الصرف الزراعي متقدم

جامعة الملك سعود-كلية الزراعة
قسم الهندسة الزراعية

الدكتور/فوزي سعيد عواد

١٤٢٨/١٤٢٧هـ

المحتويات

الموضوع	الصفحة
الفصل الأول: أسس الصرف الزراعي	١
مقدمة	١
مكونات التربة	١
طرق الصرف	٢
حد الانكماش	٣
أهداف الزراعي	٥
أغراض الصرف الزراعي	٥
الأضرار الناتجة عن ارتفاع منسوب الماء الأرضي	٧
الفصل الثاني: الدراسات (التحريات) اللازمة لمشاريع الصرف	١٠
مقدمة	١٠
الدراسات الاستكشافية	١١
العناصر الأساسية للدراسات الاستكشافية	١١
الدراسات التصميمية	١٤
نتائج الدراسات التصميمية	١٥
كثافة أخذ النماذج	١٦
دراسات وتحريات الماء الجوفي	١٧
الأهداف الرئيسية لمسح الماء الجوفي	١٧
الدراسات التمهيدية للماء الجوفي	١٧
الفصل الثالث: طبيعة الماء في التربة	١٩
مكونات ماء التربة	١٩
ماء التربة في حالة السكون	٢٠
الخاصية الشعرية	٢٣
خواص ماء التربة	٢٧
طرق قياس الشد الرطوبي	٣٠
ظاهرة التخلف	٣٣

توزيع ماء التربة داخل المقطع بعد الصرف ٣٦

الفصل الرابع: قانون دارسي ٣٨

مقدمة ٣٨

استنتاج قانون دارسي ٤٠

صحة قانون دارسي ٤٥

الفصل الخامس: الرشح ٤٨

مقدمة ٤٨

عملية الرشح ٤٩

توزيع المياه داخل قطاع التربة أثناء عملية الرشح ٥١

العوامل المؤثرة على الرشح ٥٢

طرق قياس الرشح ٥٦

الطرق التقريبية لتقدير ا لرشح ٥٦

الفصل السادس: الايصالية المائية والنفاذية ٥٩

مقدمة ٥٩

تأثير تغير درجة الحرارة على الايصالية المائية (النفاذية) ٦٠

تأثير التغير في نسبة الفراغات على الايصالية المائية ٦١

تشابه وتباين خواص التربة ٦١

الفصل السابع: معادلة الاستمرارية ٦٣

مقدمة ٦٣

معادلة ريتشارد ٦٥

الجريان في الترب غير المشبعة أو المشبعة جزئياً ٦٨

الفصل الثامن: الشروط الحدودية ٧٠

مقدمة ٧٠

الجريان غير المستقر ٧٢

المعادلات المتحكمة ٧٢

الحلول التحليلية ٧٥

شبكة الجريان ٨٠

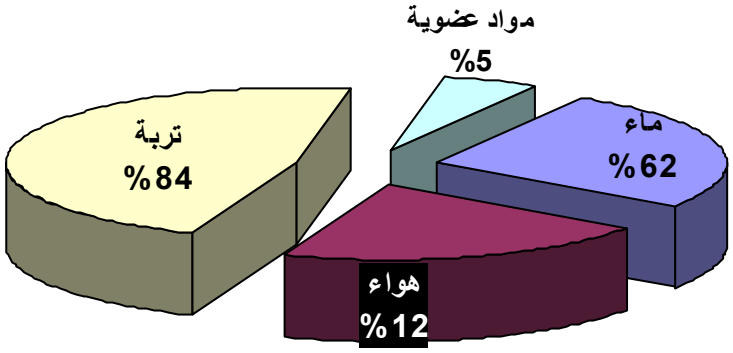
الفصل الأول
أسس الصرف الزراعي

مقدمة

يعرف الصرف الزراعي بأنه عملية التخلص من المياه الفائضة عن حاجة النبات التي قد تتواجد فوق سطح الأرض وتحتها حيث تمتد جذور النباتات، فإذا تواجدت مثل هذه المياه في الأراضي الزراعية لفترة طويلة قد تؤدي إلى أضرار جسيمة بالأرض وبالأنتاج النباتي بشكل عام.

مكونات التربة

تشكل الفراغات في التربة الطبيعية حوالي ٤٨٪ من حجمها، وتُكوّن المواد الصلبة المعدنية والعضوية باقي الحجم. فالهواء يشغل عادة ٢١٪ من حجم الأراضي الزراعية الجيدة ويشغل الماء ٣٦٪ (شكل١)، ولكن في كثير من الحالات يحتل الماء حيز الهواء، مما يؤدي إلى تدهور الأراضي الزراعية وتكون الحاجة للصرف أمراً ضرورياً.



شكل ١.١: النسب النموذجية لمكونات التربة الزراعية

طرق الصرف

١- طريقة إقتحام الهواء

يحدث هذا النوع من الصرف في الأراضي ذات القوام الخشنة، حيث تتسرب مياه الصرف خارج الفراغات الموجودة بين الحبيبات ويملأ الهواء جزء منها.

٢- الصرف بالتماسك

في الأراضي ذات الحبيبات الناعمة أو صغيرة الحجم ينقص حجم الفراغات بين هذه الحبيبات مع استمرار خروج مياه الصرف منها، كما تقترب وتتماسك حبيبات التربة من بعضها البعض، ولا يحدث إقتحام الهواء ودخوله في الفراغات إلا عند وصول التربة إلى حد الأنكماش.

٣- الصرف بالتجفيف

تؤدي عملية البخر من الأراضي ذات الحبيبات الصغيرة إلى فقد نسبة كبيرة من الرطوبة الأرضية، وكلما استمر البخر كلما اقتربت حبيبات التربة الصلبة من بعضها البعض بفعل الجذب أو الشد السطحي للمياه المحيطة (المتاخمة) لأسطح الحبيبات، وعند الوصول إلى حد الأنكماش فإن تماسك الحبيبات يكون كافياً لمقاومة الشد السطحي، فإذا زادت عملية التجفيف بفعل البخر يبدأ غزو الهواء ودخوله إلى الفراغات. وتستخدم هذه الطريقة عادة لصرف الأراضي التي يصعب فيها تجميع مياه الصرف وتوصيلها إلى المصارف العامة (المجمعة) فينشأ عندئذٍ ما يعرف بالمصارف العمياء، حيث تفقد مياه الصرف بالبخر (بالتجفيف).

٤- الصرف البيولوجي

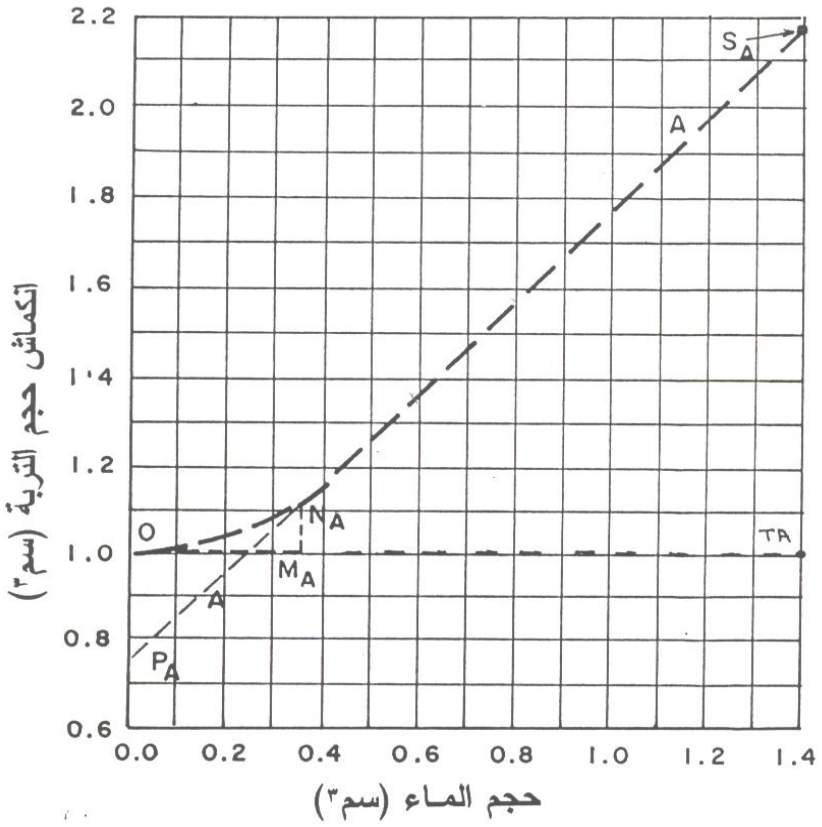
بهذه الطريقة تزرع الأشجار على إمتداد قنوات الري التي تروي الأراضي الزراعية، حيث تفقد كثيراً من المياه المترشحة بواسطة البخر-نتح، فالأشجار تستغل هذه المياه في نموها وتقطع خط رشح المياه المتسرب من هذه القنوات.

٥-الصرف بالجاذبية الأرضية

تتسرب المياه إلى داخل التربة ثم إلى المصبات بفعل قوى الجاذبية الأرضية، فإذا كانت الفراغات البينية للتربة كبيرة الحجم (كما في التربة الرملية) فإن قوة تلاصق المياه حول الحبيبات تكون ضئيلة مما يساعد على الصرف بهذه الطريقة.

حد الإنكماش Shrinkage Limit

هو المحتوى الرطوبي الذي عنده أو اقل منه تبدأ التربة بالإنكماش. ومقدار الإنكماش يتناسب مع كمية المياه الخارجة من التربة. اما القوة التي تسبب الإنكماش فتنشأ نتيجة للشد المتكون عند سطح الماء والهواء والتربة. فالبخر من سطح التربة يسحب الماء من داخل التربة، مما يجعل حبيبات التربة تنجذب لبعضها البعض . والشكل (١.٢) يمثل العلاقة بين مقدار حجم الماء المنصرف من التربة وحجم الإنكماش الذي يحصل في تربة لأحدى الحالات المعينة.



شكل٢: تأثير محتوى رطوبة التربة على الإنكماش

يمكن ملاحظة الأمور التالية من الشكل رقم ٢:

١. يتساوى حجم الماء المسحوب مع حجم إنكماش التربة كلما تجف العينة الرطبة، أي أن ميل الخط يساوي ١
٢. كلما استمرت عملية التجفيف في التربة يبدأ الخط في الأنحراف قليلاً من عند نقطة معينة (N_A)، حيث يصبح حجمم إنكماش التربة اقل بكثير من حجم الماء المسحوب.
٣. عند هذه النقطة يبدأ الهواء بالدخول في الفراغات البينية للتربة.
٤. يعتمد مقدار التغير في الجزء الأخير على نوع التربة. وهذا الجزء يدعى "الإنكماش المتبقي"، والذي يساوي المسافة ما بين النقطتين N_A و M_A
٥. عند مد الخط المستقيم $N_A - S_A$ على استقامته فإنه سيقطع المحور عند النقطة P_A، فالمسافة ما بين P_A و O تمثل حجم الفراغات التي دخلها الهواء في التربة الجافة.
٦. تمثل المسافة ما بين S_A و T_A مقدار الإنكماش الكلي للعينة.

أهداف الصرف الزراعي

صرف الأراضي الزراعية عامل رئيسي وهام جداً لتحقيق الأمور التالية:

١. تحسين خواص التربة
٢. تحسين نوعية المحاصيل الزراعية
٣. زيادة الإنتاج

أجريت دراسات واسعة لمعرفة مدى تأثير ارتفاع منسوب الماء الأرضي على انتاج عدة أنواع من المحاصيل (جدول ١,١). وأظهرت بعض النتائج بأن إنتاج القطن في مصر قد إزداد بما لا يقل عن ٣٥٪، والذرة حوالي ٣٢٪، والقمح حوالي ٢٧٪ على أثر تنفيذ بعض مشروعات الصرف.

جدول (١،١): تأثير منسوب الماء الجوفي على إنتاج المحاصيل (أعلى إنتاج١٠٠٪)

المحصول	عدد السنين	نسبة الإنتاج عند منسوب ماء أرضي (سم)					الإنتاج عند ١٠٠% كغم/هكتار
		٤٠	٦٠	٩٠	١٢٠	١٥٠	
قمح	٦	٥٨٪	٧٧٪	٨٩٪	٩٥٪	١٠٠٪	٤٦٠٠
شعير	٥	٥٨٪	٨٠٪	٨٩٪	٩٥٪	١٠٠٪	٤١٠٠
حمص	٤	٥٠٪	٩٠٪	١٠٠٪	١٠٠٪	١٠٠٪	٢٧٥٠
فاصوليا	٣	٧٩٪	٨٤٪	٩٠٪	٩٤٪	١٠٠٪	٣١٠٠
بنجر	١	٧٥٪	٨٢٪	٩٠٪	٩٦٪	١٠٠٪	٤٢٥٠
شوفان	٣	٤٩٪	٧٤٪	٨٥٪	٩٩٪	١٠٠٪	٥٠٠٠

أغراض الصرف الزراعي

تصنف **أغراض** الصرف الزراعي حسب طبيعة المناطق المناخية التالية:

أ- **المناطق الرطبة:** تتلخص الأغراض الرئيسية للصرف في هذه المناطق بالأعمال التالية:

١- التخلص من المياه الزائدة نتيجة للجريان السطحي بفعل العواصف المطرية أو الري.

٢- التخلص من المياه تحت السطحية كي لا يرتفع منسوبها إلى منطقة جذور النباتات.

٣- تحسين بناء التربة وخواصها. خاصةً ما يتعلق بخواص التهوية، والأكسدة، والحرارة، والبكتيريا. أي تحسين جميع خواص التربة الميكانيكية والكيميائية والحيوية والطبيعية التي تعتمد على المحتوى الرطوبي للتربة.

٤- تسهيل عمليات الحرث بتجفيف القشرة السطحية للتربة.

٥- منع وتفادي حدوث أي نحر نتيجة جريان المياه وتدفقها على سطح الأرض..

ب- المناطق الجافة وشبه الجافة (تحت الإصلاح)

١- تقليل المحتوى الرطوبي للطبقات السطحية وذلك بخفض منسوب المياه الأرضية المالحة مع خفض تركيز الأملاح بها حتى لا يتجاوز ١ - ٣ غم/لتر. ومنسوب الماء الأرضي وسلوكه يتوقف على عدة عوامل، منها ما يلي:

أ - جدولة الري

ب- كمية التسرب العميق

ج- الصفات الطبيعية لطبقات التربة، وسمكها ونوع تكوينها، وحجم الفراغات ومساميتها

د - تضاريس المنطقة

٢- خفض مستوى ملوحة التربة والحفاظ على الموازنة الملحية في منطقة الجذور.

٣- التحكم في مياه الصرف التي تخرج من قطاع التربة.

ج- المناطق الجافة وشبه الجافة (المستصلحة)

١- منع إعادة تملح التربة (أي المحافظة على مستوى ملحي معين)..

٢- المحافظة على التهوية اللازمة للتربة وذلك بالسماح للهواء بإقتحام المسامات بسهولة والسماح لثاني أوكسيد الكاربون بالخروج من منطقة جذور النباتات إلى سطح الأرض.

٣- إمداد التربة بماء الري في حالة الري التحت سطحي.

٤- التخلص من المياه الراكدة التي تساعد على إنتشار كثير من الأمراض، مثل: البلهارسيا، والإنكلوستوما، والملاريا وغيرها.

٤- ضمان حركة المياه خلال طبقات التربة نتيجة للصرف الذي يساعد على توفير الميل الهيدروليكي.

الأضرار الناتجة عن ارتفاع منسوب الماء الأرضي

أ- بالنسبة للإنسان

تعيش عادة طفيليات البلهارسيا والملاريا والإنكلوستوميا في المناطق التي تكون فيها التربة غدقة (مشبعة) أو في البرك والمستنقعات. كما تعيش القواقع الناقلة للبهارسيا في مجاري المياه بطيئة السرعة والمستنقعات التي تنمو فيها الأعشاب، وينمو البعوض الناقل للملاريا في مزارع الأرز ومجاري المياه الآسنة والبرك التي تكثر فيها الأعشاب.

أن الأصابة بهذه الأمراض تؤدي إلى بطء في نمو اجسام المصابين وبطء في نمو قواهم العقلية، كما تسبب العقم للرجال والنساء على السواء، علاوة على خفض إنتاج الفرد. كما أن تكلفة علاج هذه الأمراض باهظة جداً.

ب- بالنسبة للحيوانات

تتعرض الحيوانات التي تعيش على أرض مشبعة بالمياه إلى كثير من الأمراض الطفيلية، لا سيما في المناطق التي تكون فيها درجات الحرارة عالية، مثل الدودة الكبدية أو إصابة حوافر الماشية والأغنام مما يتسبب في خفض إنتاجها.

ج- بالنسبة للنبات

زيادة المحتوى الرطوبي للتربة قد تؤثر على النباتات ونموها وإنتاجيتها بشكل واضح، ومن هذه الأضرار ما يلي:

١. زيادة المحتوى الرطوبي للتربة وارتفاع منسوب الماء الأرضي إلى منطقة الجذور وتذبذبه يؤدي إلى قلة أو إنعدام وجود الهواء في مسام التربة مما يتستبب في ضعف النبات وإختناق الجذور أو عدم نموها، مما يعيقها عن تأدية وظيفتها كأمتصاص الغذاء من التربة.
٢. يؤدي ارتفاع الماء الأرضي إلى عدم إمكانية عيش البكتيريا النافعة في التربة المشبعة بالماء التي تمتص النيتروجين من الهواء أو من التربة لتعطيه للنبات مباشرة.
٣. يساعد تشبع التربة بالمياه على تحول مادة السليلوز إلى أوكسيد الكاربون الذي يذوب في الماء ويؤدي إلى الأضرار بالنبات.
٤. تتعرض اشجار الفاكهة للأمراض الوظيفية والطفيلية سواء أكانت فطرية أو بكتيرية مثل أمراض البياض، والصدأ، والتثقيب، والتجعيد، وتصمغ الجذور والأغصان، وضعف النمو الخضري، وقصر عمر الأشجار، وجفاف السوق والفروع، وتعفن الجذور وذبولها، مما يؤدي إلى نقص الإنتاج كماً ونوعاً.
٥. أن إرتفاع منسوب الماء الأرضي خلال فترة تزهير نبات القطن وتكوين اللوز يؤدي إلى جفاف اللوز والأزهار وسقوطها، كما يساعد على إنتشار مرض العنكبوت الأحمر الذي يؤدي إلى نقص كبير في محصول القطن.

الجدول (١.٢) يبين نتائج بعض الدراسات إلى تفيد بأن المحاصيل تتأثر بارتفاع الماء الأرضي ولو لفترة قصيرة اثناء دورة حياة النبات. يبين الجدول نتائج لبعض التجارب على محصول الشعير بأعتبار أن المحصول الناتج عند خفض مستوى الماء الأرضي إلى ٨٠ سم بصفة مستديمة أثناء نمو النبات يعادل ١٠٠، وعند رفع منسوب الماء لمدة ١٥ يوم في فترات مختلفة من عمر النبات يتضح مدى تأثر النبات.

جدول ٢.١: تأثير فترة رفع منسوب الماء الأرضي إلى اعماق مختلفة على محصول الشعير.

فترة رفع منسوب الماء الأرضي إلى(سم):	المحصول في حالة العمق الذي رفع اليه منسوب الماء الأرضي			
	١٠	٢٥	٥٠	٨٠
١٠ – ٢٥ يونية	٪٢١	٪٣٠	٪٥٧	٪١٠٠
٥ – ٢٠ يوليو	٪٢٦	٪٤٦	٪٧٦	٪١٠٠
١ – ١٥ يوليو	٪٢٠	٪٢٩	٪٣٩	٪١٠٠
١٠ – ٢٥ يوليو	٪٢٣	٪٣٦	٪٤٥	٪١٠٠

د- بالنسبة للتربة

١- **قوام التربة:** يقل النشاط الحيوي للنبات إلى حد كبير عند تشبع التربة بالمياه، ويقل ايضاً نشؤ جذور النبات.

٢- **تهوية التربة:** إذا استمر تشبع التربة لفترة طويلة تنعدم دورتي التجفيف والبلل وما يصاحبهما من إنكماش وتمدد وبالتالي تتأثر تهوية التربة، مما يؤدي إلى هبوط مستوى الأوكسجين وزيادة نسبة ثاني أوكسيد الكاربون. والأوكسجين يساعد على تحويل المواد الاولية إلى مواد غذائية ذائبة، فهو عامل هام في عملية تحليل المواد العضوية وفي عملية إنبات البذور ونشؤ الشعيرات الجذرية، إذ لا ينمو أي نوع من جذور النبات في غياب الأوكسجين. فمعظم النباتات تتطلب وجود ١٠٪ من حجم الفراغات البينية في منطقة الجذور مليئة بالهواء، أي وجود ٢٪ أوكسجين، فسؤ التهوية يقلل من صعود العصارة إلى أعلى الساق ويقلل من إمتصاص النبات للمواد الغذائية. فتشبع التربة يعني تغير الخواص الكيميائية والطبيعية والحيوية لها.

٣- **حرارة التربة:** عادة ترتفع حرارة الأراضي جيدة الصرف أسرع من الأراضي ذات المحتوى الرطوبي العالي (الأراضي المشبعة بالمياه) بحوالي ٨ درجات مئوية عند عمق ٥.٢ سم و ٤ درجات عند عمق ١٠ سم. أي أن النباتات تتأثر بدرجات الحرارة خاصة عند فترة الإنبات، فمعدل النمو والإنبات الطبيعي يزداد مع زيادة درجة الحرارة ما بين ٢٠ و ٣٠ درجة مئوية في حالة نسبة الأوكسجين العالية، وخفض درجات الحرارة يحد من تفرع النبات ويقلل من نشؤ الجذور الشعرية ويؤثر على فترة السكون وعلى معدل نضج

المحصول، كما يؤثر ايضاً على عملية التنفس وعلى إمتصاص وتركيب المواد العضوية وتحول المواد الغذائية من صورة إلى أخرى.

