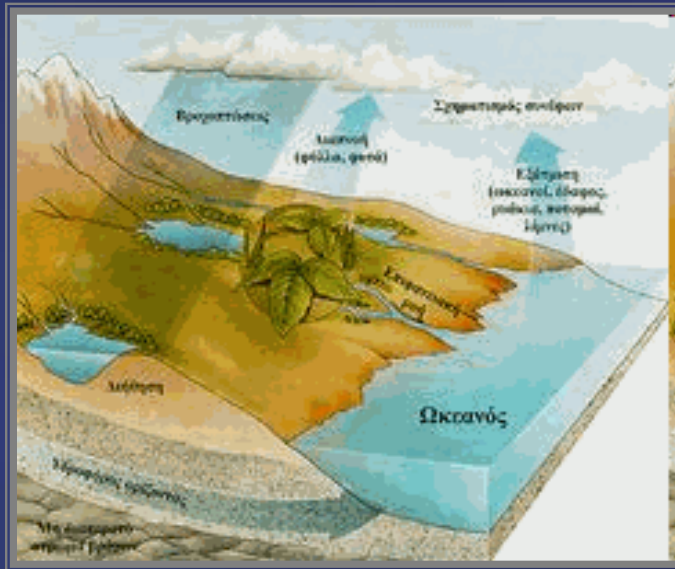




ΔΗΜΟΚΡΙΤΕΙΟ
ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ
ΑΘΗΝΑΣ

Πολυτεχνική Σχολή
Τομέας Υδραυλικών Έργων
Εργαστήριο Υδρολογίας και Υδραυλικών Έργων

Τεχνική Υδρολογία



Κεφάλαιο 4° :
Υδρολογικές απώλειες
στο έδαφος

Φώτιος Π. ΜΑΡΗΣ

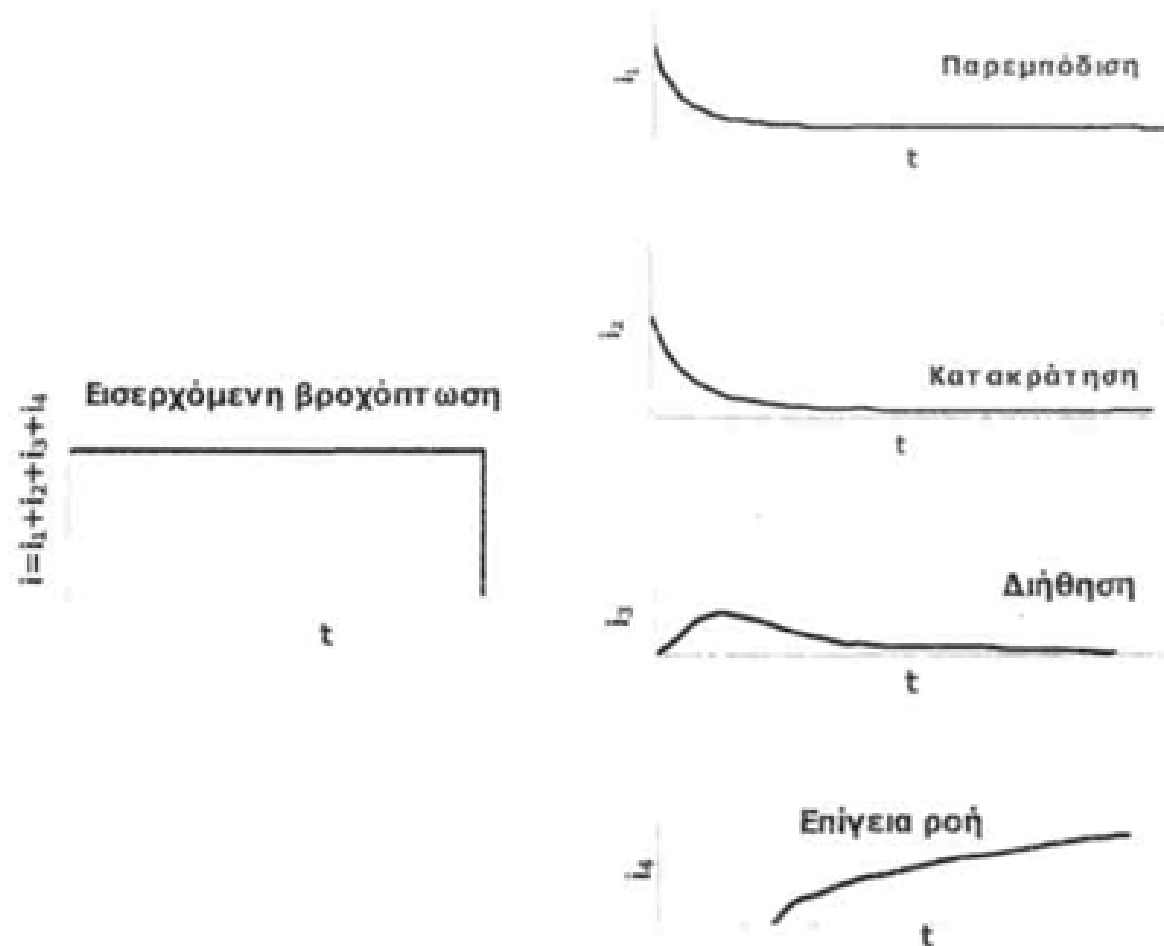
Αναπλ. Καθηγητής

4.1 ΓΕΝΙΚΑ

Το νερό των κατακρημνισμάτων ακολουθεί διάφορες διαδρομές στην πορεία του προς την επιφάνεια της γης. Αρχικά συναντά επιφάνειες που αναχαιτίζουν την πορεία του, όπως είναι τα δέντρα, τα φυτά, το γρασίδι και οι διάφορες κατασκευές. Το φαινόμενο αυτό λέγεται **παρεμπόδιση (interception)**.

