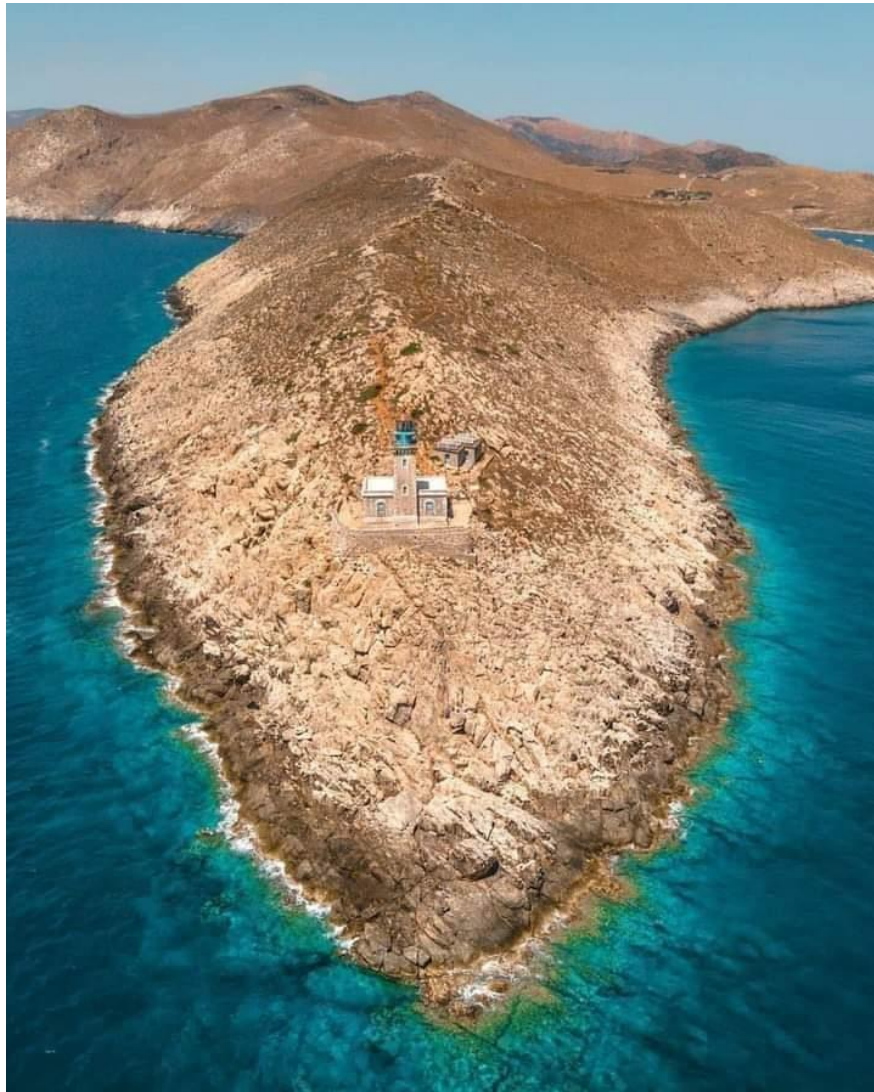




ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ
ΣΧΟΛΗ ΑΓΡΟΝΟΜΩΝ ΚΑΙ ΤΟΠΟΓΡΑΦΩΝ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ –
ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΓΕΩΠΛΗΡΟΦΟΡΙΚΗΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΕΡΓΩΝ ΥΠΟΔΟΜΗΣ ΚΑΙ ΑΓΡΟΤΙΚΗΣ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

**ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΓΙΑ ΤΗΝ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΟΥ ΡΟΛΟΥ ΤΟΥ
ΕΛΑΦΟΥΣ ΣΤΗΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗ ΔΙΑΡΡΗΣΗ ΕΝΕΡΓΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ**



ΣΠΥΡΙΔΟΥΛΑ Μ. ΚΑΛΑΜΠΟΚΑ

Επιβλέπων: Μαρίνος Καττής, Αναπληρωτής Καθηγητής Ε.Μ.Π.
Συνεπιβλέπων: Πρόδρομος Ψαρρόπουλος, Ε.ΔΙ.Π., Ε.Μ.Π.

Αθήνα, Μάρτιος 2022

ΑΦΙΕΡΩΣΕΙΣ

Αφιερώνω τη διπλωματική εργασία μου στον πατέρα μου Μιλτιάδη Καλαμπόκα, που πέρασε νωρίς στην αιωνιότητα, για την αγάπη και την πίστη του σε εμένα και τις δυνατότητές μου, καθώς και την αστείρευτη συναισθηματική, ψυχική και ψυχολογική υποστήριξη που μου προσέφερε απλόχερα πάντα.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Η παρούσα διπλωματική εργασία πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια περάτωσης των σπουδών μου στη σχολή Αγρονόμων και Τοπογράφων Μηχανικών – Μηχανικών Γεωπληροφορικής του Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου. Φθάνοντας λοιπόν στο τέλος του τόσο όμορφου ταξιδιού της φοίτησής μου, θα ήθελα να ευχαριστήσω τους ανθρώπους εκείνους οι οποίοι στάθηκαν δίπλα μου κατά τη διάρκεια όλου του ταξιδιού αλλά και στην εκπόνηση της διπλωματικής εργασίας μου.

Αρχικά θα ήθελα να ευχαριστήσω τους επιβλέποντες της διπλωματικής μου εργασίας, κ. Μαρίνο Καττή και κ. Πρόδρομο Ψαρρόπουλο για την εμπιστοσύνη που μου έδειξαν και τη βοήθεια που μου παρείχαν καθ' όλη τη διάρκεια εκπόνησής της. Εκτενέστερες ευχαριστίες οφείλω κυρίως στον κ. Πρόδρομο Ψαρρόπουλο καθώς και στον υποψήφιο διδάκτορα του Πολυτεχνείου Κρήτης, Νίκο Μακράκη, για την διαρκή καθοδήγησή τους όλο αυτό το διάστημα.

Επιπλέον, αδιαμφισβήτητη και καθοριστική ήταν η βοήθεια του συμφοιτητή, νυν υποψήφιου διδάκτορα του Ο.Π.Α. και πολύ αγαπημένου μου φίλου, Γιάννη Αυγερινού, καθ' όλη τη διάρκεια της φοίτησής μου σε ακαδημαϊκό αλλά και συναισθηματικό επίπεδο.

Εν συνεχεία, δεν θα παρέλειπα να ευχαριστήσω πολλούς πολύτιμους φίλους, οι οποίοι στάθηκαν δίπλα μου ή και συμπορευτήκαμε μαζί σε αυτό το τόσο ενδιαφέρον και γεμάτο περιπέτειες ταξίδι. Ευχαριστώ θερμά τον Ηλία, τον Παύλο, το Θάνο, το Φίλιππο και τον Στέλιο.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά την οικογένειά μου και συγκεκριμένα τη μητέρα μου Αγγελική, το βράχο μου, και την αδελφή μου Μαρία την οποία πάντα θαυμάζω και καμαρώνω, που με βοήθησαν τόσο στην εισαγωγή μου στην τριτοβάθμια εκπαίδευση, όσο και κατά τη διάρκεια της φοίτησής μου στο Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, παρέχοντάς μου κάθε είδους στήριξη.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΕΙΚΟΝΩΝ.....	viii
ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΩΝ.....	xii
ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΩΝ ΠΑΡΑΡΤΗΜΑΤΟΣ.....	xiv
ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΧΗΜΑΤΩΝ.....	xviii
ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΧΗΜΑΤΩΝ ΠΑΡΑΡΤΗΜΑΤΟΣ.....	xx
ΠΕΡΙΛΗΨΗ.....	xxviii
ABSTRACT.....	xxx
Κεφάλαιο 1 : Εισαγωγή.....	2
Κεφάλαιο 2 : Γεωκίνδυνοι.....	6
2.1 Εισαγωγή.....	6
2.2 Κατηγορίες Γεωκινδύνων.....	7
2.3 Ηφαιστεια.....	10
2.4 Κατολισθήσεις.....	15
2.5 Σεισμοί.....	18
2.6 Γεωκίνδυνοι στην Ελλάδα και τη Μεσόγειο.....	22
Κεφάλαιο 3 : Σεισμικά Ρήγματα.....	32
3.1 Εισαγωγή.....	32
3.2 Ενεργά σεισμικά ρήγματα.....	33
3.3 Κατηγοριοποίηση ρηγμάτων.....	39
3.4 Διάδοση της διάρρηξης ρήματος διαμέσου επιφανειακού εδαφικού στρώματος..	41
3.5 Τα σημαντικότερα ρήγματα στην Ελλάδα και τη Μεσόγειο.....	48
Κεφάλαιο 4 : Δισδιάστατη Αριθμητική Προσομοίωση.....	60
4.1 Υπολογιστική προσομοίωση διάρρηξης ενεργού ρήματος διαμέσου εδαφικής στρώσης.....	60
4.2 Περιγραφή των προσομοιωμάτων.....	60
4.3 Το κριτήριο αστοχίας Mohr – Coulomb.....	66

4.4 Εφαρμογές σε κανονικό ρήγμα.....	68
4.4.1 Επιφανειακές μετατοπίσεις με το ίδιο πάχος στρώσης.....	68
4.4.2 Επιφανειακές μετακινήσεις με το ίδιο υλικό στρώσης.....	70
4.4.3 Επιφανειακές μετατοπίσεις με την ίδια γωνία διάρρηξης	72
4.5 Εφαρμογές σε ανάστροφο ρήγμα	76
4.5.1 Επιφανειακές μετατοπίσεις με το ίδιο πάχος στρώσης.....	76
4.5.2 Επιφανειακές μετατοπίσεις με το ίδιο υλικό στρώσης	79
4.5.3 Επιφανειακές μετατοπίσεις με την ίδια γωνία διάρρηξης	80
Κεφάλαιο 5 : Τρισδιάστατη Αριθμητική Προσομοίωση.....	84
5.1 Περιγραφή του προσομοιώματος.....	84
5.2 Εφαρμογή.....	85
5.3 Παραμετρική ανάλυση.....	86
Κεφάλαιο 6 : Συμπεράσματα – Προτάσεις.....	88
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΣΧΗΜΑΤΩΝ.....	90
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΩΝ	110
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	124

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΕΙΚΟΝΩΝ

Εικόνα 2.1: Σχεδιάγραμμα απεικόνισης γεωκινδύνων	7
Εικόνα 2.2: Σχηματική απεικόνιση χερσαίων γεωλογικών κινδύνων	8
Εικόνα 2.3: Απεικόνιση των πιθανών γεωκινδύνων ενός θαλάσσιου περιβάλλοντος	9
Εικόνα 2.4: Οι βασικοί υποθαλάσσιοι γεωκίνδυνοι	9
Εικόνα 2.5: Έκρηξη του ηφαιστείου Μεράπι στην Ινδονησία	10
Εικόνα 2.6: Σύστημα υποθαλάσσιων ηφαιστείων ιλύος και υδριτών αερίων	12
Εικόνα 2.7: Η μεγάλη λίμνη (salse) του ηφαιστείου ιλύος Αιν στο Ιράν.....	12
Εικόνα 2.8: Φωτογραφία λίγο πριν την έκρηξη του ηφαιστείου Νιραγκόνκο στη Λαϊκή Δημοκρατία του Κονγκό.....	13
Εικόνα 2.9: Δομή ηφαιστείου	14
Εικόνα 2.10: Κατολίσθηση στη La Conchita, παράκτια περιοχή της νότιας Καλιφόρνια, Άνοιξη 1995.....	15
Εικόνα 2.11: Υποθαλάσσιες (μπλε κύκλοι) και χερσαίες (κόκκινα τετράγωνα) κατολισθήσεις	16
Εικόνα 2.12: Οι θέσεις των μεγαλύτερων υποθαλάσσιων κατολισθήσεων παγκοσμίως..	17
Εικόνα 2.13: Τεχνικογεωλογική αποτύπωση κατολίσθησης.....	18
Εικόνα 2.14: Παγκόσμιος χάρτης των μεγαλύτερων σεισμικών ζωνών	18
Εικόνα 2.15: Σειсмоγράφος, όργανο μέτρησης έντασης σεισμών	20
Εικόνα 2.16: Παγκόσμιος χάρτης σεισμικής δραστηριότητας 1973-2006.....	21
Εικόνα 2.17: Σχηματικό διάγραμμα που παρουσιάζει κύριους τύπους θαλάσσιων γεωκινδύνων	22
Εικόνα 2.18: Η σημερινή μορφή της Μεσογείου	23
Εικόνα 2.19: Κύριες υποθαλάσσιες κατολισθήσεις που έχουν συμβεί στη Μεσόγειο.....	24
Εικόνα 2.20: Κατανομή των κατολισθήσεων στην Ελλάδα	24

Εικόνα 2.21: Το υποθαλάσσιο ηφαίστειο Προμηθέας και τα υπόλοιπα ηφαίστεια ιλύος που εντοπίστηκαν στην Ανατολική Μεσόγειο μέχρι το 1977	25
Εικόνα 2.22: Οι περιοχές όπου γεννιούνται τα τσουνάμι της Μεσογείου Θάλασσας και η πιθανότητα δημιουργίας τους	26
Εικόνα 2.23: Τα επίκεντρα των σεισμών που προκάλεσαν ηφαιστειακές εκρήξεις και υποθαλάσσιες κατολισθήσεις και οδήγησαν στη δημιουργία τσουνάμι στην Ελλάδα .	27
Εικόνα 2.24: Τεκτονικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής της ανατολικής Μεσογείου όπου απεικονίζεται το γεωδυναμικό καθεστώς και τα αντίστοιχα διανύσματα κίνησης	28
Εικόνα 2.25: Συντρίμμα στη Χώρα της Ζακύνθου από τον καταστροφικό σεισμό στις 12 Αυγούστου 1953	29
Εικόνα 3.1: Το ρήγμα του Αγίου Ανδρέα στην Καλιφόρνια.....	33
Εικόνα 3.2: Τρισδιάστατη σχηματική τομή ενός τυπικού νεοτεκτονικού εξάρματος (μορφοτεκτονικό φαινόμενο).....	36
Εικόνα 3.3: Σχηματική απεικόνιση των δύο ρηξιτεμάχων	39
Εικόνα 3.4: Ταξινόμηση ρηγμάτων	40
Εικόνα 3.5: Κατανομή των κύριων κατηγοριών πετρωμάτων ρηξιγενών ζωνών σε μία μεγάλης κλίμακας διατμητική ζώνη	44
Εικόνα 3.6: Αριστερά: Κύρια ενεργά και πιθανά ενεργά ρήγματα του Βόρειου Ελληνικού χώρου (Μακεδονίας, Θράκης και Θεσσαλίας). Οι διευθύνσεις των εφελκυστικών τάσεων που υπολογίστηκαν από σεισμολογικά δεδομένα παρουσιάζονται με πράσινα βέλη και από τεκτονικές μετρήσεις με μαύρα βέλη. Δεξιά: Τμήμα του χάρτη των νεοτεκτονικών και ενεργών ρηγμάτων του ελλαδικού χώρου.	48

Εικόνα 3.7: Οι 33 σεισμοί του 20ου αιώνα, 2 του 19ου (1861 Αίγιο και 1894 Αταλάντη) και γενικά ελάχιστοι ιστορικοί, που έχουν σαφή επιφανειακή εκδήλωση του σεισμογόνου ρήγματος με γνωστό το μήκος και την κατακόρυφη μετατόπισή τους ..49	
Εικόνα 3.8: Σεισμός της Ιερισού, 26 Σεπτεμβρίου 1932.....	50
Εικόνα 3.9: Κρατήρες άμμου στη Λίμνη Πολυφύτου, Σεισμός Κοζάνης - Γρεβενών 1995	51
Εικόνα 3.10: Δορυφορική εικόνα της Αττικής, όπου παρουσιάζονται τα ρήγματα του Θριάσιου, Θρακομακεδόνων και το σεισμογενετικό της Φυλής.....	52
Εικόνα 3.11: Το επίκεντρο του σεισμού της Αθήνας το Σεπτέμβριο του 1999	53
Εικόνα 3.12: Η ζώνη ρηγμάτων της Βόρειας Ανατολίας	54
Εικόνα 3.13: Σύγκριση των ρηγμάτων της Βόρειας Ανατολίας και του Αγίου Ανδρέα ...	55
Εικόνα 3.14: Οι επιφανειακές διαρρήξεις του σεισμού της Τουρκίας (1999), με τη σιτική γραμμή, στο τμήμα Izmit-Karadere, μήκους 100km περίπου και η πιθανή προέκτασή του (40-50km) στον κόλπο του Izmit σχέση με του δύο κλάδους του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας. Απεικονίζονται επίσης τα επίκεντρα του κυρίως σεισμού (αστέρι) και των μεγάλων μετασεισμών καθώς και ο μηχανισμός γένεσης του κύριου σεισμού (M=7.4).....	57
Εικόνα 3.15: Πάνω: επιφανειακές διαρρήξεις του ρήγματος του σεισμού Duzce (M=7,1), με τυπικές δομές διόγκωσης (pressure ridges). Κάτω: κατάρρευση πολυώροφης νεόκτιστης οικοδομής εξαιτίας του ρήγματος του Izmit.	58
Εικόνα 4.1: Σχεδιαστικό περιβάλλον ABAQUS	61
Εικόνα 4.2: Εφαρμογή των χαρακτηριστικών των υλικών.....	62
Εικόνα 4.3: Ανάθεση ιδιοτήτων των υλικών	62
Εικόνα 4.4: Στάδια προσομοίωσης.....	63
Εικόνα 4.5: Εφαρμογή βαρύτητας στο προσομοίωμα	63

Εικόνα 4.6: Δημιουργία οριακών συνθηκών	64
Εικόνα 4.7: Εφαρμογή Οριακών συνθηκών ανάλογα με το στάδιο	64
Εικόνα 4.8: Δημιουργία εργασίας.....	65
Εικόνα 4.9: Ενημέρωση διεργασιών του Monitor	65
Εικόνα 4.10: Οπτική μορφή αποτελεσμάτων	66
Εικόνα 4.11: Τομή της πυραμίδας Mohr - Coulomb σε καθαρό διατμητικό επίπεδο	67
Εικόνα 5.1: Οπτική μορφή του προσομοιώματος.....	84

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΩΝ

Διάγραμμα 3.1: ιαδρομή διαρρηγμένου ρήγματος μέσου του εδάφους (α)δύσκαμπτο επίπεδο, απότομο βάθος (b)δύσκαμπτο επίπεδο, ρηχό βάθος (c)όγκιμο επίπεδο	42
Διάγραμμα 4.1: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους H=5m.	69
Διάγραμμα 4.2: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους H=20m.	70
Διάγραμμα 4.3: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους H=5m.	71
Διάγραμμα 4.4: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους H=20m.	71
Διάγραμμα 4.5: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους H=5m με γωνία διάρρηξης $\theta=30^\circ$	72
Διάγραμμα 4.6: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους H=5m με γωνία διάρρηξης $\theta=45^\circ$	72
Διάγραμμα 4.7: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους H=5m με γωνία διάρρηξης $\theta=60^\circ$	73
Διάγραμμα 4.8: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους H=20m με γωνία διάρρηξης $\theta=30^\circ$	73
Διάγραμμα 4.9: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους H=20m με γωνία διάρρηξης $\theta=45^\circ$	74
Διάγραμμα 4.10: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους H=20m με γωνία διάρρηξης $\theta=60^\circ$	74
Διάγραμμα 4.11: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους H=5m.	77
Διάγραμμα 4.12: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους H=20m.	78
Διάγραμμα 4.13: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης H=5m.....	79
Διάγραμμα 4.14: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους H=20m.	79
Διάγραμμα 4.15: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους H=5m με γωνία διάρρηξης $\theta=30^\circ$	80

Διάγραμμα 4.16: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$ με γωνία διάρρηξης $\theta=45^\circ$	81
Διάγραμμα 4.17: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$ με γωνία διάρρηξης $\theta=60^\circ$	81
Διάγραμμα 4.18: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$ με γωνία διάρρηξης $\theta=30^\circ$	82
Διάγραμμα 4.19: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$ με γωνία διάρρηξης $\theta=45^\circ$	82
Διάγραμμα 4.20: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$ με γωνία διάρρηξης $\theta=60^\circ$	83
Διάγραμμα 5.1: Διάγραμμα επιφανειακών μετατοπίσεων στο κέντρο του προσομοιώματος ως προς y	85
Διάγραμμα 5.2: Διάγραμμα επιφανειακών μετατοπίσεων στο κέντρο του προσομοιώματος ως προς y	87

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΩΝ ΠΑΡΑΡΤΗΜΑΤΟΣ

Διάγραμμα Παραρτήματος 1: Συγκριτικό διάγραμμα επιφανειακών μετατοπίσεων εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$ με εφαρμογή κανονικού ρήγματος.....	110
Διάγραμμα Παραρτήματος 2: Συγκριτικό διάγραμμα επιφανειακών μετατοπίσεων εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$ με εφαρμογή κανονικού ρήγματος.....	111
Διάγραμμα Παραρτήματος 3: Συγκριτικό διάγραμμα επιφανειακών μετατοπίσεων εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$ με εφαρμογή ανάστροφου ρήγματος.....	112
Διάγραμμα Παραρτήματος 4: Συγκριτικό διάγραμμα επιφανειακών μετατοπίσεων εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$ με εφαρμογή ανάστροφου ρήγματος.....	113
Διάγραμμα Παραρτήματος 5: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή κανονικού ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$ με συνοχή $c=5\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$	114
Διάγραμμα Παραρτήματος 6: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή ανάστροφου ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$ με συνοχή $c=5\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$	114
Διάγραμμα Παραρτήματος 7: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή κανονικού ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$ με συνοχή $c=5\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$	115
Διάγραμμα Παραρτήματος 8: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή ανάστροφου ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$ με συνοχή $c=5\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$	115
Διάγραμμα Παραρτήματος 9: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή κανονικού ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$ με συνοχή $c=15\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$	116

Διάγραμμα Παραρτήματος 10: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή ανάστροφου ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$ με συνοχή $c=15\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$	116
Διάγραμμα Παραρτήματος 11: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή κανονικού ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$ με συνοχή $c=15\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$	117
Διάγραμμα Παραρτήματος 12: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή ανάστροφου ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$ με συνοχή $c=15\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$	117
Διάγραμμα Παραρτήματος 13: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή κανονικού ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$ με συνοχή $c=30\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$	118
Διάγραμμα Παραρτήματος 14: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή ανάστροφου ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$ με συνοχή $c=30\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$	118
Διάγραμμα Παραρτήματος 15: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή κανονικού ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$ με συνοχή $c=30\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$	119
Διάγραμμα Παραρτήματος 16: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή ανάστροφου ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$ με συνοχή $c=30\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$	119
Διάγραμμα Παραρτήματος 17: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή κανονικού ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$ με συνοχή $c=30\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=0^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0^\circ$	120

Διάγραμμα Παραρτήματος 18: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή ανάστροφου ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$ με συνοχή $c=30\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=0^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0^\circ$	120
Διάγραμμα Παραρτήματος 19: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή κανονικού ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$ με συνοχή $c=30\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=0^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0^\circ$	121
Διάγραμμα Παραρτήματος 20: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή ανάστροφου ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$ με συνοχή $c=30\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=0^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0^\circ$	121
Διάγραμμα Παραρτήματος 21: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή κανονικού ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$ με συνοχή $c=0\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$	122
Διάγραμμα Παραρτήματος 22: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή ανάστροφου ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$ με συνοχή $c=0\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$	122
Διάγραμμα Παραρτήματος 23: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή κανονικού ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$ με συνοχή $c=0\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$	123
Διάγραμμα Παραρτήματος 24: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή ανάστροφου ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$ με συνοχή $c=0\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$	123

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΧΗΜΑΤΩΝ

Σχήμα 4.1: Διαφορική καθίζηση εδαφικής στρώσης πάχους 5m σε κανονικό ρήγμα	68
Σχήμα 4.2: Διαφορική καθίζηση εδαφικής στρώσης πάχους 20m σε κανονικό ρήγμα	69
Σχήμα 4.3: Διαφορική καθίζηση εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$ σε ανάστροφο ρήγμα.	76
Σχήμα 4.4: Διαφορική καθίζηση εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$ σε ανάστροφο ρήγμα.	77
Σχήμα 5.1: Προσομοίωση των εδαφικών στρώσεων για ρήγμα οριζόντιας ολίσθησης....	85
Σχήμα 5.2: Διαφορική καθίζηση εδαφικής στρώσης σε οριζοντιολισθητικό ρήγμα για διάφορες τιμές του μέτρου ελαστικότητας E	86

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΧΗΜΑΤΩΝ ΠΑΡΑΡΤΗΜΑΤΟΣ

- Σχήμα Παραρτήματος 1: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=5kPa$90
- Σχήμα Παραρτήματος 2: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=15kPa$90
- Σχήμα Παραρτήματος 3: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=30kPa$90
- Σχήμα Παραρτήματος 4: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=0^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0^\circ$ και συνοχή $c=30kPa$91
- Σχήμα Παραρτήματος 5: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=0kPa$91
- Σχήμα Παραρτήματος 6: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=5kPa$91
- Σχήμα Παραρτήματος 7: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=15kPa$92
- Σχήμα Παραρτήματος 8: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=30kPa$92

Σχήμα Παραρτήματος 9: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=0^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0^\circ$ και συνοχή $c=30kPa$	92
Σχήμα Παραρτήματος 10: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=0kPa$	93
Σχήμα Παραρτήματος 11: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=5kPa$	93
Σχήμα Παραρτήματος 12: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=15kPa$	93
Σχήμα Παραρτήματος 13: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=30kPa$	94
Σχήμα Παραρτήματος 14: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=0^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0^\circ$ και συνοχή $c=30kPa$	94
Σχήμα Παραρτήματος 15: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=0kPa$	94
Σχήμα Παραρτήματος 16: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=5kPa$	95

Σχήμα Παραρτήματος 17: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=15kPa$	95
Σχήμα Παραρτήματος 18: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=30kPa$	95
Σχήμα Παραρτήματος 19: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=0^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0^\circ$ και συνοχή $c=30kPa$	96
Σχήμα Παραρτήματος 20: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=0kPa$	96
Σχήμα Παραρτήματος 21: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=5kPa$	96
Σχήμα Παραρτήματος 22: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=15kPa$	97
Σχήμα Παραρτήματος 23: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=30kPa$	97
Σχήμα Παραρτήματος 24: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=0^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0^\circ$ και συνοχή $c=30kPa$	97

Σχήμα Παραρτήματος 25: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=0kPa$	98
Σχήμα Παραρτήματος 26: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=5kPa$	98
Σχήμα Παραρτήματος 27: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=15kPa$	98
Σχήμα Παραρτήματος 28: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=30kPa$	99
Σχήμα Παραρτήματος 29: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=0^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0^\circ$ και συνοχή $c=30kPa$	99
Σχήμα Παραρτήματος 30: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=0kPa$	99
Σχήμα Παραρτήματος 31: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=5kPa$	100
Σχήμα Παραρτήματος 32: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=15kPa$	100

Σχήμα Παραρτήματος 33: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=30kPa$	100
Σχήμα Παραρτήματος 34: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=0^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0^\circ$ και συνοχή $c=30kPa$	101
Σχήμα Παραρτήματος 35: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=0kPa$	101
Σχήμα Παραρτήματος 36: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=5kPa$	101
Σχήμα Παραρτήματος 37: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=15kPa$	102
Σχήμα Παραρτήματος 38: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=30kPa$	102
Σχήμα Παραρτήματος 39: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=0^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0^\circ$ και συνοχή $c=30kPa$	102
Σχήμα Παραρτήματος 40: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=0kPa$	103

Σχήμα Παραρτήματος 41: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=5kPa$	103
Σχήμα Παραρτήματος 42: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=15kPa$	103
Σχήμα Παραρτήματος 43: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=30kPa$	104
Σχήμα Παραρτήματος 44: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=0^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0^\circ$ και συνοχή $c=30kPa$	104
Σχήμα Παραρτήματος 45: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=0kPa$	104
Σχήμα Παραρτήματος 46: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=5kPa$	105
Σχήμα Παραρτήματος 47: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=15kPa$	105
Σχήμα Παραρτήματος 48: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=30kPa$	105

Σχήμα Παραρτήματος 49: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=0^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0^\circ$ και συνοχή $c=30kPa$	106
Σχήμα Παραρτήματος 50: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=0kPa$	106
Σχήμα Παραρτήματος 51: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=5kPa$	106
Σχήμα Παραρτήματος 52: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=15kPa$	107
Σχήμα Παραρτήματος 53: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=30kPa$	107
Σχήμα Παραρτήματος 54: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=0^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0^\circ$ και συνοχή $c=30kPa$	107
Σχήμα Παραρτήματος 55: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=0kPa$	108
Σχήμα Παραρτήματος 56: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=5kPa$	108

Σχήμα Παραρτήματος 57: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=15kPa$	108
Σχήμα Παραρτήματος 58: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=30kPa$	109
Σχήμα Παραρτήματος 59: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=0^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0^\circ$ και συνοχή $c=30kPa$	109
Σχήμα Παραρτήματος 60: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20m$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=0kPa$	109

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στη σημερινή εποχή, η ραγδαία εξέλιξη των τεχνικών έργων, επιφέρει οικονομική, κοινωνική και πολιτική ανάπτυξη όλων των χωρών οι οποίες δραστηριοποιούνται σε μεγάλα βιομηχανικά έργα. Η αυξημένη ζήτηση για την κατασκευή χερσαίων και υποθαλάσσιων έργων, αναπόφευκτα οδηγεί στην ανάγκη για εκτενή μελέτη μεγάλων τεχνικών έργων. Προκειμένου λοιπόν, να πραγματοποιηθεί σωστή μελέτη και να τελεσφορήσει η κατασκευή τους, θα πρέπει να εξεταστούν όλες οι παράμετροι.

Στην παρούσα διπλωματική εργασία, αρχικά παρουσιάζεται μια βιβλιογραφική αναφορά των γεωκινδύνων, καθώς και μια αναφορά στα ενεργά σεισμικά ρήγματα γενικά και ειδικά στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου. Η εργασία επικεντρώνεται στις αριθμητικές προσομοιώσεις με τη μέθοδο πεπερασμένων στοιχείων, όπου ερευνάται ο βασικός σεισμικός γεωκίνδυνος, τα ρήγματα στους τρεις τύπους τους, κανονικά, ανάστροφα και οριζόντιας ολίσθησης, λαμβάνοντας υπόψη το πάχος και το υλικό της εδαφικής στρώσης καθώς και τη γωνία διάρρηξης.

Οι αναλύσεις με τη μέθοδο πεπερασμένων στοιχείων, πραγματοποιούνται στο προγραμματιστικό περιβάλλον ABAQUS. Το στάδιο των αναλύσεων περιλαμβάνει δισδιάστατες αριθμητικές αναλύσεις με στόχο τη μελέτη της επίδρασης που έχουν οι διάφορες παράμετροι στην επιφανειακή εδαφική παραμόρφωση κανονικού και ανάστροφου ρήματος, καθώς και τρισδιάστατες αριθμητικές αναλύσεις με τον ίδιο στόχο σε ρήμα οριζόντιας ολίσθησης.

ABSTRACT

Nowadays, the rapid development of industrial projects brings economic, social and political development to those countries that are active in industrial projects. The increased demand for land and underwater projects, inevitably leads to the need for extensive study of large technical projects. Therefore, for a proper study to be carried out and their construction to be successful, all parameters must be considered.

In the present diploma thesis, a bibliographic report of geohazards of all form is initially presented as well as a reference on active seismic fault in general and specifically in the Mediterranean Sea. The work focuses on numerical simulations with the finite element method, where the basic seismic hazard, the faults, normal, reverse and strike-slip, are investigated, taking into account the thickness and material of the soil layer as well as the angle of the rupture.

Analyzes are performed in the ABAQUS FE software programming environment. The analysis stage includes two-dimensional numerical models in order to investigate the effect of normal and reverse fault on surface soil deformation as well as the three-dimensional numerical models with the same goal on a strike-slip fault.

Κεφάλαιο 1 : Εισαγωγή

Ο σεισμός είναι ένα φυσικό φαινόμενο. Είναι η εδαφική δόνηση η οποία γεννιέται κατά την παροδική διατάραξη της μηχανικής ισορροπίας των γήινων πετρωμάτων σε ορισμένο μέρος της στερεάς Γης, από φυσικά αίτια που βρίσκονται στο εσωτερικό της Γης. Σύμφωνα με τη δεσπόζουσα έως σήμερα επιστημονική αντίληψη, την παροδική διατάραξη αποτελεί η σχετική ολίσθηση των δύο πλευρών του σεισμογόνου ρήγματος και τις εδαφικές δονήσεις αποτελούν τα σεισμικά κύματα που παράγονται στο ρήγμα, διαδίδονται στο εσωτερικό της Γης και φτάνουν στην επιφάνειά της όπου γίνονται αισθητά, προκαλούν βλάβες και καταγράφονται από τους σειсмоγράφους.

Οι απαιτήσεις της σύγχρονης κοινωνίας, επιβάλλουν την κατασκευή μεγάλων χερσαίων και υποθαλάσσιων τεχνικών έργων τα οποία επιφέρουν οικονομική, κοινωνική και πολιτική ανάπτυξη. Αν αναλογιστεί κανείς πως η Νότια Ευρώπη και ειδικότερα η λεκάνη της Μεσογείου στο ύψος της Ελλάδας και της Ιταλίας είναι ιδιαίτερα σεισμογενής περιοχή λόγω ύπαρξης πλήθους ρηγμάτων, τεχνικά έργα αυτού του μεγέθους, απαιτούν σωστό σχεδιασμό και τακτικό έλεγχο κατά τη λειτουργία τους.

Η απόσταση ασφαλείας από αποδεδειγμένο ενεργό ρήγμα είναι ένα ανοιχτό θέμα παγκοσμίως και απασχολεί συνεχώς και την ελληνική επιστημονική κοινότητα και τον τεχνικό κόσμο της χώρας όταν σχεδιάζονται μεγάλα τεχνικά έργα.

Σε ότι αφορά τη ζώνη επίδρασης ενός ενεργού ρήγματος, σύμφωνα με το California State Mining and Geology Board, από τα ενεργά ρήγματα μιας περιοχής, θεωρούνται κρίσιμα εκείνα που βρίσκονται σε απόσταση μικρότερη των 17 μέτρων από τη θέση κατασκευής μιας απλής οικοδομής, 200 μέτρων στην περίπτωση δημοσίων κτιρίων, ενώ όταν πρόκειται για μεγάλα και ιδιαίτερα ευαίσθητα τεχνικά έργα, απόσταση ασφαλείας θεωρείται εκείνη των μερικών εκατοντάδων μέτρων μέχρι λίγων χιλιομέτρων, αναλόγως βέβαια και των γεωτεχνικών συνθηκών του εδάφους θεμελίωσης.

Η καλύτερη λύση κατασκευής οποιασδήποτε ανωδομής είναι η αποφυγή δόμησης πάνω στα ρήγματα. Όταν όμως αυτό είναι ανέφικτο, για πολλούς πρακτικούς λόγους προχωράει ο σχεδιασμός και η κατασκευή του έργου με ειδικές προδιαγραφές. Οι κατασκευές που πλήττονται περισσότερο από τη θεμελίωση πάνω σε ρήγματα είναι, εκτός από τις κτιριακές, οι γέφυρες, δρόμοι (σιδηροδρομικοί και οδικοί άξονες), φράγματα, σήραγγες, ΧΥΤΑ, τέλματα λυμάτων, κ.α.. Στις περιπτώσεις που δε μπορεί να αποφευχθεί η δόμηση πάνω σε ρήγματα, έχει αναπτυχθεί τεχνογνωσία για την αποφυγή ή την ελαχιστοποίηση

των αστοχιών. Τα προβλήματα αυτά ανάλογα με την περίπτωση και τη σπουδαιότητα της κατασκευής, λύνονται είτε με εξειδικευμένη θεμελίωση, είτε με εξυγίανση του εδάφους. Τα προβλήματα που καλούνται να λύσουν οι μηχανικοί στις περιπτώσεις αυτές, περιλαμβάνουν:

1. Τη διαφοροποίηση της γεωλογικής δομής και τη μεταβολή των γεωτεχνικών συνθηκών εκατέρωθεν του ρήγματος, η οποία ενδέχεται να προκαλέσει διαφορετική καθίζηση στην κατασκευή.
2. Τη διαφοροποίηση των υδρογεωλογικών συνθηκών, ανυψώνοντας ή ταπεινώνοντας τον υδροφόρο ορίζοντα εκατέρωθεν των τεμαχών.
3. Τα προβλήματα που ανακύπτουν από τη σεισμική διέγερση, από τη μετατόπιση (οριζόντια και κατακόρυφη) που προκαλείται στο ίχνος το ρήγματος, όπως και από την αυξημένη εδαφική επιτάχυνση, λόγω μηδενικής απόστασης από την σεισμική εστία.

Στην παρούσα εργασία, ερευνάται η παραμόρφωση του εδάφους από το βασικό σεισμικό γεωκίνδυνο, τα ρήγματα. Αρχικά γίνεται μια γενική αναφορά στους χερσαίους και υποθαλάσσιους γεωκινδύνους, εστιάζοντας στους γεωκινδύνους στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου.

Στη συνέχεια, γίνεται μια εκτενέστερη αναφορά στα ενεργά σεισμικά ρήγματα, τα οποία αποτελούν και το κύριο αντικείμενο μελέτης της εν λόγω εργασίας. Στο συγκεκριμένο κεφάλαιο διατυπώνεται η θεωρία σύμφωνα με την οποία δημιουργείται ένας σεισμός, καθώς και ο τρόπος με τον οποίο προκύπτει η επιφάνεια ολίσθησης, το επονομαζόμενο ρήγμα. Οι κατηγορίες των ρηγμάτων, ποικίλουν αναλόγως της γεωμετρικής, της κινηματικής, της δυναμικής και της χρονικής ανάλυσης. Εκτενής αναφορά γίνεται επίσης στον τρόπο διάδοσης της διάρρηξης ενός ρήγματος, διαμέσου εδαφικής στρώσης. Η διάδοση ρηγμάτων σε επιφανειακά στρώματα, παρουσιάζει έντονη πολυπλοκότητα γι' αυτό και αναφέρονται διεξοδικά οι παράμετροι οι οποίες έχουν άμεση επίδραση στο εν λόγω πρόβλημα.

Εν συνεχεία, πραγματοποιούνται αριθμητικές προσομοιώσεις της εκτίμησης του ρόλου του εδάφους στην επιφανειακή διάρρηξη σεισμικών ρηγμάτων. Στην κατεύθυνση της διεκπεραίωσης και ολοκλήρωσης της διαδικασίας, συνέβαλαν οι δυνατότητες που παρέχονται από το πρόγραμμα ABAQUS. Πραγματοποιούνται παραμετρικές αναλύσεις σε τρία μοντέλα προσομοίωσης και εξάγονται τα αποτελέσματα των αναλύσεων αυτών, έτσι ώστε να καταστεί εφικτή η δημιουργία έγκυρων διαγραμμάτων σχετικά με τις εδαφικές

παραμορφώσεις των σημείων της επιφάνειας της εδαφικής στρώσης. Στο πλαίσιο της παραμετρικής ανάλυσης, μελετώνται 3 διαφορετικές γωνίες διάρρηξης του ρήγματος, 2 πάχη εδαφικής στρώσης, 5 υλικά, καθώς και 2 είδη ρηγμάτων (κανονικό και ανάστροφο). Επιπλέον, παρατίθεται ο σχολιασμός των αποτελεσμάτων τα οποία εξήχθησαν από τις αναλύσεις και ακολουθεί η σύγκριση των αποτελεσμάτων των παραμορφώσεων για τις περιπτώσεις που εξετάστηκαν.

Τέλος, προτείνονται περαιτέρω ιδέες και επιλογές για έρευνα σχετικά με τον έλεγχο της παραμόρφωσης του εδάφους το οποίο καταπονείται από ενεργά σεισμικά ρήγματα.

Για τη συγγραφή της εν λόγω εργασίας, μελετήθηκαν επιστημονικά συγγράμματα, βιβλία καθώς και διατριβές ανάλογης θεματολογίας. Επίσης, αντλήθηκαν πληροφορίες από επίσημες ιστοσελίδες σχετικές με τα ζητήματα τα οποία ερευνώνται. Στο τέλος της εργασίας, παρατίθεται η βιβλιογραφία προκειμένου να ανατρέξει ο αναγνώστης, εφόσον το επιθυμεί.

Κεφάλαιο 2 : Γεωκίνδυνοι

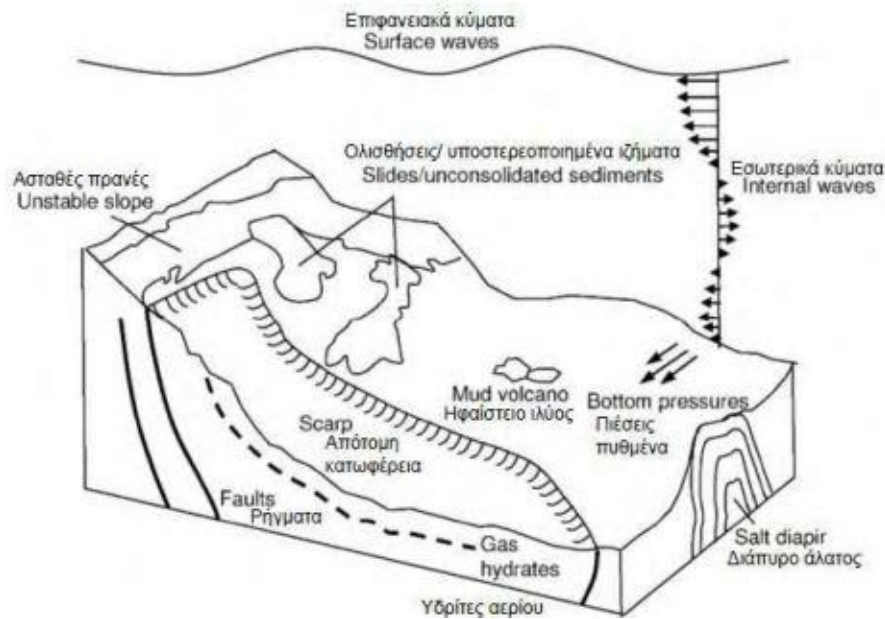
2.1 Εισαγωγή

Γεωκίνδυνοι (Geohazards) ονομάζονται οι γεωλογικές και ρευστοδυναμικές συνθήκες ή διαδικασίες, οι οποίες δύνανται να οδηγήσουν σε κίνηση εδάφους, βράχου, υγρού ή αερίου εξαιτίας είτε ξαφνικών συμβάντων όπως για παράδειγμα ο σεισμός, είτε αργών προοδευτικών παραμορφώσεων όπως παραδείγματος χάριν ο ερπυσμός του εδάφους. Πρόκειται δηλαδή, για μια γεωλογική κατάσταση η οποία μπορεί να οδηγήσει σε ευρύτατη ζημιά ή κίνδυνο (Randolph & Gourvenec, 2011). Σύμφωνα με τον Dean, οι γεωκίνδυνοι, είναι κίνδυνοι που σχετίζονται με τα γεωλογικά ή και γεωτεχνικά χαρακτηριστικά ή διεργασίες και μπορούν να θέσουν σε κίνδυνο την ακεραιότητα ή τη λειτουργικότητα μιας υπεράκτιας κατασκευής και των θεμελίων της κατά την περίοδο λειτουργίας της (Dean, 2010).

Οι γεωκίνδυνοι διακρίνονται στις εξής δύο κύριες κατηγορίες: στα επικίνδυνα συμβάντα τα οποία έχουν συμπτωματικό χαρακτήρα και συμβαίνουν σπάνια όπως για παράδειγμα οι κατολισθήσεις και στις επικίνδυνες εδαφικές συνθήκες οι οποίες αφορούν αργές, προοδευτικές διαδικασίες όπως ο ερπυσμός του εδάφους. Ο βαθμός επικινδυνότητας κάθε γεωλογικού κινδύνου σχετίζεται άμεσα με την τοποθεσία, τη σοβαρότητα του συμβάντος και τη συχνότητα εμφάνισής του (Randolph & Gourvenec, 2011).

Επίσης, ο γεωκίνδυνοι μπορούν να διακριθούν σε ανθρωπογενείς και φυσικούς. Οι φυσικοί γεωκίνδυνοι χαρακτηρίζονται από την ένταση και τη χρονική κατανομή, δηλαδή τη συχνότητα εκδήλωσής του, μπορεί να υπάρξει συσχετισμός μεταξύ τους ή δύνανται να προκληθούν λόγω της ύπαρξης κάποιων άλλων (Sakellariou, 2011). Οι ανθρωπογενείς γεωκίνδυνοι προκύπτουν από τις ανθρώπινες δραστηριότητες καθώς και τον τρόπο με τον οποίο οι τελευταίες αλληλεπιδρούν με το περιβάλλον και μπορούν να προκαλέσουν επιτάχυνση ή μεταβολή των φυσικών γεωλογικών συστημάτων.

Ο τρόπος προσδιορισμού των γεωκινδύνων πραγματοποιείται με τη μελέτη της γεωλογίας, της γεωμορφολογίας και της γεωγραφίας μιας περιοχής και μέσω γεωφυσικών και γεωτεχνικών ερευνών (Dean, 2010).



Εικόνα 2.1: Σχεδιάγραμμα απεικόνισης γεωκινδύνων
(Πηγή: www.ir.lib.uth.gr)

2.2 Κατηγορίες Γεωκινδύνων

Μια αρχική κατηγοριοποίηση των γεωκινδύνων σύμφωνα με τους Randolph & Gourvenec (2011) είναι εκείνη σε ακραία και σε μακροχρόνια φαινόμενα.

- i. Τα ακραία φαινόμενα αφορούν αρκετά σπάνια αλλά έντονου χαρακτήρα φαινόμενα όπως οι σεισμοί και τα επακόλουθά τους και οι υποθαλάσσιες κατολισθήσεις.
- ii. Τα μακροχρόνια φαινόμενα είναι εκείνα τα οποία απαιτούν ιδιαίτερα μεγάλο χρονικό διάστημα για να εκδηλωθούν. Οι εν λόγω συνθήκες ευνοούν αργές διαδικασίες προοδευτικού χαρακτήρα όπως παραδείγματος χάριν ο ερπυσμός των υλικών.

Ακόμα μία κατηγοριοποίηση των γεωκινδύνων είναι οι γεωκίνδυνοι στην ξηρά, δηλαδή οι χερσαίοι γεωκίνδυνοι και εκείνοι στη θάλασσα, οι υποθαλάσσιοι.

- i. Οι χερσαίοι γεωκίνδυνοι είναι όλοι οι γεωλογικοί κίνδυνοι οι οποίοι εκδηλώνονται υπό στατικές ή και υπό σεισμικές συνθήκες σε χερσαίο τμήμα της επιφάνειας της γης. Τέτοιου είδους κίνδυνοι μπορούν να είναι ενεργά σεισμικά ρήγματα, κατολισθήσεις από την αστάθεια πρανών ή από ηφαίστεια. Σε κάθε περίπτωση, οι

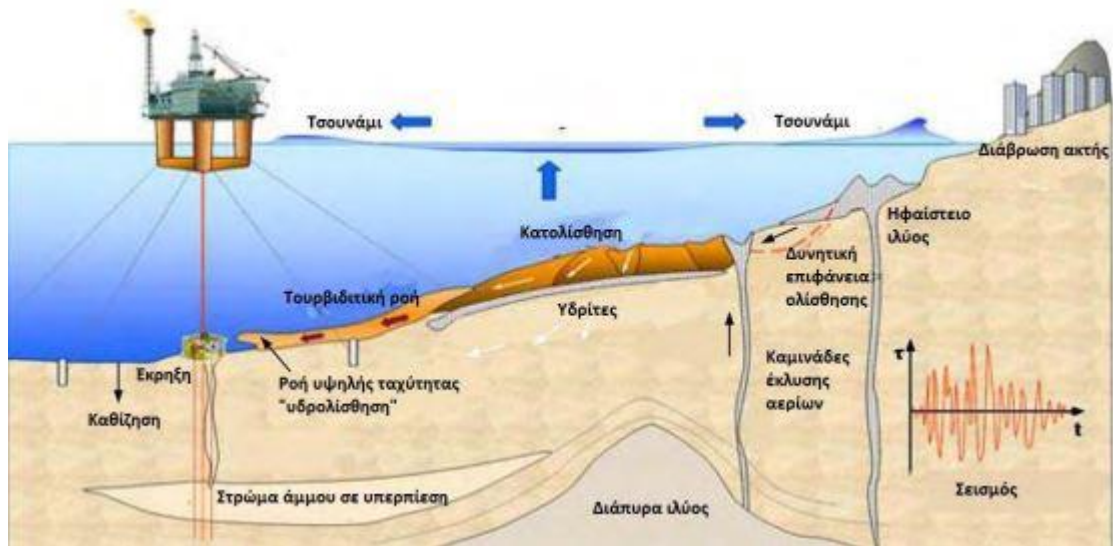
παραπάνω μορφές γεωκινδύνων αποτελούν απειλή για οποιοδήποτε τύπο κατασκευής.

- ii. Με τον όρο υποθαλάσσιοι γεωκίνδυνοι, καλούνται οι τεκτονικές και μη τεκτονικές αστοχίες των πρανών, οι ισχυρές σεισμικές δονήσεις του πυθμένα και οι ρευστοποιήσεις των ιζημάτων του τελευταίου, αέρια, υδρίτες αερίων και ηφαίστεια λάσπης (εικόνα 2.3). Τα τσουνάμι αποτελούν βασικό κίνδυνο δημιουργίας ουσιαστικών προβλημάτων σε υποθαλάσσια τεχνικά έργα λόγω των υδροδυναμικών δυνάμεων που προκαλούνται.

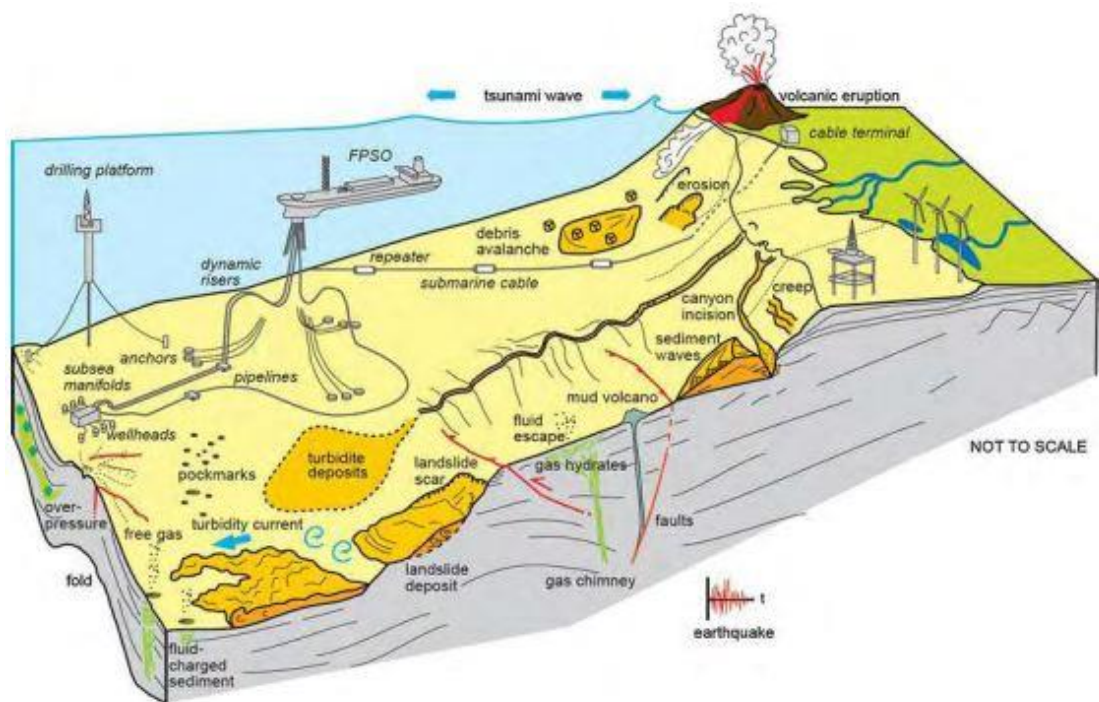


Εικόνα 2.2: Σχηματική απεικόνιση χερσαίων γεωλογικών κινδύνων

(Πηγή: www.psdadm.gr)



Εικόνα 2.4: Οι βασικοί υποθαλάσσιοι γεωκίνδυνοι
(Πηγή: Yonggang, 2016)



Εικόνα 2.3: Απεικόνιση των πιθανών γεωκινδύνων ενός θαλάσσιου περιβάλλοντος
Drilling platform = εξέδρα εξόρυξης, pipelines = αγωγοί, rockmarks = κρατήρες διαφυγής ρευστών,
Landslide deposits = υποθαλάσσιες κατολισθήσεις, debris avalanche = χιονοστιβάδα κορημάτων,
turbidity currents = τουρβιδικά φορτία, erosion = διάβρωση, creep = ερυσμός,
mud volcano = ηφαιστειο ιλύος, faults = ρήγματα, earthquake = σεισμός.
(Πηγή: Chiocci, 2011)

2.3 Ηφαίστεια

Ως ηφαίστεια ορίζονται τα ανοίγματα της γήινης επιφάνειας από τα οποία εξέρχονται μάγμα, αέρια και έτερα υλικά. Τα ηφαίστεια βρίσκονται συνηθέστερα στα όρια των τεκτονικών πλακών. Υπάρχουν όμως και περιπτώσεις που εντοπίζονται σε περιοχές που αποτελούν θέσεις κάτω του γήινου φλοιού όπου συναντούν ρεύματα θερμού υλικού από το μανδύα. Αυτές οι περιοχές ονομάζονται «θερμές κηλίδες» (hot spots). Η έκρηξη των ηφαιστείων γίνεται είτε βίαια, είτε με αργό ρυθμό. Σύμφωνα με την αναφορά (Παπαχαρισίου, 2008), τα ηφαίστεια κατηγοριοποιούνται σύμφωνα με τη(v):

- Γεωτεχνική θέση
- Εκρηξιμότητα
- Μορφή ηφαιστειακού κώνου.

Σύμφωνα με τους επιστήμονες, ως ενεργά χαρακτηρίζονται τα ηφαίστεια εκείνα τα οποία παρουσιάζουν κάποια μορφή σύγχρονης δραστηριότητας, εκρηκτικής, σεισμικής ή και απλής έκλυσης αερίων. Στην περίπτωση της εκρηκτικής δραστηριότητας εκτινάσσεται ή καταρρέει ο κώνος του ηφαιστείου, με αποτέλεσμα τη δημιουργία μιας κεντρικής κοιλάτητας η οποία ονομάζεται καλδέρα. Παράδειγμα ενεργού ηφαιστείου αποτελεί το Μέραπι (εικόνα 2.5) το οποίο είναι το πιο ενεργό ηφαίστειο της Ινδονησίας και τοποθετείται πολύ κοντά στην πόλη Γιογκιακάρτα. Εκρήγνυται τακτικά από το 1548, περίπου κάθε τέσσερα χρόνια. Η τελευταία του έκρηξη πραγματοποιήθηκε τον Οκτώβριο του 2010.



Εικόνα 2.5: Έκρηξη του ηφαιστείου Μέραπι στην Ινδονησία

(Πηγή: www.geonews.gr)

Οι καταστροφικές συνέπειες της ηφαιστειακής δραστηριότητας οφείλονται στα εξής (Παπαχαρισίου, 2008):

- Ροές λάβας: Αποτελούν το πιο γνωστό προϊόν ηφαιστειακής δραστηριότητας με μεγαλύτερες ή μικρότερες ταχύτητες αναλόγως της σύστασής τους. Ωστόσο, συνήθως οι ταχύτητες είναι τέτοιες ώστε να υπάρχει δυνατότητα αντίδρασης.
- Πυροκλαστικά προϊόντα: Τα προϊόντα αυτά, συνδέονται με την άνοδο καθώς και τη βίαιη απελευθέρωση των αερίων που βρίσκονται εντός του μάγματος. Ενδέχεται να βρίσκονται σε ρευστή ή στερεή κατάσταση.
- Αέρια: Κατά την ηφαιστειακή δραστηριότητα αλλά και στις ενδιάμεσες περιόδους, παρουσιάζεται έκλυση αερίων, κυρίως διοξειδίου και μονοξειδίου του άνθρακα και υδρόθειου. Από τα παραπάνω, τα βαρύτερα επικάθονται στα κατώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα κοντά στο έδαφος, με αποτέλεσμα την πρόκληση θανάτων.
- Λασποροές: Οι ραγδαίες μετακινήσεις στα κατάντη, μεγάλων όγκων προϊόντων, λόγω ηφαιστειακής δραστηριότητας, κορεσμένων σε νερό, ονομάζονται λασποροές. Θεωρείται ένα φαινόμενο με ιδιαίτερα σημαντικές επιδράσεις στον άνθρωπο και το περιβάλλον.

Ηφαίστεια Ιλύος

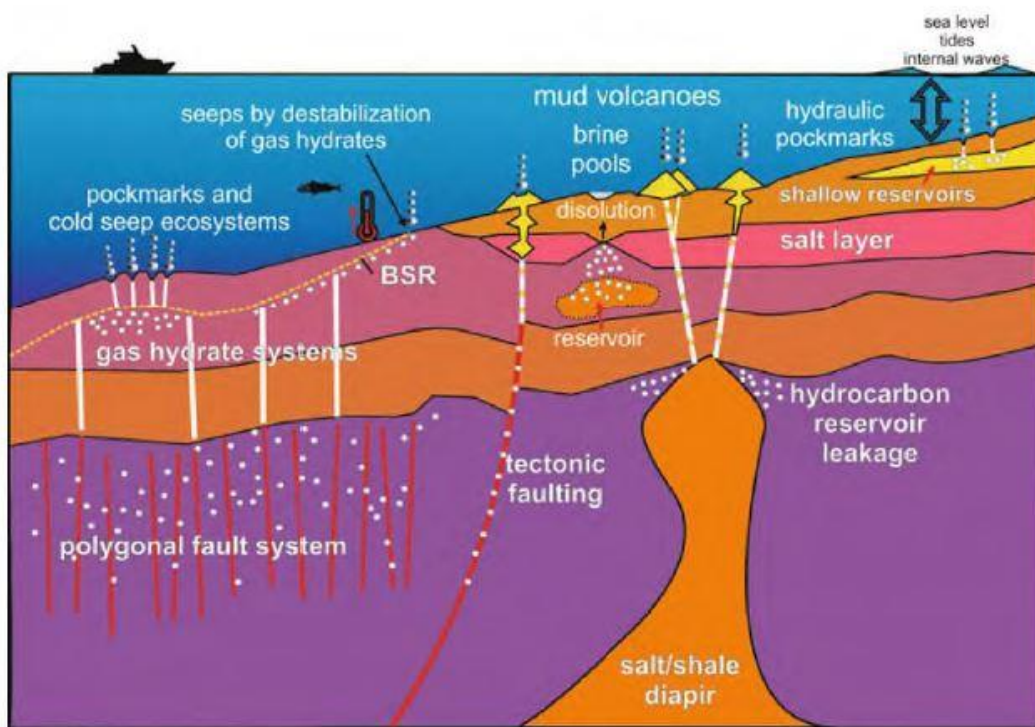
Τα ηφαίστεια ιλύος, γνωστά και ως ηφαίστεια λάσπης, είναι ιζηματογενείς κώνοι από λάσπη στην επιφάνεια του θαλάσσιου πυθμένα, τα οποία σχηματίζονται με τον ίδιο τρόπο που δημιουργούνται και τα ηφαίστεια λάβας. Η διαφορά είναι ότι αντί για λάβα, εκτοξεύεται ένα μείγμα λεπτόκοκκων ιζημάτων, νερού, αερίων και θραυσμάτων¹ πετρωμάτων από βαθύτερα στρώματα του πυθμένα της θάλασσας (Camerlenghi, 1995). Το μείγμα αυτό είναι γνωστό ως λατυποπαγής λάσπη ή ιλυο-λατυποπαγή (mud breccia) και βρίσκεται σε ημίρρευστη μορφή με το 99% του όγκου του, πολλές φορές, να είναι ιλύς (Dimitron, 2002). Αξίζει να σημειωθεί πως όταν τα ηφαίστεια ιλύος βρίσκονται σε χερσαία περιβάλλοντα, η διαφυγή αερίων γίνεται με τη μορφή ελεύθερου αερίου, ενώ όταν είναι υποθαλάσσια, τα αέρια βρίσκονται διαλυμένα στο νερό των πόρων ή παγιδευμένα με τη μορφή ιδρυτών (Ηρακλέους, 2018).

¹ Η διάμετρος των θραυσμάτων κυμαίνεται από λίγα cm έως και περισσότερα από 10m.



