

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΤΟΥ ΕΔΑΦΟΥΣ

2.1. Διάκριση των γεωλογικών σχηματισμών

Η μηχανική συμπεριφορά των γεωλογικών σχηματισμών καθορίζεται από τις φυσικές και μηχανικές τους ιδιότητες. Οι ιδιότητες αυτές είναι συνάρτηση πολλών παραγόντων όπως: λιθολογία, κοκκομετρία, τεκτονική, φυσική κατάσταση κ.λπ.

Τα υλικά διακρίνονται από τεχνικογεωλογική άποψη σε δύο μεγάλες κατηγορίες:

1. Έδαφος

Είναι ένα φυσικό συσσωμάτωμα κόκκων που διαχωρίζεται με μηχανικό τρόπο. Οι κύριοι εδαφικοί ορίζοντες συμβολίζονται διεθνώς A-B-C (Σχήμα 2.1).

Ο ορίζοντας **A** είναι ο ανώτερος ορίζοντας πλούσιος σε οργανικές ουσίες που του προσδίδουν σκουρόχρωμη όψη. Τα αργιλικά υλικά του ορίζοντα αυτού, καθώς και άλλα ευκίνητα υλικά αποπλένονται και μεταφέρονται στους βαθύτερους ορίζοντες.

Ο ορίζοντας **B** είναι ο ενδιάμεσος ορίζοντας στον οποίο συγκρατούνται διάφορες χημικές ουσίες που προέρχονται από την απόπλυση του ορίζοντα A (οξειδία του σιδήρου, αργιλικά ορυκτά κ.ά.).

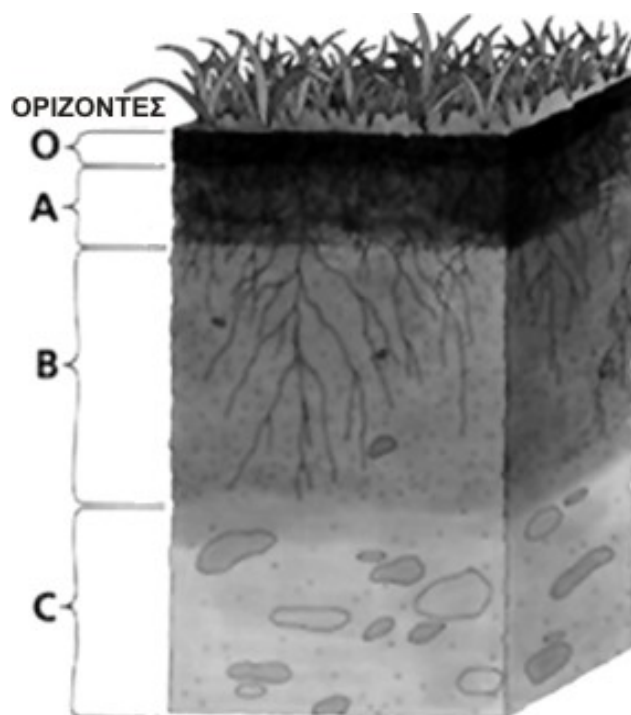
Ο ορίζοντας **C** είναι ο κατώτερος εδαφικός ορίζοντας, που αποτελείται από μητρικό υλικό, μερικά αποσαθρωμένο. Ο ορίζοντας αυτός μπορεί να είναι οξειδωμένος (C_{ox}) ή να περιέχει $CaCO_3$ (C_{ca}). Κάτω από τον ορίζοντα C υπάρχει το μητρικό πέτρωμα.

Η οργανική ύλη αποτελείται από τμήματα φυτών (φύλλα, κλαδιά, κορμούς), οργανικά λείψανα και άμορφα υπολείμματα, γνωστά ως *humus*. Η ανάπτυξη του humus συνοδεύεται από έκλυση διοξειδίου του άνθρακα, το οποίο προκαλεί μείωση του pH και δημιουργία όξινου περιβάλλοντος. Επιπλέον η παρουσία του αυξάνει την προσρόφηση νερού, καθώς και τις διεργασίες ιοντοανταλλαγής.

Το χρώμα του εδάφους καθορίζει τις συνθήκες αποστράγγισης. Φτωχά σε αποστράγγιση εδάφη έχουν χρώμα κίτρινο, ενώ αντίθετα τα καλά αποστραγγισμένα αερίζονται καλά και έχουν χρώμα κόκκινο, λόγω οξειδωσης του σιδήρου.

Η ταξινόμηση των εδαφών με βάση τη διάμετρο των κόκκων, σύμφωνα με το Ενοποιημένο Σύστημα Ταξινόμησης είναι:

- Ογκόλιθοι ή και λίθοι (>300 mm)
- Κροκάλες (75-300 mm)
- Χάλικες (4,5-75 mm)
- Άμμος (0,075-4,75 mm)
- Ιλύς (0,002-0,075 mm)
- Άργιλος (<0,002 mm)



Σχήμα 2.1: Κύριοι εδαφικοί ορίζοντες.

Στον κατωτέρω Πίνακα 2.1 παρουσιάζεται η ταξινόμηση των εδαφών με βάση την κοκκομετρία (Morris-Johnson, 1967) και στον Πίν. 2.2 η ταξινόμηση με βάση το ενιαίο σύστημα ταξινόμησης. Στη διαδικτυακή διεύθυνση <http://eusoils.jrc.it> υπάρχουν χάρτες ταξινόμησης των εδαφών της Ελλάδας και των άλλων χωρών της Ευρώπης.

Τα λεπτόκοκκα εδάφη έχουν μέγεθος κόκκων που είναι <0,075 mm. Τα χονδρόκοκκα εδάφη έχουν μέγεθος κόκκων που κυμαίνεται μεταξύ 0,075 mm και 76,2 mm. Ιδιαίτερη κατηγορία αποτελούν τα οργανικά εδάφη και η τύρφη.