Το νερό που υπερβαίνει την ικανότητα παρεμπόδισης αρχίζει να γεμίζει επιφανειακές κοιλότητες (κατακράτηση). Ένα φιλμ νερού σχηματίζεται επίσης στην επιφάνεια του εδάφους. Αυτό είναι γνωστό ως **εδαφική συγκράτηση (surface detention)**.

Μέρος αυτού του νερού εξατμίζεται στην ατμόσφαιρα, ενώ το υπόλοιπο εισέρχεται και αρχίζει να κινείται μέσα στο έδαφος, δημιουργώντας το φαινόμενο της διήθησης. Στο Σχήμα 4.1, δίνεται μια ποιοτική εικόνα της κατανομής της ποσότητας βροχόπτωσης στα φαινόμενα της παρεμπόδισης, κατακράτησης, διήθησης και επιφανειακής απορροής.



Σχήμα 4.1 Διάκριση της εισερχόμενης βροχόπτωσης σε παρεμπόδιση, κατακράτηση, διήθηση και επιφανειακή απορροή.

Η **διήθηση** είναι μία από τις σημαντικότερες φυσικές διεργασίες που συγκροτούν τον υδρολογικό κύκλο, μια και από τη διηθητική ικανότητα του εδάφους εξαρτάται το ποσοστό του νερού που απορρέει επιφανειακά και καταλήγει στα υδατορεύματα, καθώς και αυτό που θα κινηθεί μέσα στο έδαφος και θα τροφοδοτήσει τους υπόγειους υδροφορείς.

Ο ρυθμός διήθησης μεταβάλλεται χωρικά και χρονικά. Δεν εξαρτάται, δηλαδή, μόνο από τις φυσικές ιδιότητες του εδάφους και την υπάρχουσα φυτοκάλυψη, αλλά και από την ένταση και χρονική κατανομή των βροχοπτώσεων. Παρακάτω περιγράφεται αναλυτικά το φαινόμενο της διήθησης και η παράθεση των σημαντικότερων εμπειρικών σχέσεων που χρησιμοποιούνται για την εκτίμηση της ποσότητας νερού που διηθείται.

4.2 ΔΙΗΘΗΣΗ

Διήθηση (infiltration) είναι η διαδικασία με την οποία το νερό εισχωρεί από την επιφάνεια του εδάφους μέσα σε αυτό.

Αν και η έννοια της διήθησης διαφέρει από αυτήν της διείσδυσης (penetration), που αναφέρεται στην κίνηση του νερού μέσα στο έδαφος, συχνά ο πρώτος όρος περιγράφει και τα δύο φαινόμενα, λόγω της άμεσης συσχέτισης τους.

Η διαδικασία της διήθησης έχει ως εξής: Αρχικά το νερό που συγκεντρώνεται στην επιφάνεια του εδάφους, εισχωρεί μέσα σε αυτό, δημιουργώντας ένα υγρό μέτωπο που κινείται προς τα κάτω. Οι δυνάμεις που προσδιορίζουν την κίνηση αυτή είναι κατά κύριο λόγο **οι δυνάμεις βαρύτητας, που έχουν φορά προς τα κάτω και οι δυνάμεις μύζησης, που διακρίνονται σε μοριακές δυνάμεις και τριχοειδείς.**

Οι τριχοειδείς δυνάμεις οφείλονται στην ύπαρξη μικροαγωγών ανάμεσα στους εδαφικούς πόρους του εδάφους και μπορούν να έχουν διάφορες διευθύνσεις. Σε ένα ξηρό έδαφος, οι μικροαγωγοί αυτοί έχουν μικρή ή καθόλου ποσότητα νερού και οι τριχοειδείς δυνάμεις είναι μεγάλες. Αντίθετα, σε ένα υγρό έδαφος, οι δυνάμεις αυτές είναι πολύ μικρές, αφού το νερό έχει γεμίσει τα εδαφικά διάκενα. Για το λόγο αυτό, μετά από μια βροχόπτωση, η διηθητική ικανότητα του εδάφους είναι μειωμένη και περισσότερο νερό απορρέει επιφανειακά.

Στην αρχή ενός επεισοδίου βροχόπτωσης, οι τριχοειδείς δυνάμεις έχουν την ίδια φορά με τις δυνάμεις βαρύτητας και ενισχύουν την τάση του νερού να κινηθεί προς τα κάτω μέσα στο έδαφος και να εμπλουτίσει τους υπόγειους υδροφορείς, οι οποίοι είναι το κορεσμένο στρώμα νερού που βρίσκεται από μερικά μέτρα, ως μερικές δεκάδες μέτρα κάτω από την επιφάνεια του εδάφους (εκτενέστερη αναφορά στους υδροφορείς γίνεται στο κεφάλαιο των υπόγειων νερών).

Όταν οι πόροι του εδάφους πληρωθούν από νερό, οι δυνάμεις αυτές γίνονται όπως προαναφέρθηκε ασήμαντες και η επίδραση τους ουδέτερη. Μετά το τέλος της βροχόπτωσης, η εδαφική υγρασία των ανώτερων επιφανειακών στρωμάτων, αρχίζει να μειώνεται, αφού νερό διαφεύγει στην ατμόσφαιρα με τη διαδικασία της εξάτμισης και της διαπνοής των φυτών. Το κατακόρυφο προφίλ της εδαφικής υγρασίας, λοιπόν, αναστρέφεται, με χαμηλότερες τιμές της υγρασίας στα ανώτερα στρώματα και υψηλότερες στα κατώτερα.