٤- **تركيز الأملاح:** يؤدي عدم توفر الصرف الجيد على تملح الأراضي الزراعية نتيجة للبخر-نتح.

٥- **أعمال الميكنة الزراعية:** تتأثر اعمال الزراعة كثيراً إذا كانت التربة مشبعة بالمياه، حيث تتعثر أعمال الحراثة وتهيئة الأرض نتيجة لذلك.

الفصل الثاني
الدراسات (التحريات) اللازمة لمشاريع
الصرف الزراعي

مقدمة

تنوع مشاكل الصرف يتطلب معرفة الغرض الرئيسي من الدراسات، لذا يجب أن تحدد الغاية من الدراسات ومستوياتها حسب الأهداف، على أن تؤمن هذه الأهداف المنظور الأقتصادي الملائم على المدى البعيد. وبشكل عام تتم الدراسات والتصاميم عبر مرحلتين، وذلك بعد الأطلاع على المنطقة المراد تنفيذ شبكة الصرف فيها، وهذه الدراسات تشمل الدراسات الأستكشافية والدراسات التصميمية.

يجب أن تتضمن هذه الدراسات العوامل الخاصة بتضاريس المنطقة، والأملاح في التربة، والماء الجوفي، وكميات المياه الزائدة. وعليه يجب أن تجيب هذه الدراسات المزمع القيام بها على الأسئلة التالية:

١. هل المياه والأملاح الزائدة تشكل مشكلة في الوقت الحاضر؟ أو المستقبل؟
٢. هل هناك منفذ طبيعي للمياه والأملاح الزائدة؟
٣. ما هو مصدر المياه الزائدة ؟
٤. ما هي الاحتياجات الصرفية ؟ أي ما هي كمية المياه والأملاح التي يجب التخلص
٥. منها؟
٦. ما هي أفضل طريقة للصرف التي يمكن استخدامها للحصول على أفضل النتائج؟

وللحصول على إجابات وافية لمثل هذه الأسئلة لا بد من جمع وفحص وتحليل جميع البيانات المتعلقة بمشروع الصرف. وتشمل هذه المعلومات على معرفة تضاريس وجولوجية المنطقة ونوع التربة فيها ومستوى الماء الأرضي وتذبذبه والأمطار والملوحة وحالة الصرف السطحي.

الدراسات الإستكشافية

يمكن تحديد الأمور التالية نتيجة لهذا النوع من الدراسات:

١. موقع وكفاءة المجاري المائية الموجودة في منطقة المشروع، ومعرفة حدود القرى والحقول والملكيات المختلفة.

٢. موقع وحالة مجاري الري وفروعها، وموقع الآبار والينابيع والبرك والخزانات المائية وأي موارد أخرى.
٣. موقع وحالة المصبات ومداخل المياه.
٤. وسائل وطرق الري المحلية المستخدمة وكفاءتها.
٥. بيانات أولية تخمينية عن مستوى الماء الأرضي وتذبذبه وإتجاه حركة المياه.
٦. انواع المحاصيل الزراعية وحالتها وخطط تغييرها أو تنويعها مستقبلاً.
٧. نوع وموقع المصارف الموجودة فعلاً والمسافات بينها.
٨. أي دلائل للملوحة بالأراضي المراد إنشاء شبكة صرف فيها.
٩. الصفات الطبوغرافية الواضحة للأرض التي قد تؤثر على موقع المصارف.
١٠. تسجيل أي معلومات مفيدة من الآهالي الموجودين في المنطقة.

تعتبر الدراسات الإستكشافات الخطوة الأولى في التحريات للمشروع المراد تنفيذه، وهدفها بصورة مبدئية هو تخمين إمكانية تنفيذ المشروع من الناحية الإقتصادية والعلمية. فإذا كانت النتائج إيجابية يباشر في المرحلة الثانية من الدراسات. فالدراسات الأولية قد تكون بسيطة للغاية إذا توفرت المعلومات المدرجة اعلاه.

العناصر الأساسية للدراسات الإستكشافية

أ- الطبوغرافية (تضاريس الأرض)

١. يجب توفر خارطة ذات مقياس تتراوح ما بين ١: ١٠٠.٠٠٠ و ١: ٢٥٠.٠٠٠ يظهر عليها الخطوط الكنتورية للمنطقة.
٢. يمكن إستخدام الصور الجوية لمعرفة المنطقة بصورة اكثر شمولية، فهذه الصور المأخوذة للمنطقة على فترات زمنية مختلفة يمكن مقارنتها لملاحظة مدى تدهور الغطاء النباتي ومدى تأثير مشكلة الصرف عليه.
٣. يجب أن يوضح على الخريطة كافة التغيرات سواء أكانت طبيعية أو اصطناعية، والتي لها تأثير مباشر وغير مباشر على مشروع الصرف، مثل: الأنهر، والقنوات، والمنخفضات، والطرق، والأبنية.

ومن الأمور التي تتحكم الطبوغرافية فيها هي تحديد المنافذ وانواعها ومعرفة فيما إذا كانت هذه المنافذ طبيعية (اي تعتمد على الجاذبية الأرضية في تصريف المياه) أو إصطناعية (أي استخدام المضخات للتخلص من المياه الزائدة). ومن الأمور الأخرى التي تحددها

الطبوغرافية هي تحديد درجة إستقامة القنوات الرئيسية والمجمعة والفرعية ومدى انحداراتها وأقصى طول للمصارف الفرعية.

ب- جيولوجية المنطقة

تفيد معرفة تطور العمليات الجيولوجية لمنطقة المشروع في تحديد عمق الطبقة الصماء وانحدارها ، وتفيد ايضاً في معرفة هيدرولوجية الطبقات الحاملة للماء، أن تحديد هذه الصفات يساعد في تحديد سعة شبكة الصرف، لأن نوع الطبقة قد يكون هو المصدر للمياه الزائدة أو يكون منفذاً للمياه الزائدة.

جـ- التربة وطبيعة استغلال الأرض

يجب معرفة نوع التربة وطبيعة إستغلال الأرض، لأنهما يؤثران على متطلبات الصرف بدرجة كبيرة وبالتالي يؤثران على الكلفة الأقتصادية للمشروع. ففي هذه المرحلة من المشروع يجب تحديد نوع المحصول أو المحاصيل أو بدائلها. وفي هذه المرحلة ايضاً ترسم خرائط المعلومات عن التربة لحد عمق ١.٢ متر لتحديد ملاءمة المحصول المراد زراعته من الناحية المبدئية. ويجب أن يولى نوع من الأهمية لطبقة التربة ذات العمق من ٠- ٣٠ سم لأهمية هذه الطبقة وملاءمتها لطرق الري، ومدى ترتشيحها للماء (معدل الرشح). أما الطبقة التي يتراوح عمقها ما بين ٣٠ و١٢٠ سم فهي مهمة بالنسبة لإيصاليتها للماء (النفاذية) ولسعة حفظها. فكل هذه المعلومات تساعد على تحديد مدى قابلية إنتاجية التربة ونوع الاستغلال المناسب لها.

تتطلب التحريات الإستكشافية للمنطقة المراد إنشاء مصارف فيها دراسة حالة الصرف السطحي وتحت السطحي، ففي حالة الصرف السطحي لابد من التحري عن مصدر المياه الزائدة على سطح الأرض، مثل: مياه الفيضانات، والجريان السطحي من المناطق المجاورة، والمياه الزائدة نتيجة اعمال الري.

ومياه الفيضانات يجب أن تُدرس من حيث درجة تأثر هذه المناطق بمياه الفيضانات، وسعتها، وعمقها (عمق مياه الفيضانات)، ومدى توفر الوسائل الوقائية للحد من تأثيرها . أما إذا كان المصدر هو الجريان السطحي من المناطق المجاورة فإنه في هذه الحالة يجب دراسة خصائص المنطقة من حيث سعتها ونوع الغطاء النباتي.

أما في حالة الصرف تحت السطحي يجب أن تتركز الدراسات على الأمور الرئيسية التالية:

١. تقدير حالة المياه الجوفية، مثل: تحديد مناسيب ارتفاع الماء الجوفي وتذبذباته السنوية، وتحديد مصادر تغذية الماء الجوفي والإتجاه العام لحركته ودرجة ملوحته. ويمكن تحقيق ذلك من خلال مراقبة الآبار الضحلة والعميقة المحفورة في المنطقة أو بحفر وإستخدام أبار الرصد (أبار المراقبة) أو البيزومترات.

٢. تحديد قابلية الصرف للمشروع ، وذلك من خلال دراسة حالة منافذ المياه الزائدة وقابلية التربة للتخلص من المياه الزائدة والذي يمكن تقديره بقياس:(أ) النفاذية المشبعة للتربة، (ب) عمق الطبقة الصماء.

٣. تقدير كلفة مشروع الصرف، أي تقدير تكلفة إنشاء وتنفيذ المصارف بعد تخمين كلفة وحدة الطول للمصارف.

بشكل عام تتطلب الدراسات الإستكشافية ايضًا حفر بعض المقدات وعمل بعض الحفر بواسطة البريمة إلى عمق يتراوح ما بين ١.٥ و ٥ متر. ويعتمد عدد هذه المقدات على مساحة المشروع ومدى تجانس التربة فيه. وهذه المقدات تستخدم لدراسة قوام التربة وبنيتها، ودرجة التبقع ، والملوحة، ونسبة الجبس والكاربونات والنفاذية (الإيصالية المائية المشبعة). ومن خلال هذه التحريات يمكن تحديد الأمور التالية:

١. مدى تجانس مقطع التربة
٢. عمق الماء الجوفي وتذبذبه
٣. ملوحة التربة
٤. تحديد الطبقات الصلبة
٥. درجة وجود الجبس وقد يضطر إلى حفر آبار عميقة تخترق الطبقات الحاملة للمياه في مرحلة الدراسات الإستكشافية ، وعمل بعض الدراسات لتقدير كمية التغذية من المياه الجوفية ، ويتم ذلك بإجراء فحوصات ضخ المياه.

الدراسات التصميمية Design Investigations

بعد الأنتهاء من الدراسات الأستكشافية تكون الجدوى الأقتصادية قد أصبحت واضحة، ففي هذه المرحلة تبدأ عملية جمع المعلومات بدرجة أكثر تفصيلاً ، فلذا يطلق عليها مرحلة الدراسات التفصيلية Detailed Survey .

والغاية من هذه الدراسات هي جمع المعلومات التي تساهم في التوصل الى التصميم الفعال لشبكة الصرف ، وفي هذا النوع من الدراسات تتبع نفس الخطوات السابقة في الدراسات الأستكشافية، ولكن بدرجة أكثر تفصيلاً. ويمكن تلخيص خطوات الدراسات التصميمية بما يلي:

أ- الطبوغرافية

يجب إعداد خرائط طبوغرافية دقيقة تظهر عليها المسافات الكنتورية، أما درجة دقة الخرائط فتعتمد على نوع العمل المنفذ.

ب- التصرف

يجب معرفة كميات المياه الزائدة والواجب التخلص منها بشكل دقيق للحصول على تصميم مناسب لشبكة الصرف، ويعني التصميم المناسب قدرة مشروع الصرف على خفض عمق الماء الأرضي الى العمق المطلوب .علماً بأنه توجد هناك عدة عوامل تؤثر بصورة مباشرة وغير مباشرة على كمية المياه الواجب التخلص منها مثل: قوام التربة، ومتطلبات الزراعة.

جـ- دراسات الصرف الحقلي

إجراء تحريات حقلية مكثفة لتوفير المعلومات التي تساعد على اختيار التصميم المناسب، مثل:

١- مسح التربة وإجراء التحاليل المختبرية على عينات التربة والتي تشمل ما يلي:

أ- التحاليل الفيزيائية (القوام، البناء، منحنى الشد الرطوبي، النفاذية، الكثافة الظاهرية والمسامية).

ب- التحاليل الكيميائية (درجة تفاعل التربة و الملوحة، نسبة الكربون، نسبة الجبس)

٢- المسوحات الهيدرولوجية التي تشتمل على تحديد ما يلي:

أ- رشح التربة (معدل الرشح Infiltration) ، والرشح التجميعي

ب- نفاذية التربة للطبقات المختلفة

جـ- غسل التربة (إجراء فحص غسل التربة Leaching test)

٣- دراسات الماء الجوفي من ناحية:

أ- ارتفاعه د- مصادر تغذيته

ب- تذبذبه هـ- تركيبه الكيميائي

جـ- اتجاه حركة المياه

نتائج الدراسات التصميمية

يجب أن تعطي نتائج الدراسات التصميمية صورة واضحة عن ما يأتي :

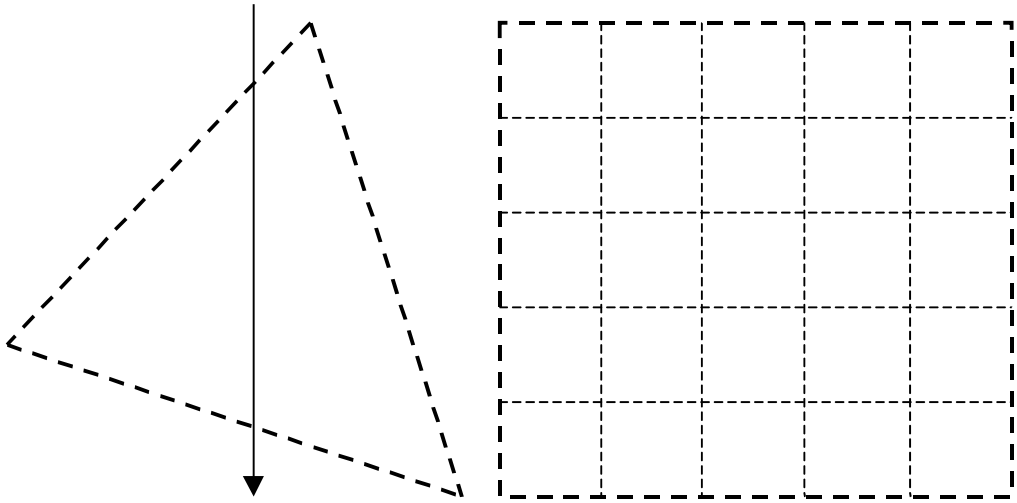
١. تحديد مساحة المشروع بدقة وتحديد خارطة للمنطقة
٢. قوام التربة وملوحتها لعمق يتراوح ما بين ٤ و ٥ متر
٣. تحديد الطبقة الصماء وعمقها وموقعها
٤. تحديد عمق وسمك الطبقات النفاذة جدا مثل الطبقات الرملية والحصوية
٥. نفاذية التربة (الإيصالية المائية للتربة)
٦. عمق وتذبذب واتجاه المياه الأرضية
٧. التركيب الكيميائي للماء الأرضي
٨. إقرار العمق والمسافة ما بين المصارف
٩. تحديد نوع المواد المستخدمة في المصارف الحقلية المغطاة
١٠. تحديد الحاجة لأستخدام المضخات للتخلص من المياه الزائدة عند الضرورة

كثافة أخذ النماذج

تعتمد كثافة أخذ النماذج على العوامل التالية :

١. التغيرات المرفولوجية (شكل وبنية) للمنطقة وما يرافقها من تجانس في التربة أو عدمه (عدد العينات المأخوذة من تربة متجانسة يكون عادة أقل من التربة غير المتجانسة)
٢. دقة المسح ومدى توفر الخرائط له

في الترب الرسوبية عادة يؤخذ موقع واحد لجمع العينات لكل ٤ هكتارات، وتؤخذ العينات من مواقع تشكل نظام مشبك Grid system أو مثلث (شكل ٢.١). فالنظام المشبك له ميزة تحسس التغيرات ذات الطبيعة الجيولوجية في مَقَد (مقطع) التربة لأعماق أكثر من ١.٢ متر من سطح التربة.



أ- النظام المشبك ب- النظام المثلث

شكل ٢.١: نظام توزيع أماكن أخذ عينات التربة من الحقل

دراسات وتحريات الماء الجوفي

تتأثر ملامح المياه الأرضية بشكل وآخر بالعوامل التي تغذي وتستنزف الماء الجوفي بصورة حتمية أو إحتمالية، فمن الناحية الحتمية يمكن تحديد نوع المسبب و نتيجته (مثال: يمكن أن يكون التغير الحاصل في منسوب الماء الجوفي بتأثير عملية الري أو سقوط الأمطار، ولكنها تبقى نسبية ما لم تنسب الى ظروف المنطقة من ناحية التربة والجيولوجية والطوبوغرافية).

أما من الناحية الإحتمالية فيلاحظ صعوبة تحديد التغير في ارتفاع منسوب الماء الجوفي تحديداً دقيقاً نتيجة لعملية إرتباطها بالتغير في خزين الماء الجوفي (الفرق بين كمية المياه الداخلة وكمية المياه الخارجة والتي تخضع الى الظروف الإحتمالية).

إن مسح حالة الماء الجوفي يعد جزءاً رئيسياً من الدراسات الخاصة بتنفيذ شبكة الصرف. (أي قياس منسوب الماء الجوفي ومعرفة العوامل التي تساعد على رفع وخفض منسوب الماء الجوفي).

الأهداف الرئيسة لمسح الماء الجوفي

١- تحديد حجم مشكلة الصرف ودرجتها وطبيعتها.

٢-تحليل معادلة موازنة الماء الجوفي وتحديد العوامل التي تؤثر على الموازنة

التغير في الخزن = الجريان الداخل - الجريان الخارج

٣- تحديد التركيز الكيميائي للماء الجوفي

الدراسات التمهيدية للماء الجوفي

عند اجراء مسح أو دراسات للماء الجوفي يجب جمع المعلومات التالية:

١. الحصول على خارطة طوبوغرافية للمنطقة بقياس ١:١٠٠٠٠٠ أو ١:٢٠٠٠٠٠ أو ١:٥٠٠٠٠٠
٢. جمع الصور الجوية للمنطقة.
٣. الحصول على خارطة جيولوجية للمنطقة مبين عليها المقطع الجيولوجي من أجل تحديد الطبقات الأرضية الحاملة للمياه.
٤. جمع المعلومات عن مصدر و كمية و توزيع المياه السطحية.
٥. جمع المعلومات عن التركيب الكيميائي للمياه السطحية والجوفية وإعدادها على هيئة خرائط .
٦. التحري عن جميع الآبار السطحية والعميقة الموجودة في المنطقة و تسقيطها على الخرائط.

مسح منسوب الماء الجوفي

وجود الآبار المحفورة في المنطقة يساعد على معرفة منسوب الماء الجوفي.

حفر آبار المراقبة بواسطة البريمة تستخدم في التحري عن الماء الجوفي

تستخدم البيزوميترات لدراسة تحرك المياه الجوفية

نوعية المياه

تحديد نوعية المياه وتحديد مدى تغيرها خلال السنة مهمة للغاية، خاصة في المناطق الجافة وشبة الجافة، ولأجل تحديد نوعية المياه يجب تحديد ما يأتي:

١- قياس كمية الأملاح الذائبة في الماء: تقاس بواسطة قياس التوصيل الكهربائي لعينة الماء، يطلق عليه الايصالية الكهربائية (EC) .

٢- قياس التركيز النسبي والنوعي للعناصر الذي يشتمل على تحديد ما يأتي:

أ-تركيز أملاح الصوديوم Na^{+} بالنسبة إلى تركيز الكالسيوم والمغنيسيوم $Mg^{++}+Ca^{++}$ ويعبر عنه بقياس نسبة الصوديوم المدمص " Sodium Adsorption Ratio " SAR كما يلي:

$$SAR = \frac{\left[Na^{+}\right]}{\sqrt{\left(Ca^{++} + Mg^{++}\right)}} \qquad (meq/L)$$

ب- تركيز بقايا كربونات الصوديوم *Residual Sodium Carbonate (RSC)* :

يعبر عنه كماً بقياس مقدار كربونات الصوديوم المتبقية كما يلي:

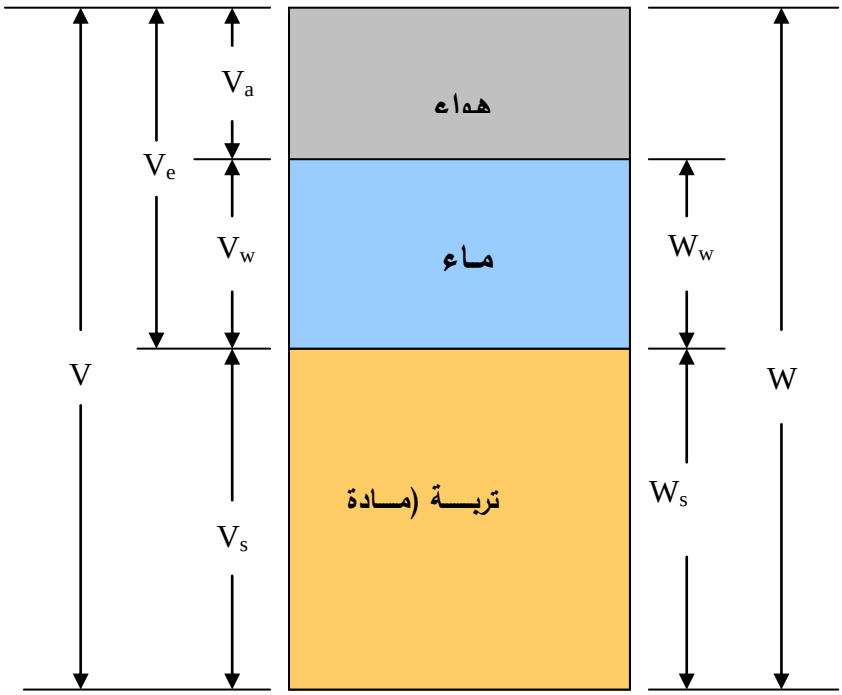
$$RSC = \left[\left(CO_3^{--} + HCO_3^{-}\right)\right] - \left[\left(Ca^{++} + Mg^{++}\right)\right]$$

جـ- تركيز العناصر B^{-} , Cl^{-} , SO_4^{--}

الفصل الثالث
طبيعة الماء في التربة

مكونات التربة

تتكون التربة من جزء صلد مكون من مركبات عضوية وأخرى معدنية ، يتجمع بعضها مع بعض لتترك جزءاً مسامياً مشغولاً بالماء و الهواء (شكل ٣.١). تتباين التربة كثيرا في نسب مكوناتها، مما ينعكس على خصائصها الفيزيائية التي تؤثر على حركة الماء فيها ثم تؤثربالتالي بشكل مباشر في تحديد نوع وتصميم شبكات الصرف.