Τα εδάφη διαχωρίζονται σε:

- 1) **συνεκτικά** (λεπτόκοκκα, fine grained) και
- 2) **μη συνεκτικά** (κοκκώδη, coarse grained).

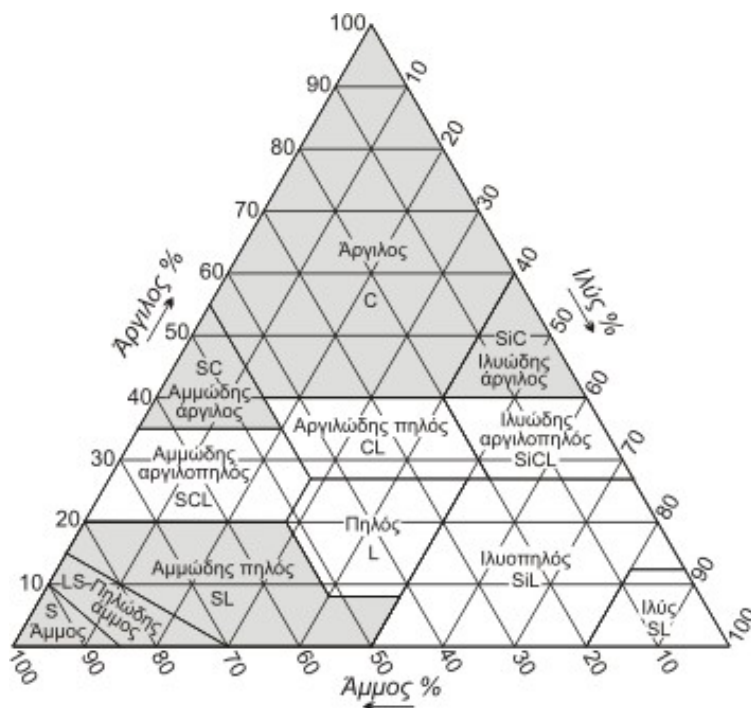
Τα μη συνεκτικά εδάφη χαρακτηρίζονται από την απουσία ελκτικών δυνάμεων μεταξύ των κόκκων τους, ενώ αντίθετα στα συνεκτικά μεταξύ των εδαφικών κόκκων αναπτύσσονται δυνάμεις συνοχής.

Πίν. 2.1: Ταξινόμηση των εδαφών με βάση την κοκκομετρία (Moris-Johnson, 1967).

Υλικό	Μέγεθος κόκκων σε mm
Αργίλος	<0,004
Ιλύς	0,004-0,062
Πολύ λεπτόκοκκη άμμος	0,062-0,125
Λεπτόκοκκη άμμος	0,125-0,25
Μεσόκοκκη άμμος	0,25-0,5
Χονδρόκοκκη άμμος	0,5-1,0
Πολύ χονδρόκοκκη άμμος	1,0-2,0
Πολύ μικρά χαλίκια	2,0-4,0
Μικρά χαλίκια	4,0-8,0
Χαλίκια μεσαίου μεγέθους	8,0-16,0
Χαλίκια μεγάλου μεγέθους	16,0-32,0
Χαλίκια πολύ μεγάλου μεγέθους	32,0-64,0

Η **υφή** (texture) καθορίζεται από τις αναλογίες αργίλου, ιλύος και άμμου. Εκτιμάται στην ύπαιθρο και χρησιμοποιείται για την αναγνώριση των διεργασιών σχηματισμού των εδαφών.

Συχνά θεωρείται σκόπιμος και πρακτικός ο διαχωρισμός των εδαφών σε ευρύτερες κατηγορίες: Αργιλώδη, Πηλώδη, Αμμώδη με αντίστοιχες υποδιαιρέσεις (Σχ. 2.2).



Σχήμα 2.2: Τριγωνικό σύστημα για την κατάταξη των εδαφών.

Πίνακας 2.2: Ταξινόμηση εδαφών με βάση το ενιαίο σύστημα εδαφικής ταξινόμησης.

Περιγραφή		Σύμβολο	Τυπική Ονομασία	
Χονδρόκοκκα Εδάφη	Χαλίκια Άνω του 50% του κλάσματος έχει μέγεθος >4,699 mm	Καθαρά χαλίκια	GW Καλά διαβαθμισμένα χαλίκια	
			GP Χαλίκια χωρίς διαβάθμιση ή κακά διαβαθμισμένα	
		Χαλίκια με λεπτόκοκκες προσμίξεις	GM Ιλυομιγή χαλίκια	
			GC Αργιλομιγή χαλίκια	
	Άμμοι Άνω του 50% του κλάσματος έχει μέγεθος <4,699 mm	Καθαρές άμμοι	SW Καλά διαβαθμισμένες άμμοι	
			SP Κακά διαβαθμισμένες άμμοι	
		Άμμοι με λεπτόκοκκες προσμίξεις	SM Ιλυομιγείς άμμοι	
			SC Αργιλούχες άμμοι	
	Λεπτόκοκκα Εδάφη	Πηλίτες (Ιλύες και Άργιλοι)	LL < 50	ML Ανόργανες ιλύες και πολύ λεπτόκοκκες άμμοι, ελαφρά πλαστικότητα
				CL Ανόργανες άργιλοι χαμηλής ως μέτριας πλαστικότητας
OL Οργανικές ιλύες και ιλυούχες άργιλοι χαμηλής πλαστικότητας				
LL > 50				MH Ανόργανες ιλύες, ελαστικές ιλύες
			CH Ανόργανες ιλύες υψηλής πλαστικότητας	
			OH Οργανικές άργιλοι μέτριας ως υψηλής πλαστικότητας	
			PT Τύρφη και άλλα οργανικά εδάφη	

Ενεργό μέγεθος (effective size) κόκκων είναι η διάμετρος εκείνη, η οποία είναι ίση με τη διάμετρο εκείνου του κόσκινου που συγκρατεί το 90% του υλικού που κοσκινίστηκε ή που επιτρέπει να περάσει το 10%. Η ενεργή διάμετρος (d_{ev}) αντιστοιχεί στο λεπτόκοκκο υλικό που πληρώνει τα διάκενα και καθορίζει την τιμή του ολικού πορώδους. Υπολογίζεται από την αθροιστική κοκκομετρική καμπύλη (Σχ. 2.3).