Εικόνα 2.7: Η μεγάλη λίμνη (salse) του ηφαιστείου ιλύος Αιν στο Ιράν

(Πηγή: Mazzini & Etiope, 2017)



Εικόνα 2.6: Σύστημα υποθαλάσσιων ηφαιστειών ιλύος και υδριτών αερίων

Seeps by destabilization of gas hydrates = διαρροές εξαιτίας αποσταθεροποίησης υδριτών αερίων,
 mud volcanoes = ηφαιστεια ιλύος, hydraulic pockmarks = κρατήρες διαφυγής ρευστών, sea level = επιφάνεια της
 θάλασσας, tides internal waves = εσωτερικά κύματα, brine pools = λίμνες άλατος, pockmarks and cold seep
 ecosystems = οικοσυστήματα σε περιοχές κρατήρων διαφυγής ρευστών και ψυχρών διαρροών, gas hydrate
 systems = συστήματα υδριτών αερίων, polygonal fault system = πολυγωνικό σύστημα ρηγμάτων, tectonic faulting
 = τεκτονική ρηγμάτωση, dissolution = διάσπαση,
 reservoir = ταμιευτήρας, shallow reservoirs = ρηχόι (αβαθείς) ταμιευτήρες, salt layer = στρώμα άλατος,
 hydrocarbon reservoir leakage = διαρροές ταμιευτήρα υδρογονανθράκων,
 salt/shale diapir = αλατούχο/σχιστολιθικό διάπυρο αλάτων

(Πηγή: Micallef, 2018)

Εκδήλωση φαινομένου

Το ρευστό πέτρωμα κάτω από το φλοιό, ονομάζεται μάγμα. Το μάγμα είναι ελαφρύτερο του στερεού πετρώματος του περιβάλλοντος, με αποτέλεσμα, λόγω της άνωσης και της πίεσης των αερίων, να οδηγείται προς τα πάνω με δυνατότητα διείσδυσης εντός των ζωνών ασυνεχειών (ρήγματα) στο φλοιό της Γης. Αυτή είναι η έναρξη της ηφαιστειακής έκρηξης (Dominey-Howes, 2000).



Εικόνα 2.8: Φωτογραφία λίγο πριν την έκρηξη του ηφαιστείου Νιραγκόνκο στη Λαϊκή Δημοκρατία του Κονγκό

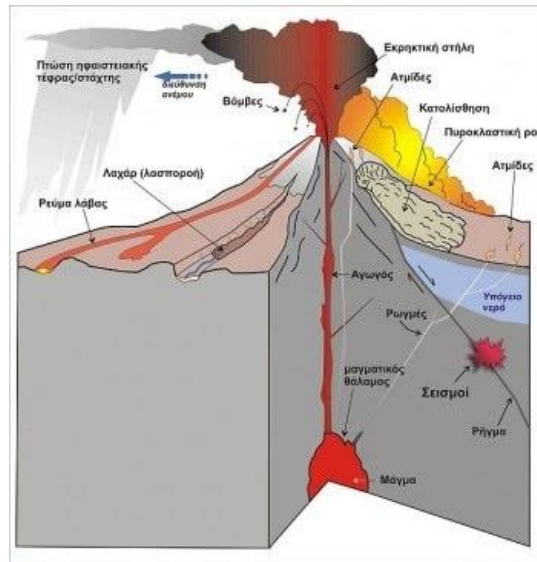
(Πηγή: www.cnn.gr)

Στην περίπτωση ύπαρξης λεπτόρρευστου μάγματος, η διαφυγή αερίων από αυτό είναι πολύ εύκολη, προκαλώντας την έξοδο του μάγματος από το ηφαίστειο. Στην περίπτωση ύπαρξης παχύρρευστου μάγματος, είναι αδύνατη η εύκολη διαφυγή των αερίων από το ηφαίστειο, με αποτέλεσμα την αύξηση της πίεσης μέχρι η δίοδος των αερίων να καταστεί δυνατή με τη μορφή βίαιης διαφυγής. Σε αυτό το είδος έκρηξης ηφαιστείου, το μάγμα εκρήγνυται και σπάει σε μικρότερα κομμάτια, την τέφρα. Το μέγεθος της τέφρας παρουσιάζει μεγάλη διακύμανση, από πολύ μικρά σωματίδια στάχτης έως ογκόλιθους σε μέγεθος αρκετών κυβικών μέτρων. Πολύ συχνά στις βίαιες ηφαιστειακές εκρήξεις δεν υπάρχουν προειδοποιήσεις ερχομού του φαινομένου, παρόλα αυτά, συνήθως παρατηρούνται μερικά πρόδρομα φαινόμενα του εν λόγω γεωκινδύνου.

Τύποι ηφαιστείων

Οι κύριοι τύποι ηφαιστείων είναι:

- Ασπιδωτά ηφαίστεια: συνδέονται σε βασαλτικό μάγμα
- Στρωματοηφαίστεια: συνδέονται με ανδεσιτικό μάγμα
- Ηφαίστεια ασβόλης: αποτελούνται μόνο από πυροκλαστικά υλικά.



Εικόνα 2.9: Δομή ηφαιστείου

(Πηγή: www.sites.google.com | Γεωλογικό Εργαστήριο)

Οι κυριότερες δομές που παρατηρούνται στα ηφαίστεια είναι οι κρατήρες, οι δομές λάβας και οι καλδέρες. Οι μαξιλαροειδείς λαβές είναι μια ιδιαίτερη μορφή λάβας η οποία σχηματίζεται από υποθαλάσσιες εκχύσεις. Τα πυροκλαστικά υλικά είναι εκείνα τα υλικά τα οποία εξέρχονται του ηφαιστειακού σωλήνα όπως για παράδειγμα ηφαιστειακή σποδός, τέφρα, πυροκλαστικές ροές, lahar, λασποροές, λάβα, οβίδες (Spiros Pavlidis, 2016).

Τύποι μάγματος

Ανάλογα με τη σύστασή τους, διακρίνονται οι εξής τρεις τύποι μάγματος:

- Βασαλτικό: βασαλτικού τύπου είναι περίπου το 80% του μάγματος, τα αντίστοιχα ηφαίστεια όμως συνήθως δεν γίνονται αντιληπτά διότι η πλειοψηφία τους βρίσκεται στον πυθμένα των ωκεανών.
- Ανδεσιτικό: ανδεσιτικού τύπου είναι περίπου το 10% του μάγματος και τα αντίστοιχα ηφαίστεια βρίσκονται διατεταγμένα κυρίως κατά μήκος των ζωνών

λιθοσφαιρικής σύγκλισης όπως παραδείγματος χάριν το Ελληνικό Ηφαιστειακό Τόξο.

- Ρυολιθικό: ρυολιθικού τύπου είναι περίπου το υπόλοιπο 10% του μάγματος. Το μεγαλύτερο μέρος του συγκεκριμένου τύπου μάγματος δεν φτάνει στην επιφάνεια. Οι πιο επικίνδυνες εκρήξεις είναι εκείνες στις οποίες το μάγμα έχει μικρή ρευστότητα και πολλά διαλυμένα αέρια. Όσο πιο όξινο, τόσο πιο επικίνδυνο είναι το μάγμα (Spiros Pavlidis, 2016).

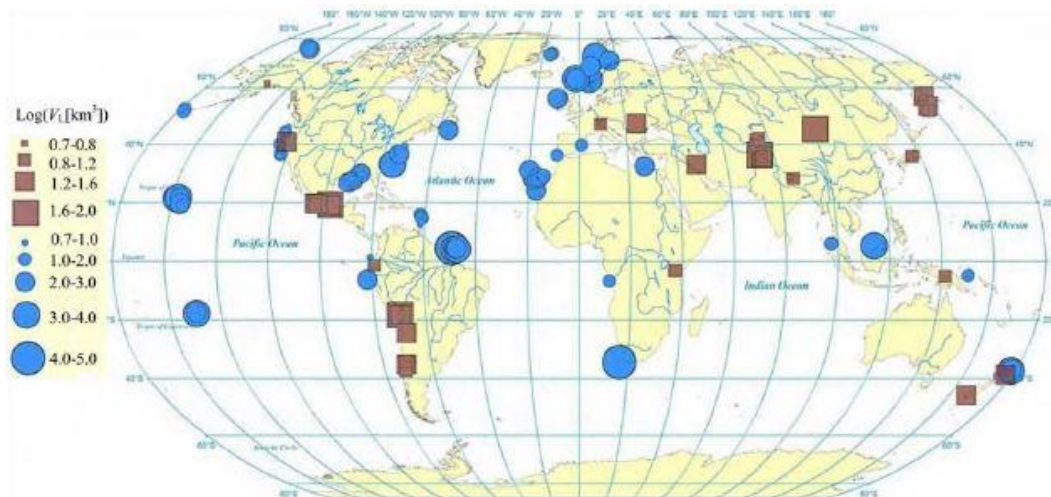
2.4 Κατολισθήσεις

Κατά καιρούς έχουν δοθεί διάφοροι ορισμοί για την έννοια της κατολίσθησης. Οι επικρατέστεροι είναι οι ακόλουθοι: σύμφωνα με τον Terzaghi (1950), η κατολίσθηση είναι «μία γρήγορη κίνηση μάζας πετρώματος, υπολειμματικού (residual) εδάφους ή ιζήματος ενός πρανούς, της οποίας το κέντρο βάρους μετακινείται προς τα κάτω και προς τα έξω», ενώ σύμφωνα με τους Zaruba και Mencl (1969) είναι «μία γρήγορη κίνηση πετρωμάτων που οφείλεται στην ολίσθηση ενός τμήματος πρανούς που διαχωρίζεται από το υπόλοιπο σταθερό τμήμα με μια καλά καθορισμένη επιφάνεια». Τέλος, σύμφωνα με τον Varnes (1978), η μετακίνηση μαζών είναι «η μετακίνηση τμήματος πρανούς που οφείλεται σε ολίσθηση, κατάπτωση, ανατροπή, ροή και ερπυσμό» (Γρένδας, 2016).



Εικόνα 2.10: Κατολίσθηση στη La Conchita, παράκτια περιοχή της νότιας Καλιφόρνια, Άνοιξη 1995
(Πηγή: U.S. Geological Survey)

Η κατολίσθηση αποτελεί ένα γεωλογικό φαινόμενο, το οποίο συνιστά γεωκίνδυνο και συναντάται τόσο σε χερσαία όσο και σε υποθαλάσσια περιβάλλοντα (εικόνα 2.12). Όταν μια κατολίσθηση λαμβάνει χώρα στο θαλάσσιο πυθμένα, ονομάζεται υποθαλάσσια κατολίσθηση (submarine mass failure or landslide) και αποτελεί άμεσο κίνδυνο για τις υπεράκτιες και υποθαλάσσιες κατασκευές. Οι υποθαλάσσιες κατολισθήσεις εντοπίζονται δυσκολότερα από τις χερσαίες, καθώς δεν εκδηλώνονται στην επιφάνεια του εδάφους, αλλά στο θαλάσσιο πυθμένα, εκατοντάδες ή και χιλιάδες μέτρα κάτω από την επιφάνεια στην οποία λαμβάνουν χώρα οι περισσότερες ανθρώπινες δραστηριότητες. Έτσι, το πλήθος των καταγεγραμμένων φαινομένων υποθαλάσσιων κατολισθήσεων είναι ιδιαίτερα περιορισμένο, αιτία εξαιτίας της οποίας είχαν υποεκτιμηθεί για πολλά χρόνια ως πηγές τσουνάμι (McGuire & Maslin, 2013).



Εικόνα 2.11: Υποθαλάσσιες (μπλε κύκλοι) και χερσαίες (κόκκινα τετράγωνα) κατολισθήσεις

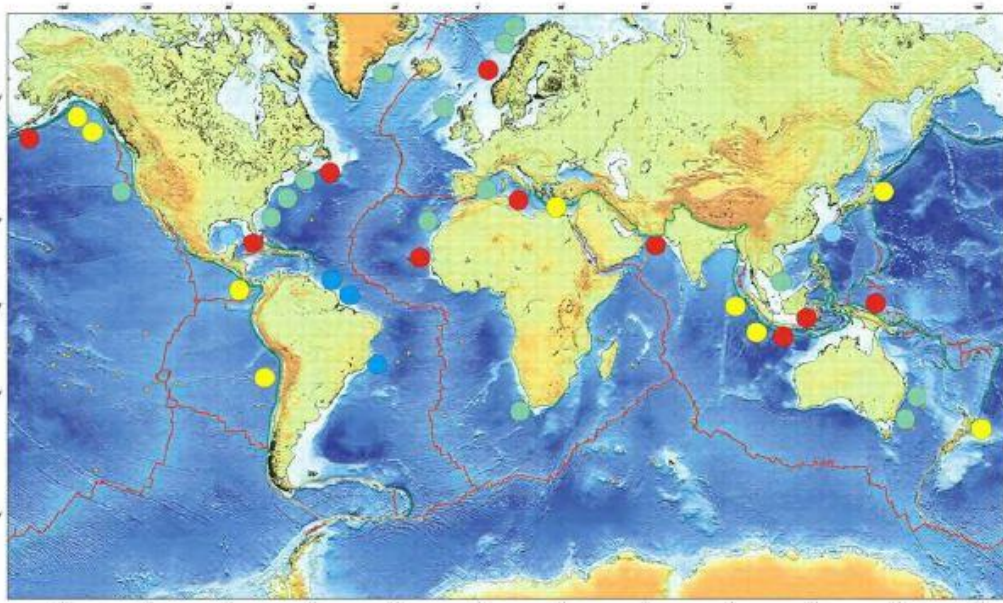
(Πηγή: Korup, 2012)

Εκδήλωση φαινομένου

Οι φυσικές και ανθρωπογενείς διεργασίες που συντελούν στην εμφάνιση κατολισθήσεων στην ξηρά είναι οι εξής (Παπαχαρισίου, 2008):

- Διάβρωση της βάσης μιας πλαγιάς λόγω της δράσης υδροφόρων οριζόντων (ποταμών, λιμνών, θαλασσών)
- Έντονες κατακρημνίσεις και απότομο λιώσιμο πάγων
- Άνοδος της στάθμης των υπόγειων υδροφορέων
- Αύξηση πιέσεων στις πλαγιές λόγω εξωτερικών φορτίων
- Ηφαιστειακές εκρήξεις
- Ανθρωπογενείς δραστηριότητες (εκσκαφές, ανατινάξεις, κ.α.)
- Καταστροφή των δασών.

Στην παρακάτω εικόνα (εικόνα 2.13) παρουσιάζονται οι θέσεις των μεγαλύτερων κατολισθήσεων παγκοσμίως.

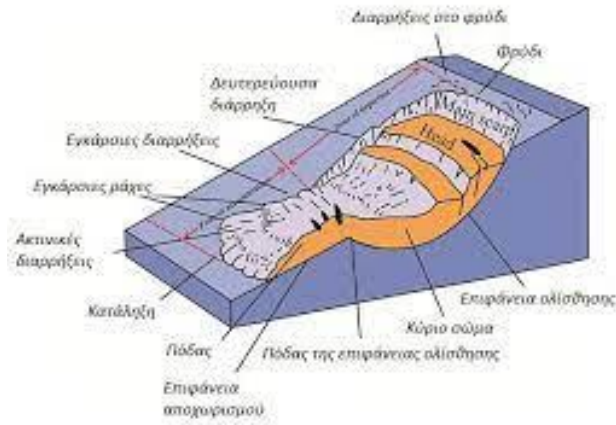


Εικόνα 2.12: Οι θέσεις των μεγαλύτερων υποθαλάσσιων κατολισθήσεων παγκοσμίως
Πράσινο = υποθαλάσσιες κατολισθήσεις (χωρίς τσουνάμι) εντός λιθοσφαιρικών πλακών,
Κίτρινο = υποθαλάσσιες κατολισθήσεις (χωρίς τσουνάμι) κατά μήκος των περιθωρίων των λιθοσφαιρικών
πλακών, Κόκκινο = τσουνάμι που προκλήθηκε εξαιτίας υποθαλάσσιας κατολίσησης,
Γαλάζιο = ενεργά ποτάμια συστήματα (χωρίς τσουνάμι)

(Πηγή: Tappin, 2010)

Μια κατολίσηση μπορεί να πραγματοποιηθεί αιφνίδια και διαρκεί μόλις λίγα δευτερόλεπτα. Η ένταση και η διάρκεια του φαινομένου της κατολίσησης, ποικίλουν αναλόγως των παραγόντων του περιβάλλοντος και των συνθηκών που επικρατούν. Παρουσιάζει ιδιαίτερη δυσκολία ο υπολογισμός της συχνότητας εμφάνισής του καθώς ένα τέτοιου είδους φαινόμενο μπορεί να προκληθεί ανά πάσα στιγμή. Οι κυριότεροι παράγοντες που δύνανται να οδηγήσουν σε κατολίσηση είναι οι εξής (Παπαχαρισίου, 2008):

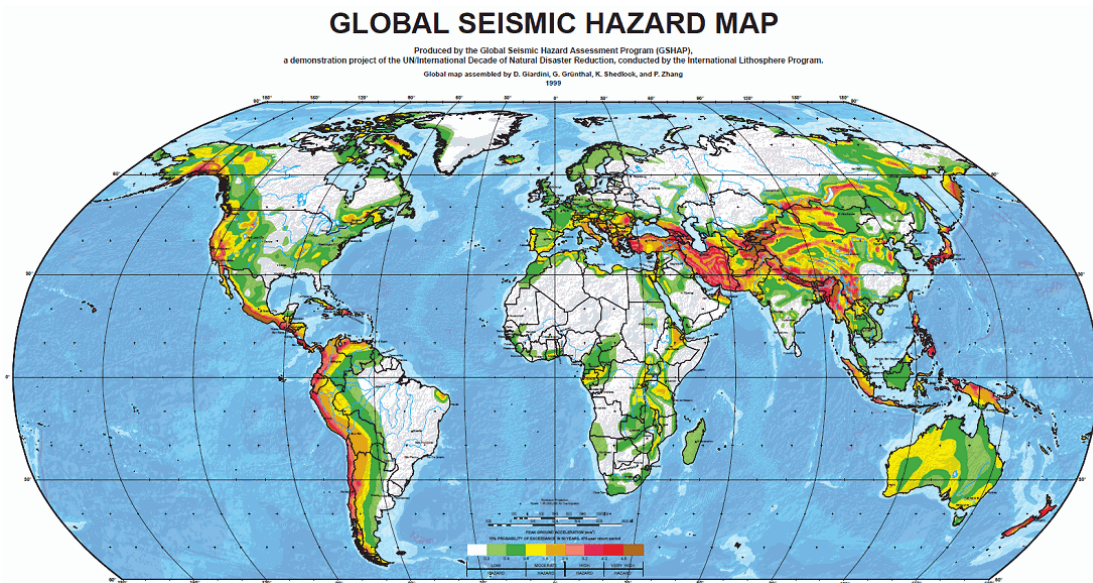
- Η αφαίρεση της υποστήριξης του πρηνούς
- Η επιπλέον φόρτιση του πρηνούς
- Η δράση της χλωρίδας και της πανίδας
- Η αποσάθρωση
- Η παρουσία ύδατος
- Η γεωλογική δομή.



Εικόνα 2.13: Τεχνικογεωλογική αποτύπωση κατολίσθησης
(Πηγή: ikee.lib.auth.gr)

2.5 Σεισμοί

Ως σεισμός ορίζεται η «εκτόνωση» της τάσης δηλαδή της πίεσης που εφαρμόζεται στην επιφάνεια ενός ρήγματος. Η συχνότητα του φαινομένου αυξάνεται διαμήκους των ορίων των τεκτονικών πλακών, ωστόσο δεν αποκλείεται η εμφάνισή τους οπουδήποτε αλλού. Το εν λόγω φαινόμενο εκδηλώνεται συνήθως απροειδοποίητα χωρίς δυνατότητα αποτροπής. Οι σεισμοί, παρά τη μικρή τους διάρκεια, μπορούν να προκαλέσουν ανυπολόγιστες ζημιές σε κάθε κατασκευή η οποία θα υποβληθεί στη σεισμική καταπόνηση καθώς και τεράστιες απώλειες ζωών. Επιπλέον, υπάρχει πιθανότητα πρόκλησης άλλων φυσικών καταστροφών όπως για παράδειγμα τσουνάμι (Papadopoulos, 2007).



Εικόνα 2.14: Παγκόσμιος χάρτης των μεγαλύτερων σεισμικών ζωνών
(Πηγή: Giardini; Grünthal; Shedlock; Zhang, 1999)

Οι μεγάλοι επιφανειακοί σεισμοί αφήνουν έντονα τα «σημάδια» τους στον ανώτατο φλοιό και στην επιφάνεια της Γης, τα οποία είναι αναγνωρίσιμα σήμερα από τους γεωλόγους. Η αναγνώριση, κατανόηση και ποσοτική έκφραση των επιδράσεων των σεισμών στο ανάγλυφο της γήινης επιφάνειας, επιτρέπουν την καλύτερη κατανόηση του ιδιαίτερα πολύπλοκου αυτού φαινομένου και συμβάλλουν στον προσδιορισμό της σεισμικότητας και της σεισμικής επικινδυνότητας μιας περιοχής.

Εκδήλωση φαινομένου

Ο φλοιός της Γης κινείται διαρκώς, ωστόσο κινείται με βραδύ ρυθμό. Οι σεισμοί εκδηλώνονται όταν η τάση (πίεση) υπερβεί το όριο αντοχής υλικών της Γης. Το εν λόγω φαινόμενο συναντάται συχνότερα στα όρια των τεκτονικών πλακών.

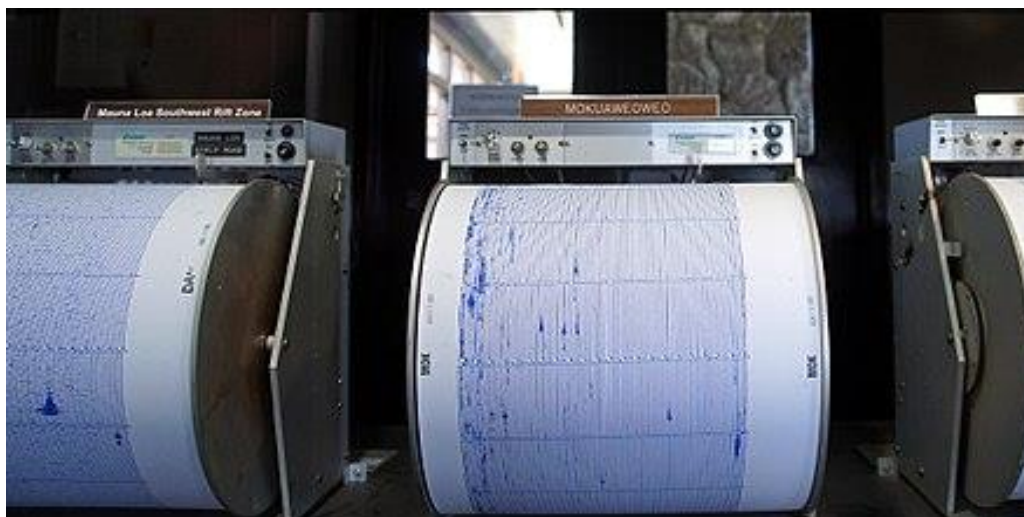
Η θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών, αναφέρει πως 10 μεγάλες άκαμπτες λιθοσφαιρικές πλάκες και 20 μικρότερες, αποτελούν το φλοιό της Γης και κινούνται συνεχώς. Καθώς λοιπόν αυτό συμβαίνει, οι πλάκες, είτε έρχονται σε σύγκρουση, είτε απομακρύνονται μεταξύ τους, ή ακόμα γλιστρούν η μία κάτωθεν ή παραλλήλως της άλλης. Η κίνηση των πλακών προκαλεί παραμόρφωση των πετρωμάτων πλησίον των ορίων των πλακών, γεγονός το οποίο έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία ζωνών ρηγμάτων γύρω τους. Σε κάποια ρήγματα, το πέτρωμα εγκλωβίζεται κατά μήκος αυτών και δε μπορεί να ολισθήσει κατά την κίνηση των πλακών. Η εφαρμοζόμενη τάση και στις δύο πλευρές του ρήγματος, οδηγεί στη θραύση του πετρώματος και τη μετακίνησή του. Η εν λόγω μετατόπιση είναι το αίτιο των σεισμών. Κατά την εκδήλωση ενός σεισμού, απελευθερώνονται μεγάλες ποσότητες ενέργειας, εντός της Γης με τη μορφή ταλαντώσεων, τα λεγόμενα σεισμικά κύματα (Sakellariou, 2011).

Η διάδοση των σεισμικών κυμάτων γίνεται προς κάθε κατεύθυνση, ενώ όσο μεγαλύτερη είναι η απόσταση από την εστία, τόσο μικρότερη είναι και η αίσθηση του σεισμού. Η συχνότητα του φαινομένου εξαρτάται από τις γεωτεκτονικές συνθήκες της εκάστοτε περιοχής. Η επιστημονική κοινότητα, προκειμένου να προσδιορίσει την επανάληψη μεγάλων σεισμών, καθορίζει τη σεισμική επικινδυνότητα μιας συγκεκριμένης περιοχής.

Σεισμικότητα

Όπως είναι γνωστό, η σεισμικότητα (seismicity) και η σεισμική επικινδυνότητα (seismic hazard) μιας περιοχής, ορίζονται με διάφορους τρόπους στα πλαίσια της Σεισμολογίας. Σεισμικότητα είναι το μέτρο της σεισμικής δράσης που δίνει πληροφορίες για τη συχνότητα επανάληψης των σεισμών. Για τον ποσοτικό καθορισμό της σεισμικότητας των διάφορων περιοχών, χρησιμοποιούνται κυρίως τα δεδομένα των σεισμικών παραμέτρων (μέγεθος, επίκεντρο, βάθος) των σεισμών που καθορίζονται με δίκτυα σεισμολογικών σταθμών. Επίσης συμπληρωματικά λαμβάνονται υπόψη και πληροφορίες για ιστορικούς σεισμούς ή ακόμη και αρχαιολογικές πληροφορίες. Τα πληρέστερα και πιο αξιόπιστα ιστορικά στοιχεία σεισμών είναι του 19^{ου} αιώνα. Τα παλαιότερα δεδομένα είναι πολλές φορές αμφιλεγόμενα και αποσπασματικά και η απουσία τους δεν μπορεί να θεωρηθεί δεδομένο για τη σεισμική ασφάλεια (Spiros Pavlidis, 2016).

Τα τελευταία χρόνια πάντως, γίνεται όλο και περισσότερο κοινή συνείδηση στους γεωεπιστήμονες ότι οι περισσότεροι μεγάλοι επιφανειακοί σεισμοί (πρόσφατοι και ιστορικοί), συνδέονται άμεσα με προϋπάρχοντα ενεργά ρήγματα, για τα οποία γίνεται εκτενής αναφορά στο επόμενο κεφάλαιο (κεφάλαιο 3), που δραστηριοποιήθηκαν αρκετές φορές στο πρόσφατο γεωλογικό παρελθόν.



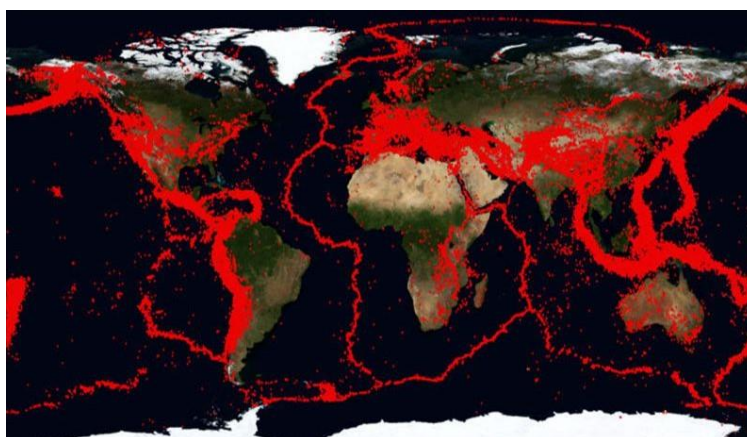
Εικόνα 2.15: Σειсмоγράφος, όργανο μέτρησης έντασης σεισμών

(Πηγή: www.wikiwand.com)

Συμπερασματικά λοιπόν, ο συνδυασμός σεισμολογικών, σειсмоϊστορικών και γεωλογικών δεδομένων, δίνει πάντα την πληρέστερη εικόνα της σεισμικότητας μιας περιοχής. Έτσι ο

όρος σεισμικότητα δύναται να θεωρηθεί ως ευρύτερη έννοια που περιλαμβάνει τις παρακάτω επιμέρους έννοιες (Spiros Pavlidis, 2016):

1. Γεωλογική σεισμικότητα (Geological seismicity), που αναφέρεται στα σεισμοτεκτονικά γεγονότα τα οποία συνέβησαν στο χρονικό διάστημα πριν από 10^6 μέχρι πριν από 10^3 χρόνια. Η συμβολή της Παλαιοσεισμολογίας² είναι καθοριστική για τον ποσοτικό προσδιορισμό της γεωλογικής σεισμικότητας.
2. Ιστορική σεισμικότητα (Historical seismicity), που στηρίζεται στα ιστορικά καταγεγραμμένα σεισμικά συμβάντα, τα οποία αναφέρονται στη χρονική περίοδο πριν 10^3 με 10^2 χρόνια, στην κατηγορία αυτή μπορεί να ενταχθεί και η «αρχαιολογική σεισμικότητα³» (archeological seismicity) και
3. Σύγχρονη (ή ενόργανη) σεισμικότητα (Instrumental seismicity), η οποία είναι γνωστή για το διάστημα 10^2 με 10^1 χρόνια και αναφέρεται στους σεισμούς που έχουν καταγραφεί με σεισμολογικά όργανα και έχουν αναλυθεί με σύγχρονες μεθόδους (για την Ελλάδα ουσιαστικά μετά το 1911).



Εικόνα 2.16: Παγκόσμιος χάρτης σεισμικής δραστηριότητας 1973-2006

(Πηγή: www.SlidePlayer.gr)

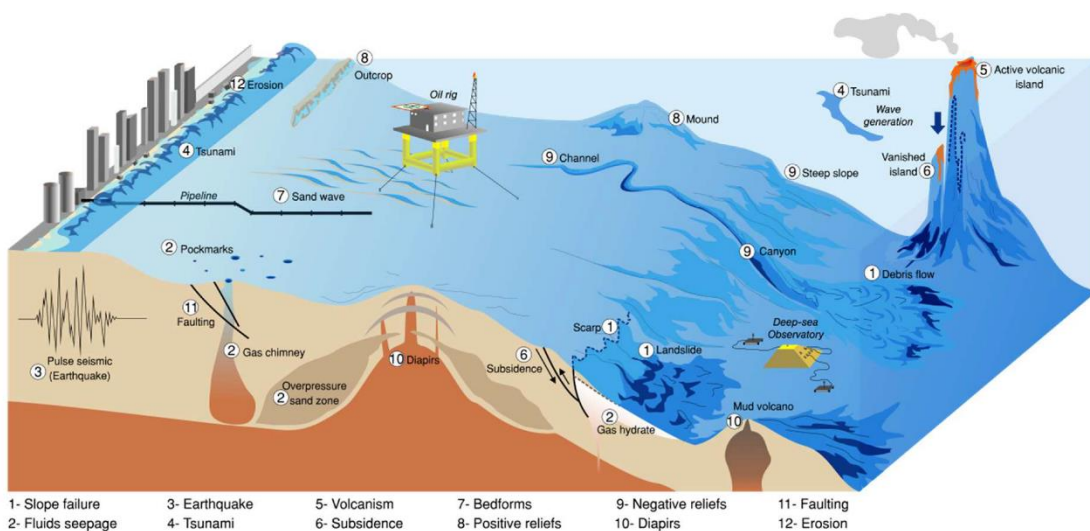
² Η παλαιοσεισμολογία χρησιμοποιεί κυρίως γεωλογικές μεθόδους με αντικειμενικό σκοπό να προσδιορίσει στιγμιαία τεκτονικά γεγονότα (σεισμούς) του γεωλογικού παρελθόντος (πρόσφατου ή και απώτερου) και να τα εκφράσει με όρους της σεισμολογίας (ισχύς, χρόνος γένεσης, ρυθμός ολίσθησης, περίοδος επανάληψης, κ.α.). Τα στοιχεία για σεισμούς του παρελθόντος που προκύπτουν από ιστορικά ή αρχαιολογικά δεδομένα, περιλαμβάνονται επίσης στις παλαιοσεισμολογικές μελέτες με την ευρύτερή της έννοια αν και οι μέθοδοι έρευνας είναι διαφορετικές (Spiros Pavlidis, 2016).

³ Με τον όρο αρχαιολογική σεισμικότητα εννοείται η μελέτη των σεισμών του παρελθόντος από την ανάλυση των αρχαιολογικών θέσεων. Τέτοιου είδους αναλύσεις αποδίδουν συνήθως άγνωστες πληροφορίες για σεισμικά γεγονότα που δεν έχουν ιστορικά καταγραφεί. Τέτοιου είδους δεδομένα, βοηθούν επίσης στην τεκμηρίωση σεισμικού κινδύνου σε περιοχές με μεγάλες περιόδους επαναφοράς εξαιρετικά καταστροφικών σεισμών.

2.6 Γεωκίνδυνοι στην Ελλάδα και τη Μεσόγειο

Οι περιοχές οι οποίες παρουσιάζουν μεγάλη ευεπιφορία στην εμφάνιση θαλάσσιων καταστροφών, είναι εκείνες με σεισμική και ηφαιστειακή δραστηριότητα ή κατολισθήσεις. Πλήθος των παραπάνω γεγονότων έχουν καταγραφεί στην περιοχή της Μεσογείου, μια περιοχή η οποία χαρακτηρίζεται από ιδιαίτερα μεγάλη ποικιλομορφία τεκτονικών συνθηκών που οδηγούν σε πολύπλοκες γεωλογικές και γεωφυσικές διεργασίες. Οι παραπάνω διεργασίες αφορούν σεισμική και ηφαιστειακή δραστηριότητα οι οποίες δε, παρατηρούνται στις πιο πυκνοκατοικημένες παράκτιες περιοχές παγκοσμίως.

Τα πιο πολλά θαλάσσια επικίνδυνα γεγονότα, ενδέχεται να σχετίζονται με γεωλογικές διαδικασίες οι οποίες συνδέονται με τα όρια των πλακών και τα ενεργά ρήγματα ή την αστοχία των πρανών, γεγονός το οποίο συντελεί στη βύθιση ηπειρωτικών παράκτιων περιοχών (Sakellariou, 2011).



Εικόνα 2.17: Σχηματικό διάγραμμα που παρουσιάζει κύριους τύπους θαλάσσιων γεωκινδύνων
pulse seismic (earthquake) = σεισμός, faulting = ρήγμα, pockmarks = κρατήρες διαφυγής ρευστών, pipeline = αγωγός, tsunami = τσουνάμι, erosion = διάβρωση, outcrop = εξάρθρωση, sand wave = κύμα άμμου, gas chimney = καπνοδόχος αερίου, overpressure sand zone = ζώνη άμμου υπερπίεσης, diapirs = καθίζηση, subsidence = gas hydrate = υδρίτης αερίου, scarp = γκρεμός, landslide = κατολίσθηση, mud volcano = ηφαιστειο λάσπης, deep-sea observatory = παρατηρητήριο βαθέων υδάτων, debris flow = ροή συντριμμίων, vanished island = εξαφανισμένο νησί, active volcanic island = ενεργό ηφαιστειακό νησί, wave generation = δημιουργία κυμάτων, mound = ανάχωμα, channel = κανάλι, oil rig = εξέδρα πετρελαίου
1-αστοχία πλαγιάς, 2-διαρροή υγρών, 3-σεισμός, 4-τσουνάμι, 5-ηφαιστειακά φαινόμενα, 6-υποχώρηση, 7-κυματισμοί και αμμόλοφοι, 8-θετικές ανακουφίσεις, 9-αρνητικές ανακουφίσεις, 10-καθίζηση 11-ρήγμα 12-διάβρωση

(Πηγή: www.MDPI.com)

Ο σημερινός σχηματισμός της Μεσογείου, οφείλεται στην καταβύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική πλάκα. Το πολύ μεγάλο πλήθος γεωλογικών εργασιών οι οποίες έλαβαν χώρα στο παρελθόν, οδήγησαν σε διάκριση της ηφαιστειακής δραστηριότητας αλλά και στην ενίσχυση της σεισμικότητας σε διακριτές περιοχές (Paradopoulos, 2007).

Οι κύριοι υποθαλάσσιοι γεωκίνδυνοι στη Μεσόγειο σχετίζονται με σεισμούς, εκρήξεις ηφαιστείων, υποθαλάσσιες κατολισθήσεις, ηφαίστεια ιλύος, διαφυγές φυσικού αερίου και υδρίτες αερίων.

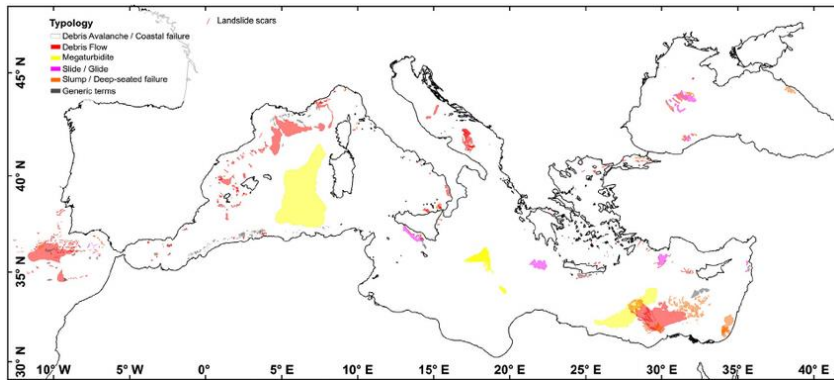
Στην παρακάτω δορυφορική λήψη (εικόνα 2.19), παρουσιάζεται η σημερινή εικόνα της Μεσογείου.



Εικόνα 2.18: Η σημερινή μορφή της Μεσογείου
(Πηγή: www.ifremer.fr)

Υποθαλάσσιες κατολισθήσεις

Στην παρακάτω εικόνα (εικόνα 2.20) παρουσιάζονται οι κυριότερες υποθαλάσσιες κατολισθήσεις που έχουν πραγματοποιηθεί στη Μεσόγειο θάλασσα. Η θαλάσσια περιοχή της νοτιοανατολικής Μεσογείου, στην οποία έχουν ανακαλυφθεί τα μεγαλύτερα και σημαντικότερα κοιτάσματα φυσικού αερίου, έχει παρουσιάσει στο παρελθόν πλήθος εκτεταμένων υποθαλάσσιων κατολισθήσεων, οι οποίες δύνανται να προκαλέσουν ανυπολόγιστες καταστροφές σε κάθε είδους τεχνικό έργο εγκατεστημένο εκεί, όπως παραδείγματος χάριν σε εξέδρες εξόρυξης υδρογονανθράκων.

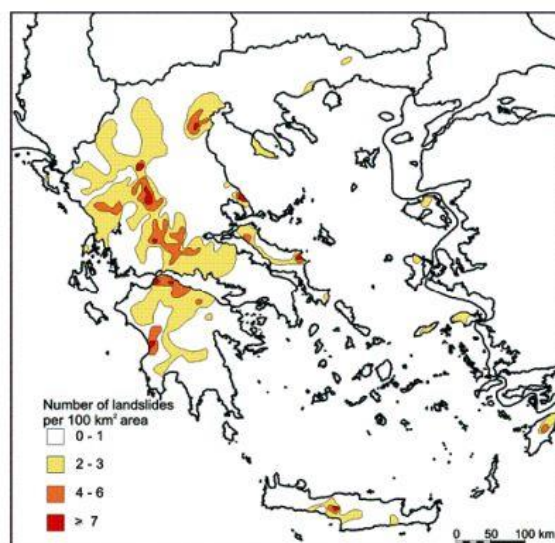


Εικόνα 2.19: Κύριες υποθαλάσσιες κατολισθήσεις που έχουν συμβεί στη Μεσόγειο

(Πηγή: Urgeles & Camerlenghi, 2013)

Η κλιματική αλλαγή συνεπάγεται τις μεταβολές της στάθμης της θάλασσας με αποτέλεσμα να επηρεάζεται η αντοχή και η θερμοκρασία των ιζημάτων του πυθμένα της Μεσογείου. Κατά συνέπεια, μειώνεται η ευστάθεια των υποθαλάσσιων πρανών, ιδιαιτέρως όταν τα ιζήματα φέρουν αέρια και υδρίτες αλάτων. Παρόλα αυτά, έχουν σημειωθεί κατολισθήσεις στη Μεσόγειο και λόγω εκρήξεων ηφαιστειών όπως για παράδειγμα στη Θήρα το 1600π.Χ. αλλά και λόγω σεισμών όπως εκείνος της Αμοργού το 1956.

Αξίζει να αναφερθεί πως η μορφολογία του θαλάσσιου πυθμένα της Μεσογείου, δύναται να επηρεάσει σημαντικά την εκδήλωση γεωκινδύνων. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί η περιοχή ανατολικά της Σικελίας, στην οποία έχουν εντοπιστεί υποθαλάσσια φαράγγια, τα οποία λειτουργούν ως μονοπάτια που συνδέουν τα παράκτια ύδατα με τις βαθιές λεκάνες, μέσω της αλληλεπίδρασης με τις ακτογραμμές. Μέσω των παραπάνω διεργασιών, προκαλείται ανακατανομή των ιζημάτων και αυξάνεται να αποτελέσουν σημαντικό γεωκίνδυνο για την ευρύτερη περιοχή και τις παράκτιες υποδομές της.

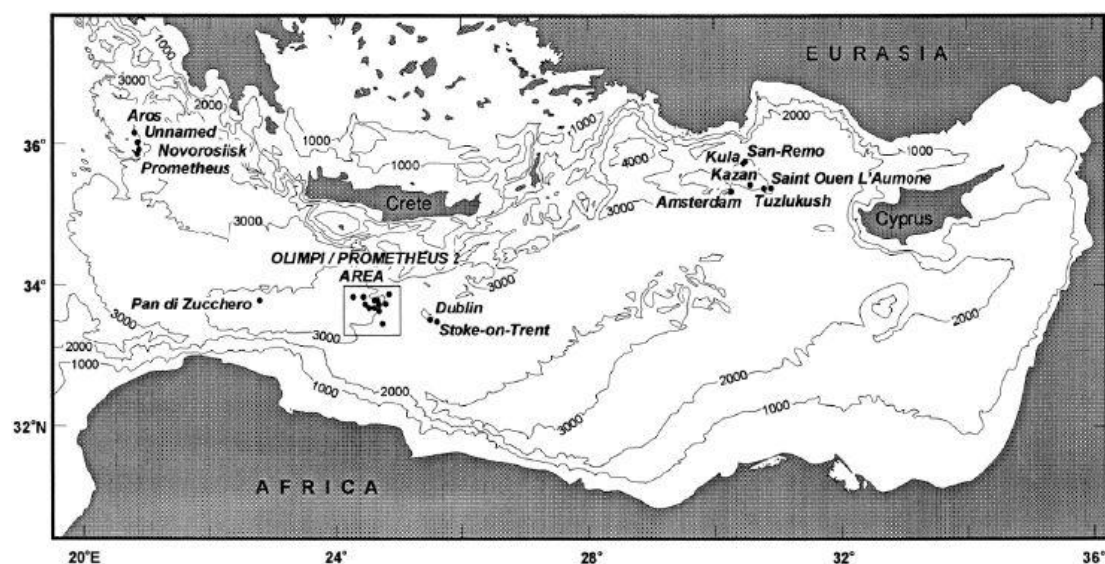


Εικόνα 2.20: Κατανομή των κατολισθήσεων στην Ελλάδα

(Πηγή: www.ecodonet.uoi.gr)

Ηφαίστεια ιλύος

Το πρώτο ηφαίστεια ιλύος της Μεσογείου, ο Προμηθέας, εντοπίστηκε το 1978 στη θαλάσσια περιοχή νότια της Κρήτης (εικόνα 2.21). Ακολούθησαν πολλές έρευνες στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου (Akhmanov & Woodside, 1998) με αποτέλεσμα να έχουν εντοπιστεί έως σήμερα περισσότερα από 40 ηφαίστεια ιλύος στη λεκάνη της ανατολικής Μεσογείου. Οι περιοχές στις οποίες τοποθετούνται τα ηφαίστεια ιλύος, είναι νότια της Κρήτης (κατά μήκος της Μεσογειακής ράχης), στον κώνο του Νείλου (στο παθητικό περιθώριο του αλλουβιακού ριπιδίου του δέλτα του Νείλου), στα όρη του Αναξιμανδρου (περιοχή με μεικτό τεκτονικό καθεστώς) και στο Κυπριακό τόξο.

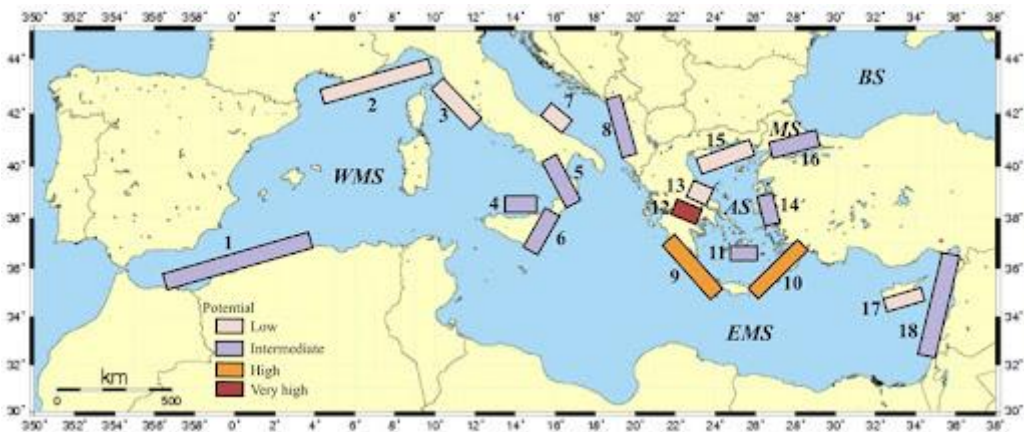


Εικόνα 2.21: Το υποθαλάσσιο ηφαίστεια Προμηθέας και τα υπόλοιπα ηφαίστεια ιλύος που εντοπίστηκαν στην Ανατολική Μεσόγειο μέχρι το 1977
(Πηγή: Akhmanov & Woodside, 1998)

Τσουνάμι

Τα τσουνάμι οφείλονται κυρίως σε σεισμούς, εκρήξεις ηφαιστειών και υποθαλάσσιες κατολισθήσεις και αποτελούν έναν ιδιαίτερα σημαντικό κίνδυνο για τις παράκτιες περιοχές της Μεσογείου.

Η παρουσία ενεργών ηφαιστειών, όπως στα κανάλια της Σικελίας, στο Τυρρηνικό και στο Αιγαίο Πέλαγος, μπορεί επίσης να αποτελέσει αιτία μεγάλων κατολισθήσεων και τσουνάμι. Η έκρηξη του Στρόμπολι προκάλεσε κατάρρευση τμήματος του ηφαιστείου, με αποτέλεσμα τη δημιουργία ενός τσουνάμι το οποίο έπληξε τη βόρεια ακτή της Σικελίας και τη δυτική της Καλαβρίας.

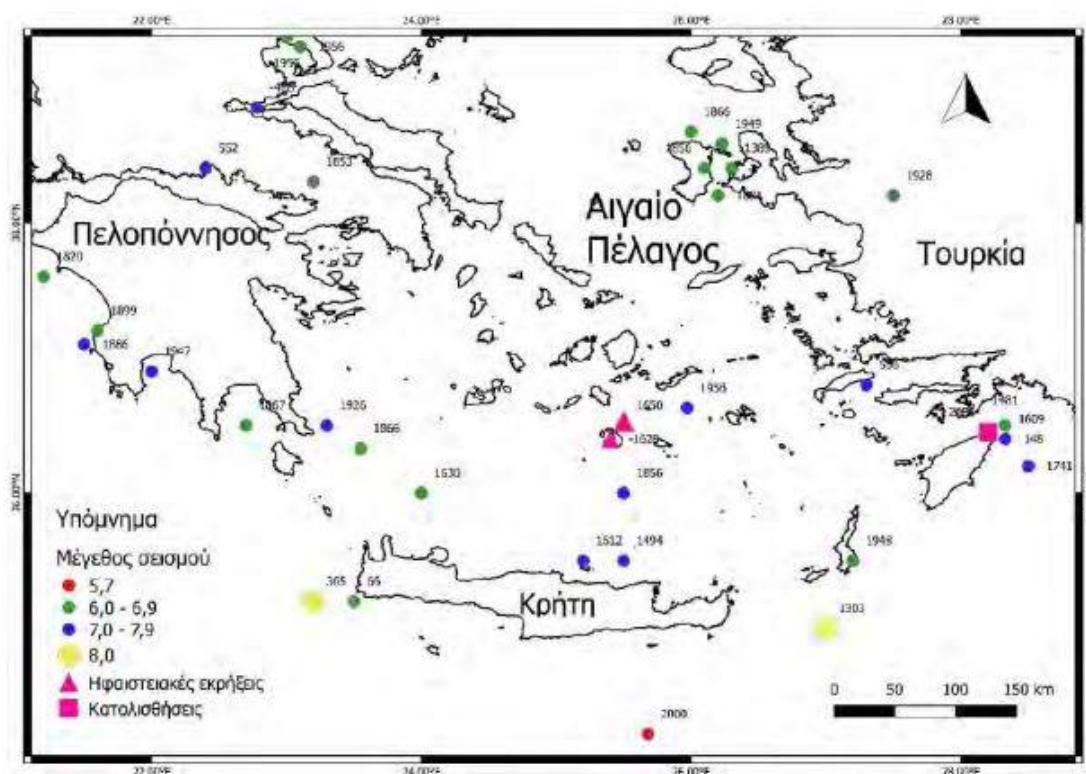


Εικόνα 2.22: Οι περιοχές όπου γεννιούνται τα τσουνάμι της Μεσογείου Θάλασσας και η πιθανότητα δημιουργίας τους (Πηγή: UNESCO)

Ο κίνδυνος τσουνάμι στην περιοχή της Μεσογείου ενισχύεται από την εξαιρετικά μικρή απόσταση μεταξύ των περιοχών που προκαλούν τσουνάμι και της εκτεθειμένης ακτής. Από την εμφάνιση ενός γεγονότος που προκαλεί τσουνάμι έως την πρόσκρουση των κυμάτων στην ακτή, ο χρόνος ενδέχεται να είναι λιγότερος από μία ώρα.

Ένα σύστημα έγκαιρης προειδοποίησης για τσουνάμι, εάν αναπτυχθεί καλά από τεχνική άποψη αλλά και λαμβάνοντας υπόψη τον πληθυσμό που ζει στις ακτές, μπορεί να βοηθήσει στη διάσωση ανθρώπινων ζωών. Η ζημία σε ακίνητα και οικονομικές δραστηριότητες, μπορεί να μειωθεί μόνο με την προώθηση της έννοιας της πρόληψης και του σωστού χωροταξικού σχεδιασμού προκειμένου να είναι σε θέση να μετριαστεί ο κίνδυνος.

Στην περιοχή της Μεσογείου, έχουν καταγραφεί συνολικά περίπου 100 τσουνάμι, ξεκινώντας από την έκρηξη του ηφαιστείου της Θήρας, τη μινωική περίοδο έως το σεισμό του 1999 στη θάλασσα του Μαρμαρά. Παρόλα αυτά, μόλις ένα μικρό μέρος των τελευταίων διαδόθηκαν σε μεγάλο μέρος της Μεσογείου, δεδομένου ότι τα περισσότερα χαρακτηρίζονται ως περιφερειακά ή τοπικά. Στην παρακάτω εικόνα παρουσιάζονται τα επίκεντρα των σειμών που έχουν προκαλέσει τσουνάμι στην Ελλάδα.



Εικόνα 2.23: Τα επίκεντρα των σειμών που προκάλεσαν ηφαιστειακές εκρήξεις και υποθαλάσσιες κατολισθήσεις και οδήγησαν στη δημιουργία τσουνάμι στην Ελλάδα
(Πηγή: Τριανταφύλλου, 2016)

Σεισμοί στον Ελλαδικό χώρο και τη Μεσόγειο

Τα συχνότερα και μεγαλύτερου βαθμού επικινδυνότητας φαινόμενα τα οποία πραγματοποιούνται τόσο στην Ελλάδα όσο και στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου, είναι σεισμοί. Η κύρια γεωδυναμική διαδικασία, η οποία ελέγχει τη σεισμικότητα στη Γη, είναι η συνεχής κίνηση άκαμπτων λιθосφαιρικών πλακών. Η Ελλάδα, κυρίως η ηπειρωτική, διασχίζεται από πολλά νεοτεκτονικά ρήγματα, στη δράση των οποίων κατά τα τελευταία 1 με 2 εκατομμύρια χρόνια, οφείλεται κυρίως η διαμόρφωση του Ελληνικού αναγλύφου, τα γεωθερμικά πεδία, οι θερμικές πηγές, η μεγάλη ποικιλομορφία των ακτών και φυσικά οι σεισμοί. Τα περισσότερα από τα γνωστά ενεργά ρήγματα του ελλαδικού

χώρου, έχουν κατά μέσο όρο μήκος 10-12 χιλιόμετρα και συνδέονται με σεισμούς τάξης μεγέθους M6 έως M7⁴. Η λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου και ειδικότερα το τμήμα της λεκάνης δυτικά της Κύπρου και νότια της Τουρκίας, αποτελεί μια από τις πιο ενεργές τεκτονικά περιοχές του πλανήτη. Όλες οι κινήσεις των τεκτονικών πλακών, αποτελούν την κύρια αιτία της σεισμικής δραστηριότητας που εκδηλώνεται στον ελλαδικό χώρο. Το γεγονός αυτό, έχει ως αποτέλεσμα να παρουσιάζεται μεγαλύτερη σεισμικότητα στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου, ολόκληρης της Ελλάδας και κατ' επέκταση της Μεσογείου. Το ελληνικό τόξο, ξεκινώντας από την Κεφαλονιά, διασχίζει το νότιο Ιόνιο ανατολικά της Πελοποννήσου και περνώντας νότια από την Κρήτη, καταλήγει στη Ρόδο. Το συγκεκριμένο σημείο είναι το όριο επαφής και σύγκλισης της αφρικανικής με την ευρασιατική πλάκα, όπου η πρώτη βυθίζεται με ταχύτητα περίπου, 4,5 εκατοστών το χρόνο κάτω από τη δεύτερη. Η σύγκρουση των πλακών στο νότιο Αιγαίο, αποτελεί την κύρια αιτία εκδήλωσης των περισσότερων σεισμών στην Ελλάδα.

Η μεγαλύτερη σεισμική δραστηριότητα παρουσιάζεται στο δυτικό τμήμα του ελληνικού τόξου, όπου σημειώνονται τακτικά ισχυρές δονήσεις στο θαλάσσιο χώρο νότια της Καλαμάτας και μεταξύ Λευκάδας και Πρέβεζας. Επιπλέον, στο δυτικότερο άκρο του ελληνικού τόξου, τοποθετείται το «σεισμικό τρίγωνο του διαβόλου». Στο σημείο αυτό, εμφανίζονται ιδιαίτερα τεκτονικά χαρακτηριστικά που τον κατατάσσουν στην πρώτη θέση της λίστας των περιοχών υψηλότερης σεισμικότητας στο Αιγαίο και την Ευρώπη.



Εικόνα 2.24: Τεκτονικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής της ανατολικής Μεσογείου όπου απεικονίζεται το γεωδυναμικό καθεστώς και τα αντίστοιχα διανύσματα κίνησης (Πηγή: Πανεπιστήμιο Αιγαίου)

⁴ Μεγέθη σεισμών σύμφωνα με την κλίμακα Richter.

Η σεισμική δραστηριότητα της Ελλάδας, διακρίνεται σε τρεις περιοχές κατά μήκος των ακτών της δυτικής Ελλάδας από την Κέρκυρα ως τη δυτική Κρήτη.

Περιοχή 1: Η πρώτη περιοχή τοποθετείται βόρεια της Λευκάδας και η σεισμική της δραστηριότητα, οφείλεται σε συμπιεστικές δυνάμεις περίπου ανατολικής – δυτικής διεύθυνσης, δηλαδή κάθετες στη διεύθυνση των ακτών της δυτικής Ελλάδας.

Περιοχή 2: Η δεύτερη περιοχή τοποθετείται νότια της Κεφαλονιάς και αποτελεί το δυτικό τμήμα του ελληνικού τόξου. Η σεισμική δραστηριότητα στην εν λόγω περιοχή, οφείλεται στη σύγκλιση της αφρικανικής πλάκας και του Αιγαίου με αποτέλεσμα να καταδύεται η πρώτη κάτω από τη δεύτερη. Αποτέλεσμα της παραπάνω διεργασίας, είναι η εκδήλωση σεισμικής δραστηριότητας σε εστιακά βάθη σεισμών μεγαλύτερα των 60 χιλιομέτρων κάτω από την Πελοπόννησο καθώς και ανατολικά αυτής, περίπου ως τις Κυκλάδες.

Περιοχή 3: Η Τρίτη περιοχή τοποθετείται μεταξύ των 2 παραπάνω, στον ευρύτερο χώρο της Κεφαλονιάς, από τη Ζάκυνθο έως τη Λευκάδα. Η σεισμική δραστηριότητα εκδηλώνεται κατά μήκος ενός ρήγματος, το οποίου η διεύθυνση είναι βορειοανατολική – νοτιοδυτική. Συγκεκριμένα, η οριζόντια κίνηση του χώρου νότια του ρήγματος, προς τα νοτιοδυτικά της Μεσογείου και του χώρου βόρεια του ρήγματος προς τα βορειοδυτικά της Πίνδου, διαμορφώνουν τη σεισμική δραστηριότητα στο χώρο. Η συνολική σχετική κίνηση κοντά στο ρήγμα αυτό, είναι της τάξεως των 25 χιλιοστών ανά έτος.



Εικόνα 2.25: Συντρίμμα στη Χώρα της Ζακύνθου από τον καταστροφικό σεισμό στις 12 Αυγούστου 1953

(Πηγή: www.imerazante.gr)

Το αρκετά μεγάλο πλήθος των σεισμών, όπως επίσης η μεγάλη συχνότητα γένεσης ισχυρών, καταστρεπτικών σεισμών, αποτελεί χαρακτηριστικό της σεισμικής δραστηριότητας στη δυτική Ελλάδα και οφείλεται στις τεκτονικές ιδιότητες της περιοχής. Παρά το γεγονός ότι στο χώρο αυτό τα μεγέθη των μεγαλύτερων σεισμών είναι μικρότερα συγκριτικά με άλλες περιοχές της Ελλάδας, ο σεισμικός κίνδυνος είναι σαφώς μεγαλύτερος λόγω της συχνότητας γένεσης σεισμών οι οποίοι δύνανται να αποβούν καταστροφικοί.

Κεφάλαιο 3 : Σεισμικά Ρήγματα

3.1 Εισαγωγή

Όλα τα ξαφνικά τεκτονικά γεγονότα (σεισμοί) τα οποία αναφέρθηκαν στο προηγούμενο κεφάλαιο, ή τα αργά όπως ο ερπυσμός είναι άμεσα συνδεδεμένα με ενεργές τεκτονικές δομές και διαδικασίες. Οι μικρότερες κινήσεις του γήινου φλοιού, περνούν σχεδόν απαρατήρητες, όμως ενδέχεται να είναι το ίδιο σημαντικές. Ρήγματα έρχονται αργά, ασεισμικά και επηρεάζουν τα εδάφη θεμελίωσης και τα κτίσματα, ενώ πολυκατοικίες και ολόκληρα χωριά ολισθαίνουν σιγά – σιγά, εδάφη βυθίζονται πολύ αργά. Όλα τα παραπάνω φαινόμενα, γίνονται αντιληπτά μόνο όταν αρχίζουν να επιδρούν επικίνδυνα στις κατασκευές. Επίσης, πολύ μικροί σεισμοί αναγκάζουν τμήματα του φλοιού να ολισθαίνουν σιγά – σιγά.

Μικροδονήσεις πραγματοποιούνται συνεχώς στον ανώτερο φλοιό, απλώς δεν γίνονται αντιληπτές και επομένως δεν ενδιαφέρουν. Δεν θα ενδιέφεραν ποτέ την πλειονότητα των ανθρώπων, παρά μόνο ελάχιστους επιστήμονες, αν κάποτε γίνονταν μεγαλύτερες, ισχυρότερες, δηλαδή σεισμοί. Τα έναυσμα, το αίτιο για τη γένεση μικρών και μεγάλων σεισμών είναι ακριβώς το ίδιο. Οι μεγάλοι σεισμοί πραγματοποιούνται σε μεγάλες διαρρήξεις, ενώ αντίστοιχα οι μικροί οφείλονται σε μικροδιαρρήξεις.

