



**ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ**  
Σχολή Χημικών Μηχανικών και  
Μηχανικών Περιβάλλοντος

**Κατεύθυνση:** Μηχανικών Περιβάλλοντος

## **Επίδραση Πρακτικών διαχείρισης εδάφους στην δομή του και τη συσσώρευση οργανικού άνθρακα**



Διπλωματική εργασία  
της

Ζουγανέλη Μαντελένας

XANIA, 2024

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για μη κερδοσκοπικό σκοπό, εκπαιδευτικού ή ερευνητικού χαρακτήρα, με την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για άλλη χρήση θα πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα. Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν τον συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευθεί ότι αντιπροσωπεύουν τις επίσημες θέσεις του Πολυτεχνείου Κρήτης.



**ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ**

Σχολή Χημικών Μηχανικών και  
Μηχανικών Περιβάλλοντος

**Κατεύθυνση:** Μηχανικών Περιβάλλοντος

# Επίδραση Πρακτικών διαχείρισης εδάφους στην δομή του και τη συσσώρευση οργανικού άνθρακα



Διπλωματική εργασία

της

Ζουγανέλη Μαντελένας

**ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΕΠΙΤΡΟΠΗ:**

Καθηγητής Παρανυχιανάκης Νικόλαος (Επιβλέπων)

Καθηγητής Νικόλαος Νικολαΐδης  
Καθηγητής Γεώργιος Καρατζάς

Επίκουρος Καθηγητής Αλέξανδρος Στεφανάκης (αναπληρωτής)

ΧΑΝΙΑ, 2024

## Περίληψη

Στην παρούσα εργασία διερευνάται η αλλαγή της ποιότητας των συσσωματωμάτων διαφορετικών κλάσεων του εδάφους (>2 mm, 2.0 – 1.0 mm, 1.0 – 0.25 mm, 0.25 – 0.053 mm και <0.053 mm) με γνώμονα την χρήση του εδάφους μέσα στον χρόνο. Τα δύο εδάφη που επιλέχθηκαν προς εξέταση είναι από περιοχές καλλιέργειας αμπελιού και ελιάς και για την αξιολόγηση τους ακολουθήθηκε η απλοποιημένη μέθοδος της υγρής κοσκίνισης για την απομόνωση των συσσωματιδίων. Είναι σημαντικό να τονιστεί ότι αυτά τα εδάφη έχουν υποστεί κατεργασία σε διαφορετική συχνότητα, καθώς, βρίσκονται σε αγρανάπαυση είτε καλλιεργούνται αδιάκοπα. Πιο συγκεκριμένα, εξετάστηκε έδαφος καλλιέργειας αμπελιού που καλλιεργείται ακατάπαυστα, έδαφος που έμεινε σε αγρανάπαυση έναν χρόνο, έδαφος σε αγρανάπαυση για δέκα χρόνια και τέλος για πενήντα χρόνια, ενώ αντίστοιχα το έδαφος της καλλιέργειας ελιάς εξετάστηκε για συνεχόμενη καλλιέργεια κάθε χρόνο και για έναν χρόνο σε αγρανάπαυση. Καταλήγοντας, με βάση βιβλιογραφικές πηγές και παλαιότερες μετρήσεις αξιολογήθηκε η μέθοδος της υγρής κοσκίνισης για την ακαταλληλότητα της σε περιπτώσεις πολύπλοκες όσο αυτή του εδάφους και οδηγηθήκαμε στο συμπέρασμα ότι αντιπροσώπευε μεγάλα ποσοστά της συνολικής μάζας ( $\geq 50\%$ ).

## Abstract

In the present thesis, the change in the quality of the aggregates of different soil classes (>2 mm, 2.0 – 1.0 mm, 1.0 – 0.25 mm, 0.25 – 0.053 mm and <0.053 mm) is investigated based on the use of the soil over time. The two soils selected for examination are from vineyard and olive growing areas and for their evaluation the simplified method of wet sieving was followed to isolate the aggregates. It is important to emphasize that these soils have been cultivated with different frequency, as they are either fallow or continuously cultivated. More specifically, it was examined vine cultivation soil that is continuously cultivated, soil that was left fallow for one year, soil in fallow for ten years and finally for fifty years, while correspondingly the soil of olive cultivation was examined for continuous cultivation every year and for one year in fallow. In conclusion, based on literature sources and previous measurements, the liquid sieving method was evaluated for its unsuitability in cases as complex as that of the soil and we were led to the conclusion that it represented large percentages of the total mass ( $\geq 50\%$ ).

## Ευχαριστίες

Πρώτα απ' όλα, οφείλω ιδιαίτερες ευχαριστίες στον επιβλέποντα καθηγητή μου, Νικόλαο Παρανυχιανάκη, για την πολύτιμη καθοδήγηση, τις συμβουλές και την υποστήριξή του καθ' όλη τη διάρκεια αυτής της ερευνητικής προσπάθειας. Η γνώση και η εμπειρία του ήταν καθοριστικής σημασίας για την ανάπτυξη και την ολοκλήρωση της εργασίας μου. Επιπλέον, θα ήθελα να ευχαριστήσω τα μέλη της εξεταστικής επιτροπής, τον Καθηγητή Γεώργιο Καρατζά, τον Καθηγητή Γεώργιο Νικολαΐδη για την αξιολόγηση της παρούσας εργασίας.

Θα ήθελα επίσης να ευχαριστήσω τον καθηγητή Νικόλαο Νικολαΐδη και το προσωπικό του εργαστηρίου Υδρογεωχημικής Μηχανικής και Αποκατάστασης Εδαφών του για την παροχή των απαραίτητων πόρων και ευκαιριών για την διεξαγωγή της έρευνάς μου. Η βοήθειά τους ήταν αναντικατάστατη.

Επιπλέον, ευχαριστώ θερμά τους συναδέλφους και φίλους μου για την ηθική υποστήριξη και την ενθάρρυνση που μου παρείχαν σε όλη τη διάρκεια των σπουδών μου. Οι συζητήσεις και η συνεργασία μας ήταν πηγή έμπνευσης και δύναμης.

Τέλος, εκφράζω την ευγνωμοσύνη μου στην οικογένειά μου για την αμέριστη υποστήριξη και την υπομονή τους. Η συνεχής τους παρουσία και οι ενθαρρυντικές τους κουβέντες ήταν σημαντική πηγή δύναμης για μένα.

Σε όλους όσους συνεισέφεραν με τον οποιοδήποτε τρόπο στην ολοκλήρωση αυτής της διπλωματικής εργασίας, σας ευχαριστώ από καρδιάς.

Με εκτίμηση,

Μαντελένα

## Περιεχόμενα

Περίληψη .....	4
Abstract.....	4
1. Εισαγωγή.....	9
1.1. Ο ρόλος του εδάφους και σύγχρονα ζητήματα που σχετίζονται με την ποιότητά του.....	9
1.2. Η κοκκομετρία και η δομή του εδάφους .....	10
1.3. Οι μηχανισμοί της συσσωμάτωσης.....	13
1.4. Παράγοντες που επηρεάζουν τη σταθερότητα των συσσωματωμάτων ....	13
1.4.1 Ενδογενείς παράγοντες.....	14
1.4. Εξωγενείς παράγοντες.....	20
1.5 Η δυναμική του εδαφικού οργανικού άνθρακα.....	28
1.5.1. Τα κλάσματα του εδαφικού οργανικού άνθρακα .....	28
1.5. Ο κορεσμός των εδαφών σε άνθρακα .....	32
1.5.3 Μηχανισμοί δέσμευσης και σταθεροποίησης του άνθρακα .....	33
1.5. Παράγοντες που επηρεάζουν τη δυναμική του SOC.....	35
2 Υλικά και Μέθοδοι .....	44
2.1 Περιοχή μελέτης.....	44
2.2 Δειγματοληψία.....	46
2.3 Πρωτόκολλο πειραματικών μετρήσεων .....	47
2.3.1 Υφή του εδάφους.....	48
2.3.2 Υπολογισμός της υγρασίας.....	48
.3.3 Διαχωρισμός εδαφικών συσσωματωμάτων.....	48
.3.4 Διαδικασία υπολογισμού αποτελεσμάτων .....	49
2.2.7 Ολικός οργανικός άνθρακας (TOC) & Ολικό άζωτο (TN).....	51
3. Αποτελέσματα.....	51
3.1 Φυσικοχημικές αναλύσεις .....	51
3.1.1 Υγρασία, κοκκομετρία και διόρθωση άμμου.....	51
3.2 Κατανομή μάζας συσσωματωμάτων.....	52
3.3 Συγκεντρώσεις και ισοζύγιο οργανικού -C και ολικού -N .....	54
4. Συζήτηση .....	60
5. Βιβλιογραφία.....	62
6. Γλωσσάριο.....	69

## Κατάλογος πινάκων

Πίνακας 1.1 Τύποι εδαφών και παράγοντες συσσωμάτωσης.....	14
Πίνακας 2.1. Κλιματολογικά χαρακτηριστικά περιοχής Αγίας Βαρβάρας, Ηρακλείου 2021 .....	45
Πίνακας 2.2. Χρήσεις γης σε χρονολογική σειρά για τα εξεταζόμενα εδάφη .....	46
Πίνακας 3.1. Περιεχόμενη υγρασία δειγμάτων κατά τη δειγματοληψία.....	52
Πίνακας 3.2: Συγκέντρωση ολικού οργανικού άνθρακα (TOC) σε g/kg.....	54
Πίνακας 3.3: Συγκέντρωση ολικού αζώτου (TN) σε g/kg.....	56

## Κατάλογων εικόνων

Εικόνα 1.1 Η δομή του εδάφους (Rai <i>et al.</i> , 2017).....	11
Εικόνα 1.2 Οι βασικοί τύποι διατάξεων των συσσωματωμάτων: (Α) κοκκώδεις, (Β) κυβοειδείς, (C) πρισματικές και (D) ογκώδεις δομές (Rai <i>et al.</i> , 2017).....	12
Εικόνα 1.3 Οι μυκητιακές υφές και οι ρίζες των φυτών ως παράγοντες σταθεροποίησης των μάκρο- και μικρο-συσσωματωμάτων στο έδαφος (Brandy & Weil, 2011). .....	26
Εικόνα 2.1 Χάρτης της περιοχής Αγίας Βαρβάρας, Ηρακλείου Κρήτης.....	45
Εικόνα 2.2: Δείγματα του αγρού Α1 και Α2 (τρία δείγματα για κάθε αγρό).....	47

## Κατάλογος γραφημάτων

Γράφημα 1.1 Ταξινόμηση εδαφών βάσει της κοκκομετρίας (Rai <i>et al.</i> , 2017).....	15
Γράφημα 1.2. Επίδραση κύκλων διαβροχής-ξήρανσης στη σταθερότητα συσσωματωμάτων μεγέθους 0,5-1,0 mm με 25% καολινίτη ή συηκτίτη (Singer <i>et al.</i> , 1992).....	26
Γράφημα 1.3. Αποθέμα άνθρακα σε περιοχές με διαφορετικό μέσο ετήσιο ύψος βροχόπτωσης (Srinivasarao <i>et al.</i> , 2009).....	38
Γράφημα 1.4. Αποθέματα οργανικού και ανόργανου άνθρακα στα κυρίαρχα εδάφη της τροπικής Ινδίας (Srinivasarao <i>et al.</i> , 2014).....	39
Γράφημα 1.5. Αποθέματα άνθρακα σε τέσσερις διαφορετικούς τύπους εδάφους (Srinivasarao <i>et al.</i> , 2009).....	40
Γράφημα 3.1.....	53
Γράφημα 3.2.....	53
Γράφημα 3.3.....	55
Γράφημα 3.4.....	56
Γράφημα 3.5.....	57
Γράφημα 3.6.....	58
Γράφημα 3.7.....	59
Γράφημα 3.8.....	59



## 1. Εισαγωγή

Στο συγκεκριμένο πείραμα πραγματοποιείται η μελέτη των εδαφών του αμπελιού και της ελιάς και σκοπός έχει τον έλεγχο του ρόλου της αγρανάπαυσης για διάφορους χρόνους στην σύσταση των εδαφών, δηλαδή κατά πόσο επηρεάζεται η ποιότητα ενός εδάφους με βάση το είδος της καλλιέργειας και την συχνότητα με την διάρκεια των χρόνων. Για την πραγματοποίηση του πειράματος επιλέχθηκαν η ελιά και το αμπέλι, τα οποία αποτελούν δυο αντιπροσωπευτικά δείγματα εδαφών που καλλιεργούνται σε όλη την Ελλάδα και ιδιαίτερα στην Κρήτη. Η γεωργική γη του νησιού που είναι περίπου 3.6 Km<sup>2</sup> και αποτελεί το 37% της συνολικής του έκτασης κατά λαμβάνεται κατά 65% (2.350.000 στρ.) από ελαιώνες, κατά 10% από αμπελώνες.

### 1.1. Ο ρόλος του εδάφους και σύγχρονα ζητήματα που σχετίζονται με την ποιότητά του

Με την πιο θεμελιώδη έννοια, το έδαφος αποτελεί τη βάση για τη ζωή στη Γη. Παρέχει το ενδιαίτημα για μια τεράστια βιοποικιλότητα και βιομάζα εδαφικών οργανισμών (Nielsen *et al.*, 2015), αποτελεί πηγή θρεπτικών στοιχείων για όλους τους έμβιους οργανισμούς και αντιστοιχεί στη μεγαλύτερη αποθήκη άνθρακα (C) (Brevik & Sauer, 2015). Τα εδάφη συγκρατούν και αποθηκεύουν νερό το οποίο χρησιμοποιούν τα φυτά και οι οργανισμοί του εδάφους για να επιβιώσουν και να αναπτυχθούν και επιβραδύνουν τον ρυθμό κίνησης του νερού με αποτέλεσμα να περιορίζουν τον ρυθμό διάβρωσης και απώλειας του εδάφους (Horton, 1933). Τα εδάφη συνεισφέρουν επίσης στη σύνθεση της ατμόσφαιρας και κατ' επέκταση επηρεάζουν το κλίμα, ενώ επιπλέον έχουν την ικανότητα να δεσμεύουν και να απελευθερώνουν τα αέρια που συμβάλουν στην ανάπτυξη του φαινομένου του θερμοκηπίου (Oertel *et al.*, 2016). Σε κοινωνικό επίπεδο, μια από τις πιο εμφανείς συνεισφορές του εδάφους στους ανθρώπους είναι ο ρόλος που διαδραματίζει στην παροχή τροφής για τους ίδιους και για τα ζώα, δεδομένου ότι οι άνθρωποι εκμεταλλεύονται τα εδάφη για την παραγωγή τροφίμων και ζωοτροφών, μέσω της γεωργίας, για περισσότερα από 12.000 χρόνια (Zeder, 2011).

Από τον 20ο αιώνα, λόγω της επιδεινωμένης κατάστασης του περιβάλλοντος, της αυξημένης ζήτησης σε τρόφιμα που προκύπτει ως απόρροια της ταχείας αύξησης του πληθυσμού, της αστικοποίησης, της εκβιομηχάνισης και της παράλογης εκμετάλλευσης των χερσαίων πόρων από τους ανθρώπους, η παγκόσμια υποβάθμιση του εδάφους αυξάνεται και επιδεινώνεται (Hammad & Tumeizi, 2012). Η υποβάθμιση του εδάφους δεν είναι μόνο

ένα από τα σοβαρότερα περιβαλλοντικά προβλήματα στον κόσμο, αλλά και ένα από τα σημαντικότερα κοινωνικά και οικονομικά ζητήματα. Αποτελεί σοβαρή απειλή για την απώλεια της βιοποικιλότητας (Batunacun *et al.*, 2019), την επισιτιστική και ενεργειακή ασφάλεια (Reed *et al.*, 2011), την ερημοποίηση (Liu *et al.*, 2008), τη βιώσιμη ανάπτυξη του κοινωνικοοικονομικού συστήματος και για τα περιβάλλοντα ανθρώπινης διαβίωσης (Winslow *et al.*, 2011).

## **1.2. Η κοκκομετρία και η δομή του εδάφους**

### **1.2. Η κοκκομετρία του εδάφους**

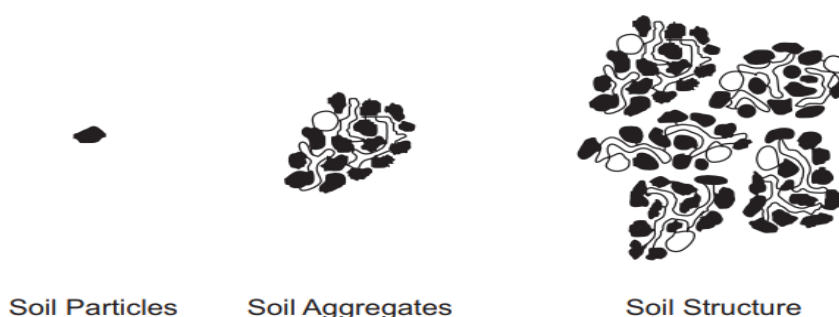
Έχει αναφερθεί ότι η κοκκομετρία του εδάφους παίζει σημαντικό ρόλο στη σταθεροποίηση του άνθρακα και στον ρυθμό δέσμευσης του οργανικού άνθρακα, SOC (soil organic carbon) στα εδάφη. Τα εδάφη ελαφριάς σύστασης, από αμμώδη έως αμμοπηλώδη (Chromosols, Sodosols και Kandosols) αντιπροσωπεύουν πάνω από το 80% των αυστραλιανών εδαφών καλλιέργειας και έχει βρεθεί ότι περιέχουν χαμηλά επίπεδα οργανικού άνθρακα. Τα αμμώδη ή αμμοπηλώδη εδάφη δε διατηρούν τον οργανικό άνθρακα του εδάφους, SOC για μεγάλες περιόδους λόγω της χαμηλής προστατευτικής τους ικανότητας με χαμηλή περιεκτικότητα σε άργιλο. Μια μελέτη βασισμένη σε μικρο-συσσωματώματα εδάφους αποκάλυψε ότι η οργανική ύλη προστατεύεται φυσικά με συσσωματώματα αργίλου και ιλύος και, ως εκ τούτου, αντιστέκεται στις μικροβιακές επιθέσεις στον άνθρακα, γεγονός που οδηγεί στη δέσμευση και συσσώρευσή του στα εδάφη (Skjemstad *et al.*, 1993).

Η οργανική ύλη του εδάφους, SOM (soil organic matter) τείνει να αυξάνεται με την αύξηση της περιεκτικότητας σε άργιλο με βάση δύο μηχανισμούς. Πρώτον, η σύμπλεξη οργανικής και αργιλικής ύλης παρεμποδίζει ενεργά την αποσύνθεση. Δεύτερον, η αυξημένη περιεκτικότητα σε άργιλο στο έδαφος αυξάνει την πιθανότητα σχηματισμού συσσωματωμάτων. Εν ολίγοις, τα μακρο-συσσωματώματα προστατεύουν την οργανική ύλη από την ανοργανοποίηση που οφείλεται στη μικροβιακή χρήση. Επομένως, τα αργιλώδη εδάφη έχουν δύο έως τέσσερις φορές υψηλότερη περιεκτικότητα σε οργανικό άνθρακα του εδάφους, SOC από τα αμμώδη εδάφη. Τα εδάφη που είναι άφθονα σε καολινίτη είναι λιγότερο πιθανό να διατηρήσουν τα επίπεδα της οργανικής ύλης του εδάφους, SOM σε ένα τροπικό περιβάλλον, καθώς οι εδαφικές συνθήκες ευνοούν την ταχεία αποσύνθεση της οργανικής ύλης του εδάφους, SOM. Αντίθετα, τα εδάφη με σύμπλοκα οργανο-οξειδίου είναι πιο πλούσια σε SOM με υψηλή περιεκτικότητα σε οξείδια σιδήρου και αλουμινίου. Η ικανότητα των κλασμάτων ιλύος και αργίλου να προστατεύουν τον οργανικό άνθρακα του εδάφους, SOC είναι καλά τεκμηριωμένη. Ωστόσο, τέτοιες σχέσεις μεταξύ κλασμάτων

μεγέθους άμμου και άνθρακα είναι σπάνιες. Οι Martin *et al.* (2011) εργάστηκαν με ένα σύνολο δεδομένων 2200 μετρήσεων οργανικού άνθρακα του εδάφους, SOC και έδειξαν ότι η περιεκτικότητα σε άργιλο ήταν ένας από τους καλύτερους προγνωστικούς παράγοντες για τα αποθέματα οργανικού άνθρακα του εδάφους, SOC.

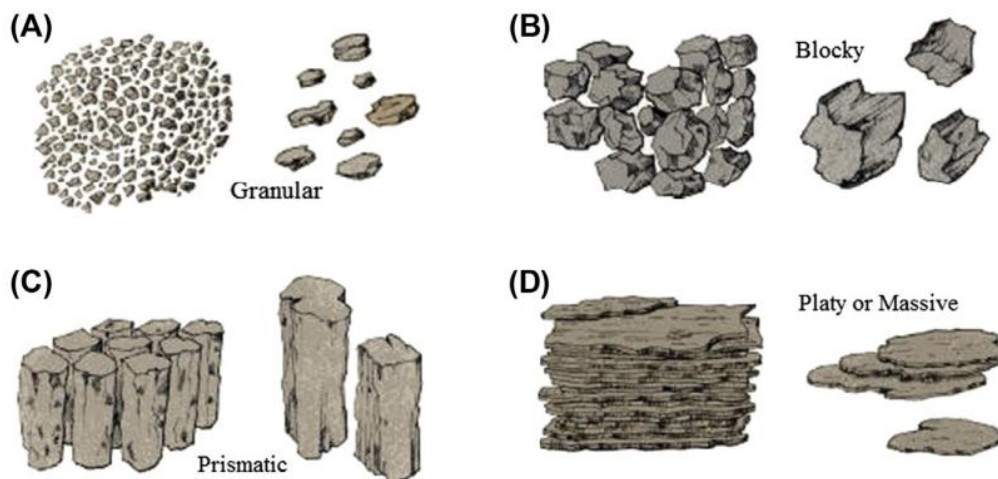
## .2.2 Η δομή του εδάφους

Η δομή του εδάφους αναφέρεται στην ομαδοποίηση των σωματιδίων του εδάφους (άμμος, ιλύς, άργιλος και οργανική ύλη) σε πορώδεις ενώσεις, οι οποίες ονομάζονται συσσωματώματα. Η δομή του εδάφους αναφέρεται επίσης στη διάταξη αυτών των συσσωματωμάτων που χωρίζονται από πόρους και ρωγμές (**Εικ. 1.1**).



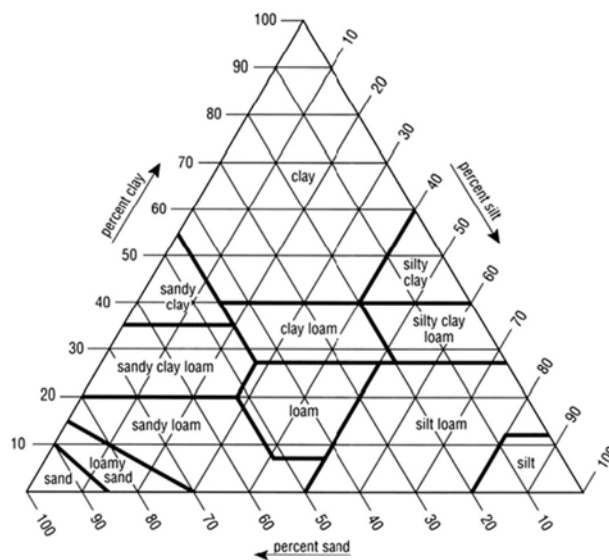
**Εικόνα 1.1:** Η δομή του εδάφους (Rai *et al.*, 2017).

. Από την άλλη, αν το επιφανειακό έδαφος είναι κοκκώδες, το νερό εισέρχεται εύκολα και η βλάστηση των σπόρων είναι καλύτερη. Σε μια πρισματική δομή, η κίνηση του νερού στο έδαφος Οι βασικοί τύποι διατάξεων των συσσωματωμάτων είναι οι εξής: κοκκώδεις, ογκώδεις, πρισματικές και κυβοειδείς δομές (**Εικ. 1.2**). Η ογκώδης δομή, όταν βρίσκεται στο επιφανειακό έδαφος, εμποδίζει την είσοδο του νερού και η βλάστηση των σπόρων δυσχεραίνεται, λόγω κακού αερισμού είναι κυρίως κάθετη και επομένως η παροχή νερού στις ρίζες των φυτών είναι συνήθως φτωχή. Σε αντίθεση με την κοκκομετρία, η δομή του εδάφους δεν είναι σταθερή (Rai *et al.*, 2017).



**Εικόνα 1.2:** Οι βασικοί τύποι διατάξεων των συσσωματωμάτων: (Α) κοκκώδεις, (Β) κυβοειδείς, (C) πρισματικές και (D) ογκώδεις δομές (Rai *et al.*, 2017).

Ο όρος «κοκκομετρία» αναφέρεται στη σχετική αναλογία άμμου, ιλύος και αργίλου στο έδαφος. Καθένα από αυτά τα συστατικά ορίζεται από το μέγεθος των σωματιδίων του (άμμος 0.02 – 2.0 mm, ιλύς 0.02 – 0.002 mm, άργιλος <0.002 mm). Οι κύριοι τύποι εδάφους μπορούν να ταξινομηθούν ανάλογα με την κοκκομετρία τους (**Γραφ. 1.1**).



**Γράφημα 1.1:** Ταξινόμηση εδαφών βάσει της κοκκομετρίας (Rai *et al.*, 2017).

### **1.3. Οι μηχανισμοί της συσσωμάτωσης**

Υπάρχουν διάφοροι μηχανισμοί που συμβάλουν στην συσσωμάτωση του εδάφους. Τα συσσωματώματα σχηματίζονται σε στάδια, με διαφορετικούς μηχανισμούς σύνδεσης να κυριαρχούν σε κάθε στάδιο (Tisdall & Oades, 1982). Η θεωρία της συσσωμάτωσης προτείνει ότι τα μικρο-συσσωματώματα ενώνονται μεταξύ τους για να σχηματίσουν μακρο-συσσωματώματα και οι δεσμοί εντός των μικρο-συσσωματωμάτων είναι ισχυρότεροι από τους δεσμούς μεταξύ των μακρο-συσσωματωμάτων. Τα μικρο-συσσωματώματα (<250  $\mu\text{m}$ ) σχηματίζονται από οργανική ύλη η οποία δρα ως συνδετικό υλικό μεταξύ των ανόργανων σωματιδίων του εδάφους και πολυσθενή κατιόντα για να σχηματίσουν σύνθετα σωματίδια, τα οποία ενώνονται με άλλα σωματίδια, για να σχηματιστούν μακρο-συσσωματώματα (Tisdall & Oades, 1982).

Εναλλακτικά, τα μακρο-συσσωματώματα μπορούν να σχηματιστούν γύρω από την οργανική σωματιδιακή ύλη POM (particulate organic matter). Καθώς η σωματιδιακή οργανική ύλη (POM) αποσυντίθεται και τα μικροβιακά εκκρίματα απελευθερώνονται, τα μακρο-συσσωματώματα γίνονται πιο σταθερά, η αναλογία C:N μειώνεται και σχηματίζονται μικρο-συσσωματώματα στο εσωτερικό. Τα εσωτερικά σχηματιζόμενα μικρο-συσσωματώματα περιέχουν πιο ανθεκτική αποθήκη οργανικού άνθρακα εδάφους, SOC. Καθώς χρησιμοποιείται η πιο ασταθής αποθήκη οργανικού άνθρακα του εδάφους, SOC και μειώνεται η μικροβιακή δραστηριότητα, τα μικροβιακά εκκρίματα μειώνονται και τα μακρο-συσσωματώματα χάνουν τη σταθερότητά τους και τελικά διασπώνται και απελευθερώνουν πιο σταθερά μικρο-συσσωματώματα.

### **1.4. Παράγοντες που επηρεάζουν τη σταθερότητα των συσσωματωμάτων**

Οι παράγοντες που επηρεάζουν τη σταθερότητα των συσσωματωμάτων του εδάφους μπορούν να διακριθούν σε δύο βασικές κατηγορίες: πρώτον, τα κύρια χαρακτηριστικά του εδάφους ή ενδογενείς παράγοντες και, δεύτερον, οι εξωγενείς παράγοντες. Ωστόσο, δεν πρέπει να λαμβάνει κανείς υπόψη έναν μόνο παράγοντα, χωρίς να εξετάζει την αλληλεπίδραση τους (Amézketá, 1999).