Από την ενεργή διάμετρο (d_{ev}) υπολογίζεται εμπειρικά ο συντελεστής υδροπερατότητας ή υδραυλικής αγωγιμότητας (k) με διάφορους τύπους.

Ευρύτατα χρησιμοποιούμενος είναι ο τύπος του Hazen: $k \text{ (cm/s)} = c d_{ev}^2$. Η σταθερά c παίρνει τιμές από 40 (πολύ λεπτή άμμος) έως 150 (αδρομερής άμμος), αλλά για πρακτικούς λόγους λαμβάνεται ίση με 100, αν η d_{ev} μετράται σε cm. Άλλοι εμπειρικοί τύποι είναι: Biallas: $k \text{ (m/s)} = 0,0036 d_{20}^{2,3}$ και Seelheim: $k \text{ (m/s)} = 0,00357 d_{50}^2$.

Επίσης υπάρχουν οι τύποι των Masch-Denny, Kozeny-Carmen, Fair-Hatch, Zunker, Slichter, Shepherd κ.ά (Καλλέργης, 1999).

Ο λόγος $U = d_{60}/d_{10}$, όπου d_{60} , d_{10} είναι οι διάμετροι που αντιστοιχούν στο 60% και 10% του διερχόμενου βάρους, αντίστοιχα, λέγεται **συντελεστής ομοιομορφίας** (uniformity coefficient). Αν $U < 2$ τότε το υλικό είναι ομοιόμορφο. Αν $U > 2$ το υλικό είναι ανομοιόμορφο. Τα ομοιόμορφα υλικά εμφανίζουν συγκριτικά μεγάλο ολικό πορώδες.

Από την κοκκομετρική καμπύλη υπολογίζεται και ο **συντελεστής διαβάθμισης** του εδαφικού υλικού, που δίνεται από τη σχέση (Χρηστάρας κ.ά, 1998):

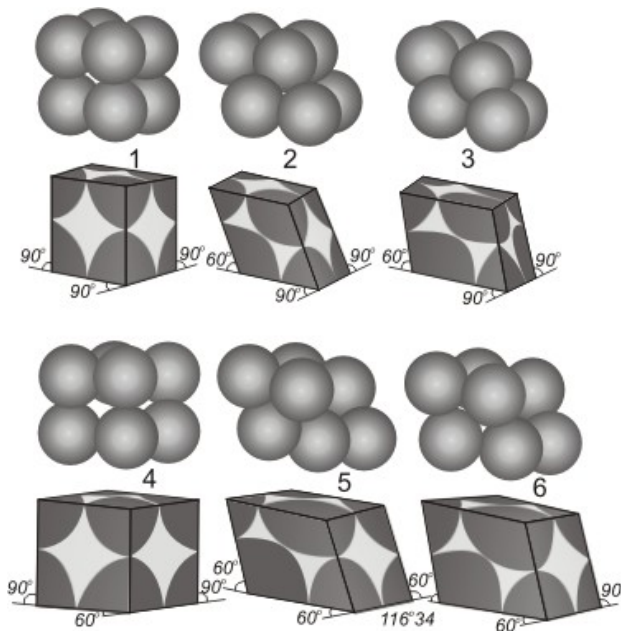
$$C_c = d_{30}^2 / (d_{60} \cdot d_{10})$$

Η καλή διαβάθμιση υποδηλώνει σχετική σταθερότητα, αντίσταση στη διάβρωση και μεγάλη αντοχή στη διάτμηση.



Σχήμα 2.3: Αθροιστική κοκκομετρική καμπύλη εδαφικού σχηματισμού.

Η διάταξη των κόκκων παίζει σημαντικό ρόλο στον καθορισμό της τιμής του ολικού πορώδους. Στο Σχήμα 2.4 παρουσιάζονται έξι διαφορετικοί τρόποι διάταξης σφαιρικών κόκκων με την ίδια διάμετρο. Το ολικό πορώδες για κάθε τύπο διάταξης είναι 47.6%, 39.5%, 26%, 39.5%, 30.2% και 26%, αντίστοιχα.



Σχήμα 2.4: Τύποι διάταξης σφαιρικών κόκκων (Σούλιος, 1996).

Εφαρμογή 2.1

Από την κοκκομετρική καμπύλη του εδαφικού υλικού ενός υπόγειου υδροφορέα προέκυψε ενεργό μέγεθος κόκκων $d_{ev}=0,005$ cm. Αν το πάχος του υδροφόρου στρώματος είναι $D=50$ m να υπολογισθούν ο συντελεστής υδροπερατότητας ή υδραυλικής αγωγιμότητας (k) και ο συντελεστής μεταβιβαστικότητας (T).

Λύση: Από τον εμπειρικό τύπο του Hazen ισχύει: k (cm/s) = $c d_{ev}^2$

Θεωρώντας $c=100$ και d_{ev} σε cm, προκύπτει $k=2,5 \cdot 10^{-3}$ cm/s = $2,5 \cdot 10^{-5}$ m/s

Από τη σχέση $T=kD$ έχω $T=2,5 \cdot 10^{-5}$ m²/s x 50 m = $1,25 \cdot 10^{-3}$ m²/s.

2. Πέτρωμα ή βράχος

Είναι το φυσικό συσσωμάτωμα ορυκτών, που συνδέονται μεταξύ τους με ισχυρές και μόνιμες δυνάμεις συνοχής. Η προέλευσή τους οφείλεται στις γνωστές πετρογενετικές διαδικασίες και διακρίνονται σε: ιζηματογενή, εκρηξιγενή και μεταμορφωμένα.