Ο φλοιός της Γης (ηπειρωτικός ή θαλάσσιος), κατά τη μακρά του ιστορία των 4,5 δισεκατομμυρίων χρόνων, «έσπασε» πάρα πολλές φορές σε μικρά ή μεγάλα «σπασίματα», τα λεγόμενα ρήγματα, με μήκος που κυμαίνεται από μόλις λίγα χιλιοστά μέχρι δεκάδες χιλιόμετρα. Πολλά από αυτά τα ρήγματα λειτούργησαν κάποτε στο παρελθόν και σήμερα είναι ανενεργά ή νεκρά. Αντίθετα, νεότερης γεωλογικής ηλικίας ρήγματα του γήινου φλοιού (μερικών χιλιάδων ή εκατοντάδων χρόνων), επαναδραστηριοποιούνται κατά ορισμένα χρονικά διαστήματα και προκαλούν τους σεισμούς. Τα τελευταία ονομάζονται ενεργά ρήγματα (Spiros Pavlidis, 2016).



Εικόνα 3.1: Το ρήγμα του Αγίου Ανδρέα στην Καλιφόρνια
(Πηγή: National Geographic)

3.2 Ενεργά σεισμικά ρήγματα

Κατά τη θεωρία του Reid (1910), η δημιουργία επιφανειακού σεισμού αποδίδεται στη συνεχή ελαστική παραμόρφωση των πετρωμάτων εξαιτίας της συσσώρευσης μεγάλης ποσότητας δυναμικής ενέργειας (ενέργεια ελαστικής παραμόρφωσης). Όταν οι τάσεις αυτές ξεπερνούν την αντοχή του πετρώματος, σημειώνεται θραύση και μετακίνηση των δύο τεμαχών πάνω σε μια συγκεκριμένη επιφάνεια και με καθορισμένη διεύθυνση. Η περιοχή όπου πραγματοποιείται η συγκέντρωση των τάσεων καλείται «σεισμογόνος χώρος», ενώ η επιφάνεια ολίσθησης ονομάζεται «ρήγμα» (Kramer, 1996). Το ρήγμα λοιπόν, ορίζεται ως η αιφνίδια διακοπή της συνέχειας των πετρωμάτων, εξαιτίας θραύσεως διαμήκους της επιφάνειας διάρρηξης. Η επιφάνεια αυτή συνοδεύεται από σχετική μετακίνηση των δύο «πλευρών» εκατέρωθέν της. Η μετατόπιση γίνεται άνωθεν της διαρρηγνυόμενης επιφάνειας, οι δε δύο «πλευρές» ονομάζονται ρηξιτεμάχη (fault blocks) ή απλώς τεμάχη (blocks). Η δημιουργία των ρηγμάτων συνδέεται απολύτως με την εμφάνιση σεισμών. Εντούτοις, οι πλέον ισχυροί σεισμοί δεν οφείλονται στη δημιουργία νέων ρηγμάτων, αλλά στις υπάρχουσες συσσωρευμένες τάσεις γύρω από παλαιά.

Υπάρχουν επιφανειακά ίχνη ρηγμάτων τα οποία προκάλεσαν ισχυρούς σεισμούς, παρέχοντας συνάμα τη δυνατότητα επιτόπιας μελέτης, όπως για παράδειγμα το ρήγμα του Αγίου Ανδρέα στην Καλιφόρνια αλλά και το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας στην Τουρκία (Σπυράκος & Τουτουδάκη, 2010).

Ωστόσο, κατά κύριο λόγο δεν εμφανίζεται επιφανειακό ίχνος και έτσι η μελέτη στηρίζεται σε μεθόδους καταγραφής και μελέτης διαφόρων τύπων σεισμικών κυμάτων, μέσω των οποίων εξάγονται συμπεράσματα σχετικά με το επίπεδο του ρήγματος, τη διεύθυνση και το είδος της διάρρηξης καθώς και του μεγέθους μετατόπισης.

Κριτήρια ενεργών ρηγμάτων

Μεταξύ των κριτηρίων, τα οποία προήλθαν από συνεχή έρευνα, για την αναγνώριση των ενεργών ρηγμάτων, αναφέρονται τα εξής:

1. Γεωλογικά κριτήρια: ένα ρήγμα δύναται να χαρακτηριστεί γεωλογικά ενεργό όταν αποδεδειγμένα επαναδραστηριοποιήθηκε κατά το πρόσφατο γεωλογικό παρελθόν, δηλαδή όταν έχει δραστηριοποιηθεί κατά το Τεταρτογενές⁵ τουλάχιστον. Αυτό διαπιστώνεται άμεσα από την ηλικία των σχηματισμών που επηρεάζει. Όταν δηλαδή το ρήγμα κόβει σχηματισμούς του Ανώτερου Πλειστόκαινου⁶ ή και νεότερους, τότε χαρακτηρίζεται ως γεωλογικά ενεργό ρήγμα. Θα πρέπει πάντως να τονιστεί πως δεν αρκούν τα παραπάνω κριτήρια για να χαρακτηριστεί ένα ρήγμα ως ενεργό. Ο συνδυασμός αυτών των κριτηρίων μαζί με σεισμολογικά, γεωδαιτικά δεδομένα, μπορούν να δώσουν ικανοποιητικές και αξιόπιστες ενδείξεις για τον καθορισμό ενός ρήγματος.
2. Σεισμοϊστορικά κριτήρια: πληροφορίες από ιστορικές πηγές για μεγάλους επιφανειακούς σεισμούς που συνδέονται με μετακινήσεις ρηγμάτων, κατολισθήσεις, ρευστοποιήσεις εδαφών, αλλαγές ροής χειμάρρων ή πηγών, κ.α. αποτελούν τις πλέον σοβαρές ενδείξεις για το χαρακτηρισμό ως ενεργού μιας περιοχής. Αν μάλιστα οι πληροφορίες είναι τόσο ακριβείς και μπορούν να

⁵ Η Τεταρτογενής περίοδος είναι η τρέχουσα γεωλογική περίοδος.

⁶ Το Πλειστόκαινο είναι η γεωλογική περίοδος που περιλαμβάνει τη χρονική περίοδο 2.588.000 με 11.700 χρόνια περίπου πριν. Μαζί με το Ολόκαινο αποτελούν το Τεταρτογενές.

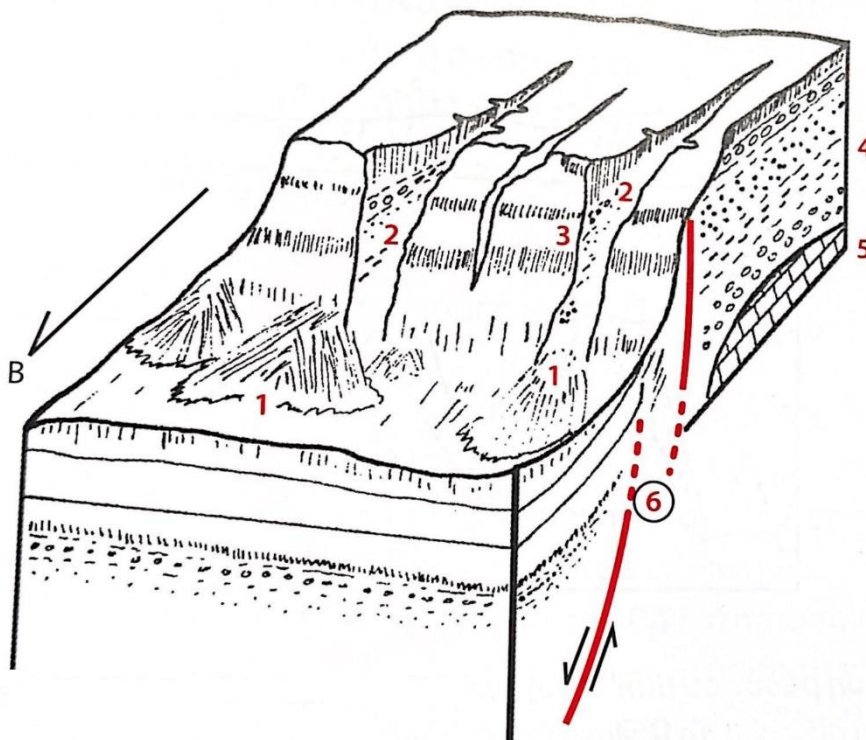
συνδυαστούν με προϋπάρχοντα ρήγματα, τότε μπορούν να καθορίσουν με σαφήνεια ενεργά ρήγματα.

3. Γεωφυσικά δεδομένα: όπως βαρυτομετρικές ανωμαλίες ή πιο ακριβείς υπολογισμοί της δομής του φλοιού διαφόρων σεισμοτεκτονικών τεμαχών, συμβάλουν ουσιαστικά στην κατανόηση της ενεργού τεκτονικής. Κυρίως όμως, τα σεισμολογικά στοιχεία είναι εκείνα τα οποία μπορούν με ακρίβεια να καθορίσουν τη θέση ενεργών ρηγμάτων.
4. Σεισμολογικά κριτήρια: μεγάλοι ή ακόμη και μικροί σεισμοί, τα επίκεντρα και τα εστιακά βάθη των οποίων είναι καθορισμένα από μεγάλο δίκτυο σεισμολογικών σταθμών με ακρίβεια, μπορούν να ορίσουν τη θέση ενεργών ρηγμάτων. Επίσης, σεισμικές ακολουθίες (προσεισμοί, μετασεισμοί, σμηνοσεισμοί) συνδέονται άμεσα με ενεργά ρήγματα, τη γεωμετρία των οποίων μάλιστα μπορούν να καθορίσουν με ικανοποιητική ακρίβεια. Τέλος, μικροσεισμοί που είναι υπολογισμένοι από δίκτυο φορητών σειсмоγράφων εγκατεστημένων με μικρή περιοχή (2-5χιλιόμετρα γύρω από ρήγματα) καθορίζουν με ικανοποιητική ακρίβεια ενεργά ρήγματα. Αντίθετα, η έλλειψη σεισμών δεν μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως κριτήριο για τον καθορισμό ενός ρήματος ως ανενεργού.
5. Παλαιοσεισμολογικά κριτήρια: οι παλαιοσεισμολογικές μέθοδοι, όπου μπορούν να εφαρμοστούν, προσκομίζουν από τα πιο αξιόπιστα δεδομένα και αποδείξεις για το χαρακτηρισμό των ενεργών ρηγμάτων με ποσοτικές παραμέτρους, όπως ο αριθμός και το είδος των παλαιοσεισμών, άλματά τους, ρυθμός ολίσθησης κ.α. (Spiros Pavlidis, 2016)

Βάσει όσων προαναφέρθηκαν, τα ρήγματα ταξινομούνται σε τέσσερις κατηγορίες με τους αντίστοιχους χαρακτηρισμούς. Οι κατηγορίες αυτές είναι οι ακόλουθες:

- α. Ενεργά ρήγματα: είναι εκείνα τα οποία συνδέονται άμεσα με ισχυρούς σεισμούς (πρόσφατους ή ιστορικούς) ή σεισμικές ακολουθίες, όταν παρουσιάζουν μικρή αλλά συνεχή μετακίνηση των δύο τεμαχών τους, που διαπιστώνεται με ακριβείς γεωδαιτικές μετρήσεις. Επίσης, είναι εκείνα τα οποία όταν επηρεάζουν «κόβουν» πρόσφατα ιζήματα ή ηφαιστειακά πετρώματα τεταρτογενούς ηλικίας και όταν είναι συνδεδεμένα με ορισμένους ειδικούς γεωμορφολογικούς σχηματισμούς ή θερμές πηγές. Τέλος, όταν συνδέονται άμεσα με μικροσεισμούς.

- β. Πιθανά ενεργά ρήγματα: χαρακτηρίζονται εκείνα τα οποία συνδέονται με μικρό βαθμό συσχέτισης με μεγάλους σεισμούς ή συνηθέστερα μόνο με μικρότερους. Επίσης, είναι εκείνα τα ρήγματα για τα οποία δεν υπάρχουν ιστορικές πληροφορίες για σεισμούς και εδαφικές μετακινήσεις, επηρεάζουν νέα ιζήματα, αλλά δε φαίνεται να έχουν επαναδραστηριοποιηθεί στο πολύ πρόσφατο παρελθόν. Τέλος, είναι εκείνα τα ρήγματα, όπου τα νέα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά με τα οποία συνδέονται έχουν διαβρωθεί ή δε διακρίνονται ευκρινώς.
- γ. Ρήγματα αβέβαια ενεργά: χαρακτηρίζονται γενικά τα ρήγματα για τα οποία όλα τα παραπάνω κριτήρια δε δίνουν ικανοποιητικό βαθμό αξιοπιστίας.
- δ. Αδρανή ή ανενεργά ρήγματα (ή ρήγματα άγνωστης δραστηριότητας): χαρακτηρίζονται εκείνα για τα οποία δεν υπάρχουν σεισμολογικές, ιστορικές και γεωλογικές ενδείξεις επαναδραστηριοποίησής τους στο πρόσφατο γεωλογικό παρελθόν.



Εικόνα 3.2: Τρισδιάστατη σχηματική τομή ενός τυπικού νεοτεκτονικού εξάρματος (μορφοτεκτονικό φαινόμενο)

1)Κώνοι πρόσφατων κορημάτων. 2)Χαραδρώσεις στο αρχικό στάδιο της διάβρωσης, που χαρακτηρίζει την πρόσφατη δημιουργία του εξάρματος. 3)Τεκτονικές αναβαθμίδες. 4)Ιζήματα. 5)Υπόβαθρο. 6)Κανονικά ρήγματα με τεταρτογενή δράση

(Πηγή: Σπύρος Παυλίδης, 1985)

Θα πρέπει βεβαίως να τονιστεί ότι οι παραπάνω χαρακτηρισμοί δεν είναι απόλυτοι. Ιδιαίτερα για το χαρακτηρισμό κάποιου ρήγματος ως ενεργού μόνο με γεωλογικά κριτήρια πρέπει κανείς να είναι πολύ επιφυλακτικό καθώς επίσης και για εκείνα τα οποία χαρακτηρίστηκαν ως τεκτονικά αδρανή, γιατί τέτοιου είδους ρήγματα αιφνιδίασαν στο παρελθόν. Χαρακτηριστικά τέτοια παραδείγματα υπάρχουν πολλά στη διεθνή βιβλιογραφία. Από την άλλη πλευρά, ούτε όλα τα ενεργά ρήγματα είναι υποψήφια για σεισμούς, γιατί η δράση τους μπορεί να σχετίζεται με πλαστική παραμόρφωση.

Ορισμοί για τη δράση των ρηγμάτων έχουν δοθεί από ειδικές επιτροπές στις Η.Π.Α., στην Ιαπωνία, Κίνα, Ιταλία, κ.α. και τηρούνται αυστηρά στην κατασκευή μεγάλων τεχνικών έργων, κυρίως πυρηνικών αντιδραστήρων. Στη συνέχεια δίνονται μερικοί αντιπροσωπευτικοί ορισμοί.

Ορισμοί Ενεργών Ρηγμάτων

Σύμφωνα με την Nuclear Regulatory Commission των Η.Π.Α., ένα ρήγμα ορίζεται ως ενεργό όταν παρουσιάζει κίνηση (σεισμική ή ασεισμική ολίσθηση) στα τελευταία 35000 χρόνια και περισσότερο από μία φορά στα τελευταία 500000 χρόνια ή είναι συνδεδεμένο με ένα άλλο γνωστό ενεργό ρήγμα ή συνδέεται με δύο ή περισσότερα σεισμικά συμβάντα καταγεγραμμένα με σειсмоγράφους έντασης III MM⁷ και μεγαλύτερης.

Σύμφωνα με τη Επιτροπή Ατομικής Ενέργειας, ένα ρήγμα θεωρείται ενεργό αν παρουσιάζει τεκμήρια κίνησης τα τελευταία 1-2 εκατομμύρια χρόνια, παρουσιάζει τοπογραφικές γεωμορφολογικές αποδείξεις για πρόσφατη επιφανειακή διάρρηξη, αν συνδέεται άμεσα με σεισμούς καταγεγραμμένους με σεισμολογικά όργανα, αν παρουσιάζει ασεισμική ολίσθηση ή έχει αποδεδειγμένα δομική σχέση με ένα γνωστό ενεργό ρήγμα, έτσι ώστε η κίνηση του ενός να μπορεί να προκαλέσει κίνηση του άλλου.

Σύμφωνα με τους κανονισμούς της πολιτείας της Καλιφόρνιας (Title 14, Article 3, Policies and Criteria of the State Mining and Geology board), ενεργό θεωρείται ένα ρήγμα το οποίο παρουσιάζει επιφανειακή μετατόπιση κατά τη διάρκεια του Ολοκαινού⁸, καθιστώντας το

⁷ Μέγεθος σεισμών σύμφωνα με την κλίμακα Μερκάλι. Η κλίμακα Μερκάλι, αντίθετα με την κλίμακα Ρίχτερ, δεν μετρά την ενέργεια που απελευθερώνεται από ένα σεισμό, αλλά ασχολείται με τις επιπτώσεις του σε μία συγκεκριμένη περιοχή.

⁸ Το Ολόκαινο ορίζεται ως η χρονική περίοδος των τελευταίων 11.000 χρόνων.

μια πιθανή πηγή σεισμικής απειλής στις κατασκευές οι οποίες είναι χτισμένες κατά μήκος του. Ίχνος του ρήγματος θεωρείται η γραμμή που σχηματίστηκε από τη διατομή του ρήγματος με την ελεύθερη επιφάνεια της Γης.

Χρησιμοποιώντας τους παραπάνω ορισμούς, μια συνθετική πρόταση για ένα ελληνικό ορισμό που καλύπτει όλα τα παραπάνω κριτήρια σύμφωνα με τον Σπύρο Παυλίδη (2016) είναι: Ως ενεργό ρήγμα (Capable or Active Fault) ορίζεται το ρήγμα με επιφανειακή έκφραση ή στο εσωτερικό του φλοιού (τυφλό ρήγμα), το οποίο παρουσιάζει ενδείξεις κίνησης, προσδιορισμένες με μορφοτεκτονικά, γεωλογικά, σεισμολογικά, γεωφυσικά, παλαιοσεισμικά και γεωδαιτικά κριτήρια, κατά τη διάρκεια των τελευταίων εκατοντάδων ή χιλιάδων ετών, κυρίως στο Ολόκαινο, μετατόπιση που κυμαίνεται από 0.1-0.5m ανά σεισμικό γεγονός και ένα μέσο ρυθμό ολίσθησης τουλάχιστον λίγων mm/yr ή είναι συνδεδεμένο με ένα άλλο γνωστό ενεργό ρήγμα (κλάδος ή segment) ή συνδέεται με δύο ή περισσότερα σεισμικά συμβάντα καταγεγραμμένα με σειсмоγράφους μεγέθους 2 και μεγαλύτερους (μικροσεισμικότητα), καθιστώντας το μία πιθανή πηγή σεισμικής απειλής στις κατασκευές που είναι χτισμένες ή πρόκειται να χτιστούν κατά μήκος του.

Τα ενεργά ρήγματα στον ευρύτερο ελλαδικό χώρο διακρίνονται σε τρεις μεγάλες κατηγορίες ανάλογα με το βαθμό ενεργότητάς τους και κατά συνέπεια του βαθμού επικινδυνότητάς τους:

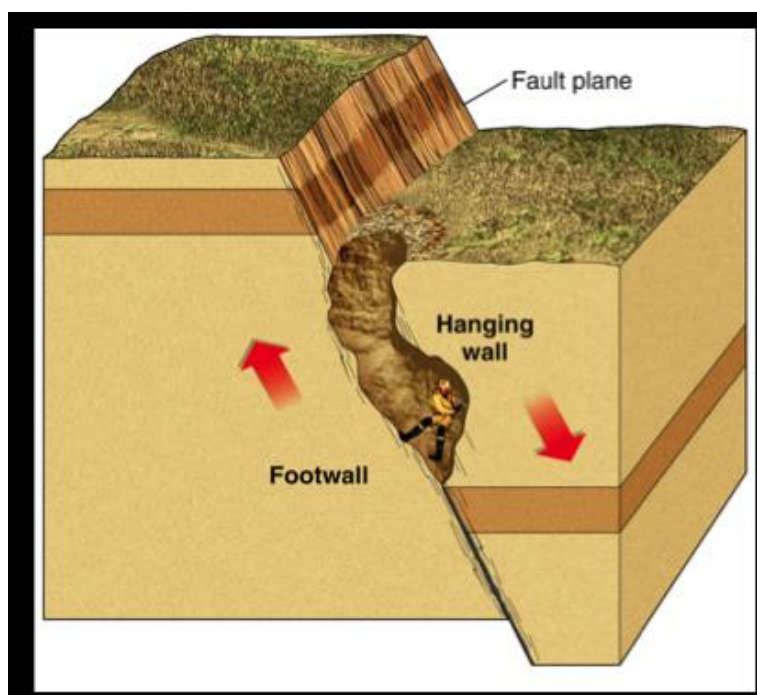
- Ολοκαινικά ενεργά ρήγματα: με σαφή γεωμορφολογική έκφραση και παλαιοσεισμολογικά δεδομένα, με δραστηριότητα και επιφανειακή μετατόπιση στα τελευταία 11.000 χρόνια,
- Υστεροτεταρτογενή ενεργά ρήγματα: με δραστηριότητα στα τελευταία 120.000 χρόνια και
- Πλειο-Τεταρτογενή ενεργά ρήγματα: με γεωμορφολογική δραστηριότητα και επιφανειακές μετακινήσεις κατά την περίοδο του Τεταρτογενούς γενικά, μετά την οριστική διαμόρφωση του γεωδυναμικού συστήματος σύγκρουσης των λιθοσφαιρικών πλακών στο χώρο του Αιγαίου.

3.3 Κατηγοριοποίηση ρηγμάτων

Η μελέτη και η ανάλυση των ρηγμάτων, αποτελούν μια αρκετά σύνθετη διαδικασία η οποία περιλαμβάνει πλήθος σταδίων, διαφορετικών προσεγγίσεων και συνδυασμό διαφόρων ειδών ταξινόμησης. Ωστόσο, στο εν λόγω κεφάλαιο παρουσιάζονται οι βασικές αρχές και μέθοδοι. Αρχικά, η μελέτη των ρηγμάτων διακρίνεται σε τέσσερις γενικές κατηγορίες αναλύσεων (Σπυρίκος & Τουτουδάκη, 2010):

1. Γεωμετρική ανάλυση
2. Κινηματική ανάλυση
3. Δυναμική ανάλυση
4. Χρονική ανάλυση

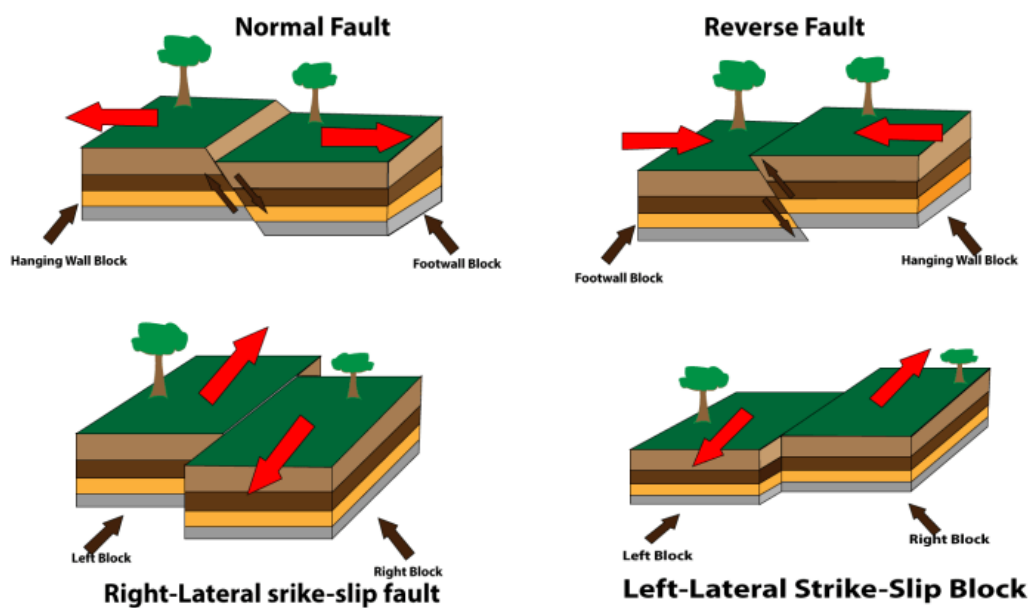
Οι παραπάνω αναλύσεις, περιλαμβάνονται στο γνωστικό πεδίο της Γεωλογίας. Τα ρήγματα δεν παρουσιάζουν σε ολόκληρο το μήκος τους τα ίδια γεωμετρικά χαρακτηριστικά και την ίδια σεισμική συμπεριφορά. Το ρήγμα διαχωρίζει τον όγκο των πετρωμάτων που τέμνει σε δύο ρηξιτεμάχια (fault blocks). Το ρηξιτέμαχος που βρίσκεται προς τη φορά κλίσης του ρήγματος (υπέρκειται) είναι το υποκείμενο τέμαχος ή οροφή ή στέγη (hanging wall). Το ρηξιτέμαχος αντίθετης φοράς από εκείνης της κλίσης του ρήγματος (υπόκειται) ονομάζεται υποκείμενο τέμαχος ή δάπεδο (footwall) (Kramer, 1996).



Εικόνα 3.3: Σχηματική απεικόνιση των δύο ρηξιτεμάχων
(Πηγή: www.chegg.com)

Η μελέτη των ρηγμάτων αποτελεί για ιδιαίτερος πολύπλοκη διαδικασία, ομοίως και η ταξινόμηση αυτών. Μια ευρέως διαδεδομένη και αποδεκτή ταξινόμηση των ρηγμάτων, η οποία βασίζεται στη σχετική θέση που αποκτούν τα ρηξιτεμάχια μετά τη διάρρηξη είναι η εξής (Kramer, 1996):

- Κανονικά ρήγματα (Normal faults): είναι τα ρήγματα των οποίων το υπερκείμενο τέμαχος φαίνεται να έχει κατέλθει σε σχέση με το υποκείμενο.
- Ανάστροφα ρήγματα (Reverse faults): είναι τα ρήγματα των οποίων το υπερκείμενο τέμαχος φαίνεται να έχει ανέλθει σε σχέση με το υποκείμενο.
- Ολιζοντολισθητικά ρήγματα (Strike-slip faults): τα εν λόγω ρήγματα διακρίνονται σε αριστερόστροφα (left-lateral/sinistral) και δεξιόστροφα (right-lateral/dextral) και είναι εκείνα μεταξύ των ρηξιτεμαχίων των οποίων παρατηρείται οριζόντια μετατόπιση. Συγκεκριμένα, δεξιόστροφα είναι εκείνα τα ρήγματα στα οποία, θεωρώντας το ένα τέμαχος σταθερό, το άλλο μετατοπίζεται προς τα δεξιά του. Αντίστοιχα, ισχύει το αντίθετο για τα αριστερόστροφα ρήγματα.



Εικόνα 3.4: Ταξινόμηση ρηγμάτων
(Πηγή: www.geologypage.com)

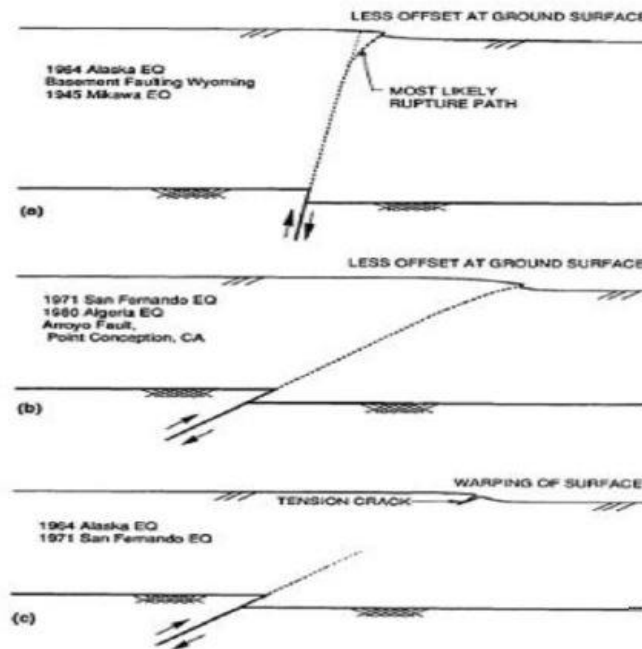
3.4 Διάδοση της διάρρηξης ρήγματος διαμέσου επιφανειακού εδαφικού στρώματος

Διάρρηξη ρήγματος

Η διάρρηξη ενός σεισμικού ρήγματος παράγει δύο τύπους μετατόπισης του εδάφους: τη μόνιμη οιονεί-στατική μετατόπιση στο ρήγμα αυτό καθ' αυτό και τις παροδικές δυναμικές ταλαντώσεις μακριά από αυτό (Ambraseys & Jackson, 1984). Ένα από τα σημαντικότερα προβλήματα που αφορούν τα ρήγματα είναι η πρόβλεψη της θέσης και του μεγέθους της ρήξης της επιφάνειας που προκαλείται από τη δράση του ρήγματος στα πετρώματα. Κατά μήκος της επιφάνειας θραύσης των ρηγμάτων, οι ρήξεις δεν είναι συνεχείς, ούτε ακολουθούν ακριβώς την επιφάνεια προεξοχής των προϋπαρχόντων ρηγμάτων. Αντιθέτως, ακολουθούν τα επίπεδα αδυναμίας εντός μιας μάλλον ευρείας ζώνης διάτμησης. Έτσι, η πρόβλεψη της ακριβούς επιφάνειας στο σημείο που θα δημιουργηθεί το ρήγμα είναι δύσκολο έργο, ακόμα και όταν η γραμμή του ρήγματος απεικονίζεται με σαφήνεια σε ένα χάρτη μεγάλης κλίμακας. Η διάδοση της διάρρηξης του ρήγματος από τη βάση προς την επιφάνεια του εδάφους γενικά εξαρτάται από:

- Τον προσανατολισμό του επιπέδου του ρήγματος
- Τους τύπους κίνησης του ρήγματος
- Το ποσό της μετατόπισης του ρήγματος
- Το βάθος και το χαρακτήρα των υπερκείμενων κοιτασμάτων της γης

Από η στιγμή που δεν υπάρχουν πρότυπα συμπεριφοράς των ρηγμάτων και κυρίως του τρόπου διάδοσής τους, είναι αναγκαία η επανεξέταση και η μελέτη σχετικών ιστορικών υποθέσεων. Παρά το γεγονός ότι ενδέχεται να υπάρξουν εξαιρέσεις, η πλειοψηφία των αποδεικτικών στοιχείων, αποδεικνύει κάνοντας μια σειρά από κύριες παρατηρήσεις, τα σχετικά με αυτό που αποκαλείται «τυπικά» πρότυπα συμπεριφοράς. Υπάρχουν διαγράμματα τα οποία απεικονίζουν τα εν λόγω τυπικά χαρακτηριστικά της διάδοσης της διάρρηξης ενός ρήγματος, βάσει των παρατηρήσεων που έγιναν σε ανάλογα περιστατικά στο παρελθόν, όπως τα παρακάτω (διάγραμμα 3.1). Σύμφωνα με τους Bray (1994), τα στοιχεία επικεντρώνονται σε τρεις από τις σημαντικότερες μεταβλητές: το είδος της κίνησης ρήγματος, την κλίση του επιπέδου ρήγματος καθώς και τη φύση του υπερκείμενου κοιτάσματος του εδάφους.



Διάγραμμα 3.1: ιαδρομή διαρρηγμένου ρήγματος μέσω του εδάφους (α)δύσκαμπτο επίπεδο, απότομο βάθος (β)δύσκαμπτο επίπεδο, ρηχό βάθος (γ)όλκιμο επίπεδο (Πηγή: Bray, 1994)

Κατά τη διάρρηξη κανονικών ρηγμάτων, το υποκείμενο τμήμα παραμένει άθικτο με το μεγαλύτερο μέρος της παραμόρφωσης να συγκεντρώνεται εντός του υπερκείμενου τεμάχου. Η διάθλαση λαμβάνει χώρα στη διαχωριστική επιφάνεια του εδάφους – υπόβαθρου και καθώς η ρήξη διαδίδεται στην επιφάνεια, κάμπτεται άνωθεν του υπερκείμενου τεμάχου, αυξάνοντας περαιτέρω το βάθος. Έτσι, ενδέχεται να προεξέχουν κάθετα ή να παράγουν μικρά βυθίσματα βαρύτητας (gravity grabens). Όταν η γωνία βάθους ρήγματος θ είναι μικρή: $\theta \leq 45^\circ + \frac{\psi}{2}$, διαμορφώνεται μια αντίθετη δευτεροβάθμια διάρρηξη και μικρά βυθίσματα βαρύτητας. Όσο αυξάνεται η διαστολή, το πλάτος της τάφρου τείνει να μειώνεται. Μόλις πραγματοποιηθεί θραύση, εντοπίζεται ισχνή διαφορική κίνηση και διακριτά επίπεδα αστοχίας. Στην περίπτωση όμως που το περιβάλλον είναι όλκιμο, η παραμόρφωση έχει την τάση να εξαπλώνεται σε ευρύτερες ζώνες με αξιοσημείωτη κίνηση και μπορούν να φιλοξενήσουν σημαντική κίνηση λόγω στρέβλωσης χωρίς πραγματική ανάπτυξη διακριτών επιφανειών κοπής (Kramer, 1996).

Στη διάρρηξή τους, τα ανάστροφα ρήγματα τείνουν να κάμπτονται το υποκείμενο τμήμα ενώ μεταδίδονται προς την επιφάνεια, μειώνοντας το βάθος τους. Στην περίπτωση διάρρηξης κανονικών ρηγμάτων, τα όλκιμα υποστρώματα, κάμπτονται πάνω από τη

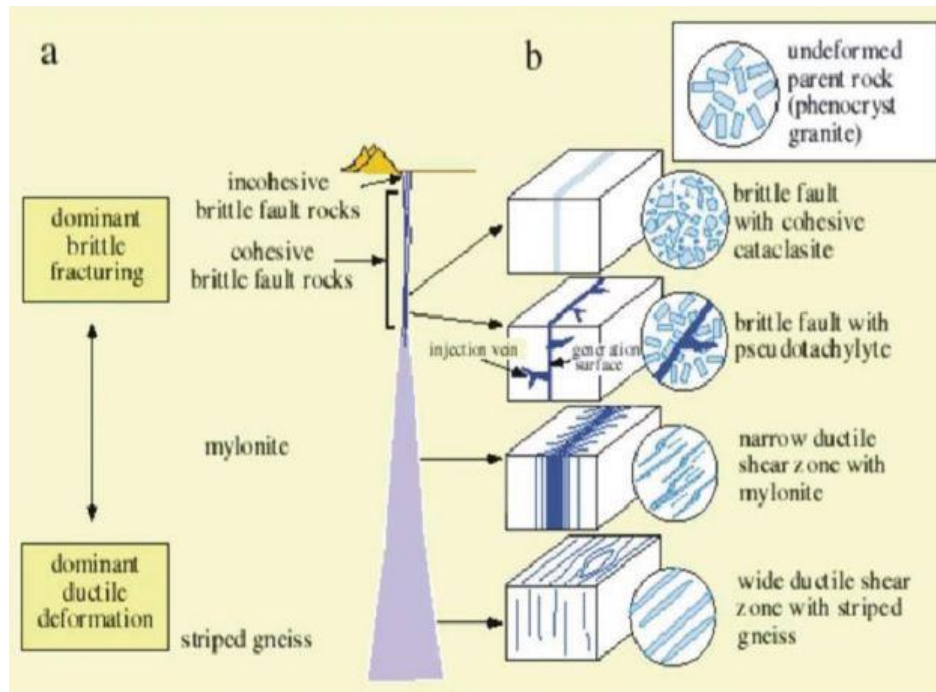
γραμμή ολίσθησης, με διάδοση της παραμόρφωσης σε ευρύτερες ζώνες. Στη μέγιστη θέση κάμψης, παρατηρούνται ρωγμές λόγω εφελκυσμού και δευτερογενείς διαρρήξεις κανονικού τύπου.

Παρά το γεγονός ότι τα ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης παρουσιάζουν διαφορές σε σχέση με το μηχανισμό βάθους ολίσθησης της διάρρηξης. Διαθέτουν ποιοτικά πανομοιότυπα χαρακτηριστικά. Στις περισσότερες περιπτώσεις, η γωνία βάθους είναι κάθετη και η παραμόρφωση διανέμεται σε δύο πλευρές. Μικρές αποκλίσεις στη γωνία προσανατολισμού και του βάθους του ρήγματος μπορούν να οδηγήσουν σε ιδιαίτερος πολύπλοκα μοτίβα. Δευτεροβάθμιες παραμορφώσεις βραχιδών υποστρώματων, είναι λιγότερο πιθανό να παρατηρηθούν σε οριζοντιολισθητικά ρήγματα. Εντούτοις, κάποια ποσότητα δευτερογενών μετακινήσεων ενδέχεται να εμφανιστεί σε υπάρχοντα επίπεδα της αδυναμίας σε βραχώδεις επιφάνειες κατά τη διάρκεια κίνησης όλων των τύπων ρηγμάτων. Σε όλες τις περιπτώσεις ρήγματος, η σχετική μετατόπιση απότομης κατωφέρειας τείνει να είναι μικρότερη από το εκτόπισμα του βραχώδους υποστρώματος λόγω ρήγματος. Πράγματι, σε ορισμένες περιπτώσεις, η διάρρηξη δε μπορεί να φτάσει ακόμη και την επιφάνεια. Εξαιρέση αποτελεί, μόνο στις κανονικές διαρρήξεις, η περίπτωση όπου διαμορφώνονται αντιθετική δευτεροβάθμια ρήξη και μικρά βυθίσματα βαρύτητας. Στη συνέχεια, η μετατόπιση στην επιφάνεια μπορεί να είναι ακόμη υψηλότερη εκείνης του βραχώδους υποστρώματος.

Σύμφωνα με τις παρατηρήσεις πεδίου και τα αποτελέσματα δοκιμών φυσικού μοντέλου, η διαφορική μετακίνηση κατά μήκος της διαδρομής διάρρηξης του ρήγματος, μειώνεται καθώς η διάρρηξη διαδίδεται προς τα πάνω, προς την επιφάνεια μη ενοποιημένων υλικών. Μικρότερη κίνηση υποστρώματος ρήγματος απαιτείται για τη διάδοση της διάρρηξης προς την επιφάνεια του εδάφους μέσω ενός στρώματος από σχετικά εύθραυστο ως όλκιμο υλικό (Bray, 1994).

Η πλειοψηφία των εδαφών που υπερκαλύπτουν το αδιατάρακτο φυσικό πέτρωμα δίπλα στο ρήγμα, δεν συμμετέχουν στη διαδικασία ρήξης. Το μεγαλύτερο μέρος του εδάφους παραμένει σχετικά ανενόχλητο και η σχετική κίνηση είναι κυρίως συγκεντρωμένη σε μια αρκετά στενή ζώνη γύρω από το βραχώδες υπόστρωμα του ρήγματος. Μόλις πραγματοποιηθεί διάρρηξη, τα μεγαλύτερα μέρος της διαφορικής κίνησης συνήθως εντοπίζεται στο λεπτό, διακριτό επίπεδο αστοχίας. Ωστόσο, τα όλκιμα πετρώματα, δύνανται να φιλοξενήσουν σημαντική κίνηση ρήγματος, με αποτέλεσμα τη στρέβλωση χωρίς βέβαια να πραγματοποιηθεί θραύση.

Η διάκριση των ζωνών διάκρισης γίνεται σε ρηξιγενείς ζώνες και σε όλκιμες και εξαρτάται από το χαρακτηριστικό τύπο της παραμόρφωσης (ρηξιγενής ή όλκιμη). Στη βιβλιογραφία εντοπίζεται ακόμη και ένας ενδιάμεσος τύπος, ο οποίος αναφέρεται στην ενδιάμεση κατάσταση μεταξύ των προαναφερθέντων.



Εικόνα 3.5: Κατανομή των κύριων κατηγοριών πετρωμάτων ρηξιγενών ζωνών σε μία μεγάλης κλίμακας διατμητική ζώνη (Πηγή: www.labtech.geol.uoa.gr)

Από τη μία πλευρά, η πλειοψηφία του διαφορικού κίνησης σε μια ζώνη ρήγματος, είναι πιθανό να συγκεντρώνεται σε ένα μόνο σπάσιμο, γεγονός το οποίο συμβάλει στον εντοπισμό του προβλήματος. Από την άλλη πλευρά, το υπόλοιπο της κίνησης, μπορεί να προκαλέσει δευτερεύοντα κατάγματα ή ρήγματα σε κάποια απόσταση από το κεντρικό ίχνος, έτσι ώστε ο μηχανικός να μην έχει την πολυτέλεια να επικεντρωθεί αποκλειστικά στο κύριο ίχνος του ρήγματος. Ο Bonilla (1970), διαπίστωσε ότι η μετατόπιση δευτερογενούς θραύσης ή ρήγματος θα μπορούσε να είναι όσο το 20% του ποσού της μετατόπισης στο κύριο ρήγμα σε απόσταση 12 χιλιομέτρων από το ρήγμα. Έτσι, σε σεισμικές περιοχές, δε μπορεί να αγνοηθεί το ενδεχόμενο δευτερογενών μετακινήσεων σε ανενεργά ρήγματα, υποστρώματα, ή στα υπάρχοντα θραύσματα. Εν ολίγοις, κάθε υπάρχον επίπεδο αδυναμίας, ενδέχεται να είναι ύποπτο κατά την αξιολόγηση των δυνατοτήτων κίνησης του εδάφους.

Διάδοση ρήγματος

Η κατεύθυνση της διάρρηξης ενδέχεται να εκτραπεί από την παρουσία κάποιου τεχνικού έργου, όπως αυτή διαδίδεται στην επιφάνεια, όπως επίσης, ενδέχεται να προκληθεί αλλαγή του προφίλ μετατόπισης της επιφάνειας λόγω της επικείμενης διάρρηξης του ρήγματος. Πρόκειται, λοιπόν, για ένα διπλό και ιδιαίτερα σημαντικό για την κατασκευή τεχνικών έργων, μηχανικό αλληλεπίδρασης ο οποίος καλείται «Δομή Αλληλεπίδρασης Διάρρηξης Ρήγματος – Εδάφους – Θεμελίωσης – Ανωδομής».

Η διάδοση ρηγμάτων σε επιφανειακά εδαφικά στρώματα, παρουσιάζει έντονη πολυπλοκότητα εξαιτίας πολλών παραγόντων οι οποίοι επιδρούν σε αυτό. Παράμετροι του εν λόγω φαινομένου, αποτελούν το ανομοιογενές έδαφος και η ανισορροπία. Η σημαντική αλλοίωση της μορφής διάρρηξης σημειώνεται εξαιτίας των διαστρώσεων των αποθέσεων αρκετά χαλαρότερων αλλά και πυκνότερων από το περιβάλλον έδαφος. Επιπλέον, η συμπεριφορά απόκρισης της εδαφικής στρώσης, μεταβάλλεται από τη σεισμική διέγερση που πραγματοποιείται στον ίδιο χρόνο με τη διάρρηξη, σε συνδυασμό με το δυναμικό χαρακτήρα της κίνησης του υποβάθρου.

Οι βασικότερες παράμετροι οι οποίες επιδρούν επί του εν λόγω προβλήματος είναι οι εξής:

- Τύπος ρήγματος (κανονικό, ανάστροφο, οριζόντιας ολίσθησης)
- Κλίση ρήγματος
- Βάθος και γεωμετρία εδαφικής στρώσης
- Ιδιότητες υπερκείμενων υλικών εδάφους
- Μέγεθος μετατόπισης
- Πλάτος ζώνης παραμόρφωσης

Κατά την εκδήλωση ενός σεισμικού φαινομένου, παρατηρούνται δύο κύριες αστοχίες, ωστόσο, συνήθως η εικόνα είναι πολυπλοκότερη εφόσον γύρω από το ίχνος του κύριου ρήγματος σημειώνεται πλήθος δευτερευουσών ασυνεχειών εντός μιας ευρύτερης ζώνης διάτμησης.

Σύμφωνα με τη μελέτη του Scott (1987), δεν είναι καθόλου σπάνιος ο εντοπισμός γεωλογικών ρηγμάτων κατά τη διενέργεια ερευνών πεδίου και γεωλογικών χαρτογραφήσεων πριν την κατασκευή τεχνικών έργων όπως για παράδειγμα, πυρηνικών μονάδων παραγωγής ενέργειας, φραγμάτων, εγκαταστάσεων αποθήκευσης υγροποιημένου φυσικού αερίου καθώς και στην κατασκευή αγωγών μεταφοράς ενέργειας. Στις εν λόγω έρευνες, το πρώτο που μελετάται είναι η ενεργότητα των ρηγμάτων και συγκεκριμένα ο

ρυθμός μετακίνησης στο παρόν ή το πλήθος των μετακινήσεων τα τελευταία 104 ή 107 έτη, ακολουθεί ο υπολογισμός της συχνότητας, του μεγέθους και της πιθανότητας μετακίνησής του τα επόμενα 50 με 100 έτη, αναλόγως της προβλεπόμενης διάρκειας ζωής του έργου. Τελικώς, ο υπεύθυνος μηχανικός για το σχεδιασμό της κατασκευής, οφείλει να συνυπολογίσει τα εξής δύο επιπλέον αίτια αστοχίας:

- Την ενισχυμένη εξαιτίας του φαινομένου κατευθυντικότητας δόνηση λόγω θραύσης του ρήγματος και
- Το πεδίο των μόνιμων μετακινήσεων που δημιουργούνται γύρω από τη θραύση ή τη διαφορική μετακίνηση στην περίπτωση κατά την οποία το τεχνικό έργο τοποθετείται ακριβώς άνωθεν του επιφανειακού ίχνους του ρήγματος.

Αναφορικά της διάδοσης της αστοχίας εντός του εδαφικού στρώματος, η διάδοση της μετατόπισης πραγματοποιείται καθ' ύψος και εμφανίζεται επιφανειακά ως αναβαθμός ή ως ένα σύνολο μικρορωγμών και αλλοιώσεων του αναγλύφου. Η παραπάνω συνθήκη εντοπίζεται ακόμα και δε περιπτώσεις όπου το επιφανειακό στρώμα του εδάφους είναι βάθους αρκετών χιλιομέτρων.

Παράδειγμα της παραπάνω περίπτωσης, αποτελεί ο σεισμός της περιοχής Imperial Valley στην Καλιφόρνια, όπου αλλουβιακές προσχώσεις έφταναν σε βάθος τα 6 χιλιόμετρα.

Ωστόσο, η πιθανότητα η επιφάνεια θραύσεως που εμφανίζεται να σταματάει σε κάποιο ύψος εντός του εδαφικού στρώματος χωρίς να σημειώνεται καμία διαταραχή επιφανειακά, δεν είναι μικρή. Αναφορικά με την παραπάνω περίπτωση οι υποθέσεις είναι οι εξής δύο:

1. Ότι υπάρχει ένα παλιό ρήγμα, πλέον ανενεργό. Συγκεκριμένα, το μέρος του εδαφικού στρώματος στο οποίο δεν σημειώνεται αστοχία, προήλθε από πιο σύγχρονες αποθέσεις, από τη στιγμή που το ρήγμα σταμάτησε να είναι ενεργό και δεν πραγματοποιήθηκαν νεότερες μετακινήσεις.
2. Ότι υπάρχει ενεργό ρήγμα μεν, αλλά η μετατόπιση στο βραχώδες υπόβαθρο δεν είναι ικανή, συναρτήσει των εδαφικών χαρακτηριστικών, να επιφέρει την παραμόρφωση του υποβάθρου ως την επιφάνεια (τυφλό ρήγμα).

Επομένως, ο χαρακτηρισμός των ρηγμάτων ως μη ενεργών, πιθανόν κάποιες φορές να είναι εσφαλμένος, σε περιπτώσεις όπου βασίζεται αποκλειστικά σε παρατηρήσεις αποτελεσμάτων γεωτρήσεων ή γεωφυσικών μεθόδων που φανερώνουν ότι το ρήμα σταματάει σε κάποιο ύψος εντός του εδαφικού στρώματος.

Οι Duncan & Lefevre (1973) ήταν οι πρωτοπόροι διότι πρώτοι εφάρμοσαν πεπερασμένα στοιχεία με στόχο τον προσδιορισμό των αναπτυσσόμενων τάσεων στην έδραση μιας

κατασκευής η οποία βρίσκεται πλησίον ρήγματος οριζόντιας ολίσθησης, εξαιτίας της μετακίνησής του.

Μετά την επεξεργασία, τα αποτελέσματα παρουσίασαν σχηματισμό ζωνών παθητικών και ενεργητικών τάσεων διευθύνσεως περίπου 45° σε σχέση με τη διεύθυνση κίνησης των τεμαχών. Στη συνέχεια, έγινε ποιοτική σύγκριση των αποτελεσμάτων με τα αντίστοιχα που προέκυψαν από τα υπό κλίμακα εργαστηριακά μοντέλα.

Οι Scott & Schoustra (1974), στη μελέτη τους, ασχολήθηκαν με το πρόβλημα κατά το οποίο ένα στρώμα αλλουβιακών αποθέσεων πάχους 800 μέτρων βρίσκεται άνωθεν βραχώδους υποβάθρου με κατακόρυφο εν ενεργεία ρήγμα.

Σε υπερκείμενη στρώση αλλουβιακών αποθέσεων πάχους 6 μέτρων ανάστροφου ρήγματος, εκτέλεσαν ανάλογα πειράματα οι Roth (1981).

Οι ερευνητές Walters & Thomas (1982), στόχευσαν στην απόδειξη ότι το χαρακτηριστικό της εδαφικής χαλάρωσης συναρτήσεται της παραμόρφωσης, είναι κρίσιμο για τον εντοπισμό και καθορισμό της γεωμετρίας της επιφάνειας θραύσης. Ωστόσο, σε σχέση με την απαιτούμενη μετατόπιση του υπεδάφους στη διάδοση του ρήγματος ως την ελεύθερη επιφάνεια, οι αναλυτές δε μπόρεσαν να κάνουν ικανοποιητικές προβλέψεις.

Τον εντοπισμό και καθορισμό της γεωμετρίας της επιφάνειας αστοχίας, μελέτησαν και οι Cole & Lade (1984) καθώς επίσης και το εύρος της επηρεαζόμενης ζώνης σε αλλούβια, επιφανειακά ρήγματα κατακόρυφης μετατόπισης.

Ο Scott (1987), ασχολήθηκε, με την υπολογιστική προσομοίωση διαφόρων ειδών αστοχιών εδάφους, ενώ ένα τμήμα της έρευνάς του, αφορούσε τα γεωλογικά ρήγματα και τη συσχέτισή τους με τα υπερκείμενα τεχνικά έργα.

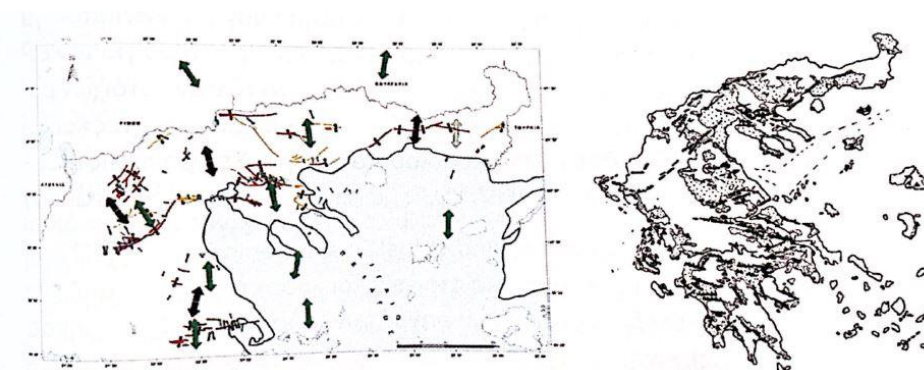
Μερικά χρόνια αργότερα, οι Bray (1994), μελέτησαν το ζήτημα της διάδοσης ρήγματος σε συνεκτικά υλικά, μέσω αριθμητικών αναλύσεων, χρησιμοποιώντας πρόγραμμα πεπερασμένων στοιχείων.

Στον ελλαδικό χώρο, έχουν γίνει ανάλογες μελέτες, όπως εκείνου του Αναστασόπουλου (2005), ο οποίος μελέτησε την αλληλεπίδραση μιας κατασκευής με την εδαφική παραμόρφωση και την επιφανειακή διάρρηξη του ρήγματος.

Είναι λοιπόν απολύτως κατανοητό, πως στην περίπτωση κατασκευής τεχνικού έργου, ο κίνδυνος της εκδήλωσης ενός μεγάλου σεισμικού ρήγματος στο σημείο έδρασης του έργου είναι ένας άκρως σημαντικός παράγοντας που επιδρά στη λήψη αποφάσεων οι οποίες σχετίζονται με το σχεδιασμό, την κατασκευή και τη λειτουργία του έργου.

3.5 Τα σημαντικότερα ρήγματα στην Ελλάδα και τη Μεσόγειο

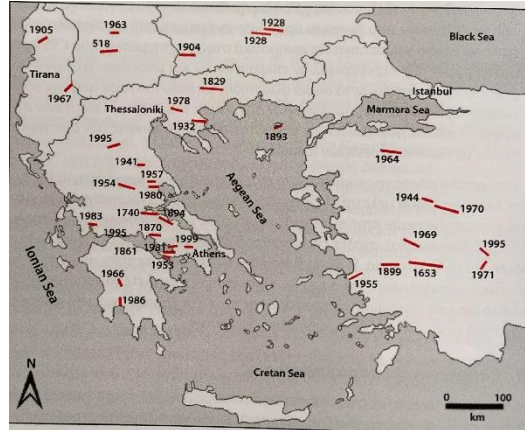
Η Ελλάδα διασχίζεται από πολλά ενεργά ρήγματα, στη δράση των οποίων, κατά τα τελευταία 1-2 εκατομμύρια χρόνια, οφείλεται κυρίως η διαμόρφωση και η ομορφιά του ελληνικού τοπίου, τα γεωθερμικά πεδία, οι θερμές πηγές, οι σεισμοί, κα (εικόνα 3.5). Τα περισσότερα από τα γνωστά ενεργά ρήγματα του ηπειρωτικού ελλαδικού χώρου πάνω στα οποία είναι χτισμένα πολλά χωριά και πόλεις, που επιβιώνουν για εκατοντάδες και χιλιάδες χρόνια, έχουν μήκη 10-15 χιλιόμετρα και εκτείνονται μέσα στο φλοιό σε αντίστοιχα βάθη 5 έως 15 χιλιομέτρων. Πρακτικά, αυτό σημαίνει ότι όταν ενεργοποιηθούν δίνουν κατά κανόνα σεισμούς μεγέθους 6 έως 7 (συνηθέστερο μεγεθος 6,5). Η σημασία και της αναγνώρισης και της μελέτης αυτών των ρηγμάτων είναι μεγάλη για τη μελέτη της σεισμικότητας και της σεισμικής επικινδυνότητας της χώρας. Στην Ελλάδα, μετά τους σεισμούς που έπληξαν τα δύο μεγάλα αστικά κέντρα (Θεσσαλονίκη 1978 και Αθήνα 1981 και 1999) άρχισε να αναγνωρίζεται η σημασία των ενεργών γεωλογικών ρηγμάτων και η συστηματική μελέτη τους με μεθόδους και τεχνικές ανάλογες της διεθνούς επιστημονικής εμπειρίας (Spiros Pavlidis, 2016).



Εικόνα 3.6: Αριστερά: Κύρια ενεργά και πιθανά ενεργά ρήγματα του Βόρειου Ελληνικού χώρου (Μακεδονίας, Θράκης και Θεσσαλίας). Οι διευθνήσεις των εφελκυστικών τάσεων που υπολογίστηκαν από σεισμολογικά δεδομένα παρουσιάζονται με πράσινα βέλη και από τεκτονικές μετρήσεις με μαύρα βέλη. Δεξιά: Τμήμα του χάρτη των νεοτεκτονικών και ενεργών ρηγμάτων του ελλαδικού χώρου.

(Πηγή: Mountrakis, 2006)

Στη συνέχεια παρουσιάζονται ορισμένα αντιπροσωπευτικά παραδείγματα από τους σπουδαιότερους σεισμούς που συνέβησαν στον Ελλαδικό χώρο και στις γύρω περιοχές καθώς και τα κυριότερα φαινόμενα τα οποία παρατηρήθηκαν κατά τη διάρκεια ή ακολούθησαν τους σεισμούς αυτούς (εικόνα 3.6).



Εικόνα 3.7: Οι 33 σεισμοί του 20ου αιώνα, 2 του 19ου (1861 Αίγιο και 1894 Αταλάντη) και γενικά ελάχιστα ιστορικοί, που έχουν σαφή επιφανειακή εκδήλωση του σεισμολόγους ρήγματος με γνωστό το μήκος και την κατακόρυφη μετατόπισή τους (Πηγή: Γεωλογία των Σεισμών, Σπύρος Παυλίδης, 2016)

Ο σεισμός της Αχαΐας του 1861 αποτελεί την πρώτη συστηματική περιγραφή και χαρτογράφηση επιφανειακού σεισμικού ρήγματος από το Αστεροσκοπείο Αθηνών (1867). Για το μεγάλο καταστροφικό σεισμό της Λέσβου στις 7 Μαρτίου 1867, μεγέθους 6.8, διαρρήξεις του εδάφους παρατηρήθηκαν σε διάφορες τοποθεσίες, αλλά η σημαντικότερη ήταν εκείνη που άρχιζε από τον κόλπο της Καλλονής μέχρι την Αγία Παρασκευή, κατά μήκος ενός ποταμού. Παρατηρήθηκαν επίσης φαινόμενα ρευστοποίησης του εδάφους και κατολισθήσεις.

Οι σεισμοί του Απριλίου 1894 στη Φθιώτιδα (Αταλάντη-Μαρτίνο-Άγιος Κωνσταντίνος), μεγέθους 6.8 και 7.0, αποτελούν ακόμη ένα παράδειγμα μεγάλης επιφανειακής διάρρηξης το οποίο περιεγράφηκε και χαρτογραφήθηκε. Παρατηρήθηκε επιφανειακό ίχνος κανονικού ρήγματος μήκους 30-35 χιλιομέτρων περίπου και διεύθυνσης ΒΒΔ-ΝΝΑ, με βύθιση μισού μέτρου περίπου, ενώ μετατοπίσεις 1 έως 1.5 μέτρου παρατηρήθηκαν κατά μήκος του ρήγματος της Αταλάντης. Επίσης, παρατηρήθηκαν πολλές κατολισθήσεις και μεταβολές στα νερά των πηγαδιών (καθιζήσεις 2 έως 4 μέτρα). Τέλος, παρατηρήθηκε θαλάσσιο κύμα στη θέση Αλμυρά, κοντά στο χωριό Κυπαρίσσι, ύψους 3 μέτρων, το οποίο προχώρησε μέσα στην ξηρά περίπου 1 χιλιόμετρο, κατακλύζοντας το δρόμο.

Στο μεγάλο σεισμό της 9^{ης} Αυγούστου 1912, μεγέθους 7.6, στην Καλλίπολη Ανατολικής Θράκης, που ήταν ανάλογος με το σεισμό της Νικομήδειας (17 Αυγούστου 1999, Izmit-Kocaeli Τουρκίας) παρατηρήθηκαν φαινόμενα ρευστοποίησης και κατολισθήσεις μέχρι και 200 χιλιόμετρα μακριά από το επίκεντρο. Εμφανίστηκε επιφανειακό ίχνος του

σεισμογόνου ρήγματος, συνολικού μήκους 50 χιλιομέτρων, παράλληλο προς τις ακτές (ΑΒΑ διεύθυνσης). Το ρήγμα ήταν κανονικό με σημαντική δεξιόστροφη συνιστώσα και τιμές μετάπτωσης μέχρι και 3 μέτρα.

Στο σεισμό της Ιερισσού (1932, $M=7.0$) εμφανίστηκε επιφανειακή διάρρηξη του ρήγματος Στρατωνίου-Σταγείρων 10-15 χιλιομέτρων σε ΑΔ διεύθυνση με μέγιστες μετατοπίσεις μέχρι και 1,5 μέτρα (Pavlidis & Tranos, 1991).



Εικόνα 3.8: Σεισμός της Ιερισσού, 26 Σεπτεμβρίου 1932

(Πηγή: www.Ierissiot.es.blogspot.com)

Στην ελληνική ενδοχώρα και στο μεγάλο σεισμό της Θεσσαλίας, 30 Απριλίου 1954, Σοφάδες ($M=7.0$), παρατηρήθηκαν διαρρήξεις του εδάφους σε διάφορες τοποθεσίες, εκ των οποίων η σημαντικότερη ήταν αυτή στην Εκκάρα (Κάτω Αγόριανη) που είχε μήκος 2 χιλιόμετρα και διεύθυνση ΒΒΔ με πτώση του ανατολικού τμήματος κατά 30-70 εκατοστά. Στα άκρα της, η διάρρηξη ακολούθησε ΑΔ διεύθυνση με πτώση του βόρειου τμήματος κατά 1 μέτρο περίπου. Η διάρρηξη αυτή, έκοψε τη σιδηροδρομική γραμμή. Μικρότερη διάρρηξη με διεύθυνση ΑΔ παρατηρήθηκε και κοντά στους Βελεσιώτες, όπου επίσης κόπηκε η σιδηροδρομική γραμμή.

Δεξιόστροφο πλαγιοκανονικό ρήγμα εμφανίστηκε στο σεισμό του Αγίου Ευστρατίου το 1968 ($M=7.1$), το οποίο χαρτογραφήθηκε 20 χρόνια μετά (Pavlidis & Tranos, 1991).