شكل ٣.١: مقطع يمثل الأجزاء الرئيسة لمكونات التربة

المكونات الثلاثة ضرورية لنمو النباتات ، ونسبة كل من الهواء والماء عند أي زمن تعتمد على نوع التربة، والمناخ، والأعمال والعوامل الفعالة التي يقوم بها الأنسان عند الزراعة. فجزء من المادة الصلبة الواقع بالقرب من سطح التربة يتكون من مواد عضوية مثل: جذور النباتات والديدان و البكتريا. ونسبة هذه العناصر (المواد العضوية) ومدى فعاليتها ونشاطها يعتمد على نوع التربة، والمحصول أو الغطاء الخضري، وكذلك على الفترة الزمنية من السنة،

بالإضافة للعوامل الأخرى. وهذه العناصر، تُهمل عادة عند تحليل ودراسة حركة الماء داخل التربة. ولكن الفعاليات البيولوجية بشكل عام لها تأثير على حالة حركة الماء في سطح التربة.

تصنف الأجزاء الصلبة من التربة أيضا حسب نسبة الرمل والسلت والطين فيها. والجدول (٣.١) يبين بعض التعاريف الأساسية الخاصة بالتربة والماء.

جدول ٣.١. العلاقات الأساسية الخاصة بالتربة والماء

المتغير	الرمز	العلاقة	
المسامية	p	حجم الفراغات/الحجم الكلي	$\frac{v_e}{v} = \frac{v_a + v_w}{v}$
نسبة الفراغات	e	حجم الفراغات/حجم المادة الصلبة	$\frac{v_e}{v_s} = \frac{v_a + v_w}{v_s}$
الكثافة الظاهرية أو الكثافة الظاهرية الجافة	ρ_d	كتلة التربة الجافة/الحجم الكلي	$\frac{M_s}{v} \left(\frac{g}{cm^3}\right)$
الكثافة النوعية للمادة الصلبة	G_s^*	كتلة وحدة الحجم للمادة الصلبة/كتلة وحدة الحجم من الماء أو كتلة المادة الصلبة/كتلة نفس الحجم من الماء	$\frac{M_s / v_s}{\rho_w}$
الرطوبة الحجمية	θ	حجم الماء/الحجم الكلي	$\frac{v_w}{v} = \frac{v_w}{v_w + v_a + v_s}$
الرطوبة الوزنية – جافة	$\overline{m}$	كتلة الماء/كتلة المادة الصلبة	$\frac{M_w}{M_s}$
الرطوبة الوزنية– الرطبة	m	كتلة الماء/الكتلة الكلية	$\frac{M_w}{M_s + M_w}$

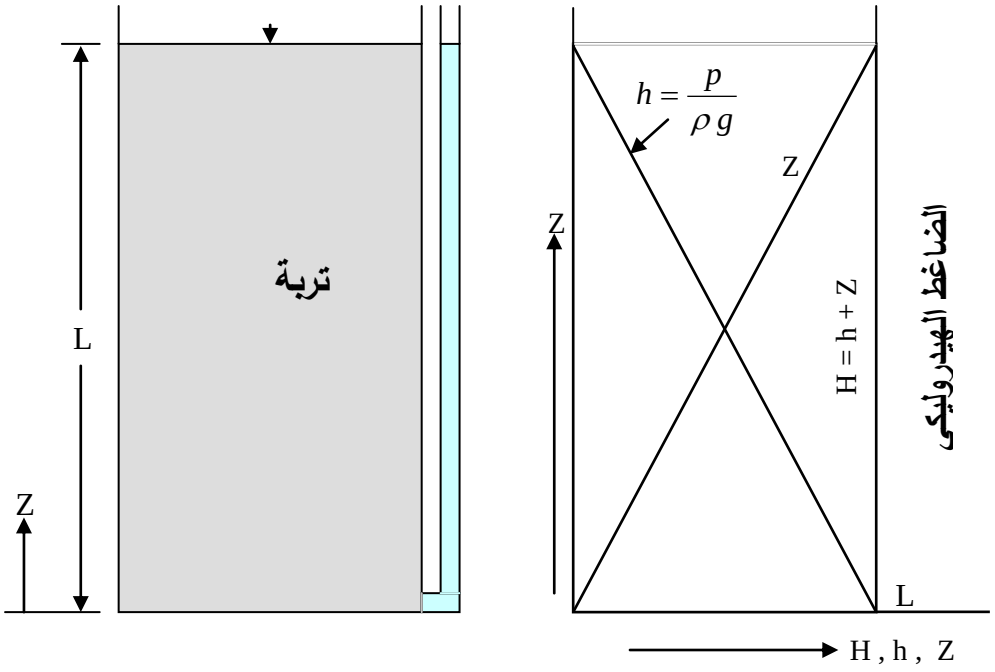
***غالباً ما تكون قيمة G_S للترب الزراعية تتروح ما بين ٢.٥٥ و ٢.٧٥ وعادة تفرض قيمتها ٢.٦٥**

ماء التربة في حالة السكون

يجب التعرف على علاقة التربة بالماء في حالة السكون كي يمكن معرفة حركة الماء داخل التربة . ولتحقيق ذلك يمكن دراسة الحالات التالية:

الحالة الأولى

يمثل الشكل (٣.٢) عمود من تربة مشبعة تماماً بالماء، ومستوى الماء الحر فيه يلامس سطح التربة، فالماء يملأ جميع فراغات التربة، فيكون توزيع الضغط في هذه الحالة وكأنه عمود من الماء بدون تربة وبنفس ارتفاع العمود.



شكل٣.٢. مقطع لعمود من تربة مشبع بالماء موضح عليه توزيع الضغوط المختلفة

وعليه يمكن وضع العلاقة التالية التي تبين توزيع ضغط الماء بداخل عمود التربة بالصيغة التالية:

$$\frac{dP}{dz} = -\rho g \quad \text{.....[3-1]}$$

حيث أن:

P = الضغط ، ρ = كثافة السائل، g = عجلة الجاذبية الأرضية، z = الإحداثي الرأسي يكون موجباً بالاتجاه الأعلى. وبأخذ التكامل لطرفي المعادلة [1–3] ، نحصل على:

$$\int \frac{dp}{dz} = \int -\rho g \quad \text{.....[3-2]}$$

وبعد إجراء عملية التكامل تصبح المعادلة بالصيغة التالية:

$P = - \rho g z + C$ .....[3-3]

أو يمكن أن تبسط المعادلة بتقسيمها على ρg تصبح بالشكل التالي:

$$\frac{p}{\rho g} + z = C = H$$ .....[3-4]

حيث أن:

$\frac{p}{\rho g}$ = ضاغط الضغط (أو عمود الضغط) ويساوي h ، ووحداته هي وحدات الطول

z = الأرتفاع فوق مستوى المقارنة

C = الضاغط الكلي أو يساوي الضاغط الهيدروليكي الكلي (H)

والضاغط الكلي في حالة كون الماء ساكناً يكون ثابتاً كما هو مبين بالشكل (٣.٢).

الحالة الثانية:

الشكل(٣.٣) يبين عمود من التربة كالحالة السابقة في حالة توازن مائي، وسطح الماء الحر فيه عند ارتفاع مقداره l ، أي أن $Z = l$ ، والفراغات البينية للتربة فوق مستوى سطح الماء يوجد فيها هواء وماء ، فلذلك تدعى التربة في هذه الحالة تربة غير مشبعة أو مشبعة جزئيا (unsaturated or partialy saturated).

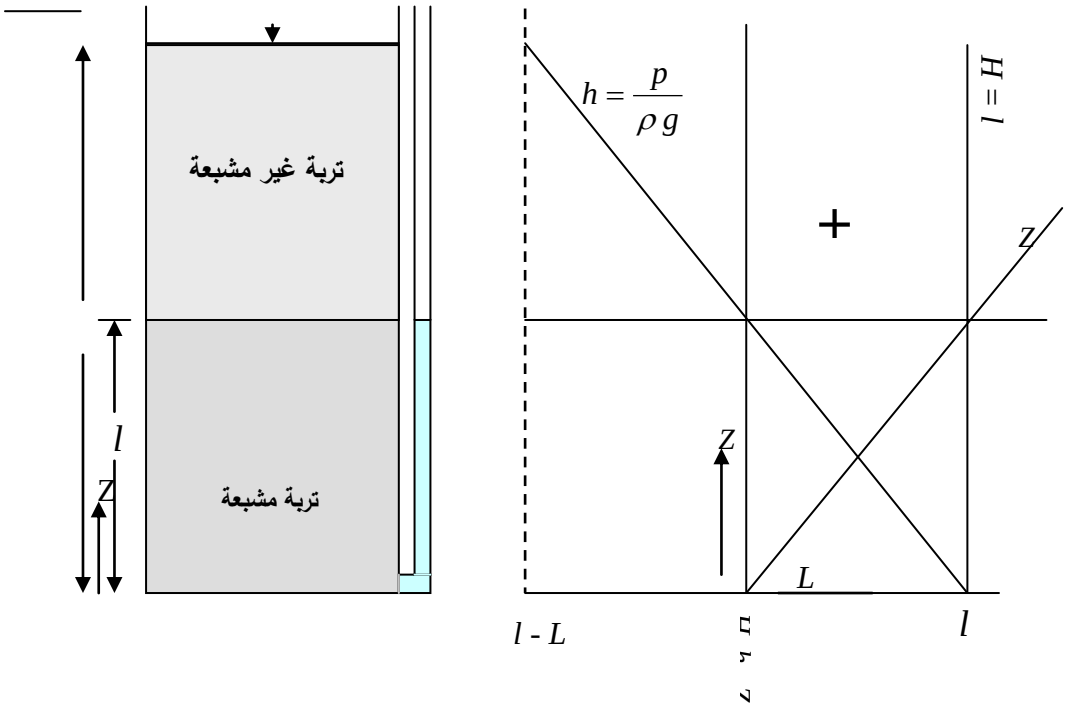
ففي مثل هذه الحالة يكون الضاغط الهيدروليكي الكلي H ثابتاً ويساوي l ، ويعبر عنه بالصيغة التالية:

$$H = \frac{p}{\rho g} + z = l$$ ..... [3-5]

وعندما يكون $z > l$ يصبح ضغط الماء سالباً كما هو مبين في الشكل (٣.٣):

القوى الفعالة في التربة غير المشبعة تكون بسبب قوى التلاصق وقوى التماسك. وعندما يكون ضغط ماء التربة أقل من الضغط الجوي يدعى في مثل هذه الحالة " ضاغط الشد tension head أو head suction" .

وفي مثل هذه الحالة يعبر عنه بقيمة موجبة، ومثال على ذلك إذا كان ضاغط الضغط $h = P/\rho g = -25$ cm ، فمعنى ذلك بأن ضاغط الشد يساوي ٢٥ سنتمتراً. أو أحياناً يدعى الضاغط الشعريcapillary head ، وهوناتج عن القوى الشعرية المؤثرة في منظومة التربة والماء، غير أن المصطلح الشائع أو المفضل عندما يكون الضغط سالباً هو جهد الشد matric potential. وعليه يمكن أن تعبر h عن ضغط الشد matric head تحت ظروف التربة غير المشبعة .



شكل٣.٣. مقطع لعمود من تربة مشبعة جزئياً

الخاصية الشعرية

لتوضيح العلاقة بين ضغط ماء التربة وتوزيعه ضمن مقطع التربة يمكن الإستعانة بتحليل الأنابيب الشعرية الشكل (٣.٤)، ويمثل هذا الشكل إنبوب شعري نصف قطره، وضع في إناء مملوء بالماء ومكشوف من الأعلى. فيلاحظ بأن الماء يرتفع في الأنبوب لمسافة مقدارها (hc).فالقوى المؤثرة للأعلى تكون نتيجة للشد السطحي على جدران الأنبوب، والذي يساوي:

$$T = 2\pi r\sigma \quad \text{.....[3-6]}$$

حيث أن: σ= معامل الشد السطحي ، r= نصف قطر الأنبوب الشعري

قوة الشد السطحي للأعلى في الإنابيب غير النقية تساوي ما يلي:

$$T = 2\pi r\sigma\cos\theta \quad \text{.....[3-7]}$$

إذ أن θ تعبر عن زاوية الألتصاق بين السائل والأنبوب. أما القوى المؤثرة للأسفل فهي وزن السائل W، والذي يساوي:

$$w = \pi r^2 h_c \rho g \quad \text{.....[3-8]}$$

ومن المعادلتين [3-7] و[3-8] يمكن إيجاد إرتفاع السائل في الإنابيب الشعرية كما يلي:

$$h_c = \frac{2\sigma \cos\theta}{\rho g r} \quad \text{.....[3-9]}$$

في حالة الأنبوب الزجاجي النظيف تكون الزاوية $\theta = 0$

وكذلك يمكن إيجاد مقدار الضغط في الأنبوب الشعري بالطريقة التالية:

لو أخذت نقطة O مباشرة أسفل سطح الماء في الأنبوب الشعري، فيكون الضغط عند هذه النقطة يساوي:

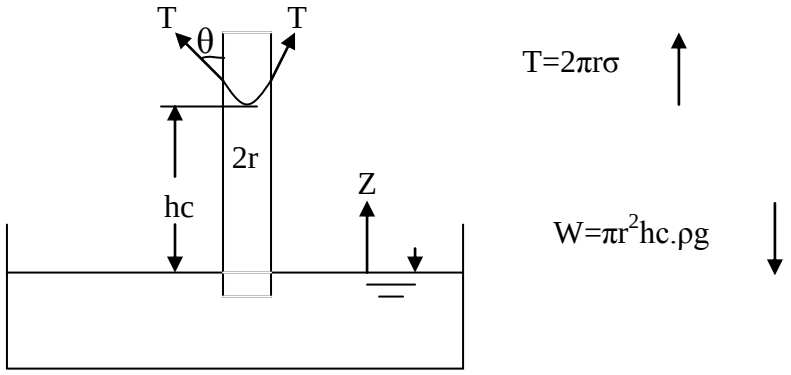
$$\frac{p}{\rho g} + z = Constant = H \quad \text{.....[3-10]}$$

فعندما تكون $z = 0$ وكذلك $P = 0$ ، تصبح المعادلة [3-10] كما يلي:

$$\frac{p}{\rho g} + z = 0 \quad \text{.....[3-11]}$$

أو تأخذ الشكل التالي:

$$\therefore \frac{p}{\rho g} = -z \quad \text{.....[3-12]}$$



شكل٤.٣. نظام الأنابيب الشعرية

وعندما تكون $z = h_c$ ، عوض عن Z بالمقدار h_c تصبح المعادلة [3-10] كما يلي:

$$\therefore \frac{p}{\rho g} = -hc = \frac{2\sigma.\cos\theta}{\rho g r} \quad \text{.....[3-13]}$$

إذاً تصبح المعادلة بالصورة التالية:

$$p = -\frac{2\sigma}{r}\cos\theta \quad \text{.....[3-14]}$$

أو يمكن إيجاد مقدار الضغط في الأنبوب الشعري بالطرقة التالية:

الضغط تحت سطح الماء مباشرةً في الأنبوب الشعري يكون سالباً ، والضغط فوق الطبقة المائية هو ضغط جوي = صفر

$$\therefore\ H = h + z \quad \text{.....[3-15]}$$

إذاً تصبح المعادلة كما يلي:

$$0 = h + hc \quad \text{.....[3-16]}$$

ولكن h تساوي:

$$h = \frac{p}{\rho g} = -hc \quad \text{.....[3-17]}$$

وكذلك hc تساوي:

$$hc = -\frac{2\sigma.\cos\theta}{\rho g r} \quad \text{.....[3-18]}$$

وبالتعويض نحصل على ما يلي:

$$\frac{p}{\rho g} = -\frac{2\sigma.\cos\theta}{\rho g r} \quad \text{.....[3-19]}$$

وبعد التبسيط تصبح المعادلة بالشكل التالي:

$$p = -\frac{2\sigma.\cos\theta}{r} \quad \text{.....[3-20]}$$

<u>ملاحظات :</u>

١- تعتبر كل من (σ) و (ρ) صفة من صفات السائل

٢- يعتبر r صفة من صفات الوسط الناقل (الأنبوب)

٣- مقدار الزاوية θ يعتمد على صفات التربة والماء

٤- يعتمد ضغط ماء التربة على صفات التربة و الماء

وفي حالة أن الضغط لا يساوي ضغط جوي تصبح المعادلة [3-20] كما يلي:

$$p - p_a = \frac{2\sigma.\cos\theta}{r} \quad \text{.....[3-21]}$$

حيث أن P_a = الضغط فوق طبقة الماء تقاس بواسطة مقياس (gauge) ، وبشكل عام يمكن أن تكون المعادلة لمعظم الأشكال المنحنية على الشكل التالي:

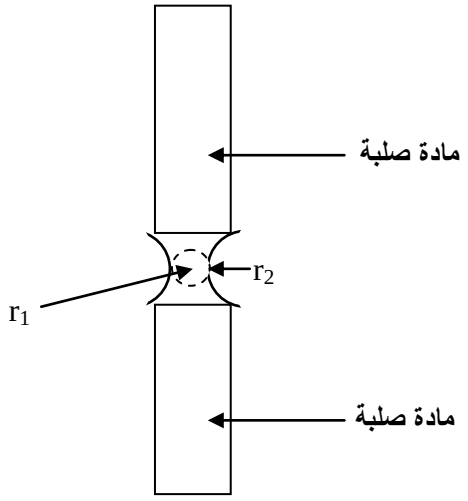
$$P - Pa = \sigma \times Total\ Curvature \quad \text{.....[3-22]}$$

ويكون مجموع القطر الكلي عندما يكون هناك أكثر من قطر كما يلي:

$$\text{Total Curvature} = p - p_a \quad \text{.....[3-23]}$$

ملاحظة : يكون نصف قطر المنحني r موجباً إذا كان باتجاه داخل سطح الماء وسالبا اذا كان بالاتجاه الخارجي (شكل ٣.٥)، ويكون الضغط سالبا عندما يكون $r_1 \rangle r_2$ ، وعليه تكون المعادلة في هذا المثال كما يلي :

$$p - p_a = \sigma\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) \quad \text{.....[3-24]}$$



شكل٣.٥. مقطع يوضح التلاصق بين الماء والأجزاء الصلبة (التربة).

خواص ماء التربة Soil-water characteristic

يمثل الشكل (٣.٦) عينة ترابية، فيها ماء وهواء، موضوعة على منضدة الشد، تكون العلاقة فيها بين جميع العناصرعادة معقدة، فالتربة موضوعة فوق قرص مسامي يعمل على وصل الماء الموجود في التربة مع الماء الموجود في أسفل العينة، فالمسامات يجب أن تكون صغيرة بحيث تقلل من خروج ماء التربة عند خفض الأنبوب للأسفل.

