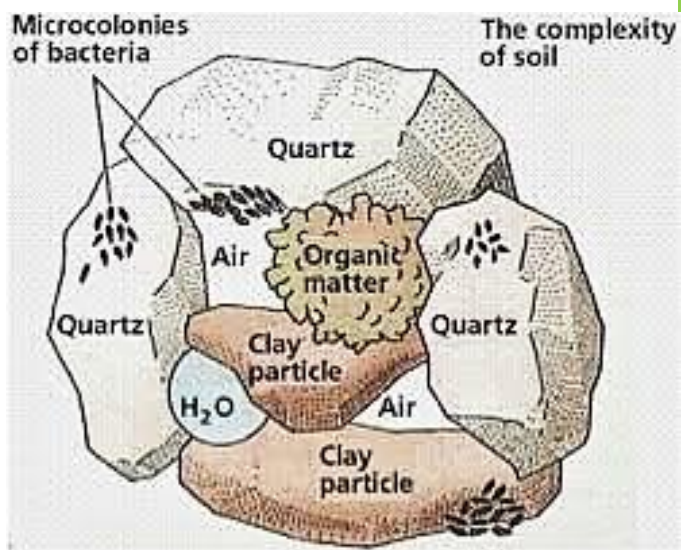


Διπλωματική Εργασία

Κατανομή Μάζας, Χημικές και Βιοχημικές Ιδιότητες Συσσωματωμάτων σε
Χρονοσειρά Εδαφών



Αντώνιος Αποστολάκης
ΑΜ: 2010050007

Εξεταστική επιτροπή:

Νικόλαος Παρανυχιανάκης (επ.)

Νικόλαος Νικολαΐδης

Γεώργιος Καρατζάς

Δανάη Βενιέρη (αν.)

Χανιά 2015

Ευχαριστίες

Με την περάτωση της διπλωματικής μου εργασίας ολοκληρώνεται ο κύκλος σπουδών μου στη σχολή Μηχανικών Περιβάλλοντος του Πολυτεχνείου Κρήτης και οφείλω να εκφράσω τις ευχαριστίες μου σε όλους όσους με στήριξαν στην προσπάθεια αυτή.

Ιδιαίτερα θέλω να ευχαριστήσω τον Επίκουρο Καθηγητή Νικόλαο Παρανυχιανάκη για την καθοδήγηση και τις γνώσεις που μου πρόσφερε κατά τη διάρκεια της διπλωματικής εργασίας και της διδασκαλίας του στα πλαίσια του κύκλου σπουδών της σχολής αλλά και για την εμπιστοσύνη που μου έδειξε αναθέτοντας μου ένα τόσο σημαντικό θέμα. Επιπλέον, θα ήθελα να ευχαριστήσω τα μέλη της εξεταστικής επιτροπής, τον Καθ. Γεώργιο Καρατζά και τον Καθ. Νικόλαο Νικολαΐδη για την αξιολόγηση της παρούσας εργασίας.

Ευχαριστώ επίσης την υποψήφια Διδάκτορα Μυρτώ Τσικνιά για την πολύτιμη βοήθεια και καθοδήγηση της σε όλη την διάρκεια εκπόνησης της διπλωματικής μου εργασίας. Οι γνώσεις γύρω από τα περιβαλλοντικά ζητήματα και η εργαστηριακή εμπειρία της ήταν καθοριστικά για την διεκπεραίωση της εργασίας. Ακόμα, θέλω να ευχαριστήσω τον υποψήφιο Διδάκτορα Γιαννάκη Γεώργιο για τη βοήθεια του σε σημαντικό τομέα του εργαστηριακού τμήματος της εργασίας και την υποψήφια Διδάκτορα Σωτηρία Πανακούλια για τη βοήθεια και τις υποδείξεις της στη χρήση του μοντέλου CAST. Επίσης, ευχαριστώ τη Μαρία-Λιλιάννα Σαρού και τη Στέλλα Βουτσαδάκη που ως υπεύθυνες του εργαστηρίου Ύδρογεωχημικής μηχανικής και αποκατάστασης εδαφών συνέβαλλαν με τις οδηγίες τους στην εκπόνηση της εργασίας.

Τέλος, ευχαριστώ την οικογένεια μου και ιδιαίτερα τους γονείς μου, Μαρία και Μανώλη, που μου πρόσφεραν την ευκαιρία στην επιστημονική μόρφωση μέσα από τις σπουδές μου στη σχολή Μηχανικών Περιβάλλοντος, τα αδέρφια μου Θοδωρή, Εύα και Σήφη για τη στήριξη τους όλα αυτά τα χρόνια αλλά και τους Ευγενία, Μύρωνα, Βαγγέλη, Νώντα, Βαγγέλη και Μηνά καθώς και τους Ροδόπη, Μαρκέλλα, Μανούσο και Αλέξανδρο για τη φιλία και την απεριόριστη υπομονή τους.

Περίληψη

Η παρούσα εργασία διερευνά την επίδραση της χρήσης γης στην κατανομή μάζας του εδάφους μεταξύ συσσωματωμάτων διαφορετικών κλάσεων (>2 mm, 2,0-1,0 mm, 1,0-0,25 mm, 0.25-0,053 mm και $<0,053$ mm), καθώς και στις χημικές (TN, TOC, NH_4^+ , NO_3^-) και βιοχημικές (ενεργότητες ενζύμων και μικροβιακή αναπνοή) ιδιότητες τους. Αναλυτικότερα, εδάφη που υπόκεινται σε συνεχή κατεργασία εδάφους ή που βρίσκονται σε αγρανάπαυση τα τελευταία 6 και 50 έτη μελετήθηκαν προκειμένου να κατανοήσουμε τους μηχανισμούς που συμβάλουν στην αποθήκευση C και στην βελτίωση της γονιμότητας των εδαφών. Για την προσομοίωση της αποθήκευσης C συναρτήση του χρόνου χρησιμοποιήθηκε το μηχανιστικό μοντέλο CAST. Τέλος, λαμβάνοντας υπόψη την μεγάλη ετερογένεια των δημοσιευμένων αποτελεσμάτων, καθώς και την ανάγκη για ανάπτυξη μίας κοινά αποδεκτής μεθοδολογίας για την αξιολόγηση των βιοχημικών και βιολογικών ιδιοτήτων των συσσωματωμάτων του εδάφους αξιολογήθηκαν οι δύο βασικότερες μεθοδολογίες απομόνωσης (υγρή κοσκίνιση και ξηρή κοσκίνιση υπό συνθήκες άριστης υγρασίας εδάφους).

Abstract

This work investigates the effect of land use on soil structure, through the examination of mass distribution among aggregation classes (>2 mm, 2.0-1.0 mm, 1.0-0.250 mm, 0.250-0.053 mm and <0.053 mm) as well as their chemical (TOC, TN, NH_4^+ , NO_3^-) and biochemical properties (enzymatic activity and microbial respiration). In order to understand the interaction between C sequestration, soil structure and soil fertility in general, 3 different land uses that represent a soil chronosequence, from frequent tilling for 30 years to native vegetation for 6 and 50 years, were studied. Moreover, the CAST model was used to simulate C sequestration in respect with the above mentioned chronosequence. Finally, until now, due to the lack of a common methodology for evaluating the biochemical and biological properties of soil aggregates, the published data exhibit great heterogeneity. For this reason, the two prominent sieving methodologies (wet sieving and dry sieving under optimum soil moisture conditions) were used and assessed.

1 Table of Contents

1	Βιβλιογραφική αναδρομή.....	5
1.1	Η υφιστάμενη κατάσταση και η αξία του εδάφους	5
1.2	Η δομή εδάφους	5
1.2.1	Ιεράρχηση και εννοιολογικά μοντέλα σχηματισμού των συσσωματωμάτων	5
1.2.2	Κατάταξη και σημασία των πόρων στη δομή	7
1.3	Η εδαφική δομή, οι παράγοντες επίδρασης και οι λειτουργίες του εδάφους	8
1.3.1	Επίδραση εδαφικών παραγόντων στην εδαφική δομή	8
1.3.2	Επίδραση δομής στις ιδιότητες και τις οικοσυστημικές λειτουργίες του εδάφους	14
1.4	Η δομή του εδάφους και ο κύκλος του άνθρακα	17
1.4.1	Το οργανικό υλικό στα εδαφικά συστήματα	17
1.4.2	Αποθήκες οργανικού υλικού στα εδαφικά συστήματα	18
1.4.3	Κορεσμός άνθρακα στα εδαφικά συστήματα	18
1.4.4	Συσώρευση και σταθεροποίηση του SOM	19
1.4.5	Μοντελοποίηση εδαφικών συστημάτων- CAST	24
2	Υλικά και Μέθοδοι	25
2.1	Περιοχή μελέτης και δειγματοληψίες	25
2.2	Πρωτόκολλο πειραματικών μετρήσεων	27
2.2.1	Υγρασία	27
2.2.2	pH	27
2.2.3	Προσδιορισμός κοκκομετρίας	27
2.2.4	Διαχωρισμός εδαφικών συσσωματωμάτων	28
2.2.5	Διόρθωση άμμου για την ΥΚ	29
2.2.6	Νιτρικό και αμμωνιακό άζωτο	29
2.2.7	Ολικός οργανικός άνθρακας (TOC) & Ολικό άζωτο (TN)	29
2.2.8	Ρυθμός μικροβιακής αναπνοής	29
2.2.9	Ενζυμική ενεργότητα	30
2.2.10	Μοντελοποίηση των εδαφών	32
2.2.11	Στατιστική επεξεργασία	36
3	Αποτελέσματα	36
3.1	Φυσικοχημικές αναλύσεις	36
3.1.1	Υγρασία, pH, κοκκομετρία και διόρθωση άμμου	36
3.1.2	Κατανομή μάζας στα συσσωματώματα	39

3.1.3	TOC και TN	41
3.1.4	NO_3^- και NH_4^+	44
3.2	Βιοχημικές αναλύσεις	47
3.2.1	Ουρεάση	47
3.2.2	β-γλουκοσαμινιδάση	48
3.2.3	Οξειδάση της φαινόλης	50
3.2.4	Περοξειδάση	52
3.2.5	CO_2	53
3.3	Μοντελοποίηση	55
4	Συζήτηση	59
4.1	Μέθοδος διαχωρισμού συσσωματωμάτων	60
4.2	Δομή	61
4.3	TOC και TN	61
4.4	Ένζυμα	61
4.5	Μικροβιακή αναπνοή	62
4.6	Μοντελοποίηση	63
5	Βιβλιογραφία	63

1 Βιβλιογραφική αναδρομή

1.1 Η υφιστάμενη κατάσταση και η αξία του εδάφους

Τον τελευταίο αιώνα, οι εδαφικοί πόροι έχουν υποστεί σημαντική υποβάθμιση, σε παγκόσμιο επίπεδο, κυρίως λόγω της εντατικής και μη αειφορικής καλλιέργειας, των μη-ορθολογικών καλλιεργητικών πρακτικών καθώς και της Κλιματικής Αλλαγής. Η αρνητική αυτή επίδραση στους εδαφικούς πόρους έχει πολλαπλές επιπτώσεις, αφού το έδαφος εξυπηρετεί πολλές λειτουργίες. Για παράδειγμα, το έδαφος α) υποστηρίζει τη φυσική υποδομή για την ανάπτυξη και τη στήριξη των φυτικών οργανισμών και αποτελεί τον οικολογικό θώκο χιλιάδων ανώτερων και μικροβιακών οργανισμών, β) αποτελεί πηγή θρεπτικών στοιχείων για φυτικούς και ζωικούς οργανισμούς και μικροοργανισμούς, γ) αποτελεί τη μεγαλύτερη 'αποθήκη' γενετικού υλικού σε σχέση με την υδρόσφαιρα και την ατμόσφαιρα, δ) δρα ως φυσικό σύστημα φίλτρανσης και καθορισμού της πορείας του νερού καθώς και ε) αποτελεί την σημαντικότερη αποθήκη άνθρακα αλλά και σημαντικών ποσοτήτων οξυγόνου, μεθανίου, αμμωνίας και άλλων αερίων επιδρώντας έτσι στην σύνθεση της ατμόσφαιρας και στο φαινόμενο του θερμοκηπίου, είτε θετικά δεσμεύοντας είτε αρνητικά απελευθερώνοντας τα αέρια αυτά (Brady & Weil 2011).

1.2 Η δομή εδάφους

Δυο από τις πιο σημαντικές φυσικές ιδιότητες του εδάφους είναι η κοκκομετρία (soil texture) και η δομή (soil structure). Η κοκκομετρία περιγράφει την αναλογία με την οποία περιέχονται τα διάφορα μεγέθη κόκκων (άργιλος- clay, ιλύς- silt και άμμος- sand) στο έδαφος, ενώ η δομή αναφέρεται στη διευθέτηση των κόκκων και των οργανικών σωματιδίων στο έδαφος, τα οποία ενώνονται εξαιτίας διαφόρων μηχανισμών και σχηματίζουν τις διακριτές δομικές μονάδες του εδάφους, τα συσσωματώματα (aggregates). Η εδαφική δομή εκφράζεται ως ο βαθμός σταθερότητας των συσσωματωμάτων. Πρέπει να σημειωθεί ωστόσο, ότι η δομή του εδάφους δεν αναφέρεται μόνο στα εδαφικά συσσωματώματα, αλλά και στους πόρους που βρίσκονται εντός και μεταξύ αυτών.

1.2.1 Ιεράρχηση και εννοιολογικά μοντέλα σχηματισμού των συσσωματωμάτων

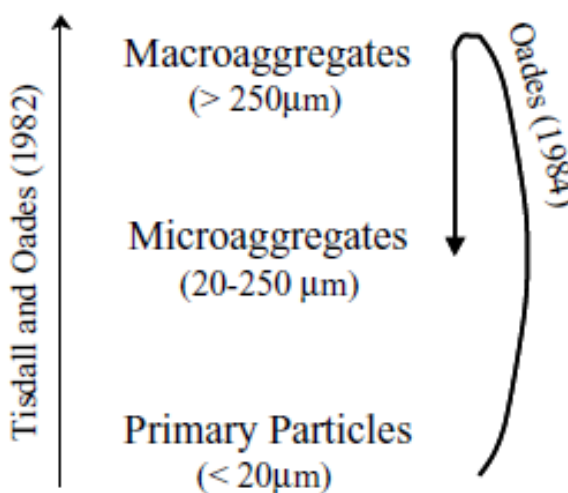
Τα διάφορα στρώματα του εδάφους (αλλά κυρίως τα επιφανειακά) χαρακτηρίζονται από συγκεκριμένη δομή, η οποία παρουσιάζει μια ιεραρχική κατανομή των συσσωματωμάτων. Έτσι, διακρίνονται τρεις τάξεις: α) η τάξη των μακρο-συσσωματωμάτων (macro-aggregates), ΜΣ, που κυμαίνονται από 2000 έως 250μm, β) αυτή των μικρο-συσσωματωμάτων (micro-aggregates), μΣ, που κυμαίνονται από 250 έως 53μm και γ) η τάξη των δομών σωματιδίων αργίλου, ιλύος και οργανικού υλικού (clay domains), το μέγεθος της οποίας είναι μικρότερη των 53μm. Πρέπει να σημειωθεί ότι τα όρια της τάξης των clay domains συμπίπτουν σε μέγεθος διαμέτρου με αυτήν των εδαφικών ορυκτών σωματιδίων της ιλύος και της αργίλου, που είναι μικρότερα των 50μm και μη συσσωματωμένα (individuals). Τα όρια των παραπάνω τάξεων είναι σαφώς ορισμένα, ωστόσο αξίζει να σημειωθεί ότι διαφορετικές ερευνητικές ομάδες λαμβάνουν υπόψη άλλες κατηγοριοποιήσεις. Για το σχηματισμό και τη σταθεροποίηση των μακρο- και των μικρο-συσσωματωμάτων έχουν προταθεί διάφορα μοντέλα, τα πιο σημαντικά σημεία εκ των οποίων αναφέρονται ακολούθως.

Σύμφωνα με το μοντέλο 'Aggregate hierarchy concept' των Tisdall and Oades (1982) τα διαφορετικά επίπεδα συσσωμάτωσης σχηματίζονται κάτω από την δράση διαφορετικών μηχανισμών, οι οποίες χαρακτηρίζονται από διαφορετική ικανότητα σύνδεσης, ανθεκτικότητα και διάρκεια (Jarvis et al. 2012). Έτσι, τα ελεύθερα εδαφικά ορυκτά (σωματίδια αργίλου και ιλύος) συνδέονται μεταξύ τους υπό την δράση δισθενών και τρισθενών κατιόντων (όπως σιδήρου Fe, ασβεστίου Ca και αλουμινίου Al) αλλά και οργανικού υλικού και οξειδίων (κυρίως σε εδάφη που έχουν υποστεί έντονη αποσάθρωση, όπως τα

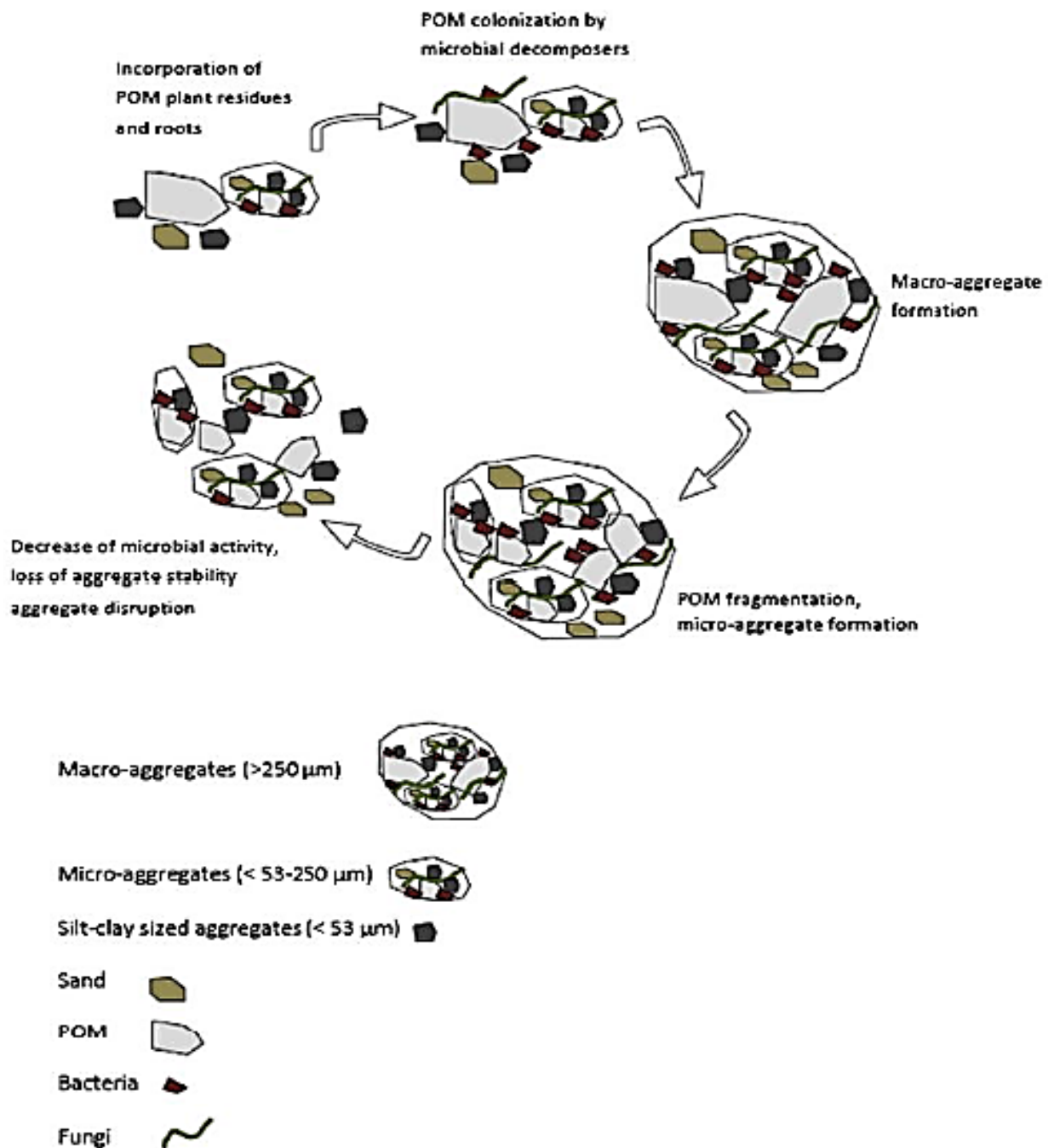
Oxisols), σχηματίζοντας τα clay domains, και στη συνέχεια τα μικρο-συσσωματώματα. Οι συνδετικοί παράγοντες σχηματισμού των μζ είναι ιδιαίτερα ισχυροί και σταθεροί. Τα μζ στη συνέχεια, υπό την επίδραση συνδετικών παραγόντων μέσης σταθερότητας, όπως οι ρίζες των φυτών και οι υφές των πολυκυτταρικών μυκήτων, αλλά και χαμηλής ανθεκτικότητας κολλώδεις ουσιών, όπως πολυσακχαρίτες μικροβιακής και φυτικής προέλευσης, συνδέονται για να σχηματίσουν τα μακρο-συσσωματώματα.

Βάση των παραπάνω είναι δυνατόν να εξαχθούν τρία συμπεράσματα: α) τα συσσωματώματα μιας χαμηλής τάξης είναι πιο ανθεκτικά από τα συσσωματώματα της αμέσως μεγαλύτερης, β) τα μικρο-συσσωματώματα σχηματίζονται πρώτα και είναι αρχικά ελεύθερα, ενώ στη συνέχεια αποτελούν το δομικό λίθο των μακρο-συσσωματωμάτων με αποτέλεσμα τα μικρο-συσσωματώματα να βρίσκονται μέσα στα μακρο-συσσωματώματα και γ) ότι οι παράγοντες που επιδρούν στη σύνθεση των διαφορετικών τάξεων συσσωματωμάτων είναι διαφορετικοί και χαρακτηρίζονται από διαφορετική ανθεκτικότητα.

Ωστόσο, ο Oades (1984) και στη συνέχεια οι Elliott & Coleman (1988) και ο Six et al. (2000) πρότειναν ότι τα μακρο-συσσωματώματα είναι αυτά που σχηματίζονται σε πρώτο στάδιο και ότι ουσιαστικά αποτελούν τη 'μήτρα' παραγωγής των μικρο-συσσωματωμάτων (Εικ. 1.1). Σύμφωνα με το μοντέλο αυτό όταν τα φρέσκα (κυρίως φυτικά) υπολείμματα ενσωματώνονται στο έδαφος, οι εδαφικοί μικροοργανισμοί καταναλώνουν τον εύκολα αποδομούμενο οργανικού άνθρακα παράγοντας βλενώδης ουσίες. Οι ουσίες αυτές οδηγούν στο σχηματισμό μακρο-συσσωματωμάτων γύρω από χονδρό σωματιδιακό οργανικό υλικό >250μm (coarse intra-POM). Το coarse intra-POM είναι το σωματιδιακό οργανικό υλικό που περιέχεται στα μακρο-συσσωματώματα και αποδομείται περεταίρω σε POM λεπτής μορφής 250-53μm (fine intra-POM). Το fine intra-POM αρχίζει να επικαλύπτεται από αργιλικά σωματίδια και νέα μεταβολικά προϊόντα των μικροοργανισμών σχηματίζοντας έτσι τα μικρο-συσσωματώματα μέσα στα μακρο-συσσωματώματα. Εν τέλει, οι συνδετικοί παράγοντες που συντέλεσαν στη δημιουργία των μακρο-συσσωματωμάτων αρχίζουν να χάνουν την σταθερότητα τους και να απελευθερώνουν τα σχηματισμένα μικρο-συσσωματώματα. Τα ελεύθερα πλέον μικρο-συσσωματώματα παίζουν σημαντικό ρόλο στον νέο κύκλο σχηματισμού των μακρο-συσσωματωμάτων και στη διατήρηση του οργανικού υλικού που περιέχουν (Εικ. 1.2).



Εικόνα 1.1 Χρονολογική διαφορά στο σχηματισμό των κύριων δομικών μονάδων του εδάφους μεταξύ των εννοιολογικών μοντέλων που προτάθηκαν από τους (Jarvis et al. 2012) και (Oades 1984). (Six et al. 2004)



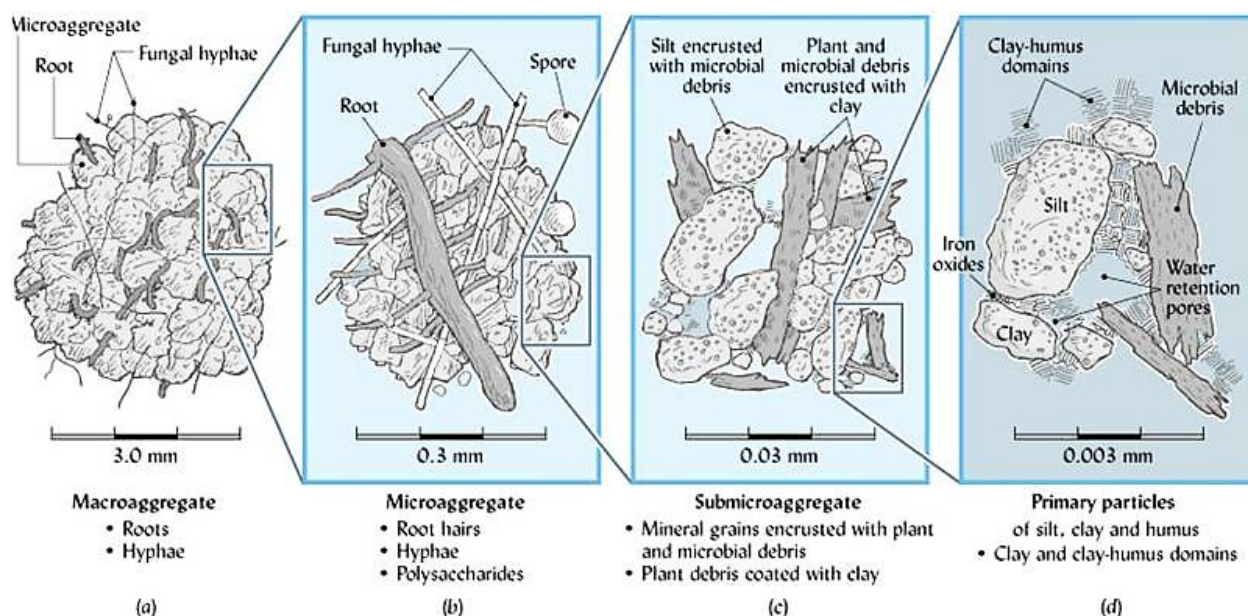
Εικόνα 1.2 Εννοιολογικό μοντέλο σχηματισμού συσσωματωμάτων (Stamati et al. 2013).

1.2.2 Κατάταξη και σημασία των πόρων στη δομή

Η δομή του εδάφους αποτελείται, πέρα από τα συσσωματώματα, και από τους πόρους που υπάρχουν στη μάζα του. Μια εναλλακτική προσέγγιση για τον χαρακτηρισμό της δομής του εδάφους δόθηκε από τους Elliott & Coleman (1988), που διατύπωσαν ένα σύστημα ιεράρχησης των πόρων του εδάφους, ανάλογο αυτού του 'Aggregate hierarchy concept'. Σύμφωνα με το σύστημα αυτό υπάρχουν τέσσερα ιεραρχικά επίπεδα κατηγοριοποίησης των πόρων: α) οι μακρο-πόροι, β) οι πόροι μεταξύ των μακρο-

συσσωματωμάτων, γ) οι πόροι μεταξύ των μικρο-συσσωματωμάτων μέσα στα μακρο-συσσωματώματα και δ) οι πόροι μέσα στα μικρο-συσσωματώματα.

Επιπλέον, ο Dexter (1988) διατύπωσε στη θεωρία 'Porosity exclusion principle' ότι τα συσσωματώματα μιας κατώτερης ιεραρχικής βαθμίδας είναι αυτά που οριοθετούν (πληρούν και αποκλείουν) τους πόρους ανάμεσα στις δομές της αμέσως μεγαλύτερης βαθμίδας. Έτσι, τα μακρο-συσσωματώματα πρόκειται να παρουσιάζουν μεγαλύτερο πορώδες σε σχέση με τα μικρο-συσσωματώματα. Οι Kay & Dexter (1990) βασισμένοι στη θεωρία του Dexter συμπέρανε ότι η αποτελεσματικότητα των διαφόρων παραγόντων που επιδρούν στο σχηματισμό των συσσωματωμάτων βασίζεται στις διαστάσεις των παραγόντων αυτών και το μέγεθος των πόρων που μεσολαβούν μεταξύ των σωματιδίων που πρόκειται να ενώσουν (Εικ. 1.3). Έτσι, οι ανόργανες και οργανικές ουσίες λόγω του μικρού τους μεγέθους συμβάλλουν στη σταθεροποίηση των μικρο-συσσωματωμάτων, ενώ οι ρίζες και οι υφές δρουν σε σωματίδια που χωρίζονται από μεγαλύτερους πόρους.



Εικόνα 1.3 Συνδεδειγμένοι παράγοντες μακρο- και μικρο- συσσωματωμάτων (Brady & Weil 2011).

Τα μοντέλα αυτά, δυο για το πορώδες του εδάφους και ένα για την κατάταξη των συσσωματωμάτων, οδηγούν σε κοινά συμπεράσματα για τους συνδεδειγμένους παράγοντες (πολυσθενή κατιόντα, οξείδια, οργανικές ενώσεις και πολυσακχαρίτες, ρίζες και μυκηλιακές υφές, οργανικός άνθρακας) και το πως αυτοί επιδρούν στη διαμόρφωση της δομής του εδάφους σε σχέση με την ιεράρχηση των συσσωματωμάτων (Six et al. 2004).

1.3 Η εδαφική δομή, οι παράγοντες επίδρασης και οι λειτουργίες του εδάφους

Στο παρόν κεφάλαιο εξετάζονται δυο συσχετίσεις, πρώτα η επίδραση των διάφορων παραγόντων του εδάφους στο σχηματισμό και τη σταθεροποίηση της δομής του, και έπειτα ο ρόλος της εδαφικής δομής στις οικοσυστημικές λειτουργίες του εδάφους.

1.3.1 Επίδραση εδαφικών παραγόντων στην εδαφική δομή

Οι παράγοντες που επηρεάζουν το σχηματισμό και τη σταθερότητα των συσσωματωμάτων του εδάφους διακρίνονται σε φυσικούς, χημικούς και βιολογικούς. Οι φυσικοί και χημικοί παράγοντες είναι πιο

σημαντικοί για το σχηματισμό των μικρών συσσωματωμάτων και συνδέονται στενά με την παρουσία αργίλου (αλλά και την ορυκτολογία της) στην κοκκομετρία του εδάφους. Οι βιολογικοί παράγοντες επηρεάζουν κυρίως το σχηματισμό μεγαλύτερων συσσωματωμάτων.

Πρέπει να σημειωθεί ότι σχεδόν για όλους τους παράγοντες σχηματισμού των συσσωματωμάτων, πολύ μεγάλη σημασία αποκτά η ορυκτολογία των εδαφικών σωματιδίων που απαρτίζουν το έδαφος. Αυτό ισχύει ειδικά για την άργιλο, όπου η ιδιότητες της μεταβάλλονται έντονα σε σχέση με την ορυκτολογία (expanding 2:1 πυριτική άργιλος, non-expanding 2:1 πυριτική άργιλος, 1:1 πυριτική άργιλος, μη-κρυσταλλική πυριτική άργιλος).

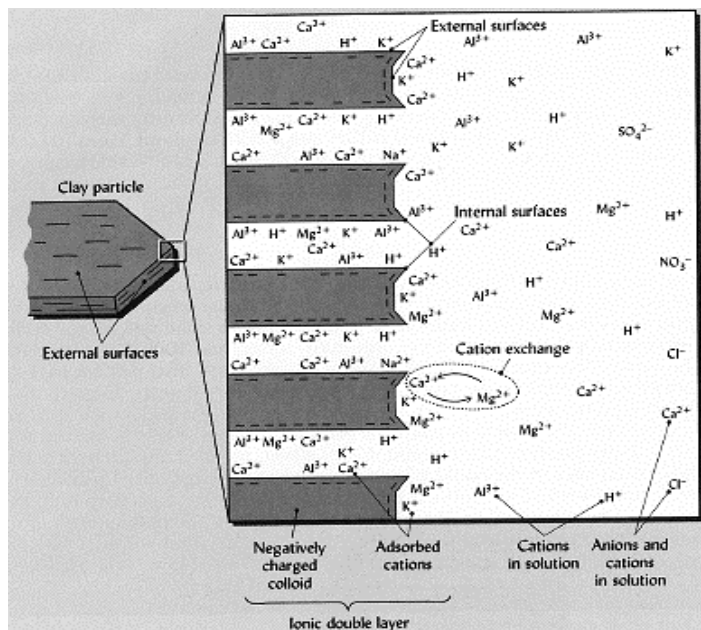
Επίσης, τονίζεται ότι η επίδραση ορισμένων παραγόντων στη συσσωμάτωση είναι έμμεση, μέσα από την ενίσχυση της συσσώρευσης και της σταθεροποίησης του οργανικού υλικού στα εδάφη. Η σχέση του οργανικού υλικού με τη συσσωμάτωση είναι αμφίδρομη, αφού το οργανικό υλικό ενισχύει μέσω πολλών μηχανισμών τη δομή του εδάφους, ενώ την ίδια στιγμή η δομή προσφέρει φυσική προστασία στο οργανικό υλικό.

Φυσικοχημικοί παράγοντες

Επίδραση κατιόντων στις αργιλικές δομές

Η χαμηλότερη τάξη των συσσωματωμάτων είναι αυτή των δομών αργιλικών σωματιδίων και οργανικού υλικού (clay domains). Ο σχηματισμός των δομών αυτών επιτυγχάνεται μέσα από τη δράση πολυσθενών κατιόντων (δισθενή, όπως ασβεστίου Ca^{2+} και Mg^{2+} και τρισθενή, όπως σιδήρου Fe^{3+} και αλουμινίου Al^{3+}) που έχουν τη δυνατότητα να έλκουν τις αρνητικά φορτισμένες πλατιές επιφάνειες των αργιλικών σωματιδίων (Εικ. 1.4). Για να πραγματοποιηθεί η σύνδεση των αργιλικών σωματιδίων (κροκίδωση-flocculation- αργιλικών ορυκτών) πρέπει αυτά να είναι αρκετά κοντά και τα κατιόντα να βρίσκονται ανάμεσα στα φύλλα τους (Brady & Weil 2011).

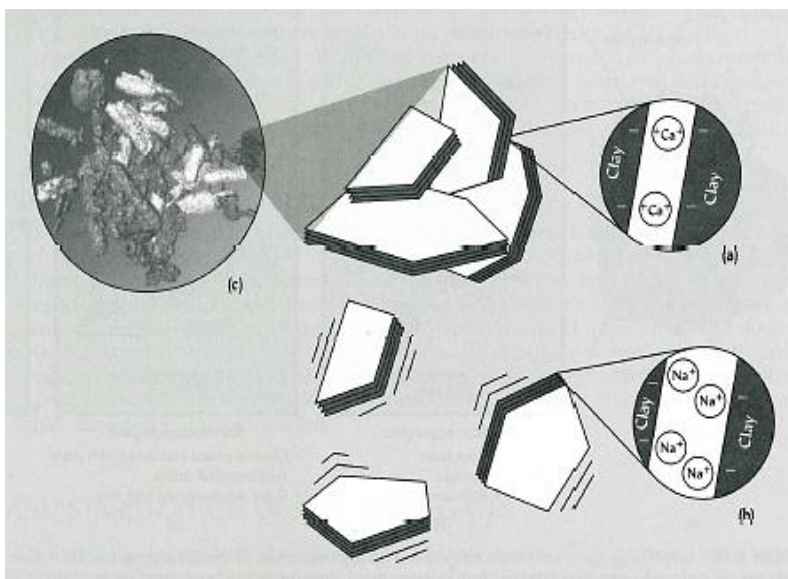
Τα τρισθενή κατιόντα (Fe^{3+} και Al^{3+}) βελτιώνουν την εδαφική δομή πέρα από τη δημιουργία κατιονικών δεσμών και μέσα από το σχηματισμό οργανο-μεταλλικών ενώσεων (organo-metallic compounds). Η διαλυτότητα και η κινητικότητα των κατιόντων αυτών εξαρτάται από το pH, και υψηλή διαλυτότητα συνδέεται με χαμηλό pH. Η επίδραση των κατιόντων αυτών στη συσσωμάτωση είναι ιδιαίτερα σημαντική σε όξινα και ξηρά εδάφη με χαμηλό περιεχόμενο σε άργιλο και SOC, όπου ουσιαστικά φαίνεται να την ελέγχουν. Το διαλυτό οργανικό υλικό (dissolved organic compounds, DOC) μπορεί να συνδεθεί με τα κατιόντα των μετάλλων, σε χαμηλό pH και να σχηματίσει οργανο-μεταλλικές ενώσεις, η οποίες δύναται να καθιζάνουν στη συνέχεια στο έδαφος.



Εικόνα 1.4 Αναπαράσταση πυριτικής άργιλου κρυσταλλικής μορφής και των προσροφημένων κατιόντων (Brady & Weil 2011).

Οι δομές των αργιλικών σωματιδίων μπορούν να δημιουργηθούν, επίσης, μέσω της ελκτικής αλληλεπίδρασης της αρνητικά φορτισμένης πλατιάς πλευράς και της θετικά φορτισμένης ακμής δυο διαφορετικών σωματιδίων. Οι δομές που σχηματίζονται εξαιτίας αυτού του μηχανισμού, είναι πιο άναρχα δομημένες. Ακόμα, στο σχηματισμό των δομών αυτών συνεισφέρουν και υδρόφοβες οργανικές ενώσεις που σχηματίζουν γέφυρες για τη σύνδεση των αργιλικών σωματιδίων.