Στην περίπτωση αυτή, οι τριχοειδείς δυνάμεις αλλάζουν φορά και συμβάλλουν στην ανύψωση του νερού από χαμηλότερα σε υψηλότερα εδαφικά στρώματα, συμβάλλοντας έτσι στην ύπαρξη νερού στην **ακόρεστη εδαφική ζώνη**. Η ζώνη αυτή μπορεί να έχει ύψος από λίγα εκατοστά ως μερικά μέτρα πάνω από την κορεσμένη και η υδροστατική πίεση σε αυτή είναι μικρότερη από την ατμοσφαιρική.

Εύκολα γίνεται αντιληπτή η σπουδαιότητα των τριχοειδών φαινομένων στην ανάπτυξη των καλλιεργειών και της φυτικής βλάστησης γενικότερα, μια και αυτές εξασφαλίζουν την ύπαρξη της απαραίτητης εδαφικής υγρασίας στη ζώνη ριζοστρώματος, ακόμα και σε περιόδους έντονης ξηρασίας. Σε αντίθετη περίπτωση, το σύνολο του νερού θα στραγγιζόταν με τις δυνάμεις βαρύτητας προς τα βαθύτερα υδροφόρα στρώματα με δυσμενείς συνέπειες για τις καλλιέργειες.

Το φαινόμενο της διήθησης παίζει πρωτεύοντα ρόλο στη διαμόρφωση του υδρολογικού κύκλου. Όταν η ένταση της κατακρήμνισης ξεπεράσει τη διηθητική ικανότητα του εδάφους, μέρος της ποσότητας νερού που φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους, απορρέει επιφανειακά, τροφοδοτώντας τα υδατορεύματα.

Επίσης, η επάρκεια νερού στα ανώτερα εδαφικά στρώματα καθορίζει την ποσότητα νερού που θα διαφύγει στην ατμόσφαιρα με το φαινόμενο της εξατμισοδιαπνοής, ενώ η ποσότητα του νερού που καταλήγει στους υπόγειους υδροφορείς, είναι αυτή που εξασφαλίζει την ύπαρξη νερού στα υδατορεύματα κατά τους ξηρούς μήνες.

Καθορίζει, συνεπώς, η διήθηση σε μεγάλο βαθμό, όχι μόνο την αναλογία του νερού που θα διατεθεί σε κάθε συνιστώσα του υδρολογικού κύκλου, αλλά και τη χρονική κατανομή αυτής της διάθεσης.

Για παράδειγμα, σε μια λεκάνη με σχεδόν αδιαπέρατη επιφάνεια, αναμένεται σχεδόν όλη η ποσότητα του κατακρημνιζόμενου νερού να απορρέει αμέσως μετά τα επεισόδια βροχόπτωσης.

Αντίθετα, σε μια δασική έκταση, μεγάλο μέρος του νερού θα διηθηθεί στο έδαφος, θα τροφοδοτήσει τους υπόγειους υδροφορείς και πιθανόν θα εξασφαλίσει τη βασική ροή σε ένα υδατόρευμα ακόμα και κατά τους θερινούς μήνες.

Από τα παραπάνω γίνεται εύκολα κατανοητό, ότι η καλή γνώση του ρυθμού διήθησης, είναι απαραίτητη για τη μελέτη του φαινομένου βροχής-απορροής σε μια λεκάνη.

Δυστυχώς, η ακριβής εκτίμηση αυτής της παραμέτρου είναι πολύ δύσκολη, λόγω της πολυπλοκότητας του φαινομένου. Ο ρυθμός διήθησης είναι ένα μέγεθος που μεταβάλλεται χρονικά και χωρικά. Όπως προαναφέρθηκε, η διήθηση μετά από ένα επεισόδιο βροχόπτωσης είναι μειωμένη, εξαρτάται δηλαδή, ο ρυθμός διήθησης από την κατανομή των βροχοπτώσεων στο χρόνο.

Ταυτόχρονα, σε μια λεκάνη απορροής, ο ρυθμός διήθησης δεν είναι σταθερός, αλλά μεταβάλλεται από σημείο σε σημείο, ανάλογα με τον τύπο εδάφους και τη φυτοκάλυψη. Συνεπώς, είναι ευκολότερο να εξάγεται ένας μέσος αντιπροσωπευτικός ρυθμός διήθησης για όλη τη λεκάνη.

Συγκεντρωτικά, οι παράγοντες που επηρεάζουν το ρυθμό διήθησης είναι: ο τύπος και η έκταση της φυτικής κάλυψης, η κατάσταση της επιφάνειας του εδάφους, η θερμοκρασία, η ένταση βροχόπτωσης, οι φυσικές ιδιότητες του εδάφους και η ποιότητα του νερού.

Οι μέθοδοι που χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό της ικανότητας διήθησης, διακρίνονται σε: μετρήσεις με διηθησόμετρα και σε αναλύσεις υδρογραφημάτων.

Τα **διηθησόμετρα** είναι σωλήνες ή δακτύλιοι που εισάγονται στο έδαφος και τροφοδοτούνται με νερό, ώστε να προσομοιώσουν σε μικρότερη κλίμακα τα φαινόμενα βροχόπτωση-διήθηση-απορροή.

