

المياه الجوفية GROUNDWATER

تواجد المياه الجوفية وأنواع الوسط المسامي

Occurrence of Groundwater and Types of Porous Media

توجد المياه الجوفية في مسامات التربة أو تشققات الصخور على شكل رطوبة مدمصة أو ماء مستخرج. والماء المدمص هو الماء الممسوك بجزيئات التربة ولا يمكن استخراجه إلا بواسطة فرن التجفيف. ويمكن استخراج المياه المدمصة بواسطة النباتات، والصرف بالجاذبية الأرضية، أو عن طريق الضخ. وتعتمد معدلات استخراج الماء على نفاذية الوسط المسامي وكمية المياه الممسوكة في التربة أو تشققات الصخور. وتسمى كتلة التربة أو الصخور التي يمكن أن تنتج كميات معقولة من المياه بالطبقة الحاملة للمياه. وتصنف الطبقات الحاملة للمياه من حيث قابليتها لانتقال الماء إلى:

- ١- طبقة المياه الجوفية المحصورة: وهذا النوع من الطبقات يجدها تكوينات غير منفذة من أعلاها وأسفلها.
- ٢- طبقة المياه الجوفية الارتوازية: وهي طبقة المياه الجوفية الارتوازية عندما يكون الضاغظ البيزومتري أكبر من مستوى طبقة المياه الجوفية. والضاغظ البيزومتري هو الارتفاع الذي تصل إليه المياه الجوفية في أنبوب موضوع في طبقة المياه الجوفية.

٣- طبقة المياه الجوفية الحرة، منسوب المياه الجوفية، أو طبقة المياه الجوفية غير محصورة: وفي هذا النوع من طبقة المياه الجوفية يكون منسوب المياه عند الضغط الجوي بوصفه الحد الأعلى له.

٤- الطبقة المقيدة: هي الطبقة التي تشمل تكوينات شبه منفذة والتي تعيق حركة المياه عبرها، ومنطقة غير منفذة وتمنع حركة المياه عبرها.

٥- طبقة المياه الجوفية شبه محصورة أو المحصورة المتسربة: هي طبقة المياه الجوفية التي يمكن أن تكتسب أو تفقد المياه عن طريق قاع أو قمة طبقة شبه منفذة.

٦- طبقة المياه الجوفية الحرة المتسربة: وهي طبقة المياه الجوفية التي تقع على طبقة شبه منفذة من خلالها يمكن أن تكتسب أو تفقد المياه.

٧- طبقة المياه الجوفية المعلقة: وهي طبقة المياه الجوفية حيث توجد طبقة غير منفذة أو طبقة شبه منفذة لمساحة محدودة التمدد بين الماء الحر في طبقة المياه الجوفية وسطح الأرض. وتحتجز المياه الجوفية في الطبقة غير المنفذة والتي تقع على الطبقة غير المنفذة أو شبه المنفذة.

خواص الوسط المسامي

Properties of Porous Media

يتناول هذا الفصل الخصائص الفيزيائية للأوساط المسامية والماء والتي تستخدم عادة في تحليل سريان وانتقال الماء الجوفي.

وحدة الوزن هي وزن المادة منسوبة لوحدة الحجم، وأما الكثافة فهي وحدة الوزن مقسومة على قيمة عجلة الجاذبية الأرضية، والجاذبية النوعية هي وحدة الوزن للمادة منسوبة إلى وحدة الوزن للماء.

إذا كان V_s هو الحجم المشغول بواسطة حبيبات التربة من الحجم الكلي V ، و V_v حجم الفراغات، و V_w الحجم المشغول بالماء، و W الوزن الكلي للتربة ذات الحجم V ، و γ أو γ_w هي وحدة الوزن للماء، و W_s وزن حبيبات التربة في الحجم V ، و W_w وزن الماء في التربة ذات الحجم V فإن:
وحدة الوزن للجزيئات أو وحدة الوزن لحبيبات التربة:

$$\gamma_s = W_s / V_s$$

وحدة الوزن الظاهرية الجافة للتربة:

$$\gamma_d = W_s / V$$

وحدة الوزن الرطبة للتربة:

$$\gamma_m = (W_s + W_w) / V$$

المسامية الكلية:

$$\phi = V_v / V$$

نسبة الفراغات:

$$e = V_v / V_s$$

المحتوى المائي:

$$\omega = W_w / W_s$$

المحتوى المائي الحجمي:

$$\phi_w = V_w / V_s$$

المحتوى الغازي أو حجم الهواء في منطقة فراغات التربة غير المشبعة:

$$\phi - \phi_w$$

درجة التشبع أو التشبع:

$$S_r = V_w / V_v$$

وحدة الوزن المغمورة لحبيبات التربة:

$$\gamma_s - \gamma_w$$

الحجم الكلي للتربة:

$$V = V_s + V_v$$

الحجم المشغول بالغاز أو الهواء:

$$V_g = V_v - V_w$$

ومما سبق يمكن استنتاج أن:

$$e = \phi / (1 - \phi) \quad \text{أو} \quad \phi = e / (1 + e)$$

$$\gamma_d = (1 - \phi) \gamma_s \quad \text{و}$$

$$\phi_w = (\omega \gamma_s) / \gamma_w \quad \text{و} \quad \gamma_m = \gamma_d + \phi \gamma_w \quad \text{وللتربة المشبعة}$$

ويوضح الجدول رقم (٤,١) قيم المسامية، ووحدة أوزان الحبيبات، ووحدة

الوزن الظاهرية الجافة لبعض الأوساط المسامية (USEPA 1985).

ويلخص الجدول رقم (٤,٢) الخصائص الفيزيائية للماء النقي عند الضغط

الجوي (USEPA 1985).

النفاذية والتوصيل الهيدروليكي Permeability and Hydraulic Conductivity

تعرف خاصية انتقال الماء خلال الوسط المسامي إما بالنفاذية أو التوصيل

الهيدروليكي. والنفاذية أو النفاذية الذاتية k (سم^٢) هي خاصية مرتبطة بالوسط

المسامي وتُعرف بالمعادلة:

$$(٤,١) \quad k = C d^2$$

الجدول رقم (٤، ١). المسامية، ووحدة أوزان الجزئيات، ووحدة الأوزان الظاهرية الجافة للأوساط المسامية.

وحدة الأوزان الظاهرية الجافة (جم/سم ^٣)	وحدة أوزان الجزئيات (جم/سم ^٣)	المسامية (%)	المادة
١,٧٢-١,١٨	٢,٧٧-٢,٥١	٥٦,٩-٣٤,٢	طين
١,٧٩-١,٠١	٢,٧٩-٢,٤٧	٦١,١-٣٣,٩	غروي
١,٩٩-١,١٣	٢,٧٧-٢,٥٤	٥٣,٣-٢٦,٠	رمل ناعم
١,٩٣-١,٢٧	٢,٧٧-٢,٦	٤٨,٩-٢٨,٥	رمل متوسط
١,٩٤-١,٤٢	٢,٧٣-٢,٥٢	٤٦,٤-٣٠,٩	رمل خشن
١,٩٩-١,٦	٢,٧٦-٢,٦٣	٣٨,٥-٢٥,١	حصى ناعم
٢,٠٩-١,٤٧	٢,٧٩-٢,٦٥	٤٤,١-٢٣,٧	حصى متوسط
٢,٠٨-١,٦٩	٢,٧٦-٢,٦٤	٣٦,٥-٢٣,٨	حصى خشن
١,٦٢-١,٢٥	٢,٧٤-٢,٦٤	٥٧,٢-٤٤,٠	رواسب طفلية
١,٧٠-١,٣٣	٢,٧٠-٢,٦٣	٥٠,٦٧-٣٩,٩	كثبان رملية
١,٩١-١,٦١	٢,٧٧-٢,٦٤	٤٠,٦-٢٩,٥	أرض محروثة، غروية سائدة
٢,١٢-١,٦٩	٢,٧٣-٢,٦٣	٣٦,٧-٢٢,١	أرض محروثة، رملية سائدة
٢,١٢-١,٧٢	٢,٧٨-٢,٦٧	٣٠,٣-٢٢,١	أرض محروثة، صخرية سائدة
١,٦٦-١,١١	٢,٧٣-٢,٧٠	٥٩,٣-٣٨,٤	انجراف جليدي، غروية سائدة
١,٨٣-١,٣٦	٢,٧٥-٢,٦٥	٤٧,٦-٣٦,٢	انجراف جليدي، رملية سائدة
١,٧٨-١,٤٧	٢,٧٥-٢,٦٥	٤١,٥-٣٤,٦	انجراف جليدي، صخرية سائدة
٢,٣٢-١,٣٤	٢,٧٢-٢,٥٦	٤٩,٣-١٣,٧	حجر رملي (حبيبات دقيقة)
١,٨٦-١,٥٠	٢,٦٩-٢,٦٤	٤٣,٦-٢٩,٧	حجر رملي (حبيبات متوسطة)
١,٨٦-١,٥٠	٢,٦٩-٢,٣٤	٤١,٠-٢١,٢	حجر غروي

تابع الجدول رقم (٤,١).

وحدة الأوزان الظاهرية الجافة (جم/سم ^٣)	وحدة أوزان الجزئيات (جم/سم ^٣)	المسامية (%)	المادة
٢,١٢-١,٣٥	٢,٨٩-٢,٥٢	٤٥,٢-٤١,٢	حجر طيني
١,٦٠-١,٣٧	٢,٧٦-٢,٥٠	٩,٧-١,٤	صلصال
٢,٧٢-٢,٢٠	٢,٨٨-٢,٤٧	٥٥,٧-٦,٦	حجر جيرى
٢,٦٩-١,٢١	٢,٨٨-٢,٦٨	٣٢,٧-١٩,١	غني بالرخام
٢,٢-١,٨٣	٢,٧٢-٢,٦٤	٥٦,٦-٣٤,٣	جرانيت (معالج)
١,٧٨-١,٢١	٢,٨٤-٢,٧٠	٣٥,٠-٣,٠	بازلت
٢,٨٩-١,٩٩	٣,١٥-٢,٩٥	٤٩,٣-٤,٤	صخر متبلر

المصدر: (USEPA 1985).

الجدول رقم (٤,٢). الخواص الطبيعية للماء النقي.

درجة الحرارة (°م)	وحدة الوزن (جم/سم ^٣)	اللزوجة الديناميكية (جم/سم.ث)	اللزوجة الكينماتيكية (سم.ث/سم ^٢)	الانضغاطية (سم.ث/جم)
٤	١,٠٠٠٠٠	٠,٠١٥٦٧	٠,٠١٥٧	١٠ ^{-١٠} ×٤,٩٥٩
١٠	٠,٩٩٩٧٣	٠,٠١٣٠٧	٠,٠١٣١	١٠ ^{-١٠} ×٤,٧٨٩
١٥	٠,٩٩٩١٣	٠,٠١١٣٩	٠,٠١١٤	١٠ ^{-١٠} ×٤,٧٦٨
٢٠	٠,٩٩٨٢٣	٠,٠١٠٠٢	٠,٠١٠٠٤	١٠ ^{-١٠} ×٤,٥٩١
٢٥	٠,٩٩٧٠٨	٠,٠٠٨٩٠	٠,٠٠٨٩٣	١٠ ^{-١٠} ×٤,٥٢٤

المصدر: (USEPA 1985).

حيث إن:

 $d =$ الحجم المتوسط لحبيبات الوسط المسامي (سم). $C =$ معامل.ويعتمد المعامل C على المسامية، وشكل المسام، وشكل مسار المسام. وتتراوحقيم C للرمال من 10^{-1} إلى 10^{-4} . ويبين الجدول رقم (٤،٣) القيم النموذجية لمتوسطحجم الحبيبات و k (USEPA 1985).الجدول رقم (٤،٣). القيم النموذجية للنفذية k ومعامل التوصيل الهيدروليكي K .

K (سم/ث)	k (سم ^٢)	متوسط حجم الحبيبات (مم)	المادة
10^{-11} - 10^{-7}	10^{-17} - 10^{-12}	٠,٠٠٩ - ٠,٠٠١	طين بحري غير مصقول
10^{-7} - 10^{-3}	10^{-13} - 10^{-8}	٠,٠٧٤ - ٠,٠٠٩	غروي غير متماسك
10^{-5} - 10^{-1}	10^{-11} - 10^{-6}	٠,٢٩٧ - ٠,٠٧٤	رمل غروي
10^{-4} - ١	10^{-9} - 10^{-5}	٤,٧٦ - ٠,٢٩٧	رمل نظيف
١٠٠ - ٠,١٠	10^{-7} - 10^{-3}	٧٩,٢ - ٤,٧٦	حصي نظيف
10^{-8} - 10^{-4}	10^{-13} - 10^{-9}	-	حجر رملي
10^{-7} - 10^{-4}	10^{-12} - 10^{-9}	-	حجر جبري
10^{-4} - ١	10^{-9} - 10^{-5}	-	حجر جبري حمضي
10^{-11} - 10^{-7}	10^{-17} - 10^{-12}	-	صلصال
10^{-7} - 10^{-3}	10^{-11} - 10^{-7}	-	كسر الحجارة أو حجر متحول
$10^{-1} \times 1,2$	-	-	فحم متحجر*
$10^{-3} \times 2,3$	-	-	

المصدر: (USEPA 1985).

* المصدر: (Bradley and Gilvear 2000).

اعتماداً على الاختلاف المكاني لخصائص انتقال الماء، يصنف الوسط المسامي إلى متجانس أو غير متجانس. الوسط المسامي المتجانس هو الذي له نفس النفاذية عند جميع النقاط، وإذا كان غير ذلك فإنه يصنف على أنه غير متجانس. ويعتبر الوسط المسامي متماثل الخواص إذا كانت النفاذية متساوية في كل الاتجاهات (الأفقية، الرأسية، الخ). وخلاف ذلك يقال أنه متباين الخواص. ويكون الوسط المسامي متجانس ومتباين الخواص إذا اختلفت قيمة التوصيل الهيدروليكي في الاتجاهات المختلفة (K_x, K_y)، في الاتجاهين السيني والصادي على التوالي) ولكن لا تتغير من نقطة إلى أخرى. ويعتبر متماثل الخواص وغير متجانس إذا كانت $K_1=K_{x1}=K_{y1}$ عند النقطة ١ و $K_2=K_{x2}=K_{y2}$ عند النقطة ٢ (أي أن التوصيل الهيدروليكي في الاتجاهات المختلفة له نفس القيم والتغير من نقطة إلى نقطة). ويعتبر متباين الخواص وغير متجانس إذا كانت $K_{x1} \neq K_{y1} \neq K_{x2} \neq K_{y2}$.

يمكن إيجاد معامل التوصيل الهيدروليكي المكافئ \bar{K} ، للسريان المتعامد مع عدد n من الطبقات المختلفة السمك ($H_1, H_2, H_3, \dots, H_n$) ومعامل التوصيل الهيدروليكي لها ($K_1, K_2, K_3, \dots, K_n$) من المعادلة التالية:

$$\bar{K} = (H_1 + H_2 + H_3 + \dots + H_n) / [(H_1/K_1 + H_2/K_2 + H_3/K_3 + \dots + H_n/K_n)] \quad (٤, ٢)$$

وفي بعض النماذج الرياضية لسريان المياه الجوفية مثل (MODFLOW, USEPA) تعرف الموصلية C للسريان خلال وحدة المساحات للطبقة ذات السمك H ، معامل التوصيل الهيدروليكي لها K ، من خلال:

$$C = K/H \quad (٤, ٣)$$

وهكذا تصبح المعادلة رقم (٤,٢) كالتالي:

$$\bar{C} = \bar{K} / (H_1 + H_2 + H_3 + \dots + H_n)$$

$$(٤,٤) \quad (1/\bar{C}) = [1/C_1 + 1/C_2 + 1/C_3 + \dots + 1/C_n] \quad \text{و}$$

ومعامل التوصيل الهيدروليكي المكافئ للسريان الموازي للطبقات n بسماكات ومعاملات توصيل هيدروليكي مختلفة يمكن إيجاده من المعادلة التالية:

$$(٤,٥) \quad \bar{K} = (K_1 H_1 + K_2 H_2 + K_3 H_3 + \dots + K_n H_n) / [(H_1 + H_2 + H_3 + \dots + H_n)]$$

مثال رقم (٤,١): في نموذج سريان للمياه الجوفية، الطبقة الأولى سمكها ١٦ م والطبقة الثانية سمكها ٢٣,٥ م، ومعامل التوصيل الهيدروليكي الرأسي للطبقتين الأولى والثانية يساوي ٢,٠ و ٥,٠ م/يوم، على التوالي. احسب الموصلية بين هاتين الطبقتين.

الحل:

$$C_1 = K_1 / H_1 = 2.0 / 16.0 = 0.125 \text{ day}^{-1}$$

$$C_2 = K_2 / H_2 = 5.0 / 23.5 = 0.2128 \text{ day}^{-1}$$

و

$$1/C = 1/C_1 + 1/C_2$$

وحيث

أو

$$C = (C_1 C_2) / (C_1 + C_2) = (0.125 \times 0.2128) / (0.125 + 0.2128) = 0.0787 \text{ day}^{-1}$$

السريان المستقر أحادي الاتجاه للمياه الجوفية

One-Dimensional Steady-State Groundwater Flow

السريان الدارسي Darcian Flow

إن سريان المياه الجوفية يرضخ لقانون دارسي:

$$(٤,٦) \quad V = K i$$

إذا كان رقم رينولد (Re)، $Re = V d/v$ ، يتراوح بين ١ و ١٠. حيث إن:

V = سرعة السريان لوحدة المساحات لكثلة التربة والتي تشمل مساحة الفراغات.

K = معامل التوصيل الهيدروليكي.

i = الميل الهيدروليكي ويمثل بجيب زاوية ميل خط التدرج الهيدروليكي.

d = متوسط حجم الحبيبات للوسط المسامي.

v = اللزوجة الكينماتيكية للماء.

ويعتمد معامل التوصيل الهيدروليكي على نفاذية الوسط المسامي وكذلك

اللزوجة الكينماتيكية للماء ويمكن تعريفه بالمعادلة:

$$(٤,٧) \quad K = k g/v$$

القيم النموذجية لـ K مبيئة في الجدول رقم (٤,٣). السرعة V خلال الفراغات للمادة

المسامية حيث الملوثات الذائبة في الماء ويمكنها التحرك تعرف بسرعة النز، السرعة

الخطية أو سرعة المسام توجد من المعادلة:

$$(٤,٨) \quad v = V/\phi$$

حيث ϕ المسامية. ويمكن إيجاد السريان الثابت للماء الجوفي من الخزان إلى المجرى لكل

وحدة عرض متعامد على السريان للطبقة الضيقة من المعادلة التالية:

$$(٤,٩) \quad q = K i A = K [(H_1 - H_2)/L] (B \times 1.0)$$

حيث إن:

$$q = \text{التصرف (م}^3/\text{ث).}$$

$$i = \text{الميل الهيدروليكي} = [(H_1 - H_2)/L].$$

$A =$ مساحة الوسط المسامي المتعامد على اتجاه خط الميل الهيدروليكي.