Τέλος, σε όλους μεγάλους σεισμούς του δεύτερου μισού του 20^{ου} αιώνα, εκείνο της Θεσσαλονίκης ($M=6.5$, 1978), των Αλκυονίδων της Περαχώρας (Κορινθιακός $M=6.7$ και Καπαρέλλι $M=6.4$), του Βόλου (1980), της Καλαμάτας ($M=6.0$, 1986), της Κοζάνης – Γρεβενών ($M=6.6$, 1995) και του Αιγίου ($M=6.5$, 1995), μελετήθηκαν συστηματικά οι

επιφανειακές διαρρήξεις, η παραμόρφωση, η γεωμετρία των σεισμογόνων ρηγμάτων και τα συνοδευόμενα φαινόμενα.



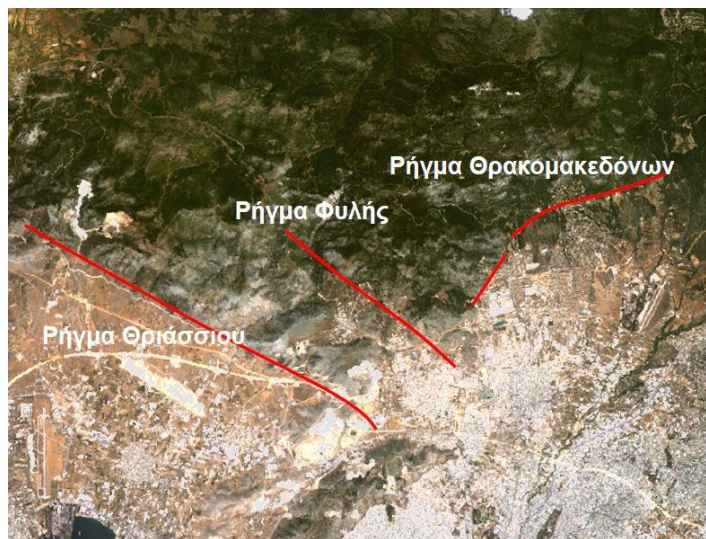
Εικόνα 3.9: Κρατήρες άμμου στη Λίμνη Πολυφύτου, Σεισμός Κοζάνης - Γρεβενών 1995
(Πηγή: Σπύρος Παυλίδης, 2018)

Σεισμός της Αθήνας 1999

Οι επιφανειακοί σεισμοί μέχρι $M=6.0$ δεν δίνουν κατά κανόνα επιφανειακές διαρρήξεις. Όπως προκύπτει από τη στατική επεξεργασία παγκόσμιων δεδομένων, περίπου το 25% των επιφανειακών σεισμών εμφανίζουν σεισμικές διαρρήξεις στη γήινη επιφάνεια. Αντίθετα, γεωλογικά και γεωμορφολογικά δεδομένα είναι δυνατόν να βοηθήσουν στον εντοπισμό ενεργών ρηγμάτων και σε συνδυασμό με σεισμολογικά δεδομένα, να εντοπίσουν τη σεισμογόνο δομή στις περιπτώσεις που δεν εμφανίζεται στην ελεύθερη επιφάνεια το σεισμογόνο ρήγμα, όπως στην περίπτωση του σεισμού της Αθήνας στις 7 Σεπτεμβρίου 1999, μεγέθους $M=5.9$, όπου δεν εμφανίστηκαν σαφή στοιχεία (τυπικές επιφανειακές διαρρήξεις) και δεν μπόρεσε να εντοπιστεί εξ αρχής το σεισμογενετικό ρήγμα το οποίο ήταν συνδεδεμένο με το σεισμό αυτό. Η σεισμογόνο δομή του σεισμού του 1999, η οποία αποτελεί μία δύσκολη και ασυνήθιστη περίπτωση, εντοπίστηκε έμμεσα με την

εφαρμογή και το συνδυασμό πολλών και διαφορετικών μεθόδων και τεχνικών (Pavlidis, 2002), όπως:

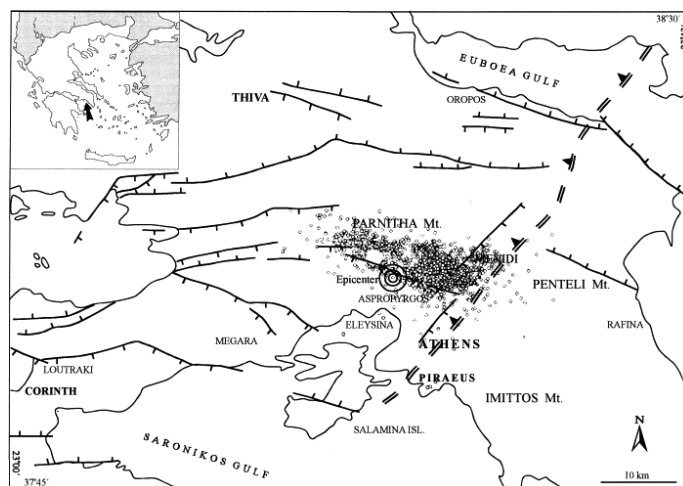
- Επιφανειακή γεωλογική χαρτογράφηση νεοτεκτονικών ρηγμάτων της επίκεντρης περιοχής,
- Μορφοτεκτονικές παρατηρήσεις και ανάλυση του αναγλύφου για τον καθορισμό του ενεργού ρήγματος,
- Κατασκευή ψηφιακών μοντέλων εδάφους (DEM),
- Ανάλυση δορυφορικών εικόνων μεγάλης διακριτικής ικανότητας,
- Σύγκριση της γεωμετρίας και της κινηματικής των νεοτεκτονικών ρηγμάτων με τους μηχανισμούς γένεσης του κύριου σεισμού και των μετασεισμών,
- Αξιολόγηση μακροσεισμικών στοιχείων (ιδιαίτερα των φυσικών, ήτοι καταπτώσεις βράχων, αποκολλήσεις σε προϋπάρχουσες τεκτονικές επιφάνειες, μικροκατολισθήσεις, κ.α.) και εκτίμηση των ισχυρών εδαφικών κινήσεων,
- Ανάλυση της μετασεισμικής ακολουθίας και σεισμοτεκτονικοί συσχετισμοί,
- Χρήση μοντέλων για τον καθορισμό των διαστάσεων της σεισμικής πηγής και
- Συμβολομετρία.



Εικόνα 3.10: Δορυφορική εικόνα της Αττικής, όπου παρουσιάζονται τα ρήγματα του Θριάσιου, Θρακομακεδόνων και το σεισμογενετικό της Φυλής
(Πηγή: Σπύρος Παυλίδης, 2018)

Η βέβαιη ορατή επιφανειακή σεισμική ζώνη που προσδιορίστηκε ως η σεισμογόνος δομή του σεισμού της Αθήνας, είναι το κανονικό ρήγμα Κάστρου Φυλής-Φυλής-Άνω Λιοσίων, με ΔΒΔ-ΑΝΑ διεύθυνση $110-130^\circ$ που εκτείνεται σε περίπου 8 χιλιόμετρα, ενώ μια μικρή προέκταση προς Αχαρνές της τάξης 2-5 χιλιομέτρων είναι πιθανή, για την οποία την

τεκμηρίωση όμως δεν υπάρχουν ασφαλή επιστημονικά στοιχεία. Μία γεωφυσική – γεωλογική έρευνα θα μπορούσε να την εντοπίσει. Επίσης, η ανάλυση δορυφορικών εικόνων πριν και μετά την εκδήλωση του σεισμού (Συμβολομετρία, Kondoes, 2000) συμπληρώνει τις προηγούμενες μεθόδους και καθορίζει τις ζώνες παραμόρφωσης στο σεισμογόνο χώρο. Τέλος, γεωδαιτικά δεδομένα και ακριβή αποτελέσματα της μετασεισμικής ακολουθίας, καθορίζουν με μεγαλύτερη ακρίβεια τη σεισμογόνο δομή και δίνουν ποσοτικά το μέτρο της ανύψωσης (Πάρνηθα) και αντίστοιχα της βύθισης (Φυλή, Λιόσια). Το ενεργό αυτό ρήγμα της ευρύτερης περιοχής των Αθηνών, φαίνεται ότι είναι μια σχετικά μικρής ως μέτριας διάστασης δομή του ανώτερου φλοιού, το σεισμικό δυναμικό της οποίας είναι σεισμοί της τάξης της 7^{ης} Σεπτεμβρίου 1999 και μικρότεροι και πολύ μεγάλη περίοδο επανάληψης. Κανένας γνωστός ιστορικός σεισμός δε φαίνεται να συνδέεται με την παραπάνω δομή. Η ενεργοποίησή του έγινε σε βάθη από 3 έως 5 χιλιόμετρα και φαίνεται πως η σεισμική διάρρηξη δεν έφτασε μέχρι την επιφάνεια. Ως γεωλογική δομή όμως, διατηρεί έντονα τα γεωμορφολογικά εκείνα χαρακτηριστικά που τη χαρακτηρίζουν ως ενεργή δομή, σε αντίθεση με άλλα ρήγματα της περιοχής με την ίδια γεωμετρία, όπως για παράδειγμα το ρήγμα του Θριάσιου Πεδίου, που δεν παρουσιάζουν αντίστοιχα χαρακτηριστικά ενεργών ρηγμάτων. Η κατεύθυνση της σεισμικής διάρρηξης ήταν από τα δυτικά προς τα ανατολικά, δηλαδή προς τα βόρεια και ανατολικά προάστια της Αθήνας.



Εικόνα 3.11: Το επίκεντρο του σεισμού της Αθήνας το Σεπτέμβριο του 1999

(Πηγή: www.sciencedirect.com)

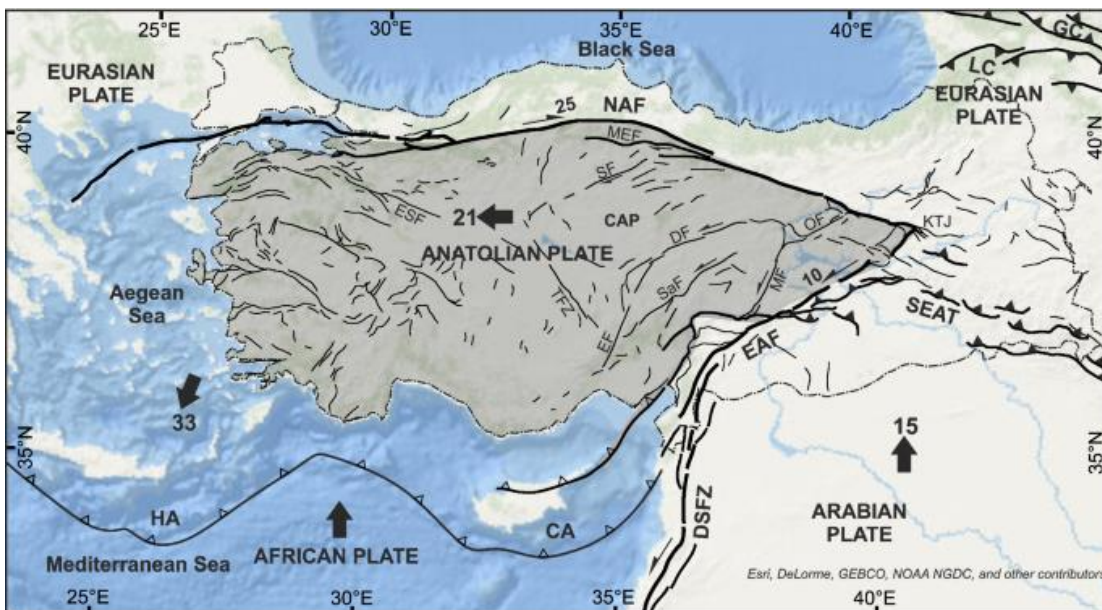
Τελευταίο παράδειγμα του 20^{ου} αιώνα, από την ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου επιφανειακής εμφάνισης σεισμογόνου ρήγματος σε μήκος 120 χιλιομέτρων περίπου και μέγιστης μετατόπισης 4-5 μέτρων, αποτελεί ο καταστροφικός σεισμός της 17^{ης} Αυγούστου

1999 στη ΒΔ Μικρά Ασία (Izmit – Θάλασσα Μαρμαρά) και της 12^{ης} Νοεμβρίου 1999 (Duzce).

Το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας

Το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας αποτελεί ένα από τα πιο σημαντικά ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης του κόσμου. Ευθύνεται για πολυάριθμους και μεγάλους σε μέγεθος σεισμούς. Το μήκος του ξεπερνάει τα 1000 χιλιόμετρα. Στο ανατολικό τμήμα παρουσιάζει περισσότερο συμπιεστικό χαρακτήρα. Στο μεγαλύτερο μήκος του, αποτελείται από μια σαφή και γραμμική ρηξιγενή ζώνη, με τυπικές δομές οριζόντιας μετατόπισης. Καθώς όμως πλησιάζει προς το εφελκυστικό πεδίο του Αιγαίου, διασπάται σε δύο τουλάχιστον κλάδους (Τάφος Βορείου Αιγαίου και κλάδος βόρειο-κεντρικού Αιγαίου) και κατά θέσεις αποκτά χαρακτήρα πλαγιοκανονικού ρήγματος.

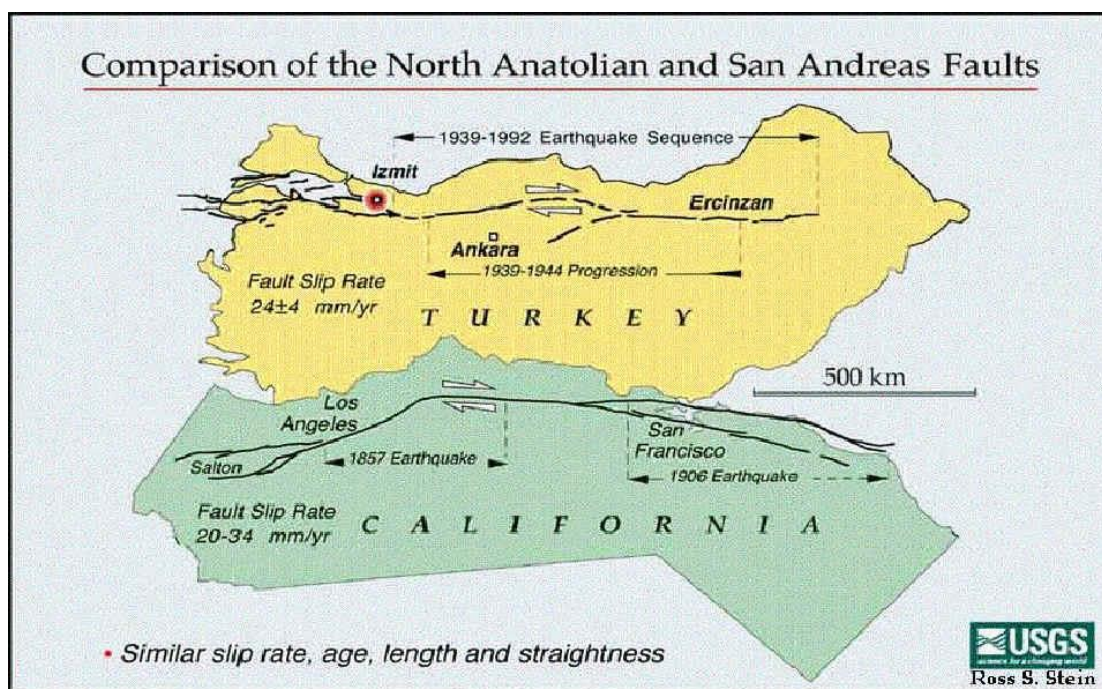
Ο βόρειος κλάδος του ρήγματος οριοθετεί τη νότια πλευρά του κόλπου της Νικομήδειας (Izmit), τη λεκάνη του Μαρμαρά, διασχίζει τη χερσόνησο της Καλλίπολης, διατρέχει κατά μήκος τη νότια πλευρά του κόλπου του Σάρου και τερματίζει στο βύθισμα του βόρειου Αιγαίου. Ο νότιος κλάδος παρακάμπτει τη νότια πλευρά της θάλασσας του Μαρμαρά, κατά μήκος της χερσονήσου Biga, με μια σειρά μικρών σχετικά διακριτών ρηγμάτων και εισχωρεί στο Αιγαίο, μεταξύ Λέσβου και ακτών Μικράς Ασίας, πιθανά συνεχίζει έως το βύθισμα της Σκύρου.



Εικόνα 3.12: Η ζώνη ρηγμάτων της Βόρειας Ανατολίας

(Πηγή: BBC)

Το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας, παρουσιάζει αρκετές ομοιότητες με το γνωστό ρήγμα του Αγίου Ανδρέα στην Καλιφόρνια (εικόνα 3.12). Και τα δύο ρήγματα είναι δεξιόστροφα οριζόντια ολίσθησης, έχουν παρόμοιους ρυθμούς ολίσθησης και σχεδόν ίδιο συνολικό μήκος. Όμως, το ρήγμα του Αγίου Ανδρέα έχει προκαλέσει μόνο 3 σεισμούς με μέγεθος μεγαλύτερο του $M=6.7$ στον 20^ο αιώνα. Αντίθετα, στο ίδιο χρονικό διάστημα, το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας έχει προκαλέσει 11 σεισμούς με αντίστοιχα μεγέθη, το μεγαλύτερο των οποίων $M=7.9$. Στους σεισμούς αυτούς, συμπεριλαμβάνεται ο πολύνεκρος σεισμός της 17^{ης} Αυγούστου 1999 (Kocaeli – Izmit). Ο πρώτος σεισμός της σειράς αυτής του 20^{ου} αιώνα, είναι ο σεισμός του 1939. Το χρονικό διάστημα που μεσολάβησε μεταξύ αυτών των σεισμών, ποικίλει από 3 μήνες έως 32 χρόνια.



Εικόνα 3.13: Σύγκριση των ρηγμάτων της Βόρειας Ανατολίας και του Αγίου Ανδρέα
(Πηγή: USGS, Ross Strein)

Οι 7 ισχυρότεροι και πολύνεκροι σεισμοί του 20^{ου} αιώνα παρουσιάζονται στον παρακάτω πίνακα:

Πίνακας 3.1: Οι σημαντικότεροι σεισμοί που έδωσε το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας τον 20ο αιώνα

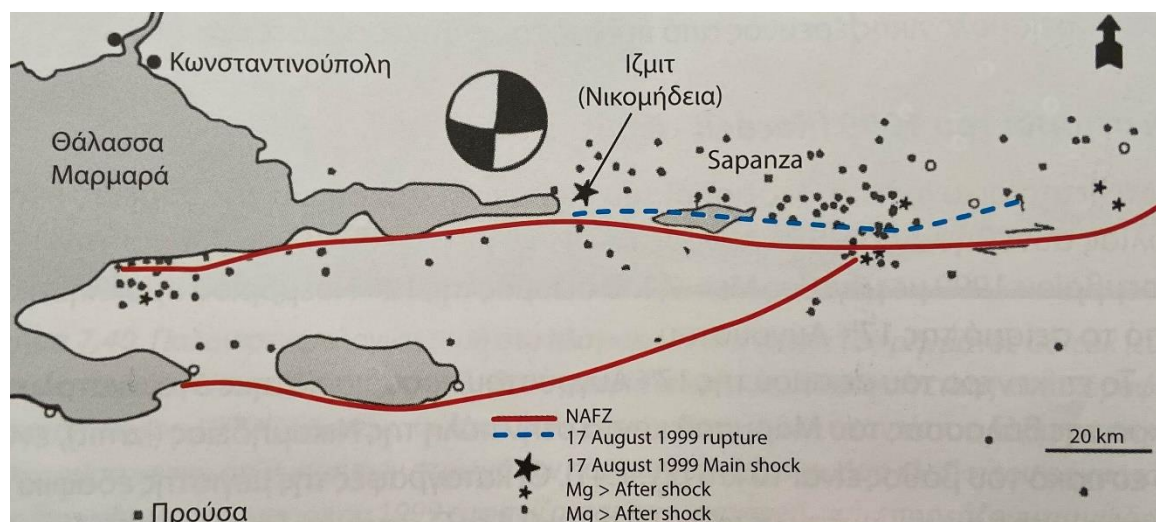
Ημερομηνία	Μέγεθος	Μήκος διάρρηξης (≈)
26/12/1939	7,9	360 χιλιόμετρα
20/12/1942	6,9	50 χιλιόμετρα
26/11/1943	7,6	280 χιλιόμετρα
1/2/1944	7,3	165 χιλιόμετρα
26/5/1957	6,8	30 χιλιόμετρα
22/8/1967	7,1	80 χιλιόμετρα
17/8/1999	7,4	140 χιλιόμετρα

Κατά τη διάρκεια του 20^{ου} αιώνα μόνο ο σεισμός του Hendek το 1943 συνδέεται με τη ρηξιγενή ζώνη του σεισμού του 1999. Ωστόσο, προηγούμενοι σεισμοί το 1719, 1754, 1878 και 1894 συνέβησαν επίσης στον κόλπο της Νικομήδειας (Izmit) και στο ίδιο τμήμα του ρήγματος του 1999. Οι σεισμοί του 1719 και του 1754 προκάλεσαν το θάνατο 6000 και 2000 ανθρώπων αντίστοιχα, στο Izmit στην Κωνσταντινούπολη και στην περιοχή Adapazari. Υπάρχουν λίγες σχετικά πληροφορίες για το σεισμό του 1878 που προκάλεσε σημαντικές ζημιές και ανθρώπινες απώλειες στις ίδιες περιοχές, που επλήγησαν από το σεισμό του 1999 (Sapanca και Adapazari). Ο σεισμός του 1894 είχε επίσης ανάλογα αποτελέσματα (1400 νεκροί) στις περιοχές από την Κωνσταντινούπολη μέχρι το Adapazari (περιοχή Νικομήδειας – Izmit). Οι σεισμοί του 1754 και του 1878 εντοπίζονται πιθανόν στην περιοχή ανάμεσα στο δυτικό μέρος του κόλπου του Izmit και του Adapazari. Τα τμήματα διάρρηξης των σεισμών αυτών αποτελούν το αντικείμενο συστηματικής έρευνας από πολλές ερευνητικές ομάδες.

Οι σεισμοί του 1999 (Kocaeli - Izmit – Duzce)

Οι τελευταίοι ισχυρότατοι σεισμοί του 20^{ου} αιώνα στο ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας συνέβησαν στις 17 Αυγούστου 1999 με μέγεθος $M=7,4$ και την 12^η Νοεμβρίου 1999 με μέγεθος $M=7,1$. Ο σεισμός της 12^{ης} Νοεμβρίου, προκλήθηκε από το σεισμό της 17^{ης} Αυγούστου.

Το επίκεντρο του σεισμού της 17^{ης} Αυγούστου, προσδιορίστηκε στο ανατολικό άκρο της θάλασσας του Μαρμαρά κοντά στην πόλη της Νικομήδειας (Izmit), ενώ το εστιακό του βάθος ήταν 10 χιλιόμετρα. Οι καταγραφές της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης κυμαίνονταν μεταξύ 0,3g και 0,4g. Ο σεισμός διήρκησε 45 δευτερόλεπτα και αποτελούνταν ουσιαστικά από δύο σεισμούς (διάρρηξη δύο τμημάτων του ρήγματος), όπου ο ένας προκάλεσε τον άλλο. Η πόλη που βρισκόταν στην επίκεντρη περιοχή και στη γειτονιά του σεισμικού ρήγματος, ήταν η Νικομήδεια αλλά και πολλές άλλες πόλεις στα νότια παράλια του ομώνυμου κόλπου, της λίμνης Sapanza και του Σαγγάριου ποταμού. Η πόλη Adapazarı αν και βρισκόταν σχετικά μακριά από το επίκεντρο και το ρήγμα, υπέστη ιδιαίτερα σημαντικές καταστροφές εξαιτίας εκτεταμένης ρευστοποίησης του εδάφους. Η επιφανειακή διάρρηξη που προκλήθηκε από το σεισμό αποτελείται από τέσσερα τμήματα. Η μέγιστη μετατόπιση κατά μήκος της επιφανειακής διάρρηξης μετρήθηκε, ανατολικά της λίμνης Sapanza, όπου το ρήγμα μετέθεσε ένα μικρό επαρχιακό δρόμο κατά 5 μέτρα. Η διάρρηξη ήταν τυπική οριζόντιας μετατόπισης με δεξιόστροφη συνιστώσα (εικόνα 3.13).



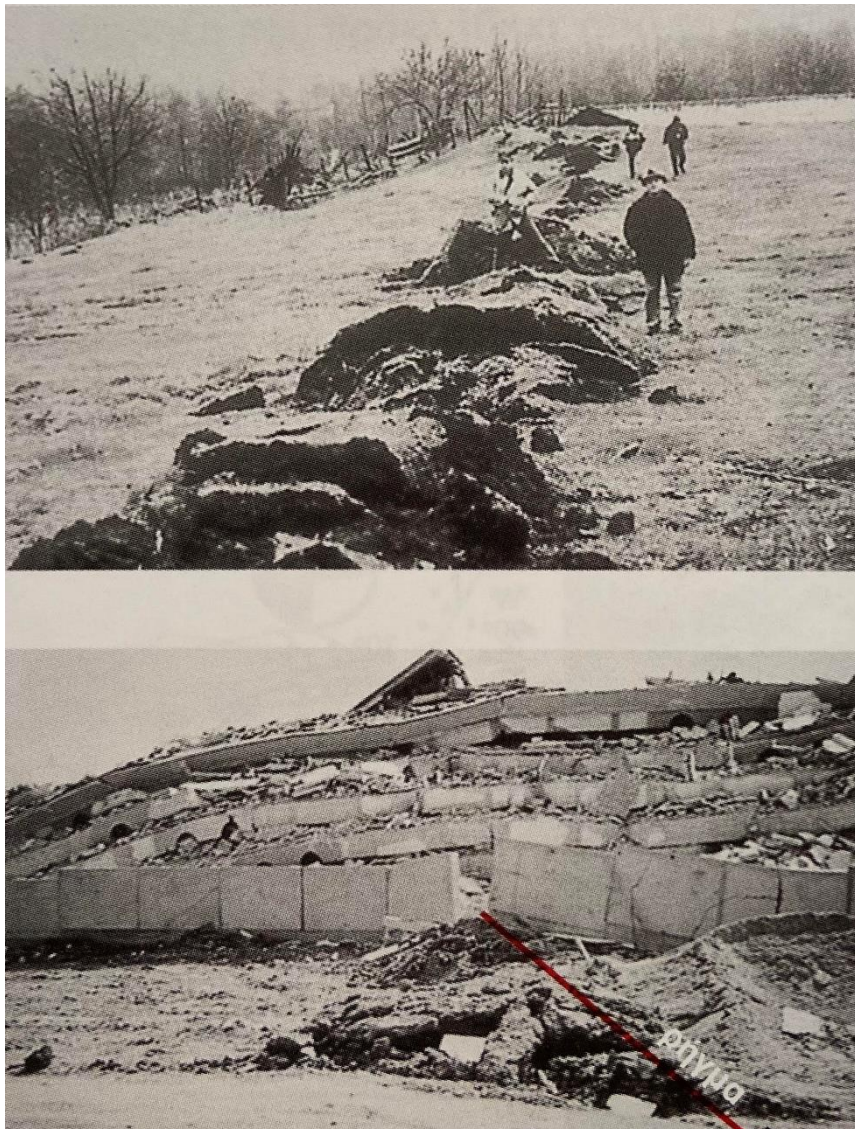
Εικόνα 3.14: Οι επιφανειακές διαρρήξεις του σεισμού της Τουρκίας (1999), με τη στικτή γραμμή, στο τμήμα Izmit-Karadere, μήκους 100km περίπου και η πιθανή προέκτασή του (40-50km) στον κόλπο του Izmit σχέση με του δύο κλάδους του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας. Απεικονίζονται επίσης τα επίκεντρα του κυρίως σεισμού (αστέρι) και των μεγάλων μετασεισμών καθώς και ο μηχανισμός γένεσης του κύριου σεισμού (M=7.4)

(Πηγή: Pavlides, 2016)

Το συνολικό μήκος της διάρρηξης εκτιμάται σε 140 χιλιόμετρα, εκ των οποίων τα 100 περίπου, παρουσιάζουν ορατές σχεδόν συνεχείς διαρρήξεις στην ξηρά, ενώ στην πόλη Gölcük και προς τα δυτικά, το σεισμικό ίχνος του ρήγματος εισέρχεται στη θάλασσα και

δεν είναι άμεσα ορατό. Μικροδομές τυπικές των ρηγμάτων οριζόντιας ολίσθησης, παρατηρήθηκαν και μελετήθηκαν σε όλο το μήκος του.

Το επίκεντρο του σεισμού της 12^{ης} Νοεμβρίου 1999 ($M=7,0$), εντοπίστηκε ανατολικότερα του κύριου σεισμού του Izmit και το εστιακό βάθος ήταν 14 χιλιόμετρα. Η πόλη Düzce ήταν αυτή τη φορά εκείνη που δέχτηκε το μεγαλύτερο πλήγμα από το σεισμό καθώς και πολλά χωριά της επαρχίας Bolu και μεγάλα τεχνικά έργα όπως η μεγάλη κοιλαδογέφυρα και η σήραγγα του αυτοκινητόδρομου Κωνσταντινούπολης – Άγκυρας. Το ρήγμα το οποίο προκάλεσε το σεισμό της 12^{ης} Νοεμβρίου 1999 είχε μήκος 70 χιλιόμετρα και κατεύθυνση σχεδόν ΑΔ. Αποτελείται από τρία μικρότερα τμήματα.



Εικόνα 3.15: Πάνω: επιφανειακές διαρρήξεις του ρήγματος του σεισμού Düzce ($M=7,1$), με τυπικές δομές δίογκωσης (pressure ridges). Κάτω: κατάρρευση πολυώροφης νεόκτιστης οικοδομής εξαιτίας του ρήγματος του Izmit.

(Πηγή: Pavlides, 2016)

Κεφάλαιο 4 : Δισδιάστατη Αριθμητική Προσομοίωση

4.1 Υπολογιστική προσομοίωση διάρρηξης ενεργού ρήγματος διαμέσου εδαφικής στρώσης

Στο παρόν κεφάλαιο, μελετάται η διάρρηξη ενός ρήγματος πάνω από το οποίο βρίσκεται μια εδαφική στρώση καθώς και η παραμόρφωση της επιφάνειας αυτής. Το πρόβλημα που εξετάζεται, αδιαμφισβήτητα είναι πολυπαραμετρικό, γι' αυτό και εξετάζεται πληθώρα παραγόντων όπως το πάχος και το υλικό της στρώσης, η γωνία διάρρηξης, όπως επίσης και το είδος του ρήγματος (κανονικό και ανάστροφο).

Οι αναλύσεις πραγματοποιήθηκαν στο προγραμματιστικό περιβάλλον του ABAQUS. Το ABAQUS είναι μια ακολουθία ισχυρών προγραμμάτων προσομοίωσης εφαρμοσμένης μηχανικής, βασισμένα στη μέθοδο πεπερασμένων στοιχείων, η οποία δύναται να λύσει προβλήματα που κυμαίνονται από τις σχετικά απλές γραμμικές αναλύσεις ως τις πιο απαιτητικές μη γραμμικές προσομοιώσεις. Ουσιαστικά, το ABAQUS διαθέτει μια μεγάλη βιβλιοθήκη στοιχείων, τα οποία μπορούν να διαμορφώσουν οποιαδήποτε γεωμετρία.

4.2 Περιγραφή των προσομοιωμάτων

Προκειμένου να μελετηθεί η σχέση μεταξύ ρήγματος και εδάφους, πραγματοποιήθηκε παραμετρική ανάλυση της διάρρηξης ενός ρήγματος πάνω στο οποίο βρίσκεται εδαφική στρώση. Η γεωμετρία της στρώσης είναι ένα παραλληλόγραμμο. Για τη δημιουργία του προσομοιώματος χρησιμοποιήθηκαν τετραγωνικά στοιχεία τύπου CPE4R.

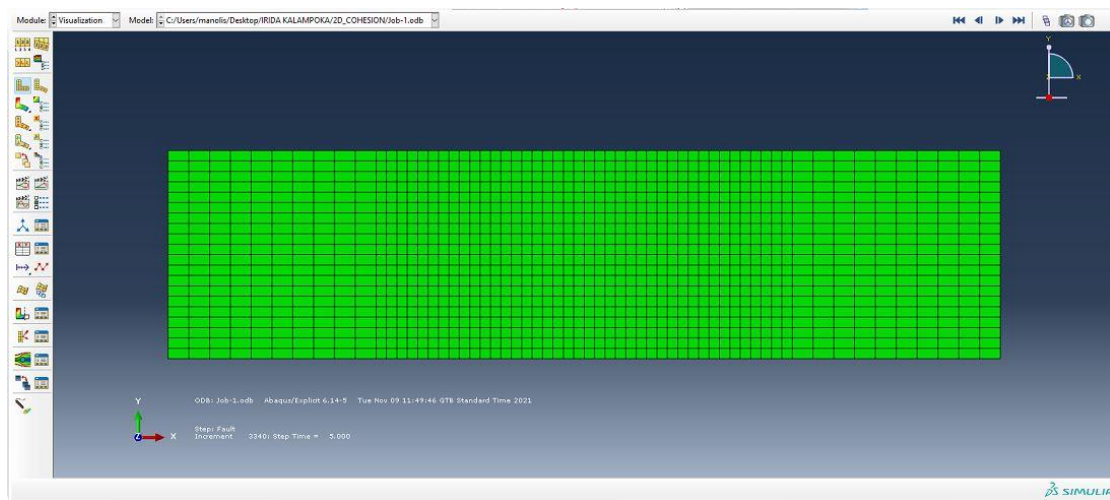
Ένας από τους παράγοντες προς εξέταση ήταν το πάχος της εδαφικής στρώσης, γι' αυτό και χρειάστηκε να σχεδιαστούν δύο διαφορετικά προσομοιώματα. Το πρώτο προσομοίωμα έχει μήκος 20 μέτρα και πάχος 5 μέτρα, ενώ το δεύτερο έχει μήκος 80 μέτρα και πάχος 20 μέτρα. Η διάρρηξη του ρήγματος θεωρείται ότι πραγματοποιείται στο μέσο του παραλληλογράμμου.

Για το πρώτο προσομοίωμα πάχους 5 μέτρων, ορίστηκε πυκνότητα υλικού $\rho=1,6\text{ton/m}^3$ και λόγος Poisson $\nu=0,33$ ενώ το μέτρο ελαστικότητας $E=6500\text{MPa}$ και για το δεύτερο προσομοίωμα πάχους 20 μέτρων, ορίστηκαν $\rho=1,6\text{ton/m}^3$ και λόγος Poisson $\nu=0,33$ ενώ το μέτρο ελαστικότητας $E=12000\text{MPa}$.

Βήματα για τη δημιουργία προσομοίωσης στο ABAQUS

Βήμα 1

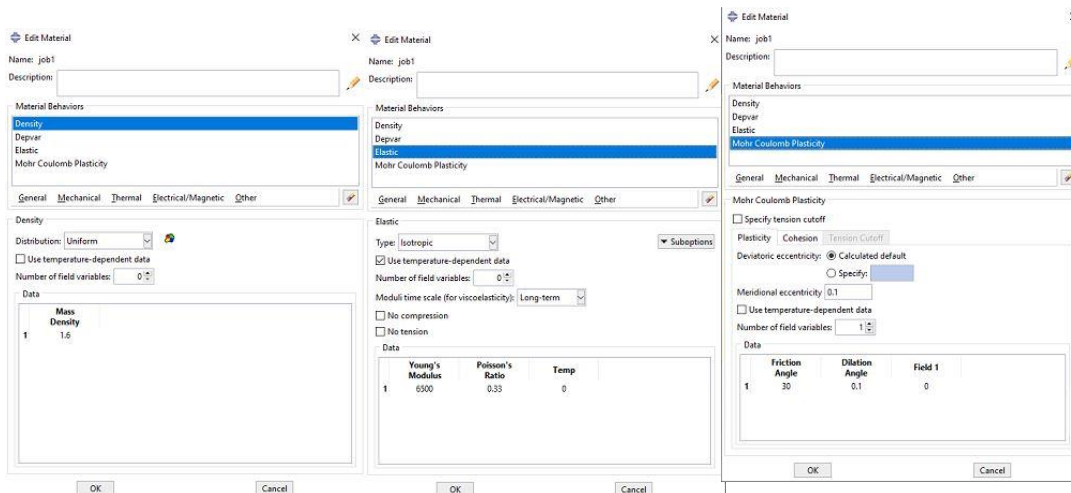
Το ABAQUS CAE είναι το πλήρες περιβάλλον που παρέχει αλληλεπίδραση για τη δημιουργία μοντέλων για την υποβολή και παρακολούθηση αμφίδρομα εργασιών του και για την αξιολόγηση αποτελεσμάτων από τις προσομοιώσεις. Το ABAQUS CAE διαιρείται σε ενότητες (modules), καθεμία από τις οποίες καθορίζει μια λογική πτυχή της διαδικασίας μοντελοποίησης, όπως για παράδειγμα καθορίζοντας τη γεωμετρία, καθορίζοντας τις ιδιότητες του υλικού και δημιουργώντας ένα πλέγμα.



Εικόνα 4.1: Σχεδιαστικό περιβάλλον ABAQUS

Βήμα 2

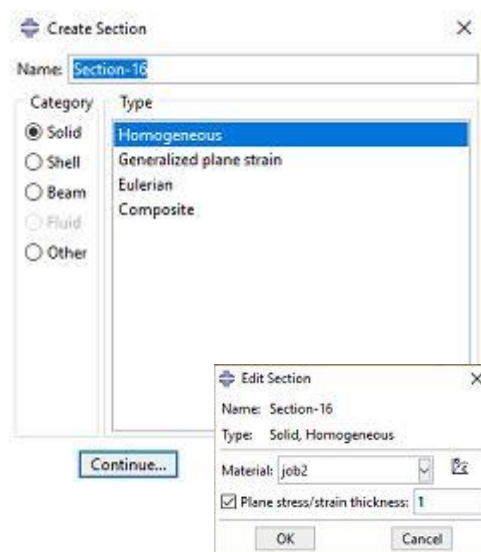
Αφού ολοκληρωθεί η γεωμετρία του προσομοιώματος, ακολουθεί ο καθορισμός των υλικών για την προσομοίωση. Αυτό εξυπηρετείται από το Property Module μέσω του οποίου δημιουργούμε ορισμούς του section και ορισμούς υλικών. Στην παρακάτω εφαρμογή, θεωρείται ότι πρόκειται για μια εδαφική στρώση. Πιο συγκεκριμένα, η στρώση αποτελείται από άργιλο, έχει γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=5\text{kPa}$.



Εικόνα 4.2: Εφαρμογή των χαρακτηριστικών των υλικών

Βήμα 3

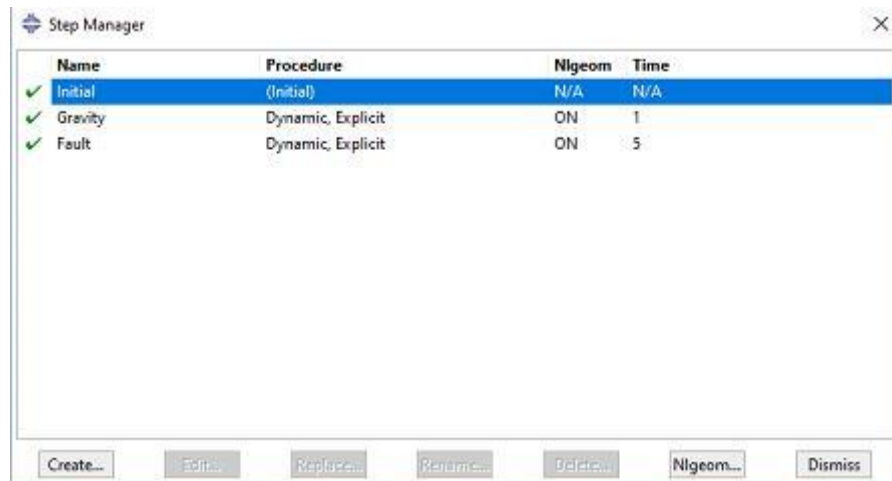
Το προσομοίωμα αποτελείται από μια εδαφική στρώση η οποία έχει θεωρηθεί άργιλος. Με τη λειτουργία section, αναθέτονται οι ιδιότητες του υλικού στο μοντέλο.



Εικόνα 4.3: Ανάθεση ιδιοτήτων των υλικών

Βήμα 4

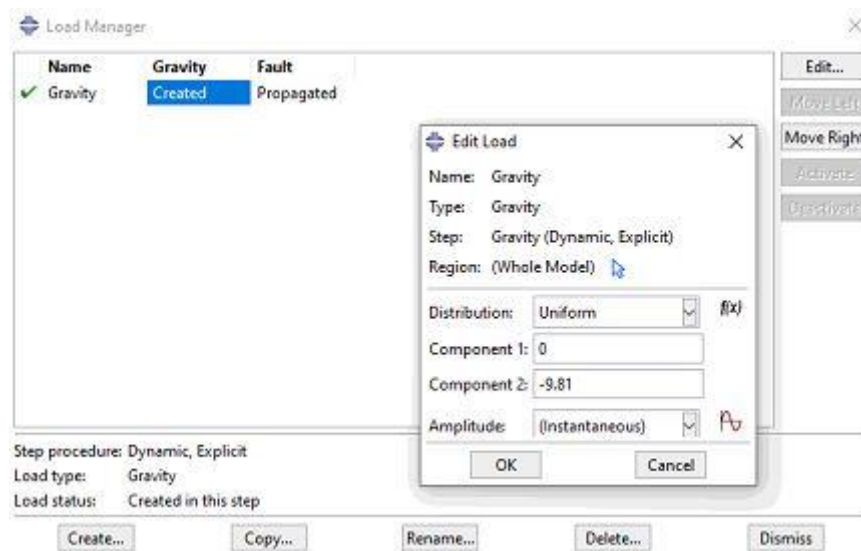
Σε αυτό το βήμα ορίσαμε τα στάδια τα οποία ακολουθούνται για να ολοκληρωθεί η προσομοίωση. Χρησιμοποιούμε το Step Module για να δημιουργήσουμε και να σχηματίσουμε βήματα ανάλυσης και να τα συνδέσουμε με τα αποτελέσματα εξόδου. Η διαδοχή των steps εξασφαλίζει ένα τρόπο για να ληφθούν οι αλλαγές σε ένα μοντέλο όπως για παράδειγμα οι αλλαγές των φορτίσεων.



Εικόνα 4.4: Στάδια προσομοίωσης

Βήμα 5

Στο ακόλουθο βήμα, το Load Module, ήταν ο ορισμός συνοριακών συνθηκών. Η μόνη επίδραση που αφορά το προσομοίωμα είναι το βάρος της εδαφικής στρώσης.



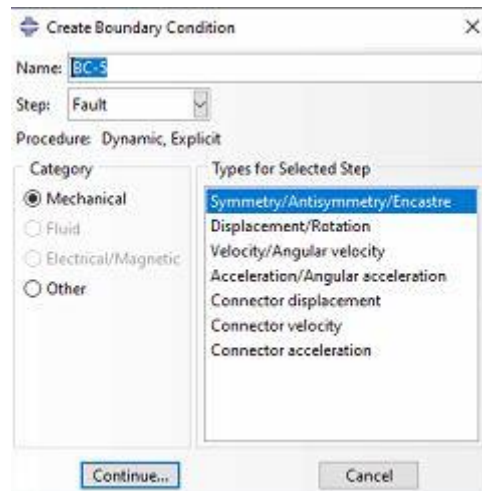
Εικόνα 4.5: Εφαρμογή βαρύτητας στο προσομοίωμα

Βήμα 6

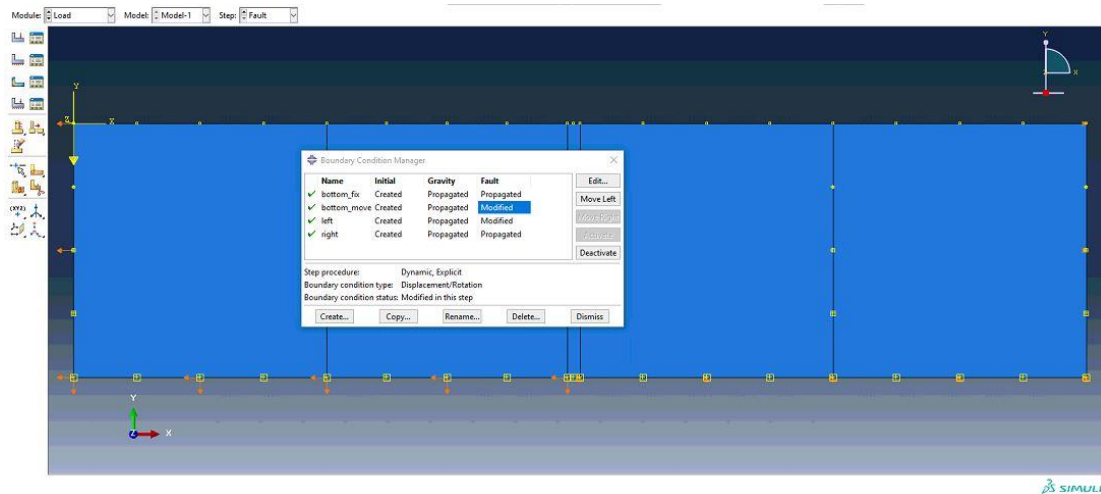
Δημιουργώντας ένα part, αυτό υφίσταται στο δικό του σύστημα συντεταγμένων που είναι ανεξάρτητο από τα άλλα parts το μοντέλου. Με το Assembly Module δημιουργούνται instances (ομοιώματα) των parts και τοποθετούνται εξαρτημένα μεταξύ τους σε ένα γενικό σύστημα συντεταγμένων δημιουργώντας ένα. Κάθε μοντέλο του ABAQUS περιέχει μόνο ένα assembly.

Βήμα 7^ο

Στο βήμα αυτό, εφαρμόζονται οριακές συνθήκες για εκείνες που ορίστηκαν στο Load Module.



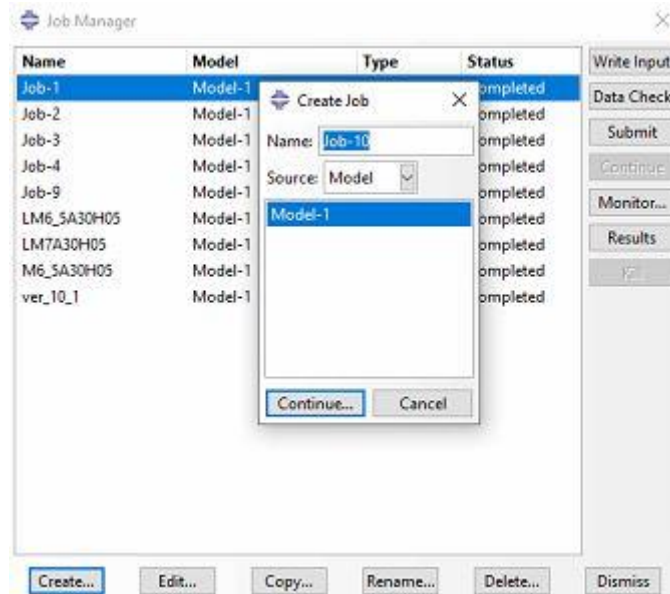
Εικόνα 4.6: Δημιουργία οριακών συνθηκών



Εικόνα 4.7: Εφαρμογή Οριακών συνθηκών ανάλογα με το στάδιο

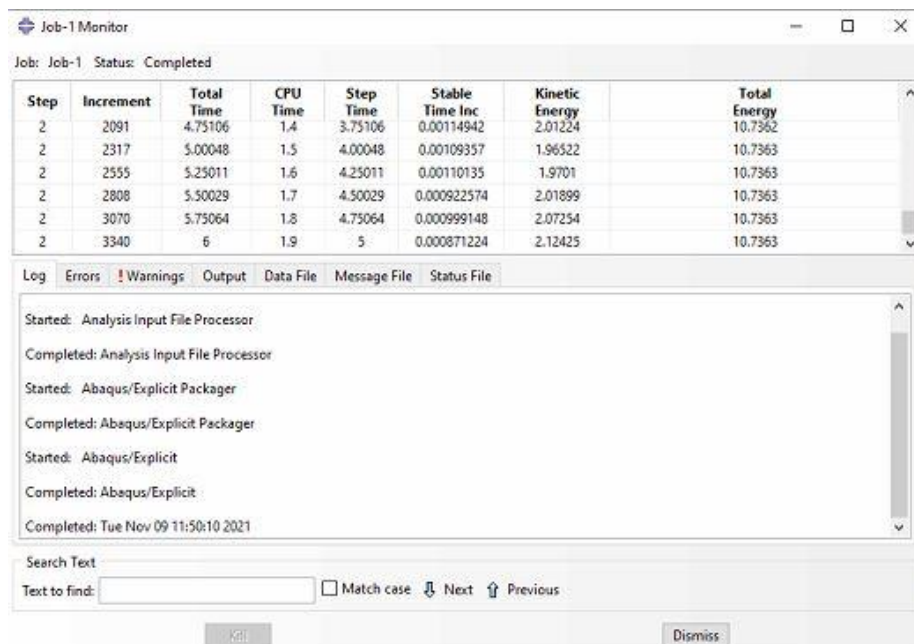
Βήμα 8°

Το τελευταίο βήμα προκειμένου να «τρέξει» το προσομοίωμα είναι η δημιουργία μιας εργασίας, Job Module, μέσω των βημάτων create job – submit job – results.



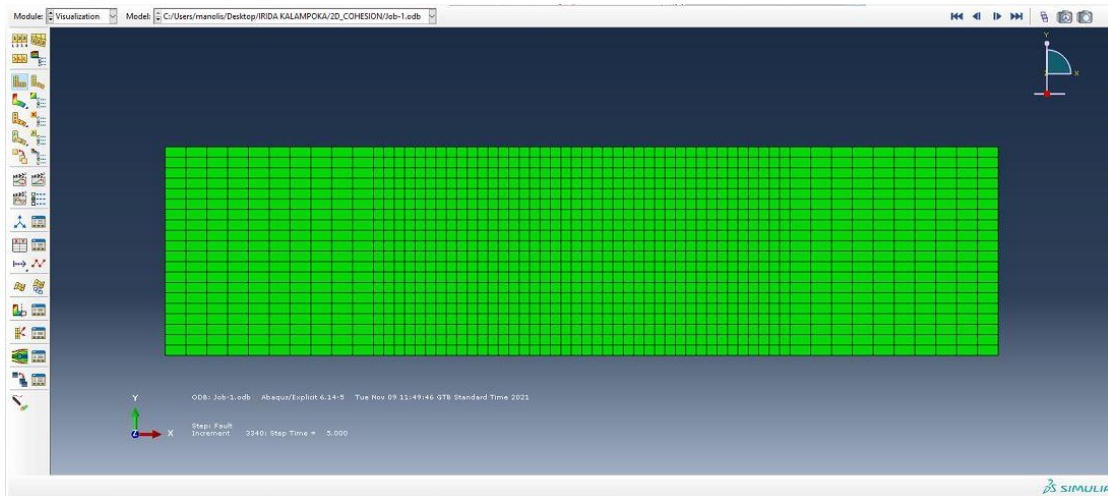
Εικόνα 4.8: Δημιουργία εργασίας

Το Monitor (εικόνα 4.9) βοηθάει στην απαλοιφή λαθών και στην ορθή αναπαραγωγή των προσομοιώσεων. Εντοπίζει κάθε σφάλμα που ενδεχομένως προκύπτει κατά τη διάρκεια των αναλύσεων και εμφανίζει κατάλληλο σημείωμα για τη διόρθωσή του.



Εικόνα 4.9: Ενημέρωση διεργασιών του Monitor

Τέλος, πατώντας το κουμπί Results, εμφανίζονται τα αποτελέσματα των αναλύσεων.



Εικόνα 4.10: Οπτική μορφή αποτελεσμάτων

4.3 Το κριτήριο αστοχίας Mohr – Coulomb

Το κριτήριο Mohr – Coulomb είναι αποτέλεσμα της έμπνευσης του Γερμανού πολιτικού μηχανικού Otto Mohr και του Γάλλου στρατιωτικού μηχανικού Charles-Augustin de Coulomb. Οι δύο άνδρες δεν συνυπήρξαν ποτέ, αλλά ο συνδυασμός των δύο θεωριών τους, έδωσε το κριτήριο αστοχίας Mohr – Coulomb.

Χρονολογικά προηγείται ο Coulomb, ο οποίος με αφορμή την εμπλοκή του σε στρατιωτικά κατασκευαστικά έργα, προσπαθώντας να κατανοήσει την πλευρική πίεση του εδάφους έναντι των τοίχων αντιστήριξης και τη διατμητική αντοχή του εδάφους, δημιούργησε μια δοκιμή διατμητικής τάσης και παρατήρησε πως η διατμητική αντοχή του εδάφους, αποτελείτο από μία παράμετρο η οποία ήταν ανεξάρτητη της τάσης και ονομάστηκε συνοχή (cohesion) c και από μία που ήταν εξαρτώμενη της τάσης, ίδια με την τριβή ολίσθησης στερεού σώματος που ονομάστηκε γωνία εσωτερικής τριβής (angle of internal friction) φ . Τα όσα ανακάλυψε λοιπόν, τα εξέφρασε στην εξίσωση $|\tau| = C + \sigma \cdot \tan \varphi$.

Το 1773 ο Coulomb διατύπωσε τη θεωρία της εσωτερικής τριβής (internal friction theory) ή θεωρία της αστοχίας σε διάτμηση (shear failure theory).

Για τους όρους συνοχή και γωνία εσωτερικής τριβής, αναφέρονται τα ακόλουθα (Αγιουτάντης και Roberts, 1977):

- Ένα μη συνεκτικό εδαφικό υλικό, δηλαδή ένα υλικό για το οποίο $c=0$, χαρακτηρίζεται από το γεγονός ότι η μέγιστη κλίση πρανούς καθορίζεται από τις

δυνάμεις τριβής των κόκκων και ισούται με τη γωνία φυσικής απόθεσης (angle of repose).

- Σε ένα συνεκτικό εδαφικό υλικό, η μέγιστη κλίση πρανούς είναι μεγαλύτερη από εκείνη που καθορίζεται από τη γωνία φυσικής απόθεσης. Οι επιπλέον δυνάμεις που συμβάλουν στη συγκράτηση του υλικού, οφείλονται στη συνοχή του.

Επομένως, ένα υλικό αστοχεί σε διάτμηση κατά ένα επίπεδο, όταν οι διατμητικές τάσεις που αναπτύσσονται υπερβούν τη συνοχή του υλικού και την τάση που αναπτύσσεται λόγω τριβής (ηλεκτροστατικές δυνάμεις), που εκφράζεται ως ποσοστό της κάθετης τάσης στο επίπεδο αυτό. Σημειώνεται ότι το πρόσημο της διατμητικής τάσης προσδιορίζει τη διεύθυνση ολίσθησης και επομένως στην εξίσωση $|\tau| = c + \sigma \cdot \tan \varphi$ χρησιμοποιείται το μέτρο της.

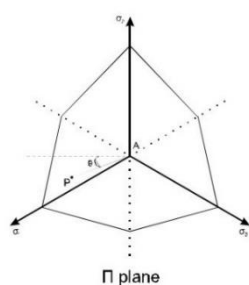
Το κριτήριο Coulomb, δύναται να εφαρμοστεί σε ψαθυρά πετρώματα με την παραδοχή ότι η διατμητική αντοχή στο επίπεδο αστοχίας ενισχύεται από ένα παράγοντα τριβής (Roberts, 1977).

Στα τέλη του 19^{ου} αιώνα, ο Mohr πρότεινε τον ομώνυμο κύκλο του σαν μια εύκολη γραφική μέθοδο για το μετασχηματισμό συντεταγμένων δισδιάστατου εντατικού πεδίου, δηλαδή τον υπολογισμό της μέγιστης διατμητικής τάσης και των κύριων τάσεων.

Περί το 1900, ο Mohr διατύπωσε την άποψη ότι η ορθή και η διατμητική τάση σε ένα επίπεδο, συνδέονται με μια γενική συνάρτηση της μορφής $|\tau| = f(\sigma)$.

Δεν είναι γνωστό πότε συνδυάστηκαν οι δύο θεωρίες, αλλά συνδυάζοντας το κριτήριο αστοχίας του Mohr με την εξίσωση του Coulomb, λαμβάνεται μια ευθεία περιβάλλουσα (Holtz, 1981). Η αναπαράσταση του κριτηρίου Mohr – Coulomb σε τρισδιάστατο πεδίο κυρίων τάσεων δίνει μη κανονική πυραμίδα με άξονα τον υδροστατικό άξονα όπου ισχύει $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$.

Αναφορικά με τη μελέτη της παρούσας εργασίας και συγκεκριμένα τη μελέτη του υλικού της εδαφικής στρώσης των προσομοιωμάτων, εφαρμόσαμε το κριτήριο αστοχίας Mohr – Coulomb.



Εικόνα 4.11: Τομή της πυραμίδας Mohr - Coulomb σε καθαρό διατμητικό επίπεδο

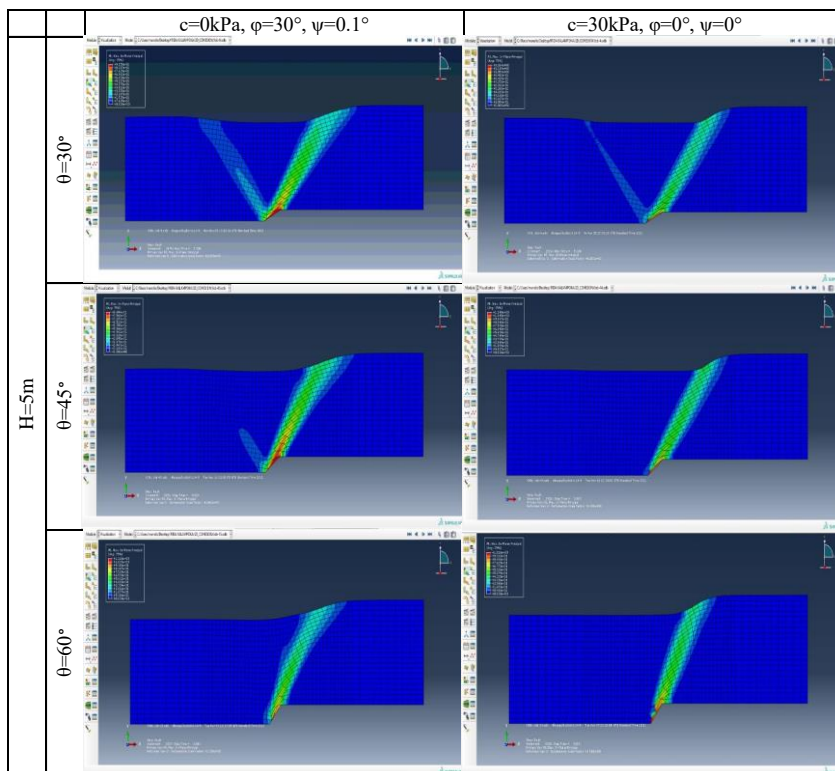
(Πηγή: Beekman & Badsai, 1996)

4.4 Εφαρμογές σε κανονικό ρήγμα

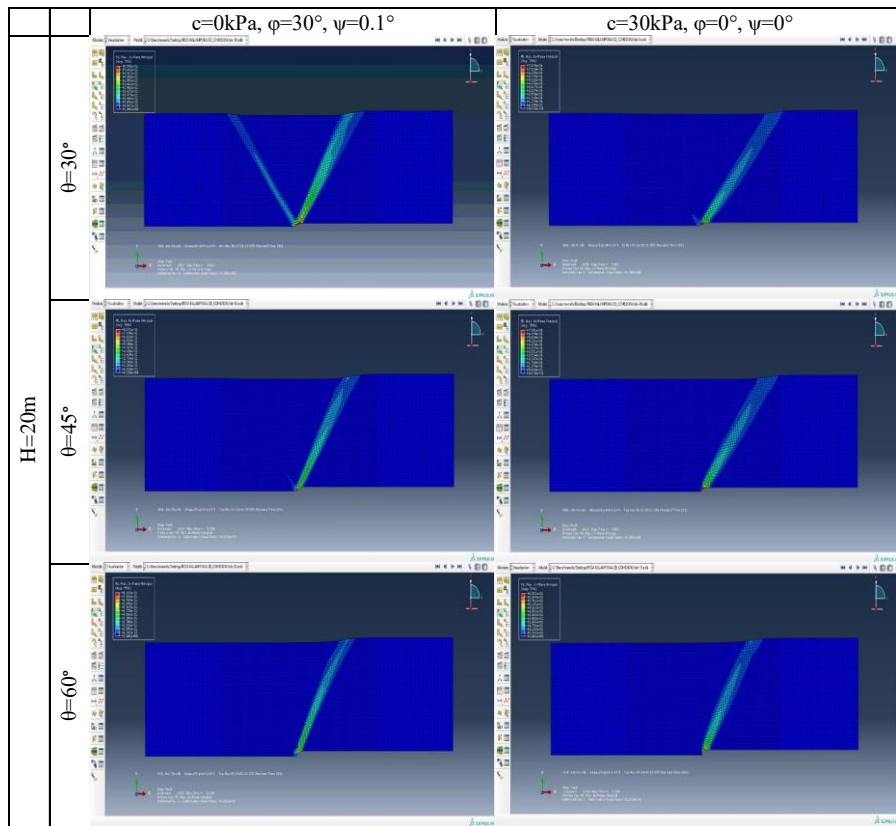
Σε πρώτη φάση, δημιουργήθηκαν τα δύο προαναφερθέντα προσομοιώματα, πάχους 5 και 20 μέτρων αντίστοιχα, με σκοπό να εφαρμοστεί κανονικό ρήγμα, εξετάζοντας τις επιφανειακές παραμορφώσεις αναλόγως του πάχους και του υλικού της στρώσης καθώς και της γωνίας διάρρηξης. Οι γωνίες διάρρηξης οι οποίες εξετάζονται είναι 30° , 45° καθώς και 60° , το πάχος 5m και 20m και σε ό,τι αφορά το υλικό, ποικίλουν οι τιμές της συνοχής c (0kPa, 5kPa, 15kPa και 30kPa), της γωνίας εσωτερικής τριβής φ (0° και 30°) και της γωνίας διασταλτικότητας ψ (0° και $0,1^\circ$).

