

ΓΕΩΠΟΝΙΚΟ ΠΑΝΕΠΙΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗΣ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ & ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΜΗΧΑΝΙΚΗΣ

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΕΔΑΦΟΛΟΓΙΑΣ & ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΧΗΜΕΙΑΣ

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

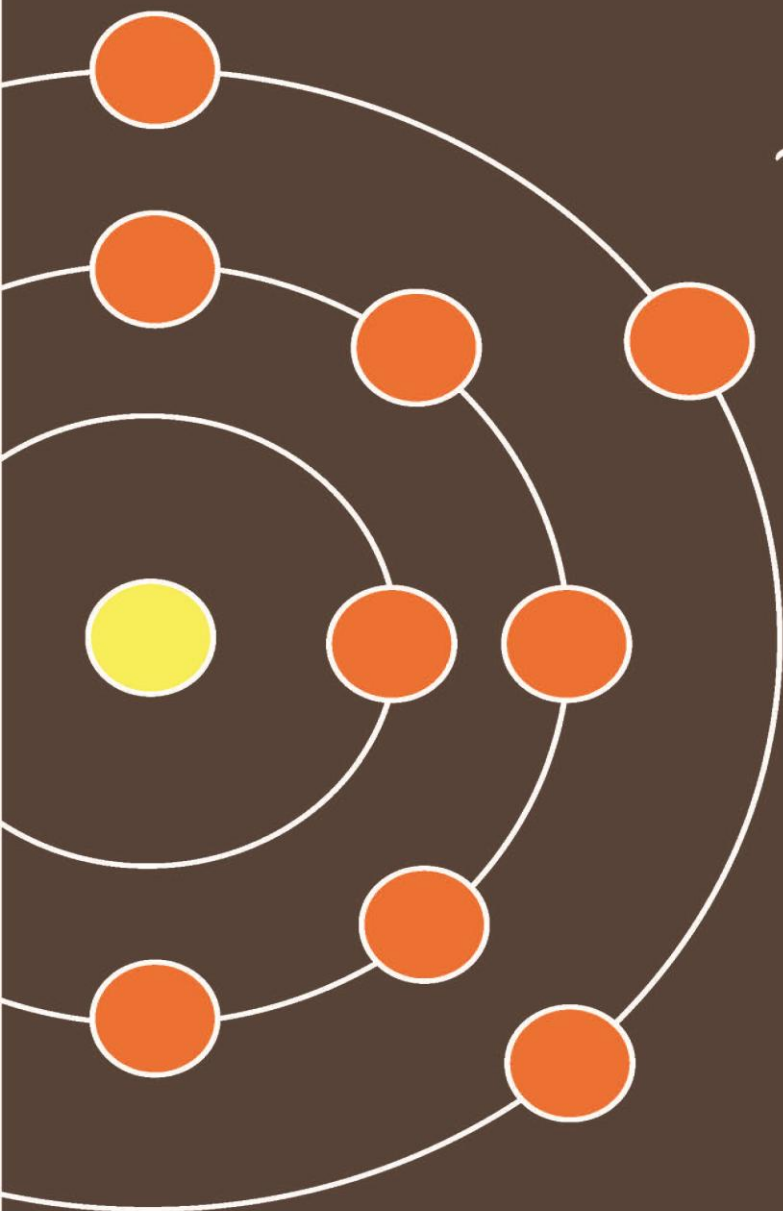
*Δυναμική
του φωσφόρου
σε εδάφη Alfisols*

Μαρίνα Θ. Μπαστονοπούλου

M. Sc. Γεωπόνος

ΑΘΗΝΑ 2012

Επιβλέπουσα: Κωνσταντίνα Χαϊντούτη, Καθηγήτρια



ΓΕΩΠΟΝΙΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΤΜΗΜ ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ
ΜΗΧΑΝΙΚΗΣ

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΕΔΑΦΟΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΧΗΜΕΙΑΣ

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

**«Δυναμική του Φωσφόρου σε Εδάφη
Alfisols»**

Μαρίνα Θ. Μπαστουνοπούλου

Αθήνα, 2012

Επιβλέπουσα: Κωνσταντίνα Χαϊντούτη, Καθηγήτρια Γ.Π.Α.

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

«Δυναμική του Φωσφόρου σε Εδάφη Alfisols»

Μαρίνα Θ. Μπαστουνοπούλου

Επιβλέπουσα: Κωνσταντίνα Χαϊντούτη, Καθηγήτρια Γ.Π.Α.

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΣΥΜΒΟΥΛΕΥΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

Κωνσταντίνα Χαϊντούτη, Καθηγήτρια Γ.Π.Α, ως Επιβλέπουσα

Χαρίκλεια Καλλιάνου, Καθηγήτρια Γ.Π.Α, ως Μέλος

Νικόλαος Μουστάκας, Καθηγητής Γ.Π.Α, ως Μέλος

ΕΠΤΑΜΕΛΗΣ ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

Κωνσταντίνα Χαϊντούτη, Καθηγήτρια Γ.Π.Α.

Χαρίκλεια Καλλιάνου, Καθηγήτρια Γ.Π.Α.

Νικόλαος Μουστάκας, Καθηγητής Γ.Π.Α

Κωνσταντίνος Κοσμάς, Καθηγητής Γ.Π.Α.

Κωνσταντίνος Οιχαλιώτης, Επίκουρος Καθηγητής Γ.Π.Α.

Ιωάννης Μάσσας, Επίκουρος Καθηγητής Γ.Π.Α.

Χρήστος Καραβίτης, Επίκουρος Καθηγητής Γ.Π.Α.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η επίδραση των χρήσεων γης στην αγρονομική και περιβαλλοντική συμπεριφορά των ανόργανων και οργανικών μορφών του φωσφόρου (P), μελετήθηκε σε δυο κατηγορίες εδαφών της τάξης των Alfisols: καλλιεργούμενα εδάφη με διαφορετικά επίπεδα διαθεσιμότητας φωσφόρου (υψηλά, μέτρια και χαμηλά) και εδάφη με φυσική (δασική βλάστηση). Συνολικά εξετάστηκαν 12 εδαφοτομές, οι οποίες επιλέχτηκαν από διαφορετικές περιοχές της Βόρειας και της Νότιας Ελλάδας. Σε όλη την εδαφική κατατομή των υπό μελέτη εδαφών προσδιορίστηκαν οι εξής παράμετροι: οι φυσικοχημικές τους ιδιότητες, οι μορφές του εδαφικού φωσφόρου με τη μέθοδο της διαδοχικής εκχύλισης, η προσροφητική τους ικανότητα σε φώσφορο με πειράματα προσρόφησης καθώς και η δυνητική τους συνεισφορά τους στη ρύπανση των επιφανειακών/υποεπιφανειακών υδάτων, με την εκτίμηση των περιβαλλοντικών δεικτών DPS_{ox} , WP και EPC_o .

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της διαδοχικής κλασμάτωσης του P, το μεγαλύτερο ποσοστό του ολικού φωσφόρου (Pt) στα καλλιεργούμενα και με φυσική εδάφη αντιπροσωπεύεται από ανόργανες μορφές (Pi) (Ολικός $Pi \geq 86.67\%$ του Pt), υποδηλώνοντας την ισχυρότερη επίδρασή τους συγκριτικά με τις οργανικές (Po) στο βιογεωχημικό κύκλο του εδαφικού P. Μεταξύ των προσδιοριζόμενων ανόργανων μορφών φωσφόρου, το άθροισμα των δυσδιάλυτων και ισχυρά δεσμευμένων, ανόργανων μορφών P στα εδαφικά συστατικά (οξείδια Fe, Al) αποτελούν τις επικρατέστερες Pi ενώσεις (π. $HCl-Pi + H_2SO_4/H_2O_2-Pi$: 76% του Pi,t). Η επικράτηση αυτών των κλασμάτων ενισχύει τον υψηλό βαθμό εξέλιξης των εξεταζόμενων εδαφών, φανερώνοντας επιπρόσθετα τον μετασχηματισμό του P από τις διαθέσιμες και μη δεσμευμένες, στις σταθερές και ισχυρά δεσμευμένες Pi μορφές, κατά την πεδογένεση.

Αναλυτικότερα, στα καλλιεργούμενα εδάφη, η ποσοστιαία συνεισφορά των μορφών αυτών του φωσφόρου στον ολικό φώσφορο (Pt) είναι άμεσα επηρεαζόμενη από την ποσότητα και το είδος της εφαρμοζόμενης λίπανσης κατά την καλλιεργητική περίοδο. Σε αντίθεση, στα εδάφη με φυσική βλάστηση η υδρομορφία σε συνδυασμό με τις χημικές ιδιότητές τους αποτελούν τις πιο καθοριστικές παραμέτρους στην ποσοστιαία κατάταξη των κλασμάτων του P στο εδαφικό προφίλ.

Η επίδραση των ανωτέρων παραμέτρων είναι εξίσου σημαντική στην αγρονομική/περιβαλλοντική συμπεριφορά των κλασμάτων του φωσφόρου, στις σχέσεις τους με τα εδαφικά συστατικά καθώς και στο βαθμό αλληλεπίδρασης μεταξύ αυτών και των παραμέτρων προσρόφησης P. Συμπερασματικά, ο τρόπος χρήσης γης των εδαφών, σε συνδυασμό με τις εφαρμοζόμενες καλλιεργητικές πρακτικές στα γεωργικά εδάφη και τις φυσικοχημικές ιδιότητες σε αυτά με φυσική βλάστηση, φαίνεται πως ελέγχουν τη δυναμική του φωσφόρου στα υπό μελέτη, εξελιγμένα εδάφη.

Μεταξύ των δυο κατηγοριών των εξεταζόμενων εδαφών, υψηλός κίνδυνος απωλειών του P στα επιφανειακά και υποεπιφανειακά ύδατα παρουσιάζεται μόνο στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου. Στα εδάφη αυτά και ειδικότερα, στις εδαφοτομές P1 και P2, οι τιμές των περιβαλλοντικών παραμέτρων DPS_{ox} , WP και EPC_o είναι ιδιαίτερα υψηλές μέχρι τα 59 cm και τα 34 cm αντίστοιχα. Το αποτέλεσμα αυτό, σε συνδυασμό με την υψηλή περιεκτικότητα τους σε άργιλο, υποδεικνύει ότι η εφαρμοζόμενη P-λίπανση κατά την καλλιεργητική περίοδο ήταν τόσο υψηλή ώστε να λάβει κορεσμός των θέσεων προσρόφησης του P στα εδαφικά κolloειδή, συμβάλλοντας κατά συνέπεια στη μετακίνηση των πλεοναζουσών φωσφορικών ενώσεων από την επιφάνεια στους υποεπιφανειακούς ορίζοντες (AB/Bt-BC). Ως εκ τούτου στα εδάφη αυτά απαιτείται η άμεση εφαρμογή καλλιεργητικών μέτρων για την πρόληψη της υποβάθμισης της ποιότητας των υδάτινων πόρων.

SUMMARY

The influence of land use in the agronomic and environmental behavior of inorganic and organic phosphorus forms were examined in two different soil categories of order Alfisols; cultivated soils with various levels of available phosphorus (high, moderate, low) and native soils (forest vegetation). Twelve soil profiles that were selected from different areas of South and North Greece were examined. In all soil profiles of examined soils, the following parameters were defined: their physicochemical properties, the forms of soil phosphorus with the sequential fractionation method, their phosphorus sorption capacity with batch experiments, as well as their potential contribution to the pollution of surface/subsurface waters with the estimation of environmental index DPS_{ox} , WP and EPC_o .

According to the results of phosphorus sequential fractionation, the maximum percentage of total phosphorus in the cultivated soils and in soils with native vegetation, comprised from inorganic forms (Pi)(Total Pi: 86.67% of Pt), indicating their stronger influence in comparison to organic (Po) on the biogeochemical cycle of soil phosphorus. Between the estimated inorganic phosphorus forms, the sum of resistant and strongly adsorbed inorganic P forms on soil constituents (oxides Fe, Al) consist the prevailing Pi pool (c.HCl-Pi+ H_2SO_4/H_2O_2 -Pi: 76% of Pi,t). The predominance of these fractions confirm the high degree of soil evolution of the examined soils, additionally revealing the transformation of P from labile and no fixed to stable and strongly fixed Pi forms during the pedogenesis

Analytically, in cultivated soils, the percentage contribution of phosphorus forms to total phosphorus is directly affected from the quantity and source of applied fertilization during of cultivation period. Contrary to this, in soils with forest vegetation, the hydromorphy in combination with their chemical properties consist the major parameters in percentage ranking of phosphorus fractions in soil profile.

The influence of these parameters is equally important in the agronomical/environmental behavior of phosphorus fractions, in their relationship with soil constituent as well as in their inter-relationship between them and P sorption parameter. Consequently, the land use of studied soils in combination with the applied cultivation practices and the physicochemical properties in soils with native vegetation seems to control the dynamic of phosphorus in these studied weathered soils.

Between the two categories of examined soils, high risk of phosphorus loss on surface and subsurface waters is presented only in cultivated soils with high phosphorus availability. In these soils, and especially in profiles P1 and P2, the values of environmental parameters DPS_{ox} , WP and EPC_o are particularly high until the 59 cm and 34 cm, respectively. This result in combination with their high content of clay, indicate that the applied P-fertilization during cultivation period was too high to saturate the phosphorus sorption sites on soil constituents, resulting to the movement of surplus phosphorus forms from the surface to subsurface horizons (AB/Bt-BC). Therefore, in these soils the direct application of cultivation measures was required to prevent degradation of water quality.

«Η έγκριση της διδακτορικής διατριβής από το τμήμα Αξιοποίησης Φυσικών Πόρων και Γεωργικής Μηχανικής του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών, δεν υποδηλώνει αποδοχή των γνωμών του συγγραφέα».

Νόμος 5343/52, άρθρο 202 §2

*Αφιερώνεται,
στη μνήμη
του πατέρα μου*

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Με την παρούσα διατριβή ολοκληρώνω τον κύκλο των σπουδών μου στο Τμήμα Αξιοποίησης Φυσικών Πόρων και Γεωργικής Μηχανικής του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών. Γι' αυτό τον λόγο, επιθυμώ να εκφράσω τις ευχαριστίες μου προς όλους όσους μου συμπαραστάθηκαν στην προσπάθειά μου για την εκπόνηση της διδακτορικής μου διατριβής.

Κατ' αρχάς, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά την επιβλέπουσα Καθηγήτριά μου κα Κωνσταντίνα Χαϊντούτη για την υπόδειξη του θέματος και την ανάθεση της διδακτορικής διατριβής. Την ευχαριστώ, επίσης, για τις καθοριστικές συμβουλές και υποδείξεις της, την υπομονή και κατανόησή της για τα λάθη μου κατά τη διάρκεια της συνεργασίας μας, για τον χρόνο που αφιέρωσε κατά τη διόρθωση του κειμένου και την πολύτιμη βοήθειά της για την ολοκλήρωση αυτής της εργασίας. Τέλος, την ευχαριστώ πολύ για την οικονομική υποστήριξη που είχα κατά τη διάρκεια της διατριβής, μέσω της συμμετοχής μου στο υποέργο «ΠΕΝΕΔ 2003» της Γενικής Γραμματείας Έρευνας και Τεχνολογίας. Χωρίς αυτήν, θα ήταν αδύνατη η συμμετοχή μου σε διεθνή και ελληνικά επιστημονικά συνέδρια.

Επίσης, ευχαριστώ θερμά τον κ. Νικόλαο Μουστάκα, Καθηγητή του Γ.Π.Α και μέλος της συμβουλευτικής επιτροπής μου, για τις πολύ σημαντικές παρατηρήσεις και επισημάνσεις του, που συνέβαλαν στην αρτιότερη παρουσίαση της διατριβής. Ένα μεγάλο ευχαριστώ επιθυμώ να εκφράσω και στον κ. Ιωάννη Μάσσα, Επίκουρο Καθηγητή του Γ.Π.Α και μέλος της εξεταστικής επιτροπής μου, για την πολύτιμη βοήθειά του στη στατιστική επεξεργασία και ερμηνεία των ερευνητικών δεδομένων της διατριβής.

Ευχαριστώ πολύ και τα άλλα μέλη της επταμελούς εξεταστικής επιτροπής μου, την κα Χαρίκλεια Καλλιάνου, τον κ. Κωνσταντίνο Κοσμά, τον κ. Κωνσταντίνο Οιχαλιώτη και τον κ. Χρήστο Καραβίτη, που δέχτηκαν να αξιολογήσουν και να βαθμολογήσουν την παρούσα μελέτη.

Θερμές ευχαριστίες θα ήθελα να απευθύνω και στον κ. Διονύση Γασπαράτο, Διδάκτορα του Τμήματος Αξιοποίησης Φυσικών Πόρων και Γεωργικής Μηχανικής του Γ.Π.Α. για τις εποικοδομητικές συζητήσεις κατά τα διάφορα στάδια πειραματισμού, για την ουσιαστική συμβολή του στην αξιολόγηση των αποτελεσμάτων και στη σύνθεση της διατριβής μου.

Ολόψυχα ευχαριστώ τον συνάδελφο και υποψήφιο Διδάκτορα κ. Βασίλη Τσατήρη και τον κ. Αριστείδη Ματσούκη, Ε.Ε.ΔΙ.Π. του Γ.Π.Α, για την αμέριστη ηθική ενθάρρυνση και συμπαράσταση καθ' όλη τη διάρκεια της διατριβής.

Ιδιαίτερα σημαντική στάθηκε για την ολοκλήρωση της παρούσας διατριβής η οικονομική στήριξη που μου προσέφερε η Γενική Γραμματεία Έρευνας και Τεχνολογίας (Γ.Γ.Ε.Τ), μέσω του υποέργου ΠΕΝΕΔ 2003. Το παρόν πόνημα χρηματοδοτήθηκε κατά:

- 75% της Δημόσιας Δαπάνης από την Ευρωπαϊκή Ένωση - Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο,
- 25% της Δημόσιας Δαπάνης από το ελληνικό Δημόσιο - Υπουργείο Ανάπτυξης – Γραμματεία Έρευνας και Τεχνολογίας,

στο πλαίσιο του Μέτρου 8.3 του Ε.Π. Ανταγωνιστικότητα - Γ' Κοινωνικό Πλαίσιο στήριξης.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω βαθύτατα την οικογένειά μου και τον σύντροφό μου Αθανάσιο Ρέτσα που μου συμπαραστάθηκαν με μεγάλη υπομονή και με στήριξαν σε δύσκολες στιγμές όλο το διάστημα της εκπόνησης της διδακτορικής διατριβής.

Με εκτίμηση

Μαρίνα Μπαστουνοπούλου

Αθήνα, 2012

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ	1
I. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΗ ΕΝΗΜΕΡΩΣΗ	2
1.1 Γενικά για τα εδάφη της τάξης των Alfisols	3
1.2 Γενικά για το φώσφορο	3
1.2.1 Γενικά για το φώσφορο στο έδαφος	3
1.2.2 Μορφές του φωσφόρου στο έδαφος	4
1.2.2α Ανόργανος φώσφορος	4
1.2.2β Οργανικός φώσφορος	5
1.2.2γ Ανοργανοποίηση ή ορυκτοποίηση οργανικού φωσφόρου	6
1.2.2δ Ακινητοποίηση οργανικού φωσφόρου	6
1.3 Διαδοχική κλασμάτωση του εδαφικού φωσφόρου	8
1.4 Επίδραση του φωσφόρου στα εδαφικά και υδάτινα οικοσυστήματα	10
1.5 Προσρόφηση του φωσφόρου	11
1.5.1 Γενικά για την προσρόφηση του φωσφόρου	11
1.5.2 Μηχανισμοί προσρόφησης του φωσφόρου	12
1.5.2α Επιφανειακή προσρόφηση του φωσφόρου (adsorption P)	12
1.5.2β Απορρόφηση του φωσφόρου (absorption P)	13
1.5.3 Ισόθερμες προσρόφησης φωσφόρου	15
1.5.3α Η εξίσωση του Langmuir	15
1.5.3β Η εξίσωση του Freundlich	16
II. ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ	18
2.1 Κλίμα των περιοχών μελέτης	18
2.1.1 Κλίμα του νομού Ηρακλείου της νήσου Κρήτης	18
2.1.2 Κλίμα του νομού Ξάνθης	23
2.1.3 Κλίμα του νομού Κιλκίς	27
2.2 Γεωλογία των περιοχών μελέτης	30
2.2.1 Γεωλογία του νομού Ηρακλείου της νήσου Κρήτης	30
2.2.2 Γεωλογία του νομού Ξάνθης	31
2.2.3 Γεωλογία του νομού Κιλκίς	32
III. ΥΛΙΚΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ	37
3.1 Επιλογή των εδαφοτομών	37
3.2 Προσδιορισμός των βασικών εδαφικών ιδιοτήτων	37
3.2.1 Μηχανική Ανάλυση	37
3.2.2 Ικανότητα Ανταλλαγής Κατιόντων	38
3.2.3 Ανταλλάξιμα Κατιόντα	38

3.2.4	Ενεργότητα ιόντων υδρογόνου (pH)	38
3.2.5	Οργανική ουσία	38
3.2.6	Ολικό άζωτο	38
3.2.7	Ολικά Ανθρακικά άλατα	38
3.2.8	Προσδιορισμός του εδαφικού pH με τη μέθοδο του φθοριούχου νατρίου (pH _{NaF})	38
3.3	Προσδιορισμός των μορφών του σιδήρου, του αργιλίου και του μαγγανίου	39
3.3.1	Άμορφα οξείδια	39
3.3.2	Ελεύθερα οξείδια	39
3.3.3	Οξείδια συνδεδεμένα με την οργανική ουσία	39
3.3.4	Ολικές μορφές οξειδίων	39
3.4	Προσδιορισμός του ολικού φωσφόρου με τη μέθοδο υγρής οξείδωσης	39
3.4.1	Προσδιορισμός του ολικού φωσφόρου με H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂	39
3.4.2	Προσδιορισμός του ολικού φωσφόρου με HCl/HNO ₃ (aqua regia)	40
3.5	Μέθοδοι εκχύλισης του εδαφικού φωσφόρου	40
3.5.1	Εκχύλιση του εδαφικού φωσφόρου με απιονισμένο νερό (WP)	40
3.5.2	Εκχύλιση του εδαφικού φωσφόρου με τη μέθοδο του όξινου οξαλικού αμμωνίου (P _{ox})	40
3.5.3	Εκχύλιση του εδαφικού φωσφόρου με τη μέθοδο του όξινου ανθρακικού νατρίου (Olsen-P)	40
3.6	Κλασμάτωση του εδαφικού φωσφόρου	40
3.7	Προσρόφηση του φωσφόρου	42
3.8	Δείκτης Προσρόφησης φωσφόρου-PSI	43
3.9	Εκτίμηση του δείκτη DPS_{ox}	43
3.10	Στατιστική ανάλυση των αποτελεσμάτων	43
IV.	ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ	44
4.1	Περιγραφές εδαφοτομών και αναλυτικά δεδομένα	44
4.1.1	Καλλιεργούμενα εδάφη	44
4.1.1α	Καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P	44
•	Περιγραφή και αναλυτικά δεδομένα των εδαφοτομών P1, P2 και P3	44
4.1.1β	Καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου	54
•	Περιγραφή και αναλυτικά δεδομένα των εδαφοτομών P4, P5 και P6	54
4.1.1γ	Καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου	54
•	Περιγραφή και αναλυτικά δεδομένα των εδαφοτομών P7, P8 και P9	64

4.1.2 Εδάφη με φυσική βλάστηση	74
• Περιγραφή και αναλυτικά δεδομένα των εδαφοτομών P10, P11 και P12	74
4.2 Αξιολόγηση των αποτελεσμάτων των βασικών φυσικοχημικών ιδιοτήτων	83
4.2.1 Κοκκομετρική σύσταση	83
4.2.2 pH	83
4.2.3 Ανθρακικό ασβέστιο	84
4.2.4 Οργανική ουσία και ολικό άζωτο	84
4.2.5 Ανταλλάξιμα κατιόντα	84
4.2.6 Ικανότητα ανταλλαγής κατιόντων	85
4.2.7 Οξειδία του σιδήρου, του αργιλίου και του μαγγανίου	85
4.2.8 pH_{NaF}	90
4.3 Οι μορφές του φωσφόρου στα Alfisols	92
4.3.1 Ολικός φώσφορος	92
4.3.2 Διαδοχική κλασμάτωση του φωσφόρου σε εδάφη Alfisols	95
4.3.2α. Κλασμάτωση του φωσφόρου σε καλλιεργούμενα εδάφη	95
4.3.2α ₁ Κλασμάτωση του φωσφόρου σε καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου	95
4.3.2α ₂ Κλασμάτωση του φωσφόρου σε καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή και μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου	106
4.3.2β Κλασμάτωση του φωσφόρου σε εδάφη με φυσική βλάστηση	124
4.3.3 Μελέτη των σχέσεων μεταξύ των κλασμάτων του P και των εδαφικών ιδιοτήτων	136
4.3.3α Καλλιεργούμενα εδάφη	136
4.3.3α ₁ Καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου	136
4.3.3α ₂ Καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή και μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου	139
4.3.3α ₃ Σύνολο γεωργικών εδαφών	143
4.3.3β Εδάφη με φυσική βλάστηση	146
4.3.4 Μελέτη των συσχετίσεων μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου	149
4.3.4α Καλλιεργούμενα εδάφη	149
4.3.4α ₁ Καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου	149
4.3.4α ₂ Καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή και μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου	152
4.3.4β Εδάφη με φυσική βλάστηση	157
4.4. Προσρόφηση του φωσφόρου σε εδάφη Alfisols	161
4.4.1 Προσρόφηση του φωσφόρου σε καλλιεργούμενα εδάφη	161
4.4.1α Προσρόφηση φωσφόρου σε καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου	161

4.4.1β Προσρόφιση του φωσφόρου σε καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή και μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου	166
4.4.1γ Προσρόφιση του φωσφόρου σε εδάφη με φυσική βλάστηση	176
4.4.2 Συσχέτιση μεταξύ των παραμέτρων προσρόφισης και των κλασμάτων του φωσφόρου	182
4.4.2α Καλλιεργούμενα εδάφη	182
4.4.2α ₁ Καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου	182
4.4.2α ₂ Καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή και μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου	183
4.4.2α ₃ Σύνολο γεωργικών εδαφών	184
4.4.2β Εδάφη με φυσική βλάστηση	185
4.4.3 Μελέτη των σχέσεων μεταξύ της προσρόφισης φωσφόρου – του δείκτη προσρόφισης φωσφόρου και pH_{NaF}	189
4.5. Εκτίμηση των απωλειών του φωσφόρου από το έδαφος προς τους υδάτινους αποδέκτες	193
4.5.1α Εκτίμηση των απωλειών του φωσφόρου σε καλλιεργούμενα εδάφη	193
4.5.1α ₁ Εκτίμηση των απωλειών του φωσφόρου σε καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου	193
4.5.1α ₂ Εκτίμηση των απωλειών του φωσφόρου σε καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή και μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου	199
4.5.1β Εκτίμηση των απωλειών του φωσφόρου σε εδάφη με φυσική βλάστηση	204
4.5.2 Συσχετίσεις μεταξύ των περιβαλλοντικών παραμέτρων και των κλασμάτων του φωσφόρου	208
ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	215
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	222
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ	247
ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΠΙΝΑΚΩΝ	265
ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΧΗΜΑΤΩΝ	274
ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΕΙΚΟΝΩΝ	279
ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΔΗΜΟΣΙΕΥΣΕΩΝ	280

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Την τελευταία 20ετία, οι ανόργανες και οργανικές μορφές του εδαφικού φωσφόρου (P) παρουσιάζουν ιδιαίτερο πεδογενετικό και περιβαλλοντικό ενδιαφέρον τόσο στα τροπικά όσο και στα μεσογειακά εδαφικά συστήματα. Πιο συγκεκριμένα, σημαντικά συμπεράσματα για την πορεία της εδαφογένεσης και, συνεπώς, για τις πεδογενετικές διεργασίες που έχουν λάβει χώρα μπορούν να διεξαχθούν, εξετάζοντας την ποσοστιαία κατανομή των μορφών του φωσφόρου με το βάθος, σε εδάφη που τελούν υπό διαφορετικές πεδοκλιματικές συνθήκες. Επιπρόσθετα, η γνώση των μετατροπών και της μετακίνησης των κλασμάτων του P σε κατώτερους εδαφικούς ορίζοντες, η οποία εξαρτάται από τη χρήση γης των εδαφών, το βαθμό της εξέλιξής τους και την περιεκτικότητά τους σε ενεργά συστατικά δέσμευσης του P, μπορεί να συμβάλλει στη διαμόρφωση μιας στρατηγικής ελέγχου και της διαχείρισης των φωσφορικών εισροών στα γεωργικά εδάφη, καθώς και στην αντιμετώπιση των δυνητικών απωλειών του P από εδάφη με φυσική βλάστηση, με ευνοϊκές όμως συνθήκες μετακίνησης του P στην εδαφική κατατομή.

Στην παρούσα μελέτη, η δυναμική του φωσφόρου μελετήθηκε σε εξελιγμένα εδάφη (Alfisols), ώστε να κατανοηθούν επαρκώς οι παράγοντες οι οποίοι καθορίζουν:

- τους βιογεωχημικούς μετασχηματισμούς του φωσφόρου υπό διαφορετικές χρήσεις γης,
- την αγρονομική και περιβαλλοντική συμπεριφορά των οργανικών και ανόργανων μορφών του φωσφόρου και
- το δυνητικό κίνδυνο των απωλειών τους από το εδαφικό σύστημα στα επιφανειακά και υπόγεια ύδατα.

Γι' αυτό τον σκοπό επιλέχθηκαν 12 εδαφοτομές από διαφορετικές περιοχές της Βόρειας και της Νότιας Ελλάδας (νομός Ξάνθης, νομός Κιλκίς και νομός Ηρακλείου Κρήτης, αντίστοιχα), οι οποίες κατατάσσονται σε δυο κύριες κατηγορίες, βάσει της χρήσης γης τους: α) καλλιεργούμενα εδάφη (εδάφη με υψηλή, μέτρια και χαμηλή διαθεσιμότητα P) [από P1 έως P9], β) εδάφη με φυσική (δασική) βλάστηση [P10, P11 και P12].

Αναλυτικότερα, στο πρώτο κεφάλαιο γίνεται μία σύντομη ανασκόπηση της βιβλιογραφίας σε θέματα σχετικά με τα εδάφη της τάξης των Alfisols, τις ανόργανες και οργανικές μορφές του εδαφικού φωσφόρου, τους μηχανισμούς προσρόφησης του P καθώς και με την επίδραση των δυνητικών απωλειών του στα επιφανειακά και υπόγεια ύδατα.

Στο δεύτερο κεφάλαιο περιγράφεται το κλίμα και η γεωλογία των υπό μελέτη περιοχών, ενώ στο τρίτο περιγράφονται οι εργαστηριακές αναλύσεις που πραγματοποιήθηκαν, για τη μελέτη της αγρονομικής και περιβαλλοντικής συμπεριφοράς των μορφών του εδαφικού φωσφόρου.

Στο τέταρτο κεφάλαιο γίνεται αναλυτική περιγραφή των εδαφοτομών και των βασικών φυσικοχημικών τους ιδιοτήτων. Επιπρόσθετα, αναλύονται τα πειραματικά αποτελέσματα, τα οποία προέκυψαν από τη διαδοχική κλασμάτωση του P, την προσρόφηση P καθώς και από την εκτίμηση του δείκτη των δυνητικών απωλειών του P από το εδαφικό σύστημα, σε κάθε κατηγορία των εξεταζόμενων εδαφών.

Τέλος, στο πέμπτο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα κυριότερα συμπεράσματα, τα οποία διεξάχθηκαν από τη μελέτη της δυναμικής του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα και με φυσική βλάστηση εδάφη καθώς και από τη συγκριτική εξέτασή τους.

I. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΗ ΕΝΗΜΕΡΩΣΗ

1.1 Γενικά για τα εδάφη της τάξης των Alfisols

Τα Alfisols είναι η τάξη των εδαφών που βρίσκονται σε προχωρημένο στάδιο εδαφογένεσης, με αργιλικό ή fragipan ορίζοντα με λεπτές επικαλύψεις αργίλου, με απουσία οξικού ή σποδικού ορίζοντα ή μολλικού επιπέδου (με εξαιρέσεις) και με βαθμό κορεσμού με βάσεις 35% ή περισσότερο στους κατώτερους εδαφικούς ορίζοντες (Soil Survey Staff, 2010).

Τα Alfisols απαντώνται σε περιοχές με ημίξηρα έως υγρά κλίματα, με ανοιχτόχρωμες επιφάνειες (γκρι έως καφέ επιφανειακούς ορίζοντες, συνήθως ωχρό επίπεδο) και υπεδάφη μετρίως πλούσια σε βασικά κατιόντα, τα οποία έχουν σχηματιστεί τουλάχιστον εν μέρει, από την κίνηση της αργίλου από τους υπερκείμενους ορίζοντες στο υπέδαφος.

Τα περισσότερα Alfisols, αναπτύσσονται κάτω από δασική βλάστηση με φυλλοβόλα δένδρα, σε υγρά κλίματα και βοσκότοπους ή βλάστηση σαβάνας σε ξηρότερα καθεστώτα. Σε πηλώδη και ιλυώδη Alfisols υγρών περιοχών, οι ορίζοντες fragipans δεν είναι ασυνήθιστοι. Σε ξηρότερα κλίματα, η μη ολοκληρωμένη έκπλυση αλάτων και ανθρακικών μπορεί, να έχει ως αποτέλεσμα συγκεντρώσεις δευτερογενών ανθρακικών, γύψου, άμορφου χαλαζία ή εμπλουτισμό με ανταλλάξιμο Na. Επειδή η διαδικασία σχηματισμού των Alfisols απαιτεί χρόνο και ενέργεια, τα περισσότερα έχουν βρεθεί σε επιφάνειες γεωμορφής, οι οποίες είναι πλειστόκαινης περιόδου ή ακόμα και παλαιότερης (Soil Survey Staff, 2010).

Τα Alfisols σχηματίζονται σε ευρεία ποικιλία μητρικών υλικών, τα οποία περιλαμβάνουν παγετώδεις λιθώνες, ασβεστόχο πηλό, αιολικές άμμους, υπολείμματα από ασβεστόλιθο, ψαμμίτη, ιλυόλιθους και αργιλικούς σχιστόλιθους, όξινα εκρηξιγενή και μεταμορφωμένα πετρώματα, βασικά εκρηξιγενή και μεταμορφωμένα πετρώματα, λιμνιαία ιζήματα, κολλούβια που παράγονται από όξινους αργιλικούς σχιστόλιθους και ιλυόλιθους, βασάλτη, παράκτιες αποθέσεις και αλλούβια.

Τα εδάφη αυτά απαντώνται περισσότερο σε λόφους με μέτριες κλίσεις ή με κυρτές επιφάνειες. Σε απότομες κλίσεις, η μετακίνηση της αργίλου είναι περιορισμένη, γιατί το έδαφος είναι πολύ ρηχό ή πετρώδες ή γιατί τα ορυκτά μετακινούνται σε χαμηλές θέσεις, με αποτέλεσμα το σχηματισμό των εδαφών, που ανήκουν στην τάξη των Inceptisols και Entisols (Rust, 1991).

Γενικά, τα Alfisols παρόλο που είναι τα πιο εξελιγμένα εδάφη στην Ελλάδα, θεωρούνται παραγωγικά εδάφη και παρατηρούνται συχνά σε γεωργικές περιοχές, όπου ασκείται το μεγαλύτερο ποσοστό της σύγχρονης γεωργίας. Επειδή είναι μετρίως όξινα, συχνά θεωρείται απαραίτητη, η εφαρμογή ανθρακικού ασβεστίου για τη βελτίωση του εδαφικού pH και την αύξηση της φυτικής παραγωγής. Επίσης, επειδή βρίσκονται συχνά σε απότομες κλίσεις, είναι ευάλωτα στη διάβρωση. Γι' αυτό το λόγο, οι περιοχές με τις πιο απότομες κλίσεις, πρέπει να διατηρούνται δασώδεις, να μην αποψιλώνονται ή αν έχουν ήδη καλλιεργηθεί, να επιστρέψουν στη φυσική τους κατάσταση. Η αμειψισπορά και η παραμονή της φυτοκάλυψης στην επιφάνεια του εδάφους από φυτικά υπολείμματα είναι ιδανικά καλλιεργητικά μέτρα για τη διασφάλιση της γεωργίας (για μεγάλη διάρκεια) σε αυτά τα εδάφη (Brady and Weil, 2008).

Οι υποτάξεις των Alfisols είναι : Aqualfs, Boralfs, Ustalfs, Xeralfs και Udalfs. Τα εδάφη που εξετάστηκαν στην παρούσα μελέτη ανήκουν στην υπόταξη των Xeralfs, η οποία αντιπροσωπεύεται από εδάφη με καθεστώδες εδαφικής υγρασίας xeric. Απαντούν σε περιοχές με μεσογειακό κλίμα, όπου η βροχόπτωση συμβαίνει κατά τη διάρκεια της υγρής εποχής και τα καλοκαίρια είναι θερμά και ξηρά (Hallmark and Franzmeier, 2000).

Οι Udo and Ogunwale (1977) και Roberts et al. (1985) αναφέρουν ότι το μέρος του κύκλου του φωσφόρου, που στηρίζεται στις γεωχημικές διεργασίες, ελέγχεται αρχικά από το μητρικό υλικό και από τις εδαφικές ιδιότητες, που είναι αποτέλεσμα της εδαφογένεσης. Το μητρικό υλικό και το κλίμα καθορίζουν το συνολικό ρυθμό αποσάθρωσης και αυτοί οι παράγοντες επηρεάζουν την ισορροπία του φωσφόρου στο έδαφος (απώλειες-διατήρηση)(Gardner, 1990).

Αντίστοιχα, το μέρος του φωσφόρου, που στηρίζεται στις βιολογικές διεργασίες, ελέγχεται κυρίως από την αποσύνθεση, τη διαλυτοποίηση και την ορυκτοποίηση, που συντελείται από τα βακτήρια και τους μύκητες και δευτερευόντως από τις διαδικασίες απορρόφησης θρεπτικών στοιχείων από τα φυτά (Smeck, 1985, Walbridge, 1991).

Η γνώση των διαφόρων μορφών του φωσφόρου στο έδαφος, των βιολογικών και γεωχημικών μετασχηματισμών τους με την εξέλιξη των εδαφών καθώς και η αλληλεπίδραση αυτών με το ευρύτερο περιβάλλον, συντελούν στην ορθή εφαρμογή της P-λίπανσης στα καλλιεργούμενα εδάφη και συνεπώς στην πρόληψη της υποβάθμισης της ποιότητας των εδαφικών πόρων και των επιφανειακών/υπογείων υδάτων (Higgs et al., 2000).

1.2.2 Μορφές του φωσφόρου στο έδαφος

Στο έδαφος απαντώνται τόσο ανόργανες όσο και οργανικές μορφές φωσφόρου, με διαφορετική βιοδιαθέσιμότητα. Τόσο ο οργανικός (Po), όσο και ο ανόργανος φώσφορος (Pi) συμμετέχουν στις διάφορες διαδικασίες και έχουν σημαντικό ρόλο στην ανάπτυξη των φυτών. Σημαντικότερο ρόλο στη θρέψη των φυτών, εμφανίζουν κυρίως οι ανόργανες ενώσεις του εδαφικού φωσφόρου (Turner et al., 2004, 2007).

1.2.2α Ανόργανος φώσφορος

Από όλα τα μακροστοιχεία, που βρίσκονται στο έδαφος, ο φώσφορος υπάρχει σε κατά πολύ μικρότερες ποσότητες στο διάλυμα ή σε άμεσα διαλυτές μορφές. Τα φαινόμενα που ελέγχουν τη συγκέντρωση του φωσφόρου στο εδαφικό διάλυμα και τη μετακίνησή του στην εδαφική κατατομή είναι:

- Η διαλυτότητα των πρωτογενών ορυκτών του φωσφόρου στο έδαφος (π.χ. απατίτης),
- Η προσρόφηση των φωσφορικών ιόντων στις επιφάνειες των εδαφικών συστατικών (οργανική ουσία, οξείδια Fe, Al, φωσφορικά άλατα) ή κατακρίμνησή τους (Brady and Weil, 2008).

Στην πράξη είναι πολύ δύσκολος ο διαχωρισμός αυτών των δυο τύπων αντιδράσεων ή ακόμα ο προσδιορισμός της φύσης των ανόργανων ενώσεων P που περιέχονται σε κάθε έδαφος.

Οι περισσότερες ανόργανες ενώσεις του εδαφικού φωσφόρου (Pi) διαιρούνται σε δυο κατηγορίες:

❖ Αυτές που περιέχουν ασβέστιο (Ca-P): Είναι πολύ διαλυτές όσο το pH μειώνεται, έτσι σε όξινα εδάφη έχουν την τάση να διαλυτοποιούνται και να εξαφανίζονται. Αντίθετα, σε υψηλές τιμές pH είναι πολύ σταθερές ενώσεις και αποτελούν τις κυρίαρχες μορφές P σε ουδέτερα και αλκαλικά εδάφη. Στον πίνακα 1, παρουσιάζονται οι πιο κοινές φώσφορο-ασβεστούχες ενώσεις (Ca-P). Πιο συγκεκριμένα, οι απατίτες είναι ελάχιστα διαλυτοί και ως εκ τούτου ελάχιστα διαθέσιμοι για τα φυτά. Αντίθετα, το φωσφορικό μονοασβέστιο και διασβέστιο αποτελούν ευδιάλυτες και άμεσα διαθέσιμες ενώσεις P, αλλά υπάρχουν σε μικρές

ποσότητες στα εδάφη εξαιτίας του άμεσου μετασχηματισμού τους σε περισσότερο αδιάλυτες Ca-P μορφές.

❖ Αυτές που περιέχουν σίδηρο, αργίλιο και λιγότερα συχνά μαγνήσιο (Fe-P, Al-P, Mn-P): Σε αντίθεση με τις φώσφορο-ασβεστούχες ενώσεις, έχουν πολύ μικρή διαλυτότητα σε ισχυρά όξινα εδάφη και γίνονται περισσότερο διαλυτές όσο το pH αυξάνει. Έτσι, οι ενώσεις αυτές είναι πολύ σταθερές και κυρίαρχες σε όξινα εδάφη, ενώ παρουσιάζουν μεγάλη αστάθεια σε αλκαλικά εδάφη. Παράδειγμα τέτοιων ενώσεων είναι ο στρεγκίτης και ο βαρισκίτης (Πίνακας 1).

Πίνακας 1: Κοινές ανόργανες φωσφορικές ενώσεις (Brady and Weil, 2008).

Ενώσεις-Ca		Ενώσεις-Fe,Al
Φωσφορικό μονασβέστιο $\text{Ca}_8(\text{H}_2\text{PO}_4) \bullet \text{H}_2\text{O}$	Φθοροαπατίτης $[3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2] \bullet \text{CaF}_2$	Στρεγκίτης $\text{FePO}_4 \bullet 2\text{H}_2\text{O}$
Φωσφορικό διασβέστιο $\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4) \bullet 2\text{H}_2\text{O}$	Υδροξυαπατίτης $[3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2] \bullet \text{Ca}(\text{OH})_2$	
Φωσφορικό τριασβέστιο $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$		Βαρισκίτης $\text{AlPO}_4 \bullet 2\text{H}_2\text{O}$
Φωσφορικό οκτασβέστιο $\text{Ca}_8\text{H}_2(\text{PO}_4)_6 \bullet 5\text{H}_2\text{O}$	Οξυαπατίτης $[3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2] \bullet \text{CaO}$	

1.2.2β Οργανικός φώσφορος

Τα εδάφη περιέχουν μια σημαντική ποσότητα οργανικού φωσφόρου (Po:200-3000 ppm) (Harrison, 1987), η οποία έχει μικρή διαθεσιμότητα για τα φυτά (<1% του Po), εξαιτίας της ισχυρής προσρόφησης του Po στα εδαφικά κolloειδή (Kogel-Knabner, 2006). Οι Shand et al. (1994) αναφέρουν ότι η συγκέντρωση του ολικού οργανικού φωσφόρου αντιπροσωπεύει συνήθως το 15-80% του ολικού φωσφόρου (Pt) στα τροπικά εδάφη, ενώ >50% του Pt στο εδαφικό διάλυμα.

Οι κύριες οργανικές ενώσεις του οργανικού φωσφόρου (Po) που υπάρχουν στο έδαφος χωρίζονται σε τρεις ομάδες:

- **Φωσφορικοί μονοεστέρες**

Οι φωσφορικοί μονοεστέρες αποτελούν τις επικρατέστερες Po μορφές στο εδαφικό σύστημα, αντιπροσωπεύοντας το 10%-50% του ολικού οργανικού φωσφόρου (Po,t). Η κυρίαρχη μορφή φωσφορικού μονοεστέρα στα εδάφη είναι τα φωσφορικά άλατα της ινσιτόλης ($\text{C}_6\text{H}_6(\text{OH})_6$), τα οποία παρουσιάζονται κυρίως με τη στερεοϊσομερή μορφή της myo-inositol hexakiphosphate (Kogel-Knabner, 2006). Σύμφωνα με τους Stevenson and Cole (1999) και Turner et al. (2004), τα φωσφορικά άλατα της ινσιτόλης αποτελούν πολύ σταθερές οργανοφωσφορικές ενώσεις, εξαιτίας της ισχυρής προσρόφησης τους στα εδαφικά κolloειδή, τόσο σε αλκαλικές, όσο και σε όξινες συνθήκες. Οι Trasar-Cepeda et al. (1989) και Gil-Stores et al. (1990) μελετώντας τις οργανικές μορφές του P με τη μέθοδο $^{31}\text{P-NMR}$ σε όξινα εδάφη, παρατήρησαν αρνητική συσχέτιση της συγκέντρωσης των φωσφορικών μονοεστέρων με το εδαφικό pH και τα ελεύθερα οξείδια του σιδήρου, επιβεβαιώνοντας έτσι τον προστατευτικό ρόλο των εδαφικών κolloειδών στη μικροβιακή αποδόμηση του Po. Αντίθετα, οι Turner et al. (2004) υποστηρίζουν ότι στα ουδέτερα και αλκαλικά εδάφη, ο σχηματισμός των σταθερών οργανικών φωσφορικών ενώσεων οφείλεται στην προσρόφηση των φωσφορικών μονοεστέρων στις ενεργές επιφάνειες των αργιλικών ορυκτών και της οργανικής ουσίας.

- **Φωσφορικοί διεστέρες**

Στην κατηγορία αυτή, ανήκουν τα νουκλεϊκά οξέα (DNA, RNA), τα φωσφορολιπίδια καθώς και τα «teichoic» οξέα, τα οποία αντιπροσωπεύουν το 10% του ολικού οργανικού φωσφόρου στα εδάφη (Turner et al., 2004). Μεταξύ των ενώσεων αυτών, σε υψηλότερες συγκεντρώσεις παρατηρούνται τα νουκλεϊκά οξέα, τα οποία παράγονται κατά την αποσύνθεση των φυτικών υπολειμμάτων από τους εδαφικούς μικροοργανισμούς. Αντίθετα, τα φωσφορολιπίδια συμβάλλουν μόνο στο 1% του Po και προέρχονται κυρίως από τη μικροβιακή βιομάζα των μυκήτων και των βακτηρίων.

Οι Summan et al. (1998) και Makarov et al. (2002), μελετώντας τη συμπεριφορά των φωσφορικών διεστέρων σε εδάφη με διαφορετικές φυσικοχημικές ιδιότητες και περιβαλλοντικές συνθήκες κατέληξαν στο συμπέρασμα, ότι σε όξινα εδάφη, κορεσμένα με νερό ή με καθεστώς εδαφικής θερμοκρασίας cryic παρατηρούνται υψηλές συγκεντρώσεις νουκλεϊκών οξέων, ενώ τα εδάφη με αυξημένη μικροβιακή δραστηριότητα χαρακτηρίζονται από υψηλά επίπεδα φωσφορολιπιδίων και «teichoic» οξέων.

- **Φωσφοροπρωτεΐνες (ίχνη)**

Εκτός από τις προαναφερόμενες οργανικές ενώσεις υπάρχουν και άλλες, των οποίων η ταυτότητα και η ποσότητα δεν έχουν πλήρως κατανοηθεί, αφού μόνο το 50-70% του ολικού οργανικού εδαφικού P έχει προσδιοριστεί μέχρι σήμερα (Turner et al., 2004).

Σημαντικό ρόλο στη διαθεσιμότητα του οργανικού φωσφόρου και γενικότερα στη συμπεριφορά του στο εδαφικό σύστημα, κατέχουν οι διεργασίες της ορυκτοποίησης και της ακινητοποίησης του Po, οι οποίες περιγράφονται αναλυτικά στις υποενότητες 1.2.2γ και 1.2.2δ, αντίστοιχα.

1.2.2γ Ανοργανοποίηση ή ορυκτοποίηση του οργανικού φωσφόρου

Η ανοργανοποίηση του οργανικού φωσφόρου αποτελεί μία από τις σημαντικότερες διεργασίες, η οποία εμπλουτίζει τα ανεπαρκή σε P εδάφη, με διαθέσιμες Pi ενώσεις για την αναπτυσσόμενη καλλιέργεια (Taranto et al., 2000). Σύμφωνα με τους Richardson et al. (2004), κατά την ορυκτοποίηση του Po, οι χημικοί δεσμοί των οργανικών φωσφορικών ενώσεων (C-O-P, P-O-P και C-P) υδρολύονται, δηλαδή διασπώνται με τη δράση ειδικών φωσφορικών ενζύμων (φωσφατάσεων). Η διεργασία αυτή ελέγχεται κυρίως από τη μικροβιακή δραστηριότητα και γι' αυτό θεωρείται πιο ωφέλιμη για τα φυτά, όταν λαμβάνει χώρα κοντά στη ριζόσφαιρα, όπου και εμφανίζεται η υψηλότερη ενζυμική δραστηριότητα (George et al., 2002b, Richardson et al., 2004). Οι McGill and Cole (1981) και Harisson et al. (1982a) αναφέρουν ότι η παραγωγή των ενζύμων (π.χ. φωσφοϋδρολάση), τα οποία καταλύουν την ορυκτοποίηση του Po καθορίζεται από τα επίπεδα του διαθέσιμου P. Δηλαδή, σε εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P, η σύνθεση της φωσφοϋδρολάσης καταστέλλεται με αποτέλεσμα, ο Po να συσσωρεύεται σε αντίθεση με τον οργανικό άνθρακα, με συνέπεια να επικρατούν εδαφικά οργανικά υλικά με λόγο C:Po<100. Αντίθετα, σε εδάφη με χαμηλά επίπεδα διαθέσιμου φωσφόρου, η σύνθεση του ενζύμου αυξάνεται, με αποτέλεσμα, να κυριαρχούν οργανικά υλικά με C:Po≥ 200 λόγω της γρηγορότερης ανοργανοποίησης του Po συγκριτικά με την αντίστοιχη του οργανικού C.

1.2.2δ Ακινητοποίηση του οργανικού φωσφόρου

Σε αντίθεση με την ορυκτοποίηση, η ακινητοποίηση του οργανικού φωσφόρου συμβάλλει στο σχηματισμό δυσδιάλυτων οργανικών φωσφορικών ενώσεων, με αποτέλεσμα τη συσσώρευση και την υψηλή συγκέντρωση του Po στα εδάφη. Σύμφωνα

με τους Celi and Barberis (2004) οι μηχανισμοί, οι οποίοι συμβάλλουν στην ακινητοποίηση του Po είναι δυο:

- a) οι αντιδράσεις προσρόφησης και κατακρήμνισης των οργανικών φωσφορικών ιόντων με τα εδαφικά κolloειδή (άργιλος, οξειδία Fe, Al, CaCO₃),
- b) η δέσμευση του οργανικού φωσφόρου (Po) στα χουμικά συστατικά του εδάφους.

Οι Harrison (1987) και Pant et al. (1994) μελετώντας την προσρόφηση του Po (myo-inositol hexakiphosphate) και του Pi στα οξειδία του σιδήρου παρατήρησαν, ότι τα οργανοφωσφορικά ιόντα προσροφώνται έως και 5 φορές περισσότερο συγκριτικά με τα ανόργανα. Οι Celi and Barberis (2004) υποστηρίζουν ότι η ικανότητα του οργανικού φωσφόρου να σχηματίζει σύμπλοκα ή κατακρημνίσματα με τα μεταλλικά κατιόντα, καθορίζεται από τη χημική μορφή της οργανοφωσφορικής ένωσης και ειδικότερα από τον αριθμό των φωσφορικών ομάδων, που υπάρχουν στο μόριο της. Σύμφωνα με τους Nolan et al. (1987) το γεγονός αυτό συντελεί, ώστε τα φωσφορικά άλατα της ινσιτόλης να αντιδρούν ευκολότερα με πολυσθενή κατιόντα (Cu²⁺, Fe³⁺, Ca²⁺) συγκριτικά με τους φωσφορικούς διεστέρες, σχηματίζοντας δύσκολα υδρολυόμενα οργανοφωσφορικά σύμπλοκα, σε εδάφη με ουδέτερη έως ελαφρώς αλκαλική αντίδραση.

1.3 Διαδοχική κλασμάτωση του εδαφικού φωσφόρου

Σύμφωνα με πρόσφατη βιβλιογραφική ανασκόπηση των Negassa and Leinweber (2009) και Yang and Post (2011), η διαδοχική κλασμάτωση του φωσφόρου αποτελεί την πιο ευρέως εφαρμοζόμενη μεθοδολογία για την πλήρη κατανόηση των βιολογικών και γεωχημικών μεταβολών των μορφών του φωσφόρου τόσο με το χρόνο, όσο και με τις εφαρμοζόμενες καλλιεργητικές τεχνικές στα φυσικά και αγροτικά οικοσυστήματα, αντίστοιχα.

Η διαδικασία της κλασμάτωσης, που εφαρμόστηκε στην παρούσα διατριβή για τη μελέτη της αγρονομικής και περιβαλλοντικής συμπεριφοράς των Pi και Po μορφών του εδαφικού P, βασίστηκε στη διαδικασία, που ανέπτυξε ο Hedley και οι συνεργάτες του (1982), όπως αυτή τροποποιήθηκε από τους Tiessen και Moir (1993) και Gasparatos et al. (2004). Έγκειται στην απομάκρυνση φωσφορικών ιόντων από το εδαφικό διάλυμα με τη χρήση μιας σειράς αποτελεσματικών και ολοένα αυξανόμενης ισχύος αντιδραστηρίων. Σε κάθε στάδιο της κλασμάτωσης αυτής, στα εκχυλιζόμενα «προϊόντα» μπορεί να αποδοθεί ένας ρόλος, ο οποίος βοηθάει στο να χαρακτηριστούν οι διάφορες μορφές του φωσφόρου (Πίνακας 2).

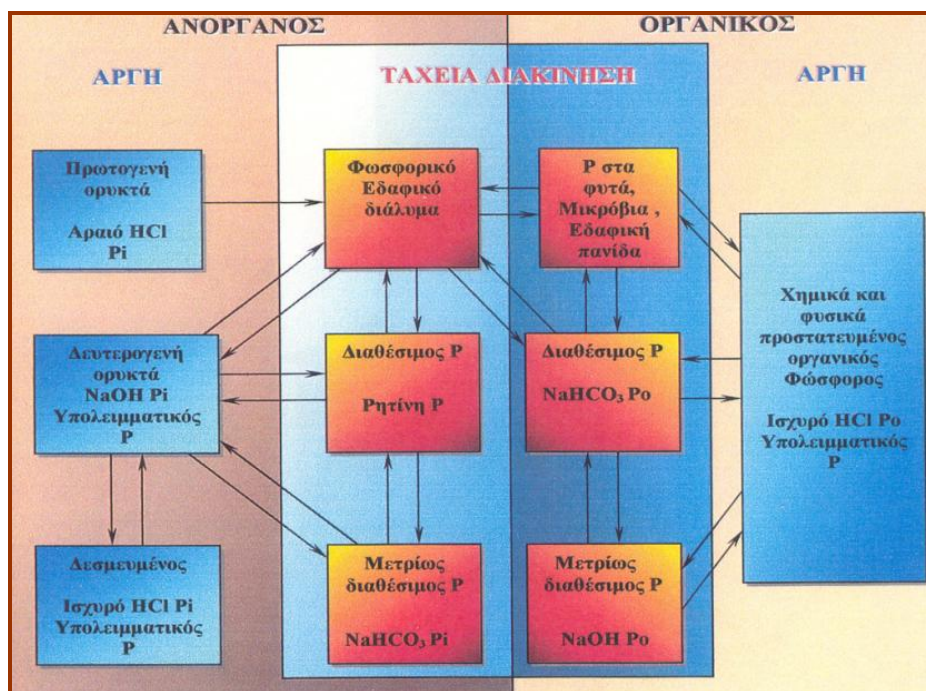
Πίνακας 2: Βιογεωχημική σημασία των διαφόρων μορφών του εδαφικού φωσφόρου, που εξάγονται κατά τη διαδικασία της κλασμάτωσης (Cross και Schlesinger, 1995).

Εκχυλιζόμενες μορφές P	Γεωχημική σημασία	Οικολογική σημασία
Ρητίνη-Pi	Μη δεσμευμένες: Υδατοδιαλυτός φώσφορος και άμεσα ανταλλάξιμος με το εδαφικό δ/μα.	Βιοδιαθέσιμες για τα φυτά, Ταχεία διακίνηση
NaHCO ₃ -Pi	Μη δεσμευμένες: Φώσφορος ασθενώς προσροφημένος στις επιφάνειες των εδαφικών κολλοειδών (π.χ. ανθρακικά άλατα, οξείδια, αργιλοπυριτικά ορυκτά).	Άμεσα διαθέσιμες για τα φυτά. Ταχεία διακίνηση
NaHCO ₃ -Po	Μη δεσμευμένες: Φώσφορος ασθενώς προσροφημένος στα εδαφικά κολλοειδή.	Έυκολα ορυκτοποίησιμες, διαθέσιμες για τα φυτά. Ταχεία διακίνηση
NaOH-Pi	Μη δεσμευμένες: Φώσφορος μετρίως προσροφημένος στις επιφάνειες των άμορφων και κρυσταλλικών Fe, Al ορυκτών.	Περιορισμένα διαθέσιμες για τα φυτά. Αργή διακίνηση
NaOH-Po	Μη δεσμευμένες: Φώσφορος σχετιζόμενος στις χουμικές ενώσεις και χουμικά προσροφ. σε ενώσεις Fe, Al ορυκτών	Όχι άμεσα διαθέσιμες για τα φυτά. Αργή διακίνηση
αρ.HCl-Pi	Δεσμευμένες: Ανόργανες Ca-P ενώσεις μικρής διαλυτότητας (π.χ. απατίτες)	Όχι άμεσα διαθέσιμες για τα φυτά. Αργή διακίνηση
Υπολειμματικός -P	Δεσμευμένες: Ενώσεις ανόργανου και οργανικού φωσφόρου μικρής διαλυτότητας	Όχι άμεσα διαθέσιμες για τα φυτά. Αργή διακίνηση

Στα αρχικά στάδια της κλασμάτωσης, εκχυλίζονται οι διαθέσιμες μορφές του φωσφόρου, δηλαδή, ο άμεσα ανταλλάξιμος P με το διαλυτό στο εδαφικό διάλυμα

ανόργανο P ή με τον οργανικό P, που είναι άμεσα ορυκτοποιήσιμος ή εύκολα υδρολυόμενος από εδαφικά ένζυμα (Cross και Schlesinger, 1995). Αντίθετα, ο μη δεσμευμένος φώσφορος, που προσδιορίζεται στα ενδιάμεσα στάδια, θεωρείται βιολογικά διαθέσιμος ύστερα από ένα μέσο χρονικό διάστημα, αφού αντιπροσωπεύει ασθενή προσροφημένα φωσφορικά ιόντα στα εδαφικά κolloειδή. Τέλος, ο εκχυλιζόμενος φώσφορος με ισχυρά οξέα, δηλαδή ο στενά προσροφημένος στα εδαφικά τεμαχίδια αντιπροσωπεύει μη διαθέσιμες μορφές P και συνεπώς μη σημαντικές για την ανάπτυξη των φυτών. Παρόλα αυτά, μετά από μεγάλο χρονικό διάστημα, οι δεσμευμένες μορφές φωσφόρου μπορούν, να μετασχηματιστούν σε πιο ευδιάλυτες P ενώσεις, εφοδιάζοντας έτσι τη διαθέσιμη πηγή του εδαφικού P (Gahoonia and Nielsen, 1992, Oberson et al., 1996).

Σύμφωνα με τον Pierzynski (2000), το βασικό πλεονέκτημα της διαδοχικής κλασμάτωσης P σε σχέση με άλλες διαδικασίες προσδιορισμού του εδαφικού φωσφόρου (π.χ.: Olsen-P, Bray-P) είναι ότι το εδαφικό δείγμα υπόκειται σε μια διαδοχική μεταχείριση με διάφορα αντιδραστήρια, με αποτέλεσμα για κάθε δείγμα, να είναι δυνατό, να εκτιμηθεί η ποσοστιαία συνεισφορά του διαθέσιμου, μη διαθέσιμου και δεσμευμένου, μη δεσμευμένου φωσφόρου στον ολικό P. Επίσης, είναι εύκολα κατανοητή, η σημασία τόσο των βιολογικών, όσο και των γεωχημικών διεργασιών στον κύκλο του εδαφικού φωσφόρου (Σχήμα 2).



Σχήμα 2: Κίνηση του φωσφόρου μεταξύ των πηγών του και εμπλοκή της κλασμάτωσης με τις διάφορες μορφές του εδαφικού φωσφόρου (Tiessen et al., 1984).

Παρόλα αυτά, η μεθοδολογία αυτή παρουσιάζει προβλήματα στην ακριβή εκτίμηση των επίπεδων του P σε τροπικά εδάφη, όπου οι συγκεντρώσεις του μικροβιακού φωσφόρου υποεκτιμούνται λόγω της έντονης ξηρασίας. Επίσης, σε μη ακριβή εκτίμηση των πραγματικών ποσοτήτων του ολικού διαθέσιμου φωσφόρου ($P_{t-avail}$) μπορεί, να οδηγήσει και η χρήση αδιατάραχτου εδάφους (Saggar et al., 1992), το οποίο αποτελεί το πιο αντιπροσωπευτικό δείγμα του φυσικού περιβάλλοντος γύρω από τις ρίζες. Οι Benzing and Richardson (2005) και Adhami et al. (2007) εφαρμόζοντας τη διαδοχική κλασμάτωση του P σε ασβεστούχα εδάφη, διαπίστωσαν ότι

η συγκέντρωση του εκχυλιζόμενου Pi με το NaOH υποεκτιμάται εξαιτίας της επαναπροσρόφησης των εκροφούμενων φωσφορικών ιόντων στην επιφάνεια των ανθρακικών αλάτων.

1.4 Επίδραση του φωσφόρου στα εδαφικά και υδάτινα οικοσυστήματα

Ο φώσφορος αν και θεωρούνταν για μεγάλο χρονικό διάστημα δυσκίνητο στοιχείο στο εδαφικό περιβάλλον, πρόσφατες ερευνητικές μελέτες απέδειξαν ότι μπορεί να εμφανίσει σημαντική κινητικότητα στην εδαφική κατατομή, αυξάνοντας έτσι τα επίπεδα του διαλυτού φωσφόρου στα επιφανειακά και υποεπιφανειακά ύδατα (Djodjic et al., 2004, Bertol et al., 2010). Η μεταβολή αυτή στη συμπεριφορά του φωσφόρου αποδίδεται από τους Torrent et al. (2007), στην εντατικοποίηση της κτηνοτροφίας και της γεωργίας την τελευταία εικοσαετία, η οποία οδήγησε σε αλόγιστη χρήση ανόργανων και οργανικών λιπασμάτων.

Οι Börling (2003) και Al-Faiyz et al. (2007) μελετώντας τις συνέπειες της ισχυρής φωσφορικής λίπανσης στα γεωργικά εδάφη, διαπίστωσαν ρύπανση των εδαφικών πόρων με κάδμιο, κορεσμό της προσροφητικής ικανότητας των αγροτικών εδαφών σε P καθώς και υποβάθμιση της ποιότητας των υδάτινων πόρων. Σύμφωνα με τους Sharpley and Tunney (2000) έστω και μικρές συγκεντρώσεις προστιθέμενου P στα επιφανειακά ύδατα μπορούν, να συμβάλλουν στην εμφάνιση του ευτροφισμού, το οποίο αναγνωρίζεται διεθνώς ως ένα από τα σημαντικότερα περιβαλλοντικά προβλήματα (Torrent et al., 2007).

Οι Sims et al. (1998) αναφέρουν ότι για την αποτελεσματική προστασία των υδατινών πόρων από τις μη σημειακές πηγές ρύπανσης (π.χ. γεωργοκτηνοτροφικές δραστηριότητες) θα πρέπει, αρχικά να αναγνωρισθούν οι περιοχές με υψηλό κίνδυνο απωλειών φωσφόρου, δηλαδή οι «κρίσιμες περιοχές» ρύπανσης των υδάτινων πόρων» (Σχήμα 3).



Σχήμα 3: Κρίσιμη περιοχή ρύπανσης των επιφανειακών και υπόγειων υδάτων με P (Sharpley et al., 2003).

Οι περιοχές αυτές χαρακτηρίζονται τόσο από υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου όσο και από υψηλή κινητικότητα των φωσφορικών ιόντων στην εδαφική κατατομή (Börling, 2003, McDowell and Shrinivasan, 2009). Σύμφωνα με τους Whithers and Haygath (2007), οι περιοχές, όπου οι παράγοντες μεταφοράς του P συνδυάζονται με

υψηλές εισροές P, απαιτούν άμεσα την εφαρμογή προστατευτικών μέτρων (τεχνικά και καλλιεργητικά μέτρα) για τη μείωση των απωλειών του P καθώς και για την πρόληψη της υποβάθμισης της ποιότητας των υδάτινων πόρων. Γι' αυτό το σκοπό, οι Sharpley et al. (2003) υποστηρίζουν, ότι θα πρέπει να ερευνηθούν οι παράγοντες, που συμβάλλουν στην κινητικότητα του φωσφόρου στο εδαφικό περιβάλλον, ενώ για τη μείωση των εισροών P θα πρέπει, να εφαρμόζεται ορθολογική λίπανση, μόνο όταν απαιτείται.

Σύμφωνα με τους Koopmans et al. (2003), οι ανόργανες και οργανικές μορφές του φωσφόρου μεταφέρονται από το εδαφικό σύστημα στα επιφανειακά και υποεπιφανειακά ύδατα με τρεις μηχανισμούς : έκπλυση, διάβρωση και επιφανειακή απορροή.

Η διάβρωση του εδάφους και η επιφανειακή απορροή του νερού θεωρούνται οι βασικότεροι μηχανισμοί ρύπανσης των επιφανειακών υδάτων και συνεπώς, οι πιο καθοριστικοί παράγοντες για την εμφάνιση του φαινομένου του ευτροφισμού, κοντά σε περιοχές με έντονη κτηνοτροφική δραστηριότητα (Chardon and Shoumans, 2007). Οι Deumlich et al. (2006) υποστηρίζουν ότι οι μηχανισμοί αυτοί ευνοούνται σε επικλινή εδάφη, με μικρή εδαφοκάλυψη, με ιλυώδη μηχανική σύσταση καθώς και με υψηλή ένταση βροχόπτωσης.

Η έκπλυση (leaching) δηλαδή, η μετακίνηση του διαλυτού φωσφόρου από την επιφάνεια σε βαθύτερους εδαφικούς ορίζοντες, έχει αναγνωρισθεί την τελευταία δεκαετία, ως ο κυριότερος μηχανισμός ρύπανσης των υποεπιφανειακών υδάτων (Turner and Haygath, 2000, Kleinman et al., 2007). Οι Whithers and Haygrath (2007) αναφέρουν, ότι η έκπλυση του φωσφόρου είναι συνάρτηση των εισροών P, που δέχεται το έδαφος μέσω των λιπασμάτων, των κτηνοτροφικών αποβλήτων και των εδαφοβελτιωτικών και αυξάνεται σημαντικά, όταν το ποσό των εισροών αυτών, ξεπεράσει ένα κρίσιμο όριο, το οποίο είναι συνάρτηση των εδαφικών ιδιοτήτων, των καλλιεργητικών πρακτικών και των κλιματικών συνθηκών. Η πρόσφατη ανασκόπηση της βιβλιογραφίας αποδεικνύει, ότι στα αγροτικά οικοσυστήματα και στα εδάφη, τα οποία βρίσκονται υπό εντατική καλλιέργεια, το όριο αυτό ξεπερνιέται πολύ συχνά (Zhou and Gao, 2008).

1.5 Προσρόφηση του φωσφόρου

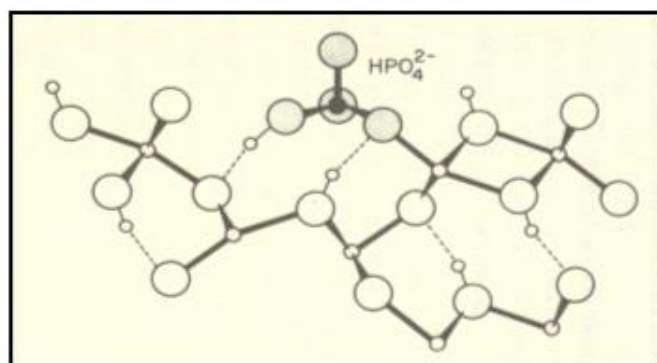
1.5.1 Γενικά για την προσρόφηση του φώσφορου

Η ικανότητα των εδαφικών συστατικών και ιδιαίτερα του κλάσματος της αργίλου, των οξειδίων Fe, Al, της οργανικής ουσίας καθώς και των ανθρακικών αλάτων να συγκρατούν φωσφορικά ανιόντα έχει αποτελέσει αντικείμενο έρευνας πολλών μελετητών (Dimirkou et al., 2002, Bertrand et al., 2003, Bilgili et al., 2008). Η ιδιότητα αυτή των εδαφικών συστατικών καθορίζει τόσο τη διαθεσιμότητα του P στα φυτά όσο και τις ανάγκες φωσφορικής λίπανσης των διαφόρων καλλιεργειών, οι οποίες είναι δυο βασικές παράμετροι που επηρεάζουν την κινητικότητα του P στην εδαφική κατατομή και, κατά συνέπεια, τη μεταφορά του στα επιφανειακά/υπόγεια ύδατα (Djodjic et al., 2004· Heredia and Cirelli, 2007). Ως προσρόφηση (sorption) ορίζεται η συγκράτηση μιας ουσίας στη διεπιφάνεια (interface) μεταξύ μιας στερεάς επιφάνειας και του υδατικού διαλύματος, στο οποίο ευρίσκεται (Sparks, 2003). Πρόκειται, δηλαδή, για μία διεργασία μεταφοράς μάζας, καθώς ένα συστατικό από την υδατική φάση μεταφέρεται στη στερεά φάση (Arai and Sparks, 2007).

Η προσρόφηση χαρακτηρίζεται ως φυσικοχημικό φαινόμενο, αφού εμπλέκονται ηλεκτροστατικές δυνάμεις van der Waals και πολύ ισχυρότερες δυνάμεις, ανάλογες με αυτές που οδηγούν στον σχηματισμό χημικών ενώσεων. Η φυσική προσρόφηση (physisorption) χαρακτηρίζεται ως μη ειδική προσρόφηση (non specific adsorption), κατά την οποία τα προσροφημένα μόρια μπορούν να κινηθούν ελεύθερα στην

επιφάνεια προσρόφησης. Αντίθετα, η χημική προσρόφηση (chemisorption) θεωρείται χημικά ενεργή, αφού απαιτείται ένα ποσό ενέργειας για να χημειορροφηθεί ένα μόριο στην επιφάνεια των εδαφικών συστατικών, που χαρακτηρίζεται από μη ελεύθερη κίνηση (McGechan and Lewis, 2002).

Η διαδικασία της προσρόφησης του φωσφόρου καθορίζεται από τις ενεργές ομάδες, οι οποίες βρίσκονται στην επιφάνεια των στερεών συστατικών και έρχονται σε επαφή με το υδατικό διάλυμα. Οι χημικά ενεργές ομάδες μπορεί να είναι οργανικές (π.χ. καρβοξυλικές, καρβονυλικές) ή ανόργανες υδροξυλομάδες, που βρίσκονται κυρίως στις θραυστιγενές ακμές του καολινίτη, αλλά και στις επιφάνειες των οξειδίων και υδροξειδίων Fe, Al (Sposito et al., 1999). Αποτέλεσμα της αλληλεπίδρασης των ενεργών υδροξυλομάδων με τα φωσφορικά ιόντα είναι ο σχηματισμός επιφανειακών συμπλόκων (surface complex), δηλαδή σταθερών ενώσεων του P. Οι Arai and Sparks (2007) αναφέρουν ότι η αντίδραση μεταξύ των φωσφορικών ιόντων και της χημικά ενεργής ομάδας γίνεται χωρίς την παρεμβολή μορίων νερού, με συνέπεια να σχηματίζονται επιφανειακά εσωτερικά σύμπλοκα (inner-sphere complex) (Σχήμα 4).



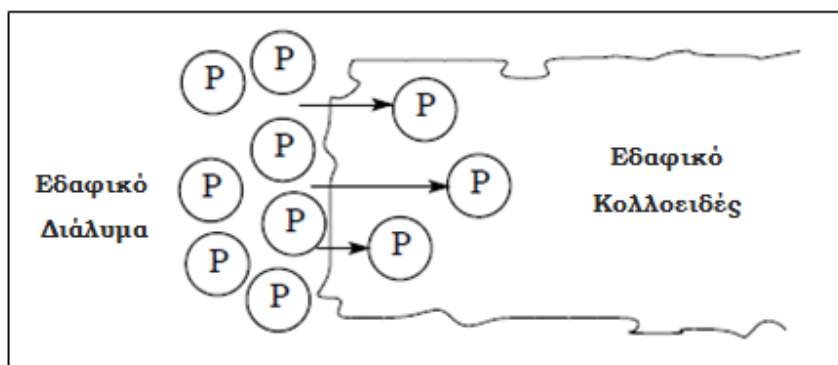
Σχήμα 4: Γραφική απεικόνιση του συμπλόκου εσωτερικής επιφάνειας, που σχηματίζει το HPO_4^{2-} στην επιφάνεια του γκαιίτη (Sposito, 1999).

1.5.2 Μηχανισμοί προσρόφησης του φωσφόρου

Σύμφωνα με τη βιβλιογραφία, η προσρόφηση του P στα εδαφικά κolloειδή, λαμβάνει χώρα σε δυο στάδια, τα οποία χαρακτηρίζονται από μία γρήγορη, αμφίδρομη αντίδραση (adsorption) και μία αργή, μη αντιστρεπτή αντίδραση (absorption), αντίστοιχα (Barrow, 1999, Sparks, 2003).

1.5.2α Επιφανειακή προσρόφηση του φωσφόρου (adsorption P)

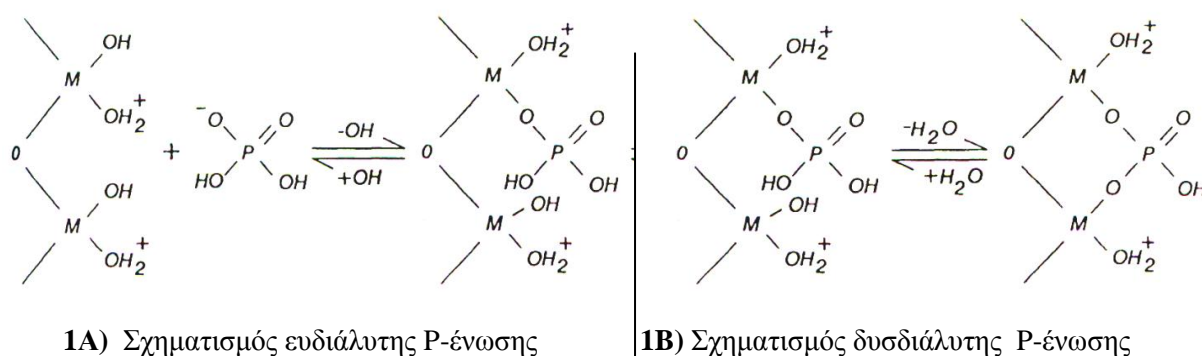
Η επιφανειακή προσρόφηση χαρακτηρίζει τη συγκράτηση των φωσφορικών ιόντων στην επιφάνεια των εδαφικών κolloειδών (Σχήμα 5), κατά την οποία λαμβάνουν χώρα αντιδράσεις ιοντικής ανταλλαγής-υποκατάστασης (ligand exchange) (McGechan and Lewis, 2002). Σύμφωνα με τον μηχανισμό αυτό, τα φωσφορικά ιόντα του εδαφικού διαλύματος ανταλλάσσονται με ιόντα OH^- ή μόρια H_2O του εδαφικού κolloειδούς, όπου και συγκρατούνται. Οι Dimirkou et al. (2002) και Luengo et al. (2006), κατόπιν επισταμένης μελέτης των αντιδράσεων προσρόφησης P σε συνθετικά οξείδια σιδήρου (γκαιίτη), διαπίστωσαν ότι τα προστιθέμενα φωσφορικά ιόντα συγκρατούνται με αντιδράσεις ιοντικής ανταλλαγής. Στα ίδια συμπεράσματα κατέληξαν και οι Fontes and Weed (1996) σε ερυθρά έντονα εξελιγμένα εδάφη της τάξης των Oxisols, επισημαίνοντας την ισχυρή επίδραση των αντιδράσεων αυτών στα επίπεδα των διαθέσιμων Fe-P και Al-P ενώσεων.



Σχήμα 5: Γραφική απεικόνιση της επιφανειακής προσρόφησης (adsorption) του P ($P = H_2PO_4^-$ ή HPO_4^{2-}) στα εδαφικά κολλοειδή (Memon, 2008).

Σύμφωνα με τους Stevenson and Cole (1999), όταν το $H_2PO_4^-$ ιόν συγκρατείται με ένα M-O-P (M:Al ή Fe) δεσμό στην επιφάνεια των οξειδίων, τότε σχηματίζεται ένα μονοδοντικό σύμπλοκο (Εικόνα 1A), το οποίο συγκρατεί ασθενώς τα προσροφημένα φωσφορικά ανιόντα P (Sparks, 2003). Στην περίπτωση αυτή, ο προσροφημένος φώσφορος είναι εύκολα εκροφούμενος και κατά συνέπεια άμεσα διαθέσιμος για τα φυτά. Οι Arai and Sparks (2007) αναφέρουν ότι ο σχηματισμός των μονοδοντικών συμπλόκων του P έχει ως αποτέλεσμα η επιφανειακή προσρόφηση P να αποτελεί μία αμφίδρομη αντίδραση, η οποία συμβάλλει στη διαθεσιμότητα του P. Σε παρόμοια συμπεράσματα κατέληξε και ο Schoumans (1995), ο οποίος διαπίστωσε πλήρη εκρόφηση του ασθενούς προσροφημένου P σε όξινα αμμώδη εδάφη, μετά από 24 h.

Αντίθετα με τις παραπάνω αναφορές, οι Bigham et al. (2002) υποστηρίζουν ότι κατά τις αντιδράσεις της ιοντικής ανταλλαγής με υποκατάσταση μπορούν να σχηματιστούν και σύμπλοκα διπυρηνικής επιφάνειας (δυσδοτικό σύμπλοκο) μεταξύ των επιφανειακά OH^- των οξειδίων και των φωσφορικών ιόντων του εδαφικού διαλύματος (Εικόνα 1B). Εν προκειμένω, η προσρόφηση του P χαρακτηρίζεται ως μια μη αναστρέψιμη διαδικασία, που έχει ως αποτέλεσμα την ισχυρή δέσμευση του P και κατά συνέπεια τη μην άμεση διαθεσιμότητά του.



Εικόνα 1:1A. Προσρόφηση P με ιοντική αλλαγή με υποκατάσταση, στην επιφάνεια οξειδίων (M:Al ή Fe). Σχηματισμός ευδιάλυτης φωσφορικής ένωσης.

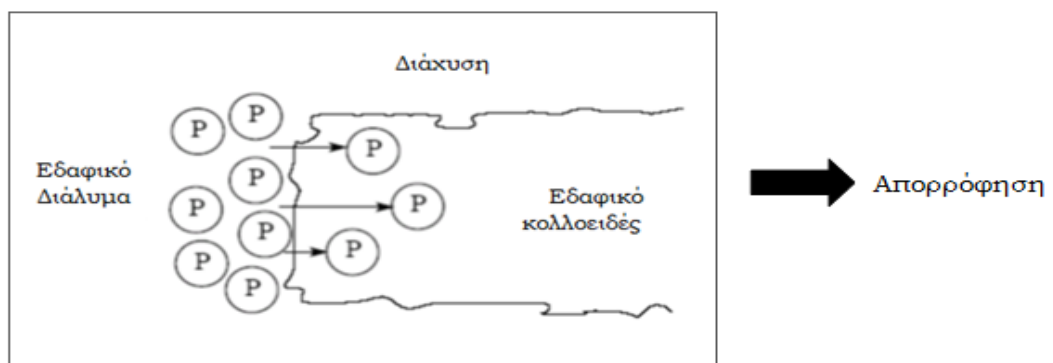
1B. Προσρόφηση P με ιοντική αλλαγή με υποκατάσταση, στην επιφάνεια οξειδίων Σχηματισμός δυσδιάλυτης φωσφορικής ένωσης (Brady and Weil, 2008).

1.5.2β Απορρόφηση του φωσφόρου (absorption P)

Σε αντίθεση με το πρώτο στάδιο, οι μηχανισμοί, οι οποίοι διέπουν τις αντιδράσεις του P στο δεύτερο στάδιο δεν είναι πλήρως κατανοητοί. Κατά το δεύτερο στάδιο, οι van

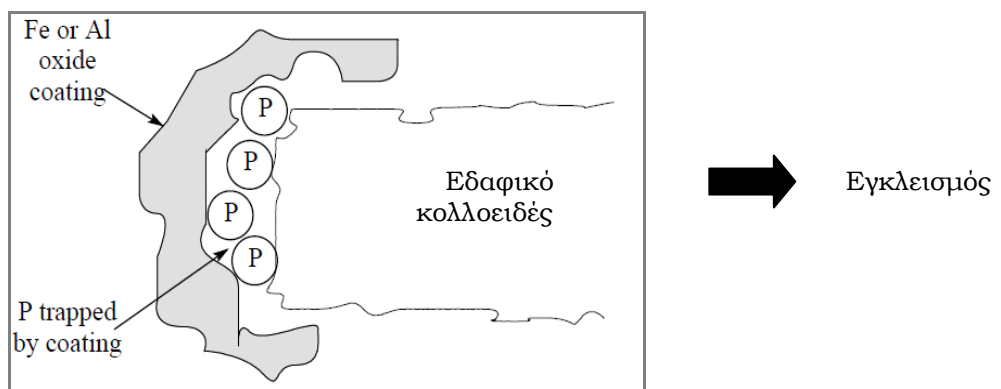
Riesdjik et al. (1984a) υποστηρίζουν ότι ο επιφανειακά προσροφημένος P εισχωρεί στο εσωτερικό των οξειδίων του σιδήρου και του αργιλίου μέσω των μικροπόρων τους, όπου λαμβάνουν χώρα αντιδράσεις καθίζησης «precipitation». Με αυτό τον τρόπο σχηματίζονται δυσδιάλυτες ενώσεις Fe-P και Al-P, καθιστώντας έτσι τα δεσμευμένα φωσφορικά ιόντα μη διαθέσιμα για τα φυτά.

Οι Madrid and De Arambarri (1985) και Willet et al. (1988) διαπίστωσαν έναν διαφορετικό μηχανισμό, σύμφωνα με τον οποίο τα φωσφορικά ιόντα διαχέονται με αργό ρυθμό στους μικροπόρους των συσσωματωμάτων των (υδρο)-οξειδίων του Fe, όπου λαμβάνουν χώρα αντιδράσεις επιφανειακής προσρόφησης. Ο Schoumans (1997) αναφέρει ότι η κύρια διεργασία που καθορίζει τον μηχανισμό δέσμευσης του P στο δεύτερο στάδιο είναι η διάχυση (diffusion) η οποία ενεργοποιεί τη μεταφορά του P στο εσωτερικό των συσσωματωμάτων (Σχήμα 6). Ο Sparks (2003) θεωρεί ότι η διαδικασία αυτή είναι κινητικά αργή και μη αναστρέψιμη, με συνέπεια ο απορροφημένος φώσφορος να είναι δύσκολα διαθέσιμος για τα φυτά.



Σχήμα 6: Γραφική απεικόνιση της απορρόφησης (absorption) του φωσφόρου (Memon, 2008).

Σε ισχυρά όξινα, εξελεγμένα εδάφη, οι Dobermann et al. (2002) και Hartono et al. (2006) διαπίστωσαν ότι ο φώσφορος που απορροφάται (absorbed P) μετασχηματίζεται σε έγκλειστο P στο εσωτερικό των οξειδίων του Fe, Al. Σύμφωνα με τους ερευνητές στα εδάφη αυτά, η ιδιαίτερα υψηλή συγκέντρωση των οξειδίων του Fe, και Al, σε συνδυασμό με τις ισχυρά όξινες συνθήκες, οδηγούν σε αντιδράσεις κατακρήμνισης του P, οι οποίες έχουν ως αποτέλεσμα, το σχηματισμό των έγκλειστων και δυσδιάλυτων μορφών P (Σχήμα 7).



Σχήμα 7: Γραφική απεικόνιση του εγκλεισμού (occlusion) του φωσφόρου (Memon, 2008).

Οι Dimirkou et al. (2002) και οι Luengo et al. (2006) μελετώντας την κινητική της δέσμευσης του P σε συνθετικά οξείδια σιδήρου (γκαιτίτη, αιματίτη) κατέληξαν στο συμπέρασμα, ότι οι μηχανισμοί συγκράτησής του επηρεάζονται από τη συγκέντρωση του φωσφόρου στο εδαφικό διάλυμα. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα των ερευνητών, σε χαμηλές συγκεντρώσεις P, τα οξείδια Fe συγκρατούν τα φωσφορικά ιόντα με αντιδράσεις επιφανειακής προσρόφησης (adsorption), ενώ σε υψηλότερες συγκεντρώσεις P, λαμβάνει χώρα η κατακρήμνιση (precipitation) του P και συνεπώς ο σχηματισμός δυσδιάλυτων φωσφορικών αλάτων. Οι Neufedlet et al. (2000) και Sparks (2003) αναφέρουν ότι οι αντιδράσεις κατακρήμνισης του P, αποτελούν μία από τις σημαντικότερες διεργασίες στα έντονα εξελιγμένα εδάφη, η οποία καθορίζει τα επίπεδα του διαθέσιμου P και συνεπώς την ποσότητα του προστιθέμενου φωσφορικού λιπάσματος.

Αντίθετα, οι Curtin et al. (1992) υποστηρίζουν ότι οι αντιδράσεις της επιφανειακής προσρόφησης των φωσφορικών ανιόντων στα ένυδρα οξείδια Fe και Al, συμβάλλουν στην αύξηση του αρνητικού φορτίου του εδαφικού κολλοειδούς, η οποία έχει ως αποτέλεσμα, την αύξηση της I.A.K. και συνεπώς την αύξηση της γονιμότητας του εδάφους.

1.5.3 Ισόθερμες προσρόφησης φωσφόρου

Το φαινόμενο της συγκράτησης του φωσφόρου από τη στερεά φάση του εδάφους με απομάκρυνσή του από αραιά διαλύματα P, μελετάται με τις καμπύλες προσρόφησης (Bolster and Hornberger, 2007, Wisawaripat et al., 2009), για τη μαθηματική διατύπωση των οποίων έχουν προταθεί διάφορες εξισώσεις (Parfitt, 1978, Hussain et al., 2006). Παρά τις υφισταμένες διαφορές μεταξύ των εμπειρικών εξισώσεων, όλες τους βασίζονται στη θεωρητική παραδοχή πως μεταξύ του επιφανειακά προσροφημένου και του διαλυτού P στο διάλυμα ισορροπίας υπάρχει μια κατάσταση δυναμικής ισορροπίας (Εξίσωση 1):

$$Q=f(C) \quad (1)$$

όπου :

Q: η ποσότητα του προσροφημένου P

C: η συγκέντρωση του διαλυτού P σε ισορροπία με τη στερεά φάση του εδάφους (Olsen and Khasawneh, 1980).

Βασικό μειονέκτημα των εξισώσεων αυτών είναι ότι λόγω του εμπειρικού τους χαρακτήρα δεν μπορούν, να ερμηνεύσουν τη φύση των μηχανισμών συγκράτησης του P στα εδάφη. Παρά την αδυναμία τους αυτή, οι ισόθερμες εξισώσεις προσρόφησης θεωρούνται έως σήμερα πολύ χρήσιμες για την περιγραφή της συσχέτισης μεταξύ του προσροφημένου P και του διαλυτού P σε ισορροπία με τη στερεά φάση του εδάφους.

Οι πιο συχνά χρησιμοποιούμενες εξισώσεις για τον σκοπό αυτό, είναι η εξίσωση του Langmuir και του Freundlich (Bera et al., 2006, Ahmed et al., 2008, Lair et al., 2009), οι οποίες αναλύονται στις υποενότητες 1.5.3α και 1.5.3β αντίστοιχα.

1.5.3α Η εξίσωση του Langmuir

Η εξίσωση που χρησιμοποιείται συνηθέστερα από τους διάφορους ερευνητές για τη μελέτη της προσρόφησης του φωσφόρου στα εδαφικά κολλοειδή, είναι η εξίσωση του Langmuir, η οποία εφαρμόστηκε αρχικά για τη μελέτη της προσρόφησης των αερίων σε στερεά (Langmuir, 1916). Η γενική μορφή της εξίσωσης Langmuir, που χρησιμοποιείται στις εδαφολογικές και περιβαλλοντικές μελέτες είναι η παρακάτω (Olsen and Watanabe, 1957) (Εξίσωση 2):

$$Q = \frac{k*Q_{max}*C}{1+k*C} \quad (2)$$

όπου :

Q : η ολική ποσότητα του προσροφημένου φωσφόρου ανά μονάδα βάρους εδάφους (mg P /kg εδάφους), $Q = Q_o + Q'$ (Εξίσωση 3).

Q_o : ο αρχικά προσροφημένος P ή ο «αυτόχθονος P», πριν από την εξισορρόπηση της στερεάς φάσης του εδάφους με διαλύματα P (mg P/kg εδάφους).

Q' : Ο συγκρατημένος-P στη στερεά φάση του εδάφους μετά από την εξισορρόπηση του με διαλύματα γνωστών συγκεντρώσεων P (mg P/kg εδάφους).

Q_{max} : η μέγιστη προσρόφηση φωσφόρου (mg P/kg εδάφους).

C : Η συγκέντρωση του φωσφόρου στο διάλυμα ισορροπίας μετά από 24 h εξισορρόπησης (mg P/L),

k : σταθερά, η οποία εκφράζει την ενέργεια προσρόφησης (L/kg).

Για τον εύκολο προσδιορισμό των παραμέτρων προσρόφησης φωσφόρου (Q , k) συχνά η εξίσωση 2 μετασχηματίζεται σε γραμμική μορφή (Εξίσωση 4):

$$\frac{C}{Q} = \frac{1}{k*Q_{max}} + \frac{C}{Q_{max}} \quad (4)$$

Οι Henry and Smith (2002) υποστηρίζουν, ότι η γραμμική μορφή της εξίσωσης Langmuir, περιγράφει ικανοποιητικά τα πειραματικά δεδομένα της προσρόφησης φωσφόρου, μόνο σε μικρές συγκεντρώσεις P στο διάλυμα ισορροπίας ($C < 10 \text{ mg P/L}$), όπου λαμβάνουν χώρα μόνο αντιδράσεις επιφανειακής προσρόφησης (adsorption). Αντίθετα, για μεγαλύτερο εύρος τιμών, οι ερευνητές αναφέρουν πως τα πειραματικά δεδομένα της προσρόφησης P αποκλίνουν από τη γραμμική μορφή της εξίσωσης Langmuir με συνέπεια η ενέργεια προσρόφησης του P να μην παραμένει σταθερή και να υποεκτιμάται η τιμή της Q_{max} (Polyzopoulos et al., 1985). Το αποτέλεσμα αυτό αποδίδεται από τους Syers et al. (1973) και Mead (1981) στην ύπαρξη ομάδων θέσεων προσρόφησης με διαφορετική ενέργεια προσρόφησης. Γι' αυτό το λόγο, πολλές φορές για την περιγραφή του φαινομένου της συγκράτησης του P σε προσροφητικές επιφάνειες που περιλαμβάνουν δύο ή και περισσότερες ομάδες θέσεις προσρόφησης, η εξίσωση (2) χρησιμοποιείται με την παρακάτω μορφή (Hussain et al., 2006, Zhang et al., 2009) (Εξίσωση 5):

$$Q = \frac{k_i*Q_{max_i}*C}{1+k_i*C} + \frac{k_{ii}*Q_{max_{ii}}*C}{1+k_{ii}*C} + \dots + \frac{k_n*Q_{max_n}*C}{1+k_n*C} \quad (5)$$

όπου k_i , k_{ii} , k_n και Q_{max_i} , $Q_{max_{ii}}$, Q_{max_n} οι παράμετροι για την κάθε ομάδα των θέσεων προσρόφησης.

1.5.3β Η εξίσωση του Freundlich

Η ισόθερμη προσρόφηση κατά Freundlich στηρίζεται στην παραδοχή ότι η προσροφητική επιφάνεια εμφανίζει ετερογένεια των θέσεων προσρόφησης και ότι η

ενέργεια προσρόφησης μειώνεται εκθετικά, καθώς αυξάνεται ο βαθμός κάλυψης των θέσεων προσρόφησης (Sparks, 2003).

Η μαθηματική έκφραση της ισόθερμης εξίσωσης προσρόφησης κατά Freundlich αποδίδεται με το γενικό τύπο (Εξίσωση 6):

$$Q = k_f \cdot C^n \quad \text{ή} \quad Q_0 + Q' = k_f \cdot C^n \quad (6)$$

όπου:

Q , Q_0 , Q' , C : οι προσδιοριζόμενες μεταβλητές, όπως και στην εξίσωση του Langmuir.

n : σταθερά, χαρακτηριστική για κάθε έδαφος, $n < 1$.

k_f : σταθερά.

Για τον υπολογισμό των παραμέτρων « k_f » και « n » χρησιμοποιείται η λογαριθμική μορφή της εξίσωσης Freundlich (Εξίσωση 7), η οποία συνδέει τη λογαριθμική συγκέντρωση του προσροφημένου P ($\log_{10} Q$) με τη λογαριθμική συγκέντρωση του P στην ισορροπία C ($\log_{10} C$):

$$\log_{10}(Q' + Q_0) = \log_{10}(k_f) + n \cdot \log_{10}(C) \quad (7)$$

Σύμφωνα με τους Fitter and Sutton (1975) και Holford (1982), η σταθερά « k_f » εκφράζει τη συγκέντρωση της προσροφημένης ουσίας, όταν η συγκέντρωση στο διάλυμα ισορροπίας είναι 1 mg/L. Αυτό συνεπάγεται, ότι η σταθερά « k_f » παρουσιάζει εμπειρικό ποσοτικό χαρακτήρα και, άρα, μπορεί να χρησιμοποιηθεί για συγκρίσεις μεταξύ των εδαφών.

Σε αντίθεση με την εξίσωση Langmuir, το εμπειρικό μαθηματικό μοντέλο του Freundlich, δεν μπορεί να προβλέψει τη μέγιστη προσρόφηση, γεγονός το οποίο αποτελεί την κύρια αδυναμία του. Παρόλα αυτά, οι Barrow et al. (2005) υποστηρίζουν ότι το μοντέλο αυτό περιγράφει πιο ρεαλιστικά το φαινόμενο της προσρόφησης του φωσφόρου στα εδάφη όπου η προσρόφηση συνεχίζεται επί μακρό χρονικό διάστημα, χωρίς ουσιαστικά να επιτυγχάνεται θερμοδυναμική ισορροπία και η ενέργεια προσρόφησης μειώνεται συνεχώς όσο αυξάνεται ο κορεσμός των θέσεων προσρόφησης.

II. ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ

2.1 Κλίμα των περιοχών μελέτης

2.1.1 Κλίμα του νομού Ηρακλείου της νήσου Κρήτης

Στην παρούσα μελέτη, για την εκτίμηση των κλιματολογικών παραμέτρων του νομού Ηρακλείου της νήσου Κρήτης, χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα που αφορούν στη χρονική περίοδο 1955-2008 του μετεωρολογικού σταθμού Ηρακλείου (Ε.Μ.Υ, 2012).

2.1.1α Θερμοκρασία

Η μέση ετήσια θερμοκρασία της περιοχής μελέτης στο νομό Ηρακλείου είναι 18.8°C, με τη μέση μέγιστη να φτάνει τους 28.8 °C το μήνα Ιούλιο και την ελάχιστη τους 8.9°C το μήνα Φεβρουάριο (Πίνακας 3). Η απόλυτη μέγιστη θερμοκρασία για τους χειμερινούς μήνες είναι 19.9 °C (Δεκέμβριος), ενώ για τους καλοκαιρινούς μήνες είναι 31.2°C (Ιούλιος). Για τους χειμερινούς μήνες την απόλυτη ελάχιστη θερμοκρασία εμφανίζει ο Φεβρουάριος (6.4°C) και για τους θερινούς μήνες ο Ιούνιος (17.7°C) (Πίνακας 3).

Πίνακας 3: Τιμές της θερμοκρασίας (μέσης, μέσης και απόλυτης ελάχιστης, μέσης και απόλυτης μέγιστης), του μέσου ύψους βροχόπτωσης, της μέσης κατανομής βροχόπτωσης και της μέσης σχετικής υγρασίας για τη χρονική περίοδο 1955-2008 στο νομό Ηρακλείου (Ε.Μ.Υ, 2012).

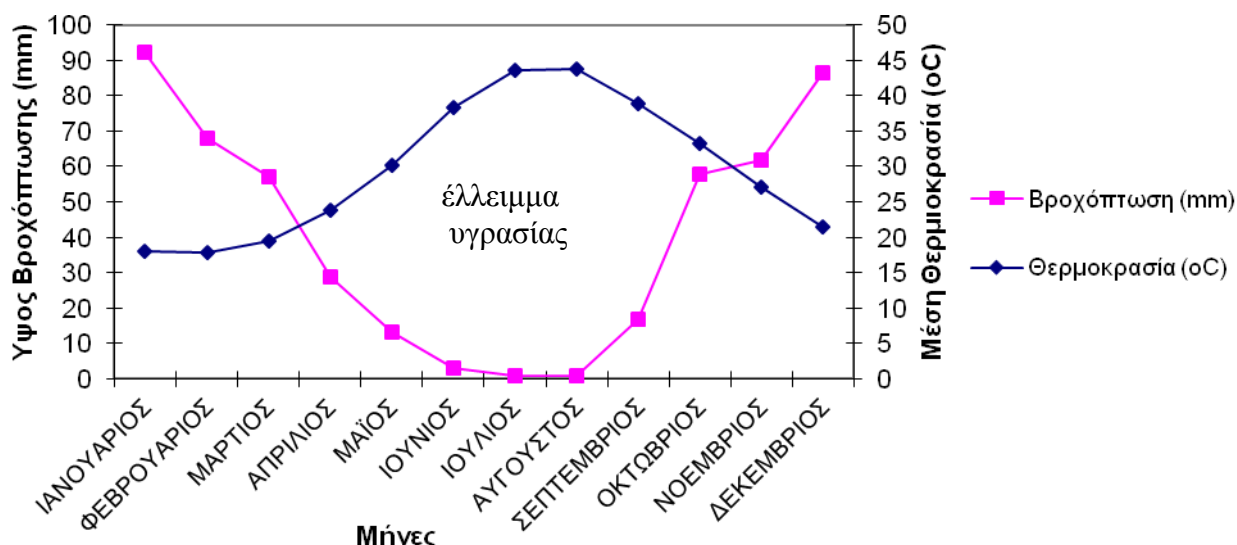
	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ	ΕΤΟΣ
ΜΕΣΗ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)	12.1	12.2	13.5	16.5	20.3	24.4	26.3	26.1	23.6	20.2	16.7	13.7	18.8
ΜΕΣΗ ΕΛΑΧΙΣΤΗ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)	9.1	8.9	9.7	11.9	15.1	19.2	21.8	21.9	19.4	16.6	13.5	10.8	14.8
ΜΕΣΗ ΜΕΓΙΣΤΗ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)	15.3	15.5	16.8	20.0	23.5	27.3	28.8	28.7	26.5	23.6	20.2	16.9	21.9
ΑΠΟΛΥΤΗ ΕΛΑΧΙΣΤΗ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)	7.3	6.4	6.9	9.6	10.6	17.7	19.8	20.3	17.4	14.5	11.0	8.0	14.0
ΑΠΟΛΥΤΗ ΜΕΓΙΣΤΗ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)	17.6	19.5	21.2	22.3	26.9	29.4	31.2	30.9	28.4	27.5	23.5	19.9	23.5
ΜΕΣΟ ΥΨΟΣ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ (mm)	92.3	68.0	57.0	28.6	13.2	3.1	0.9	1.0	16.9	57.6	61.6	86.6	486.8
ΜΕΣΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ (%)	19.0	14.0	11.7	5.9	2.7	0.6	0.2	0.2	3.5	11.8	12.7	17.8	100.0
ΜΕΣΗ ΣΧΕΤΙΚΗ ΥΓΡΑΣΙΑ (%)	68.1	66.2	65.7	62.0	60.7	56.3	56.6	58.4	61.3	65.3	67.5	68.0	63.0

2.1.1β Βροχόπτωση και σχετική υγρασία

Το μέσο ετήσιο ύψος βροχόπτωσης για τη χρονική περίοδο 1955-2008 είναι 486.8 mm, με ένα μέγιστο τον Ιανουάριο 92.3 mm και ένα ελάχιστο τον Ιούλιο 0.9 mm (Πίνακας 3). Η κατανομή των βροχοπτώσεων δεν είναι ομοιόμορφη κατά τη διάρκεια του έτους. Το 50.7% των βροχών πέφτει κατά τη διάρκεια του χειμώνα, το 27.9% κατά τη διάρκεια του φθινοπώρου, το 20.3% κατά τη διάρκεια της άνοιξης και το 1.0% κατά τη θερινή περίοδο. Η μέση ετήσια σχετική υγρασία έχει ποσοστό 63.0% και παρουσιάζει τη μέγιστη τιμή της τον Ιανουάριο (68.1%), ενώ το μικρότερο ποσοστό της (56.3%) παρατηρείται τον Ιούνιο (Πίνακας 3).

2.1.1γ Ξηρά περίοδος

Τα χαρακτηριστικά της ξηράς περιόδου έχουν ιδιαίτερη σημασία τόσο στην ταξινόμηση των εδαφών, όσο και στη διαθεσιμότητα των οργανικών ενώσεων του φωσφόρου. Η ξηρά περίοδος ορίζεται ως ο αριθμός των διαδοχικών μηνών του έτους, κατά τους οποίους, η μέση μηνιαία βροχόπτωση σε mm είναι μικρότερη ή ίση με το διπλάσιο της μέσης μηνιαίας θερμοκρασίας σε °C ($P \leq 2T$ °C) (FAO/UNESCO, 1963). Στο νομό Ηρακλείου, η ξηρά περίοδος διαρκεί 7 μήνες, αρχίζει τον Απρίλιο και τελειώνει στο τέλος του Οκτωβρίου (Σχήμα 8).



Σχήμα 8: Ομβροθερμικό διάγραμμα κατά Bagnoul-Gaussien για την υπό μελέτη περιοχή στο νομό Ηρακλείου, της νήσου Κρήτης.

2.1.1δ Υδατικό ισοζύγιο

Η γενική εξίσωση που περιγράφει το υδρολογικό ισοζύγιο, στηρίζεται στην εκτίμηση τριών παραμέτρων που συνδέονται μεταξύ τους σύμφωνα με τον παρακάτω τύπο (Εξίσωση 8):

$$P=ET+DP + SR \quad (8)$$

όπου, P: ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα (βροχόπτωση)

DP: βαθειά διείσδυση νερού

SR: επιφανειακή απορροή νερού

ET : εξατμισοδιαπνοή

Με δεδομένη τη διαπίστωση, ότι οι απώλειες του νερού μέσω της βαθιάς διήθησης (DP) και της επιφανειακής απορροής (SR) είναι αμελητέες, είναι δυνατόν από την εξίσωση 8, να εκτιμηθούν οι απώλειες του ύδατος λόγω εξατμισοδιαπνοής.

Στην παρούσα διατριβή, η παράμετρος αυτή προσδιορίστηκε με βάση τη μέθοδο του Thornthwaite (1948), σύμφωνα με την οποία, εκτιμάται η δυναμική εξατμισοδιαπνοή (PET), χρησιμοποιώντας τους παρακάτω τύπους:

$$\bullet \text{ PET} = 16 \cdot L_d \cdot \left[\frac{10 \cdot T}{I} \right]^a \quad (9)$$

$$\bullet I = \sum_{i=1}^{12} \left[\frac{T_i}{5} \right]^{1,514} \quad (10)$$

$$\bullet a = 0.000000675 \cdot (I)^3 - 0.0000771 \cdot (I)^2 + 0.01792 \cdot (I) + 0.49239 \quad (11)$$

όπου, PET : η δυναμική εξατμισοδιαπνοή σε mm/μήνα,

L_d : ο λόγος της μέσης διάρκειας ημέρας κάθε μήνα προς ημέρα διάρκειας 12 ωρών (οι τιμές του δείκτη L_d για τα γεωγραφικά πλάτη της Ελλάδας δίνονται από τον πίνακα 4),

T : η μέση θερμοκρασία του αέρα σε °C,

I: ο ετήσιος δείκτης θερμότητας,

T_i : η μέση θερμοκρασία του αέρα κάθε μήνα.

Πίνακας 4 : Τιμές του λόγου της μέσης διάρκειας ημέρας κάθε μήνα προς ημέρα διάρκειας 12 ωρών (L_d).

Βόρειο Πλάτος	Μήνας											
	I	Φ	M	A	M	I	I	A	Σ	O	N	Δ
34°C	0.88	0.85	1.03	1.09	1.20	1.20	1.22	1.16	1.03	0.97	0.87	0.86
35°C	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	0.97	0.86	0.85
36°C	0.87	0.85	1.03	1.10	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	0.97	0.86	0.84
37°C	0.86	0.84	1.03	1.10	1.22	1.23	1.25	1.17	1.03	0.97	0.85	0.83
38°C	0.85	0.84	1.03	1.10	1.23	1.24	1.25	1.17	1.04	0.96	0.84	0.83
39°C	0.85	0.84	1.03	1.11	1.23	1.24	1.26	1.18	1.04	0.96	0.84	0.82
40°C	0.84	0.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	0.96	0.83	0.81
41°C	0.83	0.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	0.96	0.82	0.80
42°C	0.82	0.83	1.03	1.12	1.26	1.27	1.28	1.19	1.04	0.95	0.82	0.79
43°C	0.81	0.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.29	1.20	1.04	0.95	0.81	0.77

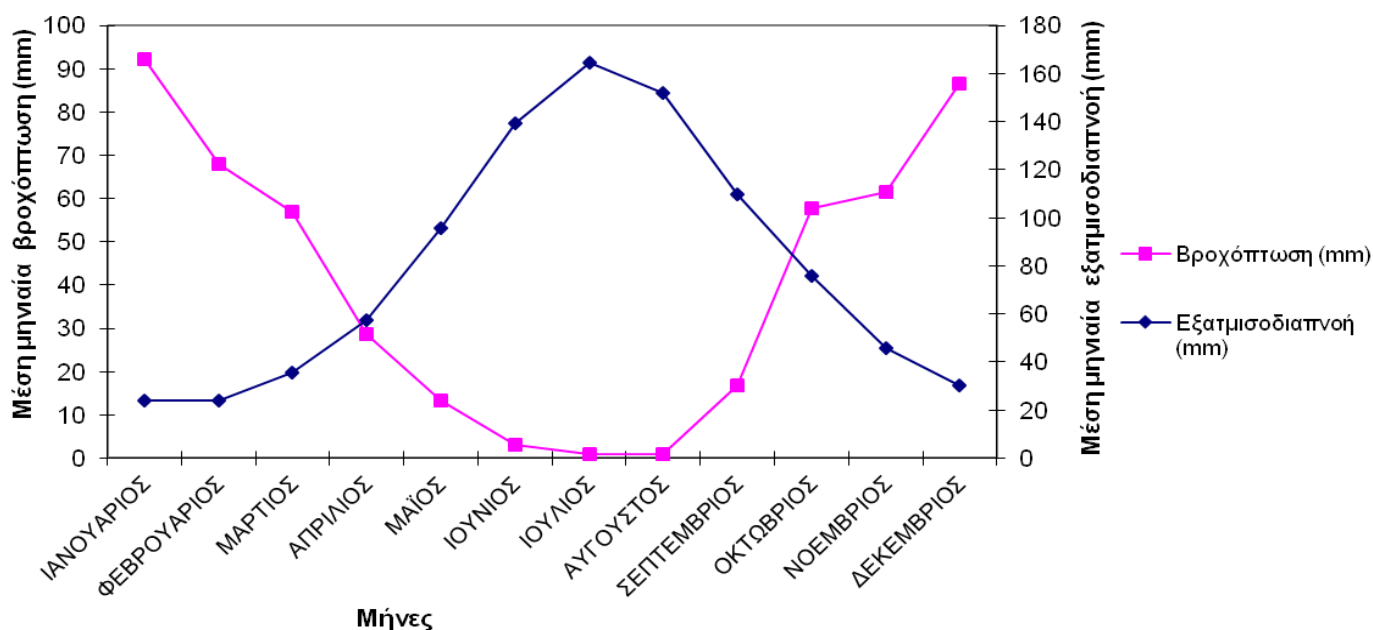
Εφόσον έχει εκτιμηθεί η PET, είναι δυνατό να υπολογιστεί και το ισοζύγιο του εδαφικού ύδατος. Αυτό είναι δυνατόν με την προϋπόθεση, ότι το νερό, που συγκρατεί το έδαφος με τη μορφή υγρασίας, αποτελεί ένα απόθεμα στο οποίο προστίθεται το νερό της βροχής και από το οποίο αφαιρείται η πραγματική εξατμισοδιαπνοή ETR. Η τελευταία εξαρτάται από την υπάρχουσα σχέση του αθροίσματος του ύψους βροχής με το υπάρχον ύδωρ στο έδαφος και την PET. Έτσι, αν το προηγούμενο άθροισμα είναι μεγαλύτερο ή ίσο με την PET, η πραγματική εξατμισοδιαπνοή θα είναι ίση με την δυναμική, ενώ όταν η PET είναι μεγαλύτερη από το προηγούμενο άθροισμα, η πραγματική εξατμισοδιαπνοή θα ισούται με το ποσό αυτού του αθροίσματος. Έτσι, στην πρώτη περίπτωση θα υπάρχει ένα ποσό ύδατος, που πλεονάζει (S-Surplus), ενώ στην δεύτερη περίπτωση θα υπάρχει ένα έλλειμμα ύδατος (D-deficit). Αποθήκευση του

εδαφικού νερού παρατηρείται, όταν το ύψος των βροχοπτώσεων είναι αρκετά μεγαλύτερο από την εξατμισοδιαπνοή με αποτέλεσμα, το έδαφος να παραμένει υγρό.

Στον πίνακα 5 παρουσιάζονται αναλυτικά τα μηνιαία δεδομένα των παραπάνω παραμέτρων (R, S, U, D), ενώ στο σχήμα 9 απεικονίζεται το υδατικό ισοζύγιο για το νομό Ηρακλείου. Η χωρητικότητα του διαθέσιμου νερού θεωρήθηκε ίση με 100 mm.

Πίνακας 5: Τιμές της μέσης βροχόπτωσης (P), της εξατμισοδιαπνοής (PET), της αποθήκευσης νερού (R), του αναγκαίου προς χρήση νερού (U), του ελλείμματος νερού (D) και του πλεονάσματος νερού (S) ανά μήνα, για την περιοχή μελέτης στο νομό Ηρακλείου.

	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
P (mm)	28.7	19.7	19.7	15.2	9.6	4.2	3.8	2.3	14.2	25.2	24.8	27.7
PET (mm)	24.2	24.1	35.8	57.3	95.6	139.3	164.5	152.0	109.9	75.9	45.9	30.2
P-PET (mm)	4.5	-4.3	-16.1	-42.1	-86.0	-135.1	-160.7	-149.8	-95.7	-50.7	-21.1	-2.5
R (mm)	4.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
U (mm)	0.0	4.3	16.1	42.1	37.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
D (mm)	0.0	0.0	0.0	0.0	48.5	135.1	160.7	149.8	95.7	50.7	21.1	2.5
S (mm)	4.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0



Σχήμα 9: Υδατικό ισοζύγιο κατά Thornthwaite για την υπό μελέτη περιοχή στο νομό Ηρακλείου, της νήσου Κρήτης.

2.1.1ε Καθεστώς εδαφικής θερμοκρασίας (soil temperature regime)

Η θερμοκρασία εδάφους χρησιμοποιείται κυρίως ως κριτήριο ταξινόμησης. Η μέση ετήσια, η μέση θερινή και η μέση χειμερινή θερμοκρασία εδάφους χρησιμοποιούνται για τον καθορισμό των κλάσεων εδαφικής θερμοκρασίας. Όταν δεν υπάρχουν δεδομένα

θερμοκρασιών εδάφους, η εκτίμηση της μέσης θερμοκρασίας εδάφους γίνεται από τη μέση θερμοκρασία αέρος ως εξής:

1. Μέση ετήσια θερμοκρασία εδάφους= Μέση ετήσια θερμοκρασία αέρος + 1.0°C, άρα για την υπό μελέτη περιοχή :

Μέση ετήσια θερμοκρασία εδάφους = 18.8°C + 1.0°C =19.9°C

2. Μέση θερινή θερμοκρασία εδάφους = Μέση θερινή θερμοκρασία αέρος - 0.6°C, άρα για την υπό μελέτη περιοχή :

Μέση θερινή θερμοκρασία εδάφους = 25.6°C - 0.6°C =25.0°C

3. Μέση χειμερινή θερμοκρασία εδάφους= Μέση θερινή θερμοκρασία εδάφους- Μέση ετήσια θερμοκρασία εδάφους, άρα για την υπό μελέτη περιοχή προκύπτει ότι :

Μέση χειμερινή θερμοκρασία εδάφους = 22.8- 16.0°C =6.8°C

Με βάση τα παραπάνω, το καθεστώς εδαφικής θερμοκρασίας της περιοχής μελέτης χαρακτηρίζεται ως *thermic* καθώς, η μέση ετήσια θερμοκρασία εδάφους κυμαίνεται μεταξύ 15.0°C και 22.0°C και η διαφορά μέσης θερινής θερμοκρασίας εδάφους – μέσης χειμερινής θερμοκρασίας είναι μεγαλύτερη από 5.0°C σε βάθος 50cm από την επιφάνεια του εδάφους (Soil Survey Staff, 2010).

2.1.1ζ. Καθεστώς εδαφικής υγρασίας

Η κατάσταση εδαφικής υγρασίας σχετίζεται άμεσα με το κλίμα και αποτελεί βασικό κριτήριο ταξινόμησης. Το καθεστώς εδαφικής υγρασίας ορίζεται από μετεωρολογικά δεδομένα μέσης μηνιαίας θερμοκρασίας, μέσης μηνιαίας βροχόπτωσης και δυναμικής εξατμισοδιαπνοής. Σύμφωνα με το Soil Survey Staff (2010) και με βάση ότι:

- η περιοχή ελέγχου εδαφικής υγρασίας είναι ξηρή για περισσότερο από 45 συνεχείς ημέρες στο διάστημα των τεσσάρων μηνών, που ακολουθούν το θερινό ηλιοστάσιο.
- η μέση ετήσια θερμοκρασία του εδάφους είναι μικρότερη από 22°C.
- η διαφορά μέσης θερμοκρασίας εδάφους, χειμώνα και θέρους, είναι μεγαλύτερη από 5°C σε βάθος 50 cm από την επιφάνεια.

προκύπτει, ότι το καθεστώς εδαφικής υγρασίας είναι *xeric* και είναι χαρακτηριστικό των περιοχών με μεσογειακό κλίμα, όπου ο χειμώνας είναι υγρός και δροσερός και το καλοκαίρι θερμό και ξηρό.

2.1.1η Χαρακτηρισμός του κλίματος

Για τον προσδιορισμό του κλίματος μίας περιοχής έχουν αναπτυχθεί διάφορες μεθοδολογίες. Στην παρούσα μελέτη, χρησιμοποιήθηκε η κλιματική κατάταξη κατά De Martonne (De Martonne, 1926).

Ο δείκτης ξηρότητας (Ia) του De Martonne, ο οποίος είναι από τους ευρύτερα χρησιμοποιημένους, για τον προσδιορισμό της ξηρότητας μιας περιοχής δίνεται από την εξίσωση (12) :

$$Ia = \frac{P}{T+10} \quad (12)$$

όπου, P: μέσο ετήσιο ύψος βροχόπτωσης (mm)

T: μέση ετήσια θερμοκρασία αέρα (°C)

Με βάση την παραπάνω εξίσωση και τα δεδομένα του πίνακα 6 προκύπτουν τα αποτελέσματα των μηνιαίων και της ετήσιας τιμής του δείκτη ξηρότητας και οι αντίστοιχοι τύποι κλίματος, που δίνονται στον πίνακα 7.

Πίνακας 6: Υγρομετρικός χαρακτήρας του κλίματος κατά De Martonne (De Martonne, 1926).

ΤΥΠΟΣ ΚΛΙΜΑΤΟΣ	ΔΕΙΚΤΗΣ ΞΗΡΟΤΗΤΑΣ (Iα)
ΞΗΡΟ	< 10
ΗΜΙΞΗΡΟ	10 – 20
ΜΕΣΟΓΕΙΑΚΟ	20 – 24
ΗΜΙΥΓΡΟ	24 -28
ΥΓΡΟ	28 – 35
ΠΟΛΥΥΓΡΟ	35-55

Πίνακας 7: Μηνιαία, ετήσια τιμή του δείκτη ξηρότητας (Iα) και τύποι κλίματος στη εξεταζόμενη περιοχή μελέτης στο νομό Ηρακλείου της νήσου Κρήτης.

ΜΗΝΕΣ	ΔΕΙΚΤΗΣ ΞΗΡΟΤΗΤΑΣ (Iα)	ΤΥΠΟΣ ΚΛΙΜΑΤΟΣ
ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ	50	ΠΟΛΥ ΥΓΡΟ
ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ	37	ΠΟΛΥ ΥΓΡΟ
ΜΑΡΤΙΟΣ	29	ΥΓΡΟ
ΑΠΡΙΛΙΟΣ	13	ΗΜΙΞΗΡΟ
ΜΑΙΟΣ	5	ΞΗΡΟ
ΙΟΥΝΙΟΣ	1	ΞΗΡΟ
ΙΟΥΛΙΟΣ	0	ΞΗΡΟ
ΑΥΓΟΥΣΤΟΣ	0	ΞΗΡΟ
ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ	6	ΞΗΡΟ
ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ	23	ΜΕΣΟΓΕΙΑΚΟ
ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ	28	ΗΜΙΥΓΡΟ
ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ	44	ΠΟΛΥ ΥΓΡΟ
ΕΤΗΣΙΟ	17	ΗΜΙΞΗΡΟ

Σύμφωνα με την ετήσια τιμή του δείκτη ξηρότητας (Iα:17), το κλίμα της περιοχής μελέτης χαρακτηρίζεται ως ημίξηρο, με ξηρές θερινές περιόδους και υγρές χειμερινές περιόδους.

2.1.2 Κλίμα του νομού Ξάνθης

Για το χαρακτηρισμό του κλίματος του νομού Ξάνθης, αξιολογήθηκαν τα δεδομένα του μετεωρολογικού σταθμού Ξάνθης, για τη χρονική περίοδο 1975-2008 (Ε.Μ.Υ, 2012).

2.1.2α Θερμοκρασία

Η μέση ετήσια θερμοκρασία της περιοχής μελέτης στο νομό Ξάνθης είναι 16.1°C, με τη μέση μέγιστη να φθάνει τους 31.3°C το μήνα Ιούλιο και την ελάχιστη τους -0.2°C το μήνα Ιανουάριο (Πίνακας 8). Η απόλυτη μέγιστη θερμοκρασία για τους χειμερινούς μήνες είναι 16.6°C (Φεβρουάριος), ενώ για τους καλοκαιρινούς μήνες είναι 35.4°C (Ιούλιος). Για τους χειμερινούς μήνες εμφανίζει την απόλυτη ελάχιστη θερμοκρασία ο Φεβρουάριος (-5.5°C) και για τους θερινούς μήνες ο Ιούνιος (12.3°C)(Πίνακας 8).

2.1.2β Βροχόπτωση και σχετική υγρασία

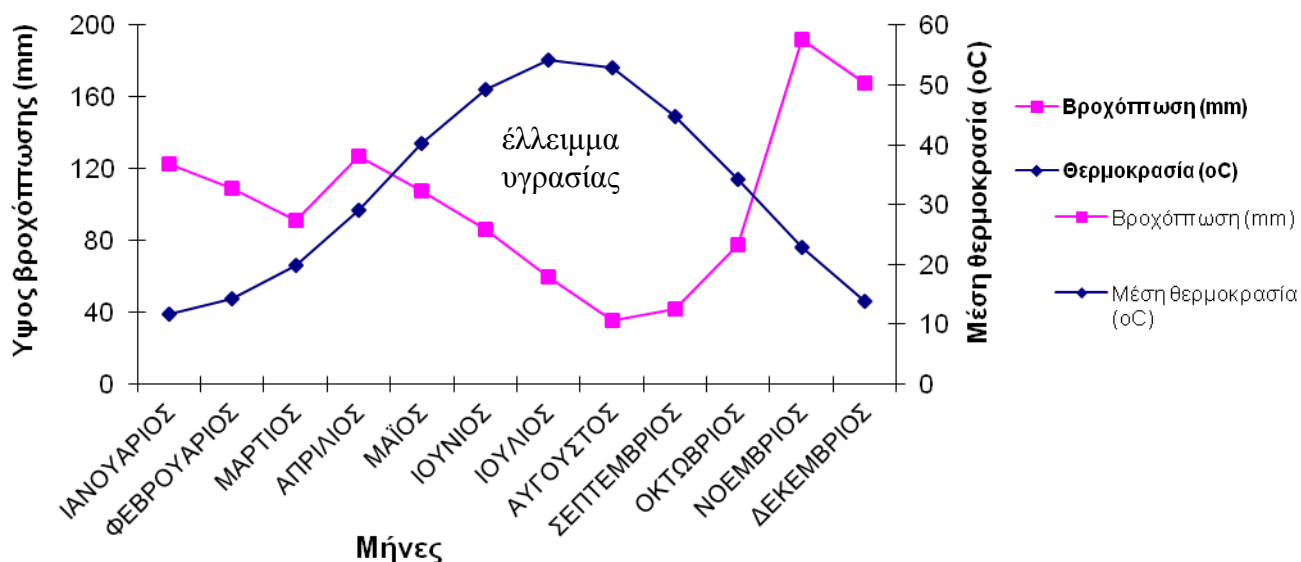
Το μέσο ετήσιο ύψος βροχόπτωσης για τη χρονική περίοδο 1975-2008 είναι 1226.2 mm με ένα μέγιστο το Νοέμβριο 192.2 mm και ένα ελάχιστο το Σεπτέμβριο 35.1 mm (Πίνακας 8). Η κατανομή των βροχοπτώσεων δεν είναι ομοιόμορφη κατά τη διάρκεια του έτους. Το 35.2% των βροχών πέφτει κατά τη διάρκεια του χειμώνα, το 25.4% κατά τη διάρκεια του φθινοπώρου, το 26.6% κατά τη διάρκεια της άνοιξης και το 14.8% κατά τη θερινή περίοδο. Η μέση ετήσια σχετική υγρασία έχει ποσοστό 70.1% και παρουσιάζει τη μέγιστη τιμή της το Νοέμβριο (74.9%), ενώ το μικρότερο ποσοστό της (61.1%) παρατηρείται τον Ιούλιο (Πίνακας 8).

Πίνακας 8: Τιμές της θερμοκρασίας (μέσης, μέσης και απόλυτης ελάχιστης, μέσης και απόλυτης μέγιστης) του μέσου ύψους βροχόπτωσης, της μέσης κατανομής βροχόπτωσης και της μέσης σχετικής υγρασίας για τη χρονική περίοδο 1975-2008, στο νομό Ξάνθης (Ε.Μ.Υ., 2012).

	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ	ΕΤΟΣ
ΜΕΣΗ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)	5.9	7.1	9.9	14.5	20.2	24.6	27.1	26.5	22.4	17.1	11.4	6.9	16.1
ΜΕΣΗ ΕΛΑΧΙΣΤΗ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)	-0.2	0.2	2.6	6.8	12.0	16.0	18.7	18.2	13.8	9.3	4.9	0.9	8.5
ΜΕΣΗ ΜΕΓΙΣΤΗ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)	9.5	10.6	13.6	18.4	24.0	28.7	31.3	30.9	27.1	21.4	14.9	10.3	20.0
ΑΠΟΛΥΤΗ ΕΛΑΧΙΣΤΗ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)	-5.3	-5.5	-2.5	3.2	9.3	12.3	14.9	13.7	9.0	5.8	-0.5	-5.5	6.5
ΑΠΟΛΥΤΗ ΜΕΓΙΣΤΗ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)	12.0	16.6	18.2	23.2	26.9	31.0	35.4	33.4	31.0	24.8	20.0	13.0	21.5
ΜΕΣΟ ΥΨΟΣ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ (mm)	122.5	109.0	91.5	127.3	107.7	86.2	59.5	35.1	41.8	77.6	192.2	167.6	1226.2
ΜΕΣΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ (%)	10.0	8.9	7.5	10.4	8.8	7.0	4.9	2.9	3.4	6.3	15.7	13.7	100.0
ΜΕΣΗ ΣΧΕΤΙΚΗ ΥΓΡΑΣΙΑ (%)	72.9	72.7	72.6	73.1	70.0	65.4	61.1	62.5	67.3	71.1	74.9	73.9	70.1

2.1.2γ Ξηρά περίοδος

Στο νομό Ξάνθης, η ξηρά περίοδος διαρκεί περίπου 4 μήνες και αρχίζει τον Ιούνιο και τελειώνει στο τέλος του Σεπτεμβρίου (Σχήμα 10).



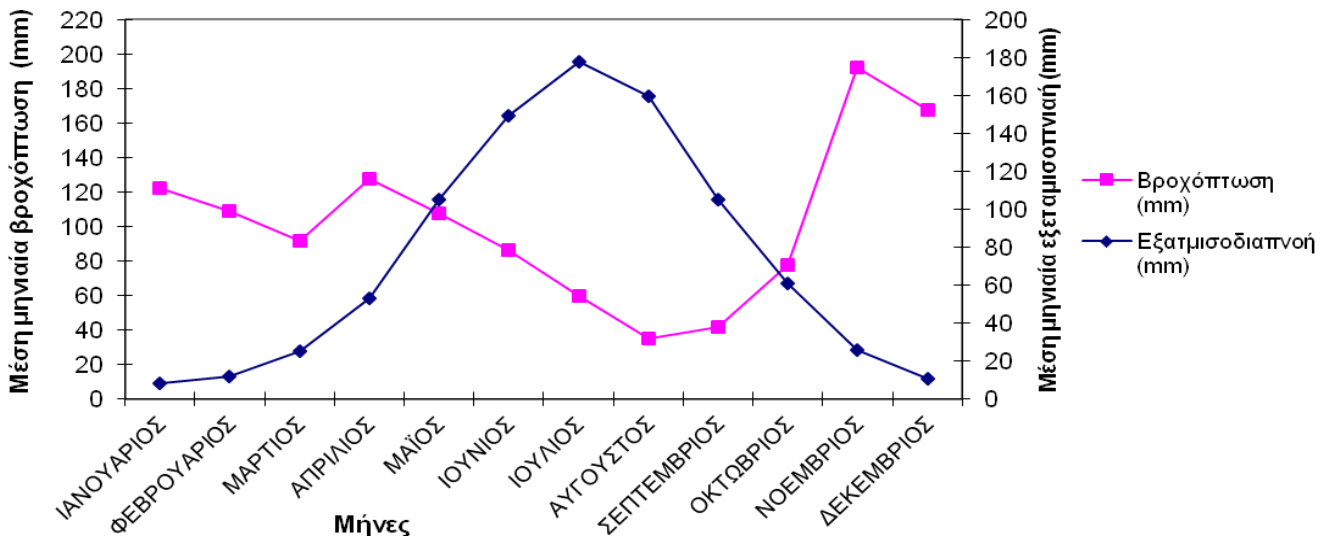
Σχήμα 10: Ομβροθερμικό διάγραμμα κατά Bagnoul-Gaussien για την υπό μελέτη περιοχή στο νομό Ξάνθης.

2.1.2δ Υδατικό ισοζύγιο

Στον πίνακα 9, παρουσιάζονται αναλυτικά τα δεδομένα των παραμέτρων του υδατικού ισοζυγίου (R,S,D,U), ενώ στο σχήμα 11, απεικονίζεται το υδατικό ισοζύγιο για την περιοχή μελέτης στο νομό Ξάνθης.

Πίνακας 9: Τιμές της μέσης βροχόπτωσης (P), της εξατμισοδιαπνοής (PET), της αποθήκευσης νερού (R), του αναγκάσιου προς χρήση νερού (U), του ελλείμματος νερού (D) και του πλεονάσματος νερού (S) ανά μήνα, για την υπό μελέτη περιοχή στο νομό Ξάνθης.

	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
P (mm)	122.5	109.0	91.5	127.3	107.7	86.2	59.5	35.1	41.8	77.6	192.2	167.6
PET (mm)	8.3	11.6	25.4	53.0	105.0	149.3	177.5	159.8	105.1	60.66	25.9	10.7
P-PET (mm)	114.2	97.3	66.1	74.3	2.7	-63.1	-117.9	-124.7	-63.3	17.0	166.2	156.9
R (mm)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	17.0	83.0	0.0
U (mm)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	63.1	36.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
D (mm)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	81.0	63.3	0.0	0.0	0.0	0.0
S (mm)	114.2	97.3	66.1	74.3	2.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	83.2	156.9



Σχήμα 11 : Υδατικό ισοζύγιο κατά Thornthwaite για την υπό μελέτη περιοχή στο νομό Ξάνθης.

2.1.2ε Καθεστώς εδαφικής θερμοκρασίας (soil temperature regime)

Τη χρονική περίοδο 1975-2008, η μέση ετήσια θερμοκρασία εδάφους είναι 17.1°C, η μέση θερινή θερμοκρασία εδάφους 25.5°C και η μέση χειμερινή θερμοκρασία εδάφους 9.0°C. Με βάση τα παραπάνω δεδομένα, το καθεστώς εδαφικής θερμοκρασίας στην εξεταζόμενη περιοχή του νομού Ξάνθης χαρακτηρίζεται ως thermic.

2.1.2ζ Καθεστώς εδαφικής υγρασίας

Με βάση τα κριτήρια του Soil Survey Staff (2010) προκύπτει, ότι το καθεστώς εδαφικής υγρασίας είναι xeric.

2.1.2η Χαρακτηρισμός του κλίματος

Σύμφωνα με την ετήσια τιμή του δείκτη ξηρότητας (Ia:47), το κλίμα της περιοχής μελέτης χαρακτηρίζεται ως πολύ υγρό, με κατακρημνίσεις σχεδόν σε όλη τη διάρκεια του έτους (Πίνακας 10).

Πίνακας 10: Μηνιαία, ετήσια τιμή του δείκτη ξηρότητας (Ia) και τύποι κλίματος για την υπό μελέτη περιοχή στο νομό Ξάνθης.

Μήνες	Δείκτης Ξηρότητας (Ia)	ΤΥΠΟΣ ΚΛΙΜΑΤΟΣ
ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ	93	ΠΟΛΥ ΥΓΡΟ
ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ	76	ΠΟΛΥ ΥΓΡΟ
ΜΑΡΤΙΟΣ	55	ΠΟΛΥ ΥΓΡΟ
ΑΠΡΙΛΙΟΣ	62	ΠΟΛΥ ΥΓΡΟ
ΜΑΪΟΣ	43	ΠΟΛΥ ΥΓΡΟ
ΙΟΥΝΙΟΣ	30	ΥΓΡΟ
ΙΟΥΛΙΟΣ	19	ΗΜΙΕΗΡΟ
ΑΥΓΟΥΣΤΟΣ	12	ΗΜΙΕΗΡΟ
ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ	15	ΗΜΙΕΗΡΟ
ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ	34	ΥΓΡΟ
ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ	108	ΠΟΛΥ ΥΓΡΟ
ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ	119	ΠΟΛΥ ΥΓΡΟ
ΕΤΗΣΙΟ	47	ΠΟΛΥ ΥΓΡΟ

2.1.3 Κλίμα του νομού Κιλκίς

Στο νομό Κιλκίς δεν υπάρχει επαρκής αριθμός μετεωρολογικών σταθμών, που να λειτουργούν συνεχόμενα για πολλά χρόνια, ώστε να υπάρχουν αξιόπιστα στοιχεία. Γι' αυτό το λόγο, χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα που αφορούν στη χρονική περίοδο 1963-2003 των μετεωρολογικών σταθμών Άνω Θεοδωρακίου, Μελανθίου, Μεταξοχωρίου, Κιλκίς, Κρηστώνης Λαχανά, Σκρα, Γουμένιτσας, Μεγάλης Στέρνας, Ευζώνων και του Φράγματος Αξιού (Ε.Μ.Υ, 2012).

2.1.3α Θερμοκρασία

Η μέση ετήσια θερμοκρασία της περιοχής μελέτης στο νομό Κιλκίς, είναι 15.0°C, με τη μέση μέγιστη να φθάνει τους 29.7°C το μήνα Ιούλιο και την ελάχιστη τους 1.2°C το μήνα Ιανουάριο (Πίνακας 11). Η απόλυτη μέγιστη θερμοκρασία για τους χειμερινούς μήνες είναι 18.1°C (Φεβρουάριος), ενώ για τους καλοκαιρινούς μήνες είναι 38.1°C (Ιούλιος). Για τους χειμερινούς μήνες εμφανίζει την απόλυτη ελάχιστη θερμοκρασία ο Ιανουάριος (-14.0°C) και για τους θερινούς μήνες ο Ιούνιος (8.2°C), (Πίνακας 11).

Πίνακας 11: Τιμές της θερμοκρασίας (μέσης, μέσης και απόλυτης ελάχιστης, μέσης και απόλυτη μέγιστης), του μέσου ύψους βροχόπτωσης, της μέσης κατανομής βροχόπτωσης και της μέσης σχετικής υγρασίας για τη χρονική περίοδο 1963-2003, στην εξεταζόμενη περιοχή μελέτης στο νομό Κιλκίς (Ε.Μ.Υ, 2012).