### 1.4.1 Ενδογενείς παράγοντες

#### Ο τύπος του εδάφους

Η συσσωμάτωση επηρεάζεται από διαφορετικούς παράγοντες στους διαφορετικούς τύπους εδαφών, όπως συνοψίζεται στον **Πίνακα 1.1**. Ο ρυθμός και η σταθερότητα της συσσωμάτωσης γενικά αυξάνονται με την αύξηση του SOC, της επιφάνειας αργίλου και της ικανότητας ανταλλαγής κατιόντων (CEC). Σε εδάφη με χαμηλή συγκέντρωση σε οργανικό άνθρακα του εδάφους (SOC) ή άργιλο, η συσσωμάτωση οφείλεται κυρίως στα κατιόντα, ενώ ο ρόλος των κατιόντων στη συσσωμάτωση των εδαφών με υψηλή συγκέντρωση οργανικού άνθρακα (SOC) ή αργίλου μπορεί να είναι αμελητέος. Σε εδάφη τύπου Oxisols και Ultisols, τα σύμπλοκα αργίλου και χούμου και τα μη κρυσταλλικά υδροξείδια  $Al^{3+}$  διαδραματίζουν καταλυτικό ρόλο, καθώς προστατεύουν τον οργανικό άνθρακα του εδάφους (SOC) από τη μικροβιακή αποσύνθεση συμβάλλοντας στη συσσωμάτωση. Εδάφη που ταξινομούνται ως Aridisols εμφανίζουν υψηλή σταθερότητα συσσωματωμάτων που σχετίζεται με την παρουσία ανθρακικών (Boix-Fayos *et al.*, 2001).

<b>Πίνακας 1.1.</b> Τύποι εδαφών και παράγοντες συσσωμάτωσης.		
<b>Τύπος εδάφους</b>	<b>Παράγοντας συσσωμάτωση</b>	<b>Αναφορές</b>
Alfisols	Εδαφικό οργανικό υλικό (SOM)	Dalal & Bridge, 1996
Andisols	Μη κρυσταλλική άργιλος	Torn et al., 1997
Aridisols	Ανόργανος άνθρακας του εδάφους (SIC) Ανθρακικά	Boix-Fayos et al., 1998
Entisols	SOM	Dalal & Bridge, 1996
Inceptisols	Άμορφη άργιλος	Dalal & Bridge, 1996
Oxisols	Οξείδια $Al^{3+}$ και $Fe^{3+}$ Μη κρυσταλλικά υδροξείδια Al Ρίζες φυτών και ριζόσφαιρα Υδροφοβικό SOM	Dalal & Bridge, 1996
Spodosols	Οργανομεταλλικά σύμπλοκα Υδροξείδια μετάλλων	De Coninck, 1980
Ultisols	SOM Sesquioxides	Dalal & Bridge, 1996
Vertisols	Κλάσματα σε μέγεθος πηλού Πολυκατιονικές γέφυρες Κύκλοι διαβροχής-ξήρανσης	Dalal & Bridge, 1996

### ***Η κοκκομετρία του εδάφους***

Η κοκκομετρία του εδάφους έχει επίσης πολύ σημαντική επίδραση στη συσσωμάτωση. Στα χονδρόκοκκα εδάφη, η συγκέντρωση του οργανικού άνθρακα (SOC) έχει μεγαλύτερη επίδραση στη δομή. Επιπλέον, με την αύξηση της περιεκτικότητας σε άργιλο, ο τύπος της αργίλου είναι πιο σημαντικός από το περιεχόμενο της συσσωμάτωσης. Η συγκέντρωση της αργίλου επηρεάζει τη συσσωμάτωση μέσω της διόγκωσης και της διασποράς. Η πιθανότητα καταστροφής των συσσωματωμάτων λόγω διόγκωσης μειώνεται, όταν τα επίπεδα αργίλου είναι χαμηλά. Τέλος, η αυξημένη συγκέντρωση αργίλου ευνοεί τη σταθεροποίηση SOC (Sollins *et al.*, 1996).

### ***Το pH του εδάφους***

Η διαλυτότητα των μεταλλικών ιόντων, η μικροβιακή δραστηριότητα και η διασπορά αργίλου επηρεάζονται επίσης από το pH του εδάφους (Haynes & Naidu, 1998). Το αρνητικό επιφανειακό φορτίο των σωματιδίων αργίλου αυξάνεται με το pH και ως συνέπεια, αυξάνεται η απώθηση μεταξύ των σωματιδίων. Επομένως, ο έλεγχος του pH του εδάφους είναι σημαντικός σε εδάφη που χαρακτηρίζονται από υψηλή διασπορά αργίλου, καθώς τα σωματίδια αργίλου συχνά κροκιδώνονται σε υψηλές τιμές pH (Haynes & Naidu, 1998). Μεγάλα συσσωματώματα σχηματίζονται σε εδάφη υψηλού pH και υψηλής συγκέντρωσης ανθρακικών (Boix-Fayos *et al.*, 2001). Η προσθήκη ασβεστίου στο έδαφος για την αύξηση του pH, συνεισφέρει στην αυξημένη μικροβιακή δραστηριότητα και απόδοση των καλλιεργειών, ενώ ταυτόχρονα συμβάλλει στη συσώρευση της οργανικής ουσίας (SOM) και την αυξημένη συσσωμάτωση (Haynes & Naidu, 1998).

### ***Η ορυκτολογία του αργίλου***

Τα ορυκτά αργίλου επηρεάζουν την ικανότητα ανταλλαγής κατιόντων του εδάφους (CEC=cation exchange capacity), την πυκνότητα φορτίου, την τάση διασποράς και την ικανότητα διαστολής της αργίλου, τα οποία με τη σειρά τους επηρεάζουν τον ρυθμό αποσύνθεσης του οργανικού άνθρακα του εδάφους (SOC) και κατ' επέκταση την συσσωμάτωση. Η αλληλεπίδραση αργίλου, οργανικού άνθρακα του εδάφους (SOC) και ανόργανων υλικών επηρεάζεται από παράγοντες, όπως το pH, τα ιόντα ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ) και η ικανότητα ανταλλαγής κατιόντων του εδάφους (CEC), οι οποίοι σχετίζονται με το περιεχόμενο και τον τύπο της αργίλου στο έδαφος (Amézketa, 1999). Η ορυκτολογική

σύνθεση της αργίλου τροποποιείται με την ανάπτυξη του εδάφους (Powers & Schlesinger, 2002). Άργιλοι χαμηλής δραστηριότητας, όπως ο καολινίτης και ο αλλοϋσίτης, απαντώνται συχνά σε εδάφη που ταξινομούνται ως Alfisols, Ultisols και Oxisols, ενώ άργιλοι υψηλής δραστηριότητας με σμηκτίτες συναντώνται συνήθως στα Vertisols.

Οι άργιλοι εμφανίζονται ως κρυσταλλικές, στρωματοποιημένες δομές ή ως μη κρυσταλλικά ορυκτά με άμορφη δομή. Σε ορισμένα εδάφη, η μη κρυσταλλική άργιλος αποτελεί σημαντικός παράγοντας συσσωμάτωσης, όπως στα ηφαιστειογενή εδάφη, όπου ο οργανικός άνθρακας (SOC) και η συσσωμάτωση συνδέονται με τα αλλοφανή ορυκτά (Powers & Schlesinger, 2002). Τα μη κρυσταλλικά ορυκτά αργίλου, όπως είναι τα αλλοφανή ορυκτά και ο ιμογολίτης, έχουν ιδιαίτερα μεταβλητές και εξαρτώμενες από το pH ιδιότητες φορτίου, που γενικά αυξάνουν τη συσσωμάτωση (Powers & Schlesinger, 2002). Οι μη διαστελλόμενοι, κρυσταλλικοί άργιλοι, όπως ο καολινίτης (1:1), έχουν χαμηλή ικανότητα ανταλλαγής κατιόντων (CEC) και μικρό εμβαδόν επιφάνειας, που τείνουν να μειώνουν τη σταθερότητα των συσσωματωμάτων. Ο καολινίτης χαρακτηρίζεται από υψηλή ικανότητα κροκίδωσης, λόγω των ηλεκτροστατικών φορτίων μεταξύ των φυλλαδίων και του οργανικού άνθρακα (SOC). Συγκριτικά, η συσσωμάτωση είναι γενικά υψηλή σε αργίλους υψηλής δραστηριότητας, όπως οι σμηκτίτες και άλλες άργιλοι 2:1, που σχετίζονται με υψηλή ικανότητα ανταλλαγής κατιόντων του εδάφους (CEC), μεγάλη επιφάνεια και υψηλό οργανικό άνθρακα (SOC) (Amézketa, 1999). Η ικανότητα διαστολής των σμηκτιτών μπορεί να διαταράξει τα συσσωματώματα, κατά τη διάρκεια των κύκλων διαβροχής-ξήρανσης, αν και η επίδραση αυτή εξαρτάται επίσης από το περιεχόμενο αργίλου και τον αριθμό των κύκλων συρρίκνωσης-διόγκωσης (Singer *et al.*, 1992).

Η τάση διασποράς των συσσωμάτων του εδάφους επηρεάζεται από τη φύση του SOC και τον τύπο της αργίλου. Τα κατιόντα, ιδιαίτερα τα  $\text{Ca}^{2+}$  και  $\text{Na}^+$ , οι ηλεκτρολύτες και το pH (Haynes & Naidu, 1998) μπορούν να επηρεάσουν τη διασπορά της αργίλου. Σε υψηλές συγκεντρώσεις, το αμμώνιο ( $\text{NH}_4^+$ ) μπορεί να οδηγήσει σε διασπορά της αργίλου (Haynes & Naidu, 1998). Αντίθετα, η προσθήκη γύψου στο έδαφος μειώνει τη διασπορά της αργίλου, μέσω αλλαγών στη συγκέντρωση και τη σύνθεση του ηλεκτρολύτη. Η ικανότητα ανταλλαγής κατιόντων του εδάφους (CEC), η επιφάνεια των ορυκτών αργίλου, ο οργανικός άνθρακας του εδάφους SOC και άλλες ιδιότητες του εδάφους αλληλεπιδρούν για να σχηματίσουν αλληλεπιδράσεις εντός των σωματιδίων, που επηρεάζουν τη διασπορά (Nelson *et al.*, 1999). Οι λιγότερο δραστικές άργιλοι, όπως ο καολινίτης, έχουν μικρότερη τάση διασποράς.



## Τα κατιόντα

Τα δισθενή κατιόντα ασβεστίου ( $\text{Ca}^{2+}$ ) και μαγνησίου ( $\text{Mg}^{2+}$ ) βελτιώνουν τη δομή του εδάφους μέσω κατιονικής γεφύρωσης με σωματίδια αργίλου και SOC. Σε άνυδρες και ημιάνυδρες συνθήκες, τα ανθρακικά  $\text{Ca}^{2+}$  και  $\text{Mg}^{2+}$  καθιζάνουν για να σχηματίσουν ανθρακικές επικαλύψεις και συνενώνουν τα σωματίδια του εδάφους. Γενικά, το  $\text{Ca}^{2+}$  είναι πιο αποτελεσματικό από το  $\text{Mg}^{2+}$  στη βελτίωση της δομής του εδάφους (Zhang & Norton, 2002). Μεταξύ των δισθενών κατιόντων, τα  $\text{Ca}^{2+}$  μπορούν να αναστείλουν τη διασπορά της αργίλου και την επακόλουθη διάσπαση των συσσωματωμάτων αντικαθιστώντας τα  $\text{Na}^+$  και  $\text{Mg}^{2+}$  στην άργιλο και στα συσσωματώματα, βελτιώνοντας κατ' αυτόν τον τρόπο τη σταθερότητα των συσσωματωμάτων (Armstrong & Tanton, 1992). Σε σύγκριση με τα ιόντα  $\text{Ca}^{2+}$ , τα  $\text{Mg}^{2+}$  μπορεί να έχουν αρνητική επίδραση στη σταθερότητα των συσσωματωμάτων του εδάφους αυξάνοντας τη διασπορά της αργίλου (Zhang & Norton, 2002). Αυτή η επίδραση, όμως, πολλές φορές εξαρτάται από τον τύπο της αργίλου και την συγκέντρωση των ηλεκτρολυτών στο έδαφος (Zhang & Norton, 2002). Επιπλέον, τα  $\text{Mg}^{2+}$  μπορεί να οδηγήσουν σε υψηλή διόγκωση μέσω της διαστολής των αργίλων, με αποτέλεσμα τη διάσπαση των συσσωματωμάτων. Η χρήση βελτιωτικών εδάφους που περιέχουν  $\text{Ca}^{2+}$  και  $\text{Mg}^{2+}$ , όπως ο ασβέστης και ο γύψος, μπορεί να επηρεάσει σε μεγάλο βαθμό τη συσσωμάτωση. Η αυξημένη σταθερότητα των συσσωματωμάτων στα ασβεστοποιημένα εδάφη υποδηλώνει το σχηματισμό ισχυρών δεσμών που περιλαμβάνουν γέφυρες  $\text{Ca}^{2+}$ .

Τα πολυσθενή κατιόντα αργιλίου ( $\text{Al}^{3+}$ ) και σιδήρου ( $\text{Fe}^{3+}$ ) βελτιώνουν τη δομή του εδάφους μέσω της κατιονικής γεφύρωσης και του σχηματισμού οργανο-μεταλλικών ενώσεων και γελών (gels) (Amézketa, 1999). Η διαλυτότητα και η κινητικότητα αυτών των κατιόντων εξαρτάται από το pH, με χαμηλό pH να συνεπάγεται υψηλή διαλυτότητα. Τα συσσωματώματα που περιέχουν  $\text{Al}^{3+}$  και  $\text{Fe}^{3+}$  και οι άργιλοι υψηλής ικανότητας ανταλλαγής κατιόντων, (CEC) τείνουν να αυξάνουν την ενσωμάτωση του οργανικού άνθρακα (SOC) (Barral *et al.*, 1998). Η αλληλεπίδραση των  $\text{Al}^{3+}$  και  $\text{Fe}^{3+}$  με τον καολινίτη μπορεί να προάγει συνεργατικά τη συσσωμάτωση με περιορισμένο αντίκτυπο στον οργανικό άνθρακα SOC, ενώ τα οξείδια και τα υδροξείδια του  $\text{Al}^{3+}$  αλληλεπιδρούν συνεργατικά με τον SOC και την διασπειρόμενη άργιλο για τη βελτίωση της σταθερότητας των συσσωματωμάτων. Τόσο τα  $\text{Al}^{3+}$  όσο και τα  $\text{Fe}^{3+}$  ελέγχουν τη συσσωμάτωση σε όξινα εδάφη με χαμηλή περιεκτικότητα σε άργιλο και SOC, όπως τα Oxisols. Τα άμορφα οξείδια σιδήρου ( $\text{Fe}^{3+}$ ) και το οργανικό υλικό SOM σχηματίζουν λεπτά σταθερά σωματίδια σε εδάφη με υψηλή περιεκτικότητα σε οργανικό άνθρακα SOC. Τα χονδρόκοκκα σωματίδια σχηματίζονται από οξείδια  $\text{Fe}^{3+}$ , τα οποία αυξάνουν την αντοχή σε εφελκυσμό των συσσωματωμάτων στα Oxisols και βελτιώνουν τη σταθερότητα των αδρανών σε άλλους τύπους εδάφους (Barral *et al.*, 1998).

Οι επιπτώσεις του φωσφόρου (P) στη συσσωμάτωση του εδάφους μπορεί να είναι έμμεσες, καθώς η διαθεσιμότητα του P επηρεάζει την ανάπτυξη των βλαστών και των ριζών και αυξάνει την παραγωγή φυτών. Η διαθεσιμότητα του P επηρεάζει επίσης τον αποικισμό των δενδροειδών μυκορριζικών μυκήτων (AMF), οι οποίοι επηρεάζουν τη μορφολογία των ριζών και τη συσσωμάτωση. Η εφαρμογή του P ή του και φωσφορικού οξέος ως λίπασμα μπορεί να οδηγήσει στον σχηματισμό φωσφορικών  $Al^{3+}$  ή  $Ca^{2+}$ , τα οποία δρουν ως συνδετικοί παράγοντες συσσωμάτωσης (Haynes & Naidu, 1998).

Το νάτριο ( $Na^+$ ) είναι ένας παράγοντας υψηλής διασποράς που μπορεί να οδηγήσει στην καταστροφή των συσσωματωμάτων. Είναι πιθανόν επίσης να προκαλέσει έμμεσες επιδράσεις μέσω της μειωμένης παραγωγικότητας των φυτών. Το ανταλλάξιμο  $Na^+$  στο εδαφικό διάλυμα και στις θέσεις ανταλλαγής κατιόντων συμβάλλει στην απώθηση και στη διασπορά των σωματιδίων αργίλου. Η αυξημένη διασπορά από το  $Na^+$  μπορεί να διασπάσει τα συσσωματώματα, καθιστώντας το οργανικό υλικό (SOM) πιο διαθέσιμο για αποσύνθεση. Οι πρακτικές διαχείρισης του εδάφους που αντικαθιστούν στις θέσεις ανταλλαγής κατιόντων τα κατιόντα  $Na^+$  με κατιόντα  $Ca^{2+}$  μετριάζουν τις δυσμενείς επιπτώσεις του  $Na^+$ . Για παράδειγμα, ο γύψος χρησιμοποιείται ως βελτιωτικό του εδάφους για να μειώσει τη διασπορά, το pH και το ποσοστό ανταλλάξιμου νατρίου (ESP) και να αυξήσει τον μικροβιακό C ( $C_{mic}$ ). Επίσης, η αύξηση της μερικής πίεσης του  $CO_2$  στη ριζόσφαιρα αυξάνει τη διαλυτότητα του ανθρακικού ασβεστίου και με αυτόν τον τρόπο, εξουδετερώνονται οι δυσμενείς επιπτώσεις της υψηλής συγκέντρωσης  $Na^+$  (Armstrong & Tanton, 1992).

### ***Τα οξείδια σιδήρου (Fe) και του αργιλίου (Al)***

Μεταξύ των παραγόντων που επιτρέπουν το σχηματισμό και τη σταθεροποίηση των συσσωματωμάτων, τα οξείδια του σιδήρου και του αλουμινίου αποτελούν επίσης έναν πολύ σημαντικό παράγοντα. Αυτές οι δύο ενώσεις, όταν υπάρχουν με χαμηλή κρυσταλλικότητα, θεωρούνται σημαντικοί σταθεροποιητές των συσσωματωμάτων στα εδάφη, λόγω της υψηλής ειδικής επιφάνειάς τους, η οποία παρέχει το σχηματισμό σταθερών οργανομεταλλικών συμπλεγμάτων με υψηλή περιεκτικότητα σε οργανικό άνθρακα (OC) (Hanke & Dick, 2017).

Αν και στην περίπτωση εδαφών που έχουν υποστεί μικρή αποσάθρωση ο κύριος σταθεροποιητικός παράγοντας των συσσωματωμάτων είναι η οργανική ύλη, σε εδάφη που έχουν υποστεί έντονη αποσάθρωση, για παράδειγμα, τα Oxisols, μεταξύ των κύριων σταθεροποιητικών παραγόντων των συσσωματωμάτων είναι τα οξείδια του σιδήρου του

αργιλίου (Ferreira *et al.*, 2007). Τα εδάφη που παρουσιάζουν ορυκτολογία με επικράτηση ορυκτών που ταξινομούνται ως 1:1, οξειδίων του σιδήρου και αλουμινίου υψηλής κρυσταλλικότητας, επιτρέπουν τη συμπλοκοποίηση και την προσρόφηση ηλεκτραρνητικών ομάδων οργανικής ύλης με θετικά φορτισμένα οξείδια. Από την άλλη, σε εδάφη που θεωρούνται τύπου 2:1, ο σχηματισμός κατιονικών γεφυρών επιτρέπει μεγαλύτερη αλληλεπίδραση μεταξύ οργανικής ύλης και ορυκτών (Hanke & Dick, 2017).

Στις κατηγορίες των μεγαλύτερων συσσωματωμάτων, η περιεκτικότητα σε οργανικό άνθρακα είναι ο κύριος σταθεροποιητικός παράγοντας, ενώ στις κατηγορίες συσσωματωμάτων μικρότερων από 2 mm τα οξείδια του σιδήρου αποκτούν αυτόν τον ρόλο (Ferreira *et al.*, 2007).

### **Το οργανικό υλικό (SOC) και ο ανόργανος άνθρακας (SIC)**

Η προέλευση του άνθρακα (C), οργανική (SOC) είτε ανόργανη (SIC), επηρεάζει τη σύνθεση και τη συγκέντρωσή του στο έδαφος, το οποίο με τη σειρά του επηρεάζει την αποτελεσματικότητά του στη συσσωμάτωση μέσω αλληλεπιδράσεων με κατιόντα και σωματίδια του εδάφους (Bronick & Lal, 2005).

Η επίδραση των ανθρακικών στη δομή ελέγχεται από τον SOC. Αύξηση του SOC συνεπάγεται αυξημένη διάλυση και επανακατακρήμνηση των ανθρακικών στο έδαφος. Ο SOC αυξάνει τη μικροβιακή αναπνοή και αποτελεί πηγή  $\text{Ca}^{2+}$  και  $\text{Mg}^{2+}$ . Σε χαμηλή συγκέντρωση SOC, η σταθερότητα των μακρο-συσσωματωμάτων ενισχύεται από τα ανθρακικά (Boix-Fayos *et al.*, 2001). Η υψηλή συγκέντρωση ανθρακικών ενισχύει την προστασία του SOC, πιθανώς λόγω της μειωμένης ανοργανοποίησης του και του αυξημένου  $\text{Ca}^{2+}$ . Η υψηλή συγκέντρωση ανθρακικών στο κλάσμα ιλύος μειώνει τη συσσωμάτωση, υποδηλώνοντας ότι το μέγεθος των σωματιδίων μπορεί επίσης να επηρεάζει τον ρόλο των ανθρακικών στη συσσωμάτωση. Τα ανθρακικά να μεν αυξάνουν την εφελκυστική αντοχή των συσσωματωμάτων, μειώνουν δε τη σταθερότητα των μικρο-συσσωματωμάτων (Boix-Fayos *et al.*, 2001). Επιπλέον, οι οργανισμοί επηρεάζουν τη συσσωμάτωση που προκαλείται από τα ανθρακικά. Ενδεικτικά, η δραστηριότητα των γαιοσκωλήκων μπορεί να αλλάξει τη συγκέντρωση των ανθρακικών και κατά συνέπεια την κατανομή μάζας στα διαφορετικά κλάσματα συσσωματωμάτων, αν και γενικά πρέπει να λαμβάνεται υπόψη και το είδος του οργανισμού.

Το οργανικό υλικό υπό μορφή σωματιδίων (particulate organic matter, POM) έχει σημαντικό ρόλο στην δημιουργία μικρο-συσσωματωμάτων για το σχηματισμό μακρο-

συσσωματωμάτων καθώς οι μικροοργανισμοί αποσυνθέτουν το σωματιδιακό υλικό (POM), παράγουν εξωκυτταρικούς πολυσακχαρίτες που δρουν ως συνδετικοί παράγοντες μεταξύ των ανόργανων σωματιδίων του εδάφους (Jastrow, 1996).

Ο ρόλος των υδατανθράκων στη βελτίωση της δομής του εδάφους ποικίλει, ανάλογα με την πηγή και τη φύση τους καθώς και με τις ιδιότητες των συσσωματωμάτων και τους περιβαλλοντικούς παράγοντες. Οι υδατάνθρακες που προέρχονται από τα φυτά είναι συχνά πιο χονδροειδείς και εμφανίζονται στο κλάσμα της άμμου, ενώ οι υδατάνθρακες που παράγονται από τις μικροβιακές δραστηριότητες είναι λεπτότεροι και εντοπίζονται σε κλάσματα αργίλου και ιλύος (Schulten & Leinweber, 2000). Οι υδατάνθρακες που προέρχονται από μικροοργανισμούς τείνουν να είναι ανθεκτικοί στην αποσύνθεση. Η μειωμένη κατεργασία του εδάφους και η προσθήκη οργανικών υποστρωμάτων συνδέονται με αυξημένη συγκέντρωση υδατανθράκων και βελτιωμένη δομή του εδάφους.

Οι πολυσακχαρίτες, τέλος, ανοργανοποιούνται εύκολα και δρουν ως παροδικοί συνδετικοί παράγοντες που εκκινούν τη συσσωμάτωση, αλλά δεν παρέχουν μακροπρόθεσμη σταθερότητα (Tisdall & Oades, 1982). Προσροφούνται σε ορυκτές επιφάνειες, δρώντας ως «γέφυρες» για να συνενώσουν τα σωματίδια του εδάφους (Martens, 2000). Οι πολυσακχαρίτες μπορούν επίσης να σχηματίσουν μια ουσία που μοιάζει με γέλη και δρα ως «κόλλα» για να συνενώσει τα σωματίδια, με σκοπό τη δημιουργία συσσωματωμάτων (Haynes & Beare, 1997).

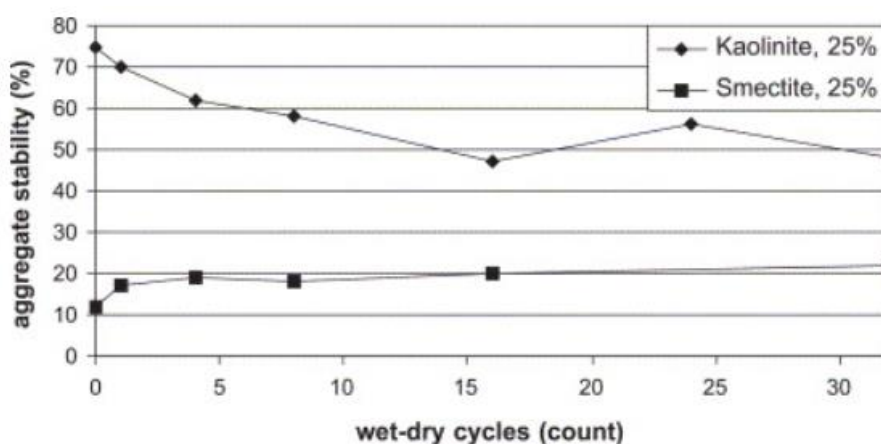
#### **1.4. Εξωγενείς παράγοντες**

##### ***Το κλίμα***

Το κλίμα επηρεάζει την κατανομή μάζας στα διαφορετικά κλάσματα συσσωματωμάτων του εδάφους μέσω μεταβολών της θερμοκρασίας και της υγρασίας, καθώς επίσης και μέσω των κύκλων διαβροχής – ξήρανσης και ψύξης– απόψυξης. Οι παράγοντες αυτοί μπορούν να επαναπροσανατολίσουν τα σωματίδια (Singer *et al.*, 1992), με πιθανό αποτέλεσμα τη βελτιωμένη συσσωμάτωση και την αυξημένη αποθήκευση του οργανικού άνθρακα (SOC) μέσα στα συσσωματώματα. Οι αλλαγές στα επίπεδα θερμοκρασίας και υγρασίας επιφέρουν αλλαγές στη μικροβιακή και βιοτική δραστηριότητα, οι οποίες μεταβάλλουν τους ρυθμούς αποσύνθεσης. Η σχέση μεταξύ θερμοκρασίας και αποσύνθεσης είναι εξαιρετικά μεταβλητή, λόγω της επίδρασης μιας ποικιλίας άλλων παραγόντων. Οι υψηλές θερμοκρασίες έχουν ως αποτέλεσμα υψηλότερη βιολογική δραστηριότητα στο έδαφος, ενώ οι χαμηλότερες θερμοκρασίες οδηγούν σε μεγαλύτερο μόνιμο απόθεμα οργανικού άνθρακα (SOC)

(Franzluebbers *et al.*, 2001). Τα ψυχρά και υγρά εδάφη τείνουν να έχουν περισσότερο μη διαθέσιμο SOC από τα ζεστά και ξηρά εδάφη (Franzluebbers *et al.*, 2001). Σε υγρές περιοχές, η συσσωμάτωση επηρεάζεται από κύκλους ψύξης – απόψυξης (Dalal & Bridge, 1996).

Τα εδάφη των περιοχών που χαρακτηρίζονται από υγρασία υφίστανται συνεχείς αλλαγές στην δομή τους. Υπό συνθήκες βροχής, οι κύκλοι διαβροχής – ξήρανσης σχετίζονται συχνότερα με τους κλιματικούς παράγοντες. Η υγρασία του εδάφους και οι κύκλοι διαβροχής – ξήρανσης έχουν ποικίλες επιδράσεις στη συσσωμάτωση. Από τη μία, τείνουν να διαταράξουν τα συσσωματώματα στις διογκωμένες αργίλους. Καθώς διογκώνονται τα σωματίδια αργίλου διαχωρίζονται από άλλα σωματίδια, μειώνοντας τη σταθερότητα των συσσωματωμάτων (Singer *et al.*, 1992). Από την άλλη, οι κύκλοι διαβροχής – ξήρανσης έχουν πιο θετική επίδραση, στα αρχικά στάδια, σε εδάφη με μη διογκωμένες αργίλους και σε μακρο-συσσωματώματα (**Γραφ. 1.2**). Κατά τη διαβροχή, τα σωματίδια αργίλου τείνουν να διασκορπίζονται και στη συνέχεια, να σχηματίζουν γέφυρες και επικαλύψεις, κατά την ξήρανση (Attou & Bruand, 1998). Το γεγονός αυτό οδηγεί σε στενότερη επαφή μεταξύ σωματιδίων και αυξημένη γεφύρωση αργίλου (Singer *et al.*, 1992). Οι κύκλοι διαβροχής – ξήρανσης επηρεάζουν επίσης την POM που είναι ενσωματωμένη στα συσσωματώματα (Denef *et al.*, 2001), καθώς και το πορώδες (Czarnes *et al.*, 2000). Οι κύκλοι αυτοί είναι σημαντικοί για τα συσσωματώματα σε εδάφη άνυδρων και ημιάνυδρων περιοχών (Dalal & Bridge, 1996).