4.4.1 Επιφανειακές μετατοπίσεις με το ίδιο πάχος στρώσης

Στην παρούσα παράγραφο, παρουσιάζονται οι επιφανειακές παραμορφώσεις του προσομοιώματος, διατηρώντας σταθερό το πάχος της εδαφικής στρώσης και μελετώντας διαφορετικά υλικά και γωνίες διάρρηξης. Στα παρακάτω σχήματα παρουσιάζονται ενδεικτικά κάποια σχήματα όπως αυτά εξήχθησαν από το προγραμματιστικό περιβάλλον ABAQUS CAE. Το σύνολο των σχημάτων, τα οποία εξήχθησαν με σκοπό την εν λόγω διπλωματική εργασία, παρατίθενται στο παράρτημα σχημάτων.

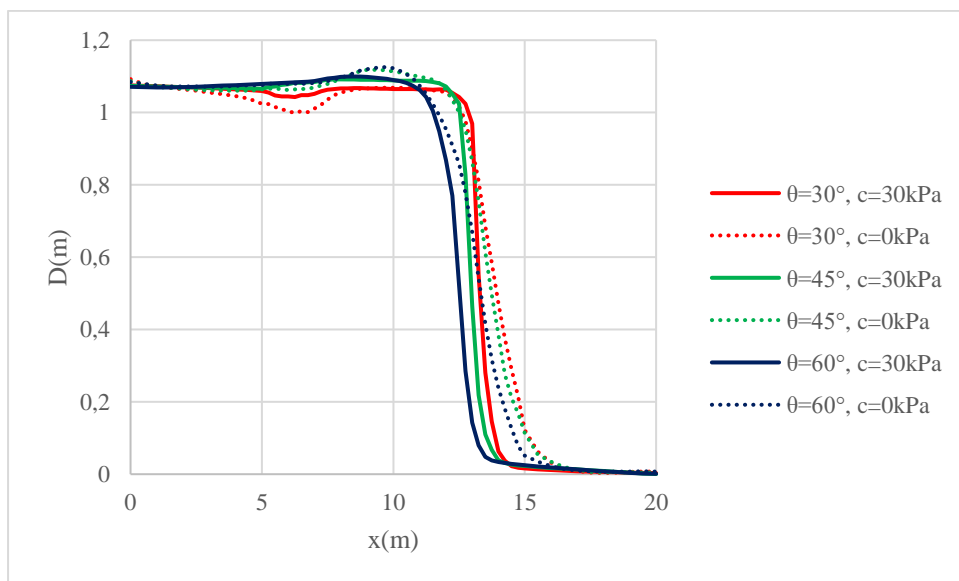


Σχήμα 4.1: Διαφορική καθίζηση εδαφικής στρώσης πάχους 5m σε κανονικό ρήγμα

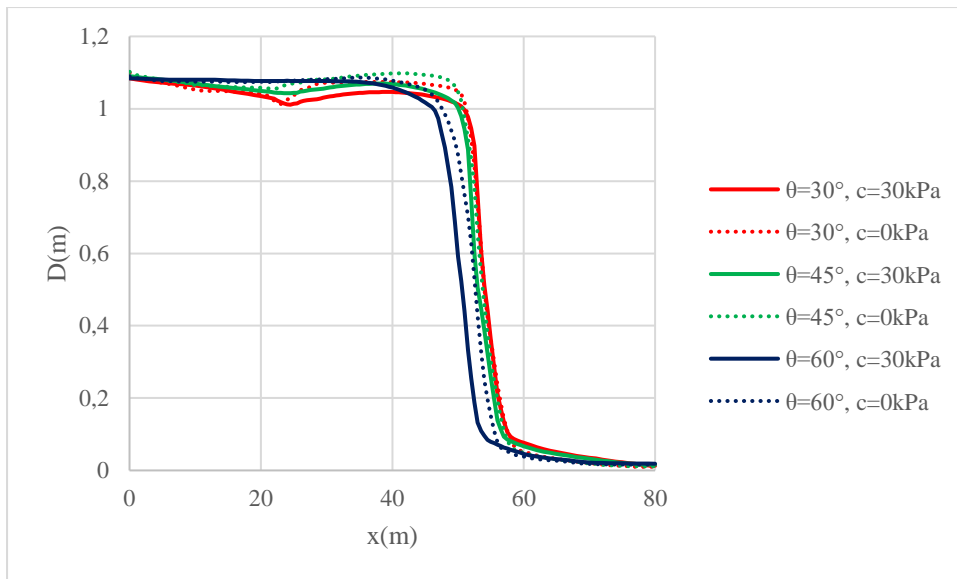


Σχήμα 4.2: Διαφορική καθίζηση εδαφικής στρώσης πάχους 20m σε κανονικό ρήγμα

Στο παρόν υποκεφάλαιο, λοιπόν, συγκρίνονται τα αποτελέσματα της παραμετρικής ανάλυσης, βάσει της γωνίας διάρρηξης του ρήγματος θ και του υλικού της στρώσης, διατηρώντας το ίδιο πάχος H της τελευταίας. Στα παρακάτω διαγράμματα παρουσιάζονται ενδεικτικά κάποια από τα αποτελέσματα, συγκεκριμένα τα αποτελέσματα του υλικού με συνοχή $c=0\text{kPa}$ ή $c=30\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$. Στο παράρτημα διαγραμμάτων παρατίθενται όλα τα αποτελέσματα.



Διάγραμμα 4.1: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$.



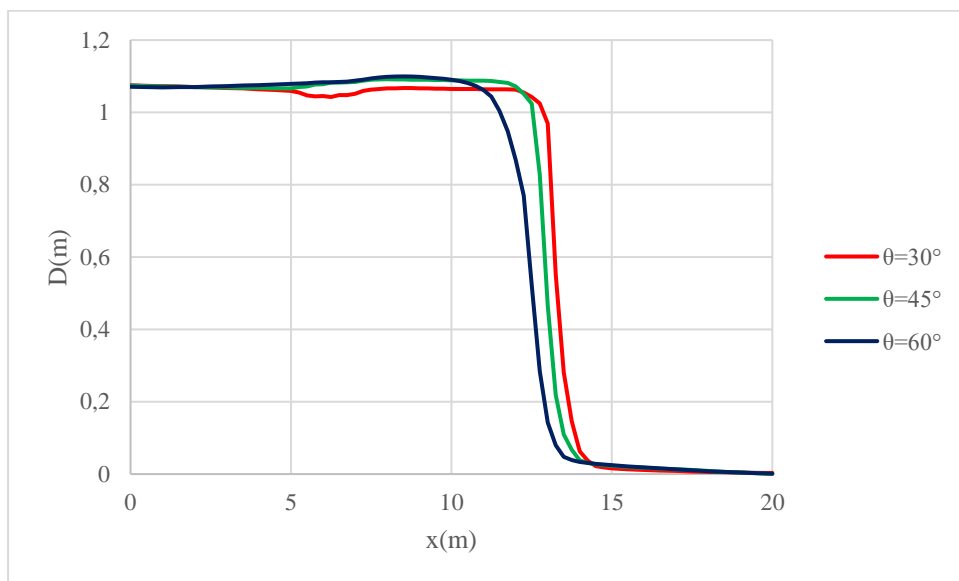
Διάγραμμα 4.2: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$.

Από το διάγραμμα 4.1 συμπεραίνεται πως η μέγιστη συνισταμένη μετατόπιση (οριζόντια και κατακόρυφη) της εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$ είναι της τάξης του $1,1\text{m}$ περίπου και για τις 3 γωνίες διάρρηξης. Τονίζεται πως και στις 3 περιπτώσεις η μέγιστη μετατόπιση εντοπίζεται στα 10m περίπου από την αρχή. Στη γωνία διάρρηξης 30° και στο υλικό με μηδενική συνοχή, παρουσιάζει ενδιαφέρον το κοίλο τμήμα της γραφικής παράστασης ανάντη του σημείου διάρρηξης. Όπως ήταν αναμενόμενο, παρατηρείται μεγαλύτερη ομαλότητα στις παραμορφώσεις των περιπτώσεων ύπαρξης συνοχής και ταυτόχρονα αξιοσημείωτες διακυμάνσεις των παραμορφώσεων στις περιπτώσεις μη ύπαρξης συνοχής. Ομοίως, στο διάγραμμα 4.2 παρατηρείται πως η μέγιστη συνισταμένη μετατόπιση της εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$ είναι της τάξης του $1,1\text{m}$ περίπου για όλες τις γωνίες διάρρηξης και εντοπίζεται στα 50m περίπου.

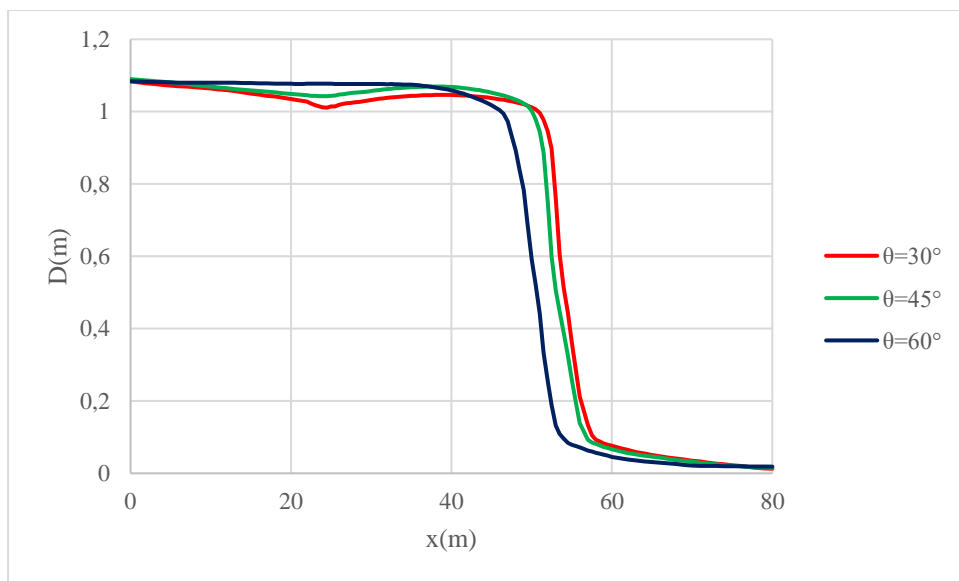
4.4.2 Επιφανειακές μετακινήσεις με το ίδιο υλικό στρώσης

Στο παρόν υποκεφάλαιο, συγκρίνονται τα αποτελέσματα της παραμετρικής ανάλυσης με βάση τη γωνία διάρρηξης του ρήγματος θ και το πάχος H της στρώσης, για το ίδιο υλικό της τελευταίας. Ενδεικτικά παρατίθενται τα αποτελέσματα του υλικού με συνοχή $c=30\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$. Πραγματοποιήθηκαν

ίδιες παραμετρικές αναλύσεις και για τα 5 υλικά που εξετάστηκαν, τα αποτελέσματα των υπολοίπων 4, παρατίθενται στο παράρτημα διαγραμμάτων.



Διάγραμμα 4.3: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους H=5m.



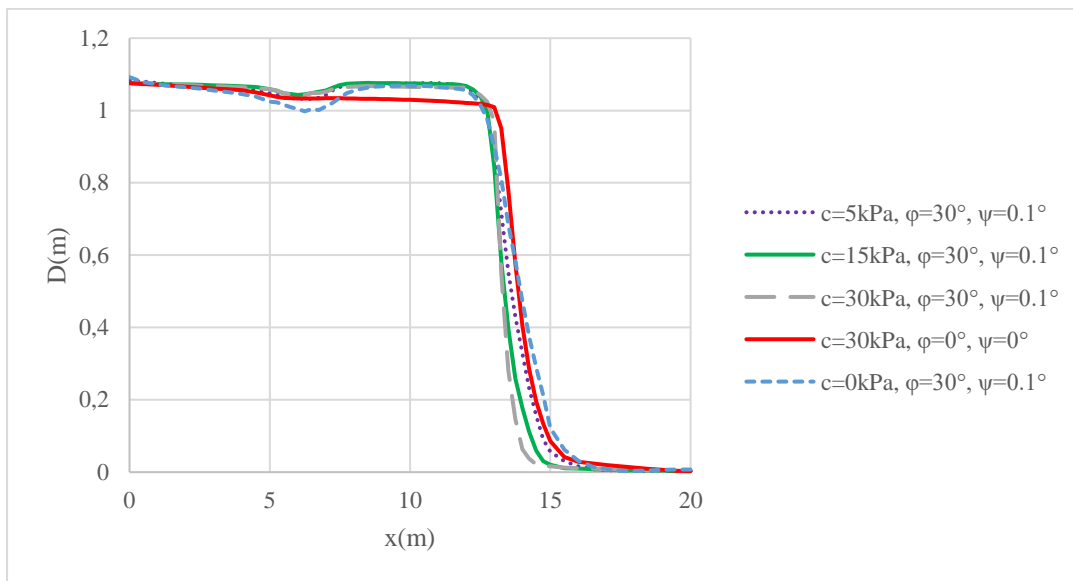
Διάγραμμα 4.4: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους H=20m.

Από τα παραπάνω διαγράμματα, συμπεραίνεται πως η θέση μέγιστης μετατόπισης διαφοροποιείται αισθητά αναλόγως της γωνίας διάρρηξης του ρήγματος. Παρατηρείται ότι το πάχος της στρώσης επηρεάζει το πάχος της στρώσης μόνο στην περίπτωση της γωνίας διάρρηξης των 60° ενώ στις 30°, το πάχος της εδαφικής στρώσης δε φαίνεται να παίζει κάποιο ρόλο στην παραμόρφωση λόγω των μικρών διαφοροποιήσεων. Στις περιπτώσεις

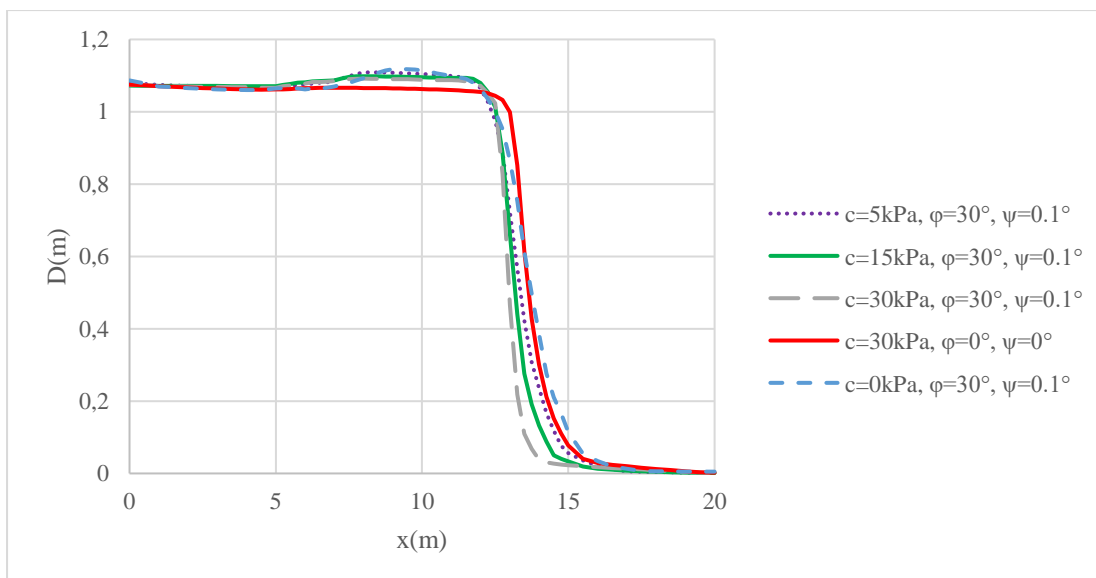
του πάχους εδαφικής στρώσης $H=5m$ οι μέγιστες τιμές εντοπίζονται περίπου στα 10m ενώ σε εκείνες πάχους $H=20m$, εντοπίζονται περίπου στα 40m.

4.4.3 Επιφανειακές μετατοπίσεις με την ίδια γωνία διάρρηξης

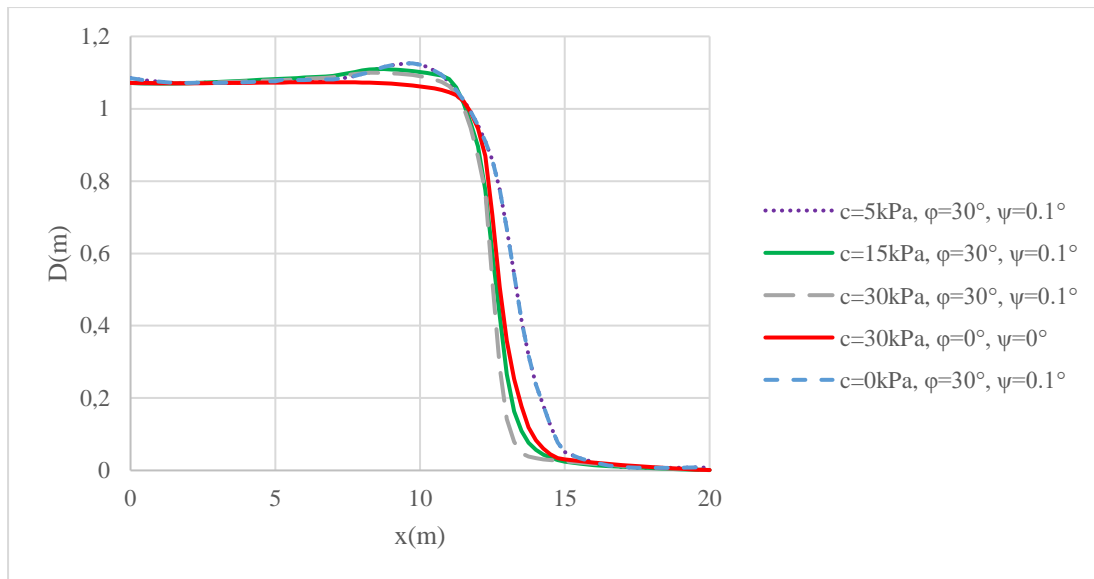
Στο παρόν υποκεφάλαιο συγκρίνονται τα αποτελέσματα της παραμετρικής ανάλυσης με βάση το υλικό και το πάχος H της εδαφικής στρώσης για την ίδια γωνία διάρρηξης. Τα συμπεράσματα παρατίθενται στη συνέχεια.



Διάγραμμα 4.5: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$ με γωνία διάρρηξης $\theta=30^\circ$.



Διάγραμμα 4.6: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$ με γωνία διάρρηξης $\theta=45^\circ$.

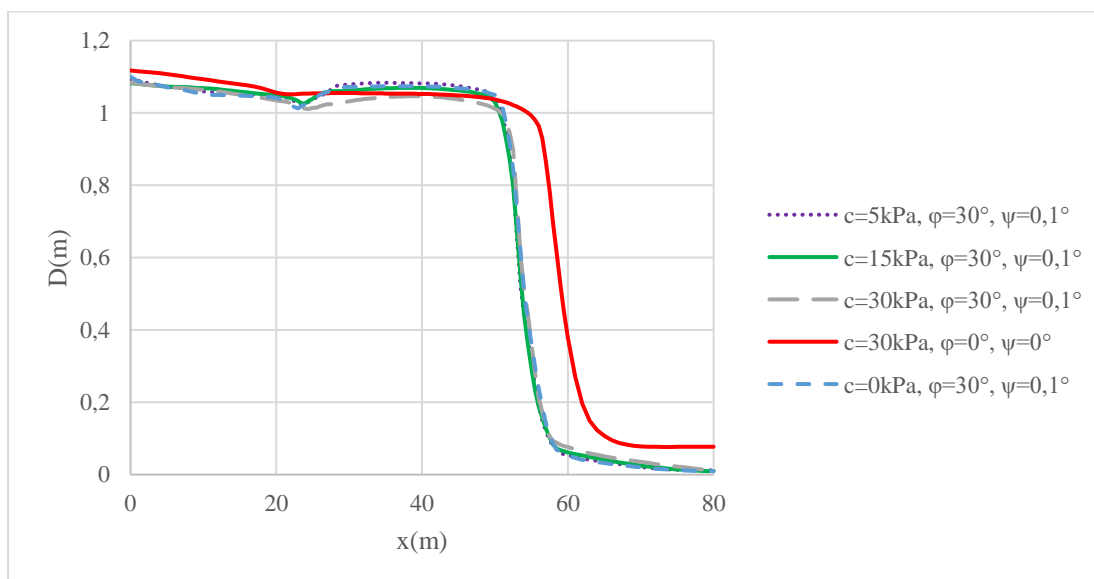


Διάγραμμα 4.7: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$ με γωνία διάρρηξης $\theta=60^\circ$.

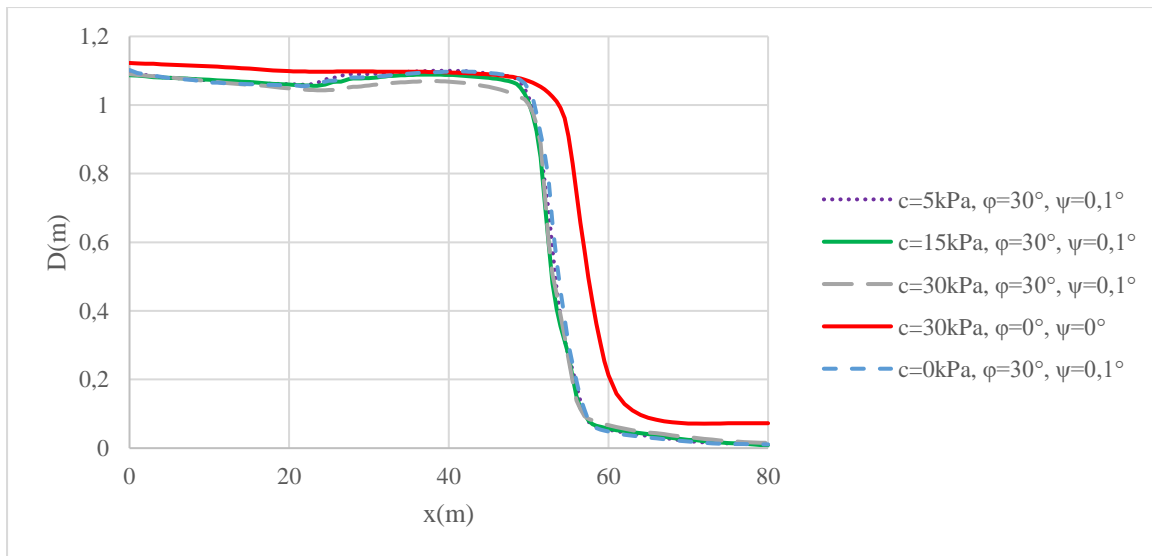
Από τα διαγράμματα 4.5, 4.6 και 4.7, συμπεραίνεται πως η μέγιστη μετατόπιση της επιφάνειας είναι 1,1m και στις 3 περιπτώσεις γωνιών διάρρηξης. Εντούτοις, αξίζει να αναφερθεί η περίπτωση της γωνίας διάρρηξης των 30° , η οποία παρουσιάζει ένα κοίλο τμήμα στη γραφική παράσταση, ανάντη του σημείου διάρρηξης του ρήγματος και συγκεκριμένα στις περιπτώσεις μικρής έως μηδενικής συνοχής c .

Σε όλες τις περιπτώσεις σημαντικό ρόλο παίζει το υλικό, παρατηρώντας τις ομαλότερες παραμορφώσεις στο υλικό με συνοχή $c=30\text{kPa}$ και γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=0^\circ$ (κόκκινη γραμμή).

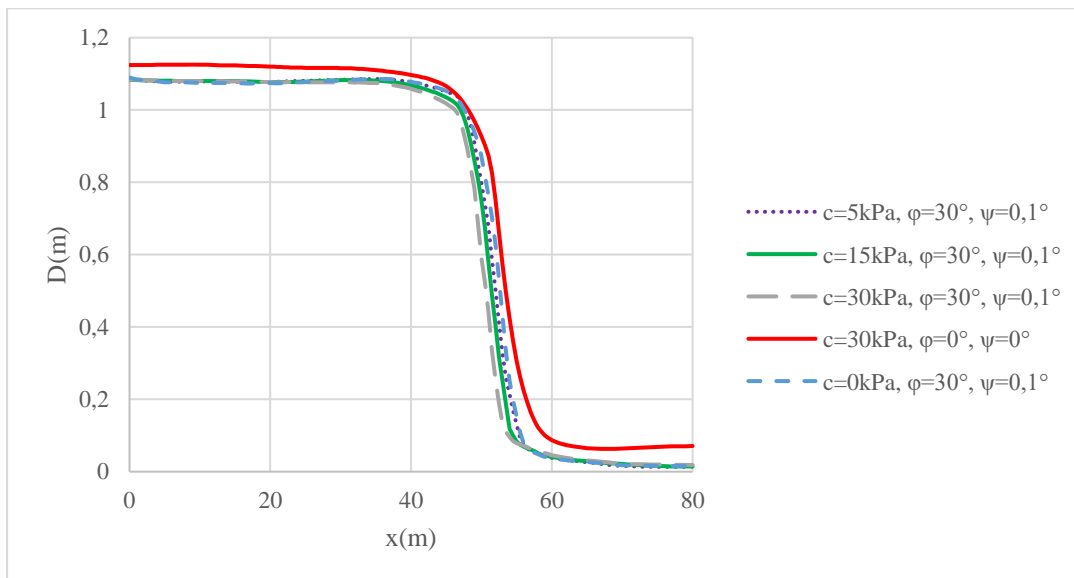
Σε όλες τις παραπάνω περιπτώσεις, οι μέγιστες τιμές μετατόπισης εντοπίζονται στα 10m περίπου.



Διάγραμμα 4.8: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$ με γωνία διάρρηξης $\theta=30^\circ$.



Διάγραμμα 4.9: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$ με γωνία διάρρηξης $\theta=45^\circ$.



Διάγραμμα 4.10: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$ με γωνία διάρρηξης $\theta=60^\circ$.

Από τα διαγράμματα 4.8, 4.9 και 4.10, συμπεραίνεται πως η μέγιστη μετατόπιση της επιφάνειας είναι 1,1m περίπου σε όλες τις γωνίες διάρρηξης. Εντούτοις, αξίζει να αναφερθεί η περίπτωση της γωνίας διάρρηξης των 30° , η οποία παρουσιάζει ένα κοίλο τμήμα στη γραφική παράσταση, ανάντη του σημείου διάρρηξης του ρήγματος και συγκεκριμένα στις περιπτώσεις μικρής έως μηδενικής συνοχής c .

Σε όλες τις περιπτώσεις σημαντικό ρόλο παίζει το υλικό, παρατηρώντας τις ομαλότερες παραμορφώσεις στο υλικό με συνοχή $c=30\text{kPa}$ και γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=0^\circ$ (κόκκινη γραμμή). Στην τελευταία περίπτωση, στις περιπτώσεις των 45° και των 60° , παρατηρούνται μεγαλύτερες μετακινήσεις σε σχέση με εκείνες των υπολοίπων υλικών.

Στις περιπτώσεις των 30° και των 45° , είναι εμφανής η διαφοροποίηση από τα άλλα υλικά, δεδομένου ότι οι μέγιστες τιμές της παραμόρφωσης εντοπίζονται στα 58m περίπου ενώ στις υπόλοιπες περιπτώσεις, οι μέγιστες μετατοπίσεις συγκλίνουν μεταξύ των διαφορετικών υλικών.

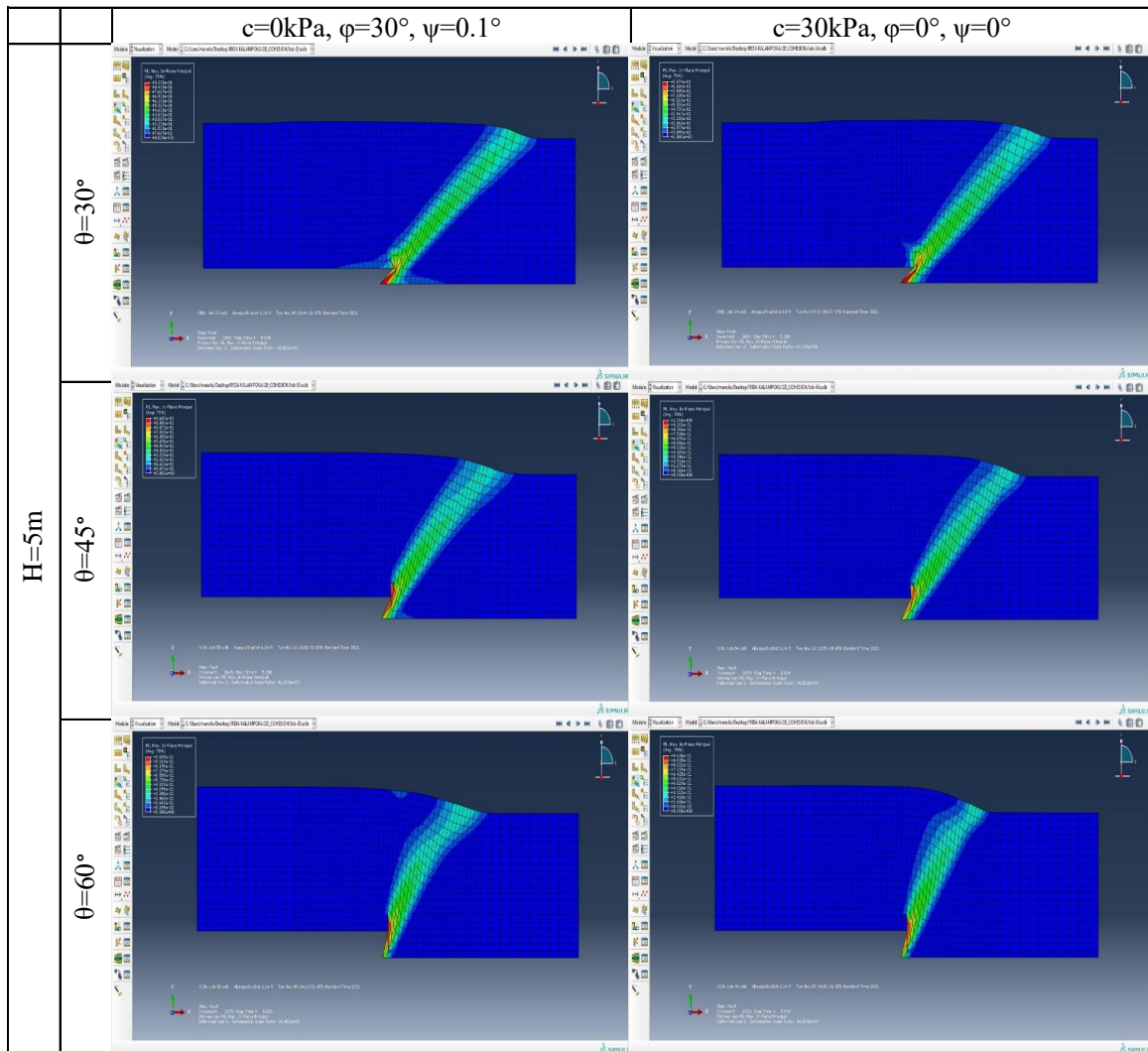
Στην περίπτωση των 30° οι μέγιστες παραμορφώσεις εντοπίζονται στα 52m περίπου, σε εκείνη των 45° εντοπίζονται στα 50m περίπου ενώ στην τελευταία περίπτωση των 60° , οι μέγιστες παραμορφώσεις εντοπίζονται στα 48m περίπου.

4.5 Εφαρμογές σε ανάστροφο ρήγμα

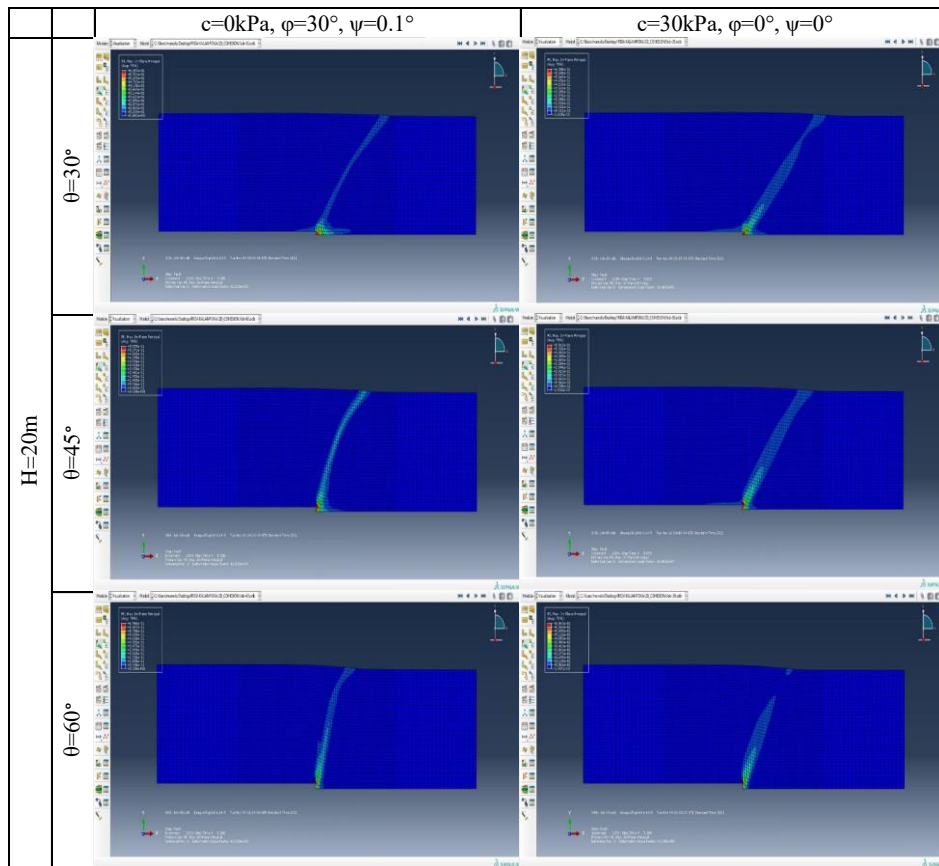
Στην παρούσα παράγραφο, παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των παραμετρικών αναλύσεων οι οποίες πραγματοποιήθηκαν σε ανάστροφα ρήγματα και αφορούν τις επιφανειακές παραμορφώσεις εδαφικής στρώσης αναλόγως του πάχους και του υλικού της τελευταίας καθώς και της γωνίας διάρρηξης του ρήγματος.

4.5.1 Επιφανειακές μετατοπίσεις με το ίδιο πάχος στρώσης

Στο παρόν υποκεφάλαιο συγκρίνονται τα αποτελέσματα της παραμετρικής ανάλυσης, βάσει της γωνίας διάρρηξης του ρήγματος θ και του υλικού της στρώσης, για το ίδιο πάχος H της τελευταίας. Τα συμπεράσματα παρατίθενται στη συνέχεια.

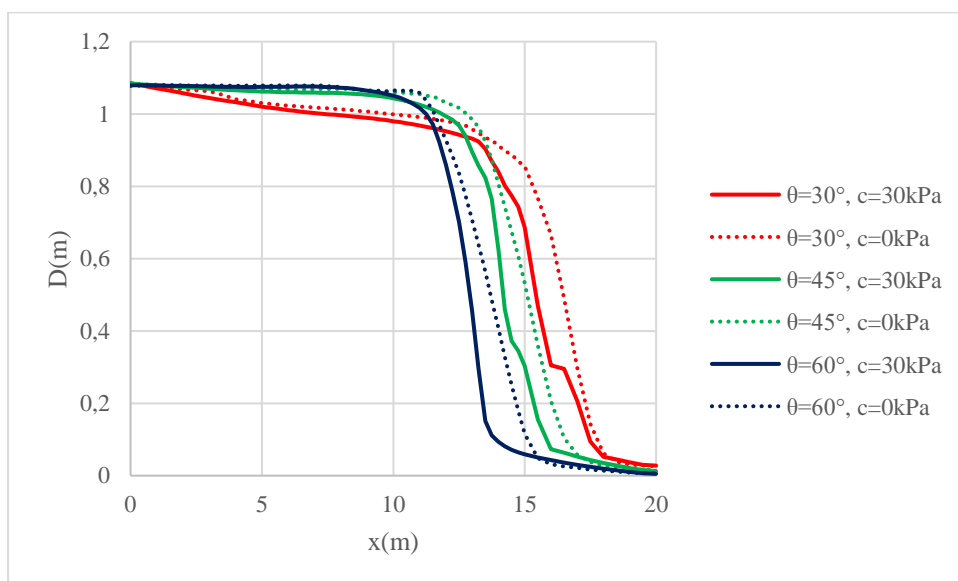


Σχήμα 4.3: Διαφορική καθίζηση εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$ σε ανάστροφο ρήγμα.

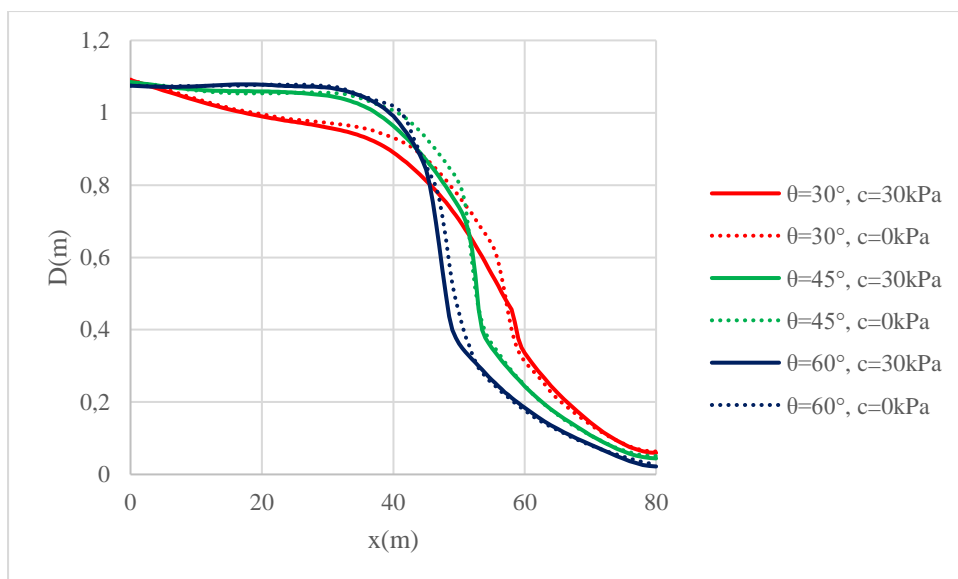


Σχήμα 4.4: Διαφορική καθίζηση εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$ σε ανάστροφο ρήγμα.

Στα παρακάτω διαγράμματα παρουσιάζονται ενδεικτικά κάποια από τα αποτελέσματα, συγκεκριμένα τα αποτελέσματα του υλικού με συνοχή $c=0\text{kPa}$ ή $c=30\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$. Στο παράρτημα διαγραμμάτων παρατίθενται όλα τα αποτελέσματα.



Διάγραμμα 4.11: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$.



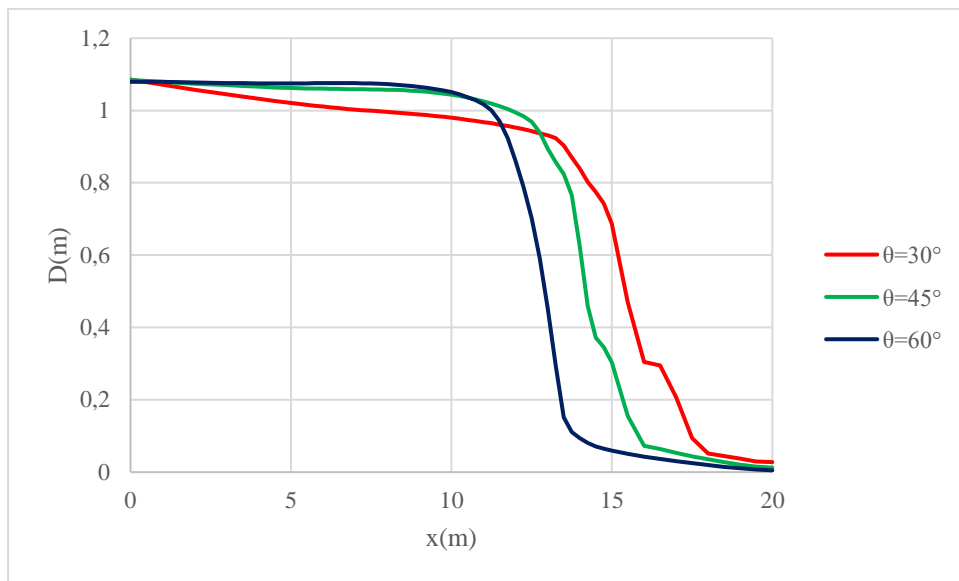
Διάγραμμα 4.12: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους H=20m.

Από το διάγραμμα 4.11 συμπεραίνεται ότι η μέγιστη συνισταμένη (οριζόντια και κατακόρυφη) μετατόπιση της εδαφικής στρώσης πάχους 5m, είναι της τάξης του 1,2m για τις γωνίες διάρρηξης 45° και 60° , ενώ για εκείνη των 30° , είναι περίπου 1m με ύπαρξη συνοχής και 0,9m με μηδενική συνοχή. Είναι εμφανές πως πολύ μεγάλο ρόλο παίζει η γωνία διάρρηξης λόγω της αισθητής διαφοροποίησης στην επιφανειακή στρώση. Ως δυσμενέστερη θα μπορούσε να χαρακτηριστεί η περίπτωση των 30° με ύπαρξη συνοχής, καθώς παρατηρούνται οι περισσότερες κοιλότητες και κυρτότητες στην αντίστοιχη γραφική της παράσταση σε σχέση με εκείνες των υπολοίπων υλικών και γωνιών διάρρηξης. Το συμπέρασμα αυτό χαρακτηρίζεται ως προβλέψιμο, δεδομένου ότι η συνοχή λόγω της φύσης της ως ελκτικής δύναμης, τείνει να διατηρεί ισορροπία. Σε κάθε περίπτωση, εξάγεται το συμπέρασμα πως το υλικό αποτελεί άκρως σημαντικό παράγοντα επιρροής καθώς παρατηρούνται σημαντικές διαφοροποιήσεις μεταξύ των μετακινήσεων. Σε όλες τις περιπτώσεις, οι μέγιστες τιμές εμφανίζονται στα 10m περίπου απ' αρχής.

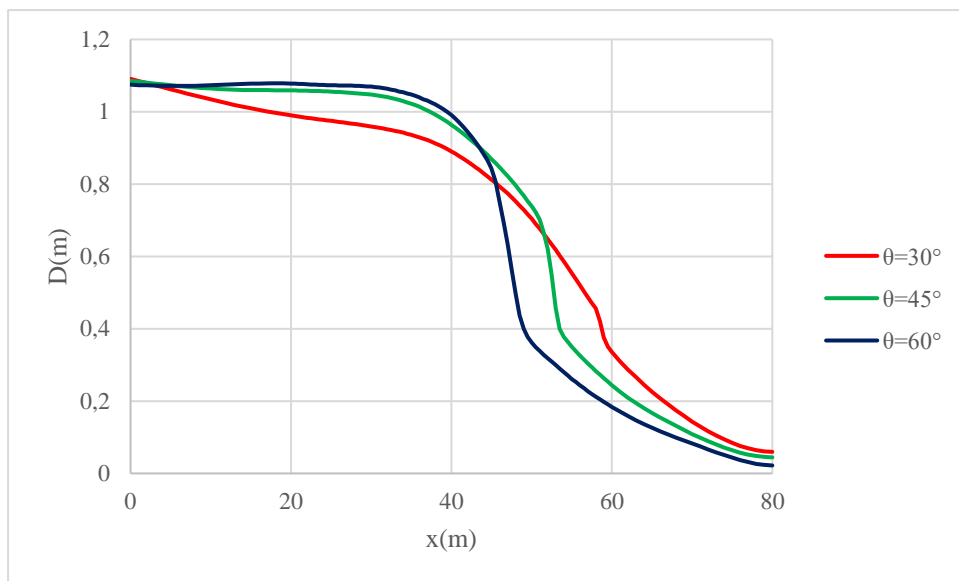
Από το διάγραμμα 4.12, εξάγεται το συμπέρασμα πως η συνισταμένη μετατόπιση της εδαφικής στρώσης πάχους H=20m για τις γωνίες 45° και 60° είναι περίπου 1,1m ενώ για τη γωνία 30° είναι περίπου 0,8m. Στην περίπτωση του ανάστροφου ρήγματος, παρατηρείται ομαλότερη παραμόρφωση της γωνίας διάρρηξης των 30° με ύπαρξη συνοχής. Στις περιπτώσεις των υπολοίπων δύο γωνιών διάρρηξης, παρατηρείται πως το υλικό παίζει μεγάλο ρόλο στην παραμόρφωση διότι παρουσιάζονται σημαντικές διαφοροποιήσεις των μετακινήσεων. Σε όλες τις περιπτώσεις, οι μέγιστες τιμές εντοπίζονται περίπου στα 40m από την αρχή.

4.5.2 Επιφανειακές μετατοπίσεις με το ίδιο υλικό στρώσης

Στο παρόν υποκεφάλαιο συγκρίνονται τα αποτελέσματα της παραμετρικής ανάλυσης με βάση τη γωνία διάρρηξης του ρήγματος θ και το πάχος H της στρώσης για το ίδιο υλικό της τελευταίας. Ενδεικτικά παρατίθενται τα αποτελέσματα του υλικού με συνοχή $c=30\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$. Πραγματοποιήθηκαν ίδιες παραμετρικές αναλύσεις και για τα 5 υλικά που εξετάστηκαν, τα αποτελέσματα των υπολοίπων 4, παρατίθενται στο παράρτημα διαγραμμάτων.



Διάγραμμα 4.13: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης $H=5\text{m}$.



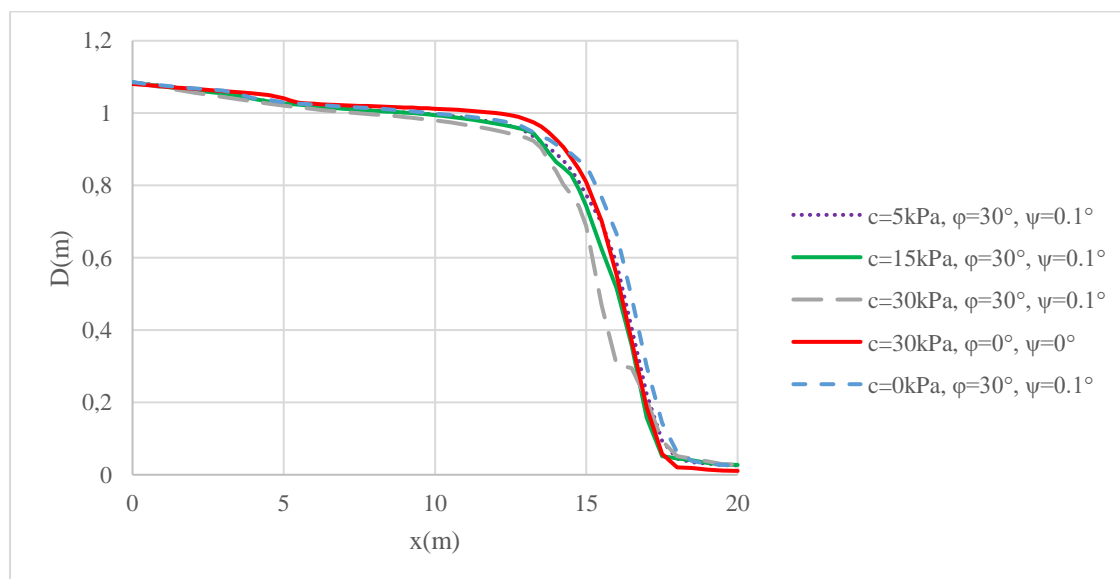
Διάγραμμα 4.14: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$.

Από το διάγραμμα 4.13, παρατηρείται πως η μέγιστη μετατόπιση της εδαφικής επιφάνειας για ρήγματα με γωνία διάρρηξης 45° και 60° είναι περίπου 1,1m, ενώ για ρήγματα γωνίας διάρρηξης 30° , είναι περίπου 0,9m. Στην εν λόγω περίπτωση, φαίνεται πως διαδραματίζει σημαντικό ρόλο η γωνία διάρρηξης λόγω της αισθητής διαφοροποίησης στην επιφανειακή μετατόπιση. Σε όλες τις περιπτώσεις οι μέγιστες τιμές εμφανίζονται στα 10m από την αρχή. Παρατηρείται πως η γωνία των 30° , παρουσιάζει τις περισσότερες αλλοιώσεις, δηλαδή τη μεγαλύτερη αντίσταση στην παραμόρφωση.

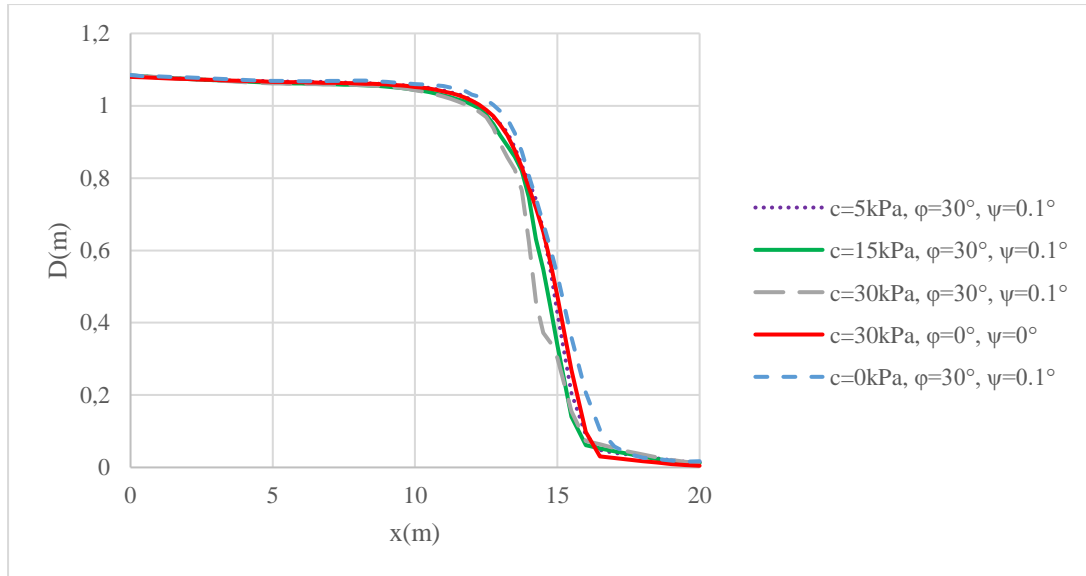
Από το διάγραμμα 4.14, συμπεραίνεται πως η μέγιστη μετατόπιση της εδαφικής στρώσης είναι της τάξης του 1,15m για γωνία 60° , του 1,1m για γωνία 45° και 0,9m περίπου για γωνία διάρρηξης 30° . Και στην παρούσα περίπτωση, η γωνία διάρρηξης φαίνεται να αποτελεί σημαντικό παράγοντα επιρροής λόγω της αισθητής διαφοροποίησης στην επιφανειακή μετατόπιση. Σε όλες τις περιπτώσεις, οι μέγιστες τιμές εμφανίζονται στα 40m περίπου απ' αρχής.

4.5.3 Επιφανειακές μετατοπίσεις με την ίδια γωνία διάρρηξης

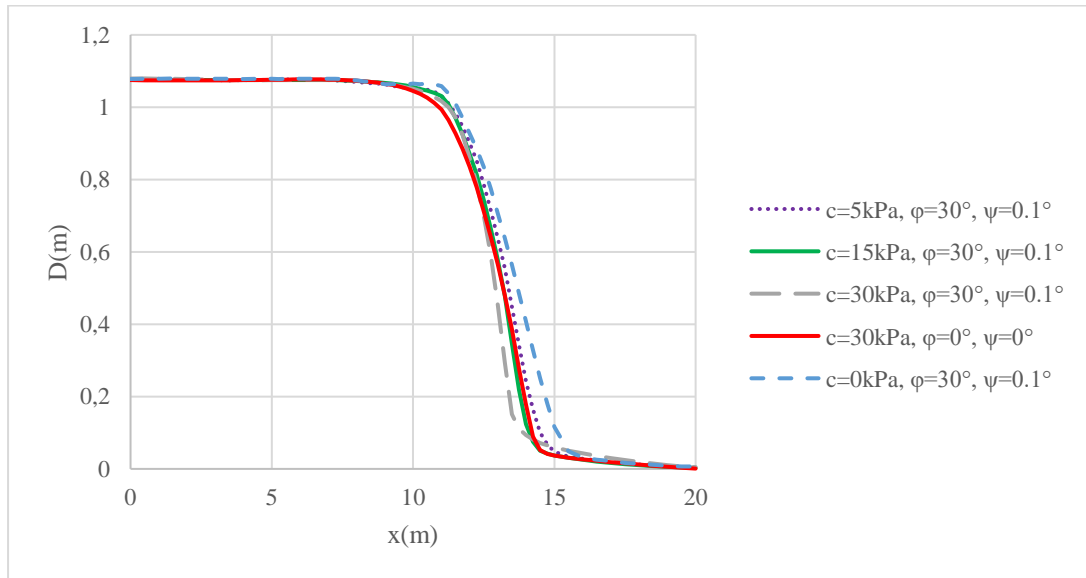
Στο παρόν υποκεφάλαιο συγκρίνονται τα αποτελέσματα της παραμετρικής ανάλυσης με βάση το υλικό και το πάχος της εδαφικής στρώσης, διατηρώντας την ίδια γωνία διάρρηξης του ρήγματος. Τα αποτελέσματα παρατίθενται στη συνέχεια.



Διάγραμμα 4.15: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$ με γωνία διάρρηξης $\theta=30^\circ$.



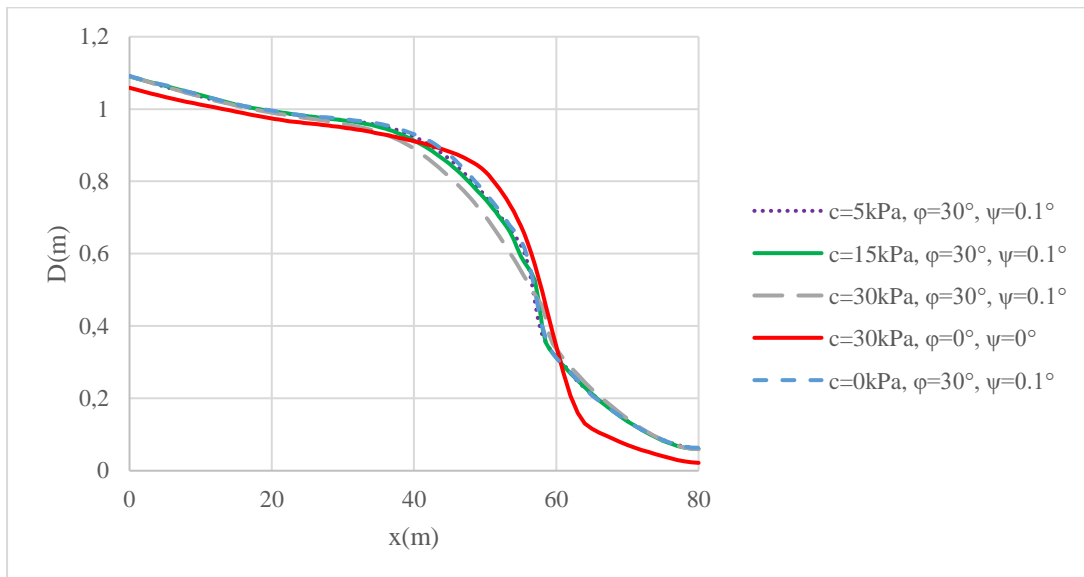
Διάγραμμα 4.16: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$ με γωνία διάρρηξης $\theta=45^\circ$.



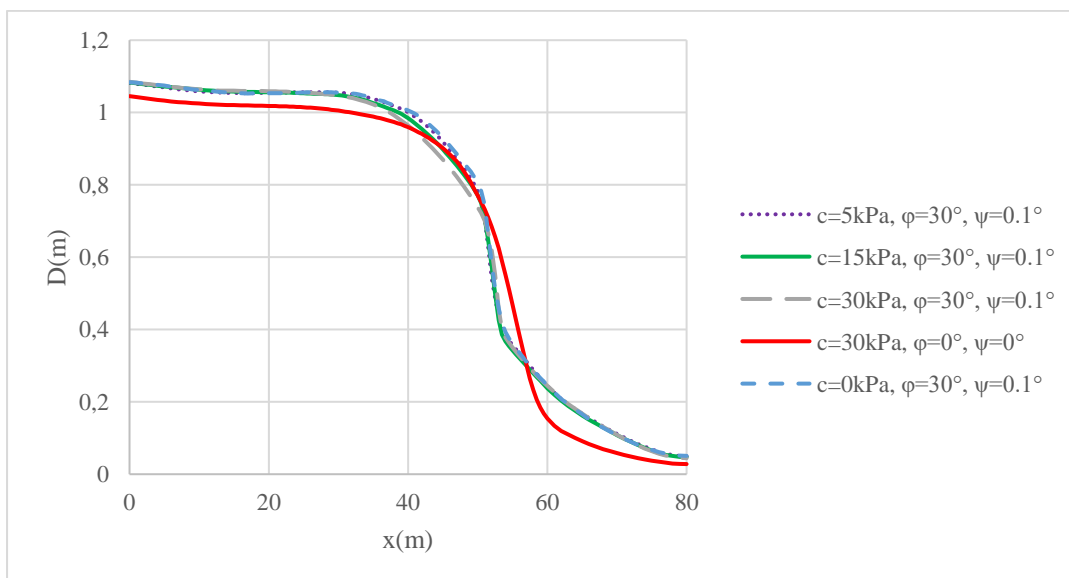
Διάγραμμα 4.17: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$ με γωνία διάρρηξης $\theta=60^\circ$.

Από το διάγραμμα 4.15, συμπεραίνεται πως η μέγιστη μετατόπιση για γωνία διάρρηξης 30° είναι περίπου 1m για όλα τα υλικά. Σε όλες τις περιπτώσεις η μέγιστη μετακίνηση εντοπίζεται στα 10m περίπου από την αρχή. Ενδιαφέρον παρουσιάζει το 3° (κατά σειρά υπομνήματος) υλικό, το οποίο τείνει να αντιστέκεται στην μετακίνηση, γεγονός ιδιαίτερα προβλέψιμο δεδομένου ότι διαθέτει τη μεγαλύτερη τιμή συνοχής c αλλά και γωνίας εσωτερικής τριβής ϕ , σε σχέση με κάθε άλλο υλικό. Από το διάγραμμα 4.16, συμπεραίνεται ότι η μέγιστη μετατόπιση για γωνία διάρρηξης 45° είναι περίπου $1,05\text{m}$ και εμφανίζεται σε όλες τις περιπτώσεις περίπου στα 10m απ' αρχής. Δεν παρουσιάζονται σημαντικές διαφοροποιήσεις μεταξύ των υλικών. Στο διάγραμμα 4.17, παρατηρείται πως η μέγιστη

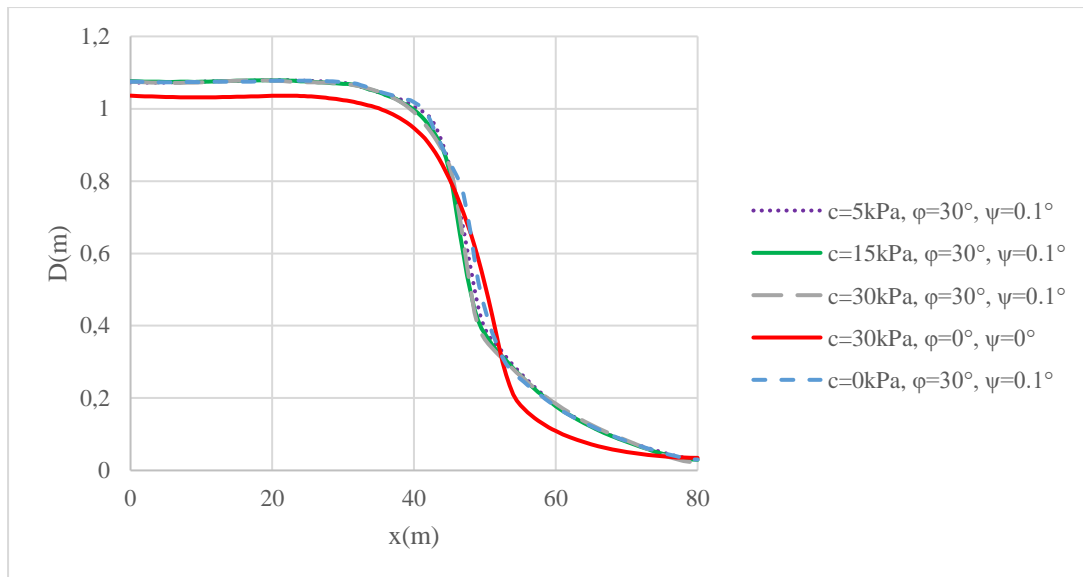
συνισταμένη μετατόπιση είναι περίπου 1,1m και εντοπίζεται περίπου στα 10m απ' αρχής σε όλες τις περιπτώσεις. Παρατηρούνται διαφοροποιήσεις μεταξύ των γραφικών παραστάσεων των διαφόρων υλικών, ειδικά κατόπιν του σημείου ρήξης. Ομαλότερη φαίνεται να είναι εκείνη του 5^{ου} (κατά σειρά υπομνήματος υλικού), η οποία διαθέτει και τη μηδενική συνοχή.