	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ	ΕΤΟΣ
ΜΕΣΗ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)	4.5	5.9	9.6	13.7	18.5	23.9	25.8	24.9	21.7	15.4	9.8	5.7	15.0
ΜΕΣΗ ΕΛΑΧΙΣΤΗ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)	1.2	2.0	4.1	7.8	12.6	16.5	18.8	17.6	15.2	10.1	5.9	1.8	9.5
ΜΕΣΗ ΜΕΓΙΣΤΗ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)	7.5	8.9	13.0	17.2	22.9	27.8	29.7	28.9	25.6	19.7	13.5	9.4	18.7
ΑΠΟΛΥΤΗ ΕΛΑΧΙΣΤΗ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)	-14.0	-9.8	-4.6	-1.0	4.3	8.2	12.6	10.3	3.5	-1.5	-3.4	-7.9	-0.3
ΑΠΟΛΥΤΗ ΜΕΓΙΣΤΗ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)	14.8	18.1	23.9	26.5	30.2	35.6	38.1	37.0	32.1	29.5	23.4	17.9	27.3
ΜΕΣΟ ΥΨΟΣ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ (mm)	41.2	44.5	42.9	46.3	54.6	43.9	29.8	39.4	37.8	58.1	61.2	52.5	552.2
ΜΕΣΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ (%)	7.5	8.1	7.8	8.4	9.9	8.0	5.4	7.1	6.8	10.5	11.1	9.5	100
ΜΕΣΗ ΣΧΕΤΙΚΗ ΥΓΡΑΣΙΑ (%)	73.6	70.2	66.8	62.4	60.2	52.6	50.3	54.1	59.7	69.2	74.9	75.3	64.1

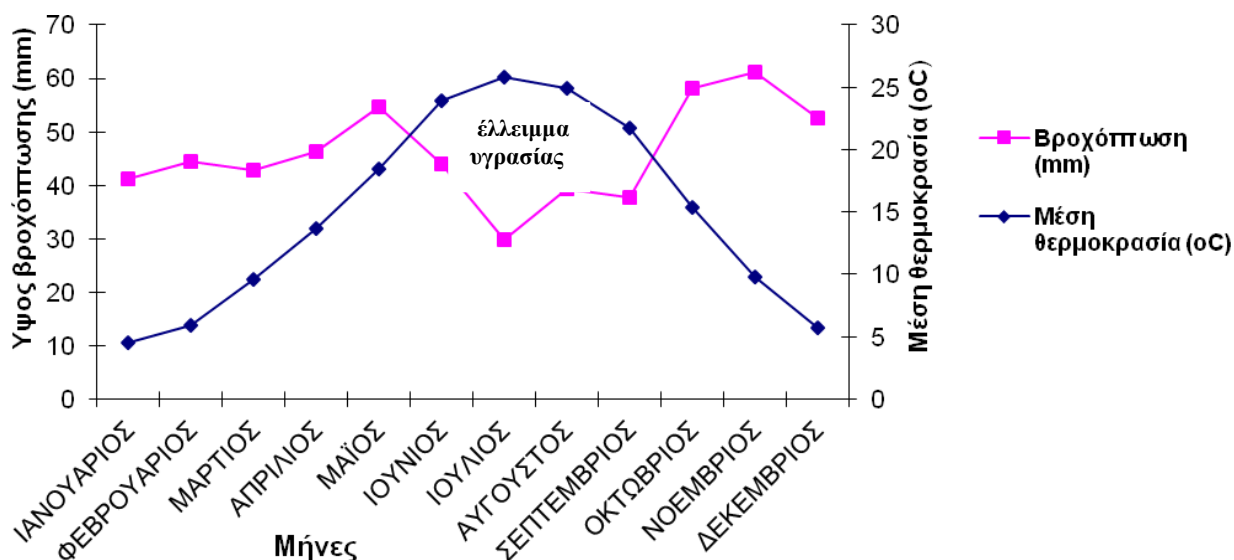
2.1.3β Βροχόπτωση και σχετική υγρασία

Το μέσο ετήσιο ύψος βροχόπτωσης για τη χρονική περίοδο 1963-2003 είναι 552.2 mm με ένα μέγιστο το Νοέμβριο 61.2 mm και ένα ελάχιστο τον Ιούλιο 29.8 mm (Πίνακας 11). Η κατανομή των βροχοπτώσεων είναι σχετικά ομοιόμορφη κατά τη διάρκεια του

έτους το 25.1% των βροχών πέφτει κατά τη διάρκεια του χειμώνα, το 28.4% κατά τη διάρκεια του φθινοπώρου, το 26.1% κατά τη διάρκεια της άνοιξης και το 20.5% κατά τη θερινή περίοδο. Η μέση ετήσια σχετική υγρασία έχει ποσοστό 64.1% και παρουσιάζει τη μέγιστη τιμή της το Δεκέμβριο (75.3%), ενώ το μικρότερο ποσοστό της (50.3%) παρατηρείται τον Ιούλιο (Πίνακας 11).

2.1.3γ Ξηρά περίοδος

Στο νομό Κιλκίς, η ξηρά περίοδος ανέρχεται σε 4 μήνες και συγκεκριμένα αρχίζει από τα μέσα Μαΐου και τελειώνει στα μέσα Σεπτεμβρίου (Σχήμα 12).



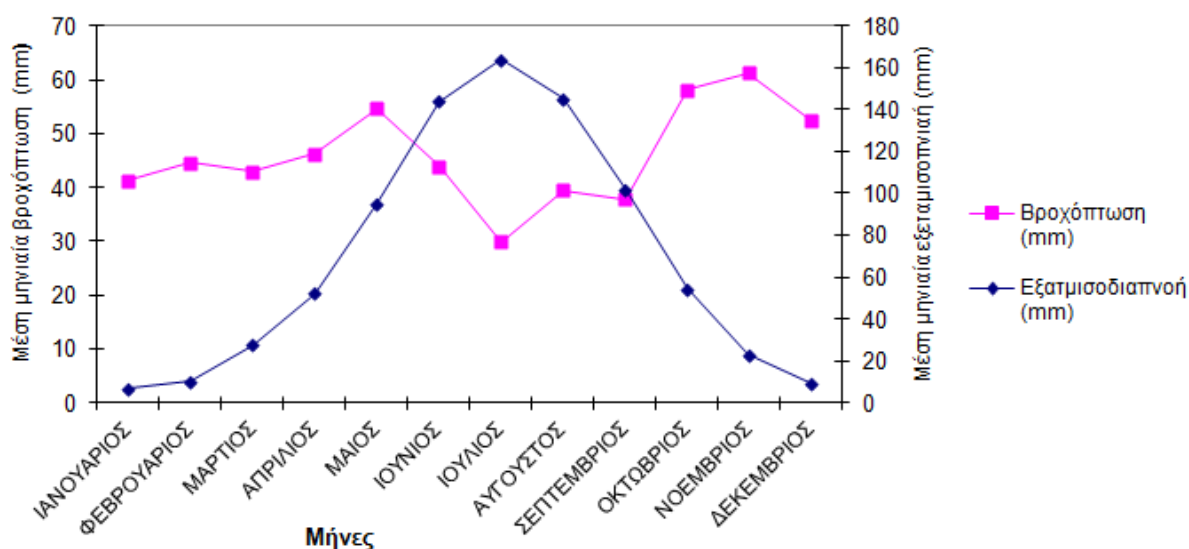
Σχήμα 12: Ομβροθερμικό διάγραμμα κατά Bagnoul-Gaussen για την υπό μελέτη περιοχή στο νομό Κιλκίς.

2.1.3δ Υδατικό ισοζύγιο

Στον πίνακα 12, παρουσιάζονται αναλυτικά τα δεδομένα για τον υπολογισμό του υδατικού ισοζυγίου σύμφωνα με τη μέθοδο Thronthwhaite (1948), ενώ στο σχήμα 13, απεικονίζεται το υδατικό ισοζύγιο για την εξεταζόμενη περιοχή στο νομό Κιλκίς.

Πίνακας 12: Τιμές της μέσης βροχόπτωσης (P), της εξατμισοδιαπνοής (PET), της αποθήκευσης νερού (R), του αναγκαίου προς χρήση νερού (U), του ελλείμματος νερού (D) και του πλεονάσματος νερού (S) ανά μήνα, για την περιοχή μελέτης στο νομό Κιλκίς.

	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
P (mm)	41.2	44.5	42.9	46.9	54.6	43.9	29.8	39.4	37.8	58.1	61.2	52.5
PET (mm)	6.7	10.3	27.6	52.3	95.0	143.9	163.8	145.1	101.9	54.5	22.7	9.4
P-PET (mm)	34.5	34.2	15.3	-6.0	-40.4	-100.0	-134.0	105.7	-64.1	3.6	38.5	43.1
R (mm)	14.8	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.6	38.5	43.1
U (mm)	0.0	0.0	0.0	6.0	40.4	53.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
D (mm)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	46.4	134.0	105.7	64.1	0.0	0.0	0.0
S (mm)	19.7	34.2	15.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0



Σχήμα 13: Υδατικό ισοζύγιο κατά Thornthwaite για την υπό μελέτη περιοχή στο νομό Κιλκίς.

2.1.3ε Καθεστώς εδαφικής θερμοκρασίας (soil temperature regime)

Τη χρονική περίοδο 1963-2003, η μέση ετήσια θερμοκρασία εδάφους στο Νομό Κιλκίς, είναι 16.0°C, η μέση θερινή θερμοκρασία εδάφους 24.3°C και η μέση χειμερινή θερμοκρασίας εδάφους 8.3°C. Με βάση τα παραπάνω δεδομένα καθεστώς εδαφικής θερμοκρασίας της περιοχής έρευνας χαρακτηρίζεται ως thermic (Soil Survey Staff, 2010).

2.1.3ζ Καθεστώς εδαφικής υγρασίας

Με βάση τα κριτήρια του Soil Survey Staff (2010) προκύπτει, ότι το καθεστώς εδαφικής υγρασίας είναι xeric.

2.1.3η Χαρακτηρισμός του κλίματος

Σύμφωνα με τα δεδομένα του πίνακα 13, το κλίμα της περιοχής μελέτης στο νομό Κιλκίς χαρακτηρίζεται ως μεσογειακό, με ήπια την ψυχρή περίοδο του έτους, μικρή νέφωση και μεγάλη ηλιοφάνεια.

Πίνακας 13: Μηνιαία, ετήσια τιμή του δείκτη ξηρότητας και τύποι κλίματος για την υπό μελέτη περιοχή του νομού Κιλκίς.

ΜΗΝΕΣ	ΔΕΙΚΤΗΣ ΞΗΡΟΤΗΤΑΣ (Iα)	ΤΥΠΟΣ ΚΛΙΜΑΤΟΣ
ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ	34	ΥΓΡΟ
ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ	34	ΥΓΡΟ
ΜΑΡΤΙΟΣ	26	ΗΜΙΥΓΡΟ
ΑΠΡΙΛΙΟΣ	23	ΜΕΣΟΓΕΙΑΚΟ
ΜΑΙΟΣ	23	ΜΕΣΟΓΕΙΑΚΟ
ΙΟΥΝΙΟΣ	16	~ ΗΜΙΕΗΡΟ
ΙΟΥΛΙΟΣ	10	ΗΜΙΕΗΡΟ
ΑΥΓΟΥΣΤΟΣ	14	ΗΜΙΕΗΡΟ
ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ	14	ΗΜΙΕΗΡΟ
ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ	27	ΗΜΙΥΓΡΟ
ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ	37	ΠΟΛΥΥΓΡΟ
ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ	40	ΠΟΛΥΥΓΡΟ
ΕΤΗΣΙΟ	22	ΜΕΣΟΓΕΙΑΚΟ

2.2. Γεωλογία των περιοχών μελέτης

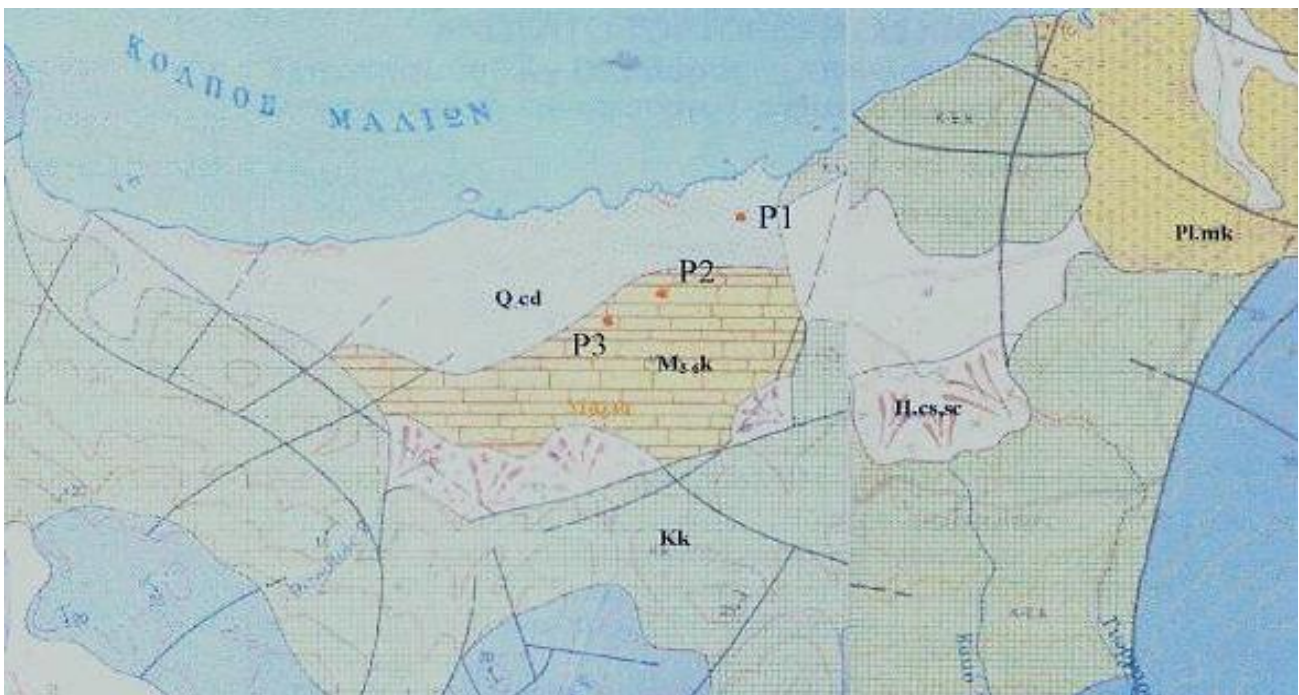
2.2.1 Γεωλογία του νομού Ηρακλείου της νήσου Κρήτης

Οι γεωλογικοί σχηματισμοί που απαντούν στην περιοχή έρευνας του νομού Ηρακλείου διακρίνονται σε προνεογενείς σχηματισμούς, που συγκρατούν τα τεκτονικά καλύμματα Φυλλιτών-Χαλαζιτών και Τρίπολης και σε μεταλλικούς (νεογενή και τεταρτογενή ιζήματα).

Σύμφωνα με τις επί τόπου παρατηρήσεις στην περιοχή έρευνας και το γεωλογικό χάρτη της Ελλάδας 1:50.000 του Ι.Γ.Μ.Ε 1982 (Φύλλο: Μοχός), οι γεωλογικοί σχηματισμοί στην υπό μελέτη περιοχή είναι μεταλλικοί (νεογενή και τεταρτογενή ιζήματα) (Εικόνα 2), οι οποίοι περιγράφονται αναλυτικά, ως ακολούθως :

• **Νεογενή ιζήματα:** Με βάση τη διάκριση των νεογενών αποθέσεων σε λιθοφασικές ομάδες κατά Meulenkaamp et al. (1988) στην περιοχή του Δήμου Μαλίων απαντάται ο σχηματισμός της Αγίας Βαρβάρας. Ο σχηματισμός της Αγίας Βαρβάρας (Ανώτερο Μειόκαινο) συνίστανται από βιοκλαστικούς, εν μέρει λατυποπαγείς ή κροκαλοπαγείς ασβεστόλιθους, καθώς και από υφαλώδεις ασβεστόλιθους.

• **Τεταρτογενή ιζήματα:** Τα τεταρτογενή ιζήματα στην περιοχή έρευνας αποτελούνται από πλειστόκαινες-ολόκαινες αποθέσεις, δηλαδή ιζήματα της παράκτιας περιοχής που αντιπροσωπεύονται από άμμους και θαλάσσιες αναβαθμίδες.



Εικόνα 2: Γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης του δήμου Μαλίων του νομού Ηρακλείου με τις θέσεις δειγματοληψίας των εδαφοτομών P1, P2 και P3 (Τμήμα από το Φύλλο Μοχός, 1: 50.000)(Ι.Γ.Μ.Ε, 1982).

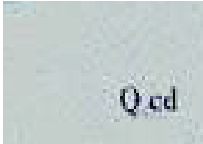
ΥΠΟΜΝΗΜΑ

ΑΝΩΤΕΡΟ ΜΕΙΟΚΑΙΝΟ

ΑΝΩΤΑΤΟ ΤΟΡΤΟΝΙΟ-ΜΕΣΣΗΝΙΟ



Σχηματισμός Αγ. Βαρβάρας : Βιοκλαστικοί, εν μέρει λατυποπαγείς ή κροκαλοπαγείς ασβεστόλιθοι. Απολιθώματα: Lithothamnium, Peycten, Clpreaster, Heterostegina, Corals Bryzoa.
Corals Bryzoa.



ΠΛΕΙΣΤΟΚΑΙΝΟ –ΟΛΟΚΑΙΝΟ

Ιζήματα της παρακτίου περιοχής : άμμοι ακτών, θαλάσσιες αναβαθμίδες.

2.2.2 Γεωλογία του νομού Ξάνθης

Στη γεωλογική δομή του νομού Ξάνθης παίρνουν μέρος μεγάλη ποικιλία πετρολογικών τύπων και γεωλογικών σχηματισμών (μεταμορφωμένοι σχηματισμοί, εκρηξιγενή πετρώματα, τριτογενείς και τεταρτογενείς σχηματισμοί και αποθέσεις) Ειδικότερα, στην εξεταζόμενη περιοχή μελέτης επικρατούν οι τριτογενείς και τεταρτογενείς σχηματισμοί και αποθέσεις (Εικόνα 3), οι οποίοι περιγράφονται αναλυτικά, ως ακολούθως :

Τριτογενείς και τεταρτογενείς σχηματισμοί και αποθέσεις: Στην περιοχή της Κεντρικής Ροδόπης με την έναρξη του Τριτογενούς έγινε η τεκτονική διαμόρφωση της περιοχής από την επενέργεια μεγάλων ρηγμάτων που διαφοροποίησαν την περιοχή σε δύο μεγαλοτεμάχη, το δυτικό και το ανατολικό.

Η στρωματογραφία των ιζηματογενών σχηματισμών στο δυτικό τέμαχος, το οποίο εκτείνεται από το Άγιο Όρος μέχρι το μεγάλο ρήγμα των Αβδήρων, έχει την ακόλουθη διάρθρωση από τους νεότερους προς τους παλαιότερους, οι οποίοι υπέρκεινται του μεταμορφωμένου υποβάθρου της μάζας της Ροδόπης :

α) Μειοκαινικοί σχηματισμοί : Αποτελούνται από ιζήματα θαλάσσιας, υφάλμυρης και λιμναίας φάσης. Πρόκειται για κροκαλοπαγή, αργιλίτες, μάργες, δολομιτικά στρώματα, ψαμμίτες, αργίλους και ιλυολίθους.

β) Πλειο-Πλειστοκαινικοί σχηματισμοί: Αποτελούνται από ιζήματα θαλάσσιας και υφάλμυρης προέλευσης. Υπέρκεινται ασύμφωνα των προηγούμενων σχηματισμών και είναι εναλλαγές και πλευρικές μεταβάσεις από αργίλους, ψαμμίτες, ιλυολίθους, αργιλίτες και κροκαλοπαγή.

γ) Ολοκαινικές αποθέσεις: Αποτελούνται ανάλογα με τη μορφολογική τους θέση από ποικιλία ιζημάτων, που είναι κυρίως άργιλοι, πηλοί, αργιλόχοι άμμοι, αμμούχοι άργιλοι, άμμοι και χάλικες, οι οποίοι στην περιοχή του δέλτα του Νέστου εμφανίζουν μεγάλο πάχος.

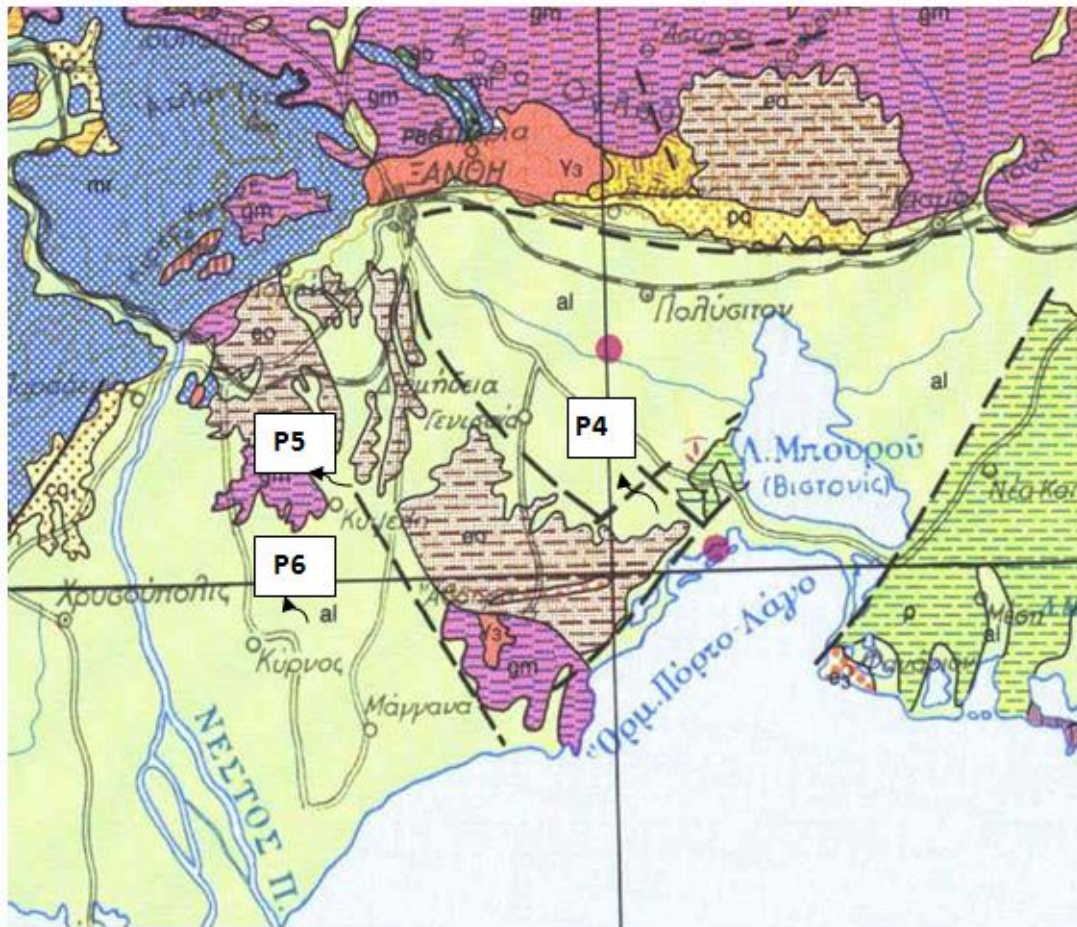
Η στρωματογραφία των ιζηματογενών σχηματισμών στο ανατολικό τέμαχος, το οποίο εκτείνεται από το μεγάλο ρήγμα των Αβδήρων μέχρι τη Σαμοθράκη, αρχίζει με παρουσία πολύ βαθύτερων από το δυτικό τέμαχος ιζηματολογικών ακολουθιών, έτσι όπως αυτές παρουσιάζονται στη συνέχεια, από τις παλαιότερες προς τις νεότερες, οι οποίες υπέρκεινται εκπλυσιγενώς του μεταμορφωμένου υποβάθρου της Ροδοπικής μάζας.

α) Ηωκαινικοί-Ολιγοκαινικοί σχηματισμοί: Πρόκειται για θαλάσσιας προέλευσης ιζήματα, τα οποία προς τα ανώτερα μέλη τους, εμφανίζουν τοπικά και υφάλμυρη φάση. Αποτελούνται κυρίως από κροκαλοπαγή και ασβεστόλιθους.

β) Μειοκαινικοί σχηματισμοί: Αποτελούνται από ιζήματα θαλάσσιας, υφάλμυρης και λιμναίας φάσης, τα οποία υπέρκεινται εκπλυσιγενώς των προηγούμενων σχηματισμών. Πρόκειται για εναλλαγές και πλευρικές μεταβάσεις ψαμμιτών, αργίλων και ιλυολίθων. Τοπικά μέσα σε αυτά παρατηρούνται στρώματα λιγνιτών.

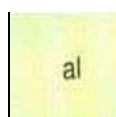
γ) Πλειο-Πλειστοκαινικοί σχηματισμοί: Αποτελούνται κυρίως από ψαμμίτες, άμμους, αργίλους και κροκαλοπαγή, υπέρκεινται δε ασύμφωνα των προηγούμενων σχηματισμών.

δ) Ολοκαινικές αποθέσεις: Ισχύουν τα ίδια που αναφέρονται για το δυτικό τέμαχος.



Εικόνα 3: Γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης του νομού Ξάνθης με τις θέσεις δειγματοληψίας των εδαφοτομών P4, P5 και P6 (Τμήμα από το Φύλλο Ξάνθη, 1:50.000) (Ι.Γ.Μ.Ε., 1982).

ΥΠΟΜΝΗΜΑ



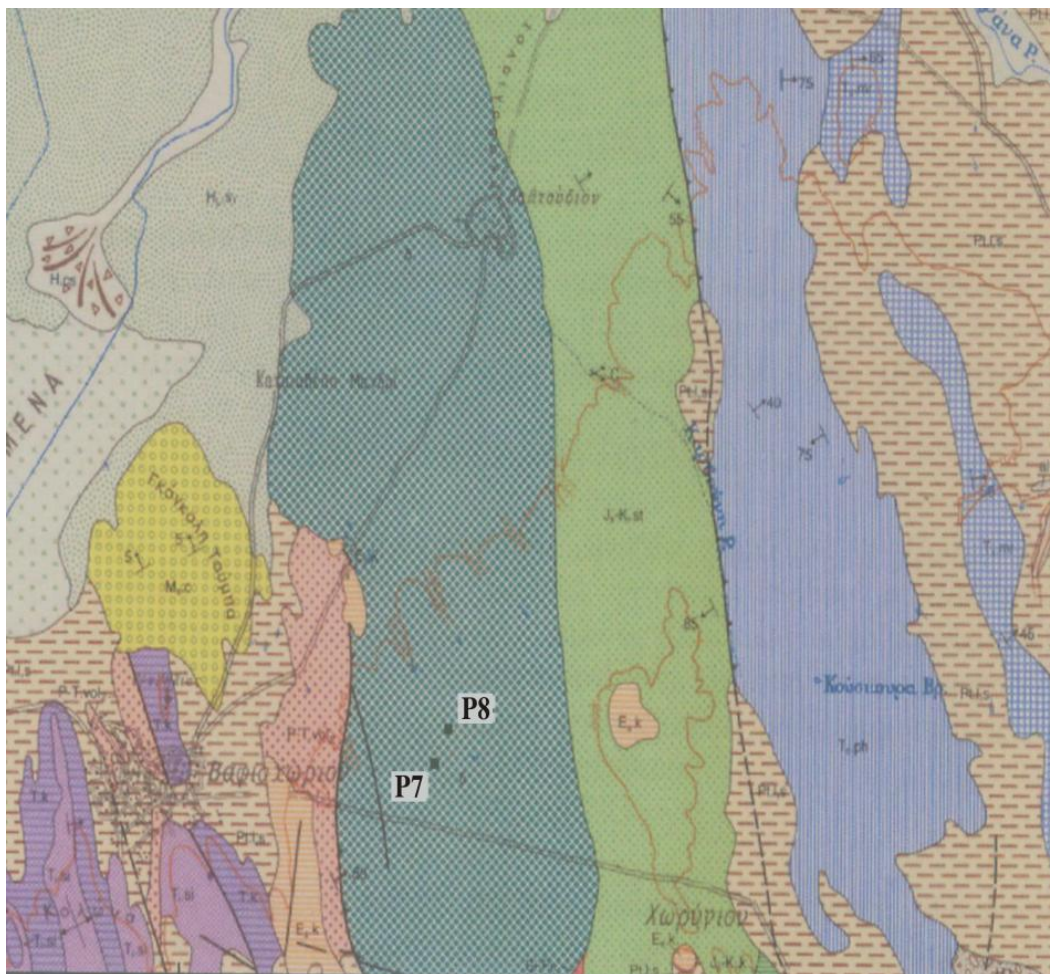
ΟΛΟΚΑΙΝΟ
Αλλούβιο

2.2.3 Γεωλογία του νομού Κιλκίς

Η εξεταζόμενη περιοχή από το νομό Κιλκίς ανήκει στη ζώνη Αξιού, και τη Σερβομακεδονική μάζα. Πιο συγκεκριμένα, τα σημεία P10 - P11 και P7- P8 ανήκουν στην Ενότητα Γευγελής και Ενότητα Βαφιοχωρίου της υποζώνης Προπαιονίας της ζώνης Παιονίας (που ανήκει στη ζώνη Αξιού) αντίστοιχα, ενώ τα σημεία P9 και P12 ανήκουν στην Ενότητα Βερτίσκου της Σερβομακεδονικής μάζας.

A. Ενότητα Βαφιοχωρίου

Βρίσκεται προς τα νότια της αποξηραμένης λίμνης του Κάστρου και έχει μικρή επιφανειακή εξάπλωση, επειδή καλύπτεται από νεότερους σχηματισμούς του Νεογενούς και του Τεταρτογενούς.



Εικόνα 4: Γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης του νομού Κιλκίς με τις θέσεις δειγματοληψίας των εδαφοτομών P7 και P8 (Τμήμα από το Φύλλο Εύζωνοι, 1:50.000) (Ι.Γ.Μ.Ε, 1993).

ΥΠΟΜΝΗΜΑ



ΟΦΙΟΛΙΘΙΚΟ ΣΥΜΠΛΕΓΜΑ

Σύστημα πολλαπλών φλεβών (δ): πρόκειται για σύστημα φλεβών αποτελούμενο σχεδόν αποκλειστικά από διαβάση. Κατά θέσεις στο πάνω μέρος εμφανίζονται υποθαλάσσιες εκχύσεις με ορυκτοαμύγδαλα ασβεστίτη και μαξιλαροειδείς λάβες (Mercier, 1968).

B. Ενότητα Γευγελής

Πρόκειται για τη δυτικότερη από τις τέσσερις ενότητες της υποζώνης Προπαιονίας. Καταλαμβάνει την ανατολική πλευρά του όρους Πάϊκο και τους λόφους του Πολυκάστρου και είναι επωθημένη προς τα δυτικά πάνω στη ζώνη Πάϊκου. Αποτελείται από μικρό αριθμό λεπιών και προεκτείνεται προς τα βόρεια και πέρα από τα ελληνογιουγκοσλαβικά σύνορα, ενώ προς τα ανατολικά εφιππεύεται από την Ενότητα Κάστρου.

Σύμφωνα με τον Mercier (1968), η στρωματογραφική διαδοχή, από τους παλαιότερους προς τους νεότερους σχηματισμούς, στην υποζώνη Προπαιονίας είναι οι εξής :

1) Ασβεστόλιθοι κρυσταλλικοί με παρεμβολές δολομιτών, πάχους περίπου 600 m. Οι ασβεστόλιθοι αυτοί από το όνομα της περιοχής της τυπικής τους εμφάνισης ονομάζονται Ασβεστόλιθοι Κλεφτόπετρας

2) Σειρά ηφαιστειοϊζηματογενής με χλωριτικούς και σερικιτικούς σχιστόλιθους, τοφίτες, μεταρύλιθους και μετατόφφους, σερικιτιωμένα πορφυροειδή, πυροκλαστικούς ψαμμίτες και ασβεστόλιθους, πάχους περίπου 1200 m. Η σειρά αυτή είναι ηλικίας Άνω Ιουρασικού και αναφέρεται ως Σχηματισμός Καστανερής.

3) Ασβεστόλιθοι, με παρεμβολές σχιστολίθων στο ανώτερο τμήμα τους, πάχους περίπου 300 m. Αναφέρονται ως Ασβεστόλιθοι Γρίβας και έχουν ηλικία Κιμμεριδίου και ίσως Πορτλανδίου στα ανώτερα μέλη τους.

4) Μοσχοβιτικοί και ασβεστιτικοί σχιστόλιθοι, υπερκείμενοι των Ασβεστόλιθων Γρίβας, πάχους 30-60 m.

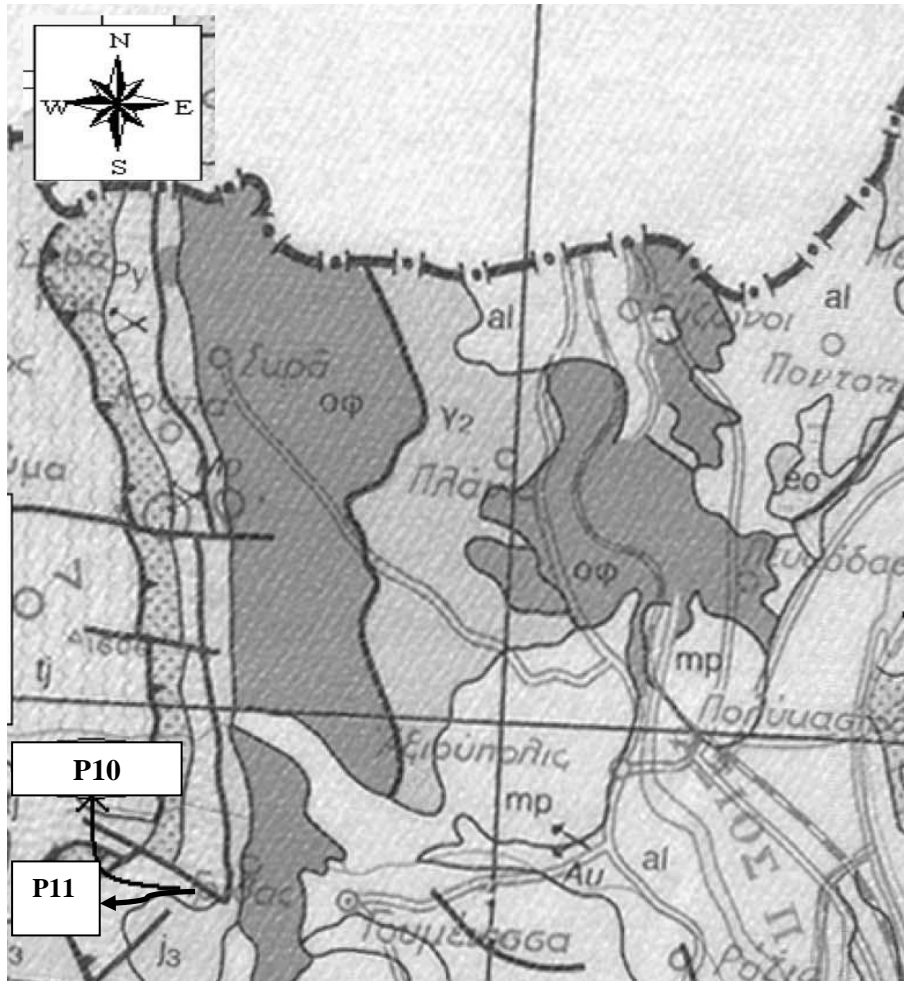
5) Οφιόλιθοι του συμπλέγματος Γευγελής, κυρίως δολερίτες, γάββροι και μικρολιθικά εκρηξιγενή πετρώματα, συνολικού φαινόμενου πάχους περίπου 3000 m. Από αυτούς απουσιάζουν τα υπερβασικά πετρώματα.

6) Ορίζοντας μικρού πάχους επικλυσιγενών κροκαλοπαγών που αποτελούνται κυρίως από κροκάλες οφιολιθικών πετρωμάτων

7) Ασβεστόλιθοι ρηχής θάλασσας, με θραύσματα απολιθωμάτων και λατύπες από οφιολιθικά πετρώματα. Έχουν την κύρια ανάπτυξή τους στη Γιουγκοσλαβία και είναι ηλικίας Πορτλανδίου.

Ο Mercier (1968) αναφέρει, ότι οι ρυολιθικές ηφαιστειοϊζηματογενείς σειρές ηλικίας Ανώτερου Ιουρασικού (Κιμμερίδιο-Πορτλάνδιο) της ζώνης Πάϊκου και της υποζώνης Προπαιονίας συνίστανται κυρίως από ψαμμίτες και πυροκλαστικά κροκαλοπαγή, τοφίτες και συγκεκολλημένους τόφφους, ηφαιστειακά ρυολιθικά πετρώματα (χαλαζιακοί πορφύρες, σερικιτιωμένα και μοσχοβιτικά πορφυροειδή) και ηφαιστειακά μεσοκρατικά πετρώματα (ορθοπρασινίτες). Η ηφαιστειότητα είναι κυρίως ρυολιθική και τα προϊόντα της, τα οποία είναι λιγότερο επηρεασμένα από την Αλπική μεταμόρφωση, παρουσιάζουν αλκαλικό χημισμό.

Είναι δυνατόν και πιθανόν να υπάρχουν ηφαίστεια, πλούσια σε πτητικά, στο ύψωμα του Πάϊκου ή στις παρυφές του, τα οποία είναι υπεύθυνα για τον σχηματισμό των μεγάλων ποσοτήτων τόφφων.



Εικόνα 5: Γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης του νομού Κιλκίς με τις θέσεις δειγματοληψίας των εδαφοτομών P10 και P11(Τμήμα από Φύλλο Κιλκίς, 1:50.000). (Ι.Γ.Μ.Ε, 1979).

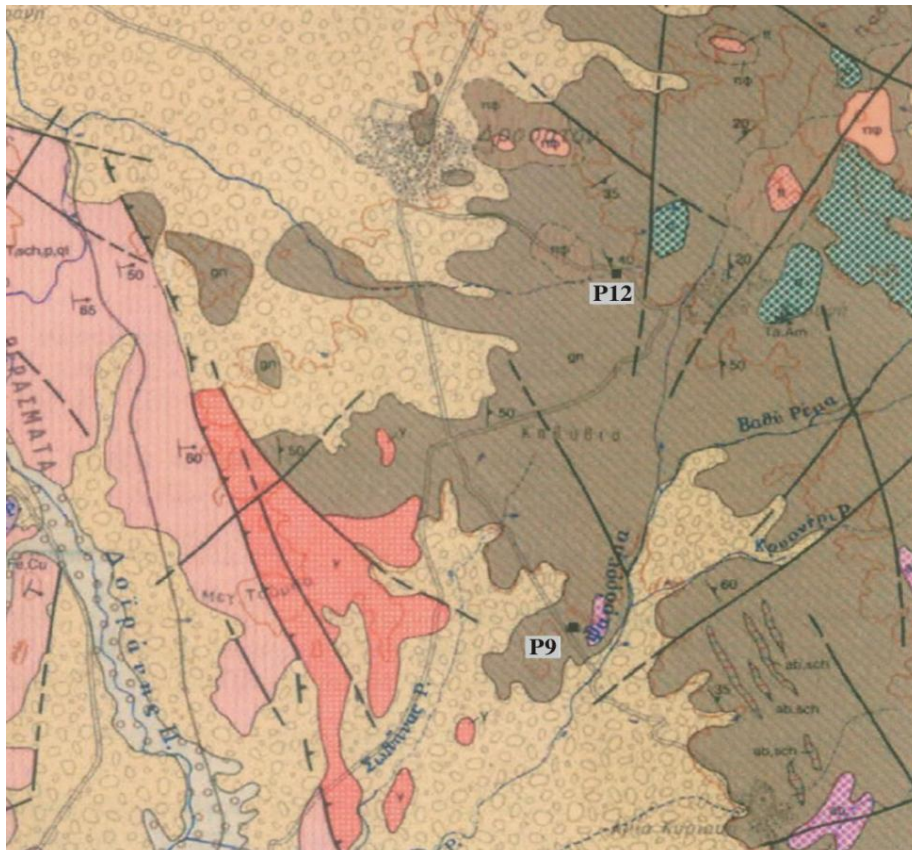
ΥΠΟΜΝΗΜΑ



Ηφαιστειακοί και ηφαιστειοζιματογενείς σχηματισμοί

Γ. Ενότητα Βερτίσκου

Η Ενότητα Βερτίσκου κατέχει σχεδόν ολόκληρη την περιοχή της ανατολικής Χαλκιδικής, από τη χερσόνησο του Άθως και της Σιθωνίας μέχρι και τα ελληνογιουγκοσλαβικά και βουλγαρικά σύνορα. Αποτελείται από μια σειρά σχηματισμών, στους οποίους συμμετέχουν διμαρμαρυγικοί γνεύσιοι και μοσχοβιτικοί σχιστόλιθοι. Επίσης, στη σειρά αυτή και κυρίως στο ανώτερο τμήμα της συμμετέχουν μεταγάββροι, μεταδιαβάσες και αμφιβολίτες καθώς επίσης και σώματα υπερβασικών πετρωμάτων, τα οποία φαίνεται ότι αποτελούν μέλη ενός οφιολιθικού συμπλέγματος, το οποίο συμπτύχθηκε και μεταμορφώθηκε ταυτόχρονα με τα αυτόχθονα πετρώματα της Ενότητας Βερτίσκου.



Εικόνα 6: Γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης του νομού Κιλκίς, με τις θέσεις δειγματοληψίας των εδαφοτομών P9 και P12 (Τμήμα από το Φύλλο Χέρσον, 1:50.000) (Ι.Γ.Μ.Ε, 1990).

ΥΠΟΜΝΗΜΑ

ΣΕΡΒΟΜΑΚΕΔΟΝΙΚΗ ΜΑΖΑ

ΠΑΛΑΙΟΖΩΪΚΟ



Διμαρμαρυγικοί γνεύσιοι (gn): Αποτελούν το επικρατέστερο πέτρωμα των σχηματισμών Βερτίσκου και είναι σκοτεινότεφροι ή καστανοί, λεπτοί-έως μεσοκρυσταλλικοί με πλαγιόκλαστα ($A_{\eta} = 25-30\%$), χαλαζία, βιοτίτη περθιτικούς καλιούχους άστριους, επίδοτο και επουσιώδη ορυκτά μοσχοβίτη. Σε μερικές θέσεις, όπως βόρεια της Μαυροπλαγιάς, μέσα σ' αυτούς παρεμβάλλονται γρινατούχοι διμαρμαρυγικοί-μαρμαρυγικοί γνεύσιοι.

III. Υλικά και Μέθοδοι

3.1 Επιλογή εδαφοτομών

Για τη μελέτη της δυναμικής του φωσφόρου σε εξελιγμένα εδάφη (Alfisols), επιλέχθηκαν 12 εδαφοτομές από διαφορετικές περιοχές της Βόρειας και της Νότιας Ελλάδας (Νομός Ξάνθης, Νομός Κιλκίς και Νομός Ηρακλείου Κρήτης, αντίστοιχα), οι οποίες κατατάσσονται αρχικά σε δυο κατηγορίες, σύμφωνα με τη χρήση γης τους: καλλιεργούμενα και με φυσική (δασική) βλάστηση εδάφη (Πίνακας 14).

Τα εξεταζόμενα γεωργικά εδάφη υποδιαιρούνται επιπρόσθετα σε τρεις υποκατηγορίες, με βάση τα επίπεδα του διαθέσιμου φωσφόρου (Olsen-P) στον επιφανειακό τους ορίζοντα (Πίνακας παραρτ.1):

- α) εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (Olsen-P: 50-170 mg/kg)
- β) εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου (Olsen-P: 8-20 mg/kg)
- γ) εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (Olsen-P: 1-3 mg/kg)

ώστε, να εξετασθεί η επίδραση του διαφορετικού βαθμού επάρκειάς τους σε P (ως αποτέλεσμα της εφαρμοζόμενης λιπαντικής αγωγής κατά την καλλιεργητική περίοδο) στις βιολογικές και γεωχημικές μορφές του εδαφικού φωσφόρου.

Πίνακας 14: Κατηγορίες και περιοχές μελέτης των εξεταζόμενων εδαφών.

Καλλιεργούμενα εδάφη			Εδάφη με φυσική (δασική) βλάστηση [Νομός Κιλκίς]
Υψηλή διαθεσιμότητα P [Νομός Ηρακλείου Κρήτης]	Μέτρια διαθεσιμότητα P [Νομός Ξάνθης]	Χαμηλή διαθεσιμότητα P [Νομός Κιλκίς]	
P1	P4	P7	P10
P2	P5	P8	P11
P3	P6	P9	P12

Η περιγραφή των εξεταζόμενων εδαφοτομών και τα χαρακτηριστικά των εδαφικών οριζόντων, όπως παρουσιάζονται στο Κεφ.4.1 βασίστηκαν στα ερευνητικά δεδομένα των Χαϊντούτη (1993) και Χαρούλη (1997, 2001).

3.2 Προσδιορισμός των βασικών εδαφικών ιδιοτήτων

Για τον προσδιορισμό των βασικών εδαφικών ιδιοτήτων, τα εδαφικά δείγματα λειοτριβήθηκαν και πέρασαν από κόσκινο με διάμετρο σπών μικρότερη των 2 mm.

3.2.1 Μηχανική ανάλυση

Η μηχανική ανάλυση των εδαφικών δειγμάτων, από την οποία καθορίζεται η κοκκομετρική σύσταση έγινε με τη μέθοδο Βουγιούκου (Bouyoucos, 1951). Σύμφωνα με αυτή τη μέθοδο, έγινε διασπορά εδαφικού δείγματος, γνωστού ξηρού βάρους σε μια στήλη ύδατος και η πυκνότητα του αιωρήματος μετρήθηκε σε προκαθορισμένα χρονικά διαστήματα. Επειδή τα περισσότερα χονδρόκοκκα υλικά καθιζάνουν ταχύτερα απ' ό,τι τα λεπτόκοκκα εδαφικά υλικά, επιλέχθηκαν οι χρόνοι μέτρησης της πυκνότητας, έτσι ώστε να έχουν καθιζήσει η άμμος και μετά η ήλιος και η άργιλος παραμένει σε

αιώρηση). Κατόπιν υπολογίστηκε η εκατοστιαία αναλογία άμμου (S), ιλύος (Si) και αργίλου (C) στο εδαφικό δείγμα.

3.2.2 Ικανότητα ανταλλαγής κατιόντων

Η τιμή της ικανότητας ανταλλαγής (I.A.K) κατιόντων προσδιορίστηκε με τη μέθοδο του οξικού νατρίου (Sparks, 1996), η οποία περιλαμβάνει τέσσερα στάδια :

1. Κορεσμό του εδαφικού κολλοειδούς με ιόντα Na^+ (CH_3COONa 1N)
2. Ξέπλυμα της περίσσειας οξικών ή χλωριούχων αλάτων του νατρίου με ισοπροπυλική αλκοόλη (99%).
3. Ανταλλαγή των προσροφημένων ιόντων Na^+ με NH_4^+ ($\text{CH}_3\text{COONH}_4$ 1N)
4. Μέτρηση των εκροφηθέντων ιόντων Na^+ με φλογοφωτόμετρο.

Τα αποτελέσματα της I.A.K. εκφράστηκαν σε meq/100g ξηρού βάρους εδάφους.

3.2.3 Ανταλλάξιμα κατιόντα

Για τον προσδιορισμό των ανταλλάξιμων κατιόντων (K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) του εδαφικού κολλοειδούς χρησιμοποιήθηκε διάλυμα $\text{CH}_3\text{COONH}_4$ 1N (Sparks, 1996). Η συγκέντρωση του ανταλλάξιμου K^+ και Na^+ προσδιορίστηκε φλογοφωτομετρικά, ενώ αυτή των Ca^{2+} και Mg^{2+} σε φασματοφωτόμετρο ατομικής απορρόφησης. Τα αποτελέσματα εκφράστηκαν σε meq/100g ξηρού βάρους εδάφους.

3.2.3 Ενεργότητα ιόντων υδρογόνου (pH)

Το pH των εδαφικών δειγμάτων προσδιορίστηκε ηλεκτρομετρικά σε αιώρημα εδάφους-νερού 1:1. Το πεχάμετρο ρυθμίστηκε με τη χρήση τριών ρυθμιστικών διαλυμάτων (pH=7, pH=4 και pH=10).

3.2.5 Οργανική ουσία

Η μέτρηση της περιεκτικότητας του εδάφους σε οργανική ουσία έγινε σύμφωνα με τη μέθοδο των Walkley-Black (Walkley and Black, 1934). Ο οργανικός άνθρακας των εδαφικών δειγμάτων οξειδώθηκε με διάλυμα $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 1N και στη συνέχεια τιτλοδοτήθηκε η περίσσειά του με θειικό σίδηρο 0.5N. Η ολική οργανική ουσία του εδάφους εκφράστηκε επί τοις %.

3.2.6 Ολικό άζωτο

Ο προσδιορισμός του ολικού αζώτου (N) έγινε με τη μέθοδο Kjeldahl (Bremner and Mulvaney, 1982). Η αρχή της μεθόδου αυτής στηρίζεται στη μετατροπή όλων των μορφών του αζώτου (εκτός από τα νιτρικά) σε αμμωνία και στη συνέχεια στον προσδιορισμό της.

3.2.7 Ολικά ανθρακικά άλατα

Ο προσδιορισμός των ολικών μορφών των ανθρακικών του εδάφους και κυρίως των Ca^{2+} και Mg^{2+} , βασίστηκε στην ογκομετρική μέτρηση του εκλυόμενου CO_2 , μετά από την επίδραση διαλύματος HCl (1:1) στα ανθρακικά άλατα του εδάφους (Duchaufour, 1960). Η περιεκτικότητα των εξεταζόμενων εδαφών σε CaCO_3 εκφράστηκε επί τοις %.

3.2.8 Προσδιορισμός του εδαφικού pH με τη μέθοδο του φθοριούχου νατρίου (pH_{NaF})

Το εδαφικό pH προσδιορίστηκε επιπρόσθετα και με τη μέθοδο των Fieldes and Perrot (1966). Αναλυτικότερα 1g εδάφους ανακινήθηκε για 1h με 50ml διαλύματος 1M NaF (pH 8.2) και στη συνέχεια ακολούθησε ο ηλεκτρομετρικός προσδιορισμός της τιμής του pH_{NaF}.

3.3 Προσδιορισμός των μορφών του σιδήρου, του αργιλίου και του μαγγανίου

3.3.1 Άμορφα οξείδια

Τα άμορφα ή μη κρυσταλλικά οξείδια του σιδήρου, του αργιλίου και του μαγγανίου εκχυλίστηκαν με διάλυμα όξινου οξαλικού αμμωνίου (pH =3) στο σκοτάδι, για 4h (Schwertman, 1964). Οι μετρήσεις έγιναν σε φασματοφωτόμετρο ατομικής απορρόφησης Varian SpectrAA-300 και τα αποτελέσματα εκφράστηκαν σε άμορφα οξείδια Fe, Al και Mn επί τοις %.

3.3.2 Ελεύθερα οξείδια

Για την παραλαβή των ελεύθερων οξειδίων του σιδήρου, του αργιλίου και του μαγγανίου, χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος του διθειονικού νατρίου, ενός ισχυρού αναγωγικού μέσου, το οποίο είναι ικανό να προκαλέσει αναγωγή των Fe³⁺, Al³⁺ και Mn³⁺ σε Fe²⁺, Al²⁺ και Mn²⁺ όλων των οξειδίων σε τιμές pH<10 (Mehra and Jackson, 1960). Οι μετρήσεις έγιναν σε φασματοφωτόμετρο ατομικής απορρόφησης Varian SpectrAA-300 και τα αποτελέσματα εκφράστηκαν σε ελεύθερα οξείδια Fe, Al και Mn επί τοις %.

Ο βαθμός υποκατάστασης των κατιόντων Fe³⁺ από τα Al³⁺ στα κρυσταλλικά οξείδια του σιδήρου, εκτιμήθηκε έμμεσα, από την εμπειρική εξίσωση (13)(Agbenin, 2003):

$$Al_{sub}(\%) = \frac{[Al_d - Al_o] (mol)}{[Al_d - Al_o + Fe_d] (mol)} * 100 \quad (13)$$

η οποία βασίζεται στην εκατοστιαία αναλογία των κρυσταλλικών οξειδίων του αργιλίου [Al_d-Al_o] προς το άθροισμα αυτών με τα ελεύθερα οξείδια του σιδήρου [Al_d-Al_o+ Fe_d].

3.3.3 Οξείδια συνδεδεμένα με την οργανική ουσία

Για την παραλαβή των οξειδίων του σιδήρου, του αργιλίου και του μαγγανίου που είναι συνδεδεμένα με την οργανική ουσία, χρησιμοποιήθηκε διάλυμα πυροφωσφορικού νατρίου (0.1M Na₄P₂O₇) (pH=10), σε αναλογία εδάφους –διαλύματος 1:100 (Ball and Beaumont, 1972). Οι μετρήσεις έγιναν σε φασματοφωτόμετρο ατομικής απορρόφησης Varian SpectrAA-300 και τα αποτελέσματα εκφράστηκαν σε ελεύθερα οξείδια Fe, Al και Mn επί τοις %.

3.3.4 Ολικές μορφές οξειδίων

Για την παραλαβή των ολικών μορφών του σιδήρου, του αργιλίου και του μαγγανίου χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος υγρής καύσης με aqua regia (Berrow and Stein, 1983). 1g εδάφους μεταφέρθηκε σε πυρίμαχη φιάλη των 250ml, η οποία τοποθετήθηκε σε θερμαινόμενη πλάκα για την πραγματοποίηση υγρής καύσης στους 100°C για 16h. Στη συνέχεια, έγινε διήθηση με σκληρό ηθμό σε ογκομετρική φιάλη των 50ml. Οι

μετρήσεις έγιναν σε φασματοφωτόμετρο ατομικής απορρόφησης Varian SpectrAA-300 και τα αποτελέσματα εκφράστηκαν σε ολικές μορφές Fe, Al και Mn επί τοις %.

3.4 Προσδιορισμός του ολικού φωσφόρου με τη μέθοδο της υγρής οξείδωσης

3.4.1 Προσδιορισμός του ολικού φωσφόρου με H_2SO_4/H_2O_2

1g εδάφους (με διάμετρο κόκκων <0.1mm) μεταφέρθηκε σε πυρίμαχη φιάλη με 10ml απιονισμένου νερού. Στη συνέχεια προστέθηκαν 5ml H_2SO_4 και η φιάλη τοποθετήθηκε σε θερμαινόμενη πλάκα, με σταδιακή αυξανόμενη θερμοκρασία από τους $100^\circ C$ έως τους $360^\circ C$ (ανά 15 min). Μετά από 1h απομακρύνθηκε από την πλάκα και αφέθηκε να κρυώσει για 2 min. Στη συνέχεια, η φιάλη επανατοποθετήθηκε στην πλάκα και προστέθηκε 1ml H_2O_2 από 5 έως 10 φορές, ανά 5 min. Ακολούθησε διήθηση με σκληρό ηθμό σε ογκομετρική φιάλη των 50 ml (Gasparatos and Haidouti, 2001) και από το εκχύλισμα ελήφθησαν 1-2ml για τον προσδιορισμό του φωσφόρου σύμφωνα με τη χρωματομετρική μέθοδο των Murphy and Riley (1962).

3.4.2 Προσδιορισμός του ολικού φωσφόρου με HCl/HNO_3 (aqua regia)

Για τον προσδιορισμό του ολικού φωσφόρου χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος των Gasparatos and Haidouti (2001). Σε 1g εδάφους (με διάμετρο κόκκων <0.1mm) προστέθηκαν 15ml «aqua regia» ($HCl:HNO_3$)(3:1) και στη συνέχεια πραγματοποιήθηκε υγρή καύση στους $120^\circ C$ για 16 h. Ακολούθησε διήθηση σε ογκομετρική φιάλη των 50ml και προσθήκη H_2O μέχρι τελικού όγκου. Από το εκχύλισμα ελήφθησαν 1-2ml και ακολούθησε ο χρωματομετρικός προσδιορισμός του φωσφόρου (Murphy and Riley, 1962).

3.5. Μέθοδοι εκχύλισης του εδαφικού φωσφόρου

3.5.1 Εκχύλιση του εδαφικού φωσφόρου με απιονισμένο νερό (WP)

2g ξηρού εδάφους ανακινήθηκαν με 20ml απιονισμένου νερού για 1h. Στη συνέχεια πραγματοποιήθηκε φυγοκέντρωση στις 5000 rpm για 10 min και το εκχύλισμα διηθήθηκε με σκληρό ηθμό (Whatman, Nr 42) (Pierzynski, 2000). Από το εκχύλισμα ελήφθησαν 5ml για τον προσδιορισμό του υδατοδιαλυτού φωσφόρου (Murphy and Riley, 1962).

3.5.2 Εκχύλιση του εδαφικού φωσφόρου με τη μέθοδο του όξινου οξαλικού αμμωνίου (P_{ox})

Στο διηθήμα που είχε παραληφθεί από την εκχύλιση των εδαφικών δειγμάτων με το όξινο οξαλικό αμμώνιο, προσδιορίστηκε επιπρόσθετα και η συγκέντρωση του προσροφημένου φωσφόρου στα άμορφα οξείδια του σιδήρου και αργιλίου (P_{ox}), σύμφωνα με τη μέθοδο των Guo and Yost (1999). 2ml του διηθήματος μεταφέρθηκαν σε κάψα πορσελάνης και στη συνέχεια θερμάνθηκαν στους $105^\circ C$ μέχρι πλήρους εξάτμισής του. Στη συνέχεια, πραγματοποιήθηκε καύση σε θερμοκρασία $550^\circ C$ για 1h και η τέφρα διαλυτοποιήθηκε με την προσθήκη 5ml διαλύματος 1M HCl . Ο φωσφορος (P_{ox}) προσδιορίστηκε σύμφωνα με τη μέθοδο των Murphy and Riley (1962).

3.5.3 Εκχύλιση του εδαφικού φωσφόρου με τη μέθοδο του όξινου ανθρακικού νατρίου (Olsen-P)

Για τον προσδιορισμό του διαθέσιμου φωσφόρου χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος Olsen (Olsen and Sommers, 1982), σύμφωνα με την οποία, οι υπό διαλυτή μορφή ευρισκόμενες ενώσεις του φωσφόρου και τα ανταλλάξιμα φωσφορικά ανιόντα εκχυλίζονται από το έδαφος με διάλυμα όξινου ανθρακικού νατρίου. Αναλυτικότερα,

5g ανακινήθηκαν με 90ml NaHCO_3 0.5M (pH=8.5) για 30 min, στα οποία είχε προστεθεί 0.5g ενεργού άνθρακα, προκειμένου να παραλειφθεί διαλυτές εκχύλισμα για την ανάπτυξη του χρώματος. Μετά την ανακαίνιση, ακολούθησε φυγοκέντρωση στις 4100 rpm για 15 min και έπειτα διήθηση.

3.6 Κλασμάτωση του εδαφικού φωσφόρου

Η κλασμάτωση έγινε σε διαδοχικά στάδια, με το καθένα να έχει ιδιαίτερη σημασία τόσο γεωχημικά όσο και βιολογικά (Εικόνα 7). Πριν την έναρξη της διαδικασίας της κλασμάτωσης είχε προηγηθεί αεροξήρανση των εδαφικών δειγμάτων και κοσκίνισμα με κόσκινο διαμέτρου 0.25mm. Στη συνέχεια ελήφθησαν 0.5g από το κάθε κοσκινισμένο δείγμα. Τα στάδια που ακολουθήθηκαν είναι τα εξής:

❖ Στάδιο ρητίνης : Στο δείγμα εδάφους 0.5g προστέθηκαν 30ml απεσταγμένου νερού και 0.5g ανιοντικής ρητίνης. Ακολούθησε ανακίνηση για 16 h και διαχωρισμός εδάφους-ρητίνης. Στη ρητίνη προστέθηκαν 30ml HCl 0.5N και πραγματοποιήθηκε ανακίνηση για 30 min. Από το εκχύλισμα ελήφθησαν 5 ml για τον προσδιορισμό του φωσφόρου.

❖ Στάδιο NaHCO_3 : Στο στάδιο αυτό, προστέθηκαν 30ml NaHCO_3 0.5M pH=8.5 στο εδαφικό δείγμα και έγινε ανακίνηση για 16h. Το διάλυμα φυγοκεντρήθηκε και ακολούθησε διήθηση. Στη συνέχεια ελήφθησαν από το εκχύλισμα 5ml και προσδιορίστηκε το κλάσμα του ανόργανου φωσφόρου ($\text{NaHCO}_3\text{-Pi}$), ενώ παράλληλα άλλα 10 ml εκχυλίσματος με την προσθήκη 0.5g $\text{H}_8\text{N}_2\text{O}_8\text{S}_2$ και 10 ml H_2SO_4 0.9N υπέστησαν υγρή οξείδωση σε κλίβανο, για την εκτίμηση του $\text{NaHCO}_3\text{-Pt}$. Τέλος, ακολούθησαν οι διαδικασίες του χρωματομετρικού προσδιορισμού του φωσφόρου σε αυτό το εκχύλισμα.

❖ Στάδιο NaOH : Στο δείγμα προστέθηκαν 30ml NaOH 0.1N και έγινε ανακίνηση για 16 h Το διάλυμα φυγοκεντρήθηκε και ακολούθησε διήθηση. Στη συνέχεια ελήφθησαν από το εκχύλισμα 5 ml και ακολούθησε προσδιορισμός του ανόργανου φωσφόρου (NaOH-Pi), ενώ παράλληλα άλλα 10 ml εκχυλίσματος με την προσθήκη 0.5g $\text{H}_8\text{N}_2\text{O}_8\text{S}_2$ και 10 ml H_2SO_4 0.9 N υπέστησαν υγρή οξείδωση σε κλίβανο, για την εκτίμηση του NaOH-Pt . Τέλος ακολούθησαν οι διαδικασίες προσδιορισμού του φωσφόρου και σε αυτό το εκχύλισμα.

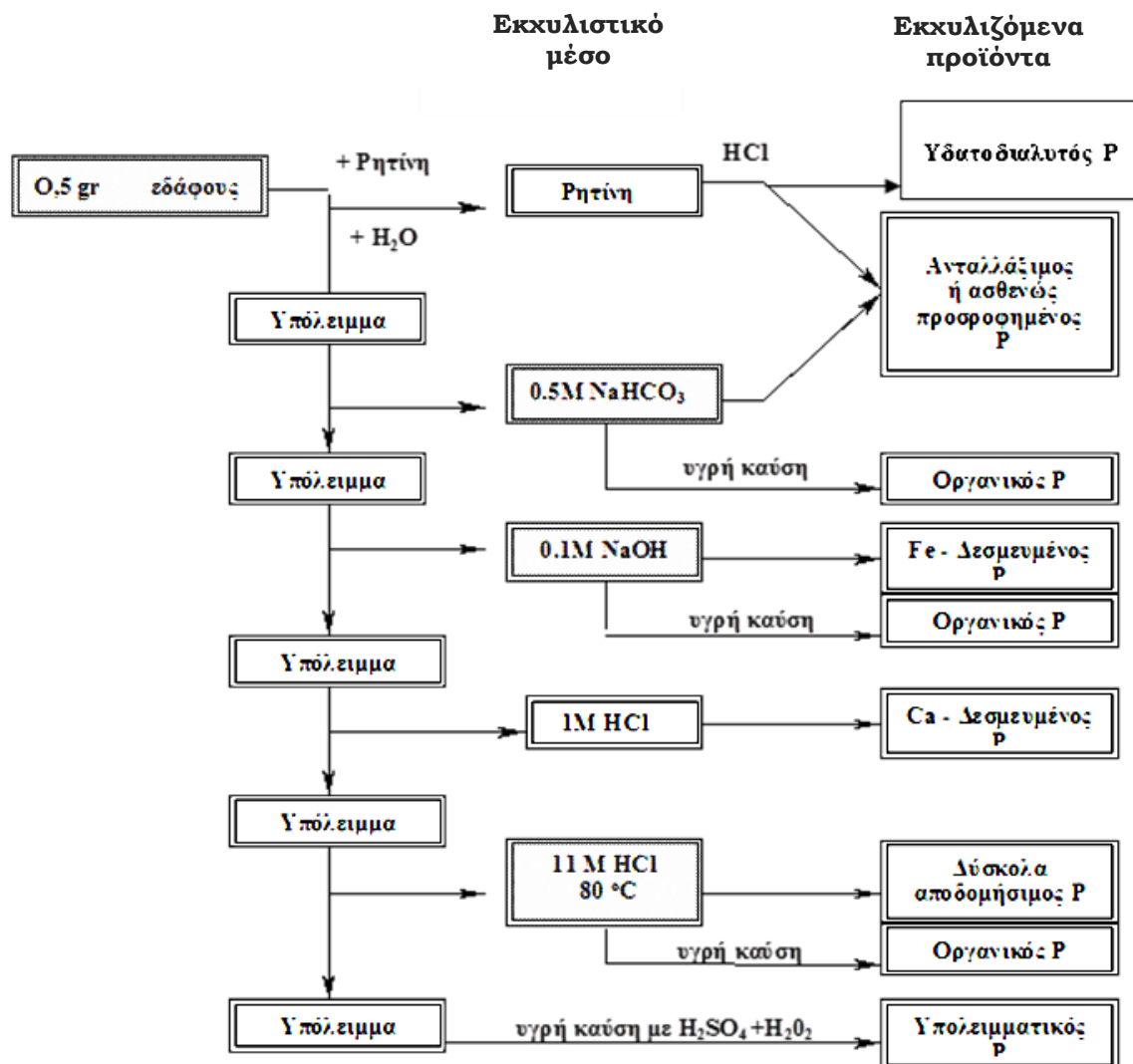
❖ Στάδιο αραιού HCl : Στο δείγμα προστέθηκαν 30ml HCl 1M και ανακινήθηκε για 16h. Το διάλυμα φυγοκεντρήθηκε και ακολούθησε διήθηση. Στη συνέχεια ελήφθησαν από το εκχύλισμα 5ml και ακολούθησε ο προσδιορισμός του φωσφόρου.

❖ Στάδιο πυκνού HCl : Στο υπόλειμμα του δείγματος προστέθηκαν 10ml HCl 11.3 N και τοποθετήθηκε σε υδατόλουτρο σε θερμοκρασία 60-70°C για 20 min. Μετά το πέρας του χρόνου το δείγμα απομακρύνθηκε από το υδατόλουτρο, ακολούθησε προσθήκη άλλων 5ml HCl 11.3 N και αφέθηκε να κρυώσει για 30-60 min. Στη συνέχεια προστέθηκαν 15ml H_2O και ακολούθησε φυγοκέντρωση στις 4500rpm, για 10 min. Το διάλυμα διηθήθηκε με σκληρό ηθμό και στη συνέχεια ελήφθησαν 5ml για τον προσδιορισμό του ανόργανου φωσφόρου (π.HCl-Pi), ενώ παράλληλα άλλα 10ml εκχυλίσματος με την προσθήκη 0.5g $\text{H}_8\text{N}_2\text{O}_8\text{S}_2$ και 10 ml H_2SO_4 0.9 N υπέστησαν υγρή οξείδωση σε κλίβανο, για την εκτίμηση του π.HCl-Pt . Τέλος ακολούθησαν, οι διαδικασίες προσδιορισμού του φωσφόρου και σε αυτό το εκχύλισμα.

❖ Στάδιο υπόλειμματικού φωσφόρου : Στο τελευταίο στάδιο το δείγμα ξεπλύθηκε με 10ml απιονισμένο νερό και προστέθηκαν 5ml H_2SO_4 . Τοποθετήθηκε σε θερμαινόμενη πλάκα με σταδιακή αύξηση της θερμοκρασίας από τους 100°C έως τους 360°C (ανά 15 min). Μετά από 1h απομακρύνθηκε το δείγμα από την πλάκα και αφέθηκε να κρυώσει για 2 min. Στη συνέχεια επανατοποθετήθηκε στην πλάκα και

προστέθηκαν 1ml H₂O₂ για 3-5 φορές ανά 5 min. Ακολούθησε διήθηση και προσθήκη H₂O μέχρι τελικού όγκου 50ml. Στη συνέχεια ελήφθησαν από το εκχύλισμα 5ml και ακολούθησε ο προσδιορισμός του φωσφόρου.

Το μέρος του φωσφόρου που οφείλεται σε βιολογικές διεργασίες («βιολογικός» P) υπολογίστηκε ως το άθροισμα των οργανικών κλασμάτων (NaHCO₃-Po, NaOH-Po, π.HCl-Po), το μέρος του φωσφόρου που οφείλεται σε γεωχημικές διεργασίες («γεωχημικός» P) υπολογίστηκε ως το άθροισμα των ανόργανων κλασμάτων (Ρητίνη-Pi, NaHCO₃-Pi, NaOH-Pi, αρ.HCl-Pi, π.HCl-Pi, H₂SO₄/H₂O₂-Pi) και το μέρος του ολικού διαθέσιμου για τα φυτά φωσφόρου (P_{t-avail}) ως το άθροισμα των κλασμάτων της Ρητίνης και του NaHCO₃. Το άθροισμα όλων των επιμέρους κλασμάτων αποτελούν τον ολικό φώσφορο (Pt). Ο προσδιορισμός του φωσφόρου σε όλα τα εκχυλίσματα έγινε χρωματομετρικά σύμφωνα με τη μέθοδο των Murphy and Riley (1962) .



Εικόνα 7: Κλασμάτωση φωσφόρου με τη μέθοδο των Hedley et al. (1982), όπως τροποποιήθηκε από τους Tiessen και Moir (1993).

3.7 Προσρόφηση του φωσφόρου

Για την εκτίμηση της δεσμευτικής ικανότητας των εδαφών σε φώσφορο πραγματοποιήθηκαν πειράματα προσρόφησης. Διαλύματα με διαφορετικές συγκεντρώσεις P (0, 0.2, 0.5, 1, 1.5, 2.5, 5, 10, 15, 30, 50, 80 mg P/L) προστέθηκαν σε

2g εδαφικού δείγματος, με ηλεκτρολύτη διαλύματος 0.02M KCl. Η εξισορρόπηση πραγματοποιήθηκε με ανακίνηση για 24h στους 25°C και η αναλογία εδάφους-διαλύματος ήταν 1:10. Μετά την εξισορρόπηση ακολούθησε φυγοκέντρωση και στο υπερκείμενο διάλυμα προσδιορίστηκε η συγκέντρωση του P χρωματομετρικά, σύμφωνα με τη μέθοδο των Murphy and Riley (1962). Η συγκέντρωση του φωσφόρου που προσροφήθηκε υπολογίστηκε από τη διαφορά μεταξύ της αρχικής συγκέντρωσης P που προστέθηκε και της συγκέντρωσης που παρέμεινε στο διάλυμα ισορροπίας. Τα πειραματικά δεδομένα της προσρόφησης δεν διορθώθηκαν ως προς τον αρχικά προσροφημένο P (Ρητίνη-Ρi), γιατί συνυπολογίζοντάς τον στα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P υπερεκτιμάται η προσροφητική τους ικανότητα σε P, εξαλείφοντας έτσι την επίδραση των διαφορετικών επιπέδων του διαθέσιμου P στη συγκράτηση του P, μεταξύ των υπό μελέτη καλλιεργούμενων εδαφών (Suman, 2004).

Στις αρχικές, μικρές συγκεντρώσεις των προστιθέμενων P διαλυμάτων, η ισόθερμη καμπύλη προσρόφησης P περιγράφεται με γραμμική εξίσωση, σύμφωνα με την παρακάτω μορφή (Εξίσωση 14):

$$Y=A * X -B \quad (14)$$

όπου, Y: η συγκέντρωση του προσροφημένου P (mg/kg), X: η συγκέντρωση του P ισορροπίας (mg/L) και A,B: σταθερές.

Βάση της εξίσωσης 14, μπορεί να προσδιοριστεί η τιμή του P στο διάλυμα ισορροπίας (Pierzynski, 2000), στην οποία η μεταβλητή Y θα ισούται με το μηδέν, δηλαδή το σημείο, όπου η προσρόφηση θα ισούται με την εκρόφηση P. Το σημείο αυτό είναι γνωστό ως «EPC₀» (equilibrium phosphorus concentration) και έχει σημαντικό περιβαλλοντικό ενδιαφέρον.

3.8 Δείκτης προσρόφησης φωσφόρου-PSI

Τα εξεταζόμενα εδαφικά δείγματα εξισορροπίστηκαν επιπρόσθετα, με μια πολύ υψηλή συγκέντρωση φωσφόρου (150 mg P/L), με σκοπό τον προσδιορισμό του δείκτη προσρόφησης φωσφόρου (Bache and Williams, 1971), σύμφωνα με την εξίσωση 15:

$$PSI = \frac{X}{\text{Log}(C)} \quad (15)$$

όπου, X: η ποσότητα του προσροφημένου P (mgP/kg εδάφους), C: η συγκέντρωση του διαλυτού P σε ισορροπία με τη στερεά φάση του εδάφους (mg/L).

3.9 Εκτίμηση του δείκτη DPS_{ox}

Για την εκτίμηση των δυνητικών απωλειών του φωσφόρου από τα εξεταζόμενα εδάφη, αξιολογήθηκε η τιμή του περιβαλλοντικού δείκτη DPS_{ox}, ο υπολογισμός του οποίου βασίστηκε στην εξίσωση 16 (Paulter and Sims, 2000):

$$DPS_{ox} (\%) = \frac{P_{ox}}{[P_{ox} + Q_{max}]} * 100 \quad (16)$$

3.10 Στατιστική ανάλυση των αποτελεσμάτων

Ο έλεγχος της στατιστικά σημαντικής διαφοράς των σταθμισμένων μέσων τιμών των παραμέτρων του φωσφόρου (κλάσματα P, Q_{max}, k, MBC) καθώς και των εδαφικών ιδιοτήτων μεταξύ των εξεταζόμενων εδαφοτομών, έγινε με τη μέθοδο t-test του προγράμματος Statistica 8.0. Για τη μελέτη των σχέσεων μεταξύ των ανώτερων παραμέτρων χρησιμοποιήθηκε, η μέθοδος της ταξινομικής ανάλυσης (cluster analysis) καθώς και της απλής/πολλαπλής γραμμικής παλινδρόμησης του προγράμματος Statistica 8.0 (StatSoft, 2007).

IV. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

4.1 Περιγραφές εδαφοτομών και αναλυτικά δεδομένα

4.1.1 Καλλιεργούμενα εδάφη

4.1.1a Καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου

◆ Περιγραφή εδαφοτομής P1

Θέση : Περιοχή Μάλια του Ν.Ηρακλείου

Τάξη : Alfisol

Υπόταξη : Xeralf

Χαρτογρ.Μονάδ : B 435 Ax
A11

Μητρικό υλικό : Ιζήματα της παράκτιας περιοχής

Γεωμορφολογία : Terrace (Αλλουβιακός αναβαθμός)

Υδρομορφία : (B) Έδαφος μετρίως αποστραγγιζόμενο

Κλίση : (A) 0-2%

Διάβρωση : (1) Έδαφος ελαφρώς διαβρωμένο

Βλάστηση : Έδαφος καλλιεργούμενο

CaCO₃ : (1) Έλλειψη αντίδρασης στο τμήμα A της εδαφικής κατατομής ενώ υπάρχει αντίδραση στο τμήμα B και Γ ή Γ

Χαρακτηριστικά οριζόντων

Ορίζοντες Βάθος (εκ.)

Ap 0-25

Χρώμα ύφυγρο 2.5 YR 4/8, ερυθρό (red). Σύσταση αργιλώδης (C). Χωρίς δομή. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα βαθμιαίο (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 6.5-12.5 mm).

Bt 25-36

Χρώμα ύφυγρο 2.5 YR 4/6, ερυθρό (red). Σύσταση αργιλώδης (C). Δομή έντονη, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα γίνονται με ευκρίνεια ορατά, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό σχεδόν ολόκληρη η μάζα αποτελείται από ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα βαθμιαίο (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 6.5-12.5 mm).

BC 36-59

Χρώμα ύφυγρο 2.5 YR 4/8, ερυθρό (red). Σύσταση αργιλώδης (C). Δομή μέτρια, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα γίνονται εύκολα ορατά, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται πολλά ακέραια συσσωματώματα Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα σαφές (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 2.5-6.5 mm).

C1 59-79

Χρώμα ύφυγρο 5 YR 4/6, κιτρινέρυθρο (yellowish red). Σύσταση αργιλοπηλώδης (CL). Δομή μέτρια, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα γίνονται εύκολα ορατά, αλλά με

μικρή ευκρίνεια. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα σαφές (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 2.5-6.5 mm).

C2 79-110

Χρώμα ύφυγρο 2.5 YR 4/6, ερυθρό (red). Σύσταση αμμοαργιλοπηλώδης (SCL). Δομή ασθενής, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα γίνονται με δυσκολία ορατά, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται λίγα ακέραια συσσωματώματα.

Αναλυτικά δεδομένα της εδαφοτομής P1

Πίνακας 15: Μορφολογικά χαρακτηριστικά και μηχανική σύσταση.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Χρώμα ύφυγρο	S (%)	Si (%)	C (%)	Υφή	Δομή	Όριο οριζόντων
Ap	0-25	2.5 YR 4/8	31	18	51	C	Χωρίς δομή	g
Bt	25-36	2.5 YR 4/6	30	13	57	C	3 msbk	g
BC	36-59	2.5 YR 4/8	25	20	55	C	2 msbk	c
C1	59-79	5 YR 4/6	37	28	35	CL	2 msbk	c
C2	79-110	2.5 YR 4/6	45	28	27	SCL	1 msbk	-

Πίνακας 16: Χημικές ιδιότητες.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Οργανική ουσία (%)	Ολικό άζωτο (%)	C/N	C/Po	pH (1:1)	pH _{NaF}	CaCO ₃ (%)
Ap	0-25	1.07	0.07	8	130.18	5.56	9.07	0.0
Bt	25-36	1.14	0.07	8	119.50	5.56	9.18	0.0
BC	36-59	0.77	0.06	7	105.47	7.14	9.26	0.7
C1	59-79	0.47	0.04	6	75.50	7.33	10.58	2.4
C2	79-110	0.10	0.03	2	21.36	7.47	10.44	1.8

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	K ⁺ meq/100g	Na ⁺ meq/100g	Ca ²⁺ meq/100g	Mg ²⁺ meq/100g	I.A.K. meq/100g
Ap	0-25	0.96	0.73	10.90	4.22	20.15
Bt	25-36	0.80	0.64	11.70	4.39	18.77
BC	36-59	0.46	0.78	14.85	5.60	20.85
C1	59-79	0.40	1.43	23.75	7.40	29.33
C2	79-110	0.34	1.37	19.85	6.27	26.10

Πίνακας 17: Κατανομή των οξειδίων του σιδήρου.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Fe ₂ O _{3d} (%)	Fe ₂ O _{3o} (%)	Fe ₂ O _{3p} (%)	Fe ₂ O _{3t} (%)	Fe ₂ O _{3d} /Clay	Fe ₂ O _{3o} /Fe ₂ O _{3d}	Fe ₂ O _{3d} /Fe ₂ O _{3t}
Ap	0-25	3.53	0.23	0.028	6.13	0.064	0.07	0.58
Bt	25-36	3.64	0.24	0.028	6.48	0.064	0.06	0.58
BC	36-59	3.95	0.26	0.012	6.97	0.072	0.07	0.57
C1	59-79	3.03	0.44	0.011	5.03	0.087	0.15	0.60
C2	79-110	2.78	0.42	0.010	5.33	0.096	0.15	0.52

Πίνακας 18: Κατανομή των οξειδίων του αργιλίου.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Al ₂ O _{3d} (%)	Al ₂ O _{3o} (%)	Al ₂ O _{3p} (%)	Al ₂ O _{3t} (%)	Al _{sub} (%)	Al ₂ O _{3d} /Clay	Al ₂ O _{3o} /Al ₂ O _{3d}
Ap	0-25	0.42	0.27	0.087	9.13	6.51	0.008	0.63
Bt	25-36	0.45	0.26	0.079	9.01	7.85	0.008	0.56
BC	36-59	0.48	0.29	0.042	11.17	7.04	0.009	0.60
C1	59-79	0.36	0.44	0.031	11.69	0.00	0.010	1.00
C2	79-110	0.33	0.49	0.024	10.28	0.00	0.011	1.00

Πίνακας 19: Κατανομή των οξειδίων του μαγγανίου.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	MnO _{2d} (%)	MnO _{2o} (%)	MnO _{2p} (%)	MnO _{2t} (%)	MnO _{2d} /Clay
Ap	0-25	0.10	0.07	0.040	0.10	0.002
Bt	25-36	0.09	0.07	0.027	0.10	0.002
BC	36-59	0.11	0.08	0.009	0.12	0.002
C1	59-79	0.16	0.13	0.002	0.16	0.005
C2	79-110	0.15	0.14	0.001	0.16	0.005

◆ Περιγραφή εδαφοτομής P2

Θέση : Περιοχή Μάλια του Ν.Ηρακλείου
Τάξη : Alfisol
Υπόταξη : Xeralf

Χαρτογρ.Μονάδ : B 435 Ax
A11

Μητρικό υλικό : Σχηματισμός Αγ.Βαρβάρας (βιοκλαστικοί, εν μέρει λατυποπαγείς ή κροκαλοπαγείς ασβεστόλιθοι και υφαλώδεις ασβεστόλιθοι)
Γεωμορφολογία : Terrace (Αλλουβιακός αναβαθμός)
Υδρομορφία : (B) Έδαφος μετρίως αποστραγγιζόμενο
Κλίση : (A) 0-2%
Διάβρωση : (1) Έδαφος ελαφρώς διαβρωμένο
Βλάστηση : Καλλιεργούμενο έδαφος (μποστάνια)
CaCO₃ : (1) Έλλειψη αντίδρασης στο τμήμα Α της εδαφικής κατατομής, ενώ υπάρχει ασθενής αντίδραση στο τμήμα Β και Γ.

Χαρακτηριστικά οριζόντων

Ορίζοντες Βάθος (εκ)

Ap **0-20**

Χρώμα ύφυγρο 5 YR 4/6, κιτρινέρυθρο (yellowish red). Σύσταση αμμοαργιλώδης (SC). Χωρίς δομή. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα βαθμιαίο (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 6.5-12.5 mm).

AB **20-34**

Χρώμα ύφυγρο 2.5 YR 4/6, ερυθρό (red). Σύσταση αμμοαργιλώδης (SC). Δομή μέτρια, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται εύκολα αλλά όχι με ευκρίνεια, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται πολλά ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα σαφές (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 2.5-6.5 mm).

Bt **34-71**

Χρώμα ύφυγρο 2.5 YR 3/6, σκοτεινό ερυθρό (dark red). Σύσταση αργιλώδης (C). Δομή έντονη χονδρή γωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα γίνονται με ευκρίνεια ορατά, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό σχεδόν ολόκληρη η μάζα αποτελείται από ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα βαθμιαίο (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 6.5-12.5 mm).

Bt2 **71-114**

Χρώμα ύφυγρο 2.5 YR 3/4, σκοτεινό ερυθροφαιό (dark reddish brown). Σύσταση αργιλώδης (C). Δομή έντονη, χονδρή γωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα γίνονται με ευκρίνεια ορατά, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό σχεδόν ολόκληρη η μάζα αποτελείται από ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα σαφές (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 2.5-6.5 mm).

BC **114-150**

Χρώμα ύφυγρο 2.5 YR 4/6, ερυθρό (red). Σύσταση αργιλώδης (C). Δομή έντονη, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα γίνονται με ευκρίνεια ορατά, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό σχεδόν ολόκληρη η μάζα αποτελείται από ακέραια συσσωματώματα.

Αναλυτικά δεδομένα της εδαφοτομής P2

Πίνακας 20: Μορφολογικά χαρακτηριστικά και μηχανική σύσταση.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Χρώμα ύφους	S (%)	Si (%)	C (%)	Υφή	Δομή	Όριο οριζόντων
Ap	0-20	5 YR 4/6	53	10	37	SC	Χωρίς δομή	g
AB	20-34	2.5 YR 4/6	50	8	42	SC	2 msbk	c
Bt1	34-71	2.5 YR 3/6	29	10	61	C	3 cabk	g
Bt2	71-114	2.5 YR 3/4	34	16	60	C	3 cabk	c
BC	114-150	2.5 YR 4/6	26	14	60	C	3 msbk	-

Πίνακας 21: Χημικές ιδιότητες.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Οργανική ουσία (%)	Ολικό άζωτο (%)	C/N	C/Po	pH (1:1)	pH _{NaF}	CaCO ₃ (%)
Ap	0-20	1.71	0.09	10	162.95	4.95	8.93	0.0
AB	20-34	0.52	0.05	6	66.71	5.12	9.15	0.0
Bt1	34-71	0.40	0.04	5	80.85	7.37	9.36	Ίχνη
Bt2	71-114	0.23	0.04	4	44.84	7.45	9.45	Ίχνη
BC	114-150	0.07	0.03	2	19.01	7.23	9.48	Ίχνη

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	K ⁺ meq/100g	Na ⁺ meq/100g	Ca ²⁺ meq/100g	Mg ²⁺ meq/100g	I.A.K. meq/100g
Ap	0-20	1.04	0.40	5.10	1.52	11.95
AB	20-34	0.70	0.44	5.65	1.81	12.35
Bt1	34-71	0.43	0.56	15.55	3.17	16.14
Bt2	71-114	0.31	0.60	14.40	3.34	19.45
BC	114-150	0.34	0.78	16.60	4.06	19.45

Πίνακας 22: Κατανομή των οξειδίων του σιδήρου.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Fe ₂ O _{3d} (%)	Fe ₂ O _{3o} (%)	Fe ₂ O _{3p} (%)	Fe ₂ O _{3t} (%)	Fe ₂ O _{3d} /Clay	Fe ₂ O _{3o} /Fe ₂ O _{3d}	Fe ₂ O _{3d} / Fe ₂ O _{3t}
Ap	0-20	2.46	0.14	0.051	3.91	0.099	0.05	0.63
AB	20-34	2.94	0.11	0.031	4.20	0.098	0.04	0.70
Bt1	34-71	4.33	0.11	0.006	6.23	0.082	0.02	0.69
Bt2	71-114	4.14	0.10	0.009	6.01	0.097	0.02	0.69
BC	114-150	4.35	0.11	0.005	6.61	0.083	0.03	0.66

Πίνακας 23: Κατανομή των οξειδίων του αργιλίου.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Al ₂ O _{3d} (%)	Al ₂ O _{3o} (%)	Al ₂ O _{3p} (%)	Al ₂ O _{3t} (%)	Al _{sub} (%)	Al ₂ O _{3d} /Clay	Al ₂ O _{3o} /Al ₂ O _{3d}
Ap	0-20	0.49	0.28	0.143	5.64	11.76	0.020	0.57
AB	20-34	0.46	0.18	0.078	5.74	12.92	0.015	0.39
Bt1	34-71	0.51	0.20	0.028	8.43	9.94	0.010	0.40
Bt2	71-114	0.47	0.21	0.028	8.02	8.89	0.011	0.45
BC	114-150	0.44	0.22	0.028	9.61	7.21	0.008	0.51

Πίνακας 24: Κατανομή των οξειδίων του μαγγανίου.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	MnO _{2d} (%)	MnO _{2o} (%)	MnO _{2p} (%)	MnO _{2t} (%)	MnO _{2d} /Clay
Ap	0-20	0.05	0.01	0.006	0.03	0.002
AB	20-34	0.08	0.06	0.022	0.09	0.003
Bt1	34-71	0.09	0.05	0.002	0.07	0.002
Bt2	71-114	0.08	0.07	0.002	0.08	0.002
BC	114-150	0.10	0.08	0.002	0.09	0.002

◆ Περιγραφή εδαφοτομής P3

Θέση : Περιοχή Μάλια του Ν.Ηρακλείου
Τάξη : Alfisol
Υπόταξη : Xeralf

Χαρτογρ.Μονάδα : B 435 Ax
A11

Μητρικό υλικό : Σχηματισμός Αγ.Βαρβάρας (βιοκλαστικοί. εν μέρει λατυποπαγείς ή κροκαλοπαγείς ασβεστόλιθοι και υφαλώδεις ασβεστόλιθοι)
Γεωμορφολογία : Terrace (Αλλουβιακός αναβαθμός)
Υδρομορφία : (B) Έδαφος μετρίως αποστραγγιζόμενο
Κλίση : (A) 0-2%
Διάβρωση : (1) Έδαφος ελαφρώς διαβρωμένο
Βλάστηση : Καλλιεργούμενο έδαφος (μποστάνια-πατάτες)
CaCO₃ : (1) Έλλειψη αντίδρασης στο τμήμα A της εδαφικής κατατομής, ενώ υπάρχει αντίδραση στο τμήμα B και Γ ή Γ.

Χαρακτηριστικά Οριζόντων

Ορίζοντες Βάθος

Ap **0-26**

Χρώμα ύφυγρο 5 YR 4/6, κιτρινέρυθρο (yellowish red). Σύσταση αργιλώδης (C). Χωρίς δομή Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα βαθμιαίο (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 6.5-12.5 mm).

Bt **26-65**

Χρώμα ύφυγρο 2.5 YR 4/6, ερυθρό (red). Σύσταση αργιλώδης (C). Δομή έντονη, μέση γωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται με ευκρίνεια, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται πολλά ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα σαφές (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 2.5-6.5 mm).

BC **65-110**

Χρώμα ύφυγρο 2.5 YR 4/8, ερυθρό (red). Σύσταση αργιλώδης (C). Δομή έντονη, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα γίνονται με ευκρίνεια ορατά, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό σχεδόν ολόκληρη η μάζα αποτελείται από ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα βαθμιαίο (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 6.5-12.5 mm).

C **110-145**

Χρώμα ύφυγρο 5 YR 4/6, κιτρινέρυθρο (yellowish red). Σύσταση αργιλώδης (C). Δομή έντονη, μέση γωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα γίνονται με ευκρίνεια ορατά, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό σχεδόν ολόκληρη η μάζα αποτελείται από ακέραια συσσωματώματα.

Αναλυτικά δεδομένα της εδαφοτομής P3

Πίνακας 25: Μορφολογικά χαρακτηριστικά και μηχανική σύσταση.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Χρώμα ύφηντρο	S (%)	Si (%)	C (%)	Υφή	Δομή	Όριο οριζόντων
Ap	0-26	2.5 YR 4/6	44	13	43	C	Χωρίς δομή	g
Bt	26-65	2.5 YR 3/6	42	11	47	C	3 mabk	g
BC	65-110	2.5 YR 4/8	43	12	45	C	3 msbk	g
C	110-145	5 YR 4/6	34	11	55	C	3 mabk	-

Πίνακας 26: Χημικές ιδιότητες.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Οργανική ουσία (%)	Ολικό άζωτο (%)	C/N	C/Po	pH (1:1)	pH _{NaF}	CaCO ₃ (%)
Ap	0-26	1.44	0.08	10	101.16	6.08	8.76	0.0
Bt	26-65	0.74	0.05	7	43.58	7.22	9.42	Ίχνη
BC	65-110	0.40	0.04	5	33.25	7.42	9.68	Ίχνη
C	110-145	0.70	0.05	7	62.08	7.80	9.92	1.8

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	K ⁺ meq/100g	Na ⁺ meq/100g	Ca ²⁺ meq/100g	Mg ²⁺ meq/100g	I.A.K. meq/100g
Ap	0-26	0.96	0.44	6.55	3.15	11.95
Bt	26-65	0.34	0.40	9.05	2.87	13.09
BC	65-110	0.31	0.44	13.35	2.63	13.68
C	110-145	0.37	0.56	16.30	3.42	16.78

Πίνακας 27: Κατανομή των οξειδίων του σιδήρου.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Fe ₂ O _{3d} (%)	Fe ₂ O _{3o} (%)	Fe ₂ O _{3p} (%)	Fe ₂ O _{3t} (%)	Fe ₂ O _{3d} /Clay	Fe ₂ O _{3o} /Fe ₂ O _{3d}	Fe ₂ O _{3d} /Fe ₂ O _{3t}
Ap	0-26	2.93	0.14	0.013	4.47	0.084	0.05	0.66
Bt	26-65	2.97	0.14	0.007	4.54	0.076	0.05	0.65
BC	65-110	2.96	0.16	0.008	4.94	0.080	0.06	0.60
C	110-145	3.51	0.13	0.029	5.72	0.073	0.04	0.61

Πίνακας 28: Κατανομή των οξειδίων του αργιλίου.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Al ₂ O _{3d} (%)	Al ₂ O _{3o} (%)	Al ₂ O _{3p} (%)	Al ₂ O _{3t} (%)	Al _{sub} (%)	Al ₂ O _{3d} /Clay	Al ₂ O _{3o} /Al ₂ O _{3d}
Ap	0-26	0.33	0.15	0.034	5.07	8.68	0.009	0.46
Bt	26-65	0.32	0.18	0.027	6.51	7.07	0.008	0.55
BC	65-110	0.33	0.19	0.026	7.28	7.04	0.009	0.56
C	110-145	0.41	0.24	0.026	9.00	6.86	0.008	0.59

Πίνακας 29: Κατανομή των οξειδίων του μαγγανίου.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	MnO _{2d} (%)	MnO _{2o} (%)	MnO _{2p} (%)	MnO _{2t} (%)	MnO _{2d} /Clay
Ap	0-26	0.07	0.06	0.028	0.08	0.002
Bt	26-65	0.06	0.05	0.006	0.07	0.002
BC	65-110	0.05	0.06	0.003	0.07	0.001
C	110-145	0.04	0.03	0.002	0.06	0.001

4.1.1β Καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου

◆ Περιγραφή εδαφοτομής P4

Θέση : Περιοχή Μάνδρα του Ν.Ξάνθης
Τάξη : Alfisol
Υπόταξη : Xeralf

Χαρτογρ.Μονάδ : B 435 Ax
B21k₁

Μητρικό υλικό : Αλλουβιακές αποθέσεις
Γεωμορφολογία : Alluvial fan (Αλλούβιο)
Υδρομορφία : (B) Έδαφος μετρίως αποστραγγιζόμενο
Κλίση : (B) 2-6%
Διάβρωση : (2) Έδαφος μετρίως διαβρωμένο
Βλάστηση : Καλλιεργούμενο έδαφος (Σιτηρά)
CaCO₃ : (1) Έλλειψη αντίδρασης στο τμήμα A της εδαφικής κατατομής, ενώ υπάρχει αντίδραση στο τμήμα B ή/και Γ.

Χαρακτηριστικά οριζόντων

Ορίζοντες Βάθος (εκ.)

Ap 0-15

Χρώμα ύφυγρο 7.5 YR 4/4, καστανό (brown). Σύσταση αργιλώδης (C). Δομή μέτρια, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα γίνονται εύκολα ορατά αλλά όχι με ευκρίνεια, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται πολλά ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα σαφές (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 2.5-6.5 mm).

Bt1 15-30

Χρώμα ύφυγρο 7.5 YR 4/4, καστανό (brown). Σύσταση αργιλώδης (C). Δομή μέτρια, μέση γωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα γίνονται εύκολα ορατά αλλά όχι με ευκρίνεια, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται πολλά ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα σαφές (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 2.5-6.5 mm).

Bt2 30-50

Χρώμα ύφυγρο 7.5 YR 4/4, καστανό (brown). Σύσταση αργιλώδης (C). Δομή έντονη, μέση γωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται με ευκρίνεια. Όταν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό σχεδόν ολόκληρη η μάζα αποτελείται από ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα βαθμιαίο (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 6.5-12.5 mm).

Ck₁ 50-90

Χρώμα ύφυγρο 7.5 YR 4/4, καστανό (brown). Σύσταση αμμοαργιλώδης (SC). Δομή ασθενής, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται δύσκολα, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται λίγα ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα βαθμιαίο (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 6.5-12.5 mm).

Ck₂ 90-120

Χρώμα ύφυγρο 7.5 YR 4/4, καστανό (brown). Σύσταση αμμοαργιλοπηλώδης (SCL). Δομή ασθενής, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται δύσκολα, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται λίγα ακέραια συσσωματώματα.

Αναλυτικά δεδομένα της εδαφοτομής P4

Πίνακας 30: Μορφολογικά χαρακτηριστικά και μηχανική σύσταση.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Χρώμα ύφυγρο	S (%)	Si (%)	C (%)	Υφή	Δομή	Όριο οριζόντων
Ap	0-15	7.5 YR 4/4	44	16	40	C	2 msbk	c
Bt1	15-30	7.5 YR 4/4	43	15	42	C	2 mabk	c
Bt2	30-50	7.5 YR 4/4	37	14	49	C	3 mabk	g
Ck ₁	50-90	7.5 YR 4/4	40	20	40	SC	1 msbk	g
Ck ₂	90-120	7.5 YR 4/4	56	23	21	SCL	1 msbk	-

Πίνακας 31: Χημικές ιδιότητες.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Οργανική ουσία (%)	Ολικό άζωτο (%)	C/N	pH (1:1)	C/P _o	pH _{NaF}	CaCO ₃ (%)
Ap	0-15	2.08	0.12	9	6.71	72.15	10.23	0.0
Bt1	15-30	1.91	0.12	9	6.73	106.62	10.26	0.0
Bt2	30-50	1.20	0.08	8	7.72	84.50	10.85	3.0
Ck1	50-90	0.91	0.08	6	7.84	45.62	11.22	23.6
Ck ₂	90-120	0.21	0.03	4	7.80	12.97	11.32	28.5

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	K ⁺ meq/100g	Na ⁺ meq/100g	Ca ²⁺ meq/100g	Mg ²⁺ meq/100g	I.A.K. meq/100g
Ap	0-15	0.37	0.23	19.65	2.22	31.32
Bt1	15-30	0.33	0.22	21.09	2.09	26.10
Bt2	30-50	0.32	0.23	32.90	2.30	32.19
Ck ₁	50-90	0.28	0.22	35.30	1.93	26.10
Ck ₂	90-120	0.12	0.22	25.37	1.11	10.96

Πίνακας 32: Κατανομή των οξειδίων του σιδήρου.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Fe ₂ O _{3d} (%)	Fe ₂ O _{3o} (%)	Fe ₂ O _{3p} (%)	Fe ₂ O _{3t} (%)	Fe ₂ O _{3d} /Clay	Fe ₂ O _{3o} /Fe ₂ O _{3d}	Fe ₂ O _{3d} /Fe ₂ O _{3t}
Ap	0-15	3.01	0.15	0.068	4.72	0.075	0.05	0.64
Bt1	15-30	3.21	0.14	0.056	5.06	0.077	0.04	0.63
Bt2	30-50	3.75	0.16	0.034	5.59	0.077	0.04	0.67
Ck ₁	50-90	3.82	0.11	0.028	5.90	0.096	0.03	0.65
Ck ₂	90-120	2.00	0.03	0.012	2.80	0.085	0.02	0.64

Πίνακας 33: Κατανομή των οξειδίων του αργιλίου.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Al ₂ O _{3d} (%)	Al ₂ O _{3o} (%)	Al ₂ O _{3p} (%)	Al ₂ O _{3t} (%)	Al _{sub} (%)	Al ₂ O _{3d} /Clay	Al ₂ O _{3o} /Al ₂ O _{3d}
Ap	0-15	0.34	0.15	0.140	8.17	8.30	0.008	0.46
Bt1	15-30	0.37	0.15	0.122	8.69	9.81	0.009	0.40
Bt2	30-50	0.45	0.18	0.080	10.55	10.30	0.009	0.39
Ck ₁	50-90	0.35	0.12	0.053	7.94	8.89	0.009	0.33
Ck ₂	90-120	0.18	0.04	0.023	5.60	9.70	0.008	0.24

Πίνακας 34: Κατανομή των οξειδίων του μαγγανίου.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	MnO _{2d} (%)	MnO _{2o} (%)	MnO _{2p} (%)	MnO _{2t} (%)	MnO _{2d} /Clay
Ap	0-15	0.05	0.04	0.025	0.06	0.001
Bt1	15-30	0.05	0.04	0.024	0.06	0.001
Bt2	30-50	0.06	0.05	0.016	0.07	0.001
Ck1	50-90	0.05	0.04	0.013	0.06	0.001
Ck ₂	90-120	0.02	0.02	0.003	0.04	0.001

◆ Περιγραφή εδαφοτομής P5

Θέση : Περιοχή Νέα Αμισός του Νομού Ξάνθης
Τάξη : Alfisol
Υπόταξη : Xeralf

Χαρτογρ.Μονάδ : C $\frac{132}{A00}$ Ax

Μητρικό υλικό : Αλλουβιακές αποθέσεις
Γεωμορφολογία : Terrace (Αλλουβιακός αναβαθμός)
Υδρομορφία : (C) Έδαφος ατελώς αποστραγγιζόμενο
Κλίση : (A) 0-2%
Διάβρωση : (0) Μη διαβρωμένο έδαφος
Βλάστηση : Καλλιεργούμενο έδαφος (Σιτηρά)
CaCO₃ : (0) Έλλειψη αντίδρασης σε όλο το βάθος της εδαφοτομής

Χαρακτηριστικά οριζόντων

Ορίζοντες Βάθος (εκ.)

Ap **0-30**

Χρώμα ύφυγρο 10 YR 5/4, κίτρινο καστανό (yellowish brown). Σύσταση αμμοπηλώδης (SL). Δομή ασθενής, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται δύσκολα, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται λίγα ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα σαφές (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 2.5-6.5 mm).

Bt1 **15-30**

Χρώμα ύφυγρο 7.5 YR 4/4, καστανό (brown). Σύσταση αμμοπηλώδης (SL). Δομή ασθενής, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται δύσκολα, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται λίγα ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα σαφές (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 2.5-6.5 mm).

EB **65-80**

Χρώμα ύφυγρο 7.5 YR 4/4, καστανό (brown). Σύσταση αμμοπηλώδης (SL). Δομή ασθενής, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται δύσκολα, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται λίγα ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα βαθμιαίο (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 6.5-12.5 mm).

Bt₁ **80-110**

Χρώμα ύφυγρο 7.5 YR 4/4, καστανό (brown). Σύσταση αμμοαργιλοπηλώδης (SCL). Δομή μέτρια, μέση γωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται εύκολα αλλά όχι με ευκρίνεια, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται πολλά ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα σαφές (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 2.5-6.5 mm).

BC **110-140**

Χρώμα ύφυγρο 7.5 YR 4/4, καστανό (brown). Σύσταση αμμοαργιλοπηλώδης (SCL). Δομή ασθενής, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται δύσκολα, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται λίγα ακέραια συσσωματώματα.

Αναλυτικά δεδομένα της εδαφοτομής P5

Πίνακας 35: Μορφολογικά χαρακτηριστικά και μηχανική σύσταση.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Χρώμα ύφουρο	S (%)	Si (%)	C (%)	Υφή	Δομή	Όριο οριζόντων
Ap	0-30	10 YR 5/4	74	15	11	SL	1 msbk	c
E	30-65	7.5 YR 5/6	65	18	17	SL	1 msbk	c
EB	65-80	7.5 YR 5/4	62	20	18	SL	1 msbk	g
Bt1	80-110	7.5 YR 5/4	60	15	25	SCL	1 mabk	c
BC	110-140	7.5 YR 4/4	57	14	29	SCL	2 msbk	-

Πίνακας 36: Χημικές ιδιότητες.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Οργανική ουσία (%)	Ολικό άζωτο (%)	C/N	pH (1:1)	C/Po	pH _{NaF}	CaCO ₃ (%)
Ap	0-30	1.79	0.08	11	4.81	85.18	8.83	0.0
E	30-65	0.41	0.04	5	5.73	27.69	9.47	0.0
EB	65-80	0.15	0.03	3	6.12	11.52	9.63	0.0
Bt1	80-110	0.15	0.03	3	6.44	7.99	9.93	0.0
BC	110-140	0.24	0.04	3	6.50	16.72	9.66	0.0

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	K ⁺ meq/100g	Na ⁺ meq/100g	Ca ²⁺ meq/100g	Mg ²⁺ meq/100g	I.A.K. meq/100g
Ap	0-30	0.38	0.20	1.90	0.94	7.05
E	30-65	0.21	0.19	3.81	2.11	9.48
EB	65-80	0.16	0.20	5.09	3.11	10.51
Bt1	80-110	0.27	0.67	9.39	6.29	20.62
BC	110-140	0.25	0.83	9.92	6.74	21.71

Πίνακας 37: Κατανομή των οξειδίων του σιδήρου.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Fe ₂ O _{3d} (%)	Fe ₂ O _{3o} (%)	Fe ₂ O _{3p} (%)	Fe ₂ O _{3t} (%)	Fe ₂ O _{3d} /Clay	Fe ₂ O _{3o} /Fe ₂ O _{3d}	Fe ₂ O _{3d} /Fe ₂ O _{3t}
Ap	0-30	1.35	0.22	0.032	2.95	0.121	0.16	0.45
E	30-65	1.47	0.27	0.011	3.48	0.085	0.18	0.42
EB	65-80	1.64	0.20	0.010	3.53	0.093	0.12	0.44
Bt1	80-110	1.78	0.17	0.011	3.94	0.071	0.10	0.45
BC	110-140	1.69	0.18	0.021	4.05	0.058	0.11	0.42

Πίνακας 38: Κατανομή των οξειδίων του αργιλίου.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Al ₂ O _{3d} (%)	Al ₂ O _{3o} (%)	Al ₂ O _{3p} (%)	Al ₂ O _{3t} (%)	Al _{sub} (%)	Al ₂ O _{3d} /Clay	Al ₂ O _{3o} /Al ₂ O _{3d}
Ap	0-30	0.15	0.08	0.059	3.42	7.76	0.013	0.52
E	30-65	0.18	0.08	0.023	5.30	9.54	0.011	0.46
EB	65-80	0.21	0.08	0.023	5.22	10.97	0.012	0.38
Bt1	80-110	0.22	0.14	0.023	7.07	7.04	0.009	0.61
BC	110-140	0.21	0.13	0.024	6.70	7.22	0.007	0.60

Πίνακας 39: Κατανομή των οξειδίων του μαγγανίου.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	MnO _{2d} (%)	MnO _{2o} (%)	MnO _{2p} (%)	MnO _{2t} (%)	MnO _{2d} /Clay
Ap	0-30	0.04	0.05	0.014	0.08	0.003
E	30-65	0.06	0.05	0.003	0.08	0.003
EB	65-80	0.08	0.05	0.002	0.09	0.004
Bt1	80-110	0.07	0.03	0.002	0.06	0.003
BC	110-140	0.09	0.04	0.004	0.06	0.003

◆ Περιγραφή εδαφοτομής P6

Θέση : Περιοχή Γκιώμα του Ν.Ξάνθης
Τάξη : Alfisol
Υπόταξη : Xeralf

Χαρτογρ.Μονάδ : B 432 Ax
B10

Μητρικό υλικό : Αλλουβιακές αποθέσεις
Γεωμορφολογία : Terrace (Αλλουβιακός αναβαθμός)
Υδρομορφία : (B) Έδαφος μετρίως αποστραγγιζόμενο
Κλίση : (B) 2-6%
Διάβρωση : (1) Έδαφος ελαφρώς διαβρωμένο
Βλάστηση : Καλλιεργούμενο έδαφος (Σιτηρά)
CaCO₃ : (0) Έλλειψη αντίδρασης σε όλο το βάθος της εδαφοτομής

Χαρακτηριστικά οριζόντων

Ορίζοντες Βάθος (εκ.)

Ap 0-18

Χρώμα ύφυγρο 10 YR 4/4, σκοτεινό κίτρινο καστανό (dark yellowish brown). Σύσταση αμμοαργιλοπηλώδης (SCL). Δομή ασθενής, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται δύσκολα, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται λίγα ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα σαφές (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 2.5-6.5 mm).

Bt1 18-43

Χρώμα ύφυγρο 10 YR 5/8, κίτρινο καστανό (yellowish brown). Σύσταση αμμοαργιλώδης (SC). Δομή μέτρια, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται εύκολα, αλλά όχι με ευκρίνεια, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται πολλά ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα βαθμιαίο (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 6.5-12.5 mm).

Bt2 43-88

Χρώμα ύφυγρο 10 YR 5/6, κίτρινο καστανό (yellowish brown). Σύσταση αμμοαργιλώδης (SC). Δομή έντονη, μέση γωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται με ευκρίνεια. Όταν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό σχεδόν ολόκληρη η μάζα αποτελείται από ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα βαθμιαίο (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 6.5-12.5 mm).

C 88-130+

Χρώμα ύφυγρο 10 YR 5/6, κίτρινο καστανό (yellowish brown). Σύσταση αμμοαργιλώδης (SC). Δομή ασθενής, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται δύσκολα, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται λίγα ακέραια συσσωματώματα.

Αναλυτικά δεδομένα της εδαφοτομής P6

Πίνακας 40: Μορφολογικά χαρακτηριστικά και μηχανική σύσταση.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Χρώμα ύφυγρο	S (%)	Si (%)	C (%)	Υφή	Δομή	Όριο οριζόντων
Ap	0-18	10 YR 4/4	65	14	21	SCL	1 msbk	c
Bt1	18-43	10 YR 5/8	46	13	41	SC	2 msbk	g
Bt2	43-88	10 YR 5/6	48	13	39	SC	3 mabk	g
C	88-130+	10 YR 5/6	50	15	35	SC	1 msbk	-

Πίνακας 41: Χημικές ιδιότητες.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Οργανική ουσία (%)	Ολικό άζωτο (%)	C/N	pH (1:1)	C/Po	pH _{NaF}	CaCO ₃ (%)
Ap	0-18	2.58	0.12	12	4.71	140.75	9.02	0.0
Bt1	18-43	0.67	0.05	7	5.93	57.04	10.92	0.0
Bt2	43-88	0.46	0.05	5	6.32	53.20	10.48	0.0
C	88-130+	0.21	0.03	4	7.44	24.11	10.05	0.0

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	K ⁺ meq/100g	Na ⁺ meq/100g	Ca ²⁺ meq/100g	Mg ²⁺ meq/100g	I.A.K. meq/100g
Ap	0-18	0.16	0.18	3.55	1.46	9.24
Bt1	18-43	0.26	0.22	7.99	6.36	25.84
Bt2	43-88	0.21	0.61	10.53	8.67	23.49
C	88-130+	0.15	1.17	11.05	8.93	21.75

Πίνακας 42: Κατανομή των οξειδίων του σιδήρου.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Fe ₂ O _{3d} (%)	Fe ₂ O _{3o} (%)	Fe ₂ O _{3p} (%)	Fe ₂ O _{3t} (%)	Fe ₂ O _{3d} /Clay	Fe ₂ O _{3o} /Fe ₂ O _{3d}	Fe ₂ O _{3d} /Fe ₂ O _{3t}
Ap	0-18	1.73	0.19	0.073	3.90	0.082	0.11	0.44
Bt1	18-43	2.65	0.15	0.022	5.42	0.065	0.06	0.49
Bt2	43-88	2.68	0.16	0.018	5.38	0.070	0.06	0.50
C	88-130+	2.53	0.11	0.012	4.96	0.072	0.04	0.51

Πίνακας 43: Κατανομή των οξειδίων του αργιλίου.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Al ₂ O _{3d} (%)	Al ₂ O _{3o} (%)	Al ₂ O _{3p} (%)	Al ₂ O _{3t} (%)	Al _{sub} (%)	Al ₂ O _{3d} /Clay	Al ₂ O _{3o} /Al ₂ O _{3d}
Ap	0-18	0.19	0.09	0.081	3.70	8.38	0.011	0.46
Bt1	18-43	0.44	0.17	0.037	9.33	14.03	0.011	0.38
Bt2	43-88	0.42	0.15	0.028	9.32	13.98	0.011	0.34
C	88-130+	0.31	0.09	0.023	8.08	11.80	0.009	0.32

Πίνακας 44: Κατανομή των οξειδίων του μαγγανίου.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	MnO _{2d} (%)	MnO _{2o} (%)	MnO _{2p} (%)	MnO _{2t} (%)	MnO _{2d} /Clay
Ap	0-18	0.05	0.04	0.030	0.08	0.003
Bt1	18-43	0.03	0.02	0.010	0.04	0.001
Bt2	43-88	0.03	0.02	0.007	0.04	0.001
C	88-130+	0.06	0.03	0.003	0.07	0.002

4.1.1γ Καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου

◆ Περιγραφή εδαφοτομής P7

Θέση : Περιοχή Βαφειοχώρι του νομού Κιλκίς
Τάξη : Alfisol
Υπόταξη : Xeralf

Χαρτογρ.Μονάδ: B 314 Ax
B10

Μητρικό υλικό : Μεταδολερίτης
Γεωμορφολογία : foot slope (πόδι κλιτύος)
Υδρομορφία : (B) Έδαφος μετρίως αποστραγγιζόμενο
Κλίση : (B) 2-6%
Διάβρωση : (1) Ελαφρώς διαβρωμένο έδαφος
Βλάστηση : Καλλιεργούμενο έδαφος (Σιτηρά)
CaCO₃ : (0) Έλλειψη αντίδρασης σε όλο το βάθος της εδαφοτομής

Χαρακτηριστικά οριζόντων

Ορίζοντες Βάθος

Ap **0-24**

Χρώμα ύφυγρο 5 YR 3/4, σκοτεινό ερυθροφαιό (dark reddish brown). Σύσταση αργιλοπηλώδης (CL). Χωρίς δομή. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα σαφές (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 2.5-6.5 mm).

Bt **24-52**

Χρώμα ύφυγρο 2.5 YR 3/6, σκοτεινό ερυθρό (dark red). Σύσταση αργιλοπηλώδης (CL). Δομή έντονη, χονδρή υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται με ευκρίνεια, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό, σχεδόν ολόκληρη η μάζα αποτελείται από ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα βαθμιαίο (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 12.5 mm).

BC **52-63**

Χρώμα ύφυγρο 2.5 YR 3/6, σκοτεινό ερυθρό (dark red). Σύσταση αργιλοπηλώδης (CL). Δομή έντονη, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται με ευκρίνεια, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό σχεδόν ολόκληρη η μάζα αποτελείται από ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα σαφές (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 2.5-6.5mm).

C **63-98**

Χρώμα ύφυγρο 2.5 YR 4/6, ερυθρό (red). Σύσταση αμμοπηλώδης (SL). Δομή έντονη, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται με ευκρίνεια. Όταν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό σχεδόν ολόκληρη η μάζα αποτελείται από ακέραια συσσωματώματα.

Αναλυτικά δεδομένα της εδαφοτομής P 7

Πίνακας 45: Μορφολογικά χαρακτηριστικά και μηχανική σύσταση.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Χρώμα ύφηντρο	S (%)	Si (%)	C (%)	Υφή	Δομή	Όριο οριζόντων
A	0-24	5 YR 3/4	42	28	30	CL	Χωρίς δομή	c
Bt	24-52	2.5 YR 3/6	41	23	36	CL	3 csbk	g
BC	52-63	2.5 YR 3/6	44	24	32	CL	3 msbk	c
C	63-98+	2.5 YR 4/6	68	18	14	SL	3 msbk	-

Πίνακας 46: Χημικές ιδιότητες.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Οργανική ουσία (%)	Ολικό άζωτο (%)	C/N	pH (1:1)	C/P _o	pH _{NaF}	CaCO ₃ (%)
A	0-24	1.00	0.06	9	5.89	136.49	9.79	0.0
Bt	24-52	0.80	0.05	9	6.03	115.67	10.22	0.0
BC	52-63	0.40	0.03	7	6.21	68.77	9.94	0.0
C	63-98+	0.20	0.02	5	6.42	49.30	9.62	0.0

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	K ⁺ meq/100g	Na ⁺ meq/100g	Ca ²⁺ meq/100g	Mg ²⁺ meq/100g	I.A.K. meq/100g
A	0-24	0.20	0.18	10.75	6.22	26.87
Bt	24-52	0.22	0.21	14.08	9.64	34.52
BC	52-63	0.18	0.22	14.88	9.93	30.61
C	63-98+	0.12	0.28	10.22	8.83	22.34

Πίνακας 47: Κατανομή των οξειδίων του σιδήρου.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Fe ₂ O _{3d} (%)	Fe ₂ O _{3o} (%)	Fe ₂ O _{3p} (%)	Fe ₂ O _{3t} (%)	Fe ₂ O _{3d} /Clay	Fe ₂ O _{3o} /Fe ₂ O _{3d}	Fe ₂ O _{3d} /Fe ₂ O _{3t}
A	0-24	2.93	0.32	0.030	9.15	0.098	0.11	0.32
Bt	24-52	3.21	0.48	0.025	11.35	0.092	0.15	0.28
BC	52-63	2.88	0.42	0.017	10.95	0.090	0.15	0.26
C	63-98+	1.76	0.44	0.012	10.09	0.098	0.25	0.17

Πίνακας 48: Κατανομή των οξειδίων του αργιλίου.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Al ₂ O _{3d} (%)	Al ₂ O _{3o} (%)	Al ₂ O _{3p} (%)	Al ₂ O _{3t} (%)	Al _{sub} (%)	Al ₂ O _{3d} /Clay	Al ₂ O _{3o} /Al ₂ O _{3d}
A	0-24	0.33	0.15	0.060	12.39	8.78	0.011	0.45
Bt	24-52	0.36	0.21	0.045	13.16	7.03	0.010	0.57
BC	52-63	0.34	0.18	0.026	13.35	7.91	0.011	0.53
C	63-98+	0.28	0.13	0.023	14.83	12.47	0.015	0.43

Πίνακας 49: Κατανομή των οξειδίων του μαγγανίου.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	MnO _{2d} (%)	MnO _{2o} (%)	MnO _{2p} (%)	MnO _{2t} (%)	MnO _{2d} /Clay
A	0-24	0.12	0.08	0.011	0.16	0.004
Bt	24-52	0.14	0.09	0.010	0.17	0.004
BC	52-63	0.13	0.10	0.006	0.20	0.004
C	63-98+	0.11	0.07	0.004	0.17	0.005

◆ Περιγραφή εδαφοτομής P8

Θέση : Περιοχή Βαφειοχώρι του νομού Κιλκίς
Τάξη : Alfisol
Υπόταξη : Xeralf

Χαρτογρ.Μονάδ : B 314 Ax
B10

Μητρικό υλικό : Μεταδολερίτης
Γεωμορφολογία : foot slope (πόδι κλιτύος)
Υδρομορφία : (B) Έδαφος μετρίως αποστραγγιζόμενο
Κλίση : (B) 2-6%
Διάβρωση : (1) Ελαφρώς διαβρωμένο έδαφος
Βλάστηση : Καλλιεργούμενο έδαφος (Σιτηρά)
CaCO₃ : (0) Έλλειψη αντίδρασης σε όλο το βάθος της εδαφοτομής

Χαρακτηριστικά οριζόντων

Ορίζοντες Βάθος

Ap 0-21

Χρώμα ύφυγρο 5 YR 3/4, σκοτεινό ερυθροφαιό (dark reddish brown). Σύσταση πηλώδης (L). Χωρίς δομή. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα βαθμιαίο (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 6.5-12.5 mm).

Bt 21-41

Χρώμα ύφυγρο 2.5 YR 3/6, ερυθρό (red). Σύσταση αργιλοπηλώδης (CL). Δομή έντονη, χονδρή υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται με ευκρίνεια, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό σχεδόν ολόκληρη η μάζα αποτελείται από ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα βαθμιαίο (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 6.5-12.5 mm).

BC 41-53

Χρώμα ύφυγρο 2.5 YR 3/6, ερυθρό (red). Σύσταση αργιλοπηλώδης (CL). Δομή έντονη, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται με ευκρίνεια, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό σχεδόν ολόκληρη η μάζα αποτελείται από ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα σαφές (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 2.5-6.5 mm).

C 53-92+

Χρώμα ύφυγρο 2.5 YR 3/6, ερυθρό (red). Σύσταση αμμοπηλώδης (SL). Δομή έντονη, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται με ευκρίνεια, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό σχεδόν ολόκληρη η μάζα αποτελείται από ακέραια συσσωματώματα.

Αναλυτικά δεδομένα της εδαφοτομής P 8

Πίνακας 50: Μορφολογικά χαρακτηριστικά και μηχανική σύσταση.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Χρώμα ύφου	S (%)	Si (%)	C (%)	Υφή	Δομή	Όριο οριζόντων
A	0-21	5 YR 3/4	52	26	22	L	Χωρίς δομή	c
Bt	21-41	2.5 YR 3/6	45	23	32	CL	3 csbk	g
BC	41-53	2.5 YR 3/6	48	22	30	CL	3 msbk	c
C	53-92+	2.5 YR 3/6	54	28	18	SL	3 msbk	-

Πίνακας 51: Χημικές ιδιότητες.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Οργανική ουσία (%)	Ολικό άζωτο (%)	C/N	C/Po	pH (1:1)	pH _{NaF}	CaCO ₃ (%)
A	0-21	1.21	0.07	9	123.44	5.47	9.56	0.0
Bt	21-41	0.76	0.05	8	105.04	5.93	10.12	0.0
BC	41-53	0.71	0.05	8	144.70	6.05	9.98	0.0
C	53-92+	0.34	0.03	6	109.13	6.35	9.61	0.0

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	K ⁺ meq/100g	Na ⁺ meq/100g	Ca ²⁺ meq/100g	Mg ²⁺ meq/100g	I.A.K. meq/100g
A	0-21	0.14	0.13	9.22	4.75	23.45
Bt	21-41	0.16	0.16	13.48	7.36	33.74
BC	41-53	0.14	0.15	13.95	8.24	30.78
C	53-92+	0.10	0.13	8.83	6.12	17.53

Πίνακας 52: Κατανομή των οξειδίων του σιδήρου.

Οριζόντες	Βάθος (cm)	Fe ₂ O _{3d} (%)	Fe ₂ O _{3o} (%)	Fe ₂ O _{3p} (%)	Fe ₂ O _{3t} (%)	Fe ₂ O _{3d} /Clay	Fe ₂ O _{3o} /Fe ₂ O _{3d}	Fe ₂ O _{3d} /Fe ₂ O _{3t}
A	0-21	2.25	0.36	0.034	8.34	0.102	0.16	0.27
Bt	21-41	3.15	0.48	0.024	11.41	0.098	0.15	0.28
BC	41-53	3.04	0.45	0.023	11.17	0.101	0.15	0.27
C	53-92+	1.78	0.43	0.015	10.82	0.099	0.24	0.16

Πίνακας 53: Κατανομή των οξειδίων του αργιλίου.

Οριζόντες	Βάθος (cm)	Al ₂ O _{3d} (%)	Al ₂ O _{3o} (%)	Al ₂ O _{3p} (%)	Al ₂ O _{3t} (%)	Al _{sub} (%)	Al ₂ O _{3d} /Clay	Al ₂ O _{3o} /Al ₂ O _{3d}
A	0-21	0.30	0.13	0.081	9.88	10.58	0.014	0.43
Bt	21-41	0.36	0.18	0.042	13.50	8.30	0.011	0.49
BC	41-53	0.34	0.16	0.039	13.43	18.53	0.011	0.47
C	53-92+	0.24	0.10	0.025	14.72	11.11	0.013	0.41

Πίνακας 54: Κατανομή των οξειδίων του μαγγανίου.

Οριζόντες	Βάθος (cm)	MnO _{2d} (%)	MnO _{2o} (%)	MnO _{2p} (%)	MnO _{2t} (%)	MnO _{2d} /Clay
A	0-21	0.10	0.07	0.178	0.01	0.005
Bt	21-41	0.16	0.10	0.234	0.01	0.005
BC	41-53	0.15	0.09	0.192	0.01	0.005
C	53-92+	0.09	0.06	0.189	0.01	0.005

◆ Περιγραφή εδαφοτομής P9

Θέση : Περιοχή Δροσάτο του νομού Κιλκίς
Τάξη : Alfisol
Υπόταξη : Xeralf

Χαρτογρ.Μονάδ : B 312 Ax
B10

Μητρικό υλικό : Μοσχοβιτικός γνευσιοσχιστόλιθος
Γεωμορφολογία : footslope (πόδι κλιτύς)
Υδρομορφία : (B) Έδαφος μετρίως αποστραγγιζόμενο
Κλίση : (B) 2-6%
Διάβρωση : (1) Ελαφρώς διαβρωμένο έδαφος
Βλάστηση : Καλλιεργούμενο έδαφος (Σιτηρά)
CaCO₃ : (0) Έλλειψη αντίδρασης σε όλο το βάθος της εδαφοτομής

Χαρακτηριστικά οριζόντων

Οριζόντες Βάθος
Ap **0-22**

Χρώμα ύφυγρο 5 YR 4/6, κιτρινέρυθρο (yellowish red). Σύσταση αμμοαργιλοπηλώδης (SCL). Δομή ασθενής, λεπτή υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται δύσκολα, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται λίγα ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα συγκεχυμένο (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος μεγαλύτερο από 12.5mm).

Bt1 **22-50**

Χρώμα ύφυγρο 5 YR 4/6, κιτρινέρυθρο (yellowish red). Σύσταση αμμοαργιλοπηλώδης (SCL). Δομή έντονη, μέση γωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται με ευκρίνεια, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό σχεδόν ολόκληρη η μάζα αποτελείται από ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα συγκεχυμένο (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος μεγαλύτερο από 12.5mm).

Bt2 **50-83**

Χρώμα ύφυγρο 5 YR 4/6, κιτρινέρυθρο (yellowish red). Σύσταση αμμοαργιλοπηλώδης (SCL). Δομή έντονη, μέση γωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται με ευκρίνεια, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό σχεδόν ολόκληρη η μάζα αποτελείται από ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα βαθμιαίο (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 6.5 –12.5 mm).

BC **83-111**

Χρώμα ύφυγρο 5YR 4/6, κιτρινέρυθρο (yellowish red). Σύσταση αμμοαργιλοπηλώδης (SCL). Δομή μέτρια, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται εύκολα αλλά όχι με ευκρίνεια, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται πολλά ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα βαθμιαίο (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 6.5-12.5 mm).

C1 **111-126**

Χρώμα ύφυγρο 5 YR 4/6, κιτρινέρυθρο (yellowish red). Σύσταση αμμοαργιλοπηλώδης (SCL). Δομή μέτρια, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται εύκολα, αλλά όχι με ευκρίνεια, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται πολλά ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα σαφές (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 2.5-6.5mm).

C2

126-158+

Χρώμα ύφυγρο 2.5YR 4/6, ερυθρό (red). Σύσταση αμμοπηλώδης (SL). Δομή μέτρια, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται εύκολα αλλά όχι με ευκρίνεια, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται πολλά ακέραια συσσωματώματα.

Αναλυτικά δεδομένα της εδαφοτομής P9

Πίνακας 55: Μορφολογικά χαρακτηριστικά και μηχανική σύσταση.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Χρώμα ύφηντρο	S (%)	Si (%)	C (%)	Υφή	Δομή	Όριο οριζόντων
Ap	0-22	5 YR 4/6	60	18	22	SCL	1 fsbk	d
Bt1	22-50	5 YR 4/6	52	19	29	SCL	3 mabk	d
Bt2	50-83	5 YR 4/6	54	18	28	SCL	3 mabk	g
BC	83-111	5 YR 4/6	55	20	25	SCL	2 msbk	g
C1	111-126	5 YR 4/6	58	20	22	SCL	2 msbk	c
C2	126-158+	2.5 YR 4/6	62	22	16	SL	2 msbk	-

Πίνακα 56: Χημικές ιδιότητες.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Οργανική ουσία (%)	Ολικό άζωτο (%)	C/N	C/Po	pH 1:1	pH _{NaF}	CaCO ₃ (%)
Ap	0-22	1.41	0.08	9	136.37	5.93	9.15	0.0
Bt1	22-50	0.47	0.04	6	65.08	5.90	9.66	0.0
Bt2	50-83	0.27	0.03	5	31.99	6.25	9.63	0.0
BC	83-111	0.22	0.03	4	35.31	6.44	9.42	0.0
C1	111-126	0.22	0.03	4	26.76	6.52	9.36	0.0
C2	126-158+	0.16	0.03	3	30.40	6.55	9.12	0.0

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	K ⁺ meq/100g	Na ⁺ meq/100g	Ca ²⁺ meq/100g	Mg ²⁺ meq/100g	I.A.K. meq/100g
Ap	0-22	0.32	0.10	4.63	2.26	13.29
Bt1	22-50	0.30	0.11	7.40	4.67	17.83
Bt2	50-83	0.26	0.12	7.56	4.89	18.26
BC	83-111	0.24	0.13	6.25	3.72	14.42
C1	111-126	0.22	0.14	5.69	3.24	11.02
C2	126-158+	0.12	0.16	5.26	2.64	9.54

Πίνακας 57: Κατανομή των οξειδίων του σιδήρου.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Fe ₂ O _{3d} (%)	Fe ₂ O _{3o} (%)	Fe ₂ O _{3p} (%)	Fe ₂ O _{3t} (%)	Fe ₂ O _{3d} /Clay	Fe ₂ O _{3o} /Fe ₂ O _{3d}	Fe ₂ O _{3d} /Fe ₂ O _{3t}
Ap	0-22	1.52	0.20	0.039	3.7	0.072	0.13	0.41
Bt1	22-50	2.14	0.34	0.018	5.86	0.073	0.16	0.37
Bt2	50-83	1.96	0.30	0.014	5.81	0.070	0.15	0.34
BC	83-111	1.82	0.27	0.013	6.72	0.072	0.15	0.39
C1	111-126	1.77	0.20	0.013	5.10	0.080	0.11	0.43
C2	126-158+	1.29	0.13	0.011	4.40	0.081	0.10	0.38

Πίνακας 58: Κατανομή των οξειδίων του αργιλίου.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Al ₂ O _{3d} (%)	Al ₂ O _{3o} (%)	Al ₂ O _{3p} (%)	Al ₂ O _{3t} (%)	Al _{sub} (%)	Al ₂ O _{3d} /Clay	Al ₂ O _{3o} /Al ₂ O _{3d}
Ap	0-22	0.19	0.08	0.105	8.58	10.10	0.009	0.41
Bt1	22-50	0.26	0.11	0.028	10.80	9.89	0.009	0.43
Bt2	50-83	0.24	0.10	0.025	10.86	10.39	0.009	0.40
BC	83-111	0.22	0.09	0.025	10.48	9.92	0.009	0.42
C1	111-126	0.21	0.08	0.023	9.58	10.39	0.009	0.37
C2	126-158+	0.16	0.04	0.023	8.01	12.90	0.010	0.25

Πίνακας 59: Κατανομή των οξειδίων του μαγγανίου.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	MnO _{2d} (%)	MnO _{2o} (%)	MnO _{2p} (%)	MnO _{2t} (%)	MnO _{2d} /Clay
Ap	0-22	0.05	0.03	0.015	0.09	0.002
Bt1	22-50	0.06	0.04	0.007	0.09	0.002
Bt2	50-83	0.06	0.04	0.005	0.10	0.002
BC	83-111	0.07	0.04	0.005	0.09	0.003
C1	111-126	0.06	0.04	0.005	0.09	0.003
C2	126-158+	0.05	0.04	0.004	0.08	0.003

4.1.2 Εδάφη με φυσική βλάστηση

◆ Περιγραφή εδαφοτομής P10

Θέση	: Περιοχή Πεντάλοφος του νομού Κιλκίς
Τάξη	: Alfisol
Υπόταξη	: Xeralf

Χαρτογρ.Μονάδ : B 434 Ax
B10

Μητρικό υλικό	: Όξινος μεταφαιστειακός τόφος
Γεωμορφολογία	: foot slope (πόδι κλιτύος)
Υδρομορφία	: (C) Έδαφος ατελώς αποστραγγιζόμενο
Κλίση	: (B) 2-6%
Διάβρωση	: (2) Μετρίως διαβρωμένο έδαφος
Βλάστηση	: Μη καλλιεργούμενο έδαφος (κέδρος, δρυς)
CaCO ₃	: (0) Έλλειψη αντίδρασης σε όλο το βάθος της εδαφοτομής

Χαρακτηριστικά οριζόντων

Ορίζοντες	Βάθος (εκ)
A	0-18

Χρώμα ύφυγρο 2.5 YR 3/4, σκοτεινό ερυθροφαιό (dark reddish brown). Σύσταση αργιλοπηλώδης. (CL). Δομή ασθενής, λεπτή υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται δύσκολα, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται λίγα ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα βαθμιαίο (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 6.5-12.5 mm).

BA 18-30

Χρώμα ύφυγρο 2.5 YR 3/6, σκοτεινό ερυθρό (dark red). Σύσταση αργιλώδης (C). Δομή μέτρια, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται εύκολα αλλά όχι με ευκρίνεια, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται πολλά ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα σαφές (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 2.5-6.5mm).

Bt 30-65

Χρώμα ύφυγρο 2.5 YR 3/6, σκοτεινό ερυθρό (dark red). Σύσταση αργιλώδης (C). Δομή έντονη, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται με ευκρίνεια, ενώ αν διαταραχθεί εδαφικό υλικό σχεδόν ολόκληρη η μάζα αποτελείται από ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα βαθμιαίο (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 6.5-12.5mm).

BC 65-88

Χρώμα ύφυγρο 2.5 YR 3/6, σκοτεινό ερυθρό (dark red). Σύσταση αργιλώδης (C). Δομή μέτρια, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται εύκολα αλλά όχι με ευκρίνεια, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται πολλά ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα βαθμιαίο (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 6.5-12.5 mm).

C1 88-117

Χρώμα ύφυγρο 2.5 YR 3/6, σκοτεινό ερυθρό (dark red). Σύσταση αργιλώδης (C). Δομή ασθενής, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται δύσκολα, ενώ αν διαταραχθεί εδαφικό υλικό παρατηρούνται λίγα ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο

ορίζοντα βαθμιαίο (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 6.5-12.5 mm).

C2 **117-150+**

Χρώμα ύφυγο 2.5 YR 4/6, ερυθρό (red). Σύσταση αργιλώδης (C). Δομή ασθενής, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται δύσκολα, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται λίγα ακέραια συσσωματώματα.