فإذا أُفتُرِض بأن حالة التوازن تحدث عندما يُخفض الأنبوب المغذي إلى الأسفل بحيث تصبح $z = -a$، فبذلك يمكن أن تكون العلاقة التالية تمثل الضاغط الهيدروليكي الكلي كما يلي:

$$\frac{p}{\rho g} + z = H = Constant \quad \text{.....[3-25]}$$

$$P = 0 \quad at \ z = -a \quad \therefore H = -a \quad \text{.....[3-26]}$$

ملاحظة:

at $z = 0$

تصبح $\frac{p}{\rho g} + 0 = H$

إذن $h = \frac{p}{\rho g} = H = -a$

إذن $h = -a$

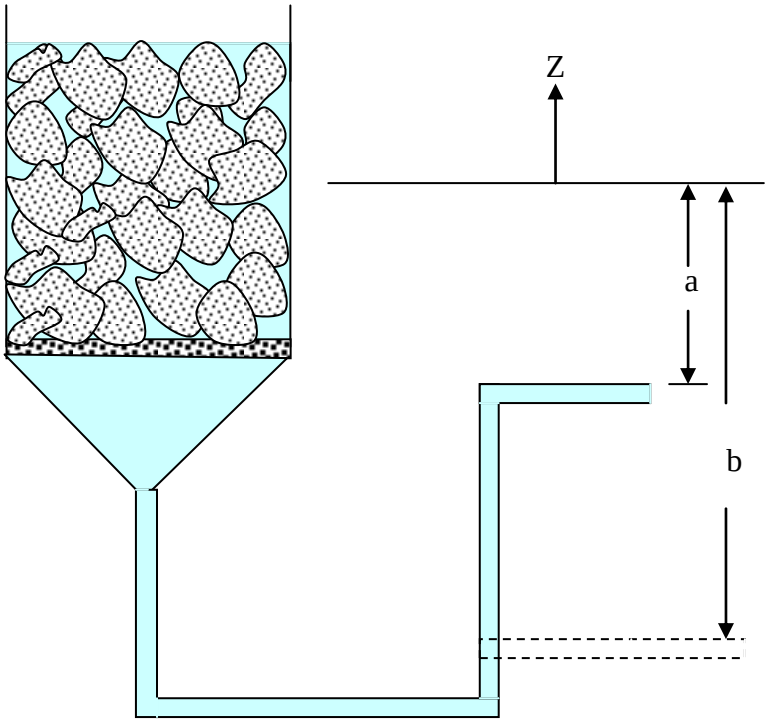
وإذا استمر في تخفيض الأنبوب إلى الأسفل بحيث تصبح $z = -b$، فالماء سيستمر بالخروج من الأنبوب إلى أن يصل إلى حالة التوازن، وبالتالي يصبح ضاغط الضغط مساوياً إلى ما يلي:

$$h = \frac{p}{\rho g} = -b \quad \text{.....[3-27]}$$

منحنى الشد الرطوبي

تستخدم هذه العلاقة لتقدير أمور عديدة خاصة ما يلي:

١. توزيع فراغات التربة pore size distribution
٢. كمية المياه المحتفظ بها من قبل أي تربة عند جهد معين.
٣. كمية المياه التي يمكن أن تخرج من التربة (تتصرف) عند تعريضها لجهدين مختلفين



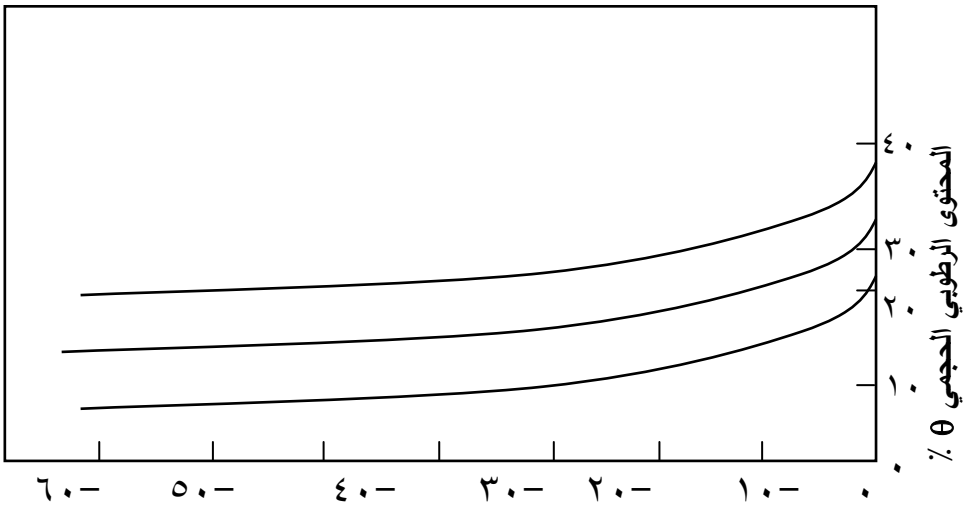
شكل٣.٦. منضدة الشد الرطوبي فوقها عينة من تربة مشبعة بالماء

يختلف الشد الرطوبي حسب نوع التربة، فلكل نوع من التربة له منحني مميز خاص به (شكل ٣.٧)، ويمثل الشكل (٣.٨) منحنى الشد الرطوبي لتربة مزيجية مع بيان كيفية استخدامه في تحديد احتياجات الري، فمثلاً اذا كان المحتوى الرطوبي الحجمي للتربة بعد الري يساوي θ_1 وجهد الضغط يساوي h_1 ، فإن هذا الجهد سوف يقل كلما استنفذ الماء من التربة بواسطة النبات . فلو اعتبر بأن الضغط h_2 يمثل مستوى جهد الضغط الحرج الذي عنده لا يسمح باستنفاذ الماء من التربة (أي أنه لا بد من إضافة الماء للحقل عند هذا الجهد). لذا يكون مقدار الماء الممسوك في التربة بين الضغط h_1 و h_2 هو الفرق بين المحتوى الرطوبي الأولي θ_1 والنهائي θ_2.

طرق قياس الشد الرطوبي

يقاس الشد الرطوبي عادة في المعمل باستخدام منضدة الشد أو بواسطة طبق الضغط، وتدعى أحيانًا قدر الضغط (شكل٣.٩)، كما يقاس الشد الرطوبي للتربة في الحقل بواسطة

التنشيوميترات (شكل٣.١٠)، ولكي يتم رسم منحني الشد الرطوبي للتربة يجب قياس المحتوى الرطوبي الحجمي للتربة بنفس الوقت الذي يقاس فيه الشد الرطوبي.



شكل٣.٧. منحنى الشد الرطوبي لثلاثة أنواع مختلفة من الترب

شكل٣.٨. منحنى الشد الرطوبي لتربة مزيجية موضح عليه كيفية استخدامه في

تحديد إحتياجات الري.

شكل ٣.٩. منضدة الشد الرطوبي لقياس الشد الرطوبي

شكل٣.١٠. جهاز التنشيوميتر لقياس الشد الرطوبي للتربة في الحقل

تقيس التنشيومترات بشكل عام الجهد لغاية ضغط يساي ٠.٨ بار، وتكون قياسات الحقل عادة دقيقة وصعبة من حيث التكرار والصيانة.

لتوضيح عملية اختلاف منحني الشد الرطوبي للترب المختلفة يمكن افتراض بأن مادة مسامية مكونة من ثلاث حزم من الأنابيب الشعرية كما هو مبين في الشكل (٣.١١)، مساميتها الكلية ٠.٤٥ وفيها ما يلي:

الحالة الأولى: الحزمة الأولى نصف قطر الأنبوب الشعري الواحد فيها r_1 =

الحزمة الثانية " " " " " " r_2 =

الحزمة الثالثة " " " " " " r_3 =

المسامية الكلية = $p = \frac{v_e}{v} = 0.45$ و $\frac{v_1}{v} = \frac{v_2}{v} = \frac{v_3}{v} = 0.15$

$$n = \frac{v_1}{v} + \frac{v_2}{v} + \frac{v_3}{v} = 0.45$$

حيث أن كل من V_1 ، V_2 ، V_3 تمثل حجم الفراغات لكل من الأنابيب r_1 ، r_2 ، r_3 وضعت هذه المادة المسامية فوق طبق الشد وتم تشبيعها في البداية، ثم خفضت فتحة الأنبوب عدة مرات متتالية. بالطريقة التالية:

تم تخفيض الأنبوب إلى مستوى $Z = -h_3$ ، وهذا يساوي مقدار ارتفاع الماء في الأنبوب الشعري ذو قطر r_3، وفي هذه الأنابيب سيبدأ الماء بالخروج منها وتفرغ تماماً عندما يخفض منسوب الأنبوب إلى مسافة h_3 +1cm من قمة العينة، أي أن $Z=-h_3$-1cm ، وهكذا بالنسبة للأقطار r_1 و r_2 ستبدأ المياه بالخروج منها عندما يخفض منسوب الأنبوب إلى- $Z = -h_2$ وh_1 $Z = -h_1$ على التوالي (شكل ٣.١١).

يمكن من هذه النتائج رسم علاقة بين ضاغط الضغط والمحتوى الرطوبي لهذه الحالة كما هو مبين في الشكل (٣.١٢).

شكل٣.١١. نموذج مسامي مكون من ثلاث حزم من الأنابيب الشعرية

شكل٣.١٢: العلاقة بين المحتوى الرطوبي الحجمي وضاغط الضغط للحالة المبينة في الشكل السابق

ملاحظات:

١. اذا اجريت عملية اعادة الماء إلى التربة من خلال الأنبوب بواسطة رفع الفتحة إلى الأعلى ستمتلئ الأنابيب الشعرية بنفس النمط الذي اتبعته عند التفريغ، أي أن الرسم سيمثل حالة الصرف و حالة الري أيضا.

٢. تكون هناك علاقة واحدة بين $\theta(h)$ لهذه المادة، أي أنه لكل θ يوجد مقدار واحد من h والعكس صحيح.

الحالة الثانية :

مادة مسامية مكونة من عدة حزم من الأنابيب الشعرية ذات أشكال ثلاثة مختلفة كما هو موضح بالشكل (٣.١٣) ، وفيها ما يلي:

١. يمثل كل شكل من الأنابيب الشعرية ثلث حجم الفراغات الكلي للمادة

٢. الأجزاء الكبيرة من الأنابيب غير منتظمة الشكل تكون أقطارها مساوية إلى ضعف قطر الأنابيب المكونة للجزء الصغير) إذن $r_1 = 2r_2$).

٣. الضغوط h_1 ، h_2 ، h_3 تساوي مقدار ارتفاع الماء الشعري في الأنابيب ذات أقطار r_1 ، r_2 ، r_3 على التوالي.

فإذا خفضت فتحة الأنبوب إلى $Z = - h_1$ ، فإن الأنابيب الشعرية العلوية ذات الأقطار r_1 سوف يفرغ منها الماء باتجاه الأنابيب السفلية الدقيقة. وإذا استمرت عملية تخفيض فتحة الأنبوب إلى $Z = - h_2$ فإن الأنابيب غير المنتظمة ستفرغ تماما عندما يصل $Z = - h_2$ - 1cm، وهكذا يفرغ الأنبوب الشعري ذو قطر r3 عندما يخفض منسوب الأنبوب إلى $Z = - h3$ - 1

وبعد ذلك يمكن رسم العلاقة بين محتوى الماء الرطوبي الحجمي وضاغط الضغط كما هو مبين في الشكل (٣.١٤).

وإذا تم توصيل مصدر مائي إلى الأنبوب وتم رفع فتحته إلى الأعلى ، بعكس العملية السابقة (عملية الصرف) ، فيلاحظ بأن الفراغات ستمتلئ بالماء وتكون العلاقة $\theta(h)$ مختلفة عن العلاقة $\theta(h)$ في حالة الصرف كما هو مبين بالشكل(٣.١٤).

وعندما ترفع فتحة الأنبوب إلى $Z = - h2$ ، فسيمتلئ الجزء الدقيق من الأنبوب الشعري الأوسط r2 بالماء ، بينما في حالة الصرف عند تخفيض الأنبوب إلى $Z = - h2$ سيتم تفريغ كل الأنبوب الأيسر بالإضافة إلى الجزء الرفيع من الأنبوب الأوسط . ففي هذه الحالة لا

تكون العلاقة $\theta(h)$ واحدة، أي انه عند مقدار معين من h ليس من الضروري بأن تكون هناك قيمة واحدة من θ.

شكل٣.١٣. مادة مسامية مكونة من عدة حزم من الأنابيب الشعرية

شكل٣.١٤.العلاقة بين المحتور الرطوبي الحجمي وضاغط الضغط للحالة أعلاه

ظاهرة التخلف Hysteresis

تعتمد قيمة θ على حالة اضافة الماء wetting وحالة الصرف للمادة. فبعد إعادة إضافة الماء إلى التربة بعد الأنتهاء من عملية الصرف فنلاحظ بأن منحنيات خصائص التربة لحالتي الصرف والري لن يتطابقا، وهذه الحالة تدعى ظاهرة التخلف hysteresis ، وهذه الظاهرة تظهر عادة في معظم الترب الطبيعية .

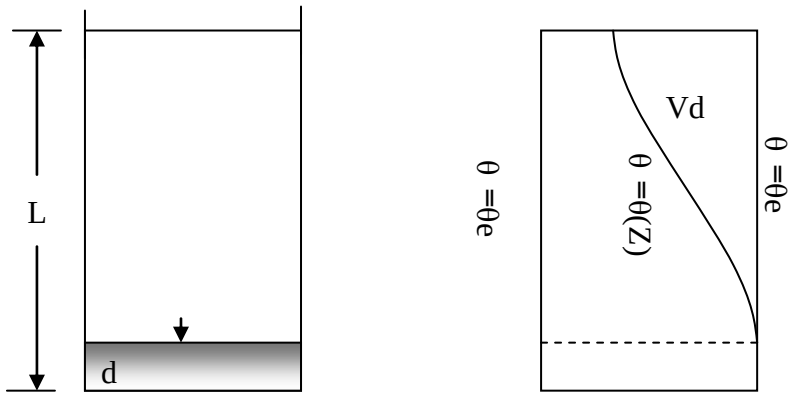
يمثل الشكل (٣.١٥) منحنى الشد الرطوبي النمطي typical لتربة طبيعية. فالخط المنقط A BC يمثل العلاقة θ(h) في حالة الصرف الذي تم الحصول عليه بعد تشبيع التربة بطريقة بطيئة لطرد الهواء المحصور. وهذه العلاقة تقاس غالباً في المعمل. أما الخط C D E فيمثل العلاقة العكسية عند البلل أو عند اضافة الماء، وتدعى هذه العلاقة بالأمتصاص أو التشرب *imbibition relationship* أو تدعى بمنحنى اعادة التشبع *resaturation curve* . أما المحتوى الرطوبي θ عند النقطة E في حالة h = 0 يكون أقل من θ عند التشبع نتيجة للهواء المحبوس داخل التربة. وبشكل عام ، عندما تكون التربة في الحقل مشبعة، فلا بد وأن يكون فيها هواء محصور، وهذا مرده إلى أن عملية ارتفاع الماء الأرضي نتيجة المطر أو الري تكون سريعة .

والخط E F G C يمثل المنحني الرئيس لمنحني الشد الرطوبي للتربة تحت الظروف الحقلية . ولكن إذا تم أثناء عملية الصرف إضافة الماء للتربة، فإن المنحنيات في مثل هذه الحالة ستغير مسارها وتتصل بالمنحنيات الخاصة بالصرف بواسطة الخط GHD

شكل٣.١٥. منحنى الشد الرطوبي النمطي لتربة طبيعية

توزيع ماء التربة داخل المقطع بعد الصرف:

يمكن ايجاد طبيعة توزيع الماء داخل مقطع تربة تم صرف الماء منه لغاية الاتزان باستخدام المنحنى θ (z) الذي يمثل تغير المحتوى الرطوبي مع العمق كما هو موضح في الشكل (٣.١٦). ويبين هذا الشكل كيفية استخدام العلاقةلايجاد حجم الماء الخارج أو معرفة كمية الماء المتبقي في مقطع التربة. فمثلاً عندما يخفض منسوب الماء بعدة مراحل، ويقدر المحتوى الرطوبي الحجمي عند كل مرحلة ترسم العلاقة بين θ (h) أو θ (z) ، فيكون المحتوى الرطوبي أسفل سطح الماء الأرضي θ_e مشبع ظاهريا (أي أنها تساوي المسامية P = θ_e)، هذا في حالة كون عمود التربة تم تشبيعه ببطئ لفترة طويلة. بشكل عام تكون θ_e أقل من P بسبب أحتباس الهواء داخل التربة .



شكل٣.١٦. تقدير حجم الماء المنصرف من مقطع التربة باستخدام العلاقة $q = q(z)$

اذاً يمكن تقدير كمية مياه الصرف الكلية الناتجة عن تخفيض منسوب الماء من المستوى الأول (Z=L) إلى المستوى النهائي (Z=d) من خلال قياس المساحة المحصورة بين الخط $\theta = \theta_e$ والخط $\theta = \theta(Z)$. وفي حالة وجود طبقتين من التربة فوق بعضهما البعض ومواصفاتهما مختلفة كما هو مبين بالشكل (٣.١٦)، تكون عملية الرسم والتقدير لحجم الماء المنصرف كالتالي:

تكون العلاقة$\theta = \theta(Z)$ غير متصلة عند نقاط التقاء الطبقتين ببعضهما. وفي مثل هذه

الحالة يكون منحني توزيع الرطوبة لكل طبقة متأثراً بمواصفات كل طبقة. إذن يمكن الاستفادة من حالة التشبع الظاهري θ_e لكل طبقة لتقدير حجم الماء الخارج من التربة.

شكل٣.١٧ تقدير حجم الماء المنصرف من تربة ذو طبقتين مختلفتي الخواص

الفصل الرابع
قانون دارسي

مقدمة

تعتبر دراسة حركة الماء في التربة عملية معقدة لأن نظام التربة معقد وغير منتظم هندسيا، ولتفهم عملية حركة الماء في التربة لقد تم افتراض بأن المسافات البينية للتربة (المسامات) تتكون من مجموعة أنابيب شعرية متباينة بالأقطار ومتصلة مع بعضها البعض. فعند حساب كمية المياه المتدفقة خلال التربة تحسب على أنها تساوي مجموع ما تنقله هذه الأنابيب، غير أن التربة في الطبيعة تتكون من أنابيب غير منتظمة الشكل وغير مستقيمة.

استنتج العالم الفرنسي هنري دارسي من خلال بعض التجارب المعملية سنة ١٨٥٦م قانوناً يوضح حركة السائل داخل التربة، وأوضح الباحث شيلد (C.F. Chills, 1969) بأنه يمكن استنتاج هذا القانون أيضا من معادلات نوفير – ستوكس (Novier-Stokes) الخاصة بحركة السوائل اللزجة في فراغ عام على أن تحدها شروط حدودية مطلقة.

استخدم شيلد علاقات مكانيك السوائل الأساسية لاستنتاج معادلات تتحكم في سريان السوائل في القنوات المغلقة ثم قورنت هذه المعادلة مع قانون دارسي. وبشكل عام فقانون دارسي يشبه إلى حد كبير قانون أوم *Ohm's Law* الخاص بجريان التيار الكهربائي أو قانون فورير *Furrier's Law* للتوصيل الحراري أو قانون فيكس *Fick's Law* لحساب التدفق الانتشار.

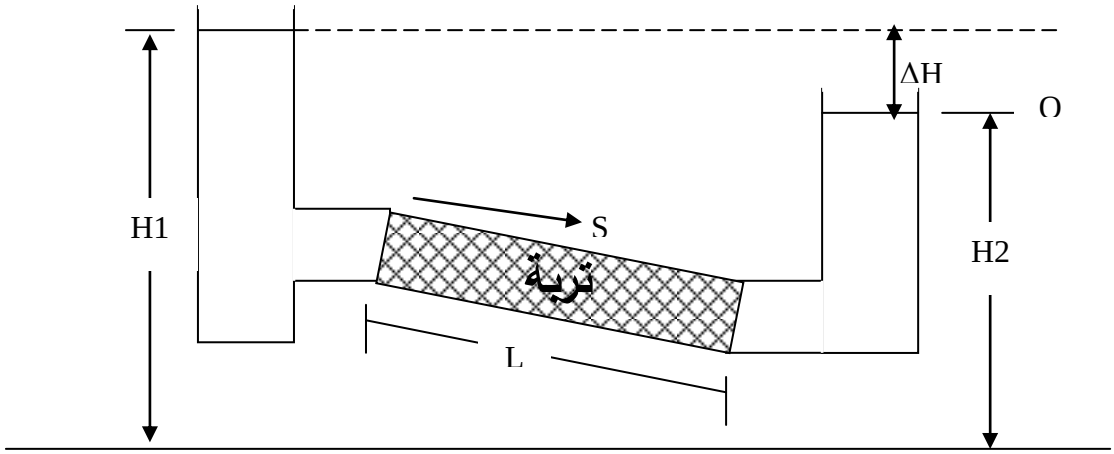
فقانون أوم مثلا يكتب بالشكل التالي :

$$I = \frac{V}{R} \quad \text{.....[4-1]}$$

حيث أن:

I = التيار (أمبير) ، V = الفولتية (فولت)، R = المقاومة (أوم)

إذاً العلاقة الأساسية التي توضح حركة السائل في المواد المسامية هي تلك العلاقة التي استنتجها العالم الفرنسي معملياً هنري دارسي سنة ١٨٥٦م (شكل٤.١). وتوضح هذه العلاقة بأن معدل التصرف (Q) المار من خلال مقطع تربة معينة يتناسب طرد يا مع مساحة المقطع العرضي للتربة المار منها الماء وكذلك مع التغير في الضاغط المائي، وعكسيا مع المسافة بين النقطتين تحت الدراسة.



شكل ١.٤. المكونات الرئيسية لتجربة دارسي

ويمكن أن يكتب قانون دارسي بالصيغة التالية:

$$Q = KA\frac{H_1 - H_2}{L} \quad \text{.....[4-2]}$$

أو يمكن أن تكون صيغة المعادلة بالشكل التالي:

$$Q = KA\frac{\Delta H}{L} \quad \text{.....[4-3]}$$

أو

$$\frac{Q}{A} = K\frac{\Delta H}{L}$$

حيث أن:

Q = معدل التصرف سم^3 /ساعة.

ΔH = التغير في الضاغط المائي بين نقطتين، وتقاس من خلال قياس الضاغط المائي عند نقطة دخول الماء (H_1) وعند نقطة خروج الماء (H_2). وعندما لا يكون هناك تغير في مقدار الضاغط المائي أي أن ($\Delta H = 0$)، فمعنى ذلك لا يكون هناك جريان للماء داخل التربة.

$\frac{\Delta H}{L}$ = الميل الهيدروليكي وهي القوة المحركة لجريان الماء من نقطة إلى أخرى .