**Γράφημα 1.2:** Επίδραση κύκλων διαβροχής – ξήρανσης στη σταθερότητα συσσωματωμάτων μεγέθους 0.5 – 1.0 mm με 25% καολινίτη ή συηκίτη (Singer *et al.*, 1992).

Οι άνυδρες συνθήκες μεταβάλουν ποικιλοτρόπως τη συσσωμάτωση. Παράγοντες όπως τα ανθρακικά, οι γαιοσκώληκες και η δημιουργία επιφανειακής κρούστας μπορούν να

αυξήσουν τη σταθερότητα των συσσωματωμάτων στα άνυδρα περιβάλλοντα (Boix-Fayos *et al.*, 2001). Παρότι η δημιουργία επιφανειακής κρούστας μειώνει τη διείσδυση νερού στο έδαφος, μειώνει επίσης την αποκόλληση και τη διάβρωση, το οποίο έχει θετικό αντίκτυπο στη συσσωμάτωση (Amézqueta, 1999). Ορισμένα εδάφη άνυδρων περιοχών χαρακτηρίζονται από υψηλότερα επίπεδα συσσωμάτωσης και σταθερών μικρο-συσσωματωμάτων από εκείνα στις υγρές περιοχές της Μεσογείου (Boix-Fayos *et al.*, 2001). Η μείωση της υγρασίας του εδάφους και η επακόλουθη μειωμένη βλάστηση μπορούν να οδηγήσουν σε μειωμένη δομική ανάπτυξη και συσσωμάτωση και σε αυξημένη διάβρωση. Η μειωμένη σταθερότητα των συσσωματωμάτων μπορεί να οφείλεται σε αυξημένη διάβρωση και απορροή με αποτέλεσμα μικρότερη περιεκτικότητα σε οργανικό άνθρακα του εδάφους (SOC), μικρότερη περιεκτικότητα σε άργιλο και χαμηλότερη ικανότητα ανταλλαγής κατιόντων (CEC) (Boix-Fayos *et al.*, 1998).

### **Ο χρόνος (Γήρανση)**

Ο χρόνος είναι ένας ακόμα παράγοντας που επηρεάζει τη σταθερότητα των συσσωματωμάτων. Αύξηση της σταθερότητας συναρτήσει του χρόνου διαπιστώθηκε σε τεχνητά κατασκευασμένα συσσωματώματα, των οποίων η περιεκτικότητα σε νερό διατηρήθηκε σταθερή (Blake & Gilman, 1970). Επιπλέον, η αύξηση της αντοχής της αργίλου, κατά τη διάρκεια μηνών ή ετών μετά τη συμπίεση, έχει παρατηρηθεί και αναγνωρίζεται ως «θιζοτριπτική σκλήρυνση». Αυτή η σκλήρυνση των αργίλων συμβάλλει, επίσης, στη σταθερότητα των συσσωματωμάτων του εδάφους που παράγονται από την καλλιέργεια (Molope *et al.*, 1985). Οι φυσικές διεργασίες φαίνεται να είναι υπεύθυνες για αυτές τις σταθεροποιήσεις. Ο Mitchell (1960) υπέθεσε τον επαναπροσανατολισμό πλακοειδών σωματιδίων αργίλου από εξωτερικά εφαρμοσμένες διατμητικές δυνάμεις σε μια πιο ομοιόμορφη, παράλληλη διάταξη. Σε αυτή την πιο ταξινομημένη δομή τα αργιλικά σωματίδια μπορούν να γλιστρήσουν το ένα πάνω στο άλλο, και το υδατικό δυναμικό της μήτρας του εδάφους είναι μέγιστο (το λιγότερο αρνητικό). Όταν αφαιρείται η διατμητική δύναμη και το σύστημα επανέρχεται σε ηρεμία, οι θερμικές ταλαντώσεις τείνουν να τυχαioποιούν τον προσανατολισμό των σωματιδίων αργίλου. Η προκύπτουσα διαταραχή προσδίδει ακαμψία στο σύστημα και ταυτόχρονα μειώνεται το υδατικό δυναμικό της μήτρας του εδάφους, καθώς η δομή του νερού τροποποιείται από διαδικασίες ενυδάτωσης και ανακατανομής των ιόντων στα ηλεκτρικά διπλά στρώματα που περιβάλλουν τις επιφάνειες της αργίλου. Έτσι, ο προσανατολισμός των μορίων νερού μαζί με τη συνακόλουθη ισορροπία κατιόντων και η αυθόρμητη μετατόπιση των σωματιδίων αργίλου σε θέσεις

χαμηλότερης δυναμικής ενέργειας ευθύνονται για την αύξηση της σταθερότητας των συσσωματωμάτων κατά τη διάρκεια της γήρανσης.

### **Η τοποθεσία**

Η γεωγραφική περιοχή, το υψόμετρο και η κλίση του εδάφους επηρεάζουν τη βλάστηση και τη διάβρωση. Το υψόμετρο επηρεάζει τον ρυθμό διάβρωσης στα εδάφη, έχοντας έμμεση επίδραση στη δομή του εδάφους και κατ' επέκταση στη σταθερότητα των συσσωματωμάτων. Τα εδάφη της Μεσογείου που απαντώνται στις βόρειες πλαγιές χαρακτηρίζονται από υψηλότερο βαθμό συσσωμάτωσης, συγκριτικά με εκείνα που βρίσκονται στις πλαγιές με νότιο προσανατολισμό, ίσως λόγω των διαφορών στη βλάστηση, που οφείλονται στις διαφορές στο μικροκλίμα (Boix-Fayos *et al.*, 1998). Η αυξημένη σταθερότητα των συσσωματωμάτων και η βλάστηση έχουν με τη σειρά τους, ως αποτέλεσμα, την αυξημένη διείσδυση του νερού στο έδαφος και τη μειωμένη διάβρωση. Τα επικλινή εδάφη είναι πιο ευαίσθητα στη διάβρωση, ιδιαίτερα σε περιοχές με έντονες βροχοπτώσεις. Η διάβρωση τείνει να αφαιρεί κατά προτίμηση σωματίδια χαμηλής πυκνότητας ή μικρού βάρους, συμπεριλαμβανομένης της αργίλου και του SOC, που αποτελούν δύο από τους κύριους συνδετικούς παράγοντες στη συσσωμάτωση (Boix-Fayos *et al.*, 1998).

### **Τα φυτά και οι ρίζες τους**

Η βιοχημική σύνθεση και η ποσότητα των φυτικών υπολειμμάτων που επιστρέφουν στο έδαφος, καθώς και οι χημικές ουσίες που απελευθερώνονται από τα φυτά επιδρούν συνδυαστικά στον ρυθμό και στη σταθερότητα της συσσωμάτωσης. Τα υδατοσταθερά συσσωματώματα (WSA=water stable aggregates) και το μέσο μέγεθος των συσσωματωμάτων συσχετίζονται με τη βιοχημική σύνθεση των φυτικών υπολειμμάτων: φαινόλες, λιγνίνη, πρωτεΐνες, σακχαρίτες και αλκαλικά εκχυλίσμο χουμικό οξύ (Martens, 2000). Τα υπολείμματα καλαμποκιού (*Zea mays*) έχουν υψηλή περιεκτικότητα σε φαινόλες και αυξάνουν τη συσσωμάτωση, σε σύγκριση με άλλες καλλιέργειες, αν και η συνεχόμενη καλλιέργεια καλαμποκιού μειώνει τα μικρο-συσσωματώματα, συγκριτικά με το καλαμπόκι που καλλιεργείται σε αμειψισπορά (Martens, 2000; Raimbault & Vyn, 1991). Από την άλλη, η σταθερότητα των συσσωματωμάτων του εδάφους είναι υψηλή σε συνεχόμενες καλλιέργειες πολυετούς τριφυλλιού (*Medicago sativa*) (Raimbault & Vyn, 1991). Η χαμηλή συσσωμάτωση που παρατηρείται στα εδάφη που χρησιμοποιούνται για την καλλιέργεια

σόγιας αποδίδεται τόσο στη χαμηλή συγκέντρωση φαινολών, όσο και στη μειωμένη επιστροφή υπολειμμάτων στο έδαφος (Martens, 2000).

Οι Tisdall & Oades (1982) θεωρούσαν ότι οι ρίζες των φυτών αποτελούν ένα είδος προσωρινών συνδετικών παραγόντων. Από χημική άποψη, οι ρίζες ενισχύουν τη συσσωμάτωση απελευθερώνοντας μια ποικιλία ενώσεων, οι οποίες έχουν συγκολλητική δράση στα σωματίδια του εδάφους (Bronick & Lal, 2005). Το γλίσχρασμα της ρίζας, όπως λόγου χάριν το πολυγαλακτουρονικό οξύ, μπορεί να σταθεροποιήσει τα συσσωματώματα αυξάνοντας την αντοχή του δεσμού και μειώνοντας τον ρυθμό διαβροχής (Czarnes *et al.*, 2000). Η σταθερότητα των συσσωματωμάτων είναι μεγαλύτερη στο έδαφος της ριζόσφαιρας, λόγω της ριζοεναπόθεσης, της μάζας των ριζών, της πυκνότητας των ριζών, της κατανομής μεγέθους, του μήκους των ριζών και της ανάπτυξης υφών (Haynes & Beare, 1997). Αρκετοί συγγραφείς απέδειξαν ότι η σταθερότητα των μακρο-συσσωματωμάτων βελτιώνεται παρουσία ριζών (Pojasok & Kay, 1990). Η θετική επίδραση των ριζών στη συσσωμάτωση του εδάφους έγκειται: (1) στη ξήρανση του εδάφους τοπικά γύρω από τις ρίζες, με αποτέλεσμα τον επαναπροσανατολισμό των σωματιδίων αργίλου παράλληλα με τον άξονα της ρίζας και τη δημιουργία συσσωματωμάτων, (2) στην παροχή αποσυντιθέμενων οργανικών υπολειμμάτων στο έδαφος, (3) στη φιλοξενία ενός μεγάλου πληθυσμού μικρο- και μακρο-οργανισμών στη ριζόσφαιρα, που συμβάλλουν στο SOC και τη συσσωμάτωση, (4) στην παροχή τροφής για τα ζώα του εδάφους (π.χ. γαιοσκώληκες και μεσοπανίδα) (Tisdall & Oades, 1982; Oades, 1993) και (5) στην απελευθέρωση πολυσθενών κατιόντων, αυξάνοντας, με αυτόν τον τρόπο, τις συγκεντρώσεις ιόντων στο διάλυμα (Pojasok & Kay, 1990). Επιπλέον, οι ρίζες αυξάνουν τους κύκλους διαβροχής – ξήρανσης του παρακείμενου εδάφους, γεγονός που μπορεί να αυξήσει τη σταθερότητα των συσσωματωμάτων, σε ορισμένες περιπτώσεις και να τη μειώσει σε άλλες, ανάλογα με τον τύπο της αργίλου.

Διαφορετικά ριζικά συστήματα επηρεάζουν με διαφορετικό τρόπο τη συσσωμάτωση, ανάλογα με τις ιδιότητες, τα εκκρίματα και τις λειτουργίες της ρίζας. Γενικά, οι εκτεταμένες ινώδεις ρίζες παράγουν υψηλά επίπεδα μακρο-συσσωμάτωσης (Chan & Heenan, 1996). Οι ρίζες των οσπριοειδών φυτών χαρακτηρίζονται από υψηλότερη μικροβιακή βιομάζα, συσσωμάτωση και περισσότερα WSA, σε σχέση με τα μη-οσπριοειδή φυτά, στα οποία η σταθερότητα των συσσωματωμάτων εξαρτάται, κυρίως, από τη μάζα των ριζών (Haynes & Beare, 1997). Επίσης, τα μονοκοτυλήδονα φυτά και το γρασίδι έχουν μεγαλύτερη ικανότητα σταθεροποίησης των συσσωματωμάτων από ότι τα δικοτυλήδονα και τα δημητριακά, λόγω του γεγονότος ότι τα πρώτα περιέχουν πολύ μεγαλύτερη βιομάζα ρίζας (Oades, 1993). Αντίθετα, οι Caron *et al.* (1992) παρατήρησαν μια βραχυπρόθεσμη μείωση στη δομική



σταθερότητα του εδάφους (μείωση των WSA και αύξηση της διασπειρόμενης αργίλου), μετά την καλλιέργεια του *Bromus inermis* L. και απέδωσαν αυτή τη μείωση, εν μέρει, στη φυσική διάσπαση των συσσωματωμάτων, λόγω της διείσδυσης των ριζών. Η έρευνα των Reid & Goss (1981) έδειξε ότι η ανάπτυξη των ριζών του καλαμποκιού και της ντομάτας οδηγεί στη διασπορά των αργιλικών σωματιδίων. Η αυξημένη διασπορά αποδόθηκε σε χημικές ενώσεις και οργανικά οξέα, που εκκρίνουν οι ρίζες και τα οποία αφαίρεσαν τα πολυσθενή κατιόντα από τους δεσμούς μεταξύ της αργίλου και της οργανικής ύλης (Reid *et al.*, 1982). Ωστόσο, με εξαίρεση κάποιες μεμονωμένες περιπτώσεις, η επίδραση των ριζών στη συσσωμάτωση του εδάφους είναι γενικά θετική.

### **Οι μικροοργανισμοί**

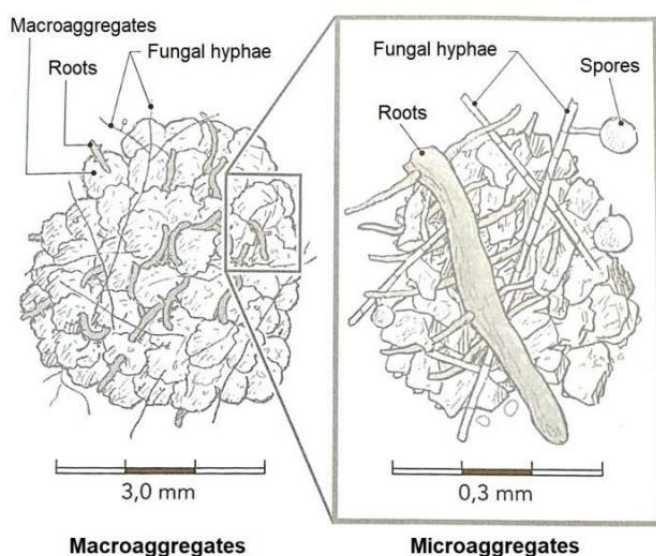
Οι μικροοργανισμοί σχηματίζουν συσσωματώματα και πόρους, ιδιαίτερα μακρο-πόρους, αλλά ένας επίσης βασικός ρόλος τους είναι και η σταθεροποίηση της δομής του εδάφους. Η δομή του εδάφους επηρεάζεται από τους ίδιους τους μικροοργανισμούς, από τις δραστηριότητές τους και από τα παραπροϊόντα τους (Jastrow & Miller, 1991).

Η επίδραση του μεγέθους των συσσωματωμάτων στη μικροβιακή δραστηριότητα εξαρτάται από πολλούς παράγοντες. Σε ορισμένες περιπτώσεις, η μικροβιακή δραστηριότητα εξαρτάται από το μέγεθός τους, ενώ σε άλλες όχι. Στα μικρο-συσσωματώματα τα βακτήρια συνδέονται συχνά με την άργιλο και τους πολυσακχαρίτες, με αποτέλεσμα η μικροβιακή βιομάζα σε αυτά να είναι χαμηλότερη από εκείνη στα μακρο-συσσωματώματα. Η χαμηλότερη αναλογία βακτηρίων/μυκήτων στα μακρο-συσσωματώματα από ότι στα μικρο-συσσωματώματα υποδηλώνει ότι η μυκητιακή δραστηριότητα κυριαρχεί στα πρώτα, ενώ η βακτηριακή δραστηριότητα κυριαρχεί στα δεύτερα (Schutter & Dick, 2002; Tisdall & Oades, 1982). Η αύξηση των μακρο-συσσωματωμάτων συνδέεται με την αύξηση της μυκητιακής δραστηριότητας και τα φρέσκα υπολείμματα (Denef *et al.*, 2001). Η μικροβιακή δραστηριότητα ποικίλλει ανάλογα με το μέγεθος των συσσωματωμάτων, τις εποχές, τις καλλιεργητικές πρακτικές, τη διαχείριση, την ποιότητα και ποσότητα των υπολειμμάτων και τον τύπο του εδάφους (Schutter & Dick, 2002). Η μικροβιακή επίδραση είναι πιο έντονη σε αμμώδη εδάφη, όπου οι μικροοργανισμοί παράγουν άμεσα διαθέσιμη πηγή για την ταχεία σταθεροποίηση των αδρανών (Bronick & Lal, 2005).

Οι μυκητιακές υφές βελτιώνουν τη σταθερότητα των συσσωματωμάτων (**Εικ. 1.3**), μέσω του επαναπροσανατολισμού των σωματιδίων αργίλου, συνδέοντας τα σωματίδια με εξωκυτταρικούς πολυσακχαρίτες. Οι υφές συνδέουν, επίσης, μικρο-συσσωματώματα

μεταξύ τους για να σχηματίσουν μακρο-συσσωματώματα, υποδηλώνοντας ότι η συσσωμάτωση αυξάνεται με την αύξηση της πυκνότητας των υφών (Haynes & Beare, 1997).

Οι αρβώδεις μυκόρριζοι μύκητες, (AMF=Arbuscular mycorrhizal fungi) επηρεάζουν σε σημαντικό βαθμό τη συσσωμάτωση του εδάφους. Η γλομαλίνη είναι μια γλυκοπρωτεΐνη που απελευθερώνεται από τους AMF. Απαντάται στα εδάφη και είναι ένας σημαντικός παράγοντας σταθεροποίησης των συσσωματωμάτων, πιθανώς λόγω της υψηλής του συγκέντρωσης σε ορισμένα εδάφη (Wright & Upadhyaya, 1998). Τα εδάφη με υψηλή περιεκτικότητα σε διογκωμένη άργιλο περιέχουν συνολικά περισσότερη γλομαλίνη από εκείνα που περιέχουν άργιλο χαμηλής δραστηριότητας. Είναι πιθανό η υδρόφοβη φύση του μορίου της γλομαλίνης να προστατεύει άλλους παράγοντες συσσωμάτωσης (Wright & Upadhyaya, 1998). Οι κύκλοι διαβροχής-ξήρανσης μπορεί να αυξήσουν τον πολυμερισμό και την υδροφοβικότητα της γλομαλίνης.



**Εικόνα 1.3:** Οι μυκητιακές υφές και οι ρίζες των φυτών ως παράγοντες σταθεροποίησης των μάκρο- και μικρο-συσσωματωμάτων στο έδαφος (Brandy & Weil, 2011).

### **Η εδαφοπανίδα**

Πολλά έντομα, άλλα αρθρόποδα, γαιοσκώληκες, αλλά και μεγαλύτεροι μακρο-οργανισμοί ζουν στο έδαφος και έχουν σημαντική επίδραση στη δομή του εδάφους. Προσλαμβάνουν και απορροφούν εδαφικό υλικό, μεταφέρουν φυτικό υλικό και σχηματίζουν λαγούμια (Amézketa, 1999). Οι βιογενείς δομές που σχηματίζονται από τους οργανισμούς του

εδάφους, όπως οι σωροί των τερμιτών, συχνά προστατεύονται από την ανοργανοποίηση. Τα αποτελέσματα αυτών των δραστηριοτήτων είναι ποικίλα.

Οι μακρο-οργανισμοί βελτιώνουν τον αερισμό, το πορώδες, τη διείσδυση νερού στο έδαφος, τη σταθερότητα των συσσωματωμάτων, τη σταθεροποίηση του N και του C, τη μείωση των ανθρακικών, τη διαθεσιμότητα των θρεπτικών ουσιών και την κινητικότητα των μετάλλων (Amézqueta, 1999; Winsome & McColl, 1998; Brown *et al.*, 2000). Αυτές οι επιδράσεις μπορούν να υποβαθμίσουν τις ιδιότητες του εδάφους απομακρύνοντας τον διαλυμένο οργανικό άνθρακα (DOC) και διασπώντας τους δεσμούς μεταξύ των σωματιδίων. Η διασπορά συχνά αντισταθμίζεται κατά τη διάρκεια του ανασχηματισμού των συσσωματωμάτων και της απέκκρισης των ενώσεων  $C_R$ . Το χώμα που προσλαμβάνεται από τους οργανισμούς υφίσταται πολλές αλλοιώσεις, συμπεριλαμβανομένης της φυσικής επανευθυγράμμισης των σωματιδίων αργίλου και της διάσπασης των δεσμών εντός των συσσωματωμάτων του εδάφους, ώστε να αλλάξει η μικροβιακή προσβασιμότητα στον SOC. Η δραστηριότητα της εδαφοπανίδας είναι σημαντική για το σχηματισμό οργανικών συμπλεγμάτων και τη συσσωμάτωση.

Οι γαιοσκώληκες αυξάνουν τη συσσωμάτωση του εδάφους μέσω βιολογικών και φυσικοχημικών αλλαγών (Brown *et al.*, 2000). Οι οργανισμοί αυτοί ασκούν σημαντικές άμεσες και έμμεσες επιδράσεις στη δομή του εδάφους και στον SOC (Brown *et al.*, 2000). Η επίδραση των γαιοσκωλήκων στη συσσωμάτωση ποικίλλει ανάλογα με το είδος του γαιοσκώληκα και το είδος του εδάφους (Winsome & McColl, 1998). Με τη σειρά τους, τα είδη και ο πληθυσμός των γαιοσκωλήκων επηρεάζονται από την ποιότητα και την ποσότητα του φυτικού υλικού. Η διαδικασία της πέψης του εδάφους από μερικούς γαιοσκώληκες επιφέρει τη διάσπαση των δεσμών, αποσταθεροποιώντας έτσι τα συσσωματώματα. Ωστόσο, οι βιοχημικές διεργασίες τα σταθεροποιούν πάλι (Bronick & Lal, 2005). Η αναδιοργάνωση των σωματιδίων του εδάφους και η απελευθέρωση ενζύμων από τους γαιοσκώληκες επηρεάζουν την ανοργανοποίηση, τη ροή του νερού και τις μικροβιακές δραστηριότητες. Η δραστηριότητα των γαιοσκωλήκων αυξάνει τα υδατοσταθερά μακρο-συσσωματώματα (Winsome & McColl, 1998).

Η επίδραση των τερμιτών στη δομή του εδάφους και στον SOC ποικίλλει ανάλογα με το είδος των οργανισμών και τον τύπο του εδάφους. Στις περισσότερες περιπτώσεις, η πρόσληψη του SOC και ο μετασχηματισμός του κατά τη διάρκεια της πέψης οδηγεί σε πιο σταθερές μορφές SOC στην τερμιτόσφαιρα (Bronick & Lal, 2005). Η μικρο-συσσωμάτωση που προκαλείται από τερμίτες σχετίζεται με τη σύνθεση του εδάφους και ενισχύεται από τις συγκεντρώσεις γιββσίτη και οξειδίου του σιδήρου στις τροπικές περιοχές, ωστόσο, όχι σε καολινιτικά εδάφη (Schaefer, 2001).

## **1.5 Η δυναμική του εδαφικού οργανικού άνθρακα**

Το οργανικό υλικό SOM θεωρείται ως το πιο περίπλοκο και λιγότερο κατανοητό συστατικό του εδάφους, επειδή αποτελείται από σώματα φυτών, μικροβίων και ζώων σε διάφορα στάδια αποσύνθεσης και ένα μείγμα ετερογενών οργανικών ουσιών που συνδέονται στενά με τα ανόργανα συστατικά. Το οργανικό υλικό SOM αποτελεί έναν σημαντικό δείκτη της ποιότητας του εδάφους και, ως εκ τούτου, η διατήρηση της ποιότητας και της ποσότητας του SOM κρίνεται απαραίτητη για τη διαφύλαξη της μακροπρόθεσμης γονιμότητας του εδάφους. Το οργανικό υλικό, SOM έχει ευεργετικές επιδράσεις στις φυσικές (σταθεροποίηση της δομής του εδάφους), στις χημικές (ρύθμιση του pH του εδάφους) και στις βιολογικές ιδιότητες του εδάφους και ως εκ τούτου επηρεάζει την παραγωγική του ικανότητα. Η διατήρηση και η βελτίωση της ποιότητας και της ποσότητας του οργανικού υλικού SOM αποτελούν τα πιο ουσιαστικά κριτήρια για τη βιώσιμη διαχείριση του εδάφους (Ramesh *et al.*, 2019).

### **1.5.1. Τα κλάσματα του εδαφικού οργανικού άνθρακα**

Η παρουσία του OC στο έδαφος επηρεάζει τις φυσικοχημικές και βιολογικές ιδιότητές του. Αρχικά, ο οργανικός άνθρακας του εδάφους (SOC) επηρεάζει τις παραμέτρους της καλλιέργειας όπως την ποιότητα, τη γονιμότητα και την παραγωγικότητα. Επιπλέον, μέσω της ανοργανοποίησης επηρεάζει τη διαθεσιμότητα των θρεπτικών συστατικών. Τέλος, έχει επίσης αντίκτυπο σε φυσικές παραμέτρους, όπως στη σταθερότητα των συσσωματωμάτων και την αποθήκευση νερού. Ως εκ τούτου, είναι απαραίτητο να διατηρηθούν τα αποθέματα άνθρακα στο έδαφος (Lal, 2014).

#### Ολικός οργανικός άνθρακας (TOC)

Το SOM αποτελείται τόσο από ζωντανά όσο και από νεκρά οργανικά συστατικά του εδάφους (Stevenson, 1994). Περιλαμβάνει έναν άπειρο αριθμό οργανικών ενώσεων που ποικίλλουν από εύκολα ανοργανοποιήσιμα, απλά οργανικά υπολείμματα έως πολύπλοκα, ανθεκτικά προϊόντα και μικροβιακή βιομάζα (Stevenson, 1994). Το κλάσμα άνθρακα που αποθηκεύεται σε αυτή την οργανική ύλη αντιπροσωπεύει τον ολικό οργανικό άνθρακα (TOC) στο έδαφος και για πρακτικούς σκοπούς, θεωρείται ότι το SOM περιέχει 58% άνθρακα. Τα κλάσματα SOM είναι ιδιαίτερα σημαντικά για τη διατήρηση της συνολικής περιβαλλοντικής ποιότητας, καθώς αυτά τα κλάσματα αντιπροσωπεύουν σημαντικό μέρος των παγκόσμιων αποθεμάτων άνθρακα. Οι εκτιμήσεις δείχνουν ότι μια οριακή αύξηση της περιεκτικότητας σε TOC στο έδαφος κατά 0,01% ετησίως θα μπορούσε εύκολα να

αντισταθμίσει τις ετήσιες αυξήσεις του ατμοσφαιρικού CO<sub>2</sub>-C μέσω της δέσμευσης άνθρακα στο έδαφος (Lal, 2014). Αν και το SOM αποτελείται από μια πληθώρα υλικών που ποικίλλει σε μέγεθος και ικανότητα αποσύνθεσης, για λόγους ευκολίας τα πολυμερή άνθρακα που ανήκουν στα υλικά αυτά ομαδοποιούνται σε τρεις βασικές κατηγορίες: σε ενεργές, αργές και παθητικές αποθήκες SOC (Tan *et al.*, 2007).