Αναλυτικά δεδομένα της εδαφοτομής P10

Πίνακας 60: Μορφολογικά χαρακτηριστικά και μηχανική σύσταση.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Χρώμα ύφυγρο	S (%)	Si (%)	C (%)	Υφή	Δομή	Όριο οριζόντων
A	0-18	2.5 YR ³ / ₄	41	23	36	CL	1 fsbk	g
BA	18-30	2.5 YR ³ / ₆	35	14	51	C	2 msbk	c
Bt	30-65	2.5 YR ³ / ₆	25	18	57	C	3 msbk	g
BC	65-88	2.5 YR ³ / ₆	27	12	61	C	2 msbk	g
C1	88-117	2.5 YR ³ / ₆	29	16	55	C	1 msbk	g
C2	117-150+	2.5 YR ⁴ / ₆	33	14	53	C	1 msbk	-

Πίνακας 61: Χημικές ιδιότητες.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Οργανική ουσία (%)	Ολικό άζωτο (%)	C/N	C/Po	pH 1:1	pH _{NaF}	CaCO ₃ (%)
A	0-18	2.32	0.11	11	173.19	6.61	10.14	0.0
BA	18-30	1.34	0.09	8	136.70	6.75	10.32	0.0
Bt	30-65	0.67	0.08	5	114.97	6.95	10.54	0.0
BC	65-88	0.47	0.05	5	99.29	6.82	10.92	0.0
C1	88-117	0.34	0.03	6	79.34	6.49	11.28	0.0
C2	117-150+	0.17	0.05	2	55.06	6.24	10.68	0.0

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	K ⁺ meq/100g	Na ⁺ meq/100g	Ca ²⁺ meq/100g	Mg ²⁺ meq/100g	I.A.K. meq/100g
A	0-18	0.40	0.14	7.46	1.47	10.25
BA	18-30	0.48	0.15	10.54	1.68	14.58
Bt	30-65	0.50	0.14	13.48	1.74	16.94
BC	65-88	0.63	0.17	16.68	1.96	21.75
C1	88-117	0.74	0.12	15.50	2.12	20.48
C2	117-150+	0.60	0.08	13.21	1.27	16.62

Πίνακας 62: Κατανομή των οξειδίων του σιδήρου.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Fe ₂ O _{3d} (%)	Fe ₂ O _{3o} (%)	Fe ₂ O _{3p} (%)	Fe ₂ O _{3t} (%)	Fe ₂ O _{3d} /Clay	Fe ₂ O _{3o} /Fe ₂ O _{3d}	Fe ₂ O _{3d} /Fe ₂ O _{3t}
A	0-18	2.95	0.39	0.098	6.16	0.088	0.13	0.49
BA	18-30	3.31	0.46	0.086	6.52	0.073	0.14	0.48
Bt	30-65	3.46	0.48	0.042	7.66	0.060	0.14	0.45
BC	65-88	4.51	0.54	0.046	9.50	0.074	0.12	0.47
C1	88-117	4.81	0.56	0.038	12.66	0.088	0.12	0.38
C2	117-150+	4.40	0.52	0.026	10.20	0.084	0.12	0.43

Πίνακας 63: Κατανομή των οξειδίων του αργιλίου.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Al ₂ O _{3d} (%)	Al ₂ O _{3o} (%)	Al ₂ O _{3p} (%)	Al ₂ O _{3t} (%)	Al _{sub} (%)	Al ₂ O _{3d} /Clay	Al ₂ O _{3o} /Al ₂ O _{3d}
A	0-18	0.34	0.22	0.074	12.19	5.53	0.009	0.63
BA	18-30	0.45	0.28	0.062	16.46	6.73	0.009	0.51
Bt	30-65	0.43	0.22	0.044	19.65	7.50	0.008	0.55
BC	65-88	0.51	0.37	0.042	23.23	4.63	0.008	0.70
C1	88-117	0.51	0.40	0.047	25.47	3.38	0.009	0.72
C2	117-150+	0.44	0.24	0.042	19.22	6.89	0.008	0.51

Πίνακας 64: Κατανομή των οξειδίων του μαγγανίου.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	MnO _{2d} (%)	MnO _{2o} (%)	MnO _{2p} (%)	MnO _{2t} (%)	MnO _{2d} /Clay
A	0-18	0.23	0.16	0.078	0.18	0.006
BA	18-30	0.23	0.15	0.034	0.20	0.005
Bt	30-65	0.16	0.13	0.041	0.22	0.003
BC	65-88	0.14	0.13	0.042	0.23	0.002
C1	88-117	0.13	0.13	0.035	0.24	0.002
C2	117-150+	0.12	0.13	0.040	0.22	0.002

◆ Περιγραφή εδαφοτομής P11

Θέση : Περιοχή Ομαλό του νομού Κιλκίς
Τάξη : Alfisol
Υπόταξη : Xeralf

Χαρτογρ.Μονάδ. : B 334 Ax
B10

Μητρικό υλικό : Όξινος μεταφαιστειακός ρυόλιθος
Γεωμορφολογία : foot slope (πόδι κλιτύος)
Υδρομοφία : (B) Έδαφος μετρίως αποστραγγιζόμενο
Κλίση : (B) 2-6%
Διάβρωση : (2) Μετρίως διαβρωμένο έδαφος
Βλάστηση : Μη καλλιεργούμενο έδαφος (κέδρος, δρυς, αγριελιά)
CaCO₃ : (0) Έλλειψη αντίδρασης σε όλο το βάθος της εδαφοτομής

Χαρακτηριστικά οριζόντων

Ορίζοντες Βάθος
A **0-24**

Χρώμα ύφυγρο 5 YR 3/4, σκοτεινό ερυθροφαιό (dark reddish brown). Σύσταση αργιλοπηλώδης (CL). Δομή ασθενής, λεπτή υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται δύσκολα, ενώ, αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται λίγα ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα βαθμιαίο (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 6.5-12.5 mm).

BA **24-45**

Χρώμα ύφυγρο 2.5 YR 3/6, σκοτεινό ερυθρό (dark red). Σύσταση αργιλώδης (C). Δομή ασθενής, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται δύσκολα, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται λίγα ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα σαφές (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 2.5-6.5mm).

Bt **45-68**

Χρώμα ύφυγρο 2.5 YR 3/6, σκοτεινό ερυθρό (dark red). Σύσταση αργιλώδης (C). Δομή έντονη, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται με ευκρίνεια, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό σχεδόν ολόκληρη η μάζα αποτελείται από ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα βαθμιαίο (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 6.5-12.5 mm).

BC **68-82**

Χρώμα ύφυγρο 2.5 YR 3/6, σκοτεινό ερυθρό (dark red). Σύσταση αργιλοπηλώδης (CL). Δομή μέτρια, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται εύκολα αλλά όχι με ευκρίνεια, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται πολλά ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα βαθμιαίο (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 6.5-12.5 mm).

C1 **82-98**

Χρώμα ύφυγρο 2.5 YR 3/6, σκοτεινό ερυθρό (dark red). Σύσταση αργιλοπηλώδης (CL). Δομή ασθενής, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται δύσκολα, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται λίγα ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα βαθμιαίο (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 6.5-12.5 mm).

C2 **98-119+**

Χρώμα ύφυγρο 2.5 YR 3/6, σκοτεινό ερυθρό (dark red). Σύσταση αργιλοπηλώδης (CL). Δομή ασθενής, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται δύσκολα, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται λίγα ακέραια συσσωματώματα.

Αναλυτικά δεδομένα της εδαφοτομής P11

Πίνακας 65: Μορφολογικά χαρακτηριστικά και μηχανική σύσταση.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Χρώμα ύφουγρο	S (%)	Si (%)	C (%)	Υφή	Δομή	Όριο οριζόντων
A	0-24	5 YR 3/4	47	21	32	CL	1 fsbk	g
BA	24-450	2.5 YR 3/6	37	15	48	C	2 msbk	c
Bt	45-68	2.5 YR 3/6	35	17	48	C	3 msbk	g
BC	68-82	2.5YR 3/6	31	23	46	CL	2 msbk	g
C1	82-98	2.5YR 3/6	33	23	44	CL	1 msbk	g
C2	98-119+	2.5YR 3/6	33	25	42	CL	1 msbk	-

Πίνακας 66: Χημικές ιδιότητες.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Οργανική ουσία (%)	Ολικό άζωτο (%)	C/N	C/Po	pH (1:1)	pH _{NaF}	CaCO ₃ (%)
A	0-24	3.25	0.16	13	165.31	6.10	9.48	0.0
BA	24-45	0.54	0.06	7	39.18	5.50	10.08	0.0
Bt	45-68	0.13	0.04	6	10.16	4.90	10.15	0.0
BC	68-82	0.13	0.04	6	19.41	4.70	10.46	0.0
C1	82-98	0.07	0.03	4	12.38	4.50	10.58	0.0
C2	98-119+	0.07	0.03	2	14.04	4.50	10.32	0.0

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	K ⁺ meq/100g	Na ⁺ meq/100g	Ca ²⁺ meq/100g	Mg ²⁺ meq/100g	I.A.K. meq/100g
A	0-24	0.55	0.12	6.85	1.22	8.98
BA	24-45	0.58	0.12	6.34	1.81	15.36
Bt	45-68	0.42	0.14	4.19	2.01	14.50
BC	68-82	0.32	0.11	3.39	1.64	11.85
C ₁	82-98	0.24	0.10	2.11	1.17	10.26
C ₂	98-119+	0.26	0.10	1.82	1.04	10.05

Πίνακας 67: Κατανομή των οξειδίων του σιδήρου.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Fe ₂ O _{3d} (%)	Fe ₂ O _{3o} (%)	Fe ₂ O _{3p} (%)	Fe ₂ O _{3t} (%)	Fe ₂ O _{3d} /Clay	Fe ₂ O _{3o} /Fe ₂ O _{3d}	Fe ₂ O _{3d} /Fe ₂ O _{3t}
A	0-24	2.65	0.13	4.67	4.67	0.083	0.05	0.57
BA	24-45	3.86	0.31	5.81	5.81	0.080	0.08	0.66
Bt	45-68	3.92	0.32	6.29	6.29	0.082	0.08	0.62
BC	68-82	3.60	0.45	6.03	6.03	0.078	0.13	0.60
C1	82-98	3.41	0.44	5.68	5.68	0.078	0.13	0.60
C2	98-119+	3.70	0.46	5.85	5.85	0.088	0.12	0.63

Πίνακας 68: Κατανομή των οξειδίων του αργιλίου.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Al ₂ O _{3d} (%)	Al ₂ O _{3o} (%)	Al ₂ O _{3p} (%)	Al ₂ O _{3t} (%)	Al _{sub} (%)	Al ₂ O _{3d} /Clay	Al ₂ O _{3o} /Al ₂ O _{3d}
A	0-24	0.27	0.11	0.074	9.63	8.82	0.008	0.43
BA	24-45	0.35	0.15	0.062	14.15	7.43	0.007	0.45
Bt	45-68	0.41	0.19	0.066	15.66	8.32	0.009	0.45
BC	68-82	0.40	0.16	0.043	13.81	9.49	0.009	0.40
C1	82-98	0.38	0.19	0.043	12.89	7.98	0.009	0.47
C2	98-119+	0.40	0.22	0.024	13.36	7.15	0.009	0.49

Πίνακας 69: Κατανομή των οξειδίων του μαγγανίου.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	MnO _{2d} (%)	MnO _{2o} (%)	MnO _{2p} (%)	MnO _{2t} (%)	MnO _{2d} /Clay
A	0-24	0.18	0.13	0.065	0.20	0.006
BA	24-45	0.12	0.07	0.007	0.13	0.003
Bt	45-68	0.12	0.11	0.004	0.15	0.002
BC	68-82	0.11	0.10	0.004	0.16	0.002
C1	82-98	0.09	0.12	0.003	0.13	0.002
C2	98-119+	0.08	0.13	0.003	0.13	0.002

◆ Περιγραφή εδαφοτομής P12

Θέση : Περιοχή Κορυφή του νομού Κιλκίς
Τάξη : Alfisol
Υπόταξη : Xeralf

Χαρτογρ.Μονάδ : B 312 Ax
B10

Μητρικό υλικό : Μοσχοβιτικός γνευσιοσχιστόλιθος
Γεωμορφολογία : foot slope (πόδι κλιτύος)
Υδρομορφία : (B) Έδαφος μετρίως αποστραγγιζόμενο
Κλίση : (B) 2-6%
Διάβρωση : (1) Ελαφρώς διαβρωμένο έδαφος
Βλάστηση : Μη καλλιεργούμενο έδαφος (Δρυς)
CaCO₃ : (0) Έλλειψη αντίδρασης σε όλο το βάθος της εδαφοτομής

Χαρακτηριστικά οριζόντων

Ορίζοντες Βάθος

A **0-19**

Χρώμα ύφυγρο 7.5 YR 4/4, καστανό (brown). Σύσταση αμμοπηλώδης (SL). Δομή ασθενής, λεπτή υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται δύσκολα, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται λίγα ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα σαφές (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 2.5-6.5mm).

BA **19-41**

Χρώμα ύφυγρο 5 YR 4/6, κιτρινέρυθρο (yellowish red). Σύσταση αμμοαργιλοπηλώδης (SCL). Δομή μέτρια, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται εύκολα, αλλά όχι με ευκρίνεια, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται πολλά ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα βαθμιαίο (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 6.5-12.5 mm).

Bt1 **41-68**

Χρώμα ύφυγρο 5 YR 4/6, κιτρινέρυθρο (yellowish red). Σύσταση αμμοαργιλοπηλώδης (SCL). Δομή έντονη, μέση γωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται με ευκρίνεια, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό σχεδόν ολόκληρη η μάζα αποτελείται από ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα βαθμιαίο (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 6.5-12.5 mm).

Bt2 **68-104**

Χρώμα ύφυγρο 5 YR 4/6, κιτρινέρυθρο (yellowish red). Σύσταση αμμοαργιλοπηλώδης (SCL). Δομή μέτρια, μέση γωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται εύκολα, αλλά όχι με ευκρίνεια, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται πολλά ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα σαφές (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 2.5-6.5 mm).

BC 104-122

Χρώμα ύφυγρο 5 YR 4/6, κιτρινέρυθρο (yellowish red). Σύσταση αμμοπηλώδης (SL). Δομή μέτρια, μέση υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται εύκολα αλλά όχι με ευκρίνεια, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται πολλά ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα σαφές (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 2.5-6.5mm).

C1 122-142

Χρώμα ύφυγρο 7.5 YR 4/4, καστανό (brown). Σύσταση αμμοπηλώδης (SL). Δομή ασθενής, λεπτή υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται δύσκολα, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται λίγα ακέραια συσσωματώματα. Όριο προς τον υποκείμενο ορίζοντα βαθμιαίο (η μεταβατική ζώνη έχει πάχος 6.5-12.5 mm).

C2 142-170+

Χρώμα ύφυγρο 7.5 YR 4/6 καστανό (strong brown). Σύσταση αμμοπηλώδης (SL). Δομή ασθενής, λεπτή υπογωνιώδης κυβική. Τα συσσωματώματα διακρίνονται δύσκολα, ενώ αν διαταραχθεί το εδαφικό υλικό παρατηρούνται λίγα ακέραια συσσωματώματα.

Αναλυτικά δεδομένα της εδαφοτομής P12

Πίνακας 70: Μορφολογικά χαρακτηριστικά και μηχανική σύσταση.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Χρώμα ύφυγρο	S (%)	Si (%)	C (%)	Υφή	Δομή	Όριο οριζόντων
A	0-19	7.5 YR 4/4	71	18	11	SL	1 fsbk	c
BA	19-41	5 YR 4/6	59	16	25	SCL	2 msbk	g
Bt1	41-68	5 YR 4/6	55	14	31	SCL	3 mabk	g
Bt2	68-104	5 YR 4/6	63	14	23	SCL	2 mabk	c
BC	104-122	5 YR 4/6	71	16	13	SL	2 msbk	c
C1	122-142	7.5 YR 4/4	73	14	13	SL	1 fsbk	g
C2	142-170+	7.5 YR 4/6	75	12	13	SL	1 fsbk	-

Πίνακας 71: Χημικές ιδιότητες.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Οργανική ουσία (%)	Ολικό άζωτο (%)	C/N	C/Po	pH 1:1	pH _{NaF}	CaCO ₃ (%)
A	0-19	2.18	0.12	10	192.53	5.46	8.67	0.0
BA	19-41	0.69	0.04	9	73.75	5.81	9.21	0.0
Bt1	41-68	0.51	0.03	9	52.20	5.89	9.52	0.0
Bt2	68-104	0.27	0.02	7	30.43	6.21	9.42	0.0
BC	104-122	0.13	0.02	3	19.74	6.33	9.08	0.0
C1	122-142	0.13	0.02	3	27.41	6.33	8.96	0.0
C2	142-170+	0.13	0.02	3	27.85	6.60	8.74	0.0

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	K ⁺ meq/100g	Na ⁺ meq/100g	Ca ²⁺ meq/100g	Mg ²⁺ meq/100g	I.A.K. meq/100g
A	0-19	0.16	0.08	3.08	1.36	8.44
BA	19-41	0.20	0.09	5.36	3.43	12.22
Bt1	41-68	0.29	0.14	7.14	4.72	16.24
Bt2	68-104	0.22	0.18	7.08	4.05	15.11
BC	104-122	0.13	0.17	4.40	2.65	9.24
C1	122-142	0.12	0.15	4.26	2.26	7.94
C2	142-170+	0.12	0.16	3.98	2.09	7.15

Πίνακας 72: Κατανομή των οξειδίων του σιδήρου.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Fe ₂ O _{3d} (%)	Fe ₂ O _{3o} (%)	Fe ₂ O _{3p} (%)	Fe ₂ O _{3t} (%)	Fe ₂ O _{3d} /Clay	Fe ₂ O _{3o} /Fe ₂ O _{3d}	Fe ₂ O _{3d} /Fe ₂ O _{3t}
A	0-19	1.30	0.20	0.060	3.43	0.114	0.15	0.38
BA	19-41	1.90	0.27	0.023	4.28	0.075	0.14	0.44
Bt1	41-68	2.10	0.32	0.019	5.61	0.067	0.15	0.37
Bt2	68-104	1.69	0.31	0.014	5.11	0.072	0.18	0.33
BC	104-122	1.11	0.12	0.011	4.18	0.083	0.11	0.27
C1	122-142	1.00	0.11	0.011	3.77	0.075	0.11	0.27
C2	142-170+	0.95	0.10	0.011	3.58	0.071	0.11	0.27

Πίνακας 73: Κατανομή των οξειδίων του αργιλίου.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Al ₂ O _{3d} (%)	Al ₂ O _{3o} (%)	Al ₂ O _{3p} (%)	Al ₂ O _{3t} (%)	Al _{sub} (%)	Al ₂ O _{3d} /Clay	Al ₂ O _{3o} /Al ₂ O _{3d}
A	0-19	0.19	0.04	0.052	5.10	15.62	0.017	0.51
BA	19-41	0.25	0.08	0.033	8.60	12.40	0.010	0.44
Bt1	41-68	0.26	0.09	0.036	9.74	11.47	0.008	0.48
Bt2	68-104	0.20	0.06	0.024	8.04	11.39	0.009	0.49
BC	104-122	0.18	0.03	0.021	5.55	17.15	0.013	0.55
C1	122-142	0.14	0.03	0.021	4.67	13.83	0.010	0.46
C2	142-170+	0.13	0.03	0.020	4.40	13.47	0.009	0.41

Πίνακας 74: Κατανομή των οξειδίων του μαγγανίου.

Ορίζοντες	Βάθος (cm)	MnO _{2d} (%)	MnO _{2o} (%)	MnO _{2p} (%)	MnO _{2t} (%)	MnO _{2d} /Clay
A	0-19	0.05	0.04	0.022	0.08	0.004
BA	19-41	0.06	0.05	0.009	0.08	0.002
Bt1	41-68	0.06	0.03	0.007	0.09	0.002
Bt2	68-104	0.05	0.04	0.005	0.09	0.002
BC	104-122	0.05	0.04	0.004	0.07	0.004
C1	122-142	0.04	0.03	0.004	0.07	0.003
C2	142-170+	0.04	0.02	0.004	0.06	0.003

4.2 Αξιολόγηση των αποτελεσμάτων των βασικών φυσικοχημικών ιδιοτήτων

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζονται αναλυτικά τα αποτελέσματα που προκύπτουν από τη μελέτη των βασικών εδαφικών ιδιοτήτων για κάθε κατηγορία των εξεταζόμενων εδαφών.

4.2.1 Κοκκομετρική σύσταση

Σύμφωνα με τα αναλυτικά δεδομένα του πίνακα 75, η πλειονότητα των καλλιεργούμενων εδαφών με υψηλή και μέτρια διαθεσιμότητα P έχει λεπτόκοκκη μηχανική σύσταση με σχετικά υψηλά ποσοστά αργίλου, τα οποία κυμαίνονται από 37% έως 44% (Πίνακας 75). Στον αντίποδα, τα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P χαρακτηρίζονται ως μετρίως λεπτόκοκκα.

Στα εδάφη με φυσική (δασική) βλάστηση, με εξαίρεση την εδαφοτομή P12, η οποία χαρακτηρίζεται ως μετρίως χονδρόκοκκη, τα ποσοστά της άμμου και της αργίλου κυμαίνονται από 31% έως 37% και από 43% έως 53%, αντίστοιχα.

Πίνακας 75: Σταθμισμένες μέσες τιμές των μηχανικών κλασμάτων στα καλλιεργούμενα και με φυσική βλάστηση εδάφη.

Καλλιεργούμενα εδάφη											
Εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P				Εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα P				Εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P			
Εδαφ.	S (%)	Si (%)	C (%)	Εδαφ.	S (%)	Si (%)	C (%)	Εδαφ.	S (%)	Si (%)	C (%)
P1	34	22	44	P4	44	19	37	P7	53	22	25
P2	32	25	43	P5	64	16	20	P8	51	25	24
P3	37	23	40	P6	49	15	36	P9	57	19	24

Εδάφη με φυσική βλάστηση			
Εδαφ.	S (%)	Si (%)	C (%)
P10	31	16	53
P11	37	20	43
P12	66	14	20

4.2.2 pH

Δεδομένης της σταθμισμένης μέσης τιμής του εδαφικού pH, η αντίδραση των καλλιεργούμενων εδαφών με υψηλά και χαμηλά επίπεδα διαθέσιμου P χαρακτηρίζεται ως ουδέτερη και όξινη αντίστοιχα, ενώ στα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα P, οι τιμές του εδαφικού pH κυμαίνονται από 5.87 έως 7.51 (Πίνακας 76). Στα εδάφη με δασική βλάστηση επικρατούν κυρίως όξινες συνθήκες, με εξαίρεση την P10, η οποία παρουσιάζει ουδέτερη αντίδραση.

Πίνακας 76: Σταθμισμένη μέση τιμή του pH στα καλλιεργούμενα και με φυσική βλάστηση εδάφη.

Καλλιεργούμενα εδάφη						Εδάφη με φυσική βλάστηση	
Εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P		Εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα P		Εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P			
Εδαφοτομές	pH	Εδαφοτομές	pH	Εδαφοτομές	pH	Εδαφοτομές	pH
P1	6.75	P4	7.51	P7	6.18	P10	6.62
P2	6.82	P5	5.87	P8	5.98	P11	5.10
P3	7.21	P6	6.35	P9	6.26	P12	6.18

4.2.3 Ανθρακικό ασβέστιο

Η πλειονότητα των εξεταζόμενων εδαφοτομών εμφανίζει πλήρη απουσία ανθρακικών αλάτων σε όλο το εδαφικό προφίλ. Εξάιρεση αποτελούν οι εδαφοτομές με υψηλή διαθεσιμότητα P (P1, P2 και P3), στις οποίες παρατηρούνται ίχνη CaCO₃ διάσπαρτα μέσα στο εδαφικό σώμα καθώς και η P4, η οποία χαρακτηρίζεται από δευτερογενή συσσώρευση ανθρακικών αλάτων στους κατώτερους ορίζοντες της.

4.2.4 Οργανική ουσία και ολικό άζωτο

Οι τιμές της οργανικής ουσίας εμφανίζουν το μέγιστό τους στην επιφάνεια, ενώ μειώνονται βαθμιαία με το βάθος (Κεφ. 4.1). Το υψηλότερο ποσοστό της οργανικής ουσίας στους επιφανειακούς ορίζοντες των P10, P11 και P12 οφείλεται στην παρουσία φυσικής βλάστησης (π.χ. κέδρος, δρυς), συγκριτικά με τις εδαφοτομές P1, P2, P3 και P7, P8, P9 που αφορούν σε εντατικά καλλιεργούμενα εδάφη με οπωροκηπευτικά και σιτηρά, αντίστοιχα. Στα «αδιατάρακτα οικοσυστήματα», οι περισσότεροι ερευνητές συγκλίνουν στο ότι η παρουσία φυσικής βλάστησης συμβάλλει στην άμεση ανακύκλωση των θρεπτικών στοιχείων στο εδαφικό σύστημα, με αποτέλεσμα τα επίπεδά τους σε οργανικά συστατικά να είναι υψηλότερα σε σχέση με αυτά σε γεωργικά εδάφη (Daroub et al., 2001, Jonhson et al., 2003, Brady and Weil, 2008).

Το ολικό άζωτο (N) ακολουθεί την κατανομή της οργανικής ουσίας, εμφανίζοντας το μέγιστο ποσοστό του στον επιφανειακό ορίζοντα των P1-P12. Ο λόγος του C/N συνδέεται με τη γονιμότητα του εδάφους και αποτελεί χαρακτηριστικό δείκτη του βαθμού αποδόμησης της οργανικής ουσίας καθώς και της μικροβιακής δραστηριότητας. Και στις δυο κατηγορίες των υπό μελέτη εδαφών (γεωργικά και με φυσική βλάστηση εδάφη), οι τιμές του C/N είναι πολύ μικρότερες από την κρίσιμη τιμή (25), γεγονός που φανερώνει τη δυνητική ανοργανοποίηση του οργανικού N (Tisdale et al., 1993).

4.2.5 Ανταλλάξιμα κατιόντα

Μεταξύ των ανταλλάξιμων κατιόντων, το ασβέστιο επικρατεί σε όλους τους ορίζοντες των εδαφοτομών P1-P12, ενώ το K⁺ και το Na⁺ βρίσκονται σε χαμηλότερα ποσά. Στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P καθώς και στην εδαφοτομή P4, το ανταλλάξιμο ασβέστιο παρουσιάζει τις υψηλότερες τιμές του στους κατώτερους εδαφικούς ορίζοντες, οι οποίοι χαρακτηρίζονται από την παρουσία CaCO₃. Αντίθετα, στα εδάφη με φυσική βλάστηση καθώς και στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλά επίπεδα διαθέσιμου P, οι υψηλότερες τιμές του ανταλλάξιμου Ca²⁺ εμφανίζονται στο χώρο του αργλικού ορίζοντα (Bt) με τα υψηλότερα επίπεδα σε άργιλο και I.A.K (εκτός της P11).

Σύμφωνα με τα αναλυτικά δεδομένα των πινάκων 16, 21 και 26, αξιολογείται ότι οι τιμές του ανταλλάξιμου καλίου υπερβαίνουν το όριο επάρκειας (K^+ : >0.50 meq/100g) (Sparks, 1996) στον Αρ ορίζοντα των εδαφών με υψηλή διαθεσιμότητα Ρ. Στον αντίποδα, στις Ρ4, Ρ5, Ρ6, Ρ7, Ρ8 και Ρ9, τα επίπεδά του είναι σχετικά χαμηλότερα (K^+ : <0.38 meq/100g) (Πίνακας 31, 36, 41, 51, και 56). Η διαφοροποίηση αυτή ενδεχομένως οφείλεται στην εφαρμογή Κ-λίπανσης στα καλλιεργούμενα εδάφη με οπωροκηπευτικά (Ρ1, Ρ2 και Ρ3), εξαιτίας των υψηλότερων απαιτήσεων τους σε κάλιο συγκριτικά με τις αντίστοιχες των αναπτυσσόμενων σιτηρών στις Ρ4-Ρ9 (Pierzynski, 1993).

4.2.6 Ικανότητα ανταλλαγής κατιόντων

Η Ι.Α.Κ κυμαίνεται από 7.15-34.52 meq/100g και παρουσιάζει έντονη διαφοροποίηση των τιμών της μεταξύ των υπό μελέτη εδαφοτομών (π.χ. Ρ10-Ρ12, Πίνακας 61 και 71). Το γεγονός αυτό οφείλεται κυρίως στη διαφορετική ορυκτολογική σύσταση της αργίλου (C), η οποία δεν επηρεάζει μόνο τα επίπεδα της Ι.Α.Κ αλλά και τον βαθμό συσχέτισης μεταξύ των παραμέτρων Ι.Α.Κ.-C (Reinemann et al., 2000). Όπως υποστηρίζουν οι ερευνητές, η άργιλος εντείνει την ικανότητα ανταλλαγής κατιόντων κυρίως σε εδάφη, τα οποία έχουν αναπτυχτεί σε ίδιο μητρικό πέτρωμα (π.χ. οι εδαφοτομές: Ρ2-Ρ3, Ρ10-Ρ11, Πίνακας 77).

Πίνακας 77: Συσχετίσεις μεταξύ της Ι.Α.Κ. και της αργίλου, στα εξεταζόμενα εδάφη, ομαδοποιημένα ανά μητρικό πέτρωμα.

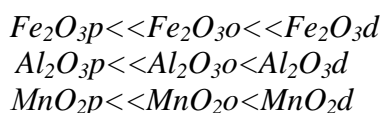
Μητρικό πέτρωμα					
	Αλλουβιακές αποθέσεις Ρ4-Ρ6 (N=9)	Ασβεστόλιθοι Ρ2-Ρ3 (N=9)	Μεταδολερίτης Ρ7- Ρ8 (N=8)	Τόφος, Ρυόλιθος Ρ10-Ρ11 (N=12)	Μοσχοβιτικός γνευσιοσχιστόλιθος Ρ9- Ρ12 (N=13)
r	0.93***	0.73*	0.87**	0.75**	0.93***

*p<0.05, **p<0.01, ***p<0.001

4.2.7 Οξειδία του σιδήρου, του αργιλίου και του μαγγανίου

Στην παρούσα διατριβή πραγματοποιήθηκε ο ποσοτικός προσδιορισμός των διαφόρων μορφών των οξειδίων του σιδήρου, του αργιλίου και του μαγγανίου με τη χρήση εκλεκτικών εκχυλιστικών, με σκοπό τη μελέτη της επίδρασής τους στις μορφές του εδαφικού φωσφόρου καθώς και στις αντιδράσεις συγκράτησής του στα εξεταζόμενα εδάφη. Σύμφωνα με τη βιβλιογραφική ανασκόπηση, οι βιογεωχημικοί μετασχηματισμοί του προστιθέμενου Ρ στα γεωργικά εδάφη καθώς και οι πεδογενετικοί μετασχηματισμοί του Ρ με τη σταδιακή εξέλιξη των εδαφών καθορίζονται άμεσα από τα συστατικά αυτά (Dubus and Becquer 2001, Hartono et al., 2006, Adhami et al., 2007). Γι' αυτό τον λόγο, οι Börling (2003) και Shaheen et al. (2007) υποστηρίζουν ότι το ποσό και η φύση των διαφόρων μορφών των οξειδίων του Fe, Al και του Mn έχουν ιδιαίτερη σημασία στις πεδογενετικές και περιβαλλοντικές μελέτες του εδαφικού Ρ.

Λαμβανομένων υπόψη των σταθμισμένων μέσων τιμών των προσδιοριζόμενων μορφών των οξειδίων του σιδήρου, του αργιλίου και του μαγγανίου (Πίνακας 78α, και 78β), προκύπτουν οι παρακάτω σειρές κατάταξής τους:



Εκ των ανωτέρω αποδεικνύεται πως πολύ μικρό ποσοστό των ολικών μορφών του Fe, Al και του Mn αντιπροσωπεύεται από τις οργανικές μορφές τους στα υπό μελέτη εδάφη ($Fe_2O_{3p} \leq 0.049\%$, $Al_2O_{3p} \leq 0.056\%$, $MnO_{2p} \leq 0.044\%$). Πολύ χαμηλές τιμές εκχυλιζόμενων οξειδίων με πυροφωσφορικό νάτριο αναφέρονται από τους Mosugy et al. (1999) και Börling (2003) σε τροπικά και εύκρατα εδάφη με υψηλό και μέτριο βαθμό εδαφικής εξέλιξης, εξαιτίας της μικρής τους περιεκτικότητας σε οργανική ουσία (όπως και στα εδάφη της παρούσας μελέτης). Η θετική επίδραση της οργανικής ουσίας στις εκχυλιζόμενες μορφές των οξειδίων του Fe, Al και του Mn με το πυροφωσφορικό νάτριο επιβεβαιώνεται και από την ισχυρή θετική συσχέτιση μεταξύ των παραμέτρων αυτών ($r: 0.74-0.89$, $p < 0.001$ και $r: 0.68-0.92$, $p < 0.01$, για τα γεωργικά και με φυσική βλάστηση εδάφη, αντίστοιχα).

Πίνακας 78: Σταθμισμένες μέσες τιμές των διαφόρων μορφών των οξειδίων του σιδήρου, αργιλίου και του μαγγανίου, στα υπό μελέτη εδάφη.

Καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P												
Εδαφ.	Fe_2O_{3d}	Fe_2O_{3o}	Fe_2O_{3p}	Fe_2O_{3t}	Al_2O_{3d}	Al_2O_{3o}	Al_2O_{3p}	Al_2O_{3t}	MnO_{2d}	MnO_{2o}	MnO_{2p}	MnO_{2t}
(%)												
P1	3.33	0.33	0.017	7.43	0.40	0.36	0.047	10.33	0.13	0.10	0.014	0.13
P2	3.90	0.11	0.015	5.76	0.47	0.21	0.035	7.97	0.07	0.06	0.004	0.07
P3	3.09	0.09	0.014	4.94	0.34	0.19	0.028	7.09	0.06	0.05	0.008	0.07
Καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα P												
Εδαφ.	Fe_2O_{3d}	Fe_2O_{3o}	Fe_2O_{3p}	Fe_2O_{3t}	Al_2O_{3d}	Al_2O_{3o}	Al_2O_{3p}	Al_2O_{3t}	MnO_{2d}	MnO_{2o}	MnO_{2p}	MnO_{2t}
(%)												
P4	3.18	0.11	0.030	4.82	0.33	0.11	0.053	7.91	0.04	0.04	0.013	0.06
P5	1.57	0.22	0.025	3.59	0.19	0.10	0.046	5.57	0.06	0.05	0.005	0.06
P6	2.49	0.15	0.016	5.05	0.36	0.12	0.029	8.14	0.04	0.03	0.009	0.05
Καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P												
Εδαφ.	Fe_2O_{3d}	Fe_2O_{3o}	Fe_2O_{3p}	Fe_2O_{3t}	Al_2O_{3d}	Al_2O_{3o}	Al_2O_{3p}	Al_2O_{3t}	MnO_{2d}	MnO_{2o}	MnO_{2p}	MnO_{2t}
(%)												
P7	2.45	0.42	0.020	10.26	0.32	0.14	0.037	13.26	0.12	0.08	0.007	0.17
P8	2.34	0.43	0.023	10.42	0.32	0.12	0.045	13.04	0.12	0.08	0.008	0.20
P9	1.78	0.24	0.017	5.33	0.21	0.09	0.036	9.77	0.06	0.04	0.006	0.09
Εδάφη με φυσική βλάστηση												
Εδαφ.	Fe_2O_{3d}	Fe_2O_{3o}	Fe_2O_{3p}	Fe_2O_{3t}	Al_2O_{3d}	Al_2O_{3o}	Al_2O_{3p}	Al_2O_{3t}	MnO_{2d}	MnO_{2o}	MnO_{2p}	MnO_{2t}
(%)												
P10	4.02	0.50	0.049	9.20	0.46	0.29	0.048	20.08	0.16	0.13	0.044	0.22
P11	3.51	0.34	0.031	5.69	0.36	0.17	0.056	13.18	0.12	0.11	0.026	0.15
P12	1.47	0.22	0.019	4.39	0.19	0.08	0.028	6.79	0.05	0.04	0.028	0.08

Μεταξύ των εκχυλιζόμενων μορφών με το οξαλικό αμμώνιο και το διθειονικό νάτριο, τα Fe_2O_{3d} και τα Al_2O_{3d} αποτελούν τις επικρατέστερες μορφές στα εξεταζόμενα εδάφη, γεγονός που δείχνει ότι ένα μεγάλο μέρος των άμορφων οξειδίων του Fe και του

Al έχει μετασηματιστεί σε κρυσταλλικά οξειδία (Schwertman and Taylor, 1989, Mosugy et al., 1999). Από τις αντίστοιχες μορφές των οξειδίων του μαγγανίου, δεν μπορούν να εξαχθούν σαφή συμπεράσματα για τις κυρίαρχες μορφές του στα εδάφη της παρούσας μελέτης (εκτός των P7, P8 και P10), αφού οι τιμές των MnO_{2o} είναι σχεδόν παρόμοιες συγκριτικά με τις αντίστοιχες των MnO_{2d} (Πίνακας 78). Σημαντική αιτία θεωρείται το ότι τα εκχυλιστικά που χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό των οξειδίων του σιδήρου δεν είναι το ίδιο αποτελεσματικά και για τα οξειδία του μαγγανίου. Ως εκ τούτου, η φύση των εκχυλιζόμενων μορφών τους με τη μέθοδο του κιτρικού δισανθρακικού νατρίου (CBD) κρίνεται ανεπαρκής (Phillips et al., 1998).

Η επικράτηση των Fe_2O_{3d} στο εδαφικό σύστημα, έχει παρατηρηθεί από αρκετούς ερευνητές, τόσο σε τροπικά, έντονα εξελιγμένα εδάφη (Hartono et al., 2005, Agbenin 2003), όσο και σε νεαρά μεσογειακά εδάφη με ξηροθερμικές συνθήκες, επισημαίνοντας την ισχυρή επίδραση της ηλικίας των εδαφών καθώς και των πεδοπεριβαλλοντικών συνθηκών στις διεργασίες κρυσταλλοποίησης των οξειδίων Fe, (Schwertman and Taylor, 1989, Carreira and Lajtha, 1997).

Εκτός από τον υψηλό βαθμό κρυσταλλοποίησης των άμορφων οξειδίων Al, οι Agbenin (2003) και Siradz (2009) υποστηρίζουν ότι τα υψηλά ποσοστά των Al_2O_{3d} στο εδαφικό σύστημα οφείλονται εν μέρει και στην ισόμορφη υποκατάσταση των ιόντων του Fe^{3+} από τα Al^{3+} στα κρυσταλλικά οξειδία του σιδήρου (π.χ. αιματίτης, γκαιτίτης). Ο μηχανισμός αυτός, θεωρείται ότι λαμβάνει χώρα τόσο σε όξινα όσο και σε αλκαλικά εδάφη, με αποτέλεσμα τη μεταβολή του μεγέθους της δομικής μονάδας, το μέγεθος των τεμαχιδίων και την κρυσταλλικότητα των ελεύθερων οξειδίων (Singh and Gilkes, 1992, Memon, 2008).

Οι Phillips et al. (2007), υπολογίζοντας έμμεσα (με εξίσωση), το ποσοστό των υποκατεστημένων κατιόντων του Fe από τα Al^{3+} στα κρυσταλλικά οξειδία του Fe, κατέληξαν στο συμπέρασμα, ότι ορισμένες φορές περισσότερο από 30 στα 100moles (30%) στη δομή του γκαιτίτη μπορεί να είναι $AlOOH$. Στα υπό μελέτη, εδάφη, οι τιμές της παραμέτρου αυτής ($Al_{sub}\%$) παρουσιάζουν μεγάλο εύρος διακύμανσης, από 0% έως 17.15%. Παρόμοια ποσοστά υποκατάστασης (Al_{sub} : 0-21%) αναφέρουν και οι Torrent et al. (1987) σε μεσογειακά εδάφη, οι οποίοι απέδωσαν την εμφάνιση των μηδενικών τιμών της παραμέτρου αυτής, στην απουσία του γκαιτίτη και του αιματίτη.

Μεταξύ των δώδεκα εδαφοτομών (P1-12) η χαμηλότερη τιμή του Al_{sub} (0%) παρουσιάζεται στο μητρικό υλικό της P1 στο οποίο, η διαφορά μεταξύ των παραμέτρων Al_d-Al_o (κρυσταλλικά οξειδία Al) είναι μικρότερη του μηδενός (Πίνακας 18). Το αποτέλεσμα αυτό ίσως οφείλεται στα χαμηλά ποσοστά του μητρικού υλικού σε άργιλο (C:27%) (Πίνακας 15) και κατά συνέπεια, στη μικρότερη περιεκτικότητά του σε Al_2O_{3d} , συγκριτικά με την αντίστοιχή του στους ανώτερους ορίζοντες της P1.

Ο έμμεσος όμως τρόπος εκτίμησης της παραμέτρου $Al_{sub}\%$ μπορεί να οδηγήσει σε λανθασμένα συμπεράσματα, εξαιτίας της επίδρασης των εδαφικών συστατικών στην αποτελεσματικότητα των χρησιμοποιούμενων εκχυλιστικών (Fitzpatrick and Schwertmann 1982, Memon, 2008). Το γεγονός αυτό παρατηρείται συνήθως σε εδάφη, τα οποία χαρακτηρίζονται, είτε από υψηλή συγκέντρωση ανθρακικών αλάτων στους κατώτερους ορίζοντές τους, είτε το μητρικό υλικό επί των οποίων έχουν αναπτυχθεί είναι πλούσιο σε ανθρακικά άλατα. Σε αυτές τις περιπτώσεις υπάρχει κίνδυνος υποεκτίμησης της συγκέντρωσης των ελεύθερων οξειδίων του σιδήρου, εξαιτίας του σχηματισμού σχετικά αδιάλυτων Fe-ενώσεων (π.χ. $FeCO_3$) ή υποεκτίμησης των άμορφων συστατικών του εδάφους, λόγω μείωσης της δραστηριότητας του όξινου οξαλικού αμμωνίου (π.χ. στην P4).

Σύμφωνα με τα αναλυτικά δεδομένα του πίνακα 78, στα εδάφη της παρούσας μελέτης, οι σταθμισμένες μέσες τιμές των Fe_2O_{3d} κυμαίνονται από 1.57% έως 4.02%,

των Al_2O_{3d} από 0.19 % έως 0.46%, ενώ αρκετά χαμηλότερα ποσοστά παρουσιάζονται για το MnO_{2d} (0.04%-0.16%). Συνδυάζοντας τα δεδομένα αυτά με τα αντίστοιχα της μηχανικής σύστασης, διαφαίνεται ότι μεταξύ των εξεταζόμενων εδαφοτομών, οι υψηλότερες τιμές των ελεύθερων οξειδίων του Fe και του Al, παρατηρούνται στα εδάφη με αυξημένη περιεκτικότητα σε άργιλο. Η θετική επίδραση της αργίλου στα επίπεδα των Fe_2O_{3d} και Al_2O_{3d} ενισχύεται και από την ισχυρή συσχέτιση μεταξύ των παραμέτρων αυτών ($Fe_2O_{3d}-C:r=0.90-0.98$, $p<0.001$ και $Al_2O_{3d}-C:r=0.82-0.97$, $p<0.001$). Το αποτέλεσμα αυτό είναι σε συμφωνία με τα συμπεράσματα των Samadi and Gilkes (1998) και Ibia et al. (2002), οι οποίοι υποστηρίζουν πως τα οξείδια του σιδήρου καθώς και του αργιλίου απαντώνται μόνο στο κλάσμα της αργίλου.

Η απομάκρυνση (ελουβίωση) του σιδήρου από τους επιφανειακούς ορίζοντες και η συγκέντρωσή τους στους αργιλικούς ορίζοντες (ιλουβίωση) αποτελεί την κύρια πεδογενετική διεργασία στα Alfisols (Brahya et al., 2000). Αρκετοί ερευνητές αναφέρουν ότι τα ελεύθερα οξείδια του σιδήρου και του αργιλίου είναι περισσότερα στους αργιλικούς ορίζοντες των Alfisols (Haidouti and Massas, 1998, Durm et al., 2001, Tsaousidou et al., 2004). Το ίδιο ισχύει και στις εδαφοτομές της παρούσας μελέτης στις οποίες οι υψηλότερες τιμές των Fe_2O_{3d} και Al_2O_{3d} συναντώνται στον χώρο των Bt/BC οριζόντων, γεγονός που δείχνει την πιθανή παθητική μετακίνηση του σιδήρου και του αργιλίου με την άργιλο.

Όταν ο λόγος $Fe_2O_{3d}/Clay$ παραμένει σταθερός στους διάφορους ορίζοντες της εδαφοτομής, θεωρείται ότι τα οξείδια του σιδήρου μετακινούνται με την άργιλο και όχι ανεξάρτητα από αυτήν (Enya et al., 2011). Η σταθερή κατανομή του λόγου $Fe_2O_{3d}/Clay$ και $Al_2O_{3d}/Clay$ για την πλειονότητα των υπό μελέτη εδαφοτομών (Κεφ. 4.1), σε συνδυασμό με τα ανώτερα αποτελέσματα, ενισχύει τη συμμετανάστευση της αργίλου και των ελεύθερων οξειδίων Fe, Al.

Σε αντίθεση με τα οξείδια του σιδήρου και του αργιλίου, η κατανομή των MnO_{2d} με το βάθος δεν είναι ομοιόμορφη στα εδάφη της παρούσας διατριβής. Πιο συγκεκριμένα στις P10 και P12, το μέγιστο των MnO_{2d} εμφανίζεται στον επιφανειακό ορίζοντα, ενώ στις P2, P3, P4 και P5 στους Bt/BC ορίζοντες. Ανάλογα με τις χημικές ιδιότητες του εδάφους και το καθεστώς υδρομορφίας, τα ελεύθερα οξείδια του μαγγανίου μπορεί να εμφανίζουν τις υψηλότερες τιμές τους (Vodyanitskii, 2009):

- στην επιφάνεια με τη μορφή σταθερών συμπλοκών με την οργανική ουσία, σε εδάφη με τιμή $pH>6$ ή
- στον χώρο των αργιλικών οριζόντων, υποδηλώνοντας την πιθανή συμμετακίνησή τους με την άργιλο ή
- σε βαθύτερους ορίζοντες από τον Bt, όπου σε αυτή την περίπτωση το μαγγάνιο κινείται στη διαλυτή του μορφή, ανεξάρτητα από την άργιλο.

Τα άμορφα ή μη κρυσταλλικά οξείδια Fe, Al, Mn θεωρείται ότι αποτελούν το πιο ενεργό κλάσμα μεταξύ των διαφόρων μορφών τους, εξαιτίας της μεγάλης ειδικής τους επιφάνειας και των σημαντικών θέσεων προσρόφησης ανιόντων που κατέχουν (Schwertmann et al., 1989). Στις P1-P12, οι σταθμισμένες μέσες τιμές των άμορφων οξειδίων του σιδήρου κυμαίνονται από 0.09% έως 0.50%, των Al_2O_{3o} από 0.08% έως 0.36% και του MnO_{2o} από 0.04% έως 0.13 (Πίνακας 78), εμφανίζοντας μη ομοιόμορφη κατανομή με την οργανική ουσία (Κεφ. 4.1). Χαμηλές τιμές των συστατικών αυτών (Fe, Mn), με μη σταθερή συμπεριφορά στο εδαφικό προφίλ, αναφέρονται από τους Moustakas and Barouchas (2003) και Noulas et al. (2009), σε εδάφη με ξηροθερμικές συνθήκες και πολύ χαμηλή περιεκτικότητα σε οργανική ουσία. Κατά τους Torrent et al. (1980), σε εδάφη φτωχά σε οργανική ουσία (όπως και τα εξεταζόμενα εδάφη), ο σίδηρος που απελευθερώνεται κατά την αποσάθρωση των πρωτογενών ορυκτών δεν

σηματίζει οργανικά σύμπλοκα, αλλά εμφανίζεται κυρίως με τη μορφή του ferrihydrite. Αποτέλεσμα αυτού είναι η κατανομή των άμορφων οξειδίων του Fe με το βάθος να είναι ανεξάρτητη από την αντίστοιχη της οργανικής ουσίας.

Ο λόγος Fe_2O_{3o}/Fe_2O_{3d} , αναφέρεται ως λόγος του ενεργού σιδήρου και χρησιμοποιείται σαν σχετικό κριτήριο του βαθμού γήρανσης/κρυσταλλοποίησης των ελεύθερων οξειδίων του σιδήρου και, κατά συνέπεια, του βαθμού εξέλιξης του εδάφους (Ogunsola et al., 1989). Τα κρυσταλλικά οξείδια του σιδήρου αυξάνουν καθώς αυξάνεται η ηλικία του εδάφους, με αποτέλεσμα οι τιμές του λόγου αυτού να μειώνονται καθώς αυξάνει η εδαφική ηλικία. Μεταξύ των υπό μελέτη εδαφοτομών, οι τιμές του λόγου του ενεργού σιδήρου είναι < 0.1 στις P2, P3, P4, P5, P6 και P11, ενώ σχετικά υψηλότερα είναι τα επίπεδά του στις P1, P5, P7, P8, P9, P10 και P12 ($Fe_2O_{3o}/Fe_2O_{3d} \geq 0.1$) (Πίνακας 79). Κατά τους Torrent et al. (1980) και Cornell and Schwertmann (1966), τιμές του λόγου αυτού μικρότερες από 0.1 επικρατούν σε παλιά και αρκετά εξελιγμένα εδάφη τροπικών περιοχών, που περιέχουν κρυσταλλικά οξείδια γκαϊτίτη και αιματίτη. Επίσης, χαμηλές τιμές της παραμέτρου αυτής (Fe_2O_{3o}/Fe_2O_{3d}), βρήκαν οι Bech et al. (1997), σε ερυθρά εδάφη στην Ισπανία (μέση τιμή: 0.04) καθώς και οι Singer et al. (1998) σε Terra Rossa της Μεσογείου (μέση τιμή : 0.05). Στον αντίποδα, υψηλότερες τιμές του λόγου Fe_2O_{3o}/Fe_2O_{3d} από 0.1 επισημαίνονται από τους Haidouti and Massas (1998) σε εδάφη Halproxerals (0.19-0.53), τα οποία εμφανίζουν χαμηλότερο βαθμό εξέλιξης συγκριτικά με τον αντίστοιχο των ερυθρών εδαφών (Rhodoxerals) της τάξης των Alfisols (0.08-0.22).

Πίνακας 79: Σταθμισμένες μέσες τιμές του λόγου του ενεργού σιδήρου (Fe_2O_{3o}/Fe_2O_{3d}) και του λόγου Fe_2O_{3d}/Fe_2O_{3t} στα καλλιεργούμενα και με φυσική βλάστηση εδάφη.

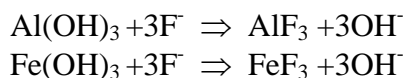
Καλλιεργούμενα εδάφη									Εδάφη με φυσική βλάστηση		
Εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P			Εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα P			Εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P					
Εδαφ.	Fe_2O_{3o}/Fe_2O_{3d}	Fe_2O_{3d}/Fe_2O_{3t}	Εδαφ.	Fe_2O_{3o}/Fe_2O_{3d}	Fe_2O_{3d}/Fe_2O_{3t}	Εδαφ.	Fe_2O_{3o}/Fe_2O_{3d}	Fe_2O_{3d}/Fe_2O_{3t}	Εδαφ.	Fe_2O_{3o}/Fe_2O_{3d}	Fe_2O_{3d}/Fe_2O_{3t}
P1	0.103	0.564	P4	0.033	0.644	P7	0.182	0.117	P10	0.130	0.445
P2	0.030	0.676	P5	0.141	0.439	P8	0.186	0.104	P11	0.094	0.615
P3	0.031	0.628	P6	0.061	0.493	P9	0.136	0.066	P12	0.140	0.332

Ο λόγος Fe_2O_{3d}/Fe_2O_{3t} σύμφωνα με τους Torrent et al. (1980) και Bech et al. (1997) χρησιμοποιείται για την εκτίμηση του βαθμού αποσάθρωσης των πρωτογενών ορυκτών που απελευθερώνουν σίδηρο και της σχετικής ηλικίας των εδαφών. Οι Santos et al. (1986) χρησιμοποιώντας τον λόγο αυτό σαν δείκτη του βαθμού αποσάθρωσης σε εδάφη Boralfs στο Καναδά, βρήκαν μέση τιμή του δείκτη 0.2. Παράλληλα, οι Richardson and Hole (1979) σε εδάφη Boralfs στο Wisconsin βρήκαν μέση τιμή του δείκτη 0.6, αποδεικνύοντας την εντονότερη αποσάθρωση των εδαφών αυτών, σε σχέση με την αντίστοιχη των ανώτερων ερευνητών. Στα εδάφη της παρούσας μελέτης, οι σταθμισμένες μέσες τιμές του λόγου αυτού κυμαίνονται από 0.066 έως 0.676 (Πίνακας 79) εμφανίζοντας τις υψηλότερες τους στις εδαφοτομές με τιμές του λόγου $Fe_2O_{3o}/Fe_2O_{3d} < 0.1$. Το γεγονός αυτό, σε συνδυασμό με την ισχυρή αρνητική συσχέτιση μεταξύ των παραμέτρων Fe_2O_{3o}/Fe_2O_{3d} και Fe_2O_{3d}/Fe_2O_{3t} ($r = -0.78$, $p < 0.001$, $N = 61$), ενισχύει τον πιο υψηλό βαθμό εδαφικής εξέλιξης των εδαφοτομών P2, P3 και P4 σε σχέση με τις υπόλοιπες.

Αν και οι ολικές μορφές των οξειδίων του σιδήρου, του αργιλίου και του μαγγανίου, χρησιμοποιούνται κυρίως στις πεδογενετικές μελέτες (Gasparatos et al., 2004, Enya et al., 2011) αρκετοί ερευνητές υποστηρίζουν ότι η μελέτη των σχέσεων τους με τα κλάσματα του P, σε συνδυασμό με τις αντίστοιχες τους με τα ενεργά συστατικά δέσμευσης του P, μπορούν να δώσουν σημαντικές πληροφορίες για τους πεδογενετικούς μετασχηματισμούς του εδαφικού φωσφόρου (Hartono et al., 2005, 2006, Shaheen et al., 2007). Και στις δυο κατηγορίες των υπό μελέτη εδαφών παρατηρείται ένα μεγάλο εύρος στη διακύμανση των σταθμισμένων μέσων τιμών τους (Πίνακας 78), ενδεχομένως εξαιτίας της διαφορετικής ορυκτολογικής σύστασης των μητρικών πετρωμάτων επί των οποίων έχουν αναπτυχτεί. Ειδικότερα, οι πιο υψηλές τιμές του ολικού σιδήρου και του ολικού μαγγανίου παρουσιάζονται στις καλλιεργούμενες εδαφοτομές P7 και P8, οι οποίες έχουν αναπτυχτεί σε βασικό μεταμορφωμένο μητρικό πέτρωμα, πλούσιο σε σιδηρομαγνησιούχα πυριτικά ορυκτά (Τσαουσίδου, 2008).

4.2.8 pH_{NaF}

Ο προσδιορισμός του pH με τη μέθοδο του φθοριούχου νατρίου στηρίζεται σε φαινόμενα ανταλλαγής μεταξύ των F^- και OH^- των εδαφικών κolloειδών, με αποτέλεσμα να μεταβάλλεται η αρχική τιμή του pH (8.2) του εκχυλιστικού σύμφωνα με τις παρακάτω αντιδράσεις (Fieldes and Perrott, 1966):



Στην παρούσα διατριβή, όλα τα εδαφικά δείγματα παρουσιάζουν τιμές $pH_{NaF} > 8.2$, οι οποίες ενδεχομένως οφείλονται στην παρουσία συστατικών που, αντιδρώντας με το NaF , απελευθερώνουν υδροξυλιόντα.

Μελετώντας την κατανομή του pH_{NaF} με το βάθος, παρατηρείται ότι τόσο στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P, όσο και στην εξεταζόμενη εδαφοτομή P4 με μέτρια διαθεσιμότητα P, η μέγιστη τιμή του pH_{NaF} εμφανίζεται στους κατώτερους εδαφικούς ορίζοντες (pH_{NaF} : 9.48-11.32), οι οποίοι χαρακτηρίζονται από την παρουσία $CaCO_3$ (Πίνακες 15, 21, 27 και 33). Το αποτέλεσμα αυτό αντιτίθεται στα αντίστοιχα των Fieldes and Perrott (1966), φανερώνοντας ότι στα εξεταζόμενα εδαφικά δείγματα με αλκαλική αντίδραση τα ανθρακικά άλατα του ασβεστίου ίσως αποτελούν τα κυριότερα εδαφικά συστατικά για τη μεταβολή της αρχικής τιμής του pH του φθοριούχου νάτριου. Γι' αυτό τον λόγο, οι Singh and Gilkes (1991) θεωρούν ότι η εφαρμογή της μεθόδου αυτής θα πρέπει να αποφεύγεται σε εδάφη με $pH > 7$.

Στις εδαφοτομές με ισχυρή όξινη έως ουδέτερη αντίδραση, οι τιμές του pH_{NaF} κυμαίνονται από 8.34 έως 11.28. Παρόμοιες υψηλές τιμές, σε όξινα εδάφη αναφέρονται και από τους Gilkes and Hughes (1994) οι οποίοι παρατήρησαν ότι μεγάλα ποσά OH^- έχουν ανταλλαχτεί με το F^- , κατά τη διάρκεια της αντίδρασης του φθοριούχου νατρίου με τα εδαφικά κolloειδή (Perrott et al., 1976). Βάσει των σχέσεων του pH_{NaF} με τα εδαφικά συστατικά στα υπό μελέτη εδάφη με $pH \leq 7$, συμπεραίνεται ότι τα υδροξυλιόντα αυτά προέρχονται πρωτίστως από τις ενεργές επιφάνειες των οξειδίων-υδροξειδίων Al και δευτερευόντως από τις θραυσιγενείς ακμές των αργιλιοπυριτικών ορυκτών (Abekoe and Sahrawat, 2001) (Πίνακας 80). Πρόσφατη ερευνητική μελέτη των Wisawaripat et al. (2009) σε τροπικά έντονα εξελιγμένα εδάφη έδειξε ότι στις

αντιδράσεις ιοντικής ανταλλαγής με τα ιόντα του φθορίου, λαμβάνουν χώρα κυρίως τα OH^- των Al-ενώσεων, τα οποία προέρχονται από τις εξής πηγές:

- τις σύμπλοκες ενώσεις των οξειδίων του Al με την οργανική ουσία,
- τα Al-OH στην εσωτερική στοιβάδα των αργιλικών ορυκτών 2:1, και
- την ισόμορφη αντικατάσταση του Fe^{3+} από τα Al^{3+} στα οξείδια του σιδήρου.

Πίνακας 80: Στατιστικά σημαντικές συσχετίσεις μεταξύ του pH_{NaF} και των εδαφικών συστατικών στα εξεταζόμενα εδάφη με ισχυρή όξινη έως ουδέτερη αντίδραση (N=49)($p < 0.05$).

Εδαφικά συστατικά	C	Fe_2O_{3d}	Fe_2O_{3o}	Al_2O_{3d}	Al_2O_{3o}	MnO_{2d}	MnO_{2o}
pH_{NaF}	0.69	0.69	0.60	0.78	0.60	0.37	0.51

4.3 Οι μορφές του φωσφόρου στα Alfisols

4.3.1 Ολικός φωσφορος

Για τη μελέτη της συμπεριφοράς των ολικών μορφών του φωσφόρου (Pt: άθροισμα βιολογικών και γεωχημικών κλασμάτων P) στα υπό μελέτη εδάφη χρησιμοποιήθηκε η τροποποιημένη διαδοχική κλασμάτωση των Hedley et al. (1982) (Tiessen and Moir, 1993). Σύμφωνα με τους Blake et al. (2003) και Benzing and Richardson (2005), ο έμμεσος τρόπος προσδιορισμού του ολικού φωσφόρου με τη μέθοδο αυτή ενδέχεται, σε ορισμένες περιπτώσεις (π.χ. εδάφη με υψηλές εισροές P ή με υψηλά ποσοστά CaCO₃), να υποεκτιμήσει τα επίπεδά του στο εδαφικό σύστημα.

Για τον έλεγχο της αξιοπιστίας της εφαρμοζόμενης διαδοχικής κλασμάτωσης του P, το άθροισμα των επιμέρους κλασμάτων του φωσφόρου (Pt_{fr}) στα καλλιεργούμενα και με φυσική βλάστηση εδάφη συγκρίνεται με τα εκτιμώμενα επίπεδα του Pt, σύμφωνα με τη μέθοδο της υγρής οξείδωσης με «aqua regia» (Pt_{A.R}) (Πίνακας 81α, 81β και 82, αντίστοιχα).

Πίνακας 81α: Συγκεντρώσεις του προσδιοριζόμενου ολικού φωσφόρου (mg/kg) με τη μέθοδο της υγρής οξείδωσης (aqua regia) και της διαδοχικής κλασμάτωσης του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή και μέτρια διαθεσιμότητα P.

Καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P											
P1 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Pt _{fr} (mg/kg)	Pt _{A.R} (mg/kg)	P2 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Pt _{fr} (mg/kg)	Pt _{A.R} (mg/kg)	P3 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Pt _{fr} (mg/kg)	Pt _{A.R} (mg/kg)
Ap	0-25	1824.22	1972.36	Ap	0-20	1754.08	1885.13	Ap	0-26	1039.00	1244.12
Bt	25-36	1767.68	1870.25	AB	20-34	1716.10	1843.21	Bt	26-65	894.17	1016.43
BC	36-59	1143.46	1168.05	Bt1	34-71	669.08	681.51	BC	65-110	685.15	703.65
C1	59-79	470.87	490.21	Bt2	71-114	652.50	636.71	C	110-145	733.17	753.21
C2	79-110	568.65	575.14	BC	114-150	627.28	624.11				

Καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα P											
P4 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Pt _{fr} (mg/kg)	Pt _{A.R} (mg/kg)	P5 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Pt _{fr} (mg/kg)	Pt _{A.R} (mg/kg)	P6 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Pt _{fr} (mg/kg)	Pt _{A.R} (mg/kg)
Ap	0-15	528.03	564.11	Ap	0-30	487.26	512.01	Ap	0-18	354.81	364.26
Bt1	15-30	388.73	428.22	E	30-65	335.03	343.73	Bt1	18-43	303.25	312.02
Bt2	30-50	404.60	442.53	EB	65-80	350.52	399.21	Bt2	43-88	334.20	340.86
Ck ₁	50-90	549.76	544.11	Bt1	80-110	367.49	375.62	C	88-130+	361.29	375.21
Ck ₂	90-120	347.04	440.05	BC	110-140	312.19	319.41				

Πίνακας 81β: Συγκεντρώσεις του προσδιοριζόμενου ολικού φωσφόρου (mg/kg) με τη μέθοδο της υγρής οξειδωσης (aqua regia) και της διαδοχικής κλασμάτωσης του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P.

Καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P											
P7 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Pt _{fr} (mg/kg)	Pt _{A.R} (mg/kg)	P8 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Pt _{fr} (mg/kg)	Pt _{A.R} (mg/kg)	P9 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Pt _{fr} (mg/kg)	Pt _{A.R} (mg/kg)
Ap	0-24	267.37	273.16	Ap	0-21	275.01	283.21	A	0-22	403.50	427.08
Bt	24-52	290.52	313.48	Bt	21-41	312.99	327.11	Bt1	22-50	402.77	428.15
BC	52-63	289.59	290.62	BC	41-53	281.62	288.05	Bt2	50-83	450.35	467.34
C	63-98+	269.42	270.47	C	53-92+	262.77	266.89	BC	83-111	419.04	432.64
								C1	111-126	424.91	441.52
								C2	126-158+	399.31	419.23

Πίνακας 82: Συγκεντρώσεις του προσδιοριζόμενου ολικού φωσφόρου (mg/kg) με τη μέθοδο της υγρής οξειδωσης (aqua regia) και της διαδοχικής κλασμάτωσης του φωσφόρου, στα εδάφη με φυσική βλάστηση.

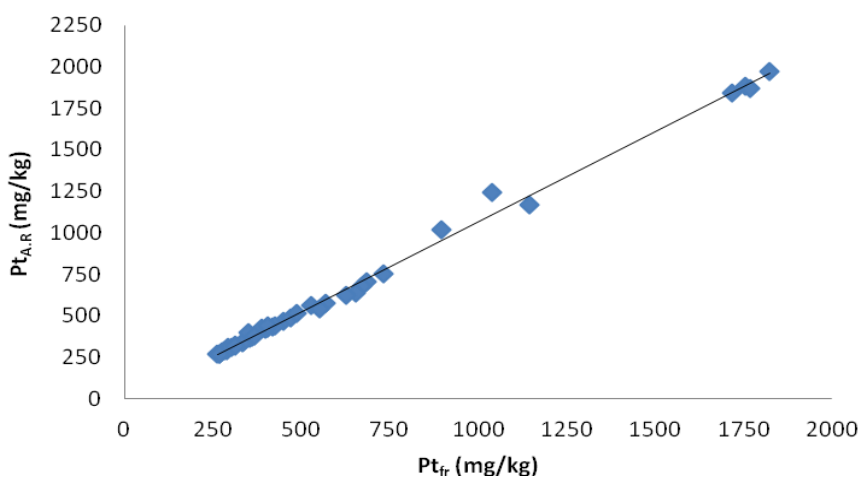
P10 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Pt _{fr} (mg/kg)	Pt _{A.R} (mg/kg)	P11 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Pt _{fr} (mg/kg)	Pt _{A.R} (mg/kg)	P12 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Pt _{fr} (mg/kg)	Pt _{A.R} (mg/kg)
A	0-18	522.32	576.63	A	0-24	473.95	514.15	A	0-19	298.91	315.21
BA	18-30	625.77	679.82	Bt1	24-45	463.35	471.21	BA	19-41	306.77	320.43
Bt	30-65	753.41	798.49	Bt2	45-68	470.57	473.46	Bt1	41-68	336.85	346.94
BC	65-88	836.68	842.21	BC	68-82	414.39	428.52	Bt2	68-104	321.34	338.11
C1	88-117	845.52	856.84	C1	82-98	394.47	411.08	BC	104-122	326.54	329.82
C2	117-150+	632.05	646.36	C2	98-119+	377.10	384.21	C1	122-142	315.47	322.06
								C2	142-170+	307.942	315.75

Η υγρή καύση με «aqua regia», αν και αποτελεί μια ευρέως αναγνωρισμένη μέθοδο για τον καθορισμό των επιπέδων των ιχνοστοιχείων (π.χ. Fe, Mn, Al) σε περιβαλλοντικές και πεδολογικές μελέτες (Singer et al., 1998, Tsaousidou et al., 2008), πρόσφατα οι Gasparatos and Haidouti (2001) και Zapryanova et al. (2006) διαπίστωσαν την υψηλή αξιοπιστία της και για την εκχύλιση του ολικού εδαφικού φωσφόρου. Παρόμοια συμπεράσματα συνάγονται και στα εξεταζόμενα εδάφη, μετά τη σύγκριση των επιπέδων του προσδιοριζόμενου Pt με H₂SO₄/H₂O₂ και HCl/HNO₃ (aqua regia) (Πίνακας παραρτ. 2).

Κατά τους O'Halloran and Cade-Menun (2006), το γεγονός αυτό οφείλεται στην παρόμοια δράση του με άλλα οξέα (π.χ. HClO₄, H₂SO₄/ HF) που χρησιμοποιούνται για την άμεση εκτίμηση του Pt, με συνέπεια την αποτελεσματική εκχύλιση όλων των ενώσεων του εδαφικού P (υδατοδιαλυτές-ανταλλάξιμες μορφές P, φωσφορικά ιόντα προσροφημένα στα ανθρακικά, στην οργανική ουσία, στα οξείδια Fe, Al, καθώς και στα φυλλοπυριτικά ορυκτά). Το κύριο πλεονέκτημα αυτής της μεθόδου, δηλαδή ο ταυτόχρονος προσδιορισμός πολλών στοιχείων με μία μόνο εκχύλιση (π.χ. Pt, Mn, Al

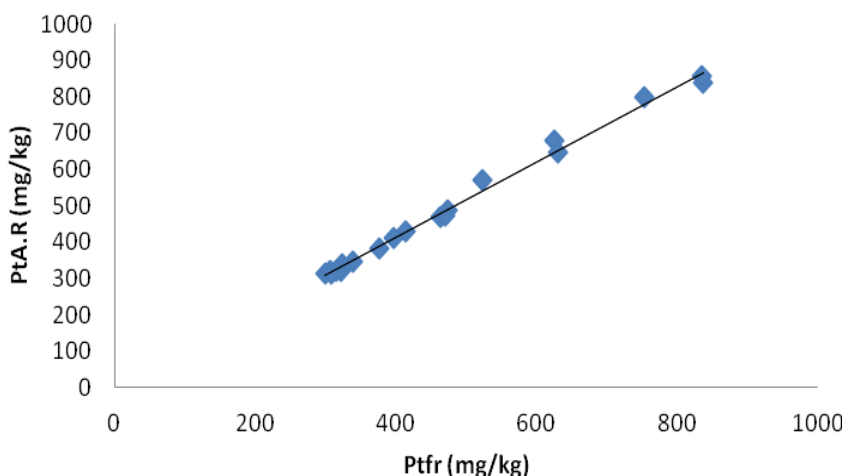
και Fe_t), σε συνδυασμό με τα ελλιπή ερευνητικά δεδομένα της συγκριτικής αξιολόγησης μεταξύ των δυο μεθόδων προσδιορισμού του Pt (Pt_{AR} , Pt_{fr}), αποτέλεσαν τα βασικότερα κριτήρια για την άμεση εκτίμηση των επιπέδων του Pt με το «aqua regia» στα υπό μελέτη εδάφη. Όπως υποδεικνύουν τα αναλυτικά δεδομένα των πινάκων 81α, 81β και 82, η εφαρμοζόμενη διαδοχική κλασμάτωση του φωσφόρου εκχυλίζει παρόμοιες μέσες συγκεντρώσεις Pt με αυτές του Pt_{AR} , τόσο στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα σε φώσφορο όσο και στα εδάφη με φυσική βλάστηση. Το γεγονός αυτό, εάν συσχετιστεί με τις διαφορετικές φυσικοχημικές ιδιότητες των εξεταζόμενων εδαφών, δείχνει ότι η διαδοχική κλασμάτωση των Hedley et al. (1982) προσδιορίζει με ακρίβεια τις ολικές μορφές του εδαφικού φωσφόρου, παρά τον διαφορετικό τρόπο αξιοποίησης των υπό εξέταση εδαφών και την έντονη παραλλακτικότητα των ιδιοτήτων τους. Η αξιοπιστία της διαδοχικής εκχύλισης στην εκτίμηση του Pt επιβεβαιώνεται και από την ισχυρή συσχέτιση μεταξύ του $Pt_{A.R}$ και του Pt_{fr} , η οποία περιγράφεται από τις γραμμικές εξισώσεις 17 και 18, για τα καλλιεργούμενα και με φυσική βλάστηση εδάφη, αντίστοιχα (Σχήμα 14 και 15):

$$Y_{Pt_{A.R}} = 1.0899 * X_{Pt_{fr}} - 18.904 \quad (R^2 = 0.99) \quad (17)$$



Σχήμα 14: Συσχέτιση του $Pt_{A.R}$ με το Pt_{fr} για το σύνολο των εξεταζόμενων καλλιεργούμενων εδαφών (N=42).

$$Y_{Pt_{A.R}} = 1.0353 * X_{Pt_{fr}} - 0.4026 \quad (R^2 = 0.99) \quad (18)$$



Σχήμα 15: Συσχέτιση του $Pt_{A.R}$ με το Pt_{fr} για το σύνολο των εξεταζόμενων εδαφών με φυσική βλάστηση (N=19).

4.3.2 Διαδοχική κλασμάτωση του φωσφόρου σε εδάφη Alfisols

Η επίδραση των χρήσεων γης στις ανόργανες (γεωχημικές) και οργανικές (βιολογικές) μορφές του φωσφόρου μελετήθηκε σε δύο κατηγορίες εδαφών της τάξης των Alfisols: α) σε καλλιεργούμενα εδάφη με διαφορετικά επίπεδα διαθέσιμου φωσφόρου (υψηλά, μέτρια και χαμηλά), και β) σε εδάφη με φυσική (δασική) βλάστηση. Τα αποτελέσματα της διαδοχικής κλασμάτωσης του φωσφόρου παρουσιάζονται αναλυτικά για κάθε κατηγορία στις υποενότητες 4.3.2α και 4.3.2β.

4.3.2α Κλασμάτωση του φωσφόρου σε καλλιεργούμενα εδάφη

4.3.2α1 Κλασμάτωση του φωσφόρου σε καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P

Σύμφωνα με βιβλιογραφικές πηγές, η συμπεριφορά του φωσφόρου στα γεωργικά εδάφη καθορίζεται από πλήθος παραγόντων (Boschetti et al., 2009, Olibone and Rosolem, 2010), όπως:

- τις φυσικοχημικές ιδιότητές τους,
- τις εισροές του P κατά την καλλιεργητική περίοδο,
- τις εφαρμοζόμενες τεχνικές καλλιέργειας (π.χ. ενσωμάτωση/κάψιμο φυτικών υπολειμμάτων),
- τις επικρατούσες κλιματικές συνθήκες.

Ειδικότερα, η εφαρμοζόμενη P-λίπανση μεταβάλλει τα επίπεδα των ανόργανων (Pi) και οργανικών (Po) μορφών ανάλογα με τις αρχικές τους συγκεντρώσεις στο έδαφος και της ποσότητας του προστιθέμενου P-λιπάσματος (Blake et al., 2003). Γι' αυτό τον λόγο, η μεταβολή του ισοζυγίου του εδαφικού P, θετική ή αρνητική, μπορεί να δημιουργήσει έντονη παραλλακτικότητα στη συμπεριφορά των κλασμάτων Pi και Po, όταν αυτή εξετάζεται σε καλλιεργούμενα εδάφη με διαφορετικές εισροές P (Negassa and Leinweber, 2009). Το γεγονός αυτό, λαμβανομένων υπόψη και των ιδιαίτερων χαρακτηριστικών των μεσογειακών εδαφών, καθιστά ενδιαφέρουσα τη μελέτη των μορφών του P σε γεωργικά εδάφη της Ελλάδας στα οποία εφαρμόζονται διαφορετικές καλλιεργητικές πρακτικές (ποσότητα P-λίπανσης).

Έτσι, επιλέχθηκαν αρχικά τρεις εδαφοτομές (P1, P2 και P3), οι οποίες καλλιεργούνται με φυτά υψηλών απαιτήσεων σε P (οπωροκηπευτικά) (Pierzynski and Logan, 1993) και χαρακτηρίζονται από υψηλά επίπεδα διαθέσιμου P (Olsen-P) στον επιφανειακό τους ορίζοντα (Πίνακας παραρτ. 1). Οι συγκεντρώσεις των διαφόρων κλασμάτων του φωσφόρου, όπως προέκυψαν από την πειραματική διαδικασία, παρουσιάζονται συγκεντρωτικά στον πίνακα 83 για τις P1, P2 και P3, ενώ στο σχήμα 17 παρουσιάζεται το ποσοστό του κάθε κλάσματος του φωσφόρου σε σχέση με τον ολικό φώσφορο (Pt).

Στο πρώτο στάδιο της κλασμάτωσης του P προσδιορίζονται τα άμεσα διαθέσιμα φωσφορικά ιόντα (Ρητίνη-Pi), που είναι, πρωτίστως, σε υδατοδιαλυτή μορφή στο εδαφικό διάλυμα και, δευτερευόντως, σε ανταλλάξιμη (Myers et al., 2005). Η προσομοίωση της δράσης της ανιοντικής ρητίνης με την αντίστοιχη των ριζών καθιστά το κλάσμα του Ρητίνη-Pi ευμετάβλητο κατά την καλλιεργητική περίοδο. Ως εκ τούτου, η συγκέντρωσή του επηρεάζεται σε μεγάλο βαθμό από τις καλλιεργητικές πρακτικές (Hedley et al., 1982, Araujo et al., 2004).

Σύμφωνα με τα αναλυτικά δεδομένα του πίνακα 83, η συγκέντρωση του εκχυλιζόμενου φωσφόρου με την ανιοντική ρητίνη (Ρητίνη-Pi) στον επιφανειακό ορίζοντα των υπό μελέτη εδαφοτομών κυμαίνεται από 82 mg/kg έως 306 mg/kg,

αντιπροσωπεύοντας το 8%-17% του ολικού φωσφόρου (Πίνακες παραρτ. 3, 4 και 5). Υψηλά ποσοστά του κλάσματος Ρητίνη-Pi (8-18% του Pt) παρατήρησαν και οι Leinweber et al. (1999), μετά την εφαρμογή ανόργανων φωσφορικών λιπασμάτων (20 kg P/ha/yr) και κτηνοτροφικών αποβλήτων (250-300 kg P/ha/yr) σε επιφανειακά εδάφη με αμμώδη έως πηλοαμμώδη μηχανική σύσταση. Ιδιαίτερα εντυπωσιακά ήταν και τα αποτελέσματα ερευνητών στον Καναδά, οι οποίοι διαπίστωσαν ότι πάνω από το 30% της εφαρμοζόμενης ανόργανης Ρ-λίπανσης εκχυλιζόταν με την ανιοντική ρητίνη, ακόμη και 8 χρόνια μετά την προσθήκη της σε καλλιεργούμενα Mollisols (Wagar et al., 1986).

Πίνακας 83: Συγκεντρώσεις των διαφόρων κλασμάτων του φωσφόρου στα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P (mg/kg).

P1 Οριζ.	Βάθος (cm)	Ρητίνη-Pi	NaHCO ₃ -Pi	NaHCO ₃ -Po	NaOH-Pi	NaOH-Po	αρ.ΗCl-Pi	π.ΗCl-Pi	π.ΗCl-Po	H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ -Pi	Pt
Ap	0-25	226.28	136.75	16.90	154.61	17.76	443.72	217.00	8.15	604.40	1824.22
Bt	25-36	181.60	129.57	13.63	149.87	14.05	397.80	206.18	13.61	661.37	1767.68
BC	36-59	68.03	57.72	12.17	53.60	9.70	219.76	162.47	12.38	547.63	1143.46
C1	59-79	22.68	19.38	15.98	18.97	13.61	54.01	106.13	4.39	215.72	470.87
C2	79-110	19.38	11.54	16.18	14.02	7.63	55.25	107.60	3.74	333.31	568.65

P2 Οριζ.	Βάθος (cm)	Ρητίνη-Pi	NaHCO ₃ -Pi	NaHCO ₃ -Po	NaOH-Pi	NaOH-Po	αρ.ΗCl-Pi	π.ΗCl-Pi	π.ΗCl-Po	H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ -Pi	Pt
Ap	0-20	305.70	212.75	8.91	237.07	9.48	346.68	161.62	21.03	450.85	1754.08
AB	20-34	221.20	178.08	8.97	207.39	9.90	358.60	154.61	34.43	542.93	1716.10
Bt1	34-71	25.56	19.79	11.23	25.56	10.52	17.73	95.65	4.85	458.18	669.08
Bt2	71-114	25.56	14.02	21.97	19.38	12.58	13.19	76.28	6.03	463.50	652.50
BC	114-150	27.34	15.26	17.85	16.08	13.20	18.14	69.68	7.25	442.50	627.28

P3 Οριζ.	Βάθος (cm)	Ρητίνη-Pi	NaHCO ₃ -Pi	NaHCO ₃ -Po	NaOH-Pi	NaOH-Po	αρ.ΗCl-Pi	π.ΗCl-Pi	π.ΗCl-Po	H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ -Pi	Pt
Ap	0-26	81.22	67.82	11.05	94.00	19.19	91.94	157.11	36.29	480.38	1039.00
Bt	26-65	23.91	19.73	11.08	28.87	41.65	36.58	105.15	58.56	528.64	894.17
BC	65-110	22.68	16.40	17.24	26.80	36.09	40.10	115.05	31.34	328.46	685.15
C	110-145	24.60	17.82	35.97	27.62	31.55	46.57	139.79	23.10	285.15	733.17

Αρκετοί ερευνητές αναφέρουν ότι η ποσότητα του μη απορροφούμενου P από τα αναπτυσσόμενα φυτά σε ισχυρά λιπασμένα εδάφη συμβάλλει όχι μόνο στην αύξηση των επιπέδων του Ρητίνη-Pi, αλλά και των κλασμάτων NaHCO₃-Pi, NaOH-Pi, μέσω της επαναπροσρόφησης (readsorption) του P στα εδαφικά κolloειδή (Zheng et al., 2004, Boschetti et al., 2009). Η παρατήρηση αυτή βρίσκεται σε συμφωνία με τα αποτελέσματα της παρούσας μελέτης, όπου στον Ap ορίζοντα των εδαφοτομών P1, P2,

και P3 οι ανόργανες εκχυλιζόμενες μορφές P με το όξινο ανθρακικό νάτριο και το NaOH αντιπροσωπεύουν σχετικά υψηλά ποσοστά του ολικού φωσφόρου ($\geq 6.47\%$ Pt και $\geq 8.74\%$ Pt αντίστοιχα) (Πίνακες παραρτ. 3, 4 και 5).

Έπειτα από εκτενή μελέτη σε γεωργικά εδάφη με διαφορετικές μεταχειρίσεις, οι Hongqing et al. (2001) και Wang et al. (2007) διαπίστωσαν πως η υπολειμματική επίδραση της P-λίπανσης στην κατανομή των μορφών του P με το βάθος επηρεάζεται τόσο από τις εδαφικές ιδιότητες και τις αντιδράσεις προσρόφησης-κατακρήμνισης του P όσο και από την ποσότητα και τη μορφή της προστιθέμενης P-λίπανσης. Ειδικότερα, στα υπό μελέτη εδάφη τα άμεσα και μέτρια διαθέσιμα κλάσματα P εμφανίζουν αυξημένες τιμές μέχρι τα 59 cm στην P1, ως τα 34 cm στην P2 και μέχρι τα 26 cm στην P3 (Πίνακας 83). Δεδομένης της μη στατιστικά σημαντικής συσχέτισης των εδαφικών συστατικών (άργιλος, οξειδία Fe, Al, Mn) με τα διαθέσιμα κλάσματα του φωσφόρου (Πίνακας 95, Κεφ. 4.3.3α₁), συμπεραίνεται ότι η διαφοροποίηση αυτή πιθανόν να οφείλεται στις μικρότερες εισροές του P στην P3, συγκριτικά με τις αντίστοιχες στις P1-P2 (Richards et al., 1995). Σε γεωργικά, ιλυοαργιλώδη εδάφη στον Καναδά, οι Zheng et al. (2002) διαπίστωσαν ότι το 87%-97% της διακύμανσης των τιμών του κλάσματος Ρητίνη-Pi αποδιδόταν στις εισροές του φωσφόρου (20kg P/ha) κατά την καλλιεργητική περίοδο, ενώ από ασθενής έως ασήμαντη ήταν η επίδραση των εδαφικών συστατικών.

Αξιοσημείωτο είναι το γεγονός ότι σε βάθος >59 cm στην P1, >34 cm στην P2 και >26 cm στην P3, παρατηρούνται τα ίδια φυσικά επίπεδα των κλασμάτων Ρητίνη-Pi και NaHCO₃-Pi (20-25 mgP/kg) (Πίνακας 83). Το αποτέλεσμα αυτό, σε συνδυασμό με τη μεγάλη διακύμανση των τιμών τους στο εδαφικό προφίλ (κυρίως μεταξύ του Ap και των Bt/C οριζόντων), ενδεχομένως φανερώνει το μέγιστο βάθος της επίδρασης των εισροών P (ανόργανη-οργανική λίπανση) στις άμεσα αφομοιώσιμες Pi μορφές.

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, στο δεύτερο και στο τρίτο στάδιο της διαδοχικής κλασμάτωσης του P εκχυλίζονται όχι μόνο ανόργανες αλλά και οργανικές μορφές φωσφόρου (Po), οι οποίες χαρακτηρίζονται από διαφορετικό βιολογικό ρόλο κατά την καλλιεργητική περίοδο. Με το όξινο ανθρακικό νάτριο προσδιορίζονται τα ασθενή προσροφημένα οργανικά ιόντα στις επιφάνειες των εδαφικών ορυκτών, καθώς και μια μικρή ποσότητα οργανικού μικροβιακού φωσφόρου (NaHCO₃-Po) (Bowman and Cole, 1978). Η χημική δομή των μορφών αυτών (φωσφορικοί διεστέρες) καθιστά τις ενώσεις αυτές ασταθείς στο εδαφικό σύστημα και, συνεπώς, ευμετάβλητες με τις εφαρμοζόμενες καλλιεργητικές πρακτικές (Turner et al., 2004). Αντίθετα, οι εκχυλιζόμενες οργανοφωσφορικές ενώσεις με το NaOH (NaOH-Po) χαρακτηρίζονται από μέτρια διαθεσιμότητα, αφού αντιπροσωπεύουν τον συνδεδεμένο οργανικό φωσφόρο με τα χουμικά και φουλβικά οξέα (Hountin et al., 2000).

Το μεγαλύτερο ποσοστό των κλασμάτων NaHCO₃-Pt και NaOH-Pt στους ανώτερους εδαφικούς ορίζοντες των P1, P2 και P3 αποτελείται από ανόργανες ενώσεις (Πίνακες παραρτ. 3, 4 και 5). Οι Negassa and Leinweber (2009) θεωρούν πως τα χαμηλά επίπεδα του Po στα εύκρατα και τα τροπικά καλλιεργούμενα εδάφη οφείλονται στην ανοργανοποίηση του οργανικού φωσφόρου, πάρα την ισχυρή εφαρμοζόμενη ανόργανη P-λίπανση. Στα ίδια συμπεράσματα κατέληξαν και οι Agbenin and Goladi (1998) αποδίδοντας το γεγονός αυτό στη συνδυαστική επίδραση τριών παραγόντων:

- στις επικρατούσες κλιματικές συνθήκες (π.χ. χαμηλά ποσοστά υγρασίας, υψηλή θερμοκρασία),
- στην οξείδωση του οργανικού άνθρακα, λόγω της εντατικής καλλιέργειας του εδάφους (Agbenin and Goladi, 1997),

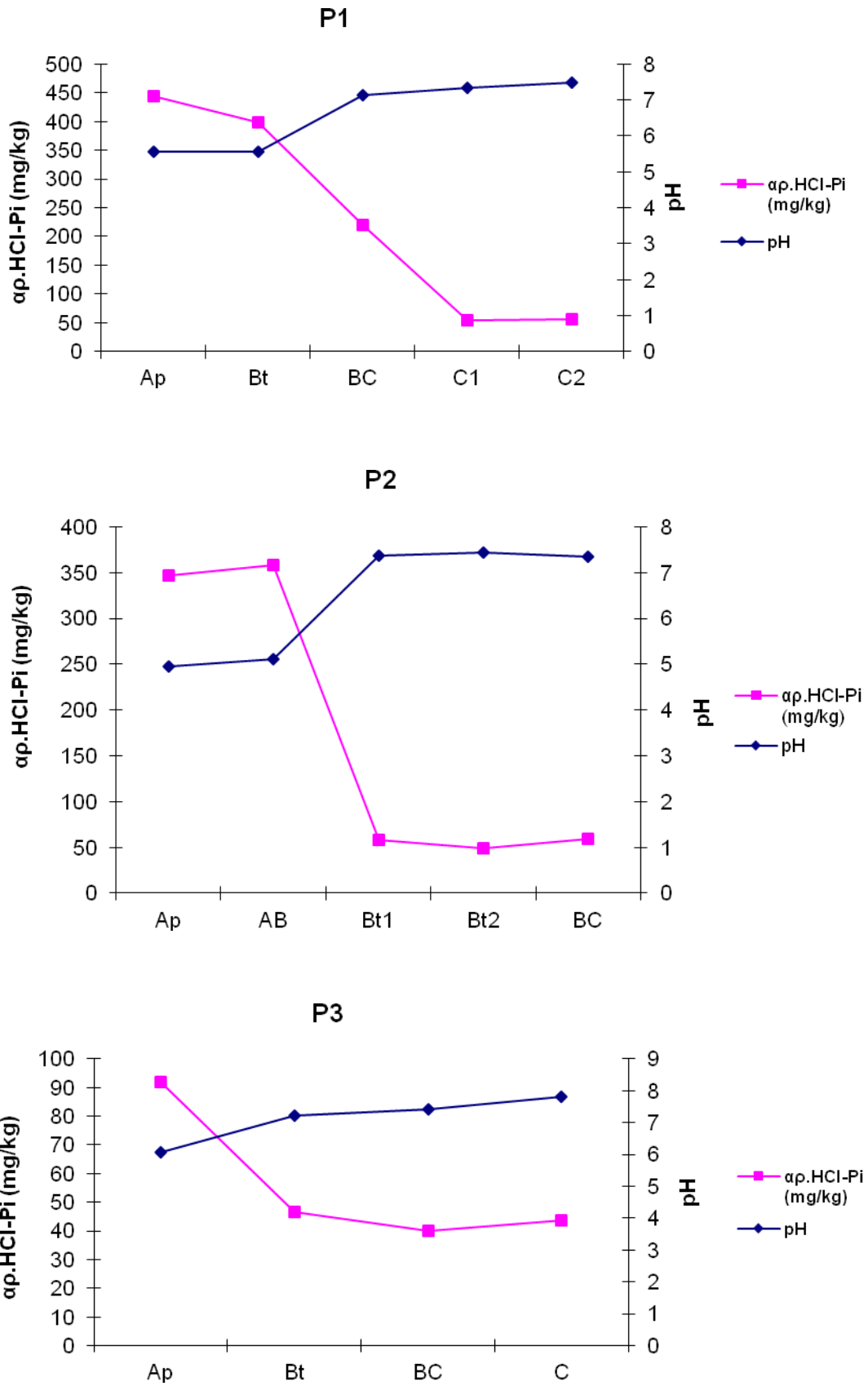
- στην αύξηση της μικροβιακής δραστηριότητας, η οποία ευνοείται σε εδάφη με ανόργανες-οργανικές εισροές, καθώς και σε εδάφη με ανόργανη N+P λίπανση (Beck and Sanchez, 1994, Zhang and MacKenzie, 1997).

Επιπρόσθετα, αρκετές ερευνητικές μελέτες (Beauchemin and Simard, 2000, Ngugen et al., 2001, Zheng et al., 2003) αναφέρουν ότι η ισχυρή ανόργανη P-λίπανση δεν επηρεάζει σημαντικά τα επίπεδα των βιολογικών μορφών P, εξαιτίας του μετασχηματισμού της σε Pi μορφές. Έτσι, οι αρχικές συγκεντρώσεις των κλασμάτων αυτών διατηρούνται σχεδόν σταθερές στο εδαφικό σύστημα. Τέλος, οι Campbell et al. (1986) παρατήρησαν ότι μετά την περιοδική (μία φορά κάθε χρόνο) εφαρμογή οργανικών εισροών P (κοπριά) σε αργιλώδες Mollisol η μεταβολή της συγκέντρωσης των κλασμάτων $\text{NaHCO}_3\text{-Po}$ και NaOH-Po ήταν αμελητέα.

Λαμβανομένων υπόψη των ανωτέρω αποτελεσμάτων, των επικρατουσών κλιματικών συνθηκών στην υπό μελέτη περιοχή και των χημικών ιδιοτήτων των εδαφοτομών P1, P2, P3, διαπιστώνεται ότι οι χαμηλές σταθμισμένες μέσες τιμές των διαθέσιμων οργανικών μορφών P (Πίνακας 84) πιθανόν να αποδίδονται σε δύο αίτια: α) στην ανοργανοποίηση του οργανικού φωσφόρου, η οποία ευνοείται από τη μείωση των επιπέδων της οργανικής ουσίας εξαιτίας της εντατικής καλλιέργειας των εδαφών και τη χαμηλή ετήσια βροχόπτωση στην υπό μελέτη περιοχή (Κεφ. 2.1.1), και β) στην αύξηση της συγκέντρωσης των ανόργανων κλασμάτων του φωσφόρου σε βάρος των Po μορφών, ως αποτέλεσμα της ισχυρής εφαρμοζόμενης ανόργανης λίπανσης, σε συνδυασμό με την περιοδικά προστιθέμενη οργανική (κοπριά) κατά την καλλιεργητική περίοδο.

Αν και η πλειονότητα των ερευνητικών μελετών αναφέρει ότι τα οργανικά κλάσματα του φωσφόρου παρουσιάζουν φθίνουσα κατανομή με το βάθος (Abekoe and Tiessen, 1998, Araujo et al. 2004), στις εδαφοτομές P2 και P3 τα υψηλότερα επίπεδά τους παρατηρούνται στους υποεπιφανειακούς ορίζοντες. Αντίθετα, στην P1 παρατηρείται μια σχεδόν σταθερή διακύμανση των τιμών τους στην εδαφική κατατομή (Πίνακας 83). Η διαφοροποίηση αυτή ενδεχομένως οφείλεται στο γεγονός ότι την περίοδο της δειγματοληψίας η P1 βρισκόταν σε αγρανάπαυση. Σύμφωνα με τους Tisdale et al. (1993), κατά την αγρανάπαυση είναι δυνατόν μέρος των απωλειών του διαθέσιμου Po σε επιφανειακά γεωργικά εδάφη να αναπληρωθούν μέσω της μικροβιακής δραστηριότητας και της ενσωμάτωσης των φυτικών υπολειμμάτων.

Στο τέταρτο στάδιο της κλασμάτωσης P, με το αραιό υδροχλώριο εκχυλίζονται ανόργανες Ca-P ενώσεις (πρωτογενή ορυκτά του φωσφόρου), με μακροπρόθεσμη διαθεσιμότητα κατά την καλλιεργητική περίοδο (Tiessen and Moir, 1993). Σύμφωνα με τη βιβλιογραφική ανασκόπηση των Cross and Schlesinger (1995), το κλάσμα του αρ.HCl-Pi εμφανίζει πολύ χαμηλές τιμές σε όξινα εξελιγμένα εδάφη, κάτι που αντιτίθεται με τα ιδιαίτερα υψηλά επίπεδά του στον επιφανειακό ορίζοντα των P1, P2 και P3 (αρ.HCl-Pi: 92 mg/kg- 442.37 mg/kg) με όξινη αντίδραση (Πίνακες 16, 21 και 26). Ο συσχετισμός αυτού του αποτελέσματος με την αντίθετη κατανομή του αρ.HCl-Pi και του pH με το βάθος (Σχήμα 16) οδηγεί στο συμπέρασμα ότι κατά την καλλιεργητική περίοδο ίσως είχε εφαρμοστεί P-λίπανση με υψηλή περιεκτικότητα σε ασβέστιο.



Σχήμα 16: Κατανομή του αρ. HCl-Pi με το pH στις καλλιεργούμενες εδαφοτομές (P1, P2 και P3) με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου.

Οι Peltuvuori (2006) και Ghosh et al. (2011) αναφέρουν ότι υψηλά επίπεδα αρ.HCl-Pi σε όξινα, γεωργικά εδάφη μπορεί να παρατηρηθούν είτε μετά την εφαρμογή απλού/τριπλού υπερφωσφορικού (0-20-0 και 0-46-0 αντίστοιχα), τα οποία περιέχουν 23.9% Ca, είτε έπειτα από την προσθήκη οργανικού λιπάσματος με υψηλή περιεκτικότητα σε P και Ca (π.χ. κοπριά πουλερικών). Το γεγονός αυτό αποδίδεται από τους Agbenin and Goladi (1998) και Rivaie et al. (2008) σε δύο παράγοντες:

- στον μετασχηματισμό του προστιθέμενου ανόργανου λιπάσματος (υπερφωσφορικό) σε Ca-P ενώσεις (π.χ. φωσφορικό διασβέστιο, οκτασβέστιο, υδροξυαπατίτης),
- στον σχηματισμό δευτερογενών Ca-P ενώσεων ($\text{CaH}_2\text{PO}_4^+$) ή Ca+Mg-P ενώσεων, ως αποτέλεσμα της αντίδρασης του ανταλλάξιμου ασβεστίου ή του αθροίσματος των βασικών κατιόντων ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) του εδαφικού κολλοειδούς με τα προστιθέμενα φωσφορικά ιόντα.

Από την εξέταση της κατανομής του αρ.HCl-Pi με το βάθος στις P1 και P2 προκύπτουν ιδιαίτερα υψηλές τιμές του μέχρι τα 59 cm και τα 34 cm αντίστοιχα (Πίνακας 83), οι οποίες μειώνονται απότομα στους κατώτερους ορίζοντες. Στον αντίποδα, στην εδαφοτομή P3 οι ασβεστούχες ενώσεις του P διατηρούν υψηλή τη συγκέντρωσή τους μόνο μέχρι τα ανώτερα 26 cm, όπως και οι διαθέσιμες Pi ενώσεις (Ρητίνη-Pi, NaHCO_3 -Pi και NaOH -Pi). Αν και οι απατίτες (πρωτογενή ορυκτά του φωσφόρου) χαρακτηρίζονται από χαμηλή διαλυτότητα, αρκετοί ερευνητές υποστηρίζουν ότι οι δευτερογενώς σχηματιζόμενες Ca-P ενώσεις (αρ.HCl-Pi) στα καλλιεργούμενα-λιπασμένα εδάφη παρουσιάζουν υψηλή διαλυτότητα, η οποία ευνοεί τη δυναμική μετακίνησή τους σε μεγαλύτερα βάθη (Beck and Sanchez, 1994, Dobermann et al., 2002). Σε παρόμοια συμπεράσματα κατέληξαν και οι Lookman et al. (1996) σε όξινα εδάφη, οι οποίοι επισημαίνουν ότι ο βαθμός διαλυτότητας των δευτερογενών Ca-P ενώσεων στα γεωργικά εδάφη μειώνεται με την πάροδο του χρόνου εξαιτίας της επικράτησης πιο σταθερών μορφών τους (π.χ. υδροξυαπατίτης).

Σε αντίθεση με την πλειονότητα των ερευνητικών μελετών, στην παρούσα διατριβή πραγματοποιήθηκαν και τα έξι στάδια της διαδοχικής κλασμάτωσης του φωσφόρου, ώστε να διερευνηθούν και να αξιολογηθούν αξιόπιστα οι διαθέσιμες, αλλά και οι δυσδιάλυτες μορφές του P. Σύμφωνα με τους Negassa and Leinweber (2009), η παράλειψη του πέμπτου σταδίου (π.HCl), δηλαδή η εκχύλιση του φωσφόρου με το πυκνό HCl, αποτρέπει την επαρκή κατανόηση του βαθμού επίδρασης των καλλιεργητικών πρακτικών στη συμπεριφορά του π.HCl-Pi και του π.HCl-Po στα γεωργικά εδάφη.

Στις υπό μελέτη εδαφοτομές, το κλάσμα του π.HCl-Pi παρουσιάζει παρόμοια κατανομή με την αντίστοιχη των διαθέσιμων Pi κλασμάτων, εμφανίζοντας τις μέγιστες τιμές του στην επιφάνεια (157.11-217.00 mg/kg) (Πίνακας 83). Το αποτέλεσμα αυτό υποδηλώνει την πιθανή θετική επίδραση των εισροών του P, ακόμα και στις εκχυλιζόμενες Pi ενώσεις με ισχυρό οξύ. Σε υπερλιπασμένα εδάφη της Ευρώπης, οι Ruiz et al. (1997) διαπίστωσαν ότι μεγάλο ποσοστό του προστιθέμενου φωσφόρου μετασχηματίστηκε σε έγκλειστες μορφές P στα κρυσταλλικά οξείδια του σιδήρου. Υψηλές τιμές π.HCl-Pi αναφέρουν και οι Yang et al. (2010) σε εξελιγμένα, γεωργικά εδάφη, επισημαίνοντας τη θετική επίδραση των ανόργανων αλλά και των οργανικών εισροών P στα επίπεδα του «έγκλειστου P».

Σε αντιδιαστολή με το δεύτερο και το τρίτο στάδιο της κλασμάτωσης, στο στάδιο του π.HCl εκχυλίζονται δυσδιάλυτες Po ενώσεις κυρίως από την «particulate» οργανική ουσία (πρόσφατα φυτικά και ζωικά υπολείμματα σε μερική αποσύνθεση με μέγεθος < 50 μικρών), οι οποίες συμμετέχουν μακροπρόθεσμα στη διαθέσιμη πηγή του

P (Tiessen and Moir, 1993). Στα εξεταζόμενα γεωργικά εδάφη, η συγκέντρωση του π.HCl-Po κυμαίνεται από 3.74 mg/kg έως 58.56 mg/kg, εμφανίζοντας τις υψηλότερες τιμές του στους υποεπιφανειακούς ορίζοντες (Πίνακας 83). Βάση του αποτελέσματος αυτού και της μη στατιστικά σημαντικής συσχέτισής του με τις διαθέσιμες Pi μορφές (Πίνακας 99), μπορεί να εξαχθεί το συμπέρασμα ότι: το π.HCl-Po καθώς και τα κλάσματα NaHCO₃-Po, NaOH-Po δεν αποτελούν πηγές μετασχηματισμού του προστιθέμενου P-λιπάσματος κατά την καλλιεργητική περίοδο.

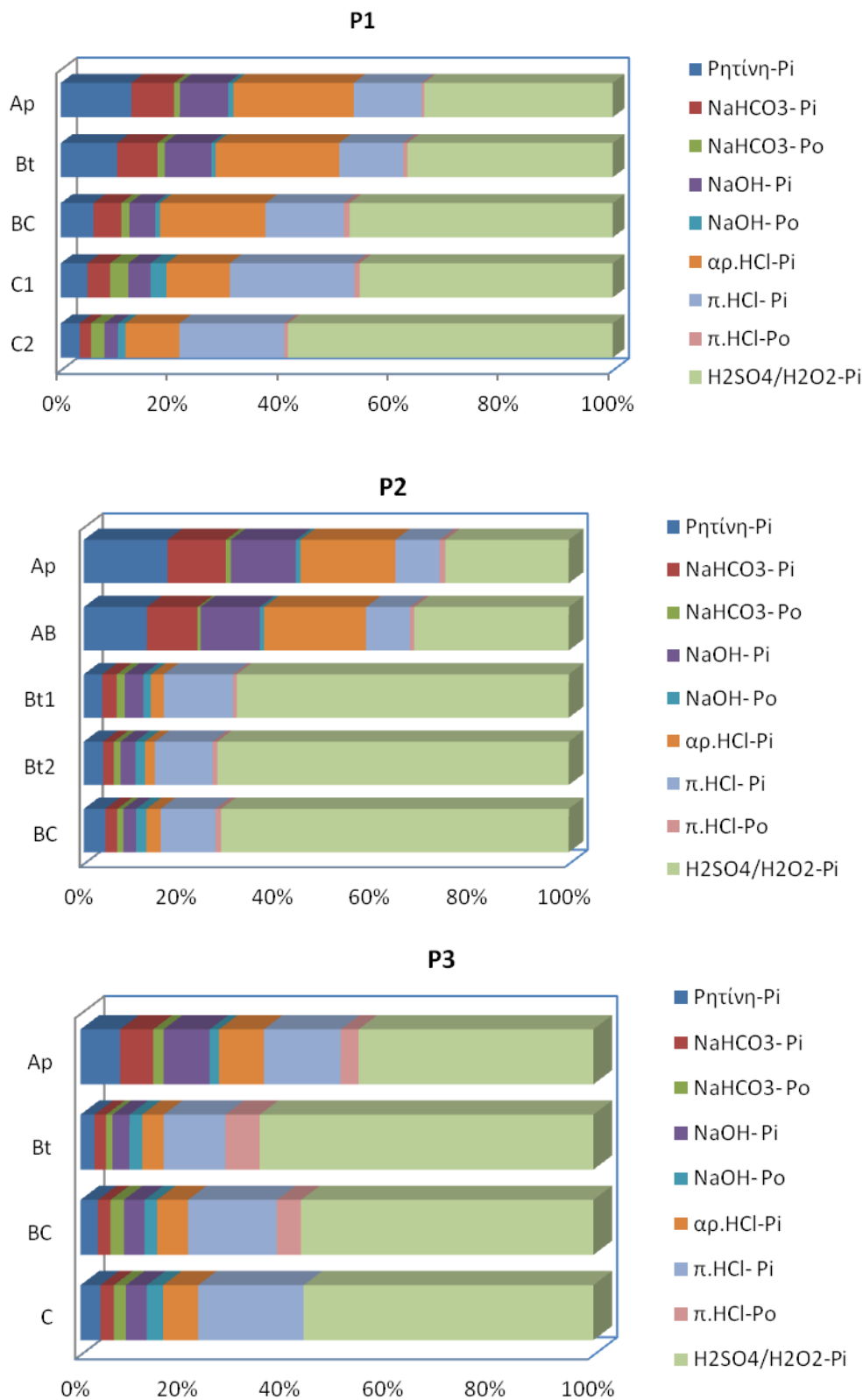
Το τελευταίο κλάσμα της διαδοχικής κλασμάτωσης που εκχυλίζεται με το H₂SO₄/H₂O₂ αποτελεί τον υπολειμματικό φώσφορο. Ο υπολειμματικός φώσφορος αντιπροσωπεύει τις πλέον σταθερές ανόργανες μορφές P που έχουν απομείνει στο εδαφικό δείγμα μετά το στάδιο του πυκνού HCl (Tiessen and Moir, 1993). Οι Boschetti et al. (2009) υποστηρίζουν ότι παρόλο που για το κλάσμα H₂SO₄/H₂O₂-Pi υπάρχουν αρκετά βιβλιογραφικά δεδομένα σε γεωργικά εδάφη με διαφορετικές μεταχειρίσεις, η επιστημονική κοινότητα δεν έχει καταλήξει ακόμη σε σαφή συμπεράσματα σχετικά με την επίδρασή τους στη συμπεριφορά του. Ειδικότερα, οι Dobermann et al. (2002) παρατήρησαν ότι η προσθήκη ανόργανης λίπανσης σε όξινα εδάφη αύξησε τη συγκέντρωση όλων των Pi κλασμάτων, εκτός του υπολειμματικού φωσφόρου. Αντίθετα, οι Vu et al. (2008) παρατήρησαν γραμμική αύξηση των τιμών του H₂SO₄/H₂O₂-Pi με τη σταδιακή αύξηση των δόσεων του προστιθέμενου P-λιπάσματος (0, 3, 6, 9 και 12 kg P/ha) (απλό υπερφωσφορικό) σε ασβεστούχα εδάφη εξαιτίας της κατακρήμνισης του P (Lombi et al., 2004).

Στα υπό μελέτη εδάφη, η κατανομή του H₂SO₄/H₂O₂-Pi με το βάθος παρουσιάζει έντονη διαφοροποίηση μεταξύ των P1, P2 και P3 (Πίνακας 83). Συγκεκριμένα, στην P1 παρατηρούνται σχετικά υψηλότερες συγκεντρώσεις υπολειμματικού φωσφόρου στους ανώτερους ορίζοντες (~600 mg/kg), συγκριτικά με τις αντίστοιχες του στο μητρικό υλικό. Μικρή αλλά εμφανής διαφοροποίηση των επιπέδων του H₂SO₄/H₂O₂-Pi με το βάθος παρατηρείται και στην εδαφοτομή P3, αν και εμφανίζει τα μικρότερα επίπεδα P_{t-avail}. Αντίθετα, στην P2 τα επίπεδα του H₂SO₄/H₂O₂-Pi είναι σχεδόν σταθερά μέσα στο εδαφικό προφίλ.

Οι Daroub et al. (2001) και Blake et al. (2003) αναφέρουν ότι η επίδραση των εισροών του P στα επίπεδα του υπολειμματικού φωσφόρου καθορίζεται από τις εδαφικές τους ιδιότητες, τη χρονική εφαρμογή και διάρκεια των λιπάνσεων και την αρχική συγκέντρωσή του στο εδαφικό σύστημα. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα των ερευνητών, με την πάροδο του χρόνου το παλαιότερο προστιθέμενο P-λίπασμα μετασχηματίζεται σε πιο δυσδιάλυτες μορφές φωσφόρου, ενώ σε εδάφη με πρόσφατες εισροές P και χαμηλή περιεκτικότητα σε H₂SO₄/H₂O₂-Pi τα επίπεδα του κλάσματος αυτού παρουσιάζουν σημαντική αύξηση σε σχέση με το μάρτυρα.

Δεδομένων ότι όταν διενεργήθηκε η δειγματοληψία, η P1 βρισκόταν στο στάδιο της αγρανάπαισης, αλλά και της μη στατιστικά σημαντικής διαφοροποίησης των μέσων τιμών του υπολειμματικού φωσφόρου μεταξύ των P1-P2-P3 (Πίνακας 85), μπορεί να εξαχθεί το συμπέρασμα ότι: στην P1 τα υψηλά επίπεδα του H₂SO₄/H₂O₂-Pi οφείλονται σε μετασχηματισμό παλαιότερου προστιθέμενου P-λιπάσματος και στην P3 στην πιθανή εντονότερη μεταβολή των επιπέδων του υπολειμματικού-P εξαιτίας των μικρότερων αρχικών του συγκεντρώσεων.

Συνδυάζοντας τα ως άνω αποτελέσματα προκύπτει ότι οι υψηλές εισροές P στα υπό μελέτη γεωργικά εδάφη αυξάνουν τα επίπεδα τόσο των διαθέσιμων Pi μορφών όσο και του αρ.HCl-Pi στους ανώτερους ορίζοντες των P1 και P2, ώστε να διαφοροποιούνται έντονα τα επικρατέστερα κλάσματα του P στο εδαφικό τους προφίλ (Samadi and Gilkes, 1998) (Σχήμα 17).



Σχήμα 17: Κατανομή των κλασμάτων του φωσφόρου, ως ποσοστά του ολικού φωσφόρου, στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου.

Όπως διαφαίνεται στο σχήμα 17, μέχρι τον Bt ορίζοντα στην P1 και τον AB ορίζοντα στην P2 παρουσιάζεται μια έντονη ανακατανομή του P μεταξύ των Ca-P ενώσεων και των διαθέσιμων Pi κλασμάτων, των οποίων το άθροισμα αντιπροσωπεύει

το 51% και το 60% του Pt αντίστοιχα. Αντίθετα, η μη σημαντική επίδραση της Ρ-λίπανσης στους κατώτερους υποεπιφανειακούς ορίζοντες (Bt-C) συνεισφέρει στην επικράτηση των εκχυλιζόμενων Ρi μορφών με ισχυρά οξέα (κυρίως του υπολειμματικού-Ρi), αντιπροσωπεύοντας, ως άθροισμα (π.ΗCl-Ρi+H₂SO₄/H₂O₂-Ρi) το 72.98 % του Pt στην Ρ1 και το 82.38 % του Pt στην Ρ2 (Πίνακες παραρτ. 3 και 4).

Στην εδαφοτομή Ρ3, η ασθενέστερη υπολειμματική επίδραση των εισροών του φωσφόρου στις Ρi μορφές έχει ως αποτέλεσμα τη μη έντονη διαφοροποίηση της ποσοστιαίας κατανομής των κλασμάτων του φωσφόρου με το βάθος (εκτός από τον Αρ ορίζοντα). Με άλλα λόγια, σε όλους τους ορίζοντες το άθροισμα των κλασμάτων του H₂SO₄/H₂O₂-Ρi και του π.ΗCl-Ρi αποτελούν τις επικρατέστερες μορφές του φωσφόρου, εμφανίζοντας το μέγιστο ποσοστό του στον αργιλικό ορίζοντα (74.52 % του Pt) (Πίνακας παραρτ. 5) και το ελάχιστό του (61.36 % του Pt) στον Αρ, όπου και εφαρμόζεται η Ρ-λίπανση.

Από τα προαναφερθέντα συνάγεται το συμπέρασμα πως σε όλο το εδαφικό προφίλ των εξεταζομένων εδαφοτομών το άθροισμα των οργανικών μορφών του φωσφόρου (Ρo,t: NaHCO₃-Ρo + NaOH-Ρo + π.ΗCl-Ρo) καταλαμβάνει πολύ μικρό ποσοστό του ολικού Ρ. Ειδικότερα, στις Ρ1 και Ρ2 το κλάσμα του Ρo,t αντιπροσωπεύει το 3.57% του Pt και το 3.92% του Pt, αντίστοιχα, ενώ αρκετά υψηλότερο είναι το ποσοστό του (11.03% του Pt) στην Ρ3, η οποία χαρακτηρίζεται από τη μικρότερη διαθεσιμότητα Ρ (Πίνακας 84). Το αποτέλεσμα αυτό συγκλίνει με τα συμπεράσματα των Ngugen et al. (2001), οι οποίοι υποστηρίζουν ότι ακόμα και υπό συνθήκες υψηλών εισροών Ρ υπάρχει μια αρνητική τάση μεταξύ των Ρi και Ρo μορφών, τα αίτια της οποίας δεν είναι πλήρως κατανοητά.

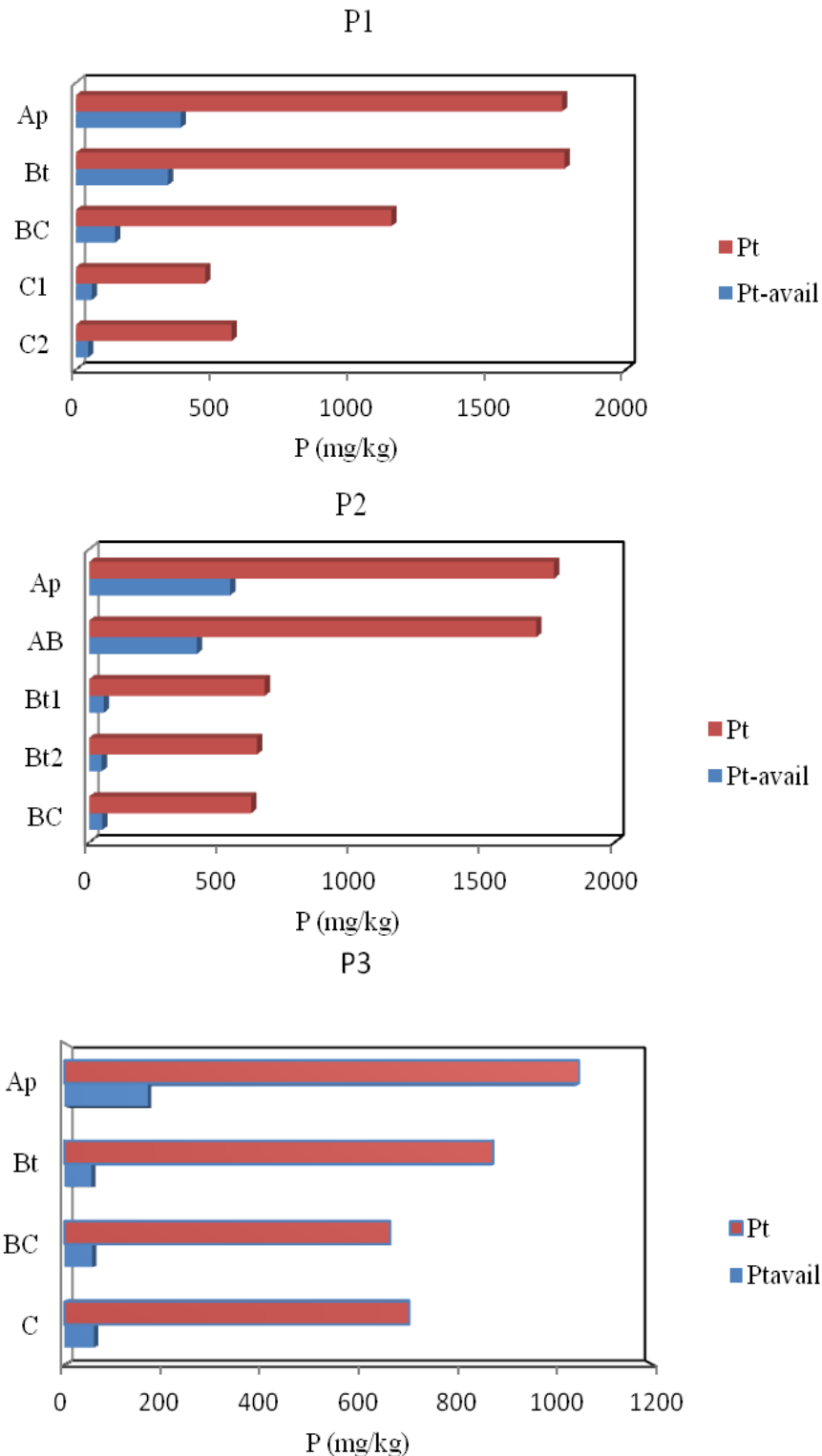
Πίνακας 84: Σταθμισμένες μέσες τιμές (mg/kg) των ανόργανων (Ρi) και οργανικών (Ρo) κλασμάτων στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα Ρ.

Εδαφ.	Ρητίνη-Ρi	NaHCO ₃ -Ρi	NaHCO ₃ -Ρo	NaOH-Ρi	NaOH-Ρo	αρ.ΗCl-Ρi	π.ΗCl-Ρi	π.ΗCl-Ρo	H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ -Ρi	Pt
P1	93.40	62.88	18.73	68.73	12.09	211.97	153.53	7.65	451.16	1076.53
P2	81.60	57.55	15.37	66.69	11.56	92.20	115.23	8.82	462.87	911.89
P3	34.45	26.86	19.00	39.60	33.46	50.01	125.90	37.56	449.26	816.1

Ολικός φώσφορος-ολικός διαθέσιμος

Στο σχήμα 18 παρουσιάζεται η κατανομή του ολικού διαθέσιμου Ρ (Ρ_{t-avail}: Ρητίνη-Ρi+NaHCO₃-Ρi+NaHCO₃-Ρo) και του ολικού φωσφόρου (Ρt), ο οποίος προέκυψε από την άθροιση των επιμέρους κλασμάτων του φωσφόρου.

Στα υπό μελέτη εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα Ρ, οι τιμές του Ρt κυμαίνονται από 470.87 mg/kg μέχρι 1824.22 mg/kg, παρουσιάζοντας απότομη μείωση των τιμών τους στους Βt/C ορίζοντες. Κατά τους Negassa and Leinweber (2009), υψηλές τιμές Ρt (>1000 mg/kg) παρατηρούνται σε επιφανειακά εδάφη με ισχυρή ανόργανη Ρ-λίπανση, αλλά και σε εδάφη με μακροχρόνιες οργανικές εισροές Ρ. Οι Leinweber (1996) και Leinweber et al. (1997) αναφέρουν, επίσης, ότι σε καλλιεργούμενα Alfisols και Spodosols με μακροχρόνια (25 χρόνια) οργανική λίπανση οι τιμές του Ρt κυμαίνονται από 1334 mg/kg έως 1873 mg/kg. Σχεδόν παρόμοιες τιμές Ρt (1698 mg/kg) προσδιόρισαν και οι Tschienkoua and Zech (2003) σε γεωργικά Ultisols με εφαρμογή 50 kg Ρ/ha/yr (ανόργανο λίπασμα) για 15 συνεχή χρόνια.



Σχήμα 18: Κατανομή του ολικού (Pt) και του διαθέσιμου φωσφόρου ($P_{t-avail}$) (mg/kg) στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου.

Η μελέτη της κατανομής του Pt με το βάθος δείχνει ότι οι τιμές του ολικού φωσφόρου είναι ιδιαίτερα αυξημένες ακόμα και μέχρι τα 59 cm στην P1. Υψηλές τιμές Pt μέχρι τα 40 cm αναφέρονται και από τους Beck and Sanchez (1996) σε καλλιεργούμενο-λιπασμένο επί 13 χρόνια Ultisol (80 kg P/ha/yr), ενώ σε μεγαλύτερα

βάθη (>60 cm) παρατήρησαν οι Koormans et al. (2007) ύστερα από μακροχρόνιες οργανικές εισροές P σε αμμώδη εδάφη.

Σε αντίθεση με τους επιφανειακούς ορίζοντες, στους κατώτερους ορίζοντες και ιδιαίτερα στο μητρικό υλικό η συγκέντρωση του Pt θεωρείται ότι καθορίζεται από την ορυκτολογική σύσταση του μητρικού πετρώματος (Hartono et al., 2006). Σύμφωνα με τα γεωλογικά δεδομένα της υπό μελέτη περιοχής, οι εδαφοτομές P2 και P3 έχουν αναπτυχτεί σε σχηματισμούς του ανώτερου Μειωκαίνου (Κεφ. 2.2.1), οι οποίοι χαρακτηρίζονται ως βιοκλαστικοί, εν μέρει λατυποπαγείς κροκαλοπαγείς ασβεστόλιθοι και υφαλώδεις ασβεστόλιθοι. Δεδομένου ότι οι ασβεστόλιθοι δεν περιέχουν πρωτογενή ορυκτά του φωσφόρου, οι συγκεντρώσεις του Pt (617-703 mg/kg) στο μητρικό υλικό χαρακτηρίζονται ως ιδιαίτερα υψηλές.

Πρόσφατη γεωλογική μελέτη των Σταματάκη και Σκουνάκη (1994) έδειξε ότι νοτιοδυτικά του σημείου δειγματοληψίας των P2, P3, σε απόσταση περίπου 20-30 χλμ. (Λεκάνη Καρτερού, νομός Ηρακλείου) και με ηλικία αντίστοιχη της περιοχής δειγματοληψίας, παρουσιάζονται αποθέσεις φωσφορικών ορυκτών μέσα σε ψαμμιτομαργαϊκά στρώματα που εναλλάσσονται με διατομίτες. Η δημιουργία αυτών των φωσφορικών ορυκτών θεωρείται ότι έχει συντελεστεί με απευθείας καθίζηση φωσφορικών ορυκτών στην πλειοκαινική λεκάνη από υπέρκορα διαλύματα, καθώς και από αντικατάσταση κλαστικού ανθρακικού υλικού σε ένα πρώιμο διαγενετικό στάδιο. Βάσει αυτών των δεδομένων συμπεραίνεται ότι υπολείμματα μητρικού υλικού, αντίστοιχα της Λεκάνης Καρτερού, πιθανόν συμβάλλουν στις αυξημένες συγκεντρώσεις του ολικού φωσφόρου (Pt) στο μητρικό υλικό των P2 και P3.

Παρά την ομοιομορφία του μητρικού υλικού, η σταθμισμένη μέση τιμή του ολικού φωσφόρου (Pt), μεταξύ των εδαφοτομών P2 και P3 διαφέρει στατιστικά σημαντικά (Πίνακας 85).

Πίνακας 85: Συγκρίσεις των σταθμισμένων μέσων τιμών των κλασμάτων του φωσφόρου μεταξύ των εξεταζομένων εδαφοτομών (P1, P2 και P3) με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου, σύμφωνα με τη μέθοδο t-test.

Κλάσματα P	P1-P2	P2-P3	P1-P3
Ρητινή-Pi	Μ.Σ	*	*
NaHCO₃- Pi	Μ.Σ	*	*
NaHCO₃- Po	Μ.Σ	Μ.Σ	Μ.Σ
NaOH- Pi	Μ.Σ	*	*
NaOH- Po	Μ.Σ	*	*
αρ.HCl-Pi	*	*	*
π.HCl- Pi	*	Μ.Σ	*
π.HCl-Po	Μ.Σ.	*	*
H₂SO₄/H₂O₂-Pi	Μ.Σ	Μ.Σ	Μ.Σ
Pt	*	*	*

*: στατιστικά σημαντική διαφορά (p<0.01)

Μ.Σ.: μη στατιστικά σημαντική διαφορά

Σύμφωνα λοιπόν με τα αναλυτικά δεδομένα του πίνακα 84 και 85, η υψηλότερη σταθμισμένη μέση τιμή του Pt στην P1, συγκριτικά με την αντίστοιχη του στην P2, οφείλεται στα υψηλότερα επίπεδά της σε αρ.HCl-Pi και π.HCl-Pi. Στις P1-P3 και

P2-P3, διαφαίνεται ότι η διαφοροποίηση αυτή αποδίδεται στα διαφορετικά τους επίπεδα σε διαθέσιμες P_i μορφές (Ρητίνη-P_i, NaHCO₃-P_i, NaOH-P_i) και σε δευτερογενείς Ca-P ενώσεις.

Ο συνδυασμός των ως άνω αποτελεσμάτων με τη μη στατιστικά σημαντική συσχέτιση των ανόργανων μορφών του φωσφόρου με τα οξείδια Fe, Al, καθώς και με την άργιλο (Πίνακας 95), οδηγεί στη διαπίστωση ότι τα διαφορετικά επίπεδα του Pt μεταξύ των P1, P2 και P3 οφείλονται, ως επί το πλείστον, στην ισχυρή επίδραση της εφαρμοζόμενης P-λίπανσης στις γεωχημικές μορφές του P.

Παρόμοια κατανομή με αυτή του Pt παρουσιάζει και το κλάσμα του ολικού διαθέσιμου P (P_{t-avail}: Ρητίνη-P_i+NaHCO₃-P_i+NaHCO₃-P_o), οι τιμές του οποίου κυμαίνονται από 170 mg/kg έως 535 mg/kg (Σχήμα 18). Υψηλές τιμές P_{t-avail}, όπως στον Ap ορίζοντα της P2, προσδιόρισαν και οι Leinweber et al. (1997) σε μακροχρόνια καλλιεργούμενα, οργανικά λιπασμένα Alfisols, ενώ αρκετά μικρότερες τιμές του (140 mg/kg) αναφέρονται από τους Motavalli and Milles (2002) σε εδάφη με ανόργανες εισροές P (26 kg P/ha/yr). Ανεξάρτητα από τις εφαρμοζόμενες καλλιεργητικές τεχνικές, η θετική επίδραση των λιπάνσεων στη συγκέντρωση του P_{t-avail} έχει παρατηρηθεί τόσο σε τροπικά όσο και σε εύκρατα καλλιεργούμενα εδάφη (Agbenin and Goladi, 1998, Blake et al., 2003).

Δεδομένης της διακύμανσης των τιμών του P_{t-avail} στον επιφανειακό ορίζοντα των τριών εδαφοτομών, προκύπτει ότι η ποσότητα του P-λιπάσματος που εφαρμόστηκε κατά την καλλιεργητική περίοδο ήταν πολύ μεγαλύτερη από τις ανάγκες των αναπτυσσόμενων φυτών σε P. Έτσι, η φυτική παραγωγή για τα επόμενα έτη εξασφαλίζεται χωρίς επιπρόσθετες εισροές P (Ozgul et al., 2007).

4.3.2α₂ Κλασμάτωση του φωσφόρου σε καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή και μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου

Στην παρούσα υποενότητα μελετάται η συμπεριφορά των ανόργανων και οργανικών κλασμάτων του φωσφόρου σε εδάφη με ίδια αναπτυσσόμενη καλλιέργεια (σιτηρά) αλλά με διαφορετικά επίπεδα διαθεσιμότητας P. Αναλυτικότερα, εξετάζονται συνολικά έξι εδαφοτομές από δύο περιοχές μελέτης, τον νομό Ξάνθης (P4, P5 και P6) και τον νομό Κιλκίς (P7, P8 και P9), οι οποίες χαρακτηρίζονται από μέτρια και χαμηλή διαθεσιμότητα P αντίστοιχα.

Οι συγκεντρώσεις των διαφόρων κλασμάτων του φωσφόρου, όπως προέκυψαν από την πειραματική διαδικασία, παρουσιάζονται στους πίνακες 86 και 87 για τα εδάφη με μέτρια και χαμηλή διαθεσιμότητα P αντίστοιχα. Επίσης, στα σχήματα 21 και 22 παρουσιάζεται το ποσοστό του κάθε κλάσματος του φωσφόρου σε σχέση με τον ολικό φώσφορο (Pt).

Πίνακας 86: Συγκεντρώσεις των διαφόρων κλασμάτων του φωσφόρου στα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου (mg/kg).

P4 Ορ ιζ.	Βάθος (cm)	Ρητίνη-Pi	NaHCO ₃ -Pi	NaHCO ₃ -Po	NaOH-Pi	NaOH-Po	αρ.ΗCl-Pi	π.ΗCl-Pi	π.ΗCl-Po	H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ -Pi	Pt
Ap	0-15	13.22	15.26	24.04	16.53	51.98	26.87	73.97	78.97	237.19	528.03
Bt ₁	15-30	11.74	9.89	17.91	14.88	26.47	24.79	70.66	51.93	160.47	388.73
Bt ₂	30-50	5.02	5.82	13.85	5.79	35.52	20.25	85.88	27.00	207.48	404.60
Ck ₁	50-90	5.02	6.20	15.28	8.26	46.99	42.15	127.85	44.97	253.03	549.76
Ck ₂	90-120	4.61	3.20	14.35	4.13	22.71	85.95	47.11	49.96	115.01	347.04

P5 Ορι ζ	Βάθος (cm)	Ρητίνη-Pi	NaHCO ₃ -Pi	NaHCO ₃ -Po	NaOH-Pi	NaOH-Po	αρ.ΗCl-Pi	π.ΗCl-Pi	π.ΗCl-Po	H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ -Pi	Pt
Ap	0-30	28.10	42.01	36.01	39.26	42.40	51.24	54.96	34.57	157.71	487.26
E	30-65	15.29	16.77	13.15	23.97	32.37	28.93	66.12	34.09	104.35	335.03
EB	65-80	9.09	13.09	6.20	12.81	38.68	20.66	75.21	39.12	135.67	350.52
Bt ₁	80-110	7.85	10.33	7.58	9.50	47.02	17.77	60.74	46.35	160.35	367.49
BC	110-140	11.16	12.15	1.38	11.16	30.82	18.60	64.88	44.97	117.08	312.19

P6 Ορ ιζ.	Βάθος (cm)	Ρητίνη-Pi	NaHCO ₃ -Pi	NaHCO ₃ -Po	NaOH-Pi	NaOH-Po	αρ.ΗCl-Pi	π.ΗCl-Pi	π.ΗCl-Po	H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ -Pi	Pt
Ap	0-18	16.12	17.91	25.48	17.77	35.88	34.30	66.12	37.19	94.05	354.81
Bt ₁	18-43	12.64	14.95	5.51	7.02	30.85	13.22	58.26	26.79	133.99	303.25
Bt ₂	43-88	13.05	11.85	2.07	7.44	27.00	12.81	64.88	17.42	177.69	334.20
C	88-130+	14.22	10.09	1.38	4.96	16.69	11.57	87.19	28.76	186.43	361.29

Πίνακας 87: Συγκεντρώσεις των διαφόρων κλασμάτων του φωσφόρου στα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P (mg/kg).

P7 Οριζ.	Βάθος (cm)	Ρητίνη- Pi	NaHCO ₃ - Pi	NaHCO ₃ - Po	NaOH- Pi	NaOH- Po	αρ.ΗCl- Pi	π.ΗCl- Pi	π.ΗCl- Po	H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ - Pi	Pt
Ap	0-21	4.99	3.69	9.26	13.19	22.06	11.55	76.96	8.07	117.60	267.37
Bt	21-41	2.97	2.89	6.36	11.54	16.38	10.64	92.6	14.63	132.52	290.516
BC	41-53	2.89	2.16	7.01	11.13	12.99	16.78	87.4	11.43	137.80	289.59
C	53-92+	3.28	2.87	5.77	8.66	5.65	31.7	72.85	10.5	128.15	269.42

P8 Οριζ.	Βάθος (cm)	Ρητίνη- Pi	NaHCO ₃ - Pi	NaHCO ₃ - Po	NaOH- Pi	NaOH- Po	αρ.ΗCl- Pi	π.ΗCl- Pi	π.ΗCl- Po	H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ - Pi	Pt
Ap	0-24	5.95	3.17	8.58	12.61	29.49	15.23	78.45	14.63	106.61	275.01
Bt	24-52	4.95	2.68	6.57	10.31	16.26	14.29	102.8	16.07	139.80	312.99
BC	52-63	4.43	3.14	6.07	10.72	4.65	17.96	93.62	15.66	126.45	281.62
C	63-98+	4.18	2.89	4.95	11.13	3.09	28.05	80.15	8.71	119.29	262.77

P9 Οριζ.	Βάθος (cm)	Ρητίνη- Pi	NaHCO ₃ - Pi	NaHCO ₃ - Po	NaOH- Pi	NaOH- Po	αρ.ΗCl- Pi	π.ΗCl- Pi	π.ΗCl- Po	H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ - Pi	Pt
A	0-22	4.95	5.77	8.99	14.38	25.68	68.45	109.25	20.92	145.11	403.50
Bt1	22-50	4.71	4.43	4.95	20.40	10.69	40.82	124.92	23.19	168.65	402.77
Bt2	50-85	5.36	6.18	5.36	19.45	9.51	67.92	132.34	30.51	173.70	450.35
BC	85-111	7.29	7.01	3.27	21.85	9.20	73.60	117.09	21.03	158.70	419.04
C1	111-126	8.24	7.42	4.38	21.44	8.49	78.53	112.26	31.33	152.80	424.91
C2	126-158+	9.66	8.25	4.12	17.01	7.68	82.80	90.70	16.50	162.60	399.31

Βάσει των αποτελεσμάτων της διαδοχικής κλασμάτωσης του φωσφόρου, μεταξύ των δύο περιοχών μελέτης παρατηρείται έντονη διαφοροποίηση στα επίπεδα των Pi και Po μορφών, η οποία ενδεχομένως οφείλεται στην εφαρμογή διαφορετικών καλλιεργητικών πρακτικών κατά την καλλιεργητική περίοδο.

Πιο συγκεκριμένα, στο πρώτο στάδιο της κλασμάτωσης P οι μικρότερες συγκεντρώσεις του βιοδιαθέσιμου-P (2.89 έως 9.66 mg/kg) παρουσιάζονται στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P (Olsen-P). Παρόμοιες τιμές Ρητίνη-Pi (1.65-9.62 mg/kg) αναφέρονται και από τους Senwo et al. (2003) σε έντονα εξελιγμένα καλλιεργούμενα εδάφη χωρίς εισροές P, τα δύο τελευταία χρόνια πριν από τη δειγματοληψία τους. Οι Motavalli and Milles (2002), μελετώντας την ποσοτική κατανομή των μορφών του P σε καλλιεργούμενα, μη λιπασμένα Alfisols, παρατήρησαν ότι οι πολύ χαμηλές τιμές του Ρητίνη-Pi (3-5 mg/kg) συντελούν έτσι, ώστε να κατατάσσεται στην τελευταία σειρά μεταξύ των συνολικά εφτά προσδιοριζόμενων μορφών P, αντιπροσωπεύοντας μόνο το 1% του Pt. Στα ίδια συμπεράσματα κατέληξαν και οι Hartono et al. (2006) σε επιφανειακά όξινα Alfisols, αποδίδοντας τα χαμηλά ποσοστά του Ρητίνη-Pi (1%-3%) (όπως και στις P7, P8, P9) (Πίνακες παραρτ. 9, 10 και

11) στη χαμηλή και περιοδικά εφαρμοζόμενη P-λίπανσή τους κατά την καλλιεργητική περίοδο.

Η κατανομή του Ρητίνη-Pi με το βάθος στις P7 και P8 είναι σχεδόν ομοιόμορφη σε όλο το εδαφικό προφίλ, ενώ στην P9 οι υψηλότερες τιμές του εμφανίζονται στους κατώτερους ορίζοντες. Τα παραπάνω αποδεικνύουν, αφενός, τον μικρό βαθμό επίδρασης των εδαφικών συστατικών στη συμπεριφορά του Ρητίνη-Pi με το βάθος στις P7-P8 και, αφετέρου, την απώλεια του P από την περιοχή της ριζόσφαιρας στην P9, εξαιτίας της απορρόφησης του Ρητίνη-Pi από την αναπτυσσόμενη καλλιέργεια (Runge and Riecken, 1966, Smeck, 1973).

Στον αντίποδα, στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα P παρατηρούνται σχετικά υψηλότερες συγκεντρώσεις Ρητίνη-Pi στην επιφάνεια (13.22-28.10 mg/kg), οι οποίες μειώνονται βαθμιαία με το βάθος (Πίνακας 86). Παρόμοια διακύμανση τιμών Ρητίνη-Pi με αυτή στον Ap των P4, P5 και P6 αναφέρεται από τους Doberman et al. (2002) σε όξινα λιπασμένα Ultisols και Oxisols, επιβεβαιώνοντας ότι η διαφορετική περιεκτικότητα βιοδιαθέσιμου P μεταξύ των δύο κατηγοριών των υπό μελέτη εδαφών ίσως οφείλεται στην επίδραση της διαφορετικής ποσότητας του προστιθέμενου P-λιπάσματος κατά την καλλιεργητική περίοδο.

Στο δεύτερο στάδιο της κλασμάτωσης του P, η συγκέντρωση του $\text{NaHCO}_3\text{-Pi}$ είναι σχεδόν παρόμοια με την αντίστοιχη του Ρητίνη-Pi σε όλη την εδαφική κατατομή των P7, P8 και P9 (Πίνακας 87). Με άλλα λόγια, μεταξύ των διαθέσιμων Pi κλασμάτων υπάρχει μια δυναμική ισορροπία, σύμφωνα με την οποία κάθε μεταβολή στη συγκέντρωση του Ρητίνη-Pi θα συνοδεύεται και από την αντίστοιχη του $\text{NaHCO}_3\text{-Pi}$. Σε ανάλογα συμπεράσματα κατέληξαν και οι Saleque et al. (2004) σε επιφανειακά γεωργικά εδάφη, οι οποίοι απέδωσαν την ισχυρή αλληλεπίδραση μεταξύ των διαθέσιμων Pi κλασμάτων στις ανεπαρκείς εισροές του P κατά την καλλιεργητική περίοδο.