A = مساحة مقطع التربة التي يمر منه الماء

K = معامل التناسب في المعادلة ويسمى الإيصالية المائية ويطلق عليه أيضاً النفاذية

كما يمكن كتابة المعادلة [4-3] بالصيغة التالية:

$$q = -\frac{Q}{A} = -K\frac{\Delta H}{L} \quad \text{.....[4-4]}$$

حيث أن:

q = سرعة الماء الظاهرية داخل التربة *(soil water flux)* وحداتها نفس وحدات السرعة (سم/ساعة)، وتدعى هذه السرعة بالتدفق الكتلي *discharge velocity*، وهذه السرعة لا تمثل سرعة الماء داخل كل مسامة على حدة، بل هي تعادل قيمة التصرف مقسوم على وحدة المساحة. وتعبر الإشارة السالبة عن كون الجريان باتجاه الضاغط المتناقص وعليه يمكن أيضا أن يعبر عن التدفق الكتلي بدلالة الميل الهيدروليكي بالنسبة لاتجاه حركة الماء في التربة بالشكل التالي:

$$q = -K\frac{dH}{ds} \quad \text{.....[4-5]}$$

وعلى العموم فإن هذه السرعة هي قيمة لها اتجاه ومقدار vector quantity ، لذا يمكن التعبير عنها بالصورة التالية:

$$q_S = -K\frac{dH}{ds} \quad \text{.....[4-6]}$$

ويمكن أيضا كتابة المعادلة بصيغة أخرى تعبر عن اتجاه ومقدار السرعة بالأبعاد الثلاثة على النحو التالي:

$$\bar{q} = q_X\bar{i} + q_Y\bar{j} + q_Z\bar{k} \quad \text{.....[4-7]}$$

($\bar{X}, \bar{Y}, \bar{Z}$ وهذه وحدات لها مقدار باتجاه X, Y, Z)

أو يكتب قانون دارسي بصيغة عامة كما يلي:

$$\bar{q} = -k\nabla H \quad \text{.....[4-8]}$$

(∇ تلفظ دل del)

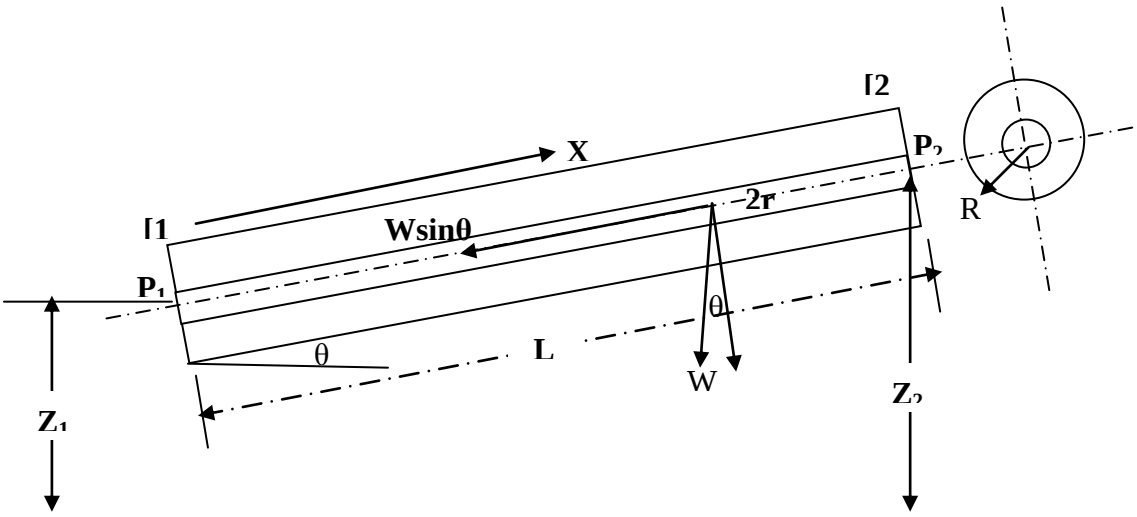
أو يمكن التعبير عن قانون دارسي بالشكل التالي:

$$\bar{q} = -k\left[\frac{\partial H}{\partial x}\bar{i} + \frac{\partial H}{\partial y}\bar{j} + \frac{\partial H}{\partial z}\bar{k}\right] \quad \text{.....[4-9]}$$

حيث أن $\bar{i}, \bar{j}, \bar{k}$ تعبر عن وحدات لها مقدار باتجاه z , y , x

استنتاج قانون دارسي:

لاستنتاج قانون دارسي، يمكن استخدام أسس ميكانيك السوائل التي تتحكم في الجريان داخل القنوات، ويمكن أيضا تطبيق قانون نيوتن الثاني على مقطع أنبوب أسطواني منتظم يجري فيه سائل معين بشكل مستقر، قطره r وطوله L كما هو موضح في الشكل (٤.٢) .



الشكل ٤.٢. مقطع أسطواني يبين القوى المؤثرة على حركة السائل.

وفي هذا الشكل، من قانون نيوتن الثاني تكون العلاقات الرياضية بالصورة التالية:

$$\Sigma F_X = m \cdot a_X \quad \text{.....[4-10]}$$

حيث أن :

m = الكتلة

a_x = التسارع بفعل الجاذبية الأرضية (وبما أن الجريان مستقر والمقطع العرضي منتظم تكون $a_x = 0$)

إذاً تصبح المعادلة [4-10] بالشكل التالي:

$$\Sigma F_X = 0 \quad \text{.....[4-11]}$$

القوى المؤثرة باتجاه x هي:

١- فرق قوى الضغط عند نهاية مقطع الأنبوب $r^2\pi(p_1 - p_2)$

٢- مركبة الوزن $W \sin\theta$

٣- قوى الاحتكاك المؤثرة على الجوانب $2\pi r L\tau$ (τ تاو تمثل قوى القص المؤثرة على جوانب الأنبوب الأنبوب).

وبالتعويض عن هذه القوى في المعادلة [4-11] ، تصبح المعادلة كما يلي:

$$\Sigma F_X = (p_1 - p_2)\,\pi\, r^2 - W \sin\theta + \tau\, 2\,\pi\, r\, L = 0 \quad \text{.....[4-12]}$$

حيث أن p_1 و p_2 تعبران عن الضغط عند النقاط ١ و ٢ وتمثل τ قوى القص المؤثرة على جوانب الأنبوب.

وبافتراض أن الجريان طباقي، عندئذٍ يمكن إيجاد τ من قانون نيوتن للزوجة كما يلي:

$$\tau = \mu \frac{dv}{dr} \quad \text{.....[4-13]}$$

حيث أن: v = سرعة حركة السائل

μ = معامل الاحتكاك

مركبة الوزن W تساوي:

$$W = \rho\, g\, \pi\, r^2 L \quad \text{.....[4-14]}$$

ρ= كثافة السائل، g= التعجيل الأرضي.

وبالتعويض عن المعادلات [4-13] و [4-14] و $\text{Sin}\,\theta = \frac{Z_2 - Z_1}{L}$ في المعادلة [4-12] وإعادة ترتيبها لتصبح كالتالي:

$$(p_1 - p_2) \pi \ r^2 - \rho g \ \pi \ r^2 L \left(\frac{Z_2 - Z_1}{L}\right) + \mu \frac{dv}{dr} \ 2 \pi \ r \ L = 0 \quad \text{.....[4-15]}$$

وبتقسيم طرفي المعادلة على πr ، تصبح المعادلة [4-15] بالشكل التالي:

$$(p_1 - p_2) r \ - \rho g r L \left(\frac{Z_2 - Z_1}{L}\right) + \mu \frac{dv}{dr} \ 2 L = 0 \quad \text{.....[4-16]}$$

يمكن أن يعاد ترتيب المعادلة بالشكل التالي:

$$\frac{dv}{dr} = - [p_1 - p_2 - \rho g (Z_2 - Z_1)] \, r/2 L \ \mu \text{.....[4-17]}$$

وبالاستمرار في إعادة الترتيب تصبح المعادلة كما يلي:

$$\frac{dv}{dr} = \left(P_2 - P_1 + \rho g z_2 - \rho g z_1 \ \right) \frac{r}{2 \mu L} \text{.....[4-18]}$$

و بضرب [4-18] في $\frac{\rho g}{\rho g}$ ، تصبح المعادلة كما يلي:

$$\frac{dv}{dr} = \left[\left(\frac{P_2}{\rho g} + Z_2 \right) - \left(\frac{P_1}{\rho g} + Z_1 \right) \right] \frac{r \rho g}{2 \mu L} \text{.....[4-19]}$$

وبإعادة الترتيب مرة أخرى تصبح المعادلة بالشكل الأتي:

$$\frac{dv}{dr} = \left(H_2 - H_1\right) \frac{r \rho g}{2 \mu L} \text{.....[4-20]}$$

حيث أن H_1 و H_2 تمثلان الضغوط الهيدروليكية الكلية عند النقطتين ١ و ٢.

إذاً يمكن كتابة المعادلة بالشكل التالي:

$$\frac{dv}{dr} = \frac{\Delta H r \rho g}{2 \mu L} \text{.....[4-21]}$$

وبضرب طرفي المعادلة [4-18] بـ dr تصبح المعادلة كما يلي:

$$dv = \frac{\Delta H \rho g}{2 \mu L} r dr \text{.....[4-22]}$$

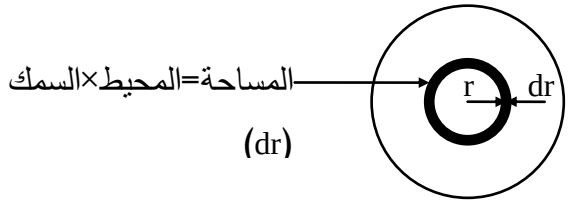
يمكن إجراء التكامل للمعادلة [4-22] بين الحدود r = 0 و r = R كما يلي:

$$\int_0^V dv = \frac{\Delta H \rho g}{2\mu L} \int_r^R r dr \quad \text{.....[4-23]}$$

نفرض بأن $v = 0$ عندما تكون $r = R$ ، فتصبح المعادلة بعد إجراء التكامل كما يلي:

$$v = \frac{\rho g \Delta H}{4L\mu}\left(r^2 - R^2\right) \quad \text{.....[4-24]}$$

عادة تكون سرعة سريان السائل الطباقي في الأنابيب على شكل مقطع مكافئ (*parabolic*)، أي أن أقصى سرعة تكون في الوسط عند $r = 0$ ، وعليه يمكن إيجاد التصرف Q كما يلي:



$$Q = v\, dA \quad \text{.....[4-25a]}$$

$$Q = 2\pi r v\, dr \quad \text{.....[4-25b]}$$

وبالتعويض عن [24] في [25b] تصبح المعادلة كما يلي:

$$Q = 2\pi r \frac{\rho g \Delta H}{4L\mu}\left(r^2 - R^2\right) dr \quad \text{.....[4-26a]}$$

وبعد ترتيب المعادلة [4-26] وإجراء التكامل تصبح بالشكل التالي:

$$Q = \frac{\pi \rho g \Delta H}{2L\mu} \int_{r=0}^{R} r\left(r^2 - R^2\right) dr \qquad [4\text{-}26b]$$

$$C = \frac{\pi \rho g \Delta H}{2L\mu} \qquad [4\text{-}26c]$$

$$Q = C\left[\int_0^R r^3 dr - \int_0^R r R^2 dr\right] \qquad [4\text{-}26d]$$

$$Q = C\left[\frac{R^4}{4} - \frac{R^4}{2}\right] \qquad [4\text{-}26e]$$

$$Q = C\left[\frac{R^4}{4}\right] \qquad [4\text{-}26f]$$

$$\therefore Q = -\frac{R^4}{4} \times \boxed{\frac{\pi\rho g \Delta H}{2L\mu}} \longrightarrow C \qquad [4\text{-}26g]$$

$$Q = -\frac{\pi\rho g R^4 \Delta H}{8L\mu} \qquad [4\text{-}26h]$$

والمعادلة [4-26h] تدعى معادلة بوسيولي *Poiseille's Equation* ، ولكي يتم الحصول على قانون دارسي يمكن تعويضها في المعادلة التالية:

$$v = q = \frac{Q}{A} \qquad \text{.....[4-27]}$$

بعد التعويض عن قيمة $A = \pi R^2$ ومن المعادلة رقم [4-26] تصبح المعادلة [4-27] كما يلي:

$$q = -\frac{R^2 \rho g}{8\mu} \cdot \frac{\Delta H}{L} \qquad \text{.....[4-28]}$$

ولكن الإيصاليه المائية الفعالة (k) في الأنابيب تساوي:

$$k = \frac{R^2 \rho g}{8\mu} \qquad \text{.....[4-29]}$$

يعتمد معامل الإيصاليه k على خواص المادة و R^2 وكذلك على خواص السائل ($g\rho/\mu$).

وبالتعويض عن المعادلة [29] في المعادلة [28] يمكن الحصول على قانون دارسي بالصيغة التالية:

$$\boxed{q = -k\frac{\Delta H}{L}} \qquad \text{.....[4-30]}$$

أو

$$\boxed{q = -ki}$$

صحة قانون دارسي *Validity of Darcy's Law*

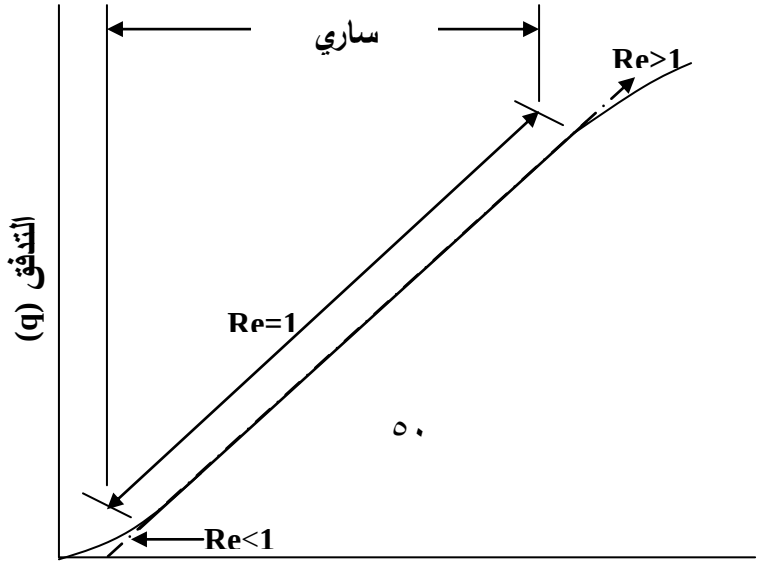
تعني المعادلة [4-30] بأن التدفق الكتلي (q) يتناسب طرديا مع انحدار الضاغط المائي. فلقد أُفتُرِض بأن هذا القانون مفعوله سارٍ في حالة:

١. الجريان طباقي أي أن مفعوله سارٍ عندما يكون رقم رينولدز) أقل من ١ (أي أن $\mathrm{Re} = \frac{q\rho D}{\mu} \langle 1$).

٢. كون التفاعل بين التربة والماء لا يؤثر على سيولة السائل أو نفاذيته عند تغير الميل الهيدروليكي.

فعندما يكون مقدار (q) عالي فإن ذلك سيؤدي إلى زيادة رقم رينولدز ويصبح أكبر من واحد، وبذلك ستتأثر العلاقة الطردية لقانون دارسي بين q و k كما هو مبين في الشكل (٤.٣). وهذا لا يحدث عادة لحركة الماء داخل التربة إلا نادراً، ولكنه يحدث في بعض الحالات مثل: داخل مادة المرشحات المغلفة للمصارف الحقلية لأن مكوناتها تكون ذات أحجام كبيرة، وبالتالي تكون المسافات البينية بينها كبيرة مما يزيد من سرعة حركة الماء فيها. قد ينتج جريان غير طباقي في التربة الرملية الخشنة أو الحصوية التي يكون فيها الميل الهيدروليكي أكبر من واحد، وفي هذه الحالة لا يمكن تطبيق قانون دارسي.

بشكل عام يسود الجريان الطباقي في الترب السلتية والترب ذات القوام الناعم تحت ظروف الميول الهيدروليكية الاعتيادية الموجودة بالطبيعة.



الشكل ٤.٣. علاقة تبين مناطق انحراف قانون دارسي

وعليه فإن هذا القانون غير مطلق، فقد لا ينطبق في جميع حالات أو ظروف حركة الماء داخل الوسط المسامي، فتطبيقه قد لا يعطي التدفق بالشكل الصحيح عندما يكون انحدار الضاغط المائي (الميل الهيدروليكي) عالي جدا، لأن الميل الهيدروليكي العالي يحول جريان الماء من الحالة الطباقية إلى حالة الجريان المضطرب، والتي عندها لا يمكن إهمال الطاقة الحركية للماء *Kinetic Energy* بسبب سرعة حركة الماء في التربة (عادة يكون مقدار هذه الطاقة قليل جدا عندما يكون الميل الهيدروليكي صغير، أي في حالة الجريان الطباق ،فلذا تهمل هذه الطاقة دون أي تأثير معنوي على نتائج الحسابات)، أي أن العلاقة الطردية القائمة بين سرعة حركة السائل والميل الهيدروليكي تتغير عند السرعات العالية.

وكذلك لا يصح استخدام قانون دارسي عندما يكون انحدار الضاغط المائي (الميل الهيدروليكي) قليل جداً، بسبب تأثير الشحنات الموجودة على سطح دقائق التربة على صفات جزيئه الماء كاللزوجة والكثافة (شكل٤.٣).

وعندما يكون التدفق في التربة غير مستقر (*Unsteady Flow*) ، أي أن التدفق يتغير مع الزمن $\frac{dq}{dt} \neq 0$ أو أن التربة غير متجانسة باتجاه جريان الماء فيكون التغير في الضاغط المائي عندئذٍ غير خطي مع المسافة باتجاه الجريان ، وهذا يعني أن انحدار الضاغط المائي و الإيصالية المائية (النفاذية) متغيران ، وهذا يستلزم تغير وصف قانون دارسي من صيغة التفاضل الاعتيادية *Ordinary Differential Form* إلى صيغة التفاضل الجزئي *Partial Differential Form*. وعلى ضوء ذلك اقترح *Swartzendruber 1963*) بأنه يمكن كتابة قانون دارسي بالصيغة التالية لبعض الحالات:

$$q = B\left[i - j\left(1 - e^{-ci}\right)\right] \quad \text{.....[4–31]}$$

حيث أن B ، J ، C ثوابت تعتمد على نوع التربة

<u>ملاحظة</u>:

لتمييز الجريان الطباقي من الجريان المضطرب يستخدم قانون رقم رينولدز (Re) التالي:

$$\mathrm{Re} = \frac{q\rho d}{\mu} \quad \text{.....[4-32]}$$

حيث أن:

q = معدل سرعة السائل ، D = القطر ، ρ = كثافة السائل ، μ = لزوجة السائل

يتراوح مقدار رقم رينولدز الحرج في الأنابيب المستقيمة الذي بعده يبدأ الجريان بأن يكون مضطرباً ما بين ١٠٠٠ و ٢٢٠٠ (*Scheidegger, 1957; Childs, 1969*)، ويقل هذا الرقم كثيراً في حالة الأنابيب غير المستقيمة. أما رقم رينولدز الحرج في التربة يكون واحد أو اكثر. ولذلك أُفتُرِضَ بأن سرعة الماء الظاهرية (q) تتناسب طردياً مع الميل الهيدروليكي في حالة الترب المسامية طالما أن رقم رينولدز أقل من واحد.

الفصل الخامس

الرشح *Infiltration*

مقدمة:

الرشح (الترشيح) هو عملية دخول الماء داخل مقطع التربة، فعند سقوط الأمطار أو إضافة مياه الري على سطح التربة يأخذ الماء بالرشح داخل قطاع (*profile*) التربة وجزء منه يملأ الحفر الصغيرة (*microdepression*) الموجودة على سطح التربة، ويدعى هذا الماء "الخزن السطحي "*surface storage*" ، وما زاد عن ذلك ينجرف فوق سطح الأرض ويدعى في هذه الحالة بالجريان السطحي (*runoff*).

والماء المرشح بعيداً عن سطح الأرض (الماء النافذ إلى المنطقة الواقعة اسفل منطقة الجذور) إما يتحرك نحو المصارف الاصطناعية في حالة توفرها، أو يبقى داخل منطقة الجذور وكذلك في المنطقة الواقعة تحتها في حال عدم وجود مصارف. وفي مثل هذه الحالة قد يرتفع منسوب الماء الأرضي مما يساعد على تغدق التربة وظهور مشاكل الصرف مثل إعاقة نمو معظم النباتات وتملح التربة الزراعية خاصة في المناطق الجافة وشبه الجافة.

وعملية الرشح أيضا لها أهمية تطبيقية في مجال تصميم المشاريع الأروائية، لأن لكل تربة لها سعة رشح خاصة بها، وعلى أساسها يتم تحديد معدل إضافة المياه، بحيث لا يحدث جريان سطحي (*runoff*)، وعليه لا بد من فهم عملية الرشح بوضوح والتعرف على جميع العوامل المؤثرة عليها بغية وضع التصاميم الملائمة لنظم الري والصرف وتشغيلها بكفاءة عالية . ورشح الماء داخل التربة قد يكون إما:

١. باتجاه واحد (*one-dimension*) كالحركة الرأسية خلال عملية الري بالرش أو بالغمر
٢. باتجاهين كما يحدث خلال عملية الري بالخطوط
٣. حركة الماء بثلاث اتجاهات كما يحدث خلال عملية الري بالتنقط.

الرشح: لتوضيح عملية الرشح بطريقة مبسطه نفترض وجود عمود من تربة متجانسة القوام محتواها الرطوبي موزع بانتظام (uniform)، يضاف الماء على هذه التربة حتى يتراكم على سطحها بعمق ضئيل عند الزمن ($t = 0$)، ويستمر في إضافة المياه إلى أن يحافظ الماء المتراكم على ارتفاع ثابت. فسرعة (flux) أو معدل دخول الماء من سطح التربة تدعى معدل الرشح (f)، وهذا المعدل يقل مع مرور الزمن، وإذا استمرت عملية إضافة المياه إلى التربة لفترة

زمنية طويلة ، فإن معدل الرشح سيستمر بالانخفاض إلى أن يصل إلى معدل ثابت يدعى سعة الرشح (*infiltration capacity*، f_c)، كما هو مبين في الشكل (٥.١)، وهذا المعدل يتأثر عادة بعوامل التربة فقط.

شكل١.٥. أ- العلاقة بين معدل الرشح والزمن ب- المحتوى الرطوبي للتربة **بالنسبة للعمق عند أزمنة مختلفة**

ويعود سبب نقص معدل الرشح إلى عدة أسباب، أهمها ما يلي:

١- انخفاض الميل الهيدروليكي عند سطح التربة.

٢- ظروف التربة مثل:

أ-انغلاق مسامات التربة السطحية (*surface sealing*) الناتج من جراء تأثير عملية سقوط المطر على سطح التربة أو نتيجة لتفتيت مجاميع التربة أثناء عملية ترطيبها.