Το νάτριο αποτελεί ένα μονοσθενές κατιόν (Na^+) και παρουσιάζει υψηλή ικανότητα διασποράς (Εικ. 1.5). Έτσι, πρόκειται για ένα σημαντικό παράγοντα άμεσης διατάραξης των συσσωματωμάτων μέσω της διασποράς των αργιλικών σωματιδίων και έμμεσης λόγω της αρνητικής επίδρασης στη βλάστηση. Η αυξημένη απώθηση των αργίλων λόγω της παρουσίας του νατρίου, μπορεί να σπάσει τα συσσωματώματα καθιστώντας τον περιεχόμενο οργανικό άνθρακα άμεσα διαθέσιμο για αποδόμηση. Σε εδάφη με υψηλή συγκέντρωση κατιόντων νατρίου, απαιτείται η εφαρμογή πρακτικών που να το αντικαταστήσουν στις θέσεις ανταλλαγής κατιόντων των ορυκτών με κατιόντα ασβεστίου ή μαγνησίου που μετριάζουν την επίδραση του Na^+ .



Εικόνα 1.5 Επίδραση Na^+ στα αργιλικά σωματίδια (Brady & Weil 2011).

Ο σχηματισμός των παραπάνω δομών υποβοηθά τη συσσωμάτωση άμεσα διότι δημιουργεί τα συσσωματώματα της κατώτερης βαθμίδας και αποτελεί σημείο περαιτέρω συσσωμάτωσης (Jarvis et al. 2012), αλλά και έμμεσα αφού επιδρά θετικά στη συσώρευση οργανικού υλικού στα εδάφη.

Επίδραση διόγκωσης και συρρίκνωσης

Μέσα από τη διόγκωση και τη συρρίκνωση του εδάφους δημιουργούνται περιοχές αυξημένης πίεσης και περιοχές όπου σχηματίζονται ρωγμές κατά μήκος των αδύναμων ζωνών του εδάφους. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα τη συμπίεση των εδαφικών σωματιδίων (με αποτέλεσμα το σχηματισμό συσσωματωμάτων), αλλά και την καταστροφή μεγάλων εδαφικών θρόμβων σε συσσωματώματα φυσικού μεγέθους. Η διόγκωση και η συρρίκνωση προκαλείται από την ξήρανση των εδαφών, αφού το νερό που βρίσκεται προσροφημένο στα αργιλικά σωματίδια απομακρύνεται, επιτρέποντας έτσι στα σωματίδια να βρεθούν πιο κοντά. Τέτοιου είδους ξήρανση επιτυγχάνεται μέσω των κύκλων ξήρανσης-ύγρυνσης (dry-wet cycles) και ψύξης-απόψυξης (freezing-thawing cycles), αλλά και από τη δράση των ριζών που αντλούν την υγρασία από τις γειτονικές τους περιοχές. Ένας ακόμα μηχανισμός καταστροφής που λαμβάνει χώρα κατά την ύγρυνση του εδάφους, αναφέρεται στον εγκλωβισμό του αέρα μέσα στους πόρους καθώς το υγρό μέτωπο προχωράει (Ma et al. 2015). Ο εγκλωβισμός οδηγεί σε αύξηση της πίεσης και καταλήγει στη θραύση του συσσωματώματος.

Οι κύκλοι αυτοί επιδρούν τόσο στο σχηματισμό και τη δημιουργία των συσσωματωμάτων, όσο και στην καταστροφή τους. Αν οι δράσεις της καταστροφής και της δημιουργίας θα έχουν θετικό ή αρνητικό

ισοζύγιο, εξαρτάται από πολλούς παράγοντες, όπως η συχνότητα που παρουσιάζονται οι κύκλοι αλλά και εξωτερικές συνιστώσες, όπως η ταυτόχρονη προσθήκη οργανικού υλικού (Cosentino et al. 2006). Οι Denef et al. (2001) διαπίστωσαν ότι η επίδραση των κύκλων ξήρανσης-ύγρυνσης οδηγούσε σε σταθεροποίηση των μακρο-συσσωματωμάτων και αύξηση των υδατο-σταθερών μακρο-συσσωματωμάτων (Water Stable Aggregates, WSA) μετά την εφαρμογή κάποιων κύκλων.

Οι Ma et al. (2015) εφάρμοσαν κύκλους ξήρανσης και ύγρυνσης σε συσσωματώματα με διάφορους ρυθμούς ύγρυνσης, συχνότητες εφαρμογής και αριθμό κύκλων και κατέληξαν ότι η εφαρμογή των κύκλων έχει μεγάλη επίδραση στο ποσοστό, το σχήμα και το μέγεθος των πόρων. Πιο συγκεκριμένα, υπήρξε μεγάλη αύξηση των πόρων με μέγεθος >100 μm και μεγάλη μείωση των πόρων με μέγεθος 75-100 μm, ενώ οι πόροι με μέγεθος <75 μm επηρεάστηκαν σε χαμηλότερο βαθμό. Οι Ma et al. (2015) συμπέραναν ότι η αύξηση των πόρων >100 μm μπορεί να οφείλεται i) σε σχηματισμό νέων πόρων στη δομή των συσσωματωμάτων ή ii) στη συνένωση παλαιών πόρων κατά τον κύκλο ξήρανσης-ύγρυνσης. Οι παραπάνω κατέληξαν ότι οι κύκλοι οδηγούν στο σχηματισμό μακρο-πόρων, που είναι απαραίτητοι για τη διηθητικότητα, τον αερισμό και την δυνατότητα κίνησης της εδαφική διάλυσης (υπό συνθήκες κορεσμού).

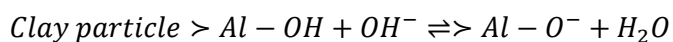
Επίδραση οξειδίων σιδήρου και αλουμινίου

Εδάφη που έχουν υποστεί έντονη αποσάθρωση, όπως τα τροπικά εδάφη και ιδιαίτερα τα Oxisols, παρουσιάζουν κοκκομετρία που κυριαρχείται από την παρουσία της αργίλου. Τα κυριότερα είδη αργίλου που συναντώνται σε αυτά τα εδάφη είναι ο καολινίτης και τα οξειδίων Fe, Al και Mn. Τα οξείδια μπορούν να δράσουν ως συνδετικοί παράγοντες με τους εξής μηχανισμούς: i) ροφώντας στην επιφάνεια τους οργανικό υλικό (Oades & Waters 1991), ii) επικαλύπτοντας τα εδαφικά ορυκτά σωματίδια δημιουργώντας έτσι γέφυρες ανάμεσα στα ορυκτά (Fordham & Norrish 1983; Muggler et al. 1999) και iii) με ηλεκτροστατικούς δεσμούς με την αρνητικά φορτισμένη επιφάνεια των αργιλικών σωματιδίων (El-Swaify & Emerson 1975). Στα εδάφη αυτά, επομένως, η συσσωμάτωση εξαρτάται λιγότερο από την παρουσία οργανικού υλικού, με συνέπεια να μην παρατηρείται συνήθως η ιεραρχική δομή των συσσωματωμάτων (aggregate hierarchy concept) (Oades & Waters 1991; Six et al. 2000).

Πρόσφατα, ωστόσο, αναφέρθηκε μια ανάλογη ιεραρχική δομή σε εδάφη με έντονη αποσάθρωση, σε μικρότερα όμως μεγέθη συσσωματωμάτων (Asano & Wagai 2014; Rabbi et al. 2015). Οι Rabbi et al. (2015) μελετώντας 3 περιοχές διαφορετικής χρήσης γης σε Oxisols εδάφη, βρήκαν ότι το 80% της εδαφικής μάζας συγκρατήθηκε κατά την κοσκίνιση στα κλάσματα των μακρο- και μικρο-συσσωματωμάτων. Οι Vrdoljak & Sposito (2002) διαπίστωσαν την ύπαρξη δομής σε εδάφη τύπου Oxisols και συμπέραναν ότι το SOC επηρεάζει σημαντικά τη συσσωμάτωση ακόμα και σε αυτά τα εδάφη.

Επίδραση εδαφικού pH

Το pH επηρεάζει σε μεγάλο βαθμό την ανάπτυξη της βλάστησης, τη διαλυτότητα των μεταλλικών ιόντων, τη μικροβιακή δραστηριότητα και τη τάση διασποράς της αργίλου (clay dispersion). Το αρνητικό φορτίο των αργιλικών σωματιδίων διακρίνεται στο σταθερό φορτίο και στο εξαρτώμενο από το pH. Πιο συγκεκριμένα, το μεταβλητό φορτίο αυξάνει με το pH, όπως φαίνεται στην ακόλουθη ποιοτική αντίδραση



οδηγώντας έτσι σε αύξηση της απωθητικότητας των σωματιδίων (Brady & Weil 2011).

Επίδραση οργανικού υλικού και θρεπτικών

Η οργανική ύλη, όπως προκύπτει από τα επικρατέστερα εννοιολογικά μοντέλα σχηματισμού των συσσωματωμάτων, αποτελεί το κέντρο δημιουργίας των δομικών μονάδων του εδάφους. Η σταθερότητα των συσσωματωμάτων εξαρτάται τόσο από την ποσότητα όσο και από την ποιότητα του οργανικού υλικού που εισέρχεται στα εδάφη, κυρίως με τη μορφή φυτικών υπολειμμάτων ή εκκρίσεων από το ριζικό σύστημα.

Το οργανικό υλικό παρέχει το απαραίτητο ενεργειακό υπόστρωμα για τη μικροβιακή δραστηριότητα, που έχει ως αποτέλεσμα την παραγωγή ενώσεων που ενισχύουν την συσσωμάτωση (Brady & Weil 2011). Επιπλέον, το ίδιο το οργανικό υλικό, κυρίως μετά από χουμοποίηση, έχει τη δυνατότητα να δράση από μόνο του ως συνδετικό υλικό επικαλύπτοντας τα σωματίδια της αργίλου και της ιλύος και ενισχύοντας τον προσανατολισμό τους. Ακόμα, ορισμένες μορφές του οργανικού υλικού ενισχύουν την υδατοαπωθητικότητα (water repellency), συντελώντας έτσι στη διατήρηση της σταθερότητας των συσσωματωμάτων, μέσω της επιβράδυνσης του ρυθμού εισροής ύδατος σε αυτά (Goebel et al. 2005). Η υπόσταση αυτού του μηχανισμού σταθεροποίησης, ενισχύεται από το γεγονός ότι το προσροφημένο οργανικό υλικό έχει την ικανότητα να μεταβάλλει τις ιδιότητες των σωματιδίων, όπως την ειδική επιφάνεια (specific surface), την ικανότητα ανταλλαγής κατιόντων (cations exchange capacity, CEC) και τη διαβρεξιμότητα (wettability).

Η διαθεσιμότητα των θρεπτικών στοιχείων και ειδικά του αζώτου (N), αποτελεί έναν καθοριστικής σημασίας, αν και δυνητικά, παράγοντα επίδρασης στη μικροβιακή κοινότητα και ως εκ τούτου στη συσσώρευση του άνθρακα (C) και στις διεργασίες της συσσωμάτωσης. Έχει διαπιστωθεί ότι εμπλουτισμός των εδαφών με υπολείμματα με υψηλό λόγο C προς N (όπως το σιτάρι με λόγο C:N ίσο με 125:1) ευνοούν την ακινητοποίηση (immobilization) του N και τη συσσώρευση εξωκυτταρικών πολυσακχαριτών (EPS) στα εδάφη, ενισχύοντας έτσι την συσσωμάτωση και τη δημιουργία WSA. Αντίθετα, η προσθήκη υπολειμμάτων χαμηλού λόγου C:N και/ή λιπασμάτων N, οδηγούν στη διέγερση της μικροβιακής ανάπτυξης και επιταχύνουν το ρυθμό διάσπασης των οργανικών ενώσεων (πολυσακχαριτών, πρωτεϊνών κτλ.) που συντελούν στη συσσωμάτωση. Η πιθανότητα αποδόμησης των συνδετικών ουσιών αυξάνει σημαντικά αν στη μικροβιακή κοινότητα περιέχονται και ομορτοβιοτικοί μικροοργανισμοί (k strategists) που παρουσιάζουν μεγάλη ικανότητα αποδόμησης, ακόμα και πολύ ανθεκτικών ενώσεων.

Ο φώσφορος (P) επιδρά στη σταθερότητα της εδαφικής δομής έμμεσα, καθώς η διαθεσιμότητα του επηρεάζει την ανάπτυξη της βλάστησης και του ριζικού συστήματος. Είναι πλέον αποδεκτό ότι οι arbuscular mycorrhizal fungi (AMF) συμβάλλουν σε σημαντικό βαθμό στην παροχή των φυτών με P, μέσα από την συμβιωτική σχέση που αναπτύσσεται (Smith et al. 2014). Ωστόσο, υπάρχουν αναφορές που υποστηρίζουν ότι η παρουσία του P ευνοεί την ανάπτυξη μυκήτων, όπως οι AMF (Bronick & Lal 2005; Facelli & Facelli 2002), οι οποίοι με τη σειρά τους ευνοούν τη συσσωμάτωση.

Βιολογικοί παράγοντες

Οι βιολογικοί παράγοντες είναι ιδιαίτερης σημασία και επιδρούν κυρίως στα επιφανειακά εδάφη, όπου η μικροβιακή και ριζική δραστηριότητα, και η ανάπτυξη της ανώτερης πανίδας είναι πιο έντονη.

Επίδραση της πανίδας του εδάφους

Η εδαφική πανίδα, και κυρίως οι γεωσκώληκες και τα μυρμήγκια, επιδρούν στη δομή του εδάφους με την κίνηση και το σκάψιμο τους. Η δράση τους είναι σημαντική, ιδιαίτερα για τα επιφανειακά στρώματα του εδάφους, όπου συντελούν στον αερισμό και την ενσωμάτωση του οργανικού υλικού των υπολειμμάτων που εναποτίθενται στην επιφάνεια του εδάφους στο έδαφος. Επιπλέον, το πεπτικό σύστημα ορισμένων οργανισμών οδηγεί στην ανάμιξη του οργανικού υλικού με αργιλικά σωματιδίων και κολλώδης ουσίες που παράγονται κατά την πέψη των οργανισμών από την μικροπανίδα του πεπτικού συστήματός τους, όπως πολυσακχαρίτες, συντελώντας έτσι στο σχηματισμό WSA, που στη διεθνή βιβλιογραφία αναφέρονται ως casts (Pulleman et al. 2005) (Εικ. 1.6). Τα casts παρουσιάζουν διακριτή εσωτερική δομή (δηλαδή περιέχουν μικρο-συσσωματώματα) (Bossuyt et al. 2005), ενώ παρουσιάζουν και σημαντική ικανότητα στη συσσώρευση και σταθεροποίηση του άνθρακα.



Εικόνα 1.6 Σχηματισμός συσσωματωμάτων (casts) από γεωσκώληκες.

Επίδραση ριζών

Οι ρίζες των φυτών αποτελούν πολύ σημαντικό παράγοντα για το σχηματισμό και τη σταθεροποίηση των συσσωματωμάτων. Πρώτα από όλα, τα ριζικά φυτικά υπολείμματα και οι εκκρίσεις αποτελούν την κύρια πηγή οργανικού υλικού στα εδάφη. Η τοπική ξήρανση που προκαλούν οι ρίζες λόγω της άντλησης της υγρασίας ενισχύει την επαφή των ουσιών που εκκρίνονται με τα αργιλικά σωματίδια (Reid & Goss 1982). Επιπλέον, οι ρίζες και τα φυτά συντελούν και με φυσικό τρόπο στη σταθεροποίηση των συσσωματωμάτων, περιβάλλοντας και ενισχύοντας την επαφή των εδαφικών σωματιδίων. Ακόμα, η ροή του νερού ευνοείται κατά μήκος των ριζών όπου υπάρχει ένα κορεσμένο φιλμ υγρασίας, και αυτό ενδεχομένως να μειώνει τη διατάραξη των συσσωματωμάτων των γειτνιαζόντων περιοχών (Six et al. 2004).

Επίδραση μυκηλιακών υφών

Οι μύκητες επιδρούν στη δομή μέσω δυο μηχανισμών, τη συγκράτηση των σωματιδίων και την έκκριση οργανικών ενώσεων. Τα μυκήλια των μυκήτων διαμορφώνουν εκτενή δίκτυα ευνοούν τη συγκράτηση των εδαφικών σωματιδίων, καθώς και την επαφή τους. Ο μηχανισμός αυτό έχει θεωρητικά εφαρμογή σε όλα τα είδη μυκήτων, ωστόσο, δεν είναι διαθέσιμες πληροφορίες για το αν υπάρχουν διαφορές στην αντοχή του μυκήλιου ή στην ισχύ του. Οι μυκηλιακές υφές επιδρούν κυρίως στη σταθεροποίηση των μακρο-συσσωματωμάτων. Ο δεύτερος μηχανισμός, αυτός της παραγωγής ουσιών ικανών να 'κολλήσουν' τα εδαφικά σωματίδια σε συσσωματώματα, είναι σημαντικός τόσο για τα μικρο- όσο και για τα μακρο-συσσωματώματα και παρουσιάζει μεγάλη διακύμανση ανάλογα με το είδος του μύκητα που εξετάζεται. Ειδικά για τους μύκητες έχουν πραγματοποιηθεί αρκετές έρευνες, σχετικά με το ποια είδη επιδρούν περισσότερο στη συσσωμάτωση, οι οποίες ωστόσο παρουσιάζουν συχνά αντικρουόμενα αποτελέσματα.

Οι παρουσία AMF συνδέεται στενά με το σχηματισμό WSA και η δράση αυτή αιτιολογείται με την παραγωγή μιας σάκχαρο-πρωτεΐνης που ονομάζεται glomalin και η οποία πιστεύεται ότι είναι ιδιαίτερα αποτελεσματική στη συσσωμάτωση. Οι Tisdall et al. (2012) σε έρευνα τους παρατήρησαν ότι η παρεμπόδιση της ανάπτυξης των AMF οδήγησε σε αύξηση των σαπροφυτικών μυκήτων. Από την μελέτη του Wilson et al. (2009) προκύπτει ότι η αύξηση των σαπροφυτικών μυκήτων ως αντίδραση στην παρεμπόδιση των AM μυκήτων δεν μπόρεσε να επιφέρει αποτελέσματα σχετικά με τη συσσωμάτωση.

Συνδυάζοντας τις δυο παραπάνω μελέτες, είναι εύλογο να εξαχθεί το συμπέρασμα ότι οι σαπροφυτική μύκητες δεν είναι το ίδιο αποδοτικοί στη διατήρηση και την ενίσχυση της εδαφικής δομής και αυτό είναι πιθανό να οφείλεται στο ότι δεν παράγουν ουσίες ικανές να ενισχύσουν τη συσσωμάτωση. Επιπλέον, οι AM μύκητες μπορούν να θεωρηθούν 'αυτότροφοι', αφού αποκτούν τον C που είναι απαραίτητος για την ανάπτυξη τους από τα φυτά (Heinemeyer et al. 2006). Έτσι, λειτουργούν ως μια πηγή οργανικού υλικού για τα συσσωματώματα και αναπληρώνουν για την κατανάλωση C από τους ετερότροφους οργανισμούς (όπως οι σαπροφυτικοί μύκητες και τα βακτήρια). Επομένως, μπορεί να ειπωθεί ότι οι AM μύκητες επιδρούν και έμμεσα στη διατήρηση της δομής του εδάφους, μέσα από τη συσσώρευση C.

Όπως αναφέρεται στο άρθρο των Averill et al. (2014) οι ectomycorrhizal and ericoid mycorrhizal fungi (EEMF) επιδεικνύουν σημαντική ικανότητα συσσώρευσης του οργανικού υλικού στα εδάφη μέσα από i) την αυξημένη μεταβολική τους απόδοση (Microbial Growth Efficiency, MGE), ii) την ικανότητα τους να προσλαμβάνουν N υπό οργανική μορφή που τους καθιστά πιο ανταγωνιστικούς σε σχέση με τους άλλους ετερότροφους οργανισμούς και iii) την παραγωγή μεταβολικών προϊόντων μεγάλης ανθεκτικότητας στην αποδόμηση. Έτσι, η συσσώρευση και η προστασία του οργανικού C που επιτυγχάνεται από τους EEMF μπορεί να οδηγεί σε ενίσχυση της εδαφικής δομής. Άλλες μελέτες, όπως των Zheng et al. (2014), αναφέρουν άμεση επίδραση των EEMF στη συσσωμάτωση και ειδικά στην κλάση των 2 με 4mm λόγω της ενίσχυσης του παράγοντα της υδατοαπωθητικότητας (Soil Water Repellency, SWR). Πιστεύεται ότι και οι AMF συνεισφέρουν στην αύξηση της υδατοαπωθητικότητας, αλλά ο ακριβής μηχανισμός δεν έχει ακόμα προσδιοριστεί. Σχετικά με τους EEMF αυτοί μπορεί να δρουν έμμεσα στη συσσωμάτωση, μέσα από τη συνεισφορά τους στη συσσώρευση οργανικού υλικού.

Επίδραση βακτηρίων

Τα βακτήρια παράγουν πολυσακχαρίτες και οργανικές ενώσεις ως προϊόντα του μεταβολισμού τους μέσω της αποδόμησης οργανικού υλικού. Πολλές από αυτές τις κολλώδεις ενώσεις που παράγονται από μικροοργανισμούς και ρίζες είναι μη υδατοδιαλυτές, οδηγώντας έτσι στο σχηματισμό και τη σταθεροποίηση συσσωματωμάτων. Αν και λίγες μόνο μελέτες παρέχουν πληροφορίες για τη συνεισφορά των βακτηρίων στη συσσωμάτωση, έχει διαπιστωθεί ότι η βακτηριακή βιοποικιλότητα είναι θετικά συνδεδεμένη με τη δημιουργία συσσωματωμάτων και τη σταθεροποίηση τους.

1.3.2 Επίδραση δομής στις ιδιότητες και τις οικοσυστημικές λειτουργίες του εδάφους

Η δομή του εδάφους επιδρά στην ποιότητα του εδάφους με πολλαπλό τρόπο. Πιο συγκεκριμένα, η δομή του εδάφους συνδέεται με α) την παροχή φυσικής προστασία στο εδαφικό οργανικό υλικό (Soil Organic Matter, SOM) και συσσώρευση του (carbon sequestration), β) τη διάχυση του οξυγόνου μέσα στην διαφορετικού μεγέθους κατανομή των πόρων, γ) στη ρύθμιση της ροής του νερού και τη μείωση της επιφανειακής απορροής και ως εκ τούτου στη σχετική διάβρωση του εδάφους, δ) την κατανομή της μικροβιακής κοινότητας και τη δραστηριότητα της και ε) τη διαθεσιμότητα και την ανακύκλωση των θρεπτικών στοιχείων.

Επίδραση στη συσσώρευση του άνθρακα

Η σχέση της συσσωμάτωσης με το SOM είναι πολύπλοκη και ισχυρή αφού τα συσσωματώματα παίζουν σημαντικό ρόλο στην φυσική προστασία του SOM, ενώ την ίδια στιγμή το SOM αλληλοεπιδρά με εδαφικά ορυκτά σωματίδια για να σχηματίσουν συσσωματώματα διαφόρων μεγεθών (Bossuyt et al. 2002). Η επίδραση της δομής στη συσσώρευση του C, μέσω του μηχανισμού της ενθυλάκωσης στα συσσωματώματα, αναλύεται πληρέστερα στην Ενότητα 1.4.

Επίδραση στο κλίμα

Μέσω της συσσώρευσης και της παροχής προστασίας στον C από τη δομή, ρυθμίζονται οι εκπομπές αερίων όπως το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2), το μεθάνιο (CH_4) και τα οξείδια του αζώτου (NO_x), που επιδρούν σημαντικά στη σύσταση της ατμόσφαιρας (Charin et al. 2005). Επιπλέον, το έδαφος συγκρατεί μεγάλες ποσότητες νερού, οι οποίες μετακινούνται στην υδρογεωλογία της περιοχής και στην ατμόσφαιρα. Επομένως, η δομή μπορεί να επηρεάσει σε μεγάλο βαθμό το κλίμα, τόσο σε micro όσο και σε macro επίπεδο.

Επίδραση στη διάχυση του οξυγόνου

Η επίδραση στη διάχυση του οξυγόνου αποκτά ιδιαίτερη σημασία όταν εξετάζεται σε σχέση με την παρουσία και την ταξινόμηση της μικροβιακής κοινότητας. Είναι εύλογο ότι οι μεγάλοι σε μέγεθος πόροι πρόκειται να παρουσιάζουν καλύτερο αερισμό σε σύγκριση με τους μικρότερους. Τον αερισμό των εδαφών, πέρα από την κατανομή των διαφορετικού μεγέθους πόρων, επηρεάζει και η συνδεσιμότητα των πόρων. Ωστόσο, πρέπει να σημειωθεί ότι λόγω της ιδιομορφίας του εδάφους, μπορεί να παρουσιάζονται οξικές και ανοξικές περιοχές σε απόσταση λίγων μόνο μικρομέτρων.

Επίδραση στην εδαφική υγρασία και στη διευθέτηση της ροής

Εάν ένα έδαφος έχει καλά καθορισμένη δομή, τότε επιτρέπει την πορεία το νερού μέσα από τον όγκο του, αφού υπάρχει καλή κατανομή των πόρων. Η διήθηση του νερού μέσα από τον όγκο του εδάφους οδηγεί στην φίλτρανση του, λόγω της ικανότητας των εδαφικών σωματιδίων να ροφούν και να συγκρατούν ρύπους και στερεά που ενδεχομένως να υπάρχουν στο νερό, αλλά και μέσω της μικροβιακής βιομάζας που δύναται να το εξυγιάνει. Αυτό, οδηγεί στην αναβάθμιση της ποιότητας του νερού και στην προστασία των υπόγειων υδάτων. Στην περίπτωση μιας καλλιεργημένης έκτασης και σε ακραίες περιπτώσεις, η άριστη δομή ενός εδάφους μπορεί να οδηγήσει σε γρήγορη απομάκρυνση των θρεπτικών και επομένως σε υποβάθμιση των υπόγειων υδροφόρων αλλά και σε μείωση της παραγωγής (Bronick & Lal 2005; Franzluebbers 2002). Ωστόσο, τα προβλήματα που προκύπτουν από την έλλειψη δομής στα εδάφη κρίνονται ως πιο σημαντικά και κρίσιμα από το προαναφερθέν. Επιπλέον, τα συσσωματώματα επιτρέπουν τη συγκράτηση του νερού και επομένως επηρεάζουν την υδατοϊκανότητα του εδάφους, ιδιότητα ιδιαίτερης σημασίας για την ανάπτυξη της βλάστησης.

Επίδραση στη βλάστηση

Η δομή του εδάφους επηρεάζει την ανάπτυξη της βλάστησης, επιδρώντας στην ανάπτυξη και την κατανομή του ριζικού συστήματος. Επιπλέον, επηρεάζει σε μεγάλο βαθμό την ύπαρξη αλλά και τη διαθεσιμότητα της υγρασίας και των θρεπτικών ουσιών, που είναι απαραίτητα για τη βλάστηση. Ωστόσο, η αύξηση της διηθητικής ικανότητας του εδάφους που επιτυγχάνεται με την καλή δομή του εδάφους, σε ακραίες περιπτώσεις, μπορεί να έχει αρνητική επίδραση στη διαφυγή των θρεπτικών μέσω στράγγισης, μειώνοντας έτσι το χρόνο παραμονή τους στη ριζόσφαιρα (Bronick & Lal 2005).

Επίδραση στη μικροβιακή κοινότητα

Από την ιεράρχηση των πόρων σύμφωνα με το σύστημα των Elliott & Coleman (1988) και την θεωρία του Dexter (1988) 'Porosity exclusion principle' προσδιορίζονται μικρο-περιοχές του δικτύου των πόρων μεταξύ και μέσα στα συσσωματώματα, όπου διαφορετικοί μικροοργανισμοί της τροφικής αλυσίδας μπορούν να αναπτυχθούν. Επιπλέον, καθίσταται σαφές το ότι οι πόροι φιλοξενούν διαφορετικούς

οργανισμούς, καθορίζοντας έτσι και τις σχέσεις της τροφικής αλυσίδας (Gupta & Germida 2015). Οι μακρο-πόροι φιλοξενούν τα μικρο-αρθρόποδα, οι πόροι μεταξύ των μακρο-συσσωματωμάτων τους νηματοειδής οργανισμούς, οι πόροι μεταξύ των μικρο-συσσωματωμάτων τα πρωτόζωα, μικρά νηματοειδή και τις μυκηλιακές υφές και τέλος τα βακτήρια βρίσκονται προστατευμένα μέσα στους πόρους των μικρο-συσσωματωμάτων (Six et al. 2004). Αυτό επιβεβαιώνεται και από τους Schutter & Dick (2002) που υποστηρίζουν ότι οι χαμηλότεροι λόγοι βακτηρίων/μυκήτων στα μακρο σε σχέση με τα μικρο-συσσωματώματα υποδηλώνουν κυριάρχηση της βακτηριακής δραστηριότητας στα μικρο-συσσωματώματα, και ταυτόχρονα κυριάρχηση της μυκητιακής δραστηριότητας στα μακρο. Το δίκτυο των πόρων που καθορίζεται από το σχηματισμό των συσσωματωμάτων καθορίζει πέρα από τη φυσικοχημική καταλληλότητα του χώρου για την μικροβιακή αποίκιση και τη δυνατότητα θήρευσης των μικροοργανισμών από άλλους (Gupta & Germida 2015), όπως φαίνεται και από την παραπάνω κατάταξη.

Η κατανομή και η δομή της μικροβιακής κοινότητας στα συσσωματώματα πιστεύεται ότι ποικίλει με ένα μη τυχαίο τρόπο, και ότι το μέγεθος και η συνδεσιμότητα των πόρων καθορίζουν σε μεγάλο βαθμό την καταλληλότητα του χώρου για τη μικροβιακή αποίκιση. Για παράδειγμα, οι μύκητες κατοικούν σε γενικές γραμμές στην επιφάνεια των συσσωματωμάτων και μέσα σε μεγάλους πόρους, δηλαδή με μέγεθος μεγαλύτερο των 10 μm . Επιπλέον, είναι γνωστό ότι πολλά βακτήρια είναι προσκολλημένα σε εξωκυτταρικές πολυμερές ενώσεις βιολογικής προέλευσης που βρίσκονται πάνω σε εδαφικά σωματίδια ή στην επιφάνεια των ριζών.

Η συνδεσιμότητα των πόρων είναι χαρακτηριστικό ιδιαίτερης σημασίας, αφού μπορεί να επιτρέπει ή και να αποκλείει την επικοινωνία μεταξύ των οργανισμών, και ιδιαίτερα των βακτηρίων. Με βάση αυτό το σκεπτικό, διακρίνονται δυο κατηγορίες αποικιών, οι μονήρεις κοινότητες που αποτελούνται από λίγα μόνο είδη βακτηρίων και δεν είναι σε επικοινωνία με άλλες και οι κοινότητες που βρίσκονται σε επικοινωνία με άλλες και ως εκ τούτου είναι σε θέση να δράσουν συλλογικά και εκτελέσουν περίπλοκες λειτουργίες μέσα από πολλαπλές βιολογικές διαδικασίες.

Επίδραση στη διαθεσιμότητα του άνθρακα και των θρεπτικών (σε σχέση με τη μικροβιακή κοινότητα)

Από τα μέσα της δεκαετίας του '80 υπήρχε η υπόθεση ότι τα συσσωματώματα αποτελούν ένα βέλτιστο σημείο ανάπτυξης των μικροοργανισμών και ότι υποστηρίζουν την υψηλή βιοχημική δραστηριότητα των μικροοργανισμών για την ανακύκλωση των θρεπτικών. Πρέπει ακόμα να σημειωθεί ότι είναι πλέον γνωστό πως κρίσιμες διεργασίες των εδαφικών συστημάτων, όπως η μικροβιακή δραστηριότητα, η αποδόμηση του οργανικού υλικού και η νιτροποίηση, λαμβάνουν χώρα στους πόρους του εδάφους.

Η παραπάνω υπόθεση, ότι δηλαδή τα συσσωματώματα αποτελούν βέλτιστο σημείο ανάπτυξης των μικροοργανισμών, επαληθεύεται από πολλές μελέτες. Πιο συγκεκριμένα, έχει διαπιστωθεί ότι η διατάραξη των εδαφών λόγω της κατεργασίας τους, μπορεί να επηρεάσει τη σταθερότητα της δομής μειώνοντας το λόγο των μακρο-συσσωματωμάτων προς τα μικρο-συσσωματώματα και με επακόλουθη συνέπεια τη μείωση της μικροβιακής βιομάζας και αναπνοής αλλά και τη δυναμικότητα των ενζύμων (Gupta & Germida 2015). Κατά τη διατάραξη των εδαφικών συστημάτων επηρεάζονται τόσο τα μακρο-συσσωματώματα όσο και τα μικρο-συσσωματώματα. Τα μακρο-συσσωματώματα δέχονται ποσοτική μεταβολή αφού καταστρέφονται πριν ακόμα ολοκληρωθεί ο κύκλος ζωής τους όπως αυτός περιγράφεται στο μοντέλο του (Six et al. 2000). Αυτό έχει άμεσο αντίκτυπο και στα μικρο-συσσωματώματα τα οποία επηρεάζονται περισσότερο ποιοτικά αφού λόγω της διακοπής του σχηματισμού τους μέσα στα μακρο-συσσωματώματα, περιέχουν λιγότερο οργανικό άνθρακα και δεν μπορούν να εξυπηρετήσουν το ίδιο αποδοτικά τη συντήρηση της μικροβιακής βιομάζας και την ενζυμική δραστηριότητα.

Αυτή η κατανομή και η λειτουργικότητα των μικροοργανισμών καθορίζεται πέρα από το μέγεθος των πόρων και από τις μικρο-περιβαλλοντικές συνθήκες που επικρατούν σε αυτούς, όπως η διαθεσιμότητα του υποστρώματος, η συνεχής σύνδεση των πόρων, οι μικρο-κλιματικές συνθήκες, η παρουσία O_2 , η ικανότητα συγκράτησης νερού και ο ανταγωνισμός. Χαρακτηριστικό παράδειγμα της διακύμανσης των μικρο-περιβαλλόντων αποτελούν τα μικρο-συσσωματώματα και οι μικρο-πόροι. Αυτοί, ενώ διατηρούν μια ικανοποιητική ποσότητα υγρασίας και παρέχουν προστασία απέναντι στη θήρευση, μπορούν να θεωρούν ολιγοτροφικά συστήματα αφού οι οργανικές ουσίες που περιέχουν είναι συχνά ανθεκτικές στην αποδόμηση (Gupta & Germida 2015). Αυτοί οι παράγοντες, επομένως, επηρεάζουν και τη δραστηριότητα των μικροοργανισμών και για το λόγο αυτό κρίνεται ότι ο ρυθμός χρησιμοποίησης του άνθρακα και των θρεπτικών (turnover of carbon and nutrients) εξαρτάται από το μέγεθος του πόρου στον οποίο βρίσκεται το υπόστρωμα, όπως έχουν δείξει πολλές έρευνες (Killham et al. 1993).

Μέχρι σήμερα δεν είναι πλήρως γνωστό πως η δομή του εδάφους, αποτελούμενη από συσσωματώματα και πόρους, επηρεάζει τη λειτουργικότητα του, τη δραστηριότητα και την αλληλεπίδραση των μικροοργανισμών. Ωστόσο, η γνώση αυτή είναι μεγάλης σημασίας αφού πρόκειται να καθορίσει ποιες πρακτικές ενισχύουν τη μικροβιακή λειτουργία στα αγρο-οικοσυστήματα, αλλά και να συμβάλει στην ταυτοποίηση πρακτικών που θα ενισχύσουν τη συσσώρευση του C (carbon sequestration). Επιπλέον, προκειμένου να γίνει πλήρως κατανοητή η σχέση μεταξύ των μικροοργανισμών και της δομής του εδάφους, ώστε να καταστεί δυνατή και η μοντελοποίηση της, πρέπει να εξακριβωθεί και η σύνδεση μεταξύ των δομικών μονάδων και των πόρων του εδάφους και της συνδεσιμότητας των πόρων. Επίσης, απαιτείται και διερεύνηση της συνεργιστικής δράσης των διαφορετικών αποικιών, που οδηγεί στην εκτέλεση περίπλοκων βιοχημικών λειτουργιών.

1.4 Η δομή του εδάφους και ο κύκλος του άνθρακα

Ο C και το N αποτελούν τα πιο κρίσιμα στοιχεία για την εύρυθμη λειτουργία των εδαφικών οικοσυστημάτων, με άμεση συνέπεια στην ποιότητα ζωής του ανθρώπου. Η δομή του εδάφους επηρεάζει σε μεγάλο βαθμό τους βιογεωχημικούς κύκλους των στοιχείων αυτών και ως εκ τούτου η αμφίδρομη σχέση που αναπτύσσετε αποτελεί αξιόλογο σημείο μελέτης.

1.4.1 Το οργανικό υλικό στα εδαφικά συστήματα

Το εδαφικό οργανικό υλικό (Soil Organic Matter, SOM) αποτελεί το σύνολο του οργανικού κλάσματος στα εδάφη, και αποτελεί σημαντικό δείκτη της ποιοτικής κατάστασης των εδαφών. Η συγκέντρωση SOM ίση με 3% θεωρείται ως το κατώφλι κάτω από το οποίο τα εδάφη παρουσιάζουν παρεμπόδιση στις λειτουργίες τους. Το SOM περιλαμβάνει τα στοιχεία C, H, O, N, P και S και είναι μια μίξη που περιλαμβάνει τη βιομάζα των μικροοργανισμών και ένα περίπλοκο και ετερογενές μίγμα οργανικών ενώσεων που προέρχονται από φυτικής και μικροβιακής προέλευσης υπολείμματα, διαφόρων βαθμών αποδόμησης.