Στις P4-P6 παρουσιάζεται μια διαφοροποίηση των τιμών του $\text{NaHCO}_3\text{-Pi}$ μεταξύ της επιφάνειας και των κατώτερων υποεπιφανειακών οριζόντων, η οποία δικαιολογείται απόλυτα λαμβανομένης υπόψη της επαρκούς διαθεσιμότητάς τους σε P (Πίνακας 86). Οι Hedley et al. (1982) και Zheng et al. (2003) υποστηρίζουν ότι οι τιμές των διαθέσιμων Pi κλασμάτων (Ρητίνη-Pi και $\text{NaHCO}_3\text{-Pi}$) αποτελούν συχνά δείκτες των εφαρμοζόμενων καλλιεργητικών πρακτικών στα γεωργικά εδάφη, αφού είναι τα πιο «ευμετάβλητα» κλάσματα P κατά τον βιολογικό κύκλο της αναπτυσσόμενης καλλιέργειας. Από τη σύγκριση των τιμών των διαθέσιμων Pi ενώσεων μεταξύ των P4-P6 και P7-P9 παρατηρείται ότι και σε αυτό το στάδιο, τα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P παρουσιάζουν μικρότερη διακύμανση τιμών P ($\text{NaHCO}_3\text{-Pi}$: 2.16-8.25 mg/kg) σε όλη την εδαφική κατατομή. Το αποτέλεσμα αυτό ενισχύει την ισχυρή επίδραση της ποσότητας της εφαρμοζόμενης P λίπανσης στον βαθμό μετασχηματισμού του προστιθέμενου P-λιπάσματος στις διάφορες μορφές P, καθώς και στην «κινητοποίηση» των διαθέσιμων Pi κλασμάτων κατά την καλλιεργητική περίοδο σε ανεπαρκώς εμπλουτισμένα με P εδάφη. Σημαντική επίδραση των καλλιεργητικών πρακτικών στη συγκέντρωση των διαθέσιμων Pi ενώσεων αναφέρουν και οι Schmidt et al. (1997), έπειτα από έρευνά τους σε μακροχρόνια καλλιεργούμενα εδάφη με διαφορετικά επίπεδα εισροών P. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα των ερευνητών, στα μη λιπασμένα-καλλιεργούμενα εδάφη οι διαθέσιμες Pi ενώσεις (Ρητίνη-Pi, $\text{NaHCO}_3\text{-Pi}$) παρουσίαζαν μεγάλη μείωση των τιμών τους, ενώ κατόπιν ισχυρής P-λίπανσης αποτελούσαν τις κυριότερες μορφές μετασχηματισμού του προστιθέμενου P.

Παρόμοια συμπεριφορά με τις διαθέσιμες Pi μορφές παρουσιάζει και το κλάσμα του NaOH-Pi στα υπό μελέτη εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P, εμφανίζοντας πολύ μικρή διακύμανση των τιμών του σε όλο το εδαφικό προφίλ των P7-P8-P9 (Πίνακας

87). Στα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα P, αξιοσημείωτο είναι το ότι, ενώ στις P4 και P6 οι τιμές του NaOH-Pi μειώνονται βαθμιαία με το βάθος, στην P5 διατηρούνται σε υψηλότερα επίπεδα σχεδόν σε όλη την εδαφική κατατομή. Δεδομένων των χημικών ιδιοτήτων της P5, συμπεραίνεται ότι το γεγονός αυτό ενδεχομένως οφείλεται στα υψηλότερα ποσοστά της σε άμορφα οξείδια σιδήρου σε όλο το εδαφικό προφίλ, συγκριτικά με τα αντίστοιχά της στις P4 και P6 (Πίνακες 32, 37, και 42). Βασικός παράγοντας, που ίσως συμβάλλει στον μικρότερο βαθμό κρυσταλλοποίησης των Fe_2O_3 στην P5, είναι η επικράτηση ατελών συνθηκών στράγγισης. Σύμφωνα με τους Schwertman and Latham (1986), οι συνθήκες υδρομορφίας ασκούν καθοριστική επίδραση στον μετασχηματισμό των άμορφων οξειδίων του σιδήρου σε κρυσταλλικά, συμβάλλοντας στη διατήρηση υψηλότερων συγκεντρώσεων τους (Fe_2O_3) υπό αναγωγικές συνθήκες, και κατά συνέπεια στην ισχυρή επίδρασή τους στις αντιδράσεις προσρόφησης του P.

Σε πολλές περιπτώσεις έχει παρατηρηθεί ότι το κλάσμα του NaOH-Pi μπορεί να συνεισφέρει στη διαθεσιμότητα του φωσφόρου, ιδιαίτερα σε όξινα, τροπικά εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P, ώστε να συμπεριλαμβάνεται στον συνυπολογισμό των ολικών διαθέσιμων Pi ενώσεων (Neufeldt et al., 2000, Tschienkoua and Zech, 2003). Οι Agbenin and Goladi (1998) παρατήρησαν ότι η συνεχής καλλιέργεια ενός όξινου Alfisols χωρίς εισροές φωσφόρου συνεισέφερε και στη μείωση του NaOH-Pi κατά 61% σε σχέση με τα αρχικά του επίπεδα στο έδαφος-μάρτυρα. Αιτία υπήρξε η κινητοποίησή του κατά τη διάρκεια της καλλιεργητικής περιόδου για τη διατήρηση των επιπέδων του διαθέσιμου P σε επαρκή επίπεδα. Σε παρόμοια συμπεράσματα κατέληξαν και οι Blake et al. (2003), μεταβάλλοντας το ισοζύγιο του εδαφικού φωσφόρου σε καλλιεργούμενα Alfisols με ισχυρή όξινη έως ουδέτερη αντίδραση. Γι' αυτό τον λόγο, οι Gatiboni et al. (2007) υποστηρίζουν ότι στα γεωργικά εδάφη ο ρόλος του NaOH-Pi είναι διπλός και φαίνεται να ελέγχει σε μεγάλο βαθμό τα επίπεδα διαθέσιμου φωσφόρου ανάλογα με το ισοζύγιο του εδαφικού P.

Συγκρίνοντας τις τιμές των Pi ενώσεων μεταξύ των έξι εξεταζομένων εδαφοτομών και στο τρίτο στάδιο της κλασμάτωσης διαπιστώνεται ότι, παρά την εφαρμογή διαφορετικών εισροών P κατά την καλλιεργητική περίοδο, οι P4-P6 και P7-P8 εμφανίζουν παρόμοια επίπεδα NaOH-Pi στον Ap ορίζοντα. Κατά τους Guo et al. (2000), το γεγονός αυτό στις P4 και P6 πιθανόν αποδίδεται σε ένα από τα δύο αίτια:

- στον μικρό βαθμό μετασχηματισμού του προστιθέμενου P λιπάσματος σε NaOH-Pi εξαιτίας της χαμηλότερης περιεκτικότητάς τους σε άμορφα οξείδια σιδήρου, ή
- στον σταδιακό μετασχηματισμό του NaOH-Pi σε πιο σταθερές φωσφορικές ενώσεις.

Βάσει των ως άνω αποτελεσμάτων, εξάγεται το συμπέρασμα ότι το κλάσμα του NaOH-Pi στα υπό μελέτη εδάφη με χαμηλή έως μέτρια διαθεσιμότητα P δεν μπορεί να αποτελέσει αξιόπιστο δείκτη των εφαρμοζόμενων καλλιεργητικών πρακτικών, εξαιτίας της ασθενέστερης επίδρασης των εισροών του P στη συμπεριφορά του σε σχέση με τις εδαφικές ιδιότητες.

Στο δεύτερο και τρίτο στάδιο της κλασμάτωσης, ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζουν και τα διαφορετικά επίπεδα των διαθέσιμων ($NaHCO_3$ -Po) και μέτρια διαθέσιμων οργανικών ενώσεων του φωσφόρου (NaOH-Po) μεταξύ των δύο κατηγοριών των εξεταζομένων εδαφών. Αναλυτικότερα, στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P, οι τιμές του $NaHCO_3$ -Po κυμαίνονται σε πολύ χαμηλά επίπεδα (3.27-9.26 mg/kg), με συνέπεια ο οργανικός διαθέσιμος P να αντιπροσωπεύει πολύ μικρό ποσοστό του ολικού φωσφόρου (μέσο ποσοστό:1.8% τουPt) (Πίνακες

παραρτ. 9, 10 και 11). Οι Guggenberger et al. (1996) αναφέρουν ότι η μικρή περιεκτικότητα των γεωργικών εδαφών σε $\text{NaHCO}_3\text{-Po}$ αντανακλά την εύκολη αποδόμηση των ενώσεων αυτών από τους εδαφικούς μικροοργανισμούς, καθώς και την υψηλή διαθεσιμότητά τους κατά την καλλιεργητική περίοδο. Παρόμοιες χαμηλές τιμές $\text{NaHCO}_3\text{-Po}$, ανάλογες με αυτές στα εξεταζόμενα εδάφη (4-13 mg/kg), αναφέρουν και οι Abekoe and Tiessen (1998) σε καλλιεργούμενα τροπικά Alfisols. Σύμφωνα με τους ερευνητές, η χημική σύσταση των εκχυλιζόμενων οργανικών ενώσεων με το NaHCO_3 (φωσφορικοί διεστέρες: νουκλεϊκά οξέα, φωσφορολιπίδια) προσδίδει στις ενώσεις αυτές μικρό αρνητικό φορτίο και συνεπώς μικρή προσροφητική ικανότητα στα εδαφικά κolloειδή, καθιστώντας τις εύκολα ανοργανοποιήσιμες και δυνητικά μετακινήσιμες στο εδαφικό προφίλ (Zamuner et al., 2008).

Σε αντίθεση με τα παραπάνω, στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα P και κυρίως στους επιφανειακούς ορίζοντες, οι τιμές του $\text{NaHCO}_3\text{-Po}$ είναι υψηλότερες (19.80-25.48 mg/kg) συγκριτικά με τις αντίστοιχες στον Ap των P7, P8 και P9. Λαμβανομένων υπόψη των χημικών ιδιοτήτων των εξεταζόμενων εδαφοτομών, συμπεραίνεται ότι το γεγονός αυτό ίσως οφείλεται στη σχεδόν διπλάσια περιεκτικότητά τους σε οργανική ουσία, η θετική επίδραση της οποίας ενισχύεται και από την ισχυρή συσχέτισή τους ($r=+0.80$, $p<0.001$). Σε παρόμοια συμπεράσματα κατέληξαν και οι Araujo et al. (2004), παρατηρώντας παρόμοια κατανομή της οργανικής ουσίας και του $\text{NaHCO}_3\text{-Po}$ με το βάθος. Σύμφωνα με τους ερευνητές, η επίδραση του οργανικού άνθρακα στο κλάσμα του διαθέσιμου Po είναι ιδιαίτερα εμφανής στους υποεπιφανειακούς ορίζοντες, όπου η πολύ μικρή περιεκτικότητά του στο μητρικό υλικό έχει ως αποτέλεσμα το $\text{NaHCO}_3\text{-Po}$ να αντιπροσωπεύει $\leq 1\%$ του Pt.

Δεδομένου ότι η ανοργανοποίηση του Po καθορίζεται και από τη συγκέντρωση του διαθέσιμου P (McGill and Cole, 1981), διαπιστώνεται ότι η μικρότερη διαθεσιμότητα P στις P7, P8 και P9 πιθανόν συντελεί στην εντονότερη ανοργανοποίηση των $\text{NaHCO}_3\text{-Po}$ σε όλο το εδαφικό προφίλ και συνεπώς στη μικρότερη περιεκτικότητά τους σε διαθέσιμες Po μορφές, συγκριτικά με την αντίστοιχη των P4, P5 και P6. Οι Tiessen et al. (1984) και Samadi and Gilkes (1998), υποστηρίζουν ότι τα χαμηλά επίπεδα του διαθέσιμου Po σε καλλιεργούμενα, μη λιπασμένα εδάφη οφείλονται στην έμμεση συνδυαστική επίδραση τεσσάρων παραγόντων:

- στον υψηλό ρυθμό ανοργανοποίησης των Po ενώσεων εξαιτίας της μη αναπλήρωσης των απωλειών του P κατά την καλλιεργητική περίοδο,
- στη μείωση του οργανικού άνθρακα λόγω της οξειδωσης της οργανικής ουσίας,
- στη μείωση της ανθεκτικότητας των Po ενώσεων στην μικροβιακή αποδόμηση,
- στην επίδραση των επικρατούντων κλιματικών συνθηκών στη περιοχή μελέτης.

Αν και στο τρίτο στάδιο της κλασμάτωσης του φωσφόρου οι εκχυλιζόμενες οργανικές ενώσεις με το NaOH χαρακτηρίζονται από μέτρια διαθεσιμότητα, σε αρκετές μελέτες έχει επισημανθεί η συμβολή του NaOH-Po στη διαθέσιμη πηγή του εδαφικού P, σε γεωργικά εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P. Πρόσφατη έρευνα των Beck and Sanchez (1994) απέδειξε ότι σε εξελιγμένα, τροπικά, γεωργικά-μη λιπασμένα εδάφη η κύρια πηγή αναπλήρωσης των απωλειών του Ρητίνη-Ρi είναι το NaOH-Po . Παρόμοια αποτελέσματα αναφέρονται και από τους Agbenin and Goladi (1998) και Solomon et al. (2002), οι οποίοι παρατήρησαν μείωση του NaOH-Po κατά 75% και 45%, αντίστοιχα σε τροπικά, όξινα καλλιεργούμενα εδάφη, χωρίς εισροές P.

Στην παρούσα μελέτη, οι τιμές του NaOH-Po κυμαίνονται από 3.09 mg/kg έως 29.49 mg/kg στα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P, ενώ από 22.71 mg/kg έως 51.98 mg/kg στα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα P, φανερώνοντας τη διαφορετική συμπεριφορά των μέτρια διαθέσιμων Po ενώσεων, ανάλογα με το ισοζύγιο του

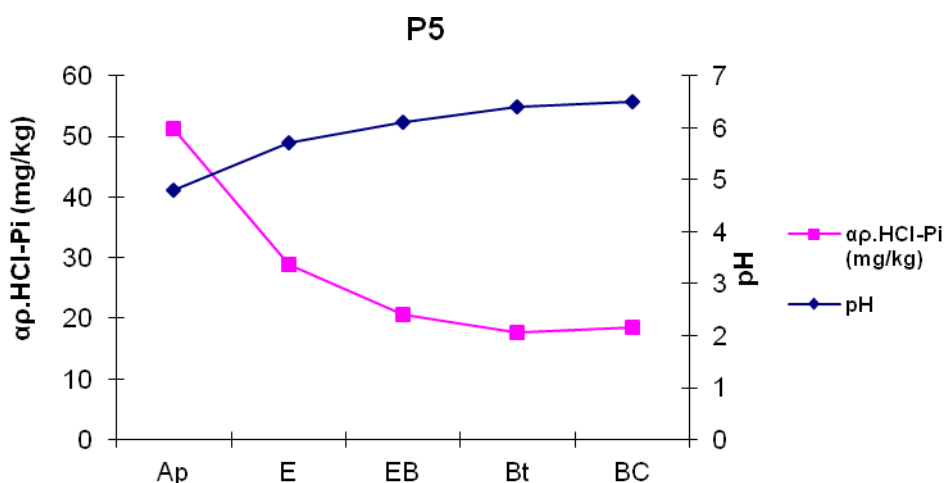
εδαφικού P (Blake et al., 2003). Δηλαδή, τη συμβολή τους στην αναπλήρωση των απωλειών του βιοδιαθέσιμου P, στις P7, P8 και P9, ενώ τη συσσώρευσή τους στις P4, P5 και P6.

Οι Zhang and MacKenzie (1997) και Singh et al. (2001) υποστηρίζουν ότι τα υψηλά επίπεδα P_o ενώσεων σε καλλιεργούμενα-λιπασμένα εδάφη οφείλονται στην επίδραση των εξής παραγόντων:

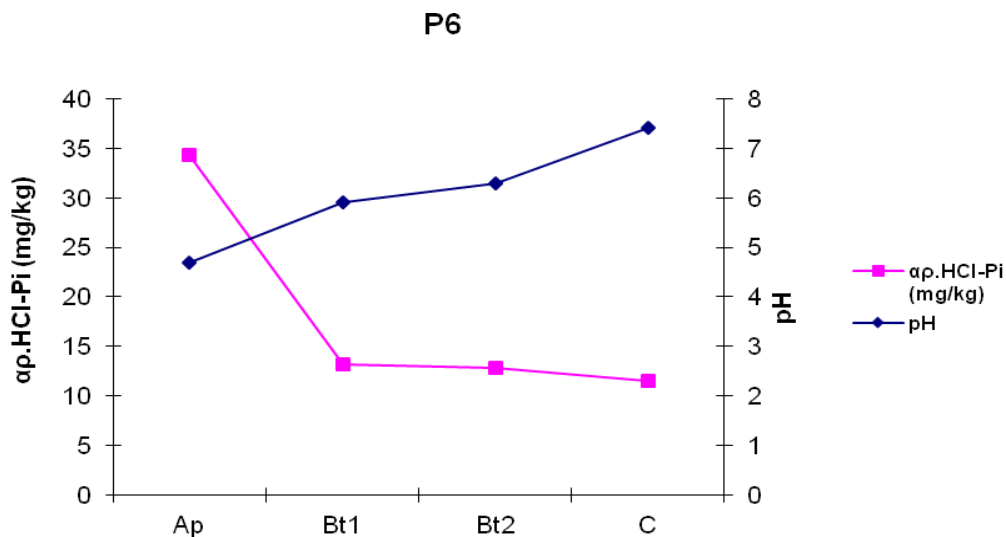
- στις εφαρμοζόμενες καλλιεργητικές πρακτικές (προσθήκη οργανικής λίπανσης, ενσωμάτωση φυτικών υπολειμμάτων),
- στην ακινητοποίηση, δηλαδή στην προσρόφηση των P_i ιόντων στα οργανικά συστατικά του εδάφους, καθώς και στην κατανάλωση των ανόργανων μορφών του φωσφόρου από τους εδαφικούς μικροοργανισμούς, εξαιτίας της μεγάλης ριζικής βιομάζας και της έντονης μικροβιακής δραστηριότητας,
- στην ασθενή ανοργανοποίηση των P_o ενώσεων, εξαιτίας των επικρατούντων κλιματικών συνθηκών (υψηλή ετήσια βροχόπτωση).

Σε συνδυασμό με τα κλιματολογικά δεδομένα των δύο περιοχών μελέτης, συμπεραίνεται λοιπόν ότι η υψηλότερη μέση ετήσια βροχόπτωση στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα P (Κεφ. 2.1.2), συγκριτικά με την αντίστοιχη στα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P και τα επαρκή τους επίπεδα σε P, συμβάλλει στον μικρότερο ρυθμό ανοργανοποίησης των οργανοφωσφορικών τους ενώσεων και, συνεπώς, στη διατήρησή τους σε υψηλότερα επίπεδα στο εδαφικό σύστημα.

Μεταξύ των ανόργανων κλασμάτων του P, εξίσου ενδιαφέρουσα είναι και η συμπεριφορά του εκχυλιζόμενου φωσφόρου με το αραιό υδροχλώριο (αρ.HCl-P_i). Σύμφωνα με τα αναλυτικά δεδομένα του πίνακα 86, στις εδαφοτομές P5 και P6 η μέγιστη τιμή του αρ.HCl-P_i παρατηρείται στον Ap ορίζοντα, παρουσιάζοντας σταδιακή μείωση των επιπέδων του με την αύξηση του βάθους. Το αποτέλεσμα αυτό, αλλά και η αντίθετη κατανομή του αρ.HCl-P_i και του pH με το βάθος στις P5 και P6 (Σχήμα 19α και 19β) (όπως και στα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P), δείχνουν ότι κατά την καλλιεργητική περίοδο ίσως είχε εφαρμοστεί φωσφορική λίπανση υπό τη μορφή Ca-P.



Σχήμα 19α: Κατανομή του αρ.HCl-P_i με το pH στην εδαφοτομή P5 με μέτρια διαθεσιμότητα P.



Σχήμα 19β: Κατανομή του αρ.HCl-Pi με το pH στην εδαφοτομή P6 με μέτρια διαθεσιμότητα P.

Στην εδαφοτομή P4 και στις P7- P9, το κλάσμα του αρ. HCl-Pi εμφανίζει τη μέγιστη συγκέντρωσή του στον καλσικό ορίζοντα Ck₂ και το μητρικό υλικό αντίστοιχα (Πίνακες 86 και 87). Βάσει της πρόσφατης βιβλιογραφικής ανασκόπησης, οι υψηλές συγκεντρώσεις του αρ.HCl-Pi στους κατώτερους ορίζοντες μπορεί να οφείλονται στα εξής αίτια:

- ⇒ στον μικρότερο βαθμό αποσάθρωσης των πρωτογενών ορυκτών του P (απατίτες) στο μητρικό υλικό σε σχέση με την επιφάνεια (Schoenau et al., 1989),
- ⇒ στην επίδραση του μητρικού υλικού, δηλαδή στη χημική και ορυκτολογική σύστασή του (Lekwa and Whiteside, 1986, Litaor et al., 2005),
- ⇒ στην επίδραση των ανθρακικών αλάτων στις αντιδράσεις του P στα ασβεστούχα εδάφη,
- ⇒ στην πεδογενετική συσσώρευση ανθρακικών αλάτων (Agbenin and Tiessen, 1994).

Ύστερα από πετροχημική ανάλυση, η Τσαουσιδου (2008) διαπίστωσε ότι το βασικό μεταμορφωμένο πέτρωμα (μεταδολερίτης), επί του οποίου έχουν αναπτυχθεί οι εδαφοτομές P7 και P8, χαρακτηρίζεται από υψηλή περιεκτικότητα σε CaO (11.66%-22.45% κ.β.), εξαιτίας της παρουσίας ασβεστίτη. Το προαναφερθέν γεγονός, σε συνδυασμό με τις υψηλότερες τιμές του λόγου Fe₂O_{3o}/Fe₂O_{3d} στο μητρικό υλικό των P7- P8 σε σχέση με την επιφάνεια (Πίνακες 47 και 52), υποδηλώνει ότι η αύξουσα κατανομή του αρ.HCl-Pi με το βάθος οφείλεται στην πιθανή επίδραση των εξής παραγόντων:

- στο μικρότερο βαθμό αποσάθρωσης των απατιτών στο μητρικό υλικό,
- στην ορυκτολογική και χημική σύσταση του μητρικού τους πετρώματος.

Στην εδαφοτομή P4, η μέγιστη τιμή του αρ.HCl-Pi παρατηρείται στον ορίζοντα (Ck₂) με την υψηλότερη περιεκτικότητα σε ανθρακικό ασβέστιο (CaCO₃: 28.5%) (Πίνακας 31). Οι Abekoe and Tiessen (1998) υποστηρίζουν ότι η πεδογενετική συσσώρευση των ανθρακικών αλάτων σε τροπικά εδάφη της τάξης των Alfisols συμβάλλει στην καθίζηση του φωσφόρου και, επομένως, στην εμφάνιση υψηλών

συγκεντρώσεων Ca-P ενώσεων. Παρόμοια αποτελέσματα αναφέρονται και από τους Tiessen et al. (1984), οι οποίοι παρατήρησαν ισχυρή, θετική συσχέτιση μεταξύ των Ca-P ενώσεων και του CaCO₃ σε επιφανειακά-υποεπιφανειακά ασβεστούχα εδάφη.

Οι Syers et al. (1967), εξετάζοντας την κατανομή των γεωχημικών μορφών του φωσφόρου με το βάθος, σε εδάφη με όξινο μεταμορφωμένο πέτρωμα, κατέληξαν στο ότι η ορυκτολογική σύστασή του καθορίζει τα επίπεδα του αρ.HCl-Pi στο μητρικό υλικό (BC/C ορίζοντας). Σύμφωνα με τα αποτελέσματα των ερευνητών, το αρ.HCl εκχυλίζει σχετικά υψηλές συγκεντρώσεις Ca-P ενώσεων σε εδάφη τα οποία έχουν αναπτυχθεί σε μοσχοβίτες, εξαιτίας της παρουσίας έγκλειστου απατίτη στο εσωτερικό τους. Πιθανόν σε αυτό το γεγονός οφείλονται και τα μέγιστα επίπεδα του αρ.HCl-Pi στο μητρικό υλικό της P9, η οποία έχει αναπτυχθεί σε μοσχοβιτικό γνευσιοσχιστόλιθο (Κεφ. 2.2.3).

Στα δύο τελευταία στάδια της κλασμάτωσης του P, το ποσοστιαίο άθροισμα του π.HCl-Pi και του H₂SO₄/H₂O₂-Pi κυμαίνεται από 65.46% έως 85.73% Pt στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P (Πίνακες παραρτ. 9, 10 και 11) και από 67.57% έως 82.16% του Pt στα εδάφη μέτρια διαθεσιμότητα P (Πίνακες παραρτ. 6, 7 και 8). Οι Cross and Schlensinger (1995) υποστηρίζουν ότι η κυριαρχία αυτών των μορφών του φωσφόρου σε εδάφη της τάξης των Alfisols, ενισχύει τον υψηλό βαθμό εξέλιξής τους. Κατά τους Yang and Post (2011), υπό συνθήκες έντονων πεδογενετικών διεργασιών, ένα μεγάλο ποσοστό των πρωτογενών ορυκτών του P μετασχηματίζεται, από ευδιάλυτες, σε έγκλειστες, χημικά σταθερές φωσφορικές ενώσεις.

Η μελέτη της κατανομής των σταθερών Pi μορφών με το βάθος δείχνει ότι στις εδαφοτομές P7 και P8 οι μορφές αυτές του φωσφόρου παρουσιάζουν μικρή αύξηση των τιμών τους στον Bt/BC ορίζοντα. Τα αυξημένα επίπεδα των εκχυλιζόμενων Pi μορφών με ισχυρά οξέα (π.HCl-Pi και H₂SO₄/H₂O₂-Pi) στους κατώτερους ορίζοντες τροπικών εδαφών αποδίδονται από αρκετούς ερευνητές στην υψηλή περιεκτικότητά τους σε ενεργά συστατικά δέσμευσης του P (Schoenau et al., 1989, Wang et al., 2008, Yerokum, 2008). Το ίδιο συμπέρασμα εξάγεται και στα υπό μελέτη εδάφη, μετά τη διερεύνηση των σχέσεών τους με τις εδαφικές ιδιότητες (Πίνακας 97).

Σε αντίθεση με τα παραπάνω αποτελέσματα, στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα P παρατηρείται έντονη διαφοροποίηση στην κατανομή των μορφών αυτών του φωσφόρου με το βάθος. Αναλυτικότερα, στην P4, οι υψηλότερες τιμές του π.HCl-Pi εμφανίζονται στον ορίζοντα Ck₁, ενώ του υπολειμματικού φωσφόρου στον καλσικό ορίζοντα και στην επιφάνεια. Βέβαια, ο ορίζοντας Ck₁ χαρακτηρίζεται από υψηλά ποσοστά ανθρακικών αλάτων, συγκριτικά με την πλήρη απουσία τους στους ανώτερους ορίζοντες. Έτσι, στους κατώτερους ορίζοντες της εδαφοτομής P4 το H₂SO₄/H₂O₂-Pi και το π.HCl-Pi αντιπροσωπεύονται από ισχυρά προσροφημένο P στα ανθρακικά άλατα, ενώ στον Ap από δυσδιάλυτες ενώσεις, λόγω του μετασχηματισμού παλαιότερου προστιθέμενου P-λιπάσματος σε P (κυρίως το κλάσμα του υπολειμματικού P).

Στην εδαφοτομή P5, η υψηλή περιεκτικότητά της σε άμμο (S:56.8-73.6%, Πίνακας 35) και η ατελής αποστράγγισή της ίσως ανακατανέμουν έντονα τις δυσδιάλυτες ανόργανες μορφές του φωσφόρου στο εδαφικό προφίλ. Όπως προκύπτει από τον πίνακα 86, η υψηλότερη τιμή του π.HCl-Pi, και H₂SO₄/H₂O₂-Pi στην P5 εμφανίζεται στον Bt1 με τα υψηλότερα ποσοστά Fe₂O_{3d}, Al₂O_{3i}, Al₂O_{3d}. Κατά συνέπεια, η επίδραση των οξειδίων του Fe-Al στη συμπεριφορά των σταθερών Pi ενώσεων στην P5 είναι εντονότερη συγκριτικά με την αντίστοιχή τους στην P4.

Υψηλές τιμές υπολειμματικού φωσφόρου παρουσιάζονται και στους κατώτερους ορίζοντες της εδαφοτομής P6, οι οποίες αποδίδονται είτε στον υψηλό βαθμό αποσάθρωσης του μητρικού υλικού (Fe₂O_{3o}/Fe₂O_{3d}:0.04, Πίνακας 42) είτε στην

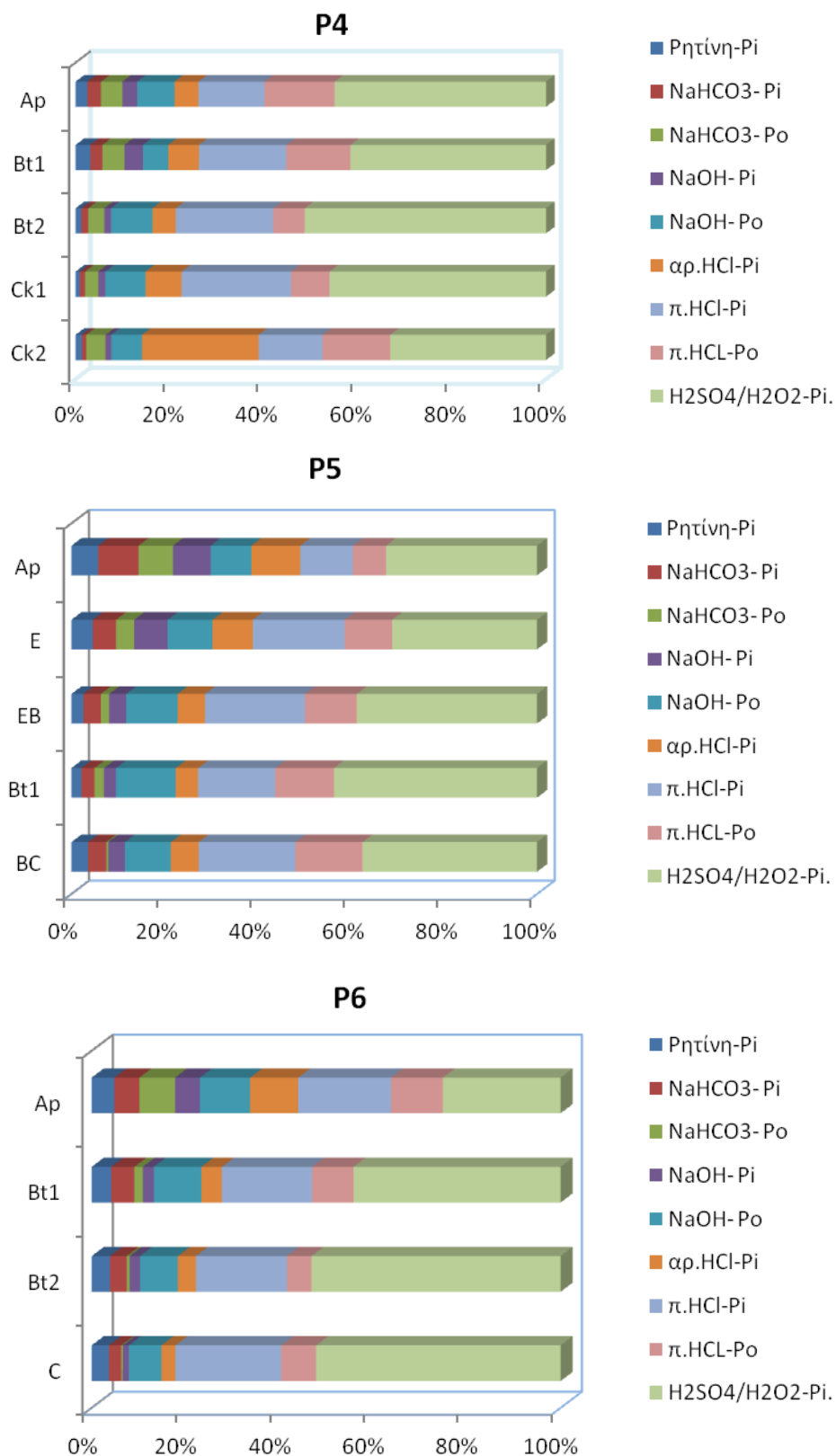
επίδραση των αλκαλικών του συνθηκών, και ειδικότερα του επικρατέστερου βασικού κατιόντος (ασβέστιο) στον σχηματισμό σταθερών φωσφορικών ενώσεων.

Σύμφωνα με τα ως άνω αποτελέσματα, προκύπτουν τα παρακάτω συμπεράσματα για την ποσοστιαία κατανομή των μορφών του φωσφόρου στην εδαφική κατατομή των καλλιεργούμενων εδαφών με μέτρια διαθεσιμότητα P:

- Ο υψηλός βαθμός εδαφικής εξέλιξης της P4 (Πίνακας 79), σε συνδυασμό με τη μέτρια διαθεσιμότητά της σε P, συντελεί στην κυριαρχία των σταθερών φωσφορικών ενώσεων σε όλο το εδαφικό προφίλ εκτός από τον Ck₂ ορίζοντα, όπου παρουσιάζεται έντονη ανακατανομή του P μεταξύ των μορφών αρ.HCl-Pi, π.HCl-Pi και του H₂SO₄/H₂O₂-Pi στο μητρικό υλικό (Σχήμα 20, Πίνακας παραρτ. 7). Το αποτέλεσμα αυτό ουσιαστικά προβάλλει την έντονη επίδραση των εδαφικών ιδιοτήτων (CaCO₃) στην ποσοστιαία κατανομή των κλασμάτων του P με το βάθος, μετατάσσοντας το κλάσμα του αρ.HCl-Pi, από την 5η σειρά μεταξύ των 6 συνολικά προσδιοριζόμενων κλασμάτων του φωσφόρου στον Ap, στη 2η-3η θέση στους καλσικούς ορίζοντες.

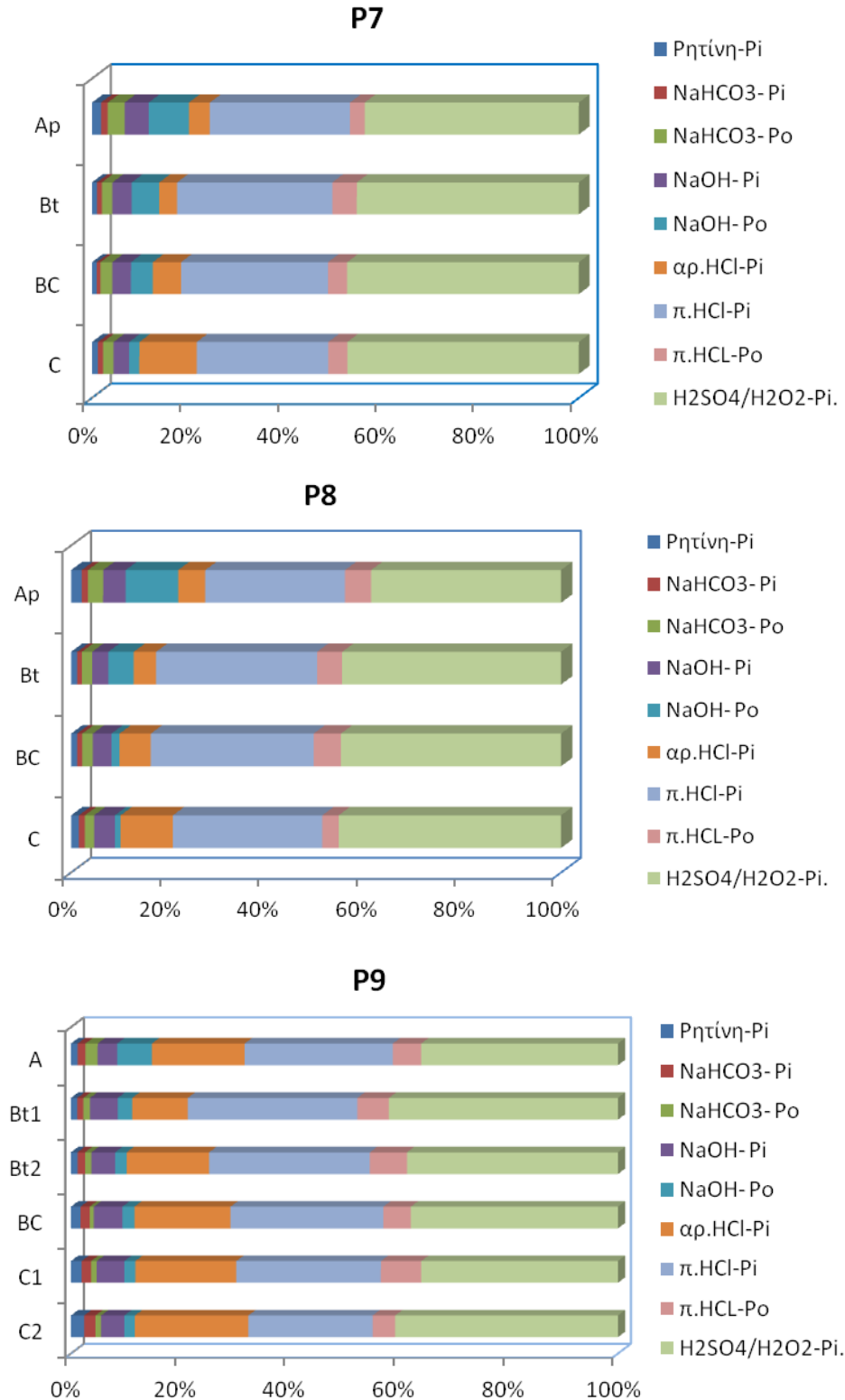
- Σε αντίθεση με την P4, στην P5 οι σχετικά υψηλότερες εισροές P κατά την καλλιεργητική περίοδο μπορεί να συνεισφέρουν στην έντονη διαφοροποίηση της συμπεριφοράς των κλασμάτων του P μεταξύ της επιφάνειας και των υποεπιφανειακών οριζόντων. Όπως προκύπτει από το σχήμα 20, στον επιφανειακό ορίζοντα παρουσιάζεται μια σχεδόν παρόμοια ποσοστιαία κατανομή μεταξύ των διαθέσιμων Po, Pi μορφών και σχετικά ευδιάλυτων Ca-P ενώσεων (αρ.HCl-Pi) στον Ap, το άθροισμα των οποίων αντιπροσωπεύει το 43% του Pt (Πίνακας παραρτ. 7). Η σταδιακή, όμως, αύξηση του βάθους επιδρά στη λίπανση των βιογεωχημικών μετασχηματισμών του P κατά τρόπο αμελητέο. Συνεπώς, οι εδαφικές ιδιότητες έχουν εντονότερη επιρροή στην ποσοστιαία κατάταξη των μορφών του P στους κατώτερους ορίζοντες. Με άλλα λόγια, οι κυρίαρχες διαθέσιμες και Ca- P ενώσεις (αρ.HCl-Pi) στον Ap μετασχηματίζονται στους υποεπιφανειακούς ορίζοντες σε δεσμευμένες (NaOH-Po) και ισχυρά δυσδιάλυτες φωσφορικές ενώσεις (π.HCl-Pi, π.HCl-Po, H₂SO₄/H₂O₂-Pi), αυξάνοντας έτσι την πηγή των μη άμεσα διαθέσιμων μορφών του εδαφικού P.

- Σχεδόν παρόμοια συμπεριφορά των κλασμάτων του P παρουσιάζεται και στον Ap της P6, φανερώνοντας την έντονη ανακατανομή των μορφών του φωσφόρου μεταξύ της επιφάνειας και του μητρικού υλικού (Σχήμα 20).



Σχήμα 20: Κατανομή των κλασμάτων του φωσφόρου, ως ποσοστά του ολικού φωσφόρου, στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου.

Στον αντίποδα, στις P7, P8 και P9 η αρνητική επίδραση των ανεπαρκών εισροών του φωσφόρου στα αφομοιώσιμα κλάσματα του P, σε συνδυασμό με τον υψηλό βαθμό εξέλιξής τους (Πίνακες 47, 52 και 57), έχει ως αποτέλεσμα την επικράτηση των πιο δυσδιάλυτων και ισχυρά δεσμευμένων κλασμάτων P σε όλη την εδαφική κατατομή (Σχήμα 21).



Σχήμα 21: Κατανομή των κλασμάτων του φωσφόρου, ως ποσοστά του ολικού φωσφόρου, στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου.

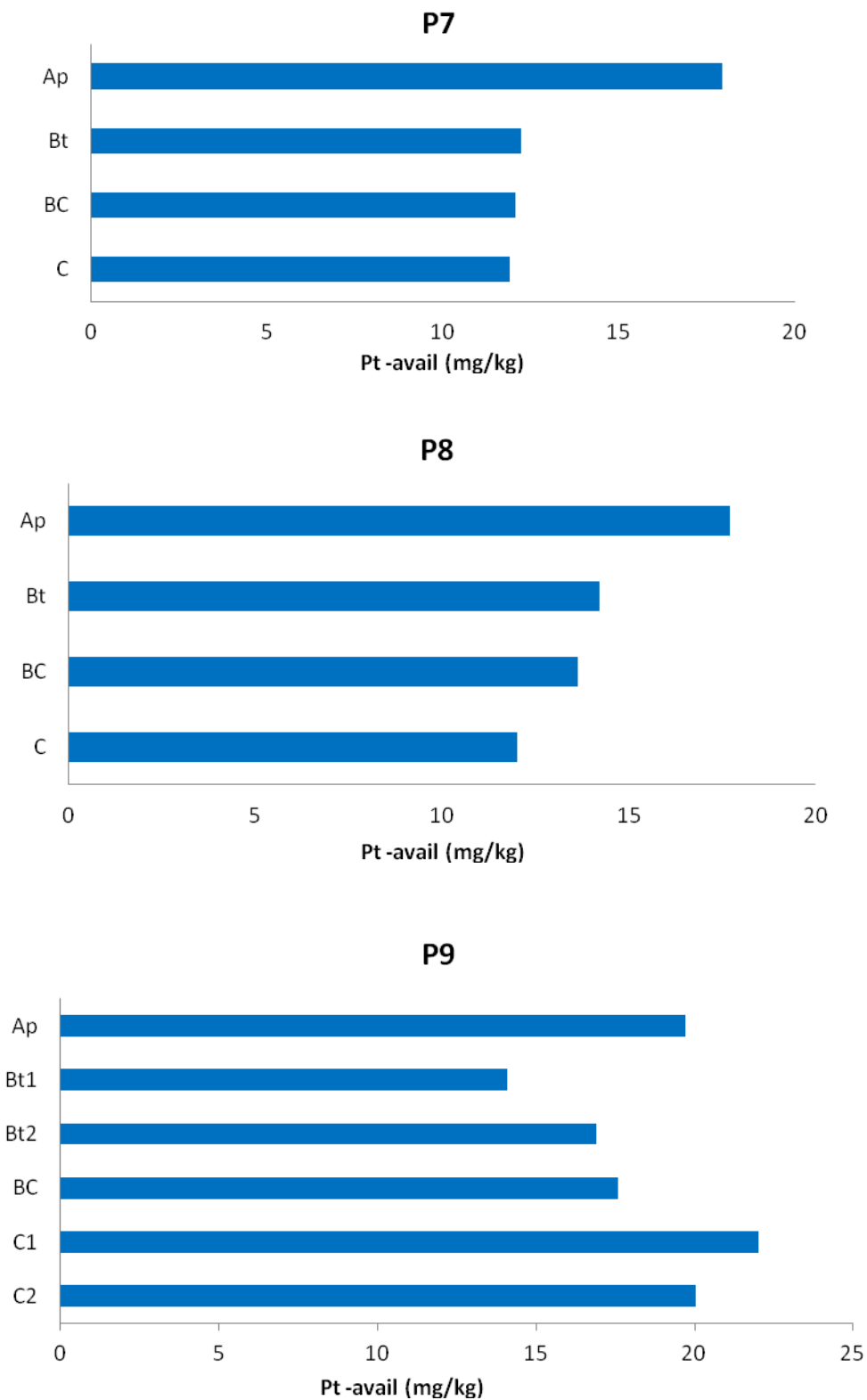
Λαμβάνοντας υπόψη τα αναλυτικά δεδομένα των πινάκων 9, 10, 11 του παραρτήματος, μπορείς κάποιος να διαπιστώσει πως η ποσοστιαία συνεισφορά του έγκλειστου και του υπολειμματικού φωσφόρου στον Pt διαφοροποιείται έντονα μεταξύ των τριών υπό μελέτη εδαφών. Αναλυτικότερα, στην P7 και P8 το άθροισμα αυτών των μορφών φωσφόρου ($\pi.\text{HCl-Pi}+\text{H}_2\text{SO}_4/\text{H}_2\text{O}_2\text{-Pi}$) αντιπροσωπεύει κατά μέσο όρο το 74.72 % του Pt και το 75.71 % του Pt αντίστοιχα, ενώ στην P9 το 64.17 % του Pt. Η διαφοροποίηση αυτή οφείλεται στην παρουσία υψηλών συγκεντρώσεων αρ. HCl-Pi (Πίνακας 87) σε όλη την εδαφική κατατομή της P9, με αποτέλεσμα οι πιο δυσδιάλυτες Pi μορφές ($\pi.\text{HCl-Pi}+\text{H}_2\text{SO}_4/\text{H}_2\text{O}_2\text{-Pi}$) να αντιπροσωπεύουν μικρότερο ποσοστό του Pt κατά ~10% συγκριτικά με το αντίστοιχο στις P7- P8. Δεδομένων των ανωτέρων καθώς και του υψηλότερου βαθμού εδαφικής εξέλιξης της P9 σε σχέση με τις P7- P8 (Πίνακας 79), σε συνάγεται το συμπέρασμα πως η ποσοστιαία κατάταξη των κλασμάτων του P στα υπό μελέτη εδάφη καθορίζεται, κατ' αρχάς, από την ορυκτολογική σύσταση του μητρικού τους πετρώματος και, δευτερευόντως, από τις πεδογενετικές διεργασίες που έχουν λάβει χώρα.

Ολικός φώσφορος-ολικός διαθέσιμος

Στα σχήματα 22 και 23 παρουσιάζεται η κατανομή του ολικού διαθέσιμου φωσφόρου ($P_{t\text{-avail}}$), ενώ στα σχήματα 24 και 25 η κατανομή του ολικού φωσφόρου (Pt) στα εξεταζόμενα εδάφη με χαμηλή και μέτρια διαθεσιμότητα P αντίστοιχα.

Όπως διαφαίνεται από τα ανώτερα σχήματα στις εδαφοτομές P7-P8-P9, τα επίπεδα του $P_{t\text{-avail}}$ κυμαίνονται από 11.61 mg/kg έως 22.03 mg/kg, παρουσιάζοντας πολύ μικρή διακύμανση των τιμών τους σε όλο το εδαφικό προφίλ. Το αποτέλεσμα αυτό υποδεικνύει πως οι εισροές του φωσφόρου κατά την καλλιεργητική περίοδο ήταν τόσο ελλειμματικές, ώστε να μην παρατηρείται έντονη διαφοροποίηση των επιπέδων του $P_{t\text{-avail}}$ με την αύξηση του βάθους, στα υπό μελέτη εδάφη (Σχήμα 22).

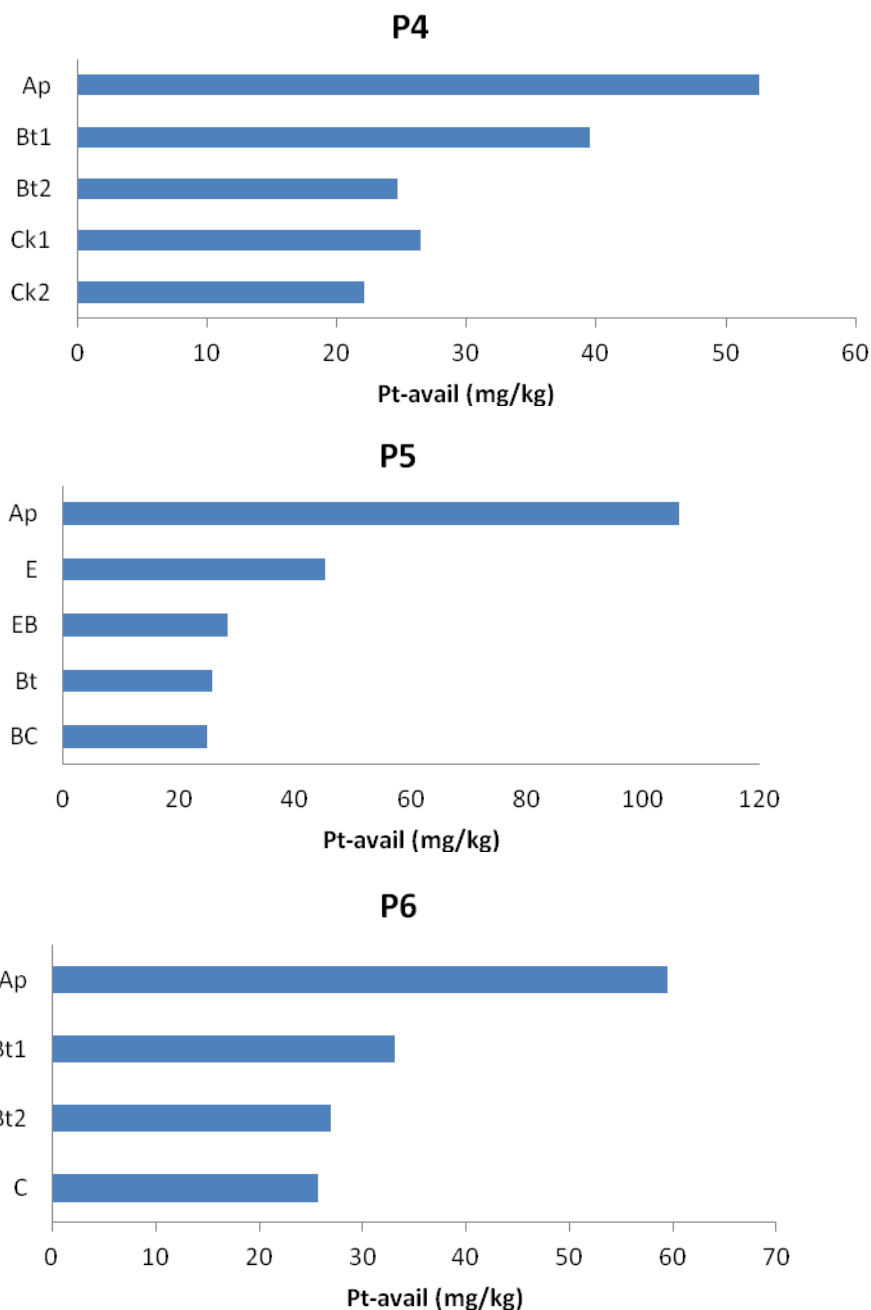
Η σημαντική συνεισφορά των διαθέσιμων Po και Pi κλασμάτων στη θρέψη των φυτών σε καλλιεργούμενα, μη λιπασμένα ή σε εδάφη με ανεπαρκή P-λίπανση έχει επισημανθεί από αρκετούς ερευνητές. Οι Hedley et al. (1982), αφού μελέτησαν την επίδραση των χρήσεων γης στις μορφές του φωσφόρου, παρατήρησαν μείωση του αθροίσματος των Ρητίνη-Pi και $\text{NaHCO}_3\text{-Pi}$ κατά 45%, ενώ του $\text{NaHCO}_3\text{-Po}$ κατά 22%, σε καλλιεργούμενα εδάφη με σιτηρά (χωρίς εισροές P), συγκριτικά με εδάφη με φυσική βλάστηση (βοσκότοποι). Παρόμοια αποτελέσματα αναφέρονται από τους Tiessen et al. (1984), Buschiazzo et al. (2000) και Solomon et al. (2002), οι οποίοι επιβεβαιώνουν τις έντονες μεταβολές των διαθέσιμων Pi και Po κατά την καλλιεργητική περίοδο Σύμφωνα με τους Hedley et al. (1982) και Agbenin and Goladi (1998), οι απώλειες του Ρητίνη-Pi σε μη λιπασμένα εδάφη σταθεροποιούνται με την πάροδο του χρόνου, είτε εξαιτίας της αναπλήρωσης του από τις άλλες μορφές του P είτε εξαιτίας της ανοργανοποίησης του Po και του εφοδιασμού του βιοδιαθέσιμου P με διαθέσιμες Pi ενώσεις κατά την περίοδο της αγρανάπαυσης. Εντούτοις, οι Hedley et al. (1982) επισημαίνουν ότι είναι άγνωστη η χρονική διάρκεια αναπλήρωσης των απωλειών του P μόνο με την ανοργανοποίηση του Po σε μη λιπασμένα-καλλιεργούμενα εδάφη με σιτάρι, τονίζοντας την ανάγκη της εφαρμογής ανόργανων/οργανικών λιπάνσεων κατά την καλλιεργητική περίοδο.



Σχήμα 22: Κατανομή του ολικού διαθέσιμου ($P_{t-avail}$) (mg/kg) με το βάθος στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου.

Στον αντίποδα, στις εδαφοτομές P4, P5 και P6 το κλάσμα του $P_{t-avail}$ παρουσιάζει πιο υψηλές συγκεντρώσεις (53 mg/kg - 106 mg/kg), με αποτέλεσμα να

διαφοροποιούνται έντονα τα επίπεδά του μεταξύ του Ap και των Bt/C οριζόντων (Σχήμα 23). Το γεγονός αυτό, σε συνδυασμό με τα ανωτέρω, δείχνει ότι η ποσότητα της εφαρμοζόμενης P-λίπανσης κατά την καλλιεργητική περίοδο δεν καθορίζει μόνο τα επίπεδα του $P_{t-avail}$ στον επιφανειακό οριζόντα, αλλά και την κατανομή του με το βάθος στα υπό μελέτη γεωργικά εδάφη.

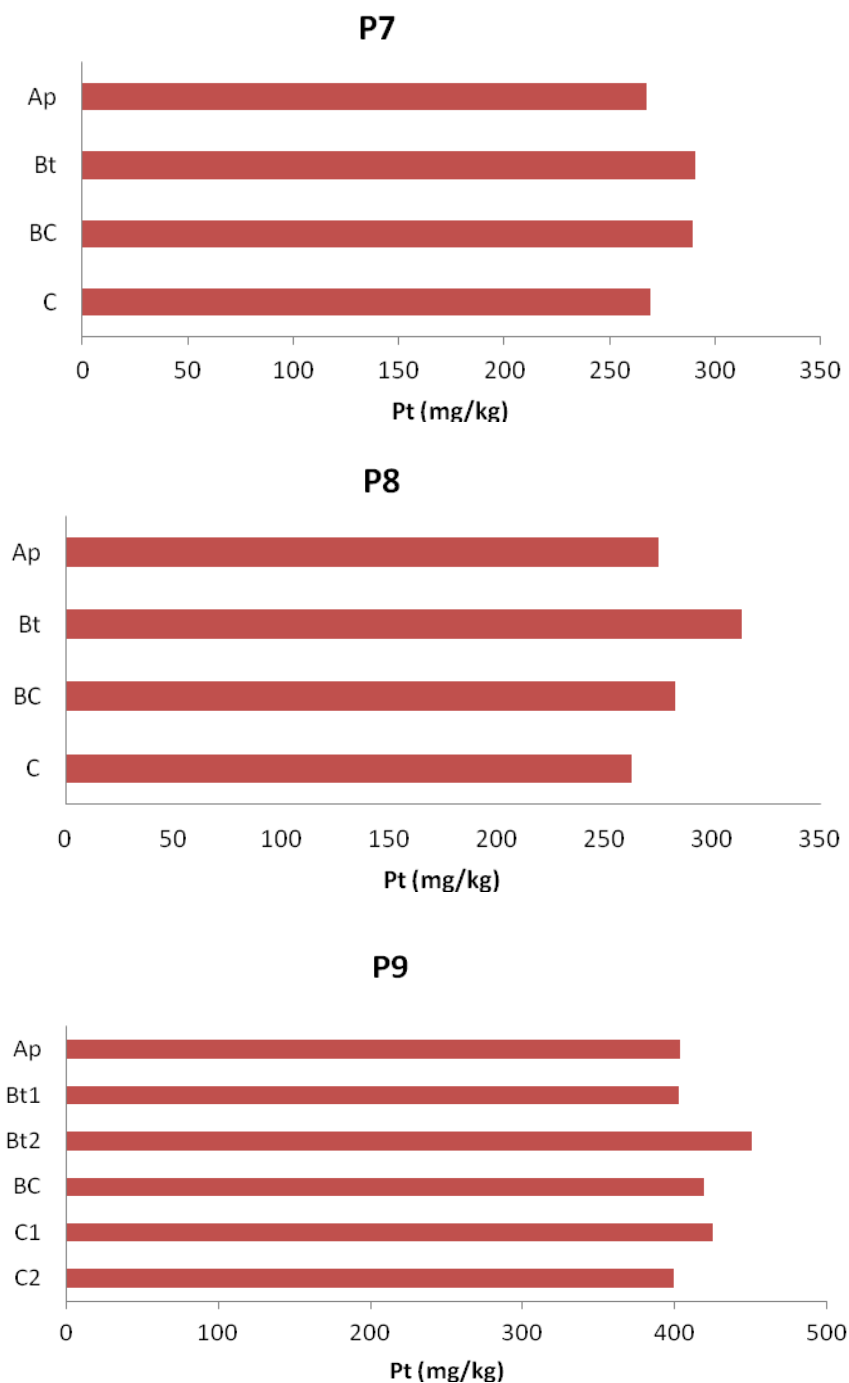


Σχήμα 23: Κατανομή του ολικού διαθέσιμου ($P_{t-avail}$) (mg/kg) με το βάθος στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου.

Ανάλογη συμπεριφορά με τον $P_{t-avail}$ παρουσιάζει και το κλάσμα του ολικού φωσφόρου (Pt). Πιο συγκεκριμένα, στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P η συγκέντρωση του Pt κυμαίνεται από 262.77 mg/kg έως 312.99 mg/kg στις P7-P8 και από 399.31 mg/kg έως 450.35 mg/kg στην P9. Σε τροπικά εξελιγμένα εδάφη, οι Yeroikum et al. (2008), κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι τα επίπεδα

του ολικού φωσφόρου μπορεί να είναι παρόμοια ακόμα και μεταξύ Alfisols που έχουν αναπτυχτεί υπό διαφορετικές κλιματικές συνθήκες. Το ίδιο συμπέρασμα συνάγεται από την αντιπαραβολή των επιπέδων του Pt στις P7-P9 με τα αντίστοιχα των Motavalli and Milles (2002) και των Araujo et al. (2004) σε γεωργικά Alfisols στην Κολομβία και τη νοτιοδυτική Ισπανία αντίστοιχα.

Η μελέτη της κατανομής του ολικού φωσφόρου με το βάθος στα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P φανερώνει ότι τα επίπεδα του Pt είναι σχεδόν σταθερά σε όλη την εδαφική κατατομή, με τους υποεπιφανειακούς ορίζοντες (Bt/BC) να χαρακτηρίζονται από πολύ μικρή αύξηση των συγκεντρώσεων του Pt, εν συγκρίσει με τις αντίστοιχές του στον Ap ορίζοντα (Σχήμα 24).



Σχήμα 24: Κατανομή του ολικού φωσφόρου (Pt) (mg/kg) στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου.

Από τη σύγκριση των σταθμισμένων μέσων τιμών του ολικού φωσφόρου (Pt), στα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P προκύπτουν στατιστικά σημαντικές διαφορές στα επίπεδα του μεταξύ των εδαφοτομών P7-P9 και P8-P9 (Πίνακας 88). Δηλαδή, υπάρχουν διαφορές μεταξύ των εδαφών που έχουν αναπτυχτεί σε διαφορετικό μητρικό πέτρωμα (Κεφ. 2.2) οι οποίες αποδίδονται, πρωτίστως, στο κλάσμα του αρ.ΗCl-Pi και, δευτερευόντως, στις έγκλειστες και υπολειμματικές Pi μορφές (Πίνακες 88 και 89).

Πίνακας 88: Συγκρίσεις των σταθμισμένων μέσων τιμών των κλασμάτων του P μεταξύ των εξεταζομένων εδαφοτομών (P7, P8 και P9) με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου σύμφωνα με τη μέθοδο t-test.

Κλάσματα -P	P7-P8	P8-P9	P7-P9
Ρητίνη-Pi	Μ.Σ	Μ.Σ	Μ.Σ
NaHCO ₃ - Pi	Μ.Σ	Μ.Σ	Μ.Σ
NaHCO ₃ - Po	Μ.Σ	Μ.Σ	Μ.Σ
NaOH- Pi	Μ.Σ	Μ.Σ	Μ.Σ
NaOH- Po	Μ.Σ	Μ.Σ	Μ.Σ
αρ.ΗCl-Pi	Μ.Σ	*	*
π.ΗCl- Pi	Μ.Σ	*	*
π.ΗCl-Po	Μ.Σ	*	*
H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ -Pi	Μ.Σ	*	*
Pt	Μ.Σ	*	*

*: στατιστικά σημαντική διαφορά (p<0.05)

Μ.Σ.: μη στατιστικά σημαντική διαφορά.

Πίνακας 89: Σταθμισμένες μέσες τιμές των κλασμάτων του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου.

Εδαφοτομές	Ρητίνη-Pi	NaHCO ₃ - Pi	NaHCO ₃ - Po	NaOH- Pi	NaOH- Po	αρ.ΗCl- Pi	π.ΗCl- Pi	π.ΗCl- Po	H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ -Pi	Pt
P7	3.55	2.96	6.86	10.64	12.69	20.58	79.98	10.96	127.95	276.17
P8	4.86	2.93	6.43	11.21	13.49	19.85	87.72	13.04	122.86	282.46
P9	6.67	6.50	5.08	19.03	11.45	68.22	114.77	23.44	161.93	417.09

Αρκετοί ερευνητές έχουν την πεποίθηση ότι η χημική σύσταση του μητρικού πετρώματος, και ειδικότερα η ποσοστιαία περιεκτικότητά του σε P₂O₅, μπορεί να συμβάλει στην ανάπτυξη εδαφών με διαφορετικά επίπεδα ολικού φωσφόρου (Hartono et al. 2006, Herihly and McCrath, 2007) και, συνεπώς, με διαφορετικές συγκεντρώσεις σε Pi και Po μορφές.

Ο Μιγκίρος (1983), αφού διερεύνησε τη χημική σύσταση τεσσάρων δειγμάτων γνευσιοσχιστόλιθων του νεοποαλαιζωικού και κατομεσοτριαιδικού της πελαγονικής ζώνης στην περιοχή της Θεσσαλίας, βρήκε ότι η εκατοστιαία περιεκτικότητά τους σε P₂O₅ κυμαίνεται από 0.03% κ.β. έως 0.16% κ.β. Επίσης, σε δείγματα δολεριτών του οφιολιθικού συμπλέγματος της Γευγελής και της Τασμανίας παρατηρήθηκε απουσία P₂O₅ (Bebien, 1982, Osok and Doyle, 2004), ενώ σε δείγματα μεταδολεριτών της ενότητας Βαφειοχωρίου η Τσαουσίδου βρήκε ότι η μέση περιεκτικότητά τους σε P₂O₅ είναι 0.05% κ.β. Εκ των ανωτέρω συμπεραίνεται, χωρίς τον κίνδυνο μεγάλου λάθους,

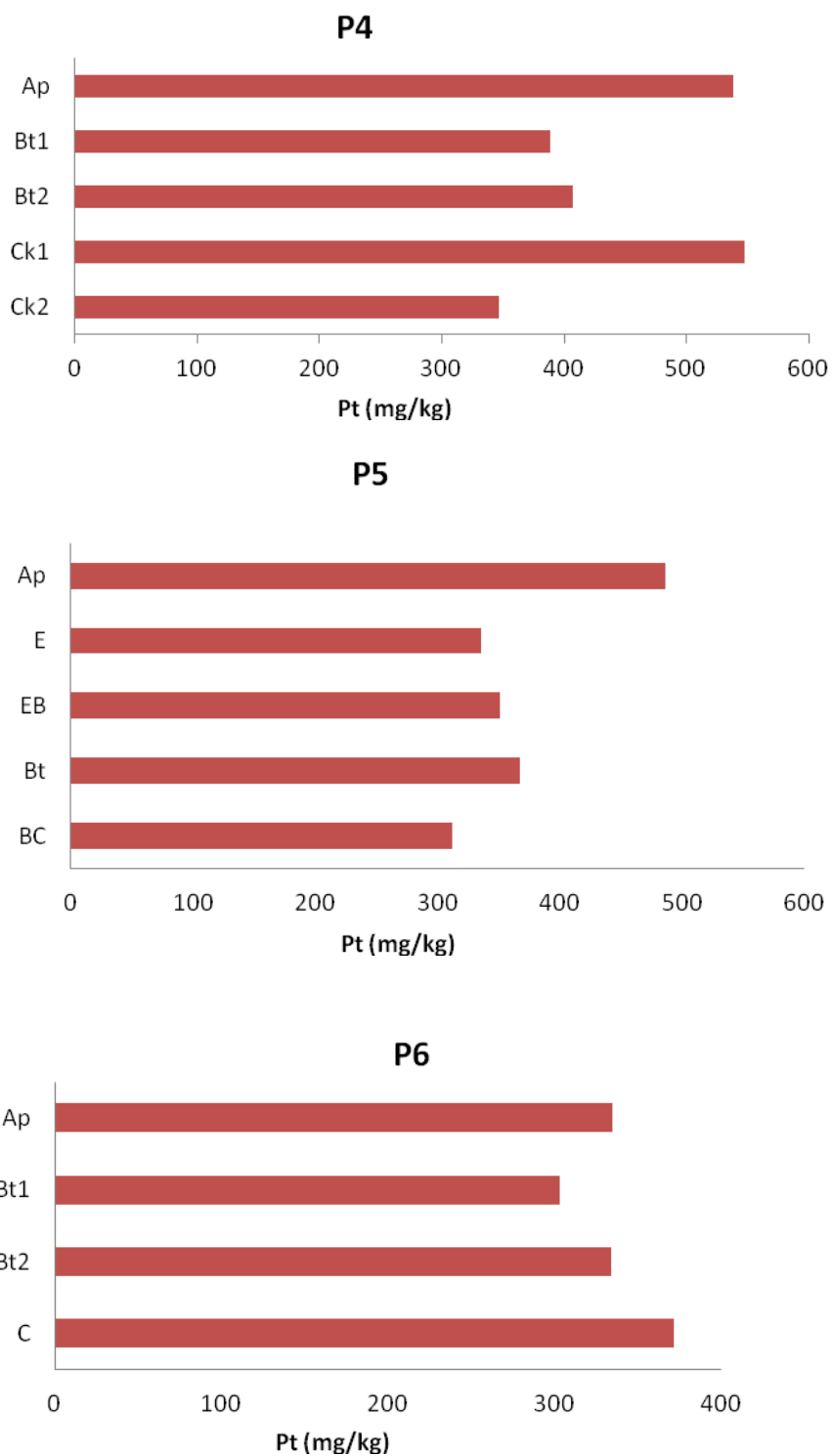
ότι τα μικρότερα επίπεδα του Pt στις P7 και P8 οφείλονται στη μικρότερη περιεκτικότητα του μητρικού τους πετρώματος σε P_2O_5 , συγκριτικά με την αντίστοιχη της στην εδαφοτομή P9. Το γεγονός αυτό ενισχύεται επιπρόσθετα και από τη διαφορετική ορυκτολογική σύσταση του μητρικού τους πετρώματος, η οποία επιδρά καθοριστικά στα επίπεδα του εκχυλιζόμενου P με αρ.HCl.

Στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα P, η συγκέντρωση του Pt κυμαίνεται από 303.73 mg/kg έως 549.76 mg/kg, παρουσιάζοντας όμως διαφορετική κατανομή με το βάθος μεταξύ των P4-P5-P6.

Πιο συγκεκριμένα, στην εδαφοτομή P4 παρατηρούνται δύο ζώνες συσσώρευσης του Pt, οι οποίες χαρακτηρίζονται από παρόμοιες συγκεντρώσεις P. Ειδικότερα, η πρώτη ζώνη εμφανίζεται στον επιφανειακό ορίζοντα ως αποτέλεσμα των εισροών του P και η δεύτερη στον καλσικό ορίζοντα Ck1 ως απόρροια της ισχυρής επίδρασης των εδαφικών συστατικών (οξείδια Fe, Al και $CaCO_3$) στις αντιδράσεις του P. Σύμφωνα με τον Smeck (1973), η ισχυρή επίδραση των εδαφογενετικών διεργασιών (ελουβίωση - ιλλουβίωση), των συνθηκών υδρομορφίας, καθώς και των εδαφικών συστατικών (ανθρακικά άλατα οξείδια σιδήρου, αργιλίου) (Runge and Riecken, 1966) μπορούν να συμβάλουν στην έντονη ανακατανομή του ολικού φωσφόρου στο εδαφικό προφίλ, με συνέπεια να εμφανίζονται δυο ζώνες συσσώρευσης του Pt. Όπως προέκυψε από τα ερευνητικά αποτελέσματα των Runge and Riecken (1966) και Smeck (1973), η κατανομή του Pt στο εδαφικό προφίλ εμφάνιζε την ακόλουθη εικόνα: υψηλές τιμές στην επιφάνεια, με σταδιακή μείωση στους ανώτερους B ορίζοντες και, εν συνεχεία, απότομη αύξηση στους κατώτερους B ή ανώτερους C ορίζοντες με τελική μείωση των τιμών του στο μητρικό υλικό, σε επίπεδα αντιπροσωπευτικά της περιεκτικότητας του μητρικού πετρώματος σε P (όπως στην P4).

Η επίδραση των εξωτερικών εισροών P (λίπανση) στη συγκέντρωση του Pt είναι ιδιαίτερα εμφανής στην P5, στην οποία η συγκέντρωση του ολικού φωσφόρου στον επιφανειακό ορίζοντα είναι σχεδόν δύο φορές μεγαλύτερη από την αντίστοιχη στο μητρικό υλικό (Σχήμα 25). Συνδυάζοντας αυτά τα αποτελέσματα με τα φυσικοχημικά χαρακτηριστικά της (ατελής υδρομορφία και υψηλά ποσοστά άμμου σε όλο το εδαφικό προφίλ της), μπορεί κανείς να συμπεράνει ότι η ποσότητα της εφαρμοζόμενης P λίπανσης στην P5 επηρεάζει με πιο έντονο τρόπο την κατανομή του Pt.

Σε αντίθεση με τις P4 και P5, στην P6, παρουσιάζεται μικρή μεταβολή των συγκεντρώσεων του ολικού φωσφόρου με το βάθος (Σχήμα 25). Σύμφωνα με τα αναλυτικά δεδομένα της κλασμάτωσης του P, το γεγονός αυτό οφείλεται κυρίως στα χαμηλά επίπεδα του υπολειμματικού φωσφόρου στην επιφάνεια, συγκριτικά με τα αντίστοιχά του στους κατώτερους ορίζοντες (Πίνακας 86), έτσι ώστε, παρά την εφαρμοζόμενη P-λίπανση κατά την καλλιεργητική περίοδο και τα επαρκή επίπεδα του διαθέσιμου P στον επιφανειακό ορίζοντα, να εμφανίζονται παρόμοιες τιμές Pt σε όλη την εδαφική κατατομή της P6.



Σχήμα 25: Κατανομή του ολικού φωσφόρου (Pt) (mg/kg) στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου.

Κατόπιν σύγκρισης των σταθμισμένων μέσω τιμών του Pt μεταξύ των εδαφοτομών P4, P5 και P6, διαφαίνονται σημαντικές διαφορές στα επίπεδα του που οφείλονται κυρίως στο κλάσμα του υπολειμματικού P (Πίνακες 90 και 91), στο οποίο και αποδίδεται το 61.39 % της παραλλακτικότητας των συνολικών τιμών του Pt. Από

τις σχέσεις μεταξύ των εδαφικών ιδιοτήτων και του υπολειμματικού φωσφόρου προκύπτει πως το 44 % της παραλλακτικότητας των ολικών τιμών του H_2SO_4/H_2O_2 -Pi για το σύνολο των εξεταζομένων εδαφοτομών (N=14) αποδίδεται στην ποσοστιαία περιεκτικότητάς τους σε άργιλο, ενώ το 59.36 % σε ελεύθερα οξείδια Fe. Τα αποτελέσματα αυτά, σε συνδυασμό με τα αντίστοιχα του πίνακα 87, οδηγούν στο συμπέρασμα ότι τα οξείδια του Fe αποτελούν την κυριότερη εδαφική παράμετρο που συμβάλλει στα διαφορετικά επίπεδα του υπολειμματικού φωσφόρου μεταξύ των εξεταζομένων εδαφών με μέτρια διαθεσιμότητα P, και κατά συνέπεια του ολικού P.

Πίνακας 90: Συγκρίσεις των σταθμισμένων μέσω τιμών των κλασμάτων του φωσφόρου μεταξύ των εξεταζομένων εδαφοτομών (P4, P5 και P6) με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου σύμφωνα με τη μέθοδο t-test.

Κλάσματα P	P4-P5	P5-P6	P4-P6
Ρητίνη-Pi	M.Σ	M.Σ	M.Σ
NaHCO₃- Pi	M.Σ	M.Σ	M.Σ
NaHCO₃- Po	M.Σ	M.Σ	M.Σ
NaOH- Pi	M.Σ	M.Σ	M.Σ
NaOH- Po	M.Σ	M.Σ	M.Σ
αρ.HCl-Pi	*	M.Σ	*
π.HCl- Pi	*	M.Σ	M.Σ
π.HCl-Po	M.Σ	M.Σ	*
H₂SO₄/H₂O₂-Pi	*	*	*
Pt	*	*	*

*: στατιστικά σημαντική διαφορά (p<0.01)

M.Σ.: μη στατιστικά σημαντική διαφορά.

Πίνακας 91: Σταθμισμένες μέσες τιμές των κλασμάτων του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου.

Εδαφ.	Ρητίνη-Pi	NaHCO₃- Pi	NaHCO₃- Po	NaOH- Pi	NaOH- Po	αρ.HCl- Pi	π.HCl- Pi	π.HCl- Po	H₂SO₄/H₂O₂- Pi	Pt
P4	6.78	6.98	16.23	8.27	37.07	45.37	86.45	48.34	197.38	452.87
P5	14.89	19.41	13.59	20.21	38.00	28.22	63.28	39.69	133.87	371.16
P6	13.77	12.72	5.75	7.99	25.64	15.46	70.99	25.62	162.38	340.32

4.3.2β Κλασμάτωση του φωσφόρου σε εδάφη με φυσική βλάστηση

Η απουσία των εισροών του φωσφόρου (λίπανση) στα φυσικά οικοσυστήματα έχει ως αποτέλεσμα η συμπεριφορά των γεωχημικών και βιολογικών κλασμάτων του P, καθώς και οι σχετικές αναλογίες μεταξύ αυτών, να καθορίζονται από τις εδαφικές ιδιότητες (π.χ. το μητρικό υλικό, την υδρομορφία), τις κλιματικές συνθήκες και το είδος της φυσικής βλάστησης (Johnson et al., 2003, McDowell and Stewart, 2005).

Η μεγάλη διαφοροποίηση αυτών των παραγόντων στο εδαφικό σύστημα, σε συνδυασμό με τα ελλιπή ερευνητικά δεδομένα της κλασμάτωσης του P σε δασικά μεσογειακά εδάφη, καθιστούν ενδιαφέρουσα τη μελέτη των μορφών του P σε εδάφη της Ελλάδας με φυσική βλάστηση. Γι' αυτό τον λόγο επιλέχθηκαν τρεις εδαφοτομές από τον νομό Κιλκίς (P10, P11 και P12), οι οποίες έχουν αναπτυχθεί σε όξινα πετρώματα (τόφος, ρυόλιθος και μοσχοβιτικός γνευσιοσχιστόλιθος) και χαρακτηρίζονται από την παρουσία δασικής βλάστησης (π.χ. κέδρος, δρυς).

Οι συγκεντρώσεις των διαφόρων κλασμάτων του φωσφόρου, όπως προέκυψαν από την πειραματική διαδικασία, παρουσιάζονται συγκεντρωτικά στον πίνακα 92 για τις P10, P11 και P12, ενώ στο σχήμα 26 παρουσιάζεται το ποσοστό κάθε κλάσματος του φωσφόρου σε σχέση με τον ολικό φώσφορο (Pt).

Πίνακας 92: Συγκεντρώσεις των διαφόρων κλασμάτων του φωσφόρου στα εδάφη με φυσική βλάστηση (mg/kg).

P10 Οριζ.	Βάθος (cm)	Ρητίνη- Pi	NaHCO ₃ - Pi	NaHCO ₃ - Po	NaOH- Pi	NaOH- Po	αρ.HCl- Pi	π.HCl- Pi	π.HCl- Po	H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ - Pi	Pt
A	0-18	9.50	8.02	15.03	55.82	43.50	28.81	117.32	13.52	230.80	522.32
BA	18-30	38.20	20.22	9.40	72.32	26.72	41.60	157.10	16.60	243.61	625.77
Bt	30-65	76.33	38.85	9.23	111.30	14.3	43.72	193.42	7.85	258.43	753.41
BC	65-88	87.42	44.61	7.90	140.11	9.30	47.90	214.80	8.25	276.40	836.68
C1	88- 117	43.80	36.72	5.23	150.90	8.54	31.35	248.73	9.34	310.91	845.52
C2	117- 150+	19.33	23.14	4.41	96.52	7.03	18.76	171.94	5.20	285.74	632.05

P11 Οριζ.	Βάθος (cm)	Ρητίνη- Pi	NaHCO ₃ - Pi	NaHCO ₃ - Po	NaOH- Pi	NaOH- Po	αρ.HCl- Pi	π.HCl- Pi	π.HCl- Po	H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ - Pi	Pt
A	0-24	20.20	11.64	18.70	26.80	64.71	10.82	129.24	22.30	169.54	473.95
BA	24-45	14.40	10.42	16.41	33.03	45.62	9.54	148.03	12.10	173.80	463.35
Bt	45-68	8.76	5.83	15.94	46.52	36.74	7.90	156.81	16.24	175.83	470.57
BC	68-82	8.12	5.54	5.82	39.60	21.8	7.62	153.70	8.44	163.75	414.39
C1	82-98	5.56	5.10	7.56	38.80	16.0	6.26	151.42	6.95	156.82	394.47
C2	98- 119+	4.52	4.86	5.33	35.9	10.9	6.94	148.60	10.62	149.43	377.10

Πίνακας 92: Συγκεντρώσεις των διαφόρων κλασμάτων του φωσφόρου στα εδάφη με φυσική βλάστηση (mg/kg) (συνέχεια).

P12 Οριζ.	Βάθος (cm)	Ρητίνη-Pi	NaHCO ₃ -Pi	NaHCO ₃ -Po	NaOH-Pi	NaOH-Po	αρ.HCl-Pi	π.HCl-Pi	π.HCl-Po	H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ -Pi	Pt
A	0-19	7.60	5.42	9.64	16.8	33.8	11.52	72.50	15.82	125.83	298.91
BA	19-41	4.92	4.91	8.26	13.70	29.70	10.34	87.83	12.40	134.74	306.77
Bt ₁	41-68	4.93	4.50	3.73	7.43	24.71	5.10	96.33	23.12	167.01	336.85
Bt ₂	68-104	4.90	3.74	3.44	9.50	17.52	16.42	89.20	26.80	149.82	321.34
BC	104-122	4.95	4.94	6.82	9.91	11.76	73.04	84.46	16.84	113.82	326.54
C1	122-142	5.20	4.53	5.40	9.12	13.03	87.73	75.01	7.12	108.33	315.47
C2	142-170+	5.40	3.162	4.17	7.63	14.85	77.92	71.95	6.08	116.78	307.942

Μεταξύ των τριών εξεταζομένων εδαφοτομών, αξιοσημείωτη είναι η συμπεριφορά των κλασμάτων του φωσφόρου στην P10, η οποία χαρακτηρίζεται από ατελείς συνθήκες υδρομορφίας.

Σε αντίθεση με τα συμπεράσματα της πλειονότητας των ερευνητικών μελετών (Abekoe and Tiessen, 1998, Cassagne et al., 2000, Chiu et al., 2005) στην P10, οι υψηλότερες συγκεντρώσεις του βιοδιαθέσιμου (Ρητίνη-Pi: 87.42 mg/kg), καθώς και του ασθενούς προσροφημένου Pi στα εδαφικά κolloειδή (NaHCO₃-Pi: 44.61 mg/kg), παρουσιάζονται στον BC ορίζοντα (Πίνακας 92). Μάλιστα, οι Runge and Riecken (1966) και Smeck (1973) υποστηρίζουν πως η μεγαλύτερη διαθεσιμότητα του P σε κατώτερους εδαφικούς ορίζοντες είναι δυνατόν να παρατηρηθεί εξαιτίας παραγόντων, όπως:

- η απορρόφηση του P από τα φυτά,
- η επικράτηση ατελών ή κακών συνθηκών αποστράγγισης στην εδαφική κατατομή,
- η ταυτόχρονη μετακίνηση της αργίλου με το κλάσμα του διαθέσιμου φωσφόρου.

Πρόσφατα, οι Kleinman et al. (2007) διαπίστωσαν ότι οι επικρατούσες συνθήκες υδρομορφίας στην εδαφική κατατομή επηρεάζουν σημαντικά τα επίπεδα των διαθέσιμων Pi μορφών. Ειδικότερα, οι Williams et al. (2010) αναφέρουν πως η επικράτηση αναγωγικών-αναερόβιων συνθηκών σε κατακλυσμένα εδάφη αυξάνει τις ανόργανες διαθέσιμες μορφές του P σύμφωνα με τις κάτωθι διαδικασίες:

- τη μετατροπή των δυσδιάλυτων Fe-P (έγκλειστες P ενώσεις στο εσωτερικό των οξειδίων Fe) σε πιο ευδιάλυτες σίδηρο-φωσφορούχες ενώσεις, λόγω αναγωγής του Fe³⁺ σε Fe²⁺,
- την υδρόλυση και διαλυτοποίηση των Fe-P και Al-P ενώσεων με τη δράση των μικροοργανισμών του εδάφους,
- τη μεταβολή της αντίδρασης των όξινων εδαφών σε ουδέτερη, η οποία ευνοεί τη διαλυτοποίηση των Fe-P και Al-P ενώσεων.

Επιπρόσθετα, οι Wang et al. (2008) υποστηρίζουν ότι υπό αναερόβιες-αναγωγικές συνθήκες τα φωσφορικά ιόντα μετακινούνται από τους ανώτερους ορίζοντες σε μεγαλύτερα βάθη. Εκεί ακινητοποιούνται λόγω της επίδρασης των επικρατουσών οξειδωτικών συνθηκών και της προσρόφησής τους στην ενεργή επιφάνεια των εδαφικών κolloειδών (άμορφα οξείδια Fe). Εκ των ως άνω

συμπεραίνεται ότι η επικράτηση ατελών συνθηκών στράγγισης στην P10, σε συνδυασμό με την ουδέτερη αντίδρασή της (Πίνακας 61), πιθανόν συμβάλλει στην αύξηση των ανόργανων διαθέσιμων φωσφορικών ενώσεων στους Βt/BC ορίζοντες. Κατά συνέπεια, η εδαφοτομή P10 χαρακτηρίζεται από υψηλότερες σταθμισμένες μέσες τιμές των κλασμάτων Ρητίνη-Pi και NaHCO₃-Pi (Πίνακας 94), οι οποίες διαφέρουν σημαντικά σε σχέση με τις αντίστοιχες στις P11 και P12 (Πίνακας 93).

Πίνακας 93: Συγκρίσεις των σταθμισμένων μέσων τιμών των κλασμάτων του φωσφόρου μεταξύ των εξεταζομένων εδαφοτομών (P10, P11 και P12) με φυσική βλάστηση, σύμφωνα με τη μέθοδο t-test.

Κλάσματα-P	P10-P11	P11-P12	P10-P12
Ρητίνη-Pi	*	Μ.Σ	*
NaHCO ₃ - Pi	*	Μ.Σ	*
NaHCO ₃ - Po	Μ.Σ	*	Μ.Σ
NaOH- Pi	*	Μ.Σ	*
NaOH- Po	*	*	Μ.Σ
αρ. HCl-Pi	*	*	Μ.Σ
π. HCl- Pi	*	*	*
π. HCl-Po	Μ.Σ	Μ.Σ	Μ.Σ
H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ -Pi	*	*	*
Pt	*	*	*

*: στατιστικά σημαντική διαφορά (p<0.01)

Μ.Σ.: μη στατιστικά σημαντική διαφορά

Σε αντίθεση με την P10, στις P11 και P12 τα διαθέσιμα Pi κλάσματα (Ρητίνη-Pi, NaHCO₃-Pi) κυμαίνονται σε χαμηλότερα επίπεδα (Πίνακας 92), εμφανίζοντας τις υψηλότερες τιμές τους στον επιφανειακό ορίζοντα, όπου παρουσιάζεται το μέγιστο της οργανικής ουσίας. Οι Smeck (1973) και Zamuner et al. (2008) υποστηρίζουν ότι η μέγιστη διαθεσιμότητα των Pi ενώσεων στην επιφάνεια των φυσικών οικοσυστημάτων οφείλεται στη σημαντική συνεισφορά του βιολογικού κύκλου του P και στην απελευθέρωση των ευδιάλυτων Pi μορφών κατά την ανοργανοποίηση της οργανικής ουσίας.

Έντονη διαφοροποίηση στα επίπεδα του P παρατηρούνται και στο τρίτο στάδιο της διαδοχικής κλασμάτωσης του φωσφόρου, στο οποίο, όπως έχει ήδη αναφερθεί, εκχυλίζονται Pi μορφές με μέτριο βαθμό δέσμευσης στην επιφάνεια των άμορφων και εν μέρει κρυσταλλικών οξειδίων Fe, Al. Ειδικότερα, στην P10 οι συγκεντρώσεις του NaOH-Pi κυμαίνονται από 55.82 mg/kg έως 150.90 mg/kg, με τη μέγιστη τιμή του να παρουσιάζεται στον ορίζοντα C1 με τα υψηλότερα ποσοστά σε ενεργά συστατικά προσρόφησης του P (άμορφα και ελεύθερα οξείδια Fe, Al) (Πίνακες 62 και 63). Επίσης, υψηλότερες συγκεντρώσεις του μέτρια διαθέσιμου Pi στο μητρικό υλικό παρατηρήθηκαν από τους Γασπαράτο και συνεργάτες (2004) σε ένα όξινο Alfisol με φυσική βλάστηση, εξαιτίας του μετασχηματισμού του κλάσματος NaHCO₃-Pi σε NaOH-Pi.

Στην P10, οι αυξημένες συγκεντρώσεις του μέτρια διαθέσιμου φωσφόρου στο μητρικό υλικό ενδεχομένως να οφείλονται στην επίδραση του μητρικού πετρώματος (τόφος - όξινο μεταφαιστειακό πέτρωμα) στις γεωχημικές μορφές του P, μέσω της άμεσης επίδρασής του στις χημικές ιδιότητές της (οξείδια Fe, Al). Σύμφωνα με τα γεωλογικά δεδομένα της περιοχής μελέτης, το μητρικό πέτρωμα επί του οποίου έχει αναπτυχθεί η P10 προέρχεται από όξινα ηφαιστειακά πετρώματα (ρυόλιθος). Αξίζει να σημειωθεί πως η Τσαουσιδου (2008), ερευνώντας την επίδραση του μητρικού πετρώματος στις εδαφικές ιδιότητες ερυθρών μεσογειακών εδαφών, διαπίστωσε ότι επί των ρυολιθίων αναπτύσσονται εδάφη με υψηλή περιεκτικότητα σε ελεύθερα οξείδια Fe καθώς και σε ολικές μορφές Fe. Δεδομένου αυτού του γεγονότος, διαπιστώνεται ότι η ρυολιθική προέλευση του μητρικού πετρώματος της P10 ενδεχομένως συντελεί στη συσσώρευση μετρίως δεσμευμένων Pi μορφών στα οξείδια Fe, Al στον C1, όπου και εμφανίζεται το μέγιστο ποσοστό του NaOH-Pi (18.9% του Pt, Πίνακας παραρτ. 12).

Μια εξίσου σημαντική παράμετρος που πρέπει να ληφθεί υπόψη στη συμπεριφορά του NaOH-Pi στην εδαφοτομή P10 είναι η ατελής υδρομορφίας της. Αρκετές ερευνητικές εργασίες αναφέρουν ότι υπό αναερόβιες συνθήκες παρατηρούνται υψηλές συγκεντρώσεις NaOH-Pi, εξαιτίας του μετασχηματισμού των δυσδιάλυτων Fe-P ενώσεων σε πιο ευδιάλυτες (Chacon et al., 2005). Οι Chacon et al. (2008), εφαρμόζοντας τη διαδοχική κλασμάτωση των Hedley et al. (1982) σε περιοδικά κατακλυσμένα δασικά εδάφη, συνήγαγαν το συμπέρασμα ότι όταν επικρατούσαν οι εντονότερες αναγωγικές συνθήκες τότε εμφανίζονταν και τα υψηλότερα επίπεδα βιοδιαθέσιμου και μέτρια διαθέσιμου Pi (NaOH-Pi).

Στην εδαφοτομή P11, οι τιμές του NaOH-Pi κυμαίνονται από 26.80 mg/kg έως 46.52 mg/kg, παρουσιάζοντας το μέγιστό τους στον αργιλικό ορίζοντα. Το αποτέλεσμα αυτό δείχνει ότι στο εδαφικό προφίλ της P11, όπως και της P10, το κλάσμα του NaOH-Pi συσσωρεύεται σε εδαφικούς ορίζοντες με υψηλή προσροφητική ικανότητα σε P (Κεφ. 4.4.1γ) (Chiu et al., 2005, Hartono et al., 2006).

Εκτός από την προσροφητική ικανότητα των εδαφών σε φώσφορο, την υδρομορφία και τον βαθμό της εξέλιξης του εδάφους, τα επίπεδα του NaOH-Pi σε εδάφη με φυσική βλάστηση ή με χαμηλή διαθεσιμότητα P καθορίζονται και από τη συγκέντρωση του διαθέσιμου P (Neufedlet et al., 2000, Hartono et al., 2006, Chacon et al., 2008). Μεταξύ των παραμέτρων αυτών, οι εδαφοτομές P10 και P11 διαφέρουν κυρίως ως προς την υδρομορφία αλλά και ως προς τη διαθεσιμότητα του εδαφικού P (Πίνακας 92). Κατά συνέπεια, η μικρότερη συγκέντρωση $P_{t-avail}$ στην P11 (μέση σταθμισμένη τιμή: 30.62 mg/kg) (Πίνακας 94), συγκριτικά με την αντίστοιχη στην P10 (87.64 mg/kg), πιθανόν έχει συμβάλει στη μετακίνηση των φωσφορικών ιόντων από τη μέτρια στην άμεσα διαθέσιμη πηγή P, προκειμένου να επιτευχθεί ο επαρκής εφοδιασμός των αναπτυσσόμενων φυτών σε αφομοιώσιμες Pi ενώσεις.

Βασιζόμενοι στα παραπάνω αποτελέσματα, προκύπτει ότι η μικρότερη διαθεσιμότητα φωσφόρου στην P12 και η μικρή προσροφητική της ικανότητα σε φώσφορο (Κεφ. 4.4.1γ) συντελούν στην εμφάνιση μικρότερων σταθμισμένων μέσων τιμών του κλάσματος NaOH-Pi, οι οποίες διαφέρουν στατιστικά σημαντικά από τις αντίστοιχες στις P10 και P11 (Πίνακας 93).

Πίνακας 94: Σταθμισμένες μέσες τιμές των κλασμάτων του φωσφόρου στα εδάφη με φυσική βλάστηση.

Εδαφοτομές	Ρητίνη- Pi	NaHCO ₃ - Pi	NaHCO ₃ - Po	NaOH- Pi	NaOH- Po	αρ.ΗCl- Pi	π.ΗCl- Pi	π.ΗCl- Po	H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ - Pi	Pt
P10	48.11	30.65	7.88	110.31	15.30	34.49	190.61	8.99	272.38	718.73
P11	10.78	7.48	12.36	36.43	34.83	8.33	147.14	13.55	165.54	436.44
P12	5.32	4.30	5.48	10.21	20.47	37.66	83.13	16.33	133.76	316.68

Στο δεύτερο στάδιο της κλασμάτωσης του P, τα επίπεδα του διαθέσιμου οργανικού φώσφορου (NaHCO₃-Po) κυμαίνονται γύρω από τα 3.44-18.70 mg/kg, παρουσιάζοντας φθίνουσα κατανομή με το βάθος, όπως και η οργανική ουσία (Turner et al., 2004). Η θετική επίδραση των οργανικών συστατικών του εδάφους στη διαθεσιμότητα του Po είναι ιδιαίτερα εμφανής στα υπό μελέτη εδάφη με φυσική βλάστηση. Εν προκειμένω αρκεί η σύγκριση με τα επίπεδα των διαθέσιμων Pi, Po μορφών στον επιφανειακό ορίζοντα, μεταξύ των τριών εδαφοτομών. Όπως προκύπτει από τους πίνακες 61, 66, 71 και 92, η μέγιστη συγκέντρωση των κλασμάτων Ρητίνη-Pi, NaHCO₃-Pi και NaHCO₃-Po παρουσιάζεται στον Α ορίζοντα της P11 με τη σχετικά μεγαλύτερη περιεκτικότητα σε οργανική ουσία (3.25%).

Τα χαμηλά ποσοστά του NaHCO₃-Po (0.4-4% του Pt, Πίνακες παραρτ. 12, 13 και 14) και τα αντίστοιχα του διαθέσιμου P υποδηλώνουν ότι ένα σημαντικό μέρος των διαθέσιμων Po ενώσεων μπορεί να έχει ήδη ανοργανοποιηθεί. Σε κάθε περίπτωση, η επάρκεια/ανεπάρκεια του διαθέσιμου P ασκεί καθοριστική επίδραση στη συγκέντρωση των εκχυλιζόμενων οργανικών φωσφορικών ενώσεων με το NaHCO₃ (McGill and Gole, 1981). Μάλιστα, η ανεπαρκής διαθεσιμότητα P ενεργοποιεί την ανοργανοποίηση των εύκολα αποδομήσιμων Po ενώσεων, με συνέπεια τη μείωση της συγκέντρωσής τους στο εδαφικό σύστημα. Η διαδικασία αυτή διαρκεί μέχρι να μειωθούν σε αρκετά χαμηλά επίπεδα οι συγκεντρώσεις των φυσικών πηγών του Po (ζωικά, φυτικά υπολείμματα) στο εδαφικό σύστημα, επιφέροντας την επακόλουθη ενεργοποίηση της αποσάθρωσης των πιο σταθερών ανόργανων μορφών του P (Tiessen et al., 1992).

Στα εξεταζόμενα εδάφη με φυσική βλάστηση, οι τιμές του λόγου C/Po ή του δείκτη ανοργανοποίησης-ακινητοποίησης των Po ενώσεων είναι μικρότερες της κρίσιμης τιμής (200) (Πίνακες 61, 66 και 71) σε όλο το εδαφικό προφίλ των τριών εδαφοτομών. Αυτό το αποτέλεσμα καθορίζει ότι η ανοργανοποίηση του ολικού Po μπορεί να συνεισφέρει μελλοντικά στον εμπλουτισμό της διαθέσιμης πηγής του εδαφικού φωσφόρου με εύκολα αφομοιώσιμες Pi μορφές. Σε δασικά εδάφη, η ανοργανοποίηση του Po στον επιφανειακό ορίζοντα αυξάνει τη διαθεσιμότητα του εδαφικού φωσφόρου κατά 10%-15% στα υγρά, τροπικά δασικά οικοσυστήματα, ενώ στα εύκρατα εδάφη από 5% έως 10% (Jonhson et al., 2003). Ως εκ τούτου, θεωρείται ότι είναι δυνατό να παρατηρηθούν δασικά εδάφη τόσο με υπερέπάρκεια φωσφόρου υπό υγρές τροπικές περιβαλλοντικές συνθήκες όσο και με ανεπαρκή επίπεδα διαθέσιμου σε περιοχές με έντονη ξηρασία.

Στα φυσικά οικοσυστήματα, δηλαδή στα εδάφη με θαμνώδη-πούδη βλάστηση, ο ολικός οργανικός φώσφορος και κυρίως το κλάσμα NaOH-Po αντιπροσωπεύουν πολύ υψηλό ποσοστό του ολικού φωσφόρου (10-30% του Pt), έτσι ώστε να αποτελεί τη δεύτερη επικρατέστερη μορφή P μετά τον υπολειμματικό-P (Hedley et al., 1982, Tiessen et al., 1992, Ozgul et al., 2007). Το φαινόμενο αυτό παρατηρείται κυρίως σε όξινα, έντονα εξελιγμένα, τροπικά εδάφη, όπου η υψηλή υγρασία και οι επικρατούσες όξινες συνθήκες επιβραδύνουν την ανοργανοποίηση του οργανικού φωσφόρου,

μειώνοντας έτσι τις απώλειές του από το εδαφικό σύστημα (Tiessen et al., 1984, Johnson et al., 2003). Γι' αυτό τον λόγο, στα εδάφη αυτά οι οργανικές μορφές του φωσφόρου χαρακτηρίζονται ως οι κυριότεροι ρυθμιστές της διαθεσιμότητας του P, όσο και των σχετικών αναλογιών μεταξύ των διαφόρων ανόργανων μορφών του.

Στα εδάφη της παρούσας μελέτης, το NaOH-Po αποτελεί τη δεύτερη επικρατέστερη μορφή P μετά τα δυσδιάλυτα Pi κλάσματα (π.HCl-Pi + H₂SO₄/H₂O₂-Pi) στον επιφανειακό τους ορίζοντα (εξαιρέση P10), αντιπροσωπεύοντας ~10% του Pt, το οποίο μειώνεται απότομα στους κατώτερους ορίζοντες. Το αποτέλεσμα αυτό, σε συσχέτισμό με τα χαμηλότερα ποσοστά του NaHCO₃-Po σε σχέση με του NaOH-Po καθώς και με την ισχυρή συσχέτιση μεταξύ των NaOH-Po και Ρητίνη-Pi (Πίνακας 102β, Κεφ. 4.3.4β), φανερώνει ότι μεγάλο μέρος του ολικού οργανικού φωσφόρου (~50% του Po,t) στα εξεταζόμενα εδάφη (κυρίως στις P11 και P12) βρίσκεται σε μορφή με μέτρια διαθεσιμότητα, που εφοδιάζει σχετικά μακροπρόθεσμα την πηγή του βιοδιαθέσιμου Pi στο εδαφικό σύστημα. Τα αποτελέσματα αυτά αντιτίθενται στα αντίστοιχα των Chen et al. (2003) και McDowell and Stewart (2005) σε τροπικά δασικά εδάφη. Βάσει των προαναφερθέντων, το ριζικό σύστημα των δένδρων (ειδικότερα των κωνοφόρων) και οι κλιματικές συνθήκες προκαλούν εντονότερη ανοργανοποίηση των Po ενώσεων, με συνέπεια τα επίπεδα των διαθέσιμων Pi μορφών να είναι υψηλότερα από τα αντίστοιχα των Po, σε εδάφη με κωνοφόρο δασική βλαστήση.

Στο τέταρτο στάδιο της διαδοχικής κλασμάτωσης του φωσφόρου, οι τιμές του αρ.HCl-Pi στην P10 κυμαίνονται από 18.76 έως 47.90 mg/kg, αναλογώντας κατά μέσο όρο στο 5.09% του ολικού φωσφόρου στο εδαφικό προφίλ (Πίνακας παραρτ. 12). Τα χαμηλά ποσοστά του κλάσματος αυτού στην P10 συμφωνούν με τις μικρές τιμές του λόγου του ενεργού σιδήρου στην εδαφική κατατομή (Fe₂O₃/Fe₂O_{3d}: ~0.13, Πίνακας 79), επιβεβαιώνοντας τον υψηλό βαθμό εξέλιξης της (Abekoe and Tiessen, 1998, Araujo et al., 2004).

Από τη μελέτη της κατανομής του αρ.HCl-Pi με το βάθος στην εδαφοτομή P10 διαπιστώνεται πως η μέγιστη τιμή αυτού του κλάσματος παρουσιάζεται στον ορίζοντα BC με την υψηλότερη περιεκτικότητα σε άργιλο. Το αποτέλεσμα αυτό φανερώνει ότι το κλάσμα αυτό του P μπορεί να αποτελείται από σταθερές Ca-P ενώσεις, δηλαδή από απατίτες διαστάσεων αργίλου που επικαλύπτονται από την παρουσία των οξειδίων του Fe (Stevenson and Cole, 1999). Σύμφωνα με τους Syers et al. (1969), το γεγονός αυτό παρεμποδίζει την αποσάθρωση των απατιτών, επιφέροντας τη διατήρηση του αρ.HCl-Pi σε υψηλές συγκεντρώσεις σε όξινα εδάφη.

Στην εδαφοτομή P11, η συγκέντρωση του εκχυλιζόμενου φωσφόρου με το αραιό υδροχλώριο κυμαίνεται από 6.26 mg/kg έως 10.82 mg/kg (Πίνακας 92), παρουσιάζοντας την ελάχιστη τιμή του στο μητρικό υλικό. Οι Abekoe and Tiessen (1998) υποστηρίζουν ότι η φθίνουσα κατανομή του αρ. HCl-Pi με το βάθος, καθώς και οι πολύ μικρές τιμές του στο εδαφικό προφίλ, δεν φανερώνουν μόνο τον υψηλό βαθμό εξέλιξης της εδαφοτομής, αλλά και την πραγματοποίηση έντονων πεδογενετικών διεργασιών ακόμα και στους κατώτερους ορίζοντες.

Λαμβανομένων υπόψη της μικρής διακύμανσης των τιμών του αρ.HCl-Pi στην P11 και των χημικών ιδιοτήτων του, διαφαίνεται πως η επικράτηση ισχυρά όξινων συνθηκών σχεδόν σε όλη την εδαφική κατατομή (εκτός από τον A ορίζοντα) συντελούν στην εντονότερη αποσάθρωση των απατιτών και στα πολύ χαμηλά ποσοστά του αρ.HCl-Pi (μέσο ποσοστό: 2% του Pt) (Πίνακας παραρτ. 13). Παρόμοια ποσοστά σε έντονα εξελιγμένα εδάφη αναφέρουν και οι Hartono et al. (2005), ενώ οι Neufedlet et al. (2000) προτείνουν την παράλειψη του σταδίου αυτού κατά την εφαρμογή της διαδοχικής κλασμάτωσης των Hedley et al. (1982) σε ισχυρά όξινα Oxisols. Επιπρόσθετα, οι Valsmai-Jones et al. (1998) αναφέρουν ότι η αποσάθρωση

P12, οι τιμές των σταθερών οργανικών ενώσεων του φωσφόρου παρουσιάζουν αύξηση των τιμών τους στους Bt₁ και Bt₂ (Πίνακας 92) υποδηλώνοντας είτε την ενδεχόμενη παράλληλη μετακίνησή τους με τα οξείδια του Fe, Al και την άργιλο (George et al., 2007) είτε τη μείωση των επίπεδων τους στην επιφάνεια εξαιτίας των μετασχηματισμών τους σε πιο ευδιάλυτες οργανοφωσφορικές ενώσεις υπό συνθήκες ανεπάρκειας P.

Μεταξύ των τριών εδαφοτομών, η μικρότερη σταθμισμένη τιμή των εκχυλιζόμενων οργανικών ενώσεων με το πυκνό υδροχλώριο (π.HCl-Po) εμφανίζεται στην P10 (Πίνακας 94), η οποία χαρακτηρίζεται και από τη μεγαλύτερη συγκέντρωση διαθέσιμων Pi ενώσεων. Το γεγονός αυτό δείχνει ότι μεγάλος μέρος των εκχυλιζόμενων οργανικών ενώσεων του P με το π.HCl στην P10 πιθανόν έχει συμβάλει στην ανοργανοποίηση του οργανικού P, παρά την υψηλή περιεκτικότητά της σε ενεργά συστατικά προσρόφησης P (Schoenau et al., 1989, Tiessen and Moir, 1993). Παρόμοια αποτελέσματα αναφέρονται και από τους Γασπαράτο και συνεργάτες (2004), οι οποίοι προσδιόρισαν μόνο Pi ενώσεις στο στάδιο του π.HCl, σε ένα όξινο Alfisol, με φυσική βλάστηση.

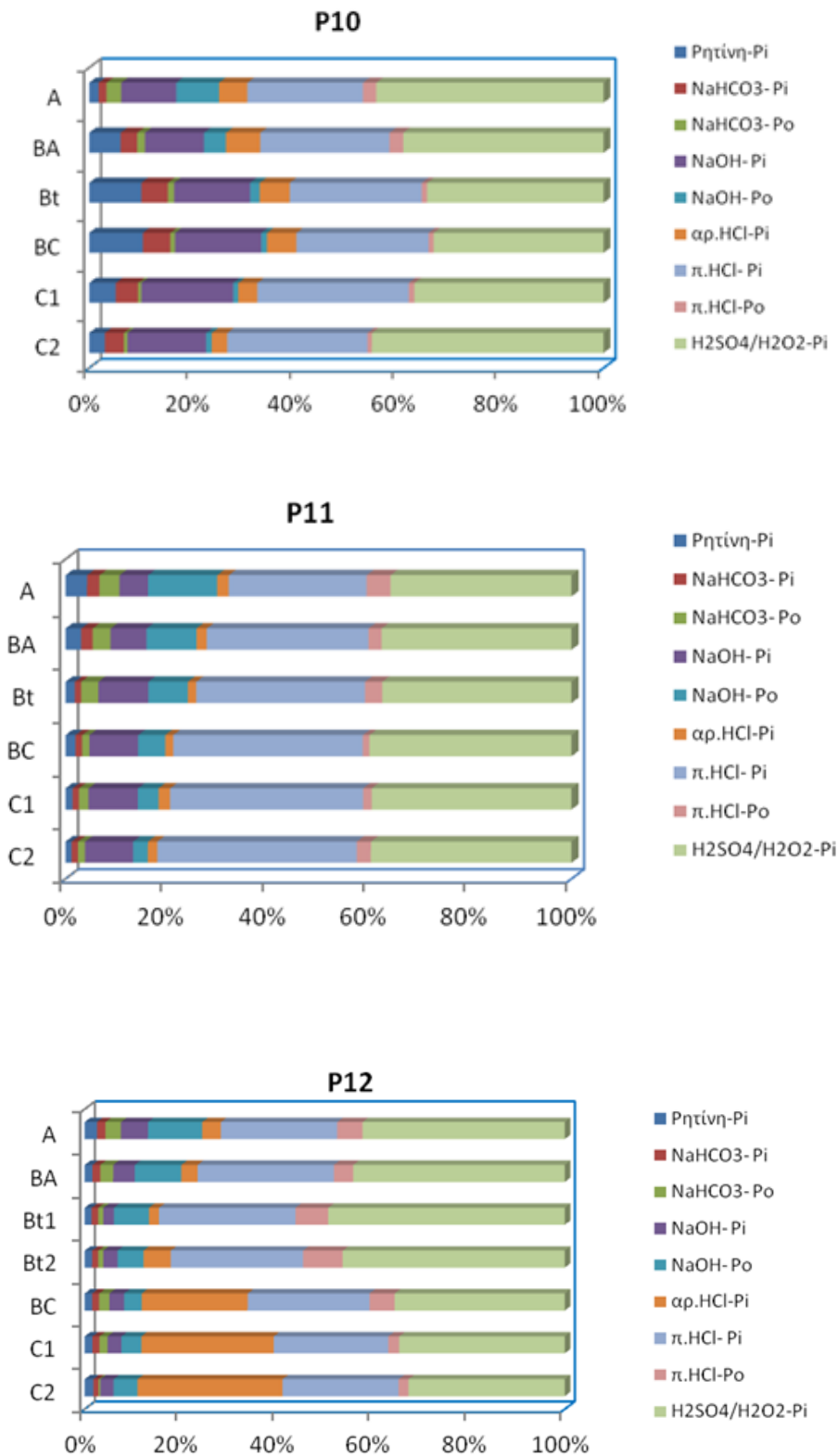
Λαμβανομένων υπόψη των δεδομένων της διαδοχικής κλασμάτωσης του φωσφόρου στα εξεταζόμενα εδάφη με φυσική βλάστηση, για την ποσοστιαία κατανομή των κλασμάτων του P με το βάθος προκύπτουν τα παρακάτω συμπεράσματα:

- Η ατελής αποστράγγιση στην P10, σε συνδυασμό με την υψηλή περιεκτικότητά της σε ενεργά συστατικά προσρόφησης P στους κατώτερους ορίζοντές της, ενδεχομένως διαφοροποιεί έντονα τη συμπεριφορά του P με το βάθος (Σχήμα 26). Δηλαδή, ενώ στους ανώτερους επιφανειακούς ορίζοντες το κλάσμα του υπολειμματικού και του έγκλειστου φωσφόρου αντιπροσωπεύουν το 67.71% του ολικού φωσφόρου, στους υποεπιφανειακούς ορίζοντες και κυρίως στους Bt-BC ορίζοντες παρατηρείται μία ανακατανομή μεταξύ των σταθερών (π.HCl-Pi, H₂SO₄/H₂O₂-Pi) και διαθέσιμων μορφών Pi (Ρητίνη-Pi, NaHCO₃-Pi και NaOH-Pi), το άθροισμα των οποίων αντιπροσωπεύει το ~60% του Pt και το 30% του Pt αντίστοιχα.

- Στην εδαφοτομή P11, η επικράτηση ισχυρά όξινων συνθηκών σε όλο το εδαφικό προφίλ (εκτός από τον A ορίζοντα) έχει ως αποτέλεσμα την πραγματοποίηση εντονότερων πεδογενετικών διεργασιών από τις αντίστοιχες στις P10 και P12. Το γεγονός αυτό συντελεί στην εντονότερη αποσάθρωση των απατιτών και στον μετασχηματισμό του απελευθερούμενου P από τις διαθέσιμες μορφές σε μη δεσμευμένες και δεσμευμένες (κυρίως) μορφές. Γι' αυτό τον λόγο, στην P11, το μεγαλύτερο ποσοστό του ολικού φωσφόρου (μέσο ποσοστό: 72.74% του Pt) (Πίνακας παραρτ. 13) αντιπροσωπεύεται από σταθερές δυσδιάλυτες Pi ενώσεις σε όλη την εδαφική κατατομή, φανερώνοντας ότι σε ισχυρά όξινα εξελιγμένα εδάφη, ο P είναι χημικά ακινητοποιημένος σε σταθερές φωσφορικές ενώσεις στα φυλλοπυριτικά ορυκτά και στα οξείδια Fe, Al (Σχήμα 26). Αμέση συνέπεια των επικρατούσων συνθηκών στην εδαφοτομή P11 είναι η διάτηρηση του ολικού ανόργανου διαθέσιμου φωσφόρου σε χαμηλά ποσοστά (Ρητίνη-Pi+NaHCO₃-Pi:3.93%), διατηρώνοντας όμως σε υψηλότερα ποσοστά τον οργανικό φώσφορο, λόγω της ασθενέστερης μικροβιακής δραστηριότητας σε ισχυρά όξινες συνθήκες (Turner et al., 2004).

- Στην P12, οι υψηλές συγκεντρώσεις του αρ.HCl-Pi στους κατώτερους ορίζοντές της μεταβάλλουν τη συμπεριφορά των μορφών του P μεταξύ των επιφανειακών οριζόντων και του μητρικού υλικού. Όπως προκύπτει από το σχήμα 26, στους αργιλικούς ορίζοντες και στην επιφάνεια το άθροισμα των σταθερών μορφών P (π.HCl-Pi+H₂SO₄/H₂O₂-Pi) αποτελούν τις επικρατέστερες μορφές του P, αντιπροσωπεύοντας, κατά μέσο όρο μέχρι τα 104 cm το 72.61% του Pt, ενώ στο μητρικό υλικό παρουσιάζεται έντονη μείωση του ποσοστού τους κατά ~16%. Το γεγονός αυτό υποδηλώνει ότι, ακόμη και εάν η εδαφοτομή P12 χαρακτηρίζεται από

έντονη εδαφική εξέλιξη, το μεγάλο ποσοστό των πρωτογενών ορυκτών του P στο μητρικό υλικό (έγκλειστος απατίτης στο μητρικό πέτρωμα) καθορίζει την ποσοστιαία αναλογία του P μεταξύ των σταθερών μορφών του (π.ΗCl-Pi και H₂SO₄/H₂O₂-Pi) και του αρ.ΗCl-Pi στην εδαφική κατατομή.



Σχήμα 26: Κατανομή των κλασμάτων του φωσφόρου, ως ποσοστά του ολικού φωσφόρου στα εδάφη με φυσική βλάστηση.

Σύμφωνα με όσα έχουν αναφερθεί, η επικράτηση των ανόργανων μορφών του φωσφόρου στο εδαφικό προφίλ των εξεταζομένων εδαφοτομών συντελεί ώστε μόνο το 10.45% του ολικού φωσφόρου να αντιπροσωπεύεται από οργανικές μορφές. Αναλυτικότερα, το μικρότερο ποσοστό των ολικών οργανικών μορφών του P ($P_{o,t}$: 4% του Pt), (Πίνακας 94) παρουσιάζεται στην εδαφοτομή με ατελή αποστράγγιση, ενώ αρκετά υψηλότερα είναι τα επίπεδά του στις P11 και P12 ($P_{o,t}$: 14% του Pt και 13% του Pt αντίστοιχα). Το γεγονός αυτό πιθανόν να οφείλεται σε δύο άμεσες συνέπειες των επικρατούντων συνθηκών υδρομορφίας στην P10:

- στη συσσώρευση των διαθέσιμων Pi κλασμάτων εις βάρος των οργανικών ή/και
- στην ανοργανοποίηση των Po ενώσεων εξαιτίας της αργής αποστράγγισης των εδαφικών πόρων από το νερό και συνεπώς της παρατεταμένης διάρκειας των αναερόβιων συνθηκών.

Οι deMello et al. (1998) και Newman and Pietro (2001) υποστηρίζουν ότι υπό παρατεταμένες συνθήκες κατάκλισης τα επίπεδα του οργανικού φωσφόρου στο εδαφικό σύστημα μειώνονται κυρίως στα εδάφη με υψηλή περιεκτικότητα σε οργανική ουσία, χωρίς όμως να αναφέρουν τα αίτια της ανοργανοποίησης του Po.

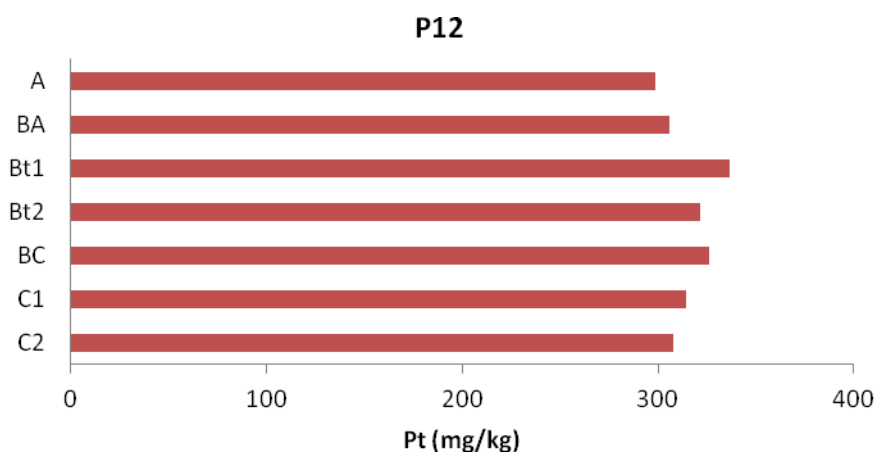
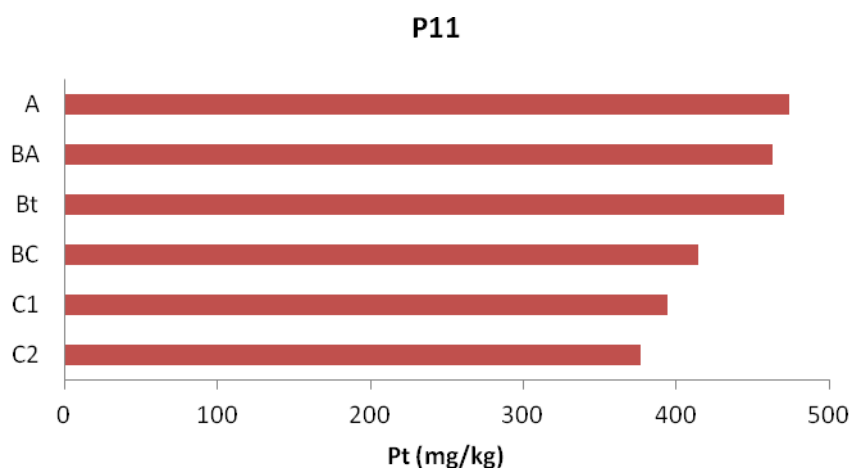
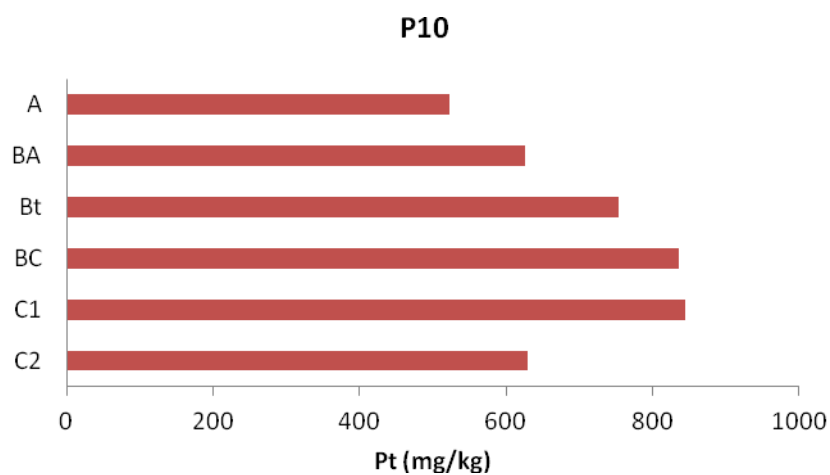
Ολικός φώσφορος-ολικός διαθέσιμος

Η κατανομή του ολικού φωσφόρου (Pt) και του ολικού διαθέσιμου φωσφόρου ($P_{t-avail}$) στις P10, P11 και P12 με φυσική βλάστηση παρουσιάζεται στα σχήματα 27 και 28α, β αντίστοιχα.

Όπως προκύπτει από το σχήμα 27, μεταξύ των τριών εξεταζομένων εδαφών παρουσιάζεται μεγάλη διαφοροποίηση στην κατανομή και στη διακύμανση των τιμών του Pt. Αναλυτικότερα, στην P10, οι τιμές του ολικού φωσφόρου κυμαίνονται από 522.32 mg/kg έως 845.52 mg/kg, εμφανίζοντας αύξουσα κατανομή με το βάθος (Σχήμα 27). Σχεδόν παρόμοια κατανομή του Pt στο εδαφικό προφίλ έντονα εξελιγμένων εδαφών αναφέρεται από τους Udo and Ogunwale (1977) και Abekoe and Tiessen (1998). Οι ερευνητές απέδωσαν το γεγονός αυτό στην υψηλότερη περιεκτικότητα του μητρικού υλικού σε ενεργά συστατικά δέσμευσης του P σε σχέση με τους ανώτερους ορίζοντες. Το ίδιο συμβαίνει και στην εδαφοτομή P10, στην οποία τα πιο υψηλά επίπεδα του ολικών μορφών του P παρουσιάζονται στους BC/C1 ορίζοντες με υψηλή προσροφητική ικανότητα σε P (Πίνακας 112) και με αυξημένα ποσοστά οξειδίων Fe, Al (Πίνακες 62 και 63).

Σε αντίθεση με την P10, στην εδαφοτομή P11 τα επίπεδα του ολικού φωσφόρου παραμένουν σταθερά μέχρι τα 68 cm (~500 mg/kg), παρουσιάζοντας μια βαθμιαία μείωση των τιμών του στους κατώτερους ορίζοντες (Σχήμα 27). Το αποτέλεσμα αυτό, σε συσχέτισμό με τα χημικά χαρακτηριστικά της P11, δείχνει ότι τα υψηλότερα επίπεδα της οργανικής ουσίας στην επιφάνεια καθώς και η υψηλή προσροφητική ικανότητα του αργιλικού ορίζοντα σε P (Πίνακες 66 και 112) συντελούν στα υψηλότερα επίπεδα του Pt στους A/Bt ορίζοντες σε σύγκριση με το μητρικό υλικό.

Στην εδαφοτομή P12, ο ολικός φώσφορος (Pt) κυμαίνεται από 298.91 mg/kg έως 336.85 mg/kg και παρουσιάζει μια σχετικά μικρή ζώνη αύξησης των τιμών του στον αργιλικό ορίζοντα (Bt1) σε σχέση με τους υπερκείμενους (Σχήμα 27). Εκ της κατανομής των οξειδίων του Fe, Al και της αργίλου (Πίνακες 83 και 84) διαπιστώνεται ότι ενδεχομένως η συν-μετακίνηση των συστατικών αυτών μαζί με τον P ευνοεί την αύξηση των επιπέδων του ολικού φωσφόρου στον Bt1 ορίζοντα της P12. Σε παρόμοια συμπεράσματα κατέληξαν και Smeck and Runge (1971), αφού διερεύνησαν την κατανομή του Pt σε τροπικά Oxisols, στη Βιρτζίνια, καθώς και οι Loganathan and Sutton (1987) σε Ultisols στη Νιγηρία.

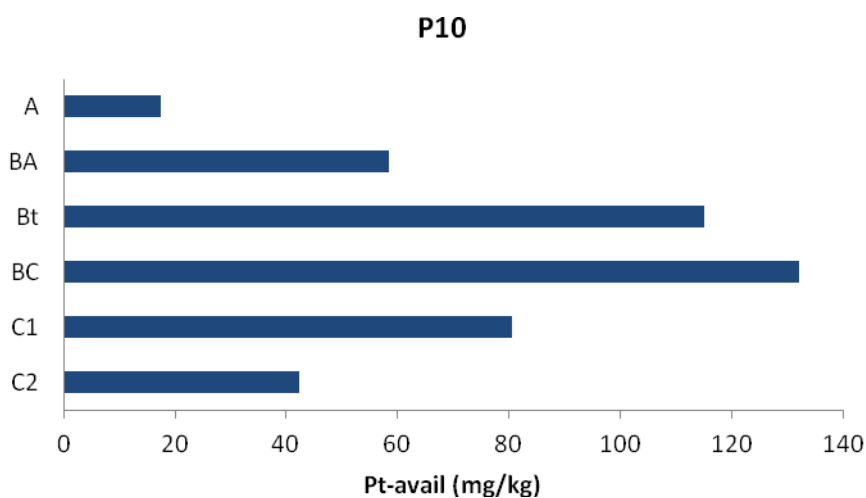


Σχήμα 27: Κατανομή του ολικού φωσφόρου (Pt) (mg/kg) στις εξεταζόμενες εδαφοτομές με φυσική βλάστηση.

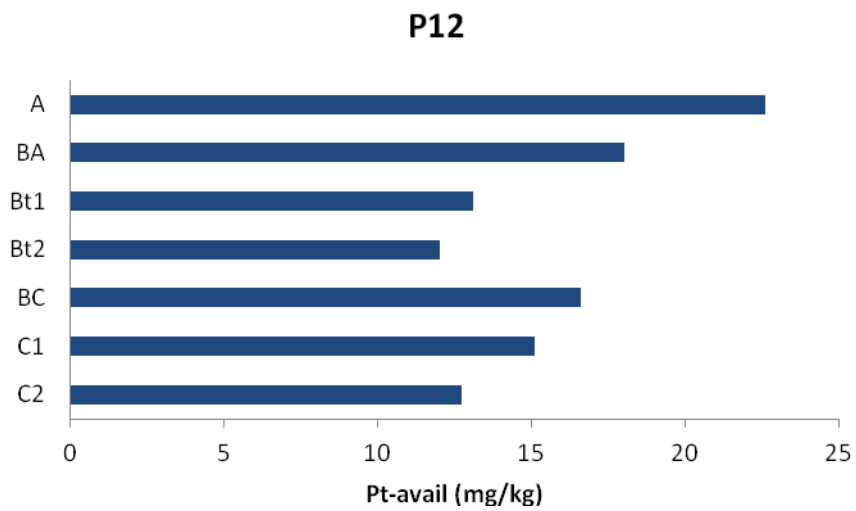
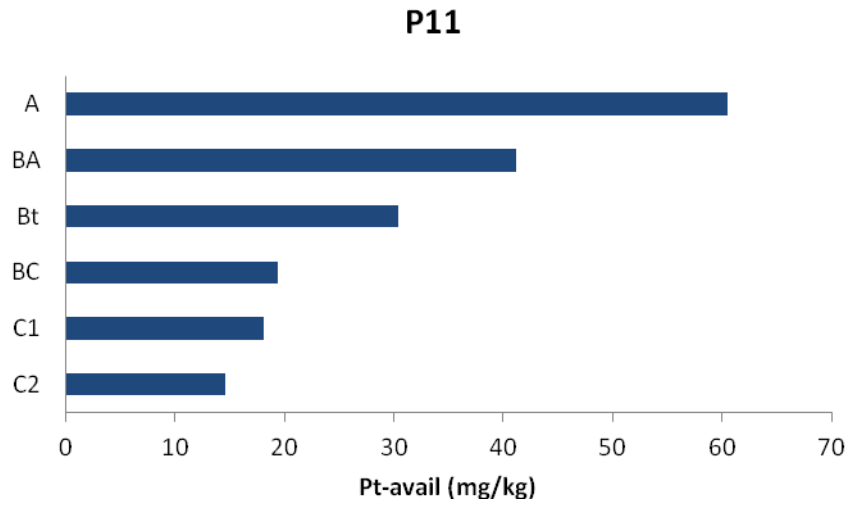
Από τη σύγκριση των επιπέδων του Pt μεταξύ των τριών εδαφοτομών συνάγεται ότι η μέγιστη σταθμισμένη μέση τιμή του (718.73 mg/kg) παρουσιάζεται με την ατελώς αποστραγγιζόμενη εδαφοτομή (P10) (Πίνακας 94) με την υψηλότερη περιεκτικότητα σε άργιλο και οξείδια Fe, Al (Πίνακες 60, 62, και 63) και η ελάχιστη

του (Pt: 316.83 mg/kg) στην P12, η οποία χαρακτηρίζεται από τα χαμηλότερα ποσοστά σε ενεργά συστατικά προσρόφησης P (άργιλος, οξείδια Fe, Al) (Πίνακες 70, 72 και 73). Η ισχυρή επίδραση των συστατικών αυτών στα επίπεδα του ολικού P ενισχύεται τόσο από τη θετική συσχέτιση μεταξύ αυτών των παραμέτρων (Κεφ. 4.3.3β) όσο και από τη στατιστικά σημαντική διαφορά των σταθμισμένων μέσων τιμών του Pt και των εδαφικών συστατικών μεταξύ των P10-P12 και P11-P12 (Πίνακας 93 και Πίνακας παραρτ. 18). Τοιουτοτρόπως, η διακύμανση των τιμών του Pt στα εξεταζόμενα εδάφη με φυσική βλάστηση καθορίζεται από τις εδαφικές ιδιότητες, οι οποίες επηρεάζονται από το μητρικό πέτρωμα (Hartono et al., 2005, 2006, Tsaousidou et al., 2008) και εν μέρει από τις επικρατούσες συνθήκες υδρομορφίας (π.χ P10).

Στα υπό μελέτη εδάφη, η συγκέντρωση του ολικού διαθέσιμου φωσφόρου κυμαίνεται από 10.68 mg/kg έως 139.91 mg/kg (Σχήμα 28α και 28β), αντιπροσωπεύοντας το 6%-12% του ολικού φωσφόρου στον επιφανειακό τους ορίζοντα (Πίνακας 94). Παρόμοια ποσοστά $P_{t-avail}$ (6%-19% του Pt) σε επιφανειακά τροπικά Alfisols με φυσική βλάστηση, αναφέρονται από τους Sharpley et al. (1985), Schoenau et al. (1989) και McKenzie et al. (1992b), στα οποία το 22%-60% του ολικού διαθέσιμου P αποτελούνταν από διαθέσιμες Po ενώσεις ($NaHCO_3-P_o$). Στις P10-P12 η οργανική πηγή του διαθέσιμου φωσφόρου αντιπροσωπεύει το 37%-46% του $P_{t-avail}$ στον A ορίζοντα (Πίνακες παραρτ. 12, 13 και 14), φανερώνοντας ότι στα υπό μελέτη εδάφη με ξηροθερμικές συνθήκες και φυσική βλάστηση τα κλάσματα Ρητίνη-Pi και $NaHCO_3-P_i$ επηρεάζουν σε πιο μεγάλο βαθμό τη διαθέσιμη πηγή του εδαφικού P σε σχέση με τις αφομοιώσιμες οργανικές μορφές P.



Σχήμα 28α: Κατανομή του ολικού διαθέσιμου ($P_{t-avail}$) (mg/kg) με το βάθος στην εδαφοτομή P10 με φυσική βλάστηση.



Σχήμα 28β: Κατανομή του ολικού διαθέσιμου ($P_{t-avail}$) (mg/kg) με το βάθος στις εδαφοτομές P11 και P12, με φυσική βλάστηση.

4.3.3 Μελέτη των σχέσεων μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου και των εδαφικών ιδιοτήτων

Η διερεύνηση των σχέσεων μεταξύ των εδαφικών ιδιοτήτων και των κλασμάτων του φωσφόρου πραγματοποιήθηκε με τον προσδιορισμό του παραμετρικού κατά Pearson συντελεστή συσχέτισης σε επίπεδο σημαντικότητας 0.5, 0.01 και 0.001, καθώς και με τις μεθόδους της ταξινομικής ανάλυσης και της πολλαπλής γραμμικής παλινδρόμησης. Τα αποτελέσματα των συσχετίσεων παρουσιάζονται αναλυτικά στις υποενότητες 4.3.3α και 4.3.3β, για τα καλλιεργούμενα και με φυσική βλάστηση εδάφη αντίστοιχα.

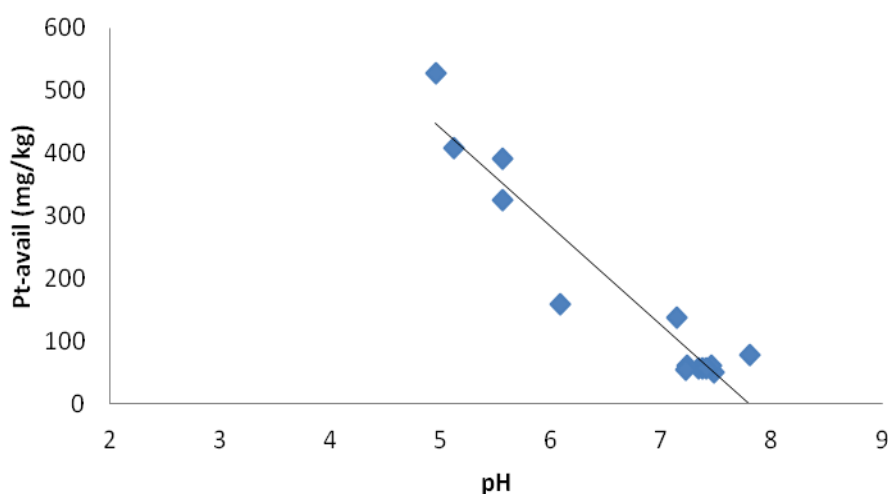
4.3.3α Καλλιεργούμενα εδάφη

4.3.3α₁ Καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου

Η πλειονότητα των ερευνητικών μελετών συγκλίνει στο ότι το pH αποτελεί μία από τις σημαντικότερες παραμέτρους στη διαθεσιμότητα του εδαφικού P τόσο σε όξινα όσο και σε ασβεστούχα εδάφη (Tiessen et al., 1984, Agbenin, 1996, Peltunvuori, 2006). Το γεγονός αυτό αποδίδεται από τους Brady and Weil (2008) στην ισχυρή επίδρασή του στο μη μόνιμο φορτίο των εδαφικών κolloειδών, αλλά και στο είδος των επικρατέστερων κατιόντων (π.χ. Fe, Al, Mn, Ca) στο εδαφικό διάλυμα.

Από τη μελέτη της σχέσης των παραμέτρων αυτών στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P προκύπτει μια ισχυρή αρνητική συσχέτιση (Πίνακας 95 και Σχήμα 29), η οποία περιγράφεται σύμφωνα με την εξίσωση 19:

$$Y_{P_{t-avail}} = 1280.51 - 166.481 * X_{pH} \quad (R^2: 93.35, p < 0.01) \quad (19)$$



Σχήμα 29: Συσχέτιση του ολικού διαθέσιμου φωσφόρου ($P_{t-avail}$) με το pH στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (N=14).

Το αποτέλεσμα αυτό, σε συνδυασμό με τη στατιστικά σημαντική αρνητική σχέση του $P_{t-avail}$ με το άθροισμα των βασικών ανταλλάξιμων κατιόντων ($Ca^{2+} + Mg^{2+}$) (Πίνακας 95), δείχνει ότι η αύξηση του εδαφικού pH με το βάθος, μειώνει τη διαθεσιμότητα του P, εξαιτίας του σχηματισμού δυσδιάλυτων Ca-P ή ($Ca^{2+} + Mg^{2+}$)-P ενώσεων (Stevenson and Cole, 1999). Το γεγονός αυτό ενδεχομένως να συνεπικουρείται και από την παρουσία ανθρακικών αλάτων στους BC/C ορίζοντες ($CaCO_3$: 0.22-2.12%) των τριών εδαφοτομών (Πίνακες 16, 21 και 26). Ερευνητική μελέτη των Bertrand et al. (2003), σε επιφανειακά αλκαλικά εδάφη, κατέληξε στο συμπέρασμα ότι όταν η περιεκτικότητά τους σε $CaCO_3$ είναι $>1\%$, τότε το

επικρατέστερο κατιόν του εδαφικού κολλοειδούς (ασβέστιο) ευνοεί τον σχηματισμό μη άμεσα αφομοιώσιμων Ca-P ενώσεων από την αναπτυσσόμενη καλλιέργεια.

Πίνακας 95: Συσχετίσεις μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου και των εδαφικών ιδιοτήτων στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (N=14).