$H_1 =$ الضاغط في الخزان الجوفي فوق خط المقارنة.

$H_2 =$ الضاغط في المجرى فوق نفس خط المقارنة.

$B =$ سمك الطبقة الصخرية الضيقة.

وفي حالة الطبقة الصخرية غير الضيقة يفترض أن ميل خط الماء صغير جداً ويمكن إيجاداه من ظل الزاوية θ بدلاً من جيب الزاوية θ حيث θ هي زاوية ميل خط التدرج الهيدروليكي، ويفترض أن سريان الماء الجوفي منتظم وأفقي، وتعرف هذه بفرضية ديوبتي (Dupuit Todd 1980). وهذه الفرضية فإن:

$$(٤,١٠) \quad q = -K (h \times 1.0) dh/dx = - (K/2) dh^2/dx$$

حيث h هو الضاغط فوق مستوى المقارنة عند المسافة x من الخزان، وعلامة السالب تشير إلى أن الضاغط يقل في الاتجاه الموجب لـ x ، أي بزيادة قيمة x ، وتكامل المعادلة رقم (٤,١٠) بالنسبة لـ H_1 و H_2 ، في الخزان والمجرى على الترتيب، يكون:

$$(٤,١١) \quad q = (K/2 L) [H_1^2 - H_2^2]$$

وفي أي وقت تقدر q والضاغط h والمسافة x ويمكن تقدير شكل السطح من المعادلة:

$$(٤,١٢) \quad q = (K/2 x) [H_1^2 - h^2]$$

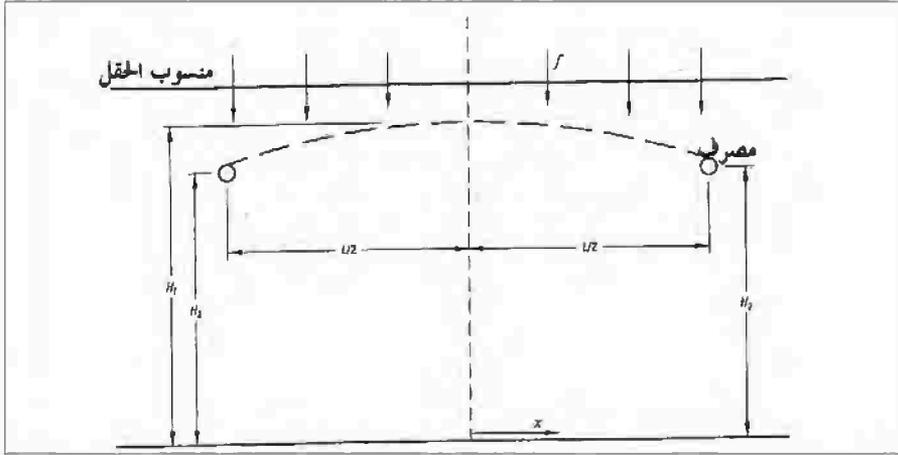
والمعادلتان رقم (٤,١١) ورقم (٤,١٢) لا تشملان الواجهة التي تتكون عبر ميل خط جانب المجرى فوق سطح الماء في النهر، وبسبب هذا وبناءً على فروض ديوبتي فإن

خط الماء المحسوب من هذه المعادلات لا يكون دقيقاً، وأياً كان فللميول الأفقية نسبياً والبعيدة عن جوانب المجرى، خط المياه المتوقع والمحسوب يكون قريباً بصورة معقولة.

ويمكن استخدام المعادلة رقم (٤, ١٠) كتقدير مبدئي للمسافة بين أنابيب الصرف في المناطق الزراعية "أنابيب الصرف الزراعي" حيث يفترض إن الرش من الحقول المروية بمعدل ثابت. وللحالة التي يتغير فيها الرش باختلاف موسم الري تستخدم طريقته أكثر تعقيداً (انظر الجزء الذي بعنوان "السريان نحو المصارف والمسافات بين المصارف").

ويمثل الشكل رقم (٤, ١) قطاع عرضي رأسي من الطبقة الصخرية المائية، والذي موضح به مصرفين متوازيين تفصلهما مسافة قدرها L ، وكما هو موضح يمكن أن يكون السريان $Q_x = f_x$ ويساوي التصرف المار خلال قطاع عرضي من وحدة الطول الموازية للمصرف الواقع على مسافة قدرها x من نقطة المنتصف بين المصرفين، حيث إن $f =$ معدل التسرب. وأيضاً من المعادلة رقم (٤, ١٠)، $Q_x = -(K/2)dh^2/dx$. وبالمساواة بين قيمتي Q_x وإجراء التكامل نجد أن $h^2 = -fx^2/K + C$. وعندما تكون $x = 0$ ، و $h = H_1$ ، وعندما تكون $x = L/2$ ، و $h = H_2$ ، فإن:

$$(٤, ١٣) \quad L = 2\sqrt{[(H_1^2 - H_2^2)K/f]} \quad \text{أو} \quad H_1^2 - H_2^2 = fL^2/4K$$



الشكل رقم (٤, ١). الرسم التخطيطي لأنابيب الصرف.

مثال رقم (٤, ٢): في مساحة مروية، يمكن افتراض أن التسرب منتظماً عند معدل متوسط يساوي $0,98$ م/سنة. وهناك طبقة غير منفذة على مسافة 9 م أسفل مستوى الحقل. يفترض وضع مصارف مغطاة على عمق $2,3$ م أسفل مستوى الحقل، ويتم تصميم نظام الصرف للحفاظ على سطح الماء الأرضي في الحقل على بعد $1,08$ م على الأقل أدنى من مستوى سطح الأرض. احسب المسافة التمهيديّة بين المصارف، إذا كان معامل التوصيل الهيدروليكي للتربة الموجودة تحت الحقل يساوي $3,05$ م/يوم.

الحل:

$$H_1 = 9.0 - 1.08 = 7.92 \text{ m}$$

$$H_2 = 9.0 - 2.3 = 6.7 \text{ m}$$

$$f = 0.98/365 = 0.00268 \text{ m/day}$$

إذن

$$L = 2 \sqrt{\left[(7.92^2 - 6.7^2) \times 3.05 / 0.002685 \right]} = 285 \text{ m}$$

السريان غير الدارسي Non-Darcian Flow

لا يصلح قانون دارسي في التطبيق للسريان الذي يكون فيه $10 \gg R_e$ حيث إن $R_e = \text{رقم رينولد} = qd/v$ ، $q = \text{التصرف النوعي أو سرعة دارسي}$ ، $d = \text{قطر المسام النموذجي (المتوسط أو } d_{10})$ ، و $v = \text{اللزوجة الكينماتيكية للمياه الجوفية}$. ويمكن أن يكون هذا في السريان الذي يحدث خلال الأوساط الخشنة المسامية، مثل الحشوة الصخرية والدكة الحجرية والحصى الخشن أو الجلاميد. وتمثل المعادلة التالية السريان خلال الصخور أحادية الحجم (منتظمة الحجم)، والتي لها جاذبية نوعية تقدر بحوالي 2.87 (Leps 1973):

$$V_v = W m^{0.5} i^{0.54} \quad (٤, ١٤)$$

حيث إن:

$V_v = \text{السرعة المتوسطة في الفراغات الموجودة في الأوساط المسامية الخشنة (سم/ث)}$.

$W = \text{الثابت العملي لمادة ما}$.

$m = \text{متوسط نصف القطر الهيدروليكي (سم)}$.

$i = \text{الميل الهيدروليكي}$.

والقيم النموذجية للمعامل ($W m^{0.5}$) موضحة في الجدول رقم (٤, ٤).

والمعادلة العملية لحساب السرعة خلال الفراغات تعتمد على تجارب السريان خلال الدكة الحجرية والتي تتراوح قيمة d_{10} فيها من ١٥ إلى ٩٧ مم وتكون كالتالي (Abt et al.1991):

$$V_v = 0.79 (g \times d_{10} \times i)^{0.50} \quad (٤, ١٥)$$

حيث إن:

$$V_v = \text{السرعة خلال الفراغات (م/ث)}.$$

$$g = 9,81 \text{ م/ث}^2.$$

$$d_{10} = \text{حجم الحبيبة (م) والتي يكون فيها } 10\% \text{ من الحصى أكثر نعومة.}$$

الجدول رقم (٤,٤). القيم النموذجية للمعامل $Wm^{0.50}$.

$Wm^{0.50}$	$m^{0.50}$	حجم الحبيبات
(سم/ث)	(سم ^{٠.٥})	(سم)
٢٥,٤٠	٠,٤٨	١,٩٠
٤٠,٦٤	٠,٧٨	٥,٠٨
٧١,١٢	١,٣٨	١٥,٢٤
٨١,٢٨	١,٥٦	٢٠,٣٢
١٤٧,٣٢	٢,٨١	٦٠,٩٦
٢١٣,٣٦	٤,٠٤	١٢١,٩٢

المصدر: (Leps 1973).

مثال رقم (٤,٣): جدول جبلي ميل قاعه ٠,٠٢٥، ويغذي طبقة مسامية سمكها ١ م تستند على طبقة الصخر الطبيعي، وأثناء فترات السريان المنخفض يكون عمق الماء المتدفق حوالي ١٠ سم فوق الطبقة المسامية. احسب الكمية الكلية للمياه المتدفقة من الجدول أثناء فترة السريان المنخفض إذا كان عرض قاع الجدول المتوسط يساوي ٥ م. وإن المسامية المتوسطة للطبقة المسامية تساوي ٠,٣٠، ومتوسط حجم الحجر يساوي ٦٠ سم، و d_{10} تساوي ٢٥ سم.

الحل:

من المعادلة رقم (٤, ١٤) والجدول رقم (٤, ٤)

$$V_v = 147 \times (0.025)^{0.54} = 20 \text{ cm/s}$$

وبالتبديل أو باستخدام المعادلة رقم (٤, ١٥)

$$V_v = 0.79 \sqrt{(9.81 \times 0.25 \times 0.025)} = 0.196 \text{ m/s}$$

وهي تعطي تقريباً نفس الناتج من المعادلة (٤, ١٤).

وباستخدام اللزوجة الكينماتيكية والتي تساوي $0.13 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ للمياه، فإن

$$R_v = Vd/\nu = 0.20 \times 0.60 \times 10^6 / 0.13 = 9.23 \times 10^4$$

أي أن التدفق خلال قاع الطبقة المسامية يبعد كثيراً عن المدى الذي يصلح معه تطبيق قانون دارسي.

مساحة السريان خلال الطبقة المسامية:

$$5.0 \times 1.0 \times 0.030 = 1.5 \text{ m}^2$$

والتصرف Q خلال قاع الطبقة المسامية:

$$1.5 \times 0.20 = 0.30 \text{ m}^3/\text{s}$$

ويمكن أن يقدر التدفق في القنوات المفتوحة فوق الجلاميد باستخدام معادلة

مانتق (معادلة رقم (٣, ٣)). معامل مانتنق n لقاع الجلمود يساوي ٠,٠٥، وعمق المياه

y يساوي ٠,١٠ م ويساوي تقريباً R_h (نصف القطر الهيدروليكي)، ومساحة التدفق

تساوي:

$$A = 5.0 \times 0.10 = 0.50 \text{ m}^2$$

والتصرف Q فوق قاع الجلمود:

$$(1/n) R_h^{2/3} (\sqrt{S}) A = (1/0.05) (0.10^{2/3}) (\sqrt{0.025}) (0.50) = 0.34 \text{ m}^3/\text{s}$$

التدفق الكلي:

$$0.30 + 0.34 = 0.64 \text{ m}^3 / \text{s}$$

السريان المستقر نصف القطري

Steady-State Radial Flow

Flow to a Single Well منفرد

علو الارتفاع h ، عند مسافة نصف قطرية r ، لبئر يضخ عند معدل ثابت Q ، في

طبقة محصورة يعطى بالمعادلة التالية (Bear 1979 ; Todd 1980):

$$(٤, ١٦) \quad h - h_w = [Q / (2\pi KB)] \ln(r / r_w)$$

حيث إن:

h_w = ارتفاع سطح الماء في البئر فوق قاعدة الطبقة المحصورة.

r_w = نصف قطر البئر.

K = معامل التوصيل الهيدروليكي.

B = سمك الطبقة المحصورة الحاملة للمياه.

وبالابتعاد عن البئر، فإن تأثير الضخ يتلاشى تدريجياً، ويحدث هذا عند مسافة

تساوي R ، من البئر وتسمى نصف قطر دائرة التأثير. والهبوط عند سطح البئر s_w ،

وهو الفرق بين الارتفاع h_0 ، عند مسافة R والارتفاع h_w في البئر.

$$(٤, ١٧) \quad s_w = [Q / (2\pi KB)] \ln(R / r_w)$$

وكذلك، فالهبوط عند مسافة r ، من البئر:

$$(٤, ١٨) \quad s_r = h_0 - h = [Q / (2\pi KB)] \ln(R / r)$$

والسعة النوعية s_p ، للبئر تعطى بالمعادلة:

$$(٤, ١٩) \quad s_p = (Q / s_w) = (2\pi KB) / \ln(R / r_w)$$

ويمكن أن يحدد معامل التوصيل الهيدروليكي للطبقة الحاملة للماء إذا كانت الارتفاعات لبثري مراقبة معروفة، على سبيل المثال:

$$(٤,٢٠) \quad K = \left[\frac{Q}{\{2\pi B(h_2 - h_1)\}} \right] \ln(r_2/r_1)$$

حيث h_1 و h_2 هي الارتفاعات في آبار المراقبة الموجودة على مسافة r_1 و r_2 من بئر الإنتاج، على التوالي.

باستخدام فرضيات دوبيوت، فإن التدفق القطري في الطبقة غير المحصورة يعطى بالمعادلة التالية:

$$(٤,٢١) \quad h^2 - h_w^2 = (Q/\pi K) \ln(r/r_w)$$

و

$$(٤,٢٢) \quad h_0 - h_w^2 = (Q/\pi K) \ln(R/r_w)$$

وبوضع $h_0 + h_w$ يساوي $2H$ ، فإن الهبوط في الطبقة الحاملة للمياه يمكن أن يقرب باستخدام:

$$(٤,٢٣) \quad s_w = \left[\frac{Q}{(2\pi KH)} \right] \ln(R/r_w)$$

وبهذا التقريب، فإن معادلات التدفق المحصور يمكن أن تستخدم للتحليل التمهيدي للتدفق في طبقات الماء الأرضية غير المحصورة أيضاً.

تراكم المياه الجوفية Groundwater Mound

يؤدي التسرب الناشئ عن إعادة ملء حوض النهر، أو سطح خزان المياه، أو مرادم النفايات المفتوحة، إلى تراكم المياه الجوفية. ولتقدير مدى تراكم المياه الجوفية في مثل هذه الحالات، فإنه يمكن تقريب مساحة إعادة الملء عن طريق مساحة دائرية مكافئة يبلغ طول نصف قطرها R . وباستخدام فرضيات دوبيوت، فإن سطح المياه الأرضية الجوفية داخل الركام يمكن أن يتم تقريبه باستخدام اثنين من المنحنيات

المكافئة. يمتد المنحنى الأول من المركز إلى محيط مساحة إعادة الملء. ويمتد المنحنى الثاني من المحيط إلى سطح الماء الأرضي الثابت في المنطقة، والذي بعيد نسبياً عن مساحة إعادة الملء ولا يتأثر بشكل يمكن تقديره بالتراكم (Bouwer *et al.* 1999). ومعادلة المنحنى الأول:

$$(٤, ٢٤) \quad H_1^2 - h^2 = i r^2 / (2K), \quad 0 \leq r \leq R$$

حيث إن:

H_1 = ارتفاع المياه الجوفية عند مركز مساحة إعادة الملء فوق القاعدة غير المنفذة.

h = ارتفاع المياه الجوفية عند مسافة نصف قطرية r .

i = معدل إعادة الملء (ل/ زمن).

K = معامل التوصيل الهيدروليكي.

ومعادلة المنحنى الثاني:

$$(٤, ٢٥) \quad h^2 - H_2^2 = (i R / K) \ln(R_0 / r), \quad R \leq r \leq R_0$$

حيث إن:

h = ارتفاع المياه الجوفية عند مسافة نصف قطرية r ، من مركز مساحة إعادة الملء.

H_2 = ارتفاع سطح الماء الأرضي الثابت في المنطقة فوق القاعدة غير المنفذة.

R_0 = المسافة النصف قطرية لسطح الماء الأرضي من مركز مساحة إعادة الملء.

والمسافة النصف قطرية R_0 ، والتي تصل لها المياه الجوفية المتراكمة يمكن تقديرها بالمعادلة:

$$(٤, ٢٦) \quad H_1^2 - H_2^2 = (iR^2 / 2K) [1 + 2 \ln(R_0 / R)]$$

مثال رقم (٤, ٤): معدل التسرب من بحيرة ساحلية أبعادها 550×480 م في موقع صناعي يقدر أن يصل إلى 0.0015 م/يوم. ومتوسط عمق الماء في البحيرة 3 م. يقع قاع البحيرة على بعد 180 م ومتوسط ارتفاع سطح الماء الأرضي في المنطقة 179 م. ويمكن وجود مستوى الصخر الطبيعي على بعد 160 م. ومعامل التوصيل الهيدروليكي للطبقة الحاملة يساوي 2 م/يوم. احسب امتداد المياه الجوفية المتراكمة وشكل سطح الماء الأرضي المتغير حول البحيرة.