ب- تكون قشره أرضيه (*soil crusting*) نتيجة لعمليات البلل والتبخر (التجفيف) وهذه الطبقة (القشرة) تكون كثافتها عالية ومساماتها دقيقة وإيصاليتها المائية المشبعة اقل من ايصالية الطبقة التحتية، الشكل (٥.٢). والقشرة الأرضية المتكونة تقلل من عملية دخول الماء إلى حد كبير حتى إذا كان سمكها ضئيل (عدة ملليمترات) والإيصالية المائية للتربة التحتية عالية جدا، وعليه إذا لم يراعى وجود هذه الطبقة أثناء التجربة سينتج خطاء كبير في إيجاد معدل الرشح الممثل للتربة.

شكل٢.٥. العلاقة بين معدل الرشح والزمن في ترب: أ) متجانسة ب) مساميتها عالية جـ) مغطاة بقشرة سطحية

فلو اعتبرنا نفس عمود التربة السابق وأضفنا على سطحه ماء بواسطة الري أو المطر بمعدل ثابت يساوي R ، ففي هذه الحالة يكون معدل الرشح الأولى مساوي إلى R ومتأثراً فقط بمعدل إضافة المياه بدلا من عوامل التربة، وبشكل عام كلما كان معدل الإضافة اقل من معدل الرشح، فإن الماء سيرشح داخل التربة بنفس معدل إضافة الماء، وبهذه الحالة يكون معدل الرشح متأثراً بمعدل الإضافة فقط، وقد تصبح سعة الرشح أقل من R بعد فترة من الزمن، ثم يبدأ الماء في مثل هذه الحالة بالتراكم على سطح التربة، وتأخذ عوامل التربة بالتحكم في معدل الرشح، ولكن إذا أضيف الماء بمعدل اكبر من مقدار السعة الحقلية للتربة، فإن ذلك الجزء من الماء سيصبح عرضة للتخزين على سطح التربة بالإضافة إلى الجريان السطحي. أما مجموع كمية المياه المرشحة داخل التربة عند أي فترة زمنية فتدعى بالرشح التجميعي (الرشح الكلي)، ويعبر عنه بالمعادلة التالية:

$$F(t) = \int_0^t f\,dt \quad \text{..... [5-1]}$$

جيث أن:

F= الرشح التجميعي الداخل في التربة، t = الزمن

f = معدل الرشح الذي قد يساوي أو لا يساوي سعة الرشح، ويعبر عادة عن وحدات معدل الرشح بوحدات الطول بالنسبة للزمن (سم/ساعة، مم/ساعة) أو حجم/وحدة المساحة/وحدة الزمن.

<u>توزيع المياه داخل قطاع التربة أثناء عملية الرشح:</u> لقد لوحظ خلال عملية الرشح في تربة منتظمة وجافه نسبيا بوجود أربع مناطق متباينة في قطاع التربة (شكل٥.٣)، وهذه المناطق هي: المنطقة المشبعة والمنطقة الانتقالية والمنطقة الناقلة وجبهة البلل.

تبدأ المنطقة المشبعة من سطح التربة وتمتد إلى عمق أقصاه ١٥ ملليمتر، بينما تمتد المنطقة الانتقالية من نهاية المنطقة المشبعة لغاية بداية المنطقة الناقلة، وهذه الطبقة يقل فيها المحتوى الرطوبي بسرعة، أما منطقة البلل فيبقى شكلها ثابت تقريبا خلال عملية الرشح، وتتوج من الأسفل بجبهة البلل .

شكل٣.٥. مناطق الرشح الرئيسة في التربة

العوامل المؤثرة على الرشح

١- **تأثير خواص التربة** *Effects of soil properties*: بشكل عام يزداد معدل الرشح كلما كانت قوام التربة خشنة ، ومعدل الرشح يتأثر أيضا ببناء (تركيب) التربة، كما هو مبين بالأشكال (٥.٤ ، ٥,٥).

٢- **محتوى الرطوبي الأولي** *Initial water content* يعتبر هذا العامل أحد أهم العوامل المؤثرة على معدل الرشح داخل التربة ، الشكل (٥.٦) يوضح مدى تأثير المحتوى الرطوبي الأولي على عملية الرشح، من هذا الشكل يتضح بان معدلات الرشح تكون **أعلى** في الترب التي يكون محتواها الرطوبي الأولي قليل، والسبب في ذلك يعود لارتفاع قيمة الميل الهيدروليكي في الترب ذات الرطوبة الأولية القليلة، وكذلك لوجود مياه المخزون السطحي، علاوة على تقدم جبهة البلل بسرعة أعلى في الترب ذات محتوى رطوبي أولي عالي، ولكن أهمية هذا المحتوى الرطوبي تقل مع مرور الزمن لأنه لو قدر للرشح أن يستمر لفترة زمنية طويلة فأن معدل الرشح في النهاية سيصل إلى مقدار يساوي ايصالية التربة المشبعة بغض النظر عن مقدار المحتوى الرطوبي الأولي .

٣ـ **معدل إضافة المياه** *Application rates*: إذا كان معدل إضافة المياه إلى سطح تربة عميقة ومتجانسة أو معدل سقوط المطر اقل من قيمة الإيصالية المائية المشبعة للتربة ففي مثل هذه الحالة قد تستمر عملية الرشح إلى ما لا نهاية بمعدل يساوي معدل المطر دون حدوث تراكم للمياه على سطح التربة، لأن المحتوى الرطوبي لا يصل إلى درجة التشبع عند أي نقطه داخل القطاع ولكنه يصل إلى محتوى رطوبي معين يعتمد مقداره على شدة المطر.

يوضح الشكل (٥.٧) مدى تأثير معدل إضافة الماء R على معدل الرشح. في بداية عملية الرشح يرشح الماء داخل التربة بمعدل يساوي R، وإذا كان معدل إضافة المياه R أكبر من قيمة الإيصالية المائية للتربة K_S فأن سعة الرشح في هذه الحالة تنخفض وتصبح أقل من R بعد فترة من الزمن ويبدأ الماء بالتراكم على سطح التربة ويصبح جاهزاً للجريان السطحي.

كما يوضح الشكل (٥.٨) العلاقة ما بين الرشح التجميعي ومعدل الرشح لنفس الحالة السابقة المبينة في الشكل (٥.٧). من هذا الشكل يمكن اختيار معدل الإضافة المناسب الذي لا يسبب جريانا سطحياً للتربة في حالة الري بالرش، وهذا يمكن تحقيقه بعد قياس سعة الرشح للتربة ثم اختيار معدل إضافة المياه أقل أو يساوي سعة الرشح، فمثلاً افترض بان مقدار الماء اللازم إضافته في الرية الواحدة يساوي ٢٥ مم، فمن الشكل (٥.٧) يتضح بأن معدل الإضافة يجب أن لا يزيد عن ١٢ مم /ساعة لكي لا يتراكم الماء على سطح التربة أو يحدث جريان سطحي.

٤. **تأثير انغلاق مسامات التربة السطحية وتكون القشرة الأرضية:** في المناقشة السابقة لقد افترض بأن هيكل التربة ثابت ولا يتغير مع الزمن، ولكن في الوضع الطبيعي قد تتغير الصفات المائية (*Hydraulic properties*) على سطح التربة أثناء عملية إضافة المياه، أن مثل هذه التغيرات قد تؤثر على معدل الرشح أكثر من العوامل السابقة الذكر.

٥ـ **تأثير انحباس الهواء** *Effects of Air Entrapment*: يسبب انحصار الهواء بين جبهة البلل وبين سطح الماء الأرضي أو أي طبقة معترضة حركة الماء زيادة ضغط الهواء الذي يسبب انخفاضا سريعا في معدل الرشح داخل التربة. وعندما يزداد ضغط الهواء إلى حد معين يبدأ يتحرك نحو الأعلى ثم يخرج من سطح التربة مما يؤدي إلى زيادة في معدل الرشح.

شكل٤.٥. تأثير نوع التربة على معدل الرشح

شكل٥.٥. علاقة الرشح التجميعي مع الزمن

شكل٦.٥. تأثير المحتوى الرطوبي على معدل رشح التربة

شكل ٧.٥. تأثير معدل إضافة الماء على معدل الرشح

شكل٨.٥. علاقة الرشح التجميعي بمعدل الرشح لنفس الحالة السابقة في الشكل ٥.٧

٦. **تأثير طبقات التربة** *Layered Soils*: في حالة تربة خشنة القوام وتحتها تربة ناعمة القوام يكون الرشح محدد بالطبقة العليا لغاية ما تصل جبهة البلل إلى الحد الفاصل بين الطبقتين وعندها تبدأ جبهة البلل تتقدم ببطء، ثم يتكون ضاغط مائي فوق سطح الطبقة التحتية ويبدأ الرشح متأثرا بالطبقة التحتية فقط، والعكس يحصل عندما تكون الطبقة العلوية هي الناعمة والطبقة التحتية هي الخشنة ، ففي مثل هذه الحالة يكون الرشح متأثرا بالطبقة العليا ويبطأ عند وصوله سطح الطبقة التحتية.

<u>طرق قياس الرشح</u> : يقاس معدل رشح التربة في الحقل بالطرق التالية:

١. قياس الرشح تحت الرش

٢. قياس الرشح تحت الغمر: طريقتي الضاغط الثابت والضاغط المتغير

<u>الطرق التقريبية لتقدير الرشح</u>:

يمكن تقدير الرشح نظريا بالطرق والنماذج الرياضية التقريبية لمعظم الحالات بالاعتماد على الشروط الحدودية لكل حاله على حده ، ومعظم هذه الطرق تستند إلى بعض المفاهيم الأساسية البسيطة كالتعبير عن معدل أو كمية الرشح بدلالة الزمن أو ببعض صفات التربة وكذلك الأخذ بعين الاعتبار بأن معدل الرشح يقل بسرعة مع الزمن خلال المرحلة الأولى من عملية الرشح. أهم المعادلات المستخدمة في تقدير الرشح هي:

١- **معادلة كوستياكوف (١٩٣٢) Kostiakov:** تعد من ابسط المعادلات المستخدمة:

$$f = k_k t^{-\alpha} \quad \text{.....[5-2]}$$

f = معدل الرشح t = الزمن بعد بدء الرشح K_k , α= ثوابت تعتمد على نوع التربة وحالتها الأولية

ملاحظة: لا يوجد لعناصر هذه المعادلة قيم ثابتة بل يجب تقيمها من خلال بعض التجارب

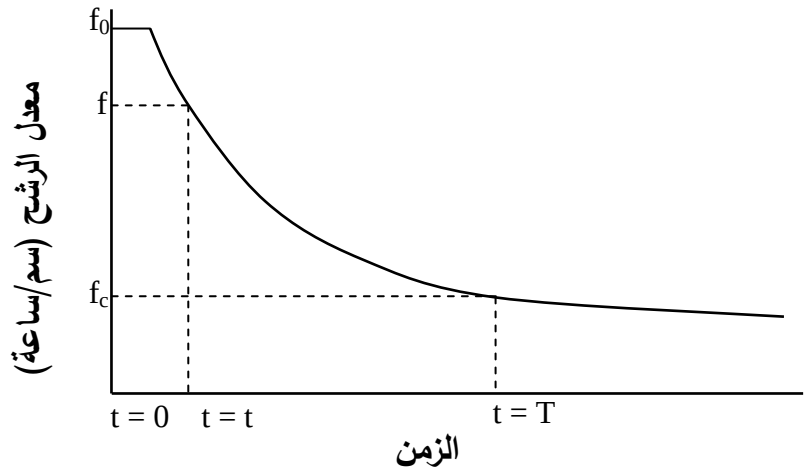
٢. معادلة هورتن (١٩٣٩، ١٩٤٠) Horton: تعتمد هذه المعادلة على عناصر الرشح الثلاثة الرئيسية كما يلي:

$$f = f_c + (f_o - f_c) e^{-\beta t} \quad \text{.....[5-3]}$$

f = معدل الرشح عند أي زمن من بدء التجربة

f_c = معدل الرشح النهائي (سعة الرشح) f_o = معدل الرشح عند الزمن (t = 0)

β = معامل التربة المتحكم بمعدل انخفاض الرشح (لاحظ منحني الرشح النموذجي في الشكل ٥.٩).



شكل٥.٩. منحنى الرشح النموذجي للتربة

تعتمد قيم كل من f_o و β على مقدار المحتوى الرطوبي الأولي وعلى معدل إضافة المياه، أما f_c فمقداره اقل من الإيصاليه المائية المشبعة بقليل. عموما تقدر عناصر المعادلة من بيانات مستنتجه من بعض التجارب.

٣. معادلة فيلب (١٩٥٧) Philip :

يفترض عند استخدام هذه المعادلة بان التربة متجانسة وعميقة والماء متراكم على سطحها:

$$f = \frac{S}{2} t^{0.5} + C \quad \text{.....[5-4]}$$

S = يمثل امتصاصية التربة (التشرب *sorptivity*) ، ويمكن إيجاده من خواص التربة

C = معامل التربة ، ويمكن إيجاده من خواص التربة أيضا ، ويساوي تقريبا $K_S/3$

k_s = الايصالية المشبعة للتربة

٤- معادلة هولتان وآخرون (١٩٦٧) .Holtan et al:

هي معادلة تجريبية تعتمد على فكرة التخزين ، ويعبر عن سعة الرشح بدلالة الرشح التجميعي والمحتوى الرطوبي الأولي وصفات التربة الأخرى . تأخذ المعادلة الشكل التالي:

$f = a (S_t - F)^{n} + f_c$ حيث أن : .....[5-5]

F = الرشح التجميعي S_t= قدرة التربة على خزن المياه في قطاع التربة

a , n = ثوابت تعتمد على نوع التربة وظروف السطح والزراعة

مشكلة هذه المعادلة هي كيفية تقدير عمق الطبقة الخازنة للماء التي على أساسها يتم تحديد قيمة S_t.

٥. معادلة غرين وأمبت (١٩١١) Green and Ampt:

وضعت هذه المعادلة بأشكال مختلفة ، وإحدى هذه الأشكال هو المبين أدناه :

$$f = A + \frac{B}{F} \quad \text{.....[5-6]}$$

A و B = ثوابت تعتمد على نوع التربة والمحتوى الرطوبي الأولي

F = الرشح التجميعي، f = معدل الرشح

الفصل السادس
الإيصالية المائية والنفاذية

تعد الإيصالية المائية (k) من أهم الخواص الفيزيائية للتربة ذات العلاقة بموضوع صرف الأراضي، فهي مهمة في وضع التصاميم لشبكات الصرف، كما إنها تؤثر على نمو النبات أيضا من خلال حركة الماء و الهواء داخل التربة . فالإيصالية المائية هي نسبة التدفق إلى انحدار الضاغط المائي (الميل الهيدروليكي)، ومن قانون دارسي يمكن أيجاد k:

$$Q = \frac{V}{t}\alpha A\frac{\Delta H}{L} \quad \text{.....[6-1]}$$

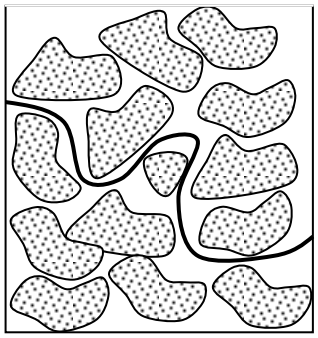
$$\because q = \frac{Q}{A}\alpha\frac{\Delta H}{L} \quad \text{.....[6-2a]}$$

$$\therefore q = \frac{Q}{A} = \frac{V}{At}\alpha\frac{\Delta H}{L} \quad \text{.....[6-2b]}$$

$$\therefore q = k\frac{\Delta H}{L} \quad \text{.....[6-3]}$$

k = معامل التناسب الذي يدعى الإيصالية المائية.

فعندما يكون ($\Delta H=0$) لن يكون هناك تدفق من الطرفين، لذا فإن قوة الدفع المسببة لحركة الماء هي الميل الهيدروليكي، فالإيصالية المائية K بشكل عام تعتمد على خواص التربة والماء المتحرك بداخلها، فتدعى خواص التربة الرئيسية المؤثرة على الإيصالية المائية بعوامل شكل فراغات التربة (*pore geometry of the soil*)، وهي: ١) مسامية التربة ٢) والتوزيع النسبي للمسامات ٣) وتعرج مسار الفراغات البينية للتربة (شكل٦.١).



شكل٦.١. تعرج مسامات التربة

أما خواص الماء المؤثرة على الإيصالية المائية فهي: كثافة الماء density ولزوجته viscosity، فإذا كانت الايصالية المائية تعتمد فقط على خواص التربة (عوامل شكل فراغات التربة) فعند ذلك تدعى "النفاذية اللدنة Intrinsic Permeability"، التي تعبر عن نوعية أو حالة المادة المسامية بالنسبة لاستعدادها لنقل الماء (وجداتها سم^{2}). ولأن هذا التعريف نوعي تم إدخال مصطلح آخر يدعى الايصالية المائية ليعبر عن حال التربة بالنسبة لحركة الماء. ووحدات هذا المصطلح تعبر عن السرعة (سم/ثا أو أي وحدات سرعة أخرى) بدلاً من وحدات المساحة (سم^{2}). فالإيصالية المائية تساوي حاصل ضرب النفاذية الحقيقية وسيولة fluidity (f) السائل، ويعبرعنها بالمعادلة التالية:

$$K = \bar{k}f \quad \text{.....[6-4]}$$

حيث أن:

K =الايصالية المائية (سم/ثا)، $\bar{k}$ النفاذية اللدنة (سم^{2}) f = السيولة سم$^{-1}$.ثا$^{-1}$ أو (١ /سم .ثا)

ولكن السيولة تساوي ما يلي:

$$f = \frac{\rho g}{\upsilon} \quad \text{.....[6-5]}$$

حيث أن:

ρ= كثافة السائل (غم/سم^{3}) ، g= الجاذبية الأرضية (سم/ثا)، υ (أبسلون) = لزوجة السائل (غم/سم.ثا).

قد تكون الإيصالية المائية لتربة معينة ولموقع محدد ثابتة مع مرور الزمن في حالة كون بناء التربة لم يتغير. وقد تتغير الإيصالية المائية مع مرور الزمن نتيجة للتغير المستمر في بناء التربة الناتج عن ضعف في ثبات المجاميع أو نتيجة للتغيرات الكيميائية في التربة .

ملاحظة: بشكل عام يستخدم اصطلاح النفاذية بدلاً من الإيصالية المائية والعكس صحيح.

تأثير تغير درجة الحرارة على الايصالية المائية (النفاذية): عند قياس الإيصالية المائية يجب قياس درجة الحرارة التي أجريت عندها التجربة . والسبب في ذلك لأن لزوجة الماء تتغير بشكل كبير مع تغير درجة الحرارة . فمثلاً تتغير لزوجة الماء من ١٧.٩٤ ميلليبويز عند درجة صفر مئوي إلى ٢.٨٤ ميلليبويز عند ١٠٠ درجة مئوية . وعليه يمكن أن تستخدم العلاقة التالية لتبين مدى تأثير درجة الحرارة علىالإيصالية المائية:

$$K_2 = K_1 \frac{\upsilon_1}{\upsilon_2}$$

.....[6–6]

بما أن لزوجة الماء تساوي ١٠ ميلليبوز عند درجة ٢٠ درجة مئوية ، فيمكن أن تكون هذه الدرجة هي المرجع لقياس الإيصالية المائية ، وتصبح المعادلة السابقة كما يلي:

$$K_{20^o} = K_{x^o} \frac{\upsilon_{x^o}}{\upsilon_{20^o}}$$ .....[6-7]

تأثير التغير في نسبة الفراغات علىالإيصالية المائية:

اذا تغيرت نسبة الفراغات في التربة من e_1 الى e_2 عند ثبوت درجة الحرارة ، فيكون مقدار التغير في K كما يلي:

$$\frac{K_2}{K_1} = \frac{e^2_2}{e^2_1}$$ ..... [6-8]

وهذه العلاقة غير سارية المفعول بالنسبة للترب المتماسكة (cohesive soils) .

تشابه وتباين خواص التربة SOIL'S ANISOTROPY AND ISOTROPY

عندما لا تتأثر الإيصاليه المائيه لتربة ما بأتجاه حركة الماء (ليس لها علاقه بالإتجاه) فتدعى التربة في مثل هذه الحاله متشابهة الخواص (i*sotropic*). وعندما تكون الإيصالية المائيه غير متأثره بأتجاه التدفق (*flux*) ولا بالموقع ضمن التربة فتدعى في مثل هذه الحاله تربه متجانسه ومتشابهة الخواص (*homogeneous and isotropic*).

وإذا كانت الإيصالية متشابهة في جميع النقاط ضمن مجال الجريان غير أنها تتأثر بإتجاه التدفق ، فتدعى التربة في هذه الحاله " متجانسة" ولكنها متباينة الخواص (*homogeneous and anistropic*)، وبشكل عام تكون الترب متباينة الخواص إلى حد ما، فمثلا في الأراضي الرسوبية قد يكون هناك أختلاف في الإيصالية المائيه حسب نوع كل طبقه من التربة المتكونة، أما في الترب الرسوبيه الطبيعيه المتجانسه تكون الإيصالية أكبر بالأتجاه الأفقي من الأتجاه الرأسي. وقد تكون الإيصالية المائيه الرأسيه أكبر من الايصالية في الاتجاه الأفقي في بعض الأراضي الزراعيه بسبب تكون بعض القنوات الدقيقه بالأتجاه الرأسي نتيجة أختراق جذور النباتات سطح التربة أو بفعل الديدان او نتيجة بعض الفعاليات الحيويه داخل التربة.