Κλάσματα	P_{t-avail}	NaHCO₃- Po	NaOH- Pi	NaOH- Po	αρ.HCl- Pi	π.HCl- Pi	π.HCl- Po	H₂SO₄ /H₂O₂-Pi	Pt
Εδ.ιδιότητες									
K⁺	0.959	-0.182	0.933	-0.326	0.901	0.810	-0.007	0.548	0.923
pH	-0.966	0.383	-0.975	0.324	-0.892	-0.723	-0.169	-0.610	-0.939
Ca²⁺ + Mg²⁺	-0.639	0.369	-0.718	-0.157	-0.491	-0.394	-0.639	-0.572	-0.667
I.A.K.	-0.317	0.304	-0.431	-0.392	-0.171	-0.167	-0.716	-0.367	-0.366
Fe₂O_{3o}	-0.148	0.033	-0.236	-0.415	-0.030	-0.037	-0.559	-0.369	-0.225
Al₂O_{3o}	-0.145	0.184	-0.240	-0.378	-0.081	-0.049	-0.581	-0.461	-0.258
Fe₂O_{3d}	-0.341	0.235	-0.409	-0.214	-0.238	-0.261	-0.499	0.236	-0.236
Al₂O_{3d}	0.437	-0.121	0.385	-0.592	0.413	0.161	-0.452	0.418	0.411
MnO_{2d}	-0.305	-0.307	0.013	-0.340	-0.381	-0.086	-0.087	-0.485	-0.196
MnO_{2o}	-0.412	-0.413	0.054	-0.439	-0.338	-0.214	-0.218	-0.461	-0.253
Fe₂O_{3p+} Al₂O_{3p+} MnO_{2p}	0.950	-0.177	0.937	-0.292	0.851	0.668	0.031	0.394	0.862
O.O	0.681	-0.229	0.706	0.028	0.611	0.731	0.317	0.402	0.690
Ολικό N	0.744	-0.229	0.762	-0.062	0.687	0.777	0.267	0.493	0.764
S	0.404	-0.381	0.471	0.016	0.214	0.124	0.444	-0.175	0.251
Si	-0.376	-0.047	-0.358	-0.108	-0.562	-0.723	-0.079	-0.651	-0.578
C	-0.137	0.305	-0.196	0.028	0.095	0.231	-0.310	0.430	0.072

p<0.05 (r_≥0.532), p<0.01 (r_≥0.661), p<0.001 (r_≥0.780)

Σύμφωνα με το σχήμα 29, η μέγιστη τιμή του P_{t-avail} εμφανίζεται κυρίως στην περιοχή με όξινη αντίδραση (pH_≤5.5) (A/Bt ορίζοντας της P1, A/AB ορίζοντας της P2), γεγονός το οποίο βρίσκεται σε πλήρη ασυμφωνία με τα αποτελέσματα των περισσότερων ερευνητών (Hinsinger, 2001, Börling, 2003). Ειδικότερα, οι Dobermann et al. (2002) αναφέρουν ότι σε ισχυρά όξινα γεωργικά εδάφη παρατηρείται ανεπάρκεια P εξαιτίας της υψηλής δυσδιαλυτότητας των Fe-P και Al-P ενώσεων, με αποτέλεσμα την άμεση εφαρμογή P-λίπανσης. Παρ' όλα αυτά, στα υπό μελέτη εδάφη παρατηρούνται πολύ υψηλά επίπεδα P_{t-avail} (> 300 mg/kg), γεγονός που φανερώνει την ασθενέστερη επίδραση των οξειδίων του Fe, Al, σε σχέση με την ισχυρή εφαρμοζόμενη P-λίπανση κατά την καλλιεργητική περίοδο, στα επίπεδα των διαθέσιμων P ενώσεων. Οι Sims et al. (2002) υποστηρίζουν ότι η επίδραση των εδαφικών συστατικών στη διαθεσιμότητα του P είναι από ασθενής έως ασήμαντη σε εδάφη όπου οι συνεχείς και υψηλές εισροές φωσφόρου έχουν συμβάλει στον κορεσμό της προσροφητικής τους ικανότητας σε P, ώστε να μην μπορούν να συγκρατήσουν τα επιπρόσθετα φωσφορικά ιόντα, ακόμα και υπό ισχυρά όξινη συνθήκες. Υπό τις συνθήκες αυτές, οι Reddy et al. (1999) και Zheng et al. (2004) αναφέρουν ότι μεγάλο μέρος της περίσσειας του προστιθέμενου P παραμένει σε ευδιάλυτες μορφές στο εδαφικό σύστημα, αυξάνοντας έτσι τον κίνδυνο μεταφοράς του P στα επιφανειακά/υπόγεια ύδατα.

Στον αντίποδα, η οργανική ουσία και οι οργανικές μορφές των οξειδίων Fe, Al, Mn επηρεάζουν θετικά τη διαθεσιμότητα του εδαφικού P (Πίνακας 95). Παρόμοια τάση

μεταξύ των Al_2O_3p και του $P_{t-avail}$ παρατήρησαν και οι Wongchandaeng and Pirmpoon (2002) σε έντονα εξελιγμένα εδάφη στην Ταϊλάνδη ($r=0.598^{***}$). Βάσει της σχέσης αυτής, οι ερευνητές αυτοί κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι το κλάσμα του διαθέσιμου φωσφόρου αποτελείται εκτός από υδατοδιαλύτες P ενώσεις στο εδαφικό διάλυμα και από φωσφορικά ιόντα ασθενώς προσροφημένα στα οργανικά σύμπλοκα των οξειδίων Al. Σύμφωνα με τους Barrow and Shaw (1976), οι εκχυλιζόμενες διαθέσιμες ανόργανες και οργανικές μορφές φωσφόρου κατά το δεύτερο στάδιο της διαδοχικής κλασμάτωσης του P οφείλονται στη δράση δύο παραγόντων:

- του υψηλού pH του διαλύματος εκχυλίσης ($NaHCO_3$) (pH: 8.5),
- της ικανότητας των ανθρακικών ιόντων να εντείνουν τις αντιδράσεις ιοντικής ανταλλαγής, με υποκατάσταση μεταξύ των προσροφημένων φωσφορικών ιόντων στις οργανικές μορφές των οξειδίων του Fe, Al, Mn και των OH^- του εδαφικού διαλύματος.

Μεταξύ των υπό μελέτη εδαφικών ιδιοτήτων, αξιοσημείωτη είναι και η ισχυρή θετική σχέση του $P_{t-avail}$ με το ανταλλάξιμο κάλιο (Πίνακας 95). Παρόμοια αλλά ασθενέστερη τάση ($r=0.54$, $p<0.05$) μεταξύ των δεικτών διαθεσιμότητας του P (Olsen-P, M3-P) και του ανταλλάξιμου K^+ αναφέρεται και από τους Ige et al. (2006) σε 114 επιφανειακά δείγματα γεωργικών εδαφών από τον Καναδά. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα των ερευνητών, η στατιστικά σημαντική συσχέτιση μεταξύ των παραμέτρων αυτών οφείλεται στην εφαρμογή σύνθετων λιπασμάτων κατά την καλλιεργητική περίοδο για την ταυτόχρονη κάλυψη των αναγκών των αναπτυσσόμενων φυτών σε φώσφορο και κάλιο. Έτσι, δεδομένου ότι τα επίπεδα του ανταλλάξιμου καλίου στους επιφανειακούς ορίζοντες των εξεταζόμενων εδαφών υπερβαίνουν τα όρια επάρκειας του διαθέσιμου K^+ (0.5 meq/100g) (Sparks, 1996), συμπεραίνεται ότι στα υπό μελέτη γεωργικά εδάφη έχει ίσως εφαρμοστεί και K-λίπανση κατά την καλλιεργητική περίοδο. Ως εκ τούτου, οι επιφανειακοί ορίζοντες με τη μέγιστη διαθεσιμότητα P χαρακτηρίζονται και από τα υψηλότερα επίπεδα σε ανταλλάξιμο κάλιο.

Εάν συνδυαστούν τα αποτελέσματα των συσχετίσεων του $P_{t-avail}$ και του αρ.HCl-Pi με τις εδαφικές ιδιότητες, προκύπτει ότι και οι δύο μορφές του φωσφόρου επηρεάζονται θετικά από το ανταλλάξιμο K^+ (Πίνακας 95). Βάσει του ότι στα εξεταζόμενα καλλιεργούμενα εδάφη, το κλάσμα του αρ.HCl-Pi αποτελεί δείκτη του προστιθέμενου P-λιπάσματος σε συσχέτισμό με την πιθανή εφαρμογή K-λίπανσης κατά την καλλιεργητική περίοδο, η θετική σύνδεση μεταξύ του K^+ και του αρ.HCl-Pi υποδηλώνει ότι οι επιφανειακοί ορίζοντες με τη μέγιστη περιεκτικότητα σε ανταλλάξιμο κάλιο θα χαρακτηρίζονται από υψηλά επίπεδα διαθέσιμων και δευτερογενών Ca-P ενώσεων.

Σύμφωνα με τους Samadi and Gilkes (1998), τα οργανικά συστατικά του εδάφους αυξάνουν τη διαθέσιμη πηγή του οργανικού φωσφόρου (Po) κυρίως στα εδάφη με φυσική βλάστηση. Απεναντίας, από ασθενής έως ασήμαντη είναι η επίδρασή τους στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλές εισροές P. Το ίδιο συμβαίνει και στα γεωργικά εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα σε φώσφορο, όπου οι σχέσεις μεταξύ των οργανικών μορφών του P ($NaHCO_3$ -Po, $NaOH$ -Po και $\pi.HCl$ -Po) και της οργανικής ουσίας δεν είναι στατιστικά σημαντικές (Πίνακας 95), σε αντιδιαστολή με την ισχυρή επίδρασή της στα διαθέσιμα Pi κλάσματα.

Όπως είχε ήδη αναφερθεί και στην υποενότητα 4.3.2a₁, τα επίπεδα του άμεσα διαθέσιμου φωσφόρου (Pητίνη-Pi) στα υπό μελέτη εδάφη δεν επηρεάζονται από την περιεκτικότητά τους σε άργιλο ($r=0.13$, $p>0.05$). Ανάλογα αποτελέσματα καταγράφονται τόσο για τα κλάσματα του ολικού διαθέσιμου φωσφόρου ($P_{t-avail}$) όσο

και του ολικού φωσφόρου (Pt) (Πίνακας 95), τα οποία συγκλίνουν πλήρως με τα αντίστοιχα των Zheng et al. (2003). Βάσει της ερευνητικής τους μελέτης, η απουσία συσχέτισης μεταξύ των παραγόντων αυτών φανερώνει ότι η συγκέντρωση της εφαρμοζόμενης P-λίπανσης στις P1, P2 και P3 ήταν τόσο ισχυρή, ώστε να μειώσει την επίδραση της αργίλου στα επίπεδα του ολικού φωσφόρου και του $P_{t-avail}$. Οι Negassa and Leinweber (2009) ύστερα από εκτενή ανασκόπηση της βιβλιογραφίας συμπέραναν ότι ο βαθμός επίδρασης των φυλλοπυριτικών ορυκτών στη διαθεσιμότητα του φωσφόρου, καθώς και στον Pt σε τροπικά και εύκρατα γεωργικά εδάφη, καθορίζεται από την ποσότητα της εφαρμοζόμενης P-λίπανσης, αλλά και από τη διάρκεια της καλλιεργητικής περιόδου. Πιο συγκεκριμένα, σε μακροχρόνια καλλιεργούμενα επιφανειακά εδάφη με συνεχείς, υψηλές εισροές φωσφόρου (ενδεχομένως και στα εξεταζόμενα εδάφη), η συγκέντρωση του Pt θεωρείται ότι επηρεάζεται μόνο από τις εφαρμοζόμενες καλλιεργητικές πρακτικές (Simard et al., 1995, Beauchemin and Simard, 2000).

Εκ των ως άνω διαφαίνεται ότι στα εξεταζόμενα γεωργικά εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P η ισχυρή εφαρμοζόμενη P-λίπανση κατά την καλλιεργητική περίοδο μειώνει τον βαθμό επίδρασης των εδαφικών συστατικών στους μετασχηματισμούς τόσο των ανόργανων όσο και των οργανικών μορφών του φωσφόρου. Ως αποτέλεσμα, δεν είναι δυνατή η έμμεση εκτίμηση των επιπέδων των κλασμάτων του P μέσω των φυσικοχημικών τους ιδιοτήτων.

4.3.3α₂ Καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή και μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου

Σε αυτή την υποενοότητα, οι σχέσεις μεταξύ των μορφών του φωσφόρου και των εδαφικών συστατικών μελετώνται μόνο για τις εδαφοτομές P5-P6 με μέτρια διαθεσιμότητα P και για τις P7-P8 με χαμηλή διαθεσιμότητα P. Από κάθε υποκατηγορία αποκλείεται η P4 εξαιτίας της παρουσίας $CaCO_3$ στους κατώτερους ορίζοντες της και η P9 λόγω της διαφορετικής κατανομής των μορφών του P σε σχέση με την αντίστοιχη στις P7-P8 (Κεφ. 4.3.2β).

Η σχέση του $P_{t-avail}$ με τις εδαφικές ιδιότητες στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα P καταδεικνύει ότι το εδαφικό pH επηρεάζει αρνητικά τα επίπεδα των διαθέσιμων P ενώσεων (Πίνακας 96), όπως και στα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P. Συνδυάζοντας το αποτέλεσμα αυτό με τη διακύμανση των τιμών του pH στο εδαφικό προφίλ των P5 και P6 συμπεραίνεται, ότι το γεγονός αυτό οφείλεται κυρίως στην επικράτηση πιο αλκαλικών συνθηκών στο μητρικό πέτρωμα συγκριτικά με τις αντίστοιχες στην επιφάνεια (pH: 4.71-6.7), όπου και εφαρμόζονται οι καλλιεργητικές πρακτικές. Η ασθενέστερη επίδραση των ενεργών συστατικών δέσμευσης του φωσφόρου στο κλάσμα του ολικού διαθέσιμου P (π.χ άργιλος) (Πίνακας 96) σε σχέση με το pH, συντελεί ώστε το μεγαλύτερο ποσοστό (63.07%) της παραλλακτικότητας των συνολικών τιμών του $P_{t-avail}$ στα υπό μελέτη εδάφη να αποδίδεται στην εδαφική οξύτητα. Η σχέση μεταξύ των παραμέτρων αυτών περιγράφεται από την γραμμική εξίσωση 20:

$$Y_{Pt-avail} = 192.528 - 25.229 * X_{pH} \quad (\text{R-squared statistic: } 63.07\%, p < 0.05) \quad (20)$$

και μετατρέπεται ακόμα σε πιο ισχυρή, εάν στο ανώτερο γραμμικό μοντέλο, ενσωματωθούν τα βασικά ανταλλάξιμα κατιόντα (Εξίσωση 21), τα οποία συσχετίζονται σημαντικά με το εδαφικό pH ($r = 0.73-0.93$, $p < 0.05$, $N=9$).

$$Y_{Pt-avail} = 407.662 - 70.9244 * X_{pH} - 23.1527 * X_{Mg^{2+}} + 24.1612 * X_{Ca^{2+}} \quad (\text{R-Squared statistic: } 87.59\%, p < 0.01) \quad (21)$$

Πίνακας 96: Συσχετίσεις μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου και των εδαφικών ιδιοτήτων στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου (P5 και P6, N=9).

Κλάσματα Εδαφ. ιδιοτητες	P _{t-avail}	NaHCO ₃ - Po	NaOH- Pi	NaOH- Po	αρ. HCl- Pi	π. HCl- Pi	π. HCl- Po	H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ -Pi	Pt
K ⁺	0.616	0.495	0.605	0.523	0.533	-0.791	0.143	0.120	0.639
pH	-0.794	-0.879	-0.753	-0.567	-0.834	0.638	-0.089	0.617	-0.508
Ca ²⁺ + Mg ²⁺	-0.784	-0.872	-0.816	-0.444	-0.873	0.241	-0.183	0.564	-0.588
I.A.K	-0.683	-0.774	-0.764	-0.367	-0.817	-0.019	-0.280	0.439	-0.595
Fe ₂ O _{3o}	0.579	0.605	0.818	0.532	0.734	-0.453	0.273	-0.552	0.423
Al ₂ O _{3o}	0.477	0.626	0.276	0.145	0.484	-0.205	-0.006	-0.534	0.194
Fe ₂ O _{3d}	0.193	0.361	0.292	0.290	0.382	0.300	0.380	-0.536	0.106
Al ₂ O _{3d}	0.579	0.605	0.818	0.532	0.734	-0.453	0.273	-0.552	0.423
MnO _{2d}	-0.527	-0.607	-0.736	-0.649	-0.746	0.237	-0.736	0.509	-0.492
MnO _{2o}	0.494	0.575	0.666	0.412	0.698	0.075	0.578	-0.510	0.444
Fe ₂ O _{3p} +Al ₂ O _{3p} + MnO _{2p}	0.473	0.580	0.227	0.134	0.406	-0.362	-0.122	-0.498	0.153
O.O	0.741	0.835	0.555	0.245	0.721	-0.350	-0.023	-0.461	0.483
Ολικό N	0.782	0.849	0.600	0.261	0.752	-0.417	-0.049	-0.417	0.534
S	0.738	0.800	0.880	0.670	0.894	-0.310	0.528	-0.381	0.712
Si	0.193	0.361	0.292	0.290	0.382	0.300	0.380	-0.536	0.106
C	-0.666	-0.761	-0.810	-0.635	-0.845	0.186	-0.538	0.454	-0.623

p<0.05 (r≥0.666), p<0.010 (r≥0.798), p<0.01 (r≥0.898)

Στα εξεταζόμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P, το 74.23% της διακύμανσης των ολικών τιμών του P_{avail} αποδίδεται στην οργανική ουσία, η σχέση μεταξύ των οποίων περιγράφεται από την εξίσωση 22:

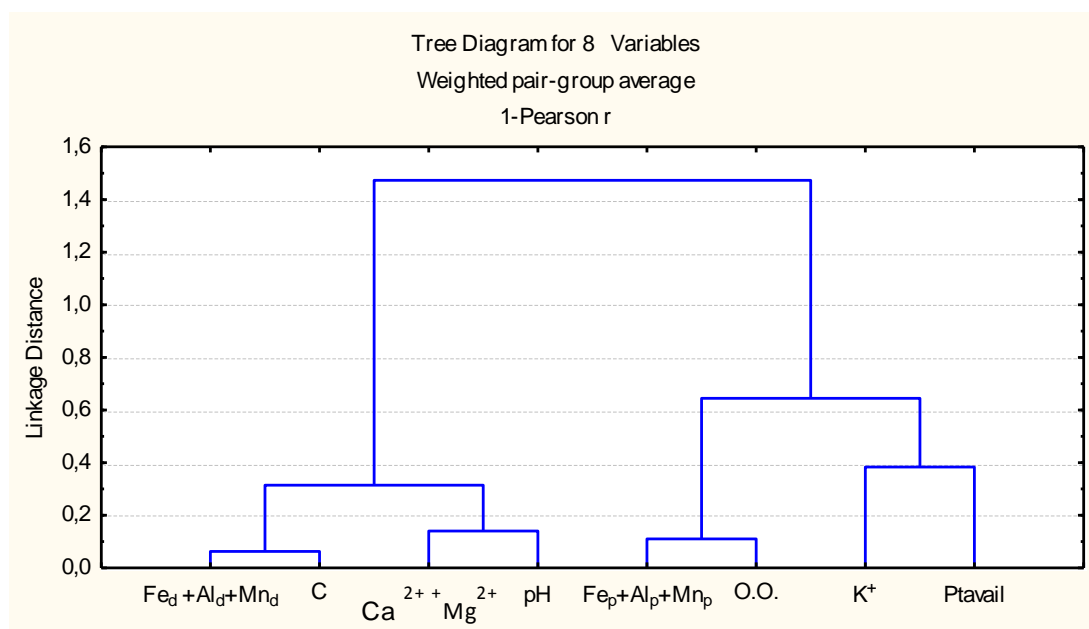
$$Y_{Pt-avail} = 9.68702 + 6.30883 * X_{org.ουσία}, R\text{-Squared statistic: } 74.03\%, p < 0.01 \quad (22)$$

Ο διαφορετικός βαθμός επίδρασης της οργανικής ουσίας στα επίπεδα του διαθέσιμου φωσφόρου μεταξύ των καλλιεργούμενων εδαφών με χαμηλή και μέτρια διαθεσιμότητα P είναι ιδιαίτερα εμφανής συγκρίνοντας τα δένδροδιαγράμματά τους (Σχήματα 30 και 31). Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της ταξινομικής ανάλυσης, η μικρή ενδοομαδική απόσταση μεταξύ της οργανικής ουσίας και του P_{t-avail} στα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (Σχήμα 31) αυξάνεται απότομα στα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα P (Σχήμα 30).

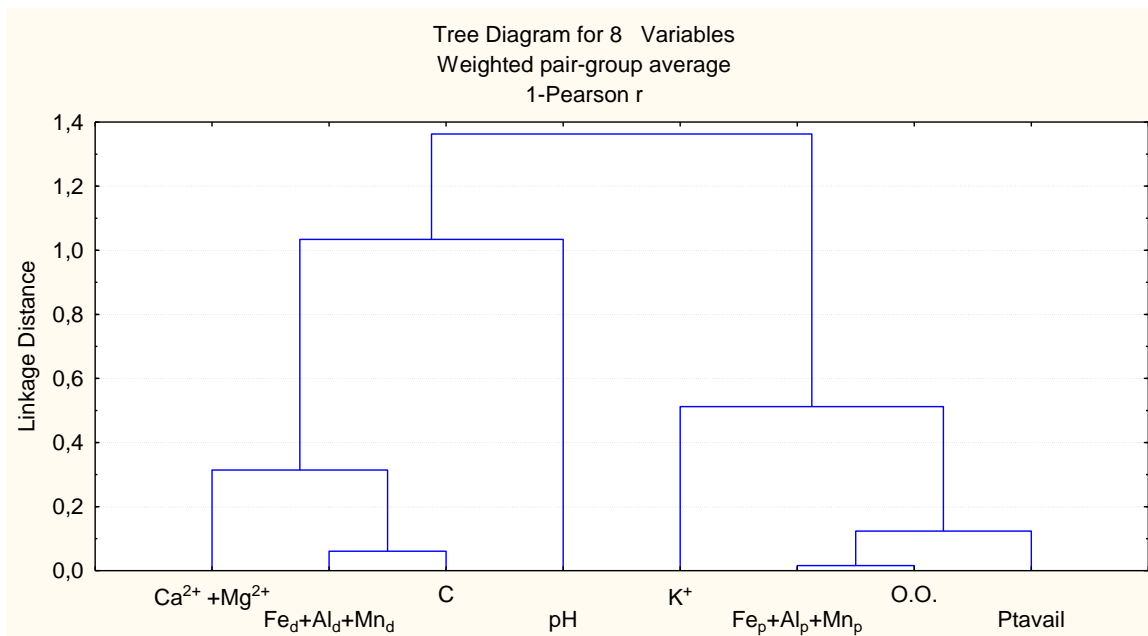
Πίνακας 97: Συσχετίσεις μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου και των εδαφικών ιδιοτήτων στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (P7 και P8, N=8).

Κλάσματα Εδαφ.ιδιότητες	P _{t-avail}	NaHCO ₃ - Po	NaOH- Pi	NaOH- Po	αρ.HCl- Pi	π.HCl- Pi	π.HCl- Po	H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ -Pi	Pt
K ⁺	0.205	0.507	0.468	0.500	-0.837	0.320	0.144	0.311	0.394
pH	-0.839	-0.758	-0.689	-0.887	0.696	-0.128	-0.456	0.491	-0.198
Ca ²⁺ +Mg ²⁺	0.205	0.507	0.468	0.500	-0.837	0.320	0.144	0.311	0.394
I.A.K.	-0.180	0.074	-0.052	0.112	-0.643	0.742	0.599	0.719	0.785
Fe ₂ O _{3o}	-0.787	-0.801	-0.697	-0.555	0.172	0.665	0.538	0.732	0.593
Al ₂ O _{3o}	0.160	0.468	0.306	0.449	-0.830	0.480	0.327	0.473	0.591
Fe ₂ O _{3d}	0.220	0.381	0.289	0.336	-0.853	0.719	0.530	0.471	0.709
Al ₂ O _{3d}	-0.109	-0.191	-0.178	-0.061	-0.433	0.959	0.828	0.561	0.859
MnO _{2d}	-0.772	-0.790	-0.859	-0.649	0.387	0.560	0.382	0.783	0.567
MnO _{2o}	-0.100	-0.230	-0.563	-0.083	-0.030	0.635	0.708	0.498	0.736
Fe ₂ O _{3p} + Al ₂ O _{3p} + MnO _{2p}	0.893	0.807	0.762	0.890	-0.685	-0.012	0.311	-0.596	0.035
O.O	0.859	0.778	0.777	0.856	-0.783	0.138	0.378	-0.488	0.144
Ολικό N	0.847	0.732	0.763	0.801	-0.772	0.187	0.409	-0.483	0.155
S	-0.272	-0.410	-0.656	-0.414	0.903	-0.588	-0.246	-0.230	-0.473
Si	0.510	0.425	0.839	0.389	-0.349	-0.144	-0.385	-0.513	-0.301
C	0.090	0.285	0.387	0.305	-0.878	0.731	0.446	0.482	0.668

p<0.05 (r≥0.707), p<0.01 (r≥0.834), p<0.001 (r≥0.925)



Σχήμα 30: Δενδροδιάγραμμα ταξινομικής ανάλυσης του ολικού διαθέσιμου φωσφόρου (P_{t-avail}) με τις φυσικοχημικές ιδιότητες στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου (P5 και P6, N=9).



Σχήμα 31: Δενδροδιάγραμμα ταξινομικής ανάλυσης του ολικού διαθέσιμου φωσφόρου με τις φυσικοχημικές ιδιότητες στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (P7 και P8, N=8).

Λαμβανομένων υπόψη των ανωτέρω αποτελεσμάτων σε συνδυασμό με τα χαμηλά επίπεδα του διαθέσιμου P στις P7 και P8 (Κεφ. 4.3.2β), μπορεί κανείς να συμπεράνει ότι η μελλοντική εφαρμογή οργανικών συστατικών (π.χ. οργανική λίπανση, ενσωμάτωση φυτικών υπολειμμάτων) σε αυτά τα εδάφη μπορεί να διατηρήσει τον $P_{t-avail}$ σε επαρκή επίπεδα κατά την καλλιεργητική περίοδο (Nwoke et al., 2004). Σε κάθε περίπτωση η ταυτόχρονη προσθήκη ανόργανης φωσφορικής και οργανικής (κοπριά) λίπανσης αυξάνει τα επίπεδα του διαθέσιμου φωσφόρου με τους εξής μηχανισμούς (Tisdale et al., 1993, Sheela, 2006):

- σχηματίζοντας οργανικά-φωσφορικά σύμπλοκα, τα οποία είναι άμεσα αφομοιώσιμα από τα φυτά,
- με τον ανταγωνισμό μεταξύ των οργανικών και φωσφορικών ιόντων για τις ίδιες θέσεις προσρόφησης φωσφόρου στα εδαφικά κολλοειδή,
- μειώνοντας τις θέσεις προσρόφησης του φωσφόρου στην επιφάνεια των οξειδίων του σιδήρου και του αργιλίου, υποκαθιστώντας τα αρχικά προσροφημένα φωσφορικά ιόντα σχηματίζοντας ενώσεις της μορφής, π.χ. Fe- ή Al-LOA [LOA: οργανικό ανιόν μικρού μοριακού βάρους (π.χ. οξαλικό)],
- με την προσρόφηση των οργανικών ανιόντων σε μη ειδικές θέσεις προσρόφησης, η οποία συντελεί στην αύξηση του αρνητικού φορτίου των εδαφικών κολλοειδών και, συνεπώς, στη μείωση της ηλεκτροστατικής έλξης των φωσφορικών ιόντων στην επιφάνεια των εδαφικών κολλοειδών,
- μέσω της απελευθέρωσης του περιεχόμενου φωσφόρου στα οργανικά συστατικά.

Από τη διερεύνηση των σχέσεων των εδαφικών ιδιοτήτων με τις οργανικές μορφές του φωσφόρου διαφαίνεται ότι στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια και χαμηλή διαθεσιμότητα P η οργανική ουσία και το ολικό άζωτο αποτελούν τις εδαφικές παραμέτρους με την ισχυρότερη θετική επίδραση στο κλάσμα του $\text{NaHCO}_3\text{-Po}$

(Πίνακας 96, Πίνακας παραρτ. 20). Το γεγονός αυτό, μαζί με τη θετική συσχέτιση μεταξύ των διαθέσιμων ανόργανων και οργανικών μορφών του φωσφόρου (Κεφ. 4.3.4α₂), ενισχύει τη συνεισφορά της οργανικής ουσίας στην αναπλήρωση των απωλειών του $P_{t-avail}$ στα υπό μελέτη εδάφη, μέσω της ορυκτοποίησης των εύκολα ανοργανοποιήσιμων P_o ενώσεων (Zhang and MacKenzie, 1997).

Η θετική επίδραση των άμορφων οξειδίων του Fe και του Al στο κλάσμα του NaOH-Pi έχει επισημανθεί από αρκετούς ερευνητές, τόσο σε εύκρατα όσο και σε τροπικά καλλιεργούμενα εδάφη. Μάλιστα, όσο υψηλότερη είναι η περιεκτικότητα των εδαφών στα συστατικά αυτά, τόσο μεγαλύτερη θα είναι συγκέντρωση του μέτρια διαθέσιμου Pi (Zheng et al., 2003). Παρ' όλα αυτά, στα εξεταζόμενα γεωργικά εδάφη, στατιστικά σημαντικά συσχετίσεις μεταξύ των παραμέτρων αυτών εμφανίζονται μόνο στα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα P (Πίνακες 95, 96 και 97). Βάσει των ανωτέρω, συνάγεται το συμπέρασμα ότι ο βαθμός επίδρασης των φυσικοχημικών ιδιοτήτων στο κλάσμα του NaOH-Pi είναι άμεσα καθοριζόμενος από το ισοζύγιο του εδαφικού φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη της παρούσας διατριβής (Ruiz et al., 1997, Adhami et al., 2007).

Μεταξύ των υπό μελέτη εδαφικών ιδιοτήτων, αξιοσημείωτη είναι και η θετική αλληλεπίδραση μεταξύ του NaOH-Pi και της οργανικής ουσίας (Πίνακας 97) στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P. Στα εδάφη αυτά, η θετική σχέση μεταξύ των ανόργανων και των οργανικών κλασμάτων του φωσφόρου (Πίνακας 100), σε συνδυασμό με τη θετική συσχέτισή τους με την οργανική ουσία, δείχνει ότι κατά την ανοργανοποίηση του P_o ο απελευθερούμενος Pi αυξάνει τα επίπεδα της διαθέσιμης και της μέτριας διαθέσιμης πηγής του ανόργανου φωσφόρου.

Όπως έχει ήδη αναφερθεί και στην υποενότητα 4.3.2α₂, η συμπεριφορά του αρ.HCl-Pi μεταβάλλεται έντονα μεταξύ των εξεταζόμενων εδαφών με μέτρια και χαμηλή διαθεσιμότητα P. Ως εκ τούτου, το pH εμφανίζει άλλοτε θετική και άλλοτε αρνητική συσχέτιση με τις Ca-P ενώσεις, ανάλογα με την πηγή προέλευσής τους. Δηλαδή, στις εδαφοτομές P5- P6 (με μέτρια διαθεσιμότητα P), όπως και στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P όπου η φωσφορική λίπανση έχει ενδεχομένως λάβει χώρα με τη μορφή Ca-P, τα επίπεδα του αρ.HCl-Pi επηρεάζονται αρνητικά από το εδαφικό pH (Σχήμα 26, Κεφ. 4.3.2α₂, Πίνακας 96). Αντίθετα, στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P, και ειδικότερα στις P7 και P8, η πρωτογενής προέλευση των εκχυλιζόμενων Pi ενώσεων με το αρ.HCl (απατίτες) συνεπικουρεί στη θετική αλληλεπίδραση μεταξύ του αρ.HCl-Pi και του pH (Πίνακας 97) (Tiessen et al., 1984).

4.3.3α₃ Σύνολο γεωργικών εδαφών

Εξετάζοντας τις σχέσεις των κλασμάτων του φωσφόρου με τα εδαφικά συστατικά για το σύνολο των εξεταζόμενων γεωργικών εδαφών (N=42) με τη μέθοδο της πολλαπλής γραμμικής παλινδρόμησης, μπορεί κανείς να παρατηρήσει ότι πολύ μικρό ποσοστό της παραλλακτικότητας των συνολικών τιμών των Pi κλασμάτων του φωσφόρου αποδίδεται στην επίδραση των εδαφικών ιδιοτήτων (Πίνακας 98).

Πίνακας 98: Πολλαπλή γραμμική παλινδρόμηση των κλασμάτων του φωσφόρου με τις εδαφικές ιδιότητες για το σύνολο των εξεταζόμενων καλλιεργούμενων εδαφών (N=42).

Εξισώσεις	R-Squared statistic	Επίπεδο σημαντικότητας
$Y_{P_{tavail}} = 443.414 - 57.138 * X_{pH}$	16.97%	p<0.01
$Y_{P_{tavail}} = 504.395 - 14.177 * X_{Mg^{2+}} - 56.92 * X_{pH}$	25.45%	p<0.01
$Y_{NaHCO_3-P_0} = 7.1568 + 6.57 * X_{Organ.Ουσία}$	21.66%	p<0.01
$Y_{NaOH-Pi} = 221.99 - 41.46 * X_{pH} + 26.25 * X_{(Fe_2O_3d+Al_2O_3d)}$	39.04%	p<0.01
$Y_{NaOH-P_0} = 15.383 + 8.676 * X_{Organ.Ουσία}$	15.51%	p<0.01
$Y_{πHCl-Pi} = 56.898 + 14.766 * X_{(Fe_2O_3d+Al_2O_3d)}$	12.85%	p<0.05
$Y_{πHCl-Pi} = 53.52 + 1.426 * X_{Αργίλος}$	20.60%	p<0.01
$Y_{πHCl-Pi} = 147.953 + 1.942 * X_{Αργίλος} - 17.11 * X_{pH}$	32.02%	p<0.01
$Y_{Υπολειμματικός -Pi} = -34.716 + 8.783 * X_{Αργίλος}$	42.70%	p<0.01
$Y_{Υπολειμματικός -Pi} = 174.382 + 9.845 * X_{Αργίλος} - 37.88 * X_{pH}$	45.91%	p<0.01
$Y_{Υπολειμματικός -Pi} = -80.736 + 110.819 * X_{(Fe_2O_3d+Al_2O_3d)}$	41.58%	p<0.01
$Y_{Υπολειμματικός -Pi} = 137.73 + 126.4 * X_{(Fe_2O_3d+Al_2O_3d)} - 41 * X_{pH}$	45.30%	p<0.01
$Y_{Pt} = 1433.94 - 246.662 * X_{pH} + 22.588 * X_{Αργίλος}$	39.24%	p<0.01
$Y_{Pt} = 37.2261 + 182.17 * X_{(Fe_2O_3d+Al_2O_3d)}$	16.19%	p<0.01
$Y_{Pt} = 1348 + 375.64 * X_{(Fe_2O_3d+Al_2O_3d)} - 247.44 * X_{pH}$	35.52%	p<0.01

Αναλυτικότερα, το εδαφικό pH επηρεάζει μόνο το 16.97% των συνολικών τιμών του $P_{t-avail}$, ενώ ο συνδυασμός της παραμέτρου αυτής με το ανταλλάξιμο μαγνήσιο αποδίδουν το 25.45% (p<0.01). Η αρνητική σχέση μεταξύ των παραμέτρων αυτών και του $P_{t-avail}$ φανερώνει ότι όσο αυξάνεται η αντίδραση των εδαφών από την όξινη στην αλκαλική περιοχή, τόσο μειώνονται τα επίπεδα του διαθέσιμου φωσφόρου εξαιτίας της μετατροπής των ευδιάλυτων μορφών φωσφόρου σε δυσδιάλυτες κυρίως Mg-P ενώσεις.

Πρόσφατη ερευνητική μελέτη των Börling (2003) και Yerozum et al. (2008) αναφέρει ότι επίδραση του pH στα κλάσματα του εκχυλιζόμενου φωσφόρου με πυκνά οξέα (π.HCl-Pi, υπολειμματικός-Pi) (όπως και στα υπό μελέτη εδάφη) σχετίζεται έμμεσα με τον βαθμό της εδαφικής εξέλιξης. Δηλαδή, με την αύξηση του βαθμού αποσάθρωσης, τα βασικά κατιόντα εκπλύνονται από το εδαφικό σύστημα και το pH ελαττώνεται. Κατά συνέπεια, τα οξείδια του Fe και του Al συσσωρεύονται στο έδαφος και τελικά εγκλείουν στη μάζα τους τον προσροφημένο αυτό φωσφόρο, σχηματίζοντας την έγκλειστη μορφή P. Στα υπό μελέτη εδάφη, η επίδραση των οξειδίων του σιδήρου και αργιλίου και ειδικότερα των ελεύθερων μορφών τους (Fe_2O_3d , Al_2O_3d) είναι πιο ισχυρή στο κλάσμα του υπολειμματικού φωσφόρου συγκριτικά με την αντίστοιχί του στο π.HCl-Pi (Πίνακας 98) συνεπάγοντας ότι μεγαλύτερο μέρος του H_2SO_4/H_2O_2 -Pi αντιπροσωπεύεται από δυσδιάλυτες ισχυρά δεσμευμένες Fe-P και Al-P ενώσεις στα κρυσταλλικά οξείδια Fe, Al. Θετικές σχέσεις μεταξύ των παραμέτρων αυτών

αναφέρονται και από τους Harrell and Wang (2006), οι οποίοι επισημαίνουν ότι το κλάσμα του υπολειμματικού φωσφόρου αποτελείται από σταθερές Fe-P/Al-P ενώσεις που συνδέονται με τα φυλλοπυριτικά ορυκτά μέσω ισχυρών δεσμών.

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, τόσο στα καλλιεργούμενα όσο και στα εδάφη με φυσική βλάστηση μεγάλο ποσοστό του ολικού φωσφόρου αντιπροσωπεύεται από τα κλάσματα του π -HCl-Pi και του H_2SO_4/H_2O_2 -Pi. Το γεγονός αυτό, σε συνδυασμό με την ισχυρή θετική συσχέτιση του Pt με τις μορφές αυτές ($r=0.82$, $r=0.88$, $p<0.001$, $N=42$), δικαιολογεί τη θετική και αρνητική επίδραση των οξειδίων του Fe, Al και του εδαφικού pH αντίστοιχα στα επίπεδα του ολικού φωσφόρου, οι οποίες ερμηνεύουν το 35.52% της παραλλακτικότητας των συνολικών τιμών του (Πίνακας 98).

Εξετάζοντας τις σχέσεις των οργανικών μορφών του φωσφόρου (NaHCO₃-Po, NaOH-Po) με τις φυσικοχημικές ιδιότητες, διαπιστώνει κανείς ότι και σε αυτή τη περίπτωση πολύ μικρό ποσοστό της παραλλακτικότητας των συνολικών τιμών τους μπορεί να ερμηνευτεί από τα εδαφικά συστατικά. Σύμφωνα με τα αναλυτικά δεδομένα του πίνακα 98, η σημαντικότερη παράμετρος που καθορίζει τη συγκέντρωση των άμεσα και μέτρια διαθέσιμων οργανικών μορφών του P στα εξεταζόμενα γεωργικά εδάφη είναι το pH (McKenzie and Bremer, 2003).

4.3.3β Εδάφη με φυσική βλάστηση

Στην υποενότητα αυτή παρουσιάζονται αρχικά, οι πιο αξιοσημείωτες σχέσεις μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου και των εδαφικών ιδιοτήτων για την κάθε εδαφοτομή, ενώ εν συνέχεια εξετάζονται οι σχέσεις μεταξύ των παραμέτρων αυτών με τη μέθοδο της πολλαπλής γραμμικής παλινδρόμησης για το σύνολο των εξεταζομένων εδαφών ($N=19$).

Στην εδαφοτομή P10, μόνο τα ανόργανα διαθέσιμα κλάσματα του φωσφόρου παρουσιάζουν παρόμοια κατανομή με το βάθος (Κεφ. 4.3.2β), γεγονός το οποίο επιτρέπει την εξέταση του αθροίσματος (Ρητίνη-Pi+NaHCO₃-Pi) με τις εδαφικές ιδιότητες. Αν και στην πλειονότητα των ερευνητών αναφέρεται στην αρνητική επίδραση της αργίλου στη διαθεσιμότητα του εδαφικού φωσφόρου, στην εξεταζόμενη εδαφοτομή οι διαθέσιμες Pi ενώσεις εμφανίζουν ασθενή αλλά στατιστικά σημαντική θετική συσχέτιση με την άργιλο ($r=0.89$, $p<0.05$) (Wongchandaeng and Pirmphoon, 2002). Αυτό ενδεχομένως οφείλεται στην επικράτηση των ατελών συνθηκών στράγγισης στην εδαφική της κατατομή, οι οποίες ευνοούν τη μετακίνηση των ευδιάλυτων διαθέσιμων φωσφορικών ενώσεων σε κατώτερους ορίζοντες υπό αναγωγικές συνθήκες, που εν συνεχεία ακινητοποιούνται υπό οξειδωτικές συνθήκες μέσω της προσρόφησης τους στην ενεργή επιφάνεια των εδαφικών κολλοειδών (Kleinman et al., 2007).

Αντίθετα, στα εδάφη με μέτρια αποστράγγιση, η θετική σχέση των ανόργανων και οργανικών κλασμάτων του P (NaHCO₃-Po, NaOH-Po) με την οργανική ουσία ($r:0.70-0.76$, $p<0.05$ και $r:0.77-0.88$, $p<0.01$ αντίστοιχα, $N=13$), σε συνδυασμό με τη θετική αλληλεπίδρασή τους (Πίνακας 102β, Κεφ. 4.3.4β), φανερώνουν ότι τα οργανικά συστατικά του εδάφους συνεισφέρουν στην αύξηση των επιπέδων της αφομοιώσιμης πηγής του Po, η οποία μέσω της ανοργανοποίησης αναπληρώνει τις απώλειες του βιοδιαθέσιμου Pi (Ρητίνη-Pi).

Μεταξύ των ανόργανων μορφών του φωσφόρου, αξιοσημείωτη είναι η επίδραση των εδαφικών ιδιοτήτων στο κλάσμα του εκχυλιζόμενου φωσφόρου με το αραιό υδροχλώριο. Όπως προαναφέρθηκε και στην υποενότητα 4.3.2β, στην P10 το κλάσμα του α -HCl-Pi εμφανίζει τη μέγιστη τιμή του στον ορίζοντα BC με την υψηλότερη περιεκτικότητα σε άργιλο. Το γεγονός αυτό συμβάλλει στην εμφάνιση ασθενούς αλλά στατιστικά σημαντικής συσχέτισης μεταξύ του α -HCl-Pi και της

αργίλου ($r=0.73$, $p<0.10$). Παρόμοια αλλά ισχυρότερη σχέση ($r=0.72$, $p<0.001$) μεταξύ των παραμέτρων αυτών παρατήρησαν και οι Shaheen et al. (2007) σε αλκαλικά εδάφη της τάξης των Entisols. Σύμφωνα με τους ερευνητές, το γεγονός αυτό αποδίδεται στις αντιδράσεις ιοντικής ανταλλαγής με υποκατάστατη μεταξύ των Ca-PO_4^- και των OH^- στις θραυσιγενείς ακμές των αργιλικών ορυκτών, με αποτέλεσμα το σχηματισμό σύμπλοκων φωσφορικών ενώσεων με τη μορφή άργιλος- Ca-PO_4 . Οι Stevenson and Cole (1999) υποστηρίζουν, ότι τα φαινόμενα αυτά είναι πιο πιθανόν να λαμβάνουν χώρα στα αργιλικά ορυκτά τύπου 1:1, και κυρίως στον καολινίτη, ο οποίος παρουσιάζει μεγάλο αριθμό OH^- στο κρυσταλλικό πλέγμα (16 ανά κρύσταλλο), εκτεθειμένων στο εδαφικό διάλυμα (Schroth and Sposito, 1997).

Σε αντίθεση με την εδαφοτομή P10, στις P11 και P12, το κλάσμα του εκχυλιζόμενου φωσφόρου με το αραιό υδροχλώριο παρουσιάζει θετική σχέση με το pH ($r=0.98$, $p<0.01$ και $r=0.80$, $p<0.05$ αντίστοιχα), υποδηλώνοντας ότι στα εξεταζόμενα εδάφη η υψηλότερη συγκέντρωση του αρ.HCl-Pi παρατηρείται στους εδαφικούς ορίζοντες με την υψηλότερη τιμή pH (Tiessen et al., 1984).

Οι Syers et al. (1969), μελετώντας την κατανομή των μορφών του P στα μηχανικά κλάσματα σε μετρίως χονδρόκοκκα, αλλουβιακά εδάφη, διαπίστωσαν ότι οι υψηλότερες συγκεντρώσεις του απατίτη βρίσκονται κυρίως στα τεμαχίδια με διάμετρο από 2 μ. έως 200 μ. Ανάλογα αποτελέσματα παρατήρησαν και οι Scheffer et al. (1960), διαπιστώνοντας μείωση του ποσοστού της εκαοστοιαίας περιεκτικότητας του ολικού φωσφόρου σε αρ.HCl-Pi με τη μείωση της διαμέτρου των εδαφικών τεμαχιδίων. Στην εδαφοτομή P12, η οποία χαρακτηρίζεται και από τα υψηλότερα ποσοστά άμμου, τα πρωτογενή ορυκτά του φωσφόρου (αρ.HCl-Pi) εμφανίζουν ασθενή αλλά στατιστικά σημαντική θετική σχέση με την άμμο ($r=+0.80$, $p<0.05$), φανερώνοντας την ενδεχόμενη υψηλή περιεκτικότητα των πιο χονδρόκοκκων μηχανικών κλασμάτων σε πρωτογενείς Ca-P ενώσεις. Επιπρόσθετα, οι Tiessen et al. (1984) και Agbenin and Tiessen (1994) υποστηρίζουν ότι η ποσοστιαία κατανομή του αρ.HCl-Pi στα μηχανικά κλάσματα είναι ισχυρά επηρεαζόμενη από τον βαθμό αποσάθρωσης του εδάφους και την προσροφητική του ικανότητα σε P (PSC). Σύμφωνα με τα αποτελέσματα των ερευνητών, σε έντονα εξελιγμένα εδάφη, τα υψηλότερα ποσοστά των πρωτογενών ορυκτών του φωσφόρου παρατηρούνται στο κλάσμα της αργίλου, ενώ σε ασθενώς εξελιγμένα εδάφη και με μικρή PSC στα εδαφικά τεμαχίδια της άμμου. Βασιζόμενοι στα παραπάνω διαφαίνεται, ότι στην εξελιγμένη εδαφοτομή P12 ($\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{O}}/\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{d}}$: 0.140, Πίνακας 79) τα υψηλά ποσοστά της σε άμμο συμβάλλουν στη μικρή της προσροφητική ικανότητα σε P (Κεφ. 4.4.3), δικαιολογώντας έτσι τη θετική σχέση μεταξύ της άμμου και του αρ.HCl-Pi.

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, στα εδάφη με φυσική βλάστηση, τα κλάσματα του εκχυλιζόμενου φωσφόρου με ισχυρά οξέα παρουσιάζουν αύξηση των τιμών τους στους ορίζοντες με αυξημένη περιεκτικότητα σε οξείδια σιδήρου, αργιλίου και άργιλο και στις (Κεφ. 4.3.2β). Το γεγονός παρατηρείται και τρεις εδαφοτομές (P10, P11 και P12) και ως εκ τούτου επιτρέπεται η μελέτη των σχέσεων τους με τα εδαφικά συστατικά για το σύνολο των εξεταζομένων εδαφοτομών (N=19).

Σύμφωνα με τους Shaheen et al. (2007), Wang et al. (2008) και Yerokum et al. (2008) τόσο σε ασθενή όσο και σε έντονα εξελιγμένα εδάφη, τα ενεργά συστατικά δέσμευσης του φωσφόρου επηρεάζουν θετικά τα επίπεδα του έγκλειστου P (π.HCl-Pi) και του υπολειμματικού P ($\text{H}_2\text{SO}_4/\text{H}_2\text{O}_2$ -Pi), λόγω της μεγάλης τους ενεργής επιφάνειας (Juo and Fox, 1977). Μελετώντας τις σχέσεις μεταξύ των παραμέτρων αυτών στα εδάφη με φυσική βλάστηση, με τη μέθοδο της απλής και της πολλαπλής γραμμικής παλινδρόμησης προκύπτουν οι παρακάτω εξισώσεις, για το σύνολο των εξεταζομένων εδαφοτομών (N=19):

$$Y_{\pi.\text{HCl-Pi}} = 28.43 + 2.873 * X_{\text{Αργίλος}}, \text{ R-Squared statistic: } 85.22\%, \text{ } p<0.01 \quad (23\alpha)$$

$$Y_{\pi\text{HCl-Pi}} = 24.72 + 264.0 * X_{\text{Al}_2\text{O}_3\text{d}} + 142.296 * X_{\text{Al}_2\text{O}_3\text{o}}, \text{R-Squared statistic :} 91.80\%, p < 0.01 \quad (23\beta)$$

$$Y_{\text{Υπολειμματικός-Pi}} = 65.962 + 3.198 * X_{\text{Αργίλιος}}, \text{R-Squared statistic: } 68.82\%, p < 0.01 \quad (24\alpha)$$

$$Y_{\text{Υπολειμματικός-Pi}} = 45.259 + 422.768 * X_{\text{Al}_2\text{O}_3\text{d}}, \text{R-Squared statistic: } 72.24\%, p < 0.01 \quad (24\beta)$$

$$Y_{\text{Υπολειμματικός-Pi}} = 68.472 + 37.488 * X_{(\text{Fe}_2\text{O}_3\text{d} + \text{Al}_2\text{O}_3\text{d})}, \text{R-Squared statistic: } 70.37\%, p < 0.01 \quad (24\gamma)$$

$$Y_{\text{Υπολειμματικός-Pi}} = 101.255 + 508.872 * X_{\text{Al}_2\text{O}_3\text{o}}, \text{R-Squared statistic: } 80.67\%, p < 0.01 \quad (24\delta)$$

οι οποίες φανερώνουν ότι το μεγαλύτερο ποσοστό των ολικών τιμών των δυσδιάλυτων Pi μορφών αποδίδεται στα $\text{Al}_2\text{O}_3\text{o}$ και $\text{Al}_2\text{O}_3\text{d}$ αντίστοιχα (Εξίσωση 20β και 21δ, αντίστοιχα).

Δεδομένου ότι τα κλάσματα $\pi\text{HCl-Pi}$ και $\text{H}_2\text{SO}_4/\text{H}_2\text{O}_2\text{-Pi}$ αποτελούν τις επικρατέστερες μορφές του φωσφόρου στα εξελεγμένα με φυσική βλάστηση εδάφη (Κεφ. 4.3.2β), είναι αναμενόμενο τα εδαφικά συστατικά, που επηρεάζουν τις εκχυλιζόμενες Pi μορφές με ισχυρά οξέα, να επηρεάζουν θετικά και τα επίπεδα του ολικού φωσφόρου ($r: 0.64-0.90$, $p < 0.01$, $N=19$). Εξετάζοντας και σε αυτή την περίπτωση, τις σχέσεις των φυσικοχημικών ιδιοτήτων με το κλάσμα του ολικού φωσφόρου με τη μέθοδο της πολλαπλής γραμμικής παλινδρόμησης προκύπτει, ότι οι παράμετροι $\text{Al}_2\text{O}_3\text{o}$ και $\text{Al}_2\text{O}_3\text{d}$ μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον έμμεσο προσδιορισμό του Pt με υψηλή ακρίβεια, σύμφωνα με τα παρακάτω γραμμικά μοντέλα (Εξίσωση 25α και 25β, αντίστοιχα):

$$Y_{\text{Pt}} = 232.45 + 1476.59 * X_{\text{Al}_2\text{O}_3\text{o}}, \text{R-Squared statistic: } 81.42\%, p < 0.01 \quad (25\alpha)$$

$$Y_{\text{Pt}} = 76.4209 + 1207.17 * X_{\text{Al}_2\text{O}_3\text{d}}, \text{R-Squared statistic: } 70.61\%, p < 0.01 \quad (25\beta)$$

Βάσει των παραπάνω εξισώσεων τόσο τα άμορφα όσο και τα ελεύθερα οξειδία Al επηρεάζουν ισχυρά τα επίπεδα του Pt ενδεχομένως εξαιτίας της στατιστικά σημαντικής αλληλεπίδρασής τους ($r=0.58$, $p < 0.01$). Η πιο ισχυρή επίδραση των οξειδίων του αργιλίου σε σχέση με τα οξείδια του Fe στο σχηματισμό των φωσφορικών ενώσεων έχει παρατηρηθεί από αρκετούς ερευνητές, τόσο σε εύκρατα όσο και σε μεσογειακά εδάφη υποστηρίζοντας, ότι τα εδαφικά συστατικά του αργιλίου είναι πιο ισχυροί προσροφητές του φωσφόρου συγκριτικά με τις αντίστοιχες του Fe (Singh and Gilkes, 1991, Burkitt et al., 2002, Bolland and Windsor, 2007).

Οι Chen and Ma (2001), μελετώντας τις σχέσεις του ολικού φωσφόρου με τα εδαφικά συστατικά σε επιφανειακά εδάφη με διαφορετική χρήση γης (γεωργικά εδάφη και με φυσική βλάστηση), κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι στα φυσικά οικοσυστήματα, τα επίπεδα του Pt καθορίζονται από τα ενεργά συστατικά δέσμευσης του φωσφόρου, ενώ στα γεωργικά εδάφη από τις εισροές P (ανόργανη/οργανική λίπανση) κατά την καλλιεργητική περίοδο. Το γεγονός αυτό είναι ιδιαίτερα εμφανές στην παρούσα μελέτη αντιπαραβάλλοντας τα αποτελέσματα των σχέσεων του ολικού φωσφόρου με τις εδαφικές ιδιότητες στα εδάφη με δασική βλάστηση σε σχέση με τα αντίστοιχα στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P (Πίνακας 95). Σύμφωνα με τα αναλυτικά δεδομένα του πίνακα 95, η μη στατιστικά σημαντική συσχέτιση μεταξύ των παραμέτρων αυτών στα γεωργικά εδάφη με υπερεπάρκεια φωσφόρου μετασχηματίζεται σε ισχυρά θετική, στα εξεταζόμενα εδάφη με φυσική βλάστηση.

4.3.4 Μελέτη των σχέσεων μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου

Οι σχέσεις μεταξύ των ανόργανων και οργανικών κλασμάτων του φωσφόρου έχουν αποτελέσει αντικείμενο έρευνας πολλών μελετητών, τόσο σε γεωργικά εδάφη με διαφορετικές καλλιεργητικές πρακτικές (ανόργανη/οργανική λίπανση), όσο και σε φυσικά οικοσυστήματα (Beck and Sanchez, 1994, Daroub et al., 2001, Zheng et al., 2004). Σύμφωνα με τους Beck and Sanchez (1996) και Boschetti et al. (2009), τα αποτελέσματα των σχέσεων μεταξύ των παραμέτρων αυτών, δεν φανερόνουν μόνο τις κυριότερες μορφές μετασχηματισμού του προστιθέμενου P-λιπάσματος, αλλά παρέχουν επιπρόσθετα και σημαντικές πληροφορίες για τη δυναμική διαθεσιμότητα των πιο σταθερών κλασμάτων του P.

Στην παρούσα διατριβή, για τη διερεύνηση των σχέσεων μεταξύ των κλασμάτων του P, χρησιμοποιήθηκαν δύο μέθοδοι: του προσδιορισμού του παραμετρικού κατά Pearson συντελεστή συσχέτισης, σε επίπεδο σημαντικότητας 0.5, 0.01 και 0.001, και της ταξινομικής ανάλυσης (cluster analysis) (Κεφ. 3.10).

4.3.4α Καλλιεργούμενα εδάφη

4.3.4α₁ Καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου

Σύμφωνα με τα αναλυτικά δεδομένα του πίνακα 99, όλες οι ανόργανες μορφές (Pi) του φωσφόρου, ακόμα και οι εκχυλιζόμενες με ισχυρά οξέα (π.HCl-Pi και H₂SO₄/H₂O₂-Pi) συσχετίζονται θετικά με το κλάσμα του Ρητίνη-Pi. Το αποτέλεσμα αυτό, σε συνδυασμό με την ισχυρή αλληλεπίδραση μεταξύ των Pi κλασμάτων δείχνει ότι, παρόλο που οι Pi μορφές χαρακτηρίζονται από διαφορετικό βαθμό διαλυτότητας στο εδαφικό σύστημα, μπορεί να αυξήσουν τα επίπεδα της βιοδιαθέσιμης πηγής του P μέσω των σταδιακών μετασχηματισμών τους σε άμεσα αφομοιώσιμες Pi ενώσεις (Leinweber et al., 1999, Zheng et al., 2002). Σε παρόμοια συμπεράσματα κατέληξαν και οι Negassa and Leinweber (2009) σε εύκρατα και τροπικά καλλιεργούμενα εδάφη, επισημαίνοντας επιπρόσθετα τη συμμεταβολή των επιπέδων των Pi μορφών στο εδαφικό σύστημα.

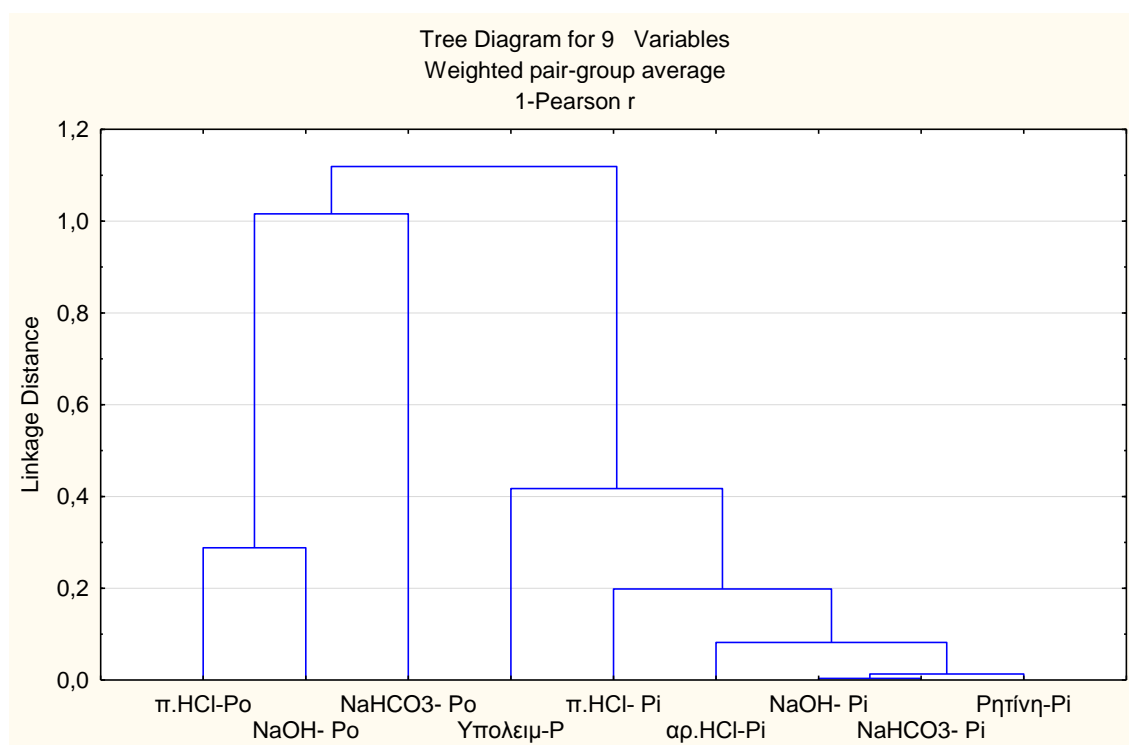
Πίνακας 99: Συσχετίσεις μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (N=14).

Κλάσματα	Ρητίνη-Pi	NaHCO ₃ -Pi	NaHCO ₃ -Po	NaOH-Pi	NaOH-Po	αρ.HCl-Pi	π.HCl-Pi	π.HCl-Po	H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ -Pi
NaHCO ₃ -Pi	0.990								
NaHCO ₃ -Po	-0.237	-0.319							
NaOH- Pi	0.984	0.996	-0.315						
NaOH- Po	-0.333	-0.344	0.262	-0.303					
αρ.HCl-Pi	0.923	0.920	-0.184	0.905	-0.336				
π.HCl- Pi	0.739	0.724	0.034	0.726	-0.088	0.871			
π.HCl-Po	0.063	0.123	-0.293	0.172	0.712	0.001	0.085		
H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ -Pi	0.543	0.540	-0.311	0.539	-0.160	0.656	0.567	0.168	
Pt	0.945	0.944	-0.254	0.941	-0.258	0.970	0.843	0.146	0.750

p<0.05 (r≥0.532), p<0.010 (r≥0.661), p<0.001 (r≥0.780)

Η θετική αλληλεπίδραση μεταξύ των Pi μορφών στα γεωργικά εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P, ενισχύεται και από τα αποτελέσματα της ταξινομικής ανάλυσης (Σχήμα 32) σύμφωνα με τα οποία, τα κλάσματα του φωσφόρου διαχωρίζονται σε δύο

κύριες ομάδες: ανόργανες και οργανικές μορφές P αντίστοιχα, με πολύ ασθενή έως ασήμαντη σχέση μεταξύ τους.



Σχήμα 32: Δενδροδιάγραμμα ταξινομικής ανάλυσης των κλασμάτων του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (N=14).

Τα παραπάνω είναι ιδιαίτερα ενδιαφέροντα για τα κλάσματα $\text{NaHCO}_3\text{-Po}$ και NaOH-Po , τα οποία αν και αντιπροσωπεύουν μορφές με άμεση και μέτρια διαθεσιμότητα αντίστοιχα, στα υπό μελέτη εδάφη δεν συνεισφέρουν σημαντικά στην αύξηση της διαθέσιμης πηγής του εδαφικού P (Πίνακας 99) (Ngugen et al., 2001). Σε μακροχρόνια (45 χρόνια) καλλιεργούμενο, τροπικό, όξινο Alfisol, οι Agbenin and Goladi (1998) διαπίστωσαν πως η εφαρμοζόμενη P-λίπανση (18-45 kg P/ha/yr, απλό υπερφωσφορικό) συντελεί στην ασθενή έως ασήμαντη συνεισφορά του $\text{NaHCO}_3\text{-Po}$ στην αναπλήρωση των απωλειών του Ρητίνη-Pi, εξαιτίας της «διατάραξης» του φυσικού κύκλου του φωσφόρου. Μη στατιστικά σημαντική συσχέτιση των οργανικών κλασμάτων του φωσφόρου με τον ανόργανο βιοδιαθέσιμο P (Ρητίνη-Pi), αναφέρεται και από τους Boschetti et al. (2009) σε καλλιεργούμενα λιπασμένα εδάφη με τριπλό υπερφωσφορικό (134-198 mgP/kg). Σύμφωνα με τα αποτελέσματα των ερευνητών, οι οργανικές μορφές του φωσφόρου στα γεωργικά, λιπασμένα εδάφη αντιπροσωπεύουν κυρίως δείκτες μετασχηματισμού του προστιθέμενου P-λιπάσματος, παρά πηγή διαθέσιμου P κατά το βιολογικό κύκλο της αναπτυσσόμενης καλλιέργειας.

Επιπρόσθετα, οι ίδιοι ερευνητές μελετώντας τις σχέσεις μεταξύ των ανόργανων μορφών του φωσφόρου παρατήρησαν ότι το 84%-94% του ολικού απορροφούμενου P από τα αναπτυσσόμενα φυτά, προέρχονταν από τον άμεσα αφομοιώσιμο P (Ρητίνη-Pi), ενώ τα κλάσματα $\text{NaHCO}_3\text{-Pi}$ και NaOH-Pi αποτελούσαν τις σημαντικότερες πηγές αναπλήρωσης των απωλειών του ανόργανου βιοδιαθέσιμου φωσφόρου κατά την καλλιεργητική περίοδο.

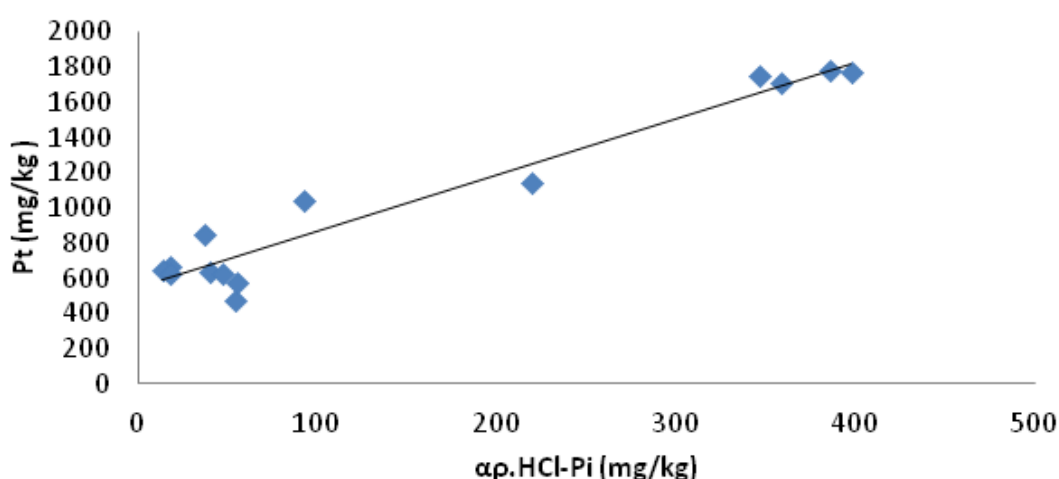
Στα υπό μελέτη εδάφη, η τιμή του συντελεστή συσχέτισης (r) μεταξύ των κλασμάτων Ρητίνη-Pi-NaHCO₃-Pi και Ρητίνη-Pi-NaOH-Pi είναι παρόμοια (Πίνακας 99). Με άλλα λόγια, η γεωχημική μορφή του βιοδιαθέσιμου φωσφόρου αναπληρώνεται εξίσου, τόσο από τις μέτρια διαθέσιμες (NaOH-Pi), όσο και από τις ασθενώς προσροφημένες φωσφορικές ενώσεις στα εδαφικά κολλοειδή (NaHCO₃-Pi). Η όμοια δράση των μορφών αυτών του P, επιβεβαιώνεται και από τα αποτελέσματα της ταξινομικής ανάλυσης (Σχήμα 32), από τα οποία φαίνεται πως τα κλάσματα NaHCO₃-Pi και NaOH-Pi συνεισφέρουν σε πολύ μεγάλο βαθμό στην αύξηση των επιπέδων της άμεσα διαθέσιμης πηγής του εδαφικού P.

Μεταξύ των εκχυλιζόμενων Pi μορφών με οξέα (αρ.HCl-Pi, π.HCl-Pi, H₂SO₄/H₂O₂-Pi) αξιοσημείωτη είναι η ισχυρή συσχέτιση του αρ.HCl-Pi με τα διαθέσιμα Pi κλάσματα (Ρητίνη-Pi, NaHCO₃-Pi και NaOH-Pi) ($r=0.90-0.92$, $p<0.001$) (Πίνακας 99). Οι θετικές σχέσεις μεταξύ των παραμέτρων αυτών, καταδεικνύουν πως το αρ.HCl, πιθανόν εκχυλίζει δευτερογενώς σχηματιζόμενες Ca-P ενώσεις, δυνητικά διαθέσιμες κατά την καλλιεργητική περίοδο (Daroub et al., 2001, Bastounopoulou et al., 2008). Τα ως άνω αποτελέσματα, παρουσιάζονται συγκεντρωτικά στο δενδροδιάγραμμα του σχήματος 44, από το οποίο διαφαίνεται πως όλες οι πηγές του ανόργανου P στο έδαφος συνεισφέρουν στην αναπλήρωση του βιοδιαθέσιμου P ακολουθώντας τη σειρά:



Μελετώντας τις σχέσεις του ολικού φωσφόρου (Pt) με τα Pi κλάσματα, διαπιστώνεται, ότι ο Pt συσχετίζεται πιο ισχυρά με τις δευτερογενείς Ca-P ενώσεις ($r=0.97$, $p<0.001$) (McKenzie and Bremer, 2003), οι οποίες αποτελούν δείκτη της χημικής μορφής του προστιθέμενου P-λιπάσματος και με τις διαθέσιμες Pi μορφές (Ρητίνη-Pi, NaHCO₃-Pi και NaOH-Pi) (Πίνακας 99). Το αποτέλεσμα αυτό, σε συνδυασμό με το γεγονός, ότι το μεγαλύτερο ποσοστό (94.17%) της διακύμανσης των ολικών τιμών του Pt αποδίδεται στις Ca-P ενώσεις, δείχνει ότι στα γεωργικά εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P, το κλάσμα του αρ.HCl-Pi μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την έμμεση πρόβλεψη των επιπέδων του Pt, σύμφωνα με την εξίσωση 26 (Σχήμα 33):

$$Y_{\text{Pt}} = 546.73 + 3.19 * X_{\text{αρ. HCl-Pi}} \quad (\text{R-squared statistic: } 94.17\%, \quad p < 0.01) \quad (26)$$



Σχήμα 33: Συσχέτιση του ολικού φωσφόρου (Pt) με το κλάσμα του αρ.HCl-Pi στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (N=14).

4.3.4α₂ Καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή και μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου

Στην παρούσα υποενότητα παρουσιάζονται οι σχέσεις μεταξύ των μορφών του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή και μέτρια διαθεσιμότητα P, οι οποίες συγκρίνονται τόσο μεταξύ τους όσο και με τις αντίστοιχες των εδαφών με υψηλή διαθεσιμότητα P. Όπως έχει ήδη αναφερθεί στην υποενότητα 4.3.3α₂, οι σχέσεις μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου εξετάζονται κυρίως για τις εδαφοτομές P5-P6 με μέτρια διαθεσιμότητα P και για τις P7-P8 με χαμηλή διαθεσιμότητα P.

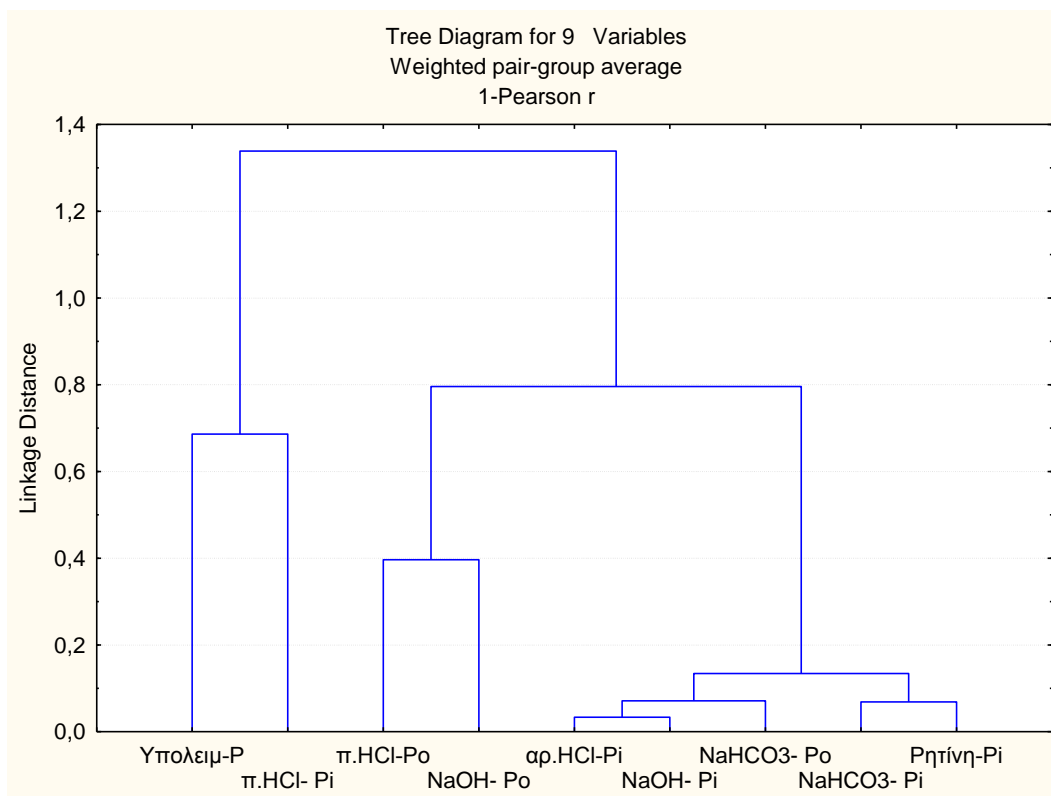
Συνδυάζοντας τα αναλυτικά δεδομένα των πινάκων 99, 100 και 101, μπορεί κανείς να αντιληφθεί ότι η ποσότητα της εφαρμοζόμενης P-λίπανσης κατά την καλλιεργητική περίοδο επηρεάζει σημαντικά τις σχέσεις μεταξύ των ανόργανων διαθέσιμων μορφών P. Δηλαδή, στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή και μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου εμφανίζονται ισχυρές θετικές σχέσεις μεταξύ των τριών πρώτων Pi κλασμάτων (Ρητίνη-Pi, NaHCO₃-Pi, NaOH-Pi) (Πίνακας 100), ενώ στα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P παρατηρείται μη στατιστικά σημαντική συσχέτισή τους (Πίνακας 101). Το γεγονός αυτό, σε συνδυασμό με την πολύ μικρή διακύμανση των επιπέδων τους στην εδαφική κατατομή (Πίνακας 87, Κεφ. 4.3.2α₂), δείχνει ότι οι εισροές του P κατά την καλλιεργητική περίοδο στις P7 και P8, ενδεχομένως να ήταν τόσο χαμηλές, ώστε να εξαλείψουν την αλληλεπίδραση ακόμα και μεταξύ των πιο διαθέσιμων Pi μορφών (Bertrand et al., 2003).

Η έντονη διαφοροποίηση των συσχετίσεων μεταξύ των εξεταζόμενων εδαφών είναι ιδιαίτερα εμφανής συγκρίνοντας τα δένδροδιαγράμματα των τριών υποκατηγοριών των υπό μελέτη εδαφών (Σχήματα 32, 34 και 35). Σύμφωνα με τα παραπάνω σχήματα, η σχεδόν μηδενική ενδοομαδική απόσταση μεταξύ των Ρητίνη-Pi και NaHCO₃-Pi, NaOH-Pi στα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P, αυξάνεται σταδιακά στα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα P, εμφανίζοντας τη μέγιστη τιμή της στα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P.

Πίνακας 100: Συσχετίσεις μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου (P5 και P6, N=9).

Κλάσματα	Ρητίνη-Pi	NaHCO ₃ -Pi	NaHCO ₃ -Po	NaOH-Pi	NaOH-Po	αρ.ΗCl-Pi	π.ΗCl-Pi	π.ΗCl-Po	H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ -Pi
NaHCO ₃ -Pi	0.931								
NaHCO ₃ -Po	0.828	0.886							
NaOH-Pi	0.840	0.921	0.893						
NaOH-Po	0.081	0.400	0.515	0.485					
αρ.ΗCl-Pi	0.829	0.908	0.965	0.967	0.525				
π.ΗCl-Pi	-0.329	-0.516	-0.473	-0.471	-0.651	-0.455			
π.ΗCl-Po	-0.218	-0.001	0.144	0.174	0.604	0.240	-0.106		
H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ -Pi	0.018	-0.062	-0.322	-0.276	-0.312	-0.352	0.314	-0.411	
Pt	0.762	0.818	0.698	0.735	0.364	0.718	-0.178	0.077	0.378

p<0.05 (r≥0.666), p<0.010 (r≥0.798), p<0.01 (r≥0.898)

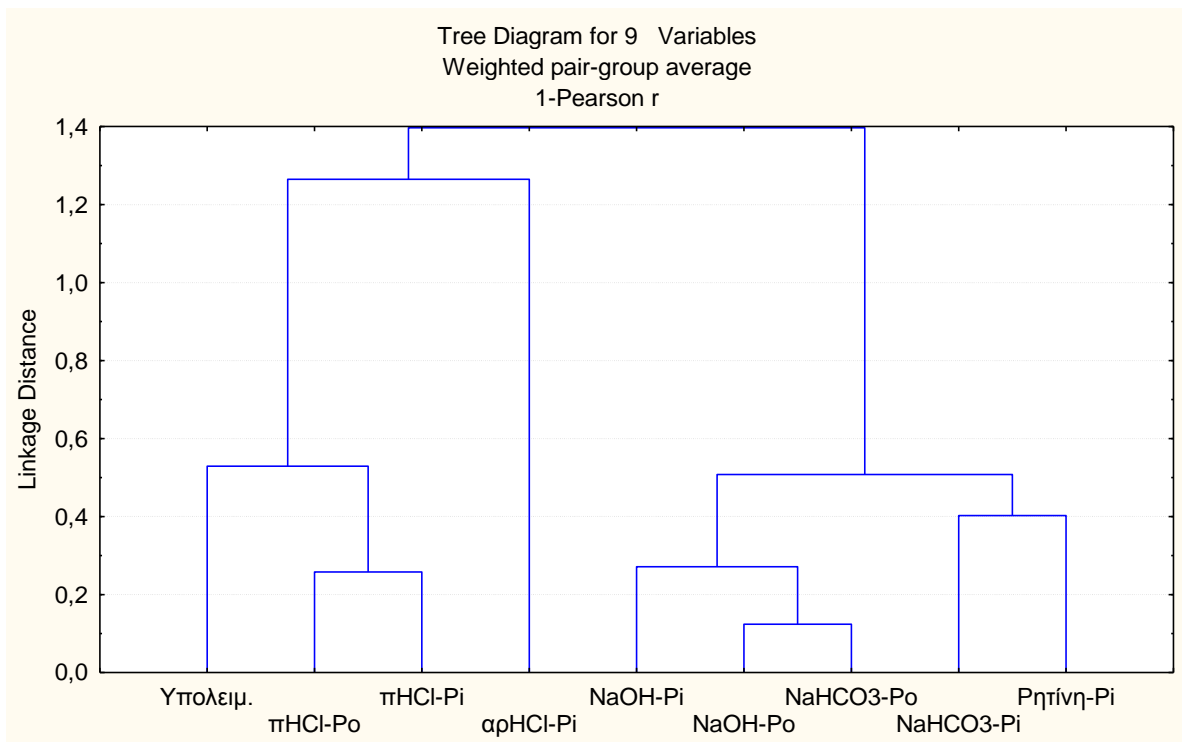


Σχήμα 34: Δενδροδιάγραμμα ταξινομικής ανάλυσης των κλασμάτων του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου (P5 και P6, N=9).

Πίνακας 101: Συσχετίσεις μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (P7 και P8, N=8).

Κλάσματα	Ρητίνη- Pi	NaHCO ₃ - Pi	NaHCO ₃ - Po	NaOH- Pi	NaOH- Po	αρ.ΗCl- Pi	π.ΗCl- Pi	π.ΗCl- Po	H ₂ SO ₄ / H ₂ O ₂ -Pi
NaHCO ₃ -Pi	0.598								
NaHCO ₃ -Po	0.541	0.499							
NaOH- Pi	0.495	0.515	0.752						
NaOH- Po	0.558	0.320	0.876	0.705					
αρ.ΗCl-Pi	-0.255	-0.205	-0.646	-0.691	-0.698				
π.ΗCl- Pi	-0.048	-0.366	-0.226	-0.115	-0.054	-0.499			
π.ΗCl-Po	0.178	-0.210	-0.072	-0.141	0.195	-0.415	0.742		
H ₂ SO ₄ / H ₂ O ₂ -Pi	-0.650	-0.692	-0.436	-0.555	-0.394	-0.073	0.663	0.278	
Pt	-0.069	-0.492	-0.058	-0.201	0.153	-0.498	0.899	0.738	0.733

$p < 0.05$ ($r \geq 0.707$), $p < 0.01$ ($r \geq 0.834$), $p < 0.001$ ($r \geq 0.925$)



Σχήμα 35: Δενδροδιάγραμμα ταξινομικής ανάλυσης των κλασμάτων του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P (P7 και P8, N=8).

Δεδομένων των τιμών του παραμετρικού κατά Pearson συντελεστή συσχέτισης (r) μεταξύ των διαθέσιμων P_i κλασμάτων στα καλλιεργούμενα εδάφη της παρούσας μελέτης, προκύπτει ότι, ενώ στα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P τα κλάσματα $NaHCO_3-P_i$ και $NaOH-P_i$ επηρεάζουν εξίσου τη βιοδιαθέσιμη πηγή του εδαφικού P (Ρητίνη- P_i) (Πίνακας 99) στα εξεταζόμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου το κλάσμα του ασθενούς προσροφημένου P στα εδαφικά κολλοειδή ($NaHCO_3-P_i$) αποτελεί την κυριότερη πηγή συνεισφοράς διαθέσιμων φωσφορικών ενώσεων κατά την καλλιεργητική περίοδο μετά το κλάσμα Ρητίνη- P_i (Πίνακας 100). Στα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P, όπως έχει αναφερθεί, η σχέση μεταξύ των παραμέτρων αυτών (Ρητίνη- P_i - $NaHCO_3-P_i$) δεν είναι τόσο ισχυρή, με αποτέλεσμα την ασθενή συνεισφορά του εκχυλιζόμενου P_i με το όξινο ανθρακικό νάτριο στο βιολογικό κύκλο της αναπτυσσόμενης καλλιέργειας (σιτηρά) (Πίνακας 101).

Μελετώντας τις σχέσεις του εκχυλιζόμενου P_i με το αραιό HCl με τις διαθέσιμες P_i μορφές, παρατηρείται έντονη διαφοροποίηση της συμπεριφοράς του, τόσο μεταξύ των καλλιεργούμενων εδαφών με διαφορετικά επίπεδα διαθέσιμου P όσο και μεταξύ των εξεταζόμενων εδαφών από την ίδια περιοχή μελέτης (νομός Ξάνθης) (Πίνακες 100, 101 και Πίνακας παραρτ. 19).

Συμφώνα με τα αποτελέσματα της υποενότητας 4.3.2α₂ και του πίνακα 100, μόνο στις εδαφοτομές P5 και P6 (εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα P), το αρ.HCl- P_i παρουσιάζει θετική συσχέτιση με τα ανόργανα διαθέσιμα κλάσματα του P. Δεδομένου του ότι σε όλες τις εδαφοτομές (P4-P9) αναπτύσσεται η ίδια καλλιέργεια (Σιτηρά), τα ανωτέρα αποτελέσματα υποδεικνύουν ότι μόνο στα εδάφη, όπου έχει εφαρμοσθεί λίπανση υπό τη μορφή Ca-P, το κλάσμα του αρ.HCl- P_i αποτελεί δυναμικά διαθέσιμη πηγή P κατά την καλλιεργητική περίοδο. Υψηλή διαθεσιμότητα του αρ.HCl- P_i έχει παρατηρηθεί τόσο σε μακροχρόνια καλλιεργούμενα εδάφη στον αγρό (McKenzie et al., 1992a), όσο και σε θερμοκηπιακές καλλιέργειες (Ivarsson, 1990). Σε τροπικά

λιπασμένα εδάφη με υπερφωσφορικό, οι Beck and Sanchez (1994) κατέληξαν στο συμπέρασμα, ότι η ισχυρή αλληλεπίδραση μεταξύ των διαθέσιμων P_i , P_o και του αρ.HCl-Pi επιβεβαιώνει τη διαθεσιμότητα των δευτερογενών Ca-P ενώσεων.

Σε αντίθεση με τα παραπάνω, στις εδαφοτομές P7 και P8 (Πίνακας 101, Σχήμα 35) (όπως και στις P4 και P9, Πίνακας παραρτ. 19 και 20, αντίστοιχα), παρατηρείται μη στατιστικά σημαντική συνεισφορά του αρ.HCl-Pi στην αύξηση της βιοδιαθέσιμης πηγής του P_i . Οι Tiessen et al. (1984) αναφέρουν ότι το γεγονός αυτό λαμβάνει χώρα κυρίως σε μη λιπασμένα γεωργικά εδάφη, όπου το αρ.HCl εκχυλίζει ανόργανες Ca-P μορφές (π.χ. απατίτες) με μικρό βαθμό διαλυτότητας στο εδαφικό σύστημα. Σύμφωνα με τους Smeck (1985) και Cross and Schlensinger (1995), η μακροπρόθεσμη συνεισφορά του αρ.HCl-Pi στην αναπλήρωση των απωλειών του διαθέσιμου P_i στα γεωργικά εδάφη καθορίζεται από το ποσοστό των μη αποσαθρωμένων απατιτών (βαθμός εδαφικής εξέλιξης), τις εδαφικές τους ιδιότητες, το ριζικό σύστημα της αναπτυσσόμενης καλλιέργειας καθώς και από τα επίπεδα του $P_{t-avail}$ (ολικός διαθέσιμος P).

Συνδυάζοντας τα αναλυτικά δεδομένα των πινάκων 100 και 101, διαπιστώνει κανείς ότι οι υπόλοιπες ανόργανες μορφές φωσφόρου (π.HCl-Pi και $\text{H}_2\text{SO}_4/\text{H}_2\text{O}_2\text{-Pi}$ - P_i) δεν αποτελούν κάποια αξιόπιστη πηγή P, που να αυξάνει τη συγκέντρωση του βιοδιαθέσιμου P, στα υπό μελέτη εδάφη με χαμηλή και μέτρια διαθεσιμότητα P (Πίνακες 100 και 101, Σχήματα 34 και 35). Το αποτέλεσμα αυτό, σε συνδυασμό με την ασθενή αλλά στατιστικά σημαντική συσχέτιση των μορφών αυτών του φωσφόρου με το κλάσμα του Ρητίνη- P_i στα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P (Πίνακας 99), δείχνει την ισχυρή επίδραση της ποσότητας της εφαρμοζόμενης P-λίπανσης κατά την καλλιεργητική περίοδο στην αγρονομική συμπεριφορά των εκχυλιζόμενων P_i μορφών με ισχυρά οξέα.

Οι Samadi and Gilkes (1998) και Guo and Yost (2000), μελετώντας τη συμπεριφορά των P_o μορφών σε εδάφη με διαφορετική χρήση γης, καθώς και με διαφορετικές εφαρμοζόμενες καλλιεργητικές πρακτικές, κατέληξαν στο συμπέρασμα πως τα κλάσματα του οργανικού P αποτελούν σημαντική πηγή διαθέσιμου P σε γεωργικά εδάφη με οριακές ανόργανες εισροές P, αλλά και σε αδιατάραχτα εδάφη με υψηλά επίπεδα οργανικής ουσίας. Επιπρόσθετα, οι Zheng et al. (2003) αναφέρουν ότι σε γεωργικά εδάφη με οργανική λίπανση ή με ενσωμάτωση των φυτικών υπολειμμάτων το κλάσμα του σχηματιζόμενου οργανικού φωσφόρου μέσω των ανώτερων καλλιεργητικών πρακτικών είναι άμεσα διαθέσιμο από την αναπτυσσόμενη καλλιέργεια.

Η έντονη διαφοροποίηση της συμπεριφοράς του $\text{NaHCO}_3\text{-Po}$ στα υπό μελέτη γεωργικά εδάφη είναι ιδιαίτερα εμφανής μεταξύ των P1, P2, P3 και P5-P6. Αναλυτικότερα, η μη στατιστικά σημαντική συσχέτιση μεταξύ των $\text{NaHCO}_3\text{-Po}$ -Ρητίνη- P_i και $\text{NaHCO}_3\text{-Po-NaHCO}_3\text{-Pi}$ στα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P μετατρέπεται σε ισχυρή στα εδάφη με μέτρια επίπεδα διαθέσιμου P (Πίνακας 100, Σχήμα 34). Οι Zhang and MacKenzie (1997) υποστηρίζουν ότι η θετική συσχέτιση μεταξύ των παραμέτρων αυτών σε καλλιεργούμενα-λιπασμένα εδάφη υποδηλώνει ότι οι διαθέσιμες P_o μορφές αποτελούν πηγή μετασχηματισμού του προστιθέμενου P, η οποία συμβάλλει έμμεσα (μέσω της ανοργανοποίησης) στην αύξηση των επιπέδων του Ρητίνη- P_i και του ασθενούς διαθέσιμου ανόργανου P. Σε αντίθεση με το $\text{NaHCO}_3\text{-Po}$, σε πολύ μικρότερο βαθμό στην αναπλήρωση του βιοδιαθέσιμου P συνεισφέρουν τα μετρίως διαθέσιμα και σχετικά αφομοιώσιμα οργανικά κλάσματα (π.HCl-Po και NaOH-Po), φανερώνοντας την πιο μακροπρόθεσμη συνεισφορά τους στο βιολογικό κύκλο της αναπτυσσόμενης καλλιέργειας (σιτηρά) σε εδάφη με επάρκεια P (Πίνακας 100). Ο βιοδιαθέσιμος ρόλος του εκχυλιζόμενου οργανικού φωσφόρου με ισχυρό οξύ

(π.HCl-Po) έχει διαπιστωθεί κυρίως στα γεωργικά, τροπικά εδάφη με οργανικές εισροές φωσφόρου, στα οποία το οργανικό μέρος των «υπολειμματικών μορφών» του φωσφόρου μετασχηματίζεται σταδιακά από σχετικά δυσδιάλυτες σε πιο ευδιάλυτες Po μορφές (NaOH-Po) (Zhang and McKenzie, 1997, Saleque et al., 2004).

Στα εξεταζόμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P, τα κλάσματα $\text{NaHCO}_3\text{-Po}$ και NaOH-Po συσχετίζονται σημαντικά μεταξύ τους (Πίνακας 101, Σχήμα 35), γεγονός που καταδεικνύει τη συμβολή των άμεσα και μέτρια διαθέσιμων Po μορφών στην αύξηση των επιπέδων του Ρητίνη-Pi. Σύμφωνα με τους Zheng et al. (2002), το κλάσμα του άμεσα διαθέσιμου Po ($\text{NaHCO}_3\text{-Po}$) έχει την τάση να μετασχηματίζεται στο εδαφικό σύστημα σε Po ενώσεις μέτριας διαθεσιμότητας, μειώνοντας έτσι παροδικά τα επίπεδα του διαθέσιμου Po, τα οποία δυνητικά μπορούν να αυξηθούν υπό συνθήκες ανεπάρκειας P.

Στο δενδροδιάγραμμα των σχημάτων 34 και 35, οι παραπάνω σχέσεις γίνονται εύκολα αντιληπτές, καθώς φαίνεται πως εκτός από το κλάσμα $\text{NaHCO}_3\text{-Pi}$, οι μέτρια προσροφημένες ανόργανες μορφές P στα εδαφικά κolloειδή (NaOH-Pi) καθώς επίσης οι Ca-P ενώσεις (αρ.HCl-Pi), αλλά και οι εύκολα ανοργανοποιήσιμες οργανικές μορφές P ($\text{NaHCO}_3\text{-Po}$) συνεισφέρουν στην αναπλήρωση του βιοδιαθέσιμου P, στα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα P. Στα γεωργικά εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P, αν και η σχέση μεταξύ των Pi μορφών δεν είναι ισχυρή, κύρια δεξαμενή αναπλήρωσης του βιοδιαθέσιμου P αποτελεί το κλάσμα του ασθενούς προσροφημένου P στα εδαφικά συστατικά (Σχήμα 35), ενώ σημαντική είναι και η συμμετοχή των οργανικών μορφών P ($\text{NaHCO}_3\text{-Po}$ και NaOH-Po) στη βιοδιαθέσιμη πηγή του εδαφικού P.

4.3.4β Εδάφη με φυσική βλάστηση

Για την εξαγωγή ασφαλών συμπερασμάτων, οι σχέσεις μεταξύ των κλασμάτων του P στα εδάφη με φυσική βλάστηση εξετάζονται ξεχωριστά για τις εδαφοτομές με μέτρια και ατελή αποστράγγιση (P11-P12 και P10 αντίστοιχα), εξαιτίας της διαφορετικής κατανομής των μορφών του P στο εδαφικό προφίλ (Κεφ. 4.3.2β).

Αναλυτικότερα, στην εδαφοτομή P10 τα κλάσματα του φωσφόρου διακρίνονται σε δύο ομάδες: ανόργανες και οργανικές μορφές P με μη σημαντική αλληλεπίδραση μεταξύ τους (μεγάλη διαομαδική απόσταση, Σχήμα 36α), η οποία επιβεβαιώνεται και από τις πολύ μικρές τιμές του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ των Pi και Po μορφών (Πίνακας 102α). Από τα φυσικοχημικά χαρακτηριστικά της P10 συμπεραίνεται ότι το γεγονός αυτό πιθανόν οφείλεται στη συνδυαστική επίδραση δύο παραμέτρων:

- στην επικράτηση ατελών συνθηκών στράγγισης στην P10, η οποία ευνοεί τη μετακίνηση των διαθέσιμων Pi κλασμάτων από την επιφάνεια στους Bt/BC ορίζοντες, υπό αναγωγικές συνθήκες,
- στην ισχυρότερη επίδραση της οργανικής ουσίας σε σχέση με τις επικρατούσες οξειδοαναγωγικές συνθήκες στην κατανομή των οργανικών μορφών του φωσφόρου με το βάθος (Πίνακας 92, Κεφ. 4.3.2β).

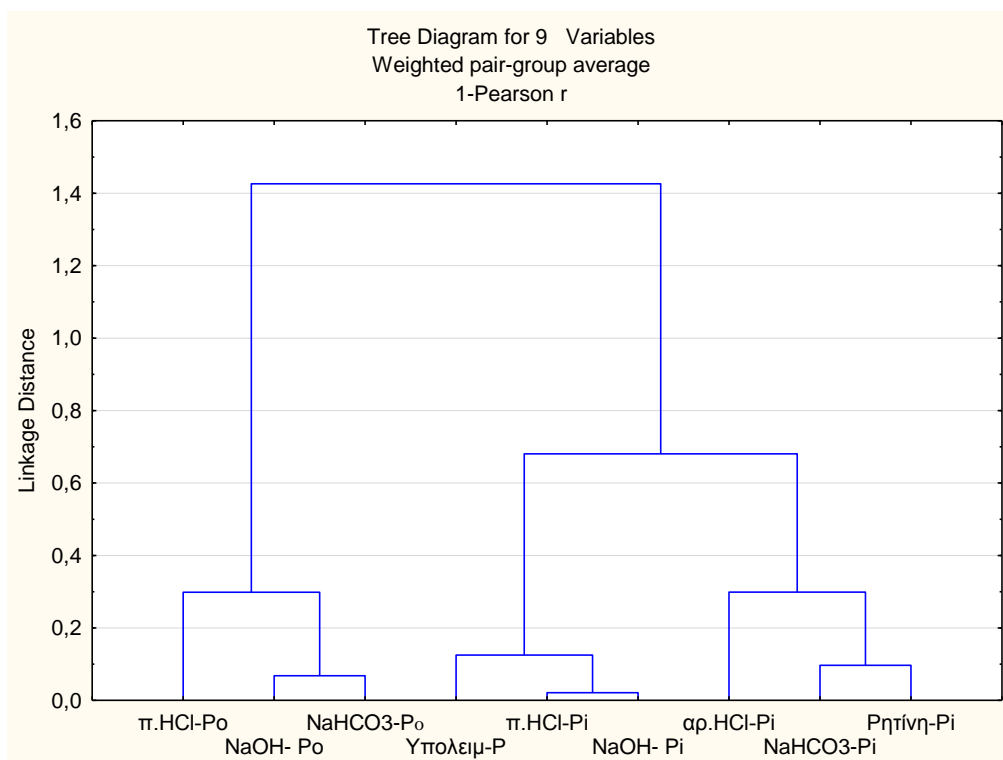
Πίνακας 102α: Συσχετίσεις μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου στην εδαφοτομή P10, με φυσική βλάστηση και ατελή αποστράγγιση (N=6).

Κλάσματα	Ρητίνη- Pi	NaHCO ₃ - Pi	NaHCO ₃ - Po	NaOH- Pi	NaOH- Po	αρ.ΗCl- Pi	π.ΗCl- Pi	π.ΗCl- Po	H ₂ SO ₄ / H ₂ O ₂ -Pi
NaHCO ₃ -Pi	0.903								
NaHCO ₃ -Po	-0.225	-0.567							
NaOH- Pi	0.665	0.908	-0.684						
NaOH- Po	-0.524	-0.801	0.932	-0.828					
αρ.ΗCl-Pi	0.838	0.564	0.207	0.276	-0.040				
π.ΗCl- Pi	0.620	0.878	-0.729	0.979	-0.827	0.267			
π.ΗCl-Po	-0.293	-0.546	0.636	-0.585	0.767	0.265	-0.492		
H ₂ SO ₄ / H ₂ O ₂ -Pi	0.244	0.633	-0.875	0.867	-0.854	-0.200	0.883	-0.641	
Pt	0.793	0.956	-0.593	0.973	-0.770	0.481	0.965	-0.454	0.751

p<0.05 (r_≥0.811), p<0.01 (r_≥ 0.917), p<0.001 (r_≥0.974)

Η διερεύνηση των σχέσεων μεταξύ των ανόργανων μορφών φωσφόρου (Pi) αποδεικνύει ότι η επικράτηση ατελών συνθηκών στράγγισης στην P10 δεν επηρεάζει μόνο την κατανομή τους στην εδαφική κατατομή (Πίνακας 92) αλλά και τη συμβολή τους στον βιολογικό κύκλο της αναπτυσσόμενης βλάστησης. Όπως προκύπτει από τον πίνακα 102α, στην P10 το κλάσμα του βιοδιαθέσιμου φωσφόρου (Ρητίνη-Pi), συσχετίζεται ισχυρά μόνο με τον ασθενώς προσροφημένο ανόργανο φώσφορο στα εδαφικά κολλοειδή (NaHCO₃-Pi). Το αποτέλεσμα αυτό ενισχύεται και από τη μικρή ενδοομαδική απόσταση μεταξύ των κλασμάτων Ρητίνη-NaHCO₃-Pi (Σχήμα 36α), υποδηλώνοντας ότι στην εξεταζόμενη εδαφοτομή με φυσική βλάστηση και ατελή αποστράγγιση, οι απώλειες του Ρητίνη-Pi αναπληρώνονται κυρίως από το NaHCO₃-Pi, το οποίο «τροφοδοτείται» από τις εύκολα μεταβαλλόμενες Pi μορφές υπό αναγωγικές συνθήκες (NaOH-Pi και π.ΗCl-Pi).

Συνδυάζοντας τα ανώτερα αποτελέσματα με τα αντίστοιχα των καλλιεργούμενων εδαφών με υψηλή διαθεσιμότητα P (Πίνακας 99), γίνεται εύκολα αντιληπτό πως και στις δύο κατηγορίες των υπό μελέτη εδαφών το κλάσμα του π.HCl-Pi παρουσιάζει παρόμοια συμπεριφορά, που όμως οφείλεται σε διαφορετικά αίτια. Ειδικότερα, στην ατελώς αποστραγγιζόμενη εδαφοτομή με φυσική βλάστηση η συνεισφορά των ανόργανων μορφών (NaOH-Pi και π.HCl-Pi) στο διαθέσιμο κλάσμα του P οφείλεται στις αναγωγικές συνθήκες, ενώ στα γεωργικά εδάφη αποδίδεται στον μετασχηματισμό του προστιθέμενου φωσφορικού λιπάσματος, σε μετρίως και ισχυρά δεσμευμένες Pi μορφές.



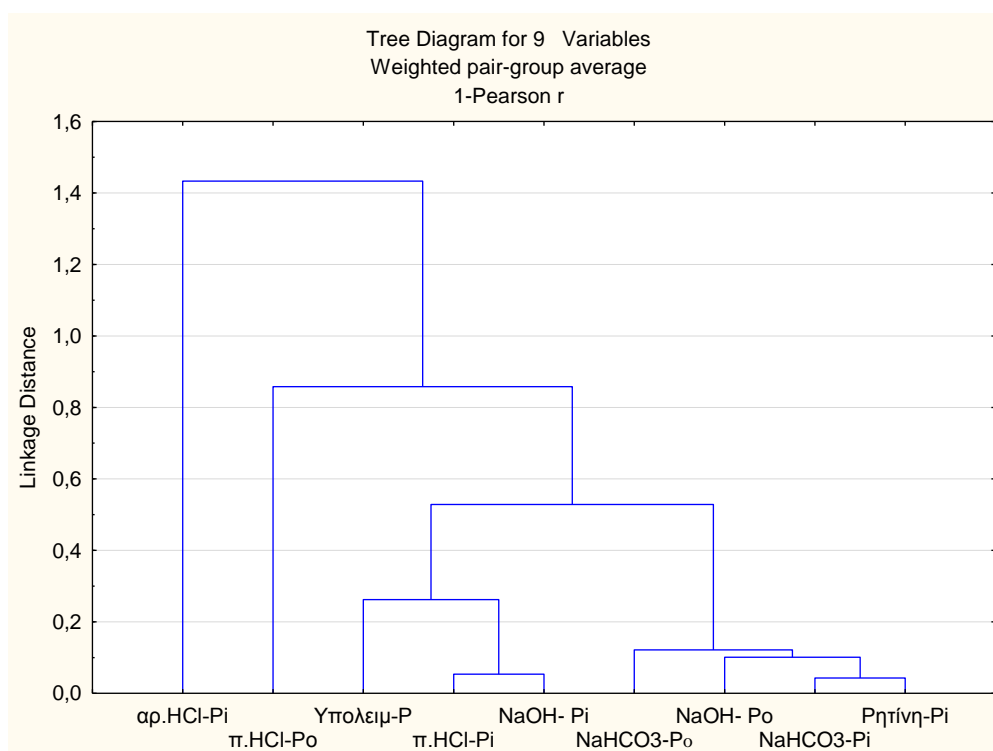
Σχήμα 36α: Δενδροδιάγραμμα ταξινομικής ανάλυσης των κλασμάτων του φωσφόρου στην P10, με φυσική βλάστηση και ατελή αποστράγγιση (N=6).

Σε αντίθεση με τα παραπάνω, στις εξεταζόμενες εδαφοτομές P11-P12 με μέτρια αποστράγγιση, το κλάσμα του βιοδιαθέσιμου φωσφόρου αναπληρώνεται τόσο από τις άμεσα όσο και από τις μέτρια διαθέσιμες Pi, Po μορφές (Πίνακας 102β). Η σημαντική συνεισφορά των Pi και Po μορφών στην αύξηση της βιοδιαθέσιμης πηγής του εδαφικού P ενισχύεται και από τα αποτελέσματα της ταξινομικής ανάλυσης, από τα οποία φαίνεται μικρή ενδοομαδική απόσταση μεταξύ του Ρητίνη-Pi και NaHCO₃-Pi, καθώς και μικρή διαομαδική απόσταση μεταξύ των NaOH-Po-Ρητίνη-Pi και NaOH-Po-NaHCO₃-Pi (Σχήμα 36β).

Πίνακας 102β: Συσχετίσεις μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου στις εδαφοτομές με φυσική βλάστηση και μέτρια αποστράγγιση (P11 και P12, N=13).

Κλάσματα	Ρητίνη- Pi	NaHCO ₃ - Pi	NaHCO ₃ - Po	NaOH- Pi	NaOH- Po	αρ.ΗCl- Pi	π.ΗCl- Pi	π.ΗCl- Po	H ₂ SO ₄ / H ₂ O ₂ -Pi
NaHCO ₃ -Pi	0.957								
NaHCO ₃ -Po	0.865	0.876							
NaOH- Pi	0.351	0.395	0.514						
NaOH- Po	0.918	0.880	0.886	0.279					
αρ.ΗCl-Pi	- 0.286	- 0.347	- 0.335	- 0.574	-0.450				
π.ΗCl- Pi	0.385	0.455	0.463	0.947	0.279	-0.612			
π.ΗCl-Po	0.235	0.197	0.152	-0.270	0.377	-0.336	-0.154		
H ₂ SO ₄ / H ₂ O ₂ -Pi	0.519	0.543	0.515	0.676	0.560	-0.814	0.800	0.331	
Pt	0.745	0.759	0.779	0.811	0.639	-0.475	0.866	0.049	0.812

p<0.05 (r_≥ 0.553), p<0.01 (r_≥0.684), p<0.001 (r_≥0.809)



Σχήμα 36β: Δενδροδιάγραμμα ταξινομικής ανάλυσης των κλασμάτων του φωσφόρου στις εδαφοτομές P11- P12, με φυσική βλάστηση και μέτρια αποστράγγιση (N=13).

Η σημαντική αλληλεπίδραση μεταξύ των διαθέσιμων Po μορφών και του κλάσματος Ρητίνη-Ρί στις P11 και P12 ενισχύει τα αποτελέσματα της κλασμάτωσης του φωσφόρου (Κεφ. 4.3.2β) και της υποενότητας 4.3.3β, σύμφωνα με τα οποία υπό συνθήκες φυσικής βλάστησης η αναπλήρωση των απωλειών του αφομοιώσιμου P καθορίζεται από το ρυθμό ανοργανοποίησης των οργανοφωσφορικών ενώσεων σε εδάφη με μέτρια αποστράγγιση.

Βάσει των αναλυτικών δεδομένων των πινάκων 102α και 102β, και στις τρεις εξεταζόμενες εδαφοτομές με φυσική βλάστηση, το κλάσμα του εκχυλιζόμενου ανόργανου φωσφόρου με το NaOH αντιπροσωπεύει P_i ενώσεις με μη άμεση διαθεσιμότητα κατά τον βιολογικό κύκλο της αναπτυσσόμενης δασικής βλάστησης (NaOH-P_i-P_{ητίνη}-P_i, p>0.05). Το αποτέλεσμα αυτό συγκλίνει με τα αντίστοιχα των Cassagne et al. (2000) και Litaor et al. (2005) σε όξινα εδάφη με δασική βλάστηση, οι οποίοι απέδωσαν το γεγονός αυτό στην ισχυρή επίδραση των οξειδίων του σιδήρου και του αργιλίου (όπως και στην παρούσα μελέτη, Κεφ. 4.3.3β) στο κλάσμα του NaOH-P_i. Οι παραπάνω σχέσεις αντιτίθενται στις αντίστοιχες στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P (Πίνακας 99), όπου ο βαθμός επίδρασης των εδαφικών συστατικών στο κλάσμα του μέτρια διαθέσιμου P είναι από ασθενέστερος έως ασήμαντος σε σχέση με αυτόν της υπολειμματικής επίδρασης της εφαρμοζόμενης P-λίπανσης.

Πρόσφατες ερευνητικές μελέτες σε εδάφη με φυσική βλάστηση αναφέρουν πως οι οργανικές μορφές του φωσφόρου συμβάλλουν σημαντικά στην αύξηση των επιπέδων του ολικού φωσφόρου, με αποτέλεσμα την ισχυρή αλληλεπίδρασή τους (Cassagne et al., 2000, Johnson et al., 2003). Στα υπό μελέτη εδάφη η σχέση μεταξύ του P_t και των P_o κλασμάτων διαφοροποιείται έντονα μεταξύ των P10 και P11-P12 (Πίνακες 102α και 102β), φανερώνοντας πως ο βαθμός συνεισφοράς των P_o ενώσεων στα επίπεδα του ολικού P_t καθορίζεται πρωτίτως από το επικρατών καθεστώς υδρομορφίας.

Εν κατακλείδι, ιδιαίτερα αξιοσημείωτο είναι πως και στις τρεις εξεταζόμενες εδαφοτομές (δηλαδή ανεξάρτητα από το καθεστώς υδρομορφίας) τα κλάσματα NaHCO₃-P_i, NaOH-P_i, π.HCl-P_i και εν μέρει ο υπολειμματικός-P_i επηρεάζουν θετικά τα επίπεδα του ολικού φωσφόρου (P_t) (Πίνακες 102α και 102β). Το αποτέλεσμα αυτό σε συσχέτισμό με τα αντίστοιχα της πολλαπλής γραμμικής παλινδρόμησης καταδεικνύουν πως οι δυσδιάλυτες, ανόργανες μορφές του φωσφόρου (π.HCl-P_i και H₂SO₄/H₂O₂-P_i) μπορεί να χρησιμοποιηθούν για τον ακριβή και έμμεσο προσδιορισμό του P_t (Tiessen et al., 1984), σύμφωνα με το παρακάτω γραμμικό μοντέλο (27):

$$Y_{P_t} = - 40.509 + 1.273 * X_{\pi.HCl-P_i} + 1.857 * X_{\text{υπολειμματικός-P}_i}$$

(R-Squared statistic: 93.42%, p<0.01) (27)

4.4 Προσρόφηση του φωσφόρου σε εδάφη Alfisols

Οι μηχανισμοί της προσρόφησης του φωσφόρου (P) στα εδάφη αποτελούν ερευνητικό πεδίο με ιδιαίτερο αγρονομικό-περιβαλλοντικό ενδιαφέρον. Σημαντικές πληροφορίες για τη διαθεσιμότητα του P, τη μετακίνησή του προς βαθύτερα στρώματα εδάφους και, κατά συνέπεια, του κίνδυνου έκπλυσης των φωσφορικών ιόντων προς τους υπόγειους υδροφόρους ορίζοντες μπορεί να προβλεφθούν μέσω πειραμάτων προσρόφησης P (Börling, 2003, Heredia and Cirelli, 2007).

Σύμφωνα με πρόσφατες ερευνητικές μελέτες των Duffera and Rubarge (1999) και Suman (2004), η προσρόφηση του P μπορεί επιπρόσθετα να προβλέψει τη συμπεριφορά του P σε γεωργικά εδάφη με διαφορετικές εφαρμοζόμενες καλλιεργητικές πρακτικές, παρέχοντας έτσι σημαντικές πληροφορίες για την ορθολογική διαχείρισή τους.

Στην παρούσα μελέτη, πραγματοποιήθηκαν πειράματα προσρόφησης σε μεγάλο εύρος συγκεντρώσεων φωσφόρου και σε σταθερή θερμοκρασία ($25\pm 1^{\circ}\text{C}$), με σκοπό τη μελέτη του βαθμού επίδρασης της χρήσης γης στη συγκράτηση του φωσφόρου, τη μελέτη των σχέσεων μεταξύ των παραμέτρων προσρόφησης και των κλασμάτων του P, σε συνδυασμό με τις αντίστοιχες του με τα εδαφικά συστατικά.

Τα πειραματικά δεδομένα της προσρόφησης του φωσφόρου προσαρμόστηκαν στις γραμμικές μορφές των εμπειρικών μοντέλων Freundlich και Langmuir και εκφράστηκαν με τις αντίστοιχες παραμέτρους προσρόφησης (K_f , n , Q_{\max} , k).

4.4.1α Προσρόφηση του φωσφόρου σε καλλιεργούμενα εδάφη

4.4.1α₁ Προσρόφηση του φωσφόρου σε καλλιεργούμενα εδάφη σε εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου

Σύμφωνα με τα αναλυτικά δεδομένα του πίνακα 103, στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P παρατηρείται ικανοποιητική προσαρμογή των πειραματικών δεδομένων στα εμπειρικά μοντέλα Langmuir και Freundlich, αφού οι τιμές του R^2 είναι ανώτερες της κρίσιμης τιμής (0.95) σε όλα τα εδαφικά δείγματα (Pierzynski, 2000). Παρ' όλα αυτά, αν και παρουσιάζονται σχετικά πιο υψηλές τιμές του R^2 στο μοντέλο του Freundlich στον επιφανειακό ορίζοντα, για την εκτίμηση των παραμέτρων προσρόφησης P στην παρούσα μελέτη επιλέχθηκε το εμπειρικό μοντέλο του Langmuir, εξαιτίας της πιο ευρείας εφαρμογής του στις περιβαλλοντικές και πεδογενετικές μελέτες του φωσφόρου (Nwoke et al., 2003, Peltovuori 2006).

Πίνακας 103: Συντελεστής (R^2) προσαρμογής των πειραματικών δεδομένων προσρόφησης στις ευθύγραμμες εξισώσεις των εμπειρικών μοντέλων Langmuir και Freundlich και οι παράμετροί τους, στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου.

		Langmuir				Freunlich			
P1 Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Qmax (mg/kg)	k (L/mg)	MBC (L/kg)	R ²	P _{0.2} (mg/kg)	K _f (mg/kg)	n	R ²
Ap	0-25	325.15	0.13	42.25	0.976	0.00	63.93	0.27	0.985
Bt	25-36	378.29	0.15	56.70	0.982	0.00	70.08	0.23	0.982
BC	36-59	445.31	0.67	298.15	0.986	88.70	139.72	0.28	0.991
C1	59-79	688.41	0.94	646.72	0.974	145.62	166.55	0.34	0.982
C2	79-110	749.08	1.01	756.49	0.985	158.84	171.87	0.36	0.991

Πίνακας 103: Συντελεστής (R^2) προσαρμογής των πειραματικών δεδομένων προσρόφησης στις ευθύγραμμες εξισώσεις των εμπειρικών μοντέλων Langmuir και, Freundlich και οι παράμετροι τους, στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (συνέχεια).

P2 Ορίζοντες	Langmuir					Freunlich			
	Βάθος (cm)	Qmax (mg/kg)	k (L/mg)	MBC (L/kg)	R ²	P _{0.2} (mg/kg)	K _f (mg/kg)	n	R ²
Ap	0-20	312.00	0.12	37.44	0.973	0.00	64.34	0.17	0.987
AB	20-34	338.50	0.13	43.94	0.985	0.00	77.89	0.19	0.970
Bt1	34-71	484.32	0.54	261.36	0.989	74.53	10.54	0.25	0.972
Bt2	71-114	578.14	0.92	531.76	0.990	96.85	151.87	0.47	0.985
BC	114-150	654.36	1.24	810.96	0.992	131.5	166.86	0.43	0.986

P3 Ορίζοντες	Langmuir					Freunlich			
	Βάθος (cm)	Qmax (mg/kg)	k (L/mg)	MBC (L/kg)	R ²	P _{0.2} (mg/kg)	K _f (mg/kg)	n	R ²
Ap	0-26	344.06	0.21	72.24	0.976	59.44	89.76	0.14	0.991
Bt	26-65	421.44	0.55	231.55	0.991	109.03	132.52	0.21	0.974
BC	65-110	555.11	0.61	277.55	0.989	115.31	144.67	0.45	0.985
C	110-145	621.08	0.84	466.20	0.983	129.83	151.45	0.46	0.982

Βασει των αναλυτικών αποτελέσματος του πίνακα 103, οι τιμές των παραμέτρων της προσρόφησης του φωσφόρου παρουσιάζουν έντονη διαφοροποίηση των τιμών τους με το βάθος και ειδικότερα μεταξύ της επιφάνειας και του μητρικού υλικού.

Αναλυτικότερα, οι μικρότερες τιμές της μέγιστης προσρόφησης P (Qmax), παρουσιάζονται στους επιφανειακούς ορίζοντες (312 mg/kg-344 mg/kg), οι οποίες είναι σχεδόν δυο φορές μικρότερες συγκριτικά με τις αντίστοιχες του στο μητρικό υλικό των P1, P2 και P3. Παρόμοιες τιμές μέγιστης προσρόφησης φωσφόρου, ανάλογες με αυτές στους επιφανειακούς ορίζοντες των εξεταζόμενων εδαφών, αναφέρονται και από τους Subramanian and Sing (1997), σε μελέτη τους πάνω σε ισχυρά λιπασμένα επιφανειακά εδάφη. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα των ερευνητών, τα υψηλά επίπεδα διαθέσιμου P (260 mg/kg) συμβάλλουν στην ασθενή δέσμευση του P, ώστε ακόμα και εδάφη με μετρίως λεπτόκοκκη μηχανική σύσταση, να χαρακτηρίζονται από υψηλή εκροφητική ικανότητά σε P. Το ίδιο συμπέρασμα συνάγεται και στα υπό μελέτη εδάφη, οι επιφανειακοί ορίζοντες των οποίων χαρακτηρίζονται από αργιλώδη μηχανική σύσταση αλλά και υπερβολικά υψηλά επίπεδα διαθέσιμου P (Πίνακες 15, 20, 25 και 83). Κατά συνέπεια, η ισχυρά εφαρμοζόμενη P-λίπανση κατά την καλλιεργητική περίοδο στις P1-P3 ενδεχομένως συντελεί στην επικάλυψη των περισσότερων θέσεων δέσμευσης P στην επιφάνεια με αποτέλεσμα τη μικρότερη και ασθενέστερη προσροφητική ικανότητά τους σε P σε σχέση με την αντίστοιχη του μητρικού υλικού (Πίνακας 103).

Η μη στατιστικά σημαντική επίδραση της αργίλου στην PSC των εξεταζόμενων εδαφών επιβεβαιώνεται και από την πολύ μικρή τιμή του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ των παραμέτρων αυτών ($r=-0.076$, $p>0.05$) καθώς και από τη μεγάλη διαομαδική απόσταση μεταξύ των παραμέτρων (δενδροδιάγραμμα), όπως διαφαίνεται από το σχήμα 1 του παραρτήματος.

Οι Mozaffari and Sims (1994), μελετώντας την προσρόφηση του P σε εδάφη με διαφορετικά επίπεδα φωσφόρου αλλά και με μηχανική σύσταση, διαπίστωσαν ότι η επίδραση της ποσότητας της εφαρμοζόμενης λίπανσης στη δέσμευση του P ήταν ισχυρότερη μόνο μεταξύ των εδαφών με την ίδια περιεκτικότητα σε άργιλο. Πρόσφατη ερευνητική μελέτη της Börling (2003) σε καλλιεργούμενες εδαφοτομές με διαφορετικές μεταχειρίσεις έδειξε ότι η συγκράτηση των προστιθέμενων φωσφορικών ιόντων στην υποεπιφάνεια καθορίζεται κυρίως από την περιεκτικότητά της σε ενεργά συστατικά προσρόφησης φωσφόρου, ενώ στον επιφανειακό ορίζοντα από τις εφαρμοζόμενες καλλιεργητικές πρακτικές (ποσότητα-μορφή λίπανσης) και από τη λιπαντική ιστορία των γεωργικών εδαφών.

Η διαφοροποίηση των τιμών της Q_{max} στο εδαφικό προφίλ πιθανόν να οφείλεται και στην επιπρόσθετη, έμμεση επίδραση του μητρικού πετρώματος. Οι Owusu-Bennoah and Acqaye (1989), μελετώντας την προσροφητική ικανότητα σε P σε εδάφη τα οποία χαρακτηρίζονται από μεγάλο εύρος μητρικών πετρωμάτων, διαπίστωσαν σημαντικά υψηλότερες τιμές Q_{max} σε εδάφη που έχουν αναπτυχθεί επί ασβεστολιθικών πετρωμάτων, όπως το μητρικό υλικό των εδαφοτομών P2 και P3.

Από τον συνδυασμό των αποτελεσμάτων της προσρόφησης με τις εδαφικές ιδιότητες διαπιστώνεται ότι οι αντιδράσεις της προσρόφησης του φωσφόρου στα εξεταζόμενα εδάφη επηρεάζονται θετικά από το pH, την I.A.K. και το άθροισμα των βασικών κατιόντων ($Ca^{2+} + Mg^{2+}$) (Πίνακας 104α).

Η θετική επίδραση του pH στην προσρόφηση του P, στα εξεταζόμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P αποκλίνει από τα αποτελέσματα των περισσότερων ερευνητών, οι οποίοι υποστηρίζουν ότι το εδαφικό pH επηρεάζει αρνητικά τη δέσμευση του φωσφόρου (Bolland et al., 2003). Παρ' όλα αυτά, ισχυρές θετικές συσχετίσεις μεταξύ των παραμέτρων αυτών αναφέρονται από τους Lopeiz-Puneiro and Navarro (1997) και Ige et al. (2007) σε αλκαλικά εδάφη. Ειδικότερα επισημαίνουν ότι η επίδραση του pH στη PSC είναι άμεσα επηρεαζόμενη από το επικρατέστερο κατιόν του εδαφικού κολλοειδούς και την αντίδραση του εδάφους. Παρόμοια αποτελέσματα παρουσιάστηκαν και από τον Agbenin (1996), ο οποίος, μελετώντας την προσρόφηση του φωσφόρου σε τροπικά εδάφη της τάξης των Alfisols, παρατήρησε αύξηση της συγκράτησης του P, με τη σταδιακή αύξηση του pH του διαλύματος εξισορρόπησης από 4.5 σε 7. Σύμφωνα με τον Agbenin (1996), το γεγονός αυτό οφείλεται σε τρεις πιθανούς μηχανισμούς δράσης του επικρατέστερου κατιόντος του εδαφικού κολλοειδούς (ανταλλάξιμο Ca^{2+}):

- ❖ στην καθίζηση των δυσδιάλυτων φωσφορικών ενώσεων του ασβεστίου,
- ❖ στη σύγχρονη απορρόφηση (co-adsorption) του ασβεστίου με το μονοσθενές ή δισθενές φωσφορικό ανιόν και, κατά συνέπεια, του σχηματισμού των ενώσεων $CaH_2PO_4^+$ ή του $CaHPO_4^0$ αντίστοιχα,
- ❖ στην ειδική προσρόφηση του ασβεστίου στην επιφάνεια των εδαφικών κολλοειδών, η οποία αυξάνει το θετικό τους φορτίο και κατά συνέπεια την προσρόφηση των $H_2PO_4^-$ και HPO_4^{2-} (Huang and Stumm, 1973).

Στα ερευνητικά αποτελέσματα των ερευνητών αυτών βασίστηκαν οι Curtin et al., (1992), οι οποίοι διαπίστωσαν μικρή αλλά στατιστικά σημαντική θετική συσχέτιση του pH με τη Q_{max} , σε μεσογειακά εδάφη με $pH > 5.2$.

Αν και η επίδραση της ικανότητας ανταλλαγής κατιόντων στην προσρόφηση του P έχει μελετηθεί ελάχιστα, οι περισσότεροι ερευνητές συγκλίνουν στην άποψη ότι η I.A.K. επηρεάζει έμμεσα τη δέσμευση του φωσφόρου εδάφη. Σύμφωνα με τους Smilie et al. (1987), η θετική επίδραση της I.A.K. στην προσρόφηση του P οφείλεται κυρίως στη δράση των βασικών ανταλλάξιμων κατιόντων (όπως και στα εξεταζόμενα εδάφη)

και ειδικότερα του Ca^{2+} , το οποίο, αντιδρώντας με τα φωσφορικά ιόντα, σχηματίζει σταθερές Ca-P ενώσεις.

Πίνακας 104: Συσχετίσεις μεταξύ των εδαφικών ιδιοτήτων και των παραμέτρων του εμπειρικού μοντέλου Langmuir, στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (N=14).

	Fe_2O_{3d}	Fe_2O_{3o}	Fe_2O_{3p}	Al_2O_{3d}	Al_2O_{3o}	Al_2O_{3p}	Ca^{2+} $+\text{Mg}^{2+}$	I.A.K.	pH
Qmax	0.195	0.514	-0.536	-0.342	0.575	-0.694	0.843	0.670	0.814
k	0.386	0.345	-0.638	-0.259	0.408	-0.722	0.765	0.578	0.852
MBC	0.296	0.470	-0.555	-0.254	0.537	-0.644	0.796	0.669	0.755

$p < 0.05$ ($r \geq 0.532$), $p < 0.010$ ($r \geq 0.684$), $p < 0.001$ ($r \geq 0.780$)

Η ισχυρή συσχέτιση της I.A.K. με το άθροισμα των βασικών κατιόντων ($r=0.91$, $p < 0.001$) υποδηλώνει την έμμεση επίδρασή της στη δέσμευση του φωσφόρου στα εξεταζόμενα εδάφη, ενισχύοντας έτσι τα αποτελέσματα των ανώτερων ερευνητών. Θετικές τάσεις της Qmax με την I.A.K. και τα βασικά ανταλλάξιμα κατιόντα αναφέρονται και από τους Ige et al. (2005, 2007), οι οποίοι επισημαίνουν την αξιοπιστία των παραμέτρων αυτών για την έμμεση πρόβλεψη της μέγιστης προσρόφησης P και του δείκτη προσρόφησης P, σε αλκαλικά ηπειρωτικά εδάφη του Καναδά. Οι Moughli et al. (1993), Amrani et al. (1999), και Menon (2008), προσπαθώντας να προβλέψουν τη μέγιστη ρυθμιστική ικανότητα των εδαφών σε P, χρησιμοποίησαν ένα εμπειρικό μαθηματικό μοντέλο, το οποίο, μεταξύ των άλλων, εδαφικών παραμέτρων ενσωμάτωσε και το ανταλλάξιμο ασβέστιο. Παρόμοια τάση αλλά ασθενέστερη συγκριτικά με την αντίστοιχη των παραπάνω ερευνητών αναφέρεται και από τους Scheffe et al. (2007), οι οποίοι αναφέρουν πως το φαινόμενο αυτό παρατηρείται και σε όξινα εδάφη με ισχυρή φωσφορική λίπανση υπό τη μορφή Ca-P.

Για τη μελέτη της επίδρασης των εισροών του P στη δεσμευτική ικανότητα σε P επιφανειακών εδαφών, οι Duffera and Robarge (1999) πραγματοποίησαν πειράματα προσρόφησης, με σκοπό τον προσδιορισμό της παραμέτρου $P_{0.2}$, δηλαδή του προσροφημένου φωσφόρου σε συγκέντρωση 0.2 mgP/L στο διάλυμα ισορροπίας (Juo and Fox, 1977). Σύμφωνα με τους ερευνητές, η τιμή αυτής της παραμέτρου μπορεί να δώσει σημαντικές πληροφορίες τόσο για τη δεσμευτική τους ικανότητα σε φωσφόρο όσο και για την λιπαντική αγωγή των γεωργικών εδαφών (Beckwith, 1965).

Στα υπό μελέτη εδάφη της παρούσας μελέτης, οι τιμές της εν λόγω παραμέτρου κυμαίνονται από 0 mg/kg στους ανώτερους επιφανειακούς ορίζοντες έως 158.84 mg/kg στο μητρικό υλικό (Πίνακας 103). Ο Suman (2004) υποστηρίζει ότι οι μηδενικές τιμές του $P_{0.2}$ υποδηλώνουν την ασθενή συγκράτηση των προστιθέμενων φωσφορικών ιόντων λόγω κορεσμού των διαθέσιμων θέσεων προσρόφησης, που οφείλεται στην υψηλή ποσότητα του προστιθέμενου P λιπάσματος κατά την καλλιεργητική περίοδο.

Οι τιμές του $P_{0.2}$ στον επιφανειακό ορίζοντα των τριών εδαφοτομών ενισχύουν τα ερευνητικά αποτελέσματα της κλασμάτωσης του φωσφόρου (Κεφ. 4.3.3α), φανερώνοντας, ότι η υπερεπάρκεια του $P_{t-avail}$ εξασφαλίζει τις μελλοντικές ανάγκες της αναπτυσσόμενης καλλιέργειας σε P, συγκρατώντας ασθενώς τα φωσφορικά ιόντα στα εδαφικά κολλοειδή.

4.4.1α₂ Προσρόφηση φωσφόρου σε καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή και μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου

Η μελέτη της υπολειμματικής επίδρασης της εφαρμοζόμενης φωσφορικής λίπανσης στις αντιδράσεις προσρόφησης του φωσφόρου έχει αποτελέσει αντικείμενο έρευνας πολλών μελετητών τόσο σε εδάφη με διαφορετικές καλλιεργείες όσο και με διαφορετικά επίπεδα λιπάνσεων (Assimakopoulos et al., 1998, Burkit et al., 2002).

Στην παρούσα υποενότητα παρουσιάζονται αναλυτικά τα πειραματικά αποτελέσματα της προσρόφησης του φωσφόρου σε καλλιεργούμενα εδάφη με σιτάρι/σιτηρά, αλλά με διαφορετικές εισροές P κατά την καλλιεργητική περίοδο.

Όπως προαναφέρθηκε και στην υποενότητα 4.4.1, τα δεδομένα της προσρόφησης του P περιγράφονται με τα μαθηματικά μοντέλα Langmuir και Freundlich, των οποίων οι παράμετροι καθώς και οι τιμές του συντελεστή προσαρμογής (R^2) εμφανίζονται στους πίνακες 105 και 106 για τα εξεταζόμενα εδάφη με μέτρια και χαμηλή διαθεσιμότητα αντίστοιχα.

Πίνακας 105: Συντελεστής (R^2) προσαρμογής των πειραματικών δεδομένων προσρόφησης στις ευθύγραμμες εξισώσεις των εμπειρικών μοντέλων Langmuir και Freundlich και οι παράμετροί τους στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου.

		Langmuir					Freundlich		
P4 Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Qmax (mg/kg)	k (L/mg)	MBC (L/kg)	P _{0.2} (mg/kg)	R ²	K _f (mg/kg)	n	R ²
Ap	0-15	454.55	0.373	169.49	128.30	0.976	142.758	0.332	0.989
Bt ₁	15-30	454.55	0.44	200.00	128.41	0.986	151.64	0.32	0.983
Bt ₂	30-50	500.00	0.59	294.12	134.24	0.991	198.75	0.26	0.986
Ck ₁	50-90	526.32	0.70	370.37	146.3	0.985	178.63	0.41	0.983
Ck ₂	90-120	555.00	0.64	355.20	155.27	0.976	214.83	0.28	0.975

		Langmuir					Freundlich		
P5 Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Qmax (mg/kg)	k (L/mg)	MBC (L/kg)	P _{0.2} (mg/kg)	R ²	K _f (mg/kg)	n	R ²
Ap	0-30	312.00	0.34	106.08	52.09	0.981	95.59	0.34	0.983
E	30-65	344.83	0.56	192.31	93.67	0.989	131.92	0.25	0.993
EB	65-80	370.37	0.73	270.27	114.63	0.991	149.97	0.25	0.985
Bt1	80-110	384.62	0.86	330.77	117.63	0.993	173.86	0.29	0.991
BC	110-140	416.67	0.82	341.67	121.26	0.991	174.98	0.26	0.984

		Langmuir					Freundlich		
P6 Ορίζοντες	Βάθος (cm)	Qmax (mg/kg)	k (L/mg)	MBC (L/kg)	P _{0.2} (mg/kg)	R ²	K _f (mg/kg)	n	R ²
Ap	0-18	344.83	0.24	82.64	59.44	0.976	344.83	0.44	0.981
Bt1	18-43	625.00	2.00	1250.00	239.00	0.991	625.00	0.27	0.986
Bt2	43-88	588.24	1.89	1111.1	215.30	0.989	588.24	0.26	0.982
C	88-130+	434.78	0.58	250.00	149.80	0.983	434.78	0.29	0.976

Πίνακας 106: Συντελεστής (R^2) προσαρμογής των πειραματικών δεδομένων προσρόφησης, στις ευθύγραμμες εξισώσεις των εμπειρικών μοντέλων Langmuir και, Freundlich και οι παράμετροί τους στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου.

		Langmuir				Freundlich			
P7 Οριζόντες	Βάθος (cm)	Qmax (mg/kg)	k (L/mg)	MBC (L/kg)	P _{0.2} (mg/kg)	R ²	K _f (mg/kg)	n	R ²
Ap	0-24	500.00	0.25	125.00	122.52	0.990	136.65	0.35	0.976
Bt	24-52	555.56	0.35	196.08	142.39	0.986	190.59	0.26	0.978
BC	52-63	526.32	0.34	178.57	114.29	0.972	172.66	0.29	0.978
C	63-98+	476.19	0.30	140.85	103.30	0.996	144.61	0.31	0.986

		Langmuir				Freundlich			
P8 Οριζόντες	Βάθος (cm)	Qmax (mg/kg)	k (L/mg)	MBC (L/kg)	P _{0.2} (mg/kg)	R ²	K _f (mg/kg)	n	R ²
Ap	0-21	500.00	0.21	105.00	118.70	0.992	84.96	0.41	0.953
Bt	21-41	526.32	0.34	178.95	136.80	0.986	154.13	0.31	0.974
BC	41-53	526.32	0.32	168.42	127.00	0.988	147.10	0.33	0.974
C	53-92+	454.55	0.24	109.09	109.25	0.988	97.95	0.36	0.964

		Langmuir				Freundlich			
P9 Οριζόντες	Βάθος (cm)	Qmax (mg/kg)	k (L/mg)	MBC (L/kg)	P _{0.2} (mg/kg)	R ²	K _f (mg/kg)	n	R ²
A	0-22	303.03	0.14	42.42	87.99	0.994	101.74	0.27	0.982
Bt1	22-50	416.67	0.33	137.50	105.54	0.994	156.17	0.26	0.976
Bt2	50-83	357.14	0.29	103.57	108.33	0.992	156.42	0.22	0.980
BC	83-111	357.14	0.24	85.71	97.54	0.986	146.29	0.22	0.982
C1	111-126	344.83	0.15	51.72	78.19	0.980	136.99	0.22	0.978
C2	126-158+	312.50	0.12	37.50	78.69	0.988	102.21	0.26	0.966

Όπως προκύπτει από τους παραπάνω πίνακες, τα γραμμικά μοντέλα Freundlich και Langmuir περιγράφουν εξίσου αξιόπιστα τα πειραματικά δεδομένα της προσρόφησης P ($R^2 > 0.95$) και στις δύο κατηγορίες των εδαφών. Από τη σύγκριση όμως των μέσων τιμών του R^2 για το σύνολο των εξεταζόμενων εδαφών (N=28), προκύπτει σχετικά καλύτερη προσαρμογή των αποτελεσμάτων στο γραμμικό μοντέλο Langmuir ($R^2: 0.988$) (Freundlich $R^2: 0.981$) (Ahmed et al., 2008, Siradz, 2009). Το γεγονός αυτό και η δυνατότητα υπολογισμού της Qmax μέσω του εμπειρικού μοντέλου Langmuir αποτελούν τα δυο βασικότερα κριτήρια επιλογής του για την αξιολόγηση της προσροφητικής ικανότητας των εξεταζόμενων εδαφών σε P, όπως έχει ήδη αναφερθεί.

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της παρούσας διατριβής, μεταξύ των εξεταζόμενων καλλιεργούμενων εδαφών με μέτρια και χαμηλή διαθεσιμότητα P, ενδιαφέρον παρουσιάζει η μελέτη της προσρόφησης του φωσφόρου στην P4, η οποία

χαρακτηρίζεται από δευτερογενή συσσώρευση ανθρακικών αλάτων στους Ck₁ και Ck₂ ορίζοντες (Πίνακας 33).

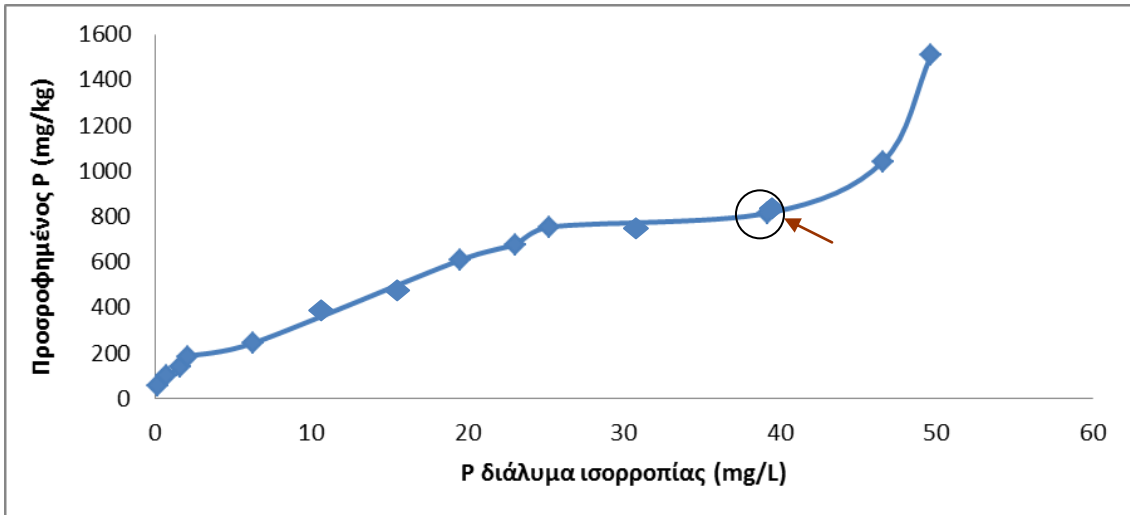
Στην εδαφοτομή P4, οι παράμετροι Q_{max} και k παρουσιάζουν αύξουσα κατανομή με το βάθος, εμφανίζοντας τις υψηλότερες τιμές τους στους καλσικούς ορίζοντες (Ck₁-Ck₂), έχοντας όμως τη μικρότερη περιεκτικότητα σε άργιλο (C:20.3%-39.9, Πίνακας 28), αλλά με υψηλά ποσοστά σε CaCO₃ (18.6-20.6%, Πίνακας 33). Υψηλές τιμές Q_{max}, ανάλογες με αυτές στους κατώτερους εδαφικούς ορίζοντες της P4, αναφέρονται και από τους Li et al. (2007) σε αμμοπηλώδη-ιλυοπηλώδη εδάφη, με περιεκτικότητα σε ανθρακικά άλατα από 12.8% έως 14.5% C. Παράλληλα, αρκετά υψηλότερη προσροφητική ικανότητα σε P (Q_{max}:750-837 mg/kg) παρατήρησαν οι Amrani et al. (1999), σε μετρίως λεπτόκοκκα, ασβεστούχα εδάφη.