Οι ενεργές αποθήκες αντιπροσωπεύουν ασταθείς μορφές άνθρακα, εξαιρετικά ευαίσθητες στην αλλοίωση με μέσο χρόνο παραμονής στο έδαφος περίπου 1 – 5 χρόνια. Όντας ευάλωτη στην ταχεία οξείδωση, αυτή η αποθήκη τείνει να αποσυντίθεται ταχέως, εντείνοντας έτσι τις εκροές CO<sub>2</sub> στην ατμόσφαιρα. Ωστόσο, αυτή η αποθήκη άνθρακα διαδραματίζει καθοριστικό ρόλο στην τροφοδοσία του τροφικού πλέγματος του εδάφους και επηρεάζει μια ποικιλία λειτουργιών και διεργασιών του εδάφους από τον κύκλο των θρεπτικών συστατικών έως τη διατήρηση της παραγωγικότητας και της ποιότητάς του. Οι αργές αποθήκες SOC έχουν μέσο χρόνο παραμονής στο έδαφος περίπου 20 – 40 χρόνια ενώ για τις παθητικές αποθήκες SOC, ο χρόνος αυτός εκτιμάται περίπου στα 200 – 1500 χρόνια. Τα σταθεροποιημένα κλάσματα άνθρακα είναι εξαιρετικά ανθεκτικά στη μικροβιακή δραστηριότητα και, ως εκ τούτου, δύσκολα χρησιμεύουν ως αξιόπιστοι δείκτες της ποιότητας του εδάφους (Majumder *et al.*, 2007), αλλά συμβάλλουν παρ' όλα αυτά στη συνολική δέσμευση του άνθρακα.

Ο TOC αναφέρεται ως η ποσότητα άνθρακα που δεσμεύεται σε οργανικές ενώσεις στο έδαφος. Αυτά τα οργανικά υλικά μπορούν να προέρχονται από ενδογενείς και εξωγενείς πηγές. Για παράδειγμα, τα οργανικά υλικά σε αποσύνθεση (π.χ., κυτταρίνη, ημικυτταρίνη, γλυκόζη, κιτρικό οξύ, φουλβικό οξύ, χουμικό οξύ) και τα υποπροϊόντα των μεταβολικών δραστηριοτήτων των μικροβιακών ή των ζωντανών οργανισμών (π.χ. χιτίνη, γλομαλίνη) αναφέρονται συχνά ως οργανικά υλικά που προέρχονται από ενδογενείς διεργασίες. Τα εδαφοβελτιωτικά όπως η κοπριά, τα λιπάσματα (π.χ. ουρία), οι οργανικές βαφές (π.χ. κόκκινη βαφή X-3B) και τα εντομοκτόνα ή τα φυτοφάρμακα (π.χ. DDT) κατατάσσονται ως εξωγενείς οργανικές ενώσεις (Bolan *et al.*, 2011). Έχει αποδειχθεί ότι η μικροβιακή βιομάζα συμβάλλει στο 2% περίπου του TOC (Marschner *et al.*, 2008).

#### Διαλυμένος οργανικός άνθρακας (DOC)

Ο διαλυμένος οργανικός άνθρακας DOC προέρχεται από πολλές πηγές, όπως π.χ. από εκκρίματα φυτών και ριζών, από τον χούμο του εδάφους ή από τη μικροβιακή βιομάζα (Ramesh *et al.*, 2019). Αν και είναι αδύνατο να χρησιμοποιηθεί ένας γενικός χημικός ορισμός για τον DOC, λειτουργικά μπορεί να θεωρηθεί ως μια συνεχή ακολουθία οργανικών μορίων διαφορετικών μεγεθών, συνθέσεων και δομών που διέρχεται από ένα φίλτρο 0,45

μm. Αν και οι διαδικασίες και οι λειτουργίες του διαλυμένου οργανικού άνθρακα (DOC) έχουν μελετηθεί εκτενώς (κυρίως σε δασικά εδάφη), εξακολουθεί να υπάρχει ασάφεια ως προς την προέλευσή του. Εικάζεται ότι προέρχεται είτε από απορρίμματα είτε από το σχετικά σταθερό οργανικό υλικό (SOM) που συνήθως βρίσκεται σε χαμηλότερα μέρη των οργανικών οριζόντων (Ramesh *et al.*, 2019). Μια υπόθεση που προτάθηκε από τον Tipping (1998) υποστηρίζει ότι εντός της αποθήκης SOM υπάρχει ένα «δυνητικό κλάσμα DOC», το οποίο δεν βρίσκεται σε εδαφικό διάλυμα αλλά μπορεί να θεωρηθεί μέρος των στερεών του εδάφους που μπορεί να περάσει στο διάλυμα υπό βέλτιστες εδαφικές συνθήκες. Τα προσφάτως προστιθέμενα οργανικά υπολείμματα, τα εκκρίματα των ριζών και η μικροβιακή βιομάζα ελέγχουν και αναπληρώνουν συνεχώς αυτή τη δυνητική δεξαμενή DOC. Ένα πλήθος διεργασιών, όπως η φυσική κλασμάτωση και η χημική αλλοίωση των προστιθέμενων οργανικών υπολειμμάτων ή η έκπλυση ουσιών από αυτά τα υλικά και ο σχηματισμός διαλυτών χουμικών ουσιών, συμβάλλουν σε αυτή τη δεξαμενή DOC του εδάφους. Αν και αυτές οι διεργασίες ρυθμίζονται σε μεγάλο βαθμό από τα μικρόβια του εδάφους, η πραγματική συγκέντρωση DOC μπορεί να επηρεαστεί από αβιοτικά συστατικά, όπως η διάλυση και η εκρόφηση από δυνητικές αποθήκες DOC. Έτσι, τόσο βιοτικοί όσο και αβιοτικοί παράγοντες μπορεί να εμπλέκονται στην ανάπτυξη και διατήρηση του DOC (τόσο του δυνητικού όσο και του πραγματικού) στο έδαφος. Με βάση το μέγεθος των πόρων του εδάφους, η αποθήκη DOC μπορεί περαιτέρω να χωριστεί σε ένα ευκόλως κινούμενο και σε ένα ακίνητο κλάσμα (Tipping, 1998). Τα κλάσματα DOC που υπάρχουν στους πόρους μακρο και μεσαίου μεγέθους υπόκεινται σε συναγωγική μεταφορά (seepage) και αντιπροσωπεύουν τις κινητές μορφές, ενώ τα συστατικά DOC στους μικροπόρους μπορεί να θεωρηθούν ακίνητα. Τα ακίνητα κλάσματα αλληλεπιδρούν μέσω διάχυσης με το κινητό κλάσμα και, ως εκ τούτου, δημιουργείται μια δυναμική ισορροπία μεταξύ του δυνητικού και του πραγματικού DOC στο εδαφικό σύστημα. Αν και ο DOC διαδραματίζει σημαντικό ρόλο σε μεγάλο αριθμό διεργασιών και λειτουργιών του εδάφους, βάσιμες πληροφορίες σχετικά με το σχηματισμό και τους μετασχηματισμούς του ως απόκριση σε αβιοτικές συνθήκες και χρήσεις γης παραμένουν ακόμη σε μεγάλο βαθμό άγνωστες.

Ουσίες χαμηλού μοριακού βάρους, όπως αμινοξέα, υδατάνθρακες και οργανικά οξέα, και ουσίες υψηλού μοριακού βάρους, όπως οι χουμικές ουσίες, αναφέρονται ως μήτρες του DOC. Επίσης, η μουρεΐνη, η χιτίνη και η γλομαλίνη αναφέρονται ως ουσίες DOC που προκαλούνται ή προέρχονται από μικρόβια (μικροβιακός άνθρακας). Τα χουμικά οξέα έχουν αναφερθεί ότι εμπλέκονται σε πολυάριθμες αντιδράσεις με ένα ευρύ φάσμα ουσιών στο εδαφικό περιβάλλον (Torrecillas *et al.*, 2013). Μια ποικιλία λειτουργικών ομάδων συμπεριλαμβανομένων των αλκοολικών OH, COOH, φαινολικών OH, λακτόνης, κίνονης, υδροξυκίνονης και αιθέρων είναι επίσης παρούσα στις πολύπλοκες δομές των χουμικών

ουσιών (Torrecillas *et al.*, 2013). Αυτές οι λειτουργικές ομάδες έχουν υψηλή δραστηριότητα ή λειτουργικότητα σε εδάφη και υδάτινα περιβάλλοντα. Για παράδειγμα, τα χουμικά οξέα αλληλεπιδρούν με μέταλλα και αυτή η αλληλεπίδραση επηρεάζει το pH του εδάφους, την CEC και τη μεταφορά μετάλλων. Αρκετές ενώσεις DOC είναι γνωστές ως σταθερά και ανθεκτικά κλάσματα άνθρακα λόγω της αντοχής τους στη μικροβιακή αποσύνθεση (Ramesh *et al.*, 2019).

#### Άνθρακας μικροβιακής βιομάζας (MBC)

Ο MBC αντιπροσωπεύει το ζωντανό κλάσμα SOC και έχει μελετηθεί εκτενώς. Ο MBC θεωρείται ως ένα μέτρο εκτίμησης της βιολογικής δραστηριότητας στο έδαφος και είναι ένα σημαντικό μετρήσιμο κλάσμα άνθρακα που περιλαμβάνεται σε πολλά μοντέλα πολλαπλών αποθηκών SOC. Αν και ο άνθρακας στην αποθήκη της μικροβιακής βιομάζας του εδάφους έχει χρησιμοποιηθεί ως δείκτης αστάθειας του άνθρακα κάτω από διαφορετικές πρακτικές διαχείρισης, δεν υπάρχει γενική συμφωνία σχετικά με τη μέθοδο, λόγω της ευαισθησίας του σε αβιοτικό στρες. Για παράδειγμα, η διαχείριση θρεπτικών ουσιών μέσω υπολειμμάτων καλλιέργειας και ορυκτών λιπασμάτων (Verma *et al.*, 2010) σε συστήματα καλλιέργειας ρυζιού μείωσε σημαντικά τον MBC, διότι τα υπολείμματα με υψηλή αναλογία C:N μειώνουν τη διαδικασία ανοργανοποίησης. Η μικροβιακή δραστηριότητα βοηθά έμμεσα στη λειτουργία των οικοσυστημάτων ανακυκλώνοντας ενέργεια και θρεπτικά συστατικά. Επιπλέον, η δυναμική της μικροβιακής βιομάζας είναι ζωτικής σημασίας για την ανάπτυξη των φυτών υπό διαφορετικές συνθήκες οικοσυστήματος (Ramesh *et al.*, 2019).

#### Οργανικός άνθρακας των σωματιδίων του εδάφους (POC)

Ο POC είναι σωματιδιακός οργανικός άνθρακας και είναι ο άνθρακας στο POM. Ο POC είναι άφθονος στα ανώτερα στρώματα του εδάφους σε σύγκριση με τα χαμηλότερα στρώματα που συχνά υφίστανται αλλαγές λόγω των πρακτικών διαχείρισης. Τα μικρόβια προτιμούν διάφορα υποστρώματα εντός του POC, τα οποία επηρεάζουν έμμεσα τη δομή της κοινότητας. Οι Eskelinen *et al.* (2009) παρατήρησαν μια ευρεία κατανομή των *Actinobacteria* (θετικών κατά Gram βακτηρίων) και των μυκήτων στο έδαφος λόγω της υψηλής αναλογίας C/N στον POC. Ωστόσο, η παρουσία οργανικού άνθρακα τυπικά προσελκύει πληθυσμούς αρνητικών κατά Gram βακτηρίων. Ο ασταθής POM εντός των εισροών άνθρακα επηρεάζει επίσης τις μικροβιακές κοινότητες αλλάζοντας τη μεταβολική αφομοίωση των υποστρωμάτων (Ramesh *et al.*, 2019).

### 1.5. Ο κορεσμός των εδαφών σε άνθρακα

Μέχρι πρόσφατα, οι εκτιμήσεις για την ικανότητα του εδάφους να αποθηκεύει C βασίζονταν σε μοντέλα ή παράγοντες που υπέθεταν την ύπαρξη γραμμικής σχέσης μεταξύ των επιπέδων εισροής C και των αποθεμάτων C σε σταθερή κατάσταση, υπονοώντας ότι τα αποθέματα SOC θα μπορούσαν να αυξηθούν χωρίς όριο καθώς αυξάνονται τα επίπεδα εισροής C. Αυτή η γραμμική σχέση μεταξύ των εισροών C σταθερής κατάστασης και των επιπέδων C του εδάφους συνάδει με τη συμπεριφορά που προβλέπεται από τα μοντέλα του εδαφικού C με βάση την κινητική πρώτης τάξης. Ωστόσο, ορισμένα εδάφη παρουσιάζουν μικρή ή καθόλου αύξηση στα αποθέματα SOC με αύξηση των επιπέδων εισροής C, υποδηλώνοντας ότι μπορεί να επέλθει κορεσμός στα εδαφικά συστήματα (Stewart, 2007). Για παράδειγμα, μετά από 31 χρόνια επεξεργασίας των εδαφών με λιπάσματα και αμειψισπορά, οι Campbell *et al.* (1991a) διαπίστωσαν ότι η περιεκτικότητα σε SOC δεν ήταν σημαντικά διαφορετική συναρτήσει του επιπέδου εισροής C ( $1.4 - 2.2 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$ ).

Όρια κορεσμού σε μεμονωμένες αποθήκες SOC έχουν προταθεί από άλλους ερευνητές, λόγω της προστασίας από την ιλύ + άργιλο (Hassink, 1997), τη δομή του εδάφους και τη βιοχημική πολυπλοκότητα των οργανικών ενώσεων. Οι Six *et al.* (2002) πρότειναν ένα όριο κορεσμού C ολόκληρου του εδάφους σε σχέση με τα επίπεδα εισροής C του εδάφους σε σταθερή κατάσταση που αποτελείται από όλες τις παραπάνω αποθήκες C, συμπεριλαμβανομένης μιας μη προστατευμένης αποθήκης C. Ο κορεσμός του εδάφους σε C ορίζεται επομένως ως το μοναδικό όριο ενός εδάφους στη σταθεροποίηση του C ως συνάρτηση των επιπέδων εισροής C (σε σταθερή κατάσταση) με βάση την αθροιστική συμπεριφορά όλων των αποθηκών άνθρακα. Σε 11 αγρο-οικοσυστήματα, οι Six *et al.* (2002) διαπίστωσαν ότι μια ασυμπτωτική καμπύλη ταιριάζει καλύτερα στον περιεχόμενο SOC και στα δεδομένα των επιπέδων εισροής C από ότι μία γραμμική σχέση. Συμπέραναν ότι η μικρότερη αύξηση της περιεκτικότητας σε οργανικό άνθρακα (SOC) με αυξημένο επίπεδο εισροής C οφειλόταν στη μειωμένη ικανότητα ενός εδάφους υψηλού C να αποθηκεύει πρόσθετο C. Το εννοιολογικό τους μοντέλο υποδηλώνει ότι όσο πιο μακριά βρίσκεται ένα έδαφος από την κατάσταση κορεσμού (δηλαδή, όσο μεγαλύτερο είναι το έλλειμμα κορεσμού), τόσο μεγαλύτερη είναι η ικανότητα και η αποτελεσματικότητά του να δεσμεύει τον προστιθέμενο C, ενώ το έδαφος που πλησιάζει την κατάσταση κορεσμού θα συσσωρεύσει μικρότερη ποσότητα SOC με πιο αργό ρυθμό και μικρότερη αποτελεσματικότητα.



### 1.5.3 Μηχανισμοί δέσμευσης και σταθεροποίησης του άνθρακα

Στη βιβλιογραφία απαντώνται διάφοροι μηχανισμοί σταθεροποίησης του άνθρακα. Ορισμένοι έχουν μελετηθεί εκτενώς, όμως δεν έχει διερευνηθεί πλήρως η σχετική σημασία καθενός από αυτούς για δεδομένο τύπο εδάφους και κλίμα. Οι περισσότερες μελέτες εξετάζουν μόνο έναν ή δύο μηχανισμούς κάθε φορά. Επί του παρόντος, οι προτεινόμενοι μηχανισμοί σταθεροποίησης του εδαφικού άνθρακα (C) μπορούν να ομαδοποιηθούν σε φυσικούς, χημικούς και βιολογικούς μηχανισμούς προστασίας ή σε συνδυασμούς τους (Goh, 2004).

#### 1.5.3.1 Μηχανισμοί φυσικής προστασίας

Αυτοί οι μηχανισμοί γίνονται καλύτερα αντιληπτοί μέσα από άλλους μηχανισμούς. Προκύπτουν σε μεγάλο βαθμό από τις αλληλεπιδράσεις του SOC με τα ορυκτά του εδάφους σχηματίζοντας ισχυρούς χημικούς δεσμούς ή αποτρέποντας την πρόσβαση των αποικοδομητικών οργανισμών ή των ενζύμων τους στον εδαφικό C. Περίπου το ήμισυ του συνολικού οργανικού άνθρακα (SOM) σταθεροποιείται στα εδάφη με αυτούς τους μηχανισμούς. Οι αλληλεπιδράσεις του SOM με τα ορυκτά αργίλου τεκμηριώνονται καλά σε αρκετές πρώιμες ανασκοπήσεις (Tisdall & Oades, 1982). Ο Stevenson (1994) πρότεινε δύο μεγάλες ομάδες μηχανισμών που είναι υπεύθυνοι για τη σταθεροποίηση του εδαφικού C από τα αργιλικά ορυκτά. Αυτές είναι: (1) η φυσικοχημική σταθεροποίηση με ρόφηση οργανικής ύλης σε επιφάνειες αργίλου (π.χ. ανταλλαγή κατιόντων και ανιόντων, γεφύρωση πολυσθενών κατιόντων, δεσμοί H) για το σχηματισμό συμπλόκων και (2) η φυσική σταθεροποίηση με τη διείσδυση οργανικής ύλης σε χώρους ενδιάμεσων στρώσεων διογκούμενων ορυκτών αργίλου, ενθυλακώνοντας και θωρακίζοντας κατ' αυτόν τον τρόπο την οργανική ύλη και εμποδίζοντας την πρόσβαση σε αυτή των μικροοργανισμών του εδάφους που μπορούν να την αποσυνθέσουν ή των ενζύμων τους.

Η φυσικοχημική σταθεροποίηση του οργανικού άνθρακα (SOC) από σωματίδια ιλύος και αργίλου είναι καλά τεκμηριωμένη. Έχει αναφερθεί πολλές φορές μια θετική συσχέτιση μεταξύ της περιεκτικότητας σε άργιλο και του συσσωρευμένου οργανικού άνθρακα (SOC) (Goh, 2004). Αυτές οι αλληλεπιδράσεις αργίλου και οργανικό άνθρακα (SOC) επηρεάζονται από τον τύπο της αργίλου, την ειδική επιφάνειά της και τον τύπο του οργανικού άνθρακα. Ο Hassink (1997) διαπίστωσε ότι η προσρόφηση του εδαφικού C σε σωματίδια αργίλου και ιλύος (<20 μm) ήταν ένας καθοριστικός παράγοντας της σταθερότητας του SOC τόσο σε τροπικά όσο και σε εύκρατα εδάφη.

Μία άλλη προτεινόμενη μορφή φυσικής προστασίας του SOC μέσω ενθυλάκωσης είναι αυτή που πραγματοποιείται κατά τον σχηματισμό συσσωματωμάτων. Όπως προαναφέρθηκε, οι Tisdall & Oades (1982) παρουσίασαν ένα μοντέλο δομής του εδάφους στο οποίο τα σωματίδια δεσμεύονται σε μικρο-συσσωματώματα, τα οποία στη συνέχεια σχηματίζουν μακρο-συσσωματώματα. Οι πιο επίμονοι παράγοντες (π.χ. σύμπλοκα αργίλου-πολυσθενούς οργανικής ύλης) δεσμεύουν μικρο-συσσωματώματα, ενώ πιο παροδικοί παράγοντες (π.χ. ρίζες, μυκητιακές υφές, πολυσακχαρίτες) δεσμεύουν μικρο-συσσωματώματα σε μακρο-συσσωματώματα. Τα εκκρίματα των ριζών, τα μικρόβια του εδάφους και η πανίδα προάγουν τη συσσωμάτωση μέσω της απέκκρισης παραγόντων που συνδέουν τα σωματίδια εδάφους μεταξύ τους.

#### **1.5.3.2 Μηχανισμοί χημικής προστασίας**

Αυτοί οι μηχανισμοί αποδίδονται στον μαύρο C από πυρκαγιές, βιολογικά αδρανείς ενώσεις, πολύ αργά αποσυντιθέμενες χουμικές ουσίες (HS) και οργανικές ενώσεις όπως λιπίδια και χιτίνη από τα φυτά, την εδαφοπανίδα και τους μικροοργανισμούς του εδάφους (Derenne & Largeau 2001). Αυτές οι ενώσεις μπορεί να υπάρχουν αρχικά στα φυτικά και ζωικά υπολείμματα που προστίθενται στο έδαφος ή να συντίθενται *in situ*. Διαθέτουν βιοχημική αντίσταση λόγω της εγγενούς δομικής τους σταθερότητας, ιδιαίτερα λόγω των άκαμπτων αλκυλικών δομών. Σε διάφορες μελέτες έχει αναφερθεί ο ρόλος του μαύρου C ως πιθανή πηγή σταθεροποιημένου C σε εδάφη στην Αυστραλία, την Ευρώπη και τη Βραζιλία (Goh, 2004). Σύμφωνα με τους Derenne & Lageau (2001), ο μαύρος C αποτελείται από στρώματα πολυαρωματικών μονάδων με διαφορετικό επίπεδο οργάνωσης. Λόγω της υψηλής αρωματικότητάς του και της εξαιρετικά συμπυκνωμένης δομής, ο μαύρος C θεωρείται εξαιρετικά ανθεκτικός.

Έχει αναφερθεί επίσης, ότι τα υδρόφιλα συστατικά που απελευθερώνονται από τη μικροβιακή αποικοδόμηση των φυτικών ιστών ή σχηματίζονται από τη μικροβιακή σύνθεση δεσμεύονται σταδιακά στις υδρόφοβες περιοχές του χούμου και προστατεύονται από περαιτέρω αποδόμηση. Τα πιο ανθεκτικά χουμικά κλάσματα περιέχουν κυρίως αλειφατικές ή αλκυλικές ενώσεις. Οι Spaccini *et al.* (2002) έδειξαν ότι η υδρόφοβη προστασία ήταν πιο αποτελεσματική σε σωματίδια εδάφους μεγέθους ιλός και αργίλου. Ωστόσο, ο Piccolo (2002) επεσήμανε ότι η υδρόφοβη δέσμευση του C είναι επίσης πιθανή και με μεγαλύτερα σωματίδια εδάφους. Οι Piccolo & Mbagwu (1999) έδειξαν ότι η σταθερότητα των συσσωματωμάτων του εδάφους ενισχύθηκε και διατηρήθηκε με την πάροδο του χρόνου από τα υδρόφοβα και όχι από τα υδρόφιλα συστατικά της οργανικής ύλης. Αυτό σημαίνει

ότι η σταθερότητα των συσσωματωμάτων των εδαφών ή η σταθεροποίηση του C μπορούν να βελτιωθούν με την ενίσχυση της υδροφοβικότητας του φυσικού χούμου ή με την προσθήκη υλικών όπως οργανικά απόβλητα ή λιγνίτη με ιδιαίτερα υδρόφοβα συστατικά. Η υδατοαπωθητικότητα των εδαφών που προκαλείται από υδρόφοβες διεπαφές στα συσσωματώματα και τα σωματίδια του εδάφους έχει επίσης προταθεί ως ένας άλλος μηχανισμός υδρόφοβης προστασίας του SOC (Bachmann & van der Ploeg, 2002).

### **1.5.3.3 Μηχανισμοί βιολογικής προστασίας**

Πολλές μελέτες έχουν επικεντρωθεί στη βιολογική προστασία του άνθρακα και ως εκ τούτου έχουν προταθεί διάφοροι μηχανισμοί βιολογικής σταθεροποίησής του. Οι μηχανισμοί αυτοί περιλαμβάνουν: (1) το κλασικό μοντέλο σχηματισμού και οργάνωσης συσσωματωμάτων κατά το οποίο τα μικρο-συσσωματώματα συνδέονται μεταξύ τους με ρίζες και μυκητιακές υφές και παροδικούς παράγοντες (πολυσακχαρίτες) (Tisdall & Oades 1982), (2) τον ρόλο των υπολειμμάτων των φυτικών ριζών και των αποθέσεών τους (Izaurralde *et al.*, 2001) (3) την παραγωγή του ενζύμου λακκάση από τους μύκητες λευκής σήψης και τις μυκόρριζες (Moreno & Benitez, 2016), (4) την ποικιλότητα μικροβιακής κοινότητας σε μικρο-ενδιαιτήματα (Wang *et al.*, 2020) και το σχηματισμό ανθεκτικών οργανικών ενώσεων από τη μικροχλωρίδα στο έντερο των ανθρωποειδών του εδάφους.

## **1.5. Παράγοντες που επηρεάζουν τη δυναμική του SOC**

Η ποσότητα SOC που περιέχεται στο έδαφος είναι η καθαρή ισορροπία μεταξύ των εισροών και των εκροών άνθρακα από το έδαφος. Το μέγεθος της αποθήκης SOC εξαρτάται από διάφορους παράγοντες που επηρεάζουν την εισροή και την αποσύνθεση του άνθρακα, όπως η θερμοκρασία, η βροχόπτωση και υγρασία, το υψόμετρο, τα χαρακτηριστικά του εδάφους, η μικροβιακή κοινότητα και οι καλλιεργητικές πρακτικές (Ramesh *et al.*, 2019).

### **.5.4.1 Η θερμοκρασία**

Τα αποθέματα SOC στα εδάφη προκύπτουν από την ισορροπία μεταξύ προσθήκης και απομάκρυνσης άνθρακα από το υπέδαφος. Η προσθήκη προκύπτει κυρίως από τη βλάστηση, ενώ η απομάκρυνση οφείλεται κυρίως στην εκροή CO<sub>2</sub> και σε μικρότερο βαθμό στην εκροή μεθανίου (CH<sub>4</sub>) και στην έκπλυση διαλυμένων ενώσεων άνθρακα. Η εκροή CO<sub>2</sub>

από τα εδάφη μπορεί να αποδοθεί σχεδόν εξ ολοκλήρου στην αποσύνθεση του SOM και στην αναπνοή των ριζών. Η υποβοηθούμενη από τα μικρόβια αποσύνθεση αποτελεί την κυρίαρχη οδό απώλειας οργανικού άνθρακα από το έδαφος κατά την οποία το 10 – 15% της εκλυόμενης ενέργειας χρησιμοποιείται από τους μικροοργανισμούς του εδάφους. Η χημική οξείδωση του SOC από αβιοτικούς παράγοντες αναφέρεται ότι ευθύνεται για < 5% της αποσύνθεσης του οργανικού άνθρακα στο έδαφος (Lavelle *et al.*, 1993). Παρόμοια με τις χημικές ή βιοχημικές αντιδράσεις, αυτές οι διεργασίες εξαρτώνται από τη θερμοκρασία.

Οι διάφορες ομάδες οργανικών ενώσεων στον SOC έχουν διαφορετικές εγγενείς κινητικές ιδιότητες. Η απόκριση αυτών των ομάδων στην αλλαγή της θερμοκρασίας είναι κρίσιμη για την πρόβλεψη του βιολογικού κύκλου του άνθρακα. Η βιοχημική αποσύνθεση του SOC εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από τη θερμοκρασία με δύο τρόπους: (1) άμεσες επιδράσεις, όπως τα μοριακά χαρακτηριστικά και οι επιδράσεις της θερμοκρασίας στην κινητική των ενζύμων και στον μικροβιακό μεταβολισμό (εγγενής εξάρτηση από τη θερμοκρασία) και (2) έμμεσες επιδράσεις, όπως ο έλεγχος θερμοκρασίας στη διαλυτότητα και τη διάχυση του υποστρώματος άνθρακα (εξωτερική εξάρτηση από τη θερμοκρασία). Σε αντίθεση με τις εγγενείς επιδράσεις, οι οποίες είναι τις περισσότερες φορές προβλέψιμες, η εξωτερική εξάρτηση της αποσύνθεσης του άνθρακα από τη θερμοκρασία εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από το είδος του εδάφους και το κλίμα. Οι εδαφικοί και κλιματικοί περιορισμοί που μπορούν να επηρεάσουν τη θερμική ευαισθησία της αποσύνθεσης του SOC περιλαμβάνουν τόσο φυσικούς όσο και χημικούς μηχανισμούς προστασίας, ως εξής (Ramesh *et al.*, 2019):

- **Φυσική προστασία**

Ο SOC εντός των συσσωματωμάτων του εδάφους εκτίθεται ελάχιστα σε μικροβιακή δραστηριότητα και βρίσκεται σε ένα περιβάλλον στερημένο από οξυγόνο. Ομοίως, οι οργανικές ενώσεις λόγω της εγγενούς χαμηλής υδατοδιαλυτότητας ή υδροφοβικότητας τους μπορούν να προστατευθούν από υδατοδιαλυτά ένζυμα.

- **Χημική προστασία**

Οι αλληλεπιδράσεις ορυκτών – οργανικής ύλης (σύμπλοκα εσωτερικών ή εξωτερικών σφαιρών) βοηθούν στη χημική προστασία αυτών των συμπλόκων από τις δυνάμεις αποσύνθεσης.