Οι **αναλύσεις υδρογραφημάτων** υπολογίζουν το ρυθμό διήθησης λαμβάνοντας υπόψη το πλημμυρογράφημα στην έξοδο της λεκάνης και το αντίστοιχο βροχογράφημα που το προκάλεσε.

Πλεονεκτούν σε σχέση με τις μετρήσεις με διηθησόμετρα στο ότι αντιπροσωπεύουν τις πραγματικές συνθήκες βροχόπτωσης και δίνουν ένα μέσο αντιπροσωπευτικό ρυθμό διήθησης για όλη τη λεκάνη (ενώ τα διηθησόμετρα υπολογίζουν σημειακούς ρυθμούς διήθησης).

Μειονεκτούν όμως, στο ότι η ακρίβεια προσδιορισμού του ρυθμού διήθησης εξαρτάται από την ακρίβεια των βροχομετρήσεων και των πολύ πιο αβέβαιων υδρομετρήσεων.

4.3 ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΔΙΗΘΗΣΗΣ

Οι υπολογισμοί της διήθησης ποικίλουν σε πολυπλοκότητα, από την εφαρμογή παρατηρημένων μέσων ρυθμών για ειδικούς τύπους εδάφους και φυτικής κάλυψης, μέχρι τη χρήση διαφορικών εξισώσεων, που περιγράφουν τη ροή του νερού σε ακόρεστο πορώδες μέσο.

Για μικρές αστικές περιοχές που ανταποκρίνονται γρήγορα στην είσοδο της καταιγίδας, συχνά χρησιμοποιούνται πιο ακριβείς μέθοδοι. Σε μεγάλες λεκάνες αντίθετα, υποκείμενες σε πλημμυρικές αιχμές από παρατεταμένες καταιγίδες, μέσες ή αντιπροσωπευτικές τιμές μπορεί να είναι επαρκείς.

Η διαδικασία της διήθησης είναι πολύπλοκη. Ακόμα και κάτω από ιδανικές συνθήκες (ομοιόμορφες ιδιότητες εδάφους και γνωστές ιδιότητες υγρού), συνθήκες που σπάνια συναντώνται στην πράξη, η διαδικασία είναι δύσκολο να περιγραφεί.

Συνεπώς, έχει γίνει σημαντική έρευνα στη μελέτη της διαδικασίας διήθησης. Οι περισσότερες από αυτές τις προσπάθειες σχετίζονται με την ανάπτυξη εμπειρικών εξισώσεων βασισμένων πάνω σε παρατηρήσεις πεδίου και λύσεων για αυτές τις εξισώσεις, με βάση τη μηχανική της κορεσμένης ροής σε πορώδες μέσο. Στη συνέχεια παρατίθενται μερικά από τα πιο γνωστά μοντέλα διήθησης.

4.3.1 Το Μοντέλο διήθησης του HORTON

Η διαδικασία της διήθησης μελετήθηκε διεξοδικά από τον Horton στις αρχές της δεκαετίας του '30. Εξαγόμενο της έρευνας του ήταν η ακόλουθη σχέση για τον προσδιορισμό της ικανότητας διήθησης:

$$f_p = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt}$$

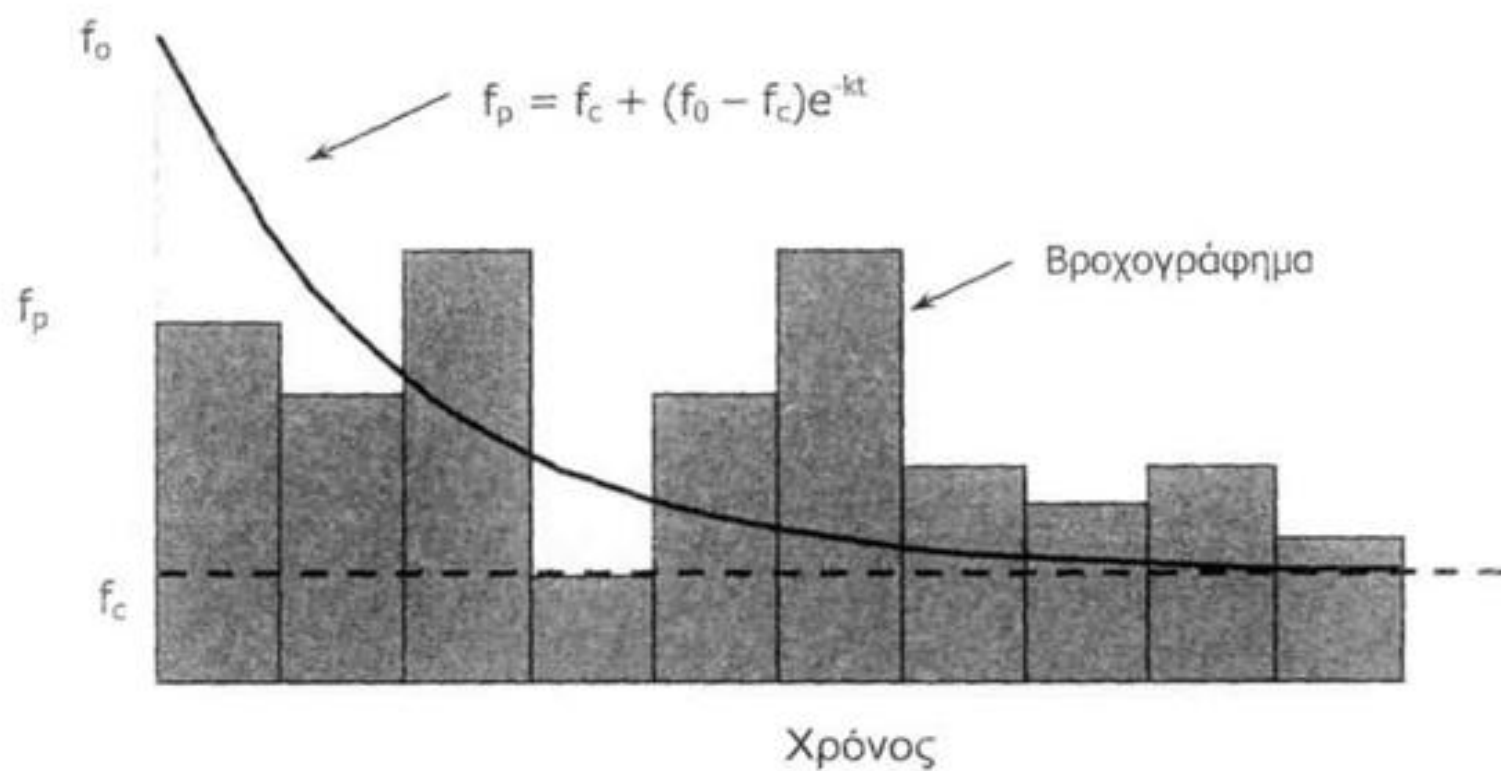
όπου:

- f_p = η ικανότητα διήθησης (mm ή cm/hour) στο χρόνο t
- k = σταθερό που αντιπροσωπεύει το ρυθμό μείωσης της ικανότητας f
- f_c = τελική ικανότητα διήθησης
- f_0 = η αρχική ικανότητα διήθησης.

Η σχέση υποδηλώνει ότι αν η βροχόπτωση υπερβεί την ικανότητα διήθησης, η διήθηση τείνει να μειωθεί με εκθετικό ρυθμό. Αν και η εξίσωση έχει απλή μορφή, παρουσιάζονται δυσκολίες στον καθορισμό τιμών για τα f_0 και k , που περιορίζουν τη χρήση αυτής της εξίσωσης.

Η καμπύλη Horton παρουσιάζεται γραφικά στο Σχήμα 4.2, σε συνάρτηση με το βροχογράφημα ενός επεισοδίου βροχόπτωσης. Η επιφάνεια κάτω από την καμπύλη για οποιοδήποτε χρονικό διάστημα, αντιπροσωπεύει το ύψος της στήλης νερού που μπορεί να διηθηθεί κατά τη διάρκεια αυτού του διαστήματος.

Ο ρυθμός διήθησης δίνεται συνήθως σε mm ή cm ανά ώρα και ο χρόνος ίσε λεπτά, αν και χρησιμοποιούνται και άλλες μονάδες και ο συντελεστής k προσδιορίζεται ανάλογα.



Σχήμα 4.2 Η καμπύλη διήθησης Horton και το βροχογράφημα!

Παρατηρώντας τη μεταβολή της διήθησης με το χρόνο και σχεδιάζοντας γραφήματα του f με το t , όπως φάνηκε στο Σχήμα 4.2, μπορούν να εκτιμηθούν τα f_0 και k .

Εκλέγονται από την καμπύλη δύο ζεύγη τιμών των f και t και εισάγονται στην εξίσωση διήθησης. Δημιουργείται έτσι σύστημα δύο εξισώσεων με δύο αγνώστους, το οποίο μπορεί να επιλυθεί με διαδοχικές προσεγγίσεις ως προς τα f_0 και k .

4.3.2 Το Μοντέλο GREEN-AMPT

Το μοντέλο διήθησης Green-Ampt προτάθηκε αρχικά το 1911 και στην αρχική του μορφή προοριζόταν για χρήση στις περιπτώσεις εκείνες, όπου η διήθηση προέκυπτε από περίσσεια νερού στην εδαφική επιφάνεια κάθε χρονική στιγμή. Το 1973 τροποποιήθηκε από τους Mein και Larson, που πρότειναν μια μεθοδολογία για εφαρμογή του μοντέλου σε σταθερό ρυθμό βροχόπτωσης. Το μοντέλο υπέστη και άλλες τροποποιήσεις όπως αυτή του Chu το 1978 και σήμερα βρίσκει εφαρμογή σε γνωστά μοντέλα προσομοίωσης σε υπολογιστές, όπως είναι το SWMM (Storm Water Management Model).

Η αρχική μορφή του μοντέλου από τους Green-Ampt, υπέθετε ότι η εδαφική επιφάνεια καλυπτόταν από λιμνάζον νερό αμελητέου βάθους και ότι το νερό διηθείτο σε ένα βαθύ ομογενές έδαφος με επίσης ομογενές αρχικό περιεχόμενο νερού (Σχήμα 4.3).

Το νερό υποτίθεται ότι εισέρχεται στο έδαφος με τρόπο που να καθορίζει με ακρίβεια ένα υγρό μέτωπο, που διαχωρίζει τις ξηρές από τις υγρές περιοχές, όπως φαίνεται στο ίδιο σχήμα. Αν με K_s συμβολίζεται η αγωγιμότητα στην υγρή ζώνη, η εφαρμογή **του νόμου του Darcy** δίνει την εξίσωση:

$$f_p = \frac{K_s(L + S)}{L}$$

όπου L είναι η απόσταση από την επιφάνεια του εδάφους ως το υγρό μέτωπο και S είναι η τριχοειδής αναρρόφηση στο υγρό μέτωπο.