الحل:

نصف القطر المكافئ للبحيرة:

$$R = \sqrt{\{(500 \times 480) / \pi\}} = 276 \text{ m}$$

الارتفاع الهيدروليكي عند منتصف البحيرة فوق مستوى الصخر الطبيعي:

$$H_1 = 180 + 3 - 160 = 23 \text{ m}$$

الارتفاع الهيدروليكي عند سطح الماء الأرضي الثابت فوق مستوى الصخر الطبيعي:

$$H_2 = 179 - 160 = 19 \text{ m}$$

ومن المعادلة رقم (٤, ٢٦) فإن:

$$R_n = R \exp \left[\left\{ \frac{(H_1^2 - H_2^2) K}{(iR^2)} \right\} - 0.5 \right] = 276 \times \text{EXP} \left[\left\{ \frac{(23^2 - 19^2)}{2.0 / (0.0015 \times 276^2)} \right\} - 0.5 \right] = 3168 \text{ m}$$

ومن المعادلة رقم (٤, ٢٤)، فإن شكل التراكم من $r = 0$ إلى $r = R = 276$ م يكون:

$$(23^2 - h^2) = 0.0015 \times r^2 / (2 \times 2)$$

إذا

$$h^2 = 529 - 0.000375 r^2$$

ومن المعادلة رقم (٤, ٢٥)، فإن شكل التراكم من $r = R = 276$ م إلى

$$r = R_n = 3168 \text{ m}$$

$$h^2 = 361 + (0.0015 \times 276 \times 276 / 2) \ln(3.168/r)$$

إذا

$$h^2 = 361 + 57.132 \ln(3.168/r)$$

وارتفاع التراكم فوق مستوى الصخر الطبيعي عند محيط البحيرة (أي عند

$$(r = R = 276 \text{ m})$$

$$= \sqrt{[529 - (0.000375 \times 276 \times 276)]} = \sqrt{500.43} = 22.37 \text{ m}$$

ارتفاع التراكم عند محيط البحيرة:

$$= 160 + 22.37 = 182.37 \text{ m}$$

منطقة التأثير Capture Zone

منطقة التأثير هي المنطقة التي تسحب منها المياه الجوفية من خلال آبار الضخ. وإذا لم يكن هناك تدفق بيئي للمياه الجوفية ولا نهر أو حاجز غير منفذ داخل مخروط تأثير البئر، فإن منطقة الاحتجاز يمكن أن تعرف بنصف قطر التأثير. ويوجد عادة تدفق بيئي للمياه الجوفية في طبقات المياه الأرضية في الأماكن التي تتركب فيها آبار الاستخراج أو إعادة الملء، ويجب أن تقدر مناطق التأثير لمعدلات محددة من الضخ لمعرفة المنطقة التي يمكن أن يستخرج منها المياه الجوفية والمواد المذابة في المياه الجوفية عن طريق استخدام نظام من الآبار. وبالنسبة لأنظمة للطبقات الحاملة للمياه المتعددة ومعدلات الاستخراج أو الحقن المتغيرة، من خلال آبار متعددة، فإنه يجب استخدام النماذج الرقمية (مثل، USGS 2000b). وبالنسبة للآبار المتعددة في طبقات حاملة للمياه متجانسة المثيل، فيمكن عندئذ استخدام نماذج أبسط نسبياً (e.g., Bair et al. 1992). وفي حالة بئر واحد أو اثنين أو ثلاثة آبار تضخ بمعدل ثابت من طبقة حاملة للمياه متجانسة ومتماثلة مع سريان منتظم للمياه الجوفية، فإنه يمكن أن تقدر منطقة التأثير

عن طريق استخدام المعادلات التحليلية (Javandel and Tsang 1986; Prakash 1995).
وبالنسبة لبئر منفرد يقع في نقطة الأصل، وله سرعة سريان منتظمة للمياه الجوفية v ،
في الاتجاه السالب للمحور x فإن:

$$(٤, ٢٧) \quad x_s = -Q/(2\pi vB)$$

$$(٤, ٢٨) \quad y/x = \pm \tan(2\pi vBy/Q)$$

حيث إن:

$$x_s = \text{موقع نقطة الركود على المحور } x.$$

$$Q = \text{تصرف البئر.}$$

$$B = \text{سمك طبقة الماء الأرضي.}$$

x و y هي إحداثيات الخط الذي يحدد منطقة التأثير.

توضح نقطة الركود الموقع الذي تمتد فيه منطقة التأثير على طول المحور x على طول المنحدر من البئر، وتمثل المعادلة رقم (٤, ٢٨) منطقة التأثير. والجانب الأيمن من المعادلة رقم (٤, ٢٨) يكون موجب الإشارة ليدل على منطقة التأثير في الاتجاه الموجب من المحور y ، ويكون سالب الإشارة ليدل على منطقة التأثير في الاتجاه السالب من المحور y . وبالنسبة لبئرين يقعان على طول المحور x عند $(0, b)$ و $(0, -b)$ ، فإن معادلاتهما:

$$(٤, ٢٩) \quad x_s = \left[-a \pm \sqrt{a^2 - 4v^2b^2} \right] / (2v)$$

و

$$(٤, ٣٠) \quad 2xy/(x^2 - y^2 + b^2) = -\tan(2\pi vBy/Q)$$

حيث إن:

$$a = Q/(\pi B), a \geq 2vb$$

وإذا كانت $a < 2vb$ ، فسيكون لكل بئر منطقة تأثير منفصلة. وعلى المحور y ، حيث $x \rightarrow \infty$ ، فإن منحنى شكل منطقة التأثير يقترب إلى الخط المستقيم $y = \pm Q/2vB$.

مثال رقم (٤، ٥): بئر إنتاج ذو معدل تصرف ثابت يبلغ ٦٨، ٦ ل/ث مخترقاً سمك ٣٠ م من طبقة حاملة للمياه محصورة حيث إن السرعة الطبيعية لتدفق المياه الجوفية ٠، ٢٠ م/يوم. حدد منطقة التأثير الخاصة بالبئر. وحدد أيضاً منطقة التأثير إذا كان هناك بئرين كل منهما يضخ تصرف ٦٨، ٦ ل/ث، ويبعدان عن بعضهما مسافة ٢٠ م.

الحل:

في حالة البئر المنفرد:

$$x_c = -Q/(2\pi vB) = -(0.000668 \times 86.400)/(2\pi \times 0.20 \times 30) = -15.3 \text{ m}$$

تقدر منطقة التأثير باستخدام المعادلة رقم (٤، ٢٨). والإحداثيات المختارة لحدود منطقة التأثير موضحة في الجدول رقم (٤، ٥). في حالة بئرين:

$$a = Q/(\pi B) = (0.00668 \times 86.400)/(\pi \times 30) = 6.124 \text{ m}^2/\text{day}$$

و

$$2vb = 2 \times 0.20 \times 10 = 4.0$$

وحيث $a \geq 2vb$ فإن:

$$x_c = \left[-a \pm \sqrt{a^2 - 4v^2 b^2} \right] / (2v) = \left[-6.124 \pm \sqrt{6.124^2 - 16.0} \right] / (2 \times 0.20) = -26.90 \text{ or } -3.7 \text{ m}$$

ومنطقة التأثير لبئرين يجب أن تكون أكبر من منطقة التأثير لبئر منفرد، لذلك نختار:

$$x_c = -26.90 \text{ m}$$

وتقدر منطقة التأثير باستخدام المعادلة رقم (٤، ٣٠). والإحداثيات المختارة موضحة في الجدول رقم (٤، ٥). وحيث إن هناك قيمتان لكل من x و y ، فإنه يجب اختيار القيمة الصحيحة اعتماداً على الحكم حتى يمكن الحصول على منطقة تأثير منتظمة.

الجدول رقم (٤,٥) أ. إحصائيات منطقة التأثير لبئر منفرد ذو سريان منتظم.

(م) x	(م) y
١٥,٣-	صفر
١٣,١-	١٠
١٠,١-	١٥
٥,٤-	٢٠
١٢,٢	٣٠
٣٠,٣	٣٥
٦٨,٢	٤٠
٢١٧,٣	٤٥

الجدول رقم (٤,٥) ب. إحصائيات منطقة التأثير لبئر ذو سريان منتظم.

(م) x	(م) y
٢٦,٩-	صفر
٢٦,٧-	٥
٢٦,١-	١٠
٢٥,١-	١٥
٢١,٤-	٢٥
١٤,٩-	٣٥
٤,٤-	٤٥
٠,٠٤-	٤٨
٢,٩	٥٠
٢٣,٩	٦٠
٥٩,٩	٧٠
١٣٥,٨	٨٠

البئر المخترق جزئياً Partially Penetrating Well

إذا لم يكن البئر مخترقاً العمق الكامل للطبقة الحاملة للمياه المحصورة، فإن الهبوط s_{wp} ، عند سطح البئر بسبب البئر المخترق جزئياً يمكن أن يقدر بالتالي (Bear 1979):

$$(٤,٣١) \quad s_{wp} = s_w / \left[(L/B) \left\{ 1 + 7 \cos(\pi L / 2B) \sqrt{(r_w / 2L)} \right\} \right]$$

حيث إن:

$$(Q / 2\pi KB) \ln (R / r_w) = s_w$$

$$L = \text{طول مصفاة البئر المخترق للطبقة المحصورة جزئياً.}$$

ولنفس الهبوط s_w ، فإن

$$(٤,٣٢) \quad Q_p / Q = (L/B) \left[1 + 7 \cos \left\{ \pi L / (2B) \right\} \sqrt{(r_w / 2L)} \right]$$

حيث إن:

$$Q_p = \text{تصرف البئر المخترق جزئياً.}$$

$$Q = \text{تصرف البئر المخترق كلياً.}$$

والمعادلة التقريبية للتصرف من البئر المخترق جزئياً لطبقة حاملة للمياه غير

محصورة هي كالتالي (USACE 1971b):

$$Q_p = \left[\pi K \left\{ (H - s)^2 - t^2 \right\} / \ln (R / r_w) \right] \left[1 + \left\{ 0.30 + (10r_w / H) \right\} \sin(1.8s / H) \right]$$

$$(٤,٣٣)$$

حيث إن:

$$s = \text{ارتفاع قاع البئر فوق الطبقة غير المنفذة.}$$

$$H = \text{ارتفاع سطح الماء الأرضي فوق الطبقة غير المنفذة عند } r = R$$

$$t = \text{عمق الماء في البئر، وبذلك تكون } h_w \cong (s + t)$$

وتوجد معادلة بديلة لتقدير الهبوط في البئر المخترق جزئياً هي (Bear 1979):

$$s_{wp} = [Q / (2\pi KB)] [(1-p)/p] \ln \{ (1.2-p)L(\beta r_w) \} + (Q / 2\pi KB) \ln (R/r_w)$$

(٤,٣٤)

حيث إن:

$$L/B = p$$

١ = β إذا كانت مصفاة البئر تبدأ من قمة أو قاع الطبقة الحاملة المحصورة.

٢ = إذا كانت مصفاة البئر تقع في وسط الطبقة الحاملة المحصورة.

يصلح تطبيق المعادلة رقم (٤,٣٤) إذا كان $10 r_w \leq L \leq 0.8 B$

نصف قطر التأثير Radius of Influence

بعض المعادلات شبه العملية وبعض المعادلات العملية تستخدم لتقدير نصف قطر التأثير R (م)، وهي موضحة كالتالي (Bear 1979):

$$(٤,٣٥) \quad R = 1.9 \text{ to } 2.45 \sqrt{(H K t/S)}$$

$$(٤,٣٦) \quad R = 3000 s_w \sqrt{K}$$

$$(٤,٣٧) \quad R = 575 s_w \sqrt{H K}$$

حيث إن:

H = السمك المشبع الابتدائي للطبقة الحاملة للمياه غير المحصورة أو سمك

الطبقة الحاملة للمياه (م).

K = معامل التوصيل الهيدروليكي (م/ث).

S = الإنتاج النوعي للطبقة الحاملة للمياه غير المحصورة أو التخزينية لطبقة

حاملة للمياه محصورة.

t = الزمن (ث).

s_w = هبوط سطح الماء في البئر (م).

وبشكل عام، فإن R تكون أكبر للتكوينات الأكثر خشونة من أنواع التربة الأكثر نعومة، وتكون أكبر في الطبقات الحاملة للمياه المحصورة منها في غير المحصورة.

تداخل الآبار Well Interference

إن تأثير التداخل البيئي بين الآبار المتقاربة وذات تصرفات بمعدل ثابت يمكن أن يتم عن طريق مقارنة التصرف Q ، لبئر منفرد مع هبوط قدره s_w ، عند سطح البئر، مع تصرف اثنان وثلاثة وأربعة آبار لهم نفس الهبوط عند أسطحهم (Todd 1980) كالآتي:

١- في حالة بئرين تفصلهما مسافة قدرها b :

$$Q_1/Q = \ln(R/r_w) / \left[\ln \left\{ R^2 / (r_w b) \right\} \right] \quad (٤,٣٨)$$

٢- في حالة ثلاثة آبار تقع على رؤوس مثلث متساوي الأضلاع، طول الضلع، b :

$$Q_1/Q = \ln(R/r_w) / \left[\ln \left\{ R^3 / (r_w b^2) \right\} \right] \quad (٤,٣٩)$$

٣- في حالة أربعة آبار على رؤوس مربع ضلعه b :

$$Q_1/Q = \ln(R/r_w) / \left[\ln \left\{ R^4 / \left(\sqrt{(2)} r_w b^3 \right) \right\} \right] \quad (٤,٤٠)$$

حيث إن:

Q = تصرف كل بئر في مجموعة البئرين والثلاثة والأربعة آبار.

هذه المعادلات تفترض طبقة حاملة للمياه محصورة فيها $b \ll R$. ويمكن أيضا

أن تقدم نفس النتائج التقريبية لطبقات حاملة للمياه غير محصورة لها سحب (هبوط) صغير نسبياً.

مثال رقم (٤, ٦): أربعة آبار تقع في طبقة حاملة للمياه محصورة في الأربعة أركان من مربع أبعاده $١٥٢,٤ \times ١٥٢,٤$ م، وهناك بئر خامس في منتصف المربع. فإذا كان يتم الضخ من الآبار للحصول على نفس الهبوط عند أسطح الآبار، احسب النقص في التصرف الناتج عن التداخل. أفترض أن $R = ٣٠٤,٨$ م و $r_w = ٠,٧٥$ م.

الحل:

إذا كانت الآبار تقع بعيداً عن بعضها لدرجة لا يوجد تداخل بينها، إذا، من المعادلة رقم (٤, ١٧) فإن:

$$(i) \quad Q = (2\pi KBs_w) / \ln(R/r_w)$$

سوف نرى لاحقاً أنه، إذا كان الهبوط عند أسطح الآبار الخمس متساوياً، فإن $Q_i \neq Q_o$ ، حيث $Q_i =$ التصرف من كل بئر في الأركان و $Q_o =$ التصرف من البئر المركزي. بفرض أن ضلع المربع b .

ومن المعادلة رقم (٤, ١٨)، فإن الهبوط عند الآبار الخارجية s_{wi} ، يعطى بالمعادلة:

$$(ii) \quad s_{wi} = [Q_i / (2\pi KB)] \left[\ln(R/r_w) + 2\ln(R/b) + \ln\left(R/\left\{\sqrt{(2)b}\right\}\right) \right] + [Q_o / (2\pi KB)] \left[\ln\left\{R\sqrt{(2)/b}\right\}\right]$$

والهبوط عند البئر المركزي s_{wc} ، يعطى بالمعادلة:

$$(iii) \quad s_{wc} = [Q_i / (2\pi KB)] \left[4\ln\left\{\sqrt{(2)R/b}\right\} + [Q_o / (2\pi KB)] \right] \left[\ln(R/r_w) \right]$$

وبمساواة (i) و (ii):

$$(iv) \quad Q_i \ln\left[b/\left\{4\sqrt{(2)r_w}\right\}\right] = Q_o \ln\left[b/\{(2)r_w\}\right]$$

وكذلك، بالتعويض من (iv) في (iii):

$$(v) \quad s_{wi} = s_{wc} = [Q_i / (2\pi KB)] \left[\ln(4R^4/b^4) \right] \ln(R/r_w) \cdot \ln\left[b/\left\{4\sqrt{(2)r_w}\right\}\right] / \ln\left[b/\left\{\sqrt{(2)r_w}\right\}\right]$$

ومن (i) و (v)، عندما $s_w = s_{wo} = s_{wi}$:

$$Q_i/Q = \ln(R/r_w) \cdot \ln\left[b/\sqrt{(2)r_w}\right] / \left[\ln(4R^4/b^4) \cdot \ln\left(b/\sqrt{(2)r_w}\right)\right] + \ln(R/r_w) \cdot \ln\left(b/\sqrt{(2)r_w}\right)$$

$$Q_o/Q = \ln(R/r_w) \cdot \ln\left[b/4\sqrt{(2)r_w}\right] / \left[\ln(4R^4/b^4) \cdot \ln\left(b/\sqrt{(2)r_w}\right)\right] + \ln(R/r_w) \cdot \ln\left(b/4\sqrt{(2)r_w}\right)$$

وباستخدام المعطيات:

$$Q_i/Q = \left[\ln(304.8/0.075)\right] \ln\left[152.4/\{0.075\sqrt{(2)}\}\right] / \left[\ln\{4 \times 304.8^4/152.4^4\} \cdot \ln\{152.4/0.075\sqrt{(2)}\} + \ln\{304.8/0.075\} \cdot \ln\{152.4/(4 \times 0.075\sqrt{(2)})\}\right] = \{8.31 \times 7.270\} / \left[\{4.159 \times 7.270\} + \{8.31 \times 5.884\}\right] = 0.76$$

$$Q_o/Q = \left[\{8.31 \times 5.884\} / \left[\{4.159 \times 7.270\} + \{8.31 \times 5.884\}\right]\right] = 0.62$$

إذا يقلل تداخل الآبار التصرف في آبار الأركان بحوالي ٧٦٪ وفي بئر المنتصف بحوالي ٦٢٪ من التصرف الذي سيكون متاحاً إذا كانت الآبار موضوعة بعيداً عن بعضها دون تداخل بينها.

إعادة الملء المستحث Induced Recharge

يمكن تقدير إعادة الملء المستحث من المجرى المائي الدائم القريب إلى بئر الضخ الواقع في طبقة حاملة للمياه محصورة تندفق فيها المياه الجوفية بانتظام في اتجاه المجرى المائي، من المعادلة التالية (Bear 1979):

$$Q_r/Q = (2/\pi) \left[\tan^{-1} \sqrt{\{(Q/\pi d v B) - 1\}} - (\pi d v B/Q) \sqrt{\{(Q/\pi d v B) - 1\}} \right]$$

(٤، ٤١)

حيث إن:

$$Q = \text{تصرف البئر الكلي.}$$

$$v = \text{سرعة السريان المنتظم للمياه الجوفية.}$$

$$Q_r = \text{التصرف المستحث من المجرى المائي.}$$

$$d = \text{المسافة بين البئر والمجرى المائي.}$$

إذا كانت $Q \geq \pi dbB$ ، فلن يكون هناك مساهمة من المجرى المائي. ويمكن أن

تعطي المعادلة رقم (٤,٤١) نتائج تقريبية للطبقات الحاملة للمياه غير المحصورة إذا

كان عمق الهبوط صغيراً نسبياً حيث إن متوسط سمك الطبقة المشبعة يمكن أن

يستخدم لـ B.

مثال رقم (٤,٧): بئر مخترق كلياً لطبقة حاملة للمياه غير محصورة بسمك ٢٥ م، يقع

البئر على بعد ٦٠ م من مجرى مائي، والسرعة الطبيعية لتدفق المياه الجوفية في اتجاه

المجرى المائي ١٥ م/يوم. يتم ضخ البئر بمعدل ٢٦ ل/ث. احسب نسبة التصرف

المستحث من المجرى المائي بالنسبة للتصرف الكلي المستخرج من البئر.

الحل:

$$B = 25 \text{ m} ; d = 60 \text{ m} ; v = 0.15 \text{ m/day}$$

و

$$Q = 26 \times 86,400 / 1,000 = 2,246.4 \text{ m}^3 / \text{day}$$

إذا

$$Q / \pi d v B = 3.1780$$

و

$$\pi d v B / Q = 0.31466$$

ويتطبق المعادلة رقم (٤، ٤١):

$$Q_r / Q = (2/\pi) \left[\tan^{-1} \sqrt{(3.1780-1)} - 0.31466 \sqrt{(3.1780-1)} \right]$$

$$(2/\pi) [0.97527 - 0.46438] = 0.325$$

لاحظ أن $\tan^{-1}(2.1780)$ يجب أن تقاس بالزاوية النصف قطرية.

أي إن ٣٢,٥٪ تقريباً من تصرف البئر مستحثة من المجرى المائي.