Η θερμοκρασία, ένας καθοριστικός παράγοντας της αποσύνθεσης του οργανικού άνθρακα, μοντελοποιείται γενικά από την εξίσωση Arrhenius ή τα μαθηματικά παράγωγά της. Αυτά

τα μοντέλα προβλέπουν μια εκθετική αύξηση του ρυθμού αποσύνθεσης με τη θερμοκρασία, ενώ στην πραγματικότητα υπάρχει πάντα μια βέλτιστη θερμοκρασία για όλες τις χημικές και βιοχημικές διεργασίες. Στα βιολογικά συστήματα, η μείωση του ρυθμού δραστηριότητας πάνω από τη βέλτιστη θερμοκρασία συνήθως αποδίδεται στη μετουσίωση των ενζύμων σε συνδυασμό με σύνθετες θερμοκρασιακές αποκρίσεις του κυττάρου. Σχετικές μελέτες έχουν δείξει ότι η μείωση του μικροβιακού πληθυσμού και των ενζυμικών δραστηριοτήτων με την θέρμανση θα μπορούσε να οδηγήσει σε μειωμένες εκπομπές άνθρακα (Sihi *et al.*, 2016).

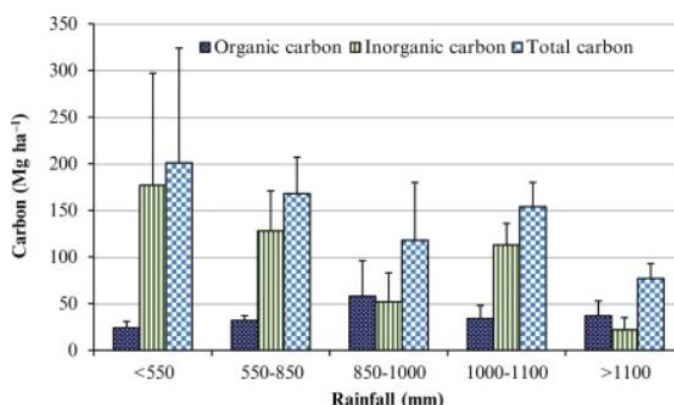
#### **1.5.4.2 Η βροχόπτωση και υγρασία**

Οι βροχοπτώσεις μπορούν με διάφορους τρόπους να επηρεάσουν τη δυναμική του SOC στα εδάφη. Άμεσα, αλλάζουν το περιβάλλον ανάπτυξης των έμβιων οργανισμών και, ως εκ τούτου, καθορίζουν την ποσότητα παραγωγής βιομάζας πάνω και κάτω από το έδαφος. Η αυξημένη παραγωγή βιομάζας έχει θετικό αντίκτυπο στην αποθήκευση του SOC μέσω της προστασίας, μέσω των ριζών, του οργανικού άνθρακα στο έδαφος. Έμμεσα, επηρεάζουν τις βιολογικές διεργασίες που είναι υπεύθυνες για την αλλαγή του pH του εδάφους, το δυναμικό οξειδοαναγωγής, τη διαθεσιμότητα θρεπτικών ουσιών και την ορυκτολογία (Ramesh *et al.*, 2019). Η όξινη βροχόπτωση προκαλεί μείωση του pH του εδάφους, η οποία επηρεάζει τις βιολογικές διεργασίες του εδάφους και τη διαθεσιμότητα θρεπτικών ουσιών και επομένως, τη δέσμευση του άνθρακα. Το κύριο προϊόν της αποσύνθεσης του SOC είναι το CO<sub>2</sub> και η απελευθέρωσή του στη ατμόσφαιρα πραγματοποιείται μέσω της αναπνοής των ριζών και της μικροβιακής αποσύνθεσης. Και οι δύο αυτές διαδικασίες συνδέονται σε μεγάλο βαθμό με τα επίπεδα νερού στο έδαφος. Το επίπεδο υγρασίας του εδάφους μειώνεται όταν η συχνότητα βροχοπτώσεων είναι μικρή και, με λιγότερο νερό στο έδαφος, η διαθεσιμότητα υποστρώματος για τους μικροοργανισμούς μπορεί να αυξηθεί, επιτρέποντάς τους να απελευθερώσουν CO<sub>2</sub> μέσω της μικροβιακής αποσύνθεσης του SOC. Η υγρασία του εδάφους ελέγχει έμμεσα τη διαδικασία αποσύνθεσης του άνθρακα, καθώς παρέχει το μέσο διάχυσης για τα αποικοδομητικά ένζυμα. Η υπερβολική υγρασία του εδάφους επιβραδύνει τον ρυθμό διάχυσης οξυγόνου στις θέσεις αντίδρασης και προάγει την αναερόβια αποσύνθεση, η οποία συνήθως συνδέεται με σχετικά βραδύτερες οδούς ενζυματικής αποικοδόμησης (Ramesh *et al.*, 2019).

Ο ρόλος της υγρασίας του εδάφους στην αποθήκευση SOC δεν έχει μελετηθεί επαρκώς, παρόλο που επηρεάζει σημαντικά τη ρύθμιση της εκροής CO<sub>2</sub> του εδάφους. Οι Bond-Lamberty & Thomson (2010) αναφέρουν ότι υπάρχει μία ισχυρή σύνδεση μεταξύ του ρυθμού αναπνοής του εδάφους και της ετήσιας βροχόπτωσης. Αρκετές μελέτες που καλύπτουν διαφορετικούς τύπους εδαφών δείχνουν ότι τα εδάφη με 60% ικανότητα

συγκράτησης νερού ευνοούν τη μέγιστη μικροβιακή δραστηριότητα για την αποσύνθεση SOC.

Οι Srinivasarao *et al.* (2009) μελέτησαν την επίδραση της βροχόπτωσης στα κλάσματα άνθρακα του εδάφους υπό διαφορετικές καλλιεργητικές παραγωγές. Εκτίμησαν τα αποθέματα SOC, SIC και ολικού άνθρακα (TC) σε περιοχές με μέσο ετήσιο ύψος βροχόπτωσης από < 550 έως > 1100 mm. Παρατήρησαν ότι ο SIC μειώνεται με μια αύξηση στη μέση ετήσια βροχόπτωση λόγω της διάλυσης και της έκπλυσης του ανθρακικού ασβεστίου του εδάφους (**Γραφ. 1.3**). Οι Han *et al.* (2017) παρατήρησαν ότι οι μικροβιακές κοινότητες του εδάφους επηρεάζονται έντονα από τις βροχοπτώσεις και ότι οι επιπτώσεις ήταν πιο αισθητές στα επιφανειακά εδάφη από ότι στα υπόγεια εδάφη.

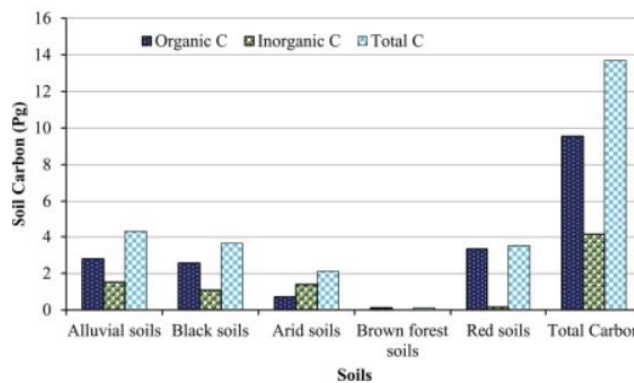


**Γράφημα 1.3:** Απόθεμα άνθρακα σε περιοχές με διαφορετικό μέσο ετήσιο ύψος βροχόπτωσης (Srinivasarao *et al.*, 2009).

#### 1.5.4.3 Ο τύπος του εδάφους

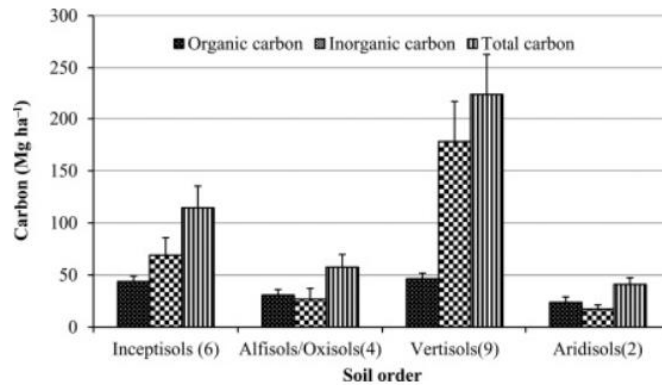
Ο τύπος του εδάφους είναι ένας άλλος παράγοντας που ρυθμίζει τα χαρακτηριστικά του οργανικού άνθρακα. Τα μαύρα και δασικά εδάφη είναι πλούσια σε άργιλο (34.5%) και η διαθεσιμότητα άνθρακα είναι υψηλή. Η περιεκτικότητα σε SOC ποικίλλει ανάλογα με τον τύπο του εδάφους και βάσει της περιεκτικότητας του εδάφους σε θρεπτικά στοιχεία και βάσει άλλων ιδιοτήτων, όπως η ορυκτολογία και η υφή, που καθορίζουν την παραγωγή βιομάζας. Τα εδάφη με υψηλή περιεκτικότητα σε θρεπτικά συστατικά παράγουν υψηλότερη βιομάζα και, επομένως, δεσμεύουν υψηλή ποσότητα οργανικού άνθρακα. Τα εδάφη με αργιλικά ορυκτά 1:1 (π.χ. καολινίτης), αργιλικά ορυκτά 2:1 (π.χ. μοντμοριλλονίτης) και οξείδια και υδροξείδια Fe και Al ποικίλλουν ανάλογα με την ειδική επιφάνεια και την πυκνότητα φορτίου. Αυτές οι ιδιότητες των ορυκτών αργίλου καθορίζουν τη δύναμη του

δεσμού μεταξύ του SOC και των ορυκτών αργίλου. Αυτή η αλληλεπίδραση μεταξύ του SOC και των ορυκτών του εδάφους αλλάζει ανάλογα με τον τύπο του εδάφους και επηρεάζει το δυναμικό δέσμευσης άνθρακα του εδάφους. Οι Srinivasarao *et al.* (2014) μελέτησαν το δυναμικό δέσμευσης άνθρακα διαφορετικών εδαφών στην τροπική Ινδία. Εκτίμησαν την περιεκτικότητα σε SOC, SIC και TC πέντε βασικών τύπων εδάφους (προσχωσιγενή, μαύρα, ερυθρά, άνυδρα και δασικά εδάφη). Η μέγιστη περιεκτικότητα SOC βρέθηκε στα ερυθρά εδάφη (Alfisols και Ultisols), στα προσχωσιγενή εδάφη (Entisols και Inceptisols) και στα μαύρα εδάφη (Vertisols), ενώ τα προσχωσιγενή εδάφη ακολουθούμενα από τα άνυδρα είχαν τη μέγιστη περιεκτικότητα σε SIC (**Γραφ. 1.4**).



**Γράφημα 1.4:** Αποθέματα οργανικού και ανόργανου άνθρακα στα κυρίαρχα εδάφη της τροπικής Ινδίας (Srinivasarao *et al.*, 2014).

Στα άνυδρα εδάφη, η περιεκτικότητα σε SIC ήταν υψηλότερη σε σύγκριση με την περιεκτικότητα σε SOC, επειδή το μεγαλύτερο μέρος του άνθρακα έχει τη μορφή ανθρακικού ασβεστίου ( $\text{CaCO}_3$ ). Δεδομένου ότι το  $\text{CaCO}_3$  είναι πιο σταθερό, δεν είναι άμεσα διαθέσιμο για τους μικροοργανισμούς του εδάφους ως πηγή άνθρακα. Επιπλέον, λόγω των υψηλών θερμοκρασιών στις άνυδρες περιοχές, η αποσύνθεση του SOC λαμβάνει χώρα με ταχύτερο ρυθμό από την αποσύνθεση σε άλλες κλιματικές περιοχές. Σε μια άλλη μελέτη των Srinivasarao *et al.* (2009), εκτιμήθηκαν τα αποθέματα άνθρακα σε τέσσερις διαφορετικούς τύπους εδάφους. Τα Vertisols έδειξαν τη μέγιστη περιεκτικότητα σε SOC, SIC και TC, ενώ τα Aridisols είχαν τη μικρότερη, σε σύγκριση με τους άλλους τύπους εδάφους (**Γραφ. 1.5**).



**Γράφημα 1.5:** Αποθέματα άνθρακα σε τέσσερις διαφορετικούς τύπους εδάφους (Srinivasarao *et al.*, 2009).

Τα ορυκτά του εδάφους και, ειδικότερα, τα ορυκτά της αργίλου ( $< 2 \mu\text{m}$ ), είναι κρίσιμα για τη δυναμική του SOC, επειδή παρέχουν τις επιφάνειες για την προσρόφηση οργανικών μορίων. Επίσης, επηρεάζουν σημαντικά το σύστημα πόρων και τη μικροδομή του εδάφους και συμμετέχουν ενεργά στο σχηματισμό και τη δυναμική των συσσωματωμάτων, τα οποία προστατεύουν τον SOC από τη βιοαποσύνθεση. Ως εκ τούτου, τα ορυκτά του εδάφους επηρεάζουν τη δυναμική του SOC μέσω επιφανειακών αλληλεπιδράσεων στην κλίμακα μικροδομής του εδάφους. Η δέσμευση του οργανικού άνθρακα στις ορυκτές επιφάνειες είναι ένας από τους κύριους μηχανισμούς σταθεροποίησης. Ωστόσο, στις δημοσιεύσεις αυτές δεν παρέχεται πλήρης ερμηνεία των μηχανισμών ρόφησης ορυκτών και του τρόπου με τον οποίο η ρόφηση αυτή επιτρέπει τη μείωση του ρυθμού αποσύνθεσης. Οι μικροοργανισμοί αποτυγχάνουν να χρησιμοποιήσουν μικρότερα οργανικά μόρια που έχουν προσροφηθεί σε ορυκτές επιφάνειες εκτός εάν εκροφηθούν και μεταφερθούν στο μικροβιακό κύτταρο. Ωστόσο, η συγκράτηση μακρομορίων σε ορυκτές επιφάνειες επιφέρει αλλαγές διαμόρφωσης και η διαδικασία είναι συνήθως μη αναστρέψιμη καθιστώντας τα μακρομόρια μη διαθέσιμα για μικροβιακή αποσύνθεση (Marschner *et al.*, 2008).

#### 1.5.4.4 Το pH του εδάφους

Το pH του εδάφους έχει σημαντικό αντίκτυπο στη δυνατότητα των εδαφών να αποθηκεύουν SOC και μεταβάλλει την αποσύνθεση και τη δυναμική του κυρίως μέσω φυσικών, χημικών ή βιολογικών διεργασιών.

#### 1. Φυσικοχημικές διεργασίες

Το pH του εδάφους μπορεί να επηρεάσει τη διαλυτότητα των χουμικών ουσιών SOC μέσω αντιδράσεων πρωτονίωσης/αποπρωτονίωσης. Η ποσότητα του διαλυμένου οργανικού



άνθρακα (DOC) αυξάνεται ως απόκριση στην αύξηση του pH του εδάφους που προκαλείται από τον ασβέστη, ενώ μειώνεται μετά από εναπόθεση οξέος (Ekström *et al.*, 2011). Κάτω από pH 4, η διαλυτότητα του SOC είναι σχετικά ανεξάρτητη από το pH λόγω υψηλού βαθμού πρωτονίωσης. Η πρωτονίωση λειτουργικών ομάδων μειώνει την ηλεκτροστατική απώθηση μεταξύ των μορίων και προάγει το σχηματισμό διαμοριακών δεσμών υδρογόνου και μεγάλων χουμικών συσσωματωμάτων. Η αυξημένη διαλυτότητα του οργανικού άνθρακα (SOC) σε υψηλότερο pH αποδίδεται στη μειωμένη κατάληψη των θέσεων δέσμευσης από πρωτόνια και, ως εκ τούτου, στην αυξημένη πυκνότητα φορτίου. Η πλήρης διάλυση των χουμικών οξέων επιτυγχάνεται γενικά σε pH 9 ή υψηλότερο. Επιπλέον, η εκρόφηση του SOC από ορυκτά του εδάφους, οξείδια σιδήρου ή υδροξείδια του αργιλίου ενισχύεται από το υψηλό pH λόγω των αυξημένων αρνητικών φορτίων τόσο στον SOC όσο και στα ορυκτά του εδάφους (Ekström *et al.*, 2011).

## **2. Βιολογικές διεργασίες**

Το pH του εδάφους μπορεί να τροποποιήσει την αποσύνθεση του SOC μέσω της επίδρασής του στη δραστηριότητα των μικροβίων του εδάφους. Το pH του εδάφους επηρεάζει τη μικροβιακή ανάπτυξη με το βέλτιστο pH να κυμαίνεται από 6,5 έως 7,5 (Wang *et al.*, 2014). Επίσης, μπορεί να επηρεάσει έμμεσα τη μικροβιακή ανάπτυξη και δραστηριότητα επηρεάζοντας παράγοντες όπως η διαθεσιμότητα του υποστρώματος άνθρακα (Andersson *et al.*, 1994), η διαθεσιμότητα των θρεπτικών ουσιών (Kemmitt *et al.*, 2006) και η διαλυτότητα των κατιόντων των μετάλλων (Flis *et al.*, 1993). Επιπλέον, το pH του εδάφους έχει αντίκτυπο στη μικροβιακή σύνθεση, γεγονός που με τη σειρά του επηρεάζει την αποσύνθεση του SOC. Καθώς το pH του εδάφους γίνεται ουδέτερο, η κυριαρχία της μικροβιακής σύνθεσης μετατοπίζεται από τους μύκητες στα βακτήρια, πιθανώς επειδή οι μύκητες με υφές και παχιά κυτταρικά τοιχώματα είναι πιο ανθεκτικοί σε χαμηλό pH (Pawlett *et al.*, 2009).

### **1.5.4.5 Η δομή του εδάφους**

Η δομή του εδάφους και ο SOC είναι αλληλένδετα. Πιο συγκεκριμένα, ο SOC δρα ως παράγοντας δέσμευσης για το σχηματισμό συσσωματωμάτων στο έδαφος και η σταθερότητα των συσσωματωμάτων αυτών είναι σημαντική για τη διατήρηση της δομής του εδάφους (Bronick & Lal, 2005). Η περιοχή των πόρων που σχετίζεται με τα συσσωματώματα περιέχει συχνά SOC, συμβάλλοντας έτσι στη σταθεροποίηση του άνθρακα. Η οργανική ύλη που σχετίζεται με τα συσσωματώματα αποτελεί μια σημαντική πηγή άνθρακα και αντιπροσωπεύει σχεδόν το ήμισυ του συνολικού SOC σε ορισμένα εδάφη. Μία επαρκώς σταθεροποιημένη εδαφική δομή εμποδίζει την απώλεια SOC που

μπορεί να προκληθεί εξαιτίας της διάβρωσης του εδάφους, αυξάνοντας έτσι τον ρυθμό δέσμευσης SOC στο έδαφος.

#### **1.5.4.6 Το πορώδες του εδάφους**

Το πορώδες του εδάφους αναφέρεται στο κλάσμα του συνολικού όγκου του εδάφους που καταλαμβάνεται από τον χώρο πόρων. Οι πόροι διευκολύνουν τη διαθεσιμότητα και την κίνηση του αέρα ή του νερού μέσα στο εδαφικό περιβάλλον και επηρεάζουν τη βιοποικιλότητα του εδάφους εξασφαλίζοντας χώρο στους μικροοργανισμούς για να επιβιώσουν. Για παράδειγμα, τα πρωτόζωα, τα μικρά νηματώδη και οι μύκητες κατοικούν στο χώρο των πόρων μεταξύ των μικρο-συσσωματωμάτων, ενώ τα βακτήρια δημιουργούν αποικίες μέσα στους πόρους των μικρο-συσσωματωμάτων (Six *et al.*, 2004). Ο SOC που προέρχεται από τους μικροοργανισμούς εντός των πόρων του εδάφους δεσμεύεται και σταθεροποιείται σε συσσωματώματα, επηρεάζοντας έτσι τη δέσμευση του άνθρακα του εδάφους.

#### **1.5.4.7 Η μικροβιακή κοινότητα του εδάφους**

Εκτός από νεκρά φυτικά ή ζωικά υπολείμματα στα εδάφη, τον οργανικό άνθρακα (SOM) αποτελείται, επίσης, από ζωντανούς μικροοργανισμούς. Το χουμικό κλάσμα αντιστέκεται στη μικροβιακή αποσύνθεση εδώ και χιλιάδες χρόνια συμβάλλοντας στη μακρόβια αποθήκευση άνθρακα στα εδάφη. Οι μικροοργανισμοί του εδάφους εμπλέκονται στην αποσύνθεση της οργανικής ύλης του εδάφους και ο ρυθμός αποσύνθεσης εξαρτάται τόσο από τη φύση των μικροοργανισμών, όσο και από τη φύση των πηγών οργανικής ύλης. Η ενίσχυση των δραστηριοτήτων των μυκήτων του εδάφους έχει αναγνωριστεί ως μία από τις πιθανές επιλογές για την αύξηση της δέσμευσης του άνθρακα. Η μελανίνη, η χιτίνη και η γλομαλίνη είναι κάποια παραδείγματα ανθρακικών υπολειμμάτων που προέρχονται από μύκητες και τείνουν να παραμένουν για μεγάλο χρονικό διάστημα στα εδάφη. Οι μικροοργανισμοί του εδάφους εμπλέκονται στην ανοργανοποίηση του SOM, με αποτέλεσμα την απώλεια άνθρακα από τα εδάφη (Zech *et al.*, 1997).

Η αποτελεσματικότητα χρήσης άνθρακα (CUE) χρησιμοποιείται για την κατανόηση του μεταβολισμού των μικροβίων του εδάφους (Strickland & Rousk, 2010). Οι οργανισμοί με χαμηλότερη CUE αναπνέουν υψηλότερη αναλογία μεταβολισμένου άνθρακα ως CO<sub>2</sub>. Ο προσδιορισμός της CUE στα εδάφη είναι αμφιλεγόμενος και ορισμένοι ερευνητές ανέφεραν ότι η βακτηριακή CUE είναι χαμηλότερη από την CUE των μυκήτων, ενώ άλλοι κατέληξαν στο αντίθετο. Το έδαφος φιλοξενεί δισεκατομμύρια βακτήρια και μύκητες, και, επομένως, είναι δύσκολο να διαφοροποιηθεί η CUE από κάθε ομάδα. Ωστόσο, έχει αναφερθεί ότι ένα

μεγαλύτερο ποσοστό άνθρακα αποθηκεύεται σε εδαφικά συστήματα όπου κυριαρχούν οι μύκητες από ότι σε εδαφικά συστήματα όπου κυριαρχούν τα βακτήρια (Strickland & Rousk, 2010). Τα μικρόβια του εδάφους επηρεάζουν έμμεσα το φυσικά προστατευμένο SOM βελτιώνοντας το βαθμό συσσώματωσης του εδάφους, ενισχύοντας έτσι τη σταθεροποίηση του άνθρακα στα εδάφη.

#### **1.5.4.8 Οι καλλιεργητικές πρακτικές**

Η επίδραση της άροσης στη δυναμική του SOC είναι καλά τεκμηριωμένη (Doran & Smith, 1987; Paustian *et al.*, 1997; Lal, 2001). Η συγκέντρωση SOC στα καλλιεργούμενα εδάφη μειώνεται με την πάροδο του χρόνου με συνακόλουθη αύξηση της φαινόμενης πυκνότητας του εδάφους (Cameron *et al.*, 1981). Η επίδραση των συστημάτων άροσης στις ιδιότητες του εδάφους, ιδιαίτερα στη συγκέντρωση SOC, ποικίλλει μεταξύ ανάλογα με τον τύπο του εδάφους, τη θερμοκρασία και την τοποθεσία. Έτσι, η διεθνής βιβλιογραφία υποδεικνύει αντικρουόμενα και αντιφατικά αποτελέσματα. Για παράδειγμα, οι πρακτικές άροσης διαταράσσουν την επιφάνεια του εδάφους, μειώνουν τη συγκέντρωση SOC και καταστρέφουν τα συσσωματώματα (Six *et al.*, 1998). Οι Russel *et al.* (1975) παρατήρησαν ότι η μείωση της άροσης σε καλλιεργούμενα εδάφη οδήγησε σε μείωση του συνολικού χώρου των πόρων και της κατανομής μεγέθους πόρων.

Η αμειψισπορά επηρεάζει την ποιότητα του εδάφους και την ανάπτυξη και την απόδοση των καλλιεργειών με πολλούς τρόπους, συμπεριλαμβανομένων των αλλαγών στη συγκέντρωση SOC, στη δομή και το βαθμό συσσώματωσης του εδάφους και τον κύκλο των θρεπτικών ουσιών. Η αμειψισπορά μπορεί να μειώσει τη διάβρωση του εδάφους, να ενισχύσει το SOM και να δεσμεύσει τον SOC. Έτσι, η επιλογή του συστήματος καλλιέργειας ή της ίδιας της καλλιέργειας έχει σημαντική επίδραση στις εισροές C στο έδαφος. Η αμειψισπορά είναι πιο αποτελεσματική στη διατήρηση του C και του N στο έδαφος από ότι η μονοκαλλιέργεια (Biederbeck *et al.*, 1984). Η δέσμευση του SOC εξαρτάται από την ποσότητα των υπολειμμάτων που επιστρέφουν στο έδαφος μέσω της αμειψισποράς.

Ο κύριος στόχος της χρήσης λιπασμάτων είναι η απόκτηση υψηλής απόδοσης, η αύξηση της παραγωγής βιομάζας και η επιστροφή περισσότερων υπολειμμάτων καλλιεργειών στο έδαφος. Η ποσότητα των υπολειμμάτων που επιστρέφεται σχετίζεται με την ποσότητα του SOC που έχει δεσμευτεί. Η τοποθέτηση των αζωτούχων λιπασμάτων διαδραματίζει επίσης σημαντικό ρόλο. Το επιφανειακό N μπορεί να ακινητοποιηθεί εν μέρει από τον μικροβιακό πληθυσμό που υπάρχει στην επιφάνεια των εδαφών που δεν έχουν υποστεί άροση.

Αντίθετα, η τοποθέτηση του λιπάσματος N κάτω από το επιφανειακό στρώμα αυξάνει τη διαθεσιμότητα N (Campbell *et al.*, 1991b).

Τα οργανικά υποπροϊόντα παρέχουν θρεπτικά συστατικά και άνθρακα στα εδάφη. Η κοπριά, καθώς και η εφαρμογή άλλων οργανικών εδαφοβελτιωτικών αυξάνουν τις εισροές C στο έδαφος και κατά συνέπεια ενισχύουν τη συγκέντρωση SOC. Τα αποτελέσματα από ένα μακροχρόνιο πείραμα που διεξήχθη στο Οχάιο έδειξαν ότι η εφαρμογή λιπάσματος NPK και κοπριάς βοοειδών σε καλλιέργειες καλαμποκιού ήταν η βέλτιστη πρακτική για τη δέσμευση SOC, αλλά χωρίς τη χρήση κοπριάς το SOC μειώθηκε δραματικά (Hao *et al.*, 2002).

### **Αντικείμενα εργασίας**

Τα κύρια αντικείμενα της παρούσας εργασίας ήταν η κατανόηση των παραγόντων που συνεισφέρουν στην αποκατάσταση της δομής του εδάφους την περίοδο που ακολουθεί την αντικατάσταση της συμβατικής κατεργασίας του εδάφους με μη κατεργασία. Ειδικότερα η εργασία αυτή επαναξιολογεί ευρήματα προηγούμενων εργασιών με νέες μεταχειρίσεις καθώς και ένα νέο αγρό (καλλιέργεια ελιάς) ο οποίος την περίοδο δειγματοληψίας έγινε η μετάβαση του σε μη κατεργασία εδάφους.