Σχήμα 4.3. Σκαρίφημα της θεωρίας του μοντέλου Green - Ampt

Αναφερόμενοι στην ίδια εικόνα, είναι εμφανές ότι η αθροιστική διήθηση F είναι ισοδύναμη με το γινόμενο του βάθους ως το υγρό μέτωπο L και του αρχικού ελλείμματος υγρασίας

$\theta_s - \theta_i = IMD$, όπου θ_s το πορώδες του εδάφους και θ_i το αρχικό περιεχόμενο του εδάφους σε νερό. Κάνοντας αυτές τις αντικαταστάσεις στην τελευταία εξίσωση, λαμβάνουμε τη σχέση:

$$f_p = K_s \left(1 + \frac{S \cdot IMD}{F} \right)$$

Θεωρώντας ότι $f_p = dF/dt$, παίρνουμε :

$$\frac{dF}{dt} = K_s \left(1 + \frac{S \cdot IMD}{F} \right)$$

Τέλος, ολοκληρώνοντας και αντικαθιστώντας τη συνθήκη $F=0$ για $t=0$, η τελευταία σχέση γίνεται:

$$F - S \cdot IMD \cdot \ln\left(\frac{F + S \cdot IMD}{S \cdot IMD}\right) = K_s t$$

Αυτή η μορφή της εξίσωσης Green-Ampt, είναι πιο εύκολη για διαδικασίες προσομοίωσης λεκάνης απορροής, γιατί συνδέει την αθροιστική διήθηση με το χρόνο κατά τον οποίο ξεκίνησε η διήθηση. Η εξαγωγή αυτής της σχέσης υποθέτει μια λιμνάζουσα επιφάνεια, έτσι ώστε ο πραγματικός ρυθμός διήθησης να είναι ίσος με την ικανότητα διήθησης κάθε χρονική στιγμή.

Με τη χρήση της τελευταίας εξίσωσης μπορεί να προσδιοριστεί η αθροιστική διήθηση οποιαδήποτε χρονική στιγμή, μια ιδιότητα χρήσιμη για συστήματα συνεχούς προσομοίωσης. Όλες οι παράμετροι στην εξίσωση είναι φυσικές ιδιότητες του εδάφους και του συστήματος εδάφους - νερού και είναι μετρήσιμες. Εναλλακτικά, οι τιμές θ_s , S και K_s δίνονται από πίνακες της USDA ανάλογα με τον τύπο εδάφους (Maidment, 1993).

4.3.3 Το Μοντέλο HUGGINS - MONKE

Αρκετοί ερευνητές παρέκαμψαν τη χρονική μεταβλητότητα του προβλήματος, εισάγοντας την εδαφική υγρασία ως ανεξάρτητη μεταβλητή. Ένα τέτοιο παράδειγμα είναι η ακόλουθη εξίσωση που προτάθηκε από τους **Huggins και Monke**:

$$f = f_c + A\left(\frac{S - F}{T_p}\right)^p$$

όπου: A, P = συντελεστές

S = η ικανότητα αποθήκευσης ενός εδάφους που υπερκαλύπτει το αδιαπέρατο στρώμα (T_p μείον την προηγούμενη υγρασία)

F = ο συνολικός όγκος νερού που διηθείται

T_p = το συνολικό πορώδες του εδάφους που βρίσκεται πάνω από το αδιαπέρατο στρώμα

Οι συντελεστές εκτιμούνται χρησιμοποιώντας δεδομένα από μελέτες με διηθησόμετρα. Η μεταβλητή F πρέπει να υπολογιστεί για κάθε χρονικό βήμα στη διαδικασία υπολογισμού. Στην αρχή μιας καταιγίδας το $F = 0$ και συνεπώς το f είναι γνωστό.

4.3.4 Το Μοντέλο HOLTAN

Μια άλλη εξίσωση που περιγράφει την ικανότητα διήθησης έχει αναπτυχθεί από τον **Holtan**:

$$f = aF_p^n + f_c$$

όπου:

f = η ικανότητα διήθησης (in/hr)

a = η ικανότητα διήθησης [(in/hr)/in^{1.4}] της διαθέσιμης αποθήκευσης (δείκτης του συσχετιζόμενου με την επιφάνεια πορώδους)

F_p = η διαθέσιμη αποθήκευση στο επιφανειακό στρώμα (ορίζοντας A σε καλλιεργήσιμα εδάφη, που είναι περίπου οι πρώτες 6 ίντσες) σε ίντσες ισοδύναμου νερού

f_c = ο σταθερός ρυθμός διήθησης μετά από μακρόχρονη διαβροχή (in/hr)

n = εκθέτης με τυπική τιμή 1.4

4.3.5 Το Μοντέλο ΚΟΣΤΙΑΚΟΝ

Μια άλλη εξίσωση που περιγράφει το ρυθμό διήθησης έχει αναπτυχθεί από τον **Kostiakov**:

$$f = (a \cdot b) t^{b-1}$$

η αθροιστική διήθηση δίνεται από τη σχέση:

$$F = a \cdot t^b$$

όπου: f = η ικανότητα διήθησης (in/hr),
 F = η αθροιστική διήθηση (in) και
 a, b = σταθερές που υπολογίζονται από την
επεξεργασία των μετρήσεων.

Από λογαρίθμιση της παραπάνω εξίσωσης προκύπτει :

$$\text{Log}F = \log a + b \cdot \log t$$

οπότε σε διπλά λογαριθμικό χαρτί με γραμμική παλινδρόμηση ανάμεσα στην αθροιστική διήθηση και στο χρόνο υπολογίζονται οι παράμετροι a και b .