وعليه يجب تعديل قانون دارسي (معادلة رقم ٣-٦) كي يتناسب مع الاتجاهات لحركة الماء داخل التربة (أي بالاتجاهات x, y, z) .لذا يمكن التعبير عن التدفق بالشكل التالي:

$$q_x = -k_{xx}\frac{dH}{dx} - k_{xy}\frac{dH}{dy} - k_{xz}\frac{dH}{dz} \quad \text{.....[6-9]}$$

$$q_y = -k_{yx}\frac{dH}{dx} - k_{yy}\frac{dH}{dy} - k_{yz}\frac{dH}{dz} \quad \text{.....[6-10]}$$

$$q_z = -k_{zx}\frac{dH}{dx} - k_{zy}\frac{dH}{dY} - K_{zz}\frac{dH}{dz} \quad \text{.....[6-11]}$$

$$\therefore \bar{q} = q_x\bar{i} + q_y\bar{j} + q_z\bar{k} \quad \text{.....[6-12]}$$

إذاً يمكن كتابة قانون دارسي للترب المتباينة الخواص بالشكل التالي:

$$q = -\underline{k}.\nabla H \quad \text{.....[6-13]}$$

حيث أن:

q = متجه (vector) ، $\underline{k}$ = مقدار أو كمية ممتدة (tensor)، ∇H = متجه (vector)

ويمكن التعبير عن $\underline{k}$ بالمصفوفة التالية:

$$\underline{k} = \begin{bmatrix} k_{xx} & k_{xy} & k_{xz} \\ k_{yx} & k_{yy} & k_{yz} \\ k_{zx} & k_{zy} & k_{zz} \end{bmatrix} \quad \text{.....[6-14]}$$

وبشكل عام لا تحتاج الترب الزراعية إلى معرفة إيصاليتها المائية للإتجاهات التسعة، وعليه يكتفى بإيجاد مقدارها بثلاث اتجاهات فقط كما يلي:

$$\bar{q} = -k_{xx}\frac{\partial H}{\partial x}\bar{i} - k_{yy}\frac{\partial H}{\partial y}\bar{j} - k_{zz}\frac{\partial H}{\partial z}\bar{k} \quad \text{.....[6-15]}$$

الفصل السابع
معادلة الإستمرارية

مقدمة

يمكن إستنتاج معادلة الأستمرارية بإستخدام قانون دارسي وقانون حفظ المادة الذي ينص على أن الكتلة لا تفنى ولا تستحدث في أي نظام مغلق ، والشكل (٧.١) يمثل نظام مغلق وأبعاده وحدة الحجم" $\Delta x\,\Delta y\,\Delta z$ "، فكمية المياه الداخلة تساوي التدفق (q_x) مضروبة في وحدة المساحة العمودية كما هو مبين في المعادلة (7-1) :

$$\text{In flow} = q_x\,\Delta y\,\Delta z \quad \text{.....[7-1]}$$

شكل ٧.١. نظام مغلق ابعاده وحدة حجم واحدة

أما كمية المياه الخارجة من هذا النظام فتساوي مقدار التدفق الداخل مضافاً إليه مقدار التغير في التدفق مضروب في المسافة التي يقطعها السائل والتي تساوي Δx مضروب في المساحة العمودية على إتجاه الجريان $\Delta y\,\Delta z$ ، ومقدار التغير في التدفق نتيجة التغير في المحتوى الرطوبي داخل وحدة الحجم فيساوي $\frac{\partial q}{\partial x}\Delta x$ ، وهذه القيمة قد تكون سالبة أو موجبة، وهذا يعتمد

على زيادة أو نقصان المحتوى الرطوبي داخل النظام المغلق ، ويمكن التعبير عن تدفق السائل الخارج في هذا النظام بالمعادلة التالية:

$$Out\ \text{flow} = \left[\left(q_x + \frac{\partial q}{\partial x}\Delta x\right)\Delta y \Delta z\right] \quad \text{.....[7-2]}$$

لذا في هذا النظام فإن صافي التدفق يساوي الفرق بين التدفق الداخل والتدفق الخارج ، ويمكن التعبير عنه بالمعادلة التالية:

$$\text{Net Flow} = q_x\,\Delta y\,\Delta z - \left[q_x + \frac{\partial q}{\partial x}\Delta x\right]\Delta y\,\Delta z \quad \text{.....[7-3]}$$

$$= q_x\,\Delta y\,\Delta z - q_x\,\Delta y\,\Delta z - \frac{\partial q}{\partial x}\Delta x\,\Delta y\,\Delta z \quad \text{.....[7-4]}$$

$$\text{Net Flow} = \frac{\partial q}{\partial x}\Delta x\,\Delta y\,\Delta z \quad \text{.....[7-5]}$$

فعادة يرافق التغير في التدفق تغير في المحتوى الرطوبي مع الزمن في ذلك النظام المغلق ، ويعبر عن هذا التغير بالصيغة الرياضية التالية:

$$\Delta\theta = \frac{\partial\theta}{\partial t}\Delta x\,\Delta y\,\Delta z \quad \text{.....[7-6]}$$

وعند مساواة المعادلة [7-5] بالمعادلة [7-6] تصبح المعادلة كما يلي:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}\Delta x\,\Delta y\,\Delta z = -\frac{\partial q_x}{\partial x}\Delta x\,\Delta y\,\Delta z \quad \text{.....[7-7]}$$

وبحذف الحجم من[7-7]، فعندئذ تدعى المعادلة "**معادلة الاستمرارية بإتجاه واحد**" **كما يلي:**

$$\boxed{\frac{\partial\theta}{\partial t} = -\frac{\partial q_x}{\partial x}} \quad \text{.....[7-8]}$$

تمثل المعادلة [7-7] الجريان بإتجاه واحد ، وهو إتجاه المحور x ، ولكن في حالة الجريان في إتجاهات ثلاث تصبح المعادلة كما يلي:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}\Delta x\,\Delta y\,\Delta z = -\left[\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z}\right]\Delta x\,\Delta y\,\Delta z \quad \text{.....[7-9]}$$

وتصبح المعادلة [7-9] كما يلي وتدعى ***<u>معادلة الاستمرارية بالإتجاهات الثلاثة</u>***:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \left[\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right] \quad \text{.....[7-10]}$$

<u>معادلة ريتشارد</u>

في حالة جريان الماء تحت الظروف المشبعة (المحتوى الرطوبي لا يتغير مع الزمن (أي أن $\frac{\partial \theta}{\partial t} = 0$) وعند إستخدام قانون دارسي للتعبير عن التدفق في الإتجاهات الثلاثة تصبح المعادلتان [7-8] و [7-10] على النحو التالي:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial qx}{\partial x} = 0$$

$$\therefore \frac{\partial qx}{\partial x} = 0$$

بما أن $qx = KI$ ، إذاً $qx = K \frac{dH}{dx}$

نعوض عن هذه القيمة في المعادلة السابقة نحصل على المعادلة التالية:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_{xx} \frac{dH}{dx} \right) = 0 \quad \text{.....[7-11]}$$

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(k_{xx} \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(k_{yy} \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(k_{zz} \frac{\partial H}{\partial z} \right) = 0 \quad \text{.....[7-12]}$$

(وهي معادلة ريتشارد في حالة تربة مشبعة بثلاثة اتجاهات)

بعد إجراء تعديل بسيط عليها يمكن إستخدامها في حالة الجريان غير المشبع (أي أن المحتوى الرطوبي يكون متغير مع الزمن $\frac{\partial \theta}{\partial t} \neq 0$) بعد أن تصبح بالشكل التالي:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(k_{xx} \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(k_{yy} \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(k_{zz} \frac{\partial H}{\partial z} \right) = - \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad \text{.....[7-13]}$$

(معادلة ريتشارد في حالة تربة غير مشبعة بثلاثة اتجاهات)

وهذه المعادلة [7-13] تدعى ***معادلة ريتشارد*** التي يمكن أن تستخدم في حالة ظروف التربة المشبعة وغير المشبعة، و في حالة الجريان المستقر وغير المستقر، وفي الوسط المتجانس وغير المتجانس.

فعندما يكون الوسط متجانساً في جميع الإتجاهات (uniform isotropic soil) تكون قيمة الإيصالية المائية ثابتة في جميع الإتجاهات ، أي أن: $K_x = K_y = K_z = K$ ، وإذا كان الجريان مستقرا $\left(\frac{\partial \theta}{\partial t} = 0\right)$ فتصبح المعادلة [7-13] بالشكل التالي وتدعى ***معادلة لابلاس*** وهي تعد حالة خاصة من معادلة ريتشارد:

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = 0 \quad \text{.....[7-14]}$$

وهذه المعادلة شائعة الإستخدام في مجال سريان الحرارة، وفي المجالات الكهربائية والمغناطيسية، وفي بعض حالات ميكانيك السوائل. كما يمكن أن تكتب معادلة لابلاس بالصيغة التالية:

$$\nabla^2 H = 0 \quad \text{.....[7-15]}$$

والرمز ∇ (del) يستعمل للدلالة على المؤثر التفاضلي (Differential Operator) كما يلي:

$$\frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z}$$

ويستعمل ∇^2 (del squared) للتعبير عن:

$$\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$$

إذاً يمكن أن تكتب معادلة الأستمرارية بشكل عام للترب متباينة الخواص وغير المشبعة (anisotropic unsaturated flow) بالصيغة التالية:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \left[\underline{k}(\theta)\, \nabla H\right] \quad \text{.....[7-15]}$$

$\underline{k}(\theta)$ = الإيصالية المائية تحت الظروف غير المشبعة للتربة ولها مقدار (tensor) ، وعليه يمكن إعادة صياغة معادلة ريتشارد (٧-١٣) لنفس الظروف السابقة بالشكل التالي:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left[k_{xx}(\theta)\frac{\partial H}{\partial x}\right] + \frac{\partial}{\partial y}\left[k_{yy}(\theta)\frac{\partial H}{\partial y}\right] + \frac{\partial}{\partial z}\left[k_{zz}(\theta)\frac{\partial H}{\partial z}\right] \quad \text{.....[7-16]}$$

(معادلة ريتشارد في حالة التربة متباينة وغير مشبعة)

ولكن بالتعويض عن (H = h + z) في المعادلة [7-16] وبعد الترتيب تصبح المعادلة بالشكل التالي:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left[k(\theta)\frac{\partial h}{\partial x} + k(\theta)\frac{\partial z}{\partial x}\right] + \frac{\partial}{\partial y}\left[k(\theta)\frac{\partial h}{\partial y} + k(\theta)\frac{\partial z}{\partial y}\right] + \frac{\partial}{\partial z}\left[k(\theta)\frac{\partial h}{\partial z} + k(\theta)\right] \quad \text{....[7-17]}$$

وبعد تبسيط المعادلة تصبح على النحو التالي وتدعى **معادلة ريتشارد** للترب المتجانسة غير المشبعة:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left[k(\theta)\frac{\partial h}{\partial x}\right] + \frac{\partial}{\partial y}\left[k(\theta)\frac{\partial h}{\partial y}\right] + \frac{\partial}{\partial z}\left[k(\theta)\frac{\partial h}{\partial z}\right] + \frac{\partial k(\theta)}{\partial z} \quad \text{.....[7-18]}$$

(معادلة ريتشارد في حالة التربة المتجانسة وغير مشبعة)

وهذه المعادلة هي ***معادلة ريتشارد للتربة المتجانسة غير المشبعة***، ويمكن ايضاً أعادة صياغة المعادلة [7-18] بصيغة متغيرة (single dependent variable) معتمدة على θ أو h ، وذلك في حالة كون خواص التربة (منحني الشد الرطوبي للتربة) معلومة، أي أن العلاقة(h) θ أو h=h(θ(معلومة ، فالمعادلة تكون بالصيغة التالية:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{d\theta}{dh}\cdot\frac{\partial h}{\partial t} = C(h)\frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{.....[7-19]}$$

حيث أن C(h) تكون دالة (h) ، وتدعى سعة التربة للماء (soil-water capacity) ، أي أن:

$$C(h) = \frac{d\theta}{dh} \quad \text{.....[7-20]}$$

نعوض في المعادلة [7-18] ، ثم تكتب المعادلة بالصيغة التالية:

$$C(h)\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left[k(h)\frac{\partial h}{\partial x}\right] + \frac{\partial}{\partial y}\left[k(h)\frac{\partial h}{\partial y}\right] + \frac{\partial}{\partial z}\left[k(h)\frac{\partial h}{\partial z}\right] + \frac{\partial k(h)}{\partial z} \quad \text{.....[7-21]}$$

(معادلة ريتشارد بدلالة h من منحني الشد الرطوبي)

وهذه المعادلة [7-21] يمكن أن تكتب بالصيغة التالية ايضاً بإستخدام θ كمتغير وإستخدام خاصية إنتشارية ماء التربة soil water diffusivity $D(\theta) = k\frac{\partial h}{\partial \theta}$ ونعوض عن قيمة $\frac{\partial h}{\partial x}$ بما يساويها $\frac{\partial h}{\partial x} = \frac{\partial h}{d\theta}\cdot\frac{d\theta}{\partial x}$ في المعادلة [7-21] فنحصل على المعادلة التالية:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left[D(\theta)\frac{\partial \theta}{\partial x}\right] + \frac{\partial}{\partial y}\left[D(\theta)\frac{\partial \theta}{\partial y}\right] + \frac{\partial}{\partial z}\left[D(\theta)\frac{\partial \theta}{\partial z}\right] + \frac{\partial k(\theta)}{\partial z} \quad \text{.....[7-22]}$$

(معادلة ريتشارد بدلالة θ من منحني الشد الرطوبي)

المعادلات [7-18] و [7-21] و [7-22] هي أشكال مختلفة لمعادلة ريتشارد، فالمعادلة [7-22] لها عدة مزايا عند التطبيق مقارنة بالأشكال الأخرى للمعادلة. وذلك لكون D(θ) تغيرها ضئيل مقارنة مع C(h) و k(h) عند تغير حالة التربة من وضعها المبتل إلى الجاف، وذلك لمعظم أنواع الترب. ففي حالة الجريان الأفقي يمكن إستخدام المعادلة [7-22] بسهولة بعد حذف الجزئين الأخيرين من المعادلة ، وإستخدام D(θ) (للحل. أما أحد عيوب هذه المعادلة هو عدم إمكانية استخدمها في حالة الترب المشبعة ($h \rangle 0$) لأن المصطلح D(θ) (في هذه الحالة يكون غير معلوم. لذا لا يمكن إستخدام هذه المعادلة عندما تكون التربة مشبعة بالماء أو جزء منها مشبع.

وبما أن معظم حالات الصرف تشتمل على حالات الجريان المشبع وغير المشبع فإن المعادلة [7-21] تستخدم بكثرة في مجال تصاميم الصرف الزراعي.

الجريان في الترب غير المشبعة أو المشبعة جزئياً

في حالة الترب غير المشبعة أو المشبعة جزئياً تكون معادلة الجريان مشابهة إلى معادلة دارسي، ويمكن أن تكتب المعادلة لهذه الحالة بالشكل التالي:

$$q_s = -k(\theta)\frac{\partial H}{\partial s} \quad \text{.....[7-28]}$$

ففي هذه الحالة تكون الإيصالية المائية دالة للمحتوى الرطوبي بأي أتجاه (أي أنها تعتمد على مقدار) θ ، بما أن θ=θ(h) تعتبر أحدى خواص التربة وتعتمد على عملية ترطيب وتجفيف التربة نتيجة
التبخر من جراء حرارة الجو (وتدعى هذه العملية بالتخلف Hysterises)، فيمكن كتابة المعادلات بالشكل التالي:

$$\begin{aligned} k &= \mathrm{k}(h) \\ h &= \mathrm{h}(\theta) \end{aligned} \quad \text{.....[7-29]}$$

وتصبح المعادلة [7-28] كما يلي:

$$q_s = -\mathrm{k}(\mathrm{h})\frac{dH}{ds} \quad \text{.....[7-30]}$$

وبما أن $H = h + z$ تصبح المعادلة [7-30] بالصيغة التالية علما بأن z تمثل المسافة الرأسية فوق مستوى المقارنة في حالة <u>الجريان الأفقي</u> بإتجاه x :

$$q_x = -\mathrm{k}(\mathrm{h})\frac{dh}{dx} \quad \text{.....[7-31]}$$

وبالنسبة <u>للجريان الرأسي</u> تكون المعادلة:

$$q_z = -\mathrm{k}(\mathrm{h})\frac{d}{dz}(\mathrm{h}+\mathrm{z}) \quad \text{.....[7-32]}$$

أو تكون المعادلة بالصيغة التالية:

$$q_z = -\mathrm{k}(\mathrm{h})\frac{dh}{dz} - \mathrm{k}(\mathrm{h}) \quad \text{.....[7-33]}$$

ويمكن تسهيل صيغة المعادلة [7-33] لتصبح بالشكل التالي:

$$\frac{dh}{dx} = \frac{dh}{d\theta}\cdot\frac{d\theta}{dx} \quad \text{.....[7-34]}$$

ويمكن إيجاد قيمة $\frac{dh}{d\theta}$ من خواص التربة ، فهي أصلاً دالة) θ (، لذا يمكن كتابة المعادلة [7-31] بالصورة التالية:

$$q_x = -k(\theta)\ \frac{dh}{d\theta}\cdot\frac{d\theta}{dx} \quad \text{.....[7-35]}$$

أو بالصيغة التالية:

$$q_x = D(\theta)\ \frac{d\theta}{dx} \quad \text{.....[7-36]}$$

حيث أن $D(\theta)$ تدعى إنتشارية ماء التربة (soil water diffusivity) ووحداتها المساحة على الزمن مثل: سم٢/ساعة، وتساوي:

$$D(\theta) = k(\theta)\frac{dh}{d\theta} \quad \text{.....[7-37]}$$

كما أن المعادلة [7-33] تكتب بالشكل التالي:

$$qz = -D(\theta)\frac{d\theta}{dz} - k(\theta) \quad \text{.....[7-38]}$$

وبشكل عام تدعى المعادلات [7-27 لغاية 7-38] ***بمعادلات" بكنكهام – دارسي*** ، كما يجب ملاحظة عندما تكون $h\rangle o$ و قيمة)D θ(غير معلومة في حالة كون الضاغط موجب تكون $\frac{d\theta}{dx} = 0$ ، لذا لا يمكن إستخدام المعادلات [7-36 و7-38] في حالة الجريان غير المشبع .

الفصل الثامن

الشروط الحدودية

مقدمة

لحل المسائل الخاصة بحركة الماء بإتجاه المصارف ، يجب تحديد عاملين مهمين، وهما:

أ- تحديد معادلة التفاضل الجزئية المتحكمة *Governing Partial Diferential Equation*

ب- الشروط الحدودية *Boundary Conditions*

لابد من توفر بعض الشروط الحدودية لحل مسائل حركة الماء داخل التربة، فمثلاً في حالة الجريان المستقر والمشبع يجب توفر أربعة شروط حدودية، ويمكن الإستعانة بالشكل (٨.١) للتعرف على هذه الشروط، وهذا الشكل يمثل قناة ري يترشح الماء منها نحو المصرفين بالتساوي، لذا يمكن إعتبار نصف المقطع الأيمن مشابه للنصف الأيسر، وعليه يمكن وضع حل لأي من الجانبين بعد الأخذ بعين الأعتبار ما يلي:

١. عدم وجود جريان يقطع الخط A B من كلا الجانبين
٢. اهمال المنطقة غير المشبعة فوق خط سطح الماء E D

شكل ٨.١. مقطع لقناة ري موضح عليه الشروط الحدودية المختلفة

توزيع الضغط على طول الحدود المغطاة بالماء تؤخذ على أنها ضغط هيدروستاتيكي، والضاغط الهيدروليكي يساوي إرتفاع الماء الحر فوق خط الاسناد، ومن الشكل (٨.١) يكون الضاغط الديناميكي الكلي H = b على طول الخط B C D و H = d على طول الخط FG ويكون التدفق ثابت. ومن قانون دارسي [8-1] يمكن إيجاد المعادلة[8-2] :

$$q_n = -k\frac{\partial H}{\partial n} \quad \text{.....[8-1]}$$

$$\frac{\partial H}{\partial n} = -\frac{q_n}{k} \quad \text{.....[8-2]}$$

حيث أن:

n = تمثل الإتجاه الرأسي على الحدود

q_n = تمثل التدفق عبر الحدود ، ويطبق هذا الشرط الحدودي عادة للطبقة غير النفاذة كما هو الحال المبين في الشكل(٨.١)، ففي هذه الحالة تكون الشروط الحدودية على امتداد الخط A B and AG كما يلي:

$$q_n = 0 \quad \text{.....[8-3]}$$

$$\frac{\partial H}{\partial n} = 0 \quad \text{.....[8-4]}$$

وأحيانا يكون التدفق اكبر من صفر، ومثال على ذلك عندما تكون الطبقة السفلى نفاذة مع وجود تسرب رأسي ثابت مقداره مثلاً ε (، أي أن q_n= ε) على طول امتداد الخط GA ، وعليه يمكن كتابة الشرط الحدودي كما يلي:

$$\frac{\partial H}{\partial x} = \varepsilon \quad \text{.....[8-5]}$$

٣. **الشروط الحدودية للسطح الحر:** الخط DE يمثل السطح الحر للماء وهو الخط العلوي الفاصل بين المنطقة المشبعة وغير المشبعة. وهذا السطح يُعرف بأنه موقع النقاط التي يكون فيها ضغط ماء التربة مساوياً للضغط الجوي، أي أن:

$$h = \frac{p}{\rho g} = 0 \quad \text{.....[8-6]}$$

وكذلك

$$H = y + C \quad \text{.....[8-7]}$$

حيث أن C تمثل مقدار ثابت . ويمثل سطح الماء الحر في هذا الشكل خط جريان (*stream line*)، أي أنه لا يوجد جريان من الأسفل إلى الأعلى أو العكس، وذلك في حالة إهمال الجريان غير المشبع فوق مستوى الماء الأرضي. وهذا مجرد إفتراض، لأنه في الطبيعة يوجد بعض الماء ينتقل من المنطقة غير المشبعة الى المنطقة المشبعة. فإذا اعتبرت معادلة لابلاس هي المعادلة المتحكمة (G.P.D.E) فيصبح في هذه الحالة الخط D E هو خط جريان.