Η αποσάθρωση των πετρωμάτων προκαλείται με την επίδραση κλιματικών και μηχανικών παραγόντων, που δημιουργούν ένα μανδύα από υλικά αποσάθρωσης του μητρικού πετρώματος.

Ασυνέχεια είναι κάθε επίπεδο του πετρώματος που έχει πολύ μικρή ή μηδενική αντοχή στον εφελκυσμό (στρώσεις, διακλάσεις, σχιστότητα, ρήγματα, φύλλωση κ.λπ.).

Τα όρια διάκρισης των ανωτέρω δύο κατηγοριών δεν είναι πάντοτε σαφή, γιατί μερικά γεωλογικά υλικά μπορεί να ταξινομηθούν και στις δύο κατηγορίες (περίπτωση μαλακών βράχων-σκληρών εδαφών).

2.2. Φυσικές ιδιότητες των εδαφών

Οι σημαντικότερες φυσικές ιδιότητες των εδαφών είναι οι κάτωθι:

Δείκτης πόρων

Ο δείκτης πόρων (e) ορίζεται σαν ο λόγος του όγκου των διακένων (V_n) προς τον όγκο της στερεάς φάσης του εδάφους (V_σ): $e=V_n/V_\sigma$

Ο δείκτης πόρων συνδέεται με το ολικό πορώδες (n) με τη σχέση: $e=n/(1-n)$

Εφαρμογή 2.2

Ο όγκος της στερεάς φάσης ενός εδαφικού υλικού είναι $V_\sigma=46,8 \text{ m}^3$ και ο όγκος των διακένων είναι $V_n=2,4 \text{ m}^3$. Να υπολογισθεί το ολικό πορώδες.

Λύση: Από τον ορισμό του δείκτη πόρων προκύπτει $e=V_n/V_\sigma=0,05$

Ο δείκτης πόρων συνδέεται με το ολικό πορώδες (n) με τη σχέση $e=n/(1-n)$

Συνεπώς $n=e/(1+e)=4,75\%$.

Υγρασία του εδάφους

Υγρασία (moisture content) είναι το σύνολο του νερού που βρίσκεται στο έδαφος και εκφράζεται με το λόγο (%) του βάρους του νερού που περιέχεται προς το ξηρό βάρος του εδαφικού δείγματος: $m=(W_w/W_s) \times 100$

όπου: W_w =απώλεια βάρους μετά την ξήρανση στους $110 \text{ }^\circ\text{C}$

W_s =βάρος ξηρού δείγματος

Προσδιορίζεται με διάφορες μεθόδους (σταθμική, ηλεκτρομετρική, νετρονίων κ.ά.). Η υγρασία παίζει ρόλο στην κατείδυση των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων. Με την υγρασία τα κολλοειδή στο έδαφος διογκώνονται και εμποδίζουν έτσι την κατείδυση στην αρχή της βροχόπτωσης.

Περιεκτικότητα κατ' όγκο σε νερό είναι πιο χρήσιμη σε εργαστηριακές μετρήσεις και εκφράζεται με το λόγο του όγκου του νερού (V_w) προς τον ολικό όγκο (V_t): $\theta=V_w/V_t$

Ισούται επίσης και με: $\theta=m(\rho_b/\rho_w)$

όπου m =υγρασία, ρ_b =η πυκνότητα του ξηρού δείγματος (M_s/V_t) και ρ_w =η πυκνότητα του νερού (1 g/cm^3).

Νερό κορεσμού είναι το μεγαλύτερο ποσοστό νερού που μπορεί να συγκρατήσει ένας εδαφικός σχηματισμός.

Υδατοϊκανότητα εδάφους (field capacity) είναι η περιεκτικότητα σε νερό, που παραμένει μετά τη στράγγιση ενός κορεσμένου εδάφους για αρκετές ημέρες. Συνδέεται στενά με τη φυσικοχημική κατάσταση του εδάφους. Πρακτικά ταυτίζεται με την ισοδύναμη υγρασία. Η τιμή της ποικίλλει από 7% για τα αμμώδη εδάφη έως 40% στα αργιλώδη.

Σημείο μόνιμου μαρασμού (permanent wilting percentage) είναι η υγρασία ενός εδάφους για την οποία το φυτό πέφτει σε κατάσταση μόνιμου μαρασμού. Η διαφορά μεταξύ της υδατοϊκανότητας ενός εδάφους και του σημείου μαρασμού ονομάζεται **διαθέσιμη υγρασία** ή ικανότητα διαθέσιμου νερού (moisture available).

Θερμοκρασία

Καθορίζει τον ρυθμό εκδήλωσης διαφόρων φαινομένων όπως, αποσάθρωση, βιολογικές διεργασίες, χημικές αντιδράσεις κ.ά. Εξαρτάται από τη θερμοχωρητικότητα, τη θερμική αγωγιμότητα και το χρώμα του εδάφους. Οι απότομες αλλαγές της θερμοκρασίας μπορεί να προκαλέσουν θραύση των πετρωμάτων. Από τα ανώτερα προς τα βαθύτερα στρώματα του υπεδάφους διακρίνονται δύο θερμικές ζώνες:

- **Η ζώνη της ετεροθερμίας:** Περιλαμβάνει μια λεπτή ζώνη 1-2 m, που επηρεάζεται από τις ημερήσιες διακυμάνσεις της θερμοκρασίας του αέρα και μια ζώνη πάχους 10-20 m, που επηρεάζεται από τις ετήσιες διακυμάνσεις.

- **Η ζώνη της ομοιοθερμίας:** Η θερμότητα προέρχεται από το εσωτερικό της γης και η θερμοκρασία συνδέεται με τη γεωθερμική βαθμίδα (αύξηση κατά 1 °C ανά 33 m). Βρίσκεται σε βάθος 10 m (τροπικές περιοχές) και αυξάνει σε 20 m (πολικές περιοχές).