4.3.6 Το Μοντέλο PHILIP

Μια άλλη εξίσωση που περιγράφει το ρυθμό διήθησης έχει αναπτυχθεί από τον **Philip**:

$$f = 1/2 \cdot s \cdot t^{-0.5} + A$$

η αθροιστική διήθηση δίνεται από τη σχέση:

$$F = s \cdot t^{0.5} + A \cdot t$$

όπου: f = η ικανότητα διήθησης (in/hr),

F = η αθροιστική διήθηση (in)

s = η απορροφητικότητα του εδάφους και

A = σταθερά που σχετίζεται με τις υδραυλικές ιδιότητες του εδάφους.

4.3.7 Μέθοδος SCS

Η **Soil Conservation Service (SCS)** έχει αναπτύξει μια ευρέως χρησιμοποιούμενη διαδικασία, που χρησιμοποιεί τον αριθμό καμπύλης CN για τον υπολογισμό της απορροής. Σε αυτήν ενσωματώνονται οι επιδράσεις της χρήσης και εκμετάλλευσης της γης. Η διαδικασία αναπτύχθηκε εμπειρικά από μελέτες σε μικρές καλλιεργήσιμες λεκάνες. Αν και η διαδικασία SCS δε σχεδιάστηκε για να υπολογίζει άμεσα τη διήθηση, στην ουσία ενσωματώνει μια εκτίμηση της.

Η μέθοδος υπολογίζει το ενεργό ύψος βροχής, δηλαδή την ποσότητα βροχής που απορρέει επιφανειακά, σύμφωνα με τη σχέση:

$$h_e = \begin{cases} 0 & h \leq 0.2S \\ \frac{(h - 0.2S)^2}{h + 0.8S} & h > 0.2S \end{cases}$$

όπου: h_e = το ενεργό ύψος βροχής
 h = το συνολικό ύψος βροχής

Το S είναι μια παράμετρος που συνδέεται με τον αριθμό καμπύλης CN σύμφωνα με τη σχέση:

$$S [mm] = 254 \left(\frac{100}{CN} - 1 \right)$$

Η διαδικασία SCS περιλαμβάνει την επιλογή μιας καταιγίδας και τον υπολογισμό της άμεσης απορροής με τη χρήση καμπυλών που δημιουργήθηκαν από μελέτες πεδίου, σχετικά με το ποσό της παρατηρημένης απορροής σε διάφορους εδαφικούς συνδυασμούς.

Ένας αριθμός καμπύλης CN (κυμαίνεται από 0 έως 100) εξάγεται από πίνακες, ανάλογα με τον τύπο εδάφους και την υδρολογική κατάσταση. Τα εδάφη κατατάσσονται στην κατηγορία A, B, C ή D ανάλογα με τα ακόλουθα κριτήρια:

- **A.** Εδάφη με υψηλούς ρυθμούς διήθησης ακόμα και αν διαβραχούν διεξοδικά (πολύ χαμηλό δυναμικό απορροής), Συνήθως περιέχουν πλήρως στραγγιζόμενες άμμους ή χαλίκια.
- **B.** Εδάφη με μέτριους ρυθμούς διήθησης, όπως για παράδειγμα αμμώδης πηλός.
- **C.** Εδάφη με χαμηλούς ρυθμούς διήθησης, όπως είναι τα εδάφη με σημαντικό ποσοστό αργίλου.
- **D.** Εδάφη με πολύ μικρούς ρυθμούς διήθησης (πολύ υψηλό δυναμικό απορροής). Συνήθως περιλαμβάνουν αργιλώδη εδάφη με υψηλή πιθανότητα διόγκωσης ή ρηχά εδάφη πάνω σε σχεδόν αδιαπέρατο υλικό.

Ένας σύνθετος αριθμός καμπύλης (CN), για μια λεκάνη που περιλαμβάνει περισσότερες από μία χρήσεις γης ή τύπο εδάφους, μπορεί να υπολογιστεί πολλαπλασιάζοντας κάθε επιμέρους αριθμό καμπύλης με το συντελεστή βάρους που προκύπτει από το ποσοστό της επιφάνειας.

Οι αριθμοί καμπύλης διαχωρίζονται και ανάλογα με τις υπάρχουσες συνθήκες εδαφικής υγρασίας. **Τέτοιες συνθήκες υγρασίας είναι:**

- **Κατάσταση I:** Η κατάσταση κατά την οποία τα εδάφη είναι στεγνά, αλλά όχι στο σημείο μόνιμης μάρανσης και όταν λαμβάνει χώρα ικανή άροση ή καλλιέργεια.

- **Κατάσταση II:** Η μέση περίπτωση για ετήσιες πλημμύρες, δηλαδή ένας μέσος όρος των συνθηκών που προηγήθηκαν της μέγιστης ετήσιας πλημμύρας σε αρκετές λεκάνες απορροής.
- **Κατάσταση III:** Αν έντονη βροχόπτωση ή ελαφρά βροχόπτωση και χαμηλές θερμοκρασίες έχουν συμβεί τις τελευταίες 5 ημέρες πριν τη δεδομένη καταιγίδα και το έδαφος είναι σχεδόν κορεσμένο.

Μερικές ενδεικτικές τιμές του αριθμού καμπύλης CN για την υδρολογική κατάσταση II δίνονται στον Πίνακα 4.1. Οι αριθμοί CN που αντιστοιχούν στις συνθήκες υγρασίας I και III, μπορούν να υπολογιστούν από πίνακες ή με τη βοήθεια τύπων, ως συνάρτηση του αριθμού CN για την εδαφική κατάσταση II.