Αν και σημαντική θετική σχέση μεταξύ του προσροφημένου P και των ανθρακικών αλάτων έχει αναφερθεί από πολλούς ερευνητές (Amrani et al., 1999, Biliqili et al., 2008), η ερευνητική κοινότητα δεν έχει εξάγει σαφή συμπεράσματα για την επίδραση του CaCO₃ στις αντιδράσεις προσρόφησης του P. Οι Hamad et al. (1992) και Bertrand et al. (2003) υποστηρίζουν ότι, όταν αραιά διαλύματα φωσφόρου (3-10mgP/L) προστεθούν σε ασβεστούχα εδάφη, τότε η πραγματοποιούμενη αντίδραση συνίσταται σε επιφανειακή προσρόφηση των φωσφορικών ιόντων. Κατά τα αποτελέσματα των ερευνητών, υπό τις συνθήκες αυτές τα οξειδία Fe, Al, καθώς και οι θνησιγενείς ακμές των φυλλοπυριτικών αργιλικών ορυκτών, αποτελούν τις ενεργότερες επιφάνειες προσρόφησης του P, ενώ ασήμαντη ή ασθενής είναι η ενεργότητα των ανθρακικών αλάτων (Pena and Torrent, 1990, Li et al., 2007). Σε παρόμοια συμπεράσματα κατέληξαν οι Matar et al. (1992) και Torrent et al. (1994), αποδίδοντας το γεγονός αυτό στη μικρότερη ενεργή επιφάνεια του καλσίτη (0.3 μmol/m²), η οποία είναι σχεδόν υποδεκαπλάσια της αντίστοιχης των οξειδίων Fe.

Στον αντίποδα, σημαντικός αριθμός ερευνητικών εργασιών υποστηρίζει ότι σε υψηλές συγκεντρώσεις P διαλυμάτων τα φωσφορικά ανιόντα σχηματίζουν δυσδιάλυτες Ca-P ενώσεις, με αποτέλεσμα την ισχυρή προσρόφηση του P σε αλκαλικά-ασβεστούχα εδάφη.

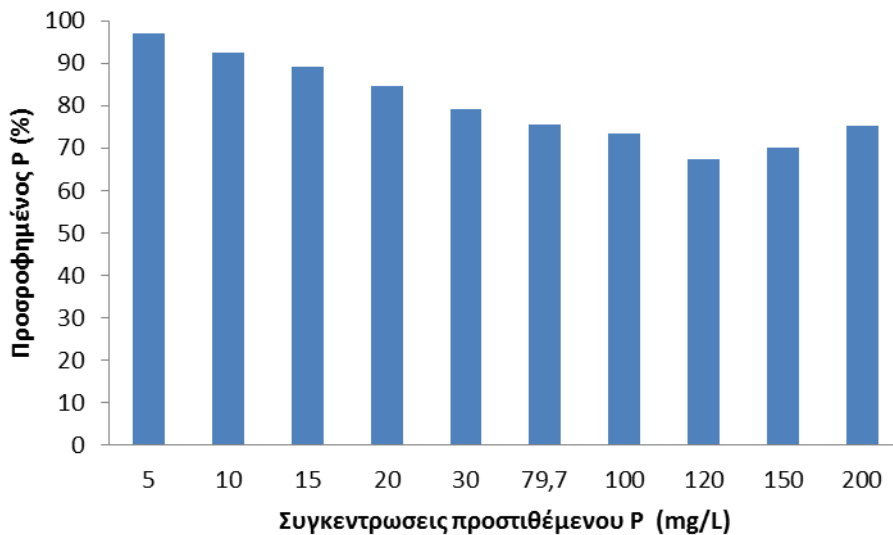
Οι Zhou and Li (2001), αφού ερεύνησαν τη δεσμευτική ικανότητα ασβεστούχων εδαφών σε P, με πυκνά διαλύματα P (100-1250 mgP/L), διαπίστωσαν μια απότομη ασυνέχεια της καμπύλης προσρόφησης. Έτσι, συνεκδοχικά επιβεβαίωσαν ότι σε υψηλές συγκεντρώσεις P επικρατούν οι αντιδράσεις ιζηματοποίησης του φωσφόρου στο εδαφικό σύστημα (Σχήμα 52). Παρόμοια αποτελέσματα αναφέρονται από τους Leytem and Westermann (2003) και Biliqili et al. (2008), σε επιφανειακά ασβεστούχα εδάφη, μετά την προσθήκη υψηλών συγκεντρώσεων φωσφορικών διαλυμάτων >150 mgP/L.

Πέρα από τα ως άνω, μελετώντας την προσρόφηση του P στον Ck₂ της P4, σε μεγαλύτερο όμως εύρος συγκεντρώσεων P-διαλυμάτων (0-200 mgP/L), συγκριτικά με τις αρχικά χρησιμοποιούμενες για τον προσδιορισμό της Q_{max}, μπορεί κανείς να παρατηρήσει πως την παρακάτω ισόθερμη καμπύλη προσρόφησης P (Σχήμα 37α).



Σχήμα 37α: Ισόθερμη καμπύλη προσρόφησης P του καλσικού ορίζοντα Ck₂ της P4, σε μεγάλο εύρος συγκεντρώσεων P- διαλυμάτων (0-200 mgP/L).

Όπως προκύπτει από το σχήμα 37α, το σημείο της απότομης αλλαγής της κλίσης της ισόθερμης καμπύλης προσρόφησης P στον Ck₂ ορίζοντα αντιστοιχεί σε προσθήκη πυκνού διαλύματος (120 mgP/L), γεγονός που φανερώνει τη μετάβαση από τον κορεσμό της προσροφητικής ικανότητας του καλσικού ορίζοντα στην έναρξη της καθίζησης των πλεοναζόντων φωσφορικών ιόντων (Sparks, 2003). Πιο συγκεκριμένα, το ποσοστό του προσροφημένου P (P_{ads}) μειώνεται με τη σταδιακή αύξηση των συγκεντρώσεων των προστιθέμενων φωσφορικών διαλυμάτων από 0 σε 120 mg P/L, ενώ εν συνεχεία αυξάνεται σταδιακά, προσεγγίζοντας 10% αύξηση του P_{ads} σε προσθήκη 200 mg/L σε σχέση με το αντίστοιχο ποσοστό του στα 120mg/L (Σχήμα 37β).



Σχήμα 37β: Ποσοστιαία κατανομή του προσροφημένου φωσφόρου σε σχέση με τις συγκεντρώσεις των προστιθέμενων P διαλυμάτων στον Ck₂ορίζοντα της P4.

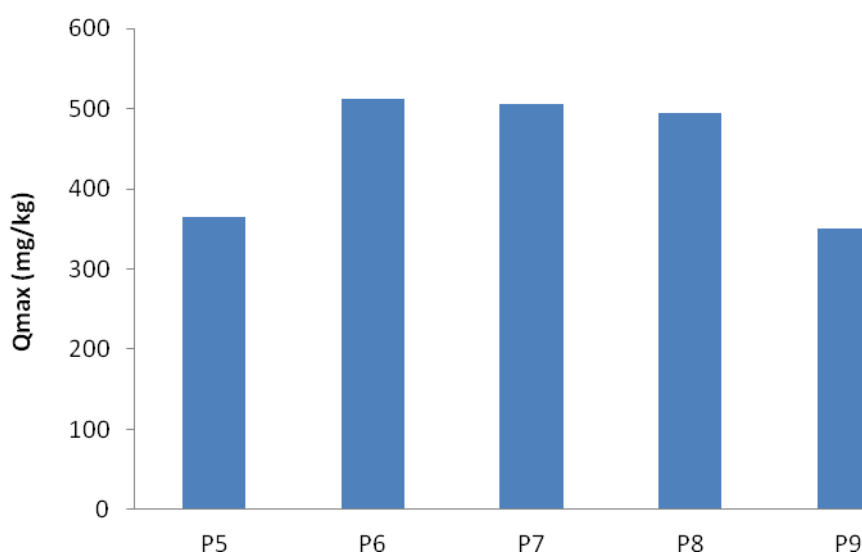
Εντούτοις, στις P5 και P6, καθώς και στις εξεταζόμενες εδαφοτομές με χαμηλή P-λίπανση (P7, P8 και P9), οι υψηλότερες τιμές των παραμέτρων προσρόφησης παρουσιάζονται στους Bt ορίζοντες. Αυτό υποδηλώνει την ισχυρότερη επίδραση των οξειδίων του Fe, Al, καθώς και των φυλλοπυριτικών ορυκτών στη δέσμευση του P υπό όξινη συνθήκη. Η θετική επίδραση αυτών των συστατικών στη συγκράτηση των

προστιθέμενων φωσφορικών ιόντων έχει παρατηρηθεί από αρκετούς ερευνητές σε όξινα γεωργικά εδάφη Abekoe, 1996, Nwoke et al., 2003, Siradz, 2009).

Σύμφωνα με τους Mozaffari and Sims (1994), Börling (2003) και Peltunvuori (2006), τα ενεργά συστατικά προσρόφησης του P δεν καθορίζουν μόνο την κατανομή των παραμέτρων προσρόφησης με το βάθος, αλλά και τη διακύμανση των τιμών τους στο εδαφικό προφίλ.

Όπως προκύπτει από το σχήμα 38, η μικρότερη μέση μέγιστη προσρόφηση P παρατηρείται στις εδαφοτομές P5 και P9, των οποίων η Q_{max} κυμαίνεται από 333 mg/kg έως 434 mg/kg και από 303 mg/kg έως 416 mg/kg αντίστοιχα (Πίνακες 105 και 106). Εκ των φυσικοχημικών ιδιοτήτων των εξεταζόμενων εδαφοτομών συμπεραίνεται ότι η παρουσία υψηλών ποσοστών άμμου (S:56.8%-73.6%, και S:52%-62% αντίστοιχα) σε όλο το εδαφικό προφίλ των P5 και P9, σε συνδυασμό με τη στατιστικά σημαντική μικρότερη περιεκτικότητά τους σε Fe_2O_{3d} , και Al_2O_{3d} (Πίνακες παραρτ. 17 και 18 αντίστοιχα), συγκριτικά με την αντίστοιχη των άλλων εδαφοτομών, συμβάλλουν στην ασθενέστερη δέσμευση του P σχεδόν σε όλη την εδαφική κατατομή, με αποτέλεσμα την στατιστικά σημαντική διαφοροποίηση των τιμών της Q_{max} , μεταξύ της P7-P9 και P8-P9 (Πίνακας 107) καθώς και μεταξύ των P6-P5 (Πίνακας 108).

Χαμηλές τιμές Q_{max} , αντίστοιχες με αυτές των P5-P9, αναφέρονται και από τους Subramaniam and Singh (1997) σε εδάφη με χονδρόκοκκη έως μετρίως χονδρόκοκκη μηχανική σύσταση. Ειδικότερα, οι εν λόγω επιστήμονες τονίζουν την ασθενή συγκράτηση των φωσφορικών ιόντων από τα εδαφικά κολλοειδή και, συνεπώς, την δυναμική κινητικότητά τους σε βαθύτερους ορίζοντες.



Σχήμα 38: Σταθμισμένη μέση τιμή της μέγιστης προσρόφησης φωσφόρου στα εξεταζόμενα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια και χαμηλή διαθεσιμότητα P.

Πίνακας 107: Συγκρίσεις των παραμέτρων προσρόφησης του μοντέλου Langmuir μεταξύ των εξεταζόμενων εδαφοτομών (P7, P8, P9) με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου κατά την καλλιεργητική περίοδο, σύμφωνα με τη μέθοδο t-test.

	P7-P8	P8-P9	P7-P9
Qmax	M.Σ	*	*
k	M.Σ	*	*
MBC	M.Σ	*	*

* :στατιστικά σημαντική διαφορά (p<0.01)

M.Σ.: μη στατιστικά σημαντική διαφορά.

Οι Schwertmann and Taylor (1989) και Hartono et al. (2005) υποστηρίζουν ότι φυσικοχημικές ιδιότητες των εδαφών επηρεάζονται από τη χημική σύσταση, από τα ορυκτολογικά χαρακτηριστικά του μητρικού πετρώματος επί του οποίου έχουν αναπτυχθεί, αλλά και από τις επικρατούσες πεδοκλιματικές συνθήκες.

Σύμφωνα με την Τσαουσιδου (2008), επί όξινου μεσόκοκκου μοσχοβοτικού γνευσιοσχιστόλιθου (όπως το μητρικό πέτρωμα της P9), πλούσιου σε σαλικιλικά και πυριτικά ορυκτά, αλλά με μικρή περιεκτικότητα σε σιδηρομαγνησιούχα πυριτικά ορυκτά, αναπτύσσονται εδάφη με υψηλά ποσοστά άμμου και χαμηλά ποσοστά οξειδίων Fe, Al, Mn. Αντίθετα, η ανάπτυξη των P7 και P8 επί βασικού λεπτόκοκκου πετρώματος (μεταδολερίτης) που είναι πλούσιο σε σιδηρομαγνησιούχα πυριτικά ορυκτά συμβάλλει στην υψηλότερη περιεκτικότητά τους σε οξείδια Fe, συγκριτικά με την αντίστοιχη στην P9. Συνδυάζοντας τα δεδομένα αυτά με τα παραπάνω αποτελέσματα, μπορεί κάποιος να διαπιστώσει ότι το μητρικό πέτρωμα επί των οποίων έχουν αναπτυχθεί τα εξεταζόμενα εδάφη με χαμηλή P-λίπανση καθορίζει έμμεσα την προσροφητική τους ικανότητα σε φώσφορο μέσω της άμεσης επιρροής του στα φυσικοχημικά τους χαρακτηριστικά.

Η σημαντική επίδραση των εδαφικών συστατικών στις αντιδράσεις προσρόφησης του φωσφόρου στις εξεταζόμενες εδαφοτομές ενισχύεται τόσο από τα αποτελέσματα των συσχετίσεών τους με τις παραμέτρους προσρόφησης όσο και από τα συμπεράσματα της ταξινομικής ανάλυσης (μικρή ενδοομαδική απόσταση μεταξύ της Qmax και των ελεύθερων οξειδίων Fe, Al) τα οποία παρουσιάζονται κατ' αντιστοιχία στους πίνακες 109 και 110 για τα εδάφη με μέτρια και χαμηλές διαθεσιμότητα P και στα σχήματα 4 έως 9 του παραρτήματος.

Πίνακας 108: Συγκρίσεις των παραμέτρων προσρόφησης του μοντέλου Langmuir μεταξύ των εξεταζόμενων εδαφοτομών (P4, P5 P6) με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου κατά την καλλιεργητική περίοδο, σύμφωνα με τη μέθοδο t-test.

	P4-P5	P5-P6	P4-P6
Qmax	*	*	M.Σ
k	*	*	*
MBC	M.Σ	*	*

* :στατιστικά σημαντική διαφορά (p<0.01)

M.Σ.: μη στατιστικά σημαντική διαφορά

Πίνακας 109: Συσχετίσεις μεταξύ των παραμέτρων προσρόφησης P και των εδαφικών ιδιοτήτων στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα P (Εκτός P4) (N=9).

	I.A.K	Ca ²⁺ + Mg ²⁺	S	C	Fe ₂ O _{3d}	Fe ₂ O _{3o}	Al ₂ O _{3d}	Al ₂ O _{3o}	MnO _{2d}	MnO _{2o}
Q_{max}	0.846	0.673	-0.901	0.923	0.903	-0.614	0.986	0.867	-0.941	-0.910
k	0.812	0.630	-0.784	0.826	0.776	-0.444	0.912	0.889	-0.932	-0.864
MBC	0.784	0.571	-0.786	0.823	0.801	-0.451	0.945	0.863	-0.946	-0.875
P_{0.2}	0.876	0.753	-0.922	0.933	0.905	-0.645	0.977	0.835	-0.891	-0.903

p<0.05 (r>0.666), p<0.01 (r>0.798), p<0.001 (r≥0.898)

Πίνακας 110: Συσχετίσεις μεταξύ των παραμέτρων προσρόφησης και των εδαφικών ιδιοτήτων στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P (N=14).

	I.A.K	Ca ²⁺ + Mg ²⁺	S	C	Fe ₂ O _{3d}	Fe ₂ O _{3o}	Fe ₂ O _{3d}	Al ₂ O _{3d}	Al ₂ O _{3o}	MnO _{2d}	MnO _{2d}
Q_{max}	0.932	0.932	-0.683	0.554	0.832	0.901	0.93	0.977	0.932	0.822	0.360
k	0.941	0.954	-0.586	0.672	0.836	0.921	0.874	0.903	0.890	0.760	0.426
MBC	0.940	0.956	-0.68	0.793	0.705	0.864	0.734	0.782	0.764	0.620	0.370
P_{0.2}	0.905	0.832	0.668	0.710	0.85	0.867	0.82	0.901	0.901	0.694	0.445

p<0.05 (r≥0.532), p<0.01 (r ≥0.661), p<0.001 (r≥0.780)

Σύμφωνα με τα αναλυτικά δεδομένα των παραπάνω πινάκων, η άργιλος, τα άμορφα και ελεύθερα οξείδια Al και οι ολικές μορφές αυτών συσχετίζονται θετικά με την Q_{max}, και την ενέργεια προσρόφησης (k). Από την άλλη μεριά, αρνητική σχέση παρατηρείται μεταξύ των παραμέτρων αυτών και της άμμου.

Η θετική επίδραση των αργιλικών ορυκτών στις αντιδράσεις προσρόφησης του P έχει παρατηρηθεί από αρκετούς ερευνητές τόσο σε μεσογειακά όσο και σε τροπικά όξινα επιφανειακά εδάφη. Πιο συγκεκριμένα, επισημαίνεται η υψηλή αξιοπιστία του κλάσματος της άργιλου για την έμμεση πρόβλεψη της Q_{max} (Pena and Torrent, 1990, Tsadilas et al., 1996, Abekoe and Sahrwat, 2001). Σε παρόμοια συμπεράσματα κατέληξαν οι Mamo et al. (1987) και Ioannou et al. (1998), υποστηρίζοντας ότι η ισχυρή αλληλεπίδραση μεταξύ των παραμέτρων αυτών υποδηλώνει ότι στο εδαφικό σύστημα λαμβάνουν χώρα φαινόμενα επιφανειακής προσρόφησης του P.

Οι Hartono et al. (2005) και Bera et al. (2006) υποστηρίζουν ότι ο προσδιορισμός της μέγιστης ρυθμιστικής ικανότητας των εδαφών σε φώσφορο ως το γινόμενο της Q_{max} με τη σταθερά k (MBC = Q_{max}*k) επιφέρει την ισχυρή αλληλεπίδραση μεταξύ αυτών και την επίδραση των ίδιων εδαφικών ιδιοτήτων στις παραμέτρους του εμπειρικού μοντέλου Langmuir.

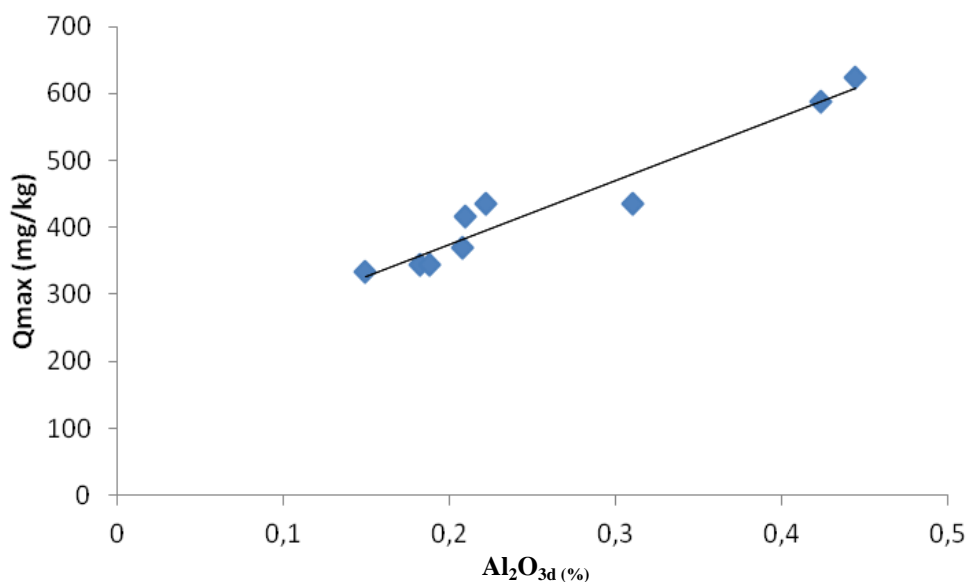
Το γεγονός αυτό είναι ιδιαίτερα εμφανές στα εξεταζόμενα εδάφη (εκτός P4), όπου η εκατοστιαία τους περιεκτικότητα σε άργιλο συσχετίζεται θετικά με την Q_{max} και την MBC (Πίνακες 109 και 110). Κατά τους Amrani et al. (1999) και Nwoke et al. (2003), η θετική σχέση μεταξύ των παραμέτρων αυτών φανερώνει ότι η αναπλήρωση των απωλειών του φωσφόρου από το εδαφικό διάλυμα επηρεάζεται από την περιεκτικότητα των εδαφών σε άργιλο. Ως αποτέλεσμα, τα εδάφη με μεγαλύτερη MBC απαιτούν την προσθήκη μεγαλύτερων ποσοτήτων P-λιπασμάτων συγκριτικά με τα

εδάφη με μικρότερη MBC (όπως ο Αρ ορίζοντας της P9, στην παρούσα μελέτη) για τη διατήρηση των ίδιων επίπεδων P στο εδαφικό διάλυμα.

Η επίδραση των άμορφων και ελεύθερων οξειδίων του Fe, Al στη δέσμευση του P έχει αποτελέσει αντικείμενο έρευνας πολλών μελετητών, όμως η επιστημονική κοινότητα δεν έχει αποφανθεί σχετικά με την πιο ενεργή μορφή τους στη συγκράτηση των προστιθέμενων φωσφορικών ιόντων. Οι Abekoe and Sahrawat (2001) υποστηρίζουν ότι στα υγρά εύκρατα και τροπικά εδάφη τα άμορφα οξείδια του Fe, Al αποτελούν τα πιο ενεργά συστατικά προσρόφησης του P. Συνεκδοχικά, λοιπόν, το άθροισμά τους ($\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{d}}$ και $\text{Al}_2\text{O}_{3\text{d}}$) μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την έμμεση και αξιόπιστη εκτίμηση της δεσμευτικής ικανότητάς τους σε P (Schoumans and Groenendijk, 2000, Khiari et al., 2000, Nair et al., 2004). Αντίθετα, οι επικρατούσες πεδοκλιματικές συνθήκες στα μεσογειακά εδάφη ευνοούν τον μετασχηματισμό των άμορφων σε κρυσταλλικές μορφές, με αποτέλεσμα τα $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{d}}$, $\text{Al}_2\text{O}_{3\text{d}}$ να αποτελούν όχι μόνο τις επικρατέστερες μορφές οξειδίων, αλλά και τα εδαφικά συστατικά με την ισχυρότερη επίδραση στις αντιδράσεις προσρόφησης του P (Pena and Torrent, 1990, Carreira and Lajtha, 1997).

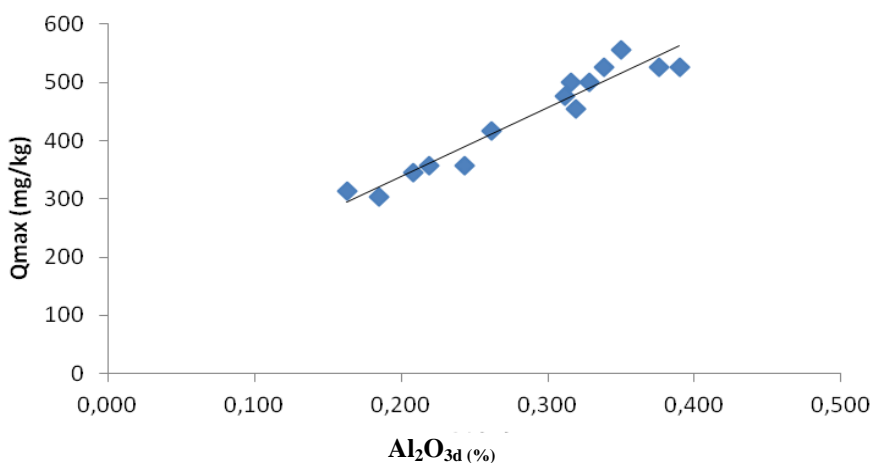
Εν προκειμένω, μεταξύ των διαφόρων μορφών οξειδίων σιδήρου, αργιλίου και μαγγανίου, τα ελεύθερα οξείδια του αργιλίου επηρεάζουν ισχυρότερα τις παραμέτρους προσρόφησης P, εμφανίζοντας έντονη γραμμικότητα με την Q_{max} , η οποία περιγράφεται με τις εξισώσεις 28 και 29 για τα καλλιεργούμενα εδάφη με οριακή (Σχήμα 39) και χαμηλή διαθεσιμότητα P (Σχήμα 40) αντίστοιχα:

$$Y_{Q_{\text{max}}} = 954.64 * X_{\text{Al}_2\text{O}_{3\text{d}}} + 184.86, \text{ (R-Squared statistic: } 95.37\%, p < 0.01) \quad (28)$$



Σχήμα 39: Συσχέτιση της μέγιστης προσρόφησης φωσφόρου με την περιεκτικότητα των εδαφών με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου σε ελεύθερα οξείδια αργιλίου ($\text{Al}_2\text{O}_{3\text{d}}$ %) (N=9, εκτός P4).

$$Y_{Q_{\max}} = 1182.8 * X_{Al_2O_3d} + 101.05, \text{ (R-Squared statistic: 91.47\%, } p < 0.01) \text{ (29)}$$



Σχήμα 40: Συσχέτιση της μέγιστης προσρόφησης φωσφόρου με τα ελεύθερα οξείδια αργιλίου (Al_2O_{3d} %) στα εξεταζόμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P (N=14).

Λαμβανομένων υπόψη τα παραπάνω αποτελεσμάτων, συμπεραίνεται ότι, ακόμα και εάν τα συστατικά αυτά βρίσκονται σε μικρότερες συγκεντρώσεις συγκριτικά με τις αντίστοιχες των Fe_2O_{3d} , αποτελούν πιο ισχυρούς προσροφητές των προστιθέμενων φωσφορικών ιόντων στα εξεταζόμενα εδάφη. Σε παρόμοια συμπεράσματα κατέληξε και ο Siradz (2009) μελετώντας τις σχέσεις της μέγιστης προσρόφησης με τα οξείδια του σιδήρου και του αργιλίου σε ερυθρά Alfisols, με πολύ υψηλή περιεκτικότητα σε Fe_2O_{3d} . Σύμφωνα με τους Solis και Torrent (1989b), Peña και Torrent (1990) και Agbenin (2003), το γεγονός αυτό οφείλεται στην ισόμορφη αντικατάσταση των ιόντων Fe^{3+} από τα ιόντα Al^{3+} στα κρυσταλλικά οξείδια του Fe, με αποτέλεσμα την αύξηση των θέσεων προσρόφησης (Borggaard, 1983) και την ισχυρότερη συγκράτηση των προστιθέμενων φωσφορικών ιόντων. Στα εξεταζόμενα εδάφη, η θετική αλληλεπίδραση μεταξύ των Fe_2O_{3d} , και Al_2O_{3d} (Κεφ. 4.2.7β) ενισχύει τα παραπάνω συμπεράσματα, επιμαρτυρώντας έτσι τον ενεργότερο ρόλο των οξειδίων του αργιλίου στη δέσμευση του P.

Από τη μελέτη των σχέσεων μεταξύ των παραμέτρων αυτών και των εδαφικών συστατικών για το σύνολο των εξεταζόμενων καλλιεργούμενων εδαφών (N=42) με τη μέθοδο της πολλαπλής γραμμικής παλινδρόμησης διαπιστώνεται ότι μόνο το 31.70% της παραλλακτικότητας των ολικών τιμών της Q_{\max} αποδίδεται στην ποσοστιαία περιεκτικότητα τους σε άμορφα οξείδια Al (Πίνακας 111), ενώ το 19.00% της παραλλακτικότητας των τιμών της μέγιστης ρυθμιστικής τους ικανότητας σε P στη συνδυαστική επίδραση της αργίλου και της οργανικής ουσίας (Börling, 2003).

Πίνακας 111: Πολλαπλή γραμμική παλινδρόμηση των παραμέτρων προσρόφησης P του εμπειρικού μοντέλου Langmuir και των εδαφικών συστατικών για το σύνολο των εξεταζόμενων καλλιεργούμενων εδαφών (N=42) ($p < 0.01$).

Εξισώσεις	R-Squared statistic	Επίπεδο σημαντικότητας
$Y_{Q_{\max}} = 312.682 + 451.281 * X_{Al_2O_3d}$	16.69%	$p < 0.01$
$Y_{Q_{\max}} = 344.55 + 694.47 * X_{Al_2O_3o}$	31.70%	$p < 0.01$
$Y_{MBC} = 142.16 + 7.4 * X_{\text{άργιλος}} - 148.05 * X_{\text{οργ.ουσία}}$	19.00%	$p < 0.01$

Μια ιδιαίτερα αξιοσημείωτη παραμέτρος, που προσδιορίζεται από τις ισόθερμες καμπύλες προσρόφησης, είναι η συγκέντρωση του προσροφημένου P, σε επίπεδα 0.2 mgP/L στο διάλυμα ισορροπίας. Η παραμέτρος αυτή, αν και αναπλήρωσε αρχικά για αγρονομικούς σκόπους (εύρεση συνιστώμενης P-λίπανσης) (Sarafraz et al., 2008), στην πλειονότητα των ερευνητικών μελετών χρησιμοποιείται (όπως και στην παρούσα μελέτη) για τον χαρακτηρισμό της προσροφητικής ικανότητας σε P τόσο σε καλλιεργούμενα εδάφη όσο και σε φυσικά οικοσυστήματα (Duffera and Robarge, 1999, Abekoe, and Tiessen, 1998, Shirvania et al., 2010).

Στα εξεταζόμενα εδάφη της παρούσας υποενότητας, οι τιμές του $P_{0.2}$ κυμαίνονται από 52.09 έως 239.00mg/kg για τα καλλιεργούμενα εδαφη με οριακή φωσφορική λίπανση, ενώ από 78.19 mg/kg έως 142.00 mg/kg για τα καλλιεργούμενα εδαφη με χαμηλή διαθεσιμότητα (Πίνακες 105 και 106). Σύμφωνα με την ταξινομική κατάταξη των Juo and Fox (1977), και οι δυο κατηγορίες των εξεταζόμενων εδαφών χαρακτηρίζονται από χαμηλή έως μέτρια προσροφητική ικανότητα σε φώσφορο.

Από τη διακύμανση των τιμών της παραμέτρου $P_{0.2}$ με το βάθος διαπιστώνεται ότι οι υποεπιφανειακοί ορίζοντες απαιτούν την προσθήκη υψηλότερων συγκέντρωσεων φωσφορικών λίπασματων. Αύξουσα κατανομή του $P_{0.2}$ με το βάθος αναφέρεται από τους Abekoe (1996), Nwoke et al. (2004) και Peltunvuori (2006), οι οποίοι υποστηρίζουν ότι οι χαμηλότερες απαιτούμενες ποσότητες του προστιθέμενου P –λίπασματος στην επιφάνεια οφείλονται στην επίδραση του αρχικά προσροφημένου P στα εδαφικά κολλοειδή ενώ οι υψηλότερες στην υποεπιφάνεια, στην υψηλή συγκέντρωση των ενεργών εδαφικών συστατικών.

Ο συνδυασμός των δεδομένων του $P_{0.2}$, με τις παραμέτρους προσρόφησης του γραμμικού μοντέλου Langmuir επιτρέπει την παρατήρηση της θετικής αλληλεπίδρασης τόσο με την Q_{max} ($r=0.83$, $p<0.01$) όσο και με τη μέγιστη ρυθμιστική ικανότητα ($r=0.87$, $p<0.001$) για το σύνολο των εξεταζόμενων εδαφών. Η στατιστικά σημαντική συσχέτιση μεταξύ των παραμέτρων αυτών υποδηλώνει ότι όσο μεγαλύτερη είναι η προσροφητική ικανότητα ενός εδάφους σε P τόσο μικρότερη είναι η ικανότητά του να αναπληρώνει τις απώλειες του $P_{t-avail}$ κατά την καλλιεργητική περίοδο. Ως εκ τούτου, απαιτούνται υψηλές ποσότητες σε P-λίπανση για την επίτευξη ικανοποιητικής φυτικής παραγωγής (Amrani et al., 1999).

4.4.1β Προσρόφηση φωσφόρου σε εδάφη με φυσική βλάστηση

Στα φυσικά οικοσυστήματα, η μελέτη των αντιδράσεων της προσρόφησης του φωσφόρου με τα εδαφικά συστατικά παρουσιάζει ιδιαίτερο πεδογενετικό ενδιαφέρον. Αρκετοί ερευνητές έχουν πραγματοποιήσει πειράματα προσρόφησης P σε δασικά εδάφη με διαφορετικές πεδοπεριβαλλοντικές συνθήκες, διερευνώντας είτε την επίδραση των εδαφικών ιδιοτήτων (Nakos, 1987, Chacon and Dezzio, 2004) είτε την επίδραση της εδαφικής εξέλιξης στη συγκράτηση των προστιθέμενων φωσφορικών ιόντων (Adentunji et al., 1997, Lair et al., 2009). Παρ' όλα αυτά, στα μεσογειακά και τροπικά φυσικά οικοσυστήματα, οι περισσότεροι από τους ερευνητές εξετάζουν την προσρόφηση του P, μόνο στους επιφανειακούς ορίζοντες (Tsadilas et al., 1996, Li et al., 2007), χωρίς να λάβουν υπόψη τη διαφοροποίηση των παραμέτρων της στην εδαφική κατατομή.

Εν προκειμένω, οι βασικοί σκοποί της προσρόφησης του P είναι η μελέτη της δέσμευσης του P με το βάθος σε αδιατάραχτα εδάφη με όξινη έως ουδέτερη αντίδραση, καθώς και η διερεύνηση των σχέσεων μεταξύ των παραμέτρων προσρόφησης P, των εδαφικών ιδιοτήτων και των κλασμάτων του P.

Τα αποτελέσματα της προσρόφησης του φωσφόρου στις P10, P11 και P12, εμφανίζονται αναλυτικά στον πίνακα 112, στον οποίο παρουσιάζονται οι συντελεστές

προσαρμογής των πειραματικών δεδομένων στα εμπειρικά μοντέλα Langmuir και Freundlich, αλλά και οι παράμετροί τους (Q_{max} , k και K_f , n , αντίστοιχα).

Πίνακας 112: Συντελεστής (R^2) προσαρμογής των πειραματικών δεδομένων προσρόφησης στις ευθύγραμμες εξισώσεις των εμπειρικών μοντέλων Langmuir και Freundlich και οι παράμετροί τους, στα εδάφη με φυσική βλάστηση.

		Langmuir					Freundlich		
P10 Οριζόντες	Βάθος (cm)	Q_{max} (mg/kg)	k (L/mg)	MBC (L/kg)	$P_{0.2}$ (mg/kg)	R^2	K_f (mg/kg)	n	R^2
A	0-18	526.32	0.40	212.77	128.54	0.985	194.68	0.22	0.986
BA	18-30	588.24	0.68	454.55	236.80	0.996	276.69	0.24	0.983
Bt	30-65	714.29	0.86	716.67	262.74	0.981	315.79	0.25	0.959
BC	65-88	769.23	1.50	1363.64	345.06	0.994	402.35	0.27	0.981
C1	88-117	833.33	3.68	3680.00	397.61	0.993	457.61	0.28	0.983
C2	117-150+	769.23	1.86	1428.57	325.70	0.992	375.15	0.26	0.955

		Langmuir					Freundlich		
P11 Οριζόντες	Βάθος (cm)	Q_{max} (mg/kg)	k (L/mg)	MBC (L/kg)	$P_{0.2}$ (mg/kg)	R^2	K_f (mg/kg)	n	R^2
A	0-24	400.00	0.18	73.53	65.11	0.986	93.11	0.38	0.973
BA	24-45	555.56	0.72	400.00	142.57	0.986	210.81	0.32	0.974
Bt	45-68	714.29	1.75	1250.00	293.20	0.986	346.26	0.29	0.982
BC	68-82	769.23	2.60	2000.00	339.37	0.985	412.00	0.30	0.979
C1	82-98	769.23	3.25	2500.00	357.22	0.994	409.39	0.31	0.972
C2	98-119+	769.23	4.33	3330.00	399.48	0.996	483.39	0.30	0.977

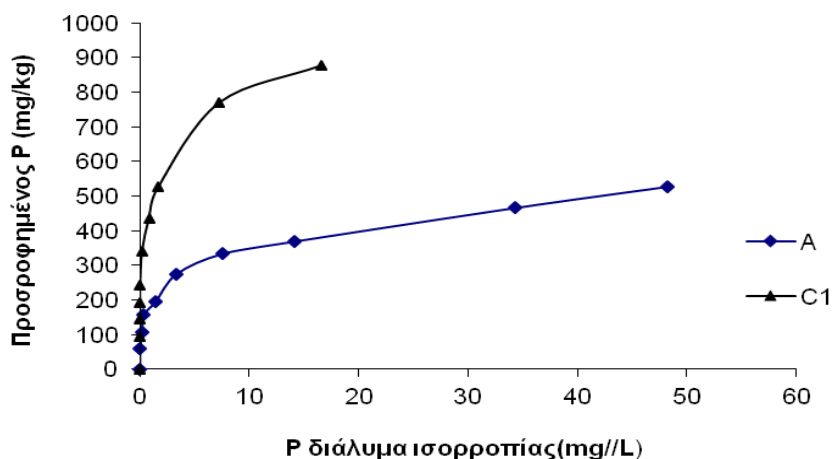
		Langmuir					Freundlich		
P12 Οριζόντες	Βάθος (cm)	Q_{max} (mg/kg)	k (L/mg)	MBC (L/kg)	$P_{0.2}$ (mg/kg)	R^2	K_f (mg/kg)	n	R^2
A	0-19	270.00	0.19	52.36	41.76	0.982	92.74	0.17	0.986
BA	19-41	312.50	0.29	90.73	98.89	0.986	106.17	0.16	0.985
Bt ₁	41-68	384.62	0.33	125.46	109.82	0.991	136.42	0.26	0.982
Bt ₂	68-104	370.37	0.23	85.88	89.53	0.989	126.29	0.22	0.989
BC	104-122	270.00	0.22	59.88	58.76	0.974	116.89	0.14	0.982
C1	122-142	263.00	0.18	46.51	66.97	0.976	92.21	0.12	0.987
C2	142-170+	256.00	0.17	43.10	52.57	0.985	91.84	0.10	0.983

Όπως παρατηρήθηκε και στην υποενότητα 4.4.1, έτσι και στα εξεταζόμενα εδάφη με φυσική βλάστηση τα πειραματικά δεδομένα περιγράφονται εξίσου ικανοποιητικά και από τα δυο εμπειρικά μοντέλα ($R^2 > 0.95$) (Pierzynski, 2000),

εμφανίζοντας σχετικά καλύτερη προσαρμογή στην ευθεία συμμεταβολή του μοντέλου Langmuir (μέση τιμή R^2) (Πίνακας 112) (Pena and Torrent, 1990). Το γεγονός αυτό, σε συνδυασμό με τα αποτελέσματα του Κεφ. 4.4.1, φανερώνει ότι η μαθηματική εξίσωση του Langmuir περιγράφει αξιόπιστα το φαινόμενο της προσρόφησης του P, ανεξάρτητα από τη συγκέντρωση του P στο διάλυμα ισορροπίας. Σε παρόμοια συμπεράσματα κατέληξαν και οι Dodor and Oya (2000) και Hartono et al. (2005), επισημαίνοντας την άριστη προσαρμοστικότητα του γραμμικού μοντέλου Langmuir (R^2 : 0.96-0.98) ακόμα και σε εδάφη με μεγάλη διακύμανση τιμών P στο διάλυμα ισορροπίας (C: 3-25 mgP/L).

Σύμφωνα με τα αναλυτικά δεδομένα του πίνακα 112, στην εδαφοτομή P10 οι παράμετροι Q_{max} και k παρουσιάζουν αύξουσα κατανομή με το βάθος, εμφανίζοντας τη μέγιστη τιμή τους στον μητρικό ορίζοντα C1 (909 mg/kg, 3.68 L/mg) (Πίνακας 112).

Η έντονη διαφοροποίηση της προσροφητικής ικανότητας σε P των εδαφικών οριζόντων της P10 είναι ιδιαίτερα εμφανής, κατά τη σύγκριση των ισόθερων καμπυλών προσρόφησης P μεταξύ των A και C1, όπου εμφανίζονται η ελάχιστη και η μέγιστη τιμή της Q_{max} αντίστοιχα (Σχήμα 41).



Σχήμα 41: Ισόθερες καμπύλες προσρόφησης φωσφόρου του επιφανειακού (A) και μητρικού ορίζοντα (C1) της P10.

Οι Wongchandaeng and Pirmphoon, (2002) και Onweremadu et al. (2007) αναφέρουν ότι η μεγάλη διακύμανση των τιμών της Q_{max} και της k μεταξύ των διαγνωστικών οριζόντων των εξεταζόμενων εδαφών τους (Ultisols, Alfisols) οφείλεται στην έντονη μεταβολή της κατανομής των εδαφικών συστατικών με το βάθος.

Εκ των σχέσεων μεταξύ των παραμέτρων προσρόφησης και των εδαφικών ιδιοτήτων συμπεραίνεται ότι τα ελεύθερα οξείδια Fe, Al, τα άμορφα και οι ολικές μορφές του αργιλίου ασκούν σημαντική, θετική επίδραση στις αντιδράσεις προσρόφησης του φωσφόρου (Πίνακας 112), όπως και στα εξεταζόμενα εδάφη με χαμηλή και μέτρια διαθεσιμότητα P. Έτσι, ενισχύεται ο σημαντικός τους ρόλος στη γεωχημική ακινητοποίηση των διαθέσιμων Pi μορφών, στα υπό μελέτη εδάφη με όξινη έως ουδέτερη αντίδραση (P5-P12).

Όπως έχει ήδη αναφερθεί στο Κεφ.άλαιο 4.3.3γ, βασικό διαγνωστικό χαρακτηριστικό της P10, συγκριτικά με τις P11 και P12, είναι η επικράτηση των ατελών συνθηκών στράγγισής της. Οι Heiberg et al. (2010), μελετώντας την επίδραση των αναερόβιων και αερόβιων συνθηκών στις αντιδράσεις του P, παρατήρησαν υψηλότερη δέσμευση των προστιθέμενων φωσφορικών ιόντων σε εδάφη με αναγωγικές συνθήκες. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα των ερευνητών, η ισχυρότερη προσρόφηση του P σε κατακλυσμένα εδάφη οφείλεται στην πιθανή επίδραση των εξής παραγόντων:

- Στη διαλυτοποίηση των υδροξειδίων του σιδήρου, που απελευθερώνει μη αρχικά διαθέσιμες θέσεις προσρόφησης φωσφόρου (Holford and Patric, 1981, Scalenghe et al., 2002).
- Στον μετασχηματισμό των οξειδίων του σιδήρου, από κρυσταλλικές, σε άμορφες μορφές, με μεγαλύτερη ειδική επιφάνεια προσρόφησης P (Khalid et al., 1977).

Υψηλότερες τιμές των παραμέτρων προσρόφησης στους υποεπιφανειακούς ορίζοντες (Bt-C) παρουσιάζονται και στην εδαφοτομή P11, στην οποία οι τιμές της Q_{max} (400-769mg/g) και της k (0.18-3.25mg/L) κυμαίνονται σε χαμηλότερα επίπεδα, συγκριτικά με τις αντίστοιχες στην P10 (Πίνακας 112). Παρόμοιες τιμές μέγιστης δεσμευτικής ικανότητας σε P (Q_{max} : 384.62 mg/kg-769.23 mg/kg) αναφέρονται και από τους Bera et al. (2006), σε τρία όξινα τροπικά εδάφη της τάξης των Alfisols, ενώ αρκετά υψηλότερες τιμές (110-1250 mg/kg) παρατήρησαν οι Hartono et al. (2005) σε ηφαιστειακά Alfisols με υψηλή περιεκτικότητα σε άμορφα συστατικά.

Αναλυτικότερα, στην εδαφοτομή P11, η υψηλότερη δέσμευση του φωσφόρου πραγματοποιείται στους ορίζοντες με ισχυρά όξινη αντίδραση (pH:4.5-4.7), ενώ η μικρότερη στην επιφάνεια με τιμή pH 6.1 Ως εκ τούτου, μεταξύ των παραμέτρων αυτών εμφανίζεται μία ισχυρή αρνητική συσχέτιση ($r=0.99$, $p<0.01$, $N=6$), η οποία συμβαδίζει με τα αποτελέσματα της πλειονότητας των ερευνητικών μελετών. Κατά τους Bolland et al. (2003) και Sato and Comerford (2005), η αύξηση του εδαφικού pH από την όξινη στην αλκαλική περιοχή (pH >7) μειώνει την προσρόφηση του φωσφόρου στα οξείδια του σιδήρου και του αργιλίου. Σύμφωνα με τους Quang et al. (1996) και Dubus and Bequer (2001), αυτό οφείλεται στην επίδραση των εξής παραγόντων:

- Στην αύξηση της διαλυτοποίησης των Al-P ενώσεων.
- Στην αύξηση της συγκέντρωσης των υδροξυλιόντων στο εδαφικό διάλυμα, με συνέπεια τον μεγαλύτερο ανταγωνισμό μεταξύ των φωσφορικών ιόντων και των OH-ιόντων για τις ίδιες θέσεις προσρόφησης φωσφόρου.

Αύξουσα κατανομή με το βάθος εμφανίζουν και οι υπόλοιποι παράμετροι του μοντέλου Langmuir, οι τιμές των οποίων κυμαίνονται από 0.18 L/mg (A ορίζοντας) έως 4.33 L/mg (C2 ορίζοντας), για την ενέργεια προσρόφησης και από 73.53 L/kg έως 3.330 L/kg για την MBC. Ισχυρή ενέργεια συγκράτησης των προστιθέμενων φωσφορικών ιόντων παρατήρησαν και οι Sanyal et al. (1993), οι οποίοι προσδιόρισαν υψηλές τιμές « k » (1.31-4.43L/mg) σε ισχυρά όξινα (pH: 4.32-5.02) επιφανειακά εδάφη, αλλά με υψηλότερη ρυθμιστική ικανότητα σε P (10334-7925 L/kg).

Μεταξύ των παραμέτρων « k », «MBC» και των εδαφικών ιδιοτήτων παρουσιάζεται ισχυρή αρνητική συσχέτιση με το pH ($r=-0.92$, $p<0,01$), πράγμα που επιβεβαιώνει τα παραπάνω αποτελέσματα. Δηλαδή, η εδαφική οξύτητα αποτελεί την κυριότερη εδαφική ιδιότητα που καθορίζει και ελέγχει την ενέργεια προσρόφησης P και τη ρυθμιστική ικανότητα σε P στην εδαφοτομή P11 (Sanyal et al., 1993, Nwoke et al., 2003).

Σε αντίθεση με τις P10 και P11, στην P12, η υψηλότερη δέσμευση του φωσφόρου παρουσιάζεται στους αργιλικούς ορίζοντες (Bt₁ και Bt₂), φανερώνοντας την ισχυρότερη συγκράτηση των προστιθέμενων P-ιόντων συγκριτικά με τους A/C ορίζοντες. Ισχυρή δέσμευση του P στον Bt αναφέρεται και από τους Abekoe and Tiessen (1998) σε δυο εδαφοτομές της τάξης των Alfisols, λόγω της υψηλότερης περιεκτικότητάς τους σε ενεργά συστατικά προσρόφησης P (Fe₂O_{3d}) αλλά και των χαμηλών ποσοστών τους σε οργανικό άνθρακα, εν συγκρίσει με τους ανώτερους επιφανειακούς.

Η σύγκριση των τιμών των παραμέτρων του μοντέλου Langmuir (Q_{max} , k , MBC) στην P12 με τις αντίστοιχες στις P10 και P11 επιτρέπει τη διαπίστωση ότι το μητρικό πέτρωμα στο οποίο έχουν αναπτυχθεί οι υπό μελέτη εδαφοτομές επηρεάζει έμμεσα την προσροφητική τους ικανότητα σε P, μέσω την ισχυρής επίδρασής του στις χημικές ιδιότητές του (Hartono et al., 2005, Kim et al., 2006). Πιο συγκεκριμένα, μεταξύ των τριών εδαφοτομών οι πιο υψηλές τιμές της μέγιστης προσρόφησης και της ενέργειας προσρόφησης P παρουσιάζονται στις P10 και P11, οι οποίες χαρακτηρίζονται από στατιστικά σημαντικά μεγαλύτερη περιεκτικότητα σε ενεργά συστατικά προσρόφησης του φωσφόρου σε σχέση με την αντίστοιχη της P12 (Πίνακας παραρτ. 18) και η ανάπτυξη των οποίων έχει λάβει χώρα σε όξινο μεταφαιστειακό πέτρωμα (Κεφ. 4.1.1γ)

Η σημαντική επίδραση των παραμέτρων αυτών στις αντιδράσεις προσρόφησης του P επιμαρτυράται και από τις στατιστικά σημαντικά συσχετίσεις τους με τις παραμέτρους Q_{max} , k , MBC (Πίνακας 113) για το σύνολο των εξεταζόμενων εδαφών με φυσική βλάστηση ($N=19$) (Pena and Torrent, 1990, Agbenin, 2003).

Πίνακας 113: Συντελεστής συσχέτισης μεταξύ των παραμέτρων προσρόφησης, και των εδαφικών ιδιοτήτων στα εξεταζόμενα εδάφη με φυσική βλάστηση ($N=19$).

	S	C	Fe ₂ O _{3d}	Fe ₂ O _{3o}	Al ₂ O _{3d}	Al ₂ O _{3o}	MnO _{2d}	MnO _{2o}
Q_{max}	-0.943	0.932	0.950	0.892	0.962	0.921	0.823	0.753
k	-0.65	0.556	0.663	0.743	0.685	0.627	0.510	0.476
MBC	-0.667	0.583	0.682	0.767	0.712	0.683	0.542	0.480
P_{0.2}	-0.812	0.789	0.848	0.855	0.853	0.773	0.676	0.592

$p < 0.05$ ($r \geq 0.456$), $p < 0.01$ ($r \geq 0.575$), $p < 0.001$ ($r \geq 0.693$)

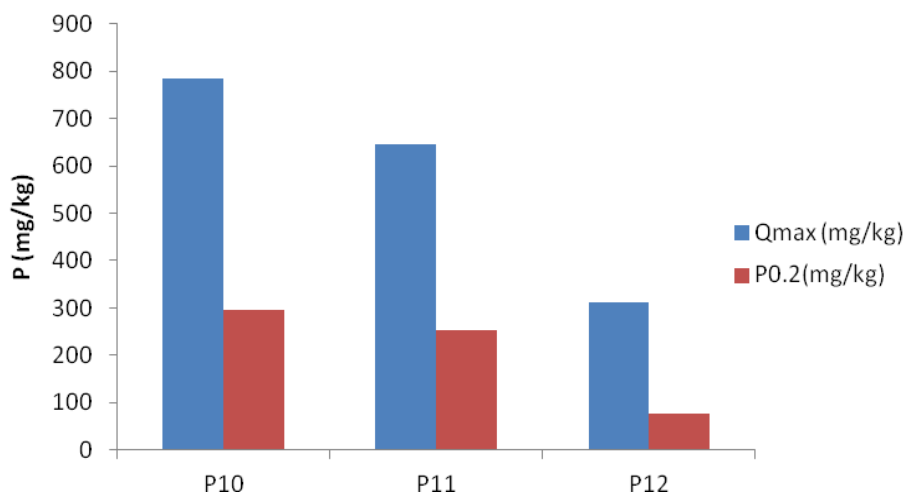
Τα ίδια συμπεράσματα προκύπτουν από τη διερεύνηση των σχέσεων μεταξύ των παραμέτρων προσρόφησης φωσφόρου και των εδαφικών συστατικών με τη μέθοδο της πολλαπλής γραμμικής παλινδρόμησης (Πίνακας 114). Σύμφωνα με τα αναλυτικά δεδομένα του πίνακα 113, τα ελεύθερα οξείδια Fe/Al καθορίζουν την προσροφητική ικανότητα των εδαφών σε P. Παράλληλα, η μέγιστη ρυθμιστική τους ικανότητα σε φωσφόρο καθορίζεται από τη συνδυαστική επίδραση των Fe₂O_{3d}/Al₂O_{3d} και της εδαφικής οξύτητας. Τα ανωτέρω ενισχύονται και από τα αποτελέσματα της ταξινομικής ανάλυσης κατά τα οποία η ενδοομαδική απόσταση μεταξύ της Q_{max} και των Al₂O_{3d}, Fe₂O_{3d} είναι μικρή (Σχήμα παραρτ. 11).

Πίνακας 114: Πολλαπλή γραμμική παλινδρόμηση των παραμέτρων προσρόφησης φωσφόρου με τα εδαφικά συστατικά για το σύνολο των εξεταζόμενων εδαφών με φυσική βλάστηση ($N=19$).

Ενδιαφέροντα συμπεράσματα για την προσροφητική ικανότητα των εξεταζόμενων εδαφοτομών σε φώσφορο λαμβάνονται εξετάζοντας και την τιμή της

Εξισώσεις	R -Squared statistic	Επίπεδο σημαντικότητας
$Y_{Q_{max}} = 381.784 + 1589.19 * X_{Al2O3d} - 61.49 * X_{pH}$	92.73%	$p < 0.01$
$Y_k = 4.05 + 6.87 * X_{Al2O3d} - 0.857 * X_{pH}$	71.72%	$p < 0.01$
$Y_{MBC} = 2360.68 + 6384.71 * X_{Al2O3d} - 594.071 * X_{pH}$	66.76%	$p < 0.01$

παραμέτρου $P_{0.2}$. Βασιζόμενοι στη σταθμισμένη μέση τιμή της παραμέτρου $P_{0.2}$ (Σχήμα 42) οι εδαφοτομές P10 και P11 χαρακτηρίζονται με μέτρια προσροφητική ικανότητα σε P ενώ, η P12 με χαμηλή (Juo and Fox, 1977). Το αποτέλεσμα αυτό ενισχύεται και από την ισχυρή θετική συσχέτιση της $P_{0.2}$ με την Q_{max} ($r=0.95$, $p<0.001$, $N=19$).



Σχήμα 42: Σταθμισμένη μέση τιμή της μέγιστης προσρόφησης (Q_{max}) και της $P_{0.2}$ στα εξεταζόμενα εδάφη με φυσική βλάστηση.

Συγκρίνοντας τη μέση τιμή της Q_{max} μεταξύ των P10, P11 και P12 με τη μέθοδο t-test, μπορεί κάποιος να αντιληφθεί τη στατιστικά σημαντικά διαφοροποίηση των επιπέδων της (Πίνακας 115), όπως και των ενεργών εδαφικών συστατικών τους (Πίνακας παραρτ. 18), τα οποία ενισχύουν τα παραπάνω αποτελέσματα.

Πίνακας 115: Συγκρίσεις των σταθμισμένων μέσων τιμών των παραμέτρων προσρόφησης του φωσφόρου μεταξύ των εξεταζόμενων εδαφοτομών (P10, P11 και P12) με φυσική βλάστηση σύμφωνα με τη μέθοδο t-test.

	P10-P11	P11-P12	P10-P12
Qmax	*	*	*
k	Μ.Σ	*	*
MBC	*	*	*

* : στατιστικά σημαντική διαφορά ($p<0.01$)

Μ.Σ.: μη στατιστικά σημαντική διαφορά

4.4.2. Συσχέτιση μεταξύ των παραμέτρων της προσρόφησης και των κλασμάτων του φωσφόρου

Η σχέση μεταξύ των παραμέτρων προσρόφησης (Q_{max} , k , MBC) και των διαφόρων κλασμάτων του φωσφόρου πραγματοποιήθηκε με τον προσδιορισμό του παραμετρικού κατά Pearson συντελεστή συσχέτισης σε επίπεδο σημαντικότητας 0.5, 0.01 και 0.001. Αξίζει να σημειωθεί ότι η μελέτη των σχέσεων μεταξύ των παραμέτρων αυτών δεν έχει αποτελέσει αντικείμενο έρευνας πολλών μελετητών, γεγονός το οποίο συμβάλλει εν μέρει και στην πρωτοτυπία της παρούσας διατριβής.

4.4.2a Καλλιεργούμενα εδάφη

4.4.2a₁ Καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου

Τα αποτελέσματα των συσχετίσεων μεταξύ των παραμέτρων προσρόφησης του γραμμικού μοντέλου Langmuir και των κλασμάτων του φωσφόρου παρουσιάζονται αναλυτικά στον πίνακα 116, για τα εξεταζόμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P.

Σύμφωνα με τα ανωτέρω, στα υπό μελέτη εδάφη με ισχυρή P-λίπανση κατά την καλλιεργητική περίοδο, τα περισσότερα ανόργανα κλάσματα του φωσφόρου, ακόμα και του υπολειμματικού- P_i , παρουσιάζουν σημαντικές αρνητικές σχέσεις με τη μέγιστη προσρόφηση P και την ενέργεια συγκράτησης των προστιθέμενων φωσφορικών ιόντων.

Πίνακας 116: Συσχετίσεις μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου και των παραμέτρων προσρόφησης P στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (N=14).

	Pητίνη- P_i	NaHCO₃- P_i	NaHCO₃- P_o	NaOH- P_i	NaOH- P_o	αρ.HCl- P_i	π.HCl- P_i	π.HCl- P_o	H₂SO₄/ H₂O₂-P_i
Q_{max}	-0.762	-0.779	0.414	-0.797	-0.001	-0.725	-0.702	-0.441	-0.762
k	-0.800	-0.817	0.355	-0.844	0.014	-0.779	-0.794	-0.384	-0.627
MBC	-0.713	-0.734	0.347	-0.761	-0.110	-0.702	-0.746	-0.467	-0.645

$p < 0.05$ ($r \geq 0.532$), $p < 0.010$ ($r \geq 0.661$), $p < 0.001$ ($r \geq 0.780$)

Αντιθέτως, μη σημαντική αλληλεπίδραση παρατηρείται μεταξύ των παραμέτρων αυτών και των P_o κλασμάτων (Πίνακας 116), φανερώνοντας την εντονότερη επίδραση των ανόργανων μορφών του φωσφόρου στον κορεσμό των διαθέσιμων θέσεων προσρόφησης στα εδαφικά κolloειδή (Guo et al., 2008, Bastounopoulou et al., 2010).

Αρνητικές σχέσεις μεταξύ των παραμέτρων αυτών αναφέρονται και από τους Duffera and Rubarge (1999) σε καλλιεργούμενα, λιπασμένα εδάφη, οι οποίοι παρατήρησαν ότι, μεταξύ των διαφόρων προσδιοριζόμενων P_i κλασμάτων φωσφόρου με τη διαδοχική κλασμάτωση του φωσφόρου, μόνο το κλάσμα του βιοδιαθέσιμου P αλληλεπιδρούσε ισχυρά με την Q_{max} .

Η αρνητική επίδραση των ανόργανων εισροών του P στη δεσμευτική ικανότητα των γεωργικών εδαφών σε φώσφορο έχει αποδειχθεί από αρκετούς ερευνητές τόσο σε τροπικά όσο και σε εύκρατα εντατικά καλλιεργούμενα εδάφη. Ο Barrow (1974), μελετώντας τη δέσμευση του P σε λιπασμένα εδάφη με διαφορετικές δόσεις P (0-1500 $\mu\text{g P/g}$), διαπίστωσε ότι όσο αυξανόταν η συγκέντρωση του προστιθέμενου P, τόσο μειωνόταν η δεσμευτική ικανότητα των εδαφών σε P. Στα ίδια αποτελέσματα κατέληξαν οι Bolland and Baker (1998) και Barrow (1999), επισημαίνοντας ότι η συνεχής εφαρμογή P-λίπανσης δεν μειώνει μόνο την Q_{max} αλλά και τη ρυθμιστική ικανότητα του εδάφους σε P, λόγω της μείωσης της κλίσης της ισόθερμης καμπύλης

προσρόφησης P. Σύμφωνα με τους Bolland et al. (2003), το γεγονός αποδίδεται στην απορρόφηση (absorption) του προστιθέμενου P, η οποία μεταβάλλει το φορτίο των εδαφικών κolloειδών, και έτσι μειώνει την ικανότητά τους να συγκρατούν στην επιφάνειά τους επιπρόσθετα φωσφορικά ανιόντα. Γι' αυτό τον λόγο, ο Barrow (1999) υποστηρίζει ότι η δεσμευτική ικανότητα των καλλιεργούμενων-λιπασμένων εδαφών σε P θα πρέπει να προσδιορίζεται κατά συχνά περιοδικά διαστήματα, προκειμένου να επιτευχθεί η μέγιστη φυτική παραγωγή με την ελάχιστη κατά το δυνατό ποσότητα προστιθέμενου P-λιπάσματος.

4.4.2α₂ Καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή και μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου

Τα αποτελέσματα των συσχετίσεων μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου και των παραμέτρων προσρόφησης παρουσιάζονται αναλυτικά στον πίνακα 117 για τα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου, ενώ στον πίνακα 118 για τα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου.

Σε αντίθεση με τα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P, στα εξεταζόμενα εδάφη με χαμηλά και μέτρια επίπεδα διαθέσιμου P παρατηρούνται μη στατιστικά σημαντικές συσχετίσεις μεταξύ των παραμέτρων του μοντέλου Langmuir και των περισσότερων μορφών του φωσφόρου.

Εξάιρεση αποτελεί το κλάσμα του εκχυλιζόμενου φωσφόρου με το αραιό υδροχλώριο, το οποίο συσχετίζεται αρνητικά με την Q_{max} στις εδαφοτομές P7-P8 καθώς και στις P5-P6. Ως εκ τούτου φανερώνεται ότι, παρά τη διαφορετική πηγή προέλευσής τους (πρωτογενή και δευτερογενή αντίστοιχα), οι ενώσεις αυτές επηρεάζουν αρνητικά την προσρόφηση του P.

Πίνακας 117: Συσχετίσεις μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου και των παραμέτρων προσρόφησης στις καλλιεργούμενες εδαφοτομές P5-P6 με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου (N=9).

	Ρητίνη- Pi	NaHCO₃- Pi	NaHCO₃- Po	NaOH- Pi	NaOH- Po	αρ.HCl- Pi	π.HCl- Pi	π.HCl- Po	H₂SO₄/ H₂O₂-Pi
Q_{max}	-0.337	-0.421	-0.594	-0.650	-0.467	-0.695	-0.068	-0.673	0.331
k	-0.367	-0.367	-0.562	-0.557	-0.252	-0.634	-0.237	-0.594	0.295
MBC	-0.284	-0.308	-0.491	-0.521	-0.291	-0.583	-0.249	-0.655	0.269

$p < 0.05$ ($r \geq 0.666$), $p < 0.01$ ($r \geq 0.798$), $p < 0.001$ ($r \geq 0.898$)

Σε αντίθεση με τα ανωτέρα, μεταξύ των παραμέτρων στην P4 παρουσιάζεται μια ασθενής αλλά στατικά σημαντική θετική σχέση ($r = 0.878$, $p < 0.05$, $N = 5$) Δεδομένου ότι και στις τρεις εδαφοτομές P4, P7 και P8 το κλάσμα του αρ.HCl-Pi εμφανίζει τις υψηλότερες τιμές του στους κατώτερους εδαφικούς ορίζοντες (Πίνακας 86 και 87), συμπεραίνεται ο διπλός ρόλος των Ca-P ενώσεων στις αντιδράσεις προσρόφησης του P. Δηλαδή, στις P7 και P8, οι εκχυλιζόμενες Pi με το αρ.HCl συμβάλλουν στη μείωση των διαθέσιμων θέσεων προσρόφησης, ενώ στην P4 συντελούν στην αύξηση της προσροφητικής ικανότητας των καλσικών οριζόντων σε φώσφορο. Σύμφωνα με τους Tiessen et al. (1984), το γεγονός αυτό ίσως οφείλεται στη διαφορετική πηγή προέλευσης των Ca-P ενώσεων στο εδαφικό σύστημα, και ειδικότερα στην παρόμοια συμπεριφορά του αρ.HCl-Pi με τα ανθρακικά άλατα του ασβεστίου στα ασβεστούχα εδάφη.

Θετική συσχέτιση μεταξύ του αρ.HCl-Pi και της Q_{max} αναφέρεται και από τους Bertrand et al. (2003) σε αλκαλικά-ασβεστούχα εδάφη. Αιτία τούτου αποτελεί η ισχυρή

επίδραση των επικρατέστερων ανταλλάξιμων κατιόντων (Ca^{2+}) στη συγκράτηση των ανόργανων φωσφορικών ιόντων, η οποία συνεπικουρείται και από τη δράση των ανθρακικών αλάτων.

Πίνακας 118: Συσχετίσεις μεταξύ των παραμέτρων προσρόφησης P και των κλασμάτων του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P (Εκτός P9) (N=8).

	Ρητίνη- Pi	NaHCO ₃ - Pi	NaHCO ₃ - Po	NaOH- Pi	NaOH- Po	αρ. HCl- Pi	π. HCl- Pi	π. HCl- Po	H ₂ SO ₄ / H ₂ O ₂ -Pi
Q_{max}	-0.221	-0.206	0.194	0.150	0.301	-0.780	0.717	0.682	0.517
k	-0.672	-0.583	-0.387	-0.491	-0.340	-0.205	0.700	0.441	0.943
MBC	-0.589	-0.512	-0.258	-0.318	-0.179	-0.394	0.760	0.537	0.876

$p < 0.05$ ($r \geq 0.707$), $p < 0.01$ ($r \geq 0.834$), $p < 0.001$ ($r \geq 0.925$)

4.4.2α₃ Σύνολο γεωργικών εδαφών

Εξετάζοντας τις σχέσεις των παραμέτρων προσρόφησης του φωσφόρου με τις Pi και Po μορφές για το σύνολο των εξεταζόμενων γεωργικών εδαφών (N=42) με τη μέθοδο της πολλαπλής γραμμικής παλινδρόμησης, παρατηρεί κανείς ότι πολύ μικρό ποσοστό της παραλλακτικότητας των συνολικών τιμών των παραμέτρων προσρόφησης Q_{max}, k, MBC καθορίζεται από τις μορφές του εδαφικού P (Πίνακας 119).

Σύμφωνα με τα αναλυτικά δεδομένα του πίνακα 119, το 27.02% των συνολικών τιμών της Q_{max}, επηρεάζεται από την περιεκτικότητά τους σε σταθερές, δυσδιάλυτες ανόργανες μορφές φώσφορου. Έτσι, γίνεται αντιληπτό ότι ο σχηματισμός των ενώσεων, ο οποίος ευνοείται σε έντονα εξελεγμένα εδάφη, όπως τα εδάφη της παρούσας μελέτης συνεισφέρει και στην ισχυρή δέσμευση του P στα εδαφικά συστατικά.

Πίνακας 119: Πολλαπλή γραμμική παλινδρόμηση των κλασμάτων του φωσφόρου με τις εδαφικές ιδιότητες για το σύνολο των καλλιεργούμενων εδαφών (N=42).

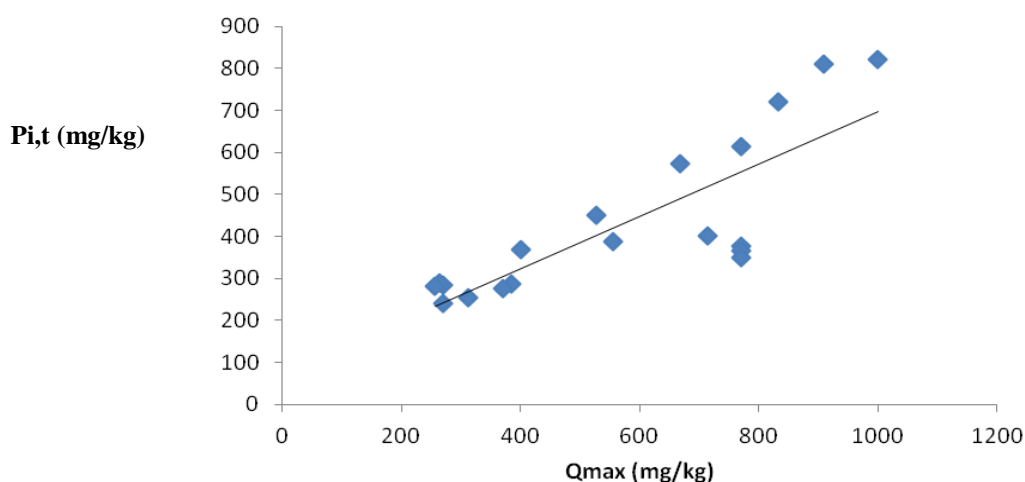
Εξισώσεις	R-Squared Statistic	Επίπεδο σημαντικότητας
$Y_{Q_{max}} = 491.913 - 0.890 * X_{NaOH-Pi}$	17.49%	$p < 0.01$
$Y_{Q_{max}} = 439.48 - 1.504 * X_{NaOH-Pi} + 0.291 * X_{Υπολειμματικός-Pi}$	27.02%	$p < 0.01$
$Y_{MBC} = 553.72 + 0.763 * X_{Υπολειμματικός-Pi} - 4.659 * X_{πHCl-Pi}$	20.98%	$p < 0.01$

Παρόμοια αποτελέσματα παρουσιάζονται από τη μελέτη των σχέσεων μεταξύ των παραμέτρων και της μέγιστης ρυθμιστικής ικανότητας (MBC) (Πίνακας 119). Συνδυάζοντας τα αποτελέσματα αυτά με τα αντίστοιχα των συσχετίσεων μεταξύ των εδαφικών συστατικών και των κλασμάτων του φωσφόρου, συμπεραίνεται ότι οι εισροές του φωσφόρου κατά την καλλιεργητική περίοδο μειώνουν τον βαθμό αλληλεπίδρασης μεταξύ των κλασμάτων του P και των εδαφικών συστατικών, καθώς και των παραμέτρων προσρόφησης P.

4.4.2β Εδάφη με φυσική βλάστηση

Όπως έχει προαναφερθεί στην υποενότητα 4.3.6γ, έτσι και στην παρούσα υποενότητα οι σχέσεις μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου και των παραμέτρων προσρόφησης P μελετήθηκαν σε δυο κατηγορίες: P10 και P11-P12, λόγω της διαφορετικής κατανομής τους με το βάθος.

Κοινό χαρακτηριστικό και στις δυο ομάδες των εξεταζόμενων εδαφοτομών είναι η ισχυρή θετική συσχέτιση της Q_{max} με το άθροισμα των ολικών ανόργανων μορφών του φωσφόρου (Σχήμα 43).



Σχήμα 43: Συσχέτιση του ολικού ανόργανου φωσφόρου ($P_{i,t}$) με τη μέγιστη προσρόφηση φωσφόρου (Q_{max}) στα εξεταζόμενα εδάφη με φυσική βλάστηση (N=19).

Η παραπάνω σχέση υποδηλώνει ότι η περιεκτικότητα των εξεταζόμενων εδαφών σε ολικές ανόργανες φωσφορικές ενώσεις είναι άμεσα επηρεαζόμενη από τη δεσμευτική τους ικανότητα σε φώσφορο. Το αποτέλεσμα αυτό ενισχύεται και από τα αποτελέσματα της διαδοχικής κλασμάτωσης του φωσφόρου, σύμφωνα με τα οποία η μεγαλύτερη μέση σταθμισμένη τιμή του $P_{i,t}$ παρουσιάζεται στην εδαφοτομή P10 (Πίνακας 98, Κεφ. 4.3.3.γ) με την υψηλότερη μέση τιμή της μέγιστης προσρόφησης P.

Μεταξύ των διαφόρων ανόργανων μορφών φωσφόρου, η ισχυρότερη συσχέτιση παρουσιάζεται μεταξύ της Q_{max} και των σταθερών P_i ενώσεων ($\pi.HCl-P_i$) (Πίνακας 124α, 124β), ενώ εξίσου σημαντική είναι και η αντίστοιχη της με τις μέτρια διάθεσιμες P_i μορφές ($NaOH-P_i$). Η ισχυρή συσχέτιση μεταξύ των παραμέτρων αυτών ενισχύεται και από τα αποτελέσματα της πολλαπλής γραμμικής παλινδρόμησης για το σύνολο των εξεταζόμενων εδαφών με φυσική βλάστηση, σύμφωνα με τα οποία προκύπτουν οι παρακάτω εξισώσεις (30 και 31) για την Q_{max} και την MBC:

$$Y_{Q_{max}} = -134.21 + 5.92 * X_{\pi.HCl-P_i} - 2.54 * X_{NaOH-P_i}, \text{ R-Squared statistic: } 85.19\% , p < 0.01 \quad (30)$$

$$Y_{MBC} = -2388.0 - 69.88 * X_{NaHCO_3-P_i} + 31.34 * X_{\pi.HCl-P_i}, \text{ R-Squared statistic: } 71.32\% , p < 0.01, \quad (31)$$

Από τις παραπάνω εξισώσεις συμπεραίνεται ότι, ενώ το υψηλότερο ποσοστό (80.90%) της παραλλακτικότητας των τιμών της καθορίζεται από το κλάσμα του έγκλειστου φωσφόρου, το 71.23% των συνολικών τιμών της μέγιστης ρυθμιστικής τους

ικανότητα σε φώσφορο καθορίζεται από τη συνδυαστική επίδραση τόσο των ασθενών συγκρατημένων όσο και των ισχυρά δεσμευμένων Pi μορφών στα εδαφικά συστατικά. Θετικές συσχετίσεις μεταξύ της Qmax και των δυσδιάλυτων Pi μορφών αναφέρονται και από τον Suman (2004), ο οποίος αποδίδει το γεγονός αυτό στη γεωχημική μορφή των κλασμάτων αυτών, δηλαδή στη χημιορρόφηση των φωσφορικών ιόντων στο εσωτερικό των φυλλοπυριτικών ορυκτών και στα οξείδια του σιδήρου και του αργιλίου. Στατιστικά σημαντικές αλλά ασθενέστερες σχέσεις παρατηρούνται μεταξύ των εκχυλιζόμενων Pi με ισχυρά οξέα και της ενέργειας συγκράτησης (k), γεγονός που φανερώνει ότι όσο υψηλότερη είναι η τιμή της παραμέτρου k τόσο δυσκολότερα εκροφούνται οι ανόργανες ενώσεις από την εδαφικά κolloειδή (Πίνακες 126α και 120β).

Πίνακας 120α: Συσχετίσεις μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου και των παραμέτρων προσρόφησης στα εξεταζόμενη εδαφοτομή P10 με φυσική βλάστηση (N=6).

	Ρητίνη- Pi	NaHCO ₃ - Pi	NaHCO ₃ - Po	NaOH- Pi	NaOH- Po	αρ.ΗCl- Pi	π.ΗCl- P1	π.ΗCl- Po	H ₂ SO ₄ / H ₂ O ₂ -Pi	Pt
Qmax	0.459	0.792	-0.885	0.918	-0.952	-0.041	0.906	-0.777	0.954	0.829
k	0.069	0.468	-0.750	0.779	-0.670	-0.275	0.822	-0.442	0.955	0.660
MBC	0.117	0.497	-0.699	0.801	-0.638	-0.203	0.845	-0.398	0.937	0.697

p<0.05 (r ≥0.811), p<0.01 (r ≥ 0.917), p<0.001 (r ≥0.974)

Πίνακας 120β: Συσχετίσεις μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου και των παραμέτρων προσρόφησης στις εξεταζόμενες εδαφοτομές P11 και P12 με φυσική βλάστηση και μέτρια αποστράγγιση (N=13).

	Ρητίνη- Pi	NaHCO ₃ - Pi	NaHCO ₃ - Po	NaOH- Pi	NaOH- Po	αρ.ΗCl- Pi	π.ΗCl- Pi	π.ΗCl- Po	H ₂ SO ₄ / H ₂ O ₂ -Pi	Pt
Qmax	0.083	0.149	0.177	0.916	-0.011	-0.580	0.940	-0.268	0.674	0.667
k	-0.177	-0.093	-0.095	0.750	-0.297	-0.406	0.749	-0.415	0.357	0.364
MBC	-0.175	-0.096	-0.102	0.746	-0.300	-0.398	0.744	-0.417	0.350	0.360

p<0.05 (r ≥0.553), p<0.01 (r ≥0.684), p<0.001 (r ≥0.801)

Όπως προκύπτει από τα αναλυτικά δεδομένα του πίνακα 120α, μεταξύ του μέτρου διαθέσιμου Pi και των παραμέτρων προσρόφησης παρουσιάζεται σημαντική θετική αλληλεπίδραση στην P10, η οποία περιγράφεται σύμφωνα με την παρακάτω εξίσωση (32α):

$$Y_{Q_{max}} = 395.669 + 2.915 \cdot X_{NaOH-Pi}, \quad R\text{-Squared statistic: } 84.2\%, \quad p < 0.01 \quad (32\alpha)$$

Η διερεύνηση των σχέσεων μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου και των παραμέτρων προσρόφησης με τη μέθοδο της πολλαπλής γραμμικής παλινδρόμησης επιτρέπει τη διαπίστωση ότι η Qmax περιγράφεται εξίσου ικανοποιητικά και με τις πιο άμεσα διαθέσιμες Pi μορφές (εξίσωση 32β):

$$Y_{Q_{max}} = 441.583 - 5.36 \cdot X_{\text{Ρητίνη-Pi}} + 17.63 \cdot X_{\text{NaHCO}_3\text{-Pi}}, \quad R\text{-squared statistic: } 98.36\%, \quad p < 0.01 \quad (32\beta)$$

Τα ως άνω αποτελέσματα αντιτίθενται στα ερευνητικά δεδομένα των περισσότερων ερευνητών, αλλά και στα αντίστοιχα στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P, αφού όσο μεγαλύτερη είναι η δεσμευτική ικανότητα ενός

εδάφους σε φωσφόρο, τόσο μικρότερος είναι ο ρυθμός αναπλήρωσης των απωλειών του φωσφόρου κατά την καλλιεργητική περίοδο και, συνεπώς, τα επίπεδα του P_t -avail. Στην εξεταζόμενη εδαφοτομή, φαίνεται πως η επικράτηση ατελών συνθηκών στράγγισης στο εδαφικό προφίλ της P10 ευνοεί ταυτόχρονα δυο αντίθετα φαινόμενα: την αύξηση των επιπέδων του διαθέσιμου φωσφόρου αλλά και της ισχυρής προσρόφησης του P στους βαθύτερους ορίζοντες, όπου και παρατηρούνται οι υψηλότερες τιμές του P_t -avail. Το γεγονός αυτό, αν και φαίνεται παράδοξο, εξηγείται εν μέρει αν ληφθεί υπόψη ότι οι αναερόβιες συνθήκες μετασχηματίζουν τις κρυσταλλικές δυσδιάλυτες μορφές Fe-P σε άμορφες και πιο αφομοιώσιμες από τα φυτά, με αποτέλεσμα να αυξάνονται αρχικά τα επίπεδα του διαθέσιμου εδαφικού φωσφόρου, τα οποία δυνητικά προσροφούνται στην επιφάνεια των εδαφικών κολλοειδών υπό οξειδωτικές συνθήκες.

Συγκρίνοντας τα αποτελέσματα των συσχετίσεων του π -HCl-Pi με τις παραμέτρους προσρόφησης μεταξύ των εδαφών με υψηλή διαθεσιμότητα P και με φυσική βλάστηση, παρατηρείται ότι η συμπεριφορά του εκχυλιζόμενου Pi αντιτίθεται στο πυκνό υδροχλώριο. Δηλαδή, στα εντατικά καλλιεργούμενα εδάφη, όπου οι περισσότερες Pi μορφές έχουν επηρεαστεί από την ισχυρή P-λίπανση το κλάσμα του π -HCl-Pi αποτελεί μαζί με τα διαθέσιμα Pi κλάσματα, «παράγοντες» μείωσης των θέσεων προσρόφησης P στα εδαφικά κολλοειδή. Στον αντίποδα, στα εξεταζόμενα εδάφη με φυσική βλάστηση αντιπροσωπεύει Pi μορφές, άμεσα επηρεαζόμενη από την περιεκτικότητα του εδάφους σε ενεργά συστατικά (π.χ. οξείδια Fe, Al).

4.4.3 Μελέτη των σχέσεων μεταξύ της προσρόφησης φωσφόρου – του δείκτη προσρόφησης φωσφόρου και pH_{NaF}

Σύμφωνα με πρόσφατη βιβλιογραφική ανασκόπηση των Bolland et al. (2003), η προσροφητική ικανότητα ενός εδάφους σε φώσφορο μπορεί να προσδιορισθεί με πολλαπλές μεθόδους είτε άμεσες (π.χ. πειράματα προσρόφησης) είτε έμμεσες (π.χ. εδαφικές ιδιότητες), ανάλογα με την περιοχή μελέτης και τον σκοπό της μέτρησης.

Στην παρούσα διατριβή, παράλληλα με τα πειράματα προσρόφησης προσδιορίστηκε και ο δείκτης προσρόφησης φωσφόρου (PSI), ο οποίος βασίζεται στην εξισορρόπηση τη στερεάς φάσης του εδάφους με υψηλή συγκέντρωση διαλύματος P (150 mg P/L). Η μέθοδος του PSI προτάθηκε αρχικά από τους οι Bache and Williams (1971) για την άμεση και ικανοποιητική εκτίμηση του PSC, ώστε να εξισορροπηστεί η στέρα φάση του εδάφους με ένα μόνο διάλυμα υψηλής συγκέντρωσης για να καλύπτονται όλες οι θέσεις προσρόφησης και συνεπώς να μην απαιτείται ο συνυπολογισμός του αρχικά προσροφημένου φωσφόρου. Βάσει της αρχικής μεθόδου των ερευνητών αυτών, έχουν αναπτυχθεί παρόμοιοι δείκτες προσρόφησης, όπως ο PRI και ο PBC, για τα εδάφη της Αυστραλίας (Allen et al. 2001, Burkitt et al., 2002), μεταβάλλοντας την αναλογία του εδάφους: διαλύματος (Ige et al., 2007), την τελική συγκέντρωση του προστιθέμενου φωσφόρου στα εδάφη, τον χρόνο ανακίνησης ή και το είδος του ηλεκτρολύτη (Mozaffari and Sims, 1994, Börling, 2003).

Εν προκειμένω, ο δείκτης προσρόφησης φωσφόρου (PSI) προσδιορίστηκε κατόπιν τροποποίησης της αρχικής μεθοδολογίας των Bache and Williams, δηλαδή αφού μεταβλήθηκε η αναλογία του εδάφους: διαλύματος από 1:20 σε 1:10, η οποία χρησιμοποιείται και στο πείραμα προσρόφησης με πολλαπλές συγκεντρώσεις P διαλυμάτων στα εξεταζόμενα εδάφη. Τα αποτελέσματα του PSI στα εξεταζόμενα εδάφη παρουσιάζονται αναλυτικά στους πίνακες 121 και 122 για το σύνολο των

εξεταζόμενων εδαφών, όπου και αντιπαραβάλλονται με τα αντίστοιχα της μέγιστης προσρόφησης P (Pierzynski, 2000).

Πίνακας 121: Τιμές της μέγιστης προσρόφησης (Q_{max}) και του δείκτη προσρόφησης P (PSI) στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή και μέτρια διαθεσιμότητα P.

Καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P											
P1 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Q _{max} (mg/kg)	PSI (L/kg)	P2 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Q _{max} (mg/kg)	PSI (L/kg)	P3 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Q _{max} (mg/kg)	PSI (L/kg)
Ap	0-25	325.15	384.67	Ap	0-20	312	359.41	Ap	0-26	344.06	348.14
Bt	25-36	378.29	421.51	AB	20-34	338.50	387.12	Bt	26-65	421.44	486.79
BC	36-59	445.31	487.68	Bt1	34-71	484.32	514.55	BC	65-110	555.11	621.43
C1	59-79	688.41	714.62	Bt2	71-114	578.14	624.30	C	110-145	621.08	698.46
C2	79-110	749.08	804.50	BC	114-150	654.36	682.73				

Καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα P											
P4 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Q _{max} (mg/kg)	PSI (L/kg)	P5 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Q _{max} (mg/kg)	PSI (L/kg)	P6 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Q _{max} (mg/kg)	PSI (L/kg)
Ap	0-15	454.55	481.97	Ap	0-30	312.00	386.16	Ap	0-18	344.83	423.61
Bt1	15-30	454.55	473.21	E	30-65	344.83	405.46	Bt1	18-43	625.00	757.57
Bt2	30-50	500.00	566.54	EB	65-80	370.37	411.28	Bt2	43-88	588.24	614.12
Ck ₁	50-90	526.32	602.11	Bt1	80-110	384.62	428.71	C	88-130+	434.78	489.53
Ck ₂	90-120	555.00	627.36	BC	110-140	416.67	527.92				

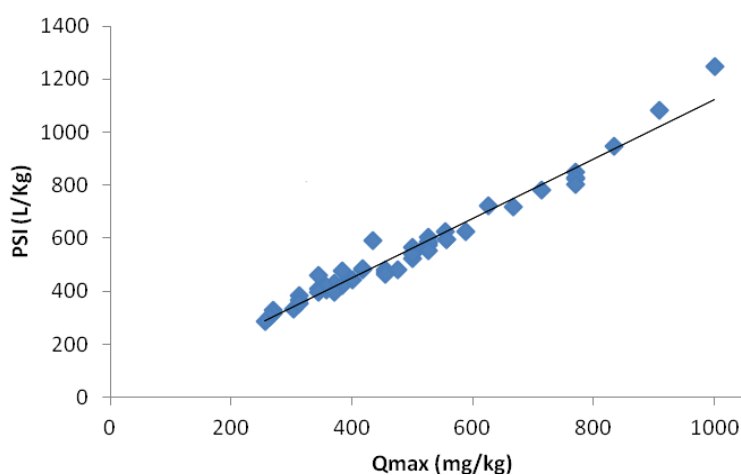
Καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P											
P7 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Q _{max} (mg/kg)	PSI (L/kg)	P8 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Q _{max} (mg/kg)	PSI (L/kg)	P9 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Q _{max} (mg/kg)	PSI (L/kg)
Ap	0-24	500.00	525.21	Ap	0-21	500.00	542.21	A	0-22	303.03	331.08
Bt	24-52	555.56	596.43	Bt	21-41	526.32	584.36	Bt1	22-50	416.67	487.11
BC	52-63	526.32	573.05	BC	41-53	526.32	585.17	Bt2	50-83	357.14	406.36
C	63-98+	476.19	486.68	C	53-92+	454.55	463.26	BC	83-111	357.14	416.87
								C1	111-126	344.83	396.26
								C2	126-158+	312.50	365.14

Πίνακας 122: Τιμές της μέγιστης προσρόφησης (Q_{max}) και του δείκτη προσρόφησης P (PSI) στα εδάφη με φυσική βλάστηση.

Εδάφη με φυσική βλάστηση											
P10 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Q_{max} (mg/kg)	PSI (L/kg)	P11 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Q_{max} (mg/kg)	PSI (L/kg)	P12 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Q_{max} (mg/kg)	PSI (L/kg)
A	0-18	526.32	556.29	A	0-24	400.00	442.21	A	0-19	270.00	327.36
BA	18-30	588.24	719.23	Bt1	24-45	555.56	596.61	BA	19-41	312.50	356.85
Bt	30-65	714.29	945.47	Bt2	45-68	714.29	780.05	Bt1	41-68	384.62	421.19
BC	65-88	769.23	1083.06	BC	68-82	769.23	849.52	Bt2	68-104	370.37	397.52
C1	88-117	833.33	1249.01	C1	82-98	769.23	823.67	BC	104-122	270.00	315.43
C2	117-150+	769.23	825.26	C2	98-119+	769.23	804.15	C1	122-142	263.00	304.09
								C2	142-170+	256.00	287.14

Συγκρίνοντας τα αποτελέσματα της Q_{max} με τα αντίστοιχα του PSI, παρατηρεί κανείς περίπου παρόμοια διακύμανση των τιμών τους σχεδόν σε όλες τις κατηγορίες των εξεταζόμενων εδαφών, παρόλο που και οι δυο παράμετροι εκφράζονται με διαφορετικές μονάδες. Η υψηλή αξιοπιστία του δείκτη PSI συγκριτικά με την αντίστοιχη της Q_{max} στην παρούσα μελέτη ενισχύεται και από την ισχυρή θετική συσχέτιση μεταξύ των δυο παραμέτρων, η οποία εκφράζεται με την εξίσωση 33 (Σχήμα 44):

$$Y_{PSI} = 1.1192 * X_{Q_{max}} + 2.378 \quad (R\text{-Squared statistic: } 95.45\% , p < 0.01) \quad (33)$$

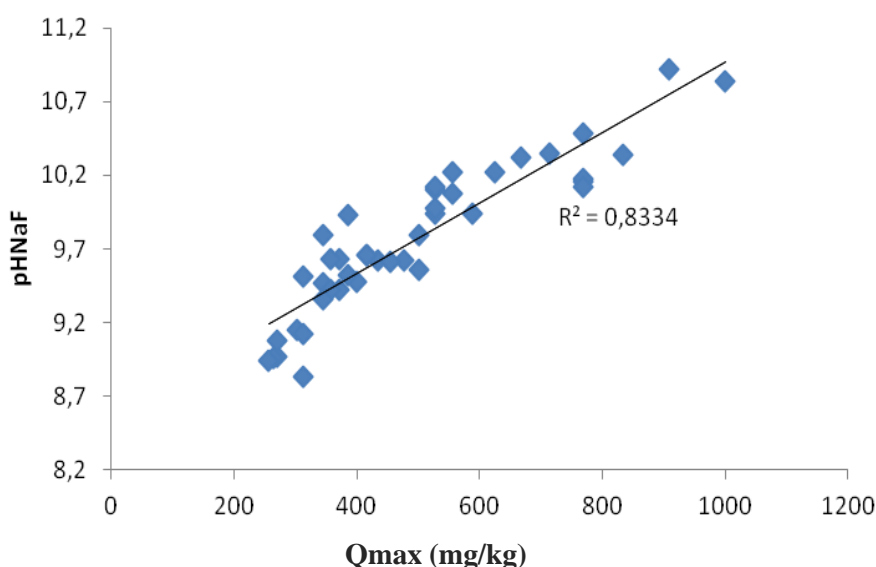


Σχήμα 44: Συσχέτιση του δείκτη προσρόφησης φωσφόρου (PSI) με τη μέγιστη προσρόφηση (Q_{max}) για το σύνολο των εξεταζόμενων εδαφών ($N=61$).

Λαμβανομένης υπόψη της παραπάνω σχέσης, συμπεραίνεται ότι ο δείκτης PSI αποτελεί μία γρήγορη και αξιόπιστη μέθοδο για την πρόβλεψη της προσρόφησης του P στα εξεταζόμενα εδάφη. Θετικές σχέσεις μεταξύ του PSI και της Q_{max} αναφέρονται από τους Indiaty and Sharpley (1997) και Börling (2003). Συγκεκριμένα, οι ερευνητές επισήμαναν την υψηλή αξιοπιστία του δείκτη προσρόφησης P για την άμεση εκτίμηση

της δέσμευσης του φωσφόρου τόσο σε φυσικά όσο και σε εντατικά καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P.

Από τα δεδομένα της προσρόφησης του φωσφόρου με τα αντίστοιχα του προσδιοριζόμενου pH με τη μέθοδο του φθοριούχου νατρίου (Κεφ. 2.8) για το σύνολο των εξεταζόμενων εδαφοτομών με ισχυρά όξινη έως ουδέτερη αντίδραση (N=49) προκύπτει στατιστικά σημαντική θετική συσχέτιση μεταξύ των παραμέτρων αυτών (Σχήμα 45).



Σχήμα 45: Συσχέτιση της μέγιστης προσρόφησης φωσφόρου με το pH_{NaF} στα εξεταζόμενα εδάφη (εκτός των εδαφικών δειγμάτων με ανθρακικά άλατα) (N=49).

Η ανώτερη θετική σχέση φανερώνει ότι, ακόμα και εάν οι εκτιμώμενες τιμές του εδαφικού pH με το φθοριούχο νάτριο παρουσιάζουν πολύ μικρή διακύμανση των τιμών τους μεταξύ των εξεταζόμενων εδαφοτομών, η μέθοδος αυτή μπορεί να χρησιμοποιηθεί με αξιοπιστία για την έμμεση εκτίμηση της προσροφητικής ικανότητας των εδαφών σε P (Abekoe et al., 2001). Το αποτέλεσμα αυτό συγκλίνει με τα συμπεράσματα των Gilkes and Hughes (1994) σε 228 όξινα επιφανειακά δείγματα από την Αυστραλία, σύμφωνα με τα οποία διαπιστώθηκε έντονη γραμμική συσχέτιση ($Y=0.39 \cdot X - 2.04$, $R^2=0.75$) μεταξύ των παραμέτρων αυτών. Ασθενέστερη, αλλά στατιστικά σημαντική συσχέτιση ($R^2=0.47$, $N=97$) μεταξύ της Q_{max} και του pH_{NaF}, αναφέρεται και από τους Singh and Gilkes (1991) σε γεωργικά εδάφη της Αυστραλίας, αποδίδοντας το γεγονός αυτό στην έντονη διαφοροποίηση των εδαφικών ιδιοτήτων μεταξύ των υπό μελέτη εδαφών τους.

Εξετάζοντας τις σχέσεις των κλασμάτων του φωσφόρου με το pH_{NaF} στα εδάφη με ισχυρά όξινη έως ουδέτερη αντίδραση προκύπτει ισχυρή θετική συσχέτιση του εκτιμώμενου pH με τη μέθοδο του φθοριούχου νατρίου τόσο με τις μέτρια διαθέσιμες Pi μορφές (NaOH-Pi) ($r=0.66$, $p<0.01$) όσο και με το άθροισμα των ισχυρά δεσμευμένων (π. HCl-Pi+H₂SO₄/H₂O₂-Pi) ($r=0.69$, $p<0.01$). Αν και οι σχέσεις μεταξύ των παραμέτρων δεν είναι ιδιαίτερα μελετημένες εξαιτίας της πρόσφατης εφαρμογής της μεθόδου του φθοριούχου νατρίου στις αγρονομικές-πεδογενετικές μελέτες του φωσφόρου, παρόμοιες τάσεις αναφέρονται και από τον Suman (2004). Σύμφωνα με τα

αποτελέσματα του ερευνητή, η ισχυρή αλληλεπίδραση μεταξύ των παραμέτρων αυτών φανερώνει ότι τα OH^- τα οποία ανταλλάσσονται με τα F^- κατά την εκχύλιση του εδάφους με το φθοριούχο νάτριο προέρχονται από μετρίως και ισχυρά χημειορροφημένες μορφές P στα εδαφικά κolloειδή (οξείδια Fe, Al, και άργιλος).

4.5 Εκτίμηση των απωλειών του φωσφόρου από το έδαφος προς τους υδάτινους αποδέκτες

Εάν και για μεγάλο χρονικό διάστημα ο φώσφορος θεωρούνταν δυσκίνητο στοιχείο στο εδαφικό περιβάλλον, πρόσφατες ερευνητικές μελέτες απέδειξαν ότι μπορεί να εμφανίσει σημαντική κινητικότητα στην εδαφική κατατομή αυξάνοντας τα επίπεδα του διαλυτού P στους υδάτινους αποδέκτες (επιφανειακά-υποεπιφανειακά ύδατα) (Djodjic et al., 2004, Bertol et al., 2010). Το γεγονός αυτό, σε συνδυασμό με την αλόγιστη χρήση των ανόργανων και οργανικών λιπασμάτων την τελευταία εικοσαετία, ενέτειναν το ενδιαφέρον της επιστημονικής κοινότητας για την αναγνώριση των εδαφών με υψηλό κίνδυνο απωλειών σε P.

Σύμφωνα με τους Beauchemin and Simard (1999) και Maguire and Sims (2002) η πιο ευρέως εφαρμοζόμενη μέθοδος για τον σκοπό αυτό είναι η εκτίμηση του περιβαλλοντικού δείκτη DPS, ο οποίος εκφράζει τον βαθμό κορεσμού της προσροφητικής ικανότητας των εδαφών σε P. Οι Ige et al. (2005) υποστηρίζουν ότι η περιβαλλοντική αξία του DPS, βασίζεται στην παραδοχή ότι ο βαθμός κορεσμού του εδάφους σε P δεν πρέπει να υπερβεί ένα κρίσιμο ποσοστό (25%), άνω του οποίου τα επίπεδα του υδατοδιαλυτού P (≥ 0.10 mg/L) συμβάλλουν στην ανάπτυξη του ευτροφισμού στα επιφανειακά και υπόγεια ύδατα (TCB, 1990).

Κύριο χαρακτηριστικό του δείκτη DPS είναι ότι ο προσδιορισμός του βασίζεται στην εκτίμηση δύο βασικών παραμέτρων :

- της συγκέντρωσης του αρχικά προσροφημένου P στα εδαφικά κολλοειδή (π.χ. P_{ox}), και
- της δεσμευτικής ικανότητας του εδάφους σε P (π.χ. Q_{max}).

Οι ανωτέρω παράγοντες καθιστούν τον εν λόγω δείκτη ιδιαίτερα αξιόπιστο τόσο σε εδάφη με διαφορετικές φυσικοχημικές ιδιότητες όσο και με διαφορετικά επίπεδα διαθέσιμου P (Leinweber et al., 1996, Kleinman and Sharpley, 2002), όπως και τα υπό μελέτη εδάφη.

Στην παρούσα διατριβή, για την εκτίμηση των δυνητικών απωλειών του φωσφόρου, συνδυάστηκαν τα αποτελέσματα του δείκτη DPS_{ox} (Εξίσωση 16, Κεφ. 3.9), καθώς και των περιβαλλοντικών παραμέτρων WP και EPC_o (Κεφ. 3.5.1 και Κεφ. 3.7).

4.5.1α Εκτίμηση των απωλειών του φωσφόρου σε καλλιεργούμενα εδάφη

4.5.1α₁ Εκτίμηση των απωλειών του φωσφόρου σε καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου

Για την ευκολότερη κατανόηση όλων των εξεταζόμενων περιβαλλοντικών παραμέτρων (P_{ox} , DPS_{ox} , EPC_o και WP) τα αποτελέσματα του κεφαλαίου αυτού παρουσιάζονται σε δυο υποενότητες. Αρχικά, αξιολογείται η παράμετρος P_{ox} και, εν συνεχεία, συνδυάζονται τα δεδομένα των δεικτών DPS_{ox} , EPC_o και WP, για την αξιολόγηση της δυνητικής συμβολής των υπό μελέτη εδαφών στη ρύπανση των επιφανειακών και υπόγειων υδάτων με P.

Βάσει των Wang et al. (1991), με το όξινο οξαλικό αμμώνιο εκχυλίζονται τα προσροφημένα φωσφορικά ιόντα στις ενεργές επιφάνειες των άμορφων συστατικών του εδάφους (P_{ox}), δηλαδή άμορφες Fe-P, Al-P και Ca-P ενώσεις. Πρόσφατες ερευνητικές μελέτες των Leinweber et al. (1999), Börting (2003) και Peltunvuori (2006) σε εδάφη με διαφορετική χρήση γης έδειξαν ότι οι τιμές του P_{ox} στο εδαφικό σύστημα είναι άμεσα επηρεαζόμενες από τον τρόπο χρήσης των εδαφών (π.χ. καλλιεργούμενα εδάφη, λιβαδότοποι), καθώς και από τις εφαρμοζόμενες καλλιεργητικές πρακτικές (ποσότητα, μορφή, διάρκεια λίπανσης) στα γεωργικά εδάφη.

Ειδικότερα, οι Leinweber et al. (1999) παρατήρησαν ότι σε επιφανειακά, αμμώδη εδάφη με απουσία εισροών P, οι συγκεντρώσεις του P_{ox} ήταν ≤ 256.68 mg/kg, ενώ σε εδάφη με προσθήκη 12.5-60 kg P/ha/yr, τα επίπεδα των άμορφων ενώσεων του P ήταν σχεδόν διπλασία. Η θετική επίδραση των εισροών του P στα επίπεδα του P_{ox} είναι ιδιαίτερα εμφανής στον επιφανειακό ορίζοντα των P1, P2 και P3, όπου η συγκέντρωσή του (152.21-636.12 mg/kg) είναι από 4 έως 14 φορές μεγαλύτερη σε σχέση με την αντίστοιχή του στο μητρικό τους υλικό (16.43-74.71 mg/kg) (Πίνακας 123). Παρόμοιες τιμές P_{ox} με αυτές στον Ap των εξεταζόμενων εδαφών αναφέρονται και από τους Indiatl and Diana (2004) σε 24 επιφανειακά εδάφη με μικτές εισροές P (ανόργανη και οργανική λίπανση), ενώ σχετικά μικρότερα επίπεδά του προσδιόρισαν οι Lookman et al. (1996) σε γεωργικά εδάφη από το Βέλγιο, των οποίων το προστιθέμενο λίπασμα κατά την καλλιεργητική περίοδο ήταν σε ανόργανη μορφή.

Πίνακας 123: Τιμές των παραμέτρων P_{ox} , DPS_{ox} , WP και EPC_o στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου.

P1 Ορίζοντες	Βάθος (cm)	P_{ox} (mg/kg)	DPS_{ox} (%)	WP (mg/kg)	EPC_o (mg/L)
Ap	0-25	636.12	66.19	26.70	0.453
Bt	25-36	478.95	55.89	24.81	0.361
BC	36-59	192.51	30.20	8.08	0.101
C1	59-79	76.26	11.28	2.67	0.054
C2	79-110	74.71	10.08	1.92	0.023

P2 Ορίζοντες	Βάθος (cm)	P_{ox} (mg/kg)	DPS_{ox} (%)	WP (mg/kg)	EPC_o (mg/L)
Ap	0-20	471.82	60.19	36.14	0.582
AB	20-34	224.13	39.87	32.84	0.222
Bt1	34-71	35.96	6.92	3.65	0.091
Bt2	71-114	24.80	4.11	1.49	0.094
BC	114-150	26.43	3.82	1.24	0.020

P3 Ορίζοντες	Βάθος (cm)	P_{ox} (mg/kg)	DPS_{ox} (%)	WP (mg/kg)	EPC_o (mg/L)
Ap	0-26	152.21	33.36	15.17	0.144
Bt	26-65	26.04	5.77	4.61	0.081
BC	65-110	30.07	5.08	2.31	0.054
C	110-145	32.58	4.95	2.02	0.023

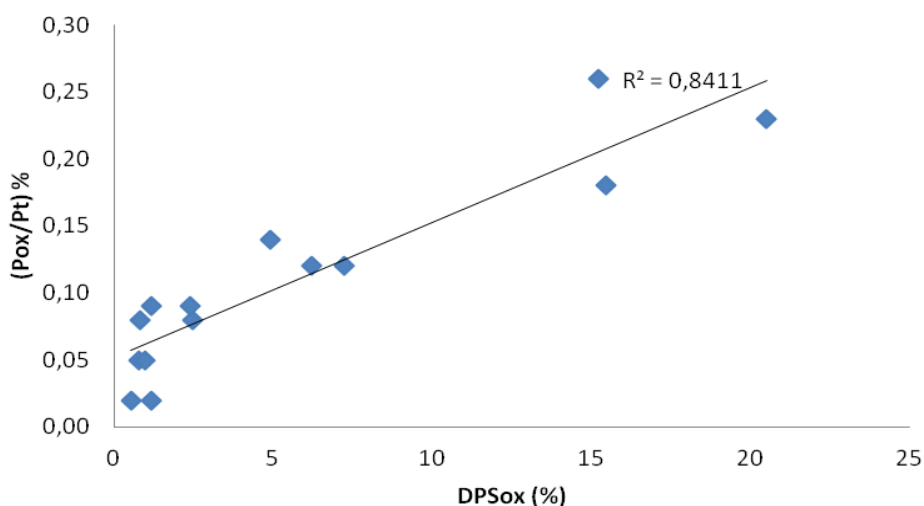
Οι Bastounopoulou et al. (2007) και Ghosh et al. (2011), βασιζόμενοι σε πρόσφατες έρευνές τους, συνήγαγαν το συμπέρασμα ότι οι μη κρυσταλλικές ενώσεις του φωσφόρου (P_{ox}) αντιπροσωπεύουν διαθέσιμες και εύκολα εκροφήσιμες μορφές P από τα εδαφικά κολλοειδή σε όξινα, ασθενή εξελιγμένα εδάφη, αποτελώντας κατά συνέπεια σημαντική πηγή ρύπανσης των υδάτινων πόρων με P. Το ίδιο ακριβώς συμπέρασμα εξάγεται και στα υπό μελέτη, έντονα αποσαθρωμένα γεωργικά εδάφη, μετά τη διερεύνηση των σχέσεων του P_{ox} με τον υδατοδιαλυτό φώσφορο (WP) ($r=0.84$, $p<0.001$) και με τα κλάσματα του φωσφόρου (Πίνακας 124).

Πίνακας 124: Συσχετίσεις μεταξύ του P_{ox} και των διαφόρων κλασμάτων του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (N=14).

Μορφές P	$P_{t-avail}$	NaOH-Pi	NaOH-Po	αρ.HCl-Pi	π.HCl-Pi	π.HCl-Po	H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ -Pi
P_{ox}	0.874	0.817	-0.291	0.919	0.876	-0.125	0.609

$p < 0.05$ ($r \geq 0.532$), $p < 0.010$ ($r \geq 0.684$), $p < 0.001$ ($r \geq 0.823$)

Οι Paulter and Sims (2000), αφού εξέτασαν τον λόγο P_{ox}/Pt σε οργανικά λιπασμένα εδάφη με διαφορετική μηχανική σύσταση, διαπίστωσαν πως οι άμορφες ενώσεις του P (Fe-P, Al-P) αντιπροσωπεύουν, αφενός, >65% του ολικού φωσφόρου σε εδάφη με χονδρόκοκκη μηχανική σύσταση και, αφετέρου, $\leq 20\%$ του Pt σε λεπτόκοκκα εδάφη. Στα εξεταζόμενα αργιλώδη εδάφη, το ποσοστό της παραμέτρου αυτής διακυμαίνεται από 3% έως 35% Pt (Πίνακας παραρτ. 21α) και χαρακτηρίζεται από την ισχυρή θετική συσχέτισή της με τον περιβαλλοντικό δείκτη DPS_{ox} (Σχήμα 46). Το αποτέλεσμα αυτό και η αρνητική τάση μεταξύ του P_{ox}/Pt και της Q_{max} ($r = -0.64$, $p < 0.05$, N=14) καταδεικνύουν πως όσο μεγαλύτερο ποσοστό του ολικού φωσφόρου αντιπροσωπεύεται από άμορφες Fe-P, Al-P ενώσεις στα γεωργικά εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P, τόσο υψηλότερος θα είναι ο βαθμός κορεσμού τους σε P.



Σχήμα 46: Συσχέτιση του λόγου του εκχυλιζόμενου φωσφόρου με το οξαλικό αμμώνιο προς τον ολικό φώσφορο (P_{ox}/Pt) με τον περιβαλλοντικό δείκτη DPS_{ox} στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P.

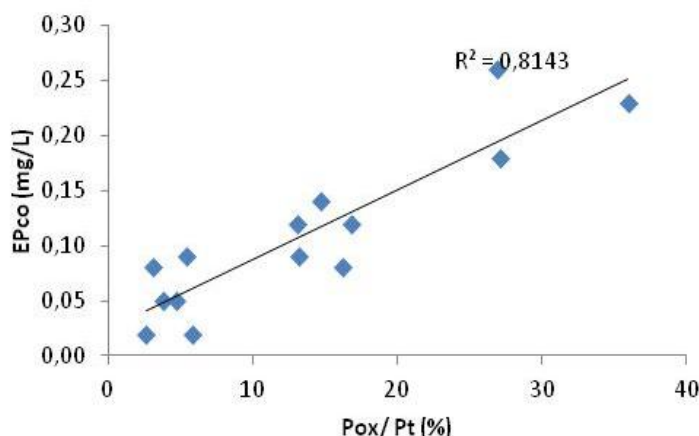
Αναλυτικότερα, στους επιφανειακούς ορίζοντες των εδαφοτομών P1, P2 και P3, οι τιμές του DPS_{ox} κυμαίνονται από 33.36% έως 66.19% (Πίνακας 123). Ως εκ τούτου, ο κίνδυνος απωλειών του P από την επιφάνεια είναι υψηλός και, συνεπώς, επιβάλλεται η ανάγκη άμεσης εφαρμογής καλλιεργητικών μέτρων για την πρόληψη της ρύπανσης των επιφανειακών υδάτων με P. Τόσο υψηλές τιμές DPS_{ox} , όπως στον Ap των P1 και P2, αναφέρονται από τους Leinweber et al. (1999) και Sims et al. (2002) σε επιφανειακά καλλιεργούμενα εδάφη με οργανικές εισροές P, ενώ αρκετά μικρότερες τιμές (DPS_{ox} : 33%) προσδιόρισαν οι Beauchemin and Simard (2000) και Börling (2003) σε εδάφη με μακροχρόνια ανόργανη P-λίπανση. Η διαφοροποίηση αυτή αποδίδεται από τους Röthig et al. (2010), πρωτίστως, στην ισχυρή ανταγωνιστική δράση των οργανικών ανιόντων με τα φωσφορικά ιόντα για τις ίδιες θέσεις προσρόφησης P και, δευτερευόντως, στις πολύ υψηλότερες ποσότητες της εφαρμοζόμενης οργανικής

λίπανσης σε σχέση με της ανόργανης στην πλειονότητα των γεωργικών εδαφών. Γι' αυτό τον λόγο, οι Beauchemin and Simard (2000) επισημαίνουν πως οι ανόργανες εισροές P συμβάλλουν μακροπρόθεσμα στον κορεσμό των θέσεων προσρόφησης P στα εδαφικά κolloειδή, συγκριτικά με την άμεση αρνητική επίπτωση των οργανικών λιπάνσεων στην προσροφητική ικανότητα των καλλιεργούμενων σε P.

Λαμβάνοντας υπόψη τα ως άνω δεδομένα του δείκτη DPS_{ox} και τα αντίστοιχα των κλιματικών συνθηκών στην υπό μελέτη περιοχή (νομός Ηρακλείου, Κεφ. 2.1.1), διαφαίνεται ότι οι υψηλότερες απώλειες σε φώσφορο καθ' όλη τη διάρκεια του έτους θα σημειώνονται τους χειμερινούς μήνες, κατά τους οποίους παρατηρείται το υψηλότερο ύψος βροχόπτωσης (Πίνακας 3). Αξιοσημείωτο είναι πως εκτός των τεχνικών καλλιεργειών, οι επιπτώσεις των βροχοπτώσεων στην κινητικότητα του φωσφόρου στο εδαφικό προφίλ γεωργικών εδαφών έχει επισημανθεί από αρκετούς ερευνητές (Zaimes and Schultz, 2002, Sharpley et al., 2003). Πιο συγκεκριμένα, οι Schroeder et al. (2004) παρατήρησαν σημαντική μείωση των επιφανειακών απωλειών του P, όταν μετέβαλαν τον χρόνο εφαρμογής της τεχνητής βροχόπτωσης από 7 σε 30 ημέρες μετά την προσθήκη των οργανικών λιπασμάτων σε γεωργικά εδάφη.

Σύμφωνα με προφορικές μαρτυρίες των γεωργών της υπό μελέτη περιοχής, είναι δυνατόν, μέρος της ολικής ποσότητας της απαιτούμενης λίπανσης στα οπωροκηπευτικά, να εφαρμοστεί και το χειμώνα. Το γεγονός αυτό αυξάνει το βαθμό συνεισφοράς των υπό μελέτη εδαφών στην υποβάθμιση της ποιότητας των υδάτινων αποδεκτών με P.

Η μελέτη της κατανομής του DPS_{ox} με το βάθος υποδεικνύει ότι στις P1 και P2 ο δείκτης DPS_{ox} υπερβαίνει το κρίσιμο ποσοστό (25%) μέχρι τα 54 cm και τα 34 cm αντίστοιχα. Στον αντίποδα, στην P3 τα υψηλά ποσοστά του περιορίζονται μόνο στην επιφάνεια. Έτσι, τα δεδομένα αυτά, σε συσχέτισμό με τη διακύμανση και την κατανομή των περιβαλλοντικών δεικτών EPC_o και WP στην εδαφική κατατομή των τριών εδαφοτομών, οδηγούν στο συμπέρασμα ότι η μετακίνηση του φωσφόρου σταματά όπου η επίδραση της λίπανσης στους γεωχημικούς μετασχηματισμούς του P είναι μη σημαντική (Πίνακας 83, Κεφ. 4.3.2α₁), τα επίπεδα του υδατοδιαλυτού φωσφόρου είναι πολύ χαμηλά ($WP: \leq 1.24$ mg/kg) και οι εδαφικοί ορίζοντες λειτουργούν ως περιοριστικές ζώνες μετακίνησης του P σε μεγαλύτερη βάθος ($EPC_o: \leq 0.02$ mgP/L) (Peltovuori, 2006, Kleinman et al., 2007). Τα ως άνω αποτελέσματα ενισχύονται από τη θετική συσχέτιση του EPC_o με το DPS_{ox} ($r=0.94$, $p<0.001$, $N=14$), αλλά και από την ισχυρή αλληλεπίδρασή του με τον λόγο P_{ox}/Pt (Pothing et al., 2010) (Σχήμα 47).

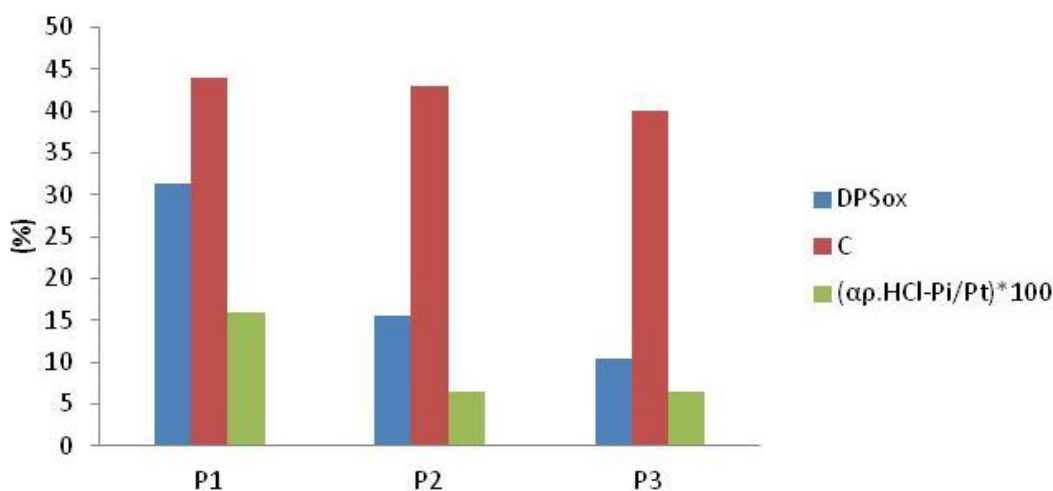


Σχήμα 47: Συσχέτιση του EPC_o με τον λόγο του εκχυλιζόμενου φωσφόρου με το οξαλικό αμμώνιο προς τον ολικό φώσφορο (P_{ox}/Pt) στα καλλιεργούμενα με υψηλή διαθεσιμότητα εδάφη φωσφόρου ($N=14$).

Σύμφωνα με την πρόσφατη βιβλιογραφική ανασκόπηση των Withers and Haygarth (2007), το μέγιστο βάθος μετακίνησης του φωσφόρου σε καλλιεργούμενα εδάφη εξαρτάται από πολλούς παράγοντες, όπως τις εδαφικές ιδιότητες, τις εφαρμοζόμενες καλλιεργητικές πρακτικές, τις συνθήκες υδρομορφίας και τις επικρατούσες κλιματικές συνθήκες. Η σύγκριση των σταθμισμένων μέσων τιμών του DPS_{ox} και της αργίλου (C) μεταξύ των P1- P2-P3 φανερώνει την έντονη διαφοροποίηση των τιμών του περιβαλλοντικού δείκτη, παρά τα παρόμοια, υψηλά ποσοστά τους σε άργιλο (Σχήμα 48). Το αποτέλεσμα αυτό σε συνδυασμό με:

- τη μη στατιστικά σημαντική συσχέτιση μεταξύ των παραμέτρων DPS_{ox} - C ($r=0.05$, $p>0.05$) και
- την παρουσία της μέγιστης, μέσης τιμής του DPS_{ox} στην εδαφοτομή με τα υψηλότερα επίπεδα σε δευτερογενείς σχηματιζόμενες Ca-P ενώσεις (αρ.HCl-Pi)

δείχνει ότι ο δυνητικός κίνδυνος των απωλειών του P από τα υπό μελέτη γεωργικά εδάφη καθορίζεται κυρίως από την ποσότητα και τη χημική σύσταση του προστιθέμενου P-λιπάσματος κατά την καλλιεργητική περίοδο (π.χ. εκατοστιαία περιεκτικότητα σε Ca).



Σχήμα 48: Σταθμισμένες μέσες τιμές του περιβαλλοντικού δείκτη DPS_{ox} , της αργίλου (C) και του λόγου αρ.HCl-Pi/Pt, στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα.

Οι Djodjic et al. (2004), αφού μελέτησαν τις απώλειες του P με λυσίμετρα σε τέσσερα εδάφη με διαφορετική μηχανική σύσταση και διαφορετικές μεταχειρίσεις, διαπίστωσαν ότι οι υψηλότερες συγκεντρώσεις του εκροφούμενου P παρουσιάζονταν στα αργιλώδη εδάφη με οργανικές εισροές P. Σύμφωνα με την Börling (2003), η έκπλυση του φωσφόρου είναι πιο σημαντική στα λεπτόκοκκα (όπως τα εδάφη της παρούσας μελέτης) από ό,τι στα χονδρόκοκκα εδάφη όταν η μετακίνηση του P πραγματοποιείται με τους εξής τρόπους:

- με επιλεκτική ροή (preferential flow) σε εδάφη με μικρή υδραυλική αγωγιμότητα, ως αποτέλεσμα του μικρού εδαφικού πορώδους, το οποίο οφείλεται στην υψηλή περιεκτικότητά τους σε άργιλο. Σε αυτή την περίπτωση, το νερό μετακινείται από περιοχές με μικρή υδραυλική αγωγιμότητα σε περιοχές με μεγαλύτερη (Ritsema, 1998, Simard et al., 2000).

- με μακροπορώδη ροή (macropore flow), η οποία επιτρέπει τη γρήγορη καθοδική κίνηση των φωσφορικών ιόντων, χωρίς να τους δίνει τη δυνατότητα να

αντιδράσουν με τα εδαφικά κολλοειδή (Kirchmann, 1991). Σε αυτή την περίπτωση, το νερό κινείται μέσω των μακροπόρων (πόροι >100μm), δηλαδή των ρωγμών που δημιουργούνται είτε κατά τη ξηρή περίοδο είτε από τη συρρίκνωση και διόγκωση του εδάφους (εδάφη πλούσια σε μοντομοριλλονιτική άργιλο) είτε από τη δραστηριότητα των γαιοσκωλήκων και των νεκρών φυτικών ριζών (Edwards et al., 1993).

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, στα εδάφη της παρούσας μελέτης η εκτίμηση των δυνητικών απωλειών του P περιορίζεται στην αξιολόγηση των δεικτών DPS_{ox} , WP και EPC_o , μη λαμβάνοντας υπόψη τη μεταβολή των υδροδυναμικών χαρακτηριστικών τους (π.χ. υδραυλική αγωγιμότητα). Ως εκ τούτου, δεν μπορεί να ερμηνευθεί ο ακριβής μηχανισμός της μετακίνησης του P στην εδαφική κατατομή των υπό μελέτη εδαφών. Περαιτέρω ερευνητικές προσπάθειες θα μπορούσαν να συμπεριλάβουν και τη μελέτη της επίδρασης της μεταβολής της υδραυλικής αγωγιμότητας στην εδαφική κατατομή στις απώλειες του P, όπως αυτή θα καθορίζεται από σχετικές εργαστηριακές αναλύσεις σε σχέση με την αντίστοιχη του DPS_{ox} .

Η συνεξέταση των δεδομένων του DPS_{ox} και των παραμέτρων EPC_o , WP δείχνει ότι στα εξεταζόμενα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα σε P απαιτείται άμεσα η εφαρμογή προστατευτικών μέτρων για τη μείωση των απωλειών σε φώσφορο από το εδαφικό σύστημα. Λαμβάνοντας, λοιπόν, υπόψη ότι και οι τρεις εξεταζόμενες εδαφοτομές χαρακτηρίζονται από επαρκή επίπεδα διαθέσιμου P στον ελαφρώς διαβρωμένο επιφανειακό τους ορίζοντα, μπορεί να προταθούν τα παρακάτω καλλιεργητικά μέτρα:

- Διακοπή της φωσφορικής λίπανσης (Sharpley et al., 2003),
- Προσθήκη συστατικών που μειώνουν τα επίπεδα του διαθέσιμου εδαφικού φωσφόρου (π.χ. προσθήκη θεικού αργιλίου), αυξάνοντας τη δεσμευτική ικανότητα του εδάφους σε φώσφορο,
- Εναλλαγή καλλιέργειας με ανάλογες υψηλών απαιτήσεων σε φώσφορο, ώστε να μειωθούν δυνητικά τα υψηλά επίπεδα του $P_{t-avail}$ στην επιφάνεια (π.χ. αραβόσιτος: 34.8 kg P/ha, σέλερι: 72kg P/ha, σόργο: 74.1 kgP/ha) (Pierzynski and Logan, 1993),
- Εφαρμογή ορθολογικής άρδευσης και αποφυγή της έντονης κατεργασίας του εδάφους, ώστε να μειωθούν οι απώλειες του φωσφόρου με την επιφανειακή απορροή και τη διάβρωση,
- Εφαρμογή στάγδην άρδευσης, για τον περιορισμό της βαθιάς διήθησης του νερού και συνεπώς της μετακίνησης των ευδιάλυτων ενώσεων του φωσφόρου σε βαθύτερους ορίζοντες (Διαμαντόπουλος, 2010).

4.5.1α₂ Εκτίμηση των απωλειών του φωσφόρου σε καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή και μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου

Τα δεδομένα των περιβαλλοντικών παραμέτρων που χρησιμοποιούνται για την αξιολόγηση του δυνητικού κινδύνου ρύπανσης των επιφανειακών και υπόγειων υδάτων με P παρουσιάζονται αναλυτικά στους Πίνακες 125 και 126, για τα γεωργικά εδάφη με μέτρια και χαμηλή διαθεσιμότητα P αντίστοιχα.

Πίνακας 125: Τιμές των παραμέτρων P_{ox} , WP και EPC_o , στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου.

P4 Ορίζοντες	Βάθος (cm)	P_{ox} (mg/kg)	DPS_{ox} (%)	WP (mg/kg)	EPC_o (mg/L)
Ap	0-15	35.96	7.53	1.76	0.077
Bt1	15-30	21.39	4.61	1.69	0.056
Bt2	30-50	8.16	2.02	1.32	0.042
Ck ₁	50-90	3.44	0.65	0.70	0.010
Ck ₂	90-120	1.72	0.31	0.79	0.010

P5 Ορίζοντες	Βάθος (cm)	P_{ox} (mg/kg)	DPS_{ox} (%)	WP (mg/kg)	EPC_o (mg/L)
Ap	0-30	49.91	14.95	3.89	0.210
E	30-65	21.39	6.10	2.55	0.116
EB	65-80	10.23	2.75	1.62	0.105
Bt1	80-110	8.37	2.17	1.34	0.074
BC	110-140	6.82	1.65	1.21	0.052

P6 Ορίζοντες	Βάθος (cm)	P_{ox} (mg/kg)	DPS_{ox} (%)	WP (mg/kg)	EPC_o (mg/L)
Ap	0-18	31.93	8.85	2.17	0.121
Bt1	18-43	17.98	4.51	1.37	0.036
Bt2	43-88	9.30	2.49	1.52	0.034
C	88-130+	7.75	3.11	1.79	0.087

Στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα P, οι τιμές του P_{ox} κυμαίνονται από 1.72 mg/kg έως 49.91 mg/kg (Πίνακας 125), εμφανίζοντας τις υψηλότερες τιμές τους στον επιφανειακό ορίζοντα. Παρά την έντονη διαφοροποίηση των τιμών του P_{ox} μεταξύ του Ap και των BC/C οριζόντων, τα επίπεδά του στον Ap ορίζοντα των P4, P5 και P6 χαρακτηρίζονται ως πολύ μικρά συγκριτικά με τα αντίστοιχα άλλων ερευνητικών μελετών, ακόμα και σε γεωργικά μη λιπασμένα εδάφη (Leinweber et al., 1999, Sims et al., 2002, Kim et al., 2006).

Σχετικά χαμηλές τιμές P_{ox} παρουσιάζονται και στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλά επίπεδα διαθέσιμου P (Πίνακας 126), οι υποεπιφανειακοί ορίζοντες των οποίων χαρακτηρίζονται από υψηλότερα επίπεδα μη κρυσταλλικών ενώσεων του P σε σχέση με τα αντίστοιχα του στις P4, P5 και P6.

Αρκετοί ερευνητές υποστηρίζουν ότι σε γεωργικά εδάφη με χαμηλές έως οριακές εισροές φωσφόρου η συγκέντρωση του P_{ox} στο εδαφικό σύστημα επηρεάζεται, εκτός από τις εφαρμοζόμενες καλλιεργητικές πρακτικές και από τις εδαφικές ιδιότητες

(Leinweber et al., 1999, Gasparatos et al., 2006). Πιο συγκεκριμένα, οι Wang et al. (1991) και Freese et al. (1992) συνήγαγαν το συμπέρασμα ότι, στα όξινα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P, τα επίπεδα του P_{ox} καθορίζονται από την περιεκτικότητά τους σε μη κρυσταλλικά οξείδια Fe, Al, ενώ στα αλκαλικά εδάφη από την περιεκτικότητά τους σε $CaCO_3$ (Shaheen et al., 2007).

Πίνακας 126: Τιμές των παραμέτρων P_{ox} , DPS_{ox} , WP και EPC_o στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου.

P7 Ορίζοντες	Βάθος (cm)	P_{ox} (mg/kg)	DPS_{ox} (%)	WP (mg/kg)	EPC_o (mg/L)
Ap	0-24	38.44	7.21	1.65	0.014
Bt	24-52	34.51	5.86	1.52	0.012
BC	52-63	31.93	5.75	1.15	0.010
C	63-98+	26.35	5.28	1.37	0.017

P8 Ορίζοντες	Βάθος (cm)	P_{ox} (mg/kg)	DPS_{ox} (%)	WP (mg/kg)	EPC_o (mg/L)
Ap	0-21	36.27	7.38	1.52	0.010
Bt	21-41	32.86	5.93	1.29	0.008
BC	41-53	30.69	5.55	1.23	0.012
C	53-92+	27.28	5.71	1.46	0.016

P9 Ορίζοντες	Βάθος (cm)	P_{ox} (mg/kg)	DPS_{ox} (%)	WP (mg/kg)	EPC_o (mg/L)
A	0-22	22.32	7.86	1.85	0.021
Bt1	22-50	15.19	3.56	1.37	0.012
Bt2	50-83	16.12	4.38	3.09	0.016
BC	83-111	17.67	4.81	2.41	0.021
C1	111-126	20.77	5.81	3.26	0.024
C2	126-158+	19.53	6.06	2.36	0.024

Από τη συγκριτική αξιολόγηση των σταθμισμένων μέσων τιμών των άμορφων συστατικών μεταξύ των δυο υποκατηγοριών των υπό μελέτη εδαφών (Πίνακας 127) προκύπτει ότι: στις εδαφοτομές με όξινη και ουδέτερη αντίδραση (P5, P6, P7, P8 και P9), οι τιμές του P_{ox} καθορίζονται από την περιεκτικότητά τους σε Fe_2O_3 και Al_2O_3 , ενώ στην P4 με μετρίως αλκαλική αντίδραση (Πίνακας 76) από τη συγκέντρωσή της σε ανθρακικά άλατα. Σύμφωνα με τα ερευνητικά αποτελέσματα των Kleimann and Sharpley (2002) και Ige et al. (2005), η παρουσία $CaCO_3$ μειώνει την όξινη δράση του ρυθμιστικού διαλύματος (οξαλικό αμμώνιο) σε ασβεστούχα εδάφη και ως εκ τούτου την αποτελεσματικότητά του στην εκχύλιση των Fe_2O_3 , Al_2O_3 και των άμορφων ενώσεων του P.

Πίνακας 127: Σταθμισμένες μέσες τιμές του διαθέσιμου P ($P_{t-avail}$) και του εκχυλιζόμενου φωσφόρου, σιδήρου, αργιλίου με το όξινο οξαλικό αμμώνιο στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια και χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου.

Εδάφη μέτρια διαθεσιμότητα P	P_{ox} (mg/kg)	$P_{t-avail}$ (mg/kg)	Fe_2O_3 (mg/kg)	Al_2O_3 (mg/kg)
P4	13.51	23.42	$1.1 \cdot 10^3$	$1.1 \cdot 10^3$
P5	20.46	47.89	$2.2 \cdot 10^3$	$1.0 \cdot 10^3$
P6	14.15	32.24	$1.5 \cdot 10^3$	$1.2 \cdot 10^3$

Εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P	P_{ox} (mg/kg)	$P_{t-avail}$ (mg/kg)	Fe_2O_3 (mg/kg)	Al_2O_3 (mg/kg)
P7	32.58	13.37	$4.2 \cdot 10^3$	$1.1 \cdot 10^3$
P8	31.40	14.21	$4.3 \cdot 10^3$	$1.2 \cdot 10^3$
P9	18.22	18.25	$2.4 \cdot 10^3$	$0.9 \cdot 10^3$

Δεδομένης της σχέσης του P_{ox} με τα κλάσματα του P, ιδιαίτερα αξιοσημείωτη είναι η ισχυρή αλληλεπίδρασή του με το αρ.HCl-Pi στις P5 και P6 (Πίνακας 128α), όπως και στα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P (Πίνακας 124). Η σχέση αυτή δείχνει ότι σε γεωργικά εδάφη στα οποία έχει λάβει χώρα δευτερογενής σχηματισμός φωσφορικών ενώσεων του ασβεστίου εξαιτίας της εφαρμοζόμενης Ca-P λίπανσης (π.χ. απλό υπερφωσφορικό), το οξαλικό αμμώνιο εκχυλίζει, εκτός από τις διαθέσιμες Pi μορφές P ($P_{ox}-P_{t-avail}$, $r=0.874$, $p<0.01$), και μέρος των Ca-P ενώσεων. Οι Fox et al. (1990) και Borggaard (1992), διερευνώντας τα αίτια της ισχυρής συσχέτισης του P_{ox} με τις διαθέσιμες Pi ενώσεις (Ρητίνη-Pi, $NaHCO_3$ -Pi και $NaOH$ -Pi)(όπως και στα υπό μελέτη εδάφη, Πίνακες 124 και 128α), καθώς και με το κλάσμα του αρ.HCl-Pi, οδηγήθηκαν στα ακόλουθα συμπεράσματα για τη δράση του οξαλικού αμμωνίου:

- Τα οξαλικά ανιόντα αντικαθιστούν τα προσροφημένα φωσφορικά ιόντα στις επιφάνειες των υδροξειδίων με αντιδράσεις ιοντικής ανταλλαγής με υποκατάσταση. Αυτό έχει ως συνέπεια ο εκροφημένος P να σχηματίζει σύμπλοκα με τα μεταλλικά κατιόντα στο διάλυμα, αποτρέποντας την κατακρήμνιση των σχηματιζόμενων φωσφορικών ενώσεων.

- Η όξινη αντίδραση τόσο του όξινου οξαλικού αμμωνίου όσο και του αραιού υδροχλωρίου έχει ως αποτέλεσμα να εκχυλίζονται παρόμοιες φωσφορικές ενώσεις (Ca-P).

- Σε έντονα εξελιγμένα τροπικά εδάφη (Ultisols, Oxisols), το οξαλικό αμμώνιο είναι πιο δραστικό συγκριτικά με το $NaOH$ (0.5M), παρά τη διαφορετική τους αντίδραση (ισχυρά όξινη και αλκαλική αντίδραση, αντίστοιχα). Ως εκ τούτου, το $C_2H_8N_2O_4$ θεωρείται αποτελεσματικότερο για την εκχύλιση των μη κρυσταλλικών Fe-P και Al-P ενώσεων.

Πίνακας 128α: Συσχετίσεις μεταξύ του P_{ox} και των διαφόρων κλασμάτων του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου (P5-P6, N=9).

Μορφές P	$P_{t-avail}$	$NaOH$ - Pi	$NaOH$ - Po	αρ.HCl- Pi	π.HCl- Pi	π.HCl- Po	H_2SO_4 / H_2O_2 -Pi
P_{ox}	0.874	0.891	0.389	0.933	-0.507	-0.020	-0.276

$p<0.05$ ($r \geq 0.666$), $p<0.010$ ($r \geq 0.798$), $p<0.01$ ($r \geq 0.898$)

Πίνακας 128β: Συσχετίσεις μεταξύ του P_{ox} και των διαφόρων κλασμάτων του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (P7-P8, N=8).

Μορφές P	$P_{t-avail}$	NaOH-Pi	NaOH-Po	αp.HCl-Pi	π.HCl-Pi	π.HCl-Po	H_2SO_4/H_2O_2-Pi
P_{ox}	0.796	0.845	0.883	-0.899	0.112	0.153	-0.279

$p < 0.05$ ($r \geq 0.707$), $p < 0.01$ ($r \geq 0.834$), $p < 0.001$ ($r \geq 0.925$)

Ο συνδυασμός των δεδομένων της προσρόφησης του P (Q_{max}) και του P_{ox} προσδιορίζει τον περιβαλλοντικό δείκτη DPS_{ox} , οι τιμές του οποίου παρουσιάζονται αναλυτικά στους Πίνακες 125 και 126 για τα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια και χαμηλή διαθεσιμότητα P αντίστοιχα. Σύμφωνα με τους ανωτέρους πίνακες, το σύνολο των εξεταζόμενων εδαφών, παρουσιάζει τιμές DPS_{ox} μικρότερες του κρίσιμου ποσοστού (25%) σε όλη την εδαφική κατατομή. Παρόμοια χαμηλά ποσοστά DPS_{ox} (7.1% έως 9.7%) εκτίμησαν και οι Royer et al. (2003) σε καλλιεργούμενα ιλυοπηλώδη εδάφη με πολύ υψηλές τιμές PSC (2015-4092 mg/kg) και σχετικά χαμηλές συγκεντρώσεις P_{ox} (288- 755 mg/kg), πρώτου την εφαρμογή οργανικών και ανόργανων λιπασμάτων.

Η σύγκριση των αποτελεσμάτων αυτών με τα αντίστοιχα στα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P οδηγεί στο συμπέρασμα ότι η εφαρμοζόμενη P-λίπανση στα καλλιεργούμενα εδάφη με σιτάρι/σιτηρά δεν ήταν επαρκής, ώστε να επέλθει κορεσμός των θέσεων προσρόφησης P. Ως εκ τούτου, η συμβολή τους στην υποβάθμιση της ποιότητας των επιφανειακών και υπόγειων υδάτων, δεν είναι άμεση όπως των P1, P2 και P3. Ωστόσο, οι Koormans et al. (2007) υποστηρίζουν ότι ακόμα και σε εδάφη με τιμές $DPS_{ox} \geq 15\%$ θα πρέπει να εφαρμόζεται ορθολογική P-λίπανση εάν τα εδάφη χαρακτηρίζονται από ευνοϊκές συνθήκες δυναμικής μετακίνησης του φωσφόρου στην εδαφική κατατομή (π.χ. υψηλά ποσοστά άμμου, εναλλασσόμενα οξειδοαναγωγικά φαινόμενα), όπως στην υπό μελέτη εδαφοτομή P5.