2.3. Μηχανικές ιδιότητες των εδαφών

Οι σημαντικότερες μηχανικές ιδιότητες των εδαφών είναι οι κάτωθι:

Πλαστικότητα

Είναι η ιδιότητα του εδάφους να παραμορφώνεται, όταν δέχεται την επίδραση εξωτερικών δυνάμεων και την οποία παραμόρφωση (deformation) διατηρεί, όταν οι δυνάμεις που την προκάλεσαν παύσουν να ενεργούν.

Συνεκτικότητα (consistence)

Είναι η ιδιότητα του εδάφους που σχετίζεται με τη **συνοχή** (δυνάμεις μεταξύ ομοειδών μορίων) και τη **συνάφεια** (δυνάμεις μεταξύ ετεροειδών μορίων).

Ο βαθμός συνοχής εξαρτάται από τον αριθμό των μορίων και συσχετίζεται με την ειδική επιφάνεια. Η **ειδική επιφάνεια** αναφέρεται στην επιφάνεια υλικού ανά μονάδα βάρους και εξαρτάται από το σχήμα, το μέγεθος των κόκκων και το είδος των αργιλικών ορυκτών που συνυπάρχουν. Όσο πιο μεγάλη είναι η ειδική επιφάνεια, τόσο μεγαλύτερη είναι η δυνατότητα προσρόφησης ρυπαντών στην επιφάνεια των αργιλικών κόκκων, μέσω κατιοντικής ανταλλαγής (βλ. παράγραφο 5.7).

Η συνάφεια εκδηλώνεται με την παρουσία συνδετικών υλικών (ηλεκτρολύτες, νερό, χουμικές ενώσεις) μεταξύ των διαφόρων συστατικών του εδάφους. Οι χουμικές ενώσεις κάνουν τα αμμώδη εδάφη συνεκτικότερα γιατί συνδέουν τους κόκκους μεταξύ τους, ενώ αντίθετα κάνουν χαλαρότερα τα αργιλώδη εδάφη γιατί προκαλούν θρόμβωση των κολλοειδών παρουσία των ιόντων Ca^{2+} και Mg^{2+} (Τσίτσιας, 1985).

Όριο υδαρότητας LL (liquidity limit) είναι η περιεκτικότητα του εδάφους σε υγρασία για την οποία το έδαφος μεταπίπτει από τη ρευστή (υδαρή) στην πλαστική κατάσταση.

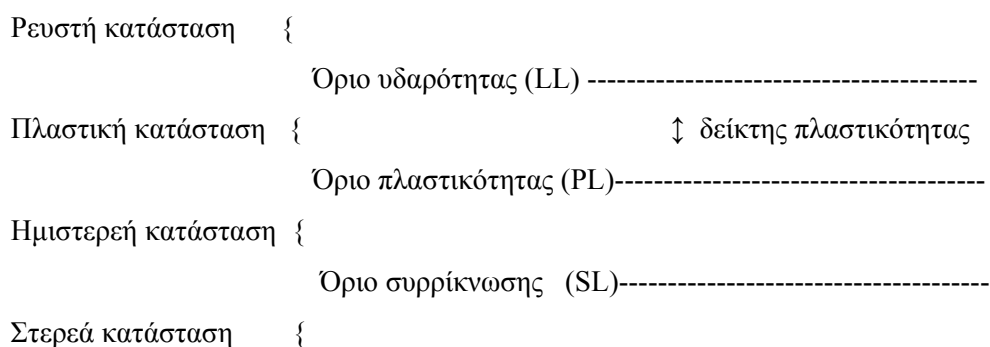
Όριο πλαστικότητας PL (plasticity limit) είναι η περιεκτικότητα του εδάφους σε υγρασία για την οποία το έδαφος μεταβαίνει από την πλαστική κατάσταση στην ημιστερεή και μπορεί να κυλινδρωθεί σε ραβδίσκο (διαμέτρου <3 mm), χωρίς αυτός να θραύεται.

Όριο συρρίκνωσης SL (shrinkage limit) είναι το ποσοστό της υγρασίας κατά το οποίο ο όγκος του εδάφους με συνεχιζόμενη ξήρανση παραμένει σταθερός. Στο όριο αυτό τα εδάφη έχουν πολύ μικρό όγκο κενών και εξαρτάται από τη δομή του εδάφους και το μέγεθος των κόκκων.

Τα ανωτέρω όρια είναι γνωστά σαν όρια **Atterberg** ή όρια συνεκτικότητας (Σχ. 2.6).

Δείκτης πλαστικότητας (PI) είναι η περιοχή μεταξύ ορίου υδαρότητας και ορίου πλαστικότητας, όπου το υλικό είναι εύπλαστο ($PI=LL-PL$).

Δείκτης συνεκτικότητας (I_c) χαρακτηρίζει τη διατμητική αντοχή και δίνεται από τη σχέση: $I_c=(LL-m)/PI$. Η διατμητική αντοχή αυξάνει καθώς ο I_c αυξάνει από 0 έως 1. Όταν $I_c>1$ το έδαφος είναι στην ημιστερεή κατάσταση, ενώ όταν $I_c<0$, τότε η υγρασία του εδάφους είναι μεγαλύτερη του ορίου υδαρότητας (LL).



Σχήμα 2.6: Σχέση ορίων και δεικτών Atterberg.

Τα αργιλικά εδάφη στην κατάσταση υδαρότητας όταν χάσουν το νερό μεταπίπτουν στη στερεή κατάσταση και όταν συρρικνωθούν δημιουργείται ένα δίκτυο ρωγμών. Τα αργιλώδη εδάφη διογκώνονται σημαντικά όταν διαβραχούν. Γενικά οι εναλλαγές

ενυδάτωσης-συρρίκνωσης καταστρέφουν την αντοχή του εδάφους. Μερικά αργιλικά ορυκτά, όπως π.χ. ο μοντμοριλονίτης, εμφανίζουν **θιξοτροπικές** ιδιότητες δηλ. έχουν ιδιότητες στερεού όταν είναι ακίνητα και ιδιότητες υγρού όταν κινούνται.