Η κατανομή των διαφόρων μορφών του SOM ποικίλει σημαντικά στα διάφορα εδάφη αλλά και μέσα σε ένα έδαφος, και οι μορφές αυτές χαρακτηρίζονται από την ποιότητα, τη σταθερότητα και τη διαθεσιμότητα τους, η οποία επίσης ποικίλει. Περισσότερο από τα 2/3 του οργανικού άνθρακα στα εδαφικά οικοσυστήματα (Soil Organic Carbon, SOC) περιέχονται στο SOM. Τα επίπεδα του SOC καθορίζονται από την ισορροπία που επιτυγχάνεται μεταξύ των εισροών και των απωλειών οργανικού υλικού (Organic Matter, OM). Οι εισροές OM οφείλονται κατά κύριο λόγο στα φυτικά και ριζικά υπολείμματα και τις εκκρίσεις των ριζικών συστημάτων, ενώ οι απώλειες στην αποδόμηση, τη διάβρωση και τη στράγγιση.

Το SOC δημιουργεί ετερογενείς περιοχές στο έδαφος, οδηγώντας σε σημεία αυξημένης συσσωμάτωσης. Αυξημένη παρουσία SOC συνδέεται με έντονη συσσωμάτωση, όταν πρόκειται για ασταθής (labile) οργανικές ενώσεις υπάρχει άμεση επίδραση στη συσσωμάτωση αλλά μικρή διάρκεια, ενώ οι αργά αποδομούμενες οργανικές ενώσεις δεν είναι τόσο αποδοτικές αλλά παρουσιάζουν μεγάλη διάρκεια επίδρασης. Το SOC περιλαμβάνει πολλές μορφές άνθρακα, όπως για παράδειγμα υδατάνθρακες (carbohydrates), πολυσακχαρίτες (polysaccharides), φαινόλες (phenols), λιπίδια (lipids), λιγνίνες (lignin) και χουμικές ενώσεις (humic substances) (Brady & Weil 2011).

1.4.2 Αποθήκες οργανικού υλικού στα εδαφικά συστήματα

Το OM, με βάση τα εννοιολογικά μοντέλα που επικρατούν σήμερα διακρίνεται σε αποθήκες ενεργού (active SOM pool, είναι άμεσα διαθέσιμο στους εδαφικούς οργανισμούς και παρέχει το απαραίτητο άζωτο), παθητικού (passive SOM pool, αποτελείται από πολύ σταθερές οργανικές ενώσεις και το 60 με 90% του SOM βρίσκεται σε αυτή τη μορφή στα εδάφη) και ενδιάμεσης ενεργητικότητας υλικού (παρουσιάζει ενδιάμεσους- προς αργούς- ρυθμούς αποδόμησης), με γνώμονα τον ρυθμό αποδόμησης του.

Επιπλέον, το SOM μπορεί να διαχωριστεί σε συμπλοκοποιημένο και μη-συμπλοκοποιημένο (complexed and uncomplexed SOM), ανάλογα με το αν αλληλοεπιδρά ή όχι με ορυκτά σωματίδια. Το μη-συμπλοκοποιημένο SOM αποτελείται κυρίως από οργανικό υλικό που προέρχεται από φυτικά υπολείμματα και αναφέρεται ως σωματιδιακό οργανικό υλικό (Particulate Organic Matter, POM) και κυμαίνεται στο εύρος 250 με 2000 μm . Το POM διακρίνεται σε α) ελεύθερο (free) που είναι κυρίως χονδρής μορφής (coarse) και β) δεσμευμένο (occluded) το οποίο βρίσκεται υπό την φυσική προστασία των συσσωματωμάτων και είναι συνήθως λεπτής μορφής (fine).

Το συμπλοκοποιημένο SOM βρίσκεται υπό την προστασία ορυκτών σωματιδίων και κυρίως της αργίλου. Τα διάφορα είδη αργίλου παρουσιάζουν διαφορετική ικανότητα σύνδεσης με το οργανικό υλικό. Το κλάσμα αυτό είναι ιδιαίτερης σημασίας διότι, λόγω της ισχυρής προστασίας έναντι της αποδόμησης που προσφέρει, οδηγεί στη συσσώρευση του οργανικού υλικού στα εδάφη. Το SOM αυτού του κλάσματος, είναι συνδεδεμένο με ορυκτά σωματίδια και μπορεί να βρίσκεται είτε μέσα σε συσσωματώματα, είτε ελεύθερο. Θεωρείται ότι το SOM που περιέχεται στην κατηγορία αυτή είναι μικροβιακής προέλευσης (Microbially derived Organic Matter, MOM) και έχει πολύ μικρό μέγεθος (<2 μm) (Kögel-knabner et al. 2008).

1.4.3 Κορεσμός άνθρακα στα εδαφικά συστήματα

Το έδαφος αποτελεί μια τεράστια αποθήκη C. Το συνολικό απόθεμα C των εδαφών παγκοσμίως υπολογίζεται ότι αγγίζει τα 2 500 Pg και κατανέμεται μεταξύ του εδαφικού οργανικού C (1 550 Pg) και εδαφικού ανόργανου C (950 Pg) (Dungait et al. 2012). Μέχρι πρόσφατα, τα μαθηματικά μοντέλα της δυναμικής του SOM στα εδάφη θεωρούσαν κινητικές 1^{ης} τάξης για την αποδόμηση των διάφορων εννοιολογικών αποθηκών OM, πράγμα που σημαίνει ότι ο ισοδύναμος αποθηκευμένος C είναι γραμμικός ανάλογος των C εισροών (Six et al. 2002). Επομένως, σύμφωνα με αυτά τα μοντέλα, η αποθήκη SOM δεν παρουσίαζε ανώτατο όριο και δεν υπήρχε η υπόθεση του εδαφικού κορεσμού. Σήμερα, υπάρχει η άποψη τα εδάφη παρουσιάζουν ένα ανώτατο όριο στην αποθήκευση του άνθρακα, δηλαδή είναι δυνατόν να κορεστούν αναφορικά με τον άνθρακα (Six et al. 2002). Τα επίπεδα άνθρακα ενός εδάφους κάτω από γηγενή βλάστηση αντιπροσωπεύουν την ισορροπία μεταξύ των εισροών και των εκροών C από το φυσικό εδαφικό σύστημα, όχι όμως και το ανώτατο όριο του ανθρακικού αποθηκευτικού χώρου.

Έχει παρατηρηθεί στην πράξη, ότι σε καλλιεργούμενα εδάφη τα επίπεδα του αποθηκευμένου C μπορούν να ξεπεράσουν τα επίπεδα που σημειώνονται κάτω από γηγενής βλάστηση. Επιπλέον, το φαινόμενο του κορεσμού αποκτά βάση και σύμφωνα με τη θεωρία (Six et al. 2002). Οι ποικίλοι φυσικοχημικοί παράγοντες που συντελούν στην συσσώρευση και την προστασία του C από τους αποικοδομητές παρουσιάζουν συγκεκριμένα όρια στην δυνατότητα παροχής προστασία, τα οποία εξαρτώνται από τα χαρακτηριστικά τους (όπως για παράδειγμα οι ειδική επιφάνεια των αργιλικών σωματιδίων και η ικανότητα ανταλλαγής ιόντων). Η παραπάνω υπόθεση, υποστηρίζεται από μελέτες που έδειξαν ότι η αύξηση των εισροών C, ακόμα και ο διπλασιασμός και ο τριπλασιασμός της, δεν ακολουθείται από την αύξηση του περιεχόμενου C στα εδάφη (Campbell et al. 1991; Paul et al. 2004).

1.4.4 Συσσώρευση και σταθεροποίηση του SOM

Η συσσώρευση και η σταθεροποίηση του SOM στα εδάφη μπορεί να οριστεί ως η προστασία του οργανικού υλικού από την ανοργανοποίηση (mineralization). Οι κύριοι μηχανισμοί προστασίας του SOM είναι τρεις i) η ανθεκτικότητα του SOM στην αποδόμηση, ii) η ενθυλάκωση του SOM σε εδαφικά συσσωματώματα και iii) η αλληλεπίδραση του με κατιόντα και αργιλικά ορυκτά. Η συσσώρευση του οργανικού υλικού επηρεάζεται από πολλούς παραμέτρους όπως i) η δράση των βακτηρίων και των μυκήτων, ii) η δομή του εδάφους και iii) οι πρακτικές που εφαρμόζονται σε καλλιεργούμενα εδάφη.

Μηχανισμοί συσσώρευσης και σταθεροποίησης του άνθρακα

Ανθεκτικότητα στην αποδόμηση (βιοχημική σταθεροποίηση)

Η ανθεκτικότητα των οργανικών ουσιών (recalcitrance) στην αποδόμηση προκύπτει από τη δομή της ουσίας σε μοριακό επίπεδο. Η ανθεκτικότητα συνδέεται κυρίως με την ποιότητα των φυτικών υπολειμμάτων και τα μεταβολικά προϊόντα των μικροοργανισμών που παρουσιάζουν έναν αργό (όχι μηδενικό) ρυθμό αποδόμησης από τους μικροοργανισμούς και τα ένζυμα. Ωστόσο, αυτή η ανθεκτικότητα του SOM δεν αποτελεί έναν ισχυρό μηχανισμό προστασία, αφού εν τέλει κάτω από βέλτιστες συνθήκες οι μικροοργανισμοί κατορθώνουν να αποδομήσουν τις φυσικές οργανικές ουσίες (Dungait et al. 2012).

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, οι EEM μύκητες επιδεικνύουν σημαντική ικανότητα συσσώρευσης του οργανικού υλικού στα εδάφη μέσα από την παραγωγή μεταβολικών προϊόντων μεγάλης ανθεκτικότητας στην αποδόμηση (Averill et al. 2014). Ωστόσο, πρόσφατες μελέτες (Clemmensen et al. 2015; Clemmensen et al. 2013) έδειξαν ότι η συσσώρευση του άνθρακα σε δασικά εδάφη που κυριαρχούνται από μύκητες δεν καθορίζεται από τον παραπάνω μηχανισμό, αλλά από άλλους που δεν έχουν ακόμα προσδιοριστεί.

Ο μηχανισμός αυτός δέχεται ισχυρή κριτική και είναι πολλές οι μελέτες που εμφανίζονται σκεπτικές απέναντι του. Ωστόσο, είναι βέβαιο ότι μια μορφής ανθεκτικότητα στην αποδόμηση υφίσταται, ακόμα και αν δεν λαμβάνει της διαστάσεις προστασίας που της δίνονταν μέχρι πρόσφατα (Kögel-knabner et al. 2008). Γενικά, είναι πλέον αποδεκτό ότι η συσσώρευση του C εξαρτάται κυρίως από την προσβασιμότητα των μικροοργανισμών και των εξωκυτταρικών ενζύμων σε αυτόν και όχι από την ανθεκτικότητα του (Dungait et al. 2012; Young et al. 2009; Von Lützow et al. 2008).

Ενθυλάκωση σε εδαφικά συσσωματώματα (φυσική σταθεροποίηση)

Ο μηχανισμός προστασίας του οργανικού υλικού μέσα στα συσσωματώματα, επιτυγχάνεται μέσω πολλών παραγόντων. Οι παράγοντες αυτοί διακρίνονται: i) στη διαμερισματοποίηση του υποστρώματος και των μικροοργανισμών, ii) στη μείωση της διάχυσης του οξυγόνου στο εσωτερικό των συσσωματωμάτων και ιδιαίτερα στα μικρο-συσσωματώματα και iii) στη διαμερισματοποίηση των

μικροοργανισμών και των ανώτερων οργανισμών που θρέφονται από αυτούς (Six et al. 2002). Η διαμερισματοποίηση μεταξύ του υποστρώματος και των μικροοργανισμών στα μακρο- και μικρο-συσσωματώματα υπογραμμίζεται από την υψηλότερη παρουσία μικροοργανισμών στο εξωτερικό από ότι στο εσωτερικό των συσσωματωμάτων και από την παρουσία σημαντικής ποσότητας SOM στο εσωτερικό των συσσωματωμάτων.

Υπάρχουν πολλές έρευνες που αναφέρουν σημαντική επίδραση της συσσωμάτωσης στη συσσώρευση του SOM (Dungait et al. 2012; Six et al. 2004). Στη σημαντικότητα αυτού του μηχανισμού συνηγορούν μελέτες που δείχνουν αύξηση της μικροβιακής αναπνοής ως αποτέλεσμα της καταστροφής (είτε μηχανικά είτε μέσα από φυσικά φαινόμενα όπως οι κύκλοι ξήρανσης-ύγρυνσης) των μικρο- και μακρο-συσσωματωμάτων (Pulleman & Marinissen 2004). Ως εκ τούτου, η καλλιέργεια και η διατάραξη των εδαφών οδηγεί σε απελευθέρωση του C λόγω της θραύσης της δομής των συσσωματωμάτων που καθιστά των C άμεσα διαθέσιμο. Πιο συγκεκριμένα, η καλλιέργεια ενός εδάφους καταλήγει στην απώλεια πλούσιων σε C μακρο-συσσωματωμάτων και την αύξηση της παρουσία φτωχών σε C μικρο-συσσωματωμάτων.

Μελέτες έχουν δείξει ότι τα μακρο-συσσωματώματα (>250 μm) παρέχουν μια ελάχιστη προστασία, ενώ το SOM προστατεύεται από την αποδόμηση κυρίως μέσα στα ελεύθερα μικρο-συσσωματώματα (<250 μm) και τα μικρο-συσσωματώματα μέσα στα μακρο-συσσωματώματα. Σχετικές μελέτες έδειξαν ότι i) κατά την θραύση μακρο-συσσωματωμάτων η αύξηση της ανοργανοποίησης δικαιολογούσε μόνο το 1 με 2% του περιεχόμενου C (Beare et al. 1994; Elliott & Coleman 1988), ii) δεν παρατηρήθηκε διαφορά στην ανοργανοποίηση μεταξύ άθικτων και θραυσμένων μακρο-συσσωματωμάτων (Pulleman & Marinissen 2004) και iii) ο ρυθμός ανοργανοποίησης του C σε θραυσμένα ελεύθερα μικρο-συσσωματώματα ήταν 3-4 φορές μεγαλύτερη από ότι στα θραυσμένα μακρο-συσσωματώματα (Bossuyt et al. 2002). Ωστόσο, το ότι η προστασία του SOM στο μηχανισμό της ενθυλάκωσης στα συσσωματώματα λαμβάνει χώρα κυρίως στα μικρο-συσσωματώματα (είτε ελεύθερα είτε μέσα σε μακρο-συσσωματώματα) δεν υποβαθμίζει το ρόλο των μακρο-συσσωματωμάτων στην αποθήκευση C (Six et al. 2004). Τα μακρο-συσσωματώματα διαδραματίζουν καθοριστικό ρόλο στο σχηματισμό και τη σταθεροποίηση των μικρο-συσσωματωμάτων και ως εκ τούτου στη σταθεροποίηση του άνθρακα.

Αξίζει να σημειωθεί ότι ο κύριος μηχανισμός ενσωμάτωσης και σταθεροποίησης του fine-POM είναι η προστασία του μέσα σε ελεύθερα μικρο-συσσωματώματα και σε μικρο-συσσωματώματα μέσα σε μακρο-συσσωματώματα. Αντίθετα, κύριος μηχανισμός προστασίας του MOM (Microbially derived Organic Matter) είναι η αλληλεπίδραση με ορυκτά και πολυσθενή κατιόντα. Σήμερα, υποστηρίζεται η υπόθεση ότι η ενθυλάκωση του SOM στα συσσωματώματα, είναι ένας επιλεκτικός μηχανισμός που λαμβάνει υπόψη την ποιότητα του SOM. Από τα υπάρχοντα δεδομένα προκύπτει ότι κατά την μετατροπή του ελεύθερου SOM σε ενθυλακωμένου, λαμβάνει χώρα μια επιλεκτική αποδόμηση των εύκολα αποδομούμενων υδρογονανθράκων, ενώ διατηρούνται οι πιο ανθεκτικές ουσίες (Dungait et al. 2012).

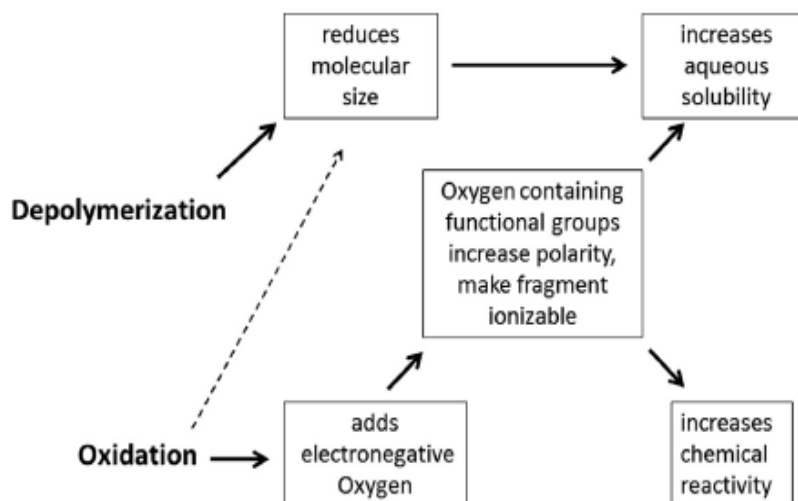
Αλληλεπίδραση με εδαφικά κολλοειδή (χημική προστασία)

Η αλληλεπίδραση του SOM με κατιόντα μετάλλων (κυρίως σιδήρου και αλουμινίου) και ορυκτά (κυρίως αργιλικά ορυκτά και οξείδια μετάλλων) μειώνει την προσβασιμότητα των μικροοργανισμών στο οργανικό υλικό, επειδή η 'συγγένεια' μεταξύ της επιφάνειας προσρόφησης και της προσροφημένης ουσίας υπερβαίνει αυτήν των ενζυμικών ενεργών υποδοχών (Kleber et al. 2015). Αυτές οι οργανο-μεταλλικές ενώσεις (Mineral Organic Associations, MOA) έχουν σημαντικό ρόλο στη διατήρηση του άνθρακα, αφού παρουσιάζουν μεγάλη φορτισμένη ειδική επιφάνεια. Έχει ήδη αναλυθεί το πώς

πραγματοποιείται η κροκίδωση των αργιλικών ορυκτών και ο σχηματισμός των clay domains, καθώς και ο ρόλος που έχουν στη διεργασία αυτή το OM και τα κατιόντα των μετάλλων. Εδώ αξίζει να σημειωθεί ότι οι οργανικές ενώσεις που προσροφώνται στην επιφάνεια των αργιλικών σωματιδίων και μέσα στα clay domains, δέχονται μια ισχυρή προστασία έναντι της αποδόμησης, η οποία μπορεί να εκτείνεται σε δεκαετίες, ή ακόμα και αιώνες.

Το OM που συμμετέχει στο σχηματισμό των MOA είναι ένα κλάσμα του SOM που χαρακτηρίζεται ως μικρού μεγέθους, ενεργό και κινητικό. Η μεταφορά του OM στην επιφάνεια προσρόφησης πραγματοποιείται με τον μηχανισμό της διάχυσης, και αξίζει να σημειωθεί ότι ο συντελεστής διάχυσης παρουσιάζει εκθετική μείωση με την αύξηση του μοριακού βάρους. Επομένως, όσο μικρότερο είναι το μοριακό βάρος και το μέγεθος του OC, τόσο πιο πιθανό είναι να αλληλεπιδράσει με ορυκτά. Σήμερα, θεωρείται ότι η κύρια πηγή οργανική φάσης που συμμετέχει στα MOA είναι το διαλυτό οργανικό υλικό (Dissolved Organic Matter, DOM) (Kögel-knabner et al. 2008). Σύμφωνα με τον κλασικό ορισμό που διατυπώθηκε από των Thurman (1985), ως DOM ορίζεται «το OM που είναι μικρότερο από 0,45 μm σε διάμετρο». Το OM που περιλαμβάνεται στην υδατική φάση διακρίνεται σε i) ανεξάρτητα μόρια που είναι πλήρως καλυμμένα με μόρια νερού και ii) συσσωματώματα που διαφέρουν πολύ σε μέγεθος (Kögel-knabner et al. 2008).

Λιγότερο από το 20% των φυτικών υπολειμμάτων μπορεί να θεωρηθεί ως διαλυτό στην υδατική φάση και η πλειοψηφία αυτού καταναλώνεται άμεσα και μετατρέπεται σε CO₂. Το εναπομείναν κλάσμα (κυρίως κυτταρίνη, ημικυτταρίνη και πολύπλοκες πρωτεΐνες) είναι από σωματιδιακό έως κολλοειδές και δεν είναι ευδιάλυτο στο νερό ούτε και μπορεί να εισέλθει στο δίκτυο των πόρων. Για αυτό απαιτείται μια μείωση στο μέγεθος του αλλά και μια χημική μετατροπή που θα αυξήσει την διαλυτότητα του στο νερό προκειμένου να έρθει σε επαφή με την επιφάνεια των ορυκτών. Η μετατροπή αυτή του OM σε ενεργό και διαλυτό (chemical reactivity, aqueous solubility κτλ.), επιτυγχάνεται μέσα από τη μικροβιακή δραστηριότητα, με τις διεργασίες της οξείδωσης και του από-πολυμερισμού (oxidation & depolymerization) (Εικ. 1.7). Για αυτό το λόγο θεωρείται ότι το OM που λαμβάνει μέρος στα MOA έχει μικροβιακή προέλευση και αναφέρεται ως συμπλοκοποιημένο SOM (Kögel-knabner et al. 2008).



Εικόνα 1.7 Η ενζυμική οξείδωση και ο από-πολυμερισμός σε αδιάλυτες ουσίες μεγάλου μοριακού βάρους αυξάνουν τη διαλυτότητα και τη χημική δραστηριότητα της ουσίας. (Kleber et al. 2015)

Η ικανότητα ενός εδάφους να παρέχει τέτοιου είδους προστασία στο SOM, εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από την ορυκτολογία που παρουσιάζει. Τα αργιλικά ορυκτά επηρεάζουν ιδιότητες του εδάφους που ελέγχουν τη συσσωμάτωση και τη συσώρευση του άνθρακα, όπως την ειδική επιφάνεια, την ικανότητα ανταλλαγής κατιόντων, τη διαστολή, η διασπορά και το pH. Ο εν λόγω μηχανισμός είναι ιδιαίτερα σημαντικό για εδάφη με αργιλικά κολλοειδή της κατηγορίας των 2:1 πυριτικά αργιλικά ορυκτά (high-

activity clays), όπως τα smectites clay. Καταλήγοντας, πρέπει να σημειωθεί ότι από την εξέταση της σχέσης του SOM και της κοκκομετρίας βρέθηκε συσχέτιση μεταξύ του άνθρακα που συνδέεται με τα σωματίδια ιλύος και αργίλου και την εδαφική κοκκομετρία, ενώ δεν σημειώθηκε συσχέτιση του άνθρακα που συνδέεται με τα σωματίδια άμμου και την κοκκομετρία (Bach et al. 2010). Το γεγονός ότι η ιλύς και η άργιλος κροκιδώνονται περεταίρω και δημιουργούν μικρά συσσωματώματα (clay domains) αυξάνει ακόμα περισσότερο το βαθμό προστασίας που ασκείται από αυτό το μηχανισμό, λόγω της συνεργιστικής δράσης της χημικής και φυσικής προστασίας.

Παράγοντες που επιδρούν στη συσσώρευση και τη σταθεροποίηση του SOM

Συνεισφορά βακτηρίων και μυκήτων

Γενικά, τα βακτήρια και οι μύκητες απαρτίζουν του 90% της μικροβιακής βιομάζας του εδάφους, και είναι υπεύθυνοι για την πλειοψηφία της αποδόμησης που λαμβάνει χώρα στα εδάφη. Η δράση των μυκήτων και των βακτηρίων υποβοηθούν τόσο την διατήρηση της δομής όσο και τη συσσώρευση του άνθρακα στα εδάφη μέσω πολλών μηχανισμών. Για το λόγο αυτό, ο λόγος μυκήτων: βακτήρια αποτελεί μια σημαντική ένδειξη της ποιοτικής κατάστασης των εδαφών και της δυναμικής τους για συσσώρευση άνθρακα.

Δομή εδάφους

Η δομή του εδάφους παίζει σημαντικό ρόλο στη συσσώρευση και τη σταθεροποίηση του οργανικού υλικού στα εδάφη, με πολλούς και ταυτόχρονους τρόπους. Αρχικά, η δομή του εδάφους έχει άμεση επίδραση στην φυσική προστασία του οργανικού υλικού, αφού δημιουργεί συνθήκες και μικρο-περιβάλλοντα που αποτρέπουν ή δυσχεραίνουν την κατανάλωση του από τους μικροοργανισμούς. Επίσης, έχει ήδη υπογραμμιστεί η σημασία της δομής στην τύχη των θρεπτικών, που ρυθμίζει τη δυναμικότητα της μικροβιακής κοινότητας και κατ' επέκταση και την ζήτηση για κατανάλωση του άνθρακα και επομένως τη συσσώρευση του.

Ακόμα, σημειώνεται ότι σύμφωνα με το μοντέλο του Oades (1984), τα συσσωματώματα των μεγαλύτερων βαθμίδων αποτελούν τη μήτρα παραγωγής των μικρότερων, επομένως μπορεί να ειπωθεί ότι δρουν καταλυτικά στην αλληλεπίδραση των αργιλικών σωματιδίων και των οξειδίων με το SOM, οδηγώντας σε ισχυρή προστασία του οργανικού υλικού. Τέλος, η εδαφική δομή παρουσιάζει και έμμεση επιρροή στη συσσώρευση του οργανικού υλικού, αφού επηρεάζει σε μεγάλο βαθμό τη μικροβιακή κοινότητα και ιδιαίτερα την ανάπτυξη των μυκήτων, που συνεισφέρουν σημαντικά στη σταθεροποίηση του SOM. Χαρακτηριστικά αναφέρεται ότι σε πείραμα που πραγματοποιήθηκε (Rillig & Steinberg 2002) η ανάπτυξη των μυκήτων περιορίστηκε σημαντικά από την έλλειψη διακριτής δομής, ενώ ταυτόχρονα η δραστηριότητα τους (κυρίως η παραγωγή σακχαροπρωτεϊνών) μεταβλήθηκε ώστε να επιφέρουν σημαντική επιρροή στη βελτίωση της δομής.

Αρκετές έρευνες (Drury et al. 2004; Navarro-García et al. 2012) έχουν προσπαθήσει να απαντήσουν στο ερώτημα, αν η συσσώρευση του άνθρακα είναι πιο έντονη στα μακρο- ή στα μικρο-συσσωματώματα, αλλά και στο αν η συσσώρευση λαμβάνει χώρα στην επιφάνεια ή στο εσωτερικό των συσσωματωμάτων. Αναφορικά με το πρώτο ερώτημα, πρέπει να σημειωθεί ότι καθώς σύμφωνα με το μοντέλο του Oades (1984), τα μικρο- σχηματίζονται μέσα στα μακρο-συσσωματώματα, ο διαχωρισμός της συνεισφοράς των δυο είναι αρκετά δύσκολος. Πιστεύεται ωστόσο, ότι οι συνθήκες που επικρατούν στους μικρο-πόρους των μικρο-συσσωματωμάτων (ανοξικές και ολιγοτροφικές συνθήκες (Gupta & Germida 2015)), μειωμένη δραστηριότητα μικροοργανισμών κτλ.), ευνοούν τη συσσώρευση του άνθρακα. Όμως, η σημαντική συνεισφορά των μυκήτων στη σταθεροποίηση του άνθρακα, ευνοεί τη συσσώρευση στα μακρο-

συσσωματώματα, που φέρονται ως τα σημεία ανάπτυξης των μυκήτων και ακόμα περισσότερα στην επιφάνεια, έναντι του εσωτερικού τους (Simpson et al. 2004; Kong et al. 2011; Smith et al. 2014).

Στα αγρο-οικοσυστήματα, τα μακρο-συσσωματώματα παρουσιάζουν μεγάλη εποχιακή διακύμανση (Six et al. 2004). Σε ένα γρήγορο κύκλο ζωής τα μακρο-συσσωματώματα παρέχουν άμεση προστασία στη νέο-εισαχθείσα οργανική ύλη και επιτρέπουν τη μεταφορά C και N στα μικρο-συσσωματώματα, όπου τη διατηρηθούν ακόμα και μετά τη θραύση των μακρο- και την επακόλουθη απελευθέρωση των μικρο-συσσωματωμάτων. Αξίζει να σημειωθεί, ότι όσο πιο αργή είναι η διαδικασία του κύκλου των συσσωματωμάτων, τόσο υψηλότερο είναι το επίπεδο της συσσώρευσης και προστασίας της οργανικής ύλης. Ιδιαίτερα στις περιπτώσεις διατάραξης του εδάφους, όπως κατά την κατεργασία των εδαφών, ο κύκλος της συσσωμάτωσης διακόπτεται προτού τα μικρο-συσσωματώματα μέσα στα μακρο-συσσωματώματα προλάβουν να σχηματιστούν πλήρως και να περικλείσουν το OM.

Επίδραση καλλιεργητικών πρακτικών

Οι καλλιεργητικές πρακτικές παρουσιάζουν άμεση και ισχυρή επίδραση στη γονιμότητα των καλλιεργούμενων εδαφών. Σήμερα, έχουν ταυτοποιηθεί πρακτικές που ευνοούν την ενίσχυση της δομής και τη συσσώρευση του C βελτιώνοντας έτσι την συνολική ποιότητα του εδάφους (Liu et al. 2006; Bandick & Dick 1999; Bronick & Lal 2005). Παρόλα αυτά, ακόμα εφαρμόζονται πρακτικές με αρνητική επίδραση στα εδάφη.

Μια από τις πλέον πολυσυζητημένες και αμφίβολες καλλιεργητικές πρακτικές είναι η κατεργασία του εδάφους (tillage). Η κατεργασία κάτω από βέλτιστες συνθήκες μπορεί να επιφέρει ευεργετικά αποτελέσματα αφού συντελεί στον αερισμό του εδάφους, την ενσωμάτωση του επιφανειακά τοποθετημένου OM και αυξάνει το πορώδες συντελώντας έτσι στην ανάπτυξη των ριζών, την διείσδυση του νερού και τη μείωση της διάβρωσης από επιφανειακή απορροή (Liu et al. 2006). Επιπλέον, η εμφάνιση μεγάλων ποσοτήτων θρεπτικών ουσιών μετά το όργωμα οφείλεται στη διατάραξη των μακρο-συσσωματωμάτων (macro-aggregate turnover), πράγμα που έχει θετικές βραχυπρόθεσμες αφού ενισχύει την ανάπτυξη της καλλιέργειας. Ωστόσο, συχνά το όργωμα εφαρμόζεται σε καλλιέργειες όπου δεν δύναται να προσφέρει πολλά, ενώ ταυτόχρονα πραγματοποιείται με τρόπο που καταστρέφει τη δομή του επιφανειακού εδάφους και δημιουργεί δυνητικούς κινδύνους. Για παράδειγμα, εντείνει την έκθεση του εδάφους στη βροχή (raindrop phenomenon) και συμβάλει στη δημιουργία επιφανειακού φιλμ που μειώνει τη διηθητική ικανότητα, εμποδίζει τον αερισμό και αυξάνει την ευαισθησία του εδάφους σε διάβρωση. Η καταστροφή των μακρο-συσσωματωμάτων που αναφέρεται παραπάνω, ειδικά αν πραγματοποιείται σε πολύ ξηρό ή υγρό έδαφος, οδηγεί σταδιακά στην ποσοτική και ποιοτική υποβάθμιση της δομής και παρεμποδίζει το C sequestration. Επιπλέον, το όργωμα επιδρά σημαντικά στην ανάπτυξη της πανίδας και των μικροοργανισμών του εδάφους. Ο λόγος μυκήτων: βακτήρια έχει βρεθεί ότι είναι ιδιαίτερα ευαίσθητος στην διατάραξη του εδάφους και χαμηλοί λόγοι συχνά συνοδεύουν εδάφη που έχουν υποστεί εντατική καλλιέργεια. Για αυτό το λόγο, ενδείκνυται η αλλαγή από το συνεχές συμβατικό όργωμα σε εναλλακτικά συστήματα άροσης όπως το ελάχιστο όργωμα, το υπεδάφιο σπάσιμο κτλ. που βελτιώνουν το σύστημα των πόρων, αυξάνοντας τους πόρους αποθήκευσης (0,5 με 50 mm) και το πλήθος των πόρων μετάδοσης (50 με 500 mm).

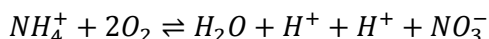
Μια πρακτική που φαίνεται να συνεισφέρει στη διατήρηση της γονιμότητας είναι αυτή της αμειψισποράς (crop rotation), κυρίως για πολυετής καλλιέργειες. Ως αμειψισπορά ορίζεται η εναλλαγή στην καλλιέργεια σιτηρών και ψυχανθών, έτσι ώστε το έδαφος να εμπλουτίζεται με N και να μην εξασθενεί. Ουσιαστικά, με τη χρήση αυτής της μεθόδους, επιτυγχάνεται μια μορφή φυσικής λίπανσης

του εδάφους, χωρίς τη χρήση δαπανηρών χημικών σκευασμάτων. Επιπλέον, η αμειψισπορά ευνοεί την ανάπτυξη της μικροβιακής κοινότητας και συνεισφέρει στη συσσώρευση του C, προστατεύει την επιφάνεια του εδάφους από την ηλιακή ακτινοβολία, το raindrop phenomenon και τη διάβρωση, ενώ ταυτόχρονα συνεισφέρει στην υδατοϊκανότητα των εδαφών και τη διηθητικότητα.

Εναλλακτικά, συχνά ενδείκνυται και η χρήση της μεθόδου της αγρανάπαυσης, για ετήσιες καλλιέργειες, όπου η καλλιεργούμενη έκταση αφήνεται για ένα έτος χωρίς καλλιέργεια. Η μέθοδος αυτή μπορεί να συνδυαστεί και με την κάλυψη της επιφάνειας του εδάφους με φυτικά υπολείμματα (cover crops), που προσφέρουν πολλές από τις θετικές επιδράσεις του crop rotation και επιπρόσθετα μειώνει την εξάτμιση. Αξίζει να αναφερθεί ότι χρήση υπολειμμάτων χαμηλής ποιότητας, δηλαδή με υψηλό λόγο C/N, πριμοδοτούν την ανάπτυξη των μυκήτων και οδηγούν σε υψηλότερους λόγους μυκήτων: βακτήρια.

Η διαχείριση με οργανικό εμπλουτισμό (organic farming), σε σχέση με της συμβατικές μεθόδους, έχει βρεθεί ότι ενισχύει τη μικροβιακή ανάπτυξη και αυξάνει το εισερχόμενο OM. Επίσης, επιφέρει μια αλλαγή στη μικροβιακή κοινότητα επιτυγχάνοντας μεγαλύτερους λόγους μυκήτων: βακτήρια και ενισχύει τη συσσώρευση και τη σταθεροποίηση του C. Επιπλέον, η χρήση εδαφοβελτιωτικών όπως κοπριά ή compost φαίνεται να έχουν σημαντική επίδραση στο πορώδες και τη φαινόμενη πυκνότητα του εδάφους (Bronick & Lal 2005).

Η χρήση χημικών λιπασμάτων αυξάνει τη φυτική παραγωγή και βελτιώνει τα φυτικά υπολείμματα που επιστρέφουν στο έδαφος. Ωστόσο, ενδέχεται να οδηγήσουν σε αυξημένη ανοργανοποίηση του C και να μειώσουν το λόγο μυκήτων: βακτήρια. Επιπρόσθετα, τα λιπάσματα ενδέχεται να επιδράσουν στο pH μειώνοντας του το (Brady & Weil 2011). Για παράδειγμα μέσα από την ακόλουθη αντίδραση οξείδωσης (νιτροποίηση) του αμμωνιακού ιόντος, παράγονται δυο H^+ για κάθε NH_4^+ , ενώ τα νιτρικά (NO_3^-) είναι το ανιόν ισχυρού οξέος (nitric acid, HNO_3) και δεν έχουν την τάση να ξανα-σχηματίσουν αμμωνιακά οδηγώντας την αντίδραση προς τα αριστερά



1.4.5 Μοντελοποίηση εδαφικών συστημάτων- CAST

Η ανάγκη i) πρόβλεψης αλλαγών στη γονιμότητα των εδαφών μακροπρόθεσμα αλλά και ii) προσδιορισμού του χρόνου ανάκαμψης υποβαθμισμένων εδαφών, οδήγησαν σε προσπάθειες μοντελοποίησης των εδαφικών συστημάτων, λαμβάνοντας υπόψη κατά κύριο λόγο τον εδαφικό TOC και την ποιότητα της δομής. Οι πλειοψηφία των μοντέλων του SOM, όπως τα EPIC και CENTURY, περιλαμβάνουν 3 ή 4 αποθήκες C, οι οποίες αναφέρονται ως ενεργές, παθητικές και ενδιάμεσης ενεργητικότητας και λαμβάνουν συγκεκριμένο μέγιστο ρυθμό αποδόμησης ανά έτος. Το ROTH-C χρησιμοποιεί παρόμοιες αποθήκες με το CENTURY με τη διαφορά ότι περιλαμβάνει και μια εσωτερική αποθήκη C, που θεωρείται ως μηδενικής αποδόμησης. Αναφορικά με τη μοντελοποίηση της δομής, το STRUC-C αναφέρεται στη βιβλιογραφία ως ένα από πλέον ολοκληρωμένα, παρά το ότι παρουσιάζει σημαντικές ελλείψεις και όρια (Bidoglio & Nikolaidis 2013).

Το μοντέλο AggModel που παρουσιάστηκε από τους Segoli et al. (2013) περιγράφει τη μεταφορά του SOM μεταξύ των αποθηκών C και την επακόλουθη σταδιακή αποσύνθεση του μέσα σε αυτές. Οι αποθήκες που χρησιμοποιούνται δεν είναι εννοιολογικές αλλά απευθείας μετρούμενες μέσω τεχνικών φυσικής κλασματοποίησης. Έτσι, το μοντέλο AggModel αποτελεί το πρώτο βήμα για τη δημιουργία ενός μοντέλου SOM που θα χρησιμοποιεί μετρήσιμα κλάσματα του SOM που σχετίζονται με τα συσσωματώματα κάτω από συνθήκες πεδίου (Panakoulia 2014).