## **2 Υλικά και Μέθοδοι**

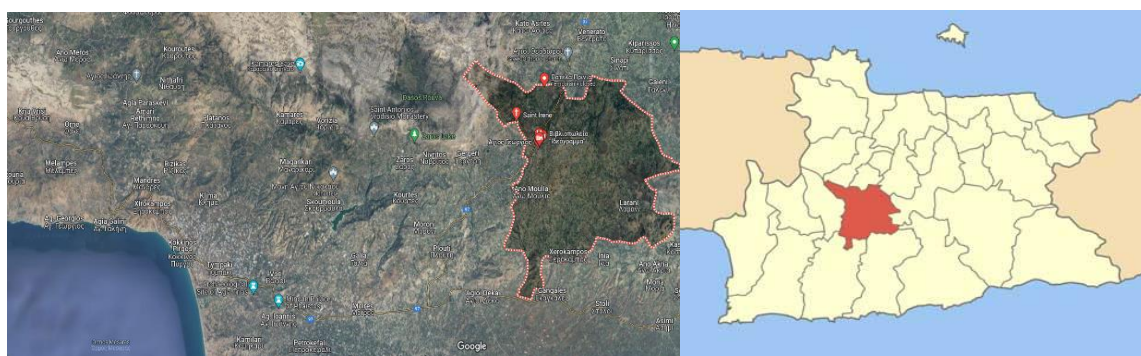
### **2.1 Περιοχή μελέτης**

Η δειγματοληψία των υπό μελέτη εδαφών διεξήχθη στην Κρήτη και συγκεκριμένα στην περιοχή της Αγίας Βαρβάρας του Ν. Ηρακλείου, μία περιοχή όπου μεγάλο μέρος της οικονομία στηρίζεται κυρίως στην γεωργία (ελιά και αμπέλι) και την κτηνοτροφία. Κλιματολογικά προσδιορίζεται από τα χαρακτηριστικά της ευρύτερης μεσογειακής κλιματικής ζώνης, δηλαδή ο κλιματικός χαρακτήρας της θεωρείται εύκρατος. Πιο αναλυτικά, εύκρατο κλίμα μπορεί να χαρακτηριστεί εκείνο όπου έχει χειμερινές περιόδους σχετικά ήπιες και ιδιαίτερα υγρές και αντίθετα εαρινές περιόδους άνυδρες και με υψηλές θερμοκρασίες.

Γεωγραφικά, η περιοχή μελέτης βρίσκεται στις γεωγραφικές συντεταγμένες 35°08'16.7"N 25°00'06.7"E και σε υψόμετρο είναι 580 m. Τον μήνα Απρίλιο και συγκεκριμένα στις 19/04/2021 που λήφθηκαν τα δείγματα του αμπελιού (A1,A2,A3,A4,A5) (**Πίνακας 2.1**) η μέση θερμοκρασία του Ν. Ηρακλείου σύμφωνα με την Ε.Μ.Υ (Εθνική Μετεωρολογική

Υπηρεσία) ανέρχεται στους 17.8°C. Αντίστοιχα τον μήνα Μάιο, συγκεκριμένα 19/05/2021 που πραγματοποιήθηκε η δεύτερη δειγματοληψία των δειγμάτων από τους αγρούς ελιάς (B6,B7,B8) η μέση θερμοκρασία του Ν. Ηρακλείου σύμφωνα με την Ε.Μ.Υ (Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία) ανέρχεται στους 21.9°C ενώ σύμφωνα με τα δεδομένα του μετεωρολογικού σταθμού της Αγίας Βαρβάρας που βρίσκεται σε υψόμετρο 600 m για την χρονιά 2021 ισχύουν τα παρακάτω κλιματολογικά χαρακτηριστικά.

*Εικόνα 2.1: Χάρτης της περιοχής Αγίας Βαρβάρας, Ηρακλείου Κρήτης*



*Πίνακας 2.1: Κλιματολογικά χαρακτηριστικά περιοχής Αγίας Βαρβάρας, Ηρακλείου 2021*

Κλιματολογικά χαρακτηριστικά	Τιμές
Μέση ετήσια θερμοκρασία (°C)	16.2
<b>Μέση θερμοκρασία τον μήνα Απρίλιο (°C)</b>	<b>17.8</b>
<b>Μέση θερμοκρασία τον μήνα Μάιο (°C)</b>	<b>21.9</b>
Συνολικό ύψος ετήσιας βροχόπτωσης (mm)	547.9
Ταχύτητα του ανέμου (km/hr)	7.9

## 2.2 Δειγματοληψία

Συνολικά οι αγροί που διερευνήθηκαν είναι οκτώ και διαφέρουν σημαντικά ως προς τις εφαρμοζόμενες αγρονομικές πρακτικές και την υφή του εδάφους.

Οι πρώτοι πέντε αγροί (Αγρός Α1, Α2, Α3, Α4, Α5) αφορούν μία χρονοσειρά με καλλιέργεια αμπέλου. Συγκεκριμένα, ο πρώτος (1<sup>ος</sup>) χρησιμοποιείται για την καλλιέργεια αμπελιού κάθε χρόνο και δέχεται κατεργασία εδάφους δύο φορές τον χρόνο (τους μήνες Μάρτιο και Μάιο) και λίπανση μια φορά κάθε έτος για 50 περίπου έτη. Ο δεύτερος αγρός (2<sup>ος</sup>) είναι επίσης καλλιέργεια αμπέλου που το έτος δειγματοληψίας έχει μετατραπεί σε καθεστώς μη κατεργασίας εδάφους. Ο τρίτος αγρός (3<sup>ος</sup>) αφορά καλλιέργεια αμπέλου που δεν έχει δεχθεί κατεργασία εδάφους τα τελευταία δέκα έτη. Ο τέταρτος αγρός (4<sup>ος</sup>) έχει μείνει σε καθεστώς μη κατεργασίας τα τελευταία πενήντα (50) έτη ενώ ο 5<sup>ος</sup> αφορά τον ίδιο αγρό μέρος του οποίου δέχθηκε κατεργασία τα δύο τελευταία έτη. Οι υπόλοιποι 3 αγροί (Αγρός Β1, Β2, Β3) αφορούν καλλιέργεια ελιάς και ειδικότερα ο έκτος και έβδομος αγρός (Β1,Β2) αφορούν έδαφος που δεν έχει υποστεί κατεργασία το τελευταίο έτος και ο όγδοος (8<sup>ος</sup>) σε έδαφος που βρίσκεται σε αγρανάπαυση ενώ μέρος αυτής δέχθηκε άροση το έτος δειγματοληψίας.

Έτσι, δεδομένου ότι τα οκτώ εδάφη βρίσκονται κάτω από όμοιες μετεωρολογικές συνθήκες και παρουσιάζουν παρόμοιες φυσικές και χημικές ιδιότητες (όπως κοκκομετρία, pH), γίνεται η υπόθεση ότι τα εδάφη Α1, Α2, Α3, Α4, Α5, αποτελούν μια χρονοσειρά για την χρήση Α με αφετηρία το έδαφος Α1 (χρονική στιγμή 0<sup>ev</sup>), και τα Β1, Β2, Β3 μια άλλη χρονοσειρά χρήσης Β (χρονική στιγμή 0<sup>ev</sup>), από την οποία είναι δυνατόν να εξαχθούν χρήσιμα συμπεράσματα για τη δομή του εδάφους, την συσσωμάτωση, τις καλλιεργητικές πρακτικές, την αποθήκευση του άνθρακα C και τις βιοχημικές ιδιότητες του.

**Πίνακας 2.2:** Χρήσεις γης σε χρονολογική σειρά για τα εξεταζόμενα εδάφη

Δείγμα	Αγρός	Θέση Α- Αμπέλι
A1	1	Κατεργασία εδάφους κάθε έτος για περισσότερα από 50 έτη
A2	2	Καλλιέργεια κάθε έτος για περισσότερα από 50 έτη εκτός από το τελευταίο
A3	3	Αγρανάπαυση τα τελευταία 10 έτη
A4	4	Αγρανάπαυση για περισσότερα από 50 έτη, ακολουθούμενο από κατεργασία τα τελευταία δύο έτη
A5	5	Αγρανάπαυση για περισσότερα από 50 έτη
Δείγμα	Αγρός	Θέση Β- Ελιά

B1	6	Μη κατεργασία εδάφους
B2	7	Συνεχής κατεργασία
B3	8	Μη Κατεργασία εδάφους

Για κάθε επιλεγθέν έδαφος λήφθηκαν 1-2kg δείγματος από διαφορετικά σημεία του αγρού από βάθος 0 – 15 cm. Για τα εδάφη του αμπελιού οι δειγματοληψίες πραγματοποιήθηκαν τον μήνα Απρίλιο, ενώ αντίστοιχα για τα εδάφη ελιάς τον μήνα Μάιο. Το κάθε ένα από τα οκτώ δείγματα αναμειγμένο πλέον μεταφέρθηκαν μέσα σε σακούλες στο εργαστήριο, όπου με την κοσκίνιση του εδάφους σε κόσκινο 8 – 12 mm απομακρύνθηκαν οι πέτρες, η ορατή πανίδα και τα φυτικά υπολείμματα που δεν ήταν ενσωματωμένα στα συσσωματώματα του εδάφους. Οι σάκοι με το χώμα τοποθετήθηκαν σε σκιερό μέρος και ανοιχτοί (σε φρέσκο αέρα περίπου 15 βαθμών Κελσίου).

### 2.3 Πρωτόκολλο πειραματικών μετρήσεων

Η πειραματική ανάλυση έγινε με την μέθοδο της μέτρησης σταθερότητας των συσσωματωμάτων. Η συγκεκριμένη, παρουσιάζει σχετικά απλή δειγματοληψία και ανάλυση εδάφους το οποίο ξηραίνεται στον αέρα και δεν χρειάζεται άλλο ειδικό χειρισμό. Σημαντική λεπτομέρεια για την ολοκληρωμένη εικόνα των εδαφών είναι σωστή δειγματοληψία και η καλή μίξη των δειγμάτων έτσι ώστε να εξεταστεί ένα αντιπροσωπευτικό δείγμα των περιεχομένων που περιλαμβάνει κάθε έδαφος. Για άλλους πιο σύνθετες αναλύσεις, όπως η ανάλυση μικροβιακών κοινοτήτων ή τύπων εδάφους των νηματοδών θα χρειαζόμασταν πιο συγκεκριμένη και προσεκτικό χειρισμό του εδάφους το οποίο θα καθοριζόταν σε άλλα πρωτόκολλα σχετικά με αυτές τις μετρήσεις.

*Εικόνα 2.2: Δείγματα του αγρού A1 και A2 (τρία δείγματα για κάθε αγρό)*



### 2.3.1 Υφή του εδάφους

Η υφή καθορίζεται από τις αναλογίες αργίλου, ιλύος και άμμου. Εκτιμάται στην ύπαιθρο και χρησιμοποιείται για την αναγνώριση των διεργασιών σχηματισμού των εδαφών. Συχνά θεωρείται σκόπιμος και πρακτικός ο διαχωρισμός των εδαφών σε ευρύτερες κατηγορίες: αργιλώδη, πηλώδη, αμμώδη με αντίστοιχες υποδιαιρέσεις.

Τρία κύρια συστατικά υπάρχουν σε ένα κανονικό έδαφος: λάσπη, άργιλος και άμμος. Αυτά τα τρία τερματικά συστατικά ορίζουν την πιο σημαντική πτυχή του εδάφους, που είναι η υφή του. Ένας κρίσιμος δείκτης για τη διαχείριση της βιώσιμης γεωργίας και την αξιολόγηση της ποιότητας του εδάφους είναι η υφή του εδάφους, η οποία περιλαμβάνει άμμο, λάσπη και άργιλο. Η υφή του εδάφους θεωρείται σημαντικός περιβαλλοντικός παράγοντας για την ανάπτυξη της γεωργίας. Σήμερα, ένα ευρύ φάσμα ενδιαφερομένων, όπως οι σχεδιαστές χρήσεων γης, οι διαχειριστές περιβάλλοντος, οι επιστήμονες του εδάφους και οι συμβατικοί χρήστες γεωργίας, θέλουν ακριβή δεδομένα εδάφους σε μεγάλη κλίμακα.

### 2.3.2 Υπολογισμός της υγρασίας

Ο προσδιορισμός της συνολικής υγρασίας επήλθε αφού αρχικά ζυγίστηκαν τα υγρά δείγματα (WS) και τοποθετήθηκαν σε αλουμινένια κάψα γνωστής μάζας (w) σε φούρνο στους 40°C για 1 – 2 ημέρες. Μετά την ξήρανση, τα ξηρά πλέον δείγματα (DS) ζυγίστηκαν και η περιεχόμενη υγρασία επί ξηρού υπολογίστηκε από τη παρακάτω σχέση.

$$\text{Υγρασία (\%)} = \frac{WS-DS}{DS-w} \cdot 100\% \quad (1)$$

WS: υγρά δείγματα, DS: ξηρά δείγματα, w: μάζα

Για την ανάλυση της δομής χρησιμοποιήθηκε η μέθοδο της **υγρής κοσκίνισης** (ΥΚ). Τα δείγματα πριν την ΥΚ πρέπει να έχουν ξηρανθεί στους 40°C για 2 ημέρες, οπότε ο προσδιορισμός της συνολικής υγρασίας πραγματοποιήθηκε ταυτόχρονα με την προετοιμασία των δειγμάτων για την ΥΚ.

### 3.3 Διαχωρισμός εδαφικών συσσωματωμάτων

Ο διαχωρισμός των εδαφικών συσσωματωμάτων πραγματοποιήθηκε με τη μέθοδο της υγρής κοσκίνισης (ΥΚ). Όπως αναφέρθηκε και παραπάνω για την ΥΚ, πάρθηκε ποσότητα 88gr δείγματος από κάθε έδαφος και αφέθηκε σε φούρνο στους 40°C για περίπου 2 ημέρες, μέχρι να σταθεροποιηθεί το βάρος του εδάφους και να προσδιοριστεί η συνολική υγρασία. Στη συνέχεια, το ξηρό δείγμα τοποθετήθηκε στο κόσκινο με μέγεθος πόρων 2mm και πραγματοποιήθηκαν 60 βυθίσεις σε νερό σε περίοδο 2 λεπτών. Η μάζα που συγκρατήθηκε



από το κόσκίνο συλλέχθηκε σε αλουμινένιο ταψάκι, ενώ η μάζα που πέρασε στο νερό τοποθετήθηκε διαδοχικά στα κόσκινα των 1 mm, 250 μm και 53 μm με 60 βυθίσεις αντίστοιχα, και τα κλάσματα συλλέχθηκαν επίσης σε αλουμινένια ταψάκια. Τα διαχωρισμένα δείγματα (>2mm, 1 – 2mm, 250μm – 1mm, 250μm – 53μm, <53) τοποθετήθηκαν στους 105 °C για 4 με 5 ώρες, ώστε να αφαιρεθεί η μεγαλύτερη ποσότητα υγρασίας τους. Έπειτα, ομογενοποιήθηκαν σε γουδί από αχάτη, έως ότου να αποτελούν μια ομοιογενή μάζα και τοποθετήθηκαν στους 20°C.

### **.3.4 Διαδικασία υπολογισμού αποτελεσμάτων**

Όπως προαναφέρθηκε, για μια κατά προσέγγιση αξιολόγηση είναι δυνατή η απλή σύγκριση των ποιοτικών χαρακτηριστικών των σταθερών αδρανών (και τα πέντε μεγέθη, > 2mm, 1 – 2mm, 0.2 – 1mm, 0.056 – 0.2mm και >0.056mm) μεταξύ δύο πεδίων ή πρακτικών διαχείρισης σύμφωνα με το κατά προσέγγιση όγκος σταθερών αδρανών που φαίνονται στο ταψί. Να σημειωθεί ότι είναι πιο σωστό να συγκρίνουμε τα σταθερά αδρανή στα 8 εδάφη που έχουν παρόμοια υφή. Για ακριβέστερο αποτέλεσμα μπορεί να υπολογιστεί το ποσοστό στεγνώματος των σταθερών αδρανών που έμειναν στα ταψιά:

1. Το ποσοστό εδάφους σε μεγάλα μακρο-αδρανή (> 2mm) υπολογίζεται με ακόλουθη εξίσωση, με όλα τα βάρη σε g. (Σημειώστε ότι για αυτόν τον υπολογισμό το απόβαρο το βάρος του υφάσματος ή του φίλτρου απαιτείται εκ των προτέρων

% aggregates > 2mm =

$$\frac{(\text{Βάρος του >2mm κλάσματος χωρίς πέτρες} - \text{βάρος του ταψιού})}{80g - (\text{βάρος των πέτρων >2mm})} \quad (2)$$

Όσον αφορά τα βάρη που λαμβάνονται στο βήμα της διαδικασίας 13 παραπάνω, αυτά υπολογίζονται:

$$\frac{\text{βάρος από το βήμα 13 δευτερο} - \text{βάρος του ταψιού}}{80g - (\text{βάρος πετρών >2mm})} \quad (3)$$

Επισημαίνεται ότι, εάν υπάρχουν πέτρες > 2 mm σε αυτό το κλάσμα, αυτές θα πρέπει να αφαιρεθούν για να βρεθεί μόνο το βάρος του εδάφους σε αυτό το κλάσμα. Προαιρετικά, το βάρος σε πέτρες ως αναλογία του εδάφους των 80 g μπορεί χρησιμοποιηθεί για τον χαρακτηρισμό της περιεκτικότητας του εδάφους σε πέτρες.

Στη συνέχεια, εξετάστε το ταψί με συσσωματώματα μεγέθους μεταξύ 1mm και 2mm. Σε αυτή την περίπτωση δεν αφαιρούνται οι μικρές πέτρες από το μικρότερο κλάσμα, αλλά

υπολογίζεται εκ νέου η αναλογία από την απαλλαγμένη από πέτρες μάζα εδάφους όπως συνέβη προηγουμένως για το κλάσμα >2mm.

% aggregates 1mm – 2mm =

$$\frac{(\text{Βάρος των } 1\text{mm έως } 2\text{mm} - \text{βάρος του ταψιού})}{80\text{g} - (\text{βάρος του κλάσματος } 1\text{mm} - 2\text{mm})} \quad (4)$$

Όσον αφορά τα βάρη που λαμβάνονται στο βήμα της διαδικασίας 13 παραπάνω, αυτά υπολογίζονται:

$$\frac{\text{βάρος από το βήμα 13 δευτερο} - \text{βάρος του ταψιού}}{80\text{g} - (\text{βάρος πετρών})} \quad (5)$$

Η τιμή των 8 g τοποθετείται γιατί χρησιμοποιήσαμε αρχικά 80 g εδάφους. Αν το αρχικό βάρος του χώματος είναι διαφορετικό, θα πρέπει να χρησιμοποιηθεί αυτό το διαφορετικό βάρος την εξίσωση.

Πραγματοποιείται η ίδια διαδικασία για τα τρία μικρότερα κλάσματα:

% aggregates 0.200 – 1mm =

$$\frac{(\text{Βάρος των } 0,2\text{mm έως } 1\text{mm} - \text{βάρος του ταψιού})}{80\text{g} - (\text{βάρος του κλάσματος } 0,2\text{mm} - 1\text{mm})} \quad (6)$$

Όσον αφορά τα βάρη που λαμβάνονται στο βήμα της διαδικασίας 13 παραπάνω, αυτά υπολογίζονται:

$$\frac{\text{βάρος από το βήμα 13 δευτερο} - \text{βάρος του ταψιού}}{80\text{g} - (\text{βάρος πετρών})} \quad (7)$$

% aggregates 0.056mm – 0.2mm =

$$\frac{(\text{Βάρος των } 0,056\text{mm έως } 0,2\text{mm} - \text{βάρος του ταψιού})}{80\text{g} - (\text{βάρος του κλάσματος } 0,056\text{mm} - 0,2\text{mm})} \quad (8)$$

Όσον αφορά τα βάρη που λαμβάνονται στο βήμα της διαδικασίας 13 παραπάνω, αυτά υπολογίζονται:

$$\frac{\text{βάρος από το βήμα 13 δευτερο} - \text{βάρος του ταψιού}}{80\text{g} - (\text{βάρος πετρών})} \quad (9)$$

% aggregates <0.056mm =

$$\frac{(\text{Βάρος των } - \text{βάρος } <0,056\text{mm} - \text{βάρος του ταψιού})}{80\text{g} - (\text{βάρος του κλάσματος } <0,056\text{mm})} \quad (10)$$

Όσον αφορά τα βάρη που λαμβάνονται στο βήμα της διαδικασίας 13 παραπάνω, αυτά υπολογίζονται:

$$\frac{\text{βάρος από το βήμα 13 δευτερο} - \text{βάρος του ταψιού}}{80g - (\text{βάρος πετρών})} \quad (11)$$

Ερμηνεία των αποτελεσμάτων: Ο παρακάτω πίνακας παρέχει χονδρικές κατευθυντήριες γραμμές για την ερμηνεία των αποτελεσμάτων, εκφρασμένα ως το άθροισμα των ποσοστών μεταξύ των δύο κλασμάτων, 250 μικρά σε 2 mm και > 2 mm. Ο πίνακας χωρίζεται σε τρεις διαφορετικές κατηγορίες τύπων υφής εδάφους. Τονίζουμε ξανά ότι ο βαθμός στον οποίο ένα έδαφος μπορεί να αναπτυχθεί και να διατηρήσει τη δομή του κατά τη δραστηριότητα των ριζών, των μικροβίων και της μακροπανίδας έχει να κάνει πολύ με την υφή της και άλλα παράγοντες, επομένως είναι καλύτερο να γίνεται σύγκριση μεταξύ οικοπέδων που έχουν τον ίδιο τύπο εδάφους και διαφορετικό τύπους διαχείρισης, ή προσπαθήστε να μετρήσετε τον αντίκτυπο της διαχείρισης στη δομή χρόνος. Γενικά, η πιο σταθερή στο νερό συσσωμάτωση είναι καλύτερη.

### 2.2.7 Ολικός οργανικός άνθρακας (TOC) & Ολικό άζωτο (TN)

Ο ολικός οργανικός άνθρακας (TOC) και το ολικό άζωτο (TN) προσδιορίστηκαν με τη συσκευή *Multi N/C 2100 analyticensa*, από το εργαστήριο 'Υδρογεωχημικής Μηχανικής και Αποκατάστασης Εδαφών'. Με βάση τον ορισμό του TKN, αυτό μπορεί να υπολογιστεί γνωρίζοντας το *TN* και το *N-NO3-*. Πραγματοποιήθηκε μια μέτρηση για κάθε δείγμα.

## 3. Αποτελέσματα

### 3.1 Φυσικοχημικές αναλύσεις

#### 3.1.1 Υγρασία, κοκκομετρία

Δεδομένου ότι τα πέντε πρώτα εδάφη (A1,A2,A3,A4,A5) ορίζονται σε όμοιες συνθήκες, παρατηρείται ότι η μεγαλύτερη περιεχόμενη υγρασία ανήκει στον αγρό A5 που παραμένει χωρίς κατεργασίας εδάφους για περισσότερα από 50 χρόνια και ακολούθως στον αγρό A3 που δεν έχει δεχθεί κατεργασία τα τελευταία 10 έτη, δηλαδή παρουσιάζουν αυξημένη υδατοϊκανότητα, πιθανότατα λόγω της καλύτερης δομής του εδάφους που έχει αναπτυχθεί σε βάθος χρόνου. Αντίστοιχα, δεδομένου ότι τα εδάφη B1,B2,B3 ορίζονται σε όμοιες συνθήκες, γίνεται αντιληπτό ότι η περιεχόμενη υγρασία του εδάφους B3 που παραμένει ακατέργαστο για έναν χρόνο είναι ελαφρώς μεγαλύτερη (κατά μία μονάδα), πιθανότατα και λόγω της δομής που αναπτύχθηκε με το πέρασμα ενός χρόνου.

Παράλληλα μπορεί να σημειωθεί ότι τα επίπεδα υγρασίας αμπελιού-ελιάς διαφέρουν κατά πολύ μεταξύ τους χωρίς να αποτελεί ο χρόνος καθοριστικό παράγοντα καθώς η διαφορά στο ποσοστό υγρασίας των αγρών αμπελιού Α είναι αρκετά μεγαλύτερη των αγρών Β, πιο συγκεκριμένα το ποσοστό υγρασίας του αγρού Α1 που καλλιεργείται κάθε χρόνο για πενήντα χρόνια είναι πενταπλάσια σε σχέση με αυτής του αγρού Β2 το οποίο οφείλεται στην δομή του εδάφους και πιθανότατα λόγω του χρόνου δειγματοληψίας.

**Πίνακας 3.1:** Περιεχόμενη υγρασία δειγμάτων κατά τη δειγματοληψία.

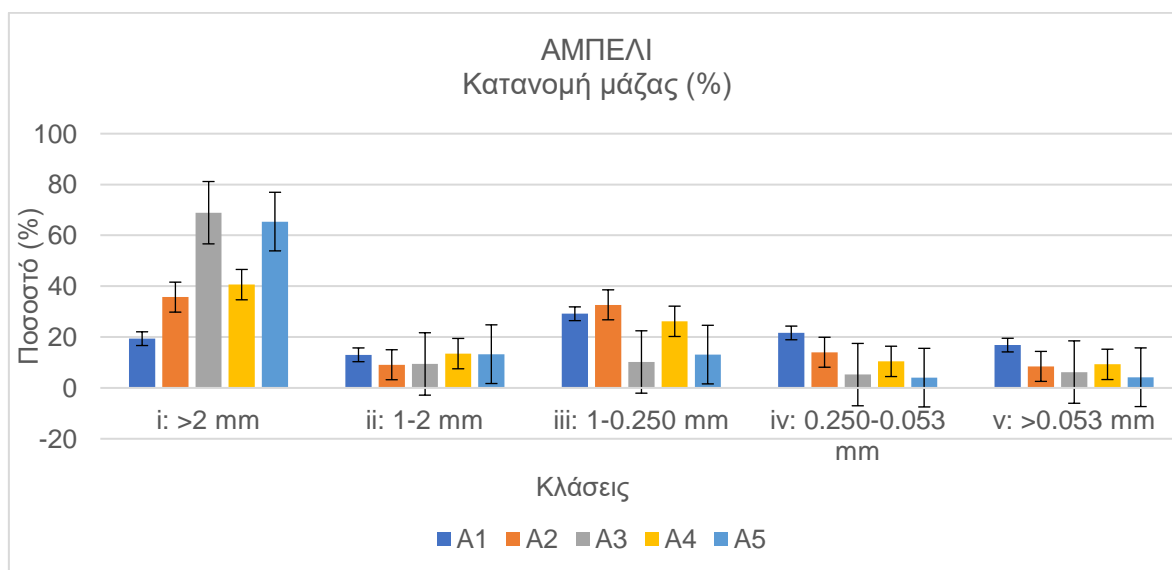
Έδαφος	Εδαφική υγρασία (%)
A1	10%
A2	10%
A3	14%
A4	12%
A5	15%
B1	2%
B2	2%
B3	3%

### 3.2 Κατανομή μάζας συσσωματωμάτων

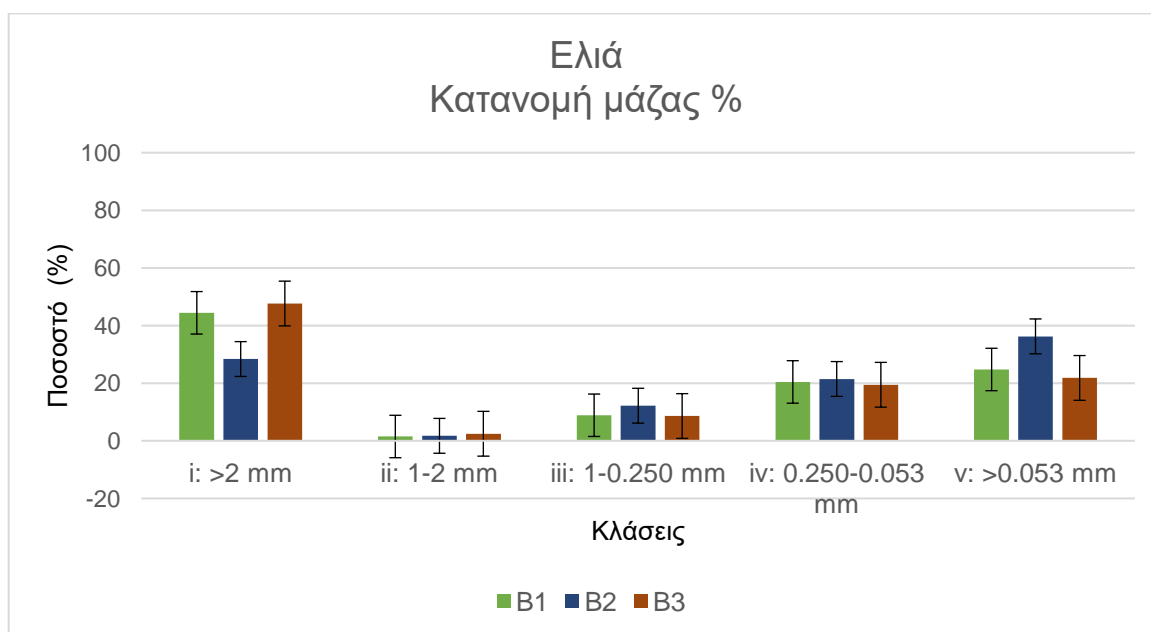
Κατά τη παρακολούθηση των χρονοσειρών των εδαφών για την καλλιέργεια αμπέλου, υπήρξε σημαντική διαφορά στη συλλογική κατανομή των συσσωματωμάτων διαφορετικών κατηγοριών μεγέθους. Η μεγαλύτερη συνολική κατανομή μεγάλων συσσωματωμάτων ( $i > 2\text{mm}$ ) που πλησιάζει το 70% παρατηρήθηκε στον αγρό Α3, που βρίσκεται σε αγρανάπαυση για δέκα έτη) και η αμέσως επόμενη είναι του αγρού Α5, που βρίσκεται σε αγρανάπαυση τα τελευταία χρόνια αλλά έχει δεχθεί επεξεργασία τα δύο τελευταία έτη. Σε σύγκριση με τους άλλους αγρούς, η κατανεμημένη περιοχή έδειξε τη χαμηλότερη συνολική κατανομή στην κατηγορία μεγέθους  $v > 0.053\text{mm}$  και αντίστοιχα στην κατηγορία μεγέθους  $iv = 0.250 - 0.053\text{mm}$ . Αυτό συμβαίνει επειδή κατά την υγρή κοσκίνιση διατηρούνται μόνο τα WSA με αποτέλεσμα μεγάλη μάζα να μεταφέρεται στην κλάση  $iv = 0.250 - 0.053\text{mm}$  και  $v > 0.053\text{mm}$  όπου περιλαμβάνει την ιλύ και την άργιλο. Επίσης, το δεύτερο μεγαλύτερο κλάσμα  $ii = 1 - 2\text{mm}$  είναι ιδιαίτερα ευαίσθητο καθώς παρατηρείται σημαντική μείωση.