Πίνακας 4.1 Ενδεικτικοί αριθμοί καμπύλης CN για την υδρολογική κατάσταση II

Χρήση γης	Υδρολογική κατάσταση	Κατηγορία εδάφους			
		A	B	C	D
Βοσκότοπος	Φτωχή	68	79	86	89
	Μέτρια	49	69	79	84
	Καλή	39	61	74	80
Δάσος	Φτωχή	45	66	77	83
	Μέτρια	36	60	73	79
	Καλή	25	55	70	77
Δρόμος (χώμα)	-	72	82	87	89
Δρόμος (σκληρή επιφάνεια)	-	74	84	90	92

4.4 ΠΑΡΕΜΠΟΔΙΣΗ

Τμήμα των κατακρημνισμάτων μιας καταιγίδας παρεμποδίζεται από τη βλάστηση και άλλες μορφές κάλυψης της λεκάνης απορροής. Η παρεμπόδιση μπορεί να οριστεί ως το τμήμα της καθαρής εισερχόμενης κατακρήμνισης που προσκολλάται στα υπερκείμενα του εδάφους αντικείμενα, μέχρι να επιστρέψει στην ατμόσφαιρα μέσω της εξάτμισης.

Τα κατακρημνίσματα που προσκρούουν στη βλάστηση, μπορούν να κατακρατηθούν σε φύλλα ή σε λεπίδες από γρασίδι, να ρεύσουν πάνω στους κορμούς των φυτών δημιουργώντας την **κορμοροή** (stemflow), ή να πέσουν από τα φύλλα δημιουργώντας τμήμα της **διάπτωσης** (throughfall). Η υπόλοιπη διάπτωση είναι το μέρος της βροχόπτωσης που καταλήγει στο έδαφος μέσα από τα κενά στη φυτοκάλυψη. Η διάπτωση είναι κύρια συνιστώσα που ενδιαφέρει τον υδρολόγο μηχανικό και εξαρτάται **όχι μόνο από τα χαρακτηριστικά της χλωρίδας, αλλά και από το ρυθμό της βροχόπτωσης και τις μετεωρολογικές συνθήκες που καθορίζουν την εξάτμιση από τα φυλλώματα** (Manning, 1997).

4.5 ΚΑΤΑΚΡΑΤΗΣΗ

Τα κατακρημνίσματα που φτάνουν στο έδαφος μπορούν να διηθηθούν, να απορρεύσουν πάνω στην επιφάνεια, ή να παγιδευτούν μέσα στις πολυάριθμες μικρές κοιλότητες του εδάφους, από όπου η μόνη διέξοδος είναι η εξάτμιση ή η διήθηση. Το φαινόμενο αυτό της συγκράτησης του νερού στις εδαφικές κοιλότητες ονομάζεται **κατακράτηση (depression)**.

Η φύση των κοιλοτήτων, όπως και το μέγεθος τους, είναι σε μεγάλο βαθμό συνάρτηση της αρχικής μορφής του εδάφους και των τοπικών πρακτικών χρήσεως γης. Εξαιτίας της μεγάλης μεταβλητότητας της φύσης της κατακράτησης και των ανεπαρκών μετρήσεων, δεν είναι δυνατό να υπάρξει μία γενικευμένη σχέση με όλες τις παραμέτρους που να ισχύει για κάθε περίπτωση. Ένα ορθολογικό μοντέλο για την περιγραφή του φαινομένου, έχει προταθεί από τους Linsey et al., όπου η κατακράτηση κάθε χρονική στιγμή δίνεται από τη σχέση (Linsley et al., 1982):

$$V = S_d \left(1 - e^{-kP_e}\right)$$

όπου:

V = ο όγκος κατακράτησης

S_d = η μέγιστη ικανότητα της κατακράτησης

k = σταθερά ίση με $1/S_d$

P_e = η ενεργός βροχόπτωση.

Η σταθερά k και η μέγιστη ικανότητα της κατακράτησης S_d υπολογίζονται από επεξεργασία ιστορικών επεισοδίων βροχής απορροής.

Στο Σχήμα 4.1 περιγράφηκε η διάθεση των εισερχόμενων κατακρημνισμάτων.

Εύκολα παρατηρείται ότι ο ρυθμός με τον οποίο τροφοδοτούνται οι κοιλότητες του εδάφους φθίνει γρήγορα μετά την έναρξη του επεισοδίου κατακρήμνισης. Στο τέλος, το ποσοστό της κατακρήμνισης που καταλήγει σε εδαφική κατακράτηση πλησιάζει το μηδέν, δεδομένου ότι υπάρχει ένας αρκετά μεγάλος όγκος κατακρημνίσεων που υπερβαίνει τις άλλες απώλειες της εδαφικής αποθήκευσης, όπως είναι η διήθηση και η εξατμηση. Αργότερα, όλο το νερό της εδαφικής κατακράτησης είτε θα εξατμιστεί ή θα διηθηθεί στο έδαφος.

Θα πρέπει, τέλος, να γίνει κατανοητό ότι η γεωμετρία της εδαφικής επιφάνειας είναι συνήθως πολύπλοκη και συνεπώς οι κατακρατήσεις διαφέρουν σημαντικά σε μέγεθος, βαθμό ενδοεπικοινωνίας και συνεισφορά στην επιφανειακή απορροή. Γενικά, οι εδαφικές κατακρατήσεις μπορούν να θεωρούνται ως μικρές δεξαμενές και ως τέτοιες υπόκεινται σε παρόμοιες τεχνικές ανάλυσης.