Η επίδραση της προσροφητικής ικανότητας των εδαφικών οριζόντων σε P, καθώς και των εφαρμοζόμενων καλλιεργητικών πρακτικών στα εξεταζόμενα καλλιεργούμενα εδάφη, είναι ιδιαίτερα εμφανής κατόπιν μελέτης της κατανομής του DPS_{ox} με το βάθος.

Όπως διαφαίνεται από τον Πίνακα 125 στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια επίπεδα διαθέσιμου P, οι υψηλότερες τιμές του περιβαλλοντικού δείκτη παρουσιάζονται στους επιφανειακούς ορίζοντες, με τα υψηλότερα επίπεδα σε αφομοιώσιμες P ενώσεις και τη μικρότερη τιμή της Q_{max} (Πίνακες 86 και 105). Η Θετική επίδραση των εξωτερικών εισροών (ανόργανη/οργανική λίπανση) στη διακύμανση των τιμών του DPS_{ox} στο εδαφικό προφίλ, γεωργικών εδαφών έχει παρατηρηθεί από αρκετούς ερευνητές (Peltonuori, 2006, Emadi et al., 2009). Πιο συγκεκριμένα, ο Peltonuori (2006) σε γεωργικά εδάφη της Σουηδίας, διαπίστωσε πως η επιφανειακή εφαρμογή των καλλιεργητικών πρακτικών, σε συνδυασμό με τη συσσώρευση της οργανικής ουσίας στην επιφάνεια, συμβάλλει στην ασθενέστερη συγκράτηση του P στον Ap ορίζοντα σε σχέση με την αντίστοιχί του στους υποεπιφανειακούς ορίζοντες.

Οι σχέσεις του περιβαλλοντικού δείκτη με τις εδαφικές ιδιότητες υποδεικνύουν πως ο κυριότερος παράγοντας που καθορίζει τις τιμές του DPS_{ox} στα γεωργικά εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα P είναι η εδαφική οξύτητα ($r = -0.775$, $p < 0.01$, $N=14$). Η ισχυρή αρνητική σχέση μεταξύ των παραμέτρων αυτών περιγράφεται από την εξίσωση (34α) :

$$Y_{DPS_{ox}} = 24.07 - 3.042 * X_{pH} \quad (R\text{-squared statistic: } 60.04\%, p < 0.01) \quad (34a)$$

βάσει της οποίας, συνάγεται ότι η αύξηση του εδαφικού pH συμβάλλει έμμεσα στη μείωση των απωλειών του P από το εδαφικό σύστημα μέσω της μείωσης των επιπέδων του διαθέσιμου εδαφικού φωσφόρου (Κεφ. 4.3.3α₁).

Στις εδαφοτομές P7 και P8, η χαμηλή και ανεπαρκή εφαρμοζόμενη P-λίπανση κατά την καλλιεργητική περίοδο συντελεί στη σχεδόν σταθερή διακύμανση των τιμών του DPS_{ox} με το βάθος. Το γεγονός αυτό ενισχύεται από τη μικρή διακύμανση των συγκεντρώσεων των διαθέσιμων μορφών P (Πίνακας 93) και της μέγιστης προσρόφησης του P στην εδαφική κατατομή (Πίνακας 107). Στα εδάφη αυτά (N=14), το 72.13% της παραλλακτικότητας των συνολικών τιμών του περιβαλλοντικού δείκτη καθορίζεται από τη συνδυαστική επίδραση της οργανικής ουσίας και της εδαφικής οξύτητας, η οποία περιγράφεται σύμφωνα με την γραμμική εξίσωση 34β:

$$Y_{DPS_{ox}} = -14.96 + 4.08 * X_{\text{οργανική ουσία}} + 3.00 * X_{\text{pH}},$$

(R-Squared statistic: 72.13%, $p < 0.01$) (34β)

Η θετική συσχέτιση μεταξύ της οργανικής ουσίας και του περιβαλλοντικού δείκτη, αν και αντιβαίνει των αποτελεσμάτων των Emadi et al. (2009), σε ισχυρά λιπασμένα εδάφη, στα υπό μελέτη εδάφη ενδεχομένως οφείλεται στην «έμμεση» αρνητική επίδραση της στην προσρόφηση του P. Πρόσφατη βιβλιογραφική ανασκόπηση των Guppy et al. (2005) αναφέρει ότι η οργανική ουσία συμβάλλει στη μείωση της δεσμευτικής ικανότητας των εδαφών σε P, μέσω των ακόλουθων μηχανισμών :

- με τον ανταγωνισμό μεταξύ των αρνητικά φορτισμένων οργανικών και φωσφορικών ιόντων του εδάφους για τις ίδιες θέσεις προσρόφησης,
- με τον σχηματισμό χηλικών ενώσεων με τα κατιόντα Fe, Mn, μειώνοντας έτσι τις θέσεις προσρόφησης του P, και
- με την αύξηση των ευδιάλυτων, αφομοιώσιμων Pi ενώσεων κατά την ανοργανοποίηση της οργανικής ουσίας.

Η σύγκριση των τιμών του DPS_{ox} μεταξύ των δυο κατηγοριών των εξεταζόμενων εδαφών επιτρέπει την εξαγωγή του εξής συμπεράσματος: ο περιβαλλοντικός δείκτης εμφανίζει παρόμοια μέσα ποσοστά (4% και 6% στα εδάφη με μέτρια και χαμηλή διαθεσιμότητα P, αντίστοιχα) τόσο στις P4-P6 όσο και στις P7-P9, παρά τα διαφορετικά τους επίπεδα σε διαθέσιμο P. Το αποτέλεσμα αυτό υποδηλώνει ότι στα καλλιεργούμενα εδάφη με σιτάρι/σιτηρά (P4-P9), η επίδραση των διαφορετικών καλλιεργητικών πρακτικών αντισταθμίζεται από την επίδραση των εδαφικών συστατικών στη συγκράτηση του P. Μη σημαντική διαφοροποίηση των τιμών του DPS_{ox} αναφέρεται και από τους Leinweber et al. (1999), οι οποίοι παρατήρησαν παρόμοιες τιμές του περιβαλλοντικού δείκτη μεταξύ καλλιεργούμενων μη λιπασμένων εδαφών και εδαφών με μικρή ποσότητα εφαρμοζόμενης P-λίπανσης (20 kg P/yr).

Οι ίδιοι ερευνητές αναφέρουν επίσης ότι οι μικρές εισροές του φωσφόρου στο εδαφικό σύστημα δεν συμβάλλουν μόνο στο μειωμένο κίνδυνο των απωλειών του φωσφόρου από το εδαφικό σύστημα αλλά και στα χαμηλά επίπεδα του υδατοδιαλυτού εδαφικού φωσφόρου. Και στις δυο υποκατηγορίες των υπό μελέτη γεωργικών εδαφών, ο εκχυλιζόμενος P με το απιονισμένο νερό κυμαίνεται σε πολύ χαμηλά επίπεδα σε όλο το εδαφικό προφίλ (WP: 0.70-3.89 mg/kg, 1.15-3.26 mg/kg, στα εδάφη με μέτρια και χαμηλή διαθεσιμότητα P αντίστοιχα), παρά το διαφορετικό τους βαθμό σε επάρκεια P (Πίνακες 125 και 126). Το αποτέλεσμα αυτό, σε συνδυασμό με τη μικρή διακύμανση των τιμών του DPS_{ox} στα εξεταζόμενα εδάφη, φανερώνει ότι πολύ μικρό μέρος του

ολικού φωσφόρου, τόσο στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P όσο και στα εδάφη με μέτρια, μπορεί να μεταφερθεί με την κατακόρυφη και την επιφανειακή ροή στους υδάτινους αποδέκτες.

Η μικρή εκροφητική ικανότητα των εξεταζόμενων εδαφοτομών σε φώσφορο ενισχύεται και από τις μικρές συγκεντρώσεις του EPC_o , οι τιμές του οποίου κυμαίνονται από 0.034 mgP/L έως 0.21 mgP/L στα γεωργικά εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα P και από 0.008 mgP/L έως 0.024 mgP/L στα εδάφη με χαμηλά επίπεδα P (Πίνακας 124 και 125). Οι James et al. (2006) υποστηρίζουν ότι η διακύμανση των τιμών του EPC_o στην εδαφική κατατομή και οι αντίστοιχες του DPS φανερώνουν μέχρι ποιο βάθος τα φωσφορικά ιόντα μπορεί να μετακινηθούν ή ποιοι διαγνωστικοί ορίζοντες ευνοούν τη μετακίνηση του P σε μεγαλύτερα βάθη. Στα εξεταζόμενα εδάφη, τα χαμηλά επίπεδα των περιβαλλοντικών παραμέτρων EPC_o , WP και DPS_{ox} υποδηλώνουν τον μικρό δυνητικό κίνδυνο μετακίνησης του φωσφόρου μέσα στο εδαφικό προφίλ.

4.5.1β Εκτίμηση των απωλειών του φωσφόρου σε εδάφη με φυσική βλάστηση

Ο κίνδυνος των απωλειών του φωσφόρου από τα μη καλλιεργούμενα εδάφη (χέρσα εδάφη με φυσική βλάστηση) θεωρείται πολύ μικρός, λόγω της απουσίας των εισροών του φωσφόρου (λίπανση) (Kim et al., 2006). Παρ' όλα αυτά, οι Johnson et al. (2003) και McDowell and Stewart (2005) υποστηρίζουν ότι υπό ευνοϊκές κλιματικές συνθήκες (υψηλή και έντονη βροχόπτωση) και έντονη εκτομυκκοριζική ή ενδομυκκοριζική δραστηριότητα, τα επίπεδα του διαθέσιμου P στα εδάφη με δασική ή θαμνώδη βλάστηση μπορεί να είναι υψηλότερα ακόμα και από τα αντίστοιχα σε καλλιεργούμενα εδάφη με απουσία εισροών P (λίπανση). Υπό τις συνθήκες αυτές, οι ερευνητές υποστηρίζουν ότι ο φώσφορος μπορεί να απομακρυνθεί από το εδαφικό σύστημα εάν επικρατούν ταυτόχρονα και αναγωγικές συνθήκες που ευνοούν τη μετακίνησή του στο εδαφικό προφίλ. Γι' αυτούς τους λόγους, καθίσταται ενδιαφέρουσα η μελέτη της δυνητικής συμβολής των εξεταζόμενων εδαφών με φυσική βλάστηση στη ρύπανση των επιφανειακών και υπόγειων υδάτων με P.

Αναλυτικότερα, στην εδαφοτομή P10 με φυσική βλάστηση και ατελή αποστράγγιση οι τιμές του P_{ox} κυμαίνονται από 44.95 mg/kg έως 120.27 mg/kg, εμφανίζοντας το μέγιστο τους στον μεταβατικό ορίζοντα BC (Πίνακας 129). Αύξουσα κατανομή του P_{ox} με το βάθος παρατήρησαν και οι Wang et al. (1991), εξετάζοντας τη συμπεριφορά του εκχυλιζόμενου φωσφόρου με το οξάλικο αμμώνιο σε τέσσερις εδαφοτομές με πολύ υψηλή περιεκτικότητα σε άμορφα συστατικά ($Al_2O_3 + Fe_2O_3$: 200-805 mmol/kg) στους κατώτερους Bt ή ανώτερους C ορίζοντες τους.

Λαμβανομένων υπόψη των φυσικοχημικών χαρακτηριστικών της P10, δηλαδή της επικράτησης των ατελών συνθηκών στράγγισης στο εδαφικό προφίλ της, συμπεραίνεται ότι τα αυξημένα επίπεδα του προσροφημένου P στα άμορφα οξείδια του σιδήρου και του αργιλίου στην υποεπιφάνεια ενδεχομένως οφείλονται στη μετακίνηση των ευδιάλυτων Fe-P και Al-P ενώσεων στην εδαφική κατατομή κατά την αναγωγική περίοδο. Σύμφωνα με τους Kleinman et al. (2007), η ατελής υδρομορφίας συμβάλλει αρχικά στη διαλυτοποίηση των κρυσταλλικών Fe-P, Al-P ενώσεων κατά την αναερόβια περίοδο και εν συνεχεία στην απορρόφησή τους στα άμορφα συστατικά του εδάφους υπό οξειδωτικές συνθήκες, με αποτέλεσμα την αύξηση των επιπέδων του P_{ox} στους ορίζοντες BC/C (Jensen et al., 1998). Οι Gaspararos et al. (2006), κατόπιν εξέτασης της επίδρασης των ατελών συνθηκών στράγγισης στη συμπεριφορά του P_{ox} σε εδάφη της τάξης των Alfisols, διαπίστωσαν πως τα υψηλότερα ποσοστά του P_{ox} εκχυλιζόνταν από

τα συγκρίματα, τα οποία είχαν 13 φορές μεγαλύτερη περιεκτικότητα σε Fe_2O_3 και σχεδόν διπλάσια σε Al_2O_3 συγκριτικά με το υπόλοιπο εδαφικό δείγμα.

Πίνακας 129: Τιμές των παραμέτρων P_{ox} , DPS_{ox} , WP και EPC_o στα εδάφη με φυσική βλάστηση.

P10 Ορίζοντες	Βάθος (cm)	P_{ox} (mg/kg)	DPS_{ox} (%)	WP (mg/kg)	EPC_o (mg/L)
A	0-18	44.95	1.45	2.58	0.022
BA	18-30	66.03	2.13	3.26	0.024
Bt	30-65	84.01	2.71	3.61	0.005
BC	65-88	104.16	3.36	3.95	0
C1	88-117	123.07	3.97	1.53	0
C2	117-150+	75.64	2.44	1.20	0.001

P11 Ορίζοντες	Βάθος (cm)	P_{ox} (mg/kg)	DPS_{ox} (%)	WP (mg/kg)	EPC_o (mg/L)
A	0-24	36.08	6.34	2.36	0.018
BA	24-45	32.64	3.96	1.78	0.010
Bt	45-68	28.35	2.90	0.69	0.005
BC	68-82	19.84	2.54	0.48	0
C1	82-98	17.98	2.30	0.69	0
C2	98-119+	15.52	1.99	0.52	0

P12 Ορίζοντες	Βάθος (cm)	P_{ox} (mg/kg)	DPS_{ox} (%)	WP (mg/kg)	EPC_o (mg/L)
A	0-19	16.43	5.89	1.46	0.036
BA	19-41	12.09	3.78	1.03	0.021
Bt1	41-68	8.68	2.23	0.86	0.017
Bt2	68-104	9.30	2.48	0.77	0.010
BC	104-122	13.02	4.68	0.86	0.042
C1	122-142	10.23	3.82	1.02	0.028
C2	142-170+	7.75	3.00	1.15	0.021

Στις εδαφοτομές P11 και P12 με μέτρια αποστράγγιση, οι υψηλότερες συγκεντρώσεις του P_{ox} παρουσιάζονται στον επιφανειακό ορίζοντα (P11: 36.08 mg/kg, P12: 16.43 mg/kg) (Πίνακας 129), όπου εμφανίζεται το μέγιστο ποσοστό της οργανικής ουσίας και των διαθέσιμων μορφών P. Το αποτέλεσμα αυτό σε αντιπαράβολή με τα ανώτερα υποδεικνύει πως η κατανομή του P_{ox} στο εδαφικό προφίλ των υπό μελέτη εδαφών με φυσική βλάστηση είναι άμεσα επηρεαζόμενη από τα μορφολογικά τους χαρακτηριστικά (υδρομορφία).

Δεδομένων των σχέσεων των άμορφων ενώσεων του P με τα κλάσματα του P, ιδιαίτερα αξιοσημείωτη είναι η θετική συσχέτισή με τον λόγο του (Ρητίνη-Pi+NaHCO₃-Pi+NaOH-Pi/Pt) ($r=0.947$, $p<0.01$, $N=6$) στην P10, και με τον λόγο του (NaHCO₃-Po+NaOH-Po/Pt) στις P11-P12 ($r=0.697$, $p<0.01$, $N=13$). Οι σχέσεις αυτές οδηγούν στο συμπέρασμα ότι υπό καθεστώς ατελούς υδρομορφίας μεγάλο μέρος του P_{ox} αντιπροσωπεύεται από ανόργανες μορφές, ενώ σε εδάφη με μέτρια αποστράγγιση το οξαλικό αμμώνιο εκχυλίζει εκτός από Pi και οργανικές ενώσεις του φωσφόρου.

Εάν συνδυαστούν οι σταθμισμένες μέσες τιμές P_{ox} στα υπό μελέτη εδάφη με τις με τις αντίστοιχες των άμορφων συστατικών τους μπορεί κανείς εύκολα να αντιληφθεί

πως οι χαμηλότερες συγκεντρώσεις των μη κρυσταλλικών ενώσεων του P παρουσιάζονται στην P12 (11 mg/kg) με τη μικρότερη περιεκτικότητα σε ενεργά συστατικά προσρόφησης P ($\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$: $3.1 \cdot 10^3$ mg/kg) (Πίνακας 130). Τα αποτελέσματα αυτά ενισχύουν τα αντίστοιχα στα υπό μελέτη, εδάφη με χαμηλή και μέτρια διαθεσιμότητα P (Εκτός P4) σύμφωνα με τα οποία τα άμορφα συστατικά του εδάφους επιδρούν καθοριστικά στις αντιδράσεις του P σε εδάφη με όξινη έως ουδέτερη αντίδραση (Πίνακας 76) (Freese et al., 1992).

Πίνακας 130: Σταθμισμένες μέσες τιμές του εκχυλιζόμενου φωσφόρου, σιδήρου, αργιλίου με το όξινο οξάλικο αμμώνιο στα εδάφη με φυσική βλάστηση.

Εδαφοτομές	$P_{t\text{-avail}}$ (mg/kg)	P_{ox} (mg/kg)	Fe_2O_3 (mg/kg)	Al_2O_3 (mg/kg)
P10	87	90	$7.9 \cdot 10^3$	$0.3 \cdot 10^3$
P11	30	26	$5.1 \cdot 10^3$	$0.2 \cdot 10^3$
P12	15	11	$3.0 \cdot 10^3$	$0.1 \cdot 10^3$

Βάσει των αναλυτικών δεδομένων του πίνακα 129, οι τιμές του DPS_{ox} , σε όλη την εδαφική κατατομή των εξεταζόμενων εδαφοτομών είναι μικρότερες της κρίσιμης τιμής (25%), γεγονός το οποίο δείχνει τη μη άμεση συμβολή τους στη ρύπανση των επιφανειακών και υπογείων υδάτων με P. Παρόμοιες χαμηλές τιμές DPS_{ox} (1.99%-11.40%) αναφέρονται από τους Sims et al. (2002), σε αδιατάραχτα εδάφη της δυτικής Αμερικής και από τους Kim et al. (2006) σε επιφανειακά, τροπικά, όξινα εδάφη. Ο μικρός κίνδυνος ρύπανσης των υδάτινων πόρων με P από τα υπό μελέτη εδάφη ενισχύεται και από τα δεδομένα των περιβαλλοντικών παραμέτρων EPC_o και WP. Αναλυτικότερα, ο υδατοδιαλυτός φώσφορος αντιπροσωπεύεται από πολύ χαμηλές τιμές (0.52-3.95 mg/kg) και στις τρεις εδαφοτομές, ενώ οι τιμές του EPC_o προσεγγίζουν ακόμα και το μηδέν στους κατώτερους υποεπιφανειακούς ορίζοντες των P10 και P11. Σύμφωνα με τους Villapando and Graetz (2001) και Peltovuori (2006), οι πολύ μικρές τιμές του EPC_o στο εδαφικό σύστημα είναι αποτέλεσμα της ισχυρής προσρόφησης του P στα εδαφικά κολλοειδή, η οποία παρεμποδίζει τη μεταφορά του φωσφόρου από το εδαφικό σύστημα στους υδάτινους αποδέκτες. Σε παρόμοια συμπεράσματα κατέληξαν οι James et al. (2006) επισημαίνοντας ότι οι τιμές των περιβαλλοντικών παραμέτρων EPC_o , WP και DPS_{ox} υποδηλώνουν εκτός από τη δυνητική κινητικότητα του P στην εδαφική κατατομή και τη χρήση γης των εδαφών. Το ίδιο ακριβώς συνάγεται και στην παρούσα διατριβή, μετά τη συγκριτική αξιολόγηση των επίπεδων των περιβαλλοντικών παραμέτρων μεταξύ των γεωργικών εδαφών με υψηλή διαθεσιμότητα P (P1-P3) και των αδιατάραχτων εδαφών (P10-P12).

Οι Siemens et al. (2004), μελετώντας την κατανομή του DPS_{ox} με το βάθος σε δυο εδαφοτομές με φυσική βλάστηση, διαπίστωσαν πως η διακύμανση των τιμών του περιβαλλοντικού δείκτη στους διαγνωστικούς ορίζοντες είναι άμεσα επηρεαζόμενη από τη διαφοροποίηση των εδαφικών ιδιοτήτων τους, καθώς και των επιπέδων του διαθέσιμου φωσφόρου στο εδαφικό προφίλ. Στα υπό μελέτη εδάφη της παρούσας μελέτης και ειδικότερα στην P10, ο δείκτης DPS_{ox} παρουσιάζει αύξουσα κατανομή με το βάθος, εμφανίζοντας τα υψηλότερα ποσοστά του (10%) στο μητρικό υλικό (BC/C1 ορίζοντας) (Πίνακας 129). Υψηλότερες τιμές DPS_{ox} στους κατώτερους ορίζοντες κακώς αποστραγγιζόμενων εδαφών (όπως η P10 με ατελή υδρομορφία) αναφέρονται από τους Driescher and Gelbrecht (1993) και Siemens et al. (2004), οι οποίοι απέδωσαν το

γεγονός αυτό στην υψηλή συγκέντρωσή τους σε ευδιάλυτες Fe-P ενώσεις υπό αναγωγικές συνθήκες.

Εάν συνδυάσει κανείς τα δεδομένα του περιβαλλοντικού δείκτη με τα αντίστοιχα της προσρόφησης του P (Κεφ. 4.4.1β), θα διαπιστώσει ότι οι υψηλότερες τιμές του DPS_{ox} στην P10 παρουσιάζονται στους ορίζοντες BC-C1, παρά την υψηλή προσροφητική τους ικανότητα σε φώσφορο (Emadi et al., 2009, Renneson et al., 2010). Ως εκ τούτου συνάγεται ότι ο κίνδυνος απωλειών του P στην ατελώς αποστραγγιζόμενη εδαφοτομή καθορίζεται κυρίως από τα επίπεδα του προσροφημένου P στις ενεργές επιφάνειες των εδαφικών συστατικών, τα οποία επηρεάζονται ισχυρά από τις επικρατούσες συνθήκες υδρομορφίας.

Στον αντίποδα, στις P11 και P12 ο δείκτης DPS_{ox} παρουσιάζει φθίνουσα κατανομή με το βάθος, εμφανίζοντας τη μέγιστη τιμή του στην επιφάνεια (6%) (Πίνακας 129). Το αποτέλεσμα αυτό ενδεχομένως αποδίδεται στα εξής πιθανά αίτια :

- στη μικρότερη προσροφητική ικανότητα P στην επιφάνεια σε σχέση με το μητρικό υλικό (Πίνακας 112),
- στα υψηλότερα επίπεδα του σε οργανική ουσία και διαθέσιμες ενώσεις P (Πίνακες 66, 71 και 92).

Τα παραπάνω ενισχύονται και από τη στατιστικά σημαντική αρνητική συσχέτιση μεταξύ του DPS_{ox} και των παραμέτρων προσρόφησης (k, MBC)($r=-0.85$, $p<0.01$ και $r=-0.83$, $p<0.01$, $N=13$ αντίστοιχα), η οποία δείχνει ότι όσο ισχυρότερη είναι η δέσμευση του P τόσο δυσκολότερη είναι η μετακίνησή του στην εδαφική κατατομή (James et al., 2005).

Από την εξέταση των σχέσεων μεταξύ των εδαφικών παραμέτρων και του περιβαλλοντικού δείκτη (DPS_{ox}) στις εδαφοτομές P11 και P12, με μέτρια αποστράγγιση, προκύπτει ότι το 69.46% της παραλλακτικότητας των συνολικών τιμών του DPS_{ox} , καθορίζεται από την οργανική ουσία (Εξίσωση 35).

$$Y_{DPS_{ox}} = 2.723 + 1.375 * X_{\text{Οργανική Ουσία}} \quad (R\text{-Squared statistic : } 69.46\%, p<0.01) \quad (35)$$

Η θετική σχέση μεταξύ των παραμέτρων αυτών είναι αναμενομένη αφού στα εξεταζόμενα εδάφη με φυσική βλάστηση και μέτρια αποστράγγιση, τα οργανικά συστατικά επηρεάζουν σημαντικά τα επίπεδα του διαθέσιμου P μέσω της ανοργανοποίησης τους (Κεφ. 4.3.3β).

4.5.2 Συσχετίσεις μεταξύ των περιβαλλοντικών παραμέτρων και των κλασμάτων του φωσφόρου

Σύμφωνα με πρόσφατες ερευνητικές μελέτες των Senwo et al. (2003), James et al. (2005) και Bastounopoulou et al. (2008), η διερεύνηση των σχέσεων μεταξύ των δεικτών DPS_{ox} , EPC_o , WP και των κλασμάτων του P, μπορούν να δώσουν σημαντικές πληροφορίες, τόσο για την κινητικότητα των Pi, Po μορφών στο εδαφικό σύστημα, όσο και για τη δυνητική συμβολή τους στην υποβάθμιση της ποιότητας των υδάτινων πόρων. Οι ιδιότητες αυτές των εξεταζόμενων περιβαλλοντικών παραμέτρων οφείλονται στην ισχυρή συσχέτισή τους με τη συγκέντρωση του υδατοδιαλυτού P στα επιφανειακά και υποεπιφανειακά ύδατα, με συνέπεια την ευρεία χρήση τους σε περιβαλλοντικές μελέτες του φωσφόρου (Pote et al., 1996, Maguire and Sims, 2002).

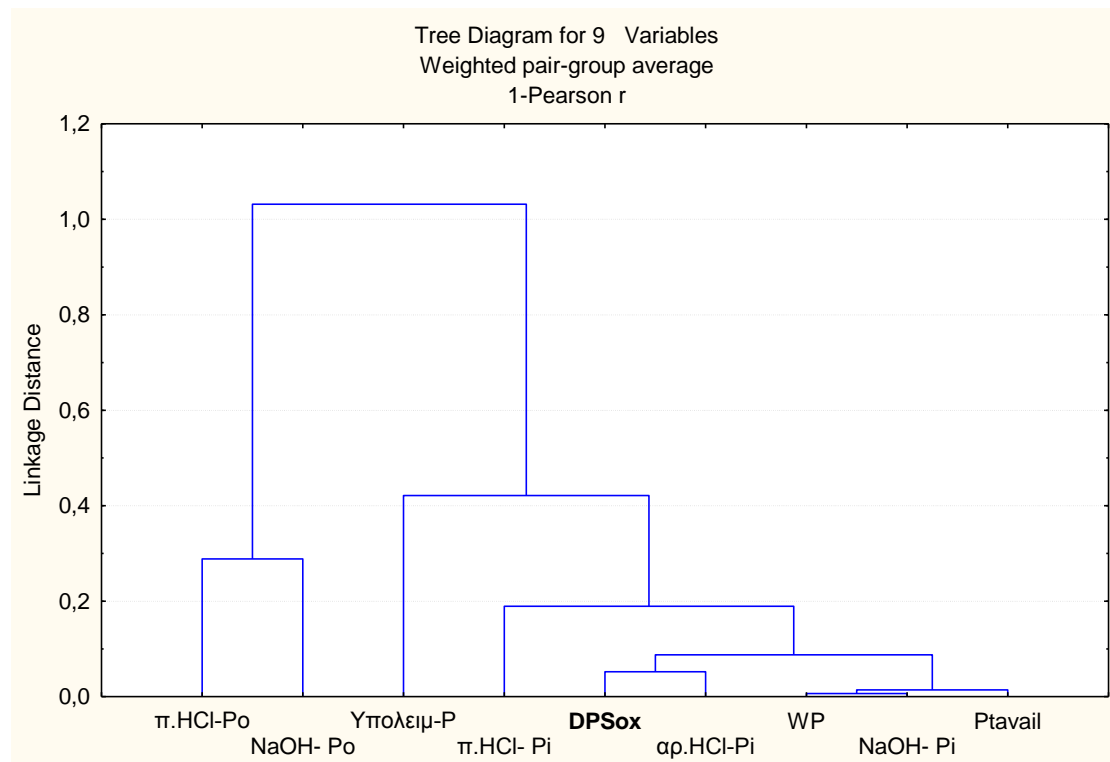
Όπως προκύπτει από τα αναλυτικά δεδομένα του πίνακα 131, στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου, τα διαθέσιμα κλάσματα του P ($P_{t-avail}$ και NaOH-Pi) καθώς και του αρ.HCl-Pi, παρουσιάζουν ισχυρή συσχέτιση με τους δείκτες DPS_{ox} , EPC_o και WP. Στον αντίποδα, η σχέση μεταξύ των παραμέτρων αυτών και του υπολειμματικού -Pi είναι ασθενέστερη.

Πίνακας 131: Συσχετίσεις μεταξύ των περιβαλλοντικών παραμέτρων (DPS_{ox} , EPC_o και WP) και των διαφόρων κλασμάτων του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (N=14).

Μορφές P	$P_{t-avail}$	NaOH-Pi	NaOH-Po	αρ.HCl-Pi	π.HCl-Pi	π.HCl-Po	H_2SO_4/H_2O_2 -Pi
WP	0.980	0.994	-0.276	0.905	0.738	0.184	0.559
DPS_{ox}	0.929	0.900	-0.328	0.949	0.901	-0.007	0.639
EPC_o	0.891	0.856	-0.254	0.787	0.703	0.064	0.588

$p < 0.05$ ($r \geq 0.532$), $p < 0.010$ ($r \geq 0.684$), $p < 0.001$ ($r \geq 0.780$)

Δεδομένου ότι το νερό αποτελεί τον διαλύτη και το μέσο μεταφοράς των φωσφορικών ιόντων από το έδαφος στους υδάτινους αποδέκτες, οι παραπάνω σχέσεις, σε συνδυασμό με τις αντίστοιχες του πίνακα 99, δείχνουν ότι τα περισσότερα Pi κλάσματα μπορούν δυνητικά να μετακινηθούν και να απομακρυνθούν από το εδαφικό σύστημα, μέσω των σταδιακών μετασχηματισμών τους σε πιο αφομοιώσιμες και ευδιάλυτες φωσφορικές ενώσεις (Zhang et al., 2002). Η θετική αλληλεπίδραση μεταξύ των παραμέτρων αυτών, ενισχύεται και από τα αποτελέσματα της ταξινομικής ανάλυσης (Σχήμα 49), σύμφωνα με τα οποία τα κλάσματα του P, διαχωρίζονται σε δυο κύριες ομάδες: ανόργανες και οργανικές μορφές φωσφόρου, εκ των οποίων μόνο τα Pi κλάσματα εμφανίζουν ισχυρή σχέση με τον WP. Τα αποτελέσματα αυτά αντιτίθενται στα αντίστοιχα των Verma et al. (2005) και George et al. (2007), φανερώνοντας ότι: οι εφαρμοζόμενες καλλιεργητικές πρακτικές (ισχυρή ανόργανη P-λίπανση και περιοδική εφαρμογή οργανικής λίπανσης) και οι επικρατούσες ξηροθερμικές συνθήκες στα υπό μελέτη εδάφη πιθανόν συντελούν στην ασθενέστερη έως ασήμαντη συνεισφορά των οργανικών μορφών του P στη ρύπανση των επιφανειακών/υπόγειων υδάτων με P, σε σχέση με τα Pi κλάσματα.



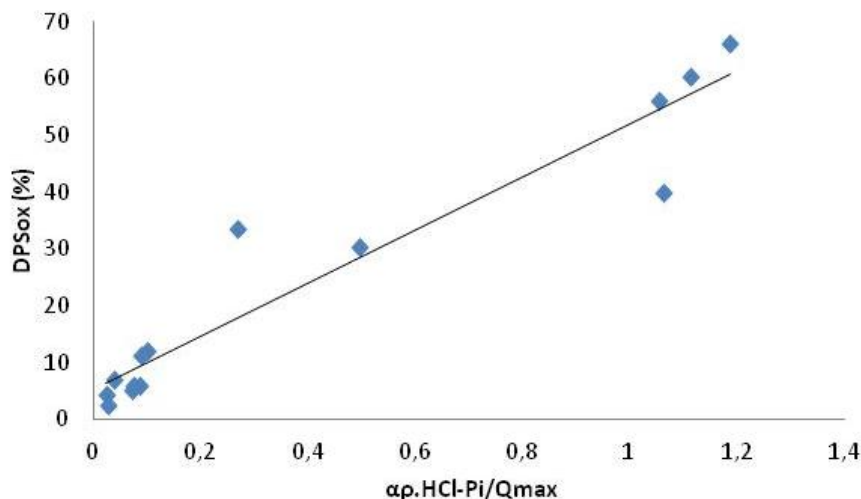
Σχήμα 49: Δενδροδιάγραμμα ταξινομικής ανάλυσης των περιβαλλοντικών παραμέτρων (DPS_{ox} και WP) και των κλασμάτων του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (N=14).

Η σύγκριση των τιμών του συντελεστή συσχέτισης (r) μεταξύ των διαφόρων P_i μορφών και του WP (Πίνακας 131) και η ενδοομαδική απόστασή τους στο δενδροδιάγραμμα του σχήματος 49 επιτρέπει την διαπίστωση ότι οι διαθέσιμες P_i μορφές (Ρητίνη- P_i , $NaHCO_3$ - P_i και $NaOH$ - P_i) αποτελούν τους πιο σημαντικούς ρυπαντές των υδάτινων πόρων με P. Παρόμοια αποτελέσματα αναφέρονται από τους James et al.(2005) και Emadi et al. (2009), οι οποίοι επισημαίνουν ότι όσο αυξάνεται η δραστηριότητα των χρησιμοποιούμενων εκχυλιστικών στη διαδοχική κλασμάτωση τόσο μειώνεται η διαλυτότητα των εκτιμωμένων P_i μορφών.

Εάν κάποιος συνδυάσει τα αναλυτικά δεδομένα του πίνακα 131 με τα αντίστοιχα της κλασμάτωσης του P (Κεφ. 4.3.2α₁) και του βαθμού κορεσμού σε P (Κεφ. 4.5.1α₁), θα αντιληφθεί ότι η διατήρηση των αυξημένων επιπέδων των P_i μορφών μέχρι τα 54 cm και 30 cm στην P1 και P2 αντίστοιχα είναι αποτέλεσμα της πιθανής μετακίνησης των ευδιάλυτων ανόργανων κλασμάτων του P, εξαιτίας του κορεσμού της προσροφητικής ικανότητας του επιφανειακού οριζοντα σε P. Η θετική συσχέτιση μεταξύ του DPS_{ox} και του λόγου ($P_{\text{ρητίνη-}P_i} + NaHCO_3\text{-}P_i + NaOH\text{-}P_i$)/ Q_{max} ($r=0.90$, $p<0.001$) ενισχύει τα παραπάνω αποτελέσματα, υποδηλώνοντας ότι όσο μεγαλύτερη είναι η συγκέντρωση των ανόργανων διαθέσιμων φωσφορικών ενώσεων στα υπό μελέτη εδάφη (P1, P2 και P3), τόσο μεγαλύτερος είναι ο βαθμός κορεσμού της PSC και συνεπώς ο κίνδυνος απομάκρυνσης του P από το εδαφικό σύστημα.

Παρόμοια αλλά πιο ισχυρή τάση προκύπτει και μεταξύ των παραμέτρων $\text{αρ.HCl-}P_i/Q_{max}$ - DPS_{ox} (Σχήμα 50), η οποία περιγράφεται σύμφωνα με την παρακάτω γραμμική εξίσωση (36):

$$Y_{DPS_{ox}} = 5.240 + 46.747 * X_{\text{αρ.HCl-}P_i/Q_{max}} \quad (R\text{-squared statistic: } 91.75\%, p < 0.01) \quad (36)$$



Σχήμα 50: Συσχέτιση του DPS_{ox} με το λόγο του $αρ.HCl-Pi/Q_{max}$ στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (N=14).

Από την παραπάνω σχέση διαφαίνεται ότι η εφαρμοζόμενη λίπανση με τη μορφή Ca-P, στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P, δεν επηρεάζει μόνο τον αγρονομικό αλλά και τον περιβαλλοντικό ρόλο των δευτερογενών σχηματιζόμενων Ca-P ενώσεων, καθιστώντας τες έτσι πιο ευδιάλυτες σχετικά με τις πρωτογενείς μορφές τους (π.χ. απατίτες).

Οι αντίστοιχες σχέσεις μεταξύ των παραμέτρων αυτών στα υπό μελέτη εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα P (P5 και P6) συνεπάγονται πως οι αφομοιώσιμες P_i , P_o μορφές και το κλάσμα του $αρ.HCl-Pi$ εμφανίζουν ισχυρές θετικές συσχετίσεις και με τους τρεις δείκτες (DPS_{ox} , EPC_o και WP) (Πίνακας 132). Τα αποτελέσματα αυτά ενισχύουν τα αντίστοιχα της υποενότητας 4.3.2β, φανερώνοντας ότι σε εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου οι μορφές που αναπληρώνουν τις απώλειες του βιοδιαθέσιμου P κατά την καλλιεργητική περίοδο επηρεάζουν και τη δυναμική ανάπτυξη του φαινομένου του ευτροφισμού στους υδάτινους αποδέκτες. Σχεδόν παρόμοια συμπεράσματα εξάγονται από τη διερεύνηση του βαθμού αλληλεπίδρασης των περιβαλλοντικών παραμέτρων στα διάφορα κλάσματα του P, τόσο στα υπό μελέτη γεωργικά εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P (Πίνακας 133 και Σχήμα παραρτ. 9) όσο και στα εδάφη με φυσική βλάστηση (Πίνακας 134α, 134β και Σχήμα παραρτ. 10, 11).

Πίνακας 132: Συσχετίσεις μεταξύ των περιβαλλοντικών παραμέτρων και των διαφόρων κλασμάτων του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου (Εκτός P4) (N=9).

	$P_{t-avail}$	NaOH- P_i	NaOH- P_o	αρ.HCl- P_i	π.HCl- P_i	π.HCl- P_o	$H_2SO_4/$ $H_2O_2-P_i$
WP	0.933	0.941	0.268	0.910	-0.286	-0.053	-0.062
DPS_{ox}	0.684	0.915	0.418	0.881	-0.191	0.387	-0.291
EPC_o	0.935	0.897	0.341	0.933	-0.437	-0.034	-0.201

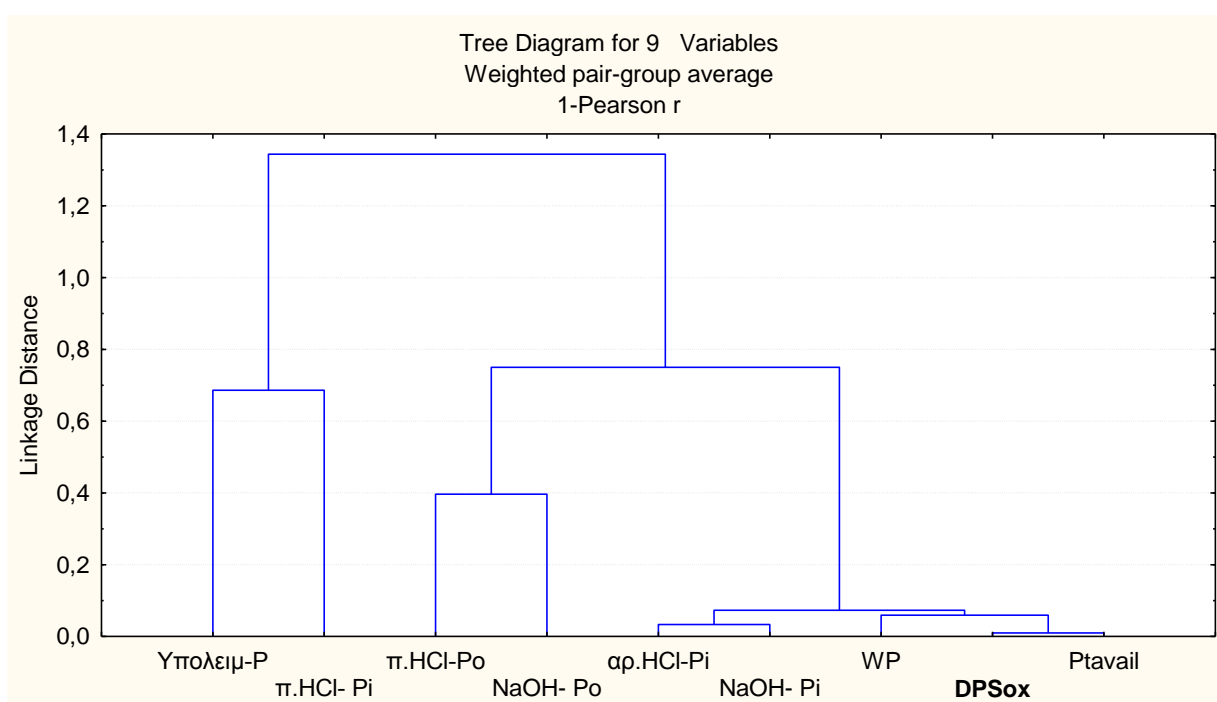
$p < 0.05$ ($r \geq 0.666$), $p < 0.010$ ($r \geq 0.798$), $p < 0.001$ ($r \geq 0.898$)

Συγκρίνοντας τα δενδροδιαγράμματα των δυο υποκατηγοριών των υπό μελέτη γεωργικών εδαφών, παρατηρεί κανείς την έντονη διαφοροποίηση στις σχέσεις του δείκτη DPS_{ox} με τα P_i κλάσματα. Δηλαδή, στα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P, ο βαθμός κορεσμού σε P είναι άμεσα επηρεαζόμενος από το κλάσμα του εκχυλιζόμενου

φωσφόρου με το αραιό υδροχλώριο (Σχήμα 49), ενώ στα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα P από το κλάσμα του ολικού διαθέσιμου φωσφόρου ($P_{t-avail}$) (Σχήμα 51). Άμεση συνέπεια του γεγονότος αυτού είναι στα εδάφη με μέτρια επίπεδα διαθέσιμου φωσφόρου, ο περιβαλλοντικός δείκτης να συσχετίζεται ισχυρά με τον λόγο του

$P_{t-avail}/Q_{max}$ ($r=0.97$, $p<0.001$), σε αντίθεση με τη θετική αλληλεπίδραση μεταξύ των DPS_{ox} – $αρ.HCl-Pi/Q_{max}$, στα εδάφη με υπερεπάρκεια P (Σχήμα 50). Το αποτέλεσμα αυτό ενδεχομένως οφείλεται σε δύο αίτια:

- στη διαφορετική ποσότητα των εισροών του P με τη μορφή Ca-P λίπανσης, κατά την καλλιεργητική περίοδο, μεταξύ των δυο υπό μελέτη γεωργικών εδαφών και
- στην πιθανή υπερεκτίμηση του περιβαλλοντικού δείκτη DPS_{ox} (δηλαδή της παραμέτρου P_{ox}) στα εδάφη με πολύ υψηλά επίπεδα $αρ.HCl-Pi$ (Börling, 2003).



Σχήμα 51: Δενδροδιάγραμμα ταξινομικής ανάλυσης των περιβαλλοντικών παραμέτρων (DPS_{ox} , WP) με τα κλάσματα του φωσφόρου στις εδαφοτομές P5 και P6 με μέτρια διαθεσιμότητα P (N=9).

Πίνακας 133: Συσχετίσεις μεταξύ των περιβαλλοντικών παραμέτρων και των διαφόρων κλασμάτων του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P (Εκτός P9) (N=8).

	$P_{t-avail}$	NaOH- Pi	NaOH- Po	αρ.HCl- Pi	π.HCl- Pi	π.HCl- Po	H_2SO_4/H_2O_2-Pi
WP	0.944	0.594	0.492	-0.213	-0.483	-0.379	-0.659
DPS_{ox}	0.990	0.859	0.889	-0.556	-0.285	-0.090	-0.689
EPCo	0.887	-0.213	-0.629	0.777	-0.651	-0.700	-0.377

$p<0.05$ ($r \geq 0.707$), $p<0.01$ ($r \geq 0.834$), $p<0.001$ ($r \geq 0.925$)

Πίνακας 134α: Συσχετίσεις μεταξύ των περιβαλλοντικών παραμέτρων και των διαφόρων κλασμάτων του φωσφόρου στην ατελώς αποστραγγιζόμενη εδαφοτομή με φυσική βλάστηση (P10) (N=6).

	P_{t-avail}	NaOH-Pi	NaOH-Po	αρ.HCl-Pi	π.HCl-Pi	π.HCl-Po	H₂SO₄/H₂O₂-Pi
WP	0.658	0.804	-0.661	0.699	0.744	-0.471	0.438
DPS_{ox}	0.644	0.949	-0.755	0.477	0.961	-0.342	0.761
EPCo	0.541	-0.955	0.825	-0.202	-0.893	0.764	-0.811

p<0.05 (r≥0.8111), p<0.01 (r≥0.917), p<0.001 (r≥0.974)

Πίνακας 134β: Συσχετίσεις μεταξύ των περιβαλλοντικών παραμέτρων και των διαφόρων κλασμάτων του φωσφόρου στις εδαφοτομές με μέτρια αποστράγγιση με φυσική βλάστηση (P11, P12) (N=13).

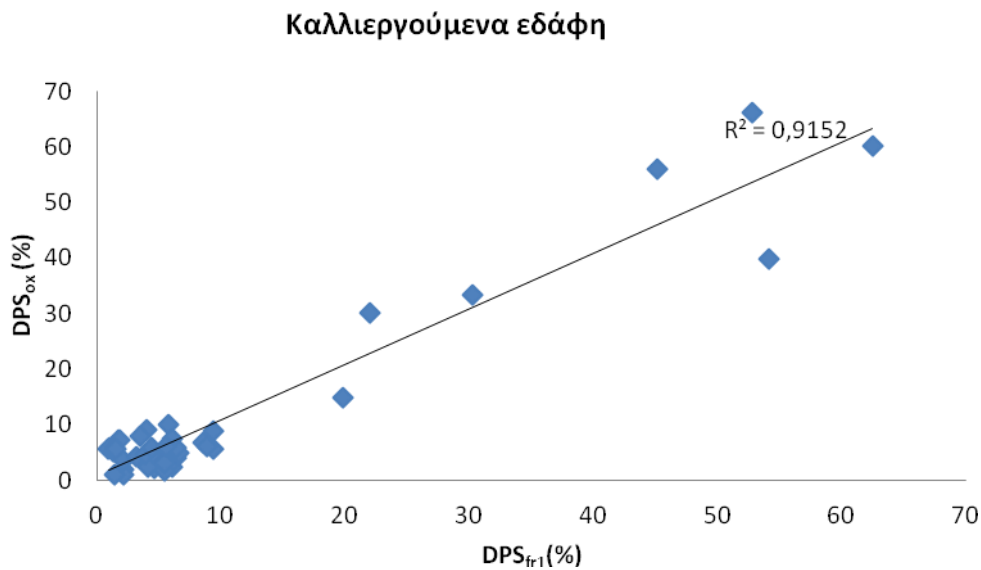
	P_{t-avail}	NaOH-Pi	NaOH-Po	αρ.HCl-Pi	π.HCl-Pi	π.HCl-Po	H₂SO₄/H₂O₂-Pi
WP	0.791	-0.192	0.762	0.097	-0.192	0.177	0.018
DPS_{ox}	0.608	-0.202	0.627	0.148	-0.316	0.219	-0.226
EPCo	-0.08	-0.728	-0.018	0.604	-0.816	0.157	-0.724

p<0.05 (r≥0.553), p<0.01 (r≥0.684), p<0.001 (r≥0.801)

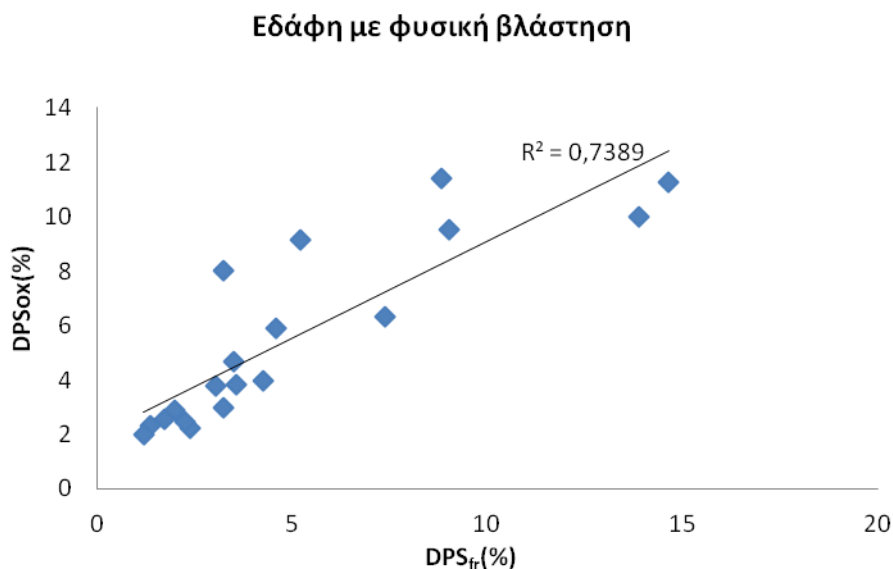
Σύμφωνα με όσα έχουν αναφερθεί, ο εκχυλιζόμενος P με το όξινο οξαλικό αμμώνιο (P_{ox}) συσχετίζεται πιο ισχυρά με τις ανόργανες διαθέσιμες μορφές P (Ρητίνη-Pi και NaHCO₃-Pi), το άθροισμα των οποίων αποδίδει το 81.03% και το 79.20% της παραλλακτικότητας των συνολικών τιμών του, στα καλλιεργούμενα και με φυσική βλάστηση εδάφη, αντίστοιχα. Ως εκ τούτου, τα κλάσματα Ρητίνη-Pi και NaHCO₃-Pi μπορεί να χρησιμοποιηθούν εναλλακτικά του P_{ox}, για την εκτίμηση του δείκτη DPS, μετασχηματίζοντας την αρχική εξίσωση για τον υπολογισμό του (16) ως ακολούθως:

$$DPS_{ox} (\%) = \frac{P_{ox} * 100}{Q_{max}} \quad (16) \quad \longrightarrow \quad DPS_{fr1} (\%) = \frac{(Ρητίνη-Pi + NaHCO_3-Pi) * 100}{(Ρητίνη-Pi + NaHCO_3-Pi) + Q_{max}} \quad (16a)$$

Κατά τη διερεύνηση της σχέσης του DPS_{fr1} με τον επιστημονικά τεκμηριωμένο δείκτη DPS_{ox}, παρατηρείται ισχυρή θετική συσχέτισή τους και στις δυο κατηγορίες των υπό μελέτη εδαφών (Σχήμα 70α και 70β, αντίστοιχα). Το αποτέλεσμα αυτό, σε συνδυασμό με την ισχυρή αλληλεπίδραση μεταξύ του DPS_{fr1} και του υδατοδιαλυτού P (r=0.86 και r=0.74, p<0.01 για τα καλλιεργούμενα και με φυσική βλάστηση αντίστοιχα), φανερώνουν ότι τα δεδομένα της κλασμάτωσης του φωσφόρου σε συνδυασμό με τα αντίστοιχα της προσρόφησης του φωσφόρου (Q_{max}) μπορούν να χρησιμοποιηθούν αξιόπιστα, για την εκτίμηση των δυνητικών απωλειών του φωσφόρου στις εξεταζόμενες εδαφοτομές.



Σχήμα 52α: Συσχέτιση του DPS_{ox} με τον προτεινόμενο δείκτη απωλειών του φωσφόρου (DPS_{fr1}) στα καλλιεργούμενα εδάφη.



Σχήμα 52β: Συσχέτιση του DPS_{ox} με τον προτεινόμενο δείκτη απωλειών του φωσφόρου (DPS_{fr1}) στα εδάφη με φυσική βλάστηση.

Ανάλογα συμπεράσματα εξάγονται από την εξέταση της σχέσης του DPS_{ox} με τον δείκτη DPS_{fr2} ($r=0.92$, $r=0.83$, $p<0.01$ για τα καλλιεργούμενα και με φυσική βλάστηση αντίστοιχα), ο οποίος υπολογίζεται σύμφωνα με την εξίσωση 16β:

$$DPS_{fr2} (\%) = \frac{(P_{\eta\tau\iota\nu\eta-Pi} + NaHCO_3-Pi) * 100}{(P_{\eta\tau\iota\nu\eta-Pi} + NaHCO_3-Pi) + PSI} \quad (16\beta)$$

όπου,

PSI: η συγκέντρωση του προσροφημένου P μετά από την εξισορρόπηση της στερεάς φάσης του εδάφους με μία μόνο υψηλή συγκέντρωση P (150 mg/L).

Βάσει των δύο κύριων μειονεκτημάτων της μεθόδου του όξινου οξαλικού αμμωνίου (ακατάλληλη σε ασθενώς εξελιγμένα εδάφη και σε εδάφη με $\text{CaCO}_3 > 10\%$) (Kleinman and Sharpley, 2002) και της πιο αποτελεσματικής εκχύλισης του διαθέσιμου P με την ανιοντική ρητίνη και το NaHCO_3 σε εδάφη με όξινη έως αλκαλική αντίδραση σε σχέση με το $\text{C}_2\text{H}_8\text{N}_2\text{O}_4$, διαπιστώνεται ότι: η εκτίμηση των απωλειών του P, σύμφωνα με τις εξισώσεις 16α και 16β, έχει ιδιαίτερο επιστημονικό ενδιαφέρον σε πεδο-περιβαλλοντικές μελέτες του φωσφόρου.

Συμπεράσματα

Τα κυριότερα συμπεράσματα που προκύπτουν από τη μελέτη των εξεταζόμενων, εξελιγμένων εδαφών παρουσιάζονται συνοπτικά παρακάτω.

Α) Καλλιεργούμενα εδάφη

- Στα γεωργικά εδάφη με υψηλή και μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου, η ποσοστιαία κατάταξη των μορφών του P στην εδαφική κατατομή, καθορίζεται τόσο από την ποσότητα και το είδος της εφαρμοζόμενης P-λίπανσης όσο και από το μέγιστο βάθος της επίδρασής της στους βιογεωχημικούς μετασχηματισμούς του φωσφόρου. Στα εδάφη με υπερεπάρκεια P, η ισχυρή εφαρμοζόμενη P-λίπανση κατά την καλλιεργητική περίοδο, συμβάλλει ώστε το 50% έως 60% του ολικού φωσφόρου (Pt) να αντιπροσωπεύεται από διαθέσιμες (Ρητίνη-Pi, NaHCO₃-Pt NaOH-Pt) και δευτερογενείς σχηματιζόμενες Ca-P (αρ.HCl-Pi) ενώσεις μέχρι τα ~35 cm, σε αντίθεση με την επικράτηση των έγκλειστων και υπολειμματικών μορφών φωσφόρου στους βαθύτερους ορίζοντες (π.HCl-Pt+H₂SO₄/H₂O₂-Pi :70.25%-83.72%Pt). Στα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα P, η υπολειμματική επίδραση της P-λίπανσης στα κλάσματα του P: Ρητίνη-Pi, NaHCO₃-Pt, NaOH-Pt και αρ.HCl-Pi, περιορίζεται μόνο στον επιφανειακό ορίζοντα, των οποίων το άθροισμα αντιπροσωπεύει το 42%Pt. Παράλληλα, μειώνεται η ποσοστιαία διαφορά των επίπεδων των πιο δυσδιάλυτων μορφών P (π.HCl-Pt+H₂SO₄/H₂O₂-Pi) μεταξύ της επιφάνειας και των υποεπιφανειακών οριζόντων (Bt,C), η οποία είναι σχεδόν κατά 20% μικρότερη συγκριτικά με την αντίστοιχη στα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P. Στα εδάφη με χαμηλά επίπεδα διαθέσιμου P, η αρνητική επίδραση των εισροών του φωσφόρου στα αφομοιώσιμα κλάσματα P, λόγω ανεπάρκειάς της, σε συνδυασμό με τον υψηλό βαθμό εξέλξης τους, έχουν ως αποτέλεσμα την επικράτηση των πιο δυσδιάλυτων και ισχυρά δεσμευμένων κλασμάτων P (π.HCl-Pt+H₂SO₄/H₂O₂-Pi) σε όλη την εδαφική κατατομή, αντιπροσωπεύοντας κατά μέσο όρο το 74% Pt.

- Συγκρίνοντας τις σχέσεις των κλασμάτων του φωσφόρου με τις εδαφικές ιδιότητες μεταξύ των τριών κατηγοριών των εξεταζόμενων εδαφών διαπιστώνεται ότι, ο βαθμός αλληλεπίδρασής μεταξύ των παραμέτρων αυτών καθορίζεται από την υπολειμματικότητα του προστιθέμενου λιπάσματος κατά την καλλιεργητική περίοδο. Στα γεωργικά εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P, οι υψηλές εισροές P συμβάλλουν στην ασθενή επίδραση των ενεργών συστατικών δέσμευσης του P (άργιλος, οξειδία) όχι μόνο στις διαθέσιμες Pi μορφές αλλά και στα κλάσματα του έγκλειστου (π.HCl-Pi) και υπολειμματικού-P (H₂SO₄/H₂O₂-Pi), τα οποία είναι άμεσα συνδεδεμένα με αυτά. Αντίθετα, στα εδάφη με μέτρια και χαμηλή διαθεσιμότητα P, η επίδραση των εδαφικών συστατικών στα κλάσματα του P είναι πιο ισχυρή, με αποτέλεσμα για παράδειγμα το 43% και το 52% των ολικών τιμών του π.HCl-Pi αντίστοιχα, να καθορίζεται από την ποσοστιαία περιεκτικότητά τους σε ελεύθερα οξείδια σιδήρου.

- Η επίδραση της λίπανσης στη σχέση των Pi μορφών με τις εδαφικές ιδιότητες είναι ιδιαίτερα αξιοσημείωτη και στο κλάσμα του εκχυλιζόμενου φωσφόρου με το αραιό υδροχλώριο. Στα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου, οι υψηλές εισροές του P συμβάλλουν στα υψηλότερα επίπεδα του αρ. HCl-Pi, στους επιφανειακούς ορίζοντες παρά την όξινη αντίδρασή τους σε σχέση με την αλκαλική των υποεπιφανειακών, ως αποτέλεσμα του δευτερογενή σχηματισμού τους, με συνέπεια την αρνητική συσχέτιση μεταξύ των παραμέτρων αυτών. Αντίθετα, στην εδαφοτομή με δευτερογενή συσσώρευση CaCO₃ (P4) καθώς και στα εδάφη τα οποία έχουν αναπτύχσει επί βασικού μεταμορφωμένου πετρώματος με υψηλή περιεκτικότητα σε CaO (P7,P8)

και επί όξινου πετρώματος (μοσχοβιτικός γνευσιοσχιστόλιθος) με έγκλειστη μορφή απαιτήη στο εσωτερικό τους (P9, P12), η σχέση μεταξύ του εδαφικού pH και του αρ.HCl-Pi είναι ισχυρά θετική.

- Εξετάζοντας την προσροφητική ικανότητα των γεωργικών εδαφών σε P, διαπιστώνεται ότι η ισχυρή εφαρμοζόμενη P-λίπανση κατά την καλλιεργητική περίοδο, συμβάλλει στον κορεσμό των θέσεων προσρόφησης P στον επιφανειακό ορίζοντα, με αποτέλεσμα την ασθενέστερη συγκράτηση του P συγκριτικά με την αντίστοιχη στους υποεπιφανειακούς ορίζοντες. Σχετικά υψηλότερες τιμές Q_{max} στους υποεπιφανειακούς ορίζοντες συγκριτικά με τις αντίστοιχές στην επιφάνεια παρατηρούνται και στα γεωργικά εδάφη με μέτρια και χαμηλή διαθεσιμότητα P, η οποία οφείλεται κυρίως στην εντονότερη μεταβολή των εδαφικών συστατικών στην εδαφική κατατομή (οξειδία Fe, Al, άργιλος/ CaCO₃).

- Η μέγιστη προσρόφηση του P (Q_{max}) στα εξεταζόμενα εδάφη με χαμηλή έως μέτρια διαθεσιμότητα P καθορίζεται από την ποσοστιαία περιεκτικότητά τους σε ελεύθερα οξείδια Fe, Al και άργιλο, με αποτέλεσμα η μικρότερη μέση σταθμισμένη τιμή της Q_{max} να παρατηρείται στις εδαφοτομές με τα υψηλότερα ποσοστά άμμου και τα χαμηλότερα ποσοστά σε Fe₂O_{3d} και Al₂O_{3d} (P5, P9). Στα εδάφη με ισχυρή P-λίπανση, όπως αναφέρθηκε, οι υψηλές εισροές P μειώνουν την επίδραση των εδαφικών συστατικών (οξείδια Fe, Al, άργιλος) στη συγκράτηση του P, με συνέπεια η Q_{max} να εμφανίζει θετικές, στατιστικά σημαντικές σχέσεις μόνο με το εδαφικό pH, το άθροισμα των βασικών ανταλλάξιμων κατιόντων και την I.A.K.

- Συνδυάζοντας τα επίπεδα του διαθέσιμου P, της μέγιστης προσρόφησης (Q_{max}) και της συγκέντρωσης του προσροφημένου P σε συγκέντρωση 0.2 mg/L (P_{0.2}), η οποία εκφράζει τις απαιτήσεις σε P-λίπανση για ικανοποιητική ανάπτυξη της αναπτυσσόμενης καλλιέργειας, παρατηρείται θετική αλληλεπίδραση μεταξύ των παραμέτρων αυτών (εκτός εδαφών με υπερεπάρκεια P), η οποία φανερώνει ότι τα εδάφη με τα χαμηλότερα επίπεδα διαθέσιμου φωσφόρου και την υψηλότερη προσροφητική ικανότητα σε P χαρακτηρίζονται και από υψηλότερες απαιτήσεις σε P.

- Στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P, οι υψηλές τιμές του DPS_{ox} (>25%), του υδατοδιαλυτού φωσφόρου (WP: 8.08-32mg/kg) καθώς του EPCo (0.36-0.58 mg P/L) ακόμα και μέχρι τους υποεπιφανειακούς ορίζοντες (εκτός P3) (μέγιστο βάθος: 59cm και 34 cm στην P1 και P2, αντίστοιχα), φανερώνουν τον υψηλό κίνδυνο απωλειών του P στα επιφανειακά ύδατα καθώς και τη δυνητική συμβολή τους στην υποβάθμιση της ποιότητας των υπόγειων υδάτων. Το αποτέλεσμα αυτό σε συνδυασμό με την παρόμοια υψηλή περιεκτικότητά τους σε άργιλο, υποδηλώνει ότι η εφαρμοζόμενη P-λίπανση στα εξεταζόμενα εδάφη, ήταν τόσο υψηλή ώστε να λάβει χώρα κορεσμός των θέσεων προσρόφησης του P στα εδαφικά κολλοειδή συντελώντας κατά συνέπεια στην μετακίνηση των πλεοναζόντων φωσφορικών ενώσεων στους ανώτερους υποεπιφανειακούς ορίζοντες.

- Συγκρίνοντας τα αποτελέσματα αυτά με τα αντίστοιχα στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα P παρατηρείται ότι οι τιμές του περιβαλλοντικού δείκτη στην επιφάνεια είναι σχεδόν 8 φορές μικρότερες συγκριτικά με την αντίστοιχη των εδαφών με υψηλή διαθεσιμότητα P, παρόλο την αργιλώδη μηχανική σύστασή τους. Το γεγονός αυτό σε συνδυασμό με τις μικρές τιμές του DPS_{ox} (<<25%) στον επιφανειακό ορίζοντα των εδαφών με χαμηλή διαθεσιμότητα P, φανερώνει την ισχυρή επίδραση της ποσότητας της εφαρμοζόμενης P-λίπανσης κατά την καλλιεργητική περίοδο στο δυνητικό κίνδυνο μεταφοράς του P στα επιφανειακά ύδατα.

- Εξετάζοντας τις σχέσεις μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου και των περιβαλλοντικών παραμέτρων (DPS_{ox}, EPCo, WP), με τις μεθόδους της απλής γραμμικής συσχέτισης και της ταξινομικής ανάλυσης συμπεραίνονται τα παρακάτω:

α) Στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P, όλες οι πηγές του ανόργανου P (Pi) συνεισφέρουν στην αναπλήρωση του βιοδιαθέσιμου P (Ρητίνη-Pi) ακολουθώντας τη σειρά:



μέσω των σταδιακών μετασχηματισμών τους, σε άμεσα αφομοιώσιμες Pi ενώσεις. Είναι δυνατά μετακινήσιμες σε μεγαλύτερα βάρη μέσω της κατακόρυφης και επιφανειακής ροής του νερού και αποτελούν σημαντική πηγή ρύπανσης των επιφανειακών και υπογείων υδάτων με P. Αντίθετα, ο αγρονομικός και περιβαλλοντικός ρόλος των διαθέσιμων οργανικών κλασμάτων του φωσφόρου ($\text{NaHCO}_3\text{-Po}$ και NaOH-Po) είναι ασθενέστερος έως ασήμαντος συγκριτικά με τον αντίστοιχο των Pi ενώσεων, φανερώνοντας την αρνητική επίδραση της υψηλής εφαρμοζόμενης P-λίπανσης και του ξηρικού κλίματος στην περιοχή μελέτης (Κρήτη), στη συμπεριφορά τους στο εδαφικό σύστημα.

β) Στα γεωργικά εδάφη με την υψηλότερη μέση ετήσια βροχόπτωση και τα μέτρια επίπεδα επάρκειας P, εκτός από το κλάσμα $\text{NaHCO}_3\text{-Pi}$, οι μέτρια προσροφημένες ανόργανες μορφές P στα εδαφικά κolloειδή (NaOH-Pi) καθώς επίσης οι Ca-P ενώσεις (αρ.HCl-Pi) αλλά και οι εύκολα ανοργανοποιήσιμες οργανικές μορφές P ($\text{NaHCO}_3\text{-Po}$) συνεισφέρουν σημαντικά στην αύξηση της βιοδιαθέσιμης πηγής του εδαφικού P και συνεπώς στη δυναμική ρύπανση των επιφανειακών/υπόγειων υδάτων P.

γ) Στα εξεταζόμενα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P, η ανεπαρκής εφαρμοζόμενη P-λίπανση κατά την καλλιεργητική περίοδο, συμβάλλει στη σχετικά σταθερή κατανομή των διαθέσιμων ανόργανων (Ρητίνη-Pi, $\text{NaHCO}_3\text{-Pi}$, NaOH-Pi και οργανικών κλασμάτων ($\text{NaHCO}_3\text{-Po}$, NaOH-Po) στην εδαφική κατατομή με αποτέλεσμα την πολύ ασθενή επίδρασή (μη στατιστικά σημαντική συσχετίσεις) τους στο βιολογικό κύκλο της αναπτυσσόμενης καλλιέργειας (σιτηρά).

- Λαμβάνοντας υπόψη τις σχέσεις των περιβαλλοντικών παραμέτρων με τα κλάσματα του φωσφόρου σε συνδυασμό με τις μέσες σταθμισμένες τιμές του DPS_{ox} μεταξύ των τριών κατηγοριών των καλλιεργούμενων εδαφών συμπεραίνεται ότι, ο δυναμικός κίνδυνος των απωλειών του P δεν καθορίζεται μόνο από την υπολειμματική επίδραση της ποσότητας του προστιθέμενου λιπάσματος αλλά και από την χημική του μορφή (Ca-P). Για αυτό, στα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P, η μέγιστη σταθμισμένη τιμή του DPS_{ox} παρατηρείται στην εδαφοτομή (P1), με τη μέγιστη περιεκτικότητα σε δευτερογενείς σχηματιζόμενες Ca-P ενώσεις (αρ.HCl-Pi),

B) Εδάφη με φυσική βλάστηση

- Στα εξεταζόμενα, έντονα εξελιγμένα εδάφη με φυσική βλάστηση, η συμπεριφορά των οργανικών και ανόργανων μορφών του φωσφόρου καθορίζεται κυρίως από τα μορφολογικά τους χαρακτηριστικά (υδρομορφία) και από τις χημικές ιδιότητές τους. Εξαιτίας της έντονης διαφοροποίησης των παραμέτρων αυτών μεταξύ των εξεταζόμενων εδαφοτομών (P10, P11 και P12), η ποσοστιαία κατάταξη των κλασμάτων του P με το βάθος, εξετάζεται για την κάθε εδαφοτομή ξεχωριστά. Αναλυτικότερα, στην εδαφοτομή με οξινο μεταφαιστειακό μητρικό πέτρωμα (τόφος) και με ατελή αποστράγγιση (P10), το ποσοστό των πιο δυσδιάλυτων μορφών P [$\text{π.HCl-Pi} + \text{H}_2\text{SO}_4/\text{H}_2\text{O}_2\text{-Pi}$] διαφοροποιείται με το βάθος, εξαιτίας της έντονης επίδρασης των οξειδοαναγωγικών συνθηκών στις διαθέσιμες Pi μορφές στους υποεπιφανειακούς ορίζοντες. Στην εξεταζόμενη εδαφοτομή με οξινο μεταφαιστειακό μητρικό πέτρωμα (ρυόλιθος), αλλά με μέτρια αποστράγγιση (P11), η επικράτηση

ισχυρά όξινων συνθηκών σε ολη την εδαφική κατατομή (εκτός Α ορίζοντα) σε συνδυασμό με τον υψηλότερο βαθμό εξελίξης της ($Fe_2O_3/Fe_2O_{3d}:0.09$) συντελεί στο μεγαλύτερο βαθμό αποσάθρωσης των πρωτογενών ορυκτών του P (αρ. HCl-Pi) και συνεπώς στην επικράτηση υψηλών ποσοστών, των πιο δυσδιάλυτων μορφών P [π. HCl-Pt+ H_2SO_4/H_2O_2 -Pi] (μέσο ποσοστό 75.63% Pt). Στην εδαφοτομή με όξινο μεταμορφωμένο μητρικό πέτρωμα (μοσχοβιτικός γνευσιοσχιστόλιθος) και μέτρια αποστράγγιση (P12), το μεγάλο ποσοστό των μη αποσαθρούμενων πρωτογενών ορυκτών του P στο μητρικό υλικό, μειώνει την ποσοστιαία συνεισφορά των π. HCl-Pt και H_2SO_4/H_2O_2 -Pi κατά 20.54% Pt, συγκριτικά με τον αντίστοιχο ποσοστό τους στους Bt ορίζοντες.

- Εξετάζοντας τις μέσες σταθμισμένες τιμές των κλασμάτων του P μεταξύ των εξεταζόμενων εδαφών συμπεραίνεται ότι η εδαφοτομή με την ατελή αποστράγγιση εμφανίζει τα υψηλότερα επίπεδα τόσο σε διαθέσιμες όσο και σε δυσδιάλυτες ανόργανες ενώσεις [π. HCl-Pi+ H_2SO_4/H_2O_2 -Pi]. Το γεγονός αυτό ενδεχομένως να οφείλεται στη συνδυαστική επίδραση δυο παραμέτρων : α) στην υψηλότερη ποσοστιαία περιεκτικότητά της σε ελεύθερα οξείδια Fe, Al και σε άργιλο, τα οποία ευνοούν το σχηματισμό ισχυρά δεσμευμένων Pi ενώσεων στο εσωτερικό τους και β) στις αναγωγικές συνθήκες (λόγω ατελούς αποστράγγισης), οι οποίες ευνοούν τη μετατροπή μέρους των κρυσταλλικών Fe-P ενώσεων, σε άμορφες και πιο ευδιάλυτες.

- Λαμβάνοντας υπόψη τις μέσες σταθμισμένες τιμές του ολικού οργανικού φωσφόρου μεταξύ των τριών εδαφοτομών, συμπεραίνεται ότι τα υψηλότερα επίπεδά του παρατηρούνται στην εδαφοτομή με μέτρια αποστράγγιση και ισχυρά όξινες συνθήκες (P11), οι οποίες επιβραδύνουν το ρυθμό ανοργανοποίησής του.

- Στην εδαφοτομή με ατελή αποστράγγιση, οι απώλειες του βιοδιαθέσιμου φωσφόρου (Pητίνη-Pi) αναπληρώνονται κυρίως από το κλάσμα του ασθενώς δεσμευμένου Pi στην επιφάνεια των εδαφικών κolloειδών ($NaHCO_3$ -Pi), το οποίο με τη σειρά του «τροφοδοτείται» από τις εύκολα μεταβαλλόμενες Pi μορφές υπό αναγωγικές συνθήκες ($NaOH$ -Pi, π. HCl-Pi), ενώ στις εδαφοτομές με μέτρια αποστράγγιση (P11, P12) από τα άμεσα και μέτρια διαθέσιμα οργανικά κλάσματα του φωσφόρου ($NaHCO_3$ -Po και $NaOH$ -Po).

- Μελετώντας τις σχέσεις μεταξύ των παραμέτρων προσρόφησης P (μέγιστη προσρόφηση- Q_{max} , ενέργεια προσρόφησης-k) και των εδαφικών ιδιοτήτων, προκύπτει ότι το 92.73% της παραλλακτικότητας των συνολικών τιμών της Q_{max} και το 72.71% των τιμών της ενέργειας προσρόφησης καθορίζεται από τη συνδυαστική επίδραση του εδαφικού pH και των Al_2O_{3d} [$Y_{Q_{max}} = 381.784 + 1589.19 * X_{Al_2O_{3d}} - 61.49 * X_{pH}$ και $Y_k = 4.05 + 6.87 * X_{Al_2O_{3d}} - 0.857 * X_{pH}$, αντίστοιχα]

- Στις εξεταζόμενες εδαφοτομές με μέτρια αποστράγγιση (P11, P12), η μέγιστη προσρόφηση P παρουσιάζει ισχυρή γραμμική συσχέτιση με τις έγκλειστες μορφές του P στο εσωτερικό των οξειδίων του Fe, Al και των αργιλοπυριτικών ορυκτών [$Y_{Q_{max}} = -173.98 + 5.7149 * X_{π.HCl-Pi}$, $p < 0.01$], η οποία ερμηνεύει το 88.41% της παραλλακτικότητας των ολικών τιμών της Q_{max} . Αντίθετα στην εδαφοτομή με ατελή αποστράγγιση παρατηρείται στατιστικά σημαντική θετική συσχέτιση μεταξύ της Q_{max} και των μέτρια διαθέσιμων Pi ενώσεων ($Y_{Q_{max}} = 395.669 + 2.91514 * X_{NaOH-Pi}$, $p < 0.01$), η οποία οφείλεται στην αύξηση των επιπέδων του διαθέσιμου P εξαιτίας της διαλυτοποίησης των δυσδιάλυτων Pi ενώσεων υπό αναερόβιες συνθήκες.

- Στις εξεταζόμενες εδαφοτομές με φυσική βλάστηση, οι τιμές του περιβαλλοντικού δείκτη DPS_{ox} , σε όλη την εδαφική κατατομή είναι μικρότερες της κρίσιμης τιμής (25%), φανερώνοντας τη μη άμεση συμβολή τους στη ρύπανση των επιφανειακών και υπογείων υδάτων με P. Το αποτέλεσμα αυτό ενισχύεται τόσο από τα

πολύ χαμηλά επίπεδά τους σε υδατοδιαλυτό P, (WP:0.5-3.95 mg/kg) όσο και από την μικρή διακύμανση των τιμών του EPCo (0-0.04 mgP/L) .

- Μελετώντας την κατανομή του DPS_{ox} με το βάθος, στα εξεταζόμενα εδάφη συμπεραίνεται, ότι στην εξεταζόμενη εδαφοτομή με ατελή αποστράγγιση, οι συνθήκες υδρομορφίας επηρεάζουν πρωταρχικά τη συμπεριφορά του περιβαλλοντικού δείκτη στην εδαφική κατατομή, με αποτέλεσμα, οι υψηλότερες τιμές του DPS_{ox} να παρουσιάζονται στους υποεπιφανειακούς ορίζοντες (BC-C1), παρά την υψηλή προσροφητική ικανότητά τους σε φώσφορο. Αντίθετα, στις εδαφοτομές με μέτρια αποστράγγιση, η κατανομή του DPS_{ox} με το βάθος καθορίζεται από τις χημικές ιδιότητες που επηρεάζουν άμεσα την προσροφητική τους ικανότητα σε P.

Γ)Καλλιεργούμενα εδάφη –Εδάφη με φυσική βλάστηση

Λαμβάνοντας υπόψη τα αποτελέσματα της κλασμάτωσης και της προσρόφησης του P μεταξύ των εξεταζόμενων εδαφών, συμπεραίνεται ότι οι εντονότερες διαφοροποιήσεις παρουσιάζονται μεταξύ των καλλιεργούμενων εδαφών με υψηλή διαθεσιμότητα P και των εδαφών με φυσική βλάστηση, οι οποίες παρουσιάζονται συνοπτικά παρακάτω.

- Συγκρίνοντας το ποσοστό του αρ.HCl-Pi στον επιφανειακό ορίζοντα των γεωργικών εδαφών (8-22%Pt) με το αντίστοιχο των εδαφών με φυσική βλάστηση (2-5% Pt) διαπιστώνεται ότι η ισχυρή εφαρμοζόμενη P-λίπανση (υπό τη μορφή Ca-P) κατά την καλλιεργητική περίοδο συμβάλει στο σχηματισμό δευτερογενών σχηματιζόμενων Ca-P ενώσεων, οι οποίες χαρακτηρίζονται από υψηλότερη διαλυτότητα σχετικά με τα πρωτογενή ορυκτά του φωσφόρου και συνεπώς με δυναμική κινητικότητα στην εδαφική κατατομή.

- Μεγάλη διαφοροποίηση μεταξύ των δυο κατηγοριών των εξεταζόμενων εδαφών παρατηρείται και στα κλάσματα των ανόργανων διαθέσιμων μορφών P (Ρητίνη-Pi, και NaHCO₃-Pi) τα οποία μαζί με το αρ.HCl-Pi, αποτελούν τους πιο αντιπροσωπευτικούς δείκτες των γεωχημικών μετασχηματισμών του προστιθέμενου P-λιπάσματος.

- Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της ταξινομικής ανάλυσης, στην εδαφοτομή με φυσική βλάστηση και ατελή αποστράγγιση καθώς και στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P, τα κλάσματα NaOH-Pi και π.HCl-Pi παρουσιάζουν παρόμοια συμπεριφορά, η οποία οφείλεται σε διαφορετικά αίτια. Δηλαδή, στην ατελώς αποστραγγιζόμενη εδαφοτομή, η συνεισφορά των ανόργανων μορφών (NaOH-Pi, π.HCl-Pi) στο διαθέσιμο κλάσμα του P οφείλεται στις αναγωγικές συνθήκες, ενώ στα ισχυρά λιπασμένα εδάφη στο μετασχηματισμό του προστιθέμενου λιπάσματος, σε μέτρια και ισχυρά δεσμευμένες Pi μορφές.

- Στα γεωργικά εδάφη, οι υψηλές εισροές συντελούν στην ασθενή επίδραση των εδαφικών συστατικών στα επίπεδα του ολικού φωσφόρου, με αποτέλεσμα οι τιμές του να καθορίζονται σε μεγαλύτερο βαθμό από την υπολειμματική επίδραση της εφαρμοζόμενης P-λίπανσης. Αντίθετα, στα εδάφη με φυσική βλάστηση, τα επίπεδα του ολικού φωσφόρου καθορίζονται από την ποσοστιαία περιεκτικότητά τους σε ενεργά εδαφικά συστατικά δέσμευσης του P. Το γεγονός αυτό συντελεί στα γεωργικά εδάφη τα επίπεδα του Pt να μπορούν να προβλεφθούν έμμεσα και αξιόπιστα, προσδιορίζοντας το κλάσμα αρ.HCl-Pi, το οποίο αποτελεί αντιπροσωπευτικό δείκτη της χημικής μορφής του προστιθέμενου λιπάσματος, ενώ στα εδάφη με φυσική βλάστηση, εκτιμώντας τις γεωχημικά ακινητοποιημένες ανόργανες Pi ενώσεις στα φυλλοπυριτικά ορυκτά και στα οξείδια του σιδήρου και του αργιλίου [π.HCl-Pi+ H₂SO₄/H₂O₂-Pi]. Οι μορφές αυτές του φωσφόρου και στις δυο κατηγορίες των εξεταζόμενων εδαφών είναι άμεσα επηρεαζόμενες από τα ενεργά συστατικά δέσμευσης του ενισχύοντας την ισχυρή γεωχημική ακινοτοποίηση τους στο εδαφικό σύστημα.

- Στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P, η πλειονηφία των Pi κλασμάτων ακόμα και των πιο δυσδιάλυτων (π.HCl-Pi, H₂SO₄/H₂O₂-Pi) συσχετίζεται αρνητικά με τις παραμέτρους προσρόφησης P και θετικά με τον περιβαλλοντικό δείκτη (DPS_{ox}), φανερώνοντας ότι υπό συνθήκες ισχυρής ανόργανης λίπανσης, οι Pi μορφές μπορούν δυνητικά να συμβάλλουν στη μείωση των ενεργών θέσεων προσρόφησης P μέσω των σταδιακών μετασχηματισμών τους σε πιο ευδιάλυτες μορφές, αυξάνοντας κατά συνέπεια το δυνητικό κίνδυνο των απωλειών του P από το εδαφικό σύστημα. Αντίθετα, στα εδάφη με φυσική βλάστηση και μέτρια αποστράγγιση, τα κλάσματα του έγκλειστου και του υπολειμματικού φωσφόρου (π.HCl-Pi, H₂SO₄/H₂O₂-Pi) συσχετίζονται θετικά με τις παραμέτρους προσρόφησης (Q_{max}, k) και τα εδαφικά συστατικά (οξείδια Fe, Al άργιλος) ενισχύοντας την γεωχημική ακινητοποίησή τους στο εσωτερικό τους και συνεπώς την περιορισμένη κινητικότητά τους στο εδαφικό σύστημα.

- Λαμβάνοντας υπόψη το βαθμό επίδρασης της ατελής υδρομορφίας στη συμπεριφορά του διαθέσιμου εδαφικού P, παρατηρείται ότι ενώ στην εδαφοτομή με φυσική βλάστηση είναι ισχυρή συμβάλλοντας στην αύξηση των επίπεδων του διαθέσιμου P στους βαθύτερους υποεπιφανειακούς ορίζοντες (Bt/BC) της, ενώ στην καλλιεργούμενη εδαφοτομή με μέτρια διαθεσιμότητα P, είναι ασθενής, με αποτέλεσμα την εμφάνιση της μέγιστης τιμής του P_{t-avail} στην επιφάνεια. Το γεγονός αυτό ενδεχομένως να οφείλεται στην μετρίως λεπτόκοκκη μηχανική της σύσταση, συγκριτικά με την λεπτόκοκκη της εδαφοτομής με φυσική βλάστηση, η οποία συμβάλλει στην πιο ταχεία απομάκρυνση του νερού από τους εδαφικούς πόρους και συνεπώς στην ασθενή επίδραση των οξειδοαναγωγικών συνθηκών στη διαθεσιμότητα του P.

- Ισχυρή επίδραση των συνθηκών υδρομορφίας παρουσιάζονται και στη διακύμανση των τιμών του περιβαλλοντικού δείκτη (DPS_{ox}), με αποτέλεσμα τα επίπεδά του στον επιφανειακό ορίζοντα της καλλιεργούμενης εδαφοτομής με μέτρια διαθεσιμότητα P και ατελή αποστράγγιση, να είναι σχεδόν παρόμοια με τα αντίστοιχα στους υποεπιφανειακούς ορίζοντες της εδαφοτομής με φυσική βλάστηση.

- Ανεξάρτητα από τις έντονες διαφοροποιήσεις τους, για το σύνολο των εξεταζόμενων εδαφών (γεωργικά και με φυσική βλάστηση εδάφη) προκύπτουν και κοινά συμπεράσματα :

α) Η εφαρμοζόμενη διαδοχική κλασμάτωση του P αποτελεί μία αξιόπιστη, έμμεση μέθοδο προσδιορισμού του ολικού φωσφόρου (Pt) στα εξεταζόμενα εδάφη, παρόλη την έντονη παραλλακτικότητα των φυσικοχημικών τους ιδιοτήτων και τη διαφορετική ποσότητα της εφαρμοζόμενης P-λίπανσης κατά την καλλιεργητική περίοδο.

β) Η μέγιστη προσρόφηση P (Q_{max}), μπορεί να προσδιοριστεί άμεσα, εξισορροπώντας τα εξεταζόμενα εδάφη (N=61) με μία μόνο υψηλή συγκέντρωση P (150 mg/L), η οποία κοραίνει τις θέσεις προσρόφησης P στην επιφάνεια των εδαφικών κolloειδών. Στα εδάφη με όξινη έως ουδέτερη αντίδραση, η προσρόφηση του P μπορεί να εκτιμηθεί επιπρόσθετα, προσδιορίζοντας την τιμή του εδαφικού pH με διάλυμα φθοριούχου νατρίου (1M NaF), η οποία αποτελεί μέτρο έκφρασης της ποσότητας των ανταλλάξιμων OH⁻ ιόντων στα ενεργά συστατικά δέσμευσης του P.

γ) Το μεγαλύτερο ποσοστό του ολικού φωσφόρου (Pt) αντιπροσωπεύεται από ανόργανες (Pi) ενώσεις τόσο στα καλλιεργούμενα εδάφη (Pi,t: 86.67%Pt) όσο και στα εδάφη με φυσική βλάστηση (Pi,t:89.15%Pt), φανερώνοντας τη σημαντικότερη επίδρασή τους συγκριτικά με τις οργανικές (Po) στο βιογεωχημικό κύκλο του εδαφικού P.

δ) Μεταξύ των προσδιοριζόμενων ανόργανων μορφών φωσφόρου, το άθροισμα των δυσδιάλυτων και ισχυρά δεσμευμένων μορφών P στα εδαφικά συστατικά (οξείδια

Fe, Al) αποτελούν τις επικρατέστερες Pi ενώσεις (π.HCl-Pi+ H₂SO₄/H₂O₂-Pi: 76%Pi,t). Η κυριαρχία αυτών των μορφών του P στο εδαφικό σύστημα σε συνδυασμό με τον υψηλό βαθμό εξέλιξης των εξεταζόμενων εδαφών φανερώνει ότι κατά τη διάρκεια της εδαφογένεσης, μεγάλο μέρος των πρωτογενών ορυκτών του P έχουν μετασχηματιστεί σε σταθερές μη αφομοιώσιμες Pi ενώσεις από τα φυτά.

ε) Ο δείκτης των δυνητικών απωλειών του P από το εδαφικό σύστημα (DPS), μπορεί να προσδιορισθεί συνδυάζοντας τα δεδομένα της κλασμάτωσης (άθροισμα ανόργανων διαθέσιμων μορφών P) και της προσρόφησης P (μέγιστη προσρόφηση P-Qmax / δείκτης προσρόφησης P -PSI), σύμφωνα με τις παρακάτω εξισώσεις :

$$a) DPS_{fr1} = (P_{\text{ητίνη-Pi}} + NaHCO_3\text{-Pi} * 100) / Q_{\text{max}} + P_{\text{ητίνη-Pi}} + NaHCO_3\text{-Pi}$$

$$b) DPS_{fr2} = (P_{\text{ητίνη-Pi}} + NaHCO_3\text{-Pi} * 100) / PSI + P_{\text{ητίνη-Pi}} + NaHCO_3\text{-Pi}$$

Το βασικό πλεονέκτημα των προτεινόμενων εξισώσεων είναι η αποτελεσματική εφαρμογή τους τόσο σε όξινα και όσο σε αλκαλικά εδάφη, σε αντίθεση με την αναξιόπιστη εφαρμογή της μεθόδου του όξινου οξαλικού αμμωνίου σε εδάφη με υψηλή περιεκτικότητα σε πρωτογενή ορυκτά φωσφόρου (αρ.HCl-Pi) και σε CaCO₃ (ασβεστούχα εδάφη).

ζ) Η ισχυρή συσχέτιση των DPS_{fr1} και DPS_{fr2} με τον επιστημονικά τεκμηριωμένο περιβαλλοντικό δείκτη DPS_{ox} καθώς και με τον υδατοδιαλυτό φώσφορο (WP), τόσο στα εξεταζόμενα γεωργικά όσο και στα εδάφη με φυσική βλάστηση, φανερώνει ότι η εφαρμοζόμενη διαδοχική κλασμάτωση του P σε συνδυασμό με τη μελέτη της προσρόφησης του P, αποτελεί μία αξιόπιστη μεθοδολογία για τη μελέτη τόσο της πεδογενετικής όσο και της περιβαλλοντικής συμπεριφοράς του εδαφικού φωσφόρου.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Ξενόγλωσση Βιβλιογραφία

- Abekoe, M.K., and K.L. Sahrawat. (2001): Phosphate retention and extractability in soils of the humid zone in West Africa. *Geoderma*.102:175–187.
- Abekoe, M.K., and H. Tiessen. (1998): Phosphorus forms, lateritic nodules and soil properties along a hillslope in northern Ghana. *Catena*.33:1-15.
- Adetunji, M.T. (1997): Phosphorus sorption capacity of low activity clay soils of South Western Nigeria and its usefulness in evaluating P requirement of rice. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*.47:181-188.
- Adhami E., H.R. Memarian, F. Rassaei, E. Mahdavi, M. Maftoun, A-M. Ronaghi, and R.G. Fassaei. (2007): Relationship between phosphorus fractions and properties of highly calcareous soils. *Australian Journal of soil Research*.45:255-261.
- Agbenin, J.O., and J.T. Goladi. (1998): Dynamics of phosphorus fractions in a savanna Alfisol under continuous cultivation. *Soil Use and Management*.14:59–64.
- Agbenin, J.O. (1996): Phosphorus sorption by three cultivated savanna Alfisols as influenced by pH. *Fertilizer Research*.44:107-112.
- Agbenin, J.O. (2003): Extractable iron and aluminum effects on phosphate sorption in a savanna Alfisol. *Soil Science Society of America Journal*.67:589–595.
- Agbenin, J.O., and H.Tiessen. (1994): Phosphorus transformations in a toposequence of Lithosols and Cambisols from semi-arid northeastern Brazil. *Geoderma*.62:345-362.
- Agbenin, J.O., and J.T. Goladi. (1997): Carbon, nitrogen and phosphorus dynamics under continuous cultivation as influenced by farmyard manure and inorganic fertilizers in the savanna of Northern Nigeria. *Agriculture, Ecosystems and Environment*.63:17-24.
- Ahmed M.F., I.R. Kennedy, A.T.M.A. Choudhury, M.L. Kecske's, and R. Deaker. (2008): Phosphorus Adsorption in Some Australian Soils and Influence of Bacteria on the Desorption of Phosphorus. *Communication in Soil Science and Plant Analysis*.39:1269–1294.
- Al-Faiyz, Y. S., M.M. El-Garawany, F.N. Assubaie, and M. A. Al-Eed. (2007): Impact of Phosphate Fertilizer on Cadmium Accumulation in Soil and Vegetable Crops. *Bulletin of Environmental Contamination and Toxicology*.78: 358-362.
- Allen, D.G., N.J. Barrow, and M.D.A. Bolland. (2001): Comparing simple methods for measuring phosphate sorption by soils. *Australian Journal of Soil Research*.39:1433-1442.
- Amrani, M., D.G. Westfall, and L. Moughli. (1999): Phosphate sorption in calcareous Moroccan soils as affected by soil properties. *Communication in Soil Science and Plant Analysis*.30:1299- 1314.
- Arai, Y., and D.L. Sparks. (2007): Phosphate reaction dynamics in soils and soil Minerals: A Multiscale Approach. *Advances in Agronomy*.94:135-179.
- Araujo, M.S.B, C.E.R. Scafer, and E.V.S.B. Sampaio. (2004): Soil phosphorus fraction from toposequences from semi-arid Latosols and Luvisols in northeastern Brasil. *Geoderma*.119: 309-321.
- Arduino, E., E. Barberis, and V. Boero. (1986): Iron oxides and particle aggregates in B horizons of some Italian soils. *Geoderma*.45:319-329.
- Assimakopoulos, I., C. Bovis, C. Kosmas and A. Nychas. (1998): The fate of freshly added phosphorus in representative agricultural soils. *Zeitschrift für*

- Pflanzenernährung und Bodenkunde.13:261–266.
- Bache, B.W., and E.G. Williams. (1971): A phosphate sorption index for soils. *Journal of Soil Science*.22:289-301.
 - Ball, D.F., and M.R.S.P. Beaumont. (1972): Vertical distribution of extractable iron and aluminium in soil profiles from a brown earth-peaty podzol association. *Journal of Soil Science*.23:298–308.
 - Barrow, N.J. (1974): Effects of previous additions of phosphate on phosphate adsorption by soils. *Soil Science*.118:82-89.
 - Barrow, N.J., and T.C. Shaw. (1976): Sodium bicarbonate as an extractant for soil phosphate III. Effects of the buffering capacity of a soil for phosphate. *Geoderma*. 16:273-283.
 - Barrow, N.J., P. Cartes, and M.L. Mora. (2005): Modifications to the Freundlich equation to describe anion sorption over a large range and to describe competition between pairs of ions. *European Journal of Soil Science*.56:601–606.
 - Barrow, N.J. (1999): The four laws of soil chemistry: the Leeper lecture 1998. *Australian Journal of Soil Research*.37:787-829.
 - Bastounopoulou, M., D. Gasparatos, and C. Haidouti. (2007): Degree of phosphorus saturation in Greek sandy cultivated soils. *Proceedings of 10th International Conference on Environmental Science and Technology*. Kos, A 136-143.
 - Bastounopoulou, M., D. Gasparatos, and C. Haidouti. (2008): Fertilization effect on phosphorus fractionation accumulation and release in Greek Alfisols. *Book of Abstracts, Eurosoil 2008*. 25- 29 August, Vienna, Austria p. 156-157.
 - Bastounopoulou, M., D. Gasparatos, C. Haidouti, and I. Massas. (2010): Chemical Fractionation and Sorption of Phosphorus in Greek Inceptisols. *Journal of Agricultural Science and Technology, USA Vol. 1, No 1A*, 33 – 38.
 - Beauchemin, S., and R.R. Simard. (1999): Soil phosphorus saturation degree: Review of some indices and their suitability for P management in Québec, Canada. *Canadian Journal of Soil Science*.79:615-625.
 - Beauchemin, S., and R.R. Simard. (2000): Phosphorus status of intensively cropped soils of the St. Lawrence lowlands. *Soil Science Society of America Journal*.64:659–670.
 - Beauchemin, S., R.R. Simard and D. Cluis. (1998): Phosphorus sorption-desorption kinetics of soil under contrasting land uses. *Journal of Environmental Quality*.25:1317-1325.
 - Bebien, J. (1982): L'association ignée de Guevgueli (Macédoine Grecque). Expression d'un magmatisme ophiolitique dans une déchirure continentale. Thèse, Nancy I, 467p.
 - Bech, J., J. Rustullet, J. Carrigo, F.J. Tobias, and R. Martinez. (1997): The iron content of some Red Mediterranean soils from northeast Spain and its pedogenic significance. *Catena*.28:211-229.
 - Beck, M.A., and P.A. Sanchez. (1994): Soil phosphorus fraction dynamics during 18 years of cultivation on a typical paleudult. *Soil Science Society of America*. 58:1424-1431.
 - Beck, M.A., and P.A. Sanchez. (1996): Soil phosphorus movement and budget after 13 years of fertilized cultivation in the Amazon basin. *Plant and Soil*.184:23-31.
 - Beckwith, R.S. (1965): Sorbed phosphate at standard supernatant concentration as an estimate of the phosphate needs of soils. *Australian Journal of Experimental Agriculture and Animal Husbandry*.5:52–58.

- Benzing, P., and C.J. Richardson. (2005): CaCO₃ causes underestimation of NaOH extractable phosphorus in sequential fractionations. *Soil Science*. 170: 802-809.
- Bera, R., A. Seal, P. Bhattacharyya, K. Mukhopadhyay, and R. Giri. (2006): Phosphate sorption desorption characteristics of some ferruginous soils of tropical region in Eastern India. *Environmental Geology*. 51:399-407.
- Berrow, M.L., and W.M. Stein. (1983): Extraction of metals from soils and sewage sludges by refluxing with aqua regia. *Analyst*. 108:277-285.
- Bertol, O. J., N.E. Rizzi, N. Favaretto, and M.C. Lana. (2010): Phosphorus loss by surface runoff in no-till system under mineral and organic fertilization. *Scientia Agricola*. 67:71-77.
- Bertrand, I., R.E. Hollow, R.D. Armstrong, and M.J. McLaughlin. (2003): Chemical characteristics of phosphorus in alkaline soils from southern Australia. *Australian Journal of Soil Research*. 41:61-76.
- Bigham, J.M., R.W. Fitzpatrick and D.G. Schulze. (2002): Iron oxides. In: *Soil mineralogy with environmental applications*. J.B. Dixon and D.G. Schulze (eds.). SSSA Book Ser. 7, SSSA, Madison, WI. 323-366.
- Biliqili, A.V., U. Veli, K. Siyami, D. Orhsn, and A. Salich. (2008): Phosphorus sorption in some great soils groups of semi –arid region of Turkey. *International Journal of Soil Science*. 3:75-82.
- Blake, L., A.E. Johnston, P.R. Poulton, and K.W.T. Goulding. (2003): Changes in soil phosphorus fractions following positive and negative phosphorus balances for long periods. *Plant and Soil*. 254:245-261.
- Blum, J.D., A. Klaue, C.A. Nezat, C.T. Driscoll, C.E. Johnson, T.G. Siccama, C. Eagar, T.J. Fahey, and G.E. Likens. (2002): Mycorrhizal weathering of apatite as an important calcium source in base-poor forest ecosystems. *Nature*. 417:729-731.
- Bolland, M.D.A., and D.P. Windsor. (2007): Converting reactive aluminium and phosphorus retention index (PRI) to the phosphorus buffering index (PBI) for sandy soils to south-western Australia. *Australian Journal of Soil Research*. 45: 262-265.
- Bolland, M.D.A., and M.J. Baker. (1998): Phosphate applied to soil increases the effectiveness of subsequent applications of phosphate for growing wheat shoots. *Australian Journal of Experimental Agriculture*. 38:865-869.
- Bolland, M.D.A., D.G. Allen, and N.J. Barrow. (2003): Sorption of phosphorus by Soils: how it is measured in Western Australia., 1-32, bulletin 4591, ISBN 1448-0352.
- Bolster, C.H., and G.M. Hornberger. (2007): On the use of linearized Langmuir equations. *Soil Science Society of America Journal*. 71:1796-1806.
- Borggaard, O.K., C. Szilas, A.L. Gimsing, and L.H. Rasmussen. (2004): Estimation of soil phosphate adsorption capacity by means of a pedotransfer function. *Geoderma*. 118: 55-61.
- Borggaard, O.K. (1983): The influence of iron oxides on phosphate adsorption by soil. *Journal of Soil Science*. 34:333–341.
- Börling, K. (2003): Phosphorus sorption, accumulation and leaching: effects of long-term inorganic fertilization of cultivated soils. Doctoral diss. Dept. of Soil Sciences, SLU. *Acta Universitatis agriculturae Sueciae. Agrria* vol. 428, ISBN 91-576-6466-8.
- Boschetti, N.G., C.E. Quintero, and L. Giuffrè. (2009): Phosphorus fractions of soils under *Lotus corniculatus* as affected by different phosphorus fertilizers. *Biology and Fertility of Soils*. 45:379-384.
- Bouyococ, G.H. (1951): A recalibration of the hydrometer for making mechanical analysis of soils. *Agronomy Journal*. 43:434-438.

- Bowman, R.A., and C.V. Cole. (1978): An exploratory method for fractionation of organic phosphorus from grassland soils. *Soil Science*.125:95-101.
- Brady, N.C. and R.R. Weil. (2008): *The Nature and Properties of Soils*. 14 ed. Pearson-Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ. 990 pp. ISBN: 13-978-0-13-227938-3.
- Brahy, V., J. Deckers, and B. Delvaux. (2000): Estimation of soil weathering of stage and amid neutralizing capacity in toposequence and Luvisol-cambisol on less under deciduous forest in Belgium. *Egypt Journal of Soil Science*.51:1-13.
- Breeuwsma, A., and S. Silva. (1992): Phosphorus fertilization and environmental effects in The Netherlands and the Po region (Italy). Report No. 57. Agricultural Research Department, The Winand. The Netherlands.
- Bremner, J.M., and C.S. Mulvaney. (1982): Nitrogen - Total. In: *Methods of Soil Analysis* (A. L. Page et al., Ed.) Agronomy Monograph 9, Part 2, 2nd ed. America Society of Agronomy, Madison, WI pp. 595-624.
- Burkitt, L.L., P.W. Moody, C.J.P. Gourley, and M.C. Hannah. (2002): A simple phosphorus buffering index for Australian soils. *Australian Journal of Soil Research*.40:497 - 513.
- Buschiazzo, D.E, G.G. Hevia, A.M. Urioste, and E.N. Hepper. (2000): Cultivation effects on phosphorus forms and sorption in loess-soils of Argentina *Soil Science*. 165: 427-436.
- Campbell, C.A., M. Schnitzer, J.W.B. Stewart, V.O. Biederbeck, and F. Selles. (1986): Effect of manure and P fertilizer on properties of a black chernozem in southern Saskatchewan. *Canadian Journal of Soil Science*.66:610–614.
- Carreira, J.A., and K. Lajtha. (1997): Factors affecting phosphate sorption along a Mediterranean dolomitic soil and vegetation chronosequence. *European Journal of Soil Science*.48:139-149.
- Cassagne, N., M. Remaury, T. Gauquelin, and A. Fabre. (2000): Forms and profile distribution of soil phosphorus in alpine Inceptisols and Spodosols (Pyrenees, France). *Geoderma*.95:161-172.
- Celi, L., and E. Barberis. (2004): Abiotic stabilization of organic phosphorus in the environment. In: *Organic Phosphorus in the Environment* (eds B.L. Turner, E. Frossard & D.S. Baldwin), pp. 113–132. CAB International, Wallingford.
- Chacon, N. and N. Dezzeo. (2004): Phosphorus fractions and sorption process in soil samples taken in a forest savanna sequence of the Gran Sabana in southern Venezuela. *Biology and Fertility of soils*.40: 14-19.
- Chacon, N., N. Dezzeo, B. Muñoz, and J. M. Rodriguez. (2005): Implications of soil organic carbon and the biogeochemistry of iron and aluminum on soil phosphorus distribution in flooded forests of the lower Orinoco River, Venezuela. *Biogeochemistry*.73:555–566.
- Chacon, N., N. Dezzeo, M. Rangel, and S. Flores. (2008): Seasonal changes in soil phosphorus dynamics and roots mass a long flooded tropical forest gradient in the lower Orinoco River Venezuela. *Biogeochemistry*.2:157-168.
- Chang, S.C., and M.L. Jackson. (1957): Fractionation of soil phosphorus. *Soil Science*.84:133-144.
- Chardon, W.J., and O.F. Schoumans. (2007): Soil texture effects on the transport of phosphorus from agricultural land in river deltas of Northern Belgium, The Netherlands and North-West Germany. *Soil Use and Management*.23:16–24.

- Chen, C. R., L.M. Condron, M.R. Davis, and R.R. Sherlock. (2003): Effect of afforestation on phosphorus dynamics biological properties in a New Zealand grassland soil. *Plant and Soil*. 220:151-163.
- Chen, M., and L.Q. Ma (2001): Taxonomic and geographic distribution of total phosphorus in Florida surface soils. *Soil Science Society of America Journal*. 65:1539-1547.
- Chiu, C-Yu, C-W Pai, and K.-L. Yang. (2005): Characterization of phosphorus in sub-alpine forest and adjacent grassland soils by chemical extraction and phosphorus 31 nuclear magnetic resonance. *Pedobiologia*.49:655-663.
- Cornell, R.M., and U. Schwertmann. (1966): *The iron oxides: Structure, Properties, Reactions, Occurrence and Uses*, VCH Publishers, Weinheim, pp. 411.
- Cross, A. F., and W. H. Schlesinger. (1995): A literature review and evaluation of the Hedley fractionation: Applications to the biochemical cycle of soil phosphorus in natural ecosystems, *Geoderma*.64:197–214.
- Curtin, D., J.K. Syers, and N.S. Bolan. (1992): Phosphate sorption by soil in relation to exchangeable cation composition and pH. *Australian Journal of Soil Research*.31:137-149.
- Daroub, S.H., B.G. Ellis, and G.P. Robertson. (2001): Effect of cropping and low-chemical input systems on soil phosphorus fractions. *Soil Science*.166:281-291.
- De Martonne, E. (1926): Une nouvelle fonction climatologique: L'indice d'aridité. *La Meteorologie*, 449-458.
- Del Campillo, M.C., and J. Torrent. (1992): A Rapid Acid-Oxalate Extraction Procedure for the Determination of Active Fe-oxide Forms in Calcareous Soils. *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkund*.155:437–440.
- Demello, J.W.V., V. Barron, and J. Torrent. (1998): Phosphorus and iron mobilization in flooded soils from Brazil. *Soil Science*.163:122–132.
- Demetz, M., and H. Insam. (1999): Phosphorus availability in a forest soil determined with a respiratory assay compared to chemical methods *Geoderma*.89:259-271.
- Deumlich, D., R. Funk, M. Frielinghaus, W. A. Schmidt, and O. Nitzsche. (2006): Basics of effective erosion control in German agriculture. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science-Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde*.169:370-381.
- Dhillon, N.S., T.S. Dhesi, and B.S. Brar. (2004): Phosphate sorption-desorption characteristics of some ustifluvents of Punjab. *Journal of Indian Society of Soil Science*.52:17-22.
- Dimirkou, A., A. Ioannou, and M. Doula. (2002): Preparation, characterization and sorption properties for phosphates of hematite, bentonite, and bentonite-hematite systems. *Advances in Colloid and Interface Science*.97:37-61.
- Djodjic, F., K. Börling, and L. Bergström. (2004): Phosphorus leaching in relation to soil type and soil phosphorus content. *Journal of Environmental Quality*.33:678-84.
- Dobermann, A., T. George, and N. Thevs. (2002): Phosphorus fertilizer effects on soil phosphorus pools in acid upland soils. *Soil Science of America Journal*.6:652-660.
- Dodor, D. E., and K. Oya. (2000). Phosphorus sorption characteristics of major soils in Okinawa, Japan. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*.31:277-288.
- Driescher, E., and J. Gelbrecht. (1993): Assessing the diffuse phosphorus input from subsurface to surface waters in the catchment area of the lower River Spree (Germany). *Water Science and Technology*.28:337-347.

- Dubus, I.G., and T. Becquer. (2001): Phosphorus sorption in oxide-rich Ferralsols of New Calcedonia. *Australian Journal of Soil Research*. 39:403-414.
- Duchaufour, P. (1960): *Precis de Pedologie*. Masson, Paris, pp :438.
- Duffera, M., and W.P. Robarge. (1999): Soil characteristics and management effects on phosphorus sorption by highland plateau soils of Ethiopia. *Soil Science Society of America Journal*.63:1455-1462.
- Durn, G., D. Slovenec, and M. Covic. (2001): Distribution of iron and manganese in Terra Rossa from Istria and its Genetic implication. *Geologia Croatica*.54:27-36.
- Edwards, W.M., M.J. Shipitalo, L.B Owens, and W.A. Dick. (1993): Factors affecting preferential flow of water and attazine through earthworms burrows under continuous no-till corn. *Journal of Environmental Quality*.22:453-457.
- Emadi, M., M. Baghernjad, M. Emadi, H.Fathi, and M. Saffari. (2009): Phosphorus forms and behavior in selected heavily fertilized soils. *Archives of Agronomy and Soil Science*. 55:579-595.
- Enya, O.O, J.A.I. Omueti, and G.E. Akinbola. (2011): Particle size and free iron oxides distribution along two toposequences in south western Nigeria. *Continental Journal of Agronomy*.5:22–31.
- Ewart, A. (1963): Petrology and petrogenesis of the Quarter nary pumice ash in the Taupo area, New Zeland *Journal of Petrology*.4:392-431.
- FAO-UNESCO (1963): Bioclimatic map of the Mediterranean zone. Explanatory notes. *Arid zones Res.*, XXI.
- Fieldes, M., and K.W. Perrott. (1966): The nature of allophane in soils. Part 3. Rapid field and laboratory test for allophane. *New Zealand Journal of Science*. 9:623-629.
- Fitter, T.H., and C.D. Sutton. (1975): The use of Freundlich isotherm for soil phosphate sorption data. *Journal of Soil Science*.26:241-246.
- Fitzpatrick, R.W., and U. Schwertmann. (1982): Al-substituted goethite—an indicator of pedogenic and other weathering environments in South Africa. *Geoderma*.27:335-347.
- Fontes, M.P., and S.B. Weed (1996): Phosphate adsorption by clays from Brazilian Oxisols: relationships with specific surface area and mineralogy. *Geoderma*.72:37-51.
- Fox, T.R., N.B. Comeford, and W.W. McFee. (1990): Kinetics of phosphorus release from Spodosols. *Soil Science Society of America Journal*.54:1441- 1447.
- Freese, D., S.E.A.T.M. van der Zee, and W.H. van Riemsdijk. (1992): Comparisons of different models for phosphate sorption as a func-tion of the iron and aluminium oxides of soils. *Journal of Soil Science*.43:729-738.
- Gahoonia, T.S., and N.E. Nieslsen. (1992): The effects of root-induced pH changes on the depletion of inorganic and organic phosphorus in the rhizosphere *Plant and Soil*.143:185-191.
- Gardner, L.R. (1990): The role of rock weathering in the phosphorus budget of terrestrial watersheds. *Biogeochemistry*.11:97-110.
- Gasparatos, D., and C. Haidouti. (2001): A comparison of wet oxidation methods of total phosphorus in soils. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*.164:435-439.
- Gasparatos, D., C. Haidouti, A. Haroulis, and P. Tsaousidou. (2006): Estimation of phosphorus status of soils Fe-enriched concretions with the acid ammonium oxalate method. *Communication in Soil Science and Plant Analysis*.34:2378-2387.
- Gasparatos, D., C. Haidouti, G. Antonakos, A. Haroulis, and I. Massas. (2004): Chemical characterization of soil phosphorus in a Greek Alfisol under continuous cultivation. *European Society for new Methods in Agricultural Research*, Novi Sad,

Serbia and Montenegro, 29 August-2 September, Proceedings of the XXXIV Annual Meeting, 380-384.

- Gatiboni, L.C., J. Kaminiski, D.S. Rheinheimer, and J.P.C. Flores. (2007): Biodisponibilidade de formas de fósforo acumuladas em solo sob sistema plantio direto. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*.3:691-699.
- George, T.S., P.J. Gregory, J.S. Robinson, R.J. Buresh, and B. Jama. (2002b): Utilization of soil organic P by agroforestry species in the field, western Kenya. *Plant and Soil*. 246:53-63.
- George,T.S, R.J. Simpson, P.A. Hadobas, D.J. Marshall, and A.E. Richardson. (2007): Accumulation and phosphatase –lability of organic phosphorus in fertilized pasture soils. *Australian journal of soil Research*.58:47-55.
- Ghosh, A.K., J. Barbosa, and I.V. da Silva. (2011): An Environmental threshold of soil test P and degree of phosphorus saturation of Brazilian Oxisols. *Clean-Soil, Air, Water*.39:421-427.
- Gilkes, R.J. and J.C. Hughes. (1994): Sodium fluoride pH of south-western Australian soils as an indicator of P sorption. *Australian Journal of Soil Research*. 32: 755-766.
- Gil-Stores, F. W. Zech, and H.G Alt. (1990): Characterization of phosphorus fractions in surface horizons of soils from Galicia (N.W.Spain) by ³¹P-NMR spectroscopy. *Soil Biology and Biochemistry*.22:75-79.
- Guggenberger, G., B.T. Christensen, G. Rubaek, and W. Zech. (1996): Land-use and fertilization effects on P forms in two European soils: resin extraction and 31P-NMR. *European Journal of Soil Science*.47:605– 614.
- Guo, F., R.S. Yost, N.V. Hue, C.I. Evensen, and. J.A. Silva. (2000): Changes in Phosphorus Fractions in Soils under Intensive Plant Growth. *Soil Science Society of America Journal*.64:1681–1689.
- Guo, F., and R.S. Yost. (1999): Quantifying the available soil phosphorus pool with the acid ammonium oxalate method. *Soil Science Society of America Journal*.63: 651-656.
- Guo, Li., T.H Dang, and M.De. Hao. (2008): Phosphorus changes and sorption characteristics in a calcareous soil under long-term fertilization. *Pedosphere*.18: 248-256.
- Guppy, C.N., N.W. Menzies, P.W. Moody, and F.C.P. Blamey. (2005): Competitive sorption reactions between phosphorus an organic matter in soil: a review. *Australian Journal of Soil Research*.43:189-202.
- Haidouti, C., and I. Massas. (1998): Distribution of iron and manganese oxides in Haploxeralfs and Rhodoxeralfs and their relation to the degree of soil development and soil colour. *Journal of Soil Science and Plant Nutrition*.161:141–145.
- Hallmark, C.T., and D.P. Franzmeier. (2000): Alfisols, in: Malcolm E. Summer (ed), *Handbook of Soil Science*.pp E338-E358.
- Hamad, M.E., D.L. Rimmer, and J.K. Syers. (1992): Effect of iron oxide on phosphate sorption by calcite and calcareous soils. *Journal of Soil Science*.43.273–281.
- Hang, X.Z, C.Y. Song, S.Y. Wang, and S.Y. Tang. (2005): Impact of long-term inorganic fertilization on phosphorus status in a black soil *Pedosphere*. 15:319-322.
- Harrell, D.L. and J.J. Wang. (2006): Fractionation and sorption of inorganic phosphorus in Louisiana calcareous soils. *Soil Science*.171:39-51.
- Harrison, A.F. (1982a): ³²P-metfiod to compare rates of mineralization of labile organic phosphorus in woodland soils. *Soil Biology and Biochemistry*.14:337-341.

- Harrison, A.F. (1987): Soil organic phosphorus: A review of world literature. CAB International, Wallingford, UK.
- Hartikainen, H. (1979): Phosphorus and its reactions in terrestrial soils and lake sediments. *Journal of the Scientific Agricultural Society of Finland*.51:537–624.
- Hartono, A., S. Funakawa, and T. Kosaki. (2006): Transformation of added phosphorus to acid upland soils with different soil properties in Indonesia. *Soil Science and Plant Nutrition*.52:734–744.
- Hartono, A., S. Funakawa., and T. Kosaki. (2005): Phosphorus sorption-desorption characteristics of selected acid upland soils in Indonesia. *Soil Science and Plant Nutrition*.51:787-799.
- Hedley, M.J., G.J.R. Kirk, and M.B Santos. (1994): Phosphorus efficiency and the forms of soil phosphorus utilized by upland rice cultivars. *Plant and Soil*.158:53-62.
- Hedley, M.J., J.W.B. Stewart, and B.S. Chauhan. (1982): Changes in inorganic and organic soil phosphorus fractions induced by cultivation practices and by laboratory incubations. *Soil Science Society of America Journal*.46:970-976.
- Heiberg, L., T.V. Pedersen, C.H.S. Jensen, C. Kjaergaard, and HCB. Hansen. (2010): A Comparative Study of Phosphate Sorption in Lowland Soils under Oxic and Anoxic Conditions, *Journal of Environmental Quality*.39:734–743.
- Henry, P. C., and Smith, M. F. (2002): Phosphorus sorption study of selected South African soils. *South Africa Journal of Plant and Soil*.19:61–69.
- Heredia, O.S. and A.F. Cirelli. (2007): Environmental risks of increasing phosphorus addition in relation to soil sorption capacity. *Geoderma*.137:426-431
- Herlihy, M., and D.McGrath. (2007): Phosphorus fractions and adsorption characteristics in grassland soils of varied soils phosphorus status. *Nutrient Cycling in Agroecosystem*.77:15-27.
- Higgs, H., A.E. Johnston, J.L. Salter, and C.J. Dawson. (2000): Some aspects for achieving sustainable phosphorus use in agriculture. *Journal of Environmental Quality*.29:80-87.
- Hinsinger, P. (2001): Bioavailability of soil inorganic P in the rhizosphere as affected by root-induced chemical changes: a review. *Plant and soil*.237:173-195.
- Holford, I. C. R. (1982). The comparative significance and utility of the Freundlich and Langmuir parameters for characterizing sorption and plant availability of phosphate in soils. *Australian Journal of Soil Research*. 20:233-242.
- Holford, I.C.R, and W.H. Patrick. (1981): Effects of duration of anaerobiosis and reoxidation on phosphate sorption characteristics of an acid soil. *Australian Journal of Soil Research*.19:69–78.
- Hooda, P.S., A.R. Rendell, A.C Edwards, P.J.A.Withers, M.N. Aitken, and V.W. Truesdale. (2000): Relating soil phosphorus indices to potential phosphorus release to water. *Journal of Environmental Quality*.29:1166-1171.
- Hossain, M. E., S. Hoque, and K.T. Osman. (2012): Phosphate sorption in some representative soils of Bangladesh. *Archives of Agronomy and Soil Science*.58:959-966.
- Hountin, J.A., A. Karam, D. Couillard, and M.P. Cescas. (2000): Use of a fractionation procedure to assess the potential for P movement in a soil profile after 14 years of liquid pig manure fertilization. *Agriculture Ecosystem and Environment*.78:77-84.
- Huang, C.P. and W. Stumm. (1973): Specific adsorption of cations on hydrous Al₂O₃. *Journal of colloid Interface Science*.43:409-420.

- Hussain, A., A. Ghafoor and G. Murtaza. (2006): Use of Models for Phosphorus Adsorption on Some Sodic Soils of Punjab. *International Journal of Agriculture and Biology*.8:241-248.
- Ibia, T.O. (2002): Forms of Fe and Al in soil profiles of inland flood plains of South Eastern Nigeria. *Nigeria Journal of Soil Research*.3:72-77.
- Ige, D.V., O.O. Akinremi, D.N. Flaten, B. Ajiboye, and M.A. Kashem. (2005): Phosphorus sorption capacity of alkaline Manitoba soils and its relationship to soil properties. *Canadian Journal of Soil Science*.85:417-426.
- Ige, D.V., O.O. Akinremi, and D.N. Flaten. (2005): Environmental index for estimating the risk of phosphorus loss in calcareous soils of Manitoba. *Journal of Environmental Quality*.34:1944–1951.
- Ige, D.V., O.O. Akinremi, and D.N. Flaten. (2007): Direct and Indirect Effects of Soil Properties on Phosphorus Retention Capacity. *Soil Science of America Journal*.71:95-100.
- Indiati, R., and A. N. Sharpley. (1997): Changes in some soil phosphorus availability parameters as induced by phosphorus addition and soil sorption properties. *Communication in Soil Science and Plant Analysis*. 28:1565–1578.
- Indiati, R., and G. Diana. (2004): Evaluating phosphorus sorption capacity of acidic soils by short-term and long-term equilibration procedures *Communication in Soil Science and Plant Analysis*.35:2269–2282.
- Indraratne, S.P., U.K.P.S. Sanjeevani, and E.A.G.S. Amarawansa. (2009): Soil properties on phosphorus sorption for some soils of Sri Lanka. *Journal of Soil Science Society of Sri Lanka*.49:51-63.
- Ioannou, A., A. Dimirkou, and P. Papadopoulos. (1998): Phosphate sorption by goethite and kaolinite-goethite (k-g) system as described by isotherms. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*.29:2175-2190.
- Ivarsson, K. (1990): The long-term soil fertility experiments in southern Sweden. IV. Changes in inorganic and organic soil phosphorus after a pot trial. *Acta Agriculturae Scandinavica*.40:205-215.
- James, W.F. (2006): Phosphorus Equilibrium Characteristics for Soils in the Upper Eau Galle River Watershed, Wisconsin. *Water Quality Technical Notes Collection*. ERDCWQTN-PD-18. Vicksburg, MS: U.S. Army Engineer Research and Development Center. <http://el.erd.c.usace.army.mil/wq/>.
- James, W.F., J.W. Barko, and D.M. Soballe. (2005): Phosphorus saturation characteristics in relation to land-use practice for soils in the Upper Eau Galle River Watershed, Wisconsin, “Water Quality Technical Notes Collection” (ERDC WQTN-PD 17), U.S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg MS. <http://el.erd.c.usace.army.mil/elpubs/wqtncont.html>.
- Jensen, M.B., H.C.B. Hansen, N.E. Nielsen, and J. Magid. (1998): Phosphate mobilization and immobilization in two soils incubated under simulated reducing conditions. *Acta Agriculturae Scandinavica Section B*, 48:11–17.
- Johnson, A.H., J. Frizano, and D.R. Wann. (2003): Biogeochemical applications of labile phosphorus in forest soils determined by the Hedley fractionation procedure. *Oecologia*.135:487-499.
- Juo, A.S.R, and R.L. Fox. (1977): Phosphate sorption characteristics of some benchmark soils of West Africa. *Soil Science*.124:370-376.
- Kang, J., D. Hesterberg, and D. L. Osmond. (2009): Soil Organic Matter Effects on Phosphorus Sorption: A Path Analysis. *Soil Science Society of America Journal*.73:360-366.

- Khalid, R.A., W.H.J. Patrick, and R.D. DeLaune. (1977): Phosphorus sorption characteristics of flooded soils. *Soil Science Society of America Journal*.41:305-310.
- Khiari, L., L.E. Parent, A. Pellerin, A.R. A. Alimi, C. Tremblay, R.R. Simard, and J. Fortin. (2000): An agri-environmental phosphorus saturation index for acid coarse-textured soils. *Journal of Environmental Quality*.29:1561–1567.
- Kim, J.G., T.H. Kim, J-S. Lee, K-S. Ko, G.H. Lee, C-M. Chon, C.H.C. Cho, and Y.W. Cheong. (2006): Soil characteristics and phosphorus accumulation in surface soil in relation to geological and land-use conditions. *Soil Science and Plant Nutrition*.52:313-320.
- Kirchmann, H. (1991): Properties and classification of soils of the Swedish long-term fertility experiments. I. Sites at Fors and Kungsängen. *Acta Agriculturae Scandinavica*.41:227-242.
- Kleinman, P.J. A, B.A. Needelman, A.N. Sharpley, and. R.W. McDowell. (2007): Using soil phosphorus profile data to assess phosphorus leaching potential in manured Soils. *Soil Science Society of America Journal*.67:215–224.
- Kleinman, P.J.A., and A.N. Sharpley. (2002): Estimating soil phosphorus sorption saturation from Mehlich-3 data. *Communication in Soil Science and Plant Analysis*.32:1825-1839.
- Kogel–Knabner, I. (2006): Chemical structure of organic N and organic P in soil: Soil biology Nucleic Acids and Proteins in Soil. *Soil Biology*.8:23-48.
- Koopmans, G.F., O.F. Schoumans, and W.J. Chardon. (2003): The use of indicators for the identification of phosphorus transfers from agricultural land to surface waters. Wageningen, Alterra, Research Instituut voor de Groene Ruimte, Alterra –Rapport 793, 7-49.
- Koopmans, G.F., W.J. Chardon, and R.W. McDowell. (2007): Phosphorus movement and speciation in a sandy soil profile after long-term animal manure applications. *Journal of Environmental Quality*.36:305–315.
- Kuo, S., B. Huang, and R. Bembenek. (2005): Effects of long-term phosphorus fertilization and winter cover cropping on soil phosphorus transformations in less weathered soil. *Biology and Fertility of soils*.41:116-123.
- Kwari, J.D., and T. Batey. (1991): Effect of heating on phosphate sorption and availability in some northeast Nigerian soils. *Journal of Soil Science*.42:381–388.
- Lair, G.J., F. Zehetner, Z.H. Khan, and. M.H. Gerzabek. (2009): Phosphorus sorption–desorption in alluvial soils of a young weathering sequence at the Danube River. *Geoderma*.149:39-44.
- Langmuir, I. (1916): The constitution and fundamental properties of solids and liquids. Part i. solids. *Journal of the American Chemical Society*.38:2221–2295.
- Lathja, K., and W.H. Schlesinger. (1988):The biochemistry of phosphorous cycling and phosphorous availability along a desert soil chronosequence. *Ecology*.69:24–39.
- Laverdiere, M.R., and A. Karam. (1984): Sorption of phosphorus by some surface soils from Quebec in relation to their properties. *Communication in Soil Science and Plant Analysis*.15:1215-1230.
- Leclerc, M.L., M.C., Nolin, D. Cluis, and R.R. Simard. (2001): Grouping soils of Montreal lowlands (Quebec) according to fertility and P sorption and desorption characteristics. *Canadian journal of Soil Science*.81:71-83.
- Lee, C. H., C.Y. Park , K.D. Park , W.T. Jeon, and P.J. Kim.(2004): Long-term effects of fertilization on the forms and availability of soil phosphorus in rice paddy. *Chemosphere*.56:299–304.
- Leinweber, P., F. Lunsman, and K.U. Eckhard. (1997): Phosphorus sorption

capacities and saturation of soils in two regions with different livestock densities in northwest Germany. *Soil Use and Management*. 13:82-89.

- Leinweber, P. (1996): Phosphorus fractions in soils from an area with high density of livestock population. *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde*.159:251-256.
- Leinweber, P., L. Haumaier, and W. Zech. (1997): Sequential extractions and ³¹P-NMR spectroscopy of phosphorus forms in animal manures, whole soils and particle-size separates from a densely populated livestock area in northwest Germany. *Biology and Fertility of Soils*.25:89–94.
- Leinweber, P., R. Meissner, K.-U. Eckhardt, and J. Segger. (1999): Management effects on forms of phosphorus in soil and leaching losses. *European Journal of Soil Science*.50:413–424.
- Lekwa, G., and E.P. Whiteside. (1986): Coastal Plain Soils of Southeastern Nigeria: II. Forms of extractable iron, aluminum and phosphorus. *Soil Science Society of America Journal*.50:160-166.
- Letkeman, L.P., H. Tiessen, and C.A. Campbell. (1996): Phosphorus transformations and redistribution during pedogenesis of western Canadian soils. *Geoderma*.71:201-218.
- Leytem, A.B., and D.T. Westermann. (2003): Phosphate sorption by Pacific Northwest calcareous soils. *Soil Science*.168:368-375.
- Li, M., Y.L. Hou, and B. Zhu. (2007): Phosphorus sorption-desorption by purple soils of China in relation to their properties. *Australian Journal of Soil Research*. 45:182-189.
- Lilienfein, J, W. Wilcke, M.A. Ayarza, S.d.C, Lima, L. Viela, and W. Zech. (2000): Chemical fractionation of phosphorus, sulphur, and molybdenum in differently used Brazilian savannah Oxisols. *Geoderma*. 96:31-46.
- Lindsay, W.L., and P.L.G. Vlek. (1977): Phosphate minerals. 639-672. In J.B. Dixon and S.B. Weed (ed.) *Minerals in soil environments*.
- Linqvist, B.A, P.W. Singleton, and K.G Cassman. (1997a): Inorganic and organic phosphorus dynamics during a build-up and decline of available phosphorus in a Ultisol. *Soil Science*.162:254-264.
- Linqvist, B.A, P.W. Singleton, and K.G. Cassman. (1997b): Aggregate size effects on the sorption and release of phosphorus in a Ultisol. *Soil Science Society of America Journal*.61:160-166.
- Litaor, M.I, T.R. Seastedt, M.D. Walker, M. Carbone, and. A. Townsend. (2005): The biogeochemistry of phosphorus across an alpine topographic/snow gradient. *Geoderma*.124:49-61.
- Little, J.L., S.C. Nolan, J.P. Casson, and B.M. Olson. (2007): Relationships between soil and runoff phosphorus in small Alberta watersheds. *Journal of Environmental Quality*.36:1289–1300.
- Loganathan, P., and P.M. Sutton. (1987): Phosphorus fractions and availability in soils formed on different geological deposits in the Niger Delta area of Nigeria. *Soil Science*.143:16-25.
- Lombi, E, M.J. McLaughlin, C. Johnston, R.D. Armstrong, and R.E. Holloway. (2004): Mobility and lability of phosphorus from granular and fluid monoammonium phosphate differs in a calcareous soil. *Soil Science Society of America Journal*.68:682-689.

- Lookman, R., K. Jansen, R. Merckx, and K. Vlassak. (1996): Relationships between soil properties and phosphate saturation parameters a transect study in northern Belgium. *Geoderma*.69:265-274.
- Lookman, R., H. Geerts, P. Grobet, R. Merckx, and K. Vlassak. (1996): Definition of soil P species and their potential mobility. Phosphate speciation in excessively fertilized soil: A ^{31}P and ^{27}Al MAS-NMR spectroscopy study. *European Journal of Soil Science*. 47:125–130.
- López-Piñero, A., and A. García-Navarro. (1997): Phosphate Sorption in Vertisols of Southwestern Spain. *Soil Science*. 162:69-77.
- Lopez-Pineiro, A., and A. Garcia –Navarro. (2001): Phosphate Fractions and Availability in Vertisols of South-Western Spain. *Soil Science*.166:548-556.
- Luengo, C., Brigante, M. J. Antelo, and M. Avena. (2006): Kinetics of phosphate adsorption on goethite: Comparing batch adsorption and ATR-IR measurements. *Journal of Colloid and Interface Science* *Journal of Colloid and Interface Science*. 300:511-518.
- Madrid, L., and P. De Arambarri. (1985): Adsorption of phosphate by two iron oxides in relation to their porosity. *Journal of Soil Science*.36:523-530.
- Maguire, R., and T. Sims. (2002): Soil testing to predict phosphorus leaching. *Journal of Environmental Quality*.31:1601-1609.
- Maguire, R.O., R.H. Foy, J.S. Bailey, and J.T. Sims. (2001): Estimation of the phosphorus sorption capacity of acidic soils in Ireland. *European Journal of Soil Science*.52:479-487.
- Makarov, M.I., L. Haumaier, and W. Zech. (2002): Nature of soil organic phosphorus: an assessment of peak assignments in the diester region of ^{31}P NMR spectra. *Soil Biology and Biochemistry*.34:1467–1477.
- Malik, M.A, and K.S. Khan. (2012): Phosphorus fractions, microbial biomass and enzyme activities in some alkaline calcareous subtropical soils. *African Journal of Biotechnology*.11:4773-4781.
- Mamo, T., I. Haque, and C.S. Kamara. (1987): Phosphorus status of some Ethiopian highland Vertisols. *Plant and Soil*.102:261-266.
- Martin-Garcia, J.M., G., Delgado, J.F. Parraja, J. Bech, and R. Delgado. (1998): Mineral formation in micaceous Mediterranean Red soils of Sierra Nevada, Granada, Spain. *European Journal of Soil Science*.49:253-268.
- Matar, A., J. Torrent, and J. Ryan. (1992): Soil and fertilizer phosphorus and crop responses in the dryland mediterranean zone. *Advances in Soil Science*.18:81-146.
- McDowell, R.W., A.N. Sharpley, and G. Folmar. (2001): Phosphorus export from an agricultural watershed: linking source and transport mechanisms. *Journal of Environmental Quality*. 30:1587-1595.
- McDowell, R.W., and M.S. Srinivasan. (2009): Identifying critical source areas to water quality: 2. Validating the approach for phosphorus and sediment losses in grazed headwater catchments. *Journal of Hydrology*.379:68-80.
- McDowell, R.W., and I. Stewart. (2005): The phosphorus composition of contrasting soils in pastoral, native and forest management in Otago, New Zealand: Sequential extraction and ^{31}P NMR. *Geoderma*.130: 176-189.
- McGechan, M.B. and D.R. Lewis. (2002): Sorption of Phosphorus by Soil, Part 1: Principles, Equations and Models. *Biosystems Engineering*.82:1–24.
- McGill, W.B., and C.V. Cole. (1981): Comparative aspects of cycling of organic C, N, S and P through soil organic matter. *Geoderma*.26:267–286.

- McGrath, S.P, and C.H. Cunliffe. (1985): A simplified method for the extraction of the metals Fe, Zn, Cu, Ni, Cd, Pb, Cr, Co, and Mn from soils and sewage sludges. *Journal of Science Food Agriculture*.36:794–798.
- McKenzie, R.H., and E. Bremer. (2003): Relationships of soil phosphorus fractions to soils phosphorus tests and fertilizer response. *Canadian Journal of Soil Science*. 83:443-449.
- McKenzie, R.H., J.W.B. Stewart, J.F. Dormaar, and G.B. Schaajlje. (1992a):Long-term crop rotation and fertilizers effects on phosphorus transformations: I. In a Chenozemic soil. *Canadian Journal of Soil Science*.72:569-579.
- McKenzie, R.H., J.W.B. Stewart, J.F. Dormaar, and G.B. Schaalje.(1992b): Long-term crop rotation and fertilizer effects on phosphorus transformations: I. In a Luvisolic soil. *Canadian Journal of Soil Science*.72:581-589.
- Mead, J.A. (1981): A comparison of the Langmuir, Freundlich and Temkin equations to describe phosphate adsorption properties of soils. *Australian Journal of Soil Research*.19:333-342.
- Mehra, O.P., and M.L. Jackson. (1960): Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays and Clay Minerals*.7:317-327.
- Memon, M. (2008): Role of Fe-oxides for predicting phosphorus sorption in calcareous soils. *Universitätsverlag Karlsruhe*, ISBN 978-86644-241-2.
- Mercier, J. (1968): Etude geologicue des zones internes des Hallenides en Macedoine Centrale (Grece). *Annales Géologiques des Helleniques*.20:1-792.
- Meulenkaamp, J.E., M.J.R. Wortel, W.A. Van Wamel, W. Spakman, and E.H. Strating. (1988): On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late Middle Miocene. *Tectonophysics*.146:203-215.
- Mosugy, M.E, V.O. Chude, I.E Esu, T. Kparmwang, and W.B. Malgwi. (1999): Contents and profile distribution of three forms of three iron oxides in three ultisols and an alfisol in Nigeria. *Communication in Soil Science and Plant Analysis*.30: 1013-1024.
- Motavalli, P.P., and R. J. Miles. (2002): Soil phosphorus fractions after 111 years of animal manure and fertilizers application. *Biology and Fertility of soils*.36:35-42.
- Moughli, L., D.G. Westfall, and A. Boukhial. (1993): Use of adsorption and buffer capacity in soil testing for phosphorus. *Communications in Soil Plant Analysis*.24:1959-1974.
- Moustakas, N.K., and P.E. Barouchas. (2003): Free oxides distribution in poorly and well drained soils developed on calcareous alluvial deposits. *Pedosphere*.13:345-351.
- Mozaffari, P.M., and I.T. Sims. (1994): Phosphorus availability and sorption in an Atlantic Coastal Plain watershed dominated by intensive, animal-based agriculture. *Soil Science*.157:97-107.
- Murphy, J., and J.P. Riley. (1962): A modified single solution method for the determination of phosphate in natural waters. *Analytica Chemica Acta*.27:31-36.
- Myers, R.G., A.N. Sharpley, S.J. Thien, and G.M. Pierzynski. (2005): Ion-Sink Phosphorus Extraction Methods Applied on 24 Soils from the Continental USA. *Soil Science Society of America Journal*.69:511–521.
- Nair, V.D., D.G. Portier, K.M. Graetz, and M.L. Walker. (2004): An environmental threshold for degree of phosphorus saturation in sandy soils. *Journal of Environmental Quality*.33:107–113.
- Nakos, G. (1987): Phosphorus adsorption by forest soils. *Communication in Soil Science and Plant Analysis*. 18:299-306.