Το μοντέλο CAST (Stamati et al. 2013) επιλέχθηκε να χρησιμοποιηθεί στην παρούσα εργασία. Το μοντέλο αυτό λαμβάνει ως αρχή της μοντελοποίησης του εδαφικού C και της δομής, το μηχανισμό σχηματισμού μακρο-συσσωματωμάτων γύρω από POM και τον εν συνεχεία σχηματισμό των μικρο-συσσωματωμάτων και την απελευθέρωση τους. Οι αποθήκες C που θεωρεί το μοντέλο, είναι βασισμένες στο ROTH-C. Το μοντέλο CAST αποτελεί ένα χρήσιμο εργαλείο για την εκτίμηση των επιδράσεων των πρακτικών διαχείρισης, των εναλλαγών χρήσης γης και της κλιματικής αλλαγής στο εδαφικό οικοσύστημα, με σκοπό τον σχεδιασμό βιώσιμων πρακτικών διαχείρισης (Panakoulia 2014).

2 Υλικά και Μέθοδοι

2.1 Περιοχή μελέτης και δειγματοληψίες

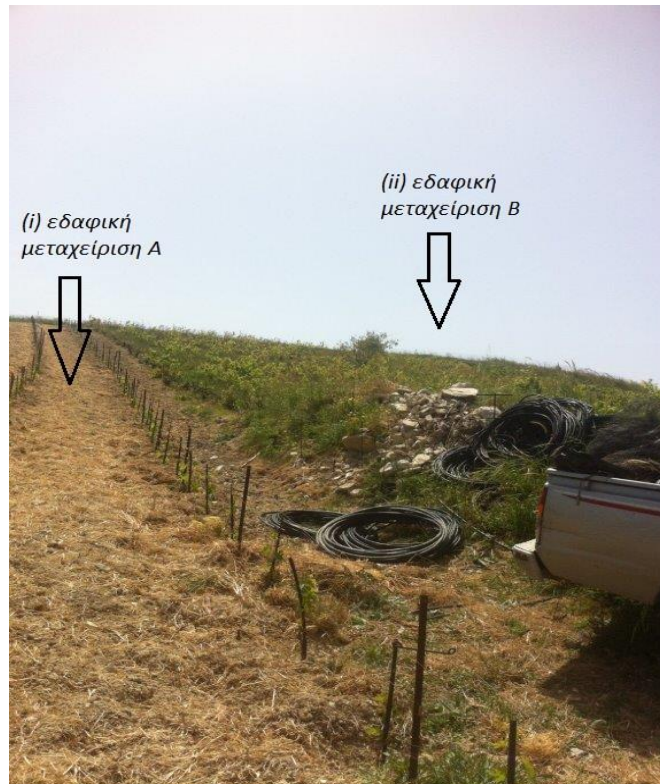
Για την εκπόνηση του πειράματος πάρθηκαν δείγματα από τρεις γειτονικούς αγρούς, στο χωριό της Αγίας Βαρβάρας, του Ηρακλείου Κρήτης, σε υψόμετρο 600 m. Η περιοχή μελέτης κλιματολογικά προσδιορίζεται από τα χαρακτηριστικά της ευρύτερης μεσογειακής κλιματικής ζώνης, δηλαδή ο κλιματικός χαρακτήρας της θεωρείται εύκρατος. Οι χειμώνες είναι σχετικά ήπιοι και ιδιαίτερα υγροί, ενώ η θερινή περίοδος είναι άνυδρη και χαρακτηρίζεται από υψηλές θερμοκρασίες. Η μέση ετήσια βροχόπτωση είναι στο ύψος των 654 mm, ενώ η μέση ετήσια θερμοκρασία είναι 17,3°C. Η μέση ετήσια ώρα ηλιοφάνειας είναι 2769,4 hr.

Οι τρεις εκτάσεις που επιλέχθηκαν διέφεραν σημαντικά ως προς τη χρήση γης και την εκμετάλλευσή τους, αφού η 1^η (Α) χρησιμοποιείται για την καλλιέργεια αμπελιού για περίπου 30 έτη και δέχεται κατεργασία 2 φορές ετησίως (τους μήνες Μάρτιο και Μάιο) και λίπανση 1 μια φορά ετησίως, η 2^η (Β) βρίσκεται σε αγρανάπαυση τα τελευταία 6 έτη, ενώ η 3^η (C) δεν έχει δεχθεί κατεργασία για περίπου 50 έτη (Εικ. 2.1-2). Έτσι, γίνεται η υπόθεση ότι τα εδάφη Β και C αντιπροσωπεύουν το έδαφος Α υπό διαφορετικές χρονικές στιγμές, στη βάση ότι τα 3 εδάφη βρίσκονται κάτω από όμοιες μετεωρολογικές συνθήκες και ότι παρουσιάζουν παρόμοιες φυσικές και χημικές ιδιότητες (όπως κοκκομετρία, pH). Τα 3 εδάφη αποτελούν μια χρονοσειρά με αφετηρία το έδαφος Α (χρονική στιγμή 0^{ev}), από την οποία είναι δυνατόν να εξαχθούν χρήσιμα συμπεράσματα για την αποθήκευση του C, τη δομή του εδάφους και τις βιοχημικές ιδιότητές του.

Σε κάθε ένα από τα εδάφη, πραγματοποιήθηκαν τρεις δειγματοληψίες στις 30-03, 01-05 και 15-06 σε βάθος 0-15 cm. Όταν τα δείγματα μεταφέρθηκαν στο εργαστήριο, αφαιρέθηκαν οι πέτρες, η ορατή πανίδα και τα φυτικά υπολείμματα που δεν ήταν ενσωματωμένα στα συσσωματώματα του εδάφους.



Εικόνα 2.1 Περιοχή μελέτης: (i) Εδαφική μεταχείριση Α και (ii) εδαφική μεταχείριση Β.



Εικόνα 2.2 Περιοχή μελέτης: (i) Εδαφική μεταχείριση Α και (ii) εδαφική μεταχείριση Β.

2.2 Πρωτόκολλο πειραματικών μετρήσεων

2.2.1 Υγρασία

Για τον προσδιορισμό της συνολικής υγρασίας ζυγίστηκαν υγρά δείγματα (WS) και τοποθετήθηκαν σε αλουμινένια κάψα γνωστής μάζας (A) σε φούρνο στους 40°C για 1-2 ημέρες. Μετά την ξήρανση, τα ξηρά πλέον δείγματα (DS) ζυγίστηκαν και η περιεχόμενη υγρασία επί ξηρού προσδιορίστηκε από τη σχέση

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

Σημειώνεται ότι στην παρούσα εργασία, η ανάλυση της δομής των εδαφών πραγματοποιείται με δυο μεθοδολογίες: i) την υγρή κοσκίνιση (ΥΚ) και ii) με μια τροποποιημένη μέθοδο ξηρής κοσκίνισης (ΤΞΚ) για βιολογικές αναλύσεις. Όπως αναλύεται και στη συνέχεια, 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. Μετά την ΥΚ, επιλέχθηκαν δείγματα 1 g που τοποθετήθηκαν ξανά στο φούρνο για δυο ημέρες προκειμένου να είναι γνωστή η περιεχόμενη υγρασία που απέκτησαν τα δείγματα κατά την κοσκίνιση και να διορθωθεί η μάζα κατά τις φυσικοχημικές και βιοχημικές αναλύσεις.

Για την ΤΞΚ, τα δείγματα πρέπει να έχουν υγρασία κοντά στο 70% της υδατοϊκανότητας τους (δηλαδή γύρω στο 7-10%). Η υγρασία αυτή επιτεύχθηκε τοποθετώντας τα δείγματα στους 4°C για 3-4 ημέρες. Η περιεχόμενη υγρασία προσδιορίστηκε και χρησιμοποιήθηκε για τη διόρθωση της μάζας κατά τις φυσικοχημικές και βιοχημικές αναλύσεις.

2.2.2 pH

Για τον προσδιορισμό του pH χρησιμοποιήθηκε το όργανο Orion Star A111 Benchtop, της εταιρίας Thermo Scientific. 10 g εδάφους τοποθετήθηκαν σε πλαστικά σωληνάρια των 50 mL και αφού αναμείχθηκαν με 25 mL απιονισμένο νερό (dH₂O) για 2 hr πραγματοποιήθηκε η μέτρηση του pH. Το pH προσδιορίστηκε για την 1^η δειγματοληψία.

2.2.3 Προσδιορισμός κοκκομετρίας

Η κοκκομετρία προσδιορίστηκε με τη μέθοδο Bouyoucos Hydrometer Method (Hallmark & Melton 2005). Πάρθηκαν 50 g δείγματος από κάθε έδαφος και τοποθετήθηκαν σε δοχείο χωρητικότητας 300 mL (10 ounce), μαζί με 2,0 g NaPO₃ και 200 mL DiH₂O. Η χρήση του χημικού sodium metaphosphate έγκειται στη διάσπαση των εδαφικών συσσωματωμάτων και των δομών ιλύος (Silt) και αργίλου (Clay), που διαφορετικά μπορεί να είχε καθιζήσει με την άμμο (Sand) και να δημιουργούσαν σφάλμα στη μέθοδο. Παράλληλα, πάρθηκε ποσότητα 10 g δείγματος, για τον προσδιορισμό της συνολικής υγρασίας στους 105°C για 1 ημέρα, ώστε να διορθωθεί μετά το πέρας του πειράματος το βάρος που χρησιμοποιήθηκε, σύμφωνα με τις σχέσεις

$$\text{Soil Moisture Correction Factor (MCF)} = 1 - \frac{\text{Wet weight} - \text{Dry weight}}{\text{Dry weight}}$$

$$\text{Weight of dry soil} = \text{MCF} \cdot \text{Wet weight}$$

Στη συνέχεια, τα δείγματα αναδεύτηκαν για 1 ημέρα και πριν την έναρξη του προσδιορισμού της κοκκομετρίας για 2 min σε shaker. Το μίγμα μεταφέρθηκε σε κυλίνδρους των 1000 mL, οι οποίοι συμπληρώθηκαν με dH₂O. Έπειτα, οι κύλινδροι ανακινήθηκαν έντονα και τοποθετήθηκαν σε σταθερό μέρος όπου δεν αναμένονταν να υπάρξουν έντονες θερμοκρασιακές μεταβολές κατά την διάρκεια του

πειράματος. Μετά από 20 sec, τοποθετείται στον κύλινδρο το υδρόμετρο και μετά από άλλου 20 sec παίρνετε η πρώτη μέτρηση και στη συνέχεια αφαιρείται το υδρόμετρο και μετράτε η θερμοκρασία της διάλυσης, προκειμένου να διορθωθεί η επίδραση της θερμοκρασίας στο ιξώδες και την πυκνότητα του νερού με αναφορά τους 20°C. Η πυκνότητα και η θερμοκρασία της διάλυσης μετράτε μετά από 2 hr ξανά. Στα πρώτα 40 sec υπολογίζεται ότι θα έχει πραγματοποιηθεί η καθίζηση της άμμου, ενώ μετά από 2 hr θα έχει καθιζάνει και η ιλύς.

Η ένδειξη του υδρομέτρου διορθώνεται λόγω της θερμοκρασία με βάση τη σχέση

$$\text{Αποτέλεσμα υδρομέτρου (AY)} \left[\frac{g}{L} \right] = \begin{cases} \text{Ένδ. υδρομ.} + [\text{Ένδ. θερμομ.} - 20] \cdot 0,36, & T > 20^\circ\text{C} \\ \text{Ένδ. υδρομ.} - [20 - \text{Ένδ. θερμομ.}] \cdot 0,36, & T < 20^\circ\text{C} \end{cases}$$

Ο προσδιορισμός της κοκκομετρίας πραγματοποιείται από τις σχέσεις

$$\text{άργιλος (\%)} = \frac{AY_{2 \text{ hr}}}{\text{Weight of dry soil}} \cdot 100$$

$$[\text{ιλύς} + \text{άργιλος}] (\%) = \frac{AY_{40 \text{ sec}}}{\text{Weight of dry soil}} \cdot 100$$

$$\text{άμμος (\%)} = [100 - (\text{ιλύς} + \text{άργιλος})] (\%)$$

Η κοκκομετρία αποτελεί βασική ιδιότητα των εδαφών και μεταβάλλεται σε γεωλογικούς χρόνους. Για τον λόγο αυτόν, η κοκκομετρία προσδιορίστηκε για την 1^η δειγματοληψία.

2.2.4 Διαχωρισμός εδαφικών συσσωματωμάτων

Ο διαχωρισμός των εδαφικών συσσωματωμάτων πραγματοποιείται με δυο μεθοδολογίες: i) τη μέθοδο της υγρής κοσκίνισης (ΥΚ) και ii) με μια τροποποιημένη μέθοδο ξηρής κοσκίνισης (ΤΞΚ), προσαρμοσμένη για βιολογικές αναλύσεις. Για την ΥΚ, πάρθηκε ποσότητα δείγματος από κάθε έδαφος και αφέθηκε σε φούρνο στους 40°C για περίπου 2 ημέρες, μέχρι να σταθεροποιηθεί το βάρος του δείγματος και να προσδιοριστεί η συνολική υγρασία. Στη συνέχεια, το ξηρό δείγμα τοποθετήθηκε στο κόσκινο με μέγεθος πόρων 2mm και πραγματοποιήθηκαν 60 βυθίσεις σε νερό. Η μάζα που συγκρατήθηκε από το κόσκινο συλλέχθηκε σε αλουμινένιο ταψάκι, ενώ η μάζα που πέρασε στο νερό τοποθετήθηκε διαδοχικά στα κόσκινα των 1 mm, 250 μm και 53 μm με 40, 20 και 10 βυθίσεις αντίστοιχα, και τα κλάσματα συλλέχθηκαν επίσης σε αλουμινένια ταψάκια. Τα διαχωρισμένα δείγματα τοποθετήθηκαν στους 40°C για με 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.

Για την ΤΞΚ, πάρθηκε ποσότητα δείγματος από κάθε έδαφος και αφέθηκε στους 4°C για 2-3 ημέρες, ώστε να φτάσουν κοντά στην υδατοϊκανότητα τους, δηλαδή η περιεχόμενη υγρασία να μην υπερβαίνει το 7-10%. Η συνολική υγρασία του κάθε δείγματος είχε ήδη υπολογιστεί κατά την ΥΚ. Έπειτα, το κάθε δείγμα κοσκινίστηκε για περίπου 2min σε κόσκινα ίδιας διαμέτρου με της υγρής κοσκίνισης, τρίφτηκαν σε γουδί έως την ομογενοποίηση και τοποθετήθηκαν στους -20°C. Έτσι, αποκτήθηκαν 5 κλάσματα για την ΥΚ (a: >2000 μm, b: 2000-1000 μm, c: 1000-250 μm, d: 250-53 μm και e: <53 μm) και 4 κλάσματα για την ΤΞΚ (a: >2000 μm, b: 2000-1000 μm, c: 1000-250 μm και d: 250-53 μm), όπου δεν κατορθώθηκε να απομονωθεί το κλάσμα των <53 μm.

2.2.5 Διόρθωση άμμου για την ΥΚ

Η παρουσία της άμμου στα δείγματα της ΥΚ μπορεί να προκαλέσει σημαντικά σφάλματα κατά την μοντελοποίηση των εδαφών, αφού το μοντέλο CAST θεωρεί ότι τα συσσωματώματα αποτελούνται από ιλύ, άργιλο και οργανικό υλικό. Έτσι, απαιτείται η διόρθωση της άμμου που περιέχεται στα συσσωματώματα.

Από κάθε έδαφος και για κάθε ένα από τα 4 πρώτα κλάσματα (a, b, c και d) πάρθηκαν 10 g bulk soil και τοποθετήθηκαν σε πλαστικά δοχεία των 50 mL. Έπειτα, προστέθηκαν 25 mL NaPO_3 (0.5%) και τα falcon αφέθηκαν για ανάδευση για 2 ημέρες στα 190 rpm. Στη συνέχεια, το περιεχόμενο των falcon πέρασε από το κόσκινο των 53 μm και πραγματοποιήθηκε έκπλυση της μάζας που συγκρατήθηκε με DiH_2O . Ακολούθησε η μεταφορά του υπο-κλάσματος (κάθε κλάσματος) σε αλουμινένια ταψάκια γνωστού βάρους και ξήρανση στους 60°C. Ακολούθησε ζύγιση των διαχωρισμένων υπο-κλασμάτων και υπολογίστηκαν τα ποσοστά διόρθωσης άμμου για τα συσσωματώματα.

2.2.6 Νιτρικό και αμμωνιακό άζωτο

Το αμμωνιακό άζωτο ($N - \text{NH}_4^+$) στα εδάφη βρίσκεται σε ανταλλάξιμη μορφή και μπορεί να εκχυλίστεί σε θερμοκρασία δωματίου με ένα ουδέτερο διάλυμα άλατος καλίου (KCl συγκέντρωσης 2,0 M). Την εκχύλιση του $N - \text{NH}_4^+$ πραγματοποιήθηκε υπό ανάδευση για 45 min και ακολούθησε η διήθηση του εκχυλίσματος σε Whatman™ FILTER PAPERS 42. Τέλος, η συγκέντρωση του $N - \text{NH}_4^+$ προσδιορίζεται φωτομετρικά με τη μέθοδο Nessler σε μήκος κύματος 425 nm.

Το άζωτο υπό μορφή νιτρικών ($N - \text{NO}_3^-$) είναι υδροδιαλυτό και για την εκχύλιση του χρησιμοποιήθηκε διάλυμα CaCl_2 συγκέντρωσης 0,01 M. Η εκχύλιση πραγματοποιήθηκε υπό ανάδευση για 45 min. Στη συνέχεια, πραγματοποιήθηκε διήθηση του εκχυλίσματος σε φίλτρα Whatman™ FILTER PAPERS 42. Ο προσδιορισμός της συγκέντρωσης του $N - \text{NO}_3^-$ πραγματοποιήθηκε φασματοφωτομετρικά, σε μήκος κύματος 400 nm με χρήση του αντιδραστηρίου NitraVer® 5, Powder Pillows της εταιρείας HACH με εύρος προσδιορισμού τα 0-30 mg/L.

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 analyticgen*, από το εργαστήριο 'Υδρογεωχημικής Μηχανικής και Αποκατάστασης Εδαφών'. Με βάση τον ορισμό του TKN, αυτό μπορεί να υπολογιστεί γνωρίζοντας το TN και το $N - \text{NO}_3^-$. Πραγματοποιήθηκε μια μέτρηση για κάθε δείγμα.

2.2.8 Ρυθμός μικροβιακής αναπνοής

Για τον προσδιορισμό της μικροβιακής αναπνοής, πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις της ροής του CO_2 (σε $\mu\text{mol/s}$) στο πεδίο, με χρήση του οργάνου LI-COR 6400 στο οποίο προσαρμόσθηκε ειδικός θάλαμος μέτρησης (6400-09 Soil CO_2 Flux Chamber) (Εικ 2.3). Η μεταφορά των αρχείων από τον υπολογιστή του οργάνου πραγματοποιήθηκε με το λογισμικό Li6400XTerm, σε αρχεία μορφής excel.

Μετρήσεις της ροής του CO_2 πάρθηκαν στις 16-05 και 01-06 και πραγματοποιήθηκαν 3 επαναλήψεις για κάθε προσδιορισμό ροής CO_2 . Οι 2 δειγματοληψίες πραγματοποιήθηκαν σε διάστημα 1 και 3 εβδομάδων αντίστοιχα από την κατεργασία του εδάφους.



Εικόνα 2.3 Συσκευή μέτρησης ροής CO_2 LI-COR 6400 και θάλαμος μέτρησης (6400-09 Soil CO_2 Flux Chamber), στην εδαφική μεταχείριση C.

2.2.9 Ενζυμική ενεργότητα

Ουρεάση

Η ουρεάση είναι ένζυμο που καταλύει την υδρόλυση της ουρίας σε CO_2 και αέρια NH_3 , διαδικασία που εμπλέκεται στην διεργασία της εξάχνωσης της NH_4^+ . Η μέθοδος που χρησιμοποιήθηκε είναι των Kandeler & Gerber (1988).

Συνοπτικά, 1 g χώματος τοποθετήθηκε σε 15 ml falcon σωλήνες και προστέθηκαν 0,5 ml διάλυμα ουρίας (4,8 g/L). Οι σωλήνες στη συνέχεια καλύφθηκαν με καπάκι και τοποθετήθηκαν σε υδατόλουτρο στους 37°C για 2 hr. Μετά την επώαση στους σωλήνες προστέθηκαν 10 ml KCl 2,0 M και ακολουθήθηκε η διαδικασία προσδιορισμού της συγκέντρωσης του NH_4^+-N όπως αναλύθηκε σε προηγούμενη ενότητα. Η ίδια διαδικασία ακολουθήθηκε για τα δείγματα αναφοράς (control), όπου στη θέση του διαλύματος ουρίας προστέθηκε dH_2O και μετά την επώαση και πριν το KCl προστέθηκε η ουρία. Η ενεργότητα της ουρίας εκφράστηκε ως $\text{mg/L NH}_4\text{-N/g soil} \cdot 2\text{h}$.

β-γλουκοσαμινιδάση

Η β-γλουκοσαμινιδάση ανήκει στην κατηγορία των χιτινολυτικών ενζύμων. Η χιτίνη αποτελεί κύριο δομικό στοιχείο του κυτταρικού τοιχώματος εντόμων και μυκήτων και επομένως σημαντική πηγή οργανικού C και N στο έδαφος (Parham & Deng 2000). Η β-γλουκοσαμινιδάση θεωρείται ότι παίζει έναν βασικό ρόλο στους βιογεωχημικούς κύκλους του C και N, καθώς συμβάλει στην ανοργανοποίηση του N. Επίσης, φαίνεται να συμβάλει στον βιολογικό έλεγχο των παθογόνων των φυτών. Η μεθοδολογία μέτρησης που υιοθετήθηκε είναι αυτή που αναπτύχθηκε από τους Parham & Deng (2000).

Συνοπτικά, 1 g χώματος τοποθετήθηκε σε πλαστικά σωληνάρια των 15 ml και προστέθηκαν 4 ml 0,1 M acetate buffer (pH 5,5) και 1 ml 10 mM p-nitrophenyl-N-acetyl-β-D-glucosaminide, ως υπόστρωμα. Τα σωληνάρια στη συνέχεια καλύφθηκαν με καπάκι και τοποθετήθηκαν σε υδατόλουτρο στους 37°C για 1 hr. Μετά την επώαση, προστέθηκε 1 ml CaCl₂ (0,5M) και 4 ml NaOH (0,5 M) για να σταματήσει η ενζυμική δραστηριότητα. Στη συνέχεια, τα δείγματα αναδεύτηκαν και φιλτραρίστηκαν με διηθητικό χαρτί Whatman No.40. Χρησιμοποιήθηκαν 2 είδη control: i) εδάφους στα οποία προστέθηκε υπόστρωμα μετά το σταμάτημα της ενζυμικής δραστηριότητας και ii) control που δεν περιείχε έδαφος αλλά περιείχε όλα τα αντιδραστήρια. Ο προσδιορισμός έγινε φωτομετρικά στα 405 nm και η ενεργότητα του ενζύμου β-γλουκοσαμινιδάση εκφράστηκε ως mg/L p-nitrophenol/g soil /h.

Οξειδάση της φαινόλης και περοξειδάση

Η οξειδάση της φαινόλης παράγεται από μικροοργανισμούς και φυτά είτε ως ενδοκυτταρικό είτε ως εξωκυτταρικό ένζυμο. Τα φυτά χρησιμοποιούν την οξειδάση της φαινόλης για τη σύνθεση λιγνίνης και άλλων χημικών ενώσεων, ενώ οι μύκητες (ιδιαίτερα Βασιδιομύκητες και Ασκομύκητες) παράγουν ενδοκυτταρικά το ένζυμο για τη σύνθεση προστατευτικών ενώσεων, όπως η μελανίνη. Ορισμένοι μικροοργανισμοί παράγουν εξωκυτταρικά το ένζυμο προκειμένου να αποδομήσουν τη λιγνίνη ή χουμοποιημένες ενώσεις και να αποκτήσουν απαραίτητα στοιχεία όπως C, N και άλλα θρεπτικά. Η οξειδάση της φαινόλης συνδέονται κατά κύριο λόγο με τη δράση μυκήτων (Sinsabaugh 2010), αλλά παράγεται και από βακτήρια για την αντιμετώπιση της τοξικότητας φαινολικών και άλλων ενώσεων.

Το ένζυμο της περοξειδάσης χρησιμοποιεί το υπεροξείδιο του υδρογόνου (H₂O₂) ως δέκτη ηλεκτρονίων. Παράγεται κυρίως από μύκητες (όπως ο Βασιδιομύκητας λευκής σήψης και Ασκομύκητες) και είναι ιδιαίτερα γνωστή για το ρόλο της στον πολυμερισμό της λιγνίνης. Η περοξειδάση παρουσιάζει σημαντική προστασία απέναντι σε τοξικές ενώσεις για τους μικροοργανισμούς. Για τον προσδιορισμό των δυο ενζύμων χρησιμοποιήθηκαν οι μέθοδοι που περιγράφονται από τους Sinsabaugh (2010).

Για τον προσδιορισμό της οξειδάσης της φαινόλης, αρχικά ζυγίζεται 1 g εδάφους σε πλαστικό σωληνάρια των 15 mL. Στη συνέχεια, προστίθενται 15 mL acetate buffer (0,5 M, pH= 5,0) στο σωληνάριο, το οποίο έπειτα σφραγίζεται και αναδεύεται για 2-3 min. Έπειτα, ενώ το δείγμα (sample suspension) βρίσκεται ακόμα σε αιώρηση, μεταφέρονται 2 mL σε νέο σωληνάριο 15 mL και προστίθενται 2 mL υποστρώματος L-3,4-dihydroxyphenylalanine (L-DOPA) (5 mM). Για κάθε ένα από τα εδαφικά δείγματα πραγματοποιήθηκαν δυο επαναλήψεις, ενώ σύμφωνα με την μέθοδο κάθε διαφορετικό δείγμα εδάφους απαιτεί ξεχωριστό control που κατασκευάζεται από 2 mL δείγματος σε αιώρηση και 2 mL acetate buffer. Στη συνέχεια, τα δείγματα και τα control αναδύονται για 5 sec και αφήνονται για επώαση στους 20°C για 1 hr (incubation time, IT). Μετά την επώαση, φυγοκεντρείται για 5 min 1 mL δείγματος και μετράτε η απορρόφηση στο φασματοφωτόμετρο στα 460 nm. Το φασματοφωτόμετρο μηδενίζεται με dH₂O. Η ενεργότητα του ενζύμου υπολογίζεται από τις σχέσεις

$$Optical\ Density\ (OD) = [Sample\ abs] - [Control\ abs]$$

$$Activity\ (\mu mol/(gr\ hr)) = \frac{OD}{\left[\frac{1,66}{(\mu mol)} \right] [IT(hr)] \left[\frac{gr\ of\ sample}{mL\ of\ sample\ suspension} \right]}$$

Για τον προσδιορισμό της περοξειδάσης ακολουθείται η ίδια διαδικασία με της οξειδάσης της φαινόλης, μόνο που τόσο στα δείγματα όσο και στα control προστίθενται 0,3mL H₂O₂ (0,3%) . Η προσθήκη του H₂O₂

πραγματοποιείται μετά την προσθήκη του acetate buffer και πριν την προσθήκη του υποστρώματος L-DOPA. Η ενεργότητα του ενζύμου υπολογίζεται από τις σχέσεις

$$\text{Optical Density (OD)} = [\text{Sample abs}] - [\text{Control abs}] - [\text{OD phenol oxidase}]$$

$$\text{Activity } (\mu\text{mol}/(\text{gr hr})) = \frac{OD}{\left[\frac{1,66}{(\mu\text{mol})} \right] [IT(\text{hr})] \left[\frac{\text{gr of sample}}{\text{mL of sample suspension}} \right]}$$

2.2.10 Μοντελοποίηση των εδαφών

Στην παρούσα εργασία μελετώνται 3 εδάφη, που παρουσιάζουν δυο είδη χρήσης γης. Το έδαφος A βρίσκεται υπό καλλιέργεια αμπέλου για 30 έτη, ενώ τα άλλα δύο εδάφη βρίσκονται υπό φυσική βλάστηση (το έδαφος B για 6 και το έδαφος C για 50 έτη). Τα 3 εδάφη σχηματίζουν μια χρονοσειρά που περιγράφει τις καταστάσεις από τις οποίες διέρχεται η δομή και γενικότερα η γονιμότητα του εδάφους καθώς παύει η κατεργασία του.

Για την εκτίμηση της γονιμότητας των εδαφών χρησιμοποιήθηκαν δυο δείκτες: i) ο λόγος SOC/(silt+clay) και ii) το κλάσμα των WSA που είναι >250 μm . Ο 1^{ος} δείκτης εισήχθη από τους Quiroga et al. (2006) για την αξιολόγηση των εδαφικών λειτουργιών και πρότειναν ως κατώφλι γονιμότητας, για εδάφη χαμηλού περιεχόμενου σε ιλύ και άργιλο, την τιμή 4,4, σημειώνοντας ότι εδάφη που παρουσιάζουν τιμές μικρότερες από αυτήν αρχίζουν να χάνουν τη γονιμότητα τους. Επειδή στην παρούσα εργασία τα εξεταζόμενα εδάφη παρουσιάζουν πολύ μεγάλο περιεχόμενο σε ιλύ και άργιλο, λαμβάνεται ως κατώφλι γονιμότητας η τιμή 4,5, ενώ ως όριο ασφάλειας η τιμή 5,5 (Giannakis et al. 2014). Για τον 2^ο δείκτη γονιμότητας, δηλαδή το κλάσμα των WSA (>250 μm), ως κατώφλι γονιμότητας θεωρείται το ποσοστό των 60%, όπως περιγράφεται από τον Quiroga et al. (2006).

Για την μοντελοποίηση της γονιμότητας των 3 εδαφών, χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο CAST Model V2.0 (Carbon, Aggregation & Structure Turnover), που αναπτύχθηκε από τους Stamati et al. (2013). Το μοντέλο CAST διακρίνει τη δομή του εδάφους σε 3 κλάσματα i) το AC1 που αναφέρεται στα σωματίδια αργίλου και ιλύος (<53 μm), ii) το AC2 που αναφέρεται στα μικρο-συσσωματώματα (250-53 μm) και iii) το AC3 που περιλαμβάνει τα μακρο-συσσωματώματα (>250 μm). Η δειγματοληψία των εδαφικών δειγμάτων πραγματοποιήθηκε από τα πρώτα 15 cm και η φαινόμενη πυκνότητα (bulk density) και οι περιεκτικότητες αργίλου και αργίλου & ιλύος παρουσιάζεται στον Πίνακα 2.1, για τα 3 εδάφη

Πίνακας 2.1 Τιμές φαινόμενης πυκνότητας και περιεκτικότητας σε άργιλο και άργιλο & ιλύ.

Μεταχείριση	Φαινόμενη πυκνότητα (kg/m^3)	Άργιλος (%)	Άργιλος & ιλύς (%)
A	1428,4	54,29	92,97
B	1275,7	54,08	87,06
C	1115,2	50,63	85,89

Μετεωρολογικά δεδομένα για την περιοχή συλλέχθηκαν από το σταθμό Μεταξοχωρίου Ηρακλείου από το site <http://www.meteo.gr/meteoplus/index.cfm>, για 6 διαδοχικά και πλήρη έτη (2009-2014). Οι μέσες μηνιαίες τιμές θερμοκρασίας (T, $^{\circ}\text{C}$) και βροχόπτωσης (P, mm) παρουσιάζονται στον Πίνακα 2.2. Επιπλέον, στον Πίνακα 2.2 παρατίθεται και το μηνιαίο ύψος της εξάτμισης (E, mm), όπως θεωρήθηκε.

Η μόνη πηγή εισόδου C στα υπό μελέτη εδάφη είναι τα φυτικά υπολείμματα (θεωρώντας τόσο την υπέργεια όσο και την υπόγεια συνεισφορά). Θεωρήθηκε ότι ο εισερχόμενος C ήταν στο ύψος των $8 \frac{tn\ C}{ha \cdot yr}$ και η κατανομή του στους μήνες παρουσιάζεται στον Πίνακα 2.2.

Πίνακας 2.2 Μέσες μηνιαίες τιμές $T (^{\circ}C)$, $P (mm)$, $E(mm)$ και $C\ input (tn\ C/ha/month)$ για την περιοχή μελέτης.

Μήνας	Μέση Θερμοκρασία ($^{\circ}C$)	Μέση βροχόπτωση (mm)	Είσοδος σε C (ως φυτικά υπολείμματα, tn/ha)	Εξάτμιση (mm)
1	9,96	135,07	0,4	68,1
2	10,18	114,53	0,4	76,3
3	11,70	49,83	0,8	107,2
4	14,80	26,40	0,8	149,2
5	19,08	12,13	0,8	211,3
6	23,45	11,20	0,8	270,3
7	25,74	0,10	0,8	295,9
8	25,61	0,07	0,8	265,5
9	22,58	28,03	0,8	189,5
10	18,21	71,20	0,8	125,2
11	14,72	59,43	0,4	84,9
12	11,71	146,30	0,4	72,7

Κατά την περίοδο που το έδαφος παραμένει ακαλλιέργητο θεωρήθηκε ότι υπήρχε φυτοκάλυψη σε όλη την διάρκεια του έτους. Ο λόγος του αποδομήσιμου κλάσματος του σωματιδιακού υλικού προς το ανθεκτικό ορίστηκε ότι είναι $dpm/rpm=0,67$, βάση της βιβλιογραφίας για εκτάσεις χαμηλής βλάστησης (θαμνώδης εκτάσεις) (Stamati et al. 2013). Επίσης, σημειώνεται ότι κατά την μοντελοποίηση της χρονοσειράς που δημιουργείται από τα 3 εδάφη δεν προβλέπεται κατεργασία (tilling), αφού θεωρήθηκε ως χρονική στιγμή 0^{ev} η παύση της καλλιέργειας του έως τώρα καλλιεργούμενου με αμπέλι αγρού (Α).

Οι παράμετροι εισόδου του μοντέλου παρουσιάζονται στον Πίνακα 2.3.

Πίνακας 2.3 Παράμετροι εισόδου του μοντέλου CAST.

Thickness of soil (cm)	15	IOM AC1 (t/ha)	0
Bulk Density (kg/m ³)	1,428	IOM AC2 (t/ha)	0
Clay content (%)	53	IOM AC1 within AC3 (t/ha)	0
Silt-Clay (%)	83	IOM AC2 within AC3 (t/ha)	0
IOM	0	Total soil SOC for IOM calculation (t/ha)	0
Total soil IOM (t/ha)	0	Saturation capacity of silt-clay fraction (SC-SC)	0
dpm / rpm	0,67	limit for numerical errors	10^{-12}
%(1-CO ₂) partitioning on BIO and HUM	0,4495	limit of C (t/ha) below which no aggregation or destruction takes place	0,01
Mass AC2 fraction	0,29	SC-SC the maximum concentration of the silt clay fraction in carbon (g C/g soil)	55
Mass AC3 fraction	0,71		

Οι αρχικές συνθήκες που λαμβάνει υπόψη το μοντέλο, δηλαδή οι συνθήκες τη χρονική στιγμή 0 (έδαφος Α) παρουσιάζονται στον Πίνακα 2.4, όπου

<i>DPM</i>	<i>Decomposable Plant Material</i>
<i>RPM</i>	<i>Resistant Plant Material</i>
<i>BIO</i>	<i>Biomass</i>
<i>HUM</i>	<i>Humus</i>
<i>IOM</i>	<i>Inert Organic Matter</i>

Πίνακας 2.4 Αρχικές συνθήκες εδάφους για το μοντέλο CAST.

fresh plant input (t/ha)	DPM	0,00
	RPM	0,00
	RPMc	0,00
	RPMf	0,00
AC3 Aggregate type (t/ha)	RPMc	32,06
	DPMc	5,66
	RPMf	0,00
	DPMf	0,00
AC1 within AC3 (t/ha)	BIO	1,75
	HUM	33,25
AC2 within AC3 (t/ha)	RPMf	11,50
	DPMf	11,50
	BIO	0,60
	HUM	11,40
AC2 Aggregate type (t/ha)	RPMf	7,50
	DPMf	7,50
	BIO	0,76
	HUM	14,48
AC1 Aggregate type (t/ha)	BIO	1,18
	HUM	22,43
Initial distribution of the silt clay mass in the aggregate types (%)	AC1	49,41
	AC2	18,11
	AC1 within AC3	25,98
	AC2 within AC3	6,50
Fraction of sand mass in the aggregate types	fsand_AC2	0,30
	fsand_AC3	0,71

Οι παράμετροι βαθμονόμησης του μοντέλου παρουσιάζονται στον Πίνακα 2.5.

Πίνακας 2.5 Παράμετροι βαθμονόμησης του μοντέλου CAST.