Αντίθετα τα αμμώδη εδάφη δε διογκώνονται όταν διαβραχούν και δε συστέλλονται όταν ξηραθούν.

Το **δυναμικό συστολής-διαστολής** στο έδαφος εκφράζει την ικανότητα να χάνει ή να προσροφά νερό, η οποία συνοδεύεται από ελάττωση ή αύξηση του όγκου του, αντίστοιχα. Ο μοντμοριλονίτης μπορεί να διογκωθεί μέχρι 15 φορές του κανονικού του όγκου. Αύξηση σε όγκο μεγαλύτερη από 3% θεωρείται επικίνδυνη για τη σταθερότητα του εδάφους.

Η **διαβρωσιμότητα** αναφέρεται στην ευκολία με την οποία τα εδαφικά υλικά μετακινούνται από το νερό ή τον αέρα. Τα χαλαρά υλικά έχουν υψηλό δείκτη διάβρωσης, ενώ τα συνεκτικά υλικά έχουν χαμηλό δείκτη διάβρωσης και μετακινούνται δύσκολα.

Το **δυναμικό διάβρωσης** ενός εδάφους εξαρτάται από το περιεχόμενο νερό και τις περιβαλλοντικές συνθήκες. Η παρουσία βλάστησης μειώνει τη διάβρωση. Η πιθανότητα εκδήλωσης φαινομένων διάβρωσης πρέπει να διερευνάται σε περιοχές, όπου πρόκειται να γίνει χωροθέτηση ΧΥΤΑ.

2.4. Ισοτροπία και Ομοιογένεια

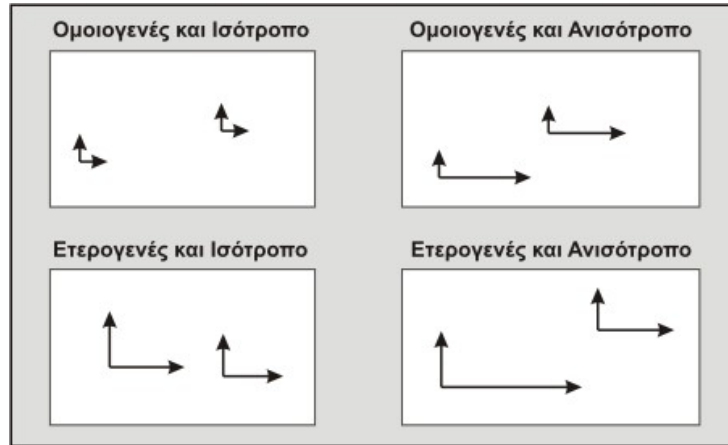
Ισοτροπία (isotropy) είναι η ιδιότητα του εδάφους, σύμφωνα με την οποία μια ανυσματική ιδιότητα (υδραυλική αγωγιμότητα, μεταβιβαστικότητα) έχει την ίδια τιμή σε όλες τις διευθύνσεις. Ένα έδαφος μπορεί να είναι ισότροπο ως προς μια ιδιότητα και ανισότροπο σε μια άλλη.

Ομοιογένεια (homogeneity) είναι η ιδιότητα του εδάφους, σύμφωνα με την οποία μια ανυσματική ιδιότητα έχει την ίδια τιμή σε παράλληλες διευθύνσεις. Αν η ιδιότητα δεν είναι ανυσματική (π.χ. πορώδες) τότε το έδαφος είναι ομογενές ως προς την ιδιότητα αυτή, αν έχει παντού την ίδια τιμή (Σχ. 2.5).

2.5. Τάση-Συμπιεστότητα-Καθίζηση

Τάση (P) είναι ο λόγος της δύναμης (F) ανά μονάδα επιφάνειας (A): $P=F/A$ με μονάδα μέτρησης το Pascal ($Pa=N/m^2$). Η τάση μπορεί να είναι:

- 1) **Ορθή ή κανονική** (συμπιεστική ή εφελκυστική) όταν εξασκείται κάθετα στην επιφάνεια του εδαφικού σχηματισμού ή του πετρώματος με φορά την επιφάνεια (συμπιεστική ή θλιπτική τάση) ή με φορά αντίθετη (εφελκυστική τάση).
- 2) **Διατμητική** όταν εξασκείται παράλληλα στην επιφάνεια.



Σχήμα 2.5: Ισοτροπία και ομοιογένεια.

Με την επίδραση συμπιεστικής δύναμης στο εδαφικό υλικό επέρχεται παραμόρφωση, η οποία μπορεί να είναι (Σαμπατακάκης, 1998):

- Ελαστική παραμόρφωση των κόκκων.
- Πλαστική παραμόρφωση όταν η τάση υπερβεί μια τιμή, οπότε επέρχεται θραύση των κόκκων στα σημεία επαφής και μόνιμη παραμόρφωση.
- Ολίσθηση των κόκκων με αποτέλεσμα τη μείωση των διακένων και την αύξηση της πυκνότητας.

Σε ένα οριζόντιο υδροφόρο στρώμα κορεσμένο με νερό ασκείται μια ολική τάση με φορά προς τα κάτω, που οφείλεται στο βάρος των υπερκείμενων στρωμάτων επιπλέον της ατμοσφαιρικής πίεσης. Η τάση αυτή εξουδετερώνεται μερικά από την υδροστατική πίεση (ουδέτερη τάση) και μερικά από την αντίδραση του σκελετού του υδροφορέα (ενεργή τάση), οι οποίες έχουν φορά προς τα πάνω. Ισχύει δηλ.: $\Sigma = P + \sigma$

όπου: Σ =ολική τάση, P =υδροστατική πίεση και σ =αντίδραση του σκελετού

Η αλλαγή στην υδροστατική πίεση ενός υπό πίεση υδροφόρου έχει ως αποτέλεσμα την αλλαγή στην ενεργή τάση, που δρά στο σκελετό του υδροφορέα: $dP = -d\sigma$

Όταν η υδροστατική πίεση μειώνεται, λόγω πτώσης της πιεζομετρικής στάθμης ως συνέπεια των αντλήσεων, τότε αυξάνεται η τάση-αντίδραση σ με αποτέλεσμα τη διαστολή του νερού και τη συμπίεση του υδροφορέα.