إعادة الملء (التغذية) نتيجة تساقط المطر Recharge by Precipitation

في كثير من الحالات الميدانية يكون إعادة الملء للطبقة الحاملة للمياه بسبب تساقط المطر، يجب أن يقدر بدون معطيات كافية تخص الموقع. وغالباً، تفترض قيمة معقولة، ويتم الحصول على قيمة معدلة باستخدام إعادة الملء كمتغير معايرة في نماذج تدفق المياه الجوفية. وهناك تدريب معقول وهو تقدير إعادة الملء باستخدام طرق بديلة متعددة واختيار قيمة مقبولة بالحكم المقارن. وبعض الطرق التقريبية تشمل التالي:

١- يمكن أن تقدر إعادة الملء بالتساقط اعتماداً على المعطيات المتاحة لإعادة الملء السنوي أو الموسمي في المنطقة أو في المناطق المشابهة في الظروف المناخية والجيولوجية المائية.

٢- يمكن أن تستخدم طريقة خدمة الحفاظ على التربة برقم المنحنى لتقدير الجريان السطحي، ويمكن افتراض أن إعادة ملء المياه الجوفية مساوية تقريباً للفرق بين التساقط والجريان السطحي المحسوب (انظر لجزء "نقص التربة" في الفصل الثاني). إن رقم المنحنى المقدر لعاصفة ما يمكن أن يكون أعلى من الخاص بالتساقط السنوي مما يؤدي إلى إعادة ملء المياه الجوفية أقل سنوياً. ومن ناحية أخرى، فإن الفرق بين التساقط والجريان السطحي المحسوب يشمل التسرب زائداً التبخر والفقْد

في الصدد، مما يؤدي إلى إعادة ملء سنوية أعلى. ويمكن أن يتم عمل حساب للتأثيرات الموجبة والسالبة لهذه العوامل عن طريق الحكم المقارن. والمعادلات التالية هي المستخدمة في هذه الطريقة:

$$S_p = (2.540 / CN) - 25.4 \quad (٢, ٦)$$

$$QR = (P - 0.2S_p)^2 / (P - 0.8S_p) \quad (٢, ٤٠)$$

حيث إن:

$$QR = \text{الجريان السطحي (سم).}$$

$$P = \text{التساقط (سم).}$$

٣- يمكن أن يتم عمل التقديرات التمهيدية لإعادة الملء اعتماداً على النسب العملية (معاملات ماكسي-إيكن) الموضحة في الجدول رقم (٤, ٦)، هذه المعاملات تم تحديدها للمناخ القاحل في ولاية نيفادا (أفون ودورين ١٩٩٤).

الجدول رقم (٤, ٦). معاملات ماكسي-إيكن.

نسبة إعادة الملء إلى التساقط	التساقط السنوي (سم)
٠,٢٥	أكبر من ٥١
٠,١٥	٥١ - ٣٨
٠,٠٧	٣٨ - ٣٠,٥
٠,٠٣	٣٠,٥ - ٢٠
صفر	أقل من ٢٠

المصدر: (Avon and durbin 1994).

والمعادلة التالية هي معادلة انحسار بديلة لخطوط تقسيم المياه القاحلة

$$(٢٠ \text{ سم} > P > ٥١ \text{ سم}) \quad (\text{Donovan and Katzer 2000}):$$

(٤,٤٢)

$$r = 4.15 \times 10^{-6} (P)^{3.75}$$

حيث إن:

r = إعادة الملء السنوي (سم).

P = التساقط السنوي (سم).

لكل $P > 20$ سم فإن $r =$ صفر، ولكل $P < 51$ سم فإن $r = 0.25$.

تداخل مياه البحر Seawater Intrusion

تحت ظروف الحالة المستقرة فإن السطح البيئي لمياه البحر والمياه العذبة يمكن

أن تقرب باستخدام علاقة غايين - هيرتزبرج (الشكل رقم ٤,٢):

(٤,٤٣)

$$h_s = \left[\rho_f / (\rho_s - \rho_f) \right] h_f$$

حيث إن:

h_s = ارتفاع السطح البيئي تحت مستوى سطح مياه البحر.

h_f = ارتفاع سطح الماء الأرضي فوق مستوى سطح مياه البحر.

ρ_f, ρ_s = كثافة مياه البحر والمياه العذبة، على التوالي.

فإذا كانت $\rho_s = 1.025 \text{ gm/cm}^3$ و $\rho_f = 1.0 \text{ gm/cm}^3$ فيكون $h_s = 40h_f$. وإذا

كان ارتفاع سطح الماء الأرضي عند مسافة معينة من خط الساحل هي 0.25 م أعلى

من مستوى سطح مياه البحر، فإن السطح البيئي لمياه البحر عن المياه العذبة عند هذا

الموقع يكون أدنى من مستوى سطح مياه البحر بحوالي 10 م. وباستخدام المعادلة رقم

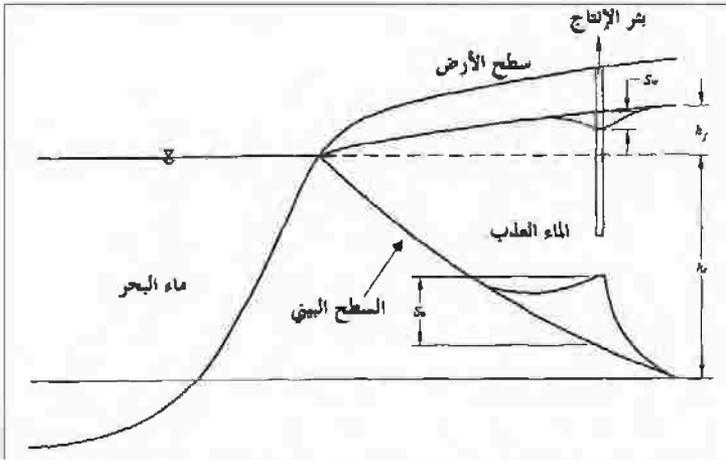
(٤,٤٣) فإن ارتفاع قمة الشكل المخروطي تحت بئر ضخ أعلى السطح البيئي، s_w ،

يمكن تقريبه إلى:

(٤,٤٤)

$$s_w = \left[\rho_f / (\rho_s - \rho_f) \right] s_w$$

يجب العلم بأن مياه البحر قابلة للمخلط والامتزاج مع المياه العذبة ويمكن ألا يوجد سطح بيني حاد بينهما. والمعادلتان رقم (٤,٤٣) ورقم (٤,٤٤) تقدمان التقديرات الأولية التي يجب أن يتم اختيارها اعتماداً على تحليلات أكثر تعقيداً ومعلومات حقلية.



الشكل رقم (٤,٢). الرسم التخطيطي للسطح البيني للماء المالح وفوق المنحنى المخروطي.

مثال رقم (٤,٨): في طبقة حاملة للمياه قريبة من الساحل، تم ملاحظة أن تركيزات الماء المالح على مسافة ٣٠٠ م من الساحل وعمق ٣٠ م تحت مستوى سطح البحر، والذي هو أيضاً مستوى الطبقة غير المنفذة في قاع الطبقة الحاملة للمياه. وإن ارتفاعات سطح الماء الأرضي التي تم رصدها موضحة في الجدول رقم (٤,٧) أ. فإذا علمت أن $K = ٣٠ \text{ م/يوم}$ ، و $\rho_f = ١,٠ \text{ جم/سم}^٣$ ، و $\rho_s = ١,٠٢٥ \text{ جم/سم}^٣$. احسب موقع السطح البيني للماء المالح-الماء العذب. ولتقديرات أمانة أهمل سطح التسرب عند تقاطع سطح الماء الأرضي مع الساحل. كذلك احسب معدل تدفق الماء العذب لكل وحدة عرض من الساحل.

الحل:

بتطبيق المعادلة رقم (٤,٤٣) فإن

$$h_s = [1.0 / (1.025 - 1.0)] h_f = 40 h_f$$

الموقع التقريبي للسطح البيئي موضحة في الجدول رقم (٤,٧) ب.

الجدول رقم (٤,٧) أ. ارتفاعات منسوب المياه قرب الساحل.

المسافة من خط الساحل (م)	ارتفاع منسوب الماء فوق منسوب مياه البحر (م)
٣٠٠	٠,٧٥
٢٧٥	٠,٧٠
٢٠٠	٠,٦٠
١٥٠	٠,٤٠
١٠٠	٠,٣٠
٥٠	٠,١٥
صفر	صفر

الجدول رقم (٤,٧) ب. موقع السطح البيئي للمياه المالحة - الماء العذب.

(م) h_s	(م) h_f	(م) x
٣٠	٠,٧٥	٣٠٠
٢٨	٠,٧٠	٢٧٥
٢٤	٠,٦٠	٢٠٠
١٦	٠,٤٠	١٥٠
١٢	٠,٣٠	١٠٠
٦	٠,١٥	٥٠
صفر	صفر	صفر

 $x =$ المسافة من الساحل. $h_f =$ ارتفاع سطح الماء الأرضي فوق سطح مياه البحر. $h_s =$ ارتفاع السطح البيئي تحت سطح مياه البحر.

مثال رقم (٤,٩): بئر نصف قطرها ١٥ سم يقع على مسافة ٢٧٥ م من الساحل المذكور في المثال رقم (٤,٨). ولتجانس انسحاب الماء المالح، فإن أدنى مسافة رأسية مطلوبة بين السطح البيني للماء المالح و سطح الماء الأرضي تساوي ٥ م. احسب تصرف البئر الآمن بفرض أن R تساوي ٢٥٠ م، و K تساوي ٣٠ م/يوم.

الحل:

من المثال رقم (٤,٨)، فإن المسافة الرأسية بين سطح الماء الأرضي والسطح البيني عند x تساوي ٢٧٥ م، هي

$$28 + 0.70 = 28.70 \text{ m}$$

وحيث إن أدنى سطح ماء أرضي يكون عند سطح البئر، فإن

$$28.70 - s_u - s_w = 5 \text{ m}$$

وأيضاً من المعادلة رقم (٤,٤٤) تكون

$$s_u = [1.0 / (1.025 - 1.0)] s_w = 40 s_w$$

إذن

$$s_w = (28.70 - 5) / 41 = 0.578 \text{ m}$$

وبالنسبة لانسحاب الماء العذب، فإن متوسط سمك التشبع يجب أن يساوي

$$H = 3.075 / 2 = 15.375 \text{ m}$$

وبذلك تكون

$$Q = 2\pi K H s_w / \ln(R/r_w) = 2\pi \times 30 \times 15.375 \times 0.578 / \ln(250/0.075) \\ = 207 \text{ m}^3/\text{day} \text{ or } 2.4 \text{ L/s}$$

ويسبب الاختلاف في السمك المشبع والاختراق الجزئي للبئر في طبقة الماء الأرضي للماء العذب، فإن هذا يجب أن يعامل على أنه تقديراً أولياً. وللحصول على تقديرات أكثر دقة يجب إجراء تحليلات أكثر تعقيداً.

تأثير تقلبات الضغط البارومتري Effect of Barometric Pressure Fluctuations

العلاقة التقريبية بين تقلبات الضغط الجوي ومستويات المياه في بئر ما في طبقة

حاملة للمياه محصورة تعطى بالمعادلة التالية (Rouse 1950 ; Todd 1980):

$$(٤,٤٥) \quad dh/(dp_s/\gamma) = -1/[1 + \{(\alpha_s/(\theta\beta))\}]$$

حيث إن:

dh = التغير في مستوى الماء في البئر.

dp_s = التغير في الضغط البارومتري.

α_s = قابلية الانضغاط الرأسية لمادة الطبقة الحاملة للمياه.

θ = مسامية الطبقة الحاملة للمياه.

β = قابلية انضغاط الماء.

الإشارة السالبة في المعادلة رقم (٤,٤٥) توضح أن مستوى الماء في بئر مراقبة

يهبط عندما يزداد الضغط البارومتري، والعكس صحيح.

في حالة طبقة حاملة للمياه غير محصورة، فإن قابلية الانضغاط لمادة طبقة الماء

الأرضي، والماء، تكون أقل أهمية نسبياً مقارنة بالتغيرات في حجم الماء الناتجة من

تقلبات سطح الماء الأرضي. تنتقل التغيرات في الضغط الجوي مباشرةً وفوراً إلى سطح

الماء الأرضي ولبئر المراقبة. وبالتالي، هناك القليل، أو لا يوجد تأثيراً يذكر لتقلبات

الضغط البارومتري في مستويات الماء في البئر. والتغير في مستوى الماء في البئر هو

تقريباً مماثل ما يوجد في حالة الطبقة الحاملة للمياه وغير المحصورة. وقد لوحظ أن

التقلبات في الضغط البارومتري ربما تؤدي إلى تقلبات صغيرة في سطح الماء الأرضي

في الطبقة الحاملة للمياه وغير المحصورة.

مثال رقم (٤, ١٠): احسب التغير في مستوى الماء في بئر مخترق كلياً عندما يتغير الضغط البارومتري بمقدار ٧,٧٢ سم زئبق. بفرض أن α_s تساوي ٨,٨ $\times 10^{-1}$ سم^٢/كجم، ϕ تساوي ٠,٣٥، و β تساوي ٤٧ $\times 10^{-1}$ سم^٢/كجم.

الحل:

تغير الضاغط البارومتري كعمود من الماء

$$(dp_s / \gamma) = 0.0772 \times 13.6 = 1.05 \text{ m}$$

ويتطبق المعادلة رقم (٤, ٤٥)

$$dh / (dp_s / \gamma) = dh / (1.05) = -1 / [1 + \{11.8 / (0.35 \times 47)\}] = -0.582$$

توضح الإشارة السالبة أن الزيادة في الضغط البارومتري تؤدي إلى خفض مستوى الماء في البئر. وبالتالي فإن

$$dh = -1.05 \times 0.582 = -0.61 \text{ m}$$

الانخساف Subsidence

الإجهاد المسبب بالوزن الكلي للتربة والماء أعلى نقطة في طبقة حاملة للمياه يتوازن مع الإجهاد (الانضغاط) على مادة الطبقة الحاملة للماء الأرضي وضغط المائع (الهيدروستاتيكي) (Delleur 1999):

$$(٤, ٤٦) \quad P_T = \sigma + P_w$$

حيث إن:

$$P_T = \text{الضغط الكلي الناتج بسبب وزن التربة والماء.}$$

$$P_w = \text{ضغط المائع (الهيدروستاتيكي).}$$

$$\sigma = \text{الإجهاد الفعال أو الضاغط على مادة طبقة الماء الأرضي.}$$

يمكن أن يقاس الضغط الهيدروستاتيكي باستخدام البيزومتر. وتسبب الزيادة في الإجهاد الضاغط على مادة طبقة الماء الأرضي نقصاً في حجمه (أو في سمكه في انضغاط أحادي البعد)، والتي يمكن أن تتسبب في الانخساف. ويمكن أن يؤدي استخراج المياه الجوفية المفرط إلى بعض النقص في الضغط الكلي، لكنه يمكن أن يؤدي إلى نقص أكبر نسبياً في الضغط الهيدروستاتيكي في طبقة الماء الأرضي. مما يمكن أن يؤدي إلى زيادة في إجهاد الضاغط على مادة طبقة الماء الأرضي ويتسبب في انخساف الأرض. ويجب السيطرة على ضخ المياه الجوفية لتقليل احتمالية الانخساف. والخطوات الحساسة للتقديرات التمهيدية للانخساف بسبب انخفاض مستويات المياه الجوفية في طبقة الماء الأرضي موضحة في التالي:

- ١- احسب الحمل الكلي (الضغط) عند موقع مستوى المياه الجوفية المنخفض قبل الضخ بسبب وزن التربة العلوية والماء الموجودة في المسام.
- ٢- احسب الضغط الهيدروستاتيكي عند هذا المستوى الناتج عن ارتفاع المياه الجوفية فوق هذا المستوى.
- ٣- احسب الإجهاد الضاغط على مادة الطبقة الحاملة للماء الأرضي عند هذا المستوى بحساب الفرق بين الخطوة (١) والخطوة (٢) قبل الضخ.
- ٤- ياتباع نفس الإجراءات، احسب الإجهاد الضاغط عند نفس المستوى بعد انخفاض مستوى المياه الجوفية.
- ٥- أوجد الفرق $\Delta\sigma$ ، في الإجهاد الأولي والنهائي عند هذا المستوى [(٤)- (٣)].

٦- التغير في الإجهاد الضاغط عند المستوى الأول لمستوى المياه الجوفية يساوي صفر. وبالتالي فإن متوسط التغير في الإجهاد الضاغط في عمود طبقة الماء الأرضي بين هذين المستويين يساوي $\Delta\sigma/2$.

٧- احسب الانخساف δ ، في عمود هذه الطبقة بين مستويات المياه الجوفية الأولية والمنخفضة كالتالي:

$$\delta = \alpha_s (\Delta\sigma/2)\Delta h \quad (١٤,٤٧)$$

حيث إن:

$$\alpha_s = \text{قابلية الانضغاط لمادة طبقة الماء الأرضي.}$$

$$\Delta h = \text{التغير في مستويات المياه الجوفية.}$$

٨- التغير في الإجهاد الضاغط في مادة طبقة الماء الأرضي أسفل مستوى المياه الجوفية يساوي $\Delta\sigma$.

٩- إذا كان هناك عدة طبقات من التربة تحت مستوى المياه الجوفية المنخفضة، احسب الانخساف في كل منها:

$$\delta_1 = \alpha_1 (\Delta\sigma)L_1 \quad \text{و} \quad \delta_2 = \alpha_2 (\Delta\sigma)L_2 \quad \text{وهكذا} \quad (١٤,٤٧\text{ب})$$

حيث إن:

$$\delta_1, \delta_2 = \text{الانخساف الحادث في الطبقتين ١ و ٢.}$$

$$\alpha_1, \alpha_2 = \text{قابلية انضغاط الطبقتين ١ و ٢.}$$

$$L_1, L_2 = \text{سمك الطبقتين ١ و ٢ على الترتيب.}$$

١٠- احسب الانخساف الكلي عند قاع الطبقة ٢ الذي يساوي $\delta + \delta_1 + \delta_2$.

مثال رقم (٤, ١١): ضخ مفرط للمياه الجوفية في منطقة ما يتوقع أن ينخفض مستوى المياه الجوفية بحوالي ٢٥ م. ومستوى الماء الأرضي الأولي أسفل سطح الأرض بمقدار ١٠ م. مادة الطبقة الحاملة للماء الأرضي مملوءة بالرمل حتى عمق ٥ م تحت سطح الأرض. أسفل الرمل يوجد حوالي ٣٠ م طمي طيني كثيف يعلو مستوى الصخر الطبيعي. احسب الانخساف المحتمل في التربة أعلى مستوى الصخر الطبيعي. بفرض أن درجة التشبع في منطقة التربة غير المشبعة فوق مستوى المياه الجوفية تساوي ١٠، ووحدة الوزن من حبيبات الرمل تساوي ٢٦٠٠ كجم/م^٣، ووحدة الوزن من الماء تساوي ١٠٠٠ كجم/م^٣، ومسامية الرمل تساوي ٣٣، وقابلية انضغاط الرمل تساوي ١٢ × ١٠^{-٤} / كجم، وقابلية انضغاط الطمي الطيني تساوي ١٠٠ × ١٠^{-٤} / كجم.