Fragmentation	RPM to RPMc	10,0000	1/y
---------------	-------------	---------	-----

	RPMc to RPMf	0,0000	1/y
	RPMc(AC3) to RPMf(AC3)	0,1000	1/y
	DPMc(AC3) to DPMf(AC3)	0,5000	1/y
Macroaggregation	RPMc	0,2500	1/y
	DPMc	0,5000	1/y
Microaggregation	k_RPMf_AC2_in_AC3_ag_ini	0,1500	1/y
	k_DPMf_AC2_in_AC3_ag_ini	0,2500	1/y
Decomposition (fresh plant input)	DPM	5,0000	1/y
	RPM	0,1000	1/y
	RPMc	0,1000	1/y
	RPMf	0,0800	1/y
AC3 Aggregate Type	RPMc within AC3	0,5000	1/y
	RPMf within AC3	0,5000	1/y
	DPMc within AC3	3,0000	1/y
	DPMf within AC3	3,0000	1/y
	BIO(AC1) within AC3	0,6000	1/y
	HUM(AC1) within AC3	0,0031	1/y
	BIO(AC2) within AC3	0,0010	1/y
	HUM(AC2) within AC3	0,0010	1/y
	RPMf(AC2) within AC3	0,0010	1/y
	DPMf(AC2) within AC3	1,5000	1/y
AC2 Aggregate Type	BIO(AC2)	0,0001	1/y
	HUM(AC2)	0,0001	1/y
	RPMf(AC2)	0,0001	1/y
	DPMf(AC2)	0,0001	1/y
AC2 Aggregate Type	BIO(AC1)	0,0100	1/y
	HUM(AC1)	0,0008	1/y
Proportional contribution of the components in aggregation			
Macroaggregation	RPMc	0,30	fraction
	DPMc	0,30	fraction
	AC1	0,33	fraction
	AC2	0,07	fraction
Microaggregation	RPMf within AC3	0,43	fraction
	DPMf within AC3	0,40	fraction
	AC1 within AC3	0,17	fraction
Fraction of the fDPM+cDPM within AC3 aggregate to the AC3 aggregate type, below which macro-aggregates are considered unstable		0,002	fraction
Fraction of the fDPM+cDPM within micro-aggregates (AC2 within AC3) below which macro-aggregates are considered unstable		0,001	fraction

Fraction of the fDPM+cDPM within micro-aggregates (AC2) below which macro-aggregates are considered unstable		0,001	fraction
Fraction of the decomposition products (BIO and HUM) that goes to the respective BIO and HUM pool			
RPMc and RPMf within AC3	to AC1 within AC3	0,950	fraction
	to AC1	0,050	fraction
AC1 within AC3	to AC1 within AC3	0,950	fraction
	to AC1	0,050	fraction
AC2 within AC3	to AC2 within AC3	0,950	fraction
	to AC1 within AC3	0,025	fraction
	to AC1	0,025	fraction
AC2	to AC2	0,950	fraction
	to AC1	0,050	fraction
OTHER CALIBRATION PARAMETERS			
Correction factor for silt-clay mass flow (fraction)			
macro-aggregation	AC1	0,75	fraction
macro-aggregation	AC2	2,00	fraction
micro-aggregation	AC1 within AC3	0,16	fraction
Particle density of the mineral phase and the organic matter (g/cm ³)			
Bulk density of minerals		2,90	g/cm ³
Bulk density of OM		0,95	g/cm ³

2.2.11 Στατιστική επεξεργασία

Η εύρεση των μέσων όρων και των σφαλμάτων των μετρήσεων πραγματοποιήθηκε με το πρόγραμμα *Microsoft Excel*. Για κάθε ανάλυση πραγματοποιήθηκαν δυο επαναλήψεις.

Η στατιστική επεξεργασία των αποτελεσμάτων (*one-way & two-way Anova*) πραγματοποιήθηκε με χρήση του πακέτου *R statistics*. Ως κατώφλι στατιστικής σημαντικότητας ορίστηκε η τιμή $p < 0,05$. Επίσης, τα διαγράμματα των πειραματικών αποτελεσμάτων κατασκευάστηκαν με χρήση της βιβλιοθήκης *ggplot2* του στατιστικού πακέτου *R*.

3 Αποτελέσματα

3.1 Φυσικοχημικές αναλύσεις

3.1.1 Υγρασία, pH, κοκκομετρία και διόρθωση άμμου

Η περιεχόμενη υγρασία των εδαφών την περίοδο που έλαβαν χώρα οι δειγματοληψίες παρουσιάζεται στον Πίνακα 3.1. Αξίζει να σημειωθεί ότι το έδαφος C (με ακόλουθο το έδαφος B) παρουσίασε συστηματικά υψηλότερες τιμές περιεχόμενης υγρασίας σε σχέση με τα άλλα 2 εδάφη, κατά την περίοδο των δειγματοληψιών, παρότι αυτές έλαβαν χώρα σε περιόδους διαφορετικών κλιματικών συνθηκών (μέσα και τέλη άνοιξης και αρχή καλοκαιριού). Δεδομένου ότι τα 3 εδάφη βρίσκονται υπό όμοιες κλιματικές συνθήκες, μπορεί να εξαχθεί το συμπέρασμα ότι το έδαφος C, που παραμένει ακατέργαστο για 50 έτη, παρουσιάζει μεγαλύτερη υδατοϊκανότητα, ενδεχομένως λόγω της καλύτερης δομής που έχει αναπτυχθεί (Ενότητα 1.3.2).

Πίνακας 3.1 Περιεχόμενη υγρασία δειγμάτων κατά τη δειγματοληψία.

Μεταχείριση	Εδαφική υγρασία (%)		
	Δειγματοληψία 1	Δειγματοληψία 2	Δειγματοληψία 3
A	24,37	12,81	6,12
B	22,73	14,87	7,36
C	24,11	15,56	10,05

Έχει ήδη τονιστεί ότι η εφαρμογή της ΥΚ απαιτεί την ξήρανση των δειγμάτων. Ωστόσο, κατά την ΤΞΚ, είναι επιθυμητό τα δείγματα να παρουσιάζουν υγρασία γύρω στο 7 με 10% και για αυτό αφέθηκαν στους 4°C για 3-4 ημέρες, ενώ η παρακολούθηση της μεταβολής του βάρους γίνονταν καθημερινά. Στον Πίνακα 3.2, παρουσιάζονται οι τιμές της υγρασίας που είχαν τα εδαφικά δείγματα πριν την ΤΞΚ.

Πίνακας 3.2 Περιεχόμενη υγρασία δειγμάτων κατά την ΤΞΚ.

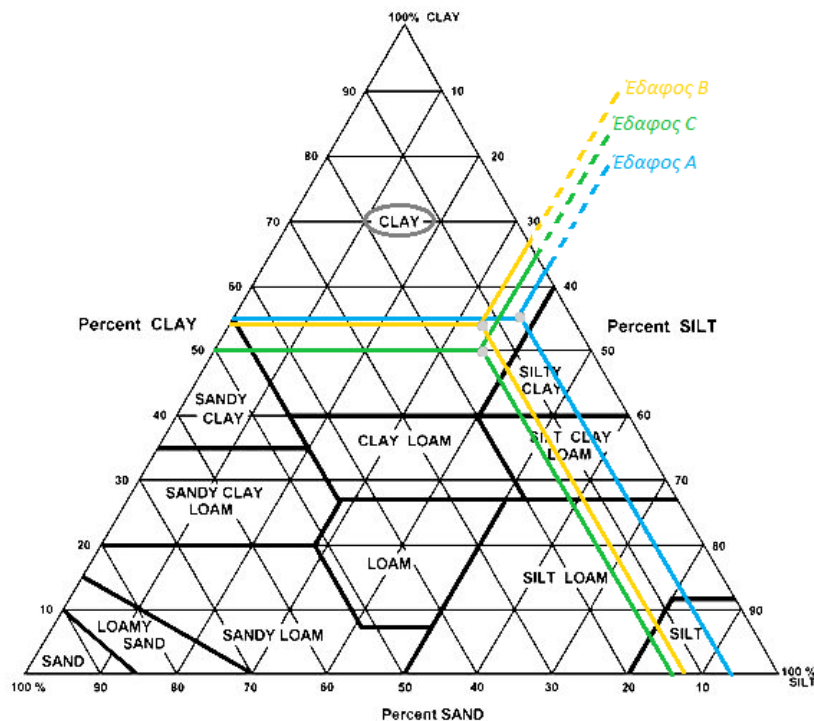
Μεταχείριση	Εδαφική υγρασία (%)		
	Δειγματοληψία 1	Δειγματοληψία 2	Δειγματοληψία 3
A	10,59	6,52	6,6
B	6,20	8,22	7,5
C	6,86	9,70	9,4

Το pH και η κοκκομετρία παρουσιάζονται στον Πίνακα 3.3. Το έδαφος A παρουσιάζει τη μεγαλύτερη τιμή pH και ότι τα A και B έχουν τιμές pH >8,0. Υπό συνθήκες pH >8,0, είναι δυνατή η εξάχνωση των NH_4^+ απευθείας σε αέρια αμμωνία (NH_3).

Πίνακας 3.3 Τιμές pH και κοκκομετρία εδαφών.

Μεταχείριση	pH	Άργιλος (%)	Ιλύς (%)	Άμμος (%)
A	8,2	54,3	38,7	7,0
B	8,1	54,1	33,0	12,9
C	7,9	50,6	35,3	14,1

Τα εδάφη παρουσιάζουν μεγάλα ποσοστά αργίλου, ενώ έχουν χαμηλή περιεκτικότητα σε άμμο με αποτέλεσμα να ταξινομούνται ως αργιλώδη Γράφημα 3.1.



Γράφημα 3.1 Ταξινόμηση εδαφών με βάση την κοκκομετρία.

Σχετικά με την κατανομή των συσσωματωμάτων του εδάφους στα επιμέρους κλάσματα, εφαρμόστηκε διόρθωση ως προς το ποσοστό της άμμου. Τα ποσοστά διόρθωσης της άμμου (>53μm) παρουσιάζονται αναλυτικά στους Πίνακες 3.4-6, για κάθε ένα από τα εδάφη που διερευνήθηκαν.

Πίνακας 3.4 Διόρθωση άμμου για το έδαφος Α.

Κλάσεις συσσωμάτωσης	>2mm	2-1mm	1-0,250mm	0,250-0,053mm	<0,053mm	Σύνολο
g /100g συσσωματώματος						
>53μm	33,2%	45,1%	23,1%	25,3%	-	-
<53μm	66,8%	54,9%	76,9%	74,7%	-	-
Άμμος	33,2%	45,1%	23,1%	25,3%	-	-
g /100g εδάφους						
>53μm	7,13%	1,96%	3,05%	5,07%	-	-
<53μm	14,35%	2,38%	10,16%	15,00%	40,91%	83%
g /100g (αργίλου & ιλύος)						
Άργιλος & ιλύς	17,3%	2,9%	12,3%	18,1%	49,4%	100,0%

Πίνακας 3.5 Διόρθωση άμμου για το έδαφος Β.

Κλάσεις συσσωμάτωσης	>2mm	2-1mm	1-0,250mm	0,250-0,053mm	<0,053mm	Σύνολο
g /100g συσσωματώματος						
>53μm	17,6%	30,1%	35,2%	29,1%	-	-

<53μm	82,4%	69,9%	64,8%	70,9%	-	-
Άμμος	17,6%	30,1%	35,2%	29,1%	-	-
g /100g εδάφους						
>53μm	8,64%	1,96%	2,29%	3,37%	-	-
<53μm	40,37%	4,56%	4,21%	8,20%	26,38%	83,7%
g /100g (αργίλου & ιλύος)						
Άργιλος & ιλύς	48,2%	5,4%	5,0%	9,8%	31,5%	100,0%

Πίνακας 3.6 Διόρθωση άμμου για το έδαφος C.

Κλάσεις συσσωμάτωσης	>2mm	2-1mm	1-0,250mm	0,250-0,053mm	<0,053mm	Σύνολο
g /100g συσσωματώματος						
>53μm	15,8%	23,8%	27,4%	27,4%	-	-
<53μm	84,2%	76,2%	72,6%	72,6%	-	-
Άμμος	15,8%	23,8%	27,4%	27,4%	-	-
g /100g εδάφους						
>53μm	6,94%	2,46%	4,41%	2,99%	-	-
<53μm	36,95%	7,88%	11,69%	7,92%	18,72%	83,2%
g /100g (αργίλου & ιλύος)						
Άργιλος & ιλύς	44,4%	9,5%	14,1%	9,5%	22,5%	100,0%

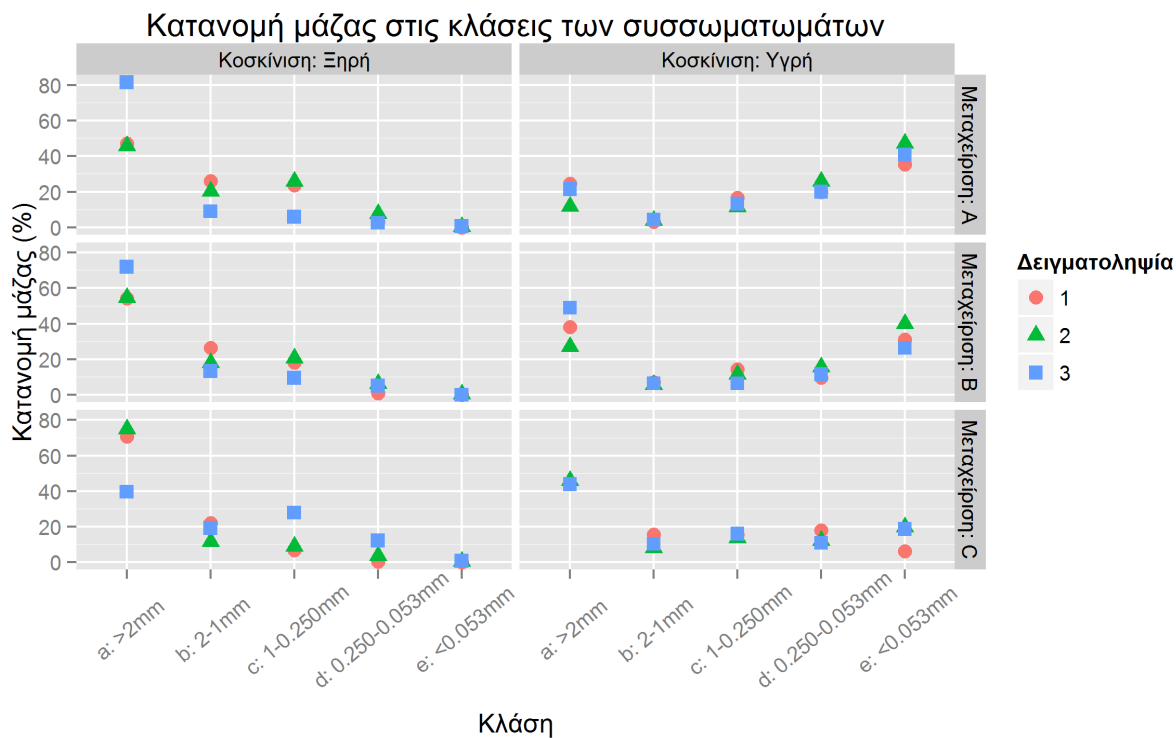
Στον Πίνακα 3.7, συνοψίζεται το περιεχόμενο σε συσσωματώματα <0,053mm που περιέχονται σε κάθε μια από τις κλάσεις συσσωματωμάτων που θεωρεί το μοντέλο CAST.

Πίνακας 3.7 Περιεχόμενο σε άργιλο και ιλύς για τις κλάσεις συσσωματωμάτων του μοντέλου CAST.

Κλάση συσσωματωμάτων	Άργιλος & ιλύς (%) – Μεταχείριση Α	Άργιλος & ιλύς (%) – Μεταχείριση Β	Άργιλος & ιλύς (%) – Μεταχείριση C
AC3	32,5	58,7	68,0
AC2	18,1	9,8	9,5
AC1	49,4	31,5	22,5

3.1.2 Κατανομή μάζας στα συσσωματώματα

Στο Γράφημα 3.2 παρουσιάζεται η κατανομή των συσσωματωμάτων για κάθε ένα από τα εδάφη που μελετήθηκαν.



Γράφημα 3.2 Κατανομή μάζας (%) στις κλάσεις των συσσωματωμάτων ($a > 2000\mu m$, $2000 > b > 1000\mu m$, $1000 > c > 250\mu m$, $250 > d > 53\mu m$ & $e < 53\mu m$) για τα 3 εδάφη (Μεταχείριση A: control, B: 6 έτη & C: 50 έτη) και τις 2 μεθόδους κοσκίνισης (Κοσκίνιση: Ξηρή & Υγρή).

Η χρονοσειρά των εδαφών παρουσίασε σημαντική επίδραση στην κατανομή της μάζας. Πιο συγκεκριμένα, για τα συσσωματώματα που απομονώθηκαν με ΥΚ η χρονοσειρά των εδαφών παρουσιάζει επίδραση στις κλάσεις a, b, d & e (a : $F \text{ value} = 9,398$, $Pr(>F) = 0,0142$ & b : $F \text{ value} = 8,535$, $Pr(>F) = 0,0176$ & c : $F \text{ value} = 1,823$, $Pr(>F) = 0,241$ & d : $F \text{ value} = 6,943$, $Pr(>F) = 0,0275$ & e : $F \text{ value} = 11,51$, $Pr(>F) = 0,0088$), ενώ για την ΤΞΚ, οι διαφορές που παρουσιάζονται δεν είναι στατιστικά σημαντικές. Αξίζει να σημειωθεί ότι κατά την χρονοσειρά των εδαφών τα μακρο-WSA (κλάσματα a, b & c) αυξήθηκαν σημαντικά, ενώ τα μικρο-WSA (κλάσμα d) ελαττώθηκαν, κατά αντιστοιχία με την εργασία των Sprohn & Giani (2011).

Το έδαφος C, το οποίο παραμένει ακαλλιέργητο για 50 έτη παρουσιάζει μια πιο ισορροπημένη κατανομή μάζας στα επιμέρους κλάσματα συσσωματώματος, πράγμα που δηλώνει τη σταθερότητα και την ποιότητα της δομής στην ΥΚ. Αντίθετα, το έδαφος A έδειξε σημαντικά διαφορετική συμπεριφορά μεταξύ των κοσκινίσεων, αφού κατά την ΤΞΚ έδωσε μεγάλες μάζες στις μεγάλες κλάσεις συσσωμάτωσης τα οποία όμως αποδείχθηκε ότι δεν ήταν WSA κατά την ΥΚ.

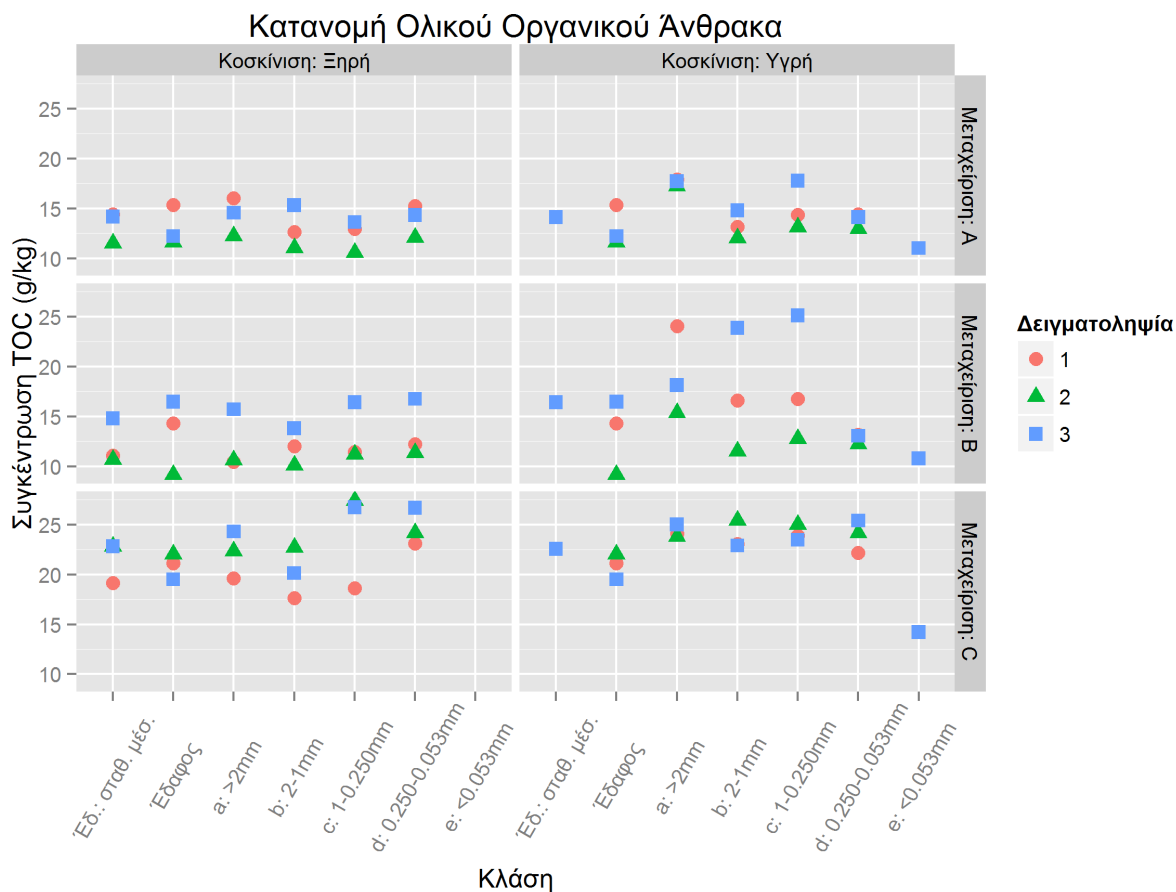
Σημαντική επίδραση των δειγματοληψιών στην κατανομή της μάζας στις κλάσεις συσσωμάτωσης σημειώθηκε μόνο για το κλάσμα b της ΤΞΚ ($F \text{ value} = 16,23$, $Pr(>F) = 0,005$). Ωστόσο, αξίζει να σημειωθεί ότι τα WSA κατά την ΥΚ παρουσιάζουν μεγαλύτερη επαναληψιμότητα μεταξύ των μετρήσεων σε σχέση με την ΤΞΚ. Αυτό είναι πιθανό να οφείλεται στην διαφορά της περιεχόμενης υγρασία (6-10%) κατά την ΤΞΚ μεταξύ των δειγματοληψιών. Η υγρασία διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στην κοσκίνιση των εδαφών, καθώς εάν λαμβάνει υψηλές τιμές τα εδάφη χάνουν σημαντικό τμήμα της σταθερότητας τους, ενώ εάν

είναι ξηρά συμπεριφέρονται ως θρόμβοι και η θραύση τους απαιτεί μεγαλύτερη ενέργεια από την πραγματική. Η επίδραση αυτή ωστόσο εξαφανίζεται κατά τη διαδικασία της ΥΚ.

Όπως αναμένονταν, η μέθοδος κοσκίνισης σημείωσε σημαντική επίδραση στην κατανομή μάζας στις κλάσεις συσσωμάτωσης για τα κλάσματα a, b & d (a: $F\text{ value}=15,38$, $Pr(>F)=1,2*10^{-3}$ & b: $F\text{ value}=17,79$, $Pr(>F)=6,5*10^{-4}$ & c: $F\text{ value}=0,813$, $Pr(>F)=0,381$ & d: $F\text{ value}=31,39$, $Pr(>F)=3,97*10^{-5}$). Αυτό συμβαίνει διότι κατά την ΥΚ διατηρούνται μόνο τα WSA με αποτέλεσμα μεγάλη μάζα να μεταφέρεται στο κλάσμα d και σε αυτό της ιλύος και της αργίλου ($<53\text{ }\mu\text{m}$), ενώ κατά την ΤΞΚ μεγάλο ποσοστό της μάζας παραμένει στα μεγάλα κλάσμα ως φαινομενικά σταθερά συσσωματώματα. Χαρακτηριστικά, για την ΤΞΚ το κλάσμα e, είναι μηδενικό, ενώ για την ΥΚ αντιπροσωπεύει σχεδόν το 50% της μάζας του έδαφους Α και μικρότερα ποσοστά για το Β (30%) και το C (20%). Η επίδραση αυτή εκτιμάται ότι προκαλεί αλλοιώσεις στις χημικές και βιοχημικές αναλύσεις, αφού για παράδειγμα πρόκειται να αποκρύψει τη συνεισφορά του κλάσματος e στον TOC. Σημαντικές διαφορές παρατηρήθηκαν και στο κλάσμα a, όπου ενώ εμφανίζει τιμές κοντά στο 80% για την ΤΞΚ, για την ΥΚ δεν ξεπερνούν το 50% στο έδαφος Β. Ιδιαίτερα ευαίσθητο στη μέθοδο κοσκίνισης είναι και το κλάσμα b, αφού παρατηρείται σημαντική μείωση του ποσοστού κατά την ΥΚ. Το κλάσμα c παρέμεινε ανεπηρέαστο από την μέθοδο κοσκίνισης, παρουσιάζοντας τιμές γύρω στο 20%.

3.1.3 TOC και TN

Η συγκέντρωση του TOC για το έδαφος (bulk soil) και τις κλάσεις των συσσωματωμάτων στη χρονοσειρά των υπό διερεύνηση εδαφών συνοψίζεται στο Γράφημα 3.3.



Γράφημα 3.3 Συγκέντρωση TOC (g/kg) για τη χρονοσειρά των εδαφών (Μεταχείριση Α: control, Β: 6 έτη & C: 50 έτη) στο έδαφος (bulk soil) και στις κλάσεις των συσσωματωμάτων (a >2000μm, 2000>b>1000μm, 1000>c>250μm, 250>d>53μm & e<53μm) για τις 2 μεθόδους κοσκίνισης (Κοσκίνιση: Ξηρή & Υγρή). Ο σταθμισμένος μέσος όρος υπολογίστηκε από τη συνεισφορά των συσσωματωμάτων.

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 μετρήθηκαν στο έδαφος C και προσεγγίζουν τα 24 g/kg (2^η δειγματοληψία).

Διαπιστώθηκε σημαντική διαφοροποίηση στην κατανομή του TOC ως προς τη χρονοσειρά των εδαφών ($F \text{ value} = 9,023$ & $Pr(>F) = 0,0155$). Μια υπόθεση που εξηγεί τις αυξημένες συγκεντρώσεις TOC στο έδαφος C, είναι ότι η παύση της κατεργασίας του εδάφους A ευνόησε την συσσωμάτωση η οποία με την σειρά της έδρασε ευεργετικά στη συσσώρευση C, κυρίως στα συσσωματώματα μικρού μεγέθους μέσω της μειωμένης διαθεσιμότητας του στη μικροβιακή κοινότητα του εδάφους (Bronick & Lal 2005).

Αξίζει να σημειωθεί ότι για τις δειγματοληψίες 1 και 2 η συγκέντρωση του TOC παρουσιάζει μια πτώση στη χρονική πορεία από την κατάσταση A στην Β και στη συνέχεια μια άνοδο μέχρι το C, με αποτέλεσμα το C να παρουσιάζει τις υψηλότερες τιμές, όπως αναφέρθηκε και παραπάνω. Ωστόσο, δεν σημειώνεται στατιστικά σημαντική διαφορά της συγκέντρωσης του TOC μεταξύ των δειγματοληψιών.

Ο υπολογισμός του σταθμισμένου μέσου όρου της συγκέντρωσης του TOC στο έδαφος έδωσε συγκρίσιμα αποτελέσματα με τη συγκέντρωση του TOC που μετρήθηκε αναλυτικά. Η παρατήρηση αυτή αποτελεί μια μορφή επαλήθευσης της ορθότητας της πειραματικής διαδικασίας εκτελέστηκε.

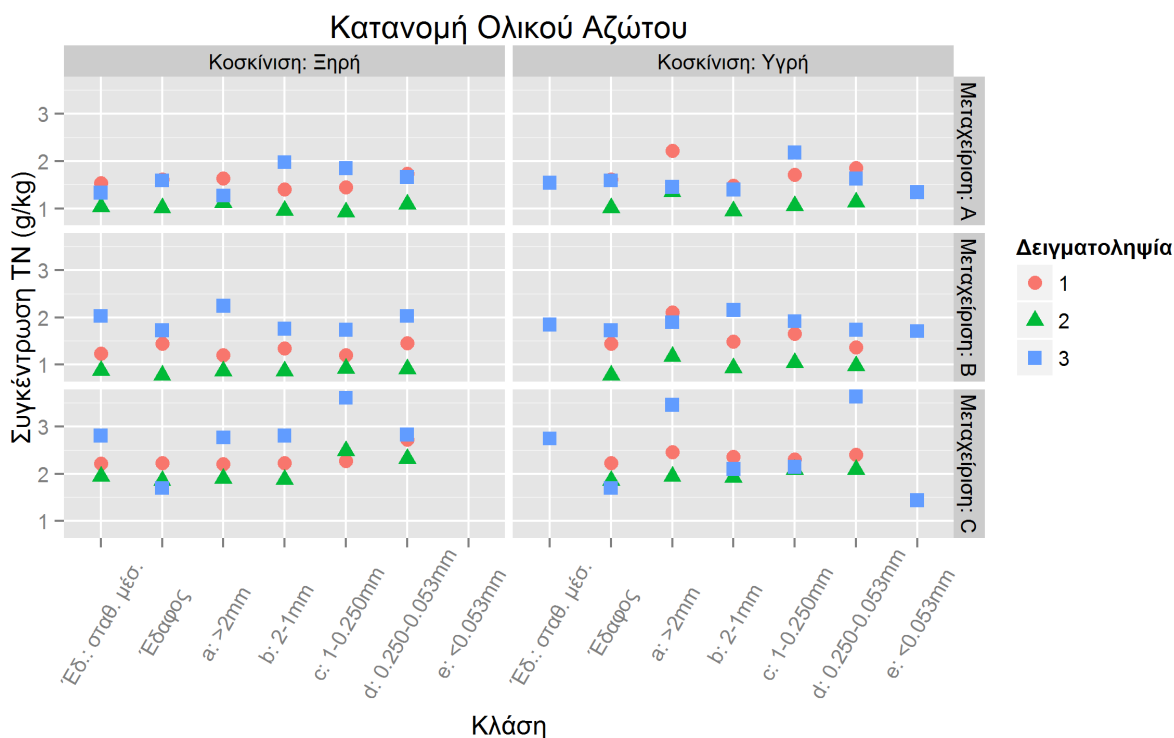
Σχετικά με τη συγκέντρωση TOC στα συσσωματώματα, αυτή αυξάνει με την πάροδο του χρόνου όπου το έδαφος δεν υφίσταται κατεργασία, και ανάλογη τάση παρατηρήθηκε και στην παρούσα διατριβή, τόσο για τα συσσωματώματα που απομονώθηκαν με ΥΚ όσο και με ΤΞΚ. Η χρονοσειρά των εδαφών παρουσίασε σημαντική επίδραση στη συγκέντρωση TOC ανεξαρτήτως του είδους κοσκίνισης ($F \text{ value} = 58,51$ & $Pr(>F) = 8,11 \cdot 10^{-16}$). Επίσης, επίδραση της χρονοσειρά των εδαφών στη συγκέντρωση TOC διαπιστώνεται εξετάζοντας χωριστά τα συσσωματώματα που διαχωρίστηκαν με ΥΚ ($F \text{ value} = 20,76$ & $Pr(>F) = 1,01 \cdot 10^{-6}$) και με ΤΞΚ ($F \text{ value} = 59,04$ & $Pr(>F) = 1,25 \cdot 10^{-11}$).

Όσον αφορά τη μέθοδο της κοσκίνισης, δεν διαπιστώθηκε σημαντική επίδραση της στη συγκέντρωση TOC.

Με βάση το μοντέλο ιεράρχησης των συσσωματωμάτων (Oades 1984; Elliott & Coleman 1988; Six et al. 2000), ο σχηματισμός των μακρο-συσσωματωμάτων επιτυγχάνεται από παράγοντες, όπως ρίζες και υφές μυκήτων, που συνεισφέρουν σημαντικά στον C κατά την ανάλυση του TOC, όπως αναφέρεται και στην εργασία των Asano & Wagai (2014). Στην παρούσα εργασία, παρατηρείται ότι τα μακρο-συσσωματώματα (κλάσματα a, b & c και ειδικά της ΥΚ) παρουσιάζουν σταθερά μεγαλύτερες τιμές από τα μικρο-συσσωματώματα, ωστόσο οι διαφορές της συγκέντρωσης του TOC μεταξύ των κλάσεων συσσωμάτωσης, λαμβάνοντας το σύνολο των δεδομένων, δεν σημείωσαν στατιστικά σημαντικές διαφορές.

Αξίζει να σημειωθεί ότι για τα WSA κατά την μετάβαση από το έδαφος A στο B, η συγκέντρωση TOC παρουσίασε σημαντική αύξηση στα μακρο-συσσωματώματα, ενώ για τα μικρο-συσσωματώματα παρατηρήθηκε μείωση. Κατά την μετάβαση από το έδαφος B στο C, ωστόσο, παρατηρήθηκε σημαντική αύξηση τόσο στα μακρο- όσο και στα μικρο-συσσωματώματα, έτσι ώστε στο έδαφος C τα διάφορα κλάσματα να παρουσιάζουν συγκρίσιμες συγκεντρώσεις. Αυτό ενδεχομένως να αποτελεί μια ένδειξη ότι το σύστημα έφτασε σε ισορροπία με την πάροδο των 50 ετών, που μεσολάβησαν στη χρονοσειρά των εδαφών που διερευνήθηκε στην παρούσα εργασία.

Το N αποτελεί έναν παράγοντα ιδιαίτερης σημασίας για τη γονιμότητα των εδαφών, αφού καθορίζει σε μεγάλο βαθμό την ανάπτυξη της βλάστησης, τη σύνθεση της μικροβιακής κοινότητας αλλά και τις εισροές C. Η συγκέντρωση του TN για το έδαφος (bulk soil) και τις κλάσεις των συσσωματωμάτων στη χρονοσειρά των υπό διερεύνηση εδαφών συνοψίζεται στο Γράφημα 3.4.



Γράφημα 3.4 Συγκέντρωση TN (g/kg) για τη χρονοσειρά των εδαφών (Treatment A: control, B: 6 έτη & C: 50 έτη) στο έδαφος (bulk soil) και στις κλάσεις των συσσωματωμάτων ($a > 2000\mu m$, $2000 > b > 1000\mu m$, $1000 > c > 250\mu m$, $250 > d > 53\mu m$ & $e < 53\mu m$) για τις 2 μεθόδους κοσκίνισης (Κοσκίνιση: Ξηρή & Υγρή). Ο σταθμισμένος μέσος όρος υπολογίστηκε από τη συνεισφορά των συσσωματωμάτων.

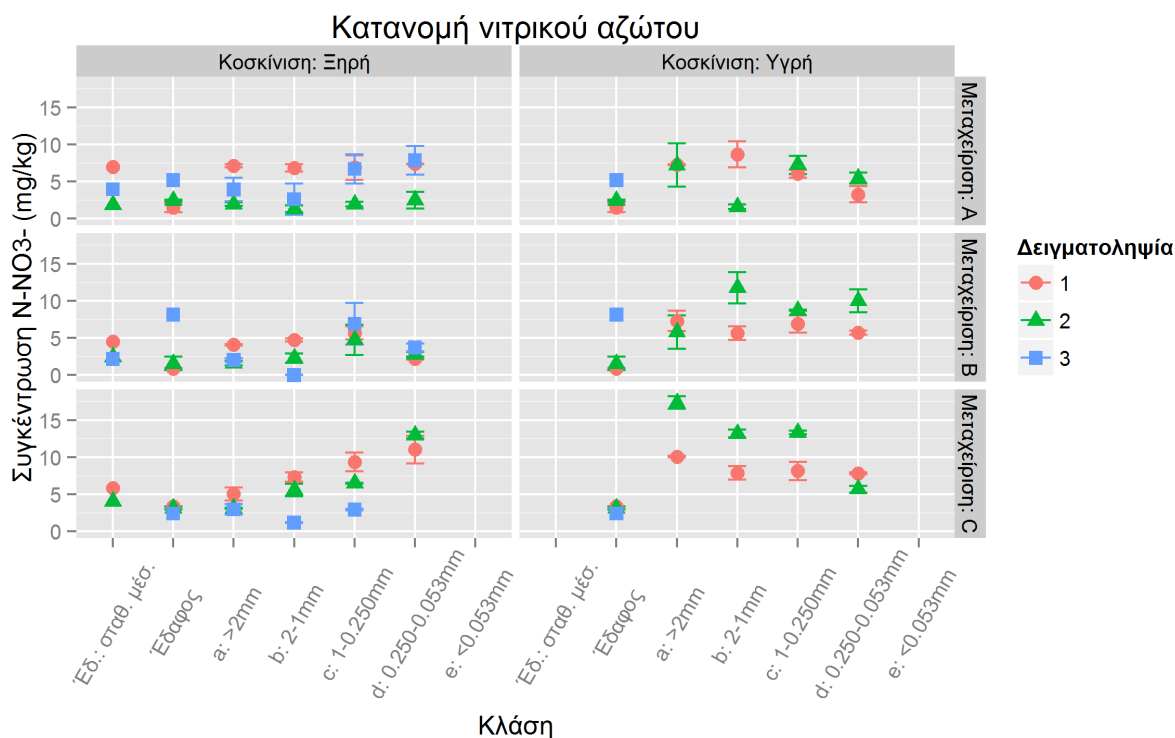
Αναφορικά με το συνολικό έδαφος (bulk soil), συγκέντρωση του TN παρουσίασε αυξημένες τιμές για το έδαφος C με μέγιστη τα 2,23 g/kg για την 1^η δειγματοληψία και χαμηλότερες για το έδαφος A & B. Ωστόσο, η χρονοσειρά των εδαφών και δειγματοληψίες δεν παρουσίασαν σημαντική επίδραση στη συγκέντρωση TN.

Αναφορικά με τα συσσωματώματα, η χρονοσειρά των εδαφών παρουσίασε σημαντική επίδραση στη συγκέντρωση TN ($F \text{ value} = 35,27$, $Pr(>F) = 2,09 \cdot 10^{-11}$). Επιπλέον, σημαντική επίδραση της χρονοσειράς των εδαφών στη συγκέντρωση TN διαπιστώνεται εξετάζοντας τα συσσωματώματα που διαχωρίστηκαν με ΥΚ ($F \text{ value} = 11,99$, $Pr(>) = 0,00012$) και με ΤΞΚ ($F \text{ value} = 24,97$, $Pr(>F) = 2,49 \cdot 10^{-7}$).

Αναφορικά με τη μέθοδο κοσκίνισης και τις κλάσεις συσσωμάτωσης δεν σημειώθηκαν στατιστικά σημαντικές διαφοροποιήσεις στη συγκέντρωση TN.

3.1.4 NO_3^- και NH_4^+

Οι συγκεντρώσεις $N - \text{NO}_3^-$ και $N - \text{NH}_4^+$ στο έδαφος (bulk soil) και στις κλάσεις των συσσωματωμάτων στη χρονοσειρά των υπό διερεύνηση εδαφών συνοψίζονται στα Γραφήματα 3.5-6.