- Negassa, W., and P. Leinweber. (2009): How does the Hedley sequential phosphorus fractionation reflect impacts of land use and management on soil phosphorus: A review. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*.172:305–325.
- Neufeldt, H., J.E da Silva, M.A. Ayarza, and W. Zech. (2000): Land-use effects on phosphorus fractions in Cerrado oxisols, *Biology and Fertility of Soils*.31:30–37.
- Nguyen, H., J.J. Schoenau, K. Van Rees, D. Nguyen, and. P. Qian. (2001): Long-term nitrogen, phosphorus and potassium fertilization of cassava influences soil chemical properties in North Vietnam. *Canadian Journal of Soil Science*.81:481-488.
- Noulas, C., T. Karyotis., A. Charoulis, and I. Massas.(2009): Red Mediterranean Soils: Nature, Properties, and Management of Rhodoxerals in Northern Greece. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*.40:633-648.
- Nwoke, O.C., B. Vanlauwe, J. Diels, N. Sanginga, O. Osonubi, and R. Merckx. (2003): Assessment of labile phosphorus fractions and adsorption characteristics in relation to soil properties of West African savanna soils. *Agriculture Ecosystems and Environment*.100:285-294.
- Nwoke, O.C., B Vanlauwe, J. Diels, N. Sanginga, and O. Osonubi. (2004). The distribution of phosphorus fractions and desorption characteristics of some soils in the moist savanna zone of West Africa. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*. 69:127-141.
- O’Halloran, and B.J. Cade-Menun. (2006): Total and Organic Phosphorus. In *Soil Sampling and Methods of Analysis*, ed. M. R. Soil sampling and methods of analysis. Canadian Society of Soil Science, pp.265.
- O’Halloran, I.P., R.G. Kachanoski, and J.W.B. Stewart.(1985): Spatial variability of soil phosphorus as influenced by soil texture and management. *Canadian Journal of Soil Science*.65:475-487.
- O’Halloran, I.P., J.W.B. Stewart, and E.De Jong. (1987): Changes in P forms and availability as influenced by management practices. *Plant and Soil*.100:113-126.
- Oberson, A., J.C. Fardeau, J.M. Besson, and H. Sticher. (1993): Soil phosphorus dynamics in cropping systems managed according to conventional and biological agricultural methods. *Biology and Fertility of Soils*.16:111–117.
- Oberson, A., J. M. Besson, N. Maire, and H. Sticher. (1996): Microbial processes in soil organic phosphorus transformations in conventional and biological cropping systems. *Biology and Fertility of Soils*.21:138–148.
- Ogunsola, O.A, J.A. Omueti, O. Olade, and E.J. Udo. (1989): Free oxides status and distribution in soils overlying limestone areas in Nigeria. *Soil Science*.147:245–251.
- Okusami, T.A., R.H. Rust, and A.O. Alao. (1997): Red soils of different origins from southwest Nigeria: Characteristics, classification, and management considerations. *Canadian journal of Soil Science*.77:295-307.
- Olibone, D., and C.A Rosolem. (2010): Phosphate fertilization and phosphorus forms in an Oxisol under no-till. *Scientia Agricola*.67:465-471.
- Olsen, S.R., and F.E. Khasawneh. (1980): Use and limitations of physic chemical criteria for assessing the status of phosphorus in soils. pp. 361 –410. *In* R.C. Dinauer (ed.). *The role of phosphorus in agriculture*. ASA, CSSA, and SSSA, Madison, WI.
- Olsen, S.R., and F.S. Watanabe. (1957): A method to determine a phosphorus adsorption maximum of soils as measured by the Langmuir isotherms. *Soil Science Society. America Proceeding*.21:144–149.
- Olsen, S.R., and L.E. Sommers. (1982): Phosphorus. pp 403–430 in A.L. Page, R.H. Miller, and D.R. Keeney, eds. *Methods of Soil Analysis*. Part 2. 2nd ed. Agronomy No. 9. America Society of Agronomy, Madison, WI, USA.

- Onweremadu, E.U., J. Omeke , V.N. Onyia, C.M. Agu , N.C. Onwubiko. (2007): Inter-Horizon Variability in Phosphorus-Sorption Capability of Sesquioxide-Rich Soils Southeastern Nigeria. *Journal of America Science*.3:43-48.
- Osok, R., and R.B. Doyle. (2004): Soil development on dolerite and its implications for landscape history in southeastern Tasmania. *Geoderma*.121:169-186.
- Owusu-Bennoah, E.O., and D.K. Acquaye. (1989): Phosphorus sorption characteristics of selected major Ghanaian soils. *Soil Science*.148:114-123.
- Ozgul, M., M. Turan, and Q.M. Ketterings. (2007): Short-and long-term phosphorus availability in four soil orders under indigenous vegetation in Turkey. *Acta Agriculturae Scandinavica Section B-Soil and Plant Science*.57:357-364.
- Parfitt, R.L. (1978): Anion adsorption by soils and soil materials. *Advances in Agronomy*.30:1-50.
- Paulter, M.C., and J.T. Sims. (2000): Relationships between soils test phosphorus, soluble phosphorus and phosphorus saturation in Delaware soils. *Soil Science Society of America Journal*.64:765-773.
- Peinemann, N., N.M. Amiotti, P. Zalba, and M.B. Villamil. (2000): Effect of Clay Minerals and Organic Matter on the Cation Exchange Capacity of Silt Fractions. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*.163:47–52.
- Peltovuori, T. (2006): Phosphorus in agricultural soils of Finland–characterization of reserves and retention in mineral soil profiles. *Pro Terra* 26, p.p69. ISBN 952-10-3283-9.
- Pěna, F., and J. Torrent. (1990): Predicting phosphate sorption in soils of mediterranean regions. *Fertilizer Research*.23:173-179.
- Perrot, K.W., B.F.L. Smith., and R.H.E. Inkson. (1976): The reaction of fluoride with soils and soil minerals *Journal of Soil Science*.23:58-67.
- Phillips, D.H., J.T Ammons, S.Y. Lee, and D.A Lietzke. (1998): Deep weathering of calcareous sedimentary rock and the redistribution of iron and manganese in soil and saprolite. *Soil Science*.163:71-81.
- Phillips, D.H., B.W. David, and Y. Roh. (2007): Uranium deposition in a weathered fractured saprolite/shale. *Environmental Science and Technology*.41: 7653-7666.
- Pierzynski, G.M. (2000): Methods of phosphorus analysis for soils, sediments, residuals and waters’Editor Department of Agronomy, Throckmorton Plant Science Ctr. Kansas State University, Manhattan, KS 66506-5501.
- Pierzynski, G.M., and T.J. Logan. (1993): Crop, soil and management effects on phosphorus soil test levels. *Journal of Production Agriculture*.6:513-520.
- Pizzeghello, D., A. Berti, S. Nardi, and F. Morari. (2011): Phosphorus forms and P-sorption in three alkaline soils after long-term mineral and manure application in north-eastern Italy. *Agriculture Ecosystems and Environment*.141:58-66.
- Polyzopoulos, N.A., V.Z. Keramida, and H. Kiosse. (1985): Phosphate sorption by some Alfisols from Greece, as described by commonly used isotherms. *Soil Science Society of America Journal*. 49: 81-84.
- Pote, D.H., T.C. Daniel, A.N. Sharpley, P.A. Moore, D.R. Edwards, and D.J. Nichols. (1996): Relating extractable soil phosphorus to phosphorus losses in runoff. *Soil Science of America Journal*. 60: 855-859.
- Pöthig, R., H. Behrendt, D. Opitz, and G. Furrer. (2010): A universal method to assess the potential of phosphorus loss from soil to aquatic ecosystems. *Environmental Science and Pollution Research*. 17:497–504.

- Quang, V.D., V.C. Thai, T.T.T. Linh., and J.E. Dufey. (1996): Phosphorus sorption in soils of the Mekong Delta (Vietnam) as described by the binary Langmuir equation. *European Journal of Soil Science*. 47:113-123.
- Reddy, K.R., A. Subba Rao, and P. N. Takkar. (1999): Transformation of fertilizer P in a Vertisol amended with farmyard manure. *Biology and Fertility of soils*. 22:279-282.
- Renneson, M., C. Vandenberghe, J.M. Marcoen, L. Bock, and G. Colinet. (2010): Study of the degree of phosphorus saturation in Walloon Region (Southern Belgium). 19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World, 1 – 6 August 2010, Brisbane, Australia.
- Richards, J.E., T.E. Bates, and S.C Sheppard. (1995): Changes in the forms and distribution of soil phosphorus due to long-term corn production *Canadian journal of Soil Science*. 75:311-318.
- Richardson, A. E., George, T. S., Hens, M., and R. J. Simpson (2004): Utilization of soil organic phosphorus by higher plants. in *Organic phosphorus in the environment*. Turner, B. L.; Frossard, E.; Baldwin, D. S. , pp. 165-184. ISBN 0-85199-822-4.
- Richardson, J.L., and F.D. Hole. (1979): Mottling and iron distribution in a Glossoboralf Haplaquoll hydrosequence on a glacial moraine in northwestern Wisconsin. *Soil Science Society America Journal*. 43:552–558.
- Ritsema, R.C. (1998): Flow and transport in water repellent sandy soils. Ph.D. thesis, Wageningen University, Wageningen, the Netherlands.
- Rivaie, A.A., P. Loganathan, J.D. Graham, R.W. Tillman, and T.W. Payn. (2008): Effect of phosphate rock and triple superphosphate on soil phosphorus fractions and their plant-availability and downward movement in two volcanic ash soils under *Pinus radiata* plantations in New Zealand. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*. 82:75–88.
- Roberts, T.L., J.W.B. Stewart, and J.R. Bettany. (1985): The influence of topography on the distribution of organic and inorganic soil phosphorus across a narrow environmental gradient. *Canadian Journal of Soil Science*. 65:651-665.
- Robertson, B.K., and A. Martin. (1992): Influence of Calcium, Iron, and pH on Phosphate Availability for Microbial Mineralization of Organic Chemicals. *Applied and environmental microbiology*. 58:38-41.
- Royer, I., R.R. Simard, G.M. Barnett, D. Cluis, and D.A. Angers. (2003): Long term effects of liquid hog manure on the phosphorus status of a silt loam cropped to corn. *Canadian Journal of Soil Science*. 83:589–600.
- Ruiz, J.M, Delgado, A, and J. Torrent. (1997): Iron-related phosphorus in overfertilized European soils. *Journal of Environmental Quality*. 26:1548-1554.
- Runge, E.C.A., and F.F. Riecken. (1966): Influence of natural drainage on the distribution and forms of phosphorus in some Iowa prairie soils. *Soil Science Society of America Proceedings*. 30:624-630.
- Rust, R.H. (1991): Alfisols, chapter 7: 253-281. In : Wilding L.P., N.E. Smeck, and G.F. Hall (eds.), *Pedogenesis and soil taxonomy: The soil orders*, Developments in soil Science 11B, Netherlands.
- Ryden, J.C., J.R. Mclaughlin, and J.K. Syers. (1977): Mechanisms of phosphate sorption by soils and hydrous ferric-oxide gel. *Journal of Soil Science*. 28:72-92.
- Saa, A., C. Trasar-Cepeda, F. Gil-Sotres, and T. Carballas. (1993): Changes in soil phosphorus and acid phosphatase activity immediately following forest fires. *Soil Biology and Biochemistry*. 25:1223-1230.

- Saavedra, C., and A. Delgado. (2005): Phosphorus fractions and release patterns in typical Mediterranean soils. *Soil Science Society of America Journal*. 69:607–615.
- Saggiar, S. M.J. Hedley, and R.E. White. (1992): Development and evaluation of an improved soil test for phosphorus: The influence of phosphorus fertilizer solubility and soil properties on the extractability of soil phosphorus. *Fertilizer Research*. 33: 81–91.
- Saleque, M.A., U.A. Naher, A. Islan, A.B.M.B.U. Pathan, A.T.M.S. Hossain, and Meisner C.A. (2004): Inorganic and organic phosphorus fertilizer effects on the phosphorus fractionation in wetland rice soils. *Soil Science Society of America Journal*.68:1635-1644.
- Samadi, A., and R. J Gilkes.(1999): Phosphorus transformations and their relationships with calcareous soil properties of southern western Australia. *Soil Science of America journal*.63:809-815.
- Samadi, A., and R.J. Gilkes.(1998): Forms of phosphorus in virgin and fertilised calcareous soils of Western Australia. *Australian Journal of Soil Research*.36:586-601.
- Sanyal, S.K. S.K. De Datta, and P.Y. Chan. (1993): Phosphate sorption-desorption behaviour of some acidic soils of South and Southeast Asia. *Soil Science Society of America Journal*.57:937-945.
- Sarafraz, M., S.M. Mehmdi, M. Abid, and M. Akhram. (2008): External and internal phosphorus requirement of wheat in Bhalike soil series of Pakistan. *Pakistan journal of Botany*. 40:2031-2040.
- Sato, S., and N.B. Comerford. (2005): Influence of soil pH on inorganic phosphorus sorption and desorption in a humid Brazilian Ultisol. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. 29:685-694.
- Sattel, R.R., and R.A. Morris. (1992): Phosphorus fractions and availability in Sri Lankan Alfisols. *Science Society of America Journal*. 56:1510-1515.
- Saunders, W.M., and E.G. Williams. (1955): Observations on the determination of organic phosphorus in soils. *Journal of Soil Science*. 6: 254–267.
- Scalenghe, R., A.C. Edwards, F.A. Marsan, and E. Barberis. (2002): The effect of reducing conditions on the solubility of phosphorus in a diverse range of European agricultural soils. *European Journal of Soil Science*.53:439–447.
- Schefe, C.R., A.F. Patti, T.S. Clune, and W.R. Jackson. (2007): Soil amendments modify phosphate sorption in an acid soil: the importance of P source (KH₂PO₄, TSP, DAP). *Australian Journal of Soil Research*.45:246-254.
- Scheffer, F., A. Klöle, and K. Hempler. (1960): Die Phosphatformen im Boden und ihre Verteilung auf die Korngrößen-fraction. *Zeitschrift fuer Pflanzenernährung und Bodenkunde*. 91:240-252.
- Schmidt, H.P., S.W. Buol, and E.J. Kamprath. (1996): Soil phosphorus dynamics during seventeen years of continuous cultivation: fractionation analysis. *Soil Science of America journal*.60:1168-1172.
- Schoenau, J.J., J.W.B. Stewart, and J.R. Bettany. (1989): Forms and cycling of phosphorus in prairie and boreal forest soils. *Biogeochemistry*.8:223-237.
- Schoumans, O. F. (1997): Relation Between Phosphorus Accumulation, Soil P Levels, and Phosphorus Leaching. Report146. DLO Winand Staring Centre for Integrated Land, Soil and Water Research Wageningen, The Netherlands.
- Schoumans, O. F., and P. Groenendijk. (2000): Modeling soil phosphorus levels and phosphorus leaching from agricultural land in The Netherlands. *Journal of Environmental Quality*. 29:111-116.

- Schoumans, O.F. (1995): Beschrijving en validatie van de procesformulering van de abiotische fosfaatreacties in kalkloze zandgronden. Staring Centrum Wageningen, Report no. 381.
- Schoumans, O.F. (2000): Determination of the degree of phosphate saturation in non-calcareous soils, In *Methods for Phosphorus Analysis for Soils, Sediments, Residuals and Waters*, Pierzynski, G.M. (ed.) Southern Co-operative Extension, North Carolina State University, Raleigh, North Carolina, 31-34.
- Schroth, B. K., and G. Sposito. (1997): Surface charge properties of Kaolinite Clays and Clay Minerals.45:85-91.
- Schwertman, U. (1964): Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch Extraction mit Ammoniumoxalat Lösung. *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde*. 105:194-202.
- Schwertman, U. and M. Latham. (1986): Properties of some iron oxides in some Caledonian Oxisols. *Geoderma*. 39:105-123.
- Schwertmann, U. and R.M .Taylor. (1989): Iron oxides. In: Dixon JB, Weed SB, editors. *Minerals in soil environments*. Madison (WI): ASA. pp. 379–438.
- Senwo, Z.N, R.W. Taylor, and K.R. Sistani. (2003): Phosphorus distribution in highly weathered Alabama soils. *Communication in Soil Science and Plant Analysis*. 34: 97-109.
- Shaheen, S.M., C.D. Tsadilas, and S. Stamatiadis. (2007): Inorganic phosphorus forms in some entisols and aridisols of Egypt. *Geoderma*.142:217-225
- Shand, C. A., A.E.S. Macklon, A.C. Edwards, and S. Smith. (1994): Inorganic and organic P in soil solutions from three upland soils. II. Effect of defoliation and fertilizer application. *Plant and Soil*. 160:161-170.
- Sharpley, A.N. (1995): Dependence of runoff phosphorus on extractable soil phosphorus. *Journal Environmental Quality*.24:920–926.
- Sharpley, A., and H. Tunney. (2000): Phosphorus research strategies to meet agricultural and environmental challenges of the 21st century?, *Journal Environmental Quality*. 29: 179-181.
- Sharpley, A.N., T. Daniel, T. Sims, J. Lemunyon, R. Stevens, and R. Parry. (2003): *Agricultural Phosphorus and Eutrophication*. Second Edition. United States. Department of. Agriculture. Agricultural. Research. Service. ARS–149.
- Sharpley, A.N., and S.J. Smith. (1983): Distribution of phosphorus in virgin and cultivated soil and potential erosion loss. *Soil Science Society of America Journal* 47:581-586.
- Sharpley, A.N., and S.J. Smith. (1985): Fractionation of inorganic and organic phosphorus in virgin and cultivated soils. *Soil Science Society of America Journal*. 49:127-130.
- Sharpley, A.N., and S.J Smith. (1990): Phosphorus transport in agricultural runoff: the role of soil erosion. In: *Soil erosion on agricultural land* (eds J. Boardman, I.D.L. Foster & J.A. Dearing), pp. 351–366. John Wiley & Sons, New York.
- Sharpley, A.N., and J.K. Syers.(1979): Loss of nitrogen and phosphorus in tile drainage as influenced by urea application and grazing animals. *New Zealand Journal of Agricultural Research*. 22:127–131.
- Sharpley, A.N., C.A. Jones, C.V. Gray, C. H. Tiessen, and C.S. Holzhey. (1985): A detailed phosphorus characterization of seventy-eight soils. *USDA Agricultural Research Services*. ARS-31.

- Sharpley, A.N., S.C. Chapra, R. Wedepohl, J.T. Sims, T.C. Daniel, and K.R. Reddy. (1994): Managing agricultural phosphorus for protection of surface waters: issues and options. *Journal of Environmental Quality*.23:437–451.
- Sheela, B.S. (2006): Dynamics of phosphorus in acid soils of north Karnataka . Doctoral Thesis, University of Agricultural Sciences Dharward, Departement of Soil Science and Agriculture Chemistry.
- Shirvania, M., B. Khalilia, P. Mohaghegha, S. Ghasemia, H. Arabzadegana, and F. Nourbakhsha. (2010): Land-Use Conversion Effects on Phosphate Sorption Characteristics in Soils of Forest and Rangeland Sites from Zagros Area, Western Iran. *Arid Land Research and Management*. 24:223–237.
- Siemens, J., K. Ilg, F. Lang, and M. Kaupenjohann. (2004): Adsorption controls mobilization of colloids and leaching of dissolved phosphorus. *European Journal of Soil Science*.55: 253–263.
- Simard, R.R., D. Cluis, G., Gangbazo, and S. Beauchemin. (1995): Phosphorus status of forest and agricultural soils from a watershed of high animal density. *Journal of Environmental Quality*.:1010-1017.
- Simas, F.N.B., C.E.G.R. Schaefer, E.. Fernandes Filho, A.C. Chagas, and P.C Brandao. (2005): Chemistry, mineralogy and micropedology of highland soils on crystalline rocks of the Serra da Mantiqueira, southeastern Brazil. *Geoderma*. 125:187- 201.
- Sims, J. T., A. C. Edwards, O. F., Schoumans, and R. Simard. (2000): Integrating soil phosphorus testing into environmentally based agricultural management practices. *Journal of Environment Quality*. 29:60-71.
- Sims, J. T., R. O. Maguire, A. B. Leytem, K. L., Gartley, and M. C Paulter. (2002): Evaluation of Mehlich-3 as an Agri-environmental Soil Phosphorus Test for the Mid-Atlantic United States of America. *Soil Science Society of America Journal*. 66: 2016-2032.
- Sims, J.T., R.R. Simard, and B.C. Joern. (1998): Phosphorus Loss in Agricultural Drainage: Historical Perspective and Current Research. *Journal of Environment Quality*. 27:277-293.
- Sims, J.T., and K.L. Gartley. (1996): Nutrient management handbook for Delaware. Coop Bull 59.Univiverstiy of Delaware, Newa RK, D.E.
- Singer, A, U. Schwertmann, and J. Fiedl. (1998): Iron oxide mineralogy Terra Rosse and Redrinal in relation to their moisture and temperature regimes, *European Journal of Soil Science*. 49:385-395.
- Singh, B., and R.J Gilkes. (1992b): Properties of soil kaolinites from south-western Australia. *Journal of Soil Science*.43:645-667.
- Singh, B., and R.J. Gilkes. (1991): Phosphorus sorption in relation to soils properties for the major soil types of south-western Australia. *Australian Journal of Soil Research*. 29:603-618.
- Singh, B., and R.J. Gilkes. (1992): Iron oxide mineralogy of Terre Rosse and Rendzinas in relation to their moisture and temperature regimes. *European of Journal of Soil Science*. 48:385-395.
- Singh, B., R.T. Krogstad, Y.S. Shivay, B.G. Shivakumar, and M. Bakkegard (2005): Phosphorus Fractionation and Sorption in P-enriched Soils of Norway Nutrient Cycling in Agroecosystems.73: 245-256.
- Singh, M., A.K. Tripathi, K.S. Reddy, and K.N. Singh. (2001): Soil phosphorus dynamics in Vertisols affected by cattle manure and nitrogen fertilization in soybean-wheat system. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*. 164:691- 696.

- Siradz, S. A. (2009): Phosphorus Sorption Characteristics of Red Soils from Lampung, West- and Central Java. *Journal Tanah Tropica*.14:25-31.
- Smeck N.E., and E.C.A. Runge. (1971): Phosphorus availability and redistribution in relation to profile development in an Illinois landscape segment. *Soil Science Society of America Proceedings*.35:952-959.
- Smeck, N.E. (1973): Phosphorus: an indicator of pedogenic weathering processes. *Soil Science*. 115:199-206.
- Smeck, N.E. (1985): Phosphorus dynamics in soils and landscapes. *Geoderma*. 36: 185– 199.
- Smillie, G.W., D. Curtin, and J.K. Syers. (1987): Influence of ex-changeable Ca on phosphate retention in weakly acid soils. *Soil Science Society of America Journal*. 51:1169-1172.
- Soil Survey Staff.(2010): Keys to soil taxonomy, 11th Ed. USDA, Natural Resources Conservation Service.
- Solis, P., and J. Torrent. (1989b): Phosphate fractions in calcareous Vertisols and Inceptisols of Spain. *Soil Science Society of America Journal*. 53: 462-466.
- Sollins, P. (1991): Effects of soil microstructure on phosphorus sorption in soils of the humid tropics. In Tiessen H., Lopez Hernandez D., Salcedo El (eds) *Phosphorus cycles in terrestrial ecosystems*. SCOPE regional workshop 3: South and Central America, SCOPE, pp 168-175.
- Solomon, D., J. Lehman, T.F. Mamo, and W. Zech (2002): Phosphorus forms and dynamics as influenced by land use changes in the sub- humid highlands. *Geoderma*. 105:21 -48.
- Sparks, D. L. (2003): *Environmental soil chemistry* 2nd ed. Academic Press, New York.
- Sparks, D.L. (1996): *Methods of Soil Analysis. Part 3, Chemical Methods*, ASSA and SSSA., Madison, Wisconsin, USA.
- Sposito, G., N.T. Skipper Sutton, R., Sung-HO, Park and A.K. Soper. (1999): Surface geochemistry of the clays minerals. *Proceedings of the National Academy of Sciences*.96:3358-3364.
- StatSoft. (2007): *Statistica for Windows*. Tulsa (OK): StatSoft, Inc., Tulsa, OK.
- Stevenson F.J and M.A. Cole (1999): *Cycles of soil: Carbon, nitrogen, phosphorus, sulfur, micronutrients*. 2nd edition, Wiley (New York).
- Stewart, J. W. B., I. P. O'Halloran, and R. G. Kachanoski. (1987): Influence of texture and management practices on the forms and distribution of soil phosphorus. *Canadian Journal of Soil Science*. 67: 147-163.
- Stewart, J.W.B., and H. Tiessen. (1987): Dynamics of soil organic phosphorus. *Biogeochemistry*. 4: 41– 60.
- Straus, R., G.W. Brummer, and N.J. Barrow.(1997): Effects of crystallinity of goethite: II Rates of sorption and desorption of phosphate. *European Journal of Soil Science*. 48:101-114.
- Subramaniam, V., and B.R. Singh. (1997): Phosphorus supplying capacity of heavily fertilized soils:1. Phosphorus adsorption characteristics and phosphorus fractionation. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*.47:115-122.
- Sui, Y, M.L. Thompson, and C. Shang. (1999): Fractionation of phosphorus in Mollisols amended with biosolids. *Biogeochemistry*.63: 1174-1180.
- Suman, G.J. (2004): Effects of land-use change on phosphorus forms in South-West Australian soils. Doctoral thesis, University of Western Australia, pp 318.

- Summan, M., W. Amelung, L. Haumaier, and W. Zech. (1998): Climatic effects on soil organic phosphorus in the North America Great plains identified by phosphorus-31 Nuclear magnetic resonance. *Soil Science of America journal*. 62:1580-1586.
- Syers, J.K., M.G. Browman, G.W. Smillie, and R.B. Corey. (1973): Phosphate Sorption by Soils Evaluated by the Langmuir Adsorption Equation *Soil Science Society of America Journal*. 37:358-363.
- Syers, J.K., J.D.H. Williams, A.S. Campbell, and T.W. Walker. (1967): The significance of apatite inclusions in soil phosphorus studies. *Soil Science of America Journal*. 31: 752-756.
- Syers, J.K., R. Shay, and T.W. Walker. (1969): Fractionation of phosphorus in two alluvial soil and particle size separates. *Soil Science*. 108: 283-289.
- Taranto, M.T., M.A. Adams, and P.J. Polglase. (2000): Sequential organophosphorus compounds. Phosphorus fractionation and characterization (³¹P-NMR) of phosphorus-amended soils in *Banksia integrifolia* (L.f.) woodland and adjacent pasture. *Soil Biology and Biochemistry*. 32: 169-177.
- TCB. (1990): Advice of the Technical Commission for Soil Protection to the Minister of Housing, Spatial Planning and the Environment for working with the protocol phosphate saturated soils (In Dutch) S/90-09., TCB, Leidschendam, the Netherlands.
- Techienkoua, M., and W. Zech. (2003): Chemical and spectral characterization of soil phosphorus under three land uses from an Andic Palehumult in West Cameroon. *Agriculture Ecosystems and Environment*. 100: 193-200.
- Thornthwaite, C.W. (1948): An Approach toward a Rational Classification of Climate. *Geographical Review*. 38:55-94.
- Tiessen, H., and J.O. Moir. (1993): Characterization of available P by sequential extraction. In *Soil Sampling and Methods of Analysis*, Ed. MR Carter, p. 75-86, Canadian Society of Soil Science, Lewis Publishers.
- Tiessen, H., I.H. Salcedo, and E.V.S.B. Sampaio. (1992): Nutrient and soil organic matter dynamics under shifting cultivation in semiarid northeastern Brazil. *Agriculture, Ecosystems and Environment*. 38: 139-151.
- Tiessen, H., J.W.B. Stewart, and J.O. Moir. (1983): Changes in organic and inorganic phosphorus composition of two grassland soils and their particle size fractions during 60-70 years of cultivation. *Journal of Soil Science*. 34: 815-823.
- Tiessen, H., Stewart. J.W.B., and C.V. Cole. (1984): Pathways of phosphorus transformations in soils of differing pedogenesis. *Soil Science of America journal*. 48: 853-858.
- Tisdale, S. L., W. J. Nelson, and J. D. Beaton. (1993): *Soil Fertility and Fertilizers*. Macmillan Publishing Company, New York.
- Torrent J., U. Schwertmann., and V. Barron. (1987): The reductive dissolution of synthetic goethite and haematite in dithionite. *Clay Mineralogy*. 22: 329-337.
- Torrent, J., E., Barberis, and F. Gil-Sotres. (2007): Agriculture as a source for eutrophication in southern Europe. *Soil Use and Management*. 23 (Suppl. 1): 23-35.
- Torrent, J., U. Schwertmann, and D.G. Schulze. (1980): Iron oxide mineralogy of some soils of two river terrace sequences in Spain. *Geoderma*. 23: 191 - 208.
- Torrent, J., U. Schwertmann, and V. Barron. (1994): Phosphate sorption by natural hematites. *European Journal of Soil Science*. 45:45-51.
- Trasar-Cepeda, C., F. Gil-Sotres, W. Zech, and H.G. Alt. (1989): Chemical and spectral analysis of organic P forms in acid high organic matter soils in Galicia (NW Spain). *Science of the Total Environment*. 81/82:426-436.

- Tsadilas, C.D., V., Samaras, and D. Dimoyiannis. (1996): Phosphate Sorption by Red Mediterranean Soils from Greece' Communication in Soil Science and Plant Analysis. 27: 2279-2293.
- Tsaousidou, P., E. Gartzos, A. Tsagalides, C. Haidouti, and D. Gasparatos. (2008): Iron oxides in four red Mediterranean soils on metarhyolite and metadolerite in Kilkis, Greece. Archives of Agronomy and Soil Science. 54: 227 – 235.
- Turner, B.L. and P.M. Haygarth. (2000): Phosphorus forms and concentrations in leachate under four grassland soil types. Soil Science Society of America Journal. 64: 1090-1099.
- Turner, B.L., Condon, L. M. Richardson, S. J. Peltzer, D. A., and Allison V. J. (2007): Soil Organic Phosphorus Transformations During Pedogenesis. Ecosystems. 10: 1166-1181.
- Turner, B.L., E. Frossard, and D.S. Baldwin. (2004): Organic Phosphorus in the Environment. CABI International, Wallingford UK, p. 380.
- Udo, E.J., and J.A. Ogunwale. (1977): Phosphorus fractions in selected Nigerian soils. Soil Science of America journal. 41: 1141-1146.
- Uusitalo, R., and H.-R. Tuhkanen. (2000): Phosphorus saturation of Finnish soils: evaluating an easy oxalate extraction method. Agricultural and Food Science in Finland. 9:61-70.
- Uzu, F.O., A.S.R. Juo, and A.A.A. Fayemi. (1975): Forms of phosphorus in some important agricultural soils of Nigeria. Soil Science. 120: 212-218
- Vaananen, R., J. Hirstov, N.Tanskanen, H.M. Hartilkainen, and H. Ilvesniemi. (2008): Phosphorus sorption properties in podzolic forest and soil solution phosphorus concentration in undistributed and distributed soil profiles. Boreal Environment Research. 13: 553-567.
- Valsmai-Jones, E., K.V. Ragnarsdottir, A. Putnis, D. Bosbach, A.J. Kemp, and G. Cressey. (1998): The dissolution of apatite in the presence of aqueous metal cations at pH 2-7. Chemical Geology. 151:215-233.
- Van Riemsdijk, W.H., L.J.M. Boumans, and F.A.M. de Haan. (1984a): Phosphate sorption by soils: I. A model for phosphate reaction with metal-oxides in soil. Soil Science of America Journal. 48: 537-541.
- Verma, S., S.K. Subehia, and S.P. Sharma. (2005): Phosphorus fractions in an acid soil continuously fertilized with mineral and organic fertilizers. Biology and Fertility of Soils. 41: 295-300.
- Villapando, R.R., and D.A. Graetz. (2001): Phosphorus sorption and desorption properties of the spodic horizon from selected Florida Spodosols. Soil Science Society of America Journal. 65: 331-339.
- Vodyanitski, Y. N. (2009): Mineralogy and geochemistry of manganese: A review of publications .Eurasian Soil Science. 42: 1170 1178
- Vu, D. T, C., Tang, and R. D. Armstrong. (2008): Changes and availability of P fractions following 65 years of P application to a calcareous soil in a Mediterranean climate. Plant and Soil. 304: 21-33.
- Wagar, B.I., Stewart, J.W.B., and Moir, J.O. (1986): Changes with time in the form and availability of residual fertilizer phosphorus on Chernozemic soils. Canadian journal of Soil Science. 66: 105-119.
- Walbridge, M.R., C. J. Richardson, and W.T. Swank. (1991): Vertical distribution of biological and geochemical phosphorus subcycles in two southern Appalachian forest soils. Biogeochemistry. 13: 61-85.

- Walker, T.W., and J.K. Syers. (1976): The fate of phosphorus during pedogenesis. *Geoderma*. 15: 1-19.
- Walkey, A., and I.A. Black. (1934): An Examination of the Degtjareff Method for Determining Soil Organic Matter, and A Proposed Modification of the Chromic Acid Titration Method. *Soil Science*. 37: 29-38.
- Wang, G-P., Z-Li Zhang, J-S. Liu, and J-D. Wang. (2008): Forms and profile distribution of soil phosphorus in four wetlands across gradients of sand desertification on Northeast China. *Geoderma*.145:50-59.
- Wang, H.D., Harris W.G., T.L. Yan. (1991): Non-crystalline phosphates in Florida phosphatic soils. *Soil Science of America Journal*.55: 655-669.
- Wang, X., D.W. Lester , C.N. Guppy, P.V. Lockwood, and C. Tang.(2007): Changes in phosphorus fractions at various soil depths following long-term P fertilizer application on a Black Vertosol from south-eastern Queensland. *Soil Research*.45:524–532.
- Willett, I.R., C.J. Chartres, and. T.T. Nguyen. (1988): Migration of phosphate into aggregated particles of ferrihydrite. *Journal of Soil Science*.39:275-282.
- Williams J.D.H., J.K. Syers, R.F .Harris, and D.E. Armostrong.(1971): Fractionation of inorganic phosphate in calcareous lake sediments *Soil Science Society of America Proceedings*. 35:250-255.
- Williams, H., F.J. Turner, and C.M. Gilbert. (1954): Petrography: An introduction to the study of rocks in thin sections. Freeman and Co., San Francisco
- Williams, J.D.H., T. Mayer, and J.O. Nriagu. (1980): Extractability of phosphorus from phosphate minerals common in soils and sediments. *Soil Science Society of America Journal*. 44:462-465.
- Williams, J.F. (2010): Rice nutrient management in California. University of California, Agriculture and Nature Resources, Publication, ISBN-13: 978-1-60107-643-4.
- Wisawapipat, W., I. Kheoruenromne, A. Suddhiprakarn, and R.J. Gilkes. (2009): Phosphate sorption and desorption by Thai upland soils.*Geoderma*.153:408-415.
- Withana, A.K. and D. Kumaragamage.(1993): Retention of P by some surface soils of Sri Lanka. *Tropical Agricultural Research*. 5:60-68.
- Withers, P.J.A., and P.M. Haygarth. (2007): Agriculture, phosphorus and eutrophication: a European perspective. *Soil Use and Management*. 23:1-4.
- Wodzicki, A. (1959): Radioactive boulders in Hawks Crag breccias, New Zealand *Journal of Geology and Geophysics*. 2:385-393.
- Wongchandaeng, A., and K-K. Pirmpoon. (2002): Relationship between phosphate adsorption and forms of iron and aluminium oxides in Thai soils. 17th WCSS, Thailand 2324-1 -2324-8.
- Yadav, R.S., and J.C. Tarafdar. (2003): Phytase and phosphatase producing fungi in arid and semi arid soils and their efficiency in hydrolyzing different organic P compounds. *Soil Biology and Biochemistry*.35:745-751.
- Yang X., and W.M. Post. (2011): Phosphorus transformations as a function of pedogenesis: a synthesis of soil phosphorus data using Hedley fractionation method. *Biogeosciences Discuss*. 8:5907–5934.
- Yang, L., T. Li, F .Li., and J. H. Lemcoff. (2010): Long-Term Fertilization Effect on Fraction and Distribution of Soil Phosphorus in a Plastic-Film House in China.*Communications in Soil Science and Plant Analysis*.42:1-12.
- Yerokum, O.A. (2008): Chemical characteristics of phosphorus in some representative benchmark of Zambia. *Geoderma*.147:63-68.

- Yuan, G., and L. Lavkulich. (1994): Phosphate sorption in relation to extractable iron and aluminium in spodosols. *Soil Science Society of America Journal*.58:343-346.
- Zaines, G.N., and R.C. Schultz. (2002):Phosphorus in agricultural watersheds. A literature review. Department of Forestry, Iowa State University, Ames, Iowa.
- Zamuner, E.C., L.I. Picone, and H.E. Echeverria. (2008): Organic and inorganic phosphorus in Mollisol soil under different tillage practices. *Soil and Tillage Research*. 99:131-138.
- Zaprjanova, P.S, V.R. Angelova, L.K. Dospatliev, G.L. Bekjarov, and K.I. Ivanov (2006): A comparison of wet oxidation methods for determination of total phosphorus in soils by vanado-molybdophosphoric acid colorimetric method. *Ecology*. 236-246.ISBN-954-9368-16-5.
- Zhang, M.K., Z.L. He, D.V. Calvert, P.J. Stoffella, Y.C. Li, and E.M. Lamb.(2002): Release potential of phosphorus in Florida sandy soils in relation to phosphorus fractions and adsorption capacity. *Journal of Environmental Sciences Health*. 5:793-809.
- Zhang, T.Q., and A.F. MacKenzie.(1997): Changes of phosphorous fractions under continuous corn production in a temperate clay soil. *Plant and Soil*.192:133-139.
- Zhang, Wei, Faulkner, Joshua W., Giri, Shree K. Geohring, D. Larry, and S. Steenhuis Tammo. (2009): Evaluation of Two Langmuir Models for Phosphorus Sorption of Phosphorus-Enriched Soils in New York for Environmental Applications. *Soil Science*.174:523-530.
- Zhang, Y., X. Lin, and W.Werner.(2003): The effect of soil flooding on the transformation on Fe oxides adsorption/desorption behavior on phosphate. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*. 166:68-75.
- Zheng Z., R.R. Simard, J. Lafond, and L.E. Parent. (2002): Pathways of Soil Phosphorus Transformations after 8 Years of Cultivation under Contrasting Cropping Practices. *Soil Science Society of America Journal*.66:999-1007.
- Zheng, Z. and J.A. MacLeod. (2005): Transformation and recovery of fertilizer phosphorus applied to five Quebec Humaquepts. *Plant and Soil*.55:170-176.
- Zheng, Z., J. A. MacLeod, J.B. Sanderson, and J. Lafond. (2004): Soil Phosphorus Dynamics After Ten Annual Applications of Mineral Fertilizers and Liquid Dairy Manure: Fractionation and Path Analyses. *Soil Science*. 169:449-456.
- Zhou, H.P., and C. Gao. (2008): Identifying critical source areas for non-point phosphorus loss in Chaohu watershed. *Environmental Science*.29:8-15.
- Zhou, M. and Y. Li. (2001): Phosphorus-sorption characteristics of calcareous soils and limestone from the southern Everglades and adjacent farmlands. *Soil Science Society of America Journal*.65:1404–1412.

Ελληνική Βιβλιογραφία

- Γασπάρατος, Δ. (2007): Γένεση συγκριμάτων και θρόμβων Fe-Mn σε εδάφη Alfisols της Θεσσαλίας. Γεωπονικό Πανεπιστήμιο Αθηνών. Διδακτορική Διατριβή.
- Γασπαράτος, Δ., Γ. Αντωνάκος, Κ. Χαϊντούτη και Α. Χαρούλης. (2004): Κατανομή των μορφών φωσφόρου σε ένα καλλιεργούμενο Alfisol. Πρακτικά 10^{ου} Πανελληνίου Εδαφολογικού Συνεδρίου. Βόλος, 22-25 Σεπτεμβρίου. Σελ. 49-60.
- Διαμαντόπουλος, Ε.Γ.(2010):Μαθηματική προσομοίωση της διήθησης και της ανακατανομής του εδαφικού νερού και της πρόσληψης του από τα φυτά στη περίπτωση συνεχούς και διακοπόμενης επιφανειακής στάγδην άρδευσης. Διδακτορική Διατριβή. Γεωπονικό Πανεπιστήμιο Αθηνών.

- E.M.Y. (2012):Στοιχεία μετεωρολογικού σταθμού Ηρακλείου Κρήτης για την χρονική περίοδο 1955-2008, στοιχεία μετεωρολογικού σταθμού Ξάνθης για την 1975-2008, μετεωρολογικά στοιχεία για το Ν.Κιλκίς για την χρονική περίοδο 1963-2003.
- Ι.Γ.Μ.Ε.(1990):Τμήμα Γεωλογικού Χάρτη της Ελλάδος, Φύλλο Χέρσον.
- Ι.Γ.Μ.Ε.(1982):Τμήμα Γεωλογικού Χάρτη της Ελλάδος, Φύλλο Μοχός και Φύλλο Ξάνθης.
- Ι.Γ.Μ.Ε. (1993):Τμήμα Γεωλογικού Χάρτη της Ελλάδος, Φύλλο Εύζωνοι.
- Καραμάνος, Α. (1992):Τα σιτηρά των Εύκρατων Κλιμάτων. Ανωτάτη Γεωπονική Σχολή Αθηνών, Αθήνα.
- Σταματάκης, Μ. και Σκουνάκης, Σ. (1994):Η εμφάνιση φωσφορικών αποθέσεων στη νεότερη λεκάνη του Καρτερού Ηρακλείου Κρήτης. Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, τόμος XXX/3, 341-350.
- Τσαουσίδου, Π. (2008):Ο Ρόλος του μητρικού πετρώματος. Διδακτορική Διατριβή. Γεωπονικό Πανεπιστήμιο Αθηνών.
- Μιγκίρος, Γ.Π. (1983):Γεωλογική μελέτη του Κάτω Ολύμπου Θεσσαλίας. Διδακτορική Διατριβή. Γεωπονικό Πανεπιστήμιο Αθηνών.
- Σούλιος, Γ.Χ. (1996): Γενική Υδρογεωλογία. Α΄ τόμος, University studio Press.
- Χαϊντούτη, Κ. (1993):Ανάλυση φυσικών πόρων Θράκης και προτάσεις για την αξιοποίησή τους. Πρόγραμμα Interreg, Νομός Ξάνθης, Τόμος Ι.
- Χαρούλης, Θ. (2003):Μελέτη των περιβαλλοντικών συνθηκών της Γεωργική περιοχής Δ. Μαλίων, ΕΘΙΑΓΕ-ΙΧΤΕΛ, Λάρισα.
- Χαρούλης, Θ. (2001):Ποιοτική αξιολόγηση των εδαφών του Νομού Κιλκίς με στόχο την παραγωγική αξιοποίηση του και την προστασία του περιβάλλοντος, ΕΘΙΑΓΕ ΙΧΤΕΛ, Λάρισα.

Παράρτημα

Παράρτημα Πινάκων

Πίνακας 1α: Συγκεντρώσεις του εκχυλιζόμενου φωσφόρου με τη μέθοδο Olsen (Olsen-P) στα καλλιεργούμενα εδάφη.

Καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου								
P1 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Olsen-P (mg/kg)	P2 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Olsen-P (mg/kg)	P3 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Olsen-P (mg/kg)
Ap	0-25	140.14	Ap	0-20	168.76	Ap	0-26	47.49
Bt	25-36	140.82	AB	20-34	146.73	Bt	26-65	10.62
BC	36-59	39.42	Bt1	34-71	10.21	BC	65-110	9.63
C1	59-79	12.35	Bt2	71-114	8.02	C	110-145	9.52
C2	79-110	10.30	BC	114-150	7.46			

Καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου								
P4 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Olsen-P (mg/kg)	P5 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Olsen-P (mg/kg)	P6 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Olsen-P (mg/kg)
Ap	0-15	7.96	Ap	0-30	18.99	Ap	0-18	7.55
Bt1	15-30	5.46	E	30-65	3.35	Bt1	18-43	2.86
Bt2	30-50	3.48	EB	65-80	2.73	Bt2	43-88	2.86
Ck1	50-90	4.47	Bt1	80-110	1.24	C	88-130+	2.98
Ck2	90-120	1.74	BC	110-140	1.61			

Καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου								
P7 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Olsen-P (mg/kg)	P8 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Olsen-P (mg/kg)	P9 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Olsen-P (mg/kg)
Ap	0-24	2.06	Ap	0-21	1.74	Ap	0-22	1.51
Bt	24-52	1.16	Bt	21-41	1.55	BA	22-50	1.12
BC	52-63	1.46	BC	41-53	1.65	Bt	50-83	1.51
C	63-98+	1.42	C	53-92+	1.65	BC	83-111	1.57
						C1	111-126	1.38
						C2	126-158+	0.96

Πίνακας 1β: Συγκεντρώσεις του εκχυλιζόμενου φωσφόρου με τη μέθοδο Olsen (Olsen-P) στα εδάφη με φυσική βλάστηση.

P10 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Olsen-P (mg/kg)	P11 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Olsen-P (mg/kg)	P12 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Olsen-P (mg/kg)
A	0-18	4.35	A	0-24	5.69	A	0-19	1.24
BA	18-30	6.33	Bt1	24-45	3.71	BA	19-41	1.28
Bt	30-65	28.05	Bt2	45-68	3.58	Bt1	41-68	0.81
BC	65-88	29.29	BC	68-82	3.44	Bt2	68-104	1.04
C1	88-117	14.71	C1	82-98	2.7	BC	104-122	1.24
C2	117-150+	8.66	C2	98-119+	2.33	C1	122-142	1.36
						C2	142-170+	1.10

Πίνακας 2α: Συγκεντρώσεις του προσδιοριζόμενου ολικού φωσφόρου (mg/kg) με τη μέθοδο της υγρής οξείδωσης με H₂SO₄/H₂O₂ στα καλλιεργούμενα εδάφη.

Καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου								
P1 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Pt _{H2SO4/H2O2} (mg/kg)	P2 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Pt _{H2SO4/H2O2} (mg/kg)	P3 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Pt _{H2SO4/H2O2} (mg/kg)
Ap	0-25	1987.52	Ap	0-20	1792.33	Ap	0-26	1259.61
Bt	25-36	1884.30	AB	20-34	1756.53	Bt	26-65	1033.12
BC	36-59	1224.43	Bt1	34-71	689.10	BC	65-110	714.84
C1	59-79	498.74	Bt2	71-114	632.72	C	110-145	754.54
C2	79-110	569.86	BC	114-150	648.63			

Καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου								
P4 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Pt _{H2SO4/H2O2} (mg/kg)	P5 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Pt _{H2SO4/H2O2} (mg/kg)	P6 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Pt _{H2SO4/H2O2} (mg/kg)
Ap	0-15	546.92	Ap	0-30	491.52	Ap	0-18	364.11
Bt1	15-30	436.28	E	30-65	348.44	Bt1	18-43	324.42
Bt2	30-50	445.61	EB	65-80	412.30	Bt2	43-88	342.03
Ck1	50-90	547.73	Bt1	80-110	369.01	C	88-130+	376.54
Ck2	90-120	351.39	BC	110-140	330.42			

Πίνακας 2α: Συγκεντρώσεις του προσδιοριζόμενου ολικού φωσφόρου (mg/kg) με τη μέθοδο της υγρής οξείδωσης με H₂SO₄/H₂O₂ στα καλλιεργούμενα εδάφη (συνέχεια).

Καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου								
P7 Ορίζ.	Βάθος (cm)	P _t H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ (mg/kg)	P8 Ορίζ.	Βάθος (cm)	P _t H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ (mg/kg)	P9 Ορίζ.	Βάθος (cm)	P _t H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ (mg/kg)
Ap	0-24	278.64	Ap	0-21	286.22	Ap	0-22	423.33
Bt	24-52	308.42	Bt	21-41	332.84	BA	22-50	429.29
BC	52-63	293.03	BC	41-53	289.10	Bt	50-83	465.12
C	63-98+	273.81	C	53-92+	269.23	BC	83-111	438.30
						C1	111-126	446.51
						C2	126-158+	421.82

Πίνακας 2β: Συγκεντρώσεις του προσδιοριζόμενου ολικού φωσφόρου (mg/kg) με τη μέθοδο της υγρής οξείδωσης με H₂SO₄/H₂O₂ στα εδάφη με φυσική βλάστηση.

P10 Ορίζ.	Βάθος (cm)	P _t H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ (mg/kg)	P11 Ορίζ.	Βάθος (cm)	P _t H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ (mg/kg)	P12 Ορίζ.	Βάθος (cm)	P _t H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ (mg/kg)
A	0-18	575.46	A	0-24	484.01	A	0-19	312.8
BA	18-30	685.86	Bt1	24-45	465.89	BA	19-41	323.42
Bt	30-65	802.30	Bt2	45-68	476.80	Bt1	41-68	348.81
BC	65-88	841.81	BC	68-82	431.03	Bt2	68-104	342.63
C1	88-117	865.54	C1	82-98	411.81	BC	104-122	326.46
C2	117-150+	652.43	C2	98-119+	393.33	C1	122-142	320.83
						C2	142-170+	312.80

Πίνακας 3: Ποσοστιαία κατανομή των κλασμάτων του φωσφόρου στην καλλιεργούμενη εδαφοτομή P1, με υψηλή διαθεσιμότητα P.

P1 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Ρητίνη-Pi	NaHCO ₃ -Pi	NaHCO ₃ -Po	NaOH-Pi	NaOH-Po	αρ.HCl-Pi	π.HCl-Pi	π.HCl-Po	H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ -Pi
Ap	0-25	12.79	7.73	1.03	8.74	1.00	21.81	12.27	0.46	34.17
Bt	25-36	10.22	7.29	1.33	8.43	0.79	22.38	11.60	0.77	37.20
BC	36-59	5.92	5.03	1.50	4.67	0.84	19.14	14.15	1.08	47.68
C1	59-79	4.82	4.12	3.29	4.03	2.89	11.48	22.56	0.93	45.86
C2	79-110	3.42	2.04	2.44	2.48	1.35	9.76	19.00	0.66	58.86
M.O.		7.43	5.24	1.92	5.67	1.37	16.91	15.92	0.78	44.75

Πίνακας 4: Ποσοστιαία κατανομή των κλασμάτων του φωσφόρου στην καλλιεργούμενη εδαφοτομή P2, με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου.

P2 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Ρητίνη-Pi	NaHCO ₃ -Pi	NaHCO ₃ -Po	NaOH-Pi	NaOH-Po	αρ.ΗCl-Pi	π.ΗCl-Pi	π.ΗCl-Po	H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ -Pi
Ap	0-20	17.26	12.01	1.07	13.39	0.93	19.57	9.13	1.19	25.46
AB	30-34	12.99	10.46	0.64	12.18	0.87	21.06	9.08	0.85	31.88
Bt1	34-71	3.82	2.96	1.68	3.82	1.57	2.65	14.30	0.73	68.48
Bt2	71-114	4.00	2.19	1.40	3.03	1.97	2.06	11.93	0.94	72.48
BC	114-150	4.43	2.47	1.27	2.60	2.14	2.94	11.29	1.17	71.69
M.O.		8.50	6.02	1.21	7.00	1.50	9.66	11.15	0.90	53.99

Πίνακας 5: Ποσοστιαία κατανομή των κλασμάτων του φωσφόρου στην καλλιεργούμενη εδαφοτομή P3, με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου.

P3 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Ρητίνη-Pi	NaHCO ₃ -Pi	NaHCO ₃ -Po	NaOH-Pi	NaOH-Po	αρ.ΗCl-Pi	π.ΗCl-Pi	π.ΗCl-Po	H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ -Pi
Ap	0-26	7.74	6.47	2.01	8.96	1.83	8.76	14.98	3.46	45.79
Bt	26-65	2.74	2.26	1.27	3.30	2.48	4.18	12.03	6.70	65.05
BC	65-110	3.41	2.47	2.60	4.04	2.42	6.04	17.32	4.72	56.98
C	110-145	3.78	2.53	2.27	3.93	3.06	6.62	19.88	3.29	54.63
M.O.		4.42	3.43	2.04	5.06	2.44	6.4	16.05	4.54	55.61

Πίνακας 6: Ποσοστιαία κατανομή των κλασμάτων του φωσφόρου στην καλλιεργούμενη εδαφοτομή P4, με μέτρια διαθεσιμότητα P.

P5 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Ρητίνη-Pi	NaHCO ₃ -Pi	NaHCO ₃ -Po	NaOH-Pi	NaOH-Po	αρ.ΗCl-Pi	π.ΗCl-Pi	π.ΗCl-Po	H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ -Pi
Ap	0-15	2.46	2.84	4.47	3.07	9.66	4.99	13.75	14.68	44.09
Bt ₁	15-30	3.02	2.54	4.61	3.83	6.81	6.38	18.18	13.36	41.28
Bt ₂	30-50	1.24	1.44	3.42	1.43	8.78	5.01	20.73	6.67	51.28
Ck1	50-90	0.91	1.13	2.78	1.50	8.55	7.67	23.26	8.18	46.03
Ck2	90-120	1.33	0.92	4.14	1.19	6.54	24.77	13.58	14.40	33.14
M.O.		1.79	1.77	3.88	2.20	8.07	9.76	17.90	11.46	43.16

Πίνακας 7: Ποσοστιαία κατανομή των κλασμάτων του φωσφόρου στην καλλιεργούμενη εδαφοτομή P5, με μέτρια διαθεσιμότητα P.

P5 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Ρητίνη-Pi	NaHCO ₃ -Pi	NaHCO ₃ -Po	NaOH-Pi	NaOH-Po	αρ.HCl-Pi	π.HCl-Pi	π.HCl-Po	H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ -Pi
Ap	0-30	5.78	8.64	7.41	8.07	8.72	10.54	11.30	7.11	32.43
E	30-65	4.56	5.01	3.92	7.15	9.66	8.63	19.73	10.17	31.15
EB	65-80	2.59	3.73	1.77	3.65	11.03	5.89	21.46	11.16	38.70
Bt1	80-110	2.14	2.81	2.06	2.59	12.79	4.84	16.53	12.61	43.63
BC	110-140	3.57	3.89	0.44	3.57	9.87	5.96	20.78	14.40	37.50
M.O.		3.73	4.82	3.12	5.01	10.41	7.17	17.96	11.09	36.68

Πίνακας 8: Ποσοστιαία κατανομή των κλασμάτων του φωσφόρου στην καλλιεργούμενη εδαφοτομή P6, με μέτρια διαθεσιμότητα P.

P6 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Ρητίνη-Pi	NaHCO ₃ -Pi	NaHCO ₃ -Po	NaOH-Pi	NaOH-Po	αρ.HCl-Pi	π.HCl-Pi	π.HCl-Po	H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ -Pi
Ap	0-18	4.81	5.35	7.61	5.31	10.72	10.24	19.75	11.11	25.10
Bt1	18-43	4.17	4.93	1.82	2.32	10.17	4.36	19.21	8.83	44.19
Bt2	43-88	3.90	3.55	0.62	2.23	8.08	3.83	19.41	5.21	53.17
C	88-130+	3.83	2.72	0.37	1.34	4.50	3.12	23.48	7.75	52.90
M.O.		4.18	4.14	2.61	2.80	8.37	5.39	20.46	8.23	43.84

Πίνακας 9: Ποσοστιαία κατανομή των κλασμάτων του φωσφόρου στην καλλιεργούμενη εδαφοτομή P7, με χαμηλή διαθεσιμότητα P.

P7 Ορίζ.	Βάθος (cm)	Ρητίνη-Pi	NaHCO ₃ -Pi	NaHCO ₃ -Po	NaOH-Pi	NaOH-Po	αρ.HCl-Pi	π.HCl-Pi	π.HCl-Po	H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ -Pi
Ap	0-21	1.87	1.39	3.10	4.95	8.28	4.34	28.89	3.03	44.15
Bt	21-41	1.02	0.99	2.41	3.96	5.63	3.65	31.80	5.02	45.51
BC	41-53	1.00	0.82	2.20	3.85	4.49	5.80	30.23	3.95	47.66
C	53-92+	1.22	1.10	2.14	3.21	2.10	11.76	27.03	3.90	47.55
M.O.		1.28	1.08	2.46	3.99	5.13	6.39	29.49	3.98	46.22

Πίνακας 10: Ποσοστιαία κατανομή των κλασμάτων του φωσφόρου στην καλλιεργούμενη εδαφοτομή P8, με χαμηλή διαθεσιμότητα P.

P8 Οριζ.	Βάθος (cm)	Ρητίνη-Pi	NaHCO ₃ -Pi	NaHCO ₃ -Po	NaOH-Pi	NaOH-Po	αρ.HCl-Pi	π.HCl-Pi	π.HCl-Po	H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ -Pi
Ap	0-24	2.16	1.26	3.12	4.59	10.72	5.54	28.53	5.32	38.76
Bt	24-52	1.26	0.94	2.10	3.29	5.19	4.57	32.84	5.14	44.66
BC	52-63	1.22	1.07	2.16	3.81	1.65	6.38	33.24	5.56	44.92
C	63-98+	1.59	1.22	1.88	4.24	1.18	10.67	30.50	3.31	45.40
M.O.		1.56	1.12	2.32	3.98	4.69	6.79	31.28	4.83	43.44

Πίνακας 11: Ποσοστιαία κατανομή των κλασμάτων του φωσφόρου στην καλλιεργούμενη εδαφοτομή P9, με χαμηλή διαθεσιμότητα P.

P9 Οριζ.	Βάθος (cm)	Ρητίνη-Pi	NaHCO ₃ -Pi	NaHCO ₃ -Po	NaOH-Pi	NaOH-Po	αρ.HCl-Pi	π.HCl-Pi	π.HCl-Po	H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ -Pi
A	0-22	1.27	1.48	2.30	3.69	6.59	17.56	24.53	5.37	37.22
Bt1	22-50	1.19	1.12	1.25	5.17	2.71	10.34	29.65	5.87	42.70
Bt2	50-83	1.28	1.48	1.28	4.65	2.27	16.24	23.96	7.30	41.54
BC	83-111	1.88	1.81	0.84	5.64	2.37	18.98	22.12	5.42	40.93
C1	111-126	2.16	1.94	1.15	5.61	2.22	20.57	21.27	5.06	40.01
C2	126-158+	2.58	2.20	1.10	4.53	2.05	22.08	17.70	4.40	43.36
M.O.		1.73	1.67	1.32	4.88	3.04	17.63	23.21	5.57	40.96

Πίνακας 12: Ποσοστιαία κατανομή των κλασμάτων του φωσφόρου στην εδαφοτομή P10, με φυσική βλάστηση.

P10 Οριζ.	Βάθος (cm)	Ρητίνη-Pi	NaHCO ₃ -Pi	NaHCO ₃ -Po	NaOH-Pi	NaOH-Po	αρ.HCl-Pi	π.HCl-Pi	π.HCl-Po	H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ -Pi
A	0-18	1.83	1.55	2.88	10.72	8.36	5.14	22.55	2.60	44.37
BA	18-30	6.03	4.45	1.48	11.35	4.22	6.58	24.81	2.62	38.47
Bt	30-65	10.13	5.15	1.22	14.78	1.89	5.80	25.68	1.04	34.31
BC	65-88	10.45	5.33	0.95	16.74	1.11	5.73	25.68	0.99	33.03
C1	88-117	5.20	4.01	0.61	17.91	1.01	3.72	29.52	1.11	36.90
C2	117-150+	3.05	3.64	0.70	15.23	1.10	3.57	27.12	0.82	44.77
M.O.		6.12	4.02	1.31	14.46	2.95	5.09	25.89	1.53	38.64

Πίνακας 13: Ποσοστιαία κατανομή των κλασμάτων του φωσφόρου στην εδαφοτομή P11, με φυσική βλάστηση.

P11 Οριζ.	Βάθος (cm)	Ρητίνη-Pi	NaHCO ₃ -Pi	NaHCO ₃ -Po	NaOH-Pi	NaOH-Po	αρ.HCl-Pi	π.HCl-Pi	π.HCl-Po	H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ -Pi
A	0-24	4.26	2.45	3.95	5.66	13.66	2.28	27.27	4.70	35.77
BA	24-45	3.12	2.25	3.54	7.12	9.84	2.05	31.95	2.61	37.53
Bt	45-68	1.85	1.24	3.39	9.88	7.81	1.68	33.33	3.45	37.37
BC	68-82	1.96	1.33	1.39	9.57	5.26	1.83	37.11	2.02	39.52
C1	82-98	1.38	1.28	1.89	9.77	4.04	2.32	38.11	1.73	39.47
C2	98-119+	1.19	1.27	1.40	9.52	2.90	1.83	39.43	2.81	39.64
M.O.		2.29	1.64	2.59	8.59	7.25	2.00	34.53	2.89	38.22

Πίνακας 14: Ποσοστιαία κατανομή των κλασμάτων του φωσφόρου στην εδαφοτομή P12, με φυσική βλάστηση.

P12 Οριζ.	Βάθος (cm)	Ρητίνη-Pi	NaHCO ₃ -Pi	NaHCO ₃ -Po	NaOH-Pi	NaOH-Po	αρ.HCl-Pi	π.HCl-Pi	π.HCl-Po	H ₂ SO ₄ /H ₂ O ₂ -Pi
A	0-19	2.54	1.79	3.22	5.61	11.32	3.86	24.26	5.29	42.10
BA	19-41	1.62	1.42	2.70	4.50	9.73	3.38	28.44	4.06	44.14
Bt ₁	41-68	1.46	1.34	1.10	2.19	7.30	2.08	28.42	6.82	49.29
Bt ₂	68-104	1.53	1.30	1.06	2.93	5.41	5.69	27.54	8.28	46.26
BC	104-122	1.53	1.37	2.10	3.06	3.63	21.88	26.08	5.19	35.16
C1	122-142	1.64	1.44	1.71	2.89	4.13	27.59	23.87	2.26	34.47
C2	142-170+	1.69	1.21	0.37	2.59	4.67	28.23	22.62	1.91	36.71
M.O.		1.72	1.41	1.75	3.40	6.60	13.24	25.89	4.83	41.16

Πίνακας 15: Συγκρίσεις των σταθμισμένων μέσων τιμών των φυσικοχημικών ιδιοτήτων μεταξύ των εξεταζόμενων εδαφοτομών (P1, P2 και P3) με υψηλή διαθεσιμότητα P, με τη μέθοδο t-test.

	P1-P2	P2-P3	P1-P3
S	*	*	*
Si	*	*	
C	Μ.Σ.	*	*
Fe₂O_{3o}	*	Μ.Σ.	*
Al₂O_{3o}	*	Μ.Σ.	*
Fe₂O_{3d}	Μ.Σ.	Μ.Σ.	Μ.Σ.
Al₂O_{3d}	Μ.Σ.	Μ.Σ.	Μ.Σ.
Fe₂O_{3t}	*	Μ.Σ.	*
Al₂O_{3t}	*	Μ.Σ.	*

* :στατιστικά σημαντική διαφορά (p<0.01)

Μ.Σ : μη στατιστικά σημαντική διαφορά

Πίνακας 16: Συγκρίσεις των σταθμισμένων μέσων τιμών των φυσικοχημικών ιδιοτήτων μεταξύ των εξεταζόμενων εδαφοτομών (P4, P5 και P6) με μέτρια διαθεσιμότητα P, με τη μέθοδο t-test.

	P4-P5	P5-P6	P4-P6
S	*	*	*
Si	*	Μ.Σ	*
C	*	*	*
Fe₂O_{3o}	Μ.Σ	Μ.Σ.	Μ.Σ
Al₂O_{3o}	Μ.Σ	Μ.Σ.	Μ.Σ
Fe₂O_{3d}	*	Μ.Σ.	Μ.Σ
Al₂O_{3d}	Μ.Σ	*	Μ.Σ
Fe₂O_{3t}	Μ.Σ	Μ.Σ	Μ.Σ
Al₂O_{3t}	*	*	Μ.Σ

* :στατιστικά σημαντική διαφορά

Μ.Σ : μη στατιστικά σημαντική διαφορά.

Πίνακας 17: Συγκρίσεις των σταθμισμένων μέσων τιμών των φυσικοχημικών ιδιοτήτων μεταξύ των εξεταζόμενων εδαφοτομών (P7, P8 και P9) με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου, με τη μέθοδο t-test.

	P7-P8	P8-P9	P7-P9
S	M.Σ	M.Σ	M.Σ
Si	M.Σ	*	*
C	M.Σ	M.Σ	M.Σ
Fe₂O_{3o}	M.Σ	*	*
Al₂O_{3o}	M.Σ	M.Σ	M.Σ
Fe₂O_{3d}	M.Σ	*	*
Al₂O_{3d}	M.Σ	*	*
Fe₂O_{3t}	M.Σ	*	*
Al₂O_{3t}	M.Σ	*	*

* :στατιστικά σημαντική διαφορά p<0.01

M.Σ : μη στατιστικά σημαντική διαφορά.

Πίνακας 18: Συγκρίσεις των μέσων σταθμισμένων τιμών των φυσικοχημικών ιδιοτήτων μεταξύ των εξεταζόμενων εδαφοτομών (P10, P11 και P12) με φυσική βλάστηση. με τη μέθοδο t-test.

	P10-P11	P11-P12	P10-P12
S	M.Σ	*	*
Si	M.Σ	*	*
C	*	*	*
Fe₂O_{3o}	M.Σ	*	*
Al₂O_{3o}	M.Σ	*	*
Fe₂O_{3d}	M.Σ	*	*
Al₂O_{3d}	M.Σ	*	*
Fe₂O_{3t}	M.Σ	*	*
Al₂O_{3t}	M.Σ	*	*

* :στατιστικά σημαντική διαφορά (p<0.01)

M.Σ: μη στατιστικά σημαντική διαφορά

Πίνακας 19: Συσχετίσεις μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου στην καλλιεργούμενη εδαφοτομή P4, με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρο (N=5).

	Ρητίνη- Pi	NaHCO ₃ - Pi	NaHCO ₃ - Po	NaOH- Pi	NaOH- Po	αρ.ΗCl- Pi	π.ΗCl- Pi	π.ΗCl- -Po	H ₂ SO ₄ / H ₂ O ₂ -Pi
NaHCO ₃ -Pi	0.926								
NaHCO ₃ -Po	0.891	0.993							
NaOH- Pi	0.981	0.899	0.845						
NaOH- Po	0.025	0.380	0.473	-0.060					
αρ.ΗCl-Pi	-0.311	-0.205	-0.096	-0.490	0.498				
π.ΗCl- Pi	-0.718	-0.584	-0.484	-0.838	0.398	0.883			
π.ΗCl-Po	0.852	0.951	0.977	0.767	0.523	0.108	-0.321		
H ₂ SO ₄ / H ₂ O ₂ -Pi	-0.335	0.016	0.121	-0.422	0.930	0.644	0.676	0.198	
Pt	0.007	0.305	0.414	-0.131	0.946	0.737	0.569	0.528	0.912

$p < 0.05$ ($r \geq 0.878$), $p < 0.01$ ($r \geq 0.959$), $p < 0.001$ ($r \geq 0.991$)

Πίνακας 20: Συσχετίσεις μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου στην καλλιεργούμενη εδαφοτομή P9, με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (N=6).

	Ρητίνη- Pi	NaHCO ₃ - Pi	NaHCO ₃ - Po	NaOH- Pi	NaOH- Po	αρ.ΗCl- Pi	π.ΗCl- Pi	π.ΗCl- -Po	H ₂ SO ₄ / H ₂ O ₂ -Pi
NaHCO ₃ -Pi	0.937								
NaHCO ₃ -Po	-0.593	-0.440							
NaOH- Pi	0.146	0.028	-0.803						
NaOH- Po	-0.549	-0.405	0.946	-0.752					
αρ.ΗCl-Pi	0.782	0.945	-0.181	-0.133	-0.146				
π.ΗCl- Pi	-0.745	-0.680	0.020	0.465	-0.054	-0.609			
π.ΗCl-Po	-0.244	-0.153	-0.045	0.479	-0.212	-0.069	0.662		
H ₂ SO ₄ / H ₂ O ₂ -Pi	-0.130	-0.202	-0.486	0.403	-0.648	-0.373	0.485	0.196	
Pt	-0.162	0.046	-0.174	0.423	-0.312	0.148	0.665	0.802	0.425

$p < 0.05$ ($r \geq 0.811$), $p < 0.01$ ($r \geq 0.917$), $p < 0.001$ ($r \geq 0.974$)

Πίνακας 21α: Ποσοστιαία κατανομή του εκχυλιζόμενου φωσφόρου με το όξινο οξαλικό αμμώνιο (P_{ox}) στα καλλιεργούμενα εδάφη.

Καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου								
P1 Ορίζ.	Βάθος (cm)	P _{ox} (%)	P2 Ορίζ.	Βάθος (cm)	P _{ox} (%)	P3 Ορίζ.	Βάθος (cm)	P _{ox} (%)
Ap	0-25	34.88	Ap	0-20	26.90	Ap	0-26	14.65
Bt	25-36	27.09	AB	20-34	13.06	Bt	26-65	3.05
BC	36-59	16.84	Bt1	34-71	5.37	BC	65-110	4.74
C1	59-79	16.21	Bt2	71-114	3.80	C	110-145	5.16
C2	79-110	13.06	BC	114-150	2.24			

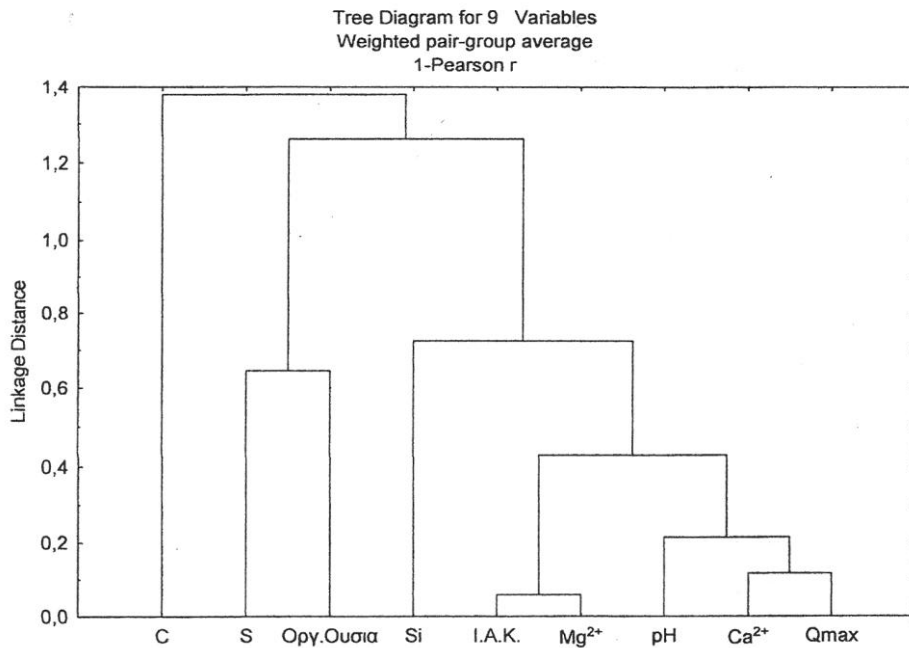
Καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου								
P4 Ορίζ.	Βάθος (cm)	P _{ox} (%)	P5 Ορίζ.	Βάθος (cm)	P _{ox} (%)	P6 Ορίζ.	Βάθος (cm)	P _{ox} (%)
Ap	0-15	6.68	Ap	0-30	10.26	Ap	0-18	9.54
Bt1	15-30	5.50	E	30-65	6.38	Bt1	18-43	5.93
Bt2	30-50	2.00	EB	65-80	2.92	Bt2	43-88	2.78
Ck1	50-90	0.63	Bt1	80-110	2.28	C	88-130+	2.09
Ck2	90-120	0.50	BC	110-140	2.18			

Καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου								
P7 Ορίζ.	Βάθος (cm)	P _{ox} (%)	P8 Ορίζ.	Βάθος (cm)	P _{ox} (%)	P9 Ορίζ.	Βάθος (cm)	P _{ox} (%)
Ap	0-24	14.38	Ap	0-21	13.19	Ap	0-22	5.53
Bt	24-52	11.88	Bt	21-41	10.47	BA	22-50	3.77
BC	52-63	11.03	BC	41-53	10.85	Bt	50-83	3.58
C	63-98+	9.78	C	53-92+	10.39	BC	83-111	4.22
						C1	111-126	4.89
						C2	126-158+	4.89

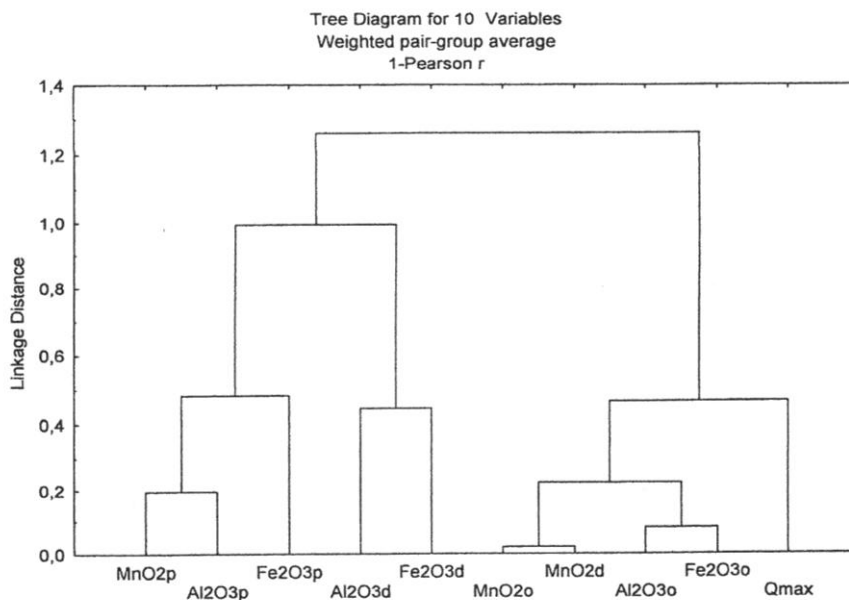
Πίνακας 21β: Ποσοστιαία κατανομή του εκχυλιζόμενου φωσφόρου με το όξινο οξαλικό αμμώνιο (P_{ox}) στα υπό μελέτη εδάφη με φυσική βλάστηση.

P10 Ορίζ.	Βάθος (cm)	P_{ox} (%)	P11 Ορίζ.	Βάθος (cm)	P_{ox} (%)	P12 Ορίζ.	Βάθος (cm)	P_{ox} (%)
A	0-18	8.61	A	0-24	7.62	A	0-19	5.50
BA	18-30	10.56	Bt1	24-45	7.05	BA	19-41	3.96
Bt	30-65	11.15	Bt2	45-68	6.03	Bt1	41-68	2.58
BC	65-88	12.45	BC	68-82	4.79	Bt2	68-104	2.90
C1	88-117	14.56	C1	82-98	4.56	BC	104-122	3.99
C2	117-150+	12.01	C2	98-119+	4.12	C1	122-142	3.25
						C2	142-170+	2.52

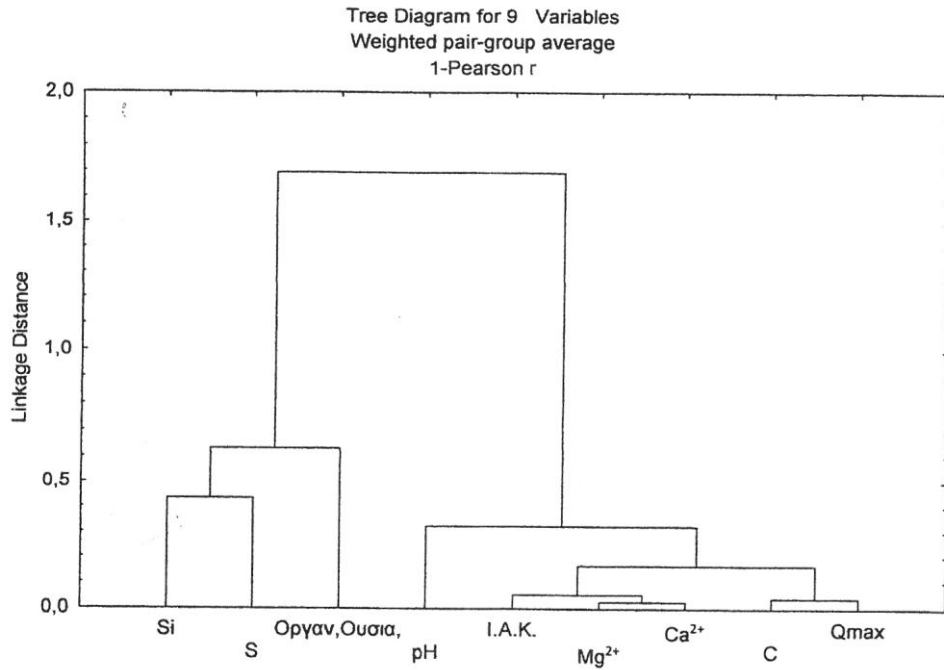
Παράρτημα Σχημάτων



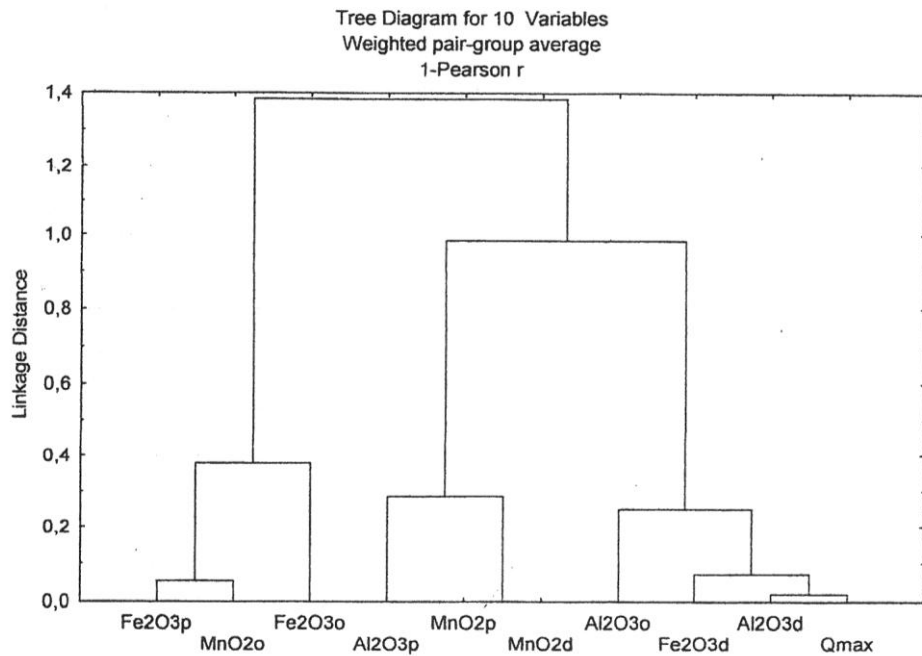
Σχήμα 1: Δενδοδιάγραμμα ταξινομικής ανάλυσης της μέγιστης προσρόφησης P (Q_{max}) με τις εδαφικές ιδιότητες στα εξεταζόμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P (N=14).



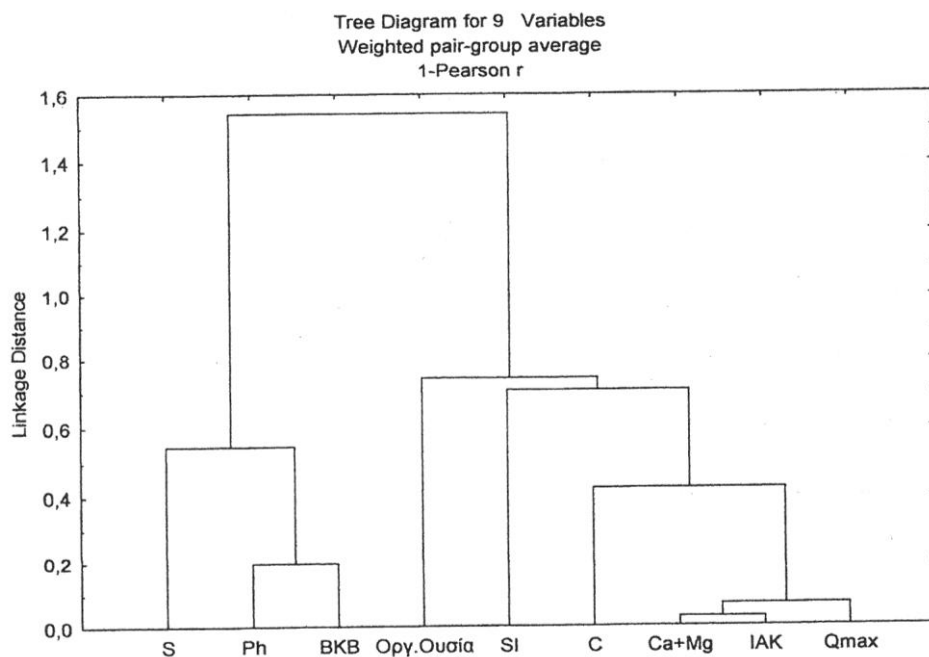
Σχήμα 2: Δενδοδιάγραμμα ταξινομικής ανάλυσης της μέγιστης προσρόφησης P (Q_{max}) με τα οξείδια Fe, Al, Mn στα εξεταζόμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P (N=14).



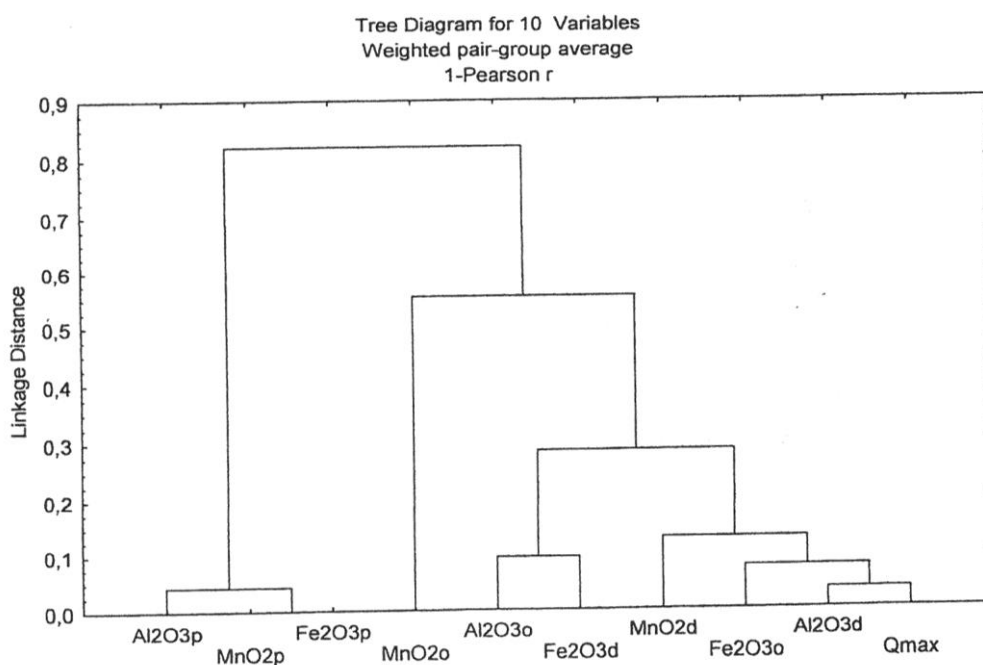
Σχήμα 3: Δενδοδιάγραμμα ταξινομικής ανάλυσης της μέγιστης προσρόφησης P (Qmax) με τις εδαφικές ιδιότητες στα εξεταζόμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα P (P5-P6, N=9).



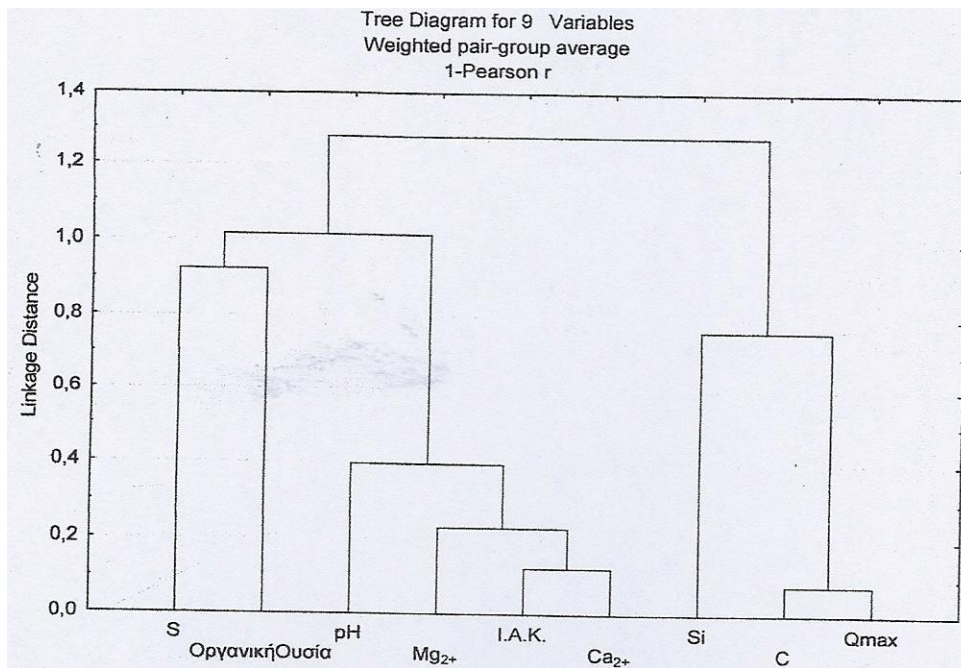
Σχήμα 4: Δενδοδιάγραμμα ταξινομικής ανάλυσης της μέγιστης προσρόφησης P (Qmax) με τα οξείδια Fe, Al, Mn στα εξεταζόμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα P (P5-P6, N=9).



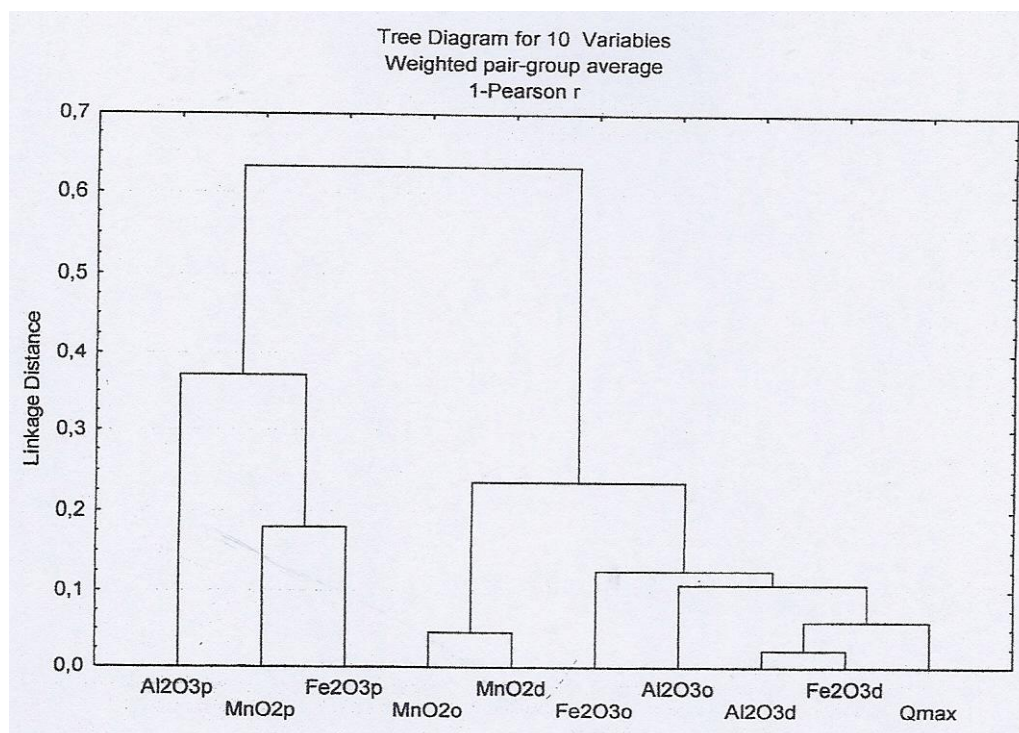
Σχήμα 5: Δενδοδιάγραμμα ταξινομικής ανάλυσης της μέγιστης προσρόφησης P (Qmax) με τις εδαφικές ιδιότητες στα εξεταζόμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P (N=14).



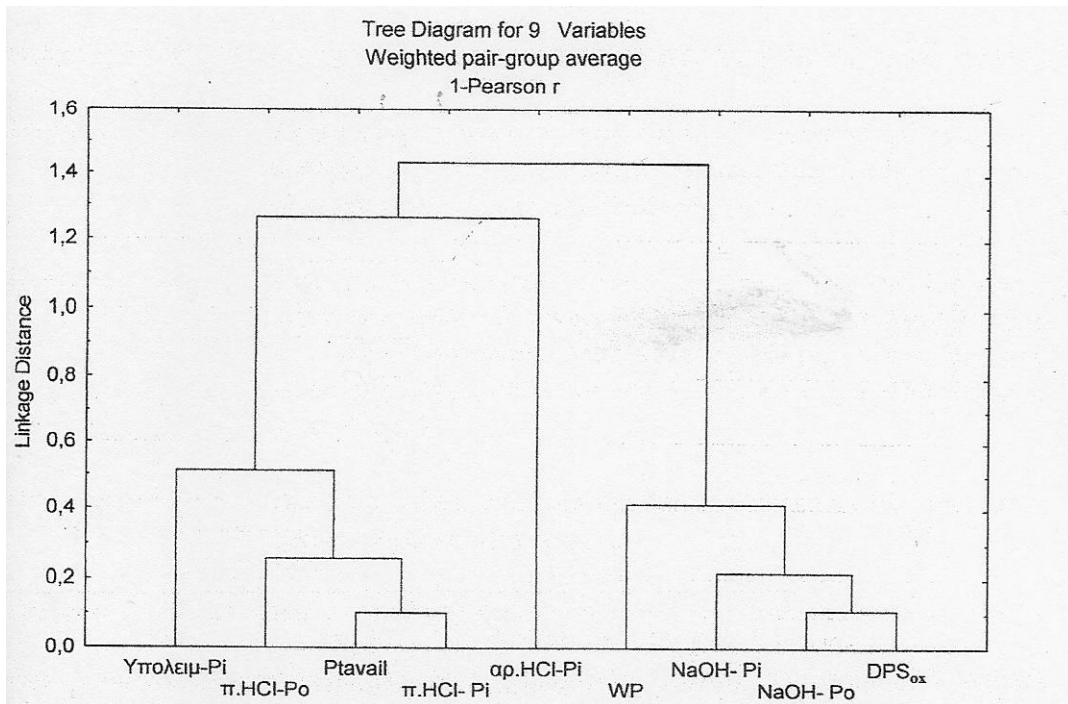
Σχήμα 6: Δενδοδιάγραμμα ταξινομικής ανάλυσης της μέγιστης προσρόφησης P (Qmax) με τα οξείδια Fe, Al, Mn στα εξεταζόμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P (N=14).



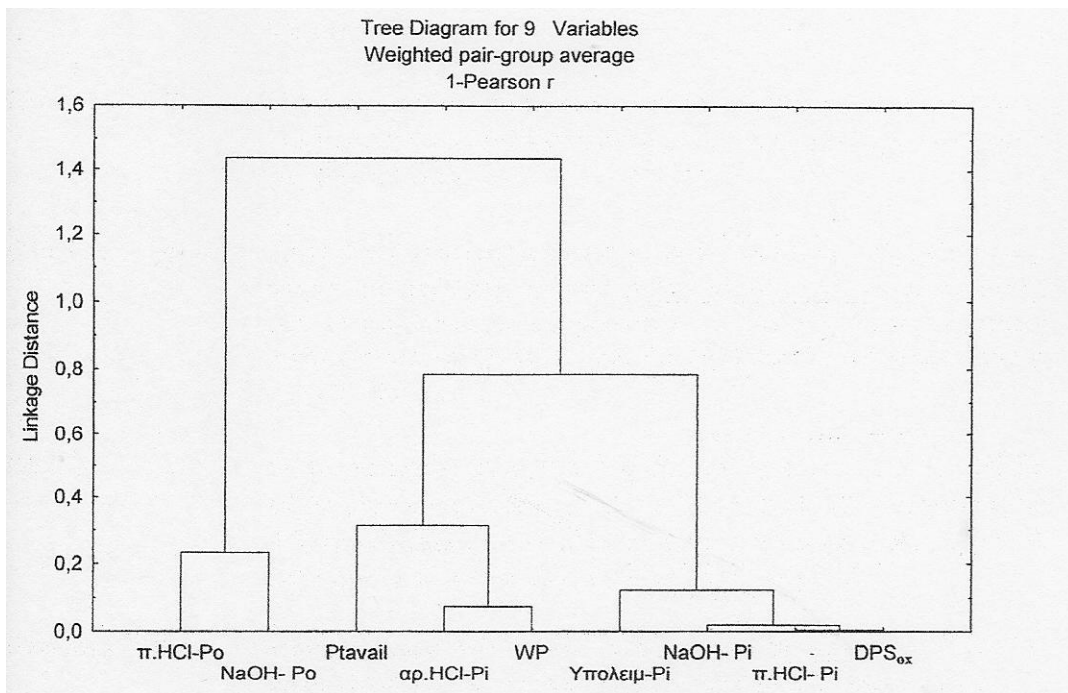
Σχήμα 7: Δενδοδιάγραμμα ταξινομικής ανάλυσης της μέγιστης προσρόφησης P (Q_{max}) με τις εδαφικές ιδιότητες στα εξεταζόμενα εδάφη με φυσική βλάστηση (N=19).



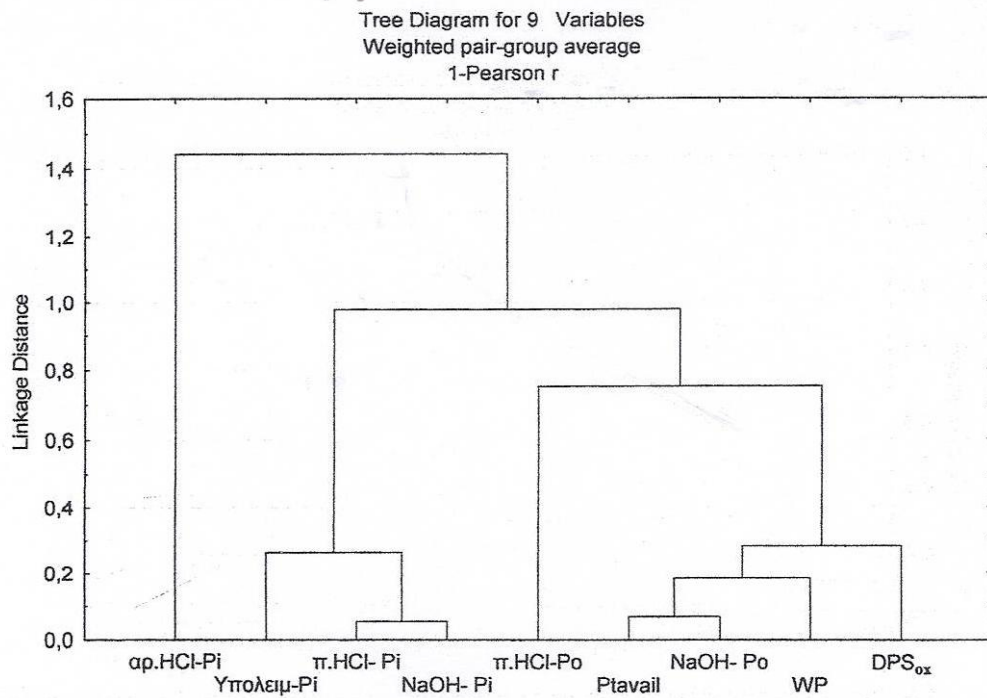
Σχήμα 8: Δενδοδιάγραμμα ταξινομικής ανάλυσης της μέγιστης προσρόφησης P (Q_{max}) με τα οξείδια Fe, Al, Mn στα εξεταζόμενα εδάφη με φυσική βλάστηση (N=19).



Σχήμα 9: Δενδοδιάγραμμα ταξινομικής ανάλυσης των περιβαλλοντικών παραμέτρων (DPSox και WP) με τα κλάσματα του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P (P7- P8, N=9).



Σχήμα 10: Δενδοδιάγραμμα ταξινομικής ανάλυσης των περιβαλλοντικών παραμέτρων (DPSox και WP) με τα κλάσματα του φωσφόρου, στις εδαφοτομές P10 με ατελή αποστράγγιση και φυσική βλάστηση (N=6).



Σχήμα 11: Δενδοδιάγραμμα ταξινομικής ανάλυσης των περιβαλλοντικών παραμέτρων (DPS_{ox} και WP) με τα κλάσματα του φωσφόρου, στις εδαφοτομές P11 και P12 με μέτρια αποστράγγιση και φυσική βλάστηση (N=13).

Κατάλογος Πινάκων

Πίνακας 1:	Κοινές ανόργανες φωσφορικές ενώσεις (Brady and Weil, 2008).	5
Πίνακας 2:	Βιογεωχημική σημασία των διαφόρων μορφών του εδαφικού φωσφόρου, που εξάγονται κατά τη διαδικασία της κλασμάτωσης (Cross και Schlesinger, 1995).	8
Πίνακας 3:	Τιμές της θερμοκρασίας (μέσης, μέσης και απόλυτης ελάχιστης, μέσης και απόλυτης μέγιστης), του μέσου ύψους βροχόπτωσης, της μέσης κατανομής βροχόπτωσης και της μέσης σχετικής υγρασίας για τη χρονική περίοδο 1955-2008 στο νομό Ηρακλείου (E.M.Y, 2012).	18
Πίνακας 4:	Τιμές του λόγου της μέσης διάρκειας ημέρας κάθε μήνα προς ημέρα διάρκειας 12 ωρών (L_d).	20
Πίνακας 5:	Τιμές της μέσης βροχόπτωσης (P), της εξατμισοδιαπνοής (PET), της αποθήκευσης νερού (R), του αναγκαίου προς χρήση νερού (U), του ελλείμματος νερού (D) και του πλεονάσματος νερού (S) ανά μήνα, για την περιοχή μελέτης στο νομό Ηρακλείου.	21
Πίνακας 6:	Υγρομετρικός χαρακτήρας του κλίματος κατά De Martonne (De Martonne, 1926).	23
Πίνακας 7:	Μηνιαία, ετήσια τιμή του δείκτη ξηρότητας (Ia) και τύποι κλίματος στην εξεταζόμενη περιοχή μελέτης στο νομό Ηρακλείου της νήσου Κρήτης.	23
Πίνακας 8:	Τιμές της θερμοκρασίας (μέσης, μέσης και απόλυτης ελάχιστης, μέσης και απόλυτης μέγιστης) του μέσου ύψους βροχόπτωσης, της μέσης κατανομής βροχόπτωσης και της μέσης σχετικής υγρασίας για τη χρονική περίοδο 1975-2008, στο νομό Ξάνθης (E.M.Y., 2012).	24
Πίνακας 9:	Τιμές της μέσης βροχόπτωσης (P), της εξατμισοδιαπνοής (PET), της αποθήκευσης νερού (R), του αναγκαίου προς χρήση νερού (U), του ελλείμματος νερού (D) και του πλεονάσματος νερού (S) ανά μήνα, για την υπό μελέτη περιοχή στο νομό Ξάνθης.	25
Πίνακας 10:	Μηνιαία, ετήσια τιμή του δείκτη ξηρότητας (Ia) και τύποι κλίματος για την υπό μελέτη περιοχή στο νομό Ξάνθης.	26
Πίνακας 11:	Τιμές της θερμοκρασίας (μέσης, μέσης και απόλυτης ελάχιστης, μέσης και απόλυτης μέγιστης), του μέσου ύψους βροχόπτωσης, της μέσης κατανομής βροχόπτωσης και της μέσης σχετικής υγρασίας για τη χρονική περίοδο 1963-2003, στην εξεταζόμενη περιοχή μελέτης στο νομό Κιλκίς (E.M.Y, 2012).	27

Πίνακας 12:	Τιμές της μέσης βροχόπτωσης (P), της εξατμισοδιαπνοής (PET), της αποθήκευσης νερού (R), του αναγκαίου προς χρήση νερού (U), του ελλείμματος νερού (D) και του πλεονάσματος νερού (S) ανά μήνα, για την περιοχή μελέτης στο νομό Κιλκίς.	28
Πίνακας 13:	Μηνιαία, ετήσια τιμή του δείκτη ξηρότητας και τύποι κλίματος για την υπό μελέτη περιοχή του νομού Κιλκίς.	29
Πίνακας 14:	Κατηγορίες και περιοχές μελέτης των εξεταζόμενων εδαφών.	37
Πίνακας 15:	Μορφολογικά χαρακτηριστικά και μηχανική σύσταση της εδαφοτομής P1	46
Πίνακας 16:	Χημικές ιδιότητες της εδαφοτομής P1.	46
Πίνακας 17:	Κατανομή των οξειδίων του σιδήρου της εδαφοτομής P1.	47
Πίνακας 18:	Κατανομή των οξειδίων του αργιλίου της εδαφοτομής P1.	47
Πίνακας 19:	Κατανομή των οξειδίων του μαγγανίου της εδαφοτομής P1.	47
Πίνακας 20:	Μορφολογικά χαρακτηριστικά και μηχανική σύσταση της εδαφοτομής P2.	49
Πίνακας 21:	Χημικές ιδιότητες της εδαφοτομής P2	49
Πίνακας 22:	Κατανομή των οξειδίων του σιδήρου της εδαφοτομής P2.	50
Πίνακας 23:	Κατανομή των οξειδίων του αργιλίου της εδαφοτομής P2.	50
Πίνακας 24:	Κατανομή των οξειδίων του μαγγανίου της εδαφοτομής P2.	50
Πίνακας 25:	Μορφολογικά χαρακτηριστικά και μηχανική σύσταση της εδαφοτομής P3.	52
Πίνακας 26:	Χημικές ιδιότητες της εδαφοτομής P3.	52
Πίνακας 27:	Κατανομή των οξειδίων του σιδήρου της εδαφοτομής P3.	53
Πίνακας 28:	Κατανομή των οξειδίων του αργιλίου της εδαφοτομής P3.	53
Πίνακας 29:	Κατανομή των οξειδίων του μαγγανίου της εδαφοτομής P3.	53
Πίνακας 30:	Μορφολογικά χαρακτηριστικά και μηχανική σύσταση της εδαφοτομής P4.	55
Πίνακας 31:	Χημικές ιδιότητες της εδαφοτομής P4.	55

Πίνακας 32:	Κατανομή των οξειδίων του σιδήρου της εδαφοτομής P4.	56
Πίνακας 33:	Κατανομή των οξειδίων του αργιλίου της εδαφοτομής P4.	56
Πίνακας 34:	Κατανομή των οξειδίων του μαγγανίου της εδαφοτομής P4.	56
Πίνακας 35:	Μορφολογικά χαρακτηριστικά και μηχανική σύσταση της εδαφοτομής P5.	58
Πίνακας 36:	Χημικές ιδιότητες της εδαφοτομής P5.	58
Πίνακας 37:	Κατανομή των οξειδίων του σιδήρου της εδαφοτομής P5.	59
Πίνακας 38:	Κατανομή των οξειδίων του αργιλίου της εδαφοτομής P5.	59
Πίνακας 39:	Κατανομή των οξειδίων του μαγγανίου της εδαφοτομής P5.	59
Πίνακας 40:	Μορφολογικά χαρακτηριστικά και μηχανική σύσταση της εδαφοτομής P6.	61
Πίνακας 41:	Χημικές ιδιότητες της εδαφοτομής P6.	61
Πίνακας 42:	Κατανομή των οξειδίων του σιδήρου της εδαφοτομής P6.	62
Πίνακας 43:	Κατανομή των οξειδίων του αργιλίου της εδαφοτομής P6.	62
Πίνακας 44:	Κατανομή των οξειδίων του μαγγανίου της εδαφοτομής P6.	62
Πίνακας 45:	Μορφολογικά χαρακτηριστικά και μηχανική σύσταση της εδαφοτομής P7.	64
Πίνακας 46:	Χημικές ιδιότητες της εδαφοτομής P7.	64
Πίνακας 47:	Κατανομή των οξειδίων του σιδήρου της εδαφοτομής P7.	65
Πίνακας 48:	Κατανομή των οξειδίων του αργιλίου της εδαφοτομής P7.	65
Πίνακας 49:	Κατανομή των οξειδίων του μαγγανίου της εδαφοτομής P7.	65
Πίνακας 50:	Μορφολογικά χαρακτηριστικά και μηχανική σύσταση της εδαφοτομής P8.	67
Πίνακας 51:	Χημικές ιδιότητες της εδαφοτομής P8.	67
Πίνακας 52:	Κατανομή των οξειδίων του σιδήρου της εδαφοτομής P8.	68
Πίνακας 53:	Κατανομή των οξειδίων του αργιλίου της εδαφοτομής P8.	68

Πίνακας 54:	Κατανομή των οξειδίων του μαγγανίου της εδαφοτομής P8.	68
Πίνακας 55:	Μορφολογικά χαρακτηριστικά και μηχανική σύσταση της εδαφοτομής P9.	71
Πίνακας 56:	Χημικές ιδιότητες της εδαφοτομής P9.	71
Πίνακας 57:	Κατανομή των οξειδίων του σιδήρου της εδαφοτομής P9.	72
Πίνακας 58:	Κατανομή των οξειδίων του αργιλίου της εδαφοτομής P9.	72
Πίνακας 59:	Κατανομή των οξειδίων του μαγγανίου της εδαφοτομής P9.	72
Πίνακας 60:	Μορφολογικά χαρακτηριστικά και μηχανική σύσταση της εδαφοτομής P10.	75
Πίνακας 61:	Χημικές ιδιότητες της εδαφοτομής P10.	75
Πίνακας 62:	Κατανομή των οξειδίων του σιδήρου της εδαφοτομής P10.	76
Πίνακας 63:	Κατανομή των οξειδίων του αργιλίου της εδαφοτομής P10.	76
Πίνακας 64:	Κατανομή των οξειδίων του μαγγανίου της εδαφοτομής P10.	76
Πίνακας 65:	Μορφολογικά χαρακτηριστικά και μηχανική σύσταση της εδαφοτομής P11.	78
Πίνακας 66:	Χημικές ιδιότητες της εδαφοτομής P11.	78
Πίνακας 67:	Κατανομή των οξειδίων του σιδήρου της εδαφοτομής P11.	79
Πίνακας 68:	Κατανομή των οξειδίων του αργιλίου της εδαφοτομής P11.	79
Πίνακας 69:	Κατανομή των οξειδίων του μαγγανίου της εδαφοτομής P11.	79
Πίνακας 70:	Μορφολογικά χαρακτηριστικά και μηχανική σύσταση της εδαφοτομής P12.	82
Πίνακας 71:	Χημικές ιδιότητες της εδαφοτομής P12.	82
Πίνακας 72:	Κατανομή των οξειδίων του σιδήρου της εδαφοτομής P12.	83
Πίνακας 73:	Κατανομή των οξειδίων του αργιλίου της εδαφοτομής P12.	83
Πίνακας 74:	Κατανομή των οξειδίων του μαγγανίου της εδαφοτομής P12.	83

Πίνακας 75:	Σταθμισμένες μέσες τιμές των μηχανικών κλασμάτων στα καλλιεργούμενα και με φυσική βλάστηση εδάφη.	84
Πίνακας 76:	Σταθμισμένη μέση τιμή του pH στα καλλιεργούμενα και με φυσική βλάστηση εδάφη.	85
Πίνακας 77:	Συσχετίσεις μεταξύ της I.A.K. και της αργίλου, στα εξεταζόμενα εδάφη, ομαδοποιημένα ανά μητρικό πέτρωμα.	86
Πίνακας 78:	Σταθμισμένες μέσες τιμές των διαφόρων μορφών των οξειδίων του σιδήρου, αργιλίου και του μαγγανίου, στα υπό μελέτη εδάφη.	87
Πίνακας 79:	Σταθμισμένες μέσες τιμές του λόγου του ενεργού σιδήρου (Fe_2O_{3o} / Fe_2O_{3d}) και του λόγου Fe_2O_{3d} / Fe_2O_{3t} στα καλλιεργούμενα και με φυσική βλάστηση εδάφη.	90
Πίνακας 80:	Στατιστικά σημαντικές συσχετίσεις μεταξύ του pH_{NaF} και των εδαφικών συστατικών στα εξεταζόμενα εδάφη με ισχυρή όξινη έως ουδέτερη αντίδραση ($N=49$)($p<0.05$).	91
Πίνακας 81α:	Συγκεντρώσεις του προσδιοριζόμενου ολικού φωσφόρου (mg/kg) με τη μέθοδο της υγρής οξείδωσης (aqua regia) και της διαδοχικής κλασμάτωσης του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή και μέτρια διαθεσιμότητα P.	93
Πίνακας 81β:	Συγκεντρώσεις του προσδιοριζόμενου ολικού φωσφόρου (mg/kg) με τη μέθοδο της υγρής οξείδωσης (aqua regia) και της διαδοχικής κλασμάτωσης του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P.	94
Πίνακας 82:	Συγκεντρώσεις του προσδιοριζόμενου ολικού φωσφόρου (mg/kg) με τη μέθοδο της υγρής οξείδωσης (aqua regia) και της διαδοχικής κλασμάτωσης του φωσφόρου, στα εδάφη με φυσική βλάστηση.	94
Πίνακας 83:	Συγκεντρώσεις των διαφόρων κλασμάτων του φωσφόρου στα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P (mg/kg).	97
Πίνακας 84:	Σταθμισμένες μέσες τιμές (mg/kg) των ανόργανων (Pi) και οργανικών (Po) κλασμάτων στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P.	104
Πίνακας 85:	Συγκρίσεις των σταθμισμένων μέσων τιμών των κλασμάτων του φωσφόρου μεταξύ των εξεταζόμενων εδαφοτομών (P1, P2 και P3) με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου, σύμφωνα με τη μέθοδο t-test	106
Πίνακας 86:	Συγκεντρώσεις των διαφόρων κλασμάτων του φωσφόρου στα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου (mg/kg).	108
Πίνακας 87:	Συγκεντρώσεις των διαφόρων κλασμάτων του φωσφόρου στα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P (mg/kg).	109

Πίνακας 88:	Συγκρίσεις των σταθμισμένων μέσων τιμών των κλασμάτων του P μεταξύ των εξεταζομένων εδαφοτομών (P7, P8 και P9) με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου σύμφωνα με τη μέθοδο t-test.	123
Πίνακας 89:	Σταθμισμένες μέσες τιμές των κλασμάτων του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου.	123
Πίνακας 90:	Συγκρίσεις των σταθμισμένων μέσων τιμών των κλασμάτων του φωσφόρου μεταξύ των εξεταζομένων εδαφοτομών (P4, P5 και P6) με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου σύμφωνα με τη μέθοδο t-test.	126
Πίνακας 91:	Σταθμισμένες μέσες τιμές των κλασμάτων του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου.	126
Πίνακας 92:	Συγκεντρώσεις των διαφόρων κλασμάτων του φωσφόρου στα εδάφη με φυσική βλάστηση (mg/kg).	127
Πίνακας 92:	Συγκεντρώσεις των διαφόρων κλασμάτων του φωσφόρου στα εδάφη με φυσική βλάστηση (mg/kg) (συνέχεια).	128
Πίνακας 93:	Συγκρίσεις των σταθμισμένων μέσων τιμών των κλασμάτων του φωσφόρου μεταξύ των εξεταζομένων εδαφοτομών (P10, P11 και P12) με φυσική βλάστηση, σύμφωνα με τη μέθοδο t-test.	129
Πίνακας 94:	Σταθμισμένες μέσες τιμές των κλασμάτων του φωσφόρου στα εδάφη με φυσική βλάστηση.	131
Πίνακας 95:	Συσχετίσεις μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου και των εδαφικών ιδιοτήτων στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (N=14).	141
Πίνακας 96:	Συσχετίσεις μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου και των εδαφικών ιδιοτήτων στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου (P5 και P6, N=9).	144
Πίνακας 97:	Συσχετίσεις μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου και των εδαφικών ιδιοτήτων στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (P7 και P8, N=8).	145
Πίνακας 98:	Πολλαπλή γραμμική παλινδρόμηση των κλασμάτων του φωσφόρου με τις εδαφικές ιδιότητες για το σύνολο των εξεταζομένων καλλιεργούμενων εδαφών (N=42).	148
Πίνακας 99:	Συσχετίσεις μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (N=14).	152

Πίνακας 100:	Συσχετίσεις μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου (P5 και P6, N=9).	155
Πίνακας 101:	Συσχετίσεις μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (P7 και P8, N=8).	156
Πίνακας 102α:	Συσχετίσεις μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου στην εδαφοτομή P10, με φυσική βλάστηση και ατελή αποστράγγιση (N=6).	160
Πίνακας 102β:	Συσχετίσεις μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου στις εδαφοτομές με φυσική βλάστηση και μέτρια αποστράγγιση (P11 και P12, N=13).	162
Πίνακας 103:	Συντελεστής (R^2) προσαρμογής των πειραματικών δεδομένων προσρόφησης στις ευθύγραμμες εξισώσεις των εμπειρικών μοντέλων Langmuir και Freundlich και οι παράμετροί τους, στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου.	164
Πίνακας 103:	Συντελεστής (R^2) προσαρμογής των πειραματικών δεδομένων προσρόφησης στις ευθύγραμμες εξισώσεις των εμπειρικών μοντέλων Langmuir και, Freundlich και οι παράμετροί τους, στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (συνέχεια).	165
Πίνακας 104:	Συσχετίσεις μεταξύ των εδαφικών ιδιοτήτων και των παραμέτρων του εμπειρικού μοντέλου Langmuir, στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (N=14).	167
Πίνακας 105:	Συντελεστής (R^2) προσαρμογής των πειραματικών δεδομένων προσρόφησης στις ευθύγραμμες εξισώσεις των εμπειρικών μοντέλων Langmuir και Freundlich και οι παράμετροί τους στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου.	168
Πίνακας 106:	Συντελεστής (R^2) προσαρμογής των πειραματικών δεδομένων προσρόφησης, στις ευθύγραμμες εξισώσεις των εμπειρικών μοντέλων Langmuir και, Freundlich και οι παράμετροί τους στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου.	169
Πίνακας 107:	Συγκρίσεις των παραμέτρων προσρόφησης του μοντέλου Langmuir μεταξύ των εξεταζόμενων εδαφοτομών (P7, P8, P9) με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου κατά την καλλιεργητική περίοδο, σύμφωνα με τη μέθοδο t-test.	173

Πίνακας 108:	Συγκρίσεις των παραμέτρων προσρόφησης του μοντέλου Langmuir μεταξύ των εξεταζόμενων εδαφοτομών (P4, P5 P6) με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου κατά την καλλιεργητική περίοδο, σύμφωνα με τη μέθοδο t-test.	173
Πίνακας 109:	Συσχετίσεις μεταξύ των παραμέτρων προσρόφησης P και των εδαφικών ιδιοτήτων στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα P (Εκτός P4) (N=9).	174
Πίνακας 110:	Συσχετίσεις μεταξύ των παραμέτρων προσρόφησης και των εδαφικών ιδιοτήτων στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P (N=14).	174
Πίνακας 111:	Πολλαπλή γραμμική παλινδρόμηση των παραμέτρων προσρόφησης P του εμπειρικού μοντέλου Langmuir και των εδαφικών συστατικών για το σύνολο των εξεταζόμενων καλλιεργούμενων εδαφών (N=42) ($p < 0.01$).	176
Πίνακας 112:	Συντελεστής (R^2) προσαρμογής των πειραματικών δεδομένων προσρόφησης στις ευθύγραμμες εξισώσεις των εμπειρικών μοντέλων Langmuir και Freundlich και οι παράμετροί τους, στα εδάφη με φυσική βλάστηση.	178
Πίνακας 113:	Συντελεστής συσχέτισης μεταξύ των παραμέτρων προσρόφησης, και των εδαφικών ιδιοτήτων στα εξεταζόμενα εδάφη με φυσική βλάστηση (N=19).	181
Πίνακας 114:	Πολλαπλή γραμμική παλινδρόμηση των παραμέτρων προσρόφησης φωσφόρου με τα εδαφικά συστατικά για το σύνολο των εξεταζόμενων εδαφών με φυσική βλάστηση (N=19).	181
Πίνακας 115:	Συγκρίσεις των σταθμισμένων μέσω τιμών των παραμέτρων προσρόφησης του φωσφόρου μεταξύ των εξεταζόμενων εδαφοτομών (P10, P11 και P12) με φυσική βλάστηση σύμφωνα με τη μέθοδο t-test.	182
Πίνακας 116:	Συσχετίσεις μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου και των παραμέτρων προσρόφησης P στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (N=14).	183
Πίνακας 117:	Συσχετίσεις μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου και των παραμέτρων προσρόφησης στις καλλιεργούμενες εδαφοτομές P5-P6 με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου (N=9).	184
Πίνακας 118:	Συσχετίσεις μεταξύ των παραμέτρων προσρόφησης P και των κλασμάτων του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P (Εκτός P9) (N=8).	185
Πίνακας 119:	Πολλαπλή γραμμική παλινδρόμηση των κλασμάτων του φωσφόρου με τις εδαφικές ιδιότητες για το σύνολο των	185

καλλιεργούμενων εδαφών (N=42).

Πίνακας 120α:	Συσχετίσεις μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου και των παραμέτρων προσρόφησης στα εξεταζόμενη εδαφοτομή P10 με φυσική βλάστηση (N=6).	187
Πίνακας 120β:	Συσχετίσεις μεταξύ των κλασμάτων του φωσφόρου και των παραμέτρων προσρόφησης στις εξεταζόμενες εδαφοτομές P11 και P12 με φυσική βλάστηση και μέτρια αποστράγγιση (N=13).	187
Πίνακας 121:	Τιμές της μέγιστης προσρόφησης (Q_{max}) και του δείκτη προσρόφησης P (PSI) στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή και μέτρια διαθεσιμότητα P.	189
Πίνακας 122:	Τιμές της μέγιστης προσρόφησης (Q_{max}) και του δείκτη προσρόφησης P (PSI) στα εδάφη με φυσική βλάστηση.	190
Πίνακας 123:	Τιμές των παραμέτρων P_{ox} , DPS_{ox} , WP και EPC_o στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου.	194
Πίνακας 124:	Συσχετίσεις μεταξύ του P_{ox} και των διαφόρων κλασμάτων του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (N=14).	195
Πίνακας 125:	Τιμές των παραμέτρων P_{ox} , WP και EPC_o , στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου.	199
Πίνακας 126:	Τιμές των παραμέτρων P_{ox} , DPS_{ox} , WP και EPC_o στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου.	200
Πίνακας 127:	Σταθμισμένες μέσες τιμές του διαθέσιμου P ($P_{t-avail}$) και του εκχυλιζόμενου φωσφόρου, σιδήρου, αργιλίου με το όξινο οξαλικό αμμώνιο στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια και χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου.	201
Πίνακας 128α:	Συσχετίσεις μεταξύ του P_{ox} και των διαφόρων κλασμάτων του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου (P5-P6, N=9).	201
Πίνακας 128β:	Συσχετίσεις μεταξύ του P_{ox} και των διαφόρων κλασμάτων του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (P7-P8, N=8).	202
Πίνακας 129:	Τιμές των παραμέτρων P_{ox} , DPS_{ox} , WP και EPC_o στα εδάφη με φυσική βλάστηση.	205
Πίνακας 130:	Σταθμισμένες μέσες τιμές του εκχυλιζόμενου φωσφόρου, σιδήρου, αργιλίου με το όξινο οξαλικό αμμώνιο στα εδάφη με φυσική βλάστηση.	206

Πίνακας 131:	Συσχετίσεις μεταξύ των περιβαλλοντικών παραμέτρων (DPS_{ox} , EPC_o και WP) και των διαφόρων κλασμάτων του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (N=14).	209
Πίνακας 132:	Συσχετίσεις μεταξύ των περιβαλλοντικών παραμέτρων και των διαφόρων κλασμάτων του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου (Εκτός P4) (N=9).	211
Πίνακας 133:	Συσχετίσεις μεταξύ των περιβαλλοντικών παραμέτρων και των διαφόρων κλασμάτων του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P (Εκτός P9) (N=8).	212
Πίνακας 134α:	Συσχετίσεις μεταξύ των περιβαλλοντικών παραμέτρων και των διαφόρων κλασμάτων του φωσφόρου στην ατελώς αποστραγγιζόμενη εδαφοτομή με φυσική βλάστηση (P10) (N=6).	213
Πίνακας 134β:	Συσχετίσεις μεταξύ των περιβαλλοντικών παραμέτρων και των διαφόρων κλασμάτων του φωσφόρου στις εδαφοτομές με μέτρια αποστράγγιση με φυσική βλάστηση (P11, P12) (N=13).	213

Κατάλογος Σχημάτων

Σχήμα 1:	Γεωχημικοί και βιολογικοί μετασχηματισμοί του φωσφόρου στο έδαφος (Smeck, 1985).	3
Σχήμα 2:	Κίνηση του φωσφόρου μεταξύ των πηγών του και εμπλοκή της κλασμάτωσης με τις διάφορες μορφές του εδαφικού φωσφόρου (Tiessen et al., 1984).	8
Σχήμα 3:	Κρίσιμη περιοχή ρύπανσης των επιφανειακών και υπόγειων υδάτων με P (Sharpley et al., 2003).	10
Σχήμα 4:	Γραφική απεικόνιση του συμπλόκου εσωτερικής επιφάνειας, που σχηματίζει το HPO_4^{2-} στην επιφάνεια του γκαιτίτη (Sposito, 1999).	12
Σχήμα 5:	Γραφική απεικόνιση της επιφανειακής προσρόφησης (adsorption) του P ($P = H_2PO_4^-$ ή HPO_4^{2-}) στα εδαφικά κolloειδή (Memon, 2008).	13
Σχήμα 6:	Γραφική απεικόνιση της απορρόφησης (absorption) του φωσφόρου (Memon, 2008).	14

Σχήμα 7:	Γραφική απεικόνιση του εγκλεισμού (occlusion) του φωσφόρου (Memon, 2008).	14
Σχήμα 8:	Ομβροθερμικό διάγραμμα κατά Bagnoul-Gaussen για την υπό μελέτη περιοχή στο νομό Ηρακλείου, της νήσου Κρήτης.	19
Σχήμα 9:	Υδατικό ισοζύγιο κατά Thornthwaite για την υπό μελέτη περιοχή στο νομό Ηρακλείου, της νήσου Κρήτης.	21
Σχήμα 10:	Ομβροθερμικό διάγραμμα κατά Bagnoul-Gaussen για την υπό μελέτη περιοχή στο νομό Ξάνθης.	25
Σχήμα 11:	Υδατικό ισοζύγιο κατά Thornthwaite για την υπό μελέτη περιοχή στο νομό Ξάνθης.	26
Σχήμα 12:	Ομβροθερμικό διάγραμμα κατά Bagnoul-Gaussen για την υπό μελέτη περιοχή στο νομό Κιλκίς.	28
Σχήμα 13:	Υδατικό ισοζύγιο κατά Thornthwaite για την υπό μελέτη περιοχή στο νομό Κιλκίς.	29
Σχήμα 14:	Συσχέτιση του $P_{t_{A,R}}$ με το $P_{t_{fr}}$ για το σύνολο των εξεταζόμενων καλλιεργούμενων εδαφών (N=42).	95
Σχήμα 15:	Συσχέτιση του $P_{t_{A,R}}$ με το $P_{t_{fr}}$ για το σύνολο των εξεταζόμενων εδαφών με φυσική βλάστηση (N=19).	95
Σχήμα 16:	Κατανομή του αρ. HCl-Pi με το pH στις καλλιεργούμενες εδαφοτομές (P1, P2 και P3) με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου.	100
Σχήμα 17:	Κατανομή των κλασμάτων του φωσφόρου, ως ποσοστά του ολικού φωσφόρου, στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου.	103
Σχήμα 18:	Κατανομή του ολικού (Pt) και του διαθέσιμου φωσφόρου ($P_{t-avail}$) (mg/kg) στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου.	105
Σχήμα 19α:	Κατανομή του αρ.HCl-Pi με το pH στην εδαφοτομή P5 με μέτρια διαθεσιμότητα P.	113
Σχήμα 19β:	Κατανομή του αρ.HCl-Pi με το pH στην εδαφοτομή P6 με μέτρια διαθεσιμότητα P.	114
Σχήμα 20:	Κατανομή των κλασμάτων του φωσφόρου, ως ποσοστά του ολικού φωσφόρου, στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου.	117

Σχήμα 21:	Κατανομή των κλασμάτων του φωσφόρου, ως ποσοστά του ολικού φωσφόρου, στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου.	118
Σχήμα 22:	Κατανομή του ολικού διαθέσιμου ($P_{t-avail}$) (mg/kg) με το βάθος στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου.	120
Σχήμα 23:	Κατανομή του ολικού διαθέσιμου ($P_{t-avail}$) (mg/kg) με το βάθος στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου.	121
Σχήμα 24:	Κατανομή του ολικού φωσφόρου (Pt) (mg/kg) στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου.	122
Σχήμα 25:	Κατανομή του ολικού φωσφόρου (Pt) (mg/kg) στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου.	125
Σχήμα 26:	Κατανομή των κλασμάτων του φωσφόρου, ως ποσοστά του ολικού φωσφόρου στα εδάφη με φυσική βλάστηση.	135
Σχήμα 27:	Κατανομή του ολικού φωσφόρου (Pt) (mg/kg) στις εξεταζόμενες εδαφοτομές με φυσική βλάστηση.	137
Σχήμα 28α:	Κατανομή του ολικού διαθέσιμου ($P_{t-avail}$) (mg/kg) με το βάθος στην εδαφοτομή P10 με φυσική βλάστηση.	138
Σχήμα 28β:	Κατανομή του ολικού διαθέσιμου ($P_{t-avail}$) (mg/kg) με το βάθος στις εδαφοτομές P11 και P12, με φυσική βλάστηση.	139
Σχήμα 29:	Συσχέτιση του ολικού διαθέσιμου φωσφόρου ($P_{t-avail}$) με το pH στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (N=14).	140
Σχήμα 30:	Δενδροδιάγραμμα ταξινομικής ανάλυσης του ολικού διαθέσιμου φωσφόρου ($P_{t-avail}$) με τις φυσικοχημικές ιδιότητες στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου (P5 και P6, N=9).	145
Σχήμα 31:	Δενδροδιάγραμμα ταξινομικής ανάλυσης του ολικού διαθέσιμου φωσφόρου με τις φυσικοχημικές ιδιότητες στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (P7 και P8, N=8).	146
Σχήμα 32:	Δενδροδιάγραμμα ταξινομικής ανάλυσης των κλασμάτων του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (N=14).	153
Σχήμα 33:	Συσχέτιση του ολικού φωσφόρου (Pt) με το κλάσμα του $ap.HCl-Pi$ στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (N=14).	154

Σχήμα 34:	Δενδροδιάγραμμα ταξινομικής ανάλυσης των κλασμάτων του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου (P5 και P6, N=9).	155
Σχήμα 35:	Δενδροδιάγραμμα ταξινομικής ανάλυσης των κλασμάτων του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P (P7 και P8, N=8).	157
Σχήμα 36α:	Δενδροδιάγραμμα ταξινομικής ανάλυσης των κλασμάτων του φωσφόρου στην P10, με φυσική βλάστηση και ατελή αποστράγγιση (N=6).	161
Σχήμα 36β:	Δενδροδιάγραμμα ταξινομικής ανάλυσης των κλασμάτων του φωσφόρου στις εδαφοτομές P11- P12, με φυσική βλάστηση και μέτρια αποστράγγιση (N=13).	162
Σχήμα 37α:	Ισόθερμη καμπύλη προσρόφησης P του καλσικού ορίζοντα Ck ₂ της P4, σε μεγάλο εύρος συγκεντρώσεων P- διαλυμάτων (0-200 mgP/L).	171
Σχήμα 37β:	Ποσοστιαία κατανομή του προσροφημένου φωσφόρου σε σχέση με τις συγκεντρώσεις των προστιθέμενων P διαλυμάτων στον Ck ₂ ορίζοντα της P4.	171
Σχήμα 38:	Σταθμισμένη μέση τιμή της μέγιστης προσρόφησης φωσφόρου στα εξεταζόμενα καλλιεργούμενα εδάφη με μέτρια και χαμηλή διαθεσιμότητα P.	172
Σχήμα 39:	Συσχέτιση της μέγιστης προσρόφησης φωσφόρου με την περιεκτικότητα των εδαφών με μέτρια διαθεσιμότητα φωσφόρου σε ελεύθερα οξείδια αργιλίου (Al ₂ O _{3d} %) (N=9, εκτός P4).	175
Σχήμα 40:	Συσχέτιση της μέγιστης προσρόφησης φωσφόρου με τα ελεύθερα οξείδια αργιλίου (Al ₂ O _{3d} %) στα εξεταζόμενα εδάφη με χαμηλή διαθεσιμότητα P (N=14).	176
Σχήμα 41:	Ισόθερμες καμπύλες προσρόφησης φωσφόρου του επιφανειακού (A) και μητρικού ορίζοντα (C1) της P10.	179
Σχήμα 42:	Σταθμισμένη μέση τιμή της μέγιστης προσρόφησης (Q _{max}) και της P _{0.2} στα εξεταζόμενα εδάφη με φυσική βλάστηση.	182
Σχήμα 43:	Συσχέτιση του ολικού ανόργανου φωσφόρου (P _{i,t}) με τη μέγιστη προσρόφηση φωσφόρου (Q _{max}) στα εξεταζόμενα εδάφη με φυσική βλάστηση (N=19).	186
Σχήμα 44:	Συσχέτιση του δείκτη προσρόφησης φωσφόρου (PSI) με τη μέγιστη προσρόφηση (Q _{max}) για το σύνολο των εξεταζόμενων εδαφών (N=61).	190

Σχήμα 45:	Συσχέτιση της μέγιστης προσρόφησης φωσφόρου με το pH_{NaF} στα εξεταζόμενα εδάφη (εκτός των εδαφικών δειγμάτων με ανθρακικά άλατα) (N=49).	191
Σχήμα 46:	Συσχέτιση του λόγου του εκχυλιζόμενου φωσφόρου με το οξαλικό αμμώνιο προς τον ολικό φώσφορο (P_{ox}/Pt) με τον περιβαλλοντικό δείκτη DPS_{ox} στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα P.	195
Σχήμα 47:	Συσχέτιση του EPC_o με τον λόγο του εκχυλιζόμενου φωσφόρου με το οξαλικό αμμώνιο προς τον ολικό φώσφορο (P_{ox}/Pt) στα καλλιεργούμενα με υψηλή διαθεσιμότητα εδάφη φωσφόρου (N=14).	196
Σχήμα 48:	Σταθμισμένες μέσες τιμές του περιβαλλοντικού δείκτη DPS_{ox} , της αργίλου (C) και του λόγου $αρ.HCl-Pi/Pt$, στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου.	197
Σχήμα 49:	Δενδροδιάγραμμα ταξινομικής ανάλυσης των περιβαλλοντικών παραμέτρων (DPS_{ox} και WP) και των κλασμάτων του φωσφόρου στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (N=14).	209
Σχήμα 50:	Συσχέτιση του DPS_{ox} με το λόγο του $αρ.HCl-Pi/Q_{max}$ στα καλλιεργούμενα εδάφη με υψηλή διαθεσιμότητα φωσφόρου (N=14).	210
Σχήμα 51:	Δενδροδιάγραμμα ταξινομικής ανάλυσης των περιβαλλοντικών παραμέτρων (DPS_{ox} , WP) με τα κλάσματα του φωσφόρου στις εδαφοτομές P5 και P6 με μέτρια διαθεσιμότητα P (N=9).	211
Σχήμα 52α:	Συσχέτιση του DPS_{ox} με τον προτεινόμενο δείκτη απωλειών του φωσφόρου (DPS_{fr1}) στα καλλιεργούμενα εδάφη.	213
Σχήμα 52β:	Συσχέτιση του DPS_{ox} με τον προτεινόμενο δείκτη απωλειών του φωσφόρου (DPS_{fr1}) στα εδάφη με φυσική βλάστηση.	213

Κατάλογος Εικόνων

- Εικόνα 1:** 1Α. Προσρόφηση P με ιοντική αλλαγή με υποκατάσταση, στην επιφάνεια οξειδίων (M:Al ή Fe). Σχηματισμός ευδιάλυτης φωσφορικής ένωσης. 13
1Β. Προσρόφηση P με ιοντική αλλαγή με υποκατάσταση, στην επιφάνεια οξειδίων Σχηματισμός δυσδιάλυτης φωσφορικής ένωσης (Brady and Weil, 2008).
- Εικόνα 2:** Γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης του δήμου Μαλίων του νομού Ηρακλείου με τις θέσεις δειγματοληψίας των εδαφοτομών P1, P2 και P3 (Τμήμα από το Φύλλο Μοχός, 1: 50.000)(Ι.Γ.Μ.Ε., 1982). 30
- Εικόνα 3:** Γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης του νομού Ξάνθης με τις θέσεις δειγματοληψίας των εδαφοτομών P4, P5 και P6 (Τμήμα από το Φύλλο Ξάνθη, 1:50.0000) (Ι.Γ.Μ.Ε, 1982). 32
- Εικόνα 4:** Γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης του νομού Κιλκίς με τις θέσεις δειγματοληψίας των εδαφοτομών P7 και P8 (Τμήμα από το Φύλλο Εύζωνοι, 1:50.000) (Ι.Γ.Μ.Ε., 1993). 33
- Εικόνα 5:** Γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης του νομού Κιλκίς με τις θέσεις δειγματοληψίας των εδαφοτομών P10 και P11(Τμήμα από Φύλλο Κιλκίς, 1:50.000). (Ι.Γ.Μ.Ε., 1979). 35
- Εικόνα 6:** Γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης του νομού Κιλκίς, με τις θέσεις δειγματοληψίας των εδαφοτομών P9 και P12 (Τμήμα από το Φύλλο Χέρσον, 1:50.000) (Ι.Γ.Μ.Ε., 1990). 36

Καταλογος Δημοσιεύσεων

1. **Bastounopoulou M., D. Gasparatos and C. Haidouti. 2006.** Pedogenetic distribution of phosphorus forms in Greek Entisols. Proceedings of 11th Panhellenic Soil Congress, Hellenic Soil Science Society, Greece, Arta, 4-7 October 22-25 p. 611-624.
2. **Bastounopoulou M., D. Gasparatos and C. Haidouti 2007.** Degree of phosphorus saturation in Greek sandy cultivated soils. Proceedings of 10th International Conference on Environmental Science and Technology. Kos, A 136-143.
3. **Bastounopoulou M., D. Gasparatos and C. Haidouti 2008.** Fertilization effect on phosphorus fractionation accumulation and release in Greek Alfisols. Book of Abstracts, Eurosoil 2008. 25- 29 August, Vienna, Austria p. 156-157.
4. **Bastounopoulou M., D. Gasparatos, C. Haidouti, I. Massas. 2010.** Fractionation and sorption of phosphorus in Greek Inceptisols. Book of Abstracts, International Soil Science Congress on "Management of Natural Resources' to Sustain Soil Health and Quality" May 26 – 28, 2010 Samsun Turkey. p. 90.
5. **Bastounopoulou M., D. Gasparatos, C. Haidouti, I. Massas. 2011.** Chemical Fractionation and Sorption of Phosphorus in Greek Inceptisols. Journal of Agriculture Science and Technology, USA, Vol 1, No 1, pp 33-38.