الحل:

بفرض أن مواقع مستوى المياه الجوفية الأولية والمنخفضة يرمز لها بـ B و C، وقاع وحدة الرمل بـ D، وقاع الطمي بـ E. المسافة الرأسية بين سطح الأرض ونقطة C تساوي

$$25 + 10 = 35 \text{ m}$$

بعد الانخفاض المتوقع لمستوى المياه الجوفية، فإن الحمل الكلي فوق النقطة C عند الارتفاع المنخفض لمستوى المياه الجوفية يساوي

$$35 \times (1 - 0.33) \times 2600 + 35 \times (0.33 \times 0.10) \times 1000 = 60970 + 1155 \\ = 62125 \text{ kg/m}^2$$

والضغط الهيدروستاتيكي عند النقطة C (بعد انخفاض سطح الماء الأرضي إلى هذا المستوى) = صفراً.

فيكون الإجهاد الضاغط في التربة عند هذا الارتفاع (عند النقطة C) يساوي

$$62125 - 0 = 62125 \text{ kg/m}^2$$

تحت الظروف الأولية للمياه الجوفية، فإن الحمل الكلي فوق النقطة C يساوي

$$10 \times (1 - 0.33) \times 2600 + 10(0.33 \times 0.10) \times 1000 + 25 \times 0.33 \times 1000$$

$$= 17420 + 330 + 43550 + 8250 = 69550 \text{ kg/m}^2$$

تحت الظروف الأولية للمياه الجوفية، فإن الضغط الهيدروستاتيكي عند C يساوي

$$25 \times 1000 = 25000 \text{ kg/m}^2$$

تحت الظروف الأولية للمياه الجوفية، فإن الإجهاد الضاغط في التربة عند C يساوي

$$69550 - 25000 = 44550 \text{ kg/m}^2$$

الزيادة في الإجهاد الضاغط عند C الناتج من انخفاض مستوى الماء يساوي

$$62125 - 44550 = 17575 \text{ kg/m}^2$$

التغير في الإجهاد الضاغط في التربة عند مستوى المياه الجوفية الأولي (النقطة B) = 0

التغير في الإجهاد الضاغط عند مستوى المياه الجوفية المنخفض (النقطة C) يساوي

$$17575 \text{ kg/m}^2$$

متوسط الانخساف فوق عمود التربة عند $\Delta h = 25$ يعطى من:

$$\delta = \alpha_1 (\Delta\sigma / 2) \Delta h = 12 \times 10^{-8} \times (17575 / 2) \times 25 = 0.026 \text{ m}$$

بالنسبة للرمال أسفل مستوى المياه الجوفية المنخفض (من النقطة C إلى D) يكون

$$L_1 = 15\text{m} , \quad \alpha_1 = 12 \times 10^{-8} \text{ m}^2 / \text{kg}$$

إذن

$$\delta_1 = \alpha_1 (\Delta\sigma) L_1 = 12 \times 10^{-8} \times 17575 \times 15 = 0.032 \text{ m}$$

بالنسبة للطمي الطيني أسفل الرمل (من النقطة D إلى E) يكون

$$L_2 = 30\text{m} , \quad \alpha_2 = 100 \times 10^{-8} \text{ m}^2 / \text{kg}$$

إذن

$$\delta_2 = \alpha_2 (\Delta\sigma) L_2 = 100 \times 10^{-8} \times 17575 \times 30 = 0.527 \text{ m}$$

الانخساف الكلي فوق مستوى الصخر الطبيعي:

$$0.026 + 0.032 + 0.527 = 0.585 \text{ m}$$

الإنتاجية الآمنة والسعة النوعية والكفاءة

Safe Yield, Specific Capacity, and Efficiency

ليس هناك تعريفاً دقيقاً للإنتاجية الآمنة من الطبقة الحاملة للماء الأرضي أو بئر. وعادة ما تعرف بأنها معدل انسحاب المياه الجوفية التي يمكن الحفاظ عليها بدون وجود إمكانية للانخساف، وتداخل الماء المالح، وإفراغ غير ملائم للسطح الأرضي للمياه الجوفية، والذي لا يمكن تعويضه بإعادة الملء الطبيعي للمياه الجوفية، والتداخل غير الملائم مع إنتاجية البئر الموجودة من المياه الجوفية، وإعادة الملء المستحث غير الملائم من هياكل أسطح المياه القريبة، والطغيان على ملوثات المياه الجوفية الموجودة. حدود السحب عند مواقع محددة يمكن أن تحدد بالموقع، أو الدولة، أو وكالات التنظيم الفيدرالية. وأحياناً، يستخدم مصطلح "الإنتاجية القصوى" لتحديد الإنتاجية الآمنة، التي يمكن الحصول عليها بشكل اقتصادي إذا أخذ في الاعتبار استراتيجيات إدارة موارد المياه الجوفية البديلة والمتعددة.

أما السعة النوعية للبئر فهي الإنتاجية الناتجة لكل وحدة هبوط (Q/s)، حيث s تشمل مقدار الهبوط في الطبقة الحاملة للمياه عند حدود مصفاة البئر والفاقد الناتج عن السريان الاضطرابي للمياه الجوفية خلال مصفاة البئر. أما كفاءة البئر فهي النسبة بين السعة النوعية الفعلية إلى السعة النوعية النظرية، وتعرف أيضاً على أنها النسبة بين فاقد الضاغط في الطبقة الحاملة للمياه إلى فاقد الضاغط الكلي. ويشمل فاقد الضاغط الكلي (أو الهبوط الكلي عند سطح البئر) الهبوط من الطبقة الحاملة للمياه (أي،

النظري) والهبوط بالبئر. ويتغير الهبوط (السحب) من الطبقة الحاملة خطياً مع التصرف ويمكن أن يتم تقديره باستخدام معادلات الحالة المستقرة أو الحالة غير المستقرة للسحب عند سطح البئر (مثل المعادلة رقم (٤, ١٧) والمعادلة رقم (٤, ٨١)). ويشمل الفاقد في البئر المكونات الخطية والمكونات غير الخطية. وتشمل المكونات الخطية الهبوط في كومة الحصى ومدخل المصفاة، وتشمل المكونات غير الخطية الفاقد الناتج عن السريان المضطرب في البئر. هناك طريقة بسيطة لتقدير كفاءة البئر كما يلي:

• ارسم الهبوط s ، على المحور y ، على المقياس الطبيعي، وارسم المسافة من البئر r ، على المحور x ، على المقياس اللوغاريتمي.

• ارسم أفضل خط مستقيم مناسب خلال هذه النقط عن طريق الحكم البصري.

• قم بمد الخط المستقيم حتى $r = r_w$ (نصف قطر البئر) واقراً قيمة الهبوط النظري s_0 ، عند هذا الموقع.

• احسب كفاءة البئر s_0 / s_w حيث s_w هو الهبوط الفعلي المقاس في البئر. في حالة الطبقات الحاملة للمياه غير المحصورة، فإن تشغيل البئر يمكن أن يسبب نقصاً كبيراً في سمك الطبقة الحاملة للماء الأرضي. ونتيجة لهذا، يلاحظ حدوث هبوطاً زائداً. إذا كان النقص في السمك الطبقة المشبعة أكثر من ٢٠٪، فإن الهبوط s_0 يمكن أن يتم تصحيحه قبل القيام بحساب كفاءة البئر (انظر الجزء في هذا الفصل تحت عنوان "التدفق القطري غير المستقر في بئر مخترق كلياً في طبقة حاملة للمياه غير محصورة"):

$$(٤, ٤٨) \quad s_0(\text{corrected}) = s_0 - \left\{ s_0^2 / (2H) \right\}$$

حيث إن:

$H =$ السمك المشبع الأولي لطبقة الماء الأرضي.

والهبوط المصحح يجب أن يستخدم في إعداد المنحنى البياني المذكور مسبقاً. وعندما تبلغ كفاءة البئر من ٧٠ إلى ٨٠٪ تعتبر مقبولة والبئر ذو تصميم جيد.

الريان الانتقالي (غير المستقر) للمياه الجوفية

Transient (Unsteady) Groundwater Flow

الريان غير المستقر أحادي البعد Unsteady One-Dimensional Flow

معادلة الاستمرارية لتدفق المياه الجوفية غير المستقر أحادي البعد في طبقة

حاملة للمياه ومحصورة سمكها B ، ومعامل التوصيل الهيدروليكي لها K ، هي:

$$(٤,٤٩) \quad \partial^2 h / \partial x^2 = S/T \partial h / \partial t$$

حيث إن:

$S =$ معامل التخزين اللابعدي أو التخزينية.

$T =$ نقل أو قابلية النقل للطبقة الحاملة للماء.

$S/B = S_s =$ التخزين النوعي، ويعرف على أنه حجم الماء المنطلق من وحدة

الحجم من الطبقة الحاملة للمياه لكل وحدة هبوط في السطح

الهيدروليكي:

$$(٤,٥٠) \quad S = \rho g (\alpha_s + \theta \beta) B$$

$$(٤,٥١) \quad T = K B$$

القيم النموذجية للتخزين النوعي S_s موضحة في الجدول رقم (٤,٨)

(USEPA 1985).

الجدول رقم (٤,٨). القيم النموذجية للتخزين النوعي.

المادة	التخزين النوعي (سم ^{-١})
طين لدن	$10^{-4} \times 2,0 - 10^{-5} \times 2,0$
طين صلب	$10^{-5} \times 1,3 - 10^{-6} \times 2,0$
طين متوسط الصلابة	$10^{-6} \times 1,3 - 10^{-7} \times 6,9$
رمل متفكك	$10^{-7} \times 9,8 - 10^{-8} \times 5,1$
رمل كثيف	$10^{-7} \times 2,1 - 10^{-8} \times 1,3$
حصى كثيف الرمل	$10^{-8} \times 9,8 - 10^{-9} \times 5,1$
صخر (متشقق، مفصلي)	$10^{-9} \times 6,9 - 10^{-10} \times 3,2$
صخر ثابت	أقل من $10^{-10} \times 3,2$

المصدر: (USEPA (1985).

معادلة الاستمرارية الخطية للتدفق أحادي البعد في الحالة غير المستقرة في طبقة حاملة للمياه غير محصورة هي:

$$(٤,٥٢) \quad \partial^2 h / \partial x^2 = [S_y / (KH)] \partial h / \partial t$$

حيث إن:

$$S_y = \text{الإنتاجية النوعية.}$$

$$H = \text{متوسط سمك التشبع.}$$

الإنتاجية النوعية هي الجزء من الماء المحفوظ في مسام التربة والذي يمكن أن يستخرج من الطبقة الحاملة للمياه لكل وحدة مساحة لكل وحدة هبوط في سطح الماء الأرضي. وهي تسمى أيضاً المسامية الفعالة وتكون أقل من المسامية الكلية. القيم النموذجية للإنتاجية النوعية معطاة في الجدول رقم (٤,٩) (USEPA 1985).

الجدول رقم (٤,٩). القيم النموذجية للإنتاجية النوعية.

المادة	المدى (%)	المتوسط (%)
طين	١٧,٦-١,١	٦
طمي	٣٨,٦-١,١	٢٠
رمل ناعم	٤٥,٩-١,٠	٣٣
رمل متوسط	٤٦,٢-١٦,٢	٣٢
رمل خشن	٤٢,٩-١٨,٤	٣٠
حصى ناعم	٣٩,٩-١٢,٦	٢٨
حصى متوسط	٤٣,٥-١٦,٩	٢٤
حصى خشن	٢٥,٢-١٣,٢	٢١
حبيبات دقيقة	٢٢,٠-١٤,١	١٨
كثيب رمل	٤٦,٧-٣٢,٣	٣٨
خليط (يغلب عليه الطمي)	١٣,٠-٠,٥	٦
خليط (يغلب عليه الطين)	٣١,٢-١,٩	١٦
خليط (يغلب عليه الحصى)	٣٤,٢-٥,١	١٦
جرف جليدي (يغلب عليه الطمي)	٤٨,١-٣٣,٢	٤٠
جرف جليدي (يغلب عليه الرمل)	٤٨,٢-٢٩,٠	٤١
صخر رملي (ناعم الحصى)	٣٩,٦-٢,١	٢١
صخر رملي (متوسط الحصى)	٤١,١-١١,٩	٢٧
صخر طمي	٣٢,٧-٠,٩	١٢
طفل	٥,٠-٠,٥	-
حجر جيرى	٣٥,٨-٠,٢	١٤
صخر بركاني صفائحي	٣٣,٢-٢١,٩	٢٦

المصدر: (USEPA 1985).

تخزين ضفاف النهر Bank Storage

أثناء فترات الفيضان، تدخل مياه النهر في المادة المسامية من ضفتي النهر. ونتيجة لهذا يرتفع سطح المياه الجوفية الأرضي على كلا الجانبين. وبعد انحسار الفيضان يعود ارتفاع سطح المياه في النهر إلى الحالة الطبيعية في وقت قصير نسبياً. ويتم إطلاق المياه المخزونة في مسام ضفتي النهر ببطء في المجرى المائي تحت سطح الاختلاف بين سطح الماء الأرضي المرتفع ومستوى سطح الماء الطبيعي (المنخفض) في المجرى المائي. وفي بعض الحالات، قد تتكون مادة ضفة النهر من رواسب ملوثة ناتجة عن أنشطة صناعية سابقة، وبالتالي تكون المياه العائدة إلى النهر عن طريق الرشح من ضفة النهر ملوثة. وفي بعض الأحيان، يجب تحديد معدل التدفق العائد وكمية المياه الجوفية الملوثة المحتمل عودتها إلى النهر. والمعادلات التحليلية للتحليل التمهيدي لهذا النوع من الحالات موضحة كالتالي (Carslaw and Jaeger 1984; Glover 1985):

$$(٤,٥٣) \quad h = \text{Herf} \left[x / \sqrt{(4\alpha t)} \right] - ١$$

$$(٤,٥٤) \quad q(x,t) = \left\{ \text{HKD} / \sqrt{(\pi\alpha t)} \right\} \exp \left\{ -x^2 / (4\alpha t) \right\} - ٢$$

$$(٤,٥٥) \quad q(0,t) = \left\{ \text{HKD} / \sqrt{(\pi\alpha t)} \right\} - ٣$$

$$(٤,٥٦) \quad Q(t) = 2\text{HKD} \sqrt{t / (\pi\alpha)} - ٤$$

حيث إن:

H = ارتفاع سطح الماء الأرضي الناتج عن فترة الفيضان، والمقاس فوق

مستوى سطح الماء الطبيعي (المنخفض) في النهر.

h = ارتفاع سطح الماء الأرضي فوق ارتفاع سطح الماء الطبيعي (المنخفض) في

النهر على مسافة x ، وزمن t .

x = المسافة على ضفة النهر من حافة النهر.

t = الزمن بعد حدوث الفيضان (أي، بعد عودة النهر إلى ارتفاع الماء الطبيعي).

$$\alpha = \text{انتشارية طبقة الماء الأرضي} = KD/S_y$$

D = السمك المشبع الأولى من مادة النهر (أي، عمق سطح الماء المرتفع على ضفة النهر فوق القاعدة غير المنفذة).

$q(x, t)$ = معدل تدفق العودة على مسافة x ، وزمن t ، لكل وحدة طول من ضفة النهر (موازيًا لتدفق النهر).

$q(0, t)$ = معدل تدفق العودة عند حافة النهر عند زمن t ، لكل وحدة طول من ضفة النهر.

$Q(t)$ = الحجم الكلي للتدفق العائد إلى النهر خلال زمن قدره t ، لكل وحدة طول من ضفة النهر.

ويمثل الرمز $\text{erf} \left[x / \sqrt{(4 \alpha t)} \right]$ معامل الخطأ في الكمية الموجودة بين

الأقواس. وتكون قيم معاملات الخطأ متاحة في شكل جدول (مثلاً، Abramowitz and

Stegun 1972). ويمكن إجراء تقريب منطقي مناسب لاستخدام الحاسب وهو:

$$\text{erf}(x) = 1 - (a_1 t + a_2 t^2 + a_3 t^3 + a_4 t^4 + a_5 t^5) \exp(-x^2) \quad (٤,٥٧)$$

حيث إن:

$$t = 1 / (1 + 0.3275911x)$$

$$a_1 = 0.254829592$$

$$a_2 = -0.284496736$$

$$a_3 = 1.421413741$$

$$a_4 = -1.453152027$$

$$a_5 = 1.061405429$$

إن المعادلات من رقم (٤,٥٣) إلى رقم (٤,٥٦) تعتمد على افتراض أن مادة ضفة النهر تكون متشابهة ومتجانسة وأن النهر يعود إلى ارتفاع سطح الماء الطبيعي في وقت قصير نسبياً بعد حدوث الفيضان، لذلك فإن سطح الماء الأرضي في مادة ضفة النهر يظل عند مستوى مرتفع.

مثال رقم (٤,١٢): أثناء موسم الفيضان، وجد أن سطح الماء الأرضي على ضفة النهر ارتفع بحوالي ٣ م فوق ارتفاع سطح الماء الطبيعي للنهر. احسب معدل تدفق العودة من أحد الضفتين بعد عودة النهر إلى ارتفاع سطح الماء الطبيعي، مع افتراض أنه حدث في وقت قصير نسبياً. ومادة ضفة النهر على أحد جانبي النهر تحتوي على ٤,٤ جم/كجم من الرصاص الممتص. مع العلم بأن الحجم النوعي للرصاص يساوي ١٠٠٠٠ ل/كجم. احسب كتلة الرصاص الممكن دخوله إلى النهر عن طريق الرش من مواد ضفة النهر في فترة ٩٠ يوماً. افترض أن الرصاص الممتص يكون في الحالة المذابة ويمكن أن يرشح خلال هذه الفترة. بالنسبة لمادة ضفة النهر، استخدم:

$$S_y = 0.15 \quad , \quad KD = 1766 \text{ m}^2/\text{day}$$

الحل:

$$\alpha = KD/S_y = 1766/0.15 = 11773.3 \text{ m}^2/\text{day}$$

من المعادلة رقم (٤,٥٥)، معدل تدفق العودة عند حافة النهر لكل وحدة متر من طول ضفة النهر

$$q(0,t) = 3 \times 1766 / \sqrt{(\pi \times 11773.3 \times 90)} = 2.9 \text{ m}^2$$

ومن المعادلة رقم (٤,٥٦)، الحجم الكلي للتدفق العائد إلى النهر لكل وحدة متر من طول ضفة النهر

$$Q(t) = 2 \times 3 \times 1766 \sqrt{\{(90/\pi \times 11773.3)\}} = 522.7 \text{ m}^3$$

وبافتراض الوصول لحالة الاتزان يكون:

$$S_d = K_d C$$

حيث إن:

S_d = كتلة الرصاص الممتص لكل وحدة كتلة جافة من مادة ضفة النهر

ويساوي ٠,٠٠٠٤ كجم/كجم.

K_d = معامل توزيع الرصاص ويساوي ١٠ م^٣/كجم.