Διάγραμμα 4.18: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$ με γωνία διάρρηξης $\theta=30^\circ$.



Διάγραμμα 4.19: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$ με γωνία διάρρηξης $\theta=45^\circ$.



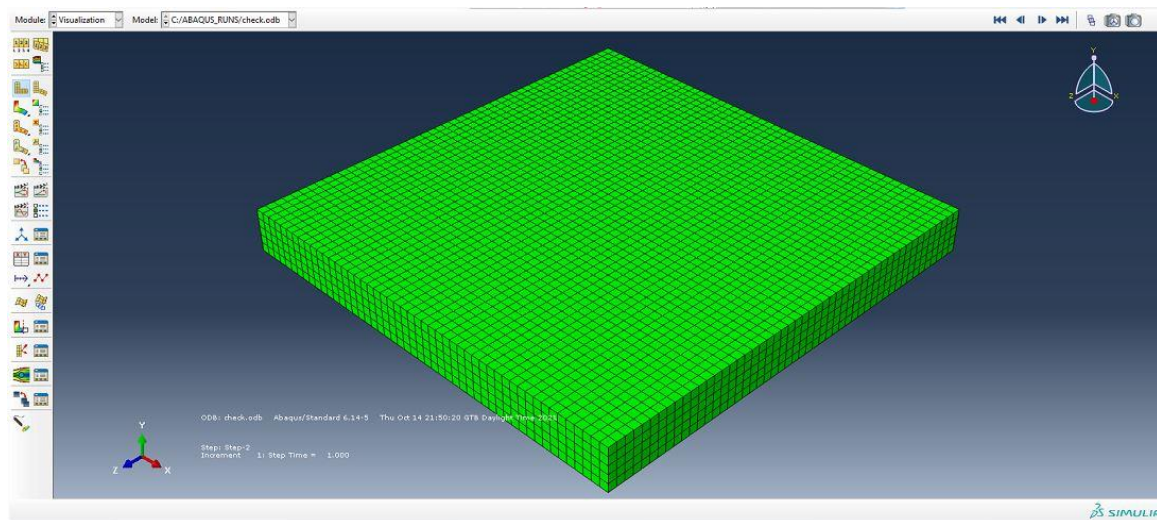
Διάγραμμα 4.20: Επιφανειακές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$ με γωνία διάρρηξης $\theta=60^\circ$.

Από το διάγραμμα 4.18, συμπεραίνεται πως η μέγιστη μετατόπιση της επιφάνειας της εδαφικής στρώσης για γωνία διάρρηξης ρήγματος 30° είναι $0,9\text{m}$ περίπου και εντοπίζεται περίπου στα 40m απ' αρχής. Το υλικό φαίνεται να διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στην παραμόρφωση, καθώς παρατηρούνται σημαντικές διαφοροποιήσεις μεταξύ αυτών, ειδικά κατάντη του σημείου διάρρηξης. Στο διάγραμμα 4.19, παρατηρείται πως η μέγιστη συνισταμένη μετατόπιση της επιφάνειας της εδαφικής στρώσης για γωνία διάρρηξης ρήγματος 45° , είναι περίπου 1m . Σε όλες τις περιπτώσεις, η μέγιστη μετατόπιση εντοπίζεται περίπου στα 40m από την αρχή. Και για τη γωνία διάρρηξης των 45° , φαίνεται πως το υλικό δεν αποτελεί σημαντικό παράγοντα επιρροής της εδαφικής στρώσης, καθώς δεν παρατηρούνται αξιοσημείωτες διαφοροποιήσεις μεταξύ των 4 από τα 5 υλικά εξέτασης. Σε γενικές γραμμές, όλα τα υλικά παρουσιάζουν παρόμοιες συμπεριφορές με εξαίρεση το 4° (κατά σειρά υπομνήματος) υλικό, στο οποίο εντοπίζεται η ομαλότερη παραμόρφωση. Από το διάγραμμα 4.20, συμπεραίνεται πως η μέγιστη συνισταμένη μετατόπιση είναι περίπου $1,1\text{m}$ για όλα τα υλικά εκτός του $4^{\text{ου}}$ (κατά σειρά υπομνήματος) που είναι περίπου $1,05\text{m}$. Σε όλες τις περιπτώσεις η μέγιστη μετατόπιση εντοπίζεται περίπου στα 40m από την αρχή. Η συμπεριφορά των υλικών είναι παρόμοια με εκείνη για γωνία διάρρηξης ρήγματος 45° , δηλαδή διαφοροποίηση άξια αναφοράς παρουσιάζει μόνο το 4° υλικό.

Κεφάλαιο 5 : Τρισδιάστατη Αριθμητική Προσομοίωση

5.1 Περιγραφή του προσομοιώματος

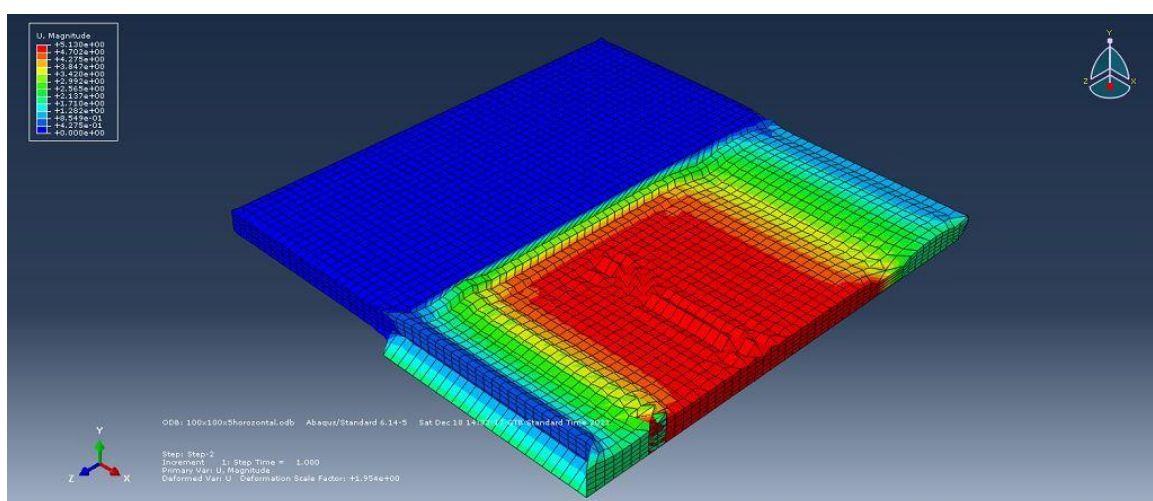
Με σκοπό τη μελέτη της σχέσης του ρήγματος και του εδάφους, πραγματοποιήθηκε, στο προγραμματιστικό περιβάλλον ABAQUS CAE, παραμετρική ανάλυση της διάρρηξης ενός ρήγματος οριζόντιας ολίσθησης στο ελεύθερο πεδίο. Θεωρήθηκε πως πάνω από το ρήγμα βρίσκεται εδαφική στρώση. Η γεωμετρία της στρώσης που θεωρήθηκε, είναι ένα ορθογώνιο παραλληλεπίπεδο με τετραγωνική βάση. Για τη δημιουργία του εν λόγω προσομοιώματος, χρησιμοποιήθηκαν κυβικά στοιχεία τύπου CP3D8R πλευράς 1m. Οι διαστάσεις του προσομοιώματος είναι 500m κατά μήκος, 500m κατά πλάτος και 100m πάχος. Η διάρρηξη του ρήγματος θεωρείται πως πραγματοποιείται στο μέσο του παραλληλεπίπεδου με αποτέλεσμα τη δημιουργία 2 ρηξιτεμάχων μήκους 500m, πλάτους 250m και πάχους 100m το καθένα. Το μήκος του ρήγματος λαμβάνεται 250m και εφαρμόζεται στο κέντρο του προσομοιώματος, αφήνοντας περιθώριο 125m σε κάθε πλευρά. Αν ο άξονας ο οποίος χωρίζει τα 2 ρηξιτεμάχη βαθμολογηθεί από το 0 έως το 500, τότε προκύπτει ότι οι θέσεις 125 και 375 θα είναι τα σημεία αρχής και τέλους του ρήγματος.



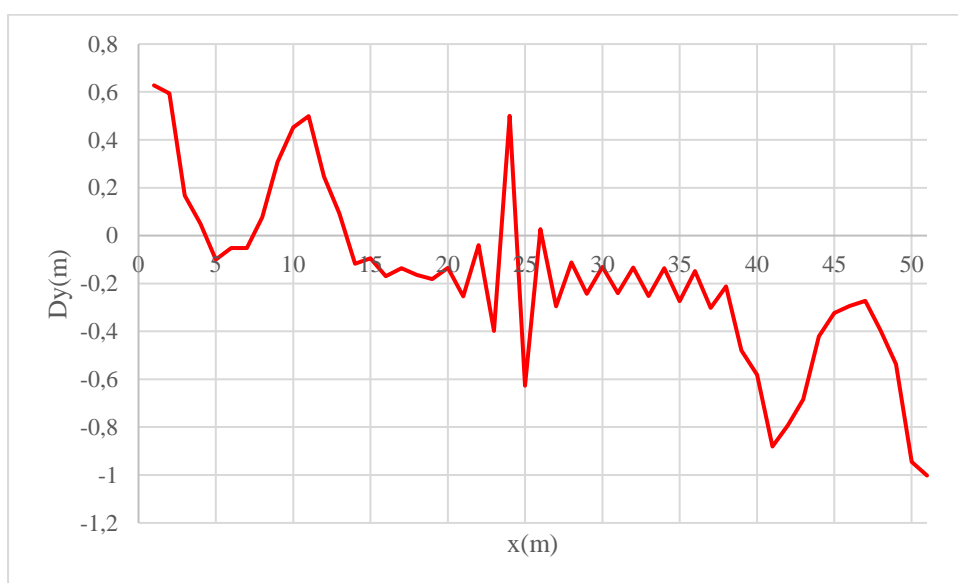
Εικόνα 5.1: Οπτική μορφή του προσομοιώματος

5.2 Εφαρμογή

Σε πρώτη φάση, δημιουργήθηκε το προσομοίωμα με σκοπό την εφαρμογή του ρήγματος οριζόντιας ολίσθησης. Για το προσομοίωμα ορίστηκαν πυκνότητα υλικού $\rho=1,6\text{ton/m}^3$, λόγος Poisson $\omega=0,33$ ενώ το μέτρο ελαστικότητας ορίστηκε $E_0 = 1000\text{MPa}$. Στο προσομοίωμα εφαρμόστηκε οριζοντιολιθητικό ρήγμα και εξετάστηκαν οι επιφανειακές μετακινήσεις στο κέντρο του. Παρατηρήθηκε πως οι μετακινήσεις τόσο στον άξονα των x , όσο και στον άξονα των z , ήταν αμελητέες, γι' αυτό και παρουσιάζονται μόνο οι μετακινήσεις στον άξονα των y . Τα αποτελέσματα παρατίθενται παρακάτω.



Σχήμα 5.1: Προσομοίωση των εδαφικών στρώσεων για ρήγμα οριζόντιας ολίσθησης

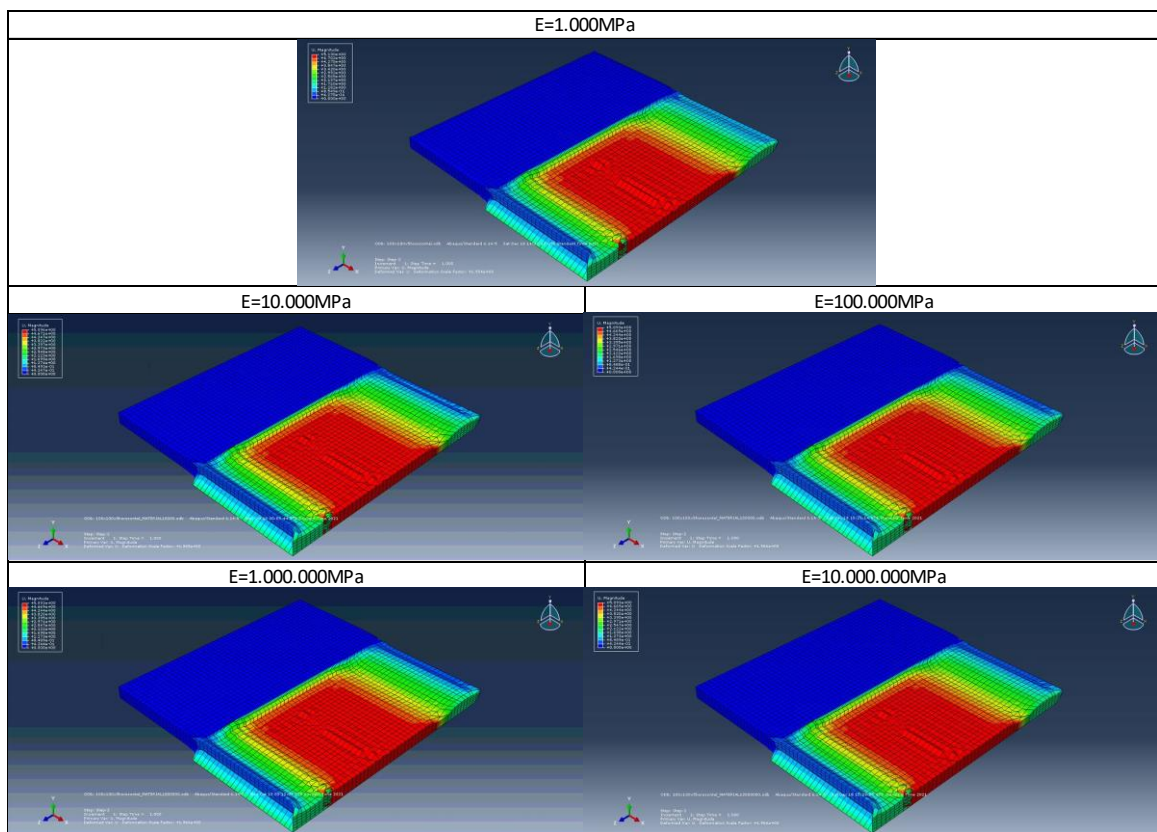


Διάγραμμα 5.1: Διάγραμμα επιφανειακών μετατοπίσεων στο κέντρο του προσομοιώματος ως προς y .

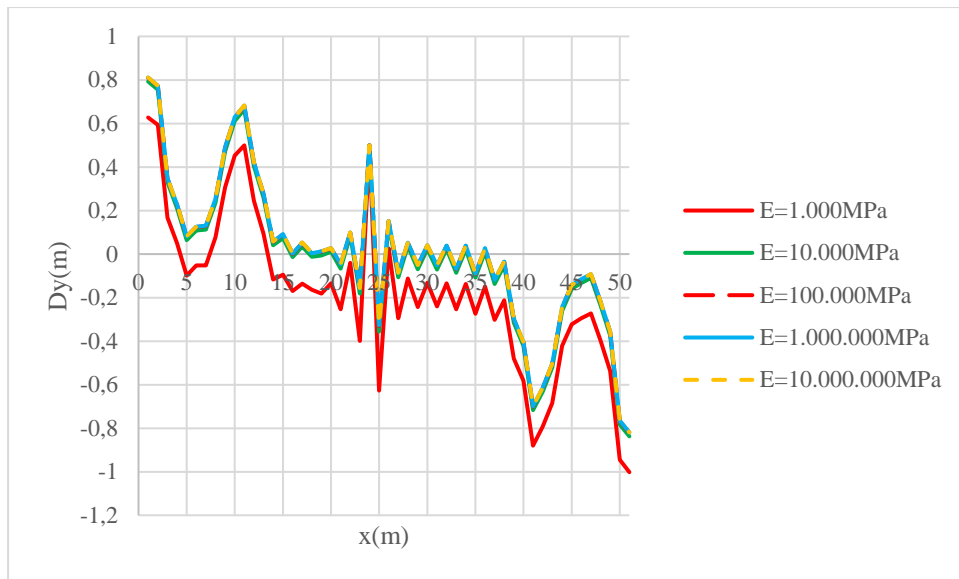
Από το διάγραμμα 5.1, παρατηρείται πως η μέγιστη κατακόρυφη μετακίνηση είναι της τάξεως του -1m ενώ μάλιστα πρόκειται για καθίζηση, όπως άλλωστε φανερώνει το αρνητικό πρόσημο. Η μέγιστη κατακόρυφη θετική μετακίνηση είναι της τάξεως των 0,6m. Το ρήγμα ασκείται στο μέσο του προσομοιώματος, εντούτοις παρατηρούνται μεγαλύτερες παραμορφώσεις περίπου στα 20m ανάντη και κατόντη του τελευταίου.

5.3 Παραμετρική ανάλυση

Στο παρόν υποκεφάλαιο συγκρίνονται τα αποτελέσματα της παραμετρικής ανάλυσης η οποία διενεργήθηκε για το παραπάνω προσομοίωμα. Η παράμετρος η οποία εξετάστηκε είναι το μέτρο ελαστικότητας του υλικού του προσομοιώματος και συγκεκριμένα οι τιμές 1000MPa, 10.000MPa, 100.000MPa, 1.000.000MPa και 10.000.000MPa. Τα αποτελέσματα παρατίθενται παρακάτω.



Σχήμα 5.2: Διαφορική καθίζηση εδαφικής στρώσης σε οριζοντιολισθητικό ρήγμα για διάφορες τιμές του μέτρου ελαστικότητας E.



Διάγραμμα 5.2: Διάγραμμα επιφανειακών μετατοπίσεων στο κέντρο του προσομοιώματος ως προς y.

Από το διάγραμμα 5.2, παρατηρείται πως όσο μεγαλύτερο είναι το μέτρο ελαστικότητας του υλικού της εδαφικής στρώσης, τόσο πιο επιρρεπή καθιστά την τελευταία σε παραμορφώσεις. Στην περίπτωση όπου $E_0 = 1000\text{MPa}$, παρατηρούνται οι μικρότερες μετακινήσεις σε σχέση με κάθε άλλη τιμή του μέτρου ελαστικότητας. Αξίζει να σημειωθεί το γεγονός πως σε κάθε άλλη περίπτωση η μέγιστη κατακόρυφη μετατόπιση είναι της τάξης των 0.8m και η μέγιστη καθίζηση της τάξης των -0.8m χωρίς αξιοσημείωτες διαφοροποιήσεις μεταξύ τους.

Κεφάλαιο 6 : Συμπεράσματα – Προτάσεις

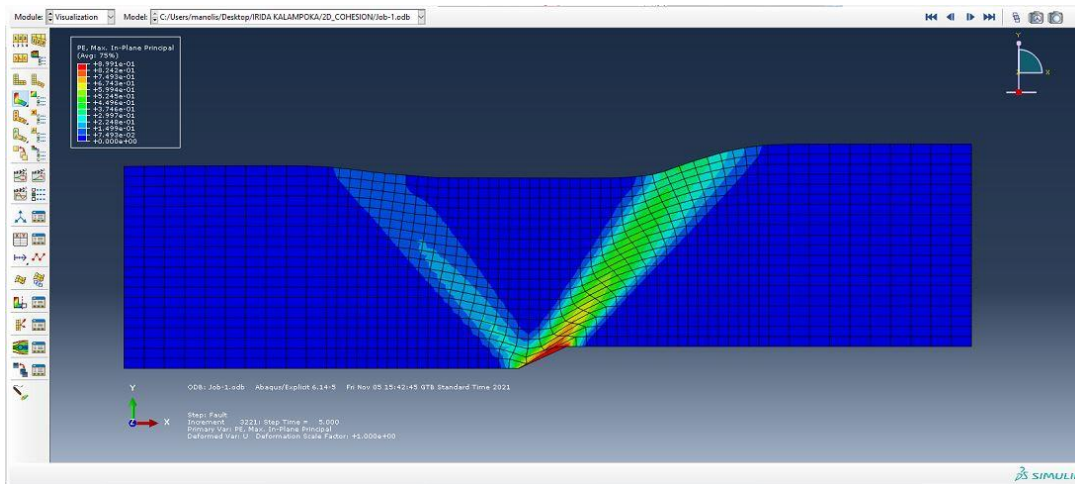
Τα συμπεράσματα τα οποία εξήχθησαν από την εν λόγω διπλωματική εργασία είναι τα ακόλουθα:

- Ένας από τους κυριότερους παράγοντες επιρροής του σχεδιασμού, της κατασκευής και λειτουργίας μεγάλων τεχνικών έργων, αποτελούν οι γεωκίνδυνοι.
- Η Μεσόγειος αποτελεί μια από τις πιο σεισμογενείς περιοχές σε παγκόσμιο βεληνικές και χαρακτηρίζεται από πλήθος γεωκινδύνων και κυρίτερα εκ των οποίων είναι τα ενεργά σεισμικά ρήγματα.
- Βάσει τόσο της βιβλιογραφίας, όσο και των παραμετρικών αναλύσεων οι οποίες πραγματοποιήθηκαν στην παρούσα διπλωματική εργασία, η παρουσία εδαφικών στρώσεων επηρεάζει τη διάρρηξη ενός ρήγματος και κατ' επέκταση τις μόνιμες παραμορφώσεις του εδάφους. Αναλυτικότερα:
 - Τα ρήγματα παρουσιάζουν διαφορετική συμπεριφορά αναλόγως του είδους τους (κανονικό, ανάστροφο και οριζόντιας ολίσθησης).
 - Το πάχος της εδαφικής στρώσης αποτελεί άκρως σημαντική παράμετρο επιρροής καθώς όσο το πάχος αυξάνεται, τόσο οι επιφανειακές εδαφικές παραμορφώσεις μειώνονται.
 - Η γωνία διάρρηξης, τόσο στα κανονικά όσο και στα ανάστροφα ρήγματα, αποτελεί παράγοντα ελάσσονος επιρροής, καθώς δεν επηρεάζει ιδιαίτερα τις επιφανειακές εδαφικές παραμορφώσεις.
 - Οι ιδιότητες των υλικών είναι ιδιαίτερος σημαντικός παράμετροι επιρροής καθώς παρατηρήθηκαν αξιοσημείωτες διαφοροποιήσεις ειδικά μεταξύ άμμου και αργιλικών υλικών.

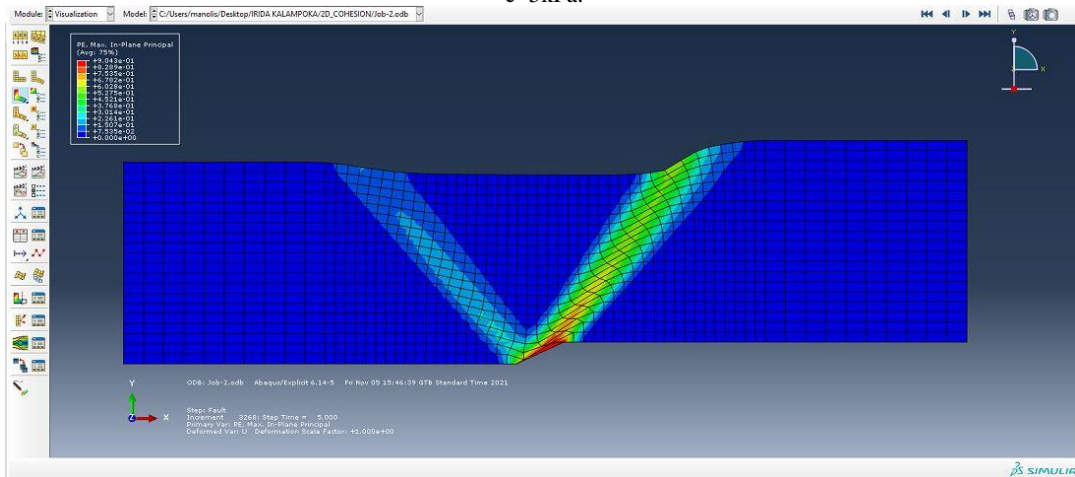
Βάσει, λοιπόν, των συμπερασμάτων τα οποία εξήχθησαν από την παρούσα διπλωματική εργασία, προτείνεται προς περαιτέρω έρευνα η δημιουργία τρισδιάστατων προσομοιωμάτων σε μοντέλα όπου θα εκδηλώνονται όλοι οι τύποι ρηγμάτων προκειμένου να μελετηθούν:

- Η επιρροή της γωνίας διάρρηξης.
- Η επιρροή του υλικού της εδαφικής στρώσης (προτείνεται η εφαρμογή του κριτηρίου αστοχίας Mohr – Coulomb).
- Το πάχος της εδαφικής στρώσης.

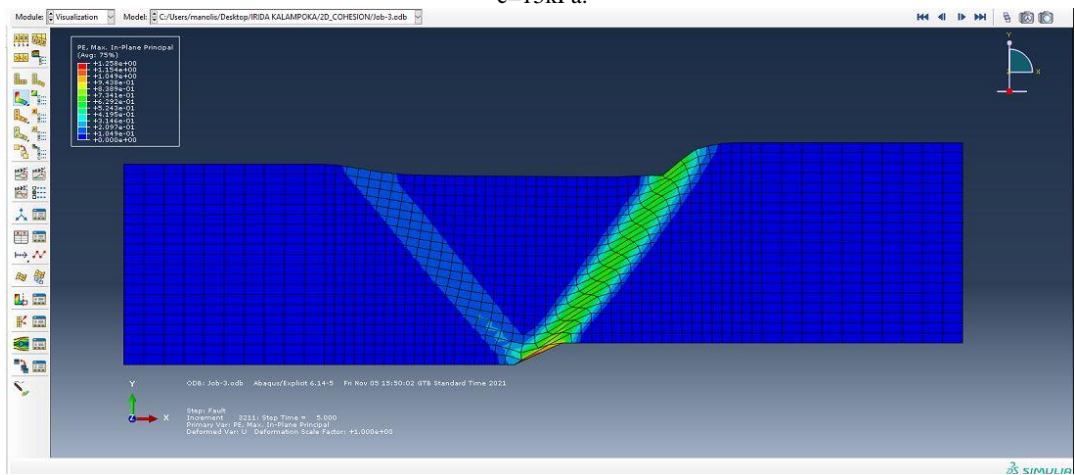
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΣΧΗΜΑΤΩΝ



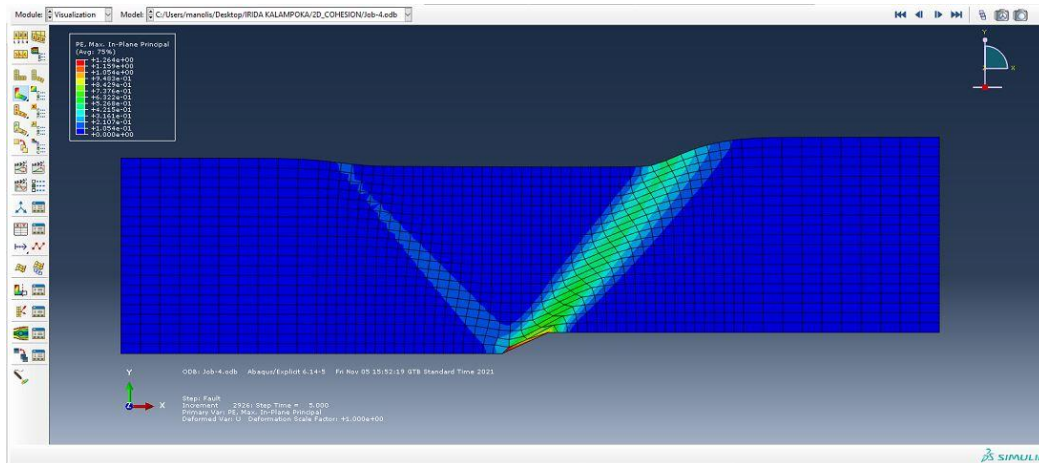
Σχήμα Παραρτήματος 1: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=5\text{kPa}$.



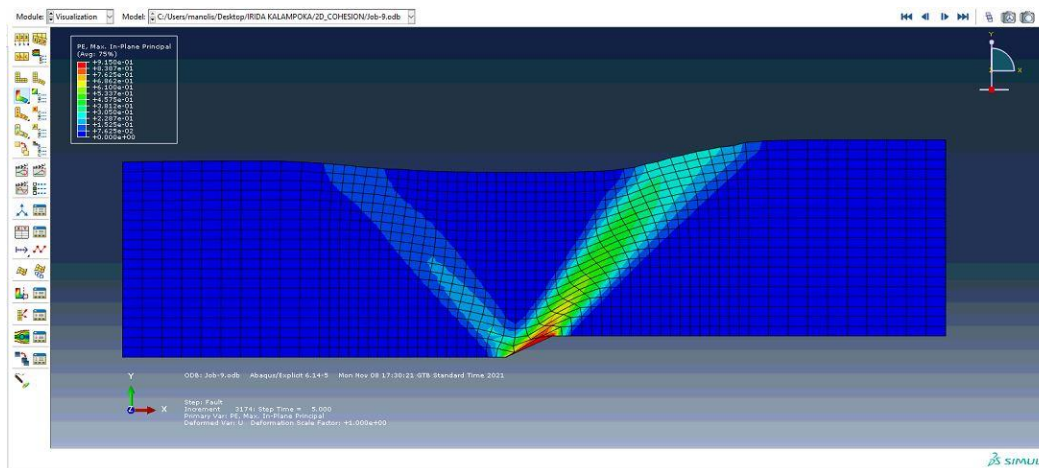
Σχήμα Παραρτήματος 2: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=15\text{kPa}$.



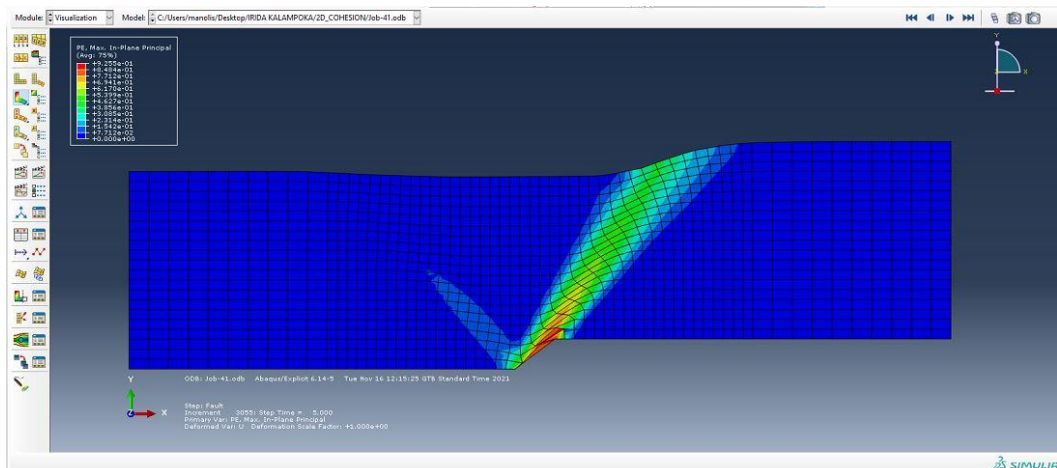
Σχήμα Παραρτήματος 3: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=30\text{kPa}$.



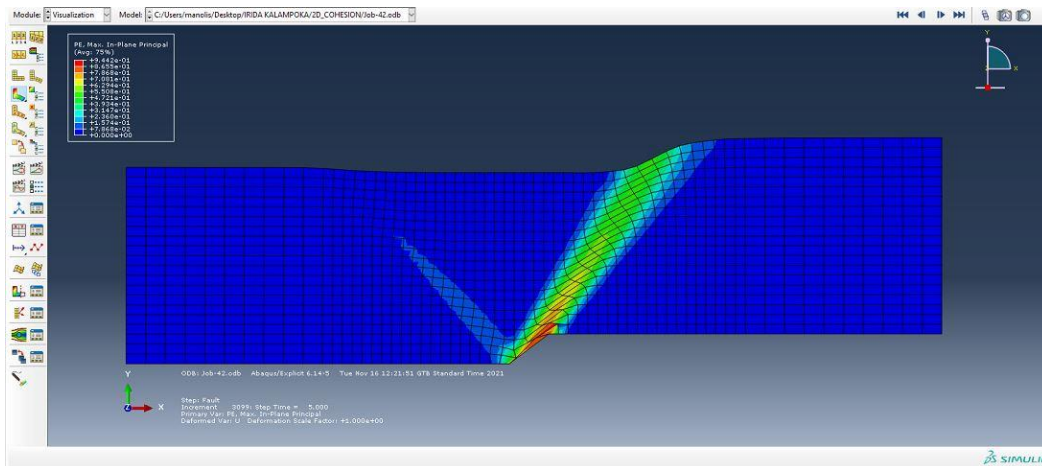
Σχήμα Παραρτήματος 4: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=0^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0^\circ$ και συνοχή $c=30\text{kPa}$.



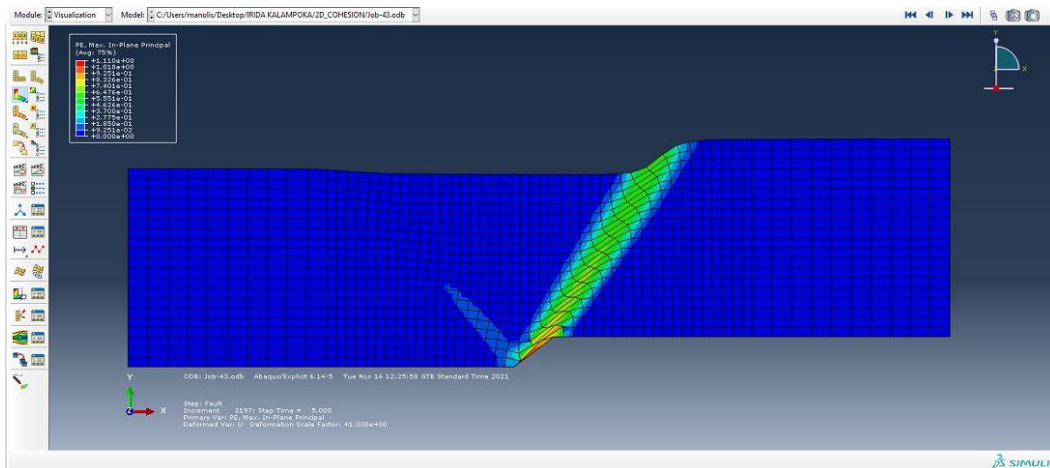
Σχήμα Παραρτήματος 5: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=0\text{kPa}$.



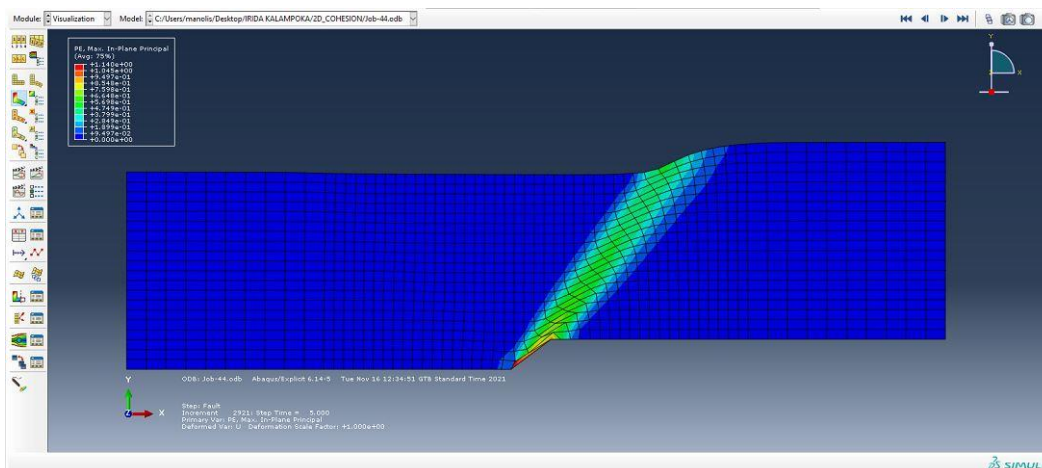
Σχήμα Παραρτήματος 6: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=5\text{kPa}$.



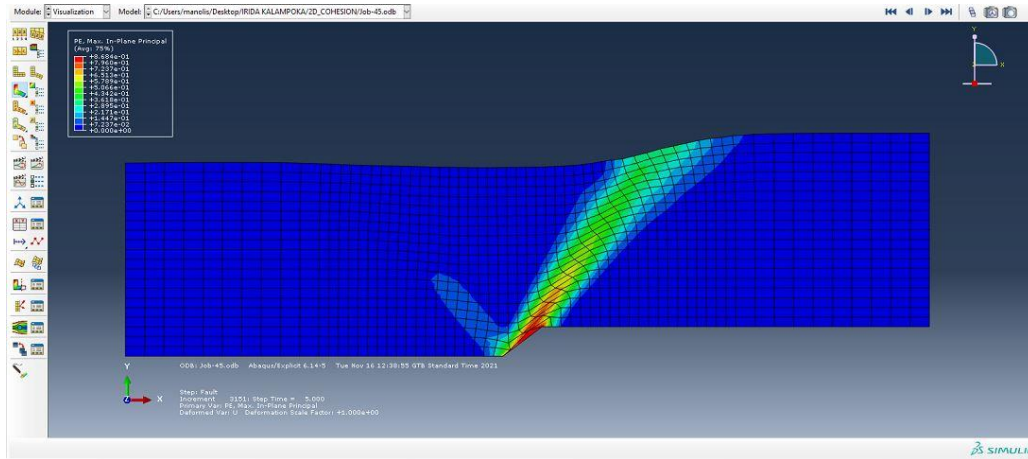
Σχήμα Παραρτήματος 7: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=15\text{kPa}$.



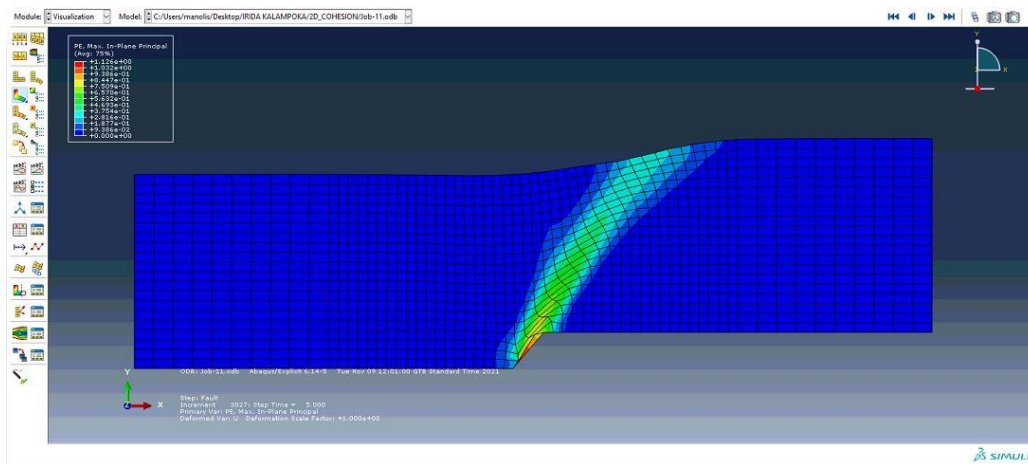
Σχήμα Παραρτήματος 8: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=30\text{kPa}$.



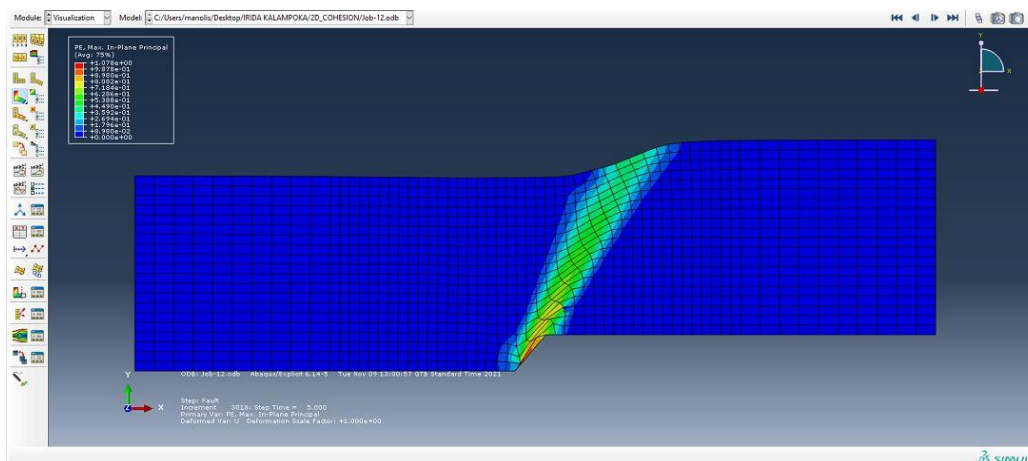
Σχήμα Παραρτήματος 9: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=0^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0^\circ$ και συνοχή $c=30\text{kPa}$.



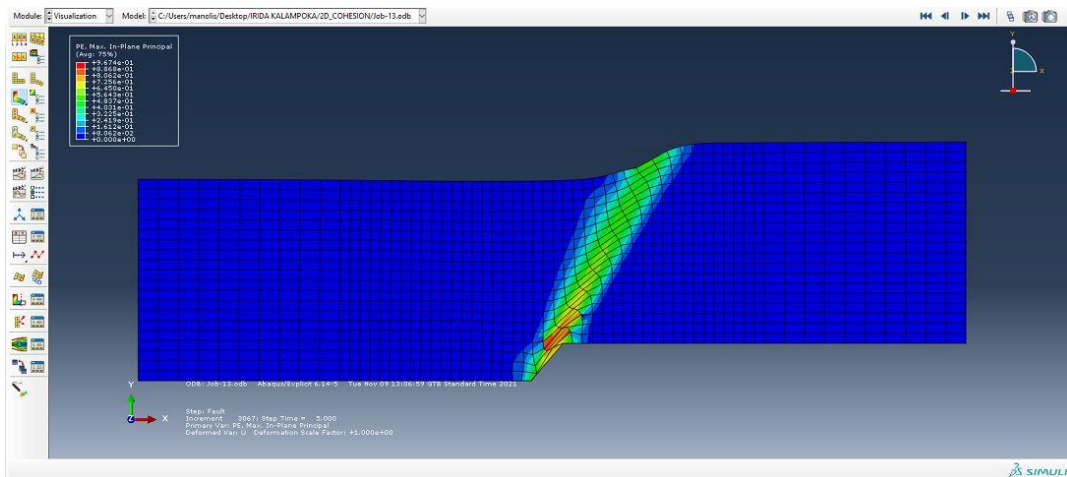
Σχήμα Παραρτήματος 10: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=0\text{kPa}$.



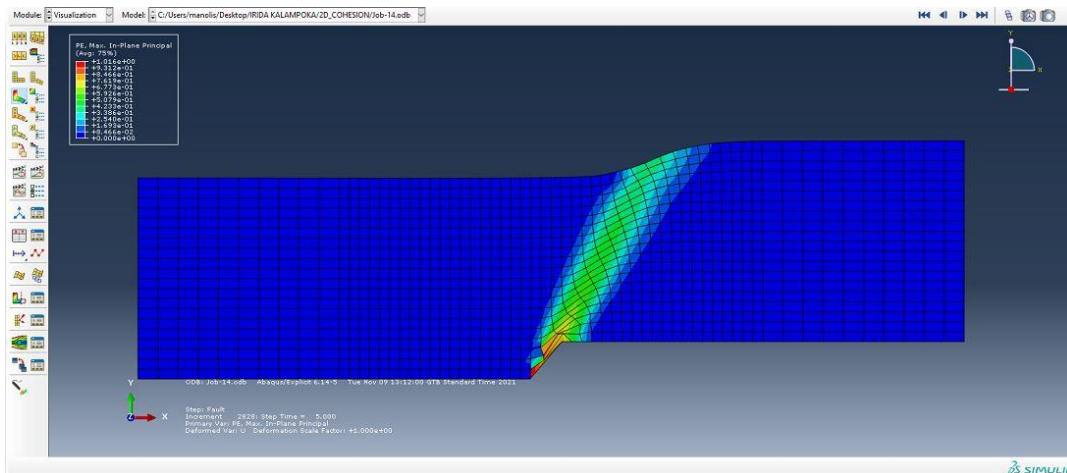
Σχήμα Παραρτήματος 11: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=5\text{kPa}$.



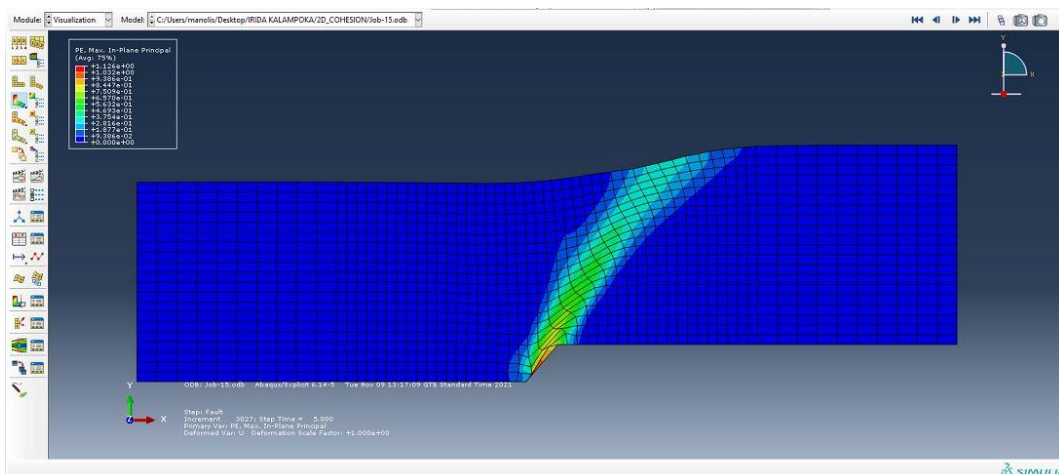
Σχήμα Παραρτήματος 12: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=15\text{kPa}$.



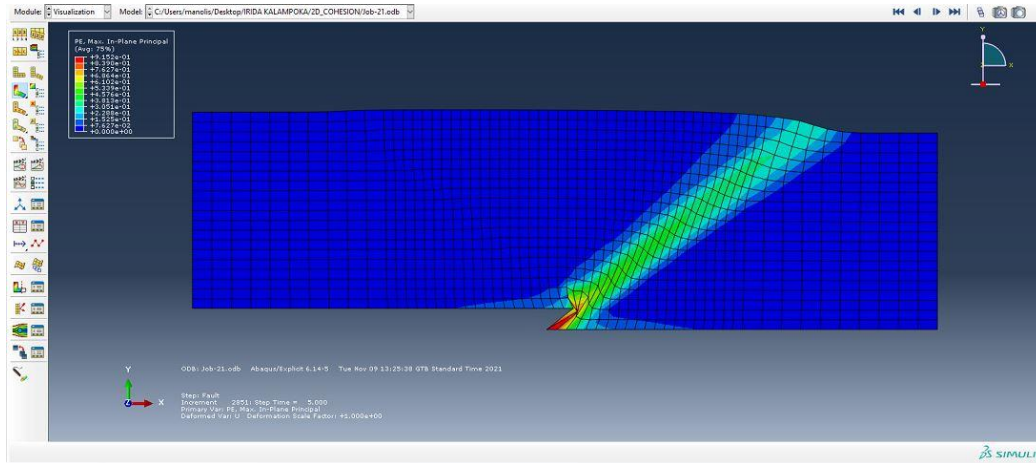
Σχήμα Παραρτήματος 13: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=30\text{kPa}$.



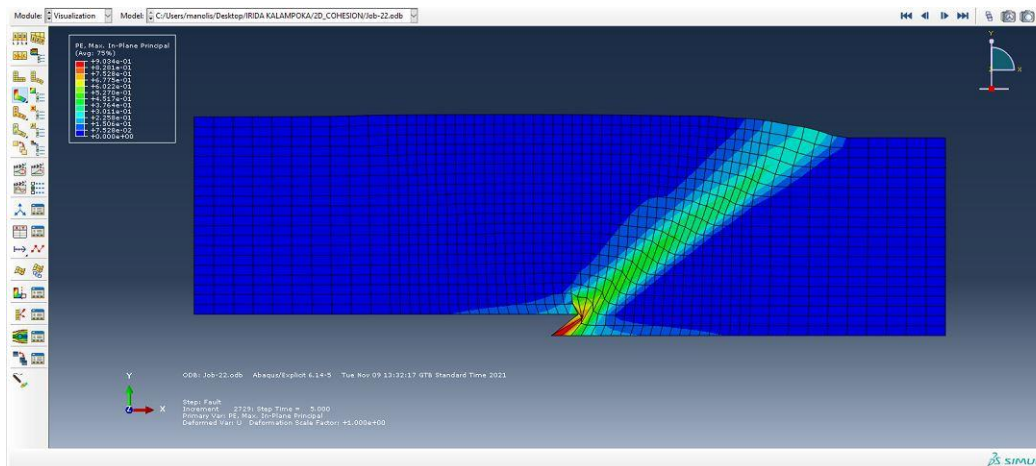
Σχήμα Παραρτήματος 14: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=0^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0^\circ$ και συνοχή $c=30\text{kPa}$.



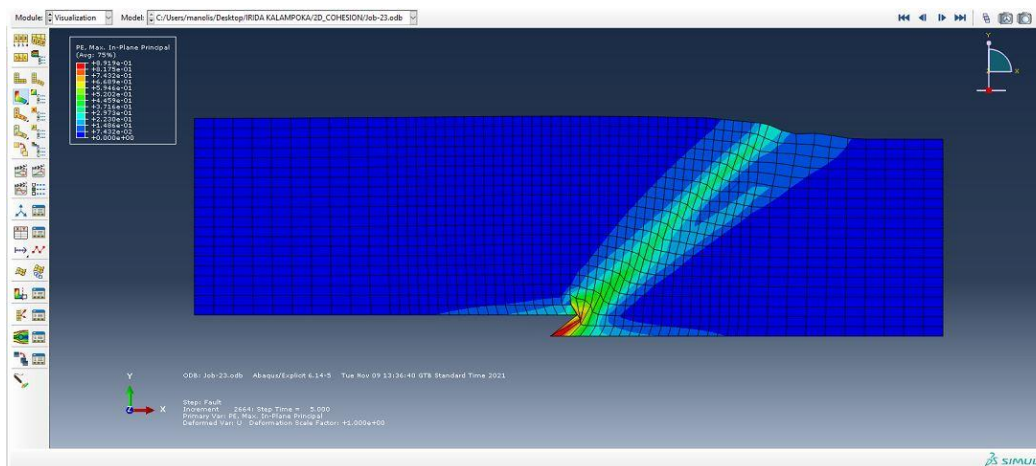
Σχήμα Παραρτήματος 15: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=0\text{kPa}$.



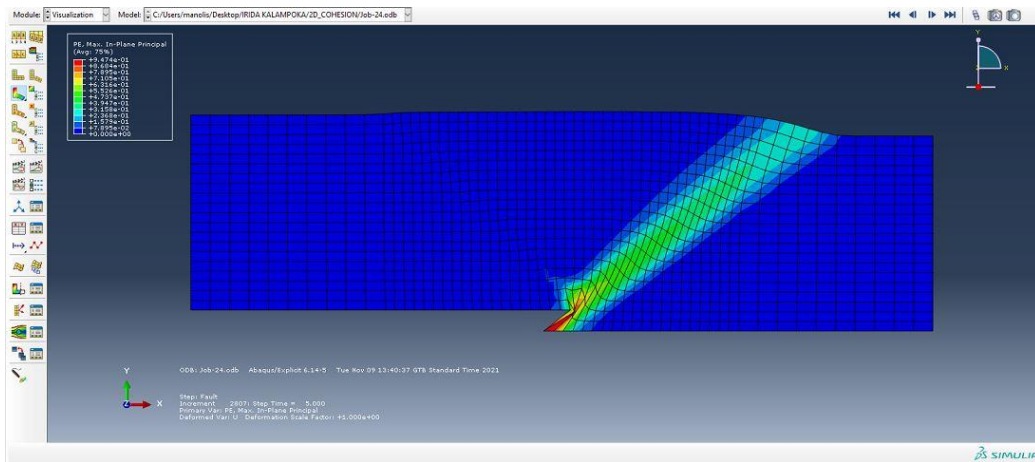
Σχήμα Παραρτήματος 16: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=5\text{kPa}$.



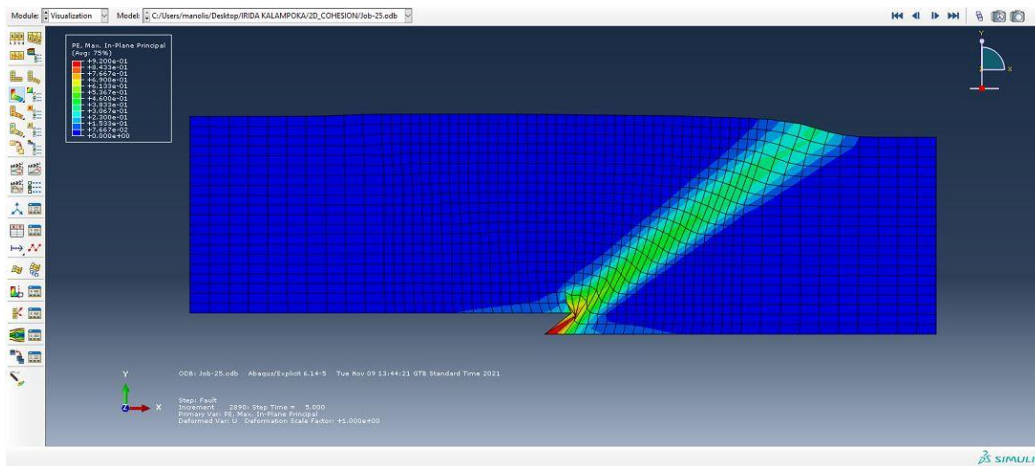
Σχήμα Παραρτήματος 17: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=15\text{kPa}$.



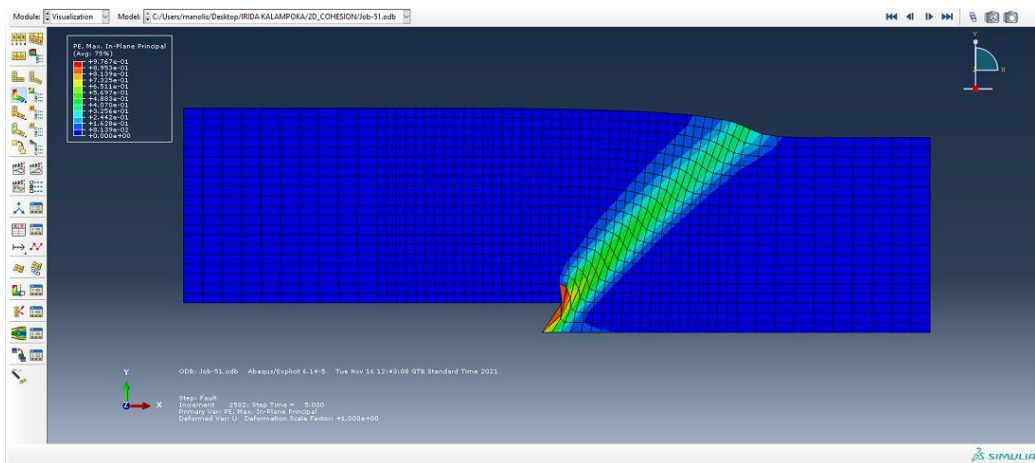
Σχήμα Παραρτήματος 18: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=30\text{kPa}$.



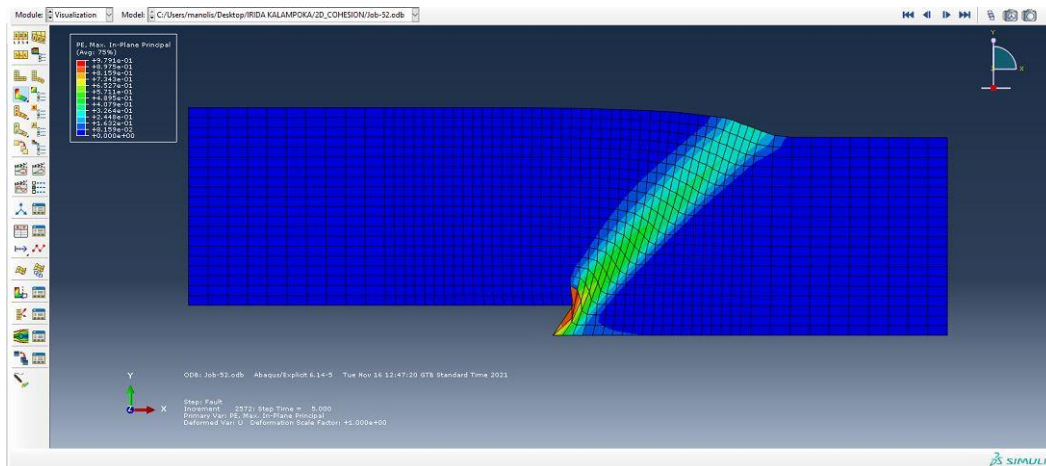
Σχήμα Παραρτήματος 19: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=0^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0^\circ$ και συνοχή $c=30\text{kPa}$.



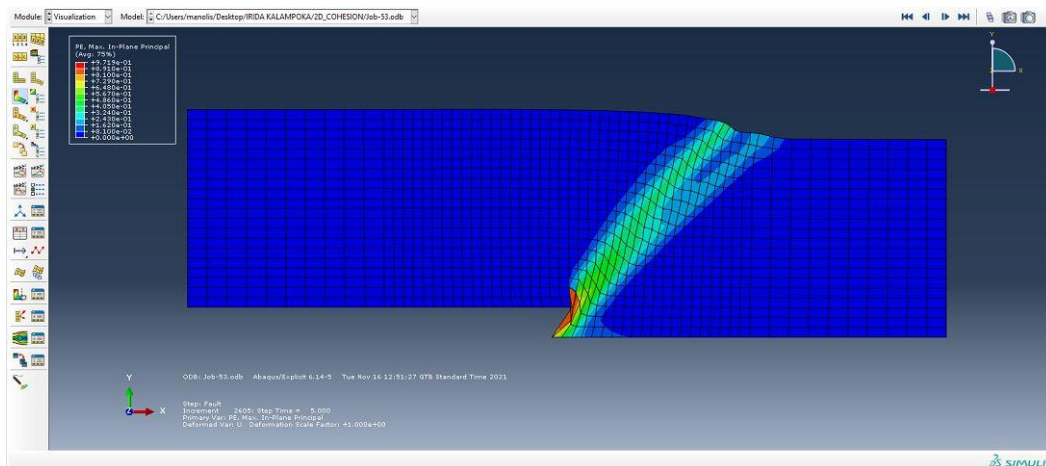
Σχήμα Παραρτήματος 20: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=0\text{kPa}$.



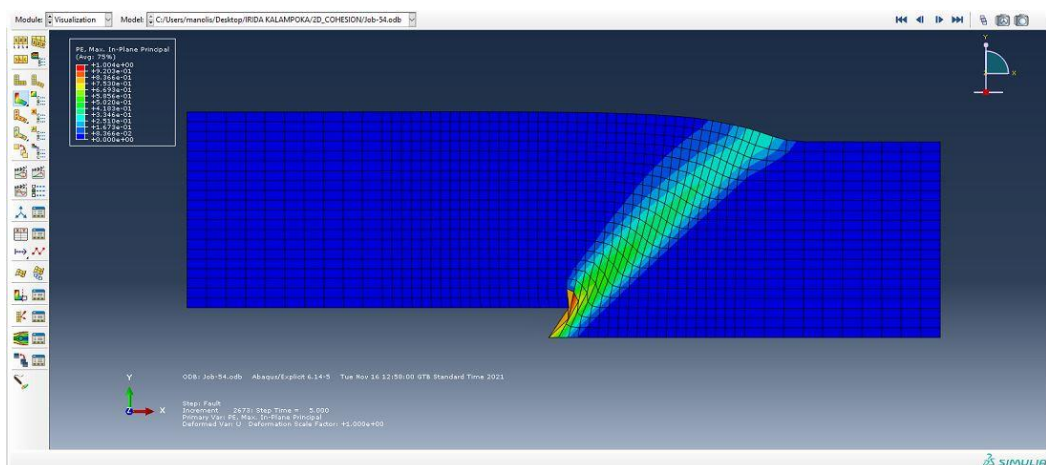
Σχήμα Παραρτήματος 21: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=5\text{kPa}$.