Γράφημα 3.5 Συγκέντρωση N-NO_3^- (mg/kg) για τη χρονοσειρά των εδαφών (Μεταχείριση A: control, B: 6 έτη & C: 50 έτη) στο έδαφος (bulk soil) και στις κλάσεις των συσσωματωμάτων ($a > 2000\mu\text{m}$, $2000 > b > 1000\mu\text{m}$, $1000 > c > 250\mu\text{m}$, $250 > d > 53\mu\text{m}$ & $e < 53\mu\text{m}$) για τις 2 μεθόδους κοσκίνισης (Κοσκίνιση: Ξηρή & Υγρή). Ο σταθμισμένος μέσος όρος υπολογίστηκε από τη συνεισφορά των συσσωματωμάτων. Οι μπάρες αντιπροσωπεύουν το τυπικό σφάλμα που υπολογίστηκε βάση των δυο επαναλήψεων κάθε ανάλυσης δείγματος.

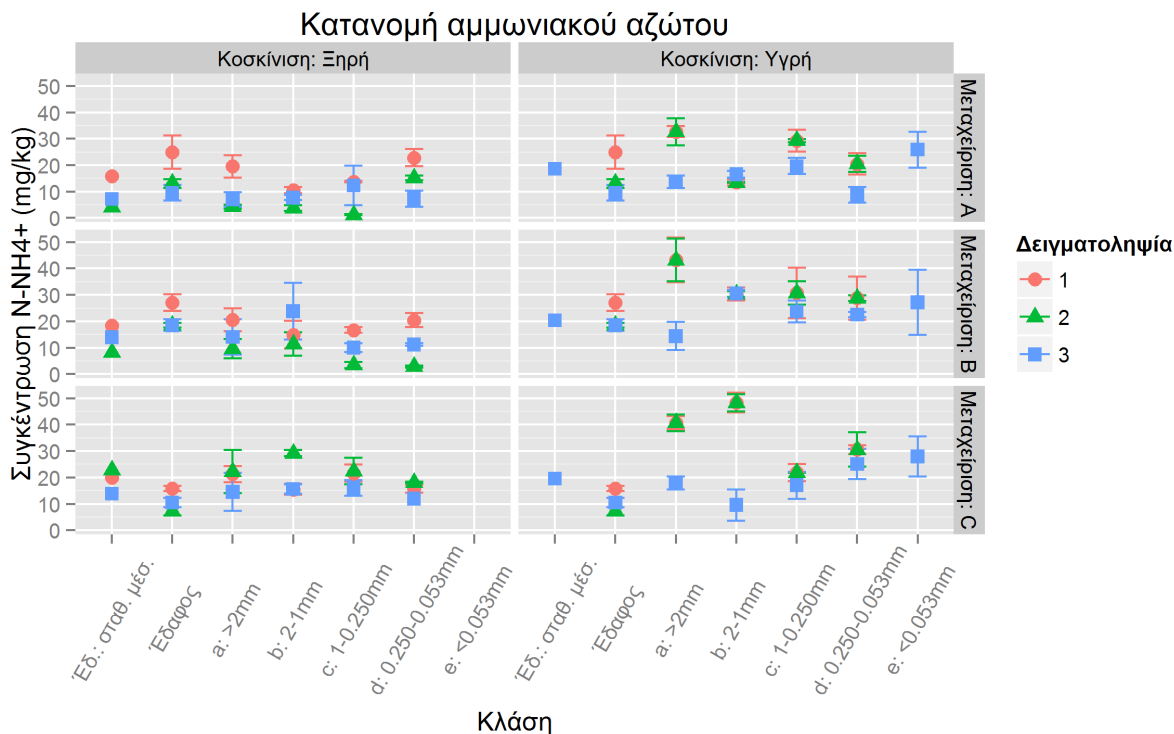
Σχετικά με το έδαφος (bulk soil), παρατηρείται ότι, εκτός της 3^{ης} δειγματοληψίας, το έδαφος C παρουσιάζει υψηλότερες τιμές N-NO_3^- σε σχέση με τις άλλες. Λόγω έλλειψης επαρκούς μάζας, δεν πραγματοποιήθηκε ανάλυση των δειγμάτων που διαχωρίστηκαν με ΥΚ κατά την 3^η δειγματοληψία.

Σχετικά με τη χρονοσειρά των εδαφών δεν διαπιστώθηκαν σημαντικές διαφοροποιήσεις στη συγκέντρωση N-NO_3^- . Οι δειγματοληψίες παρουσίασαν σημαντική επίδραση στη συγκέντρωση N-NO_3^- ($F \text{ value} = 10,04$ & $Pr(>F) = 0,00684$).

Αναφορικά με την συγκέντρωση του N-NO_3^- στα συσσωματώματα, σημειώνονται στατιστικά σημαντικές διαφοροποιήσεις ως προς τη χρονοσειρά των εδαφών ($F \text{ value} = 8,535$ & $Pr(>F) = 0,00035$). Επιπλέον, σημαντική επίδραση της χρονοσειράς των εδαφών στη συγκέντρωση N-NO_3^- διαπιστώνεται εξετάζοντας χωριστά τα συσσωματώματα που απομονώθηκαν με ΥΚ ($F \text{ value} = 11,99$ & $Pr(>F) = 0,000102$) και με ΤΕΚ ($F \text{ value} = 24,97$ & $Pr(>F) = 2,49 \cdot 10^{-7}$).

Σχετικά με τη μέθοδο κοσκίνισης διαπιστώθηκε σημαντική επίδραση στη συγκέντρωση του N-NO_3^- ($F \text{ value} = 27,71$, $Pr(>F) = 6,55 \cdot 10^{-7}$). Επιπλέον, η σημαντική επίδραση της μεθοδολογίας κοσκίνισης διαπιστώνεται και εξετάζοντας χωριστά τα συσσωματώματα των διαφορετικών κλάσεων (a : $F \text{ value} = 23,63$ & $Pr(>F) = 4,06 \cdot 10^{-5}$, b : $F \text{ value} = 13,24$ & $Pr(>F) = 0,0011$, c : $F \text{ value} = 7,154$ & $Pr(>F) = 0,0123$). Αντίθετα από ότι αναμένονταν, υψηλότερη συγκεντρώσεις N-NO_3^- προσδιορίστηκε στα συσσωματώματα που απομονώθηκαν με ΥΚ (Γραφ. 3.5).

Ως προς τις κλάσεις συσσωμάτωσης, σημαντική επίδραση διαπιστώθηκε μόνο για τα συσσωματώματα που απομονώθηκαν με ΤΞΚ ($F \text{ value}=4,267$, $Pr(>F)=0,00815$), με το κλάσμα d να παρουσιάζει υψηλότερη συγκέντρωση για τα εδάφη Α και C. Ως προς τις δειγματοληψίες σημειώθηκαν στατιστικά σημαντικές διαφοροποιήσεις ($F \text{ value}=8,991$ & $Pr(>F)=0,00332$).



Γράφημα 3.6 Συγκέντρωση $N-NH_4^+$ (mg/kg) για τη χρονοσειρά των εδαφών (Μεταχείριση A: control, B: 6 έτη & C: 50 έτη) στο έδαφος (bulk soil) και στις κλάσεις των συσσωματωμάτων (a >2000 μ m, 2000>b>1000 μ m, 1000>c>250 μ m, 250>d>53 μ m & e<53 μ m) για τις 2 μεθόδους κοσκίνισης (Κοσκίνιση: Ξηρή & Υγρή). Ο σταθμισμένος μέσος όρος υπολογίστηκε από τη συνεισφορά των συσσωματωμάτων. Οι μπάρες αντιπροσωπεύουν το τυπικό σφάλμα που υπολογίστηκε βάση των δυο επαναλήψεων κάθε ανάλυσης δείγματος.

Αναφορικά με το έδαφος (bulk soil), η μέγιστη τιμή του $N-NH_4^+$ παρατηρείται στη μεταχείριση B και είναι 27,04 mg/kg. Στατιστικά σημαντικές διαφοροποιήσεις σημειώθηκαν στη χρονοσειρά των εδαφών ($F \text{ value}=4,033$ & $Pr(>F)=0,0397$) και στις δειγματοληψίες ($F \text{ value}=7,446$ & $Pr(>F)=0,0149$).

Αναφορικά με τη συγκέντρωση του $N-NH_4^+$ στα συσσωματώματα, σημειώθηκε στατιστικά σημαντική διαφοροποίηση με τη χρονοσειρά των εδαφών ($F \text{ value}=6,42$ & $Pr(>F)=0,00213$). Επιπλέον, η σημαντική επίδραση της χρονοσειράς των εδαφών στη συγκέντρωση $N-NH_4^+$ διαπιστώνεται και εξετάζοντας χωριστά τα συσσωματώματα που απομονώθηκαν με ΥΚ ($F \text{ value}=3,244$ & $Pr(>F)=0,0445$) και με ΤΞΚ ($F \text{ value}=8,865$ & $Pr(>F)=0,00038$).

Ως προς τη μέθοδο κοσκίνισης σημειώθηκαν στατιστικά σημαντικές διαφοροποιήσεις στη συγκέντρωση $N-NH_4^+$ ($F \text{ value}=35,93$ & $Pr(>F)=1,51 \cdot 10^{-8}$). Επίσης, εξετάζοντας χωριστά τις μετρήσεις $N-NH_4^+$ κάθε κλάσης συσσωμάτωσης διαπιστώθηκαν σημαντικές διαφοροποιήσεις για τη μέθοδο κοσκίνισης (a: $F \text{ value}=7,407$, $Pr(>F)=0,0102$ & b: $F \text{ value}=5,48$, $Pr(>F)=0,0252$ & c: $F \text{ value}=9,104$, $Pr(>F)=0,0048$ & d: F

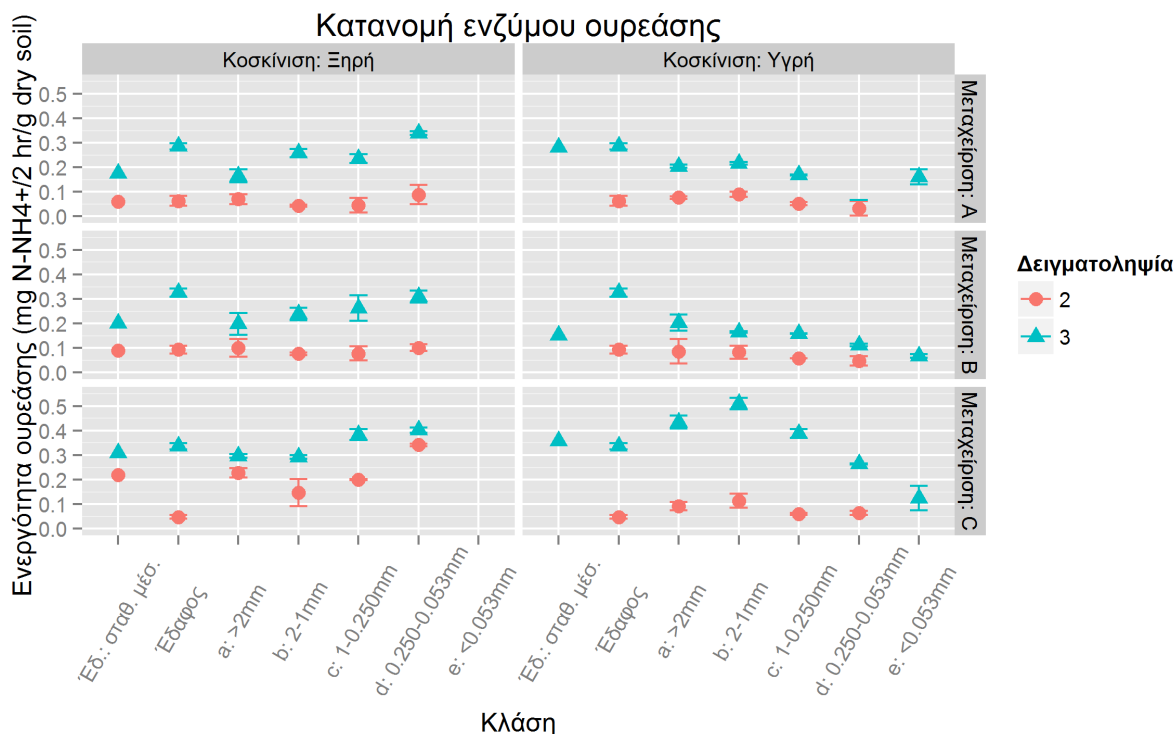
$value=12,72$, $Pr(>F)=0,00113$). Γενικά, μπορεί να σημειωθεί ότι τη ΥΚ έδωσε μεγαλύτερες συγκεντρώσεις $N-NH_4^+$, πράγμα που είχε παρατηρηθεί και στη συγκέντρωση $N-NO_3^-$.

Ως προς τις κλάσεις συσσωμάτωσης δεν διαπιστώθηκαν σημαντικές διαφοροποιήσεις στη συγκέντρωση $N-NH_4^+$, ενώ σχετικά με τις δειγματοληψίες διαπιστώθηκε σημαντική επίδραση στη συγκέντρωση $N-NH_4^+$ ($F\ value=14,51$ & $Pr(>F)=0,000205$).

3.2 Βιοχημικές αναλύσεις

3.2.1 Ουρεάση

Η ενεργότητα του ενζύμου της ουρεάσης στο έδαφος (bulk soil) και στις κλάσεις των συσσωματωμάτων στη χρονοσειρά των υπό διερεύνηση εδαφών συνοψίζεται στο Γράφημα 3.7.



Γράφημα 3.7 Ενεργότητα του ενζύμου ουρεάσης ($mg\ N-NH_4^+/2\ hr/g\ dry\ soil$) για τη χρονοσειρά των εδαφών (Μεταχείριση A: control, B: 6 έτη & C: 50 έτη) στο έδαφος (bulk soil) και στις κλάσεις των συσσωματωμάτων ($a >2000\mu m$, $2000 > b > 1000\mu m$, $1000 > c > 250\mu m$, $250 > d > 53\mu m$ & $e < 53\mu m$) για τις 2 μεθόδους κοσκίνισης (Κοσκίνιση: Ξηρή & Υγρή). Ο σταθμισμένος μέσος όρος υπολογίστηκε από τη συνεισφορά των συσσωματωμάτων. Οι μπάρες αντιπροσωπεύουν το τυπικό σφάλμα που υπολογίστηκε βάση των δυο επαναλήψεων κάθε ανάλυσης δείγματος.

Στο έδαφος (bulk soil), δεν σημειώθηκαν σημαντικές διαφοροποιήσεις της ενεργότητας της ουρεάσης για τη χρονοσειρά των εδαφών, ενώ οι δειγματοληψίες παρουσίασαν σημαντική επίδραση ($F\ value=242,3$ & $Pr(>F)=2,45 \cdot 10^{-8}$). Σημειώνεται ότι ο σταθμισμένος μέσος όρος της ενεργότητας της ουρεάσης που υπολογίστηκε με τις μετρήσεις της ΥΚ παρουσίασε συγκρίσιμα αποτελέσματα με τις τιμές του εδάφους, σε σχέση με τα δεδομένα της ΤΞΚ.

Αναφορικά με την ενεργότητα του ενζύμου στα συσσωματώματα, σημειώθηκαν σημαντικές διαφοροποιήσεις για τη χρονοσειρά των εδαφών ($F\ value=4,855$ & $Pr(>F)=0,00975$). Επιπλέον,

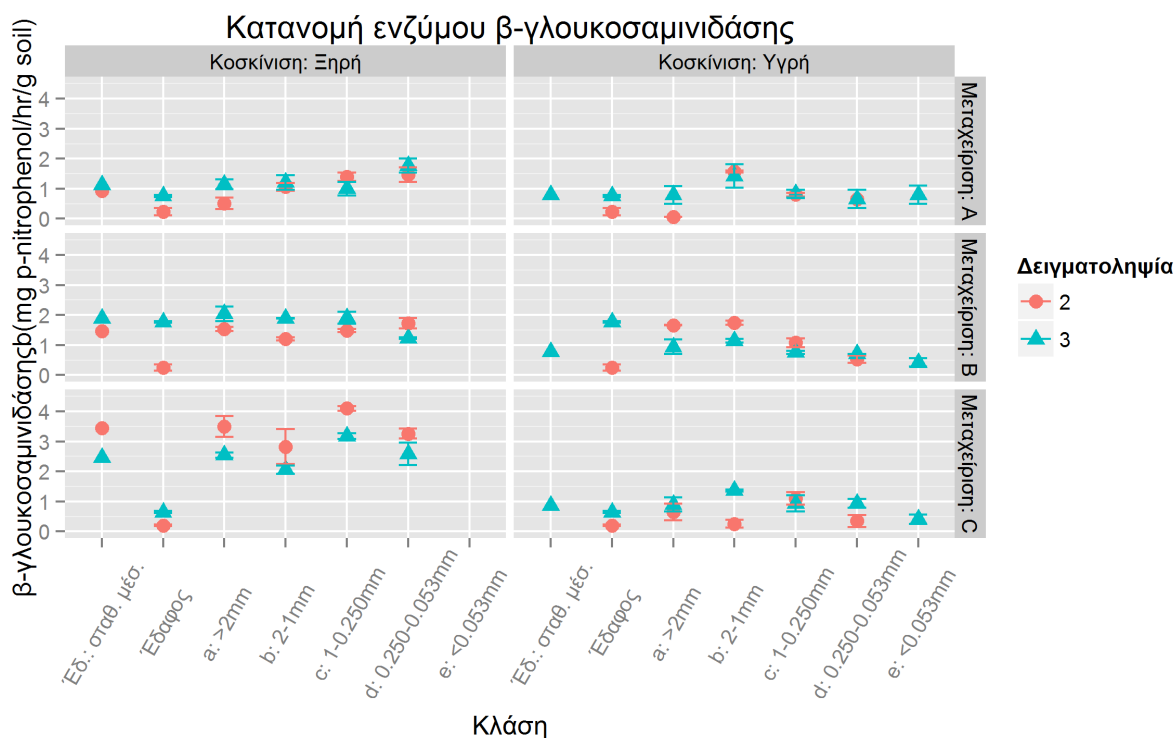
εξετάζοντας χωριστά τα συσσωματώματα που διαχωρίστηκαν με ΥΚ και ΤΞΚ, διαπιστώθηκε σημαντική επίδραση της χρονοσειράς των εδαφών στην ενεργότητα του ενζύμου μονάχα για τα συσσωματώματα που απομονώθηκαν με ΤΞΚ ($F \text{ value} = 8,352$ & $Pr(>F) = 0,000823$).

Η μέθοδος κοσκίνισης και οι κλάσεις συσσωμάτωσης δεν παρουσίασαν σημαντική επίδραση στην ενεργότητα του ενζύμου. Ως προς τις δειγματοληψίες, σημειώθηκαν στατιστικά σημαντικές διαφορές ($F \text{ value} = 36$ & $Pr(>F) = 3,17 \cdot 10^{-8}$). Επιπλέον, διαπιστώθηκε σημαντική επίδραση της δειγματοληψίας στην ενεργότητα της ουρεάσης εξετάζοντας χωριστά i) τα συσσωματώματα κάθε κλάσεις (a: $F \text{ value} = 17,11$ & $Pr(>F) = 0,000433$, b: $F \text{ value} = 27,36$ & $Pr(>F) = 3,02 \cdot 10^{-5}$, c: $F \text{ value} = 30,44$ & $Pr(>F) = 1,52 \cdot 10^{-5}$, d: $F \text{ value} = 5,846$ & $Pr(>F) = 0,0243$) και ii) τα συσσωματώματα που διαχωρίστηκαν με ΥΚ ($F \text{ value} = 14,47$ & $Pr(>F) = 0,000376$) και με ΤΞΚ ($F \text{ value} = 42,19$ & $Pr(>F) = 5,23 \cdot 10^{-8}$).

Γενικά, το κλάσμα d ιδιαίτερα στην 3^η δειγματοληψία, παρουσίασε τις υψηλότερες τιμές ουρεάσης για τα συσσωματώματα που διαχωρίστηκαν με την ΤΞΚ ενώ μία αντίστροφη τάση, η οποία ήταν και πάλι ισχυρότερη στην 3^η δειγματοληψία, παρατηρήθηκε στην περίπτωση των συσσωματωμάτων που είχαν διαχωρισθεί με την μέθοδο της ΥΚ. Παρόλο που ανάλογη επίδραση έχει αναφερθεί και στο παρελθόν στην περίπτωση συσσωματωμάτων που έχουν διαχωρισθεί με ξηρή κοσκίνιση (Kandeler et al. 1999), τα αίτια που οδήγησαν στην διαφοροποίηση μεταξύ των δύο μεθοδολογιών διαχωρισμού παραμένουν ασαφή. Πιθανώς να συνδέονται με την διαθεσιμότητα υποστρώματος (ουρίας) και μικροοργανισμών που κωδικοποιούν το ένζυμο της ουρεάσης. Ωστόσο, και οι δύο μεθοδολογίες διαχωρισμού των συσσωματωμάτων ανίχνευαν την διαφορά στην ενεργότητα του ενζύμου μεταξύ των δύο δειγματοληψιών και έδωσαν επίσης συγκρίσιμες τιμές ενεργότητας του ενζύμου. Οι Kandeler et al. (1999) παρατήρησαν παρόμοια συμπεριφορά για τη δράση της ουρεάσης στα μικρά κλάσματα και το συνέδεσαν με την ύπαρξη i) μικροοργανισμών, ii) υποστρώματος αλλά και iii) τη δυνατότητα ρόφησης των ενζύμων από τα ορυκτά και το ΟΜ.

3.2.2 β-γλουκοσαμινιδάση

Η ενεργότητα του ενζύμου της β-γλουκοσαμινιδάσης στο έδαφος (bulk soil) και στις κλάσεις των συσσωματωμάτων στη χρονοσειρά των υπό διερεύνηση εδαφών συνοψίζεται στο Γράφημα 3.8.



Γράφημα 3.8 Ενεργότητα του ενζύμου β-γλουκοσαμινιδάσης (mg p-nitrophenol/ hr/ g dry soil) για τη χρονοσειρά των εδαφών (Μεταχείριση A: control, B: 6 έτη & C: 50 έτη) στο έδαφος (bulk soil) και στις κλάσεις των συσσωματωμάτων (a >2000μm, 2000>b>1000μm, 1000>c>250μm, 250>d>53μm & e<53μm) για τις 2 μεθόδους κοσκίνισης (Κοσκίνιση: Ξηρή & Υγρή). Ο σταθμισμένος μέσος όρος υπολογίστηκε από τη συνεισφορά των συσσωματωμάτων. Οι μπάρες αντιπροσωπεύουν το τυπικό σφάλμα που υπολογίστηκε βάση των δυο επαναλήψεων κάθε ανάλυσης δείγματος.

Στο έδαφος (bulk soil), η ενεργότητα της β-γλουκοσαμινιδάσης δεν διαφοροποιήθηκε κατά τη χρονοσειρά των εδαφών, ενώ σημειώθηκαν σημαντικές διαφοροποιήσεις με τη δειγματοληψία ($F \text{ value}=12,78$ & $Pr(>F)= 0,005$). Ο σταθμισμένος μέσος όρος της ενεργότητας του ενζύμου που υπολογίστηκε για τις μετρήσεις της ΥΚ παρουσίασε συγκρίσιμα αποτελέσματα με την ενεργότητα στο έδαφος, ενώ για ο σταθμισμένος μέσος για τις μετρήσεις της ΤΞΚ σημείωσε αποκλίσεις για το έδαφος C.

Σχετικά με την ενεργότητα του ενζύμου της β-γλουκοσαμινιδάσης στα συσσωματώματα, σημαντικές διαφοροποιήσεις διαπιστώθηκαν ως προς τη χρονοσειρά των εδαφών ($F \text{ value}= 8,223$ & $Pr(>F)= 0,000497$). Η σημαντική επίδραση της χρονοσειράς των εδαφών διαπιστώθηκε μόνο για τα συσσωματώματα που διαχωρίστηκαν με την ΤΞΚ ($F \text{ value}= 56,94$ & $Pr(>F)= 4,72 \cdot 10^{-13}$), όταν εξετάστηκαν χωριστά οι μετρήσεις των δυο μεθοδολογιών κοσκίνισης.

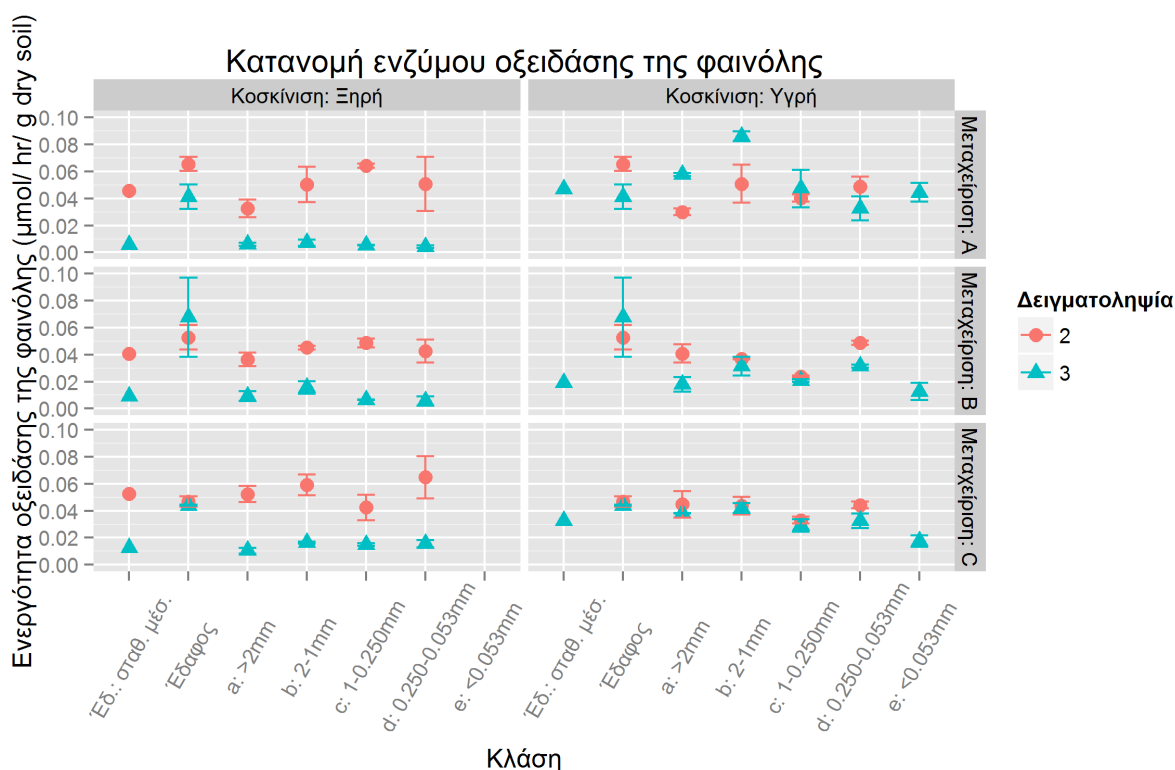
Η μεθοδολογία κοσκίνισης παρουσίασε σημαντική επίδραση στην ενεργότητα της β-γλουκοσαμινιδάσης ($F \text{ value}= 57,36$ & $Pr(>F)=1,85 \cdot 10^{-11}$), η οποία επαληθεύτηκε κατά την εξέταση των μετρήσεων κάθε κλάσης χωριστά (a: $F \text{ value}= 9,64$ & $Pr(>F)= 0,00516$, b: $F \text{ value}= 3,28$ & $Pr(>F)= 0,081$, c: $F \text{ value}= 13,72$ & $Pr(>F)= 0,00124$, d: $F \text{ value}= 33,27$ & $Pr(>F)= 8,39 \cdot 10^{-6}$). Γενικά, χαμηλότερες τιμές ενεργότητας διαπιστώθηκαν στα συσσωματώματα που διαχωρίστηκαν με την ΥΚ, αλλά σημειώνεται ότι οι μετρήσεις της ΥΚ ήταν συγκρίσιμες με τις μετρήσεις του συνολικού εδάφους (bulk soil). Συγκρίσιμες ήταν επίσης οι τιμές του σταθμισμένου μέσου όρου που υπολογίστηκε από την ΥΚ.

Η κλάση συσσωμάτωσης παρουσίασε σημαντική επίδραση στην ενεργότητα του ενζύμου μόνο για τα συσσωματώματα που απομονώθηκαν με ΥΚ ($F \text{ value} = 4,521$ & $Pr(>F) = 0,00346$). Λαμβάνοντας ξεχωριστά τα δεδομένα των 3 εδαφικών μεταχειρίσεων, υπήρξε στατιστικά σημαντική διαφοροποίηση μεταξύ των κλάσεων για την Α ($F \text{ value} = 2,735$ & $Pr(>F) = 0,0479$) και τη Β ($F \text{ value} = 3,529$ & $Pr(>F) = 0,0183$).

Η β-γλουκοσαμινιδάση έχει προταθεί ως δείκτης της βιομάζας των μυκήτων (Miller et al. 1998). Τόσο στην ΥΚ όσο και στην ΤΞΚ τα μακρο-συσσωματώματα (a,b & c κλάσεις) παρουσίασαν μεγαλύτερες τιμές ενεργότητας στα εδάφη Β και C, αν και στατιστικά σημαντική διαφορά ως προς τις κλάσεις συσσωμάτωσης παρατηρείται για τις μεταχειρίσεις Α και Β για το διαχωρισμό με ΥΚ. Επιπλέον, σημαντική μεταβολή παρατηρείται και κατά τη χρονοσειρά των εδαφών και ιδιαίτερα για την ΤΞΚ. Συμπερασματικά, η αύξηση της ενεργότητας του ενζύμου με το χρόνο αλλά και η αυξημένη ενεργότητα του στα μεγάλα κλάσματα, αποτελούν έμμεσες ενδείξεις για: i) την ανάκαμψη του εδάφους με το χρόνο και ii) την αύξηση της χιτίνης στα εδάφη με το χρόνο και iii) ενδεχομένως την επικράτηση των μυκήτων στα μακρο-συσσωματώματα.

3.2.3 Οξειδάση της φαινόλης

Η ενεργότητα του ενζύμου της οξειδάσης της φαινόλης στο έδαφος (bulk soil) και στις κλάσεις των συσσωματωμάτων στη χρονοσειρά των υπό διερεύνηση εδαφών συνοψίζεται στο Γράφημα 3.9.



Γράφημα 3.9 Ενεργότητα του ενζύμου οξειδάσης της φαινόλης ($\mu\text{mol/ hr/ g dry soil}$) για τη χρονοσειρά των εδαφών (Μεταχείριση Α: control, Β: 6 έτη & C: 50 έτη) στο έδαφος (bulk soil) και στις κλάσεις των συσσωματωμάτων (a >2000 μm , 2000>b>1000 μm , 1000>c>250 μm , 250>d>53 μm & e<53 μm) για τις 2 μεθόδους κοσκίνισης (Κοσκίνιση: Ξηρή & Υγρή). Ο σταθμισμένος μέσος όρος υπολογίστηκε από τη συνεισφορά των συσσωματωμάτων. Οι μπάρες αντιπροσωπεύουν το τυπικό σφάλμα που υπολογίστηκε βάση των δυο επαναλήψεων κάθε ανάλυσης δείγματος.

Για το έδαφος (bulk soil) δεν παρατηρείται στατιστική εξάρτηση μεταξύ της χρονοσειράς των εδαφών ή των δειγματοληψιών. Για την ΤΞΚ παρατηρείται ότι ο σταθμισμένος μέσος όρος είναι συγκρίσιμος με την πραγματική τιμή του εδάφους για την 2^η δειγματοληψία, ενώ αποκλίνει για την 3^η.

Αναφορικά με την ενεργότητα της οξειδάσης της φαινόλης στα συσσωματώματα, η χρονοσειρά των εδαφών παρουσίασε σημαντική επίδραση στην ενεργότητα του ενζύμου μόνο για τα συσσωματώματα που διαχωρίστηκαν με ΥΚ ($F \text{ value} = 8,979$ & $Pr(>F) = 0,000456$). Σύμφωνα με τη βιβλιογραφία, η ενεργότητα της οξειδάσης της φαινόλης αναμένεται να είναι πιο έντονη σε εδάφη φτωχά σε C (Sinsabaugh 2010), ωστόσο στην παρούσα εργασία δεν σημειώνονται διαφορές μεταξύ των εδαφικών μεταχειρίσεων. Ενδεχομένως, λόγω της φύσης του υπό μελέτη εδάφους ακόμα και μετά το πέρας των δεκαετιών, η συγκέντρωση του TOC να μην αυξάνει επαρκώς ώστε να φανεί σημαντική διαφορά στην ενεργότητα του ενζύμου.

Η ενεργότητα της οξειδάσης της φαινόλης σημείωσε σημαντική εξάρτηση από τη μέθοδο κοσκίνισης ($F \text{ value} = 5,098$ & $Pr(>F) = 0,0261$). Οι κλάσεις συσσωμάτωσης σημείωσαν σημαντική επίδραση στην ενεργότητα του ενζύμου μόνο για τα συσσωματώματα που διαχωρίστηκαν με ΥΚ ($F \text{ value} = 3,214$ & $Pr(>F) = 0,0202$).

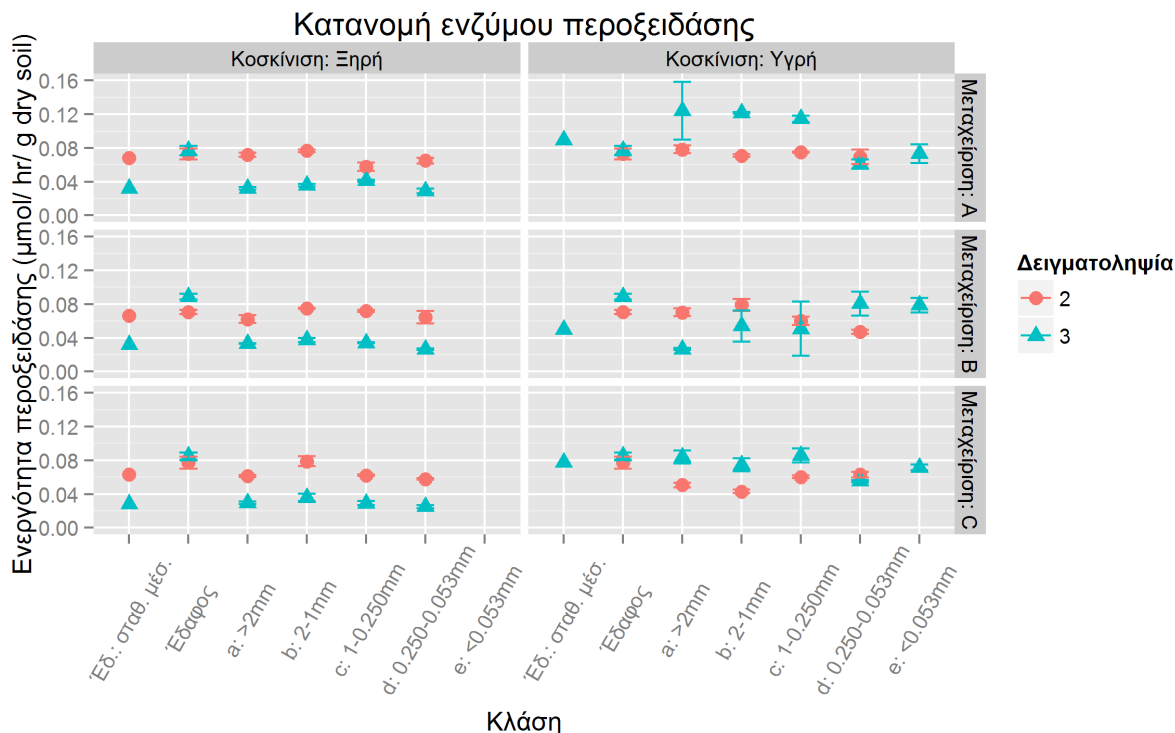
Η οξειδάση της φαινόλης και η περοξειδάση είναι ένζυμα που συνδέονται κατά κύριο λόγο με τη δράση μυκήτων (Sinsabaugh 2010). Έτσι, τα δυο ένζυμα δύναται να χρησιμοποιηθούν ως έμμεσοι δείκτες της παρουσίας και της δραστηριότητας των μυκήτων (Tsiknia et al. 2015). Παρατηρείται ότι στα μακρο-WSA (κλάσματα a, b & c) η οξειδάση της φαινόλης παρουσιάζει μεγαλύτερη ενεργότητα σε σύγκριση με τα μικρο-WSA και όπως αναφέρεται παραπάνω τα WSA παρουσιάζουν στατιστική διαφορά μεταξύ των κλάσεων συσσωμάτωσης. Συμπεραίνεται ότι τα μακρο-WSA αποτελούν βέλτιστο σημείο ανάπτυξης μυκήτων, παρατήρηση που συμφωνεί και με τη βιβλιογραφία (Schutter & Dick 2002; Gupta & Germida 2015).

Σχετικά με τη δειγματοληψία, η ενεργότητα του ενζύμου σημείωσε στατιστικά σημαντική διαφοροποίηση ($F \text{ value} = 37,32$ & $Pr(>F) = 1,93 \cdot 10^{-8}$). Επιπλέον, η δειγματοληψία παρουσίασε σημαντική επίδραση στην ενεργότητα του ενζύμου λαμβάνοντας χωριστά τις μετρήσεις των κλάσεων συσσωμάτωσης, για τις κλάσεις a, c και d (a: $F \text{ value} = 6,413$ & $Pr(>F) = 0,019$, c: $F \text{ value} = 11,96$ & $Pr(>F) = 0,00224$, d: $F \text{ value} = 27,08$ & $Pr(>F) = 3,22 \cdot 10^{-5}$). Επιπλέον, η δειγματοληψία παρουσίασε σημαντική επίδραση για τα συσσωματώματα που διαχωρίστηκαν με ΤΞΚ ($F \text{ value} = 164,7$ & $Pr(>F) = 2,0 \cdot 10^{-16}$).