C = تركيز الرصاص في الماء المحتوى في مادة ضفة النهر.

إذن:

$$C = 0.0004 / 10 = 0.00004 \text{ kg/m}^3$$

إذا كتلة الرصاص التي تدخل النهر خلال فترة ٩٠ يوماً تساوي

$$522.7 \times 0.00004 = 0.02 \text{ kg/m}$$

أي تساوي ٠,٠٢ كجم لكل وحدة متر من طول ضفة النهر.

هذا التقدير يعتبر تمهيدياً لأن الوصول لحالة الاتزان ربما يأخذ وقتاً أطول وترشيح

الرصاص يمكن أن يكون بطيئاً.

التدفق في اتجاه المصارف وتباعد المصارف

Flow toward Drains and Drain Spacing

طريقة تقريبية لتباعد المصارف المغطاة في مناطق زراعية تم ذكرها في جزء سابق

بعنوان "تدفق دارسي". وإذا كان منسوب المياه المرتفعة الأولي قد انخفض إلى مستوى

حدد خلال فترة معينة، فإنه يجب تقدير تباعد دارسي باستخدام معادلة السريان

الانتقالي، معادلة رقم (٤, ٤٩). المعادلات التحليلية وثيقة الصلة بهذه الحالة مذكورة

أدناه (Carslaw and Jeager 1984; Glover 1985):

$$h(x, t) = (4H/\pi) \sum \{1/(2n+1)\} \left[\exp \left\{ -(2n+1)^2 \pi^2 \alpha t / L^2 \right\} \right] - 1$$

(٤, ٥٨) $\sin \left\{ (2n+1) \pi x / L \right\}$, $n = 0, 1, 2, \dots, \infty$

$$h(x = L/2) = (4H/\pi) \sum \{1/(2n+1)\} \left[\exp \left\{ -(2n+1)^2 \pi^2 \alpha t / L^2 \right\} \right] - 2$$

(٤, ٥٩) $\sin \left\{ (2n+1) \pi / 2 \right\}$, $n = 0, 1, 2, \dots, \infty$

$$q(x = 0, t) = (4KD H / L) \sum \left[\exp \left\{ -(2n+1)^2 \pi^2 \alpha t / L^2 \right\} \right] , -3$$

(٤, ٦٠) $n = 0, 1, 2, \dots, \infty$

$$p = (8/\pi^2) \sum \left[\exp \left\{ -(2n+1)^2 \pi^2 \alpha t / L^2 \right\} \right] / (2n+1)^2 , -4$$

(٤, ٦١) $n = 0, 1, 2, \dots, \infty$

حيث إن:

H = ارتفاع منسوب المياه الابتدائي فوق المصارف.

D = ارتفاع المصارف فوق الطبقة غير المنفذة.

L = تباعد المصارف.

$h(x, t)$ = ارتفاع منسوب المياه عند مسافة x ، وزمن t ، فوق المصارف.

x = المسافة من المصارف.

t = الزمن الذي بدأ عنده تصريف المياه الجوفية من ارتفاع منسوب المياه

الابتدائي.

$q(x = 0, t)$ = معدل التصرف إلى المصارف من جانب واحد لكل وحدة طول

من المصرف.

p = جزء الحجم المنصرف من المياه التي تبقى ليتم تصريفها عند زمن t .

من المفترض أن تكون $D \ll H$ ، وإلا يمكن اعتبار أن تكون D متوسط سمك

التشبع لطبقة الماء الأرضي. الانخفاض الأدنى لمنسوب المياه الجوفية سوف يحدث عند

منتصف مصرفين متوازيين، أي عند $x = L/2$. ولذلك يمكن استخدام المعادلة رقم (٤, ٥٩) لتقدير تباعد المصارف لانخفاض منسوب المياه الجوفية الأدنى إلى h عندما $x = L/2$ فوق المصارف. السلسلة اللانهائية من المعادلة رقم (٤, ٥٨) إلى المعادلة رقم (٤, ٦١) للتحويلات السريعة المنصفة لكل $(\alpha t/L^2) \ll 0.01$. في مثل هذه الحالات، فإن الحد الثاني يكون $> 2\%$ من الحد الأول، والحدود المتبقية تكون أيضاً أصغر. وبالتالي فإنه يمكن تقريب هذه المعادلات إلى:

$$(٤, ٦٢) \quad h(x, t) = (4H/\pi) \left[\exp\{-\pi^2 \alpha t/L^2\} \right] \sin\{\pi x/L\} - 1$$

$$(٤, ٦٣) \quad h(x = L/2) = (4H/\pi) \left[\exp\{-\pi^2 \alpha t/L^2\} \right] - 2$$

$$(٤, ٦٤) \quad q(x = 0, t) = (4KDH/L) \left[\exp\{-\pi^2 \alpha t/L^2\} \right] - 3$$

$$(٤, ٦٥) \quad p = (8/\pi^2) \left[\exp\{-\pi^2 \alpha t/L^2\} \right] - 4$$

ومن المعادلة رقم (٤, ٦٣) لكل $(\alpha t/L^2) \ll 0.01$ ، يكون:

$$(٤, ٦٦) \quad L = \pi \sqrt{\alpha t / \ln\{4H/(\pi h)\}}$$

وفي حالات أخرى حيث $(\alpha t/L^2) \leq 0.01$, $n = 0, 1, 2, 3$ يمكن أن تستخدم فيها المعادلات من رقم (٤, ٥٨) إلى المعادلة رقم (٤, ٦١). وعادة، فإن الحدود التي تحتوى على $n > 3$ يمكن أن تكون صغيرة جداً لدرجة ألا تؤخذ في الاعتبار.

مثال رقم (٤, ١٣): في منطقة يتم ريهها، كانت طبقة التربة غير المنفذة أسفل مستوى الحقل بحوالي ١٢ م. يتم تثبيت مصارف مغطاة على مسافة حوالي ٣ م أسفل مستوى الحقل. وأثناء موسم الري الأول، ارتفع مستوى الماء الأرضي إلى ٠,٧٥ م أسفل مستوى الحقل. فترة الري التالية للفترة الأولى تساوي ٣٠ يوماً. قبل الري الثاني، كان يتطلب خفض منسوب المياه إلى أسفل بحوالي ١,٥ م تحت مستوى الحقل. احسب المسافة بين المصارف في هذه الحالة. استخدم $K = 1,٥$ م و $S_y = 0,١٨$

الحل:

أقصى ارتفاع لمنسوب المياه فوق المصارف

$$H = 3.0 - 0.75 = 2.25 \text{ m}$$

أقصى ارتفاع لمنسوب المياه فوق الطبقة غير المنفذة

$$12 - 0.75 = 11.25 \text{ m}$$

ارتفاع المصارف فوق الطبقة غير المنفذة

$$12 - 3 = 9 \text{ m}$$

و

$$h(x = L/2) = 3 - 1.5 = 1.5 \text{ m}$$

متوسط سمك الطبقة المشبعة

$$D \cong (11.25 + 9) / 2 = 10.125 \text{ m}$$

و

$$\alpha = KD/S_y = 3.05 \times 10.125 / 0.18 = 171.56 \text{ m}^2 / \text{day}$$

ويتطبيق المعادلة رقم (٤, ٦٦)

$$L = \pi \sqrt{[(171.56 \times 30) / \ln\{(4 \times 2.25) / (\pi \times 1.5)\}]} = 280.2 \text{ m}$$

ولاختبار مدى صلاحية المعادلة رقم (٤, ٦٦)

$$\alpha t / L^2 = 171.56 \times 30 / (280.2)^2 = 0.066$$

إذن تطبيق المعادلة رقم (٤, ٦٦) يكون صحيحاً.

المعادلة التالية هي معادلة تقريبية لتقدير معدل سريان المياه الجوفية في الحالة

المستقرة في اتجاه مصرف دائري مفرد أو نفق (Freeze and Cherry 1979):

$$(٤, ٦٧)$$

$$q_T = 2\pi KH / \ln(2H/r)$$

حيث إن:

q_T = معدل التصرف في المصرف أو النفق لكل وحدة طول.

H = الضاغط فوق محور النفق.

r = نصف قطر المصرف أو النفق.

والمعادلة التالية هي معادلة تقريبية للحالة غير المستقرة (Freeze and Cherry 1979):

$$q_T(t) = \sqrt{(CKH^3S_y t)} \quad (٤, ٦٨)$$

حيث إن:

$q_T(t)$ = معدل التصرف في المصرف أو النفق لكل وحدة طول عند زمن t ,

بعد تلاشي السريان المستقر.

C = ثابت.

يمكن أن تختلف قيم الثابت C من $٣/٤$ إلى ٢ . والمعادلتان رقم (٤, ٦٧) ورقم

(٤, ٦٨) يمكن أن يكونا مفيدتين للتحليلات التمهيدية. ويجب استخدام النماذج

الرقمية لتحليلات أكثر دقة.

وفي بعض المواقع الصناعية يتم عمل أخاديد أو مصارف المياه الجوفية لجمع أو

اعتراض المياه الجوفية الملوثة من منطقة موقع العمل، والتي يمكن أن تضخ إلى خارج

الموقع خلال البالوعات التي تقع في أماكن مناسبة في الأخدود أو المصرف. ويتم

تصميم المضخات والأخاديد لسريان المياه الجوفية المتوقعة أثناء ظروف منسوب المياه

الجوفية القصوى التي تتبع حدوث العواصف. ومبدئياً إذا كان مستوى المياه تقريباً

أفقياً، فإن المعادلات التالية تستخدم لتقدير مناسيب المياه الجوفية المنخفضة ومعدلات

التصرف التي تدخل الأخدود أو المصرف (Carslaw and Jaeger 1984):

$$h(x,t) = h_0 + \left[\frac{4(H-h_0)}{\pi} \sum \left\{ \frac{(-1)^n}{(2n+1)} \right\} \left[\exp \left\{ -(2n+1)^2 \frac{\pi^2 \alpha t}{4L^2} \right\} \right] \cos \left\{ (2n+1) \frac{\pi x}{2L} \right\} \right], n = 0, 1, 2, \dots, \infty \quad (٤, ٦٩)$$

$$q(x=0,t) = \left\{ \frac{2KD(H-h_0)}{L} \sum \left[\exp \left\{ -(2n+1)^2 \frac{\pi^2 \alpha t}{4L^2} \right\} \right] \right\}, n = 0, 1, 2, \dots, \infty \quad (٤, ٧٠)$$

$$Q(t) = \left\{ \frac{8KDL(H-h_0)}{\pi^2 \alpha} \sum \left[\exp \left\{ -(2n+1)^2 \frac{\pi^2 \alpha t}{4L^2} \right\} \right] \right\} / (2n+1)^2, n = 0, 1, 2, \dots, \infty \quad (٤, ٧١)$$

وكما في حالة المعادلات من رقم (٤, ٥٥) إلى رقم (٤, ٥٨) لكل $0.01 < \alpha t / (4L^2)$ فإن المعادلات التقريبية المبسطة التالية يمكن تطبيقها:

$$h(x,t) = h_0 + \left[\frac{4(H-h_0)}{\pi} \right] \left[\exp \left\{ -\frac{\pi^2 \alpha t}{4L^2} \right\} \right] \cos \left\{ \frac{\pi x}{2L} \right\} \quad (٤, ٧٢)$$

$$q(x=0,t) = \left[\frac{2KD(H-h_0)}{L} \right] \left[\exp \left\{ -\frac{\pi^2 \alpha t}{4L^2} \right\} \right] \quad (٤, ٧٣)$$

$$Q(t) = \left[\frac{8KD(H-h_0)}{L} \right] \left[\exp \left\{ -\frac{\pi^2 \alpha t}{4L^2} \right\} \right] \quad (٤, ٧٤)$$

حيث إن:

H = الارتفاع الأولي لمنسوب المياه فوق الطبقة غير المنفذة.

D = متوسط سمك الطبقة المشبعة.

L = المسافة من مستوى المياه الجوفية الأولى إلى الأخدود أو المصرف.

$h(x,t)$ = ارتفاع مستوى المياه فوق الطبقة غير المنفذة عند مسافة x وزمن t .

x = المسافة من مستوى المياه الجوفية.

t = الزمن منذ بدء تصريف المياه الجوفية من ارتفاع منسوب المياه الأولى.

h_0 = ارتفاع المصرف فوق الطبقة غير المنفذة.

$q(x=0, t)$ = معدل التصرف إلى الأخدود من جانب واحد لكل وحدة طول من الأخدود.

$Q(t)$ = معدل التصرف الكلي الذي يدخل الأخدود من جانب واحد حتى زمن قدره t .

إذا كان منسوب سطح المياه الأولي يمكن تحديده عن طريق ميل الخط المستقيم،

فإن الانخفاض في المياه الجوفية الناتج عن الأخدود يمكن أن يقدر بالمعادلة:

$$h(x, t) = h_0 + \left[\frac{8(H - h_0)}{\pi^2} \right] \sum \left\{ \frac{1}{(2n+1)^2} \right\} \left[\exp \left\{ -(2n+1)^2 \pi^2 \alpha t / (4L^2) \right\} \right] \cos \left\{ (2n+1) \pi x / (2L) \right\}, n = 0, 1, 2, \dots, \infty \quad (٤, ٧٥)$$

أو

$$h(x, t) = h_0 + (H - h_0) \left\{ (L - x) / L \right\} - \left[2(H - h_0) \sqrt{\alpha t / L} \right] \sum (-1)^n \left\{ \operatorname{ierfc}(U_1) - \operatorname{ierfc}(U_2) \right\}, n = 0, 1, 2, \dots, \infty \quad (٤, ٧٦)$$

حيث إن:

$$U_1 = (2nL + x) / \sqrt{4\alpha t}$$

$$U_2 = \{(2n+2)L - x\} / \sqrt{4\alpha t}$$

ومستوى منسوب المياه الأولي يعطى بالخط المستقيم:

$$h(x) = H - (H - h_0)x / L$$

$\operatorname{ierfc}(U)$ يساوي تكامل $\operatorname{erfc}(U)$ من $u = 0$ إلى $u = \infty$ ويساوي

$$\left(\frac{1}{\sqrt{\pi}} \right) \exp(-U^2) - U \operatorname{erfc}(U), \operatorname{erfc}(x) = 1 - \operatorname{erfc}(x)$$

المعادلة رقم (٤, ٧٥) تتغير بشكل سريع عندما تكون $\left\{ \alpha t / (4L^2) \right\} \gg 0.01$ ، والمعادلة

رقم (٤, ٧٦) تتغير بشكل سريع عندما تكون $\left\{ \alpha t / (4L^2) \right\} \ll 0.01$.

تأثر مستويات المياه الجوفية بالتغيرات في مستوى ماء النهر

Response of Groundwater Levels to River Stage Fluctuations

إذا كانت آبار مراقبة المياه الجوفية محفورة في طبقة حاملة للمياه متماثلة ومتجانسة، ومتصلة هيدروليكيًا مع النهر، فإن مستويات المياه في الآبار تتغير تبعاً للتغيرات في مستويات الماء بالنهر. فإذا كان منسوب المياه الجوفية الأولي تقريباً أفقياً عند نفس مستوى ماء النهر الأولي، فإن استجابة مستويات المياه الجوفية في البئر لتقلبات مستويات ماء النهر يمكن أن يتم تقريبها بالمعادلة التالية (Pinder *et al.* 1969; Prakash 1997):

$$(٤,٧٧) \quad h(x,t) = \sum e(m) \operatorname{erfc}\left\{\frac{u}{\sqrt{(n-m+1)}}\right\}, m=1,2,3,\dots,n$$

حيث إن:

$$u = \left[x / \left\{ 2\sqrt{(\alpha\Delta t)} \right\} \right]$$

$h(x,t)$ = ارتفاع مستوى المياه الجوفية عن درجة الحالة المستقرة الأولية في

النهر عند مسافة x ، وزمن t .

x = المسافة من النهر.

t = الزمن منذ بدء الارتفاع أو الانخفاض في مستوى النهر = $n\Delta t$.

n = عدد الفترات الزمنية المتساوية المختارة لتقسيم الارتفاع أو الانخفاض في

مستوى النهر إلى زيادات في العمق أصغر ومختلفة.

Δt = الفاصل الزمني التي تتغير خلالها مستوى النهر بـ $e(1), e(2), e(3), \dots$ إلخ.

$e(m)$ = الارتفاع أو الانخفاض في مستوى النهر في الزيادة الزمنية m^{th} .

إن تقسيم الزمن t إلى فترات زمنية عديدة هام إذا كان معدل التغيرات في

مستويات النهر ليس منتظماً (أي، تختلف من فترة زمنية Δt إلى أخرى)، ويمكن

استخدام المعادلة رقم (٤,٧٧) لتقدير انتشارية طبقة الماء الأرضي α إذا كان مستوى المياه الجوفية وتقلبات مستوى النهر معلومة من مراقبات الحقل. وإذا كان الارتفاع أو الانخفاض في مستويات النهر تستمر إلى زمن لانهائي t_0 إذن:

$$(٤,٧٨) \quad h(x, t, t_0) = h(x, t) - h(x, t - t_0)$$

حيث إن:

$h(x, t, t_0) =$ التغير في مستوى المياه الجوفية عند مسافة x وزمن t الناتج عن الارتفاع أو الانخفاض في مستوى النهر الذي يحدث أثناء الفترة الزمنية t_0 . وفي حالة ارتفاع مستويات النهر بشكل منتظم وبمنسوب ماء أفقي تقريباً عند بداية تقلبات مستوى النهر، فإن التغيرات في مستويات المياه الجوفية يمكن أن تقرب بالمعادلة التالية (Carslaw and Jaeger 1984):

$$(٤,٧٩) \quad h(x, t) = ct \left[\left\{ (1 + 2U^2) \operatorname{erfc}(U) \right\} - \left\{ (2/\sqrt{\pi}) U \exp(-U^2) \right\} \right]$$

حيث إن:

$c =$ الارتفاع أو الانخفاض في مستويات النهر لكل وحدة زمنية.

$$U = x / \sqrt{(4\alpha t)}$$

مثال رقم (٤, ١٤): احسب مستويات المياه الجوفية في بئر مراقبة يقع على مسافة ٤٥ م من النهر عندما ترتفع المياه بالنهر بمعدل ٠,٠٥ م/ساعة خلال ٤٨ ساعة وتستمر في البقاء عند هذا المستوى لوقت طويل بما فيه الكفاية. استخدم α تساوي ١٨ م^٢/ساعة.

الحل:

$$U = x / \sqrt{(4\alpha t)} = 5.303 / \sqrt{t}$$

وبإجراء الحسابات باستخدام المعادلات رقم (٤,٧٩) ورقم (٤,٧٨) كما هو موضح في الجدول رقم (٤,١٠).

يتم إجراء الحسابات في المعادلة رقم (٤,٧٨) عن طريق تأخر $h(x, t)$ بمقدار t_0 (العمود رقم ٤)، ونجد العمود رقم (٥) بطرح العمود رقم (٤) من العمود رقم (٣).

الجدول رقم (٤,١٠). حسابات تقلبات مستوى المياه.