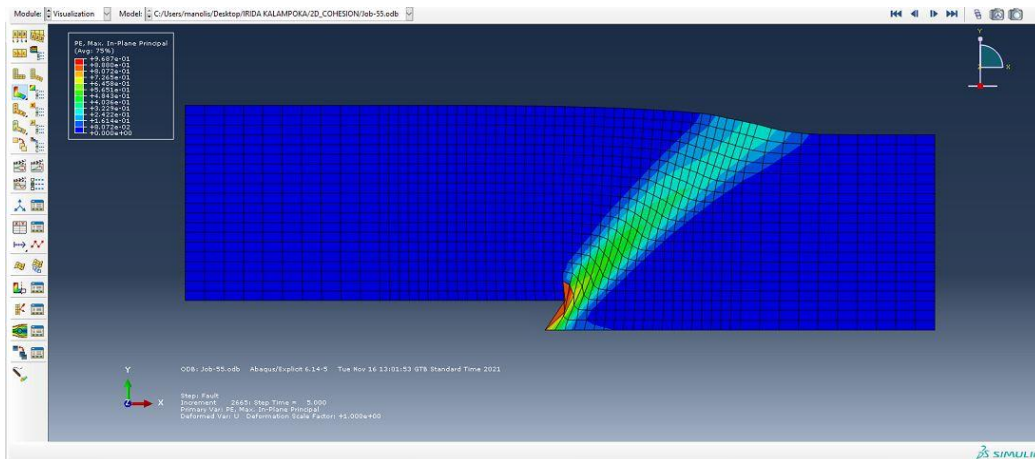
Σχήμα Παραρτήματος 22: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=15\text{kPa}$.



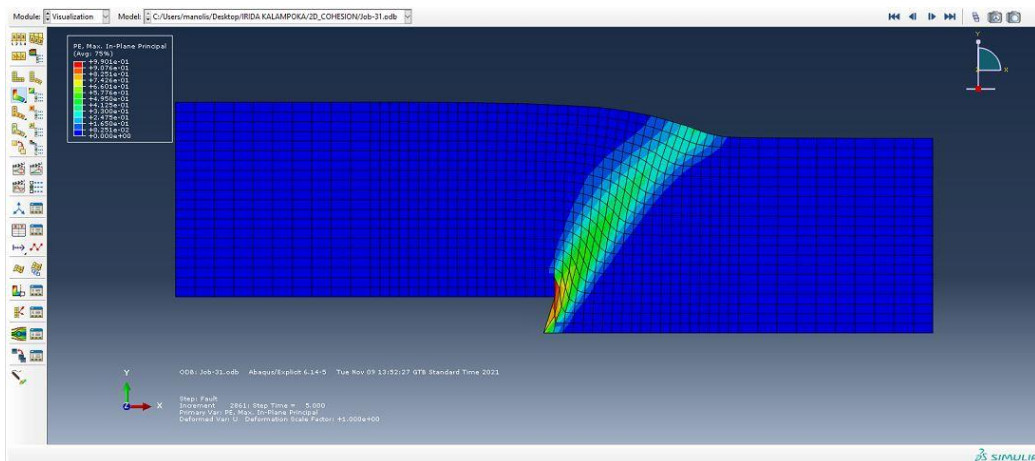
Σχήμα Παραρτήματος 23: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=30\text{kPa}$.



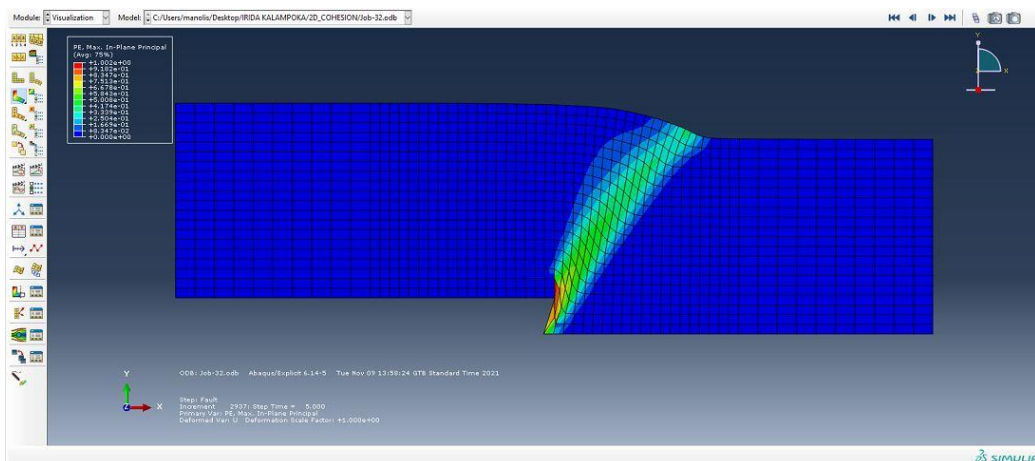
Σχήμα Παραρτήματος 24: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=0^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0^\circ$ και συνοχή $c=30\text{kPa}$.



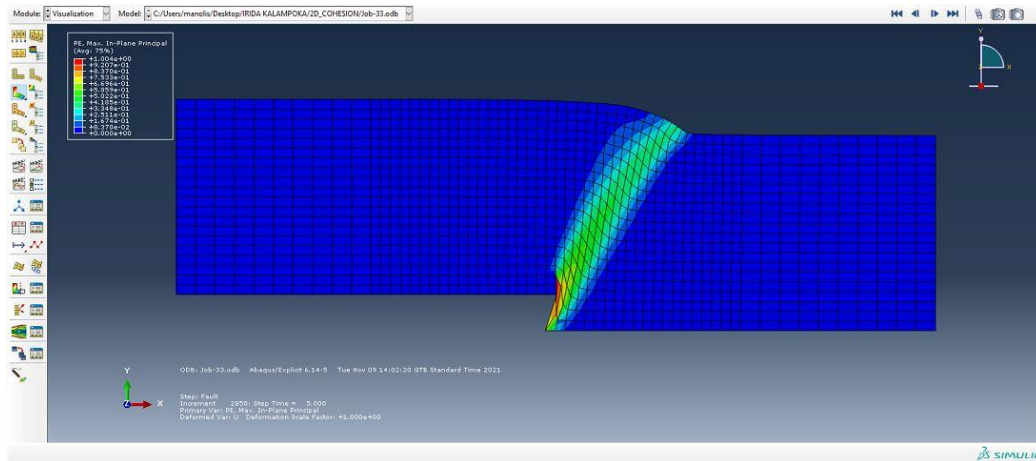
Σχήμα Παραρτήματος 25: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=0\text{kPa}$.



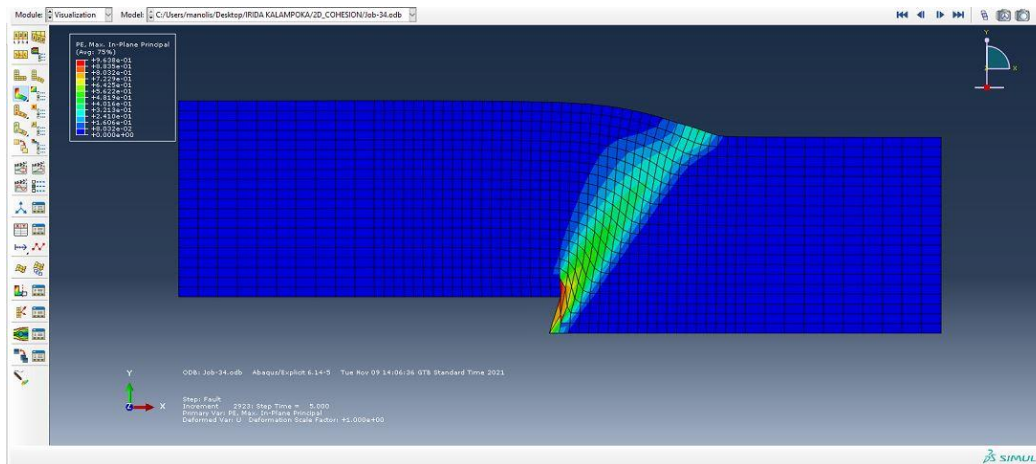
Σχήμα Παραρτήματος 26: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=5\text{kPa}$.



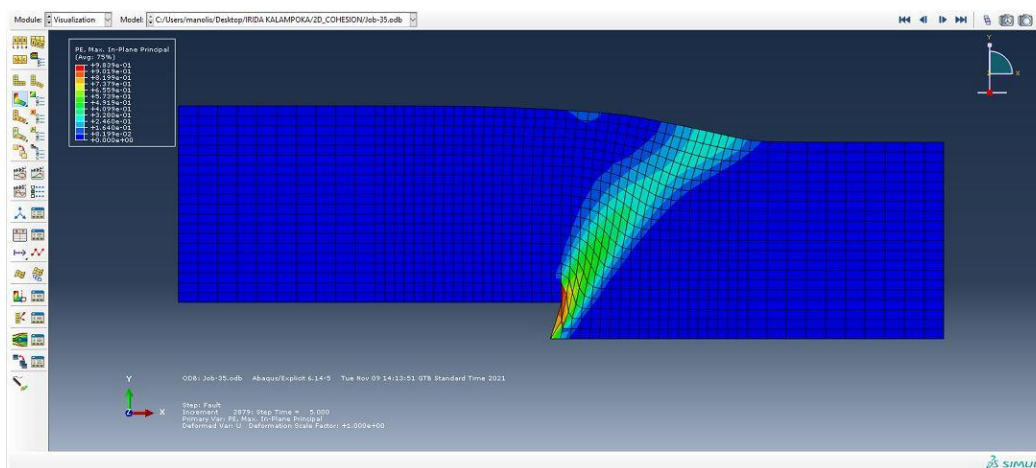
Σχήμα Παραρτήματος 27: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=15\text{kPa}$.



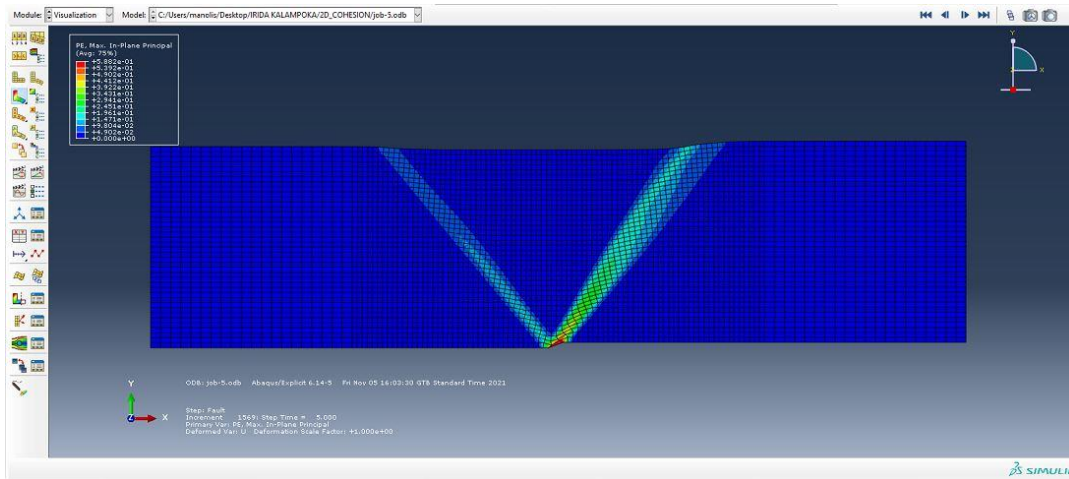
Σχήμα Παραρτήματος 28: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=30\text{kPa}$.



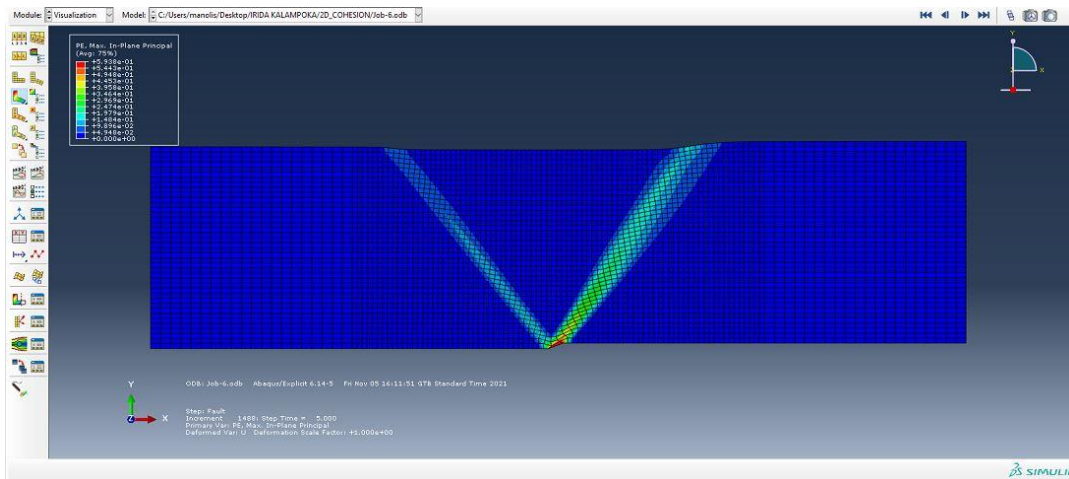
Σχήμα Παραρτήματος 29: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=0^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0^\circ$ και συνοχή $c=30\text{kPa}$.



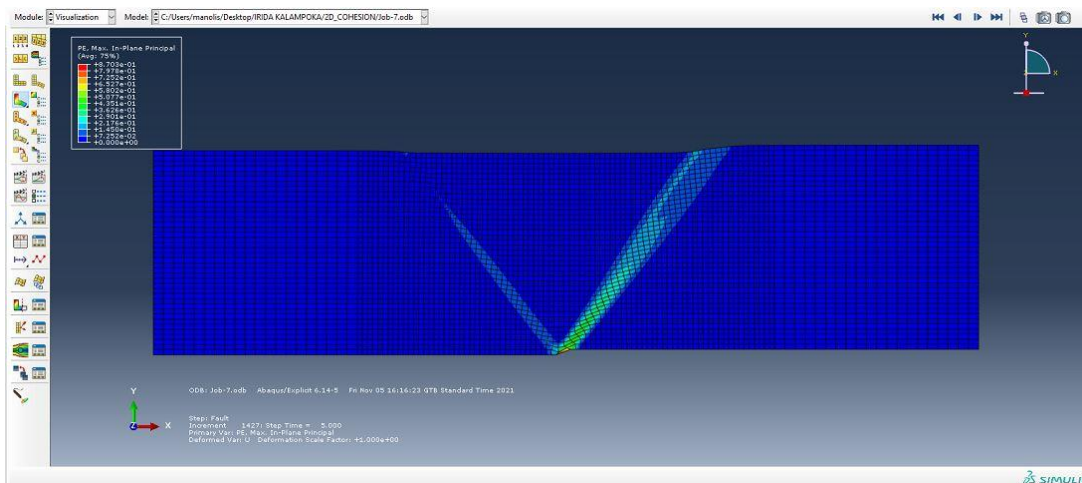
Σχήμα Παραρτήματος 30: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=0\text{kPa}$.



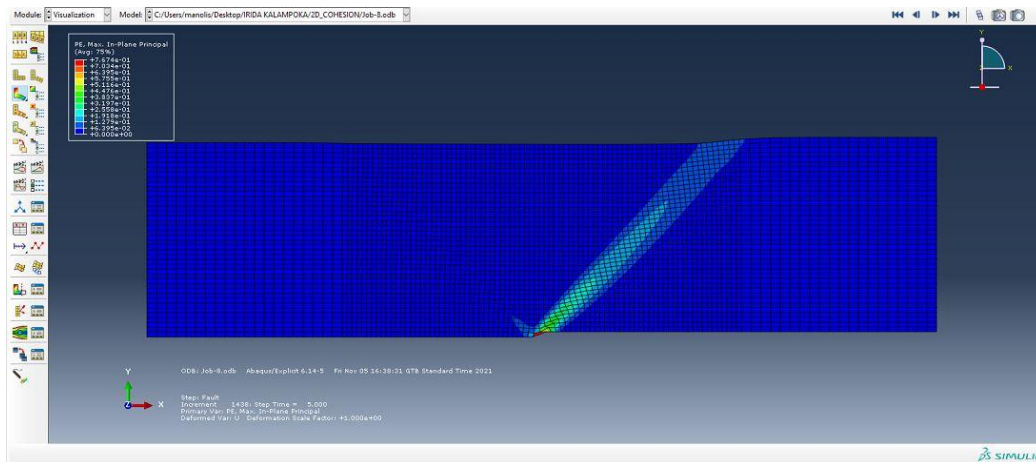
Σχήμα Παραρτήματος 31: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=5\text{kPa}$.



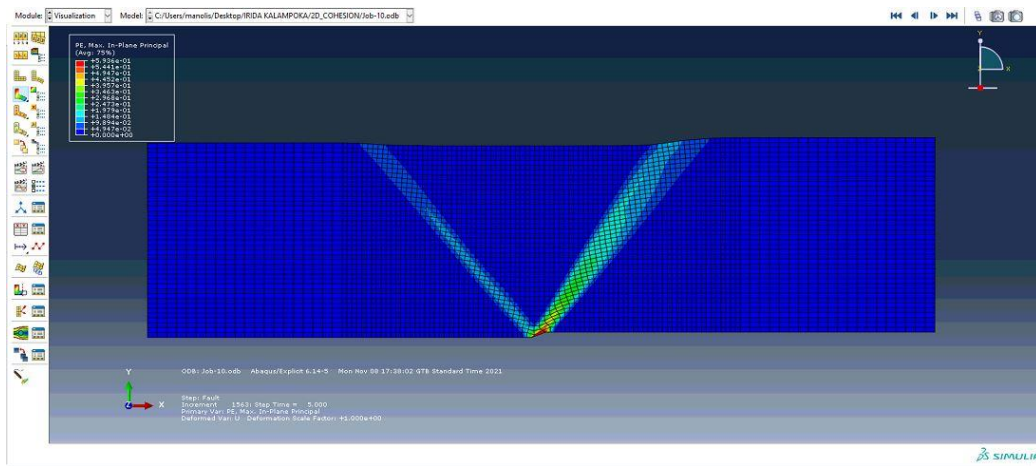
Σχήμα Παραρτήματος 32: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=15\text{kPa}$.



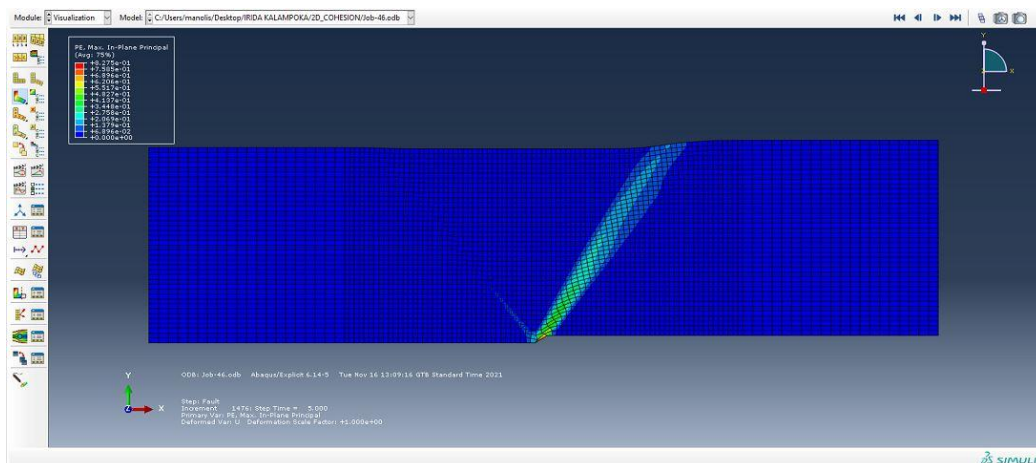
Σχήμα Παραρτήματος 33: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=30\text{kPa}$.



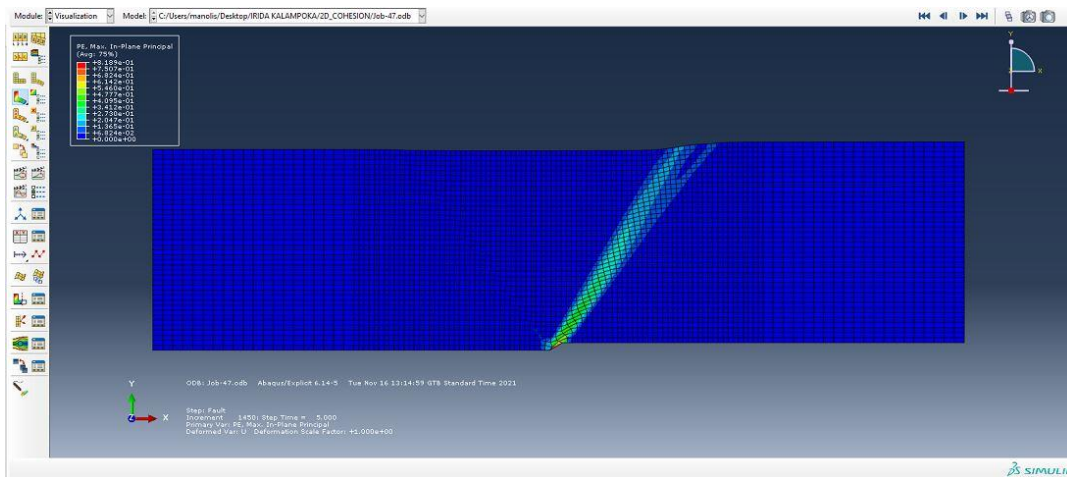
Σχήμα Παραρτήματος 34: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=0^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0^\circ$ και συνοχή $c=30\text{kPa}$.



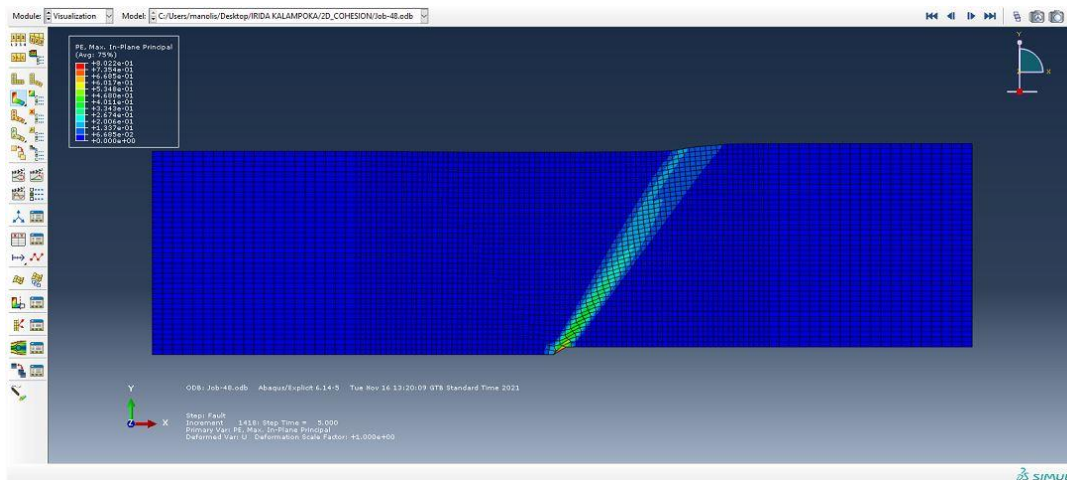
Σχήμα Παραρτήματος 35: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=0\text{kPa}$.



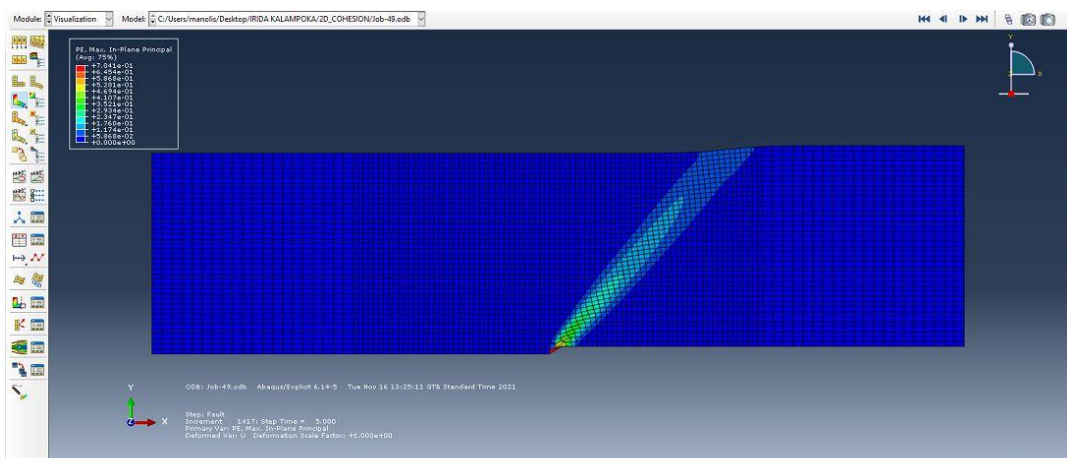
Σχήμα Παραρτήματος 36: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=5\text{kPa}$.



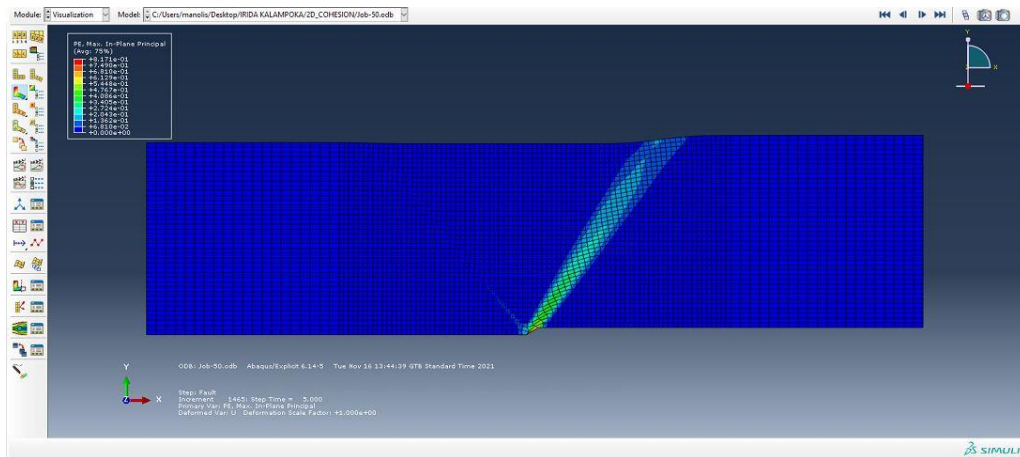
Σχήμα Παραρτήματος 37: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=15\text{kPa}$.



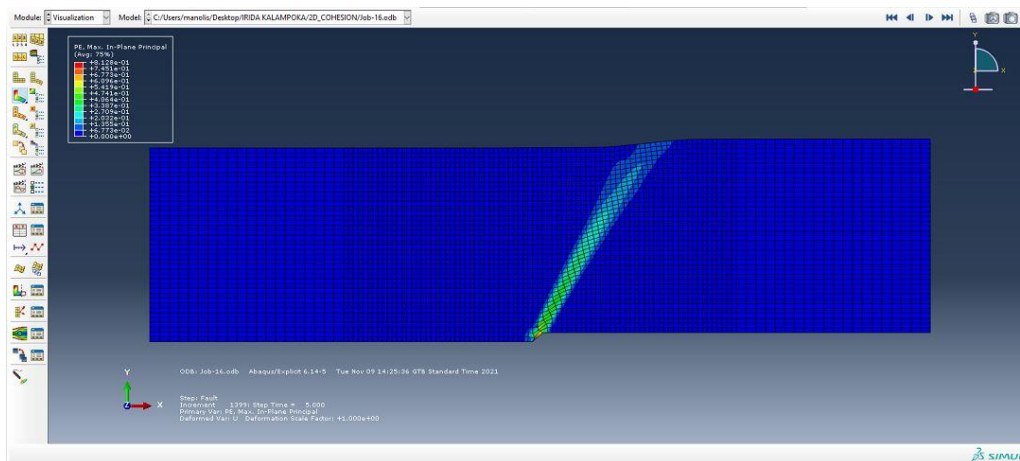
Σχήμα Παραρτήματος 38: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=30\text{kPa}$.



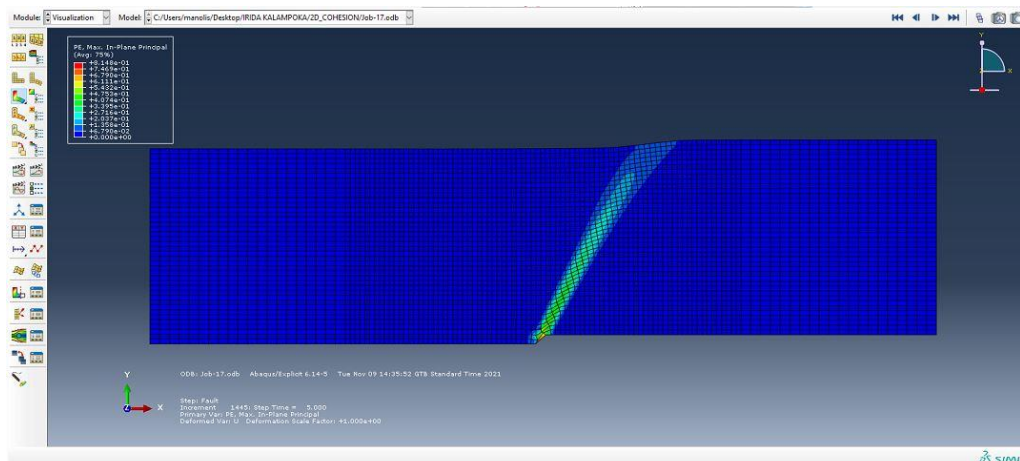
Σχήμα Παραρτήματος 39: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=0^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0^\circ$ και συνοχή $c=30\text{kPa}$.



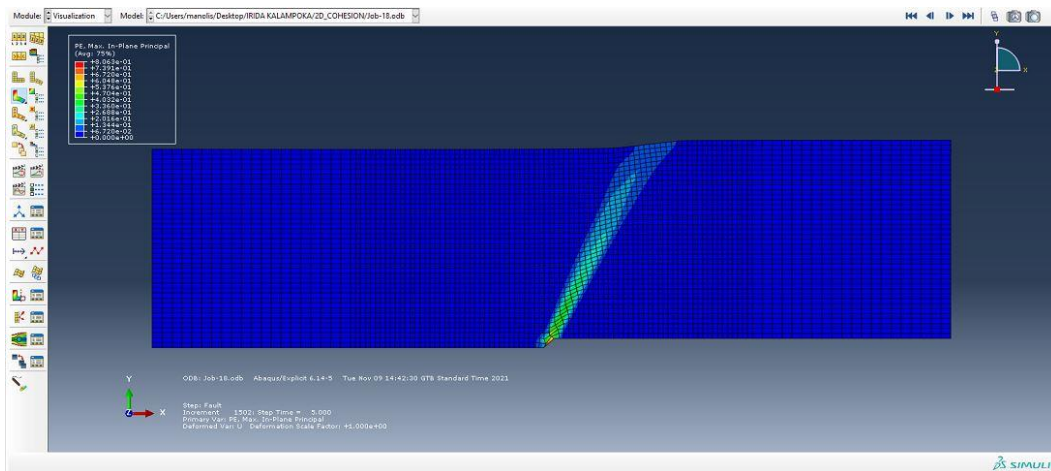
Σχήμα Παραρτήματος 40: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=0\text{kPa}$.



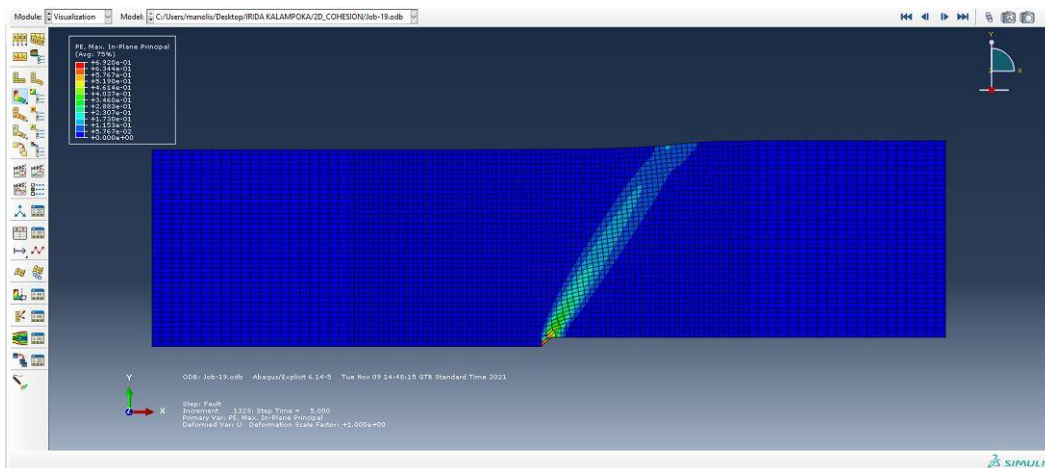
Σχήμα Παραρτήματος 41: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=5\text{kPa}$.



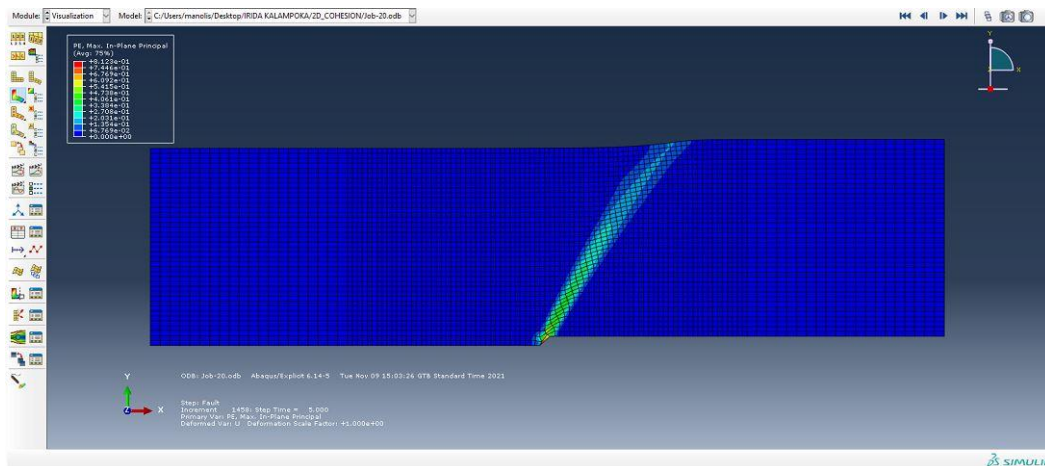
Σχήμα Παραρτήματος 42: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=15\text{kPa}$.



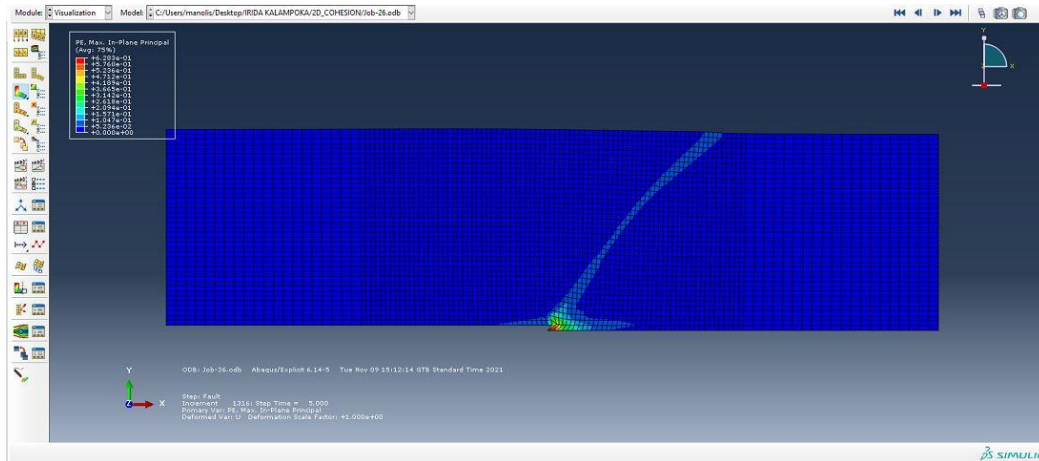
Σχήμα Παραρτήματος 43: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=30\text{kPa}$.



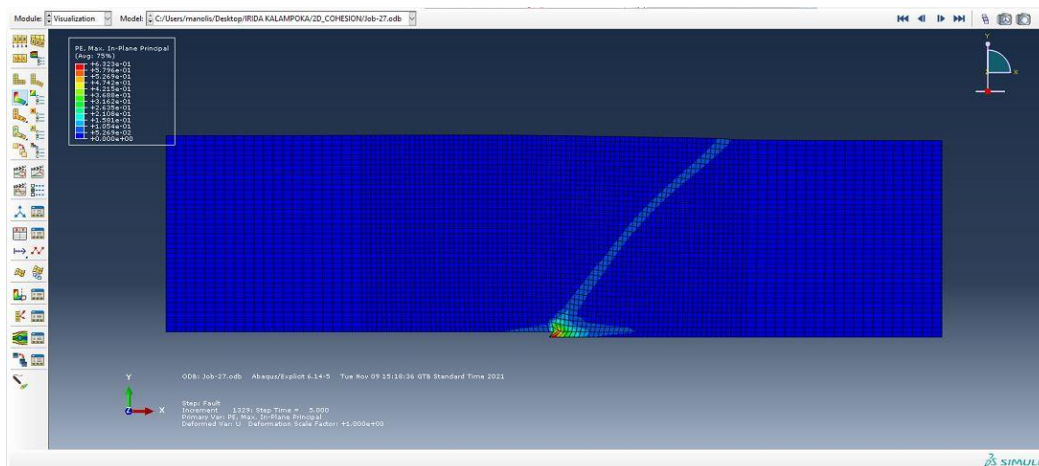
Σχήμα Παραρτήματος 44: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=0^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0^\circ$ και συνοχή $c=30\text{kPa}$.



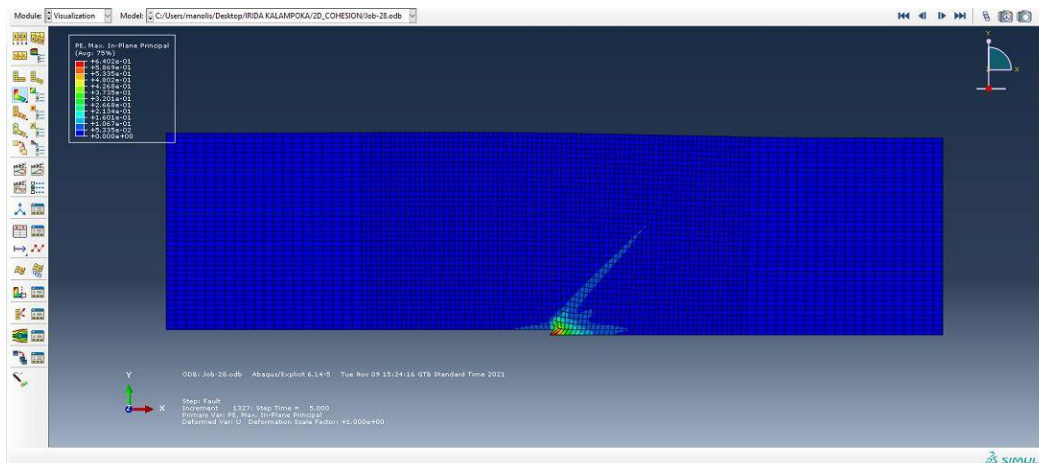
Σχήμα Παραρτήματος 45: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$, με γωνία διάρρηξης κανονικού ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=0\text{kPa}$.



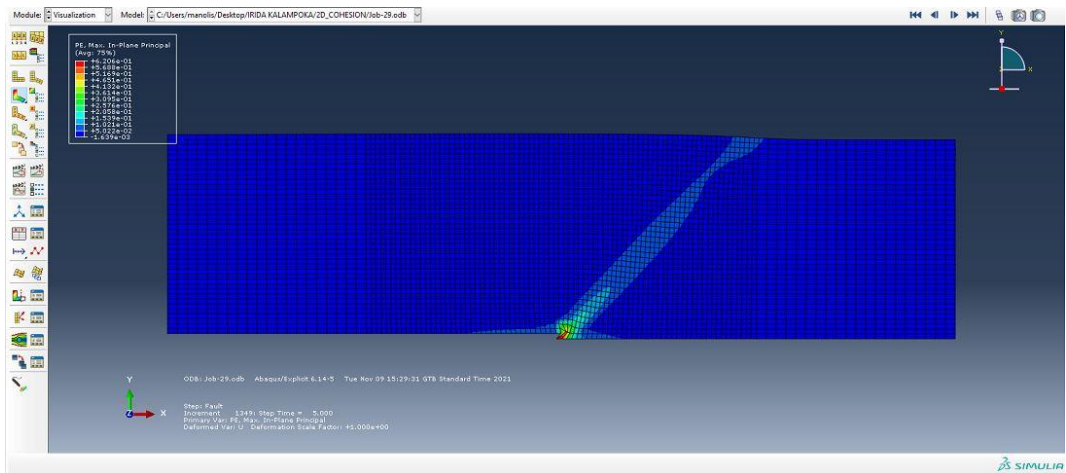
Σχήμα Παραρτήματος 46: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=5\text{kPa}$.



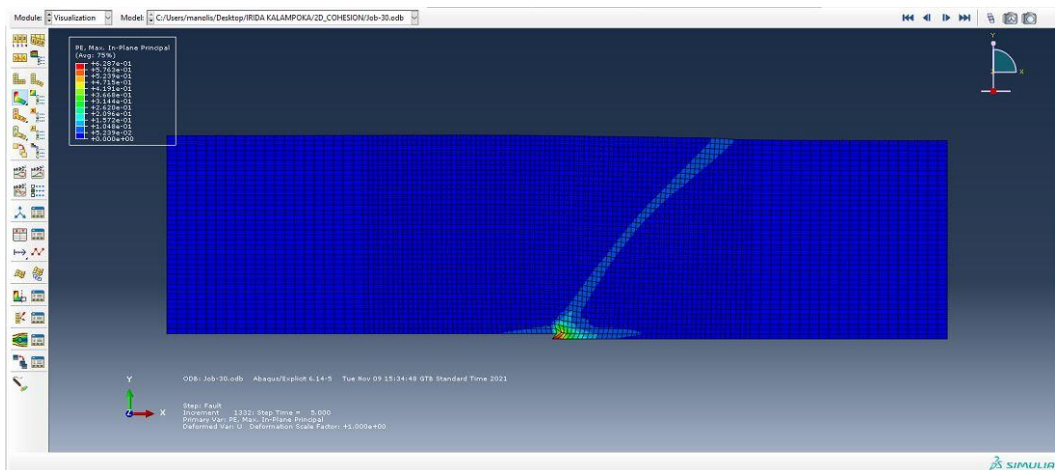
Σχήμα Παραρτήματος 47: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=15\text{kPa}$.



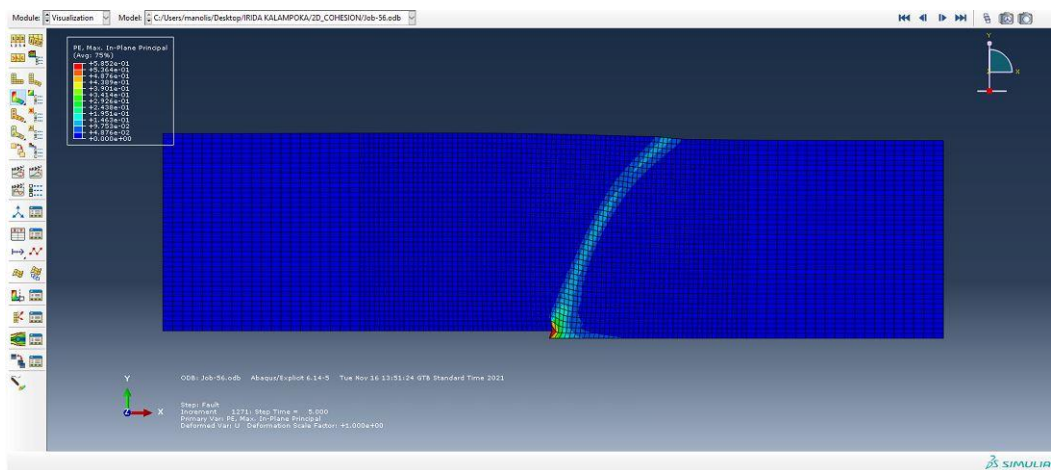
Σχήμα Παραρτήματος 48: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=30\text{kPa}$.



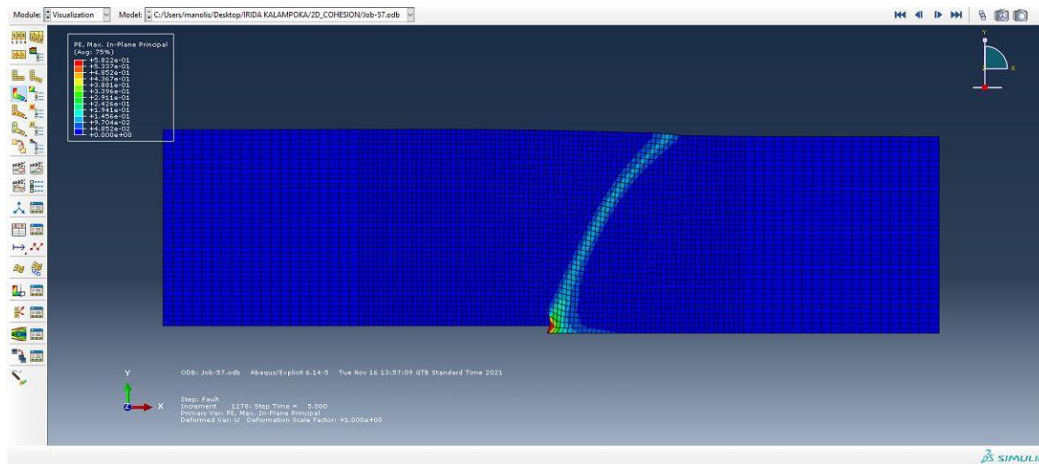
Σχήμα Παραρτήματος 49: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=0^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0^\circ$ και συνοχή $c=30\text{kPa}$.



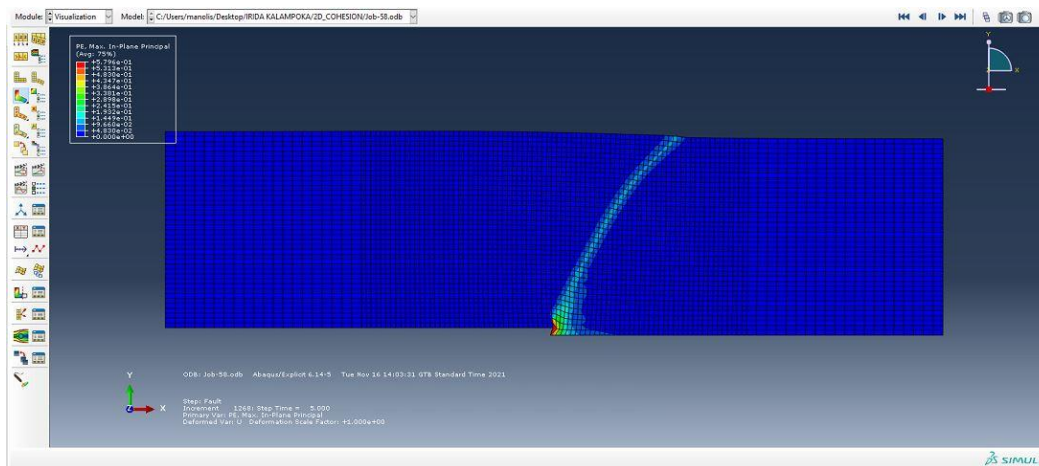
Σχήμα Παραρτήματος 50: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=30^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=0\text{kPa}$.



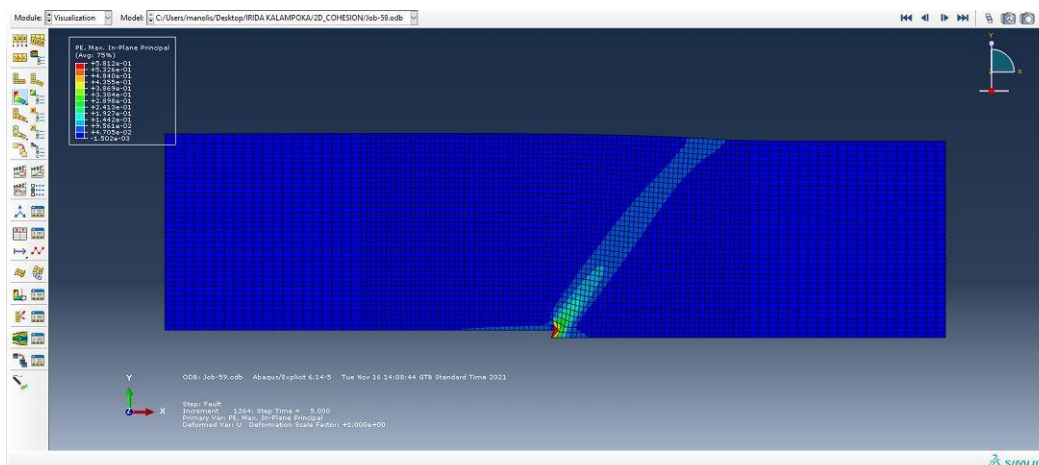
Σχήμα Παραρτήματος 51: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=5\text{kPa}$.



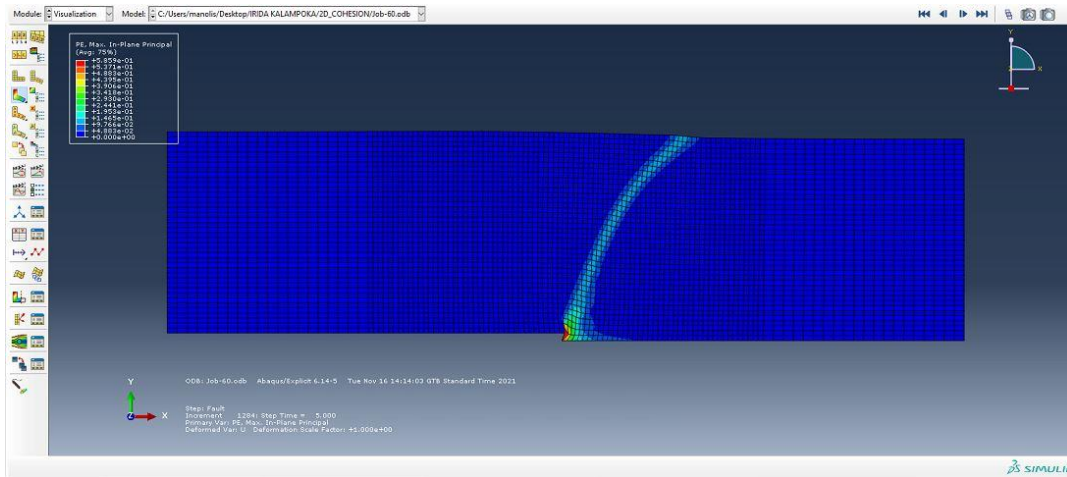
Σχήμα Παραρτήματος 52: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=15\text{kPa}$.



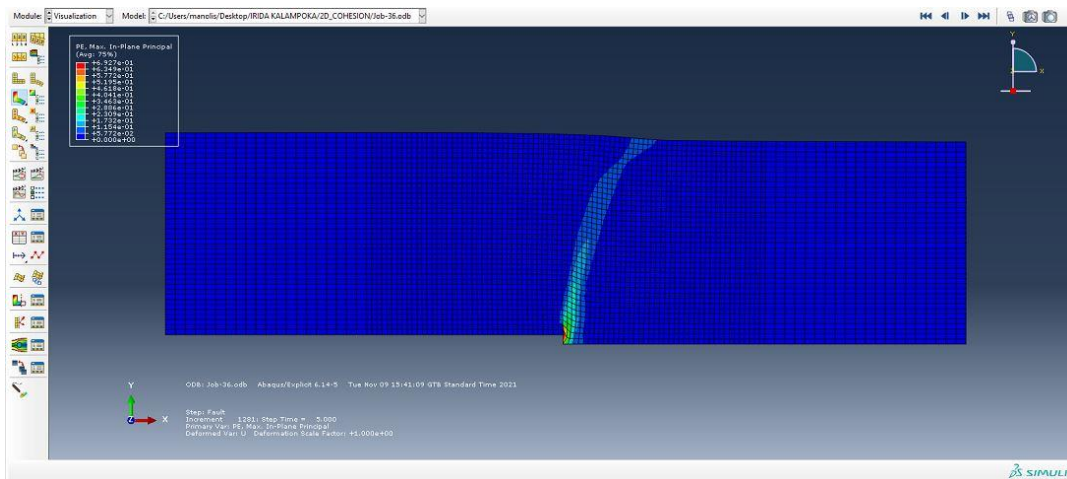
Σχήμα Παραρτήματος 53: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=30\text{kPa}$.



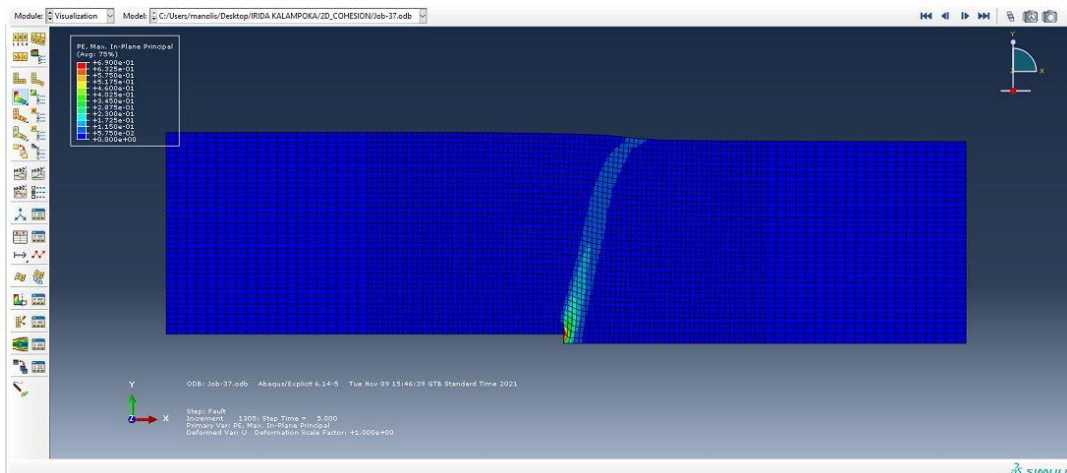
Σχήμα Παραρτήματος 54: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=0^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0^\circ$ και συνοχή $c=30\text{kPa}$.



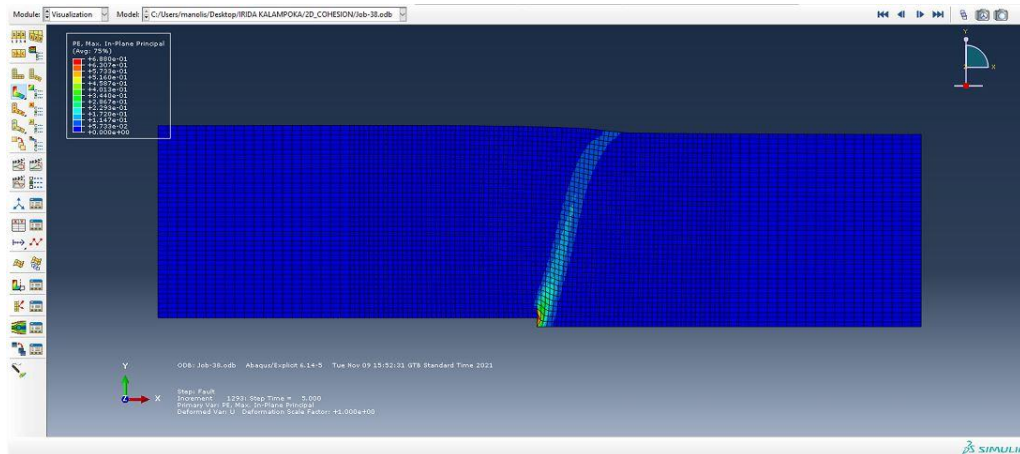
Σχήμα Παραρτήματος 55: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=45^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=0\text{kPa}$.



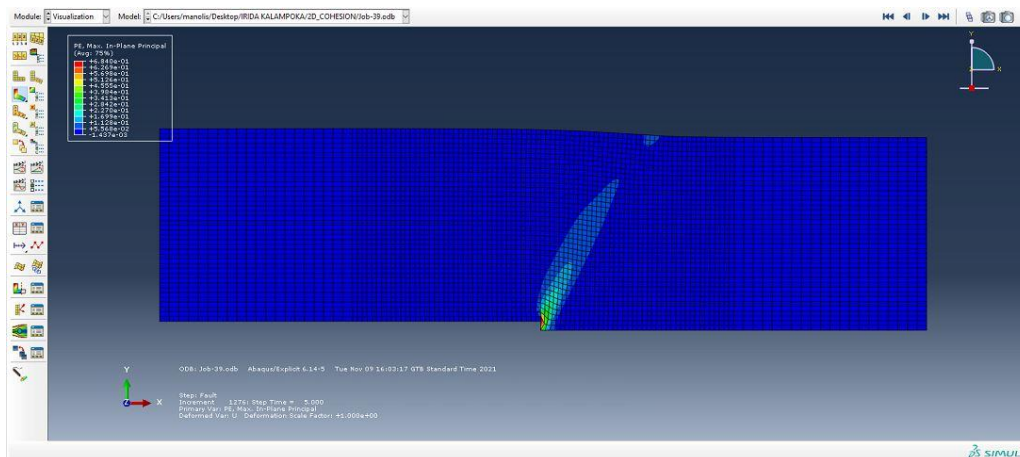
Σχήμα Παραρτήματος 56: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=5\text{kPa}$.



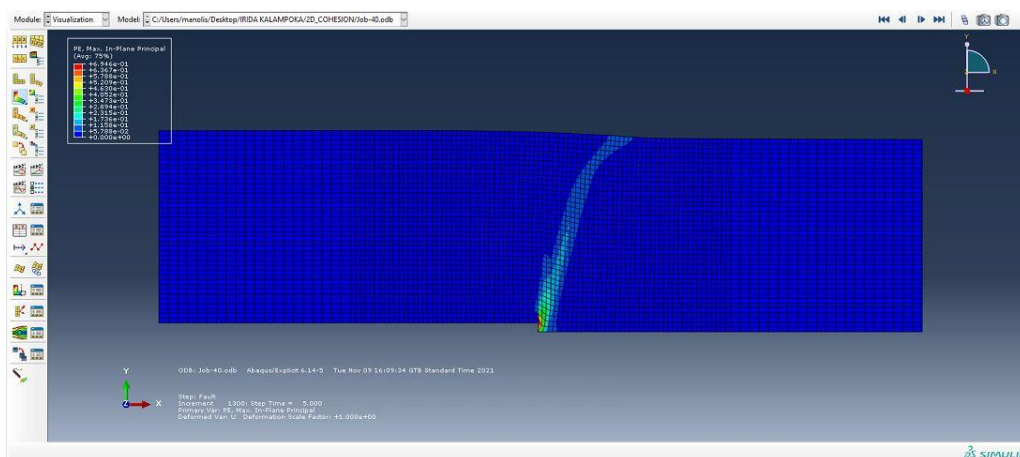
Σχήμα Παραρτήματος 57: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=15\text{kPa}$.



Σχήμα Παραρτήματος 58: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=30\text{kPa}$.