Έρευνες έχουν δείξει ότι η δράση της οξειδάσης της φαινόλης και της περοξειδάσης παρουσιάζει σημαντική πτώση τους θερινούς μήνες, πολλές φορές σε σημείο όπου δεν είναι πλέον ανιχνεύσιμη (Crique et al. 2000; Sinsabaugh 2010). Αιτία της πτώσης ενδεχομένως να είναι η περιορισμένη υγρασία ή σε ορισμένες περιπτώσεις η διαθεσιμότητα του C (Sinsabaugh 2010). Μεταξύ των δειγματοληψιών παρατηρήθηκε σημαντική διαφοροποίηση της υγρασία (Πίν. 3.1) και η 3^η δειγματοληψία (που πραγματοποιήθηκε τον Ιούνιο) παρουσιάζει συστηματικά χαμηλότερες τιμές δράσης του ενζύμου στο bulk soil και στα δείγματα της ξηρής κοσκίνισης (Γράφ. 3.9). Ωστόσο, δεν παρατηρείται το ίδιο φαινόμενο για την υγρή μέθοδο κοσκίνισης, πράγμα που μπορεί να οδηγήσει στο συμπέρασμα ότι η ΥΚ ενδεχομένως να προκαλεί αλλοίωση των αποτελεσμάτων λόγω i) της διαβροχής των συσσωματωμάτων αλλά και ii) την αποθήκευση τους με μεγαλύτερη υγρασία από αυτήν που διέθεταν στο πεδίο. Σημειώνεται ότι τα παραπάνω προκύπτουν και από τα αποτελέσματα του ενζύμου της περοξειδάσης (Γράφ. 3.10).

3.2.4 Περοξειδάση

Η ενεργότητα του ενζύμου της περοξειδάσης στο έδαφος (bulk soil) και στις κλάσεις των συσσωματωμάτων στη χρονοσειρά των υπό διερεύνηση εδαφών συνοψίζεται στο Γράφημα 3.10.



Γράφημα 3.10 Ενεργότητα του ενζύμου περοξειδάσης (μmol/ hr/ g dry soil) για τη χρονοσειρά των εδαφών (Μεταχείριση A: control, B: 6 έτη & C: 50 έτη) στο έδαφος (bulk soil) και στις κλάσεις των συσσωματωμάτων (a >2000μm, 2000>b>1000μm, 1000>c>250μm, 250>d>53μm & e<53μm) για τις 2 μεθόδους κοσκίνισης (Κοσκίνιση: Ξηρή και Υγρή). Ο σταθμισμένος μέσος όρος υπολογίστηκε από τη συνεισφορά των συσσωματωμάτων. Οι μπάρες αντιπροσωπεύουν το τυπικό σφάλμα που υπολογίστηκε βάση των δυο επαναλήψεων κάθε ανάλυσης δείγματος.

Στο έδαφος (bulk soil), δεν διαπιστώθηκε επίδραση της χρονοσειράς των εδαφών στην ενεργότητα της περοξειδάσης, ωστόσο σημαντική διαφοροποίηση στην ενεργότητα του ενζύμου διαπιστώθηκε μεταξύ των δειγματοληψιών ($F \text{ value} = 5,783$ & $Pr(>F) = 0,037$).

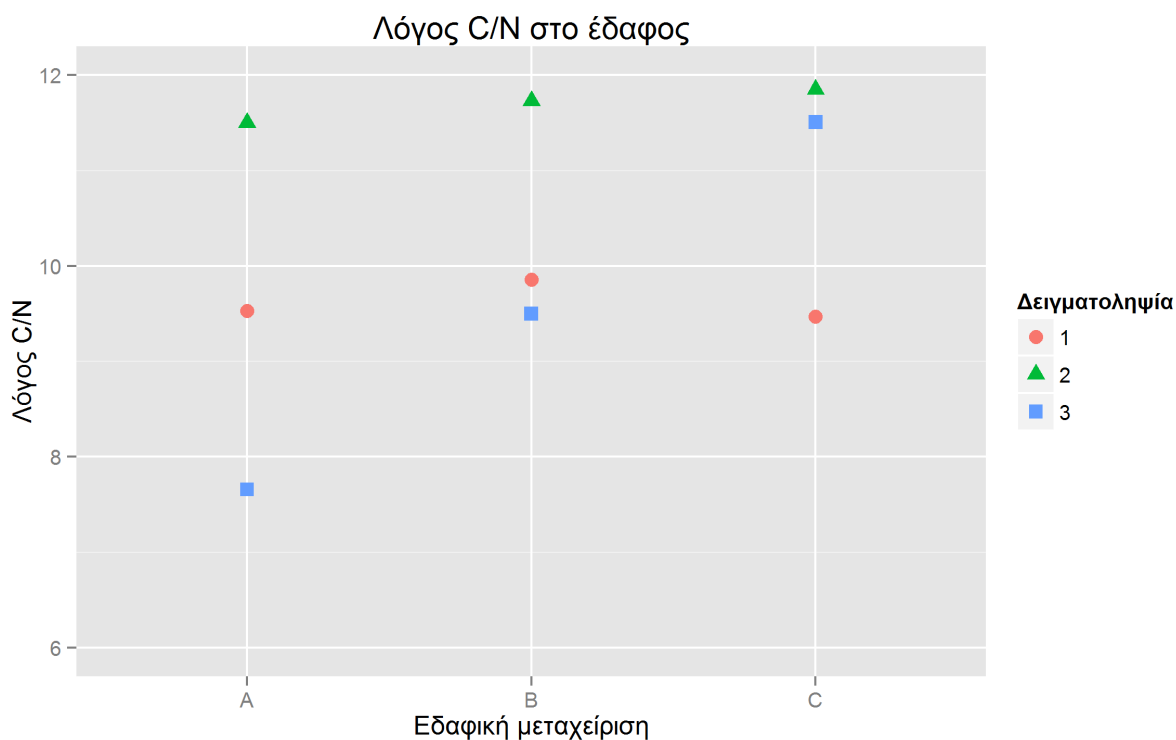
Αναφορικά με την ενεργότητα του ενζύμου στα συσσωματώματα, σημειώθηκαν στατιστικά σημαντικές διαφοροποιήσεις για τη χρονοσειρά των εδαφών ($F \text{ value} = 3,896$ & $Pr(>F) = 0,0235$). Η επίδραση της χρονοσειράς των εδαφών ήταν σημαντική εξετάζοντας τα συσσωματώματα που απομονώθηκαν με ΥΚ ($F \text{ value} = 7,419$ & $Pr(>F) = 0,00149$).

Σχετικά με τη μέθοδο κοσκίνισης, η ενεργότητα του ενζύμου στα κλάσματα συσσωμάτωσης παρουσίασε σημαντικές διαφοροποιήσεις ($F \text{ value} = 23,7$ & $Pr(>F) = 4,21 \cdot 10^{-6}$). Η μέθοδος κοσκίνισης παρουσίασε σημαντικά επίδραση στη δράση του ενζύμου εξετάζοντας χωριστά τα κλάσματα συσσωμάτωσης για τα κλάσματα a, c & d (a: $F \text{ value} = 4,427$ & $Pr(>F) = 0,047$, b: $F \text{ value} = 2,98$ & $Pr(>F) = 0,0983$, c: $F \text{ value} = 7,782$ & $Pr(>F) = 0,0107$, d: $F \text{ value} = 7,141$ & $Pr(>F) = 0,0139$).

Ως προς τα κλάσματα συσσωμάτωσης και τις δειγματοληψίες δεν σημειώθηκαν διαφορές στην ενεργότητα της περοξειδάσης.

3.2.5 CO₂

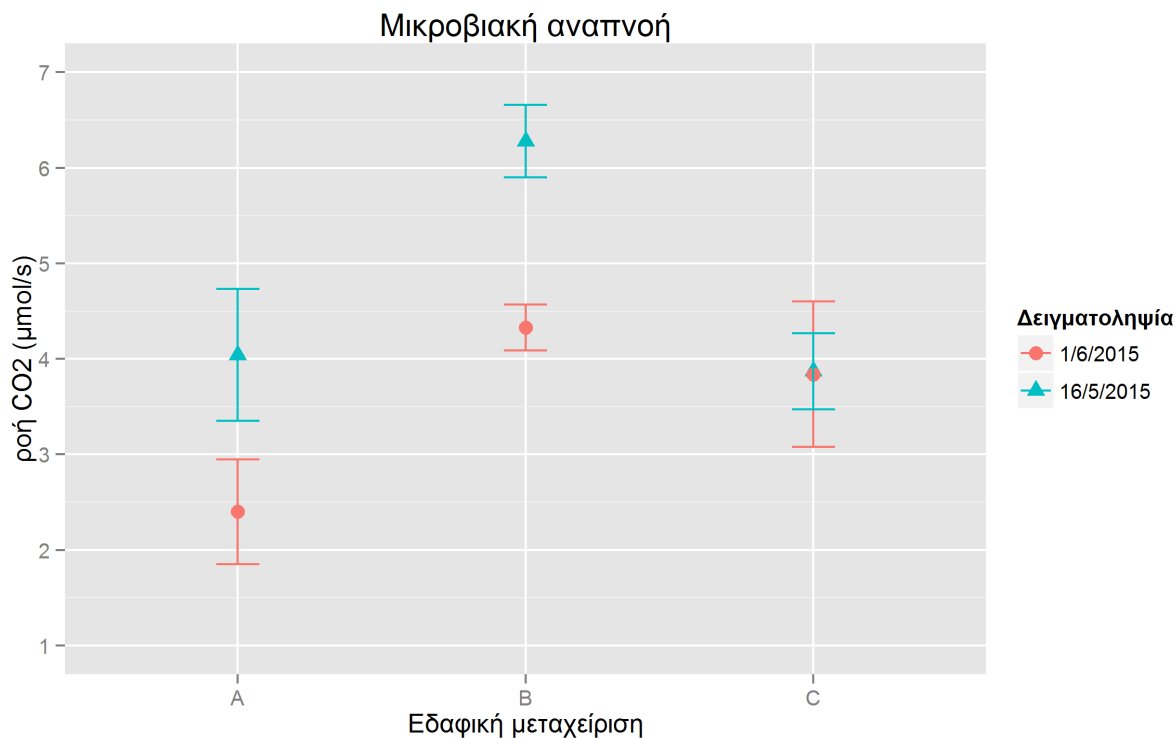
Ο ρυθμός ελευθέρωσης CO₂ αποτελεί ένα σημαντικό δείκτη της δραστηριότητας των μικροοργανισμών στο έδαφος. Η μικροβιακή δραστηριότητα και η αποδόμηση του ΟΜ στο έδαφος ελέγχεται από πολλούς παράγοντες όπως: i) η ποιότητα του ΟΜ, ii) η υγρασία και η θερμοκρασία, iii) ο αερισμός, iv) η δομή και η υφή του εδάφους, v) η αλατότητα και vi) το pH (Brady & Weil 2011). Ένας σημαντικός δείκτης αξιολόγησης της ποιότητας του ΟΜ, όσον αφορά τη βιοαποδομησιμότητα του, είναι ο λόγος C/N και για την υπο μελέτη χρονοσειρά εδαφών παρουσιάζεται στο Γράφημα 3.11.



Γράφημα 3.11 Ο λόγος C/N για τη χρονοσειρά των εδαφών (Μεταχείριση A: control, B: 6 έτη & C: 50 έτη) και τις 3 δειγματοληψίες.

Για όλες τις δειγματοληψίες σημειώνεται αύξηση του λόγου C/N από τα 0 στα 6 έτη, ενώ για τη 2^η και την 3^η δειγματοληψία η αύξηση συνεχίζεται έως τα 50 έτη. Η αύξηση αυτή είναι αναμενόμενη λόγω της αποθήκευσης C που λαμβάνει χώρα λόγω της παύσης της κατεργασίας του εδάφους. 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.

Η κατανομή της μικροβιακής αναπνοής στη χρονοσειρά των εδαφών συνοψίζεται στο Γράφημα 3.12.



Γράφημα 3.12 Μικροβιακή αναπνοή εκφρασμένη ως ροή CO₂ (μmol/s) για τη χρονοσειρά των εδαφών (Μεταχείριση A: control, B: 6 έτη & C: 50 έτη) και τις 2 δειγματοληψίες.

Έρευνες έχουν δείξει ότι η διατάραξη της εδαφικής δομής οδηγεί σε βραχυπρόθεσμη αύξηση της μικροβιακής αναπνοής (Pulleman & Marinissen 2004), κυρίως λόγω της πρόσκαιρης αύξησης της διαθεσιμότητας του βιοαποδομήσιμου C. Στην παρούσα εργασία οι χαμηλότερες τιμές μικροβιακής αναπνοής παρατηρήθηκαν στην μεταχείριση A (F value= 6,485 & $Pr(>F)$ = 0,00934), όπου το έδαφος δεχόταν κατεργασία 2 φορές ετησίως σε σχέση με τις τιμές της χρονοσειράς, ωστόσο οι μετρήσεις ροής CO₂ πραγματοποιήθηκαν 1 και 3 εβδομάδες αντίστοιχα έπειτα από την κατεργασία. Εξετάζοντας τις μετρήσεις των δειγματοληψιών χωριστά, η χρονοσειρά των εδαφών παρουσίασε σημαντική επίδραση μόνο για την 1^η δειγματοληψία (F value= 11,52 & $Pr(>F)$ = 0,00882). Δεν διαπιστώθηκε επίδραση της δειγματοληψίας στη μικροβιακή αναπνοή.

Οι χαμηλότερες τιμές μικροβιακής αναπνοής που διαπιστώθηκαν στην παρούσα εργασία στην μεταχείριση που δέχτηκε κατεργασία μπορεί να αποδοθεί στο χρόνο που έχει παρέλθει από την κατεργασία του εδάφους. Η διατάραξη της δομής του εδάφους σε επόμενο χρόνο επιδρά στα τριχοειδή φαινόμενα, εμποδίζοντας τη μεταφορά νερού και διαλυμένων ουσιών υπό ακόρεστες συνθήκες. Έτσι, το επιφανειακό έδαφος μπορεί να εμφανίζει περιοχές που δεν διαθέτουν την απαραίτητη υγρασία και θρεπτικά για τη διατήρηση υψηλών ρυθμών μικροβιακής αναπνοής.

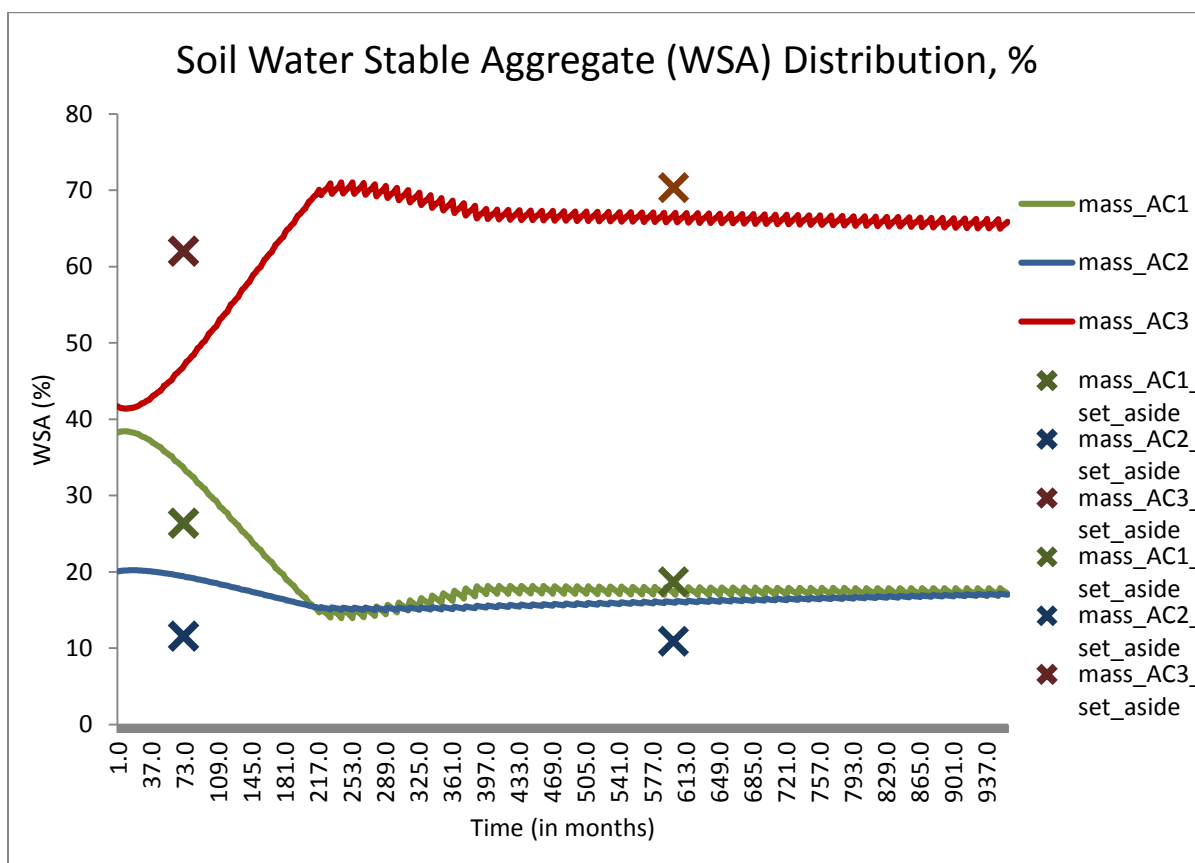
Η υπόθεση αυτή υποστηρίζεται από τα δεδομένα του Πίνακα 3.1, όπου το έδαφος A πράγματι είχε χαμηλότερες τιμές υγρασία από τα υπόλοιπα εδάφη στις δειγματοληψίες 2 και 3. Επιπλέον, από την υπόθεση αυτή συμπεραίνεται ότι τους θερινούς μήνες όπου η υγρασία μεταφέρεται στο επιφανειακό έδαφος κυρίως μέσω των τριχοειδών (λόγω έλλειψης βροχοπτώσεων), η μικροβιακή αναπνοή θα είναι αισθητά μειωμένη, συνθήκη που επιβεβαιώνεται από τα πειραματικά αποτελέσματα.

Η ταύτιση των μετρήσεων ροής CO₂ κατά τη μεταχείριση C αποτελεί μια ακόμα ένδειξη της σταθεροποίησης της δομής και την επίτευξη μιας νέας ισορροπίας στον κύκλο του C.

3.3 Μοντελοποίηση

Όπως έχει αναλυθεί (Ενότητα 1.4.4), η δομή του εδάφους, λόγω της φυσικής προστασίας που παρέχει, έχει σημαντική επίδραση στον κύκλο του C. Οι Six et al. (2002) αναφέρουν συνοπτικά ότι η επίδραση της δομής στον κύκλο του C επιτυγχάνεται μέσω της διαμερισματοποίησης του υποστρώματος και των μικροοργανισμών, της μείωσης της διάχυσης O₂ στο εσωτερικό των συσσωματωμάτων και ιδιαίτερα στα μικρο-συσσωματώματα και της διαμερισματοποίησης των μικροοργανισμών και των ανώτερων οργανισμών που θρέφονται από αυτούς.

Με τη χρήση του CAST πραγματοποιήθηκε η μοντελοποίηση: i) της κατανομής των WSA (Γράφ. 3.13), ii) του SOC σε επίπεδο εδαφικών κλασμάτων και ως συνολικό SOC (Γράφ. 3.14) και iii) του πορώδους και της φαινόμενης πυκνότητας (Γράφ. 3.15) του εδάφους για 80 έτη (960 μήνες). Τα σημεία του άξονα γγ' αντιπροσωπεύουν τη χρονική στιγμή 0, δηλαδή την κατάσταση του εδάφους A. Αντίστοιχα, τα έντονα X αντιπροσωπεύουν την κατάσταση του εδάφους B τη χρονική στιγμή 72 mon, ενώ τα λεπτά X την κατάσταση του C την κατάσταση του εδάφους C τη χρονική στιγμή 600 mon. Τα δεδομένα από τα εδάφη B και C χρησιμοποιήθηκαν στη διαδικασία της βαθμονόμησης του μοντέλου.



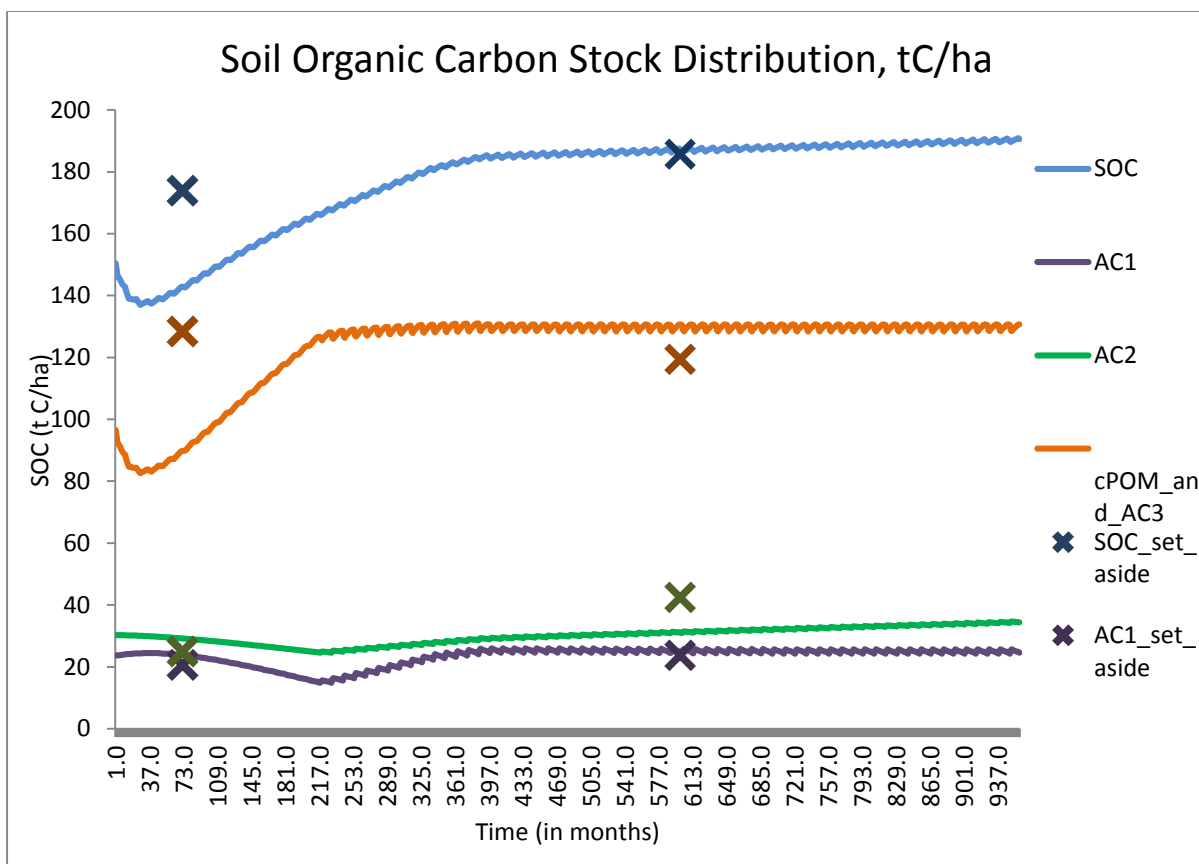
Γράφημα 3.13 Κατανομή των Water Stable Aggregates (WSA) (%) στις κλάσεις των συσσωματωμάτων AC1 (<53μm), AC2 (250-53μm) και AC3 (2000-250μm), αποτέλεσμα του μοντέλου CAST. Τα έντονα X συμβολίζουν τις γνωστές τιμές του εδάφους B (72mon), ενώ τα λεπτά X τις γνωστές τιμές του εδάφους C (600mon).

Με βάση το Γράφημα 3.13, παρατηρούμε ότι η δομή του εδάφους παρουσιάζει μια σταθερή τάση για 2 περίπου έτη μετά την αλλαγή χρήσης γης. Στη συνέχεια, τα AC3 παρουσιάζουν μια απότομη αύξηση, φτάνοντας από το 41 στο 70% μετά από 20 περίπου έτη και μετά από μια ομαλή πτώση μέχρι το 33^ο έτος στο 66%, όπου φαίνεται να σταθεροποιούνται μέχρι τα 80 έτη (65,5%). Τα AC2 παρουσιάζουν μια ομαλή πτώση μετά τα 2 πρώτα έτη, μέχρι και το 20^ο έτος όπου από 20 μειώνονται στο 15%. Στη συνέχεια, παρουσιάζουν μια αυξητική τάση μέχρι το 80^ο έτος όπου λαμβάνουν ποσοστό 17%. Τα AC1 παρουσιάζουν μια πτώση από το 2^ο έως το 19^ο έτος όπου από το 38% πέφτουν στο 15% και έπειτα από μια αυξητική πορεία μέχρι το 33^ο έτος φτάνουν το 17,6%. Έπειτα, σταθεροποιούνται στην τιμή αυτή έως και τα 80 έτη (17,1%).

Παρατηρείται ότι τα σημεία καμπής γίνονται την ίδια χρονική περίοδο για τις κλάσεις συσσωματωμάτων AC2 και AC3. Η απότομη αύξηση των AC3 αποδίδεται στην αύξηση του εισερχόμενου C λόγω της αυξημένης βλάστησης που ακολουθεί την παύση της κατεργασίας των χωραφιών. Η αυξημένη εισροή C σε σωματιδιακή μορφή (POM) λόγω της βλάστησης οδηγεί σε αυξημένο σχηματισμό AC3, με βάση το επικρατέστερο εννοιολογικό μοντέλο σχηματισμού της δομής (Oades 1984; Elliott & Coleman 1988; Six et al. 2000). Με την πάροδο του χρόνου το εδαφικό σύστημα αρχίζει να προσεγγίζει ισορροπία και τα AC3 ελαττώνονται με μια παράλληλη αύξηση των κλάσεων AC1 και AC2, τα οποία αναμένεται να περιέχουν σταθεροποιημένο ενθυλακωμένο C. Η αύξηση των AC3 και η μείωση των AC2 κατά την παύση της καλλιέργειας υποστηρίζεται από τη βιβλιογραφία ως η αντίστροφη κατάσταση εδαφών που λόγω εντατικής καλλιέργειας παρουσίασαν μείωση των AC3 και αύξηση των AC2 (Sprohn & Gianì 2011).

Ο 2^{ος} δείκτης γονιμότητας (Quiroga et al. 2006), δηλαδή τα AC3 να έχουν ποσοστό μεγαλύτερο του 60%, επιτυγχάνεται έπειτα από 13 περίπου έτη, ενώ το αρχικό ποσοστό του ήταν 41%. Στη σταθερή κατάσταση που επικρατεί από το 33^ο έως το 80^ο έτος τα AC3 φθάνουν ποσοστό 66%. Συμπεραίνεται ότι απαιτούνται 13 έτη για την ανάκαμψη της γονιμότητας του υπό μελέτη εδάφους, αλλά 33 έτη προκειμένου το εδαφικό σύστημα να φτάσει σε νέο σημείο ισορροπίας.

Το μοντέλο, με την παρούσα βαθμονόμηση, επιτυγχάνει ικανοποιητικά την προσομοίωση των AC1 και AC3 κυρίως στα 50 έτη ενώ η πρόβλεψη για τα 6 έτη είναι λιγότερο ακριβής. Τα AC2 παρουσιάζουν απόκλιση τόσο για το 6^ο όσο και για το 50^ο έτος. Αξίζει να σημειωθεί ότι το υπό μελέτη έδαφος έχει χαρακτηριστεί ως αργιλώδη και διαθέτει υψηλό ποσοστό αργίλου και αργίλου & ιλύος (Πίν. 2.1). Πιθανόν, η υψηλή περιεκτικότητα ιλύος και αργίλου να είχε συνεισφορά στην ικανότητα πρόβλεψης του μοντέλου. Κρίνεται ωστόσο ότι το μοντέλο ανταπεξήλθε ικανοποιητικά ακόμα και για αργιλώδη εδάφη. Οι διακυμάνσεις που παρουσιάζονται στις καμπύλες, ακόμα και μετά την επίτευξη της ισορροπίας, πιθανόν να αντιπροσωπεύουν τις εποχιακές διακυμάνσεις και τους κύκλους σχηματισμού και θραύσης των συσσωματωμάτων.



Γράφημα 3.14 Κατανομή του SOC (t C/ha) στις κλάσεις AC1 (<53μm), AC2 (250-53μm) και AC3 (2000-250μm)+cPOM και του ολικού SOC, αποτέλεσμα του μοντέλου CAST. Τα έντονα Χ συμβολίζουν τις γνωστές τιμές του εδάφους Β (72μον), ενώ τα λεπτά Χ τις γνωστές τιμές του εδάφους C (600μον).

Η παύση της καλλιέργειας και ιδιαίτερα η παύση της κατεργασίας του εδάφους οδηγούν σε αύξηση του SOC του εδάφους. Ο συνολικός SOC παρουσιάζει σημαντική αύξηση τα πρώτα 34 έτη και μεταβάλλεται από τους 148 στους 184,5 t C/ha. Στη συνέχεια, παρουσιάζει μια σχεδόν γραμμική αύξηση έως και τα 80 έτη που καταλήγει στους 190 t C/ha, με την κλίση της ευθείας να είναι $\frac{190-184,5}{80-34} = 0,12$. Η μικρή αυτή κλίση, υποδηλώνει ότι μετά το πέρας 34 χρόνων το εδαφικό σύστημα φτάνει σε ισορροπία αναφορικά με την αποθήκευση C. Η παρατήρηση αυτή συμπίπτει με τη χρονική διάρκεια στην οποία η δομή του εδάφους έφθασε σε ισορροπία.

Το κλάσμα AC3 παρουσιάζει μια σημαντική αύξηση από τους 94 στους 126 t C/ha μέσα στα πρώτα 18 έτη, ενώ από τα 30^ο έτος και μετά παραμένει σταθερό στους 128,5 t C/ha περίπου μέχρι τα 80 έτη. Η αύξηση του SOC στα AC3, είναι λογικό επακόλουθο της σημαντικής αύξησης του ποσοστού των AC3 στη δομή. Ο C στα AC1 παρουσιάζει μια μείωση μέχρι το 19^ο έτος από τους 23,5 στους 15 t C/ha, αυξάνεται μέχρι το 33^ο έτος στους 24,5 t C/ha και παραμένει σταθερός μέχρι τα 80 έτη. Ο C στα AC2 παρουσιάζει αρχικά μια πτώση από τους 30 στους 24 t C/ha τα πρώτα 30 έτη και μετά αυξάνει γραμμικά έως τα 80 έτη στους 34 t C/ha. Η αυξητική τάση του C στα AC2 μετά την προσέγγιση της ισορροπίας στο εδαφικό σύστημα υποδηλώνει την ύπαρξη σταθερής δομής και τη δημιουργία ώριμων μικρο-συσσωματωμάτων, ικανών να παρέχουν φυσική προστασία στον ενθυλακωμένο C.

Ο 1^{ος} δείκτης γονιμότητας, όπως προτείνεται από τους Quiroga et al. (2006), βρέθηκε αρχικά ίσος με 8,45, στα 6 έτη βρέθηκε ίσος με 10,29, στα 50 έτη ίσος με 11,81, ενώ στα 80 έτη ίσος με 13,73. Η αύξηση του λόγου SOC/(Silt+Clay mass) με την πάροδο του χρόνου είναι σημαντική, ωστόσο σημειώνεται ότι ήδη από τη χρονική στιγμή 0, τα εδάφη ικανοποιούσαν το κατώφλι γονιμότητας, που ορίζεται στην τιμή 4,5, αλλά και το όριο ασφάλειας που ορίζεται στα 5,5 (Giannakis et al. 2014).

Το μοντέλο, με την παρούσα βαθμονόμηση, αποτυγχάνει να προβλέψει τις υψηλές μεταβολές του SOC στα AC3 αλλά και για τον συνολικό SOC τα πρώτα 6 έτη, ενώ έδωσε πολύ καλή πρόβλεψη για τις αντίστοιχες τιμές των 50 ετών. Παρόμοια συμπεριφορά παρατηρείται και για την κατανομή των WSA. Πιθανόν, η αδυναμία πρόβλεψης να οφείλεται στην έλλειψη πραγματικών δεδομένων για τον C στα μικρο-συσσωματώματα που βρίσκονται εντός των μακρο-συσσωματωμάτων, αφού στην παρούσα εργασία δεν πραγματοποιήθηκε η απομόνωση και η ανάλυση τους. Συμπερασματικά, κρίνεται ότι το μοντέλο CAST αποτελεί ένα χρήσιμο και αξιόπιστο εργαλείο για τη μοντελοποίηση εδαφικών συστημάτων για μελέτες σε επίπεδο δεκαετιών, ενώ ενδεχομένως να μην διαθέτει την απαραίτητη ευαισθησία για τη μοντελοποίηση βραχυπρόθεσμων μελετών.

Οι τιμές του SOC για τη χρονική στιγμή 0 και για τα set aside χωράφια των 6 και 50 ετών παρουσιάζονται στον Πίνακα 3.8 για τα 3 κλάσματα που λαμβάνει υπόψη το μοντέλο. Η εξίσωση μετατροπής της συγκέντρωσης του C από g C/kg σε t C/ha είναι

$$SOC \left(\frac{tn}{ha} \right) = SOC \left(\frac{g}{kg} \right) \cdot Bulk\ Density \left(\frac{kg}{m^3} \right) \cdot Depth(m) \cdot \left[\frac{10^4 m^2}{1ha} \right] \cdot \left[\frac{1tn}{10^6 g} \right] \quad (3.1)$$

Πίνακας 3.8 Συγκεντρώσεις SOC στις κλάσεις AC1 (<53μm), AC2 (250-53μm) και AC3 (2000-250μm)+cPOM για τη χρονοσειρά των 3 εδαφών (Treatment A: control, B: 6 years & C: 50 years) της 3^{ης} δειγματοληψίας.

Treatment		A			B			C		
Class		SOC (g/kg)	SOC (g/kg)	SOC (t/ha)	SOC (g/kg)	SOC (g/kg)	SOC (t/ha)	SOC (g/kg)	SOC (g/kg)	SOC (t/ha)
AC3	>2000μm	17,73	50,29	107,71	18,13	67,12	128,37	25,02	71,41	119,43
	2000-1000μm	14,79			23,87			22,91		
	1000-250μm	17,77			25,12			23,48		
AC2	250-53μm	14,12	14,12	30,25	13,06	13,06	24,97	25,40	25,40	42,49
AC1	<53μm	11,02	11,02	23,61	10,78	10,78	20,62	14,21	14,21	23,76

Το ισοζύγιο μάζας του C περιγράφεται από την ακόλουθη σχέση

$$Carbon\ storage = Carbon\ input - CO_2\ emissions - Leaching \quad (3.2)$$

Όπου

$$Carbon\ storage = SOC_{final} - SOC_{initial} = 190,61 \frac{t\ C}{ha} - 161,60 \frac{t\ C}{ha} = 29,01 \frac{t\ C}{ha}$$

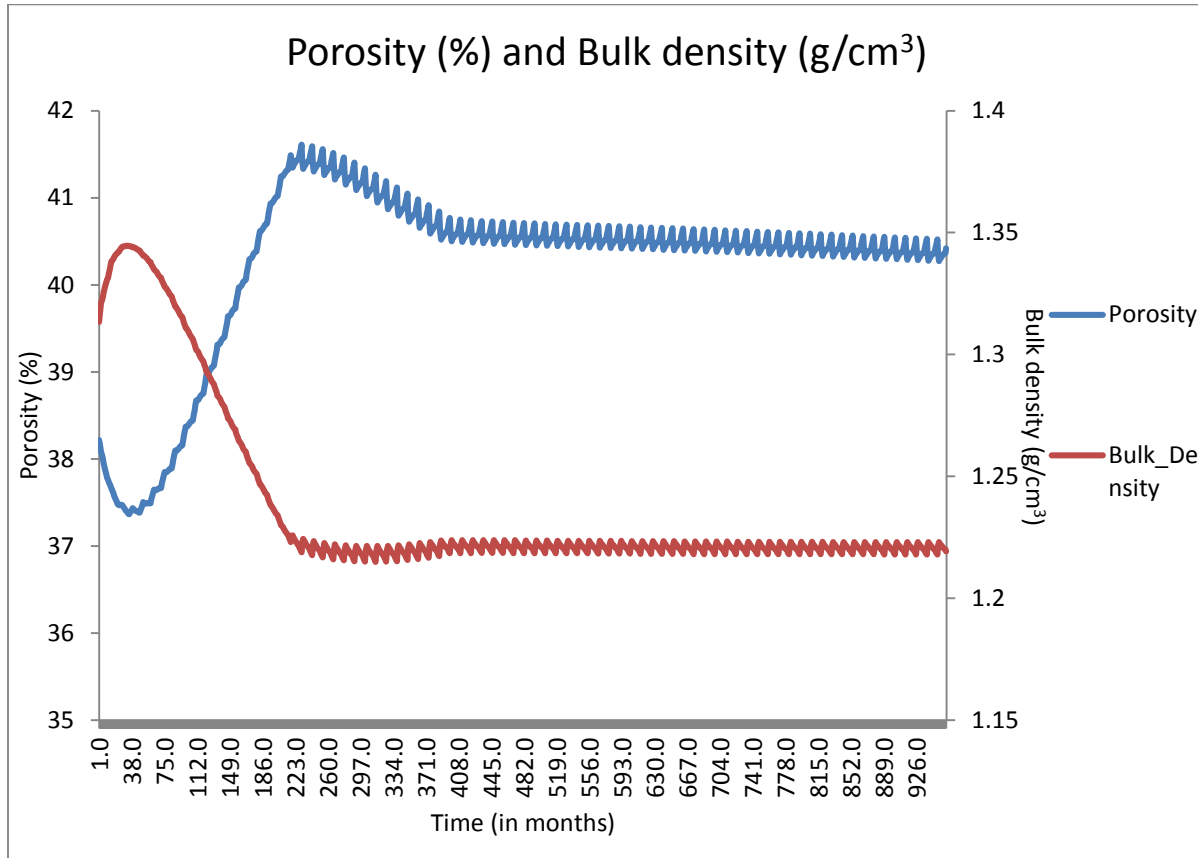
$$Carbon\ input = \sum_{t=1}^{80} plant\ litter = 640 \frac{t\ C}{ha}$$

$$CO_2\ emissions = 538,25 \frac{t\ C}{ha}$$

$$Leaching = 73,02 \frac{t C}{ha}$$

Επομένως, το σφάλμα της προσομοίωσης είναι ιδιαίτερα μικρό

$$\frac{C \text{ storage} - (C \text{ input} - CO_2 \text{ emissions} - Leaching)}{80 \text{ yr}} = \frac{29,01 \frac{t C}{ha} - 28,73 \frac{t C}{ha}}{80 \text{ yr}} = 3,5 \cdot 10^{-3} \frac{t C}{ha \cdot yr}$$



Γράφημα 3.15 Εξέλιξη του πορώδους (% , αριστερός άξονας γγ') και της φαινόμενης πυκνότητας (kg/m³, δεξιός άξονας γγ') για 80 έτη από την παύση της καλλιέργειας, αποτέλεσμα του μοντέλου CAST.