**Γράφημα 3.1:** Κατανομή μάζας του εδάφους καλλιέργειας αμπελιού (%) στις κλάσεις των συσσωματωμάτων ( $i > 2\text{mm}$ ,  $2 > ii > 1\text{mm}$ ,  $1 > iii > 0.250\text{mm}$ ,  $0.250 > iv > 0.053\text{mm}$ ,  $v > 0.053\text{mm}$ ) για τα 5 εδάφη (μεταχείριση Α, αμπελιού, Α1: 50 έτη συνεχούς κατεργασίας, Α2: 50 έτη κατεργασίας με μη κατεργασία το τελευταίο έτος, Α3: αγρανάπαυση τα τελευταία 10

έτη, A4: 50 έτη καλλιέργειας με αγρανάπαυση τα δύο τελευταία και A5:control, αγρανάπαυση πάνω από 50 χρόνια) στη μέθοδο υγρής κοσκίνισης.



**Γράφημα 3.2 :** Κατανομή μάζας (%) στις κλάσεις των συσσωματωμάτων (i > 2mm, 2 > ii > 1mm, 1 > iii > 0.250mm, 0.250 > iv > 0.053mm, v > 0.053mm) για τα 3 εδάφη (μεταχείριση Β ελιάς, B1: καλλιέργεια κάθε χρόνο εδώ και 50 έτη, εκτός από το τελευταίο, B2: καλλιέργεια κάθε χρόνο εδώ και 50, B3: Αγρανάπαυση ενώ μέρος του δέχθηκε άροση το τελευταίο έτος έτη).



Κατά τη διάρκεια των χρονοσειρών των εδαφών για την καλλιέργεια ελιάς, υπήρξε σημαντική διαφορά στη συλλογική κατανομή των συσσωματωμάτων διαφορετικών κατηγοριών μεγέθους. Η μεγαλύτερη συνολική κατανομή μεγάλων καλλιεργειών (i > 2mm) που πλησιάζει το 48% παρατηρήθηκε σε παράκτιες περιοχές (οργανωμένα εδάφη ελιάς). Σε σύγκριση με άλλες περιοχές, η κατανεμημένη περιοχή έδειξε τη χαμηλότερη συνολική

κατανομή στην κατηγορία μεγέθους ii = 1 – 2mm. Στην κατηγορία μεγέθους iv = 0.250 – 0.053mm, η διάρκεια των ασκήσεων που παραμερίστηκαν δεν είχε σημαντική επίδραση.

### 3.3 Συγκεντρώσεις και ισοζύγιο οργανικού -C και ολικού -N

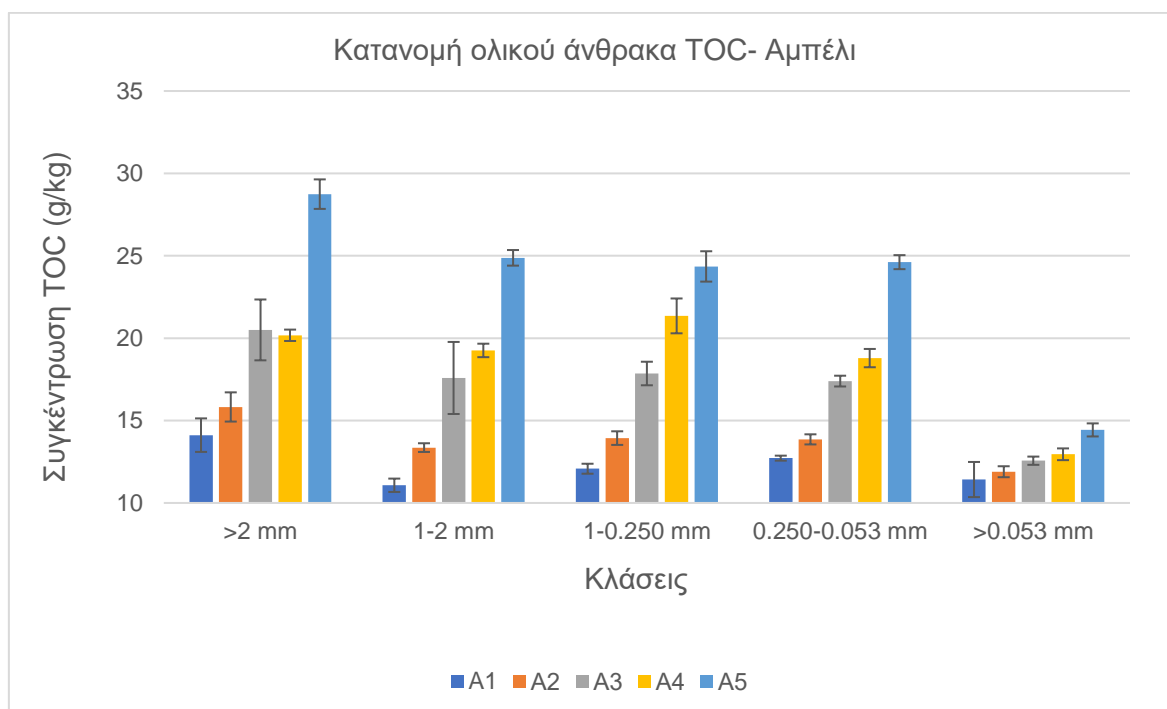
Όπως παρατηρείται παρακάτω (Πίνακας 3.1), παρουσιάζεται η συγκέντρωση ολικού οργανικού άνθρακα (TOC) σε g/kg.

<b>Πίνακας 3.2:</b> Συγκέντρωση ολικού οργανικού άνθρακα (TOC) σε g/kg					
	<b>TOC (g/kg)</b>				
<b>Έδαφος</b>	<b>&gt;2 mm</b>	<b>1-2 mm</b>	<b>1-0.250 mm</b>	<b>0.250-0.053 mm</b>	<b>&gt;0.053 mm</b>
A1	14.11	11.07	12.08	12.72	11.42
A2	15.83	13.36	13.93	13.86	11.89
A3	20.50	17.59	17.86	17.39	12.56
A4	20.17	19.26	21.35	18.79	12.95
A5	28.74	24.88	24.35	24.61	14.43
B1	17.65	28.66	16.90	12.47	13.58
B2	16.85	30.55	13.51	17.72	13.66
B3	19.41	23.42	19.35	12.26	12.43

Παρατηρήθηκε ότι το μεγαλύτερο ποσοστό ολικού οργανικού άνθρακα βρίσκεται στον αγρό A5 στην πρώτη κλάση (i) και παραμένει σημαντικά υψηλό σε όλες τις κλάσεις του αγρού εκτός από την τελευταία και ακολουθούν οι αγροί A4 και A3. Ενώ το μικρότερο ποσοστό παρατηρείται στους αγρούς A1 και A2 οι οποίοι κυμαίνονται σε αρκετά χαμηλότερα ποσοστά στις κλάσεις τους, και παρουσιάζουν μια πιο σταθερή κατανομή (από 15,83 έως 11,48 g/kg στην i και v κλάση αντίστοιχα). Είναι γεγονός ότι τα αποτελέσματα συμβαδίζουν με τη χρονολογική σειρά των εδαφών γεγονός που οφείλεται στην ανάκτηση της δομής του εδάφους. Η περιεκτικότητα σε TOC των χύδην εδαφών δεν έχει αλλάξει στις περιοχές όπου έχουν πραγματοποιηθεί κατ' εξακολούθηση πρακτικές άρωσης. Γενικά, σημειώθηκε σημαντική μείωση σε αποθήκευση άνθρακα στα μακροσυσσωματώματα περίπου κατά το ήμισυ, από 28,74 mg/kg (A5i) σε 14,11 mg/kg (A1i) στον αγρό A1 που δέχεται συνεχή κατεργασία για 50 χρόνια.

**Γράφημα 3.3 :** Η συγκέντρωση TOC (g/kg) για την χρονοσειρά των εδαφών με καλλιέργεια αμπέλου (αγρός, A1: 50 έτη συνεχούς κατεργασίας, A2: 50 έτη κατεργασίας με μη κατεργασία το τελευταίο έτος, A3: αγρανάπαυση τα τελευταία 10 έτη, A4: Αγρανάπαυση για περισσότερα από 50 έτη και A5, αγρανάπαυση πάνω από 50 έτη ακολουθούμενος από

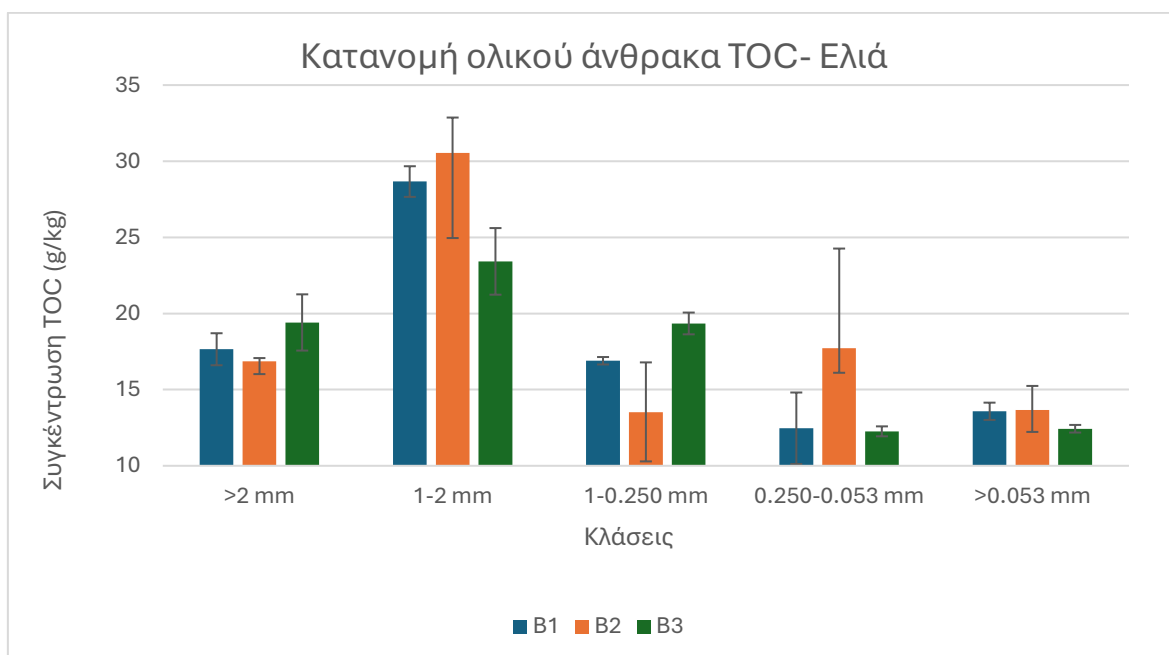
κατεργασία τα δύο τελευταία έτη) και στις κλάσεις των συσσωματωμάτων ( $i > 2\text{mm}$ ,  $2 > ii > 1\text{mm}$ ,  $1 > iii > 0.250\text{mm}$ ,  $0.250 > iv > 0.053\text{mm}$ ,  $v > 0.053\text{mm}$ ) για τους 5 αγρούς.



Παρατηρήθηκε ένα διαφορετικό μοντέλο για την περιεκτικότητα σε C και N του εδάφους, σύμφωνα με τη χρονολογική σειρά από την ανάκτηση της δομής του εδάφους για την καλλιέργεια της ελιάς. Η περιεκτικότητα σε TOC των χύδην εδαφών έχει αλλάξει σημαντικά στις περιοχές όπου έχουν πραγματοποιηθεί πρακτικές διαχωρισμού. Ωστόσο, σημειώθηκε σημαντική μείωση από 28. σε 14.7 g/kg στην προστατευόμενη περιοχή για 50 χρόνια.

**Γράφημα 3.4:** Η συγκέντρωση TOC (g/kg) για την χρονοσειρά των εδαφών με καλλιέργεια ελιάς (μεταχείριση Β ελιάς, B1: καλλιέργεια κάθε χρόνο εδώ και 50 έτη, εκτός από το τελευταίο, B2: αγρανάπαυση ενώ μέρος του δέχθηκε άροση το τελευταίο έτος, B3:

καλλιέργεια κάθε χρόνο εδώ και 50 έτη) και στις κλάσεις των συσσωματωμάτων ( $i > 2\text{mm}$ ,  $2 > ii > 1\text{mm}$ ,  $1 > iii > 0.250\text{mm}$ ,  $0.250 > iv > 0.053\text{mm}$ ,  $v > 0.053\text{mm}$ ) για τους 3 αγρούς.

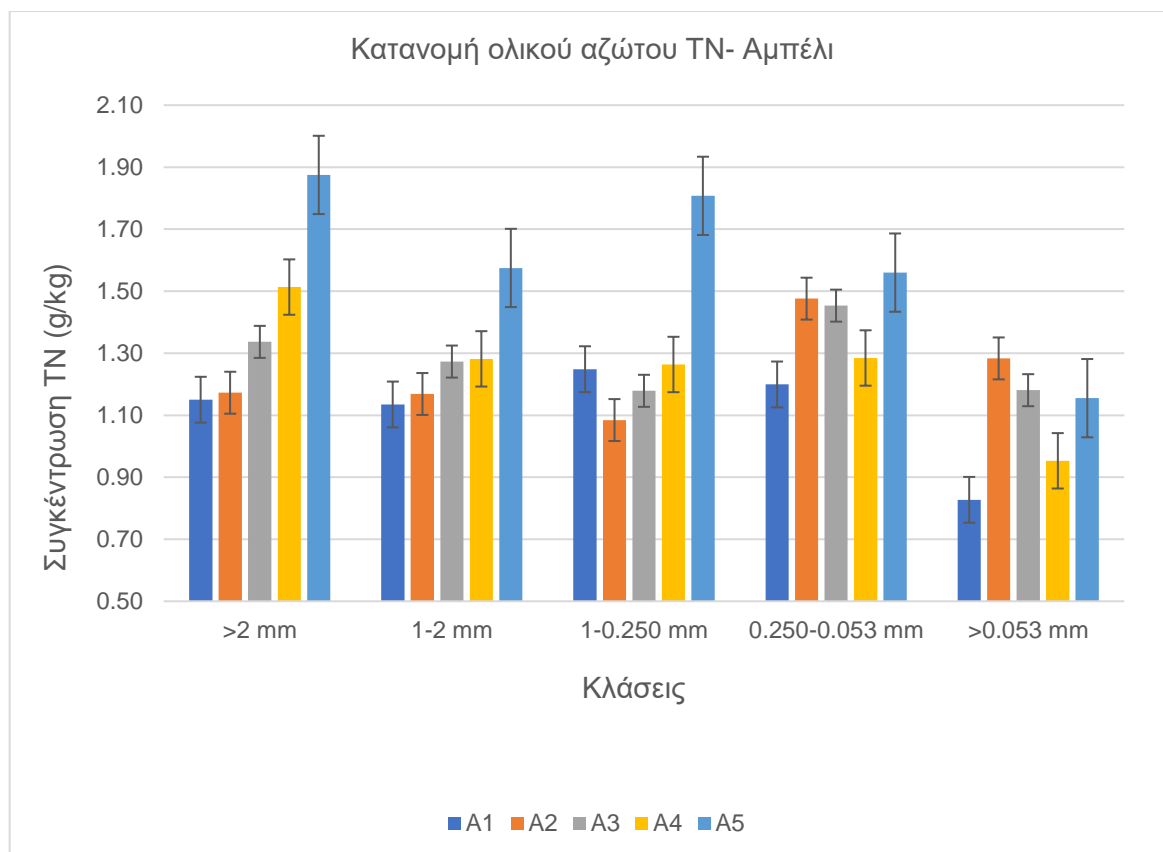


Ο χρόνος που παρήλθε από την εφαρμογή της υπόλοιπης μεθόδου δεν είχε αισθητή επίδραση στο TN στο έδαφος σύμφωνα με τη μορφή N. Το περιεχόμενο TOC των διαφόρων κατηγοριών συνολικού μεγέθους διέφερε σημαντικά μεταξύ και εντός των καλλιεργειών στις διάφορες κλάσεις. Με εξαίρεση τα συσσωματώματα, η περιοχή που διαχωρίστηκε πριν από 50 χρόνια είχε τις υψηλότερες και πιο σταθερές συγκεντρώσεις TOC. Σε ποικιλίες ηλικίας δέκα ετών, αξιολογήθηκε ελαφρώς υψηλότερη περιεκτικότητα σε TOC στην κατηγορία μεγέθους 1 – 2 mm και 0.250 – 1 mm. Από την άλλη πλευρά, η περιεκτικότητα σε TN δεν έδειξε καμία επίδραση ούτε για την καλλιέργεια του αμπέλου αλλά ούτε της ελιάς.

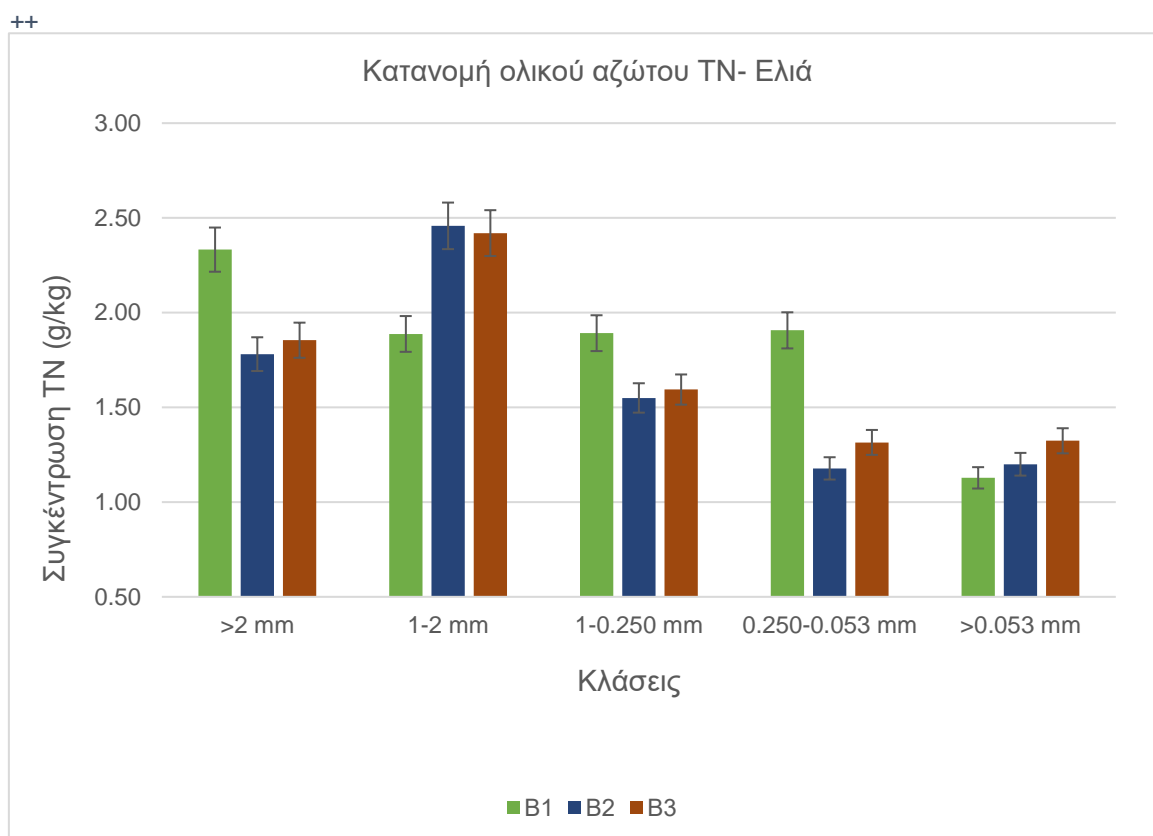
Έδαφος	TN (g/kg)				
	>2 mm	1-2 mm	1-0.250 mm	0.250-0.053 mm	>0.053 mm
A1	1.15	1.13	1.25	1.20	0.83
A2	1.17	1.17	1.08	1.48	1.28
A3	1.34	1.27	1.18	1.45	1.18
A4	1.51	1.28	1.26	1.28	0.95
A5	1.88	1.58	1.81	1.56	1.16
B1	2.33	1.89	1.89	1.91	1.13
B2	1.78	2.46	1.55	1.18	1.20
B3	1.85	2.42	1.59	1.32	1.32



**Γράφημα 3.5:** Συγκέντρωση TN (g/kg) για τη χρονοσειρά των εδαφών καλλιέργειας αμπέλου και στις κλάσεις των συσσωματωμάτων ( $i > 2\text{mm}$ ,  $2 > ii > 1\text{mm}$ ,  $1 > iii > 0.250\text{mm}$ ,  $0.250 > iv > 0.053\text{mm}$ ,  $v > 0.053\text{mm}$ ).



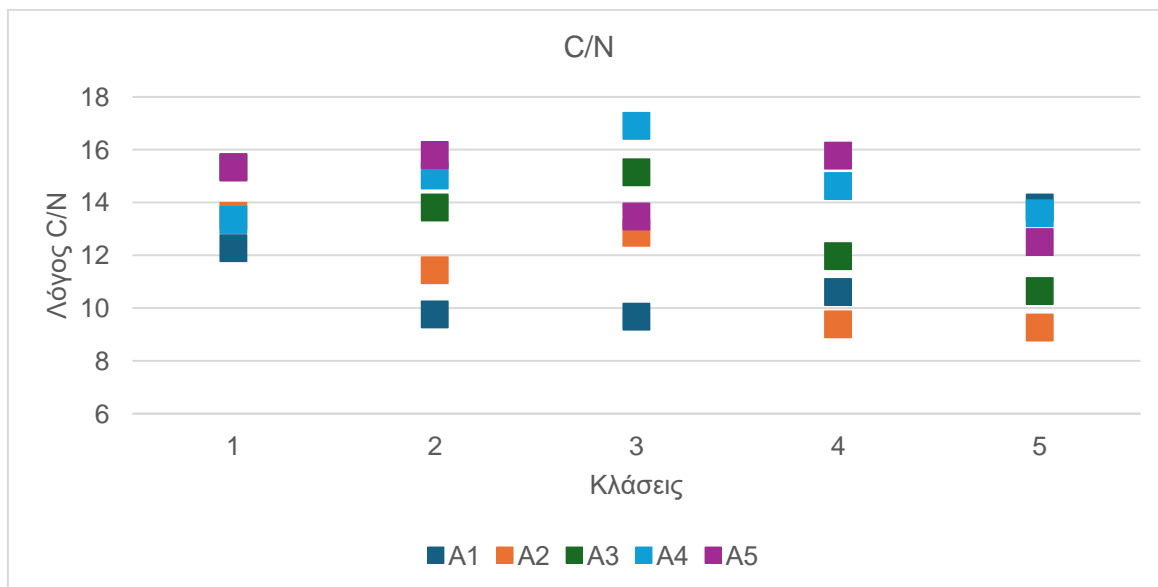
**Γράφημα 3.6:** Συγκέντρωση TN (g/kg) για τη χρονοσειρά των εδαφών καλλιέργειας ελιάς και στις κλάσεις των συσσωματωμάτων ( $i > 2\text{mm}$ ,  $2 > ii > 1\text{mm}$ ,  $1 > iii > 0.250\text{mm}$ ,  $0.250 > iv > 0.053\text{mm}$ ,  $v > 0.053\text{mm}$ ).



Στην χρονική αλληλουχία των εδαφών των καλλιεργειών τόσο της αμπέλου όσο και της ελιάς, δεν παρατηρήθηκε αξιοσημείωτη μεταβολή στην αναλογία C / N σε κατηγορίες χύδην εδάφους ή συνολικού μεγέθους.

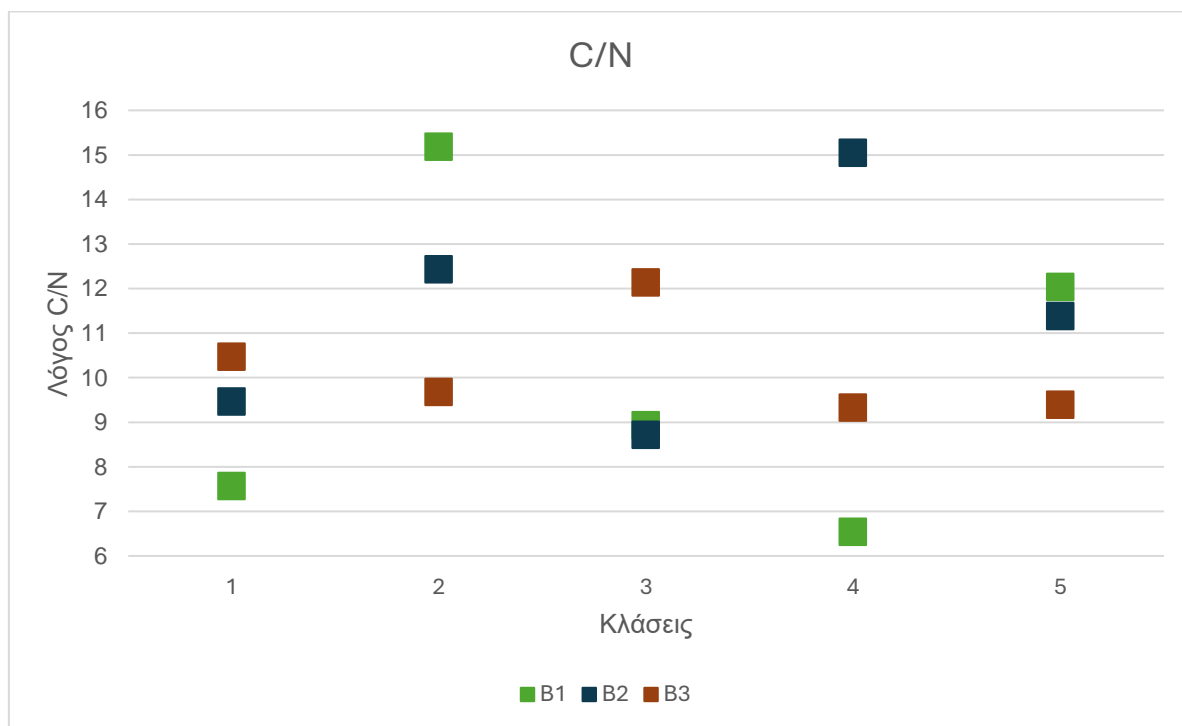
**Γράφημα 3.7 :** Ο λόγος C/N για τη χρονοσειρά των εδαφών (καλλιέργεια αμπελιού: A1,A2,A3,A4,A5). Όπου A, αμπελιού, A1: 50 έτη συνεχούς καλλιέργειας, A2: 50 έτη καλλιέργειας με αγρανάπαυση το τελευταίο, A3: αγρανάπαυση τα τελευταία 10 έτη, A4: 50

έτη σε αγρανάπαυση και A5: αγρανάπαυση πάνω από 50 χρόνια με κατεργασία τα δύο τελευταία).



Παρατηρείται ότι ο μεγαλύτερος λόγος ανήκει στο έδαφος A4 ο οποίο δεν έχει δεχθεί κατεργασία εδώ και πενήντα χρόνια με τον A5 να ακολουθεί και ο μικρότερος στο A1 και A2 που καλλιεργούνται συνεχώς.

**Γράφημα 3.8:** Ο λόγος C/N για τη χρονοσειρά των εδαφών (καλλιέργεια ελιάς: B1, B2, B3). Όπου B1: καλλιέργεια κάθε χρόνο εδώ και 50 έτη, εκτός από το τελευταίο, B2: καλλιέργεια κάθε χρόνο εδώ και 50 έτη, εκτός από το τελευταίο, B3: αγρανάπαυση ενώ μέρος του δέχθηκε άροση το τελευταίο έτος.