٤. **سطح التسرب surface of seepage :** يعتبر هذا السطح (EF) الحد الذي يخرج منه الماء من المنطقة المشبعة إلى المصرف .

الجريان غير المستقر Unsteady Flow

تم التوصل في الفصول السابقة لمعادلات خاصة بالجريان المستقر، ولكن في الطبيعة قلما يكون الجريان مستقراً، بل معظمه جريان غير مستقر، فمثلاً في المناطق الرطبة حيث يكون منسوب الماء الأرضي قريب من سطح الأرض نجد بأن موقعه يتغير دائما مع الزمن.

المعادلات المتحكمة (معادلة التفاضل الجزئية المتحكمة G.P.D.E)

يمكن إيجاد معادلات تفاضل جزئية متحكمة لحالة الجريان الغير مستقر بإستخدام قانون حفظ المادة. ففي الحالة المبينة في الشكل (٨.٢)، كان مستوى الماء الأرضي في البداية أفقي عند ارتفاع (ho) فوق الطبقة الصماء. وعند الزمن t = 0 بدأت عملية الصرف وانخفض الماء في المصارف لغاية مسافة d فوق الطبقة الصماء.

يمكن أن تستخدم معادلة ريتشارد باتجاهين كمعادلة متحكمة G P D E للحالة المبينة في الشكل (٨.٢). ولإستخدام هذه المعادلة يتطلب معرفة كل من منحنى الشد الرطوبي) h θ(ودالة الإيصالية المائية)θ k(، ولكن قياس)k θ (يعتبر من الأمور الصعبة خاصة في الحقل نتيجة لعدم تجانس الحقل وعدم وجود طريقة دقيقة للقياس تحت الظروف الحقلية. لذا يمكن تبسيط الحل باستخدام فرضيات ديبوي–فورشيمر.

ولإستنتاج معادلة تفاضلية متحكمة يمكن تطبق قانون حفظ المادة على شريحة صغيرة ، شكل (٨.٣) ، فمستوى الماء يتغير بمقدار Δh خلال فترة زمنية تساوي Δt ، فإذا كانت مسامية الصرف f ، فعندها يزداد حجم الماء تحت السطح أو يقل (وهذا يعتمد فيما اذا كان منسوب الماء ينخفض أو يرتفع) بمقدار يساوي fΔh.A خلال فترة زمنية مقدارها Δt ،

شكل٨.٢. مقطع لمصارف مفتوحة تبين مستوى الماء الأرضي قبل الصرف

شكل٨.٣. وحدة حجم واحدة بثلاثة ابعاد

حيث أن A تمثل المساحة السطحية للشريحة . إذاً يمكن كتابة معادلة حفظ المادة بدلالة الأحجام كما يلي:

$$f\Delta hA = Q|_x \Delta t - Q|_{x+\Delta x} \Delta t + R\Delta t.A \quad \text{.....[8-8]}$$

وبالتعويض عن المساحة A بمقدار يساوي $A = \Delta x \cdot 1$ ، وبقسمة طرفي المعادلة [8-8] على $\Delta t.\Delta x$ تصبح المعادلة كما يلي:

$$f\frac{\Delta h}{\Delta t} = \frac{Q|_x \Delta t - Q|_{x+\Delta x}}{\Delta x} + R \quad \text{.....[8-9]}$$

وعندما تكون $\Delta x \to 0$ و $\Delta t \to 0$ تصبح المعادلة بالصيغة التالية:

$$f\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{\partial Q}{\partial x} + R \quad \text{.....[8-10]}$$

حيث أن Q تمثل التصرف الكلي بإتجاه x ، ولكن:

$$Q = -kh\frac{dh}{dx} \quad \text{.....[8-11]}$$

وبالتعويض عن [8-11] في المعادلة [8-10] نحصل على **<u>معادلة بوسينسك</u>** *Boussinesq Equation* للجريان غير المستقر:

$$\boxed{f\frac{\partial h}{\partial t} = k\left[h\frac{\partial h}{\partial x}\right] + R} \quad \text{.....[8-12]}$$

<u>ملاحظات:</u>

١. اعتمد في استنتاج هذه المعادلة على فرضيات ديبوي–فورشيمر.
٢. تم إفتراض بأن مقداراً من الماء يساوي $f\Delta h$ ينتقل مباشرة من المنطقة غير المشبعة
٣. عندما ينخفض منسوب الماء الأرضي.
٤. مقدار الأخطاء الناتجة عن تطبيق هذه المعادلة تعتمد على نوع التربة والشروط الحدودية
٥. (مقدار الخطأ يعتمد على نوع الحالة).
٦. حل المعادلة [8-12] أسهل بكثير من حل معادلة ريتشارد في حالة الجريان بإتجاهين تحت ظروف الجريان المشبع أو غير المشبع.
٧. النتائج من هذه المعادلة لحالات كثيرة تشير إلى أنها تتفق كثيراً مع حلول معادلة ريتشارد
٨. بما أن الحل بهذه المعادلة أكثر سهولة من غيرها، فهي تستخدم الآن بكثرة في الحلول
٩. للمشاكل التطبيقية.

والشروط الحدودية لهذه المعادلة هي:

$$h = h_o \quad 0 \le x \le L \quad t = 0$$
$$h = d \quad x = 0 \quad t \rangle 0$$
$$\frac{\partial h}{\partial x} = 0 \quad x = \frac{L}{2} \quad t \ge 0$$

المعادلة رقم [8-12] هي معادلة غير خطية *non-linear form equation* لذلك فمن الصعب حلها، وعليه يجب تحويلها إلى معادلة خطية *Linearization* ، ويمكن أن يتم ذلك من خلال جعل الإختلاف في قيمة h قليل جداً مقارنة بقيمة $\bar{h}$ ، حيث أن $\bar{h}$ تمثل معدل عمق الجريان بين النقطتين X+dx , X ، وعليه تصبح المعادلة [8-12] بالشكل التالي:

$$f\frac{\partial h}{\partial t} = k\frac{\partial}{\partial x}\left[\bar{h}\frac{\partial h}{\partial x}\right] \quad \text{.....[8-13]}$$

الجريان المستقر

يستخدم الشكل (٨.٤) لإستنتاج المعادلة التفاضلية الجزئية المتحكمة لحالة الجريان المستقر الذي يمثل مقطع لقناة ري ومصرف ، ينتقل الماء من القناة إلى المصرف بسبب الفرق في الضغط . نفترض بأن الجريان في هذه الحالة مستقر (أي لا يتغير مع الزمن)، فيمكن أخذ شريحة صغيرة وليكن سمكها يساوي Δx وإرتفاعهاh ، وبعد أن يحصل التوازن في هذا النظام لهذه الحالة، يتساوى التصرف الداخل مع مقدار التصرف الخارج بالشكل التالي:

$$Q|_x + R\Delta x = Q|_{x+\Delta x} \quad \text{.....[8-14]}$$

وبعد إعادة ترتيب المعادلة ، تصبح بالشكل التالي:

$$\frac{-Q|_x + Q|_{x+\Delta x}}{\Delta x} = R \quad \text{.....[8-15]}$$

أو تأخذ المعادلة الشكل التالي:

$$\frac{dQ}{dx} = R \quad \text{.....[8-16]}$$

ولكن قانون دارسي يساوي:

$$Q = -kh\frac{dh}{dx} \quad \text{.....[8-17]}$$

بالتعويض في معادلة [8-16] نحصل على:

$$\frac{d}{dx}\left[-kh\frac{dh}{dx}\right] = R \quad \text{.....[8-18]}$$

أو تأخذ الشكل التالي:

$$\boxed{\frac{d^2h^2}{dx^2} = -\frac{2R}{k}} \quad \text{.....[8-19]}$$

وهذه المعادلة هي معادلة تفاضلية جزئية تستخدم في حالتي وجود مطر أو ري ($R \neq 0$)، أو في حالة عدم وجود مطر أو ري $R = 0$ كما هو موضح فيما يلي:

<u>الحالة الأولى</u>: وجود مطر أو ري R): ≠ (0 في حالة سقوط أمطار، أو إضافة مياه إلى الحقل، يمكن أن تستخدم المعادلة التفاضلية الجزئية المتحكمة [8-19]. فالشكل (٨.٥) يمثل مقطع لحقل فيه مصرفين، المسافة بينهما تساوي L ، وارتفاع الماء في المصارف عن الطبقة الصماء يساوي b، ويوضح هذا الشكل مستوى الماء الأرضي أثناء عملية الصرف، بالإضافة إلى معدل سقوط المطر أو الري الذي يساوي R ، فالمعادلة التفاضلية الجزئية المتحكمة لهذه الحالة موضحة بالصيغة التالية:

$$\frac{d}{dx}\left[kh\frac{dh}{dx}\right] + R = 0 \quad \text{.....[8-20]}$$

أما الشروط الحدودية فهي:

$$h = h_1 \qquad x = 0 \qquad\qquad h = h_2 \qquad x = L$$

ويمكن أن تكتب المعادلة الجزئية بالشكل التالي:

$$\frac{d^2h^2}{dx^2} = -\frac{2R}{k} \quad \text{.....[8-21]}$$

وبإجراء التكامل الأول لهذه المعادلة تصبح المعادلة كما يلي :

$$\frac{dh^2}{dx} = -\frac{2R}{k}x + c_1 \quad \text{.....[8-22]}$$

ومن الشرط الحدودي الثاني تصبح المعادلة كما يلي :

$$0 = -\frac{2R}{k}\cdot\frac{L}{2} + c_1 \quad \text{.....[8-23]}$$

$$\therefore c_1 = \frac{R}{k}L \quad \text{.....[8-24]}$$

وبالتعويض عن قيمة c_1 في المعادلة [8-22] وإجراء التكامل الثاني، فتصبح المعادلة كما يلي:

$$h^2 = -\frac{R}{k}x^2 + \frac{R}{k}Lx + c_2 \quad \text{.....[8-25]}$$

وبالتعويض عن قيمة الشرط الحدودي الأول في المعادلة [8-25] فتصبح المعادلة كما يلي:

$$c_2 = h^2_1 \quad \text{.....[8-26]}$$

وبالتعويض عن هذه المعادلة في [8-25] فتصبح المعادلة كما يلي:

$$h^2 = -\frac{R}{k}x^2 + \frac{R}{k}Lx + h_1^{\,2} \quad \text{.....[8-27]}$$

تطبق هذه المعادلة على الحالة المبينة في الشكل (٨.٦) نحصل على:

$$h^2 = -\frac{R}{k}\cdot\frac{L^2}{4} + \frac{R}{k}\cdot\frac{L^2}{2} + d^2 \quad \text{.....[8-28]}$$

من الشكل (٦,٨) نعوض عن قيمة h^2 بما يساويها، فتصبح المعادلة كما يلي:

$$\therefore \left(h_o^{\,2} - d^2\right) = \frac{R}{k}\left(\frac{L^2}{4}\right) \quad \text{.....[8-29]}$$

$$\therefore R = 4k\frac{\left(h_o^{\,2} - d^2\right)}{L^2} \quad \text{.....[8-29]}$$

ولكن من الشكل (٨.٦) يكون مقدار h_o يساوي:

$$h_o = m + d \quad \text{.....[8-30]}$$

اذاً h_o^2 تساوي:

$$h_o^2 = m^2 + 2md + d^2 \quad \text{.....[8-31]}$$

شكل٨.٤. مقطع يوضح ارتفاع الماء في المصارف

شكل٨.٥. مصارف مكشوفة المسافة بينها L

وبالتعويض عن هذه القيم في المعادلة [8-29] تصبح المعادلة بالشكل التالي:

$$\therefore \left(h_o{}^2 - d^2\right) = \frac{R}{k}\left(\frac{L^2}{4}\right) \quad \text{.....[8-29]}$$

$$\therefore R = 4k\frac{\left(h_o{}^2 - d^2\right)}{L^2} \quad \text{.....[8-29]}$$

ولكن من الشكل (٨.٦) يكون مقدار h_o يساوي:

$$h_o = m + d \quad \text{.....[8-30]}$$

اذاً $h_o{}^2$ تساوي:

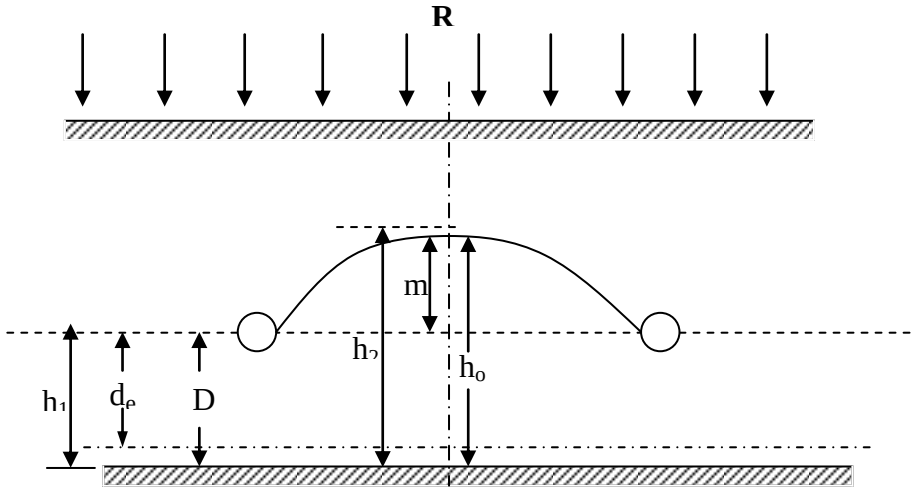
$$h_o{}^2 = m^2 + 2md + d^2 \quad \text{.....[8-31]}$$

وبالتعويض عن هذه القيم في المعادلة [8-29] تصبح المعادلة بالشكل التالي:

$$R = q = \frac{4k(m^2 + 2md)}{L^2} \quad \text{.....[8-32]}$$

عادة يستعاض عن قيمة (d) بالعمق المكافيء (d_e) للتعويض عن الخطأ الناتج من الجريان الشعاعي بالقرب من المصرف، علماً بأن العمق المكافيء يمكن إيجاده من المعادلة التالية:

$$\boxed{d_e = D\Big/\left[1 + \frac{D}{L}\left(\frac{8}{\pi}\ln\frac{D}{r} - 3.4\right)\right]} \quad \text{.....[8-33]}$$



شكل٨.٦. مقطع ارضي يبين مصارف مغطاة

حل معادلة بوسينسك *Boussinesq Equation*

يمكن أن تحول معادلة بوسينسك (معادلة رقم ٨-١٢) إلى الحالة الخطية بعدة طرق، حيث تم إيجاد الحلول لها من قبل العديد من الباحثين بطرق عديدة، منها ما يلي:

١- حلول تحليلية ٣ - شبكة الجريان ٥- تفسير البيانات الحقلية

٢–حلول عددية ٤– التنظير الكهربائي ٦– طريقة ديبوي– فورشيمر التقريبية

١ – الحلول التحليلية *Analytical Solutions*: لإستخدام هذه الطريقة يجب معرفة الظروف المحيطة (الشروط الحدودية)، وكذلك الظروف الأولية *Initial Conditions* . ومعادلات الجريان هي من المعادلات التفاضلية الجزئية *Partially Diferential Equations* التي يكون فيها المتغيرغير المستقل *Dependent Variable* يعتمد على أكثر من متغير مستقل *Independent Variable*.

شبكة الجريان Flow Net

هذه الطريقة من الطرق البيانية لحل مسائل جريان الماء في التربة. وتعد من الطرق القديمة المستخدمة في معالجة حالة الجريان المستقر تحت الظروف المشبعة. وعلى الرغم من أن هذه الطريقة تحتاج لجهد مضني نسبياً وخبرة، إلا أنها تعتبر من الطرق القيمة لحل هذا النوع من المسائل، خاصة حل مسائل حركة السائل في اتجاهين.

تتلخص الطريقة برسم خطوط توصل النقاط ذات الجهد المتساوي أي خطوط الجهد المتماثل *Equipotential Lines* مع الخطوط التي تمثل مسار جزئيات الماء بإتجاه المنفذ الخارجي والتي تدعى خطوط الإنسياب أو خطوط الجريان *stream lines* شكل (٨.٧).

ان رسم شبكة الجريان بشكل دقيق يساعد على معرف وتحديد النقاط التالية:

أ– معرفة توزيع الجهد والتصرف

ب– تحديد المناطق التي يحدث فيها الجريان على نحو سريع وتحديد المناطق التي يكون الجريان فيها بطيئاً

جـ– معرفة طبيعة الجريان

الخطوات الرئيسية لإستخدام هذه الطريقة

الخطوة الأولى المتبعة هي البدء برسم حدود منطقة الجريان flow region بمقياس رسم معين، أي تحديد حدود المنطقة التي يحدث فيها الجريان بإتجاه المنفذ كالمصرف وغيره، مع الأخذ بعين الأعتبار جميع الظواهر التي يمكن أن تؤثر على حالة الجريان. حيث تتبع طريقة الخطأ والصواب في رسم الشبكة، مع مراعاة القواعد الآتية لتقليل احتمالات الخطأ إلى الحد الأدنى عند رسم شبكة الجريان .

١- رسم ثلاثة أو أربعة خطوط تمثل خطوط الإنسياب) ψ (، وعادةً عدد خطوط الإنسياب في الطبيعة لمنطقة الجريان لا يمكن حصرها أبداً.

٢- رسم عدد معين من خطوط الجهد المتماثل) ϕ أو H (بحيث تتقاطع مع خطوط الإنسياب على نحو متعامد وتشكل مربعات بقدر المستطاع (تستخدم في ذلك طريقة الخطأ والصواب).

٣- المسافة بين كل خطين متجاورين من خطوط الجهد المتماثل يرمز لها Δs ، وهذه يجب أن تساوي المسافة بين كل خطين متجاورين من خطوط الإنسياب التي يرمز لها. Δn

٤- يجب أن يظهر على الرسم قيم الشروط الحدودية بمقاديرها الحقيقية.

٥- في حالة تجانس (تماثل) الجريان على جانبي المنفذ (المصرف أو غيره) يؤخذ أي نصف من الجانبين لرسم شبكة الجريان .

٦- للتأكد من صحة الرسم يجب أن تكون أوتار كل مربع في الشبكة متساويين تقريباً، أو ترسم دائرة في المربع الواحد بحيث يلامس محيطها الخارجي أضلاع المربع كما هو موضح في الشكل(٨.٨).

حساب التصرف من شبكة الجريان :

طريقة حساب التصرف المتدفق نحو المصرف أو المتسرب أسفل المنشآت يمكن إيجاده بالطريقة التالية:

معدل التصرف بين كل خطين متجاورين من خطوط الإنسياب (Ψ_1) و (Ψ_2) يساوي:

$$\Delta Q = q \cdot \Delta n \quad \text{.....[8-34]}$$

حيث أن:

q = معدل التدفق (السرعة) التصرف بين كل خطين متجاورين من خطوط الإنسياب

Δn= المسافة بين خطي الإنسياب المتجاورين ، ΔQ = التدفق

ولكن q من قانون دارسي تساوي:

$$q = -k\frac{H_2 - H_1}{\Delta s} \quad \text{.....[8-35]}$$

وبالتعويض في المعادلة [8-35] تصبح المعادلة كما يلي:

$$\Delta Q = -k\frac{H_2 - H_1}{\Delta s} \cdot \Delta n \quad \text{.....[8-36]}$$

حيث أن :

k = نفاذية التربة (الايصالية المائية للتربة)

Δs= المسافة بين كل خطين متجاورين للجهد المتماثل .

ولكن في الوسط المشبع يتساوى مقدار الجريان الذي ينتقل من مربع إلى مربع آخر يليه، أي أن:

$$\Delta\Psi = \Psi_2 - \Psi_1 = \Psi_3 - \Psi_4 \quad \text{.....[8-37]}$$

وبهذا يكون مجموع التصرف يساوي:

$$Q = \sum \Delta Q = N_f \cdot \Delta Q \quad \text{.....[8-38]}$$

شكل٨.٧. شبكة جريان الماء تبين خطوط الجهد المتماثل و خطوط الإنسياب

شكل٨.٨. خطوط الجهد المتماثل وخطوط الإنسياب للجريان

حيث أن : Q = التصرف الكلي ، N_f = عدد قنوات الجريان (قنوات الإنسياب)

وبنفس الطريقة يمكن رسم خطوط الجهد المتماثل بحيث تكون كما يلي:

$$\frac{\Delta H}{N_e} = H_2 - H_1 = H_3 - H_2 \quad \text{.....[8-39]}$$

حيث أن = N_e عدد مربعات خطوط الجهد المتماثل بإتجاه واحد.

وبالتعويض عن المعادلتين [8-36] و [8-39] في المعادلة [8-38] نحصل على التصرف الكلي كما يلي:

$$\boxed{Q = -k\frac{N_f}{N_e}\cdot\frac{\Delta n}{\Delta s}\cdot\Delta H} \quad \text{.....[8-40]}$$

ولكن $\Delta n = \Delta s$ ، إذن:

$$Q = -k\frac{N_f}{N_e}\cdot\Delta H \quad \text{.....[8–41]}$$

والشكل (٨.٩) يبين خطوط الجهد المتماثل وخطوط الإنسياب لتسرب المياه أسفل سد، ويلاحظ من هذا الشكل ما يلي:

AB ← خط جهد متماثل، BCDE← خط إنسياب، EF خط جهد متماثل، LG ←خط إنسياب

<u>ملاحظة</u>: لا تتقاطع خطوط الإنسياب مع بعضها البعض ولا تتقاطع خطوط الجهد المتماثل مع بعضها البعض.

شكل ٨.٩: مقطع يوضح خطوط الجهد والإنسياب لتسرب الماء أسفل سد