Κατά την προσομοίωση της φαινόμενης πυκνότητας διαπιστώθηκε αδυναμία του μοντέλου να περιλάβει το συνολικό εύρος της μεταβολής στα εδάφη. Οι πραγματικές τιμές της φαινόμενης πυκνότητας παρουσιάζονται στον Πίνακα 2.1. Έως εκ τούτου, επιλέχθηκε να προβλέπονται γύρω από τη μέση τιμή των πραγματικών, που είναι 1273,1 kg/m³. Η σωστή εκτίμηση της φαινόμενης πυκνότητας αποκτά ιδιαίτερη σημασία κατά την εισαγωγή των δεδομένων, αφού χρησιμοποιείται στη μετατροπή του C από g C/kg σε t C/ha.

4 Συζήτηση

Η απόκτησης βαθύτερης γνώσης γύρω από τα εδαφικά συστήματα με στόχο την αναζήτηση πρακτικών που θα επιτρέψουν την παράλληλη αύξηση της αγροτικής παραγωγής και τη διατήρηση ή βελτίωση της γονιμότητας των εδαφών είναι πλέον επιτακτική (Nikolaidis 2011). Το πρόβλημα αυτό παραμένει ιδιαίτερα κρίσιμο σε περιοχές με ημίξηρο κλίμα, όπως η περιοχή μελέτης μας, όπου τα εδάφη υπόκεινται

σε ισχυρούς παράγοντες υποβάθμισης όπως η ερημοποίηση, η διάβρωση και η χαμηλή διαθεσιμότητα θρεπτικών στοιχείων και C. Η κατανόηση επομένως των μηχανισμών που καθορίζουν την λειτουργία των εδαφών, η εφαρμογή κατάλληλων πρακτικών διαχείρισης και η διερεύνηση σεναρίων μακροπρόθεσμα μέσω κατάλληλων εργαλείων αποτελούν προαπαιτούμενα.

4.1 Μέθοδος διαχωρισμού συσσωματωμάτων

Στην παρούσα εργασία, διερευνήθηκαν 2 μεθοδολογίες διαχωρισμού συσσωματωμάτων, η ΥΚ και η ΤΕΚ, προκειμένου να εξεταστεί η επίδραση τους στις φυσικοχημικές, αλλά ιδιαίτερα στις βιοχημικές ιδιότητες των συσσωματωμάτων. Η ανάδειξη μιας μεθοδολογίας κοσκίνισης που να ελαχιστοποιεί την αλλοίωση των βιοχημικών ιδιοτήτων των δειγμάτων και να δίδει συγκρίσιμα αποτελέσματα αποτελεί ένα σημαντικό κενό στη βιβλιογραφία και τις μεθοδολογίες ανάλυσης εδαφών (Dorodnikov et al. 2009).

Κατά την ανάλυση της δομής παρατηρήθηκαν στατιστικά σημαντικές διαφορές μεταξύ των δυο μεθόδων για τα κλάσματα >2000 μm , 2000-1000 μm & 250-53 μm . Χαρακτηριστικά αναφέρεται ότι κατά την ΤΕΚ στάθηκε αδύνατη η απομόνωση του κλάσματος e, ενώ για την υγρή το κλάσμα e αντιπροσώπευε μεγάλα ποσοστά της συνολικής μάζας ($\geq 50\%$). Οι μετρήσεις του TOC και του TN δεν διαφοροποιήθηκαν σημαντικά, υποδεικνύοντας ότι και οι δυο μεθοδολογίες μπορούν να δώσουν συγκρίσιμα αποτελέσματα ως προς τη συγκέντρωση, παρόλο που η συνολική μάζα τους διαφοροποιείται σημαντικά. Αντίθετα, σημαντική διαφοροποίηση παρατηρήθηκε στη συγκέντρωση NO_3^- και NH_4^+ . Ωστόσο, δεν μπορούν να εξηγηθούν οι υψηλότερες συγκεντρώσεις NO_3^- στα συσσωματώματα που διαχωρίστηκαν, μέσω της υγρής κοσκίνισης καθώς θα αναμένονταν απομάκρυνση τους λόγω της έκπλυσης.

Αναφορικά με τις βιοχημικές ιδιότητες, η ενεργότητα της ουρεάσης δεν επηρεάστηκε άμεσα από τη μέθοδο της κοσκίνισης, ωστόσο από την ανάλυση της διασποράς για τη χρονοσειρά των εδαφών στατιστικά σημαντικές διαφορές παρατηρήθηκαν μόνο για τα δεδομένα της ΤΕΚ, ενώ τα δεδομένα της ΥΚ παρουσιάζουν σε όλη τη χρονοσειρά χαμηλές ενεργότητες ουρεάσης. Αντίθετα, η ενεργότητα της β-γλουκοσαμινιδάσης σημείωσε στατιστικά σημαντικές διαφορές με τη μεθοδολογία κοσκίνισης, με τα συσσωματώματα που διαχωρίστηκαν με ΥΚ να παρουσιάζουν χαμηλότερες ενεργότητες σε σχέση με τα αντίστοιχα της ΤΕΚ. Επιπλέον, τα συσσωματώματα της ΥΚ παρουσίασαν στατιστικά σημαντικές διαφορές και ως προς τις κλάσεις συσσωμάτωσης, ενώ εκείνα της ΤΕΚ όχι.

Η ενεργότητα της οξειδάσης της φαινόλης παρουσίασε στατιστικά σημαντικές διαφορές με τη μεθοδολογία κοσκίνισης, ενώ εξετάζοντας χωριστά τα δεδομένα των κοσκινίσεων ως προς τις κλάσεις συσσωμάτωσης σημαντική διαφορά σημειώθηκε μόνο για την ΥΚ. Τέλος η περοξειδάση εμφάνισε στατιστικά σημαντικές διαφορές ως προς τη μέθοδο κοσκίνισης.

Με βάση τις διαφορές που σημειώνονται μεταξύ των δυο μεθόδων συμπεραίνεται ότι i) η ΤΕΚ μπορεί να οδηγήσει σε αναληθή αποτελέσματα για την κατάσταση και τη σταθερότητα της δομής και ως εκ τούτου για τη γονιμότητα του εδάφους, ii) οι δυο μέθοδοι αλλοιώνουν τις μετέπειτα αναλύσεις των κλασμάτων για συγκεκριμένες χημικές και βιοχημικές ιδιότητες, με ενδείξεις που προβάλλουν την ΤΕΚ ως καλύτερη μεθοδολογία για τις βιοχημικές αναλύσεις σε σχέση με την ΥΚ, αποτέλεσμα που είναι σε συμφωνία με τα συμπεράσματα που εξάχθηκαν από άλλες εργασίες (Dorodnikov et al., 2009; Bimuller et al., 2014).

Συνοψίζοντας, από τα παραπάνω αποτελέσματα γίνεται φανερό ότι απαιτείται περαιτέρω έρευνα γύρω από τις μεθόδους κοσκίνισης, η οποία διακρίνεται σε 3 σκέλη: i) αναζήτηση νέων μεθόδων διαχωρισμού, ii) σύγκριση και άλλων μεθόδων κοσκίνισης, όπως η χρήση υπερήχων και iii) οι μέθοδοι να εξεταστούν

και ως προς άλλες φυσικοχημικές και βιοχημικές ιδιότητες των συσσωματωμάτων, όπως το περιεχόμενο σε υδατάνθρακες (carbohydrates), σε glomalin-related soil protein (GRSP), σε πρωτεάση κτλ.

4.2 Δομή

Η χρονοσειρά των εδαφών παρουσίασε στατιστικά σημαντικές διαφορές για τα WSA της ΥΚ. Πιο συγκεκριμένα, παρατηρήθηκε αύξηση των μακρο-συσσωματωμάτων και μείωση των μικρο-συσσωματωμάτων με το χρόνο, παρατήρηση που είναι σύμφωνη με τα ευρήματα προηγούμενων εργασιών (Sprohn & Gianì 2010; Sprohn & Gianì 2011). Η τάση αυτή, υποδηλώνει την αποκατάσταση της γονιμότητας του εδάφους, η οποία συνδέεται αμφίδρομα με την αποθήκευση C στο έδαφος (Six et al. 2004). Σημαντικές διαφορές σημειώθηκαν και για την κατανομή ως προς τις κλάσεις τόσο για την ΤΞΚ όσο και για την ΥΚ.

Για τα δεδομένα της μεταχείρισης C (50 έτη υπό φυσική βλάστηση) για την ΥΚ τα κλάσματα συσσωμάτωσης, εκτός των >2000μm, παρουσιάζουν πολύ κοντινές τιμές γύρω από το 17%, υποδηλώνοντας ότι η δομή βρίσκεται σε ένα νέο σημείο ισορροπίας έπειτα από την πάροδο των 50 ετών.

4.3 TOC και TN

Αναφορικά με το έδαφος (bulk soil), τόσο η συγκέντρωση του TOC όσο και του TN παρουσίασε αύξηση με τη χρονοσειρά των εδαφών, αλλά μόνο για το TOC θεωρήθηκε στατιστικά σημαντική. Καμία από τις 2 αναλύσεις δεν παρουσίασε στατιστικά σημαντική διαφορά μεταξύ των διαφορετικών δειγματοληψιών.

Σχετικά με τα αποτελέσματα των συσσωματωμάτων, σημειώθηκαν στατιστικά σημαντικές διαφορές ως προς τη χρονοσειρά των εδαφών, εξετάζοντας το σύνολο των δεδομένων αλλά και τα δεδομένα των 2 μεθοδολογιών κοσκίνισης ξεχωριστά. Γενικά, παρατηρείται αύξηση της συγκέντρωσης του TOC στα μακρο- και μείωση στα μικρο-συσσωματώματα κατά τη μετάβαση από το Α (30 έτη υπό καλλιέργεια αμπέλου) στο Β (6 έτη υπό φυσική βλάστηση). Ακολούθως, κατά τη μετάβαση από το Β στο C έδαφος (6 και 50 έτη υπό φυσική βλάστηση, αντίστοιχα), παρατηρείται αύξηση του TOC τόσο στα μακρο- όσο και στα μικρο-συσσωματώματα. Αυτό δείχνει ότι τα μακρο- ανταποκρίνονται πιο γρήγορα στην παύση της καλλιέργειας παρέχοντας άμεση προστασία στη νέο-εισαχθείσα οργανική ύλη, όπως αναφέρεται και στο άρθρο των Simpson et al. (2004). Στη συνέχεια, η επακόλουθη αύξηση των μικρο-συσσωματωμάτων επιβεβαιώνει το εννοιολογικό μοντέλο του Oades (1984), που υποστηρίζει ότι τα μακρο-συσσωματώματα αποτελούν τη 'μήτρα' των μικρο-συσσωματωμάτων. Ειδικά για την ΥΚ, τα WSA στην εδαφική μεταχείριση C παρουσίασαν μια ισορροπημένη κατανομή της συγκέντρωσης του TOC, που αποτελεί ένδειξη για την επίτευξη μιας νέας ισορροπίας στο έδαφος μετά την παύση της καλλιέργειας, πράγμα που σημειώνεται και κατά την κατανομή μάζας για τα WSA.

4.4 Ένζυμα

Αναφορικά με την ενεργότητα της ουρεάσης, σημειώνονται στατιστικά σημαντικές διαφορές ως προς τη δειγματοληψία, τόσο για το σύνολο των δεδομένων όσο και για τα δεδομένα των δυο μεθοδολογιών κοσκίνισης χωριστά. Σημειώνεται ότι παρατηρήθηκε αυξημένη ενεργότητα στην 3^η δειγματοληψία για όλες τις κλάσεις και τις μεταχειρίσεις. Ενδεχομένως, αυτό σχετίζεται με την εποχιακή μεταβολή και τις επιδράσεις της στην διαθεσιμότητα των υποστρωμάτων και/ή των επικρατούντων περιβαλλοντικών συνθηκών. Οι Kandeler et al. (1999) παρατήρησαν παρόμοια συμπεριφορά για τη ενεργότητα της ουρεάσης στα μικρά κλάσματα και το συνέδεσαν με την ύπαρξη i) μικροοργανισμών, ii) υποστρώματος αλλά και iii) τη δυνατότητα ρόφησης των ενζύμων από τα ορυκτά και το OM. Αν και το κλάσμα d

παρουσιάζει τις υψηλότερες τιμές ουρεάσης για την ΤΞΚ, ωστόσο δεν παρατηρούνται στατιστικά σημαντικές διαφορές.

Η ενεργότητα της οξειδάσης της φαινόλης παρουσίασε στατιστικά σημαντικές διαφορές σε σχέση με τη δειγματοληψία για την ΤΞΚ μόνο, γεγονός που επίσης ενισχύει την επίδραση των περιβαλλοντικών παραγόντων. Αιτία της μείωσης της ενεργότητας ενδεχομένως να είναι η μείωση της διαθέσιμης εδαφικής υγρασίας (Sinsabaugh 2010), αφού η 3^η δειγματοληψία που διέθετε τη μικρότερη υγρασία (Πίν. 3.1) παρουσίασε χαμηλότερες τιμές ενεργότητας του ενζύμου στην περίπτωση συσσωματωμάτων που είχαν διαχωριστεί με την ΤΞΚ. Ωστόσο, δεν παρατηρείται το ίδιο φαινόμενο για την ΥΚ κοσκίνισης και συμπεραίνεται ότι η ΥΚ ενδεχομένως να προκαλεί αλλοίωση των αποτελεσμάτων λόγω i) της διαβροχής των συσσωματωμάτων αλλά και ii) την αποθήκευσή τους με μεγαλύτερη υγρασία από αυτήν που διέθεταν στο πεδίο. Σημειώνεται ότι τα παραπάνω προκύπτουν και από τα αποτελέσματα του ενζύμου της περοξειδάσης.

Καθώς η οξειδάση της φαινόλης και η περοξειδάση συνδέονται με τη δραστηριότητα των μυκήτων (Sinsabaugh 2010), χρησιμοποιούνται ως έμμεσοι δείκτες της δράσης τους (Tsiknia et al. 2015). Παρατηρείται ότι στα μακρο-WSA (κλάσματα >2000μm, 2000-1000μm & 1000-250μm) η οξειδάση της φαινόλης παρουσιάζει μεγαλύτερη ενεργότητα σε σύγκριση με τα μικρο-WSA, ενώ σημειώθηκαν στατιστικά σημαντικές διαφορές μεταξύ των κλάσεων συσσωμάτωσης για την ΥΚ. Συμπεραίνεται ότι τα μακρο-WSA αποτελούν βέλτιστο σημείο ανάπτυξης μυκήτων, παρατήρηση που συμφωνεί και με τη βιβλιογραφία (Schutter & Dick 2002; Gupta & Germida 2015).

Επιπλέον, η β-γλουκοσαμινιδάση έχει προταθεί στη βιβλιογραφία ως δείκτης της βιομάζας των μυκήτων (Miller et al. 1998). Τόσο στην υγρή όσο και στην ξηρή κοσκίνιση τα μακρο-συσσωματώματα (κλάσματα >2000μm, 2000-1000μm & 1000-250μm) παρουσιάζουν μεγαλύτερες συγκεντρώσεις στα εδάφη Β και C (6 και 50 έτη υπό φυσική βλάστηση, αντίστοιχα), πράγμα που υποδηλώνει ότι με την ανάκαμψη του εδάφους οι μύκητες επικρατούν στα μακρο-συσσωματώματα. Ωστόσο, δεν διαπιστώθηκε σημαντική διαφορά στην ενεργότητα της β-γλουκοσαμινιδάσης ως προς τις κλάσεις των συσσωματωμάτων.

4.5 Μικροβιακή αναπνοή

Η μικροβιακή αναπνοή σημείωσε σημαντικές διαφορές ως προς τη χρονοσειρά των εδαφών. Η εδαφική μεταχείριση Α παρουσίασε μειωμένη μικροβιακή αναπνοή (περίπου 1 και 3 εβδομάδες έπειτα από την κατεργασία) σε σχέση με τις υπόλοιπες μεταχειρίσεις, αν και στη βιβλιογραφία η διατάραξη της δομής συνδέεται με αύξηση της λόγω της άμεσης διαθεσιμότητας των θρεπτικών, βραχυπρόθεσμα (Pulleman & Marinissen 2004).

Μια πιθανή εξήγηση είναι ότι, σε συνθήκες πεδίου, η διατάραξη της δομής επιδρά στα τριχοειδή φαινόμενα, εμποδίζοντας τη μεταφορά νερού και διαλυμένων ουσιών υπό ακόρεστες συνθήκες. Επομένως, μετά την βραχυπρόθεσμη αύξηση της διαθεσιμότητας των θρεπτικών λόγω της διατάραξης, το επιφανειακό έδαφος δεν τροφοδοτείται επαρκώς με υγρασία και θρεπτικά έχοντας ως συνέπεια την μείωση της μικροβιακής δραστηριότητας. Η υπόθεση αυτή υποστηρίζεται από τον Πίνακα 3.1, όπου το έδαφος Α σημειώνει χαμηλότερες τιμές υγρασία για τα 3 εδάφη.

Η ταύτιση των μετρήσεων ροής CO₂ κατά τη μεταχείριση C (50 έτη υπό φυσική βλάστηση), όπου χαρακτηρίστηκε από υψηλότερες τιμές TOC, αποτελεί μια ακόμα ένδειξη της σταθεροποίησης της δομής και την επίτευξη μιας νέας ισορροπίας στον κύκλο του C.

4.6 Μοντελοποίηση

Αρκετές εργασίες τα τελευταία έτη καταδεικνύουν την αναγκαιότητα να συμπεριλάβουμε την επίδραση της δομής του εδάφους στους βιογεωχημικούς κύκλους των θρεπτικών στοιχείων και του C. Μεταξύ αυτών είναι και το μοντέλο που αναπτύχθηκε από τους Stamati et al. (2014). Οι εξομοιώσεις που πραγματοποιήθηκαν έδειξαν ότι απαιτούνται 33 έτη προκειμένου το εδαφικό σύστημα να φτάσει μια νέα ισορροπία στον κύκλο του σχηματισμού και της θραύσης των συσσωματωμάτων. Στην ισορροπία, τα μακρο-συσσωματώματα παρουσιάζουν κατανομή 66%, ικανοποιώντας το 2^ο δείκτη γονιμότητας του Quiroga et al. (2006). Ωστόσο, σημειώνεται ότι το κατώφλι γονιμότητας ικανοποιείται ήδη από το 13^ο έτος, όπου το εδαφικό σύστημα βρίσκεται ακόμα εκτός ισορροπίας.

Σχετικά με τον SOC, απαιτούνται 34 έτη για να προσεγγίσει την ισορροπία. Ωστόσο, ο SOC συνεχίζει να αυξάνει ακόμα και μετά το 34^ο έτος, φτάνοντας τους 190 από τους 184,5, ενώ αρχικά ήταν 148 t C/ha. Στο 34^ο έτος, ο SOC στα AC1 και τα AC3 φτάνει την ισορροπία, ενώ ο SOC στα AC2 συνεχίζει να αυξάνει, στο οποίο οφείλεται και η τάση του ολικού SOC. Η συμπεριφορά των AC2 υποδηλώνει σταθερή δομή και αργούς κύκλους σχηματισμού & θραύσης των AC3, ώστε να σχηματίζονται 'ώριμα' AC1.

Ο 1^{ος} δείκτη γονιμότητας (Quiroga et al. 2006), βρέθηκε αρχικά ίσος με 8,45, ενώ στα 80 έτη ίσος με 13,73. Η αύξηση του λόγου SOC/(Silt+Clay mass) με το χρόνο είναι αξιόλογη, ωστόσο σημειώνεται ότι ήδη από τη χρονική στιγμή 0^{ev} τα εδάφη ικανοποιούν το κατώφλι γονιμότητας, που ορίζεται στα 4,5, αλλά και το όριο ασφάλειας που ορίζεται στα 5,5 (Giannakis et al. 2014).

Παρατηρείται ότι μέσα σε 33 έτη από την παύση της καλλιέργειας, αποθηκεύτηκαν στο έδαφος 36,5 tN C/ha. Μόνη πηγή C στο εδαφικό σύστημα ήταν τα φυτικά υπολείμματα, επομένως η πρωταρχική πηγή του δεσμευμένου C είναι το CO₂ της ατμόσφαιρας μέσω της φωτοσύνθεσης. Συμπεραίνεται επομένως, ότι με τη χρήση καλλιεργητικών πρακτικών που περιορίζουν την κατεργασία του εδάφους και τη χημική λίπανση, είναι δυνατή η διατήρηση των εδαφικών συστημάτων αλλά και η δέσμευση CO₂ από την ατμόσφαιρα, που θεωρείται αέριο με σημαντική συνεισφορά στο φαινόμενο του θερμοκηπίου.

Γενικά για το μοντέλο CAST, σημειώνεται ότι παρουσίασε πολύ καλή συμπεριφορά κατά την εφαρμογή του σε εδάφη τύπου Clay. Επιπλέον, με βάση τα αποτελέσματα της παρούσας εφαρμογής, κρίνεται ότι το μοντέλο CAST αποτελεί ένα χρήσιμο και αξιόπιστο εργαλείο για τη μοντελοποίηση εδαφικών συστημάτων για μελέτες σε επίπεδο δεκαετιών, ενώ ενδεχομένως να μην διαθέτει την απαραίτητη ευαισθησία για τη μοντελοποίηση βραχυπρόθεσμων μελετών.

5 Βιβλιογραφία

- Asano, M. & Wagai, R., 2014. Evidence of aggregate hierarchy at micro- to submicron scales in an allophanic andisol. *Geoderma*, 216, pp.62–74.
- Averill, C., Turner, B.L. & Finzi, A.C., 2014. Mycorrhiza-mediated competition between plants and decomposers drives soil carbon storage. *Nature*, 505(7484), pp.543–5.
- Bach, E.M., Baer, S.G., Meyer, C.K. & Six, J., 2010. Soil texture affects soil microbial and structural recovery during grassland restoration. *Soil Biology and Biochemistry*, 42(12), pp.2182–2191.

- Bandick, a K. & Dick, R.P., 1999. Field management effects on soil enzyme activities. *Soil Biology & Biochemistry*, 31(11), pp.1471–1479.
- Beare, M.H., Cabrera, M.L., Hendrix, P.F. & Coleman, D.C., 1994. Aggregate-protected and unprotected organic matter pools in conventional- and no-tillage soils. *Soil Science Society of America Journal*, 58(3), pp.787–795.
- Bossuyt, H., Six, J. & Hendrix, P.F., 2002. Aggregate-protected carbon in no-tillage and conventional tillage agroecosystems using carbon-14 labeled plant residue. *Soil Science Society of America Journal*, 66(6), pp.1965–1973.
- Bossuyt, H., Six, J. & Hendrix, P.F., 2005. Protection of soil carbon by microaggregates within earthworm casts. *Soil Biology and Biochemistry*, 37(2), pp.251–258.
- Brady, N. & Weil, R., 2011. *The nature & properties of soils*, Pearson.
- Bronick, C.J. & Lal, R., 2005. Soil structure and management: A review. *Geoderma*, 124(1-2), pp.3–22.
- Campbell, C.A., Bowren, K.E., Schnitzer, M., Zentner, R.P. & Townley-Smith, L., 1991. 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.
- Chapin, F.S.I., Matson, P.A. & Mooney, H.A., 2005. *Ecosystem Ecology*, Springer.
- Clemmensen, K.E., Bahr, A., Ovaskainen, O., Dahlberg, A., Ekblad, A., Wallander, H., Stenlid, J., Finlay, R.D., Wardle, D.A. & Lindahl, B.D., 2013. Roots and associated fungi drive long-term carbon sequestration in boreal forest. *Science (New York, N.Y.)*, 339(6127), pp.1615–8.
- Clemmensen, K.E., Finlay, R.D., Dahlberg, A., Stenlid, J. & Wardle, D.A., 2015. Carbon sequestration is related to mycorrhizal fungal community shifts during long-term succession in boreal forests. , pp.1525–1536.
- Cosentino, D., Chenu, C. & Le Bissonnais, Y., 2006. Aggregate stability and microbial community dynamics under drying-wetting cycles in a silt loam soil. *Soil Biology and Biochemistry*, 38(8), pp.2053–2062.
- Criquet, S., Ferre, E., Farnet, a. M. & Le Petit, J., 2000. Annual variations of phenoloxidase activities in an evergreen oak litter: Influence of biotic and abiotic factors. *Soil Biology and Biochemistry*, 36(7), pp.1111–1118.
- Denef, K., Six, J., Paustian, K. & Merckx, R., 2001. Importance of macroaggregate dynamics in controlling soil carbon stabilization: Short-term effects of physical disturbance induced by dry-wet cycles. *Soil Biology and Biochemistry*, 33(15), pp.2145–2153.
- Dexter, a. R., 1988. Advances in characterization of soil structure. *Soil and Tillage Research*, 11(3-4), pp.199–238.

- Dorodnikov, M., Blagodatskaya, E., Blagodatsky, S., Marhan, S., Fangmeier, A. & Kuzyakov, Y., 2009. Stimulation of microbial extracellular enzyme activities by elevated CO₂ depends on soil aggregate size. *Global Change Biology*, 15(6), pp.1603–1614.
- Drury, C.F., Yang, X.M., Reynolds, W.D. & Tan, C.S., 2004. Influence of crop rotation and aggregate size on carbon dioxide production and denitrification. *Soil and Tillage Research*, 79(1), pp.87–100.
- Dungait, J. a J., Hopkins, D.W., Gregory, A.S. & Whitmore, A.P., 2012. Soil organic matter turnover is governed by accessibility not recalcitrance. *Global Change Biology*, 18(6), pp.1781–1796.
- Elliott, E.T. & Coleman, D.C., 1988. Let the soil work for us. *Ecological Bulletins - Swedish Natural Science Research Council*, 39, pp.23–32.
- El-Swaify, S.A. & Emerson, W.W., 1975. CHANGES IN THE PHYSICAL PROPERTIES OF SOIL CLAYS DUE TO PRECIPITATED ALUMINUM AND IRON HYDROXIDES - 1. SWELLING AND AGGREGATE STABILITY AFTER DRYING. *Proc Soil Sci Soc Am*, 39(6), pp.1056–1063.
- Facelli, E. & Facelli, J.M., 2002. Soil phosphorus heterogeneity and mycorrhizal symbiosis regulate plant intra-specific competition and size distribution. *Oecologia*, 133(1), pp.54–61.
- Fordham, A.W. & Norrish, K., 1983. The nature of soil particles particularly those reacting with arsenate in a series of chemically treated samples. *Australian Journal of Soil Research*, 21(4), pp.455–477.
- Franzluebbers, A., 2002. Water infiltration and soil structure related to organic matter and its stratification with depth. *Soil and Tillage Research*, 66(2), pp.197–205.
- Giannakis, G. V, Panakoulia, S.K., Nikolaidis, N.P. & Paranychanakis, N. V, 2014. Simulating Soil Fertility Restoration using the CAST model. *Procedia Earth and Planetary Science*, 10, pp.325–329.
- Goebel, M.O., Bachmann, J., Woche, S.K. & Fischer, W.R., 2005. Soil wettability, aggregate stability, and the decomposition of soil organic matter. *Geoderma*, 128(1-2), pp.80–93.
- Gupta, V.V.S.R. & Germida, J.J., 2015. Soil aggregation: Influence on microbial biomass and implications for biological processes. *Soil Biology and Biochemistry*, 80, pp.A3–A9.
- Hallmark, C. & Melton, R., 2005. Soil Particle Analysis Procedure.
- Heinemeyer, a., Ineson, P., Ostle, N. & Fitter, a. H., 2006. Respiration of the external mycelium in the arbuscular mycorrhizal symbiosis shows strong dependence on recent photosynthates and acclimation to temperature. *New Phytologist*, 171(1), pp.159–170.
- Jarvis, S., Tisdall, J., Oades, M., Six, J., Gregorich, E. & Kögel-Knabner, I., 2012. Landmark papers. *European Journal of Soil Science*, 63(1), pp.1–21.
- Kandeler, E. & Gerber, H., 1988. Short-term assay of soil urease activity using colorimetric determination of ammonium. *Biology and Fertility of Soils*, 6(1), pp.68–72.

- Kandeler, E., Stemmer, M. & Klimanek, E.-M., 1999. Response of soil microbial biomass, urease and xylanase within particle size fractions to long-term soil management. *Soil Biology and Biochemistry*, 31(2), pp.261–273.
- Kay, B.D. & Dexter, A.R., 1990. Influence of aggregate diameter, surface area and antecedent water content on the dispersibility of clay. *Canadian Journal of Soil Science*, 70(4), pp.655–671.
- Killham, K., Amato, M. & Ladd, J.N., 1993. Effect of substrate location in soil and soil pore-water regime on carbon turnover. *Soil Biology and Biochemistry*, 25(1), pp.57–62.
- Kleber, M., Eusterhues, K., Keiluweit, M., Mikutta, C., Mikutta, R. & Nico, P.S., 2015. *Mineral – Organic Associations : Formation , Properties , and Relevance in Soil Environments*, Elsevier Ltd.
- Kögel-knabner, I., Guggenberger, G., Kleber, M., Kandeler, E., Kalbitz, K., Scheu, S., Eusterhues, K. & Leinweber, P., 2008. Organo-mineral associations in temperate soils : Integrating biology , mineralogy , and organic matter chemistry §. , 1090, pp.61–82.
- Kong, A.Y.Y., Scow, K.M., Córdova-Kreylos, A.L., Holmes, W.E. & Six, J., 2011. Microbial community composition and carbon cycling within soil microenvironments of conventional, low-input, and organic cropping systems. *Soil Biology and Biochemistry*, 43(1), pp.20–30.
- Liu, X., Herbert, S.J., Hashemi, a M., Zhang, X. & Ding, G., 2006. Effects of agricultural management on soil organic matter and carbon transformation - a review. *Plant Soil and Environment*, 52(12), pp.531–543.
- Von Lützw, M., Kögel-Knabner, I., Ludwig, B., Matzner, E., Flessa, H., Ekschmitt, K., Guggenberger, G., Marschner, B. & Kalbitz, K., 2008. Stabilization mechanisms of organic matter in four temperate soils: Development and application of a conceptual model. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 171(1), pp.111–124.
- Ma, R., Cai, C., Li, Z., Wang, J., Xiao, T., Peng, G. & Yang, W., 2015. Evaluation of soil aggregate microstructure and stability under wetting and drying cycles in two Ultisols using synchrotron-based X-ray micro-computed tomography. *Soil and Tillage Research*, 149, pp.1–11.
- Miller, M., Palojarvi, A., Raggner, A., Reeslev, M. & Kjoller, A., 1998. The use of fluorogenic substrates to measure fungal presence and activity in soil. *Applied and Environmental Microbiology*, 64, pp.613–617.
- Muggler, C.C., Van Griethuysen, C., Buurman, P. & Pape, T., 1999. Aggregation, organic matter, and iron oxide morphology in oxisols from Minas Gerais, Brazil. *Soil Science*, 164(10), pp.759–770.
- Navarro-García, F., Casermeiro, M.Á. & Schimel, J.P., 2012. When structure means conservation: Effect of aggregate structure in controlling microbial responses to rewetting events. *Soil Biology and Biochemistry*, 44(1), pp.1–8.
- Nikolaidis, N.P., 2011. Human impacts on soils: Tipping points and knowledge gaps. *Applied Geochemistry*, 26(SUPPL.), pp.S230–S233.

- Oades, J., 1984. Soil organic matter and structural stability: mechanisms and implications for management. *Plant and Soil*, 76(1), pp.319–337.
- Oades, J.M. & Waters, A.G., 1991. Aggregate hierarchy in soils. *Australian Journal of Soil Research*, 29(6), pp.815–828.
- Panakoulia, S., 2014. *Soil Structure Modeling at Koiliaris CZO Watershed*. Chania: Technical University of Crete.
- Parham, J. a & Deng, S.P., 2000a. Detection, quantification and characterization of b- glucosaminidase activity in soil. *Soil Biology and Biochemistry*, 32, pp.1183–1190.
- Parham, J. a & Deng, S.P., 2000b. Detection, quantification and characterization of b-glucosaminidase activity in soil. *Soil Biology & Biochemistry*, 32(8-9), pp.1183–1190.
- Paul, E.A., Collins, H.P., Paustian, K., Elliott, E.T., Frey, S., Juma, N., Janzen, H., Campbell, C.A., Zentner, R.P., Lafond, G.P. & Moulin, A.P., 2004. Management effects on the dynamics and storage rates of organic matter in long-term crop rotations. *Canadian Journal of Soil Science*, 84(1), pp.49–61.
- Pulleman, M.M. & Marinissen, J.C.Y., 2004. Physical protection of mineralizable C in aggregates from long-term pasture and arable soil. *Geoderma*, 120(3-4), pp.273–282.
- Pulleman, M.M., Six, J., Van Breemen, N. & Jongmans, a. G., 2005. Soil organic matter distribution and microaggregate characteristics as affected by agricultural management and earthworm activity. *European Journal of Soil Science*, 56(4), pp.453–467.
- Quiroga, a., Funaro, D., Noellemeyer, E. & Peinemann, N., 2006. Barley yield response to soil organic matter and texture in the Pampas of Argentina. *Soil and Tillage Research*, 90(1-2), pp.63–68.
- Rabbi, S.M.F., Wilson, B.R., Lockwood, P. V, Daniel, H. & Young, I.M., 2015. Soil & Tillage Research Aggregate hierarchy and carbon mineralization in two Oxisols of New South Wales , Australia. *Soil & Tillage Research*, 146, pp.193–203.
- Reid, J.B. & Goss, M.J., 1982. Suppression of decomposition of ¹⁴C-labelled plant roots in the presence of living roots of maize and perennial ryegrass. *Journal of Soil Science*, 33(3), pp.387–395.
- Rillig, M.C. & Steinberg, P.D., 2002. Glomalin production by an arbuscular mycorrhizal fungus: A mechanism of habitat modification? *Soil Biology and Biochemistry*, 34(9), pp.1371–1374.
- Schutter, M.E. & Dick, R.P., 2002. Microbial community profiles and activities among aggregates of winter fallow and cover-cropped soil. *Soil Science Society of America Journal*, 66(1), pp.142–153.
- Segoli, M., Gryze, S. De, Dou, F., Lee, J., Post, W.M., Denef, K. & Six, J., 2013. AggModel : A soil organic matter model with measurable pools for use in incubation studies. *Ecological Modelling*, 263, pp.1–9.

- Simpson, R.T., Frey, S.D., Six, J. & Thiet, R.K., 2004. Preferential accumulation of microbial carbon in aggregate structures of no-tillage soils. *Soil Science Society of America Journal*, 68(4), pp.1249–1255.
- Sinsabaugh, R.L., 2010. Phenol oxidase, peroxidase and organic matter dynamics of soil. *Soil Biology and Biochemistry*, 42(3), pp.391–404.
- 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.T., Paul, E. a. & 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.T. & Paustian, K., 2000. Soil macroaggregate turnover and microaggregate formation: A mechanism for C sequestration under no-tillage agriculture. *Soil Biology and Biochemistry*, 32(14), pp.2099–2103.
- Six, J., Frey, S.D., Thiet, R.K. & Batten, K.M., 2006. Bacterial and Fungal Contributions to Carbon Sequestration in Agroecosystems. , 2, pp.555–569.
- Smith, a. P., Marín-Spiotta, E., de Graaff, M. a. & Balser, T.C., 2014. Microbial community structure varies across soil organic matter aggregate pools during tropical land cover change. *Soil Biology and Biochemistry*, 77, pp.292–303.
- Spohn, M. & Giani, L., 2011. Impacts of land use change on soil aggregation and aggregate stabilizing compounds as dependent on time. *Soil Biology and Biochemistry*, 43(5), pp.1081–1088.
- Spohn, M. & Giani, L., 2010. Water-stable aggregates, glomalin-related soil protein, and carbohydrates in a chronosequence of sandy hydromorphic soils. *Soil Biology and Biochemistry*, 42(9), pp.1505–1511.
- Stamati, F.E., Nikolaidis, N.P., Banwart, S. & Blum, W.E.H., 2013. A coupled carbon, aggregation, and structure turnover (CAST) model for topsoils. *Geoderma*, 211-212(1), pp.51–64.
- Tisdall, J.M., Nelson, S.E., Wilkinson, K.G., Smith, S.E. & McKenzie, B.M., 2012. Stabilisation of soil against wind erosion by six saprotrophic fungi. *Soil Biology and Biochemistry*, 50, pp.134–141.
- Tsiknia, M., Paranychanakis, N., Varouchakis, E., Moraetis, D. & Nikolaidis, N., 2015. Environmental drivers of soil microbial community distribution at the Koiliaris Critical Zone Observatory. , (August).
- Vrdoljak, G. & Sposito, G., 2002. *Soil Mineral-Organic Matter-Microorganism Interactions and Ecosystem Health, Dynamics, Mobility and Transformation of Pollutants and Nutrients*, Elsevier.
- Young, I.M., Crawford, J.W., Nunan, N., Otten, W. & Spiers, a., 2009. *Chapter 4 Microbial Distribution in Soils. Physics and Scaling* 1st ed., Elsevier Inc.

Zheng, W., Morris, E.K. & Rillig, M.C., 2014. Ectomycorrhizal fungi in association with *Pinus sylvestris* seedlings promote soil aggregation and soil water repellency. *Soil Biology and Biochemistry*, 78, pp.326–331.