(٥)	(٤)	(٣)	(٢)	(١)
$h(x, t, t_0)$	$h(x, t)$ وجدت عن طريق $t_0 = 48 \text{ hr}$	$h(x, t)$	$5.303/\sqrt{t}$	الزمن t (ساعة)
(م)		(م)		
٠,٠٥١	٠	٠,٠٥١	١,٠٨٣	٢٤
٠,٣٠١	٠	٠,٣٠١	٠,٧٦٥	٤٨
٠,٦٤٧	٠,٠٥١	٠,٦٩٨	٠,٦٢٥	٧٢
٠,٨٩٢	٠,٣٠١	١,١٩٣	٠,٥٤١	٩٦
١,٠٥٩	٠,٦٩٨	١,٧٥٧	٠,٤٨٤	١٢٠
١,١٨٠	١,١٩٣	٢,٣٧٣	٠,٤٤٢	١٤٤
١,٢٧٣	١,٧٥٧	٣,٠٣٠	٠,٤٠٩	١٦٨
١,٣٤٩	٢,٣٧٣	٣,٧٢٢	٠,٣٨٣	١٩٢
١,٤١١	٣,٠٣٠	٤,٤٤١	٠,٣٦١	٢١٦
١,٤٦٢	٣,٧٢٢	٥,١٨٤	٠,٣٤٢	٢٤٠

السيان نصف القطري غير المستقر لبئر مخترق كلياً طبقة محصورة

Unsteady Radial Flow to a Well Fully Penetrating a Confined Aquifer

المعادلة التفاضلية التي تحكم السريان نصف القطري غير المستقر لبئر مخترق

كلياً طبقة حاملة للمياه محصورة متماثلة ومتجانسة لمدى لانهايتي:

$$(٤,٨٠) \quad \partial^2 h / \partial r^2 + 1/r \partial h / \partial r = (S/T) \partial h / \partial t$$

الشروط الحدية للمعادلة رقم (٤,٨٠) موضحة في التالي:

$$١ - \lim_{r \rightarrow 0} (r \partial h / \partial r) = (Q / 2\pi T) \quad 0 < t, \text{ (يوضح تصرف البئر$$

الثابت).

$$٢ - h(r, 0) = H, r_w \leq r \leq \infty \text{ (يوضح عدم وجود هبوط في البئر قبل الضخ).}$$

$$٣ - h(\infty, t) = H, t \geq 0 \text{ (يوضح عدم وجود هبوط عند ما لانهاية).}$$

تبعاً لهذه الشروط الحدية، فإن حل المعادلة رقم (٤,٨٠) يكون:

$$(٤,٨١) \quad H - h(r, t) = s(r, t) = -(Q / 4\pi T) Ei(-u) = (Q / 4\pi T) W(u)$$

حيث إن:

$$H = \text{الضغوط الهيدروليكي الأولى في طبقة الماء الأرضي.}$$

$$h(r, t) = \text{الضغوط عند مسافة } r, \text{ من البئر وزمن } t.$$

$$s(r, t) = \text{الهبوط عند مسافة } r, \text{ من البئر وزمن } t.$$

$$u = Sr^2 / (4Tt)$$

$$-Ei(-u) = \text{التكامل الأسّي.}$$

$$W(u) = \text{دالة البئر.}$$

وتعرف المعادلة رقم (٤,٨١) بمعادلة ثايس (Bear 1979). ودالة البئر تعطى

بالسلسلة اللاهائية:

$$(٤,٨٢) \quad W(u) = -0.5772 - \ln(u) + u - u^2 / (2.12) + u^3 / (3.13) - u^4 / (4.14) + \dots$$

ولعمل الحسابات على الحاسب الآلي تكون هناك تقريبات متعددة الحدود ومنطقية متاحة لتقدير $W(u)$ بدقة تبلغ 2×10^{-6} لقيم u التي تتراوح من صفر إلى ما لانهاية (Abramowitz and Stegan 1965). ودوال البئر للقيم المختارة من u مبينة في الجدول رقم (١١، ٤) (Bear 1979; Freeze and Cherry 1979; Wenzel). امتداد الجدول من $W(u)/2$ لقيم مختلفة من \sqrt{u} تعطى بواسطة (Glover 1985).

الجدول رقم (١١، ٤). دالة البئر $W(u)$ لطبقة حاملة للمياه محصورة.

$u = n \times 10^{-4}$	$u = n \times 10^{-3}$	$u = n \times 10^{-2}$	$u = n \times 10^{-1}$	$u = n$	n
٨,٦٣٣٢	٦,٣٣١٥	٤,٠٣٧٩	١,٨٢٢٩	٠,٢١٩٤	١,٠
٨,٢٢٧٨	٥,٩٢٦٦	٣,٦٣٧٤	١,٤٦٤٥	٠,١٠٠٠	١,٥
٧,٩٤٠٢	٥,٦٣٩٤	٣,٣٥٤٧	١,٢٢٢٧	٠,٠٤٨٩٠	٢,٠
٧,٧١٧٢	٥,٤١٦٧	٣,١٣٦٥	١,٠٤٤٣	٠,٠٢٤٩١	٢,٥
٧,٥٣٤٨	٥,٢٣٤٩	٢,٩٥٩١	٠,٩٠٥٧	٠,٠١٣٠٥	٣,٠
٧,٣٨٠٧	٥,٠٨١٣	٢,٨٠٩٩	٠,٧٩٤٢	٠,٠٠٦٩٧	٣,٥
٧,٢٤٧٢	٤,٩٤٨٢	٢,٦٨١٣	٠,٧٠٢٤	$3^{-1.0} \times 3,٧٧٩$	٤,٠
٧,١٢٩٥	٤,٨٣١٠	٢,٥٦٨٤	٠,٦٢٥٣	$3^{-1.0} \times 2,٠٧٣$	٤,٥
٧,٠٢٤٢	٤,٧٢٦١	٢,٤٦٧٩	٠,٥٥٩٨	$3^{-1.0} \times 1,١٤٨$	٥,٠
٦,٩٢٨٩	٤,٦٣١٣	٢,٣٧٧٥	٠,٥٠٣٤	$4^{-1.0} \times 6,٤٠٩$	٥,٥
٦,٨٤٢٠	٤,٥٤٤٨	٢,٢٩٥٣	٠,٤٥٤٤	$4^{-1.0} \times 3,٦٠١$	٦,٠
٦,٧٦٢٠	٤,٤٦٥٢	٢,٢٢٠١	٠,٤١١٥	$4^{-1.0} \times 2,٠٣٤$	٦,٥
٦,٦٨٧٩	٤,٣٩١٦	٢,١٥٠٨	٠,٣٧٣٨	$4^{-1.0} \times 1,١٥٥$	٧,٠
٦,٦١٩٠	٤,٣٢٣١	٢,٠٨٦٧	٠,٣٤٠٣	$5^{-1.0} \times 6,٥٨٠$	٧,٥
٦,٥٥٤٥	٤,٢٥٩١	٢,٠٢٦٩	٠,٣١٠٦	$5^{-1.0} \times 3,٧٦٠$	٨,٠
٦,٤٩٣٩	٤,١٩٩٠	١,٩٧١١	٠,٢٨٤٠	$5^{-1.0} \times 2,١٦٠$	٨,٥
٦,٤٣٦٨	٤,١٤٢٣	١,٩١٨٧	٠,٢٦٠٢	$5^{-1.0} \times 1,٢٤٠$	٩,٠
٦,٣٨٢٨	٤,٠٨٨٧	١,٨٦٩٥	٠,٢٣٨٧	$5^{-1.0} \times ٠,٧١٠$	٩,٥

تابع الجدول رقم (١١، ٤).

$u = n \times 10^{-10}$	$u = n \times 10^{-9}$	$u = n \times 10^{-8}$	$u = n \times 10^{-7}$	$u = n \times 10^{-6}$	$u = n \times 10^{-5}$	n
٢٢,٤٤٨٦	٢٠,١٤٦٠	١٧,٨٤٣٥	١٥,٥٤٠٩	١٣,٢٣٨٣	١٠,٩٣٥٧	١,٠
٢٢,٠٤٣٢	١٩,٧٤٠٦	١٧,٤٣٨٠	١٥,١٣٥٤	١٢,٨٣٨٢	١٠,٥٣٠٣	١,٥
٢١,٧٥٥٥	١٩,٤٥٢٩	١٧,١٥٠٣	١٤,٨٤٧٧	١٢,٥٤٥١	١٠,٢٤٢٦	٢,٠
٢١,٥٣٢٣	١٩,٢٢٩٨	١٦,٩٢٧٢	١٤,٦٢٤٦	١٢,٣٢٢٠	١٠,٠١٩٤	٢,٥
٢١,٣٥٠٠	١٩,٠٤٧٤	١٦,٧٤٤٩	١٤,٤٤٢٣	١٢,١٣٩٧	٩,٨٣٧١	٣,٠
٢١,١٩٥٩	١٨,٨٩٣٣	١٦,٥٩٠٧	١٤,٢٨٨١	١١,٩٨٥٥	٩,٦٨٣٠	٣,٥
٢١,٠٦٢٣	١٨,٧٥٩٨	١٦,٤٥٧٢	١٤,١٥٤٦	١١,٨٥٢٠	٩,٥٤٩٥	٤,٠
٢٠,٩٤٤٦	١٨,٦٤٢٠	١٦,٣٣٩٢	١٤,٠٣٦٨	١١,٧٣٤٢	٩,٤٣١٧	٤,٥
٢٠,٨٣٩٢	١٨,٥٣٦٦	١٦,٢٣٤٠	١٣,٩٣١٤	١١,٦٢٨٠	٩,٣٢٦٣	٥,٠
٢٠,٧٤٣٩	١٨,٤٤١٣	١٦,١٣٨٧	١٣,٨٣٦١	١١,٥٣٣٠	٩,٢٣١٠	٥,٥
٢٠,٦٥٦٩	١٨,٣٥٤٣	١٦,٠٥١٧	١٣,٧٤٩١	١١,٤٤٦٥	٩,١٤٤٠	٦,٠
٢٠,٥٧٦٨	١٨,٢٧٤٢	١٥,٩٧١٧	١٣,٦٦٩١	١١,٣٦٦٥	٩,٠٦٤٠	٦,٥
٢٠,٥٠٢٧	١٨,٢٠٠١	١٥,٨٩٧٦	١٣,٥٩٥٠	١١,٢٩٢٤	٨,٩٨٩٩	٧,٠
٢٠,٤٣٣٧	١٨,١٣١١	١٥,٨٢٨٠	١٣,٥٢٦٠	١١,٢٢٣٤	٨,٩٢٠٩	٧,٥
٢٠,٣٦٩٢	١٨,٠٦٦٦	١٥,٧٦٤٠	١٣,٤٦١٤	١١,١٥٨٩	٨,٨٥٦٣	٨,٠
٢٠,٣٠٨٦	١٨,٠٠٦٠	١٥,٧٠٣٤	١٣,٤٠٠٨	١١,٠٩٨٢	٨,٧٩٥٧	٨,٥
٢٠,٢٥١٤	١٧,٩٤٨٨	١٥,٦٤٦٢	١٣,٣٤٣٧	١١,٠٤١١	٨,٧٣٨٦	٩,٠
٢٠,١٩٧٣	١٧,٨٩٤٨	١٥,٥٩٢٢	١٣,٢٨٩٦	١٠,٩٨٧٠	٨,٦٨٤٥	٩,٥

تابع الجدول رقم (٤, ١١).

$u = n \times 10^{-15}$	$u = n \times 10^{-14}$	$u = n \times 10^{-13}$	$u = n \times 10^{-12}$	$u = n \times 10^{-11}$	n
٣٣,٩٦١٦	٣١,٦٥٩٠	٢٩,٣٥٦٤	٢٧,٠٥٣٨	٢٤,٧٥١٢	١,٠
٣٣,٥٥٦١	٣١,٢٥٣٥	٢٨,٩٥٠٩	٢٦,٦٤٨٣	٢٤,٣٤٥٨	١,٥
٣٣,٢٦٨٤	٣٠,٩٦٥٨	٢٨,٦٦٣٢	٢٦,٣٦٠٧	٢٤,٠٥٨١	٢,٠
٣٣,٠٤٥٣	٣٠,٧٤٢٧	٢٨,٤٤٠١	٢٦,١٣٧٥	٢٣,٨٣٤٩	٢,٥
٣٢,٨٦٢٩	٣٠,٥٦٠٤	٢٨,٢٥٧٨	٢٥,٩٥٥٢	٢٣,٦٥٢٦	٣,٠
٣٢,٧٠٨٨	٣٠,٤٠٦٢	٢٨,١٠٣٦	٢٥,٨٠١٠	٢٣,٤٩٨٥	٣,٥
٣٢,٥٧٥٣	٣٠,٢٧٢٧	٢٧,٩٧٠١	٢٥,٦٦٧٥	٢٣,٣٦٤٩	٤,٠
٣٢,٤٥٧٥	٣٠,١٥٤٩	٢٧,٨٥٢٣	٢٥,٥٤٩٧	٢٣,٢٤٧١	٤,٥
٣٢,٣٥٢١	٣٠,٠٤٩٥	٢٧,٧٤٧٠	٢٥,٤٤٤٤	٢٣,١٤١٨	٥,٠
٣٢,٢٥٦٨	٢٩,٩٥٤٢	٢٧,٦٥١٦	٢٥,٣٤٩١	٢٣,٠٤٦٥	٥,٥
٣٢,١٦٩٨	٢٩,٨٦٧٢	٢٧,٥٦٤٦	٢٥,٢٦٢٠	٢٢,٩٥٩٥	٦,٠
٣٢,٠٨٩٨	٢٩,٧٨٧٢	٢٧,٤٨٤٦	٢٥,١٨٢٠	٢٢,٨٧٩٤	٦,٥
٣٢,٠١٥٦	٢٩,٧١٣١	٢٧,٤١٠٥	٢٥,١٠٧٩	٢٢,٨٠٥٣	٧,٠
٣١,٩٤٦٧	٢٩,٦٤٤١	٢٧,٣٤١٥	٢٥,٠٣٨٩	٢٢,٧٣٦٣	٧,٥
٣١,٨٨٢١	٢٩,٥٧٩٥	٢٧,٢٧٦٩	٢٤,٩٧٤٤	٢٢,٦٧١٨	٨,٠
٣١,٨٢١٥	٢٩,٥١٨٩	٢٧,٢١٦٣	٢٤,٩١٣٧	٢٢,٦١١٣	٨,٥
٣١,٧٦٤٣	٢٩,٤٦١٨	٢٧,١٥٩٢	٢٤,٨٥٦٦	٢٢,٥٥٤٠	٩,٠
٣١,٧١٠٣	٢٩,٤٠٧٧	٢٧,١٠٥١	٢٤,٨٠٢٥	٢٢,٤٩٩٩	٩,٥

المصدر: (Wenzel (1942); Freeze and Cherry (1979); Bear (1979).

وفي حالة u أكبر من ٠,١، فإنه يمكن تقدير $W(u)$ عن طريق الحدين

الأولين من المعادلة رقم (٤, ٨٢) والمعادلة رقم (٤, ٨١) يمكن أن تقرب بالمعادلة:

$$(٤, ٨٣) \quad s(r, t) = \{Q/(4\pi T)\} \ln \{2.25Tt/(Sr^2)\}$$

وإذا كان الهبوط عند قيمة معروفة لـ r عند زمني t_1 ، t_2 :

$$(٤,٨٤) \quad s_1 - s_2 = \{Q/(4\pi Tt)\} \ln(t_1/t_2) = \{2.3Q/(4\pi T)\} \log(t_1/t_2)$$

ويمكن استخدام المعادلة رقم (٤,٨٣) في تقدير الهبوط لكل u أصغر من ٠,٠١ بخطأ حوالي ٥٪ أو أقل (Delleur 1999). لاحظ أن r تؤول إلى R عندما $s(r,t)$ تؤول إلى الصفر. وبوضع $s(r,t) = 0$ في المعادلة رقم (٤,٨٣)، نلاحظ أن نصف قطر التأثير R يزداد مع مدة الضخ ويعطى بالمعادلة التالية (انظر الجزء في هذا الفصل بعنوان "نصف قطر التأثير"):

$$(٤,٨٥) \quad R = 1.5\sqrt{(Tt/S)}$$

وإذا كانت مدة ضخ البئر t_0 ثم توقف الضخ، فإن الهبوط الناتج يعطى بالمعادلة:

$$(٤,٨٦) \quad s(r,t,t_0) = \{Q/(4\pi T)\} \ln \{t/(t-t_0)\}$$

حيث إن:

$$s(r,t,t_0) = \text{الهبوط عند مسافة } r, \text{ من البئر وزمن } t, \text{ بسبب الضخ لمدة } t_0,$$

بمعدل ثابت Q .

إذا كان هناك حد ضاغط ثابت (مثلاً، نهر دائم) يقع على مسافة b من سطح البئر على طول المحور x والبئر يقع في المركز، إذن، فباستخدام بئر شكلي (أي، بئر إعادة ملء) يقع على مسافة b من النهر على الجانب الأخر:

$$(٤,٨٧) \quad s(x,y,t) = \{Q/(2\pi T)\} \ln(r/r')$$

حيث إن:

$$s(x,y,t) = \text{الهبوط عند النقطة } (x,y) \text{ عند زمن } t.$$

$$.r = \sqrt{(x^2 + y^2)}$$

$$.r' = \sqrt{(2b-x)^2 + y^2}$$

وبالمثل، إذا كان حداثاً غير منفذ أو حد عدم تدفق (حد فاصل للمياه الجوفية) يقع على بعد مسافة b من سطح البئر على طول المحور x ، إذن يستخدم بئر الضخ كبئر شكلي:

$$(٤,٨٨) \quad s(x,y,t) = \left\{ Q / (2 \pi T) \right\} \ln \left\{ 2.25 T t / (S r r') \right\}$$

أيضاً، لعدد من الآبار تضخ من نفس طبقة الماء الأرضي:

$$(٤,٨٩) \quad s(x,y,t) = (Q_1 / 4\pi T) W(u_1) + (Q_2 / 4\pi T) W(u_2) + \dots + (Q_n / 4\pi T) W(u_n)$$

حيث إن:

$$Q_1, Q_2, \dots, Q_n = \text{معدلات الضخ من البئر رقم } 1, 2, \dots, n.$$

$$u_i = S r_i^2 / (4 T t_i)$$

$$r_i = \text{مسافة البئر } i \text{ من النقطة } (x, y).$$

$$t_i = \text{الزمن منذ بدء الضخ في البئر } i, \text{ عند زمن } t.$$

$$s(x, y, t) = \text{الهبوط عند النقطة } (x, y), \text{ وزمن } t.$$

لاحظ أن $t_i = t - t_{ia}$ ، حيث إن $t_{ia} = \text{الزمن عند بدء الضخ في البئر } i$.

ويمكن أن تستخدم المعادلة رقم (٤,٨٩) في تقدير النقص في إنتاجية البئر

لنفس الهبوط بسبب تداخل الآبار القريبة.

مثال رقم (٤,١٥): بئر يضخ من طبقة حاملة للمياه محصورة متائلة ومتجانسة. فإذا

كان الهبوط المسموح به عند سطح البئر بعد ١٨٠ يوماً من الضخ لا يتجاوز قيمة

محددة. احسب النقص في إنتاجية البئر بسبب التداخل إذا كان هناك أربعة آبار بنفس

التصرف محفورة في الطبقة الحاملة للمياه. ومسافات الآبار الإضافية من البئر الأصلي

موضحة في الجدول رقم (٤,١٢).

الحل:

بالنسبة للبئر رقم ١ فإن

$$s = \{Q_1 / (4\pi T)\} W(u_1)$$

حيث إن:

s = الهبوط المسموح به عند سطح البئر .

Q = معدل الضخ بدون تداخل أي بئر .

$$u_1 = Sr_w^2 / (4Tt)$$

الجدول رقم (٤، ١٢). مسافات الآبار الإضافية من البئر الأصلي.

المسافة من البئر رقم ١ (م)	رقم البئر
$r_2 = 914.36$	٢
$r_3 = 1219.14$	٣
$r_4 = 1523.93$	٤
$r_5 = 3047.85$	٥

وعند تركيب البئر رقم ٢ فإن

$$s = \{Q_2 / (4\pi T)\} [W(u_1) + W(u_2)]$$

حيث إن:

Q_2 = معدل الضخ عندما يكون البئران يعملان معاً ولذلك يكون الهبوط عند

سطح البئر رقم ١ هو نفسه (أي يساوي s) و $u_2 = Sr_2^2 / (4Tt)$ ، إذن:

$$Q_2 / Q_1 = 1 / [1 + \{W(u_2) / W(u_1)\}]$$

وفي حالة خمسة آبار:

$$Q_5 / Q_1 = 1 / [1 + \{W(u_2) / W(u_1)\} + \dots + \{W(u_5) / W(u_1)\}]$$

$$u_1 = 0.00066 \times (0.0762)^2 / (4 \times 1207.6 \times 180) = 4.4 \times 10^{-12}$$

$$W(u_1) = 25.5706$$

$$u_2 = 0.00066 \times (914.6)^2 / (4 \times 1207.6 \times 180) = 0.000635$$

$$W(u_2) = 6.7859$$

$$u_3 = 0.00066 \times (1219.14)^2 / (4 \times 1207.6 \times 180) = 0.0011282$$

$$W(u_3) = 6.2110$$

$$u_4 = 0.00066 \times (1523.93)^2 / (4 \times 1207.6 \times 180) = 0.001763$$

$$W(u_4) = 5.7654$$

$$u_5 = 0.00066 \times (3047.85)^2 / (4 \times 1207.6 \times 180) = 0.007051$$

$$W(u_5) = 4.3844$$

وبالتالي تكون

$$Q_2 / Q_1 = 1 / [1 + 6.7859 / 25.5706]$$

$$Q_3 / Q_1 = 1 / [1 + \{(6.7859 + 6.2110) / 25.5706\}] = 0.663$$

وبالمثل تكون

$$Q_4 / Q_1 = 0.577$$

$$Q_5 / Q_1 = 0.525$$

وحيث إن قيم u_5 ، u_4 ، u_3 ، u_2 ، u_1 تكون أقل من ٠،٠١، فإن تطبيق المعادلة

(٤،٨٣) يكون صحيحاً أيضاً. وبالتالي فإن:

$$s(r, t) = \{Q_1 / (4\pi T)\} \ln \{2.25Tt / (Sr_w^2)\} = \{Q_2 / (2\pi T)\} \ln \{2.25Tt / (Sr_w r_2)\}$$

و

$$Q_2 / Q_1 = \ln \{2.25Tt / (Sr_w^2)\} / [2 \cdot \ln \{2.25Tt / (Sr_w r_2)\}] = \ln [2.25 \times 1207.6 \times$$

$$180 / \{0.00066 \times (0.0762)^2\}] / (2 \times \ln [2.25 \times 1207.6 \times 180 / \{0.00066 \times$$

$$0.0762 \times 914.36\}]) = 25.5723 / \{2 \times 16.1797\} = 0.79$$

ويمكن تقدير قيم Q_5 / Q_1 ، Q_4 / Q_1 ، Q_3 / Q_1 بنفس الطريقة.

السيان نصف القطري غير المستقر لبئر مخترق كلياً طبقة غير محصورة

Unsteady Radial Flow to a Well Fully Penetrating an Unconfined Aquifer

المعادلة التفاضلية التي تحكم السريان القطري غير المستقر لبئر مخترق كلياً

لطبقة حاملة للمياه غير محصورة متماثلة ومتجانسة لمدى لانهائي هي:

$$(٤,٩٠) \quad 1/r\partial/\partial r(rh\partial h/\partial r) = (S_y/K)\partial h/\partial t$$

حيث إن:

$$S_y = \text{الإنتاجية النوعية من الطبقة الحاملة للمياه.}$$

وهناك طرق عديدة لحل وجعل المعادلة رقم (٤,٩٠) معادلة خطية:

١- بفرض أن h (الموجودة في القوس على الجانب الأيسر) $\cong H_0 =$ متوسط

سمك الطبقة المشبعة، و $T_0 = KH_0 =$ متوسط قابلية النقل للطبقة المشبعة، وبهذا

تصبح المعادلة رقم (٤,٩٠):

$$(٤,٩١) \quad 1/r\partial/\partial r(r\partial h/\partial r) = (S_y/T_0)\partial h/\partial t$$

وكما اتبع في المعادلة رقم (٤,٨٠)، يصبح حل المعادلة رقم (٤,٩١):

$$(٤,٩٢) \quad s(r,t) = (Q/4\pi T_0)W(u)$$

حيث إن:

$$u = S_y r^2 / (4T_0 t)$$

٢- بوضع $s' = s - (s^2/2H)$ حيث، $H =$ سمك الطبقة المشبعة الابتدائي

(انظر المعادلة رقم (٤,٤٨)، فتصبح المعادلة رقم (٤,٩٠):

$$(٤,٩٣) \quad 1/r\partial/\partial r(r\partial s'/\partial r) = (S'_y/T)\partial s'/\partial t$$

حيث إن:

$$. T = KH \text{ و } S'_y = S_y [H/[H-s]]$$

وكما في حالة المعادلة رقم (٤,٨٠)، يصبح حل المعادلة رقم (٤,٩٣):

$$s'(r,t) = (Q/4\pi T)W(u') \quad (٤,٩٤)$$

حيث إن $u' = S_y r^2 / (4Tt)$. يعد هذا التطبيق مقبولاً طالما أن $s \gg H$. وحيث إن قيمة s غير معروفة مسبقاً، يكون من المطلوب عمل تقديراً مبدئياً لقيمة S_y ، والذي يمكن تعديله بعد حساب قيمة s . ويمكن أن تؤخذ القيمة المبدئية لـ S_y على أنها أكبر من القيمة المعروفة للإنتاجية النوعية S_y ، بالنسبة للطبقة الحاملة للمياه ويمكن حينئذ تعديل الحسابات مع القيمة المعدلة لـ S_y .

تقدير معاملات الطبقة الحاملة للمياه Estimation of Aquifer Parameters

يتم تقدير معاملات الطبقة الحاملة للمياه (مثل T و S) باستخدام معلومات الهبوط الزمني من اختبارات الضخ من الآبار في الطبقة الحاملة للمياه. تعتبر المعادلة رقم (٤,٨٣) مفيدة في تحليل معلومات اختبار الضخ لتحديد T و S للطبقات المحصورة، والمتسربة المحصورة، وغير المحصورة. هذا لوجود علاقة خطية (خط مستقيم) بين s (المقياس الطبيعي) على المحور y و t (المقياس اللوغاريتمي) على المحور x . ويكون ميل الخط المستقيم على المحور x يساوي $2.3Q/4\pi T$. وبمعرفة Q يمكن حساب T . وعادة فإن تحليل الانحسار الخطي باستخدام قيم مقاسة متنوعة من s و t ، وبحساب T و S يمكن تحقيقه من خلال برامج الحاسب مثل AQTESOLV (Duffield and Rumbaugh, 1989). ويمكن أن تقوم برامج الحاسب هذه بمعالجة عدد كبير من قيم البيانات باستخدام المعادلة رقم (٤,٨٣) أو المعادلات المعدلة لطبقات الماء الأرضية غير المحصورة وطبقات الماء الأرضية المتسربة المحصورة واستخدام البيانات من الآبار المخترقة جزئياً. وهناك أيضاً طرق أخرى لتحليل معلومات اختبار الضخ لأنواع مختلفة من طبقات الماء الأرضي مشتملة في برامج الحاسب مثل

AQTESOLV. وهي تشمل طريقة ثايس (باستخدام دالة البئر $w(u)$)، وطريقة كوبر جاكوب (باستخدام المعادلة رقم ٤,٨٣)، وطريقة هانتش لطبقات الماء الأرضي المتسربة المحصورة (Bear 1979).

إذا كانت الإنتاجية القصوى المتوقعة للبئر لا يمكن تقديرها من إنتاجية الآبار الأخرى في الجوار القريب أو من معلومات هيدرولوجية أخرى، فإنه ينصح في بعض الأحيان بإجراء اختبار خطوة الهبوط لتقدير معدل الضخ الأقصى. يمكن أن يكون هذا الاختبار مفيداً كذلك لتقييم أداء الآبار حيث يكون السريان المتوقع مضطرباً (Driscoll 1989).

ويمكن أن يشمل اختبار خطوة الهبوط من خمس إلى ثماني خطوات ضخ، تدوم كل منها من ساعة إلى ساعتين. ويزداد معدل الضخ بسلوك تدريجي أثناء الفترات المتعاقبة من الزمن. وفي كل فترة زمنية، يتم ضخ البئر بمعدل ثابت حتى يستقر مستوى المياه. ثم يزداد معدل الضخ إلى المستوى التالي الأعلى. ويجب الحفاظ على معدل ضخ ثابت خلال أي من فترات الضخ، لكن يجب أن يختلف المعدل من فترة إلى أخرى. ويمكن أن تكون مدة الاختبار الكلية من خمس إلى ست ساعات. وحيث إن كل من السريان الطبقي والمضطرب يمكن أن يحدث أثناء الضخ، فإن الهبوط يمكن أن يعبر عنه كالتالي (Driscoll 1989; Bear 1979):

$$s = BQ + CQ^2 \quad (٤,٩٥)$$

حيث B و C ثوابت البعد. ومع خمس إلى ثماني مجموعات لقيم s و Q التي يتم الحصول عليها من اختبار خطوة الهبوط، فإنه يمكن استخدام الانحسار متعدد الحدود للحصول على قيم B و C . ويمكن استخدام طريقة تقريبية أكثر بساطة لتقدير قيم B و C باستخدام الانحسار الخطي أو الخط المستقيم البياني المناسب بين قيم

s/Q و Q للحصول على قيم B و C . قيم B و C هذه وأقصى قيمة مسموح بها لـ s الخاصة بطبقة الماء الأرضي يمكن إذن استخدامها لتقدير القيمة القصوى لـ Q .
وإذا تم إجراء اختبار خطوة الهبوط، فإن اختبار معدل الضخ الثابت يبدأ بعد أن يعود مستوى المياه إلى المستوى الثابت السابق للضخ. ويجب إجراء اختبار معدل الضخ الثابت مع التصرف الثابت الذي يساوي على الأقل ١٠٪ (لكنه يمكن أن يصل إلى ١٠٠٪) من الإنتاجية القصوى المتوقعة من البئر.

ويمكن أن تكون مدة اختبار معدل الضخ الثابت حوالي ٢٤ ساعة لطبقة حاملة للمياه ومحصورة و٧٢ ساعة لطبقة حاملة للمياه وغير محصورة. ويجب أن تجمع بيانات زمن الهبوط أثناء كل من فترات الضخ وفترات الاستعادة. عادة، تستخدم مسجلات البيانات لتسجيل تلك البيانات. وينصح أن بتسجيل الضغط البارومتري، ومعدل سقوط المطر، ومستويات المياه في مجموعات أسطح المياه داخل المخروط المتوقع من الانخفاض في اختبار البئر أثناء فترة الاختبار. ويمكن ملاحظة أن الضغط البارومتري الذي يزداد بمقدار ١ سم زئبق يمكن أن يؤدي إلى الهبوط بحوالي ٨ سم في مستوى المياه في بئر الملاحظة بطبقة الماء الأرضي (انظر الجزء الموجود بهذا الفصل بعنوان "تأثير تقلبات الضغط البارومتري").

ويجب تصوير الاختبار على الأقل خلال ثلث سمك الطبقة الحاملة للمياه ما عدا في حالة الطبقات صغيرة السمك حيث إن حوالي ٧٥٪ من السمك الكلي يمكن تصويره. ويجب أن يكون قطر بئر الاختبار كافياً لتركيب معدات الضخ. وفي الغالب تتراوح أقطار البئر من ١٠ إلى ٣٠ سم ويمكن أن تكون بقطر ٦٠ سم للآبار الأكبر. ويمكن عمل التقدير التمهيدي لقطر البئر الذي يغطي عند تصرف محدد باستخدام سرعة أقل من ١,٥ م/ث خلال التغطية. وبالتالي فإن تصرف البئر الذي يساوي

١٠٠ ل/ث يمكن أن يتطلب بئر بقطر حوالي ٣٠ سم. ويمكن أن يلزم تعديل هذا الحجم لتركيب معدات الضخ. ويمكن عمل التقدير التمهيدي للمساحة المفتوحة من مصفاة البئر باستخدام سرعة حوالي ٠,٠٣ م/ث خلال مصفاة البئر. وبالتالي فإن المساحة المفتوحة من المصفاة المطلوبة لبئر تصرفه حوالي ١٠٠ ل/ث تبلغ ٣,٥ م^٢. ويمكن حساب طول المصفاة المطلوبة إذا كانت المساحة المفتوحة لكل وحدة طول من المصفاة لأحجام مختلفة، معلومة من المصنع.

وبسبب عملية الضخ، يوجد اضطراب في بئر الاختبار ونتيجة لذلك، فإن بيانات زمن الهبوط لبئر الاختبار يمكن ألا تكون دقيقة. وبالتالي، يجب استخدام بئر مراقبة واحد على الأقل لتسجيل بيانات زمن الهبوط بالإضافة إلى بئر الاختبار. ويمكن أن يكون قطر بئر المراقبة صغيراً كما يمكن عمله للسماح بالقياس الدقيق لمستويات المياه ولتقييم استجابة الطبقة الحاملة للمياه، وتراوح الأقطار النموذجية لأبار المراقبة بين ٨ إلى ١٢ سم. ويمكن أن يكون عمق مصفاة بئر المراقبة حوالي ١ إلى ٢ م ويجب أن يتطابق مع الجزء من عمق المصفاة في بئر الاختبار. واعتماداً على الطرق المتاحة وقابلية النقل للطبقة الحاملة للمياه، يمكن أن يكون موقع بئر المراقبة على بعد حوالي ٥٠ إلى ٢٠٠ م من بئر الاختبار في الطبقات المحصورة، وحوالي ٣٠ إلى ١٠٠ م في الطبقات غير المحصورة حيث إن مخروط الانخفاض يؤدي إلى معدل أبطأ نسبياً. وبشكل عام، فإنه يجب استخدام مسافات أصغر لطبقات الماء الأرضي السابقة.

ويجب تسجيل بيانات زمن الهبوط أثناء كل من فترات الضخ وفترات الاستعادة. وتبدأ فترة الاستعادة فوراً بعد توقف الضخ. إذا كانت تحليلات بيانات اختبار الضخ تعتمد على المعادلة رقم (٤,٨٣)، فإنه ينصح بتسجيل بيانات زمن الهبوط حتى يكون هناك عدد من الملاحظات في دورة زمنية بالسجل (أي ١ إلى ١٠

دقيقة، ١١ إلى ١٠٠ دقيقة، ١٠١ إلى ١٠٠٠ دقيقة، ... إلخ، بعد بدء الضخ أو الاستعادة). والفترات الزمنية النموذجية لتسجيل الهبوط أثناء اختبار معدل الضخ الثابت موضحة في الجدول رقم (٤، ١٣) (Driscoll 1989; Delleur 1999). ويمكن استخدام نفس الفترات الزمنية لتسجيل ارتفاع مستوى المياه أثناء فترة الاستعادة.

الجدول (٤، ١٣). الفترات الزمنية لبيانات سجل زمن الهبوط.

بئر الملاحظة		بئر الضخ	
الوقت منذ بدء الاختبار (دقيقة)	الوقت منذ بدء الاختبار (دقيقة)	الوقت منذ بدء الاختبار (دقيقة)	الوقت منذ بدء الاختبار (دقيقة)
١	١٠-٠	٠,٥	٣-٠
٥	١٢٠-١١	١	١٥-٤
١٠	٢٤٠-١٢١	٥	٦٠-١٦
٣٠	٣٦٠-٢٤١	٣٠	٣٦٠-٦١
٦٠	١٤٤٠-٣٦١	٦٠	١٤٤٠-٣٦١
٤٨٠	أكبر من ١٤٤٠	٤٨٠	أكبر من ١٤٤٠

المصدر: (Driscoll (1989) ; Delleur (1999).

في بعض الحالات، وبالتحديد للآبار كبيرة القطر، فإن بيانات زمن الهبوط يمكن ألا توافق الخط المستقيم على تمثيل s مقابل $\log t$ لأن هذه البيانات يمكن أن تعكس انتقال المياه من غلاف البئر. أيضاً، يمكن ألا توافق بيانات زمن الهبوط (أقل من حوالي ٥ دقائق أو نحوه) لبئر المراقبة الخط المستقيم، لأن u يمكن أن تكون أكبر من ٠,١٠ ولهذا لا يمكن تطبيق المعادلة رقم (٤,٨٣). وبالتالي يمكن إهمال هذه

البيانات. بإمكان هذا أن يحد من البيانات ضمن أول ١٠ دقائق أو نحوه. ويمكن أن تتأثر بيانات زمن الهبوط لمرات أكثر تأخراً أو عن طريق الطبقات غير المنفذة التي تقع أبعد ولكن ضمن مخروط الانخفاض عن البئر. وفي حالة إعادة الملء يوجد حد فاصل يدل على أن تمثيل s مقابل $\log t$ يصبح مفلطحاً بعد نقطة معينة. وبالعكس، يتم توضيح الحد غير المنفذ إذا ازداد انحدار التمثيل البياني بعد زمن معين. وفي مثل هذه الحالات، فإنه يجب استخدام بيانات الفترات المبكرة لتقدير معاملات طبقة الماء الأرضي.

ويتضمن تصميم برنامج اختبار ضخ الخطوات التالية:

- ١- اختيار الموقع وتركيب معدات الاستخراج (الاختبار) والمراقبة لأجل الضخ، ومستويات المياه، وتسجيل البيانات.
- ٢- مراقبة مستويات المياه الجوفية المحيطة داخل مخروط الانخفاض المتوقع لبئر الاختبار، وتحديد حدود طبقة الماء الأرضي (مثلاً، الأنهار، البحيرات، مناطق إعادة الملء، سريان المياه الجوفية المنتظم، أقسام المياه الجوفية