Στον αγρό ελιάς B3 παρατηρείται μια πιο σταθερή αναλογία στις κλάσεις των συσσωματωμάτων του σε σχέση με του B1 και B2 που έχουν αρκετά μεγάλες αποκλίσεις και συγκεκριμένα το B1 που δέχεται κατεργασία κάθε χρόνο εκτός του τελευταίου έχει την μεγαλύτερη τιμή στην δεύτερη κλάση (ii) και την μικρότερη στην τέταρτη (iv).

#### 4. Συζήτηση

Μία από τις μεγαλύτερες προκλήσεις που αντιμετωπίζουν ακόμη οι διαχειριστές εδάφους είναι η βιώσιμη διαχείριση των εδαφών. Οι συνδυασμένες επιδράσεις των φυσικών στοιχείων και των εντατικών γεωργικών πρακτικών έχουν οδηγήσει σε σημαντική υποβάθμιση σημαντικού ποσοστού ξηρών και ημίξηρων εκτάσεων, όπως η περιοχή μελέτης μας. Αυτήν τη στιγμή, αξιολογούνται ορισμένες στρατηγικές διαχείρισης που μπορούν να βελτιώσουν τη γονιμότητα και την ποιότητα του εδάφους, με έμφαση στη χαμηλή άροση και τη χρήση οργανικών τροποποιήσεων. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα των χρονοσειρών αγρανάπαυσης που παρουσιάστηκαν παραπάνω φαίνονται στατιστικά σημαντικές διαφορές για τα υδατοσταθερά συσσωματώματα (WSA), μόλις ένα έτος μετά την παύση, οι αγροί που δέχτηκαν κατεργασία για περισσότερα από πενήντα χρόνια παρουσίασαν αύξηση των μακρό-συσσωματωμάτων και μείωση των μικρό-συσσωματωμάτων αυτά τα δεδομένα είναι κοινώς αποδεκτά και σύμφωνα με προηγούμενες εργασίες (Apostolakis. et al. 2015). Η τάση αυτή υποδηλώνει την αποκατάσταση της γονιμότητας του εδάφους, η οποία σχετίζεται αμφίδρομα με την αποθήκευση του άνθρακα (C) στο έδαφος (Six et al. 2004). Τα δεδομένα πεδίου έδειξαν ότι η δέσμευση άνθρακα (C) και η αποσύνδεση της ανάκτησης της δομής του εδάφους αντιμετωπίστηκαν αυξάνοντας τον όγκο των συσσωματωμάτων. Το εννοιολογικό μοντέλο σχηματισμού αδρανών, το οποίο υποστηρίζει ότι η οργανική ύλη και οι μικροοργανισμοί παίζουν σημαντικό ρόλο στο σχηματισμό συσσωματωμάτων, φαίνεται να μην συμφωνεί απόλυτα με αυτό το εύρημα με την πρώτη ματιά, ωστόσο, η δομή και η δραστηριότητα της μικροβιακής κοινότητας, η σύνθεση του TOC, ο τύπος και η περιεκτικότητα σε άργιλο, το pH και οι περιβαλλοντικές συνθήκες είναι μόνο μερικοί από τους αβιοτικούς παράγοντες που αλληλεπιδρούν για τον έλεγχο του σχηματισμού συσσωματωμάτων. Επειδή η δομή του εδάφους μειώνει την προσβασιμότητα και τη διαθεσιμότητα του TOC σε ένζυμα και μικροοργανισμούς, η καθυστέρηση στη συσσώρευση C σε σχέση με την ανάκτηση της δομής του εδάφους υποστηρίζει το σύνολο της έρευνας που δείχνει ότι η δομή του εδάφους είναι απαραίτητη προϋπόθεση για τη δέσμευση του C. Η ίδια περιεκτικότητα σε TOC βρέθηκε στις πρώτες τάξεις μεγέθους του αγρού πεντηκοστού ετούς καλλιέργειας, A4 εκτός της τελευταίας που ήταν αρκετά πιο χαμηλή. Υπό τις τρέχουσες περιβαλλοντικές συνθήκες, το έδαφος έχει σταθεροποιηθεί. Το συνεπές περιεχόμενο TOC υποδηλώνει ότι οι

μηχανισμοί που σχετίζονται με τη δέσμευση C συγκλίνουν, ανεξάρτητα από την τάξη μεγέθους. Το περιεχόμενο ενός εδάφους σε TOC αποτελεί ένδειξη της ποιοτικής κατάστασης του εδάφους. Γενικά, εδάφη με περιεχόμενο TOC >30 g/kg χαρακτηρίζονται ως γόνιμα, ενώ τιμές μικρότερες του παραπάνω ορίου αναφέρονται σε εδάφη για τα οποία υπάρχει δυνητικά κίνδυνος υποβάθμισης. Στο Γράφημα 3.3 παρατηρείται ότι σε κανένα από τα εδάφη (bulk soil) η συγκέντρωση του TOC δε βρίσκεται μέσα στα όρια γονιμότητας, ενώ οι υψηλότερες τιμές που μετρήθηκαν στο έδαφος προσεγγίζουν τα 28 g/kg και ανήκουν στο έδαφος A5, το οποίο είναι αναμενόμενο αφού το έδαφος A5 βρίσκεται σε αγρανάπαυση για περισσότερα από 50 έτη και δέχτηκε επεξεργασία τα τελευταία δύο και ακολούθως το A3 και A4 όπου δεν έχουν δεχθεί κατεργασία για δέκα και πενήντα έτη αντίστοιχα. Όπως και στην εργασία του Αν. Αποστολάκη (An. Apostolakis et al. 2015) γενικά παρατηρείται ότι αύξηση της συγκέντρωσης του TOC στα μακρο-συσσωματώματα και μείωση στα μικρο-συσσωματώματα κατά την μετάβαση από το A1 (50 χρόνια συνεχούς κατεργασίας) και ακολούθως στο A3 (αγρανάπαυση για δέκα έτη), A4 (αγρανάπαυση για πενήντα έτη) και. Αυτό επιβεβαιώνει ότι τα μακρο-συσσωματώματα ανταποκρίνονται πιο γρήγορα στην παύση της καλλιέργειας παρέχοντας άμεσα προστασίας στην οργανική ύλη που εισήχθη (Simpson et al. 2004). Όσον αφορά την συγκέντρωση του οργανικού άνθρακα και του αζώτου (TOC και TN) παρουσίασαν ιδιαίτερη αύξηση κυρίως στον αγρό της αμπέλου. Η αύξηση του λόγου C/N ευνοεί την ανάπτυξη των μυκήτων έναντι των βακτηρίων (Six et al. 2006), συνθήκη που μπορεί να οδηγήσει σε περεταίρω σταθεροποίηση της δομής του εδάφους.

## 5. Βιβλιογραφία

- Amézketa, E., 1999. Soil Aggregate Stability: A Review. *Journal of Sustainable Agriculture*, 14(2-3), pp.83–151.
- Armstrong, A.S.B. & Tanton, T.W., 1992. Gypsum applications to aggregated saline-sodic clay topsoils. *Journal of Soil Science*, 43(2), pp.249-260.
- Attou, F. & Bruand, A., 1998. Experimental study of 'fragipans' formation in soils. Role of both clay dispersion and wetting-drying cycles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 326(8), pp.545-552.
- Bachmann, J. & van der Ploeg, R., 2002. A review on recent developments in soil water retention theory: interfacial tension and temperature effects. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 165(4), p.468.
- Barral, M.T., Arias, M. & Guérif, J., 1998. Effects of iron and organic matter on the porosity and structural stability of soil aggregates. *Soil and Tillage Research*, 46(3-4), pp.261-272.
- Batunacun, Wieland, R., Lakes, T., Yunfeng, H. & Nendel, C., 2019. Identifying drivers of land degradation in Xilingol, China, between 1975 and 2015. *Land Use Policy*, 83, pp.543–559.
- Biederbeck, V.O., Campbell, C.A. & Zenter, R.P., 1984. Effect of crop rotation and fertilization on some biological properties of a loam in southwester Saskatchewan. *Canadian Journal Of Soil Science*, 64(3), 355-367.
- Blake, G. & Gilman, R., 1970. Thixotropic Changes with Aging of Synthetic Soil Aggregates. *Soil Science Society of America Journal*, 34(4), pp.561-564.
- Boix-Fayos, C., Calvo-Cases, A., Imeson, A., Soriano-Soto, M. & Tiemessen, I., 1998. Spatial and short-term temporal variations in runoff, soil aggregation and other soil properties along a mediterranean climatological gradient. *CATENA*, 33(2), pp.123-138.
- Boix-Fayos, C., Calvo-Cases, A., Imeson, A. & Soriano-Soto, M., 2001. Influence of soil properties on the aggregation of some Mediterranean soils and the use of aggregate size and stability as land degradation indicators. *CATENA*, 44(1), pp.47-67.
- Bolan, N., Adriano, D., Kunhikrishnan, A., James, T., McDowell, R. & Senesi, N., 2011. Dissolved Organic Matter. *Advances in Agronomy*, pp.1-75.
- Bond-Lamberty, B. & Thomson, A., 2010. Temperature-associated increases in the global soil respiration record. *Nature*, 464(7288), pp.579-582.
- Brady, N. & Weil, R., 2011. *The nature & properties of soils*, Pearson.
- Brevik, E.C. & Sauer, T.J., 2015. The past, present, and future of soils and human health studies. *SOIL*, 1(1), pp.35–46.

- Bronick, C. & Lal, R., 2005. Soil structure and management: a review. *Geoderma*, 124(1-2), pp.3-22.
- Brown, G., Barois, I. & Lavelle, P., 2000. Regulation of soil organic matter dynamics and microbial activity in the drilosphere and the role of interactions with other edaphic functional domains. *European Journal of Soil Biology*, 36(3-4), pp.177-198.
- Campbell, C., Lafond, G., Zentner, R. & Biederbeck, V., 1991a. Influence of fertilizer and straw baling on soil organic matter in a thin black chernozem in western Canada. *Soil Biology and Biochemistry*, 23(5), pp.443-446.
- Campbell, C., Zentner, R., Bowren, K., Townley-Smith, L. & Schnitzer, M., 1991b. Effect of crop rotations and fertilization on soil organic matter and some biochemical properties of a thick Black Chernozem. *Canadian Journal Of Soil Science*, 71(3), pp.377-387.
- Caron, J., Kay, B.D & Perfect, E., 1992. Short-term decrease in soil structural stability following bromegrass establishment on a clay loam soil. *Plant and Soil*, 145(1), pp.121-130.
- Chan, K. & Heenan, D., 1996. The influence of crop rotation on soil structure and soil physical properties under conventional tillage. *Soil and Tillage Research*, 37(2-3), pp.113-125.
- Choudhury, B., Fiyaz, A., Mohapatra, K., & Ngachan, S., 2015. Impact of Land Uses, Agrophysical Variables and Altitudinal Gradient on Soil Organic Carbon Concentration of North-Eastern Himalayan Region of India. *Land Degradation & Development*, 27(4), pp.1163-1174.
- De Coninck, F. (1980). Major mechanisms in formation of spodic horizons. *Geoderma*, 24(2), pp.101-128.
- Czarnes, S., Hallett, P., Bengough, A. & Young, I., 2000. Root- and microbial-derived mucilages affect soil structure and water transport. *European Journal of Soil Science*, 51(3), pp.435-443.
- Dalal, R.C. & Bridge, B.J., 1996. Aggregation and Organic Matter Storage in Sub-Humid and Semi-Arid Soils. In: Carter, M.R. and Stewart, B.A., Eds., *Structure and Organic Matter Storage in Agricultural Soils*, CRC Press, Boca Raton, pp.263-307.
- Denef, K., Six, J., Bossuyt, H., Frey, S., Elliott, E., Merckx, R. & Paustian, K., 2001. Influence of dry-wet cycles on the interrelationship between aggregate, particulate organic matter, and microbial community dynamics. *Soil Biology and Biochemistry*, 33(12-13), pp.1599-1611.
- Derenne, S. & Largeau, C., 2001. A review of some important families of refractOly macromolecules: composition, origin, and fate in soils and sediments. *Soil Science*, 166(11), pp.833-847.
- Ekström, S., Kritzberg, E., Kleja, D., Larsson, N., Nilsson, P., Graneli, W. & Bergkvist, B., 2011. Effect of Acid Deposition on Quantity and Quality of Dissolved Organic Matter in Soil-Water. *Environmental Science & Technology*, 45(11), pp.4733-4739.

- Eskelinen, A., Stark, S. & Männistö, M., 2009. Links between plant community composition, soil organic matter quality and microbial communities in contrasting tundra habitats. *Oecologia*, 161(1), pp.113-123.
- Ferreira, F.P., Azevedo, A.C., Dalmolin, R.S.D. & Girelli, D., 2007. Carbono orgânico, óxidos de ferro e distribuição de agregados em dois solos derivados de basalto no Rio Grande do Sul - Brasil. *Ciência Rural*, 37(2), pp.381-388.
- Franzluebbers, A., Haney, R., Honeycutt, C., Arshad, M., Schomberg, H. & Hons, F., 2001. Climatic influences on active fractions of soil organic matter. *Soil Biology and Biochemistry*, 33(7-8), pp.1103-1111.
- Goh, K., 2004. Carbon sequestration and stabilization in soils: Implications for soil productivity and climate change. *Soil Science and Plant Nutrition*, 50(4), pp.467-476.
- Hammad, A. & Tumeizi, A., 2012. Land degradation: Socioeconomic and environmental causes and consequences in the eastern Mediterranean. *Land Degrad. Dev.*, 23(3), pp.216–226.
- Han, C., Wang, Z., Si, G., Lei, T., Yuan, Y. & Zhang, G., 2017. Increased precipitation accelerates soil organic matter turnover associated with microbial community composition in topsoil of alpine grassland on the eastern Tibetan Plateau. *Canadian Journal of Microbiology*, 63(10), pp.811-821.
- Hanke, D. & Dick, D.P., 2017. Aggregate Stability in Soil with Humic and Histic Horizons in a Toposequence under Araucaria Forest. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 41(0).
- Hao, Y., Lal, R., Owens, L., Izaurralde, R., Post, W. & Hothem, D., 2002. Effect of cropland management and slope position on soil organic carbon pool at the North Appalachian Experimental Watersheds. *Soil And Tillage Research*, 68(2), pp.133-142.
- Hassink, J., 1997. The capacity of soils to preserve organic C and N by their association with clay and silt particles. *Plant and Soil*, 191(1), pp.77-87.
- Haynes, R.J. & Beare, M.H., 1997. Influence of six crop species on aggregate stability and some labile organic matter fractions. *Soil Biology and Biochemistry*, 29(11-12), pp.1647-1653.
- Haynes, R.J. & Naidu, R., 1998. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 51(2), pp.123-137.
- Horton, R.E., 1933. The Role of infiltration in the hydrologic cycle. *Transactions, American Geophysical Union*, 14(1), pp.446.
- Izaurralde R.C., Rosenberg N.I. & Lal R., 2001: Mitigation of climatic change by soil carbon sequestration: Issues of science, monitoring and degraded lands. *Advances in Agronomy*, 70, pp.1-75.
- Jastrow, J.D. & Miller, R., 1991. Methods for assessing the effects of biota on soil structure. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 34(1-4), pp.279-303.



Jastrow, J.D., 1996. Soil aggregate formation and the accrual of particulate and mineral-associated organic matter. *Soil Biology and Biochemistry*, 28(4-5), pp.665-676.

Lal, R., 2014. Soil Carbon Management and Climate Change. *Soil Carbon*, pp.339-361.

Lavelle, P., Blanchart, E., Martin, A., Martin, S. & Spain, A., 1993. A Hierarchical Model for Decomposition in Terrestrial Ecosystems: Application to Soils of the Humid Tropics. *Biotropica*, 25(2), p.130.

Liu, Y., Wang, J. & Deng, X., 2008. Rocky land desertification and its driving forces in the karst areas of rural Guangxi, Southwest China. *Journal of Mountain Science*, 5(4), pp.350–357.

Majumder, B., Mandal, B. & Bandyopadhyay, P., 2007. Soil organic carbon pools and productivity in relation to nutrient management in a 20-year-old rice–berseem agroecosystem. *Biology and Fertility of Soils*, 44(3), pp.451-461.

Martens, D., 2000. Plant residue biochemistry regulates soil carbon cycling and carbon sequestration. *Soil Biology and Biochemistry*, 32(3), pp.361-369.

Martin, M., Wattenbach, M., Smith, P., Meersmans, J., Jolivet, C., Boulonne, L. and Arrouays, D., 2011. Spatial distribution of soil organic carbon stocks in France. *Biogeosciences*, 8(5), pp.1053-1065.

Marschner, B., Brodowski, S., Dreves, A., Gleixner, G., Gude, A., Grootes, P., Hamer, U., Heim, A., Jandl, G., Ji, R., Kaiser, K., Kalbitz, K., Kramer, C., Leinweber, P., Rethemeyer, J., Schäffer, A., Schmidt, M., Schwark, L. & Wiesenberger, G., 2008. How relevant is recalcitrance for the stabilization of organic matter in soils?. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 171(1), pp.91-110.

Mitchell, J., 1960. Fundamental Aspects of Thixotropy in Soils. *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division*, 86(3), pp.19-52.

Molope, M., Grieve, I. & Page, E., 1985. Thixotropic Changes in the Stability of Molded Soil Aggregates. *Soil Science Society of America Journal*, 49(4), pp.979-983.

Moreno, B. & Benitez, E., 2016. Impact of agricultural management on bacterial laccase-encoding genes with possible implications for soil carbon storage in semi-arid Mediterranean olive farming. *PeerJ*, 4, p.e2257.

Nelson, P.N., Baldock, J.A., Oades, J.M., Churchman, G.J. & Clarke, P., 1999. Dispersed clay and organic matter in soil: their nature and associations. *Soil Research*, 37(2), p.289.

Nielsen, U.N., Wall, D.H. & Six, J., 2015. Soil biodiversity and the environment. *Annu. Rev. Environ. Resour.*, 40(1), pp.63-90.

Nissen, T. & Wander, M., 2003. Management and Soil-Quality Effects on Fertilizer-Use Efficiency and Leaching. *Soil Science Society of America Journal*, 67(4), pp.1524-1532.

Oades, J.M., 1993. The role of biology in the formation, stabilization and degradation of soil structure. *Geoderma*, 56(1-4), pp.377-400.

Oertel, C., Matschullat, J., Zurba, K., Zimmermann, F. & Erasmi, S., 2016. Greenhouse gas emissions from soils—A review. *Chemie Der Erde - Geochemistry*, 76(3), pp.327–352.

Piccolo, A., 2002. The supramolecular structure of humic substances: A novel understanding of humus chemistry and implications in soil science. *Advances in Agronomy*, 75, pp.57-134.

Piccolo, A. & Mbagwu, J., 1999. Role of Hydrophobic Components of Soil Organic Matter in Soil Aggregate Stability. *Soil Science Society of America Journal*, 63(6), pp.1801-1810.

Pojasok, T. & Kay, B.D., 1990. Effect of root exudates from corn and brome grass on soil structural stability. *Canadian Journal of Soil Science*, 70(3), pp.351-362.

Powers, J. & Schlesinger, W., 2002. Relationships among soil carbon distributions and biophysical factors at nested spatial scales in rain forests of northeastern Costa Rica. *Geoderma*, 109(3-4), pp.165-190.

Rai, R.K., Singh, V.P. & Upadhyay, A., 2017. Soil Analysis. *Planning and Evaluation of Irrigation Projects*, pp.505-523.

Raimbault, B. & Vyn, T., 1991. Crop Rotation and Tillage Effects on Corn Growth and Soil Structural Stability. *Agronomy Journal*, 83(6), pp.979-985.

Ramesh, T., Bolan, N., Kirkham, M., Wijesekara, H., Kanchikerimath, M., Srinivasa Rao, C., Sandeep, S., Rinklebe, J., Ok, Y., Choudhury, B., Wang, H., Tang, C., Wang, X., Song, Z. & Freeman II, O., 2019. Soil organic carbon dynamics: Impact of land use changes and management practices: A review. *Advances in Agronomy*, pp.1-107.

Reed, M.S., Buenemann, M., Atthopheng, J., Akhtar-Schuster, M., Bachmann, F., Bastin, G., Bigas, H., Chanda, R., Dougill, A.J., Essahli, W., Evely, A.C., Fleskens, L., Geeson, N., Glass, J.H., Hessel, R., Holden, J., Ioris, A.A.R., Kruger, B., Liniger, H.P., Mphinyane, W., Nainggolan, D., Perkins, J., Raymond, C.M., Ritsema, C.J., Schilch, G., Sebege, R., Seely, M., Stringer, L., S. Thomas, R., Twomlow, S. & Verzaandvoort, S., 2011. Cross-scale monitoring and assessment of land degradation and sustainable land management: A methodological framework for knowledge management. *Land Degradation & Development*, 22(2), pp.261–271.

Reid, J.B. & Goss, M.J., 1981. Effect of living roots of different plant species on the aggregate stability of two arable soils. *Journal of Soil Science*, 32(4), pp.521-541.

Reid, J.B., Goss, M.J. & Robertson, P.D., 1982. Relationship between the decreases in soil stability effected by the growth of maize roots and changes in organically bound iron and aluminium. *Journal of Soil Science*, 33(3), pp.397-410.

Russel, R.S., Cannel, R.Q. & Goss, M.J., 1975. Effects of direct drilling on soil conditions and root growth. *Outlook On Agriculture*, 8(1), pp.227-232.

Schaefer, C., 2001. Brazilian latosols and their B horizon microstructure as long-term biotic constructs. *Soil Research*, 39(5), p.909.

Schulten, H. & Leinweber, P., 2000. New insights into organic-mineral particles: composition, properties and models of molecular structure. *Biology and Fertility of Soils*, 30(5-6), pp.399-432.

Schutter, M. & Dick, R., 2002. Microbial Community Profiles and Activities among Aggregates of Winter Fallow and Cover-Cropped Soil. *Soil Science Society of America Journal*, 66(1), p.142.

Sihi, D., Gerber, S., Inglett, P. & Inglett, K., 2016. Comparing models of microbial–substrate interactions and their response to warming. *Biogeosciences*, 13(6), pp.1733-1752.

Singer, M., Southard, R., Warrington, D. & Janitzky, P., 1992. Stability of Synthetic Sand-Clay Aggregates after Wetting and Drying Cycles. *Soil Science Society of America Journal*, 56(6), pp.1843-1848.

Six, J., Bossuyt, H., Degryze, S. & Denef, K., 2004. A history of research on the link between (micro)aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics. *Soil and Tillage Research*, 79(1), pp.7-31.

Six, J., Conant, R., Paul, E., & Paustian, K., 2002. Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implications for C-saturation of soils. *Plant And Soil*, 241(2), pp.155-176.

Six, J., Elliott, E., Paustian, K. & Doran, J., 1998. Aggregation and Soil Organic Matter Accumulation in Cultivated and Native Grassland Soils. *Soil Science Society Of America Journal*, 62(5), pp.1367-1377.

Skjemstad, J., Janik, L., Head, M. & McClure, S., 1993. High energy ultraviolet photo-oxidation: a novel technique for studying physically protected organic matter in clay- and silt-sized aggregates. *Journal of Soil Science*, 44(3), pp.485-499.

Sollins, P., Homann, P. & Caldwell, B., 1996. Stabilization and destabilization of soil organic matter: mechanisms and controls. *Geoderma*, 74(1-2), pp.65-105.

Spaccini, R., 2002. Increased soil organic carbon sequestration through hydrophobic protection by humic substances. *Soil Biology and Biochemistry*, 34(12), pp.1839-1851.

Srinivasarao, C., Lal, R., Kundu, S., Babu, M., Venkateswarlu, B. & Singh, A., 2014. Soil carbon sequestration in rainfed production systems in the semiarid tropics of India. *Science of The Total Environment*, 487, pp.587-603.

Srinivasarao, C., Vittal, K., Venkateswarlu, B., Wani, S., Sahrawat, K., Marimuthu, S. & Kundu, S., 2009. Carbon Stocks in Different Soil Types under Diverse Rainfed Production Systems in Tropical India. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, 40(15-16), pp.2338-2356.

Stevenson, F.J., 1994. *Humus Chemistry: Genesis, Composition, Reactions*. 2nd ed., John Wiley and Sons Ltd., New York.

Stewart, C.E., Paustian, K., Conant, R.T., Plante, A.F. & Six, J., 2007. Soil carbon saturation: concept, evidence and evaluation. *Biogeochemistry*, 86, pp.19–31.

Strickland, M. & Rousk, J., 2010. Considering fungal:bacterial dominance in soils – Methods, controls, and ecosystem implications. *Soil Biology and Biochemistry*, 42(9), pp.1385-1395.

Tan, Z., Lal, R., Owens, L. & Izaurrealde, R., 2007. Distribution of light and heavy fractions of soil organic carbon as related to land use and tillage practice. *Soil and Tillage Research*, 92(1-2), pp.53-59.

Tipping, E., 1998. Modelling the properties and behavior of dissolved organic matter in soils. *Mitteilgn. Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft*, 87, pp.237–252.

Tisdall, J.M. & Oades J.M., 1982. Organic matter and water-stable aggregates in soils. *Journal of Soil Science*, 33(2), pp.141-163.

Torn, M., Trumbore, S., Chadwick, O., Vitousek, P. & Hendricks, D., 1997. Mineral control of soil organic carbon storage and turnover. *Nature*, 389(6647), pp.170-173.

Torrecillas, C., Martínez-Sabater, E., Gálvez-Sola, L., Agulló, E., Pérez-Espinosa, A., Morales, J., Mayoral, A. & Moral, R., 2013. Study of the Organic Fraction in Biosolids. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, 44(1-4), pp.492-501.

Verma, B., Datta, S., Rattan, R. & Singh, A., 2010. Monitoring changes in soil organic carbon pools, nitrogen, phosphorus, and sulfur under different agricultural management practices in the tropics. *Environmental Monitoring and Assessment*, 171(1-4), pp.579-593.

Wang, C., Wang, X., Pei, G., Xia, Z., Peng, B., Sun, L., Wang, J., Gao, D., Chen, S., Liu, D., Dai, W., Jiang, P., Fang, Y., Liang, C., Wu, N. and Bai, E., 2020. Stabilization of microbial residues in soil organic matter after two years of decomposition. *Soil Biology and Biochemistry*, 141, p.107687.

Winslow, M.D., Vogt, J.V., Thomas, R.J., Sommer, S., Martius, C. & Akhtar-Schuster, M., 2011. Science for improving the monitoring and assessment of dryland degradation. *Land Degradation & Development*, 22(2), pp.145–149.

Winsome, T. & McColl, J., 1998. Changes in chemistry and aggregation of a california forest soil worked by the earthworm *Argilophilus papillifer eisen* (megascolecidae). *Soil Biology and Biochemistry*, 30(13), pp.1677-1687.

Wright, S.F. & Upadhyaya, A., 1998. *Plant and Soil*, 198(1), pp.97-107.

Zech, W., Senesi, N., Guggenberger, G., Kaiser, K., Lehmann, J., Miano, T., Miltner, A. & Schroth, G., 1997. Factors controlling humification and mineralization of soil organic matter in the tropics. *Geoderma*, 79(1-4), pp.117-161.

Zeder, M.A., 2011. The Origins of Agriculture in the Near East. *Current Anthropology*, 52(S4), pp.S221–S235.

Zhang, X.C. & Norton, L.D., 2002. Effect of exchangeable Mg on saturated hydraulic conductivity, disaggregation and clay dispersion of disturbed soils. *Journal of Hydrology*, 260(1-4), pp.194-205.

Μάτης Κ.Α. και Σπάθης Π.Κ. (1996). Αρχές Φυσικών Διεργασιών, Θεωρία και Εφαρμογές, Εκδόσεις Γράφημα, Θεσσαλονίκη, 237-246.

## **6. Γλωσσάριο**

AMF = Arbuscular mycorrhizal fungi / Αρβώδεις μυκόρριζοι μύκητες

CEC = cation exchange capacity / ικανότητα ανταλλαγής κατιόντων του εδάφους (cmolc/kg)

DOC = Dissolved organic carbon / Διαλυμένος οργανικός άνθρακας

ESP = exchangeable sodium percentage / (Ανταλλάξιμο Na / CEC) x 100

OC = organic carbon / οργανικός άνθρακας

SIC = soil inorganic matter / ανόργανος άνθρακας

SOC = soil organic carbon / οργανικό υλικό

SOM = soil organic matter / οργανικό υλικό

TOC = Total organic carbon / Ολικός οργανικός άνθρακας

POM = particular organic matter / οργανική σωματιδιακή ύλη

WSA = water stable aggregates / υδατοσταθερά αδρανή/συσσωματώματα