Η αντοχή (αντίσταση) που προβάλλει το έδαφος στη διάτμηση ονομάζεται **διατμητική αντοχή** και οφείλεται στην αντίσταση (τριβή) από τη μετακίνηση των κόκκων του εδάφους και στην αντίσταση των δυνάμεων συνοχής που αναπτύσσονται μεταξύ των κόκκων. Η διατμητική αντοχή είναι αυτή που αντιστέκεται στη θραύση και/ή την ολίσθηση του εδάφους κατά μήκος μιας επιφάνειας (επίπεδο θραύσης). Το υπόγειο νερό μειώνει τον συντελεστή τριβής και την ευστάθεια των πρανών. Η αντοχή στη διάτμηση σε κάθε σημείο του εδάφους δίνεται από τη σχέση του Coulomb.

Συμπιεστότητα (compressibility) ενός υδροφορέα ορίζεται ως:

$$\alpha = -\frac{dD/D}{d\sigma} \quad \text{ή} \quad \alpha = \frac{dD/D}{dP}$$

όπου: α =ο συντελεστής συμπιεστότητας του υδροφορέα (m^2/N)

dD =η μεταβολή του πάχους του υδροφόρου

D =το αρχικό πάχος του υδροφόρου

$d\sigma$, dP =η μεταβολή της ενεργής τάσης ή της υδροστατικής πίεσης αντίστοιχα.

Όπως έχει αναφερθεί στην παράγραφο 1.5, ο συντελεστής συμπιεστότητας α εισάγεται στον υπολογισμό του συντελεστή αποθηκευτικότητας S στους υπό πίεση υδροφόρους, που δίνεται από τη σχέση: $S = \gamma D(\alpha + \beta S_y)$

όπου: γ =το ειδικό βάρος του νερού, D =το πάχος του υδροφόρου, S_y =το ενεργό πορώδες και β =ο συντελεστής συμπιεστότητας του νερού.

Το νερό που υπάρχει στα διάκενα του εδάφους και η διαπερατότητα του εδαφικού σχηματισμού παίζουν σημαντικό ρόλο στην παραμόρφωση ή μη ενός εδάφους. Όταν το έδαφος έχει μικρή διαπερατότητα το νερό δεν μπορεί να κινηθεί και να διαφύγει εύκολα με αποτέλεσμα να αυξάνεται η πίεση του νερού των πόρων. Αυτό έχει ως συνέπεια το έδαφος να μην παραμορφώνεται γρήγορα, αλλά η παραμόρφωση να γίνεται με αργό ρυθμό.

Εφαρμογή 2.3 (από Fetter, 1994)

Υδροφόρο στρώμα υπό πίεση με αρχικό πάχος $D=45$ m, συμπιέζεται κατά 0,20 m όταν το υδραυλικό φορτίο κατέλθει κατά 25 m. Ποια είναι η συμπιεστότητα του υδροφορέα; Αν το πορώδες είναι $S_y=13\%$ και ο συντελεστής συμπιεστότητας του νερού $\beta=4,6 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N}$ να υπολογισθεί η αποθηκευτικότητα του υδροφορέα. Δίνεται το ειδικό βάρος του νερού γ .

Λύση: Από τη μεταβολή του φορτίου υπολογίζεται η μεταβολή της υδροστατικής πίεσης πολλαπλασιάζοντας με την πυκνότητα του νερού και την επιτάχυνση της βαρύτητας:
 $dP=25 \text{ m} \times 1000 \text{ kg/m}^3 \times 9,81 \text{ m/s}^2=245,250 \text{ N/m}^2$.

Από τον ορισμό της συμπιεστότητας α , αντικαθιστώντας τα δεδομένα έχω:

$\alpha=(dD/D)/dP=(0,20/45)/245.000=1,8 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2/\text{N}$. Από τη σχέση $S = \gamma D(\alpha + \beta S_y)$ έχω:
 $S=44,8 \times 1000 \text{ kg/m}^3 \times 9,81 \text{ m/s}^2 (1,8 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2/\text{N} + 0,13 \times 4,6 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N})=7,91 \cdot 10^{-3}$.

Η **καθίζηση** (soil settlement or land subsidence) γενικά συνδέεται με αναδιάταξη των κόκκων, μείωση του δείκτη πόρων του εδάφους, με απομάκρυνση του νερού των πόρων στην περιοχή της φόρτισης (Χρηστάρας κ.ά, 1998).

Συχνά σε περιπτώσεις υπεραντλήσεων με σημαντικές πτώσεις της πιεζομετρικής επιφάνειας, σε μεγάλη έκταση ενός υδροφορέα, παρατηρούνται φαινόμενα καθίζησης του εδάφους. Οι καθιζήσεις αυτές οφείλονται στη μείωση της πίεσης των πόρων, στην αύξηση των ενεργών τάσεων και συνεπώς στη συμπίεση του υδροφορέα. Άλλες αιτίες καθίζησης είναι (Todd, 1980): η υδροσυμπύκνωση, η συρρίκνωση λόγω ξήρανσης, η αφυδάτωση οργανικών εδαφών και η αιολική διάβρωση.

Η καθίζηση ΔD ενός υδροφορέα πάχους D , λόγω μεταβολής της υδροστατικής πίεσης ΔP , από υπεράντληση, δίνεται από τη σχέση (Domenico & Schwartz, 1990):

$$\Delta D = \Delta P \left(\frac{S}{\gamma} - \beta D S_y \right)$$

όπου: S =ο συντελεστής αποθηκευτικότητας, γ =το ειδικό βάρος του νερού, β =ο συντελεστής συμπίεστότητας του νερού και S_y =το ενεργό πορώδες.