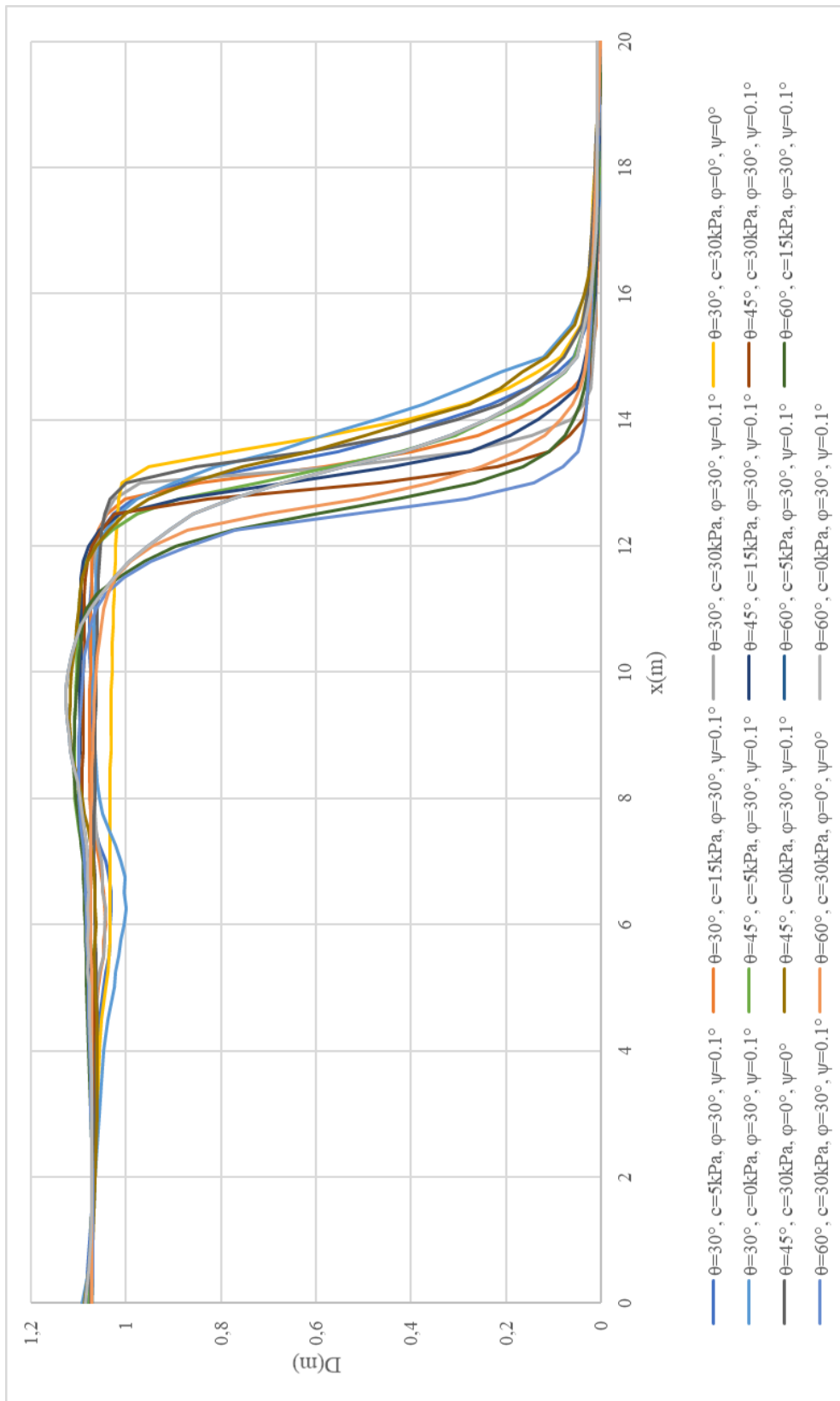


Σχήμα Παραρτήματος 59: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=0^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0^\circ$ και συνοχή $c=30\text{kPa}$.

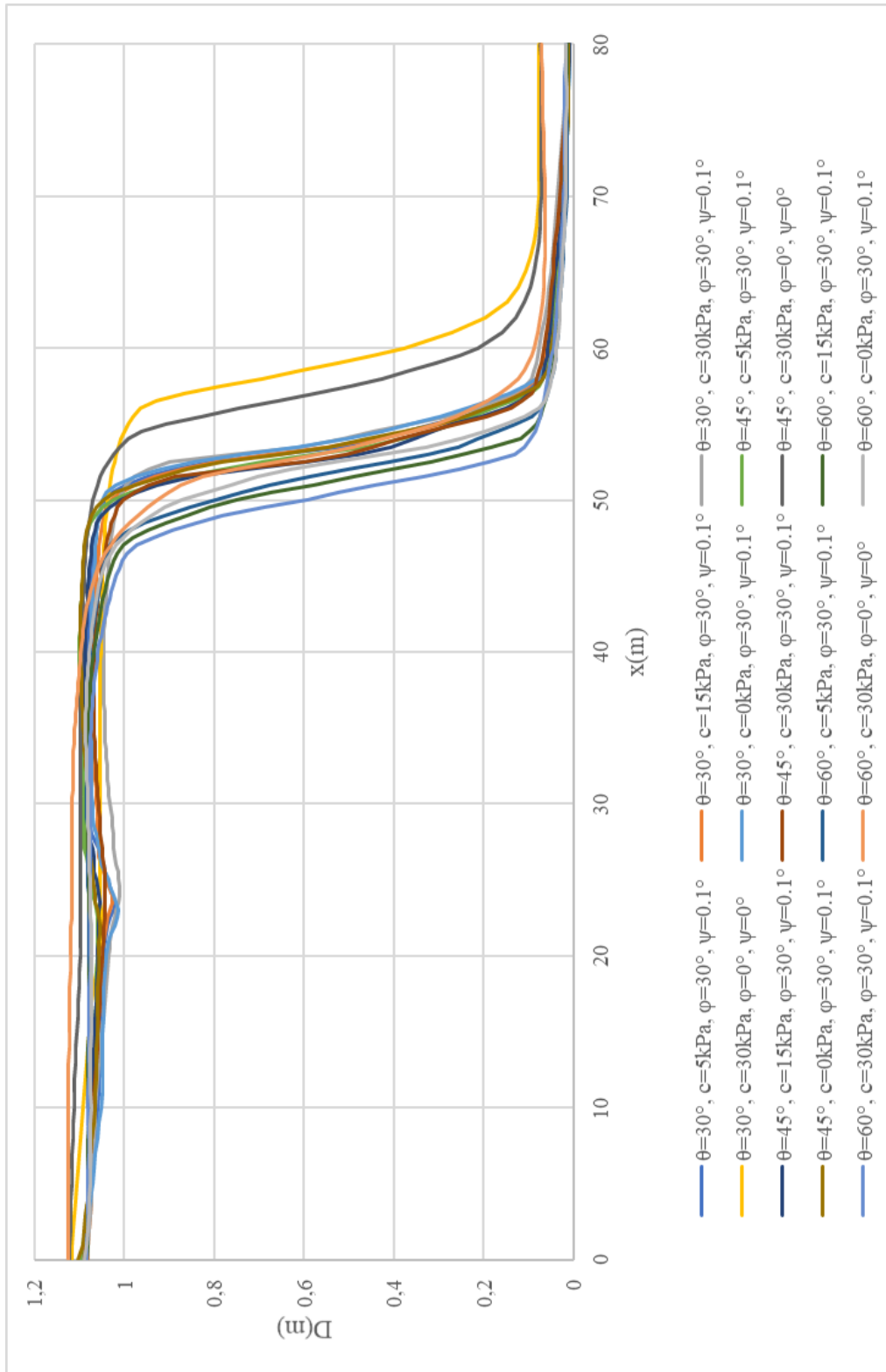


Σχήμα Παραρτήματος 60: Διαφορικές μετατοπίσεις εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$, με γωνία διάρρηξης ανάστροφου ρήγματος $\theta=60^\circ$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$, γωνία διασταλτικότητας $\psi=0.1^\circ$ και συνοχή $c=0\text{kPa}$.

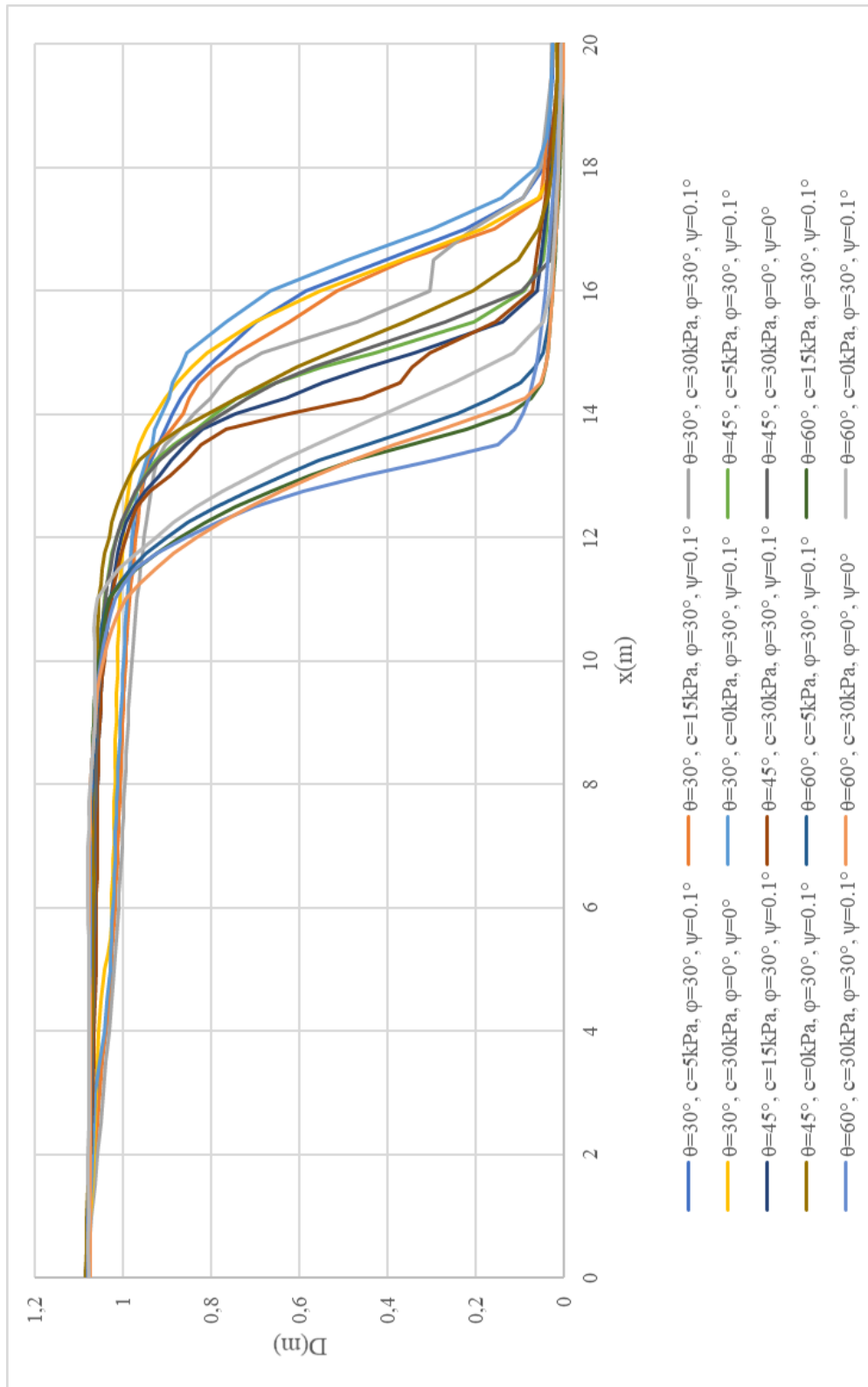
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΩΝ



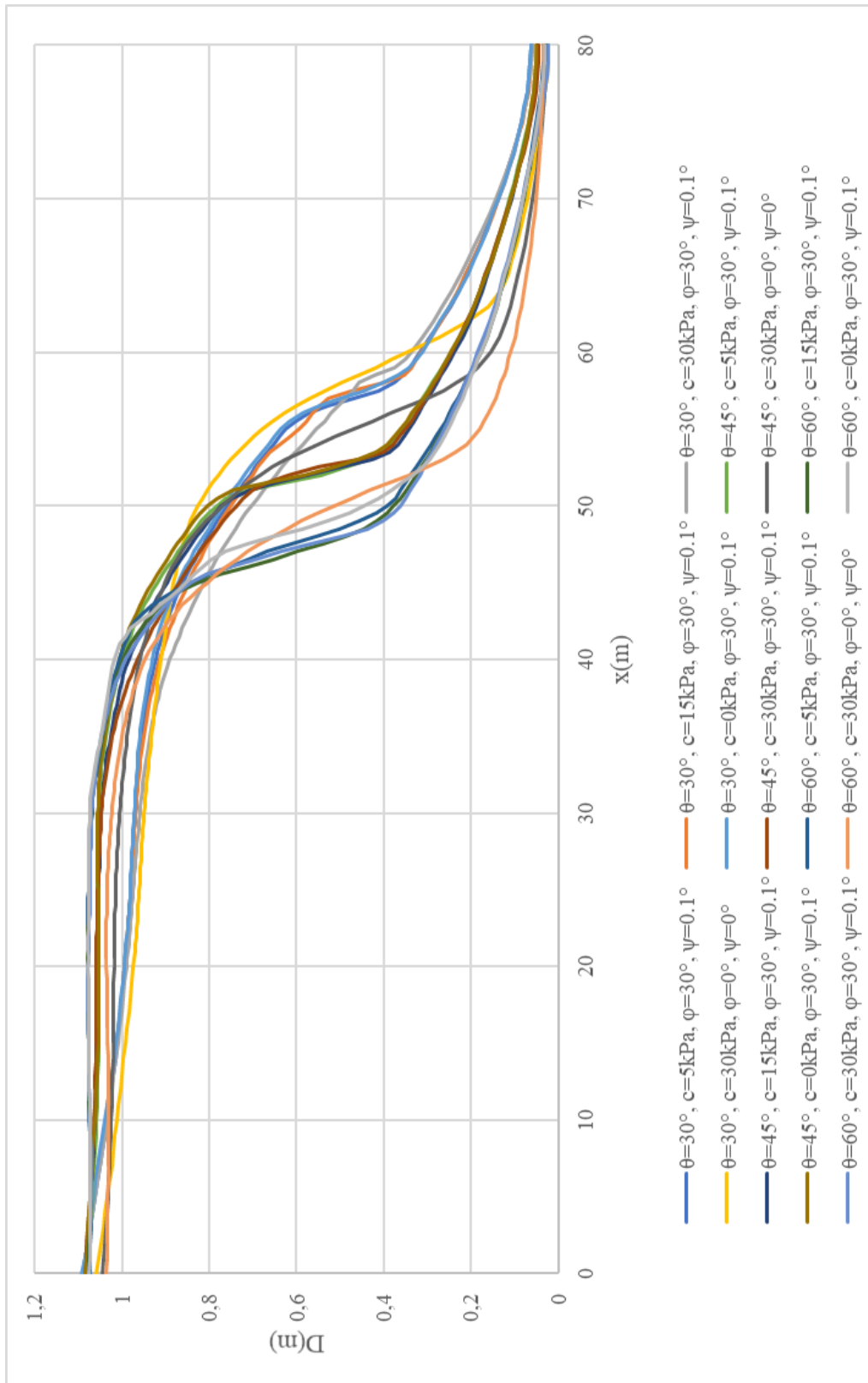
Διάγραμμα Παραρτήματος 1: Συγκριτικό διάγραμμα επιφανειακών μετατοπίσεων εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$ με εφαρμογή κανονικού ρήγματος.



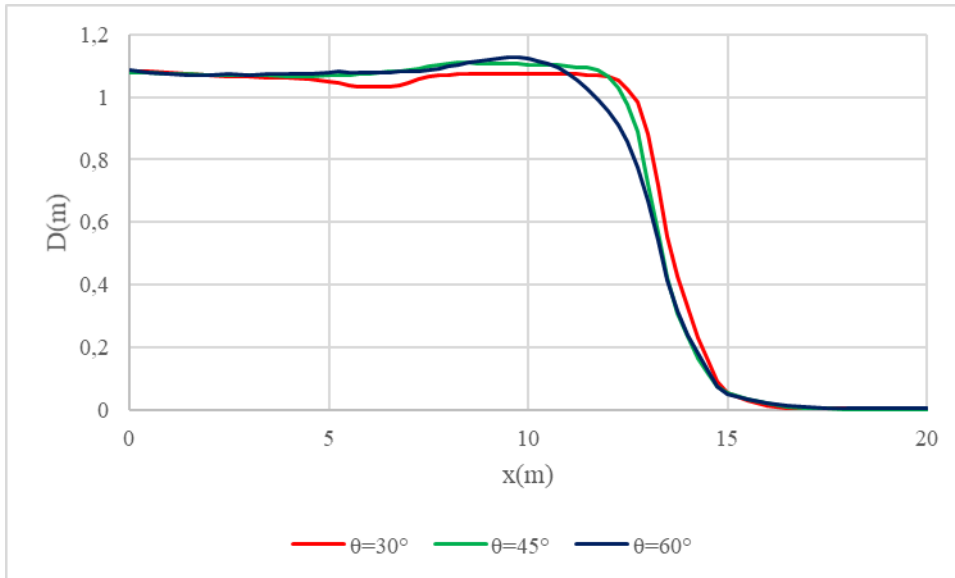
Διάγραμμα Παραρτήματος 2: Συγκριτικό διάγραμμα επιφανειακών μετατοπίσεων εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$ με εφαρμογή κανονικού ρήγματος.



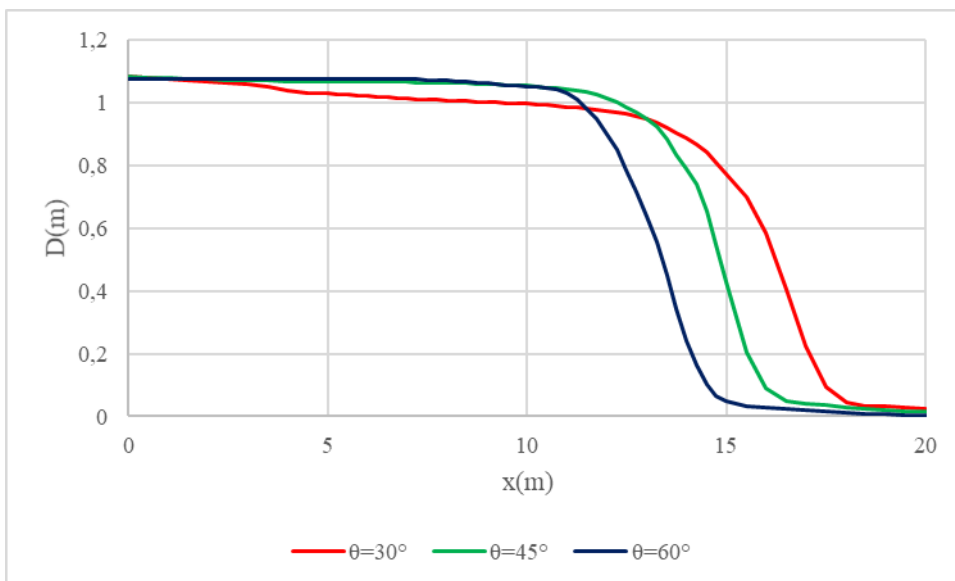
Διάγραμμα Παραρτήματος 3: Συγκριτικό διάγραμμα επιφανειακών μετατοπίσεων εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$ με εφαρμογή ανάστροφου ρήγματος.



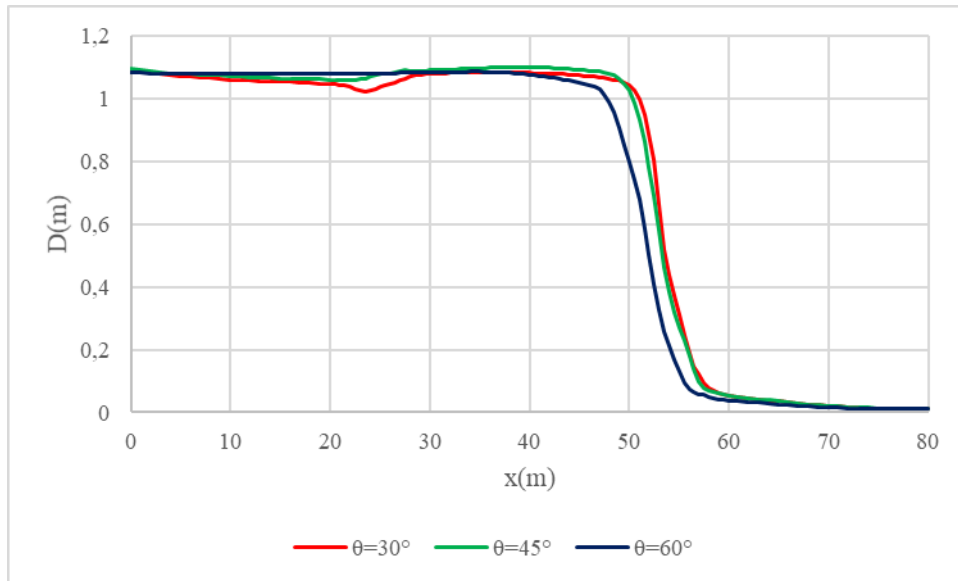
Διάγραμμα Παραρτήματος 4: Συγκριτικό διάγραμμα επιφανειακών μετατοπίσεων εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$ με εφαρμογή ανάστροφου ρήγματος.



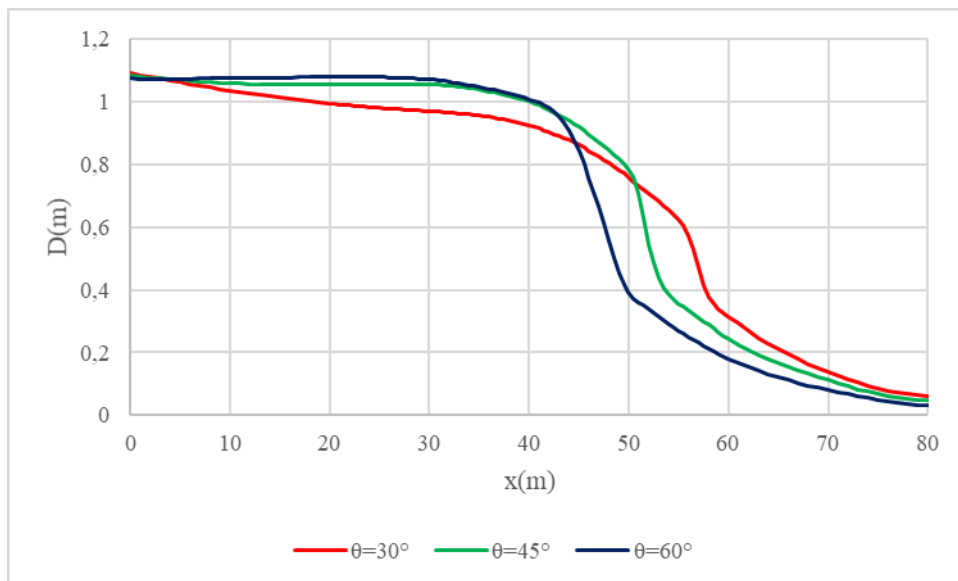
Διάγραμμα Παραρτήματος 5: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή κανονικού ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$ με συνοχή $c=5\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$.



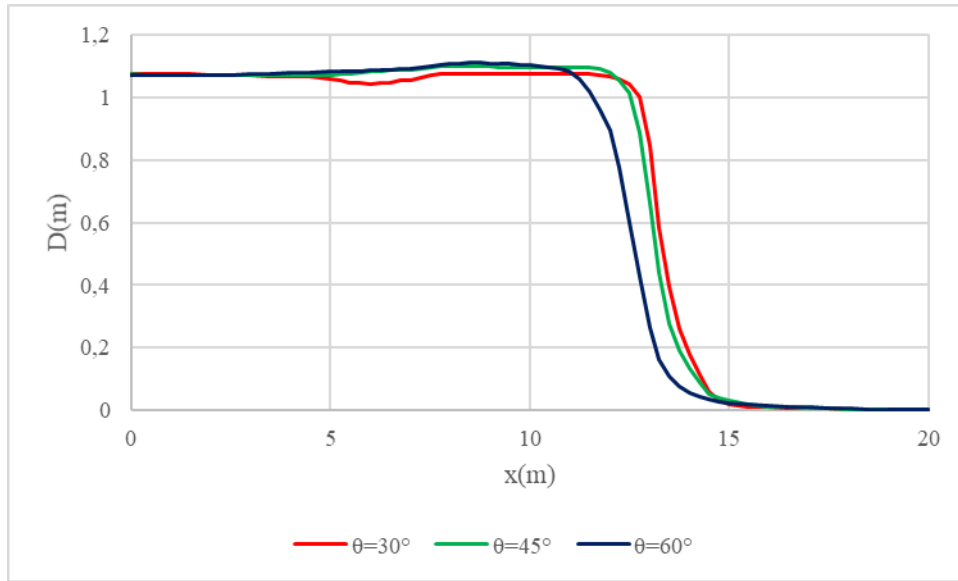
Διάγραμμα Παραρτήματος 6: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή ανάστροφου ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$ με συνοχή $c=5\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$.



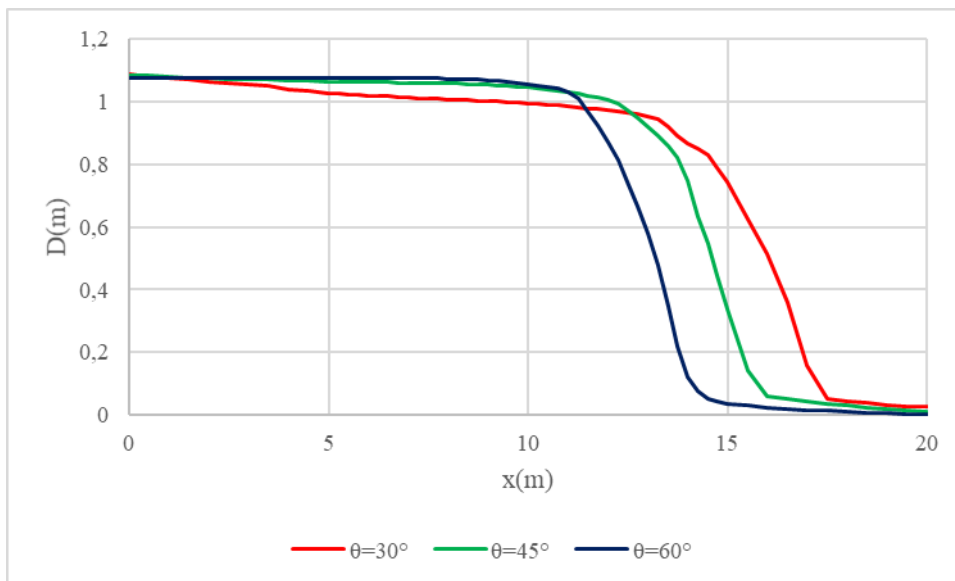
Διάγραμμα Παραρτήματος 7: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή κανονικού ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$ με συνοχή $c=5\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$.



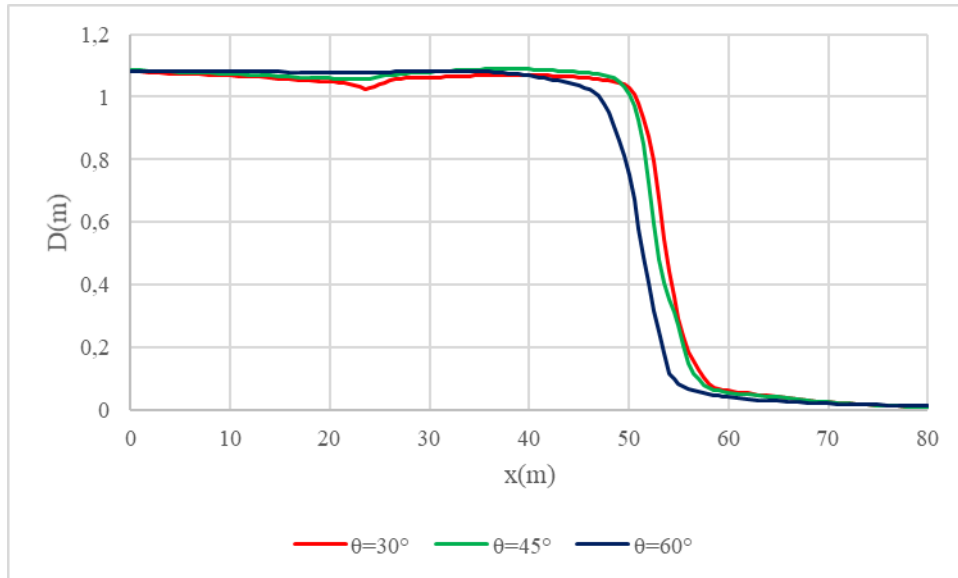
Διάγραμμα Παραρτήματος 8: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή ανάστροφου ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$ με συνοχή $c=5\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$.



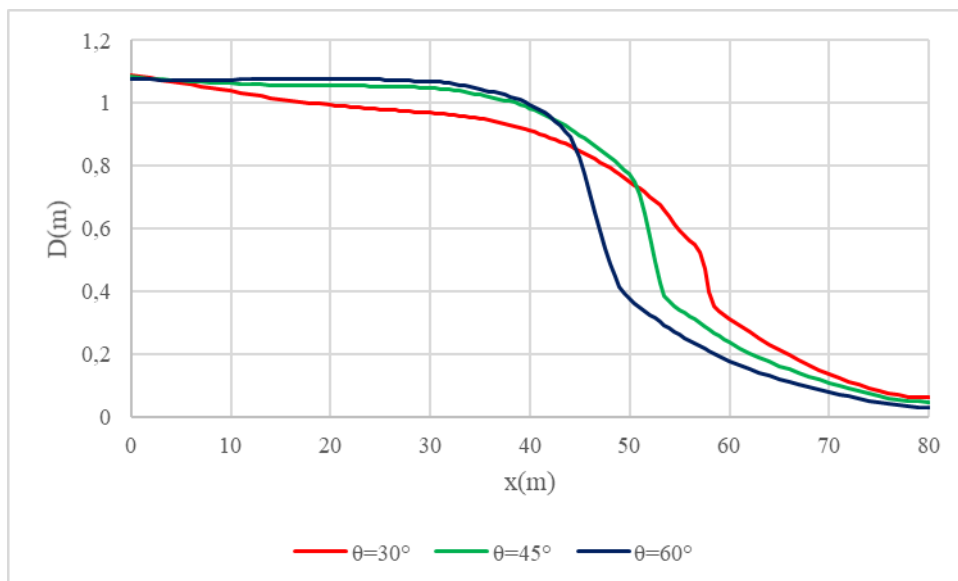
Διάγραμμα Παραρτήματος 9: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή κανονικού ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$ με συνοχή $c=15\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$.



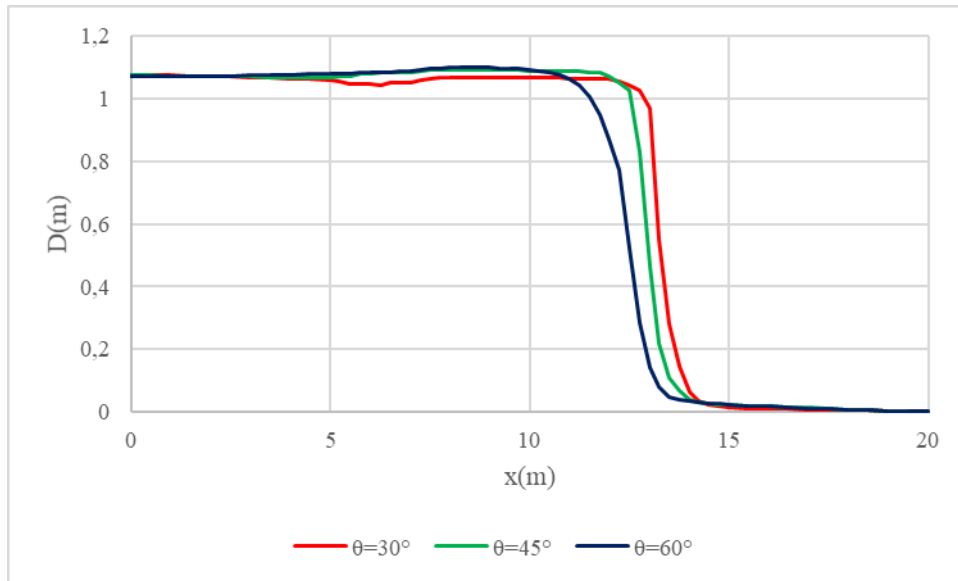
Διάγραμμα Παραρτήματος 10: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή ανάστροφου ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$ με συνοχή $c=15\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$.



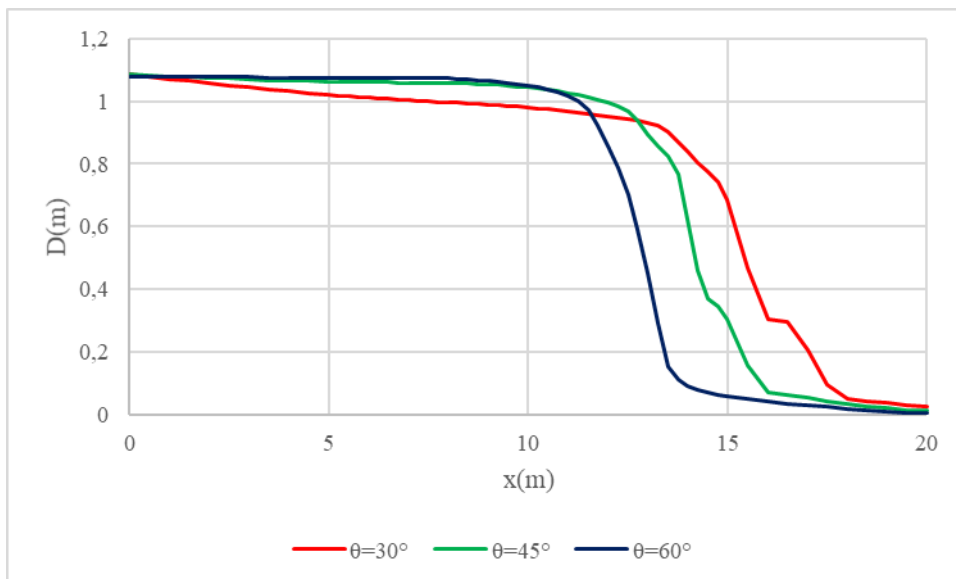
Διάγραμμα Παραρτήματος 11: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή κανονικού ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$ με συνοχή $c=15\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$.



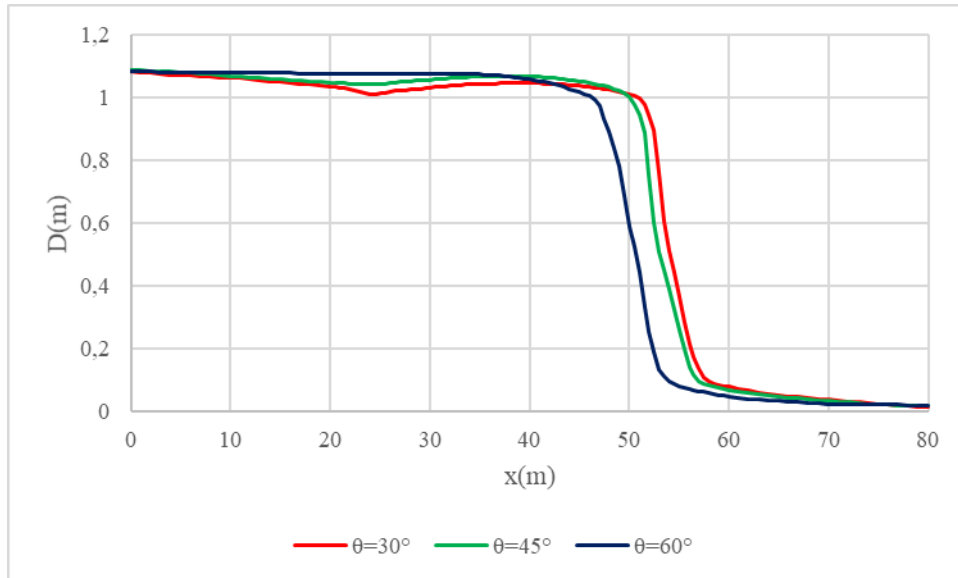
Διάγραμμα Παραρτήματος 12: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή ανάστροφου ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$ με συνοχή $c=15\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$.



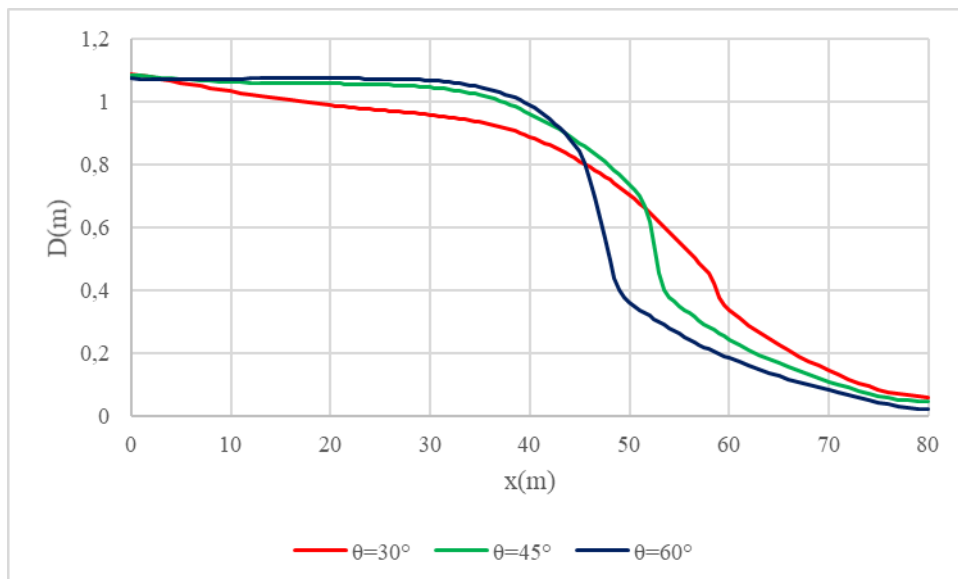
Διάγραμμα Παραρτήματος 13: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή κανονικού ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$ με συνοχή $c=30\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$.



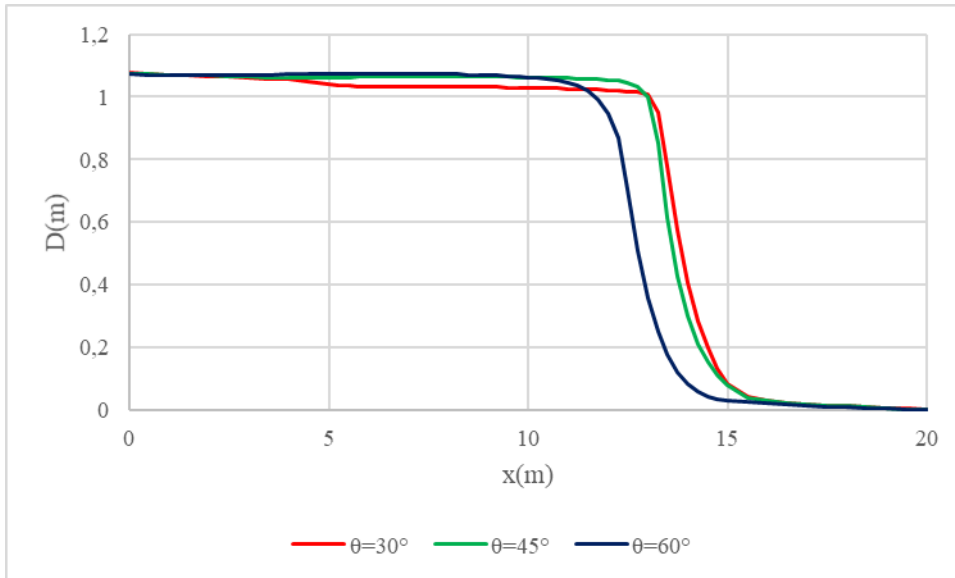
Διάγραμμα Παραρτήματος 14: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή ανάστροφου ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$ με συνοχή $c=30\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\phi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$.



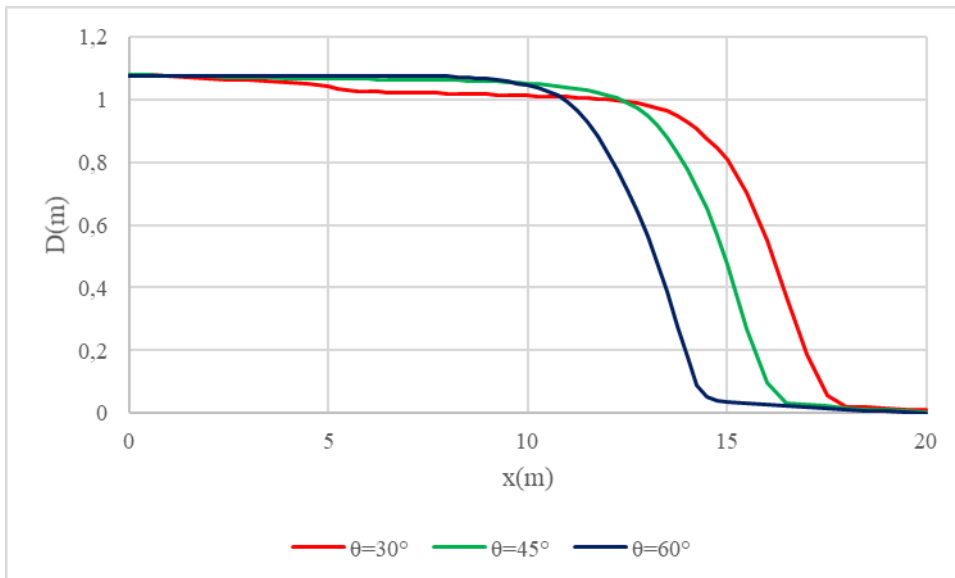
Διάγραμμα Παραρτήματος 15: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή κανονικού ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$ με συνοχή $c=30\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$.



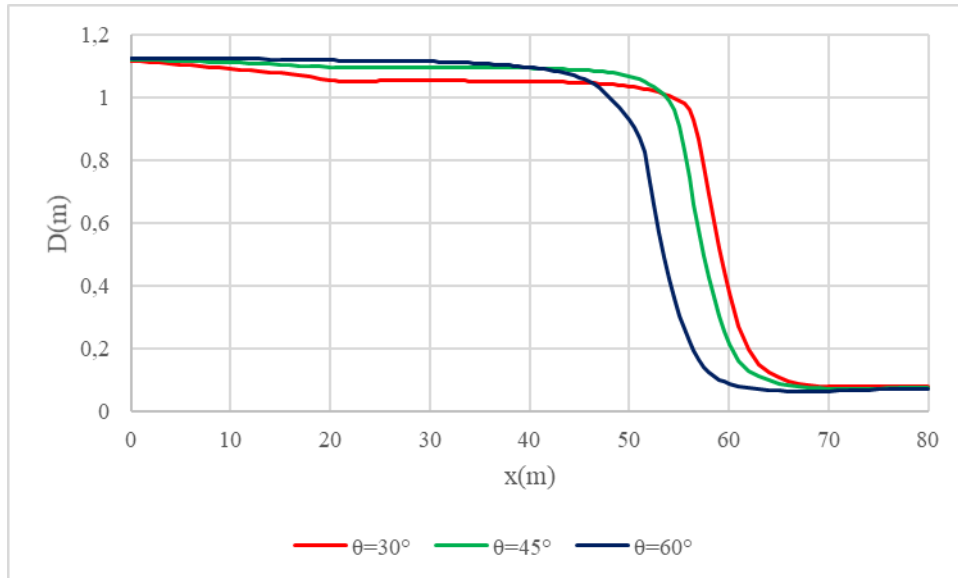
Διάγραμμα Παραρτήματος 16: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή ανάστροφου ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$ με συνοχή $c=30\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$.



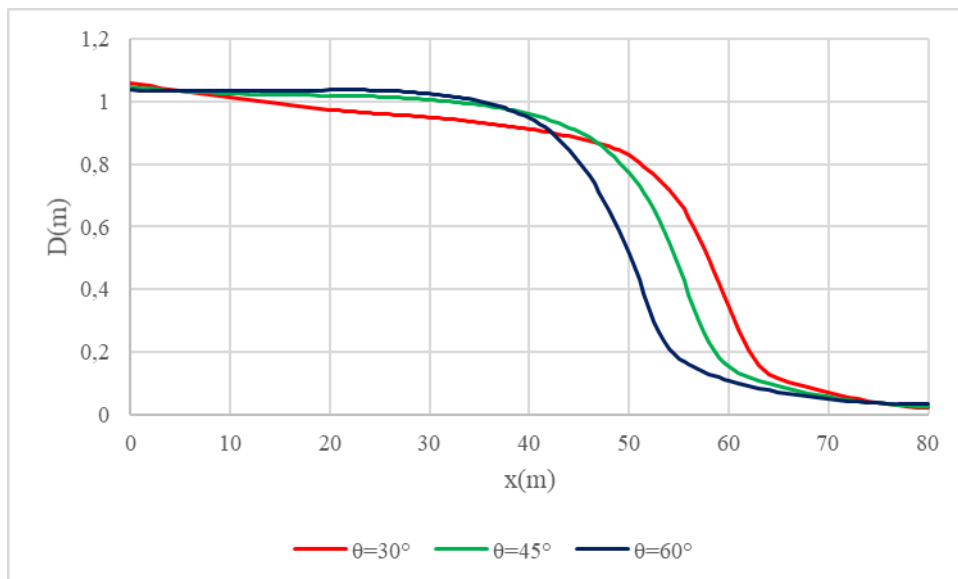
Διάγραμμα Παραρτήματος 17: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή κανονικού ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$ με συνοχή $c=30\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=0^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0^\circ$.



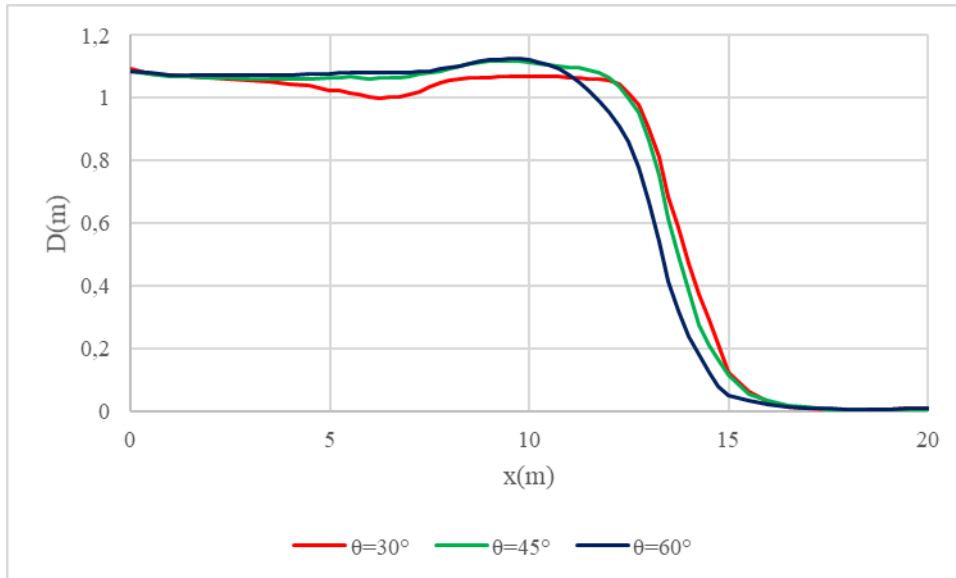
Διάγραμμα Παραρτήματος 18: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή ανάστροφου ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=5\text{m}$ με συνοχή $c=30\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=0^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0^\circ$.



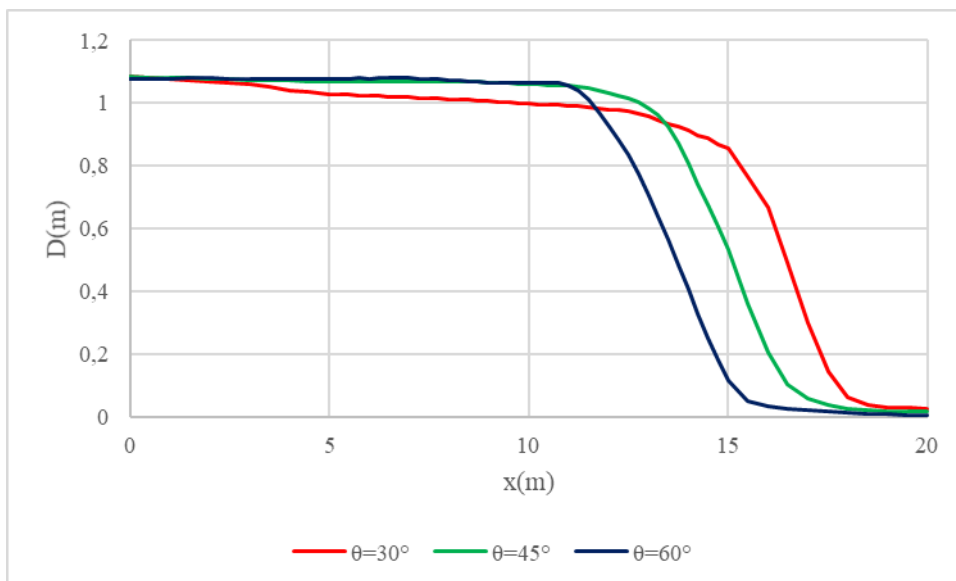
Διάγραμμα Παραρτήματος 19: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή κανονικού ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$ με συνοχή $c=30\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=0^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0^\circ$.



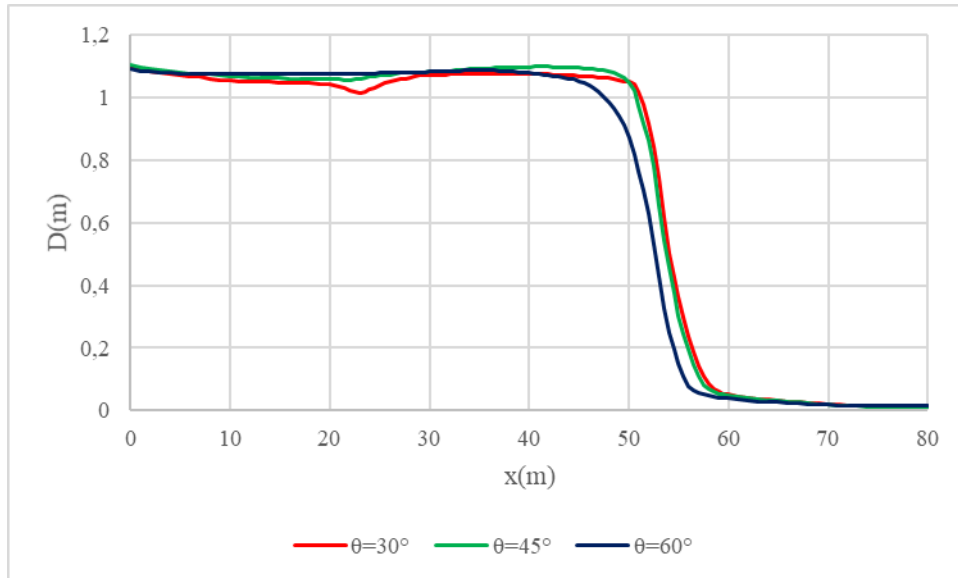
Διάγραμμα Παραρτήματος 20: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή ανάστροφου ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$ με συνοχή $c=30\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=0^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0^\circ$.



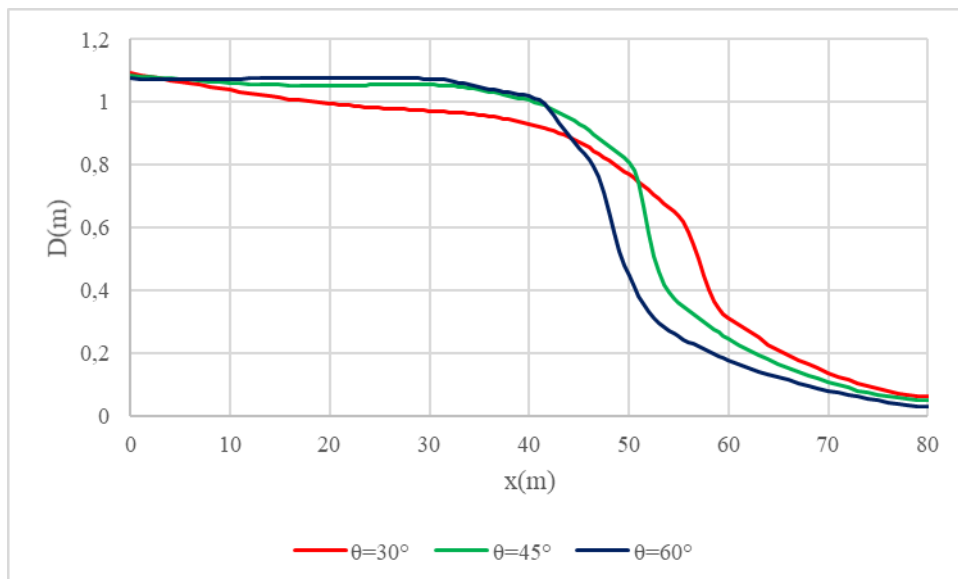
Διάγραμμα Παραρτήματος 21: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή κανονικού ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$ με συνοχή $c=0kPa$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$.



Διάγραμμα Παραρτήματος 22: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή ανάστροφου ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=5m$ με συνοχή $c=0kPa$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$.



Διάγραμμα Παραρτήματος 23: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή κανονικού ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$ με συνοχή $c=0\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$.



Διάγραμμα Παραρτήματος 24: Επιφανειακές μετατοπίσεις, με εφαρμογή ανάστροφου ρήγματος, εδαφικής στρώσης πάχους $H=20\text{m}$ με συνοχή $c=0\text{kPa}$, γωνία εσωτερικής τριβής $\varphi=30^\circ$ και γωνία διασταλτικότητας $\psi=0,1^\circ$.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

1. ABAQUS, Users' Manual, Simulia, Providence, RI, USA, 2014.
2. Ambraseys, N. & Jackson, J., (1984), Seismic Movements, Ground Movements and their Effects on Structures, Ed. P. B. Attewell and R.K. Taylor, New York Surrey University Press, pp. 353-380.
3. Barka A. and Reilinger R., (1997). Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data, *Annali di Geofisica*, Vol. XL, N. 3.
4. Bray, J. D., R. B. Seed, L. S. Cluff and H. B. Seed (1994). Earthquake Fault Rupture Propagation through soil, *Journal of Geotechnical Engineering*, ASCE, 120(3), 543-561.
5. Bugge, T. Belderson, R. & Kenyon, N., 1998a. The Storrega slide. *Phil. Trans. Royal Soc.*, 325(1586), p. 357-388.
6. Camerlenghi, A., Urgelers, R., & Fantoni, L., (2010). A database on submarine landslides of the Mediterranean Sea. In: DC Mosher, L. Moscardelli, RC Shipp, JD Chaytor, CDP Baxter, HJ Lee, R Urgeles (eds) – Submarine mass movements and their consequences , advances in natural and technological hazards research. Springer. 28 491-501.
7. Cunningham, W. D., Mann, P., (2007). Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends, Geological Society, London, Special Publications, 290, 1-12.
8. Dean, E.T.R. (2010). *Offshore Geotechnical Engineering – Principles and Practice*, Thomas Telford, Reston, VA, U.S.A., p.520.
9. Dimitrov, L.I., (2002) “Mud volcanoes – the most important pathway for degassing deeply buried sediments”, *Earth-Science Reviews*, 59, pp. 49- 76.
10. Dominey-Howes, D., Papadopoulos, G.A. & Dawson, A.G., (2000). Geological and historical investigation of the 1650 Mt. Columbo (Thera Island) eruption and tsunami, Aegean Sea, Greece, *Nat. Hazards*, 21, 83-96.
11. Fossen, H., (2010). *Structural Geology*. 480p., Cambridge University Press.
- Grasemann, B., Schneider, A.D., Stockli, F.D. & Iglseider, C. (2012). Miocene bivergent crustal extension in the Cyclades (Greece). *Lithosphere*, V. 4, No 1, p. 23-39.
12. GNS Science Different types of faults.

13. Harrison W. R., (2008), A Model for the Plate Tectonic Evolution of the Eastern Mediterranean Region that Emphasizes the Role of Transform (Strike-Slip) Structures, U.S. Geological Survey.
14. Kramer, S. L. (1996). Geotechnical earthquake engineering. Englewood Cliffs, NJ: Prentice Hall Publishers.
15. Kvalstad, T., 2007. What is current “Best Practice” in offshore geohazard investigations? A state-of-the-art review. Houston, Texas, s.n.
16. Lade, P.V. and Cole, D.A., Jr., (1984). Multiple failure surfaces over dip-slip-faults, *Journal of Geotechnical Engineering, ACSE*, Vol. 110, No. 5, pp. 616-627.
17. McGuire, B. & Maslin, M., (2013) “Climate Forcing of Geological Hazards”, The Royal Society and John Wiley & Sons, Ltd, UK.
18. Papadopoulos, G. A., Daskalaki, E., Fokaefs, A. & Giraleas, N., (2007). Tsunami Hazard in the Eastern Mediterranean: Strong Earthquakes and Tsunamis in the East Hellenic Arc and Trench System, *National Hazard Earth Sys. Sc* 7, 57-64.
19. Randolph, M. & Gourvenec, S., (2011). *Offshore Geotechnical Engineering*. S.I.: Spon Press.
20. Roth, W.H., Scott, R.F. and Austin, I., (1981). Centrifuge modelling of the fault propagation through alluvial soils, *Geophysical Research Letters*, Voi. 8, No. 6, pp. 561-564.
21. Sakellariou, D., Ceramicola, S., De Martini, P. M. & Briand, F., (2011), Marine geohazards in the Mediterranean: Executive Summary, *CIESM Workshop Monographs No 42*.
22. Scott, R.F., (1987), Failure, *Geotechnique*, Voi. 37, No, 4, pp. 423-466.
23. Scott, R.F. and Schoustra, J.J., (1974), Nuclear power plant sitting on deep alluvium, *Journal of the Geotechnical Engineering Division, ASCE*, Vol. 100, No. GT4, April, pp. 449-459.
24. Stefano Tinti, Alberto Armigliato, Gianluca Pagnoni and Filippo Zaniboni, (2005). Scenarios of giant tsunamis of tectonic origin in the Mediterranean, *ISET Journal of Earthquake Technology*, Paper No. 464, Vol. 42, No. 4, pp. 171-188.
25. Twiss, J.R. & Moores, M.F. (1992). *Structural Geology*. 532p., W. H. Freeman and Company.

26. Varnes D. J., 1978. Slope movement types and processes: in Schuster R.L. & Krizak R., Landslides Washington D.C.. National Academy of Sciences Transportation Research Board. P. 11-13.
27. Walters J.V., and Thomas, J.N., (1982). Shear Zone Development in Granular Materials, Proceedings of the 4th International Conference on Numerical Methods in Geomechanics Edmonton, Canada, May 31 – June 4, Vol, I, pp. 263-274.
28. Αναστασόπουλος, Χ., (2005). Διδακτορική διατριβή: Αλληλεπίδραση Επιφανειακής Διαρρήξεως – εδάφους θεμελίου – ανωδομής, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο.
29. Βεργούλης, Π., (2020). Διπλωματική εργασία: Γεωκίνδυνοι και περιβαλλοντικές επιπτώσεις εξόρυξης υποθαλάσσιων κοιτασμάτων υδρογονανθράκων. Η περίπτωση της ανατολικής Μεσογείου. Κεφάλαιο 2: Γεωκίνδυνοι (σελ. 38-74).
30. Γρένδας, Ν., (2016) «Τεχνικογεωλογική χαρτογράφηση και αποτύπωση κατολισθήσεων στο δυτικό τμήμα της Λευκάδας», Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη.
31. Ηρακλέους, Λ., (2018) «Τα υποθαλάσσια ηφαίστεια λάσπης στη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου», Πανεπιστήμιο Αιγαίου, Μυτιλήνη.
32. Μαλιάνγκα, Α., (2017). Διπλωματική εργασία: Υποθαλάσσιοι αγωγοί φυσικού αερίου σε διασταύρωση με ενεργά σεισμικά ρήγματα: Υπολογιστική προσομοίωση για την εκτίμηση του ρόλου των ιζημάτων στη διάρρηξη των ρηγμάτων και της καταπόνησης των αγωγών. Κεφάλαιο 4: Διάρρηξη σεισμικών ρηγμάτων (σελ. 39-43).
33. Μάλλιαρης Παιδεία, (1996). Ο Χώρος: Γεωλογία, Σεισμολογία, Γεωγραφία, Χλωρίδα, Πανίδα, Περιβάλλον.
34. Παπαδόπουλος Γ., (2021). Στα Μονοπάτια του Εγκέλαδου.
35. Παπαχαρισίου, Στ., (2008), Διπλωματική εργασία: Φυσικοί κίνδυνοι – Διαχείριση φυσικών κινδύνων – Εφαρμογή εκτίμησης κατολισθητικής επικινδυνότητας, εφ. 2^ο, σελ. 30-41, Α. Θ..
36. Παυλίδης Σ., (2016). Γεωλογία των σεισμών: Εισαγωγή στη Νεοτεκτονική, Μορφοτεκτονική, Παλαιοσεισμολογία και Αρχαιοσεισμολογία.
37. Σπυράκος & Τουτουδάκη, Ε., (2010). Βασικές έννοιες σεισμολογίας, Εργαστήριο Αντισεισμικής Τεχνολογίας Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου.