Ο **ρυθμός καθίζησης** δίνεται από τη σχέση:

$$\frac{\Delta D}{\Delta t} = (Q \cdot D \cdot \gamma) / (E \cdot S \cdot A)$$

όπου: Q =η συνολική παροχή αντλήσεων από τον υδροφορέα, D =το πάχος του υδροφορέα, γ =το ειδικό βάρος του νερού, E =το μέτρο ελαστικότητας του υδροφορέα, S =ο συντελεστής αποθηκευτικότητας και A =η επιφάνεια του υδροφορέα.

Εφαρμογή 2.4 (από Καββαδά, 1996 με τροποποιήσεις)

Υδροφορέας με επιφάνεια $A=80 \text{ km}^2$ και κατακόρυφο πάχος $D=90 \text{ m}$, αντλείται συνεχώς χωρίς επαναπλήρωση από 120 γεωτρήσεις με παροχή $Q=100 \text{ m}^3/\text{h}$ η καθεμιά. Αν ο συντελεστής αποθηκευτικότητας του υδροφορέα είναι $S=10^{-3}$ και το μέτρο ελαστικότητάς του $E=100 \text{ MPa}$, να υπολογισθεί ο ρυθμός καθίζησης της επιφάνειας του εδάφους και η συνολική καθίζηση για 6 μήνες.

Λύση: Ο ρυθμός καθίζησης της επιφάνειας του εδάφους υπολογίζεται από τον τύπο:

$$\frac{\Delta D}{\Delta t} = (Q \cdot D \cdot \gamma) / (E \cdot S \cdot A). \text{ Αντικαθιστώ τα δεδομένα και έχω:}$$

$$\frac{\Delta D}{\Delta t} = (120 \times 100 \times 90) / (100000 \times 10^{-3} \times 80 \cdot 10^6) = 1,35 \cdot 10^{-4} \text{ m/h}$$

Θεωρώντας ότι οι αντλήσεις θα διαρκέσουν 6 μήνες προκύπτει συνολική καθίζηση ΔD ίση με $\Delta D = 1,35 \cdot 10^{-4} \times 6 \times 30 \times 24 = 0,583 \text{ m}$.

Το φαινόμενο της καθίζησης έχει καταγραφεί σε πολλές περιοχές του ελληνικού χώρου (Καλοχώρι-Σίνδος, Θεσσαλία, Αρχάνες κ.ά), καθώς και σε άλλες περιοχές του πλανήτη (Bordeau Γαλλίας, San Francisco Η.Π.Α, πόλη του Μεξικού, Βενετία κ.ά). Όλες οι

περιπτώσεις χαρακτηρίζονται από την παρουσία χαλαρών αποθέσεων με επάλληλα υδροφόρα ή ημιυδροφόρα στρώματα, καθώς και αρτεσιανισμού. Στην πόλη του Μεξικού αναφέρεται ρυθμός καθίζησης του εδάφους ίσος με 0,4 m/έτος για ρυθμό πτώσης της στάθμης του υπόγειου νερού κατά 1 m/έτος. Στις καρστικές περιοχές οι καθιζήσεις μπορεί να δημιουργήσουν καταβόθρες.

Για την αντιμετώπιση του φαινομένου της καθίζησης από υπεράντληση απαιτείται ο περιορισμός ή διακοπή των αντλήσεων και η εφαρμογή τεχνητού εμπλουτισμού των υπόγειων υδροφορέων.

Ερωτήσεις

- 2.1. Ποιοι είναι οι κύριοι εδαφικοί ορίζοντες;
- 2.2. Πως ταξινομούνται τα εδάφη;
- 2.3. Τι είναι ενεργό μέγεθος κόκκων; Πως υπολογίζεται και σε τι χρησιμεύει;
- 2.4. Τι είναι ο συντελεστής ομοιομορφίας;
- 2.5. Τι είναι ο δείκτης πόρων; Πως συνδέεται με το ολικό πορώδες;
- 2.6. Πως υπολογίζεται εμπειρικά ο συντελεστής υδροπερατότητας;
- 2.7. Τι είναι ισοτροπία και τι ομοιογένεια;
- 2.8. Τι είναι ζώνη ομοιοθερμίας και τι ζώνη ετεροθερμίας;
- 2.9. Τι είναι υγρασία του εδάφους; Πως υπολογίζεται;
- 2.10. Ποιες είναι οι μηχανικές ιδιότητες των εδαφών;
- 2.11. Τι είναι συμπιεστότητα ενός υδροφορέα;
- 2.12. Που οφείλεται η καθίζηση των εδαφών;

Ασκήσεις

2.1. Κοκκομετρική ανάλυση ενός υδροφορέα έδωσε ενεργό μέγεθος κόκκων $d_{ev}=0,005$ cm. Αν το κορεσμένο πάχος του είναι 40 m και η υδραυλική κλίση $i=2 \cdot 10^{-3}$, να υπολογισθεί ο όγκος νερού που περνά από 1 km εύρους του υδροφορέα αυτού.

2.2. Ένα εδαφικό δείγμα όγκου 75 cm^3 έχει μάζα σε φυσικές συνθήκες υγρασίας 150,8 g. Στο δείγμα προστίθεται νερό ώστε να καταστεί κορεσμένο και τότε ζυγίζει 153,7 g. Στη συνέχεια το δείγμα ξηραίνεται και μετά την ξήρανση ζυγίζει 126,34 g.
Να υπολογισθεί το πορώδες. Όλες οι μετρήσεις έγιναν στους 20°C .

2.3. Ένας υδροφορέας έχει ειδική αποθηκευτικότητα ίση με $8,8 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1}$ και πορώδες 25%. Αν ο συντελεστής συμπιεστότητας του νερού είναι $\beta=4,6 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N}$ να υπολογισθεί ο συντελεστής συμπιεστότητας του σκελετού.
(Ειδική αποθηκευτικότητα S_s ορίζεται το πηλίκο της αποθηκευτικότητας S δια του πάχους D του υδροφόρου στρώματος, δηλ. $S_s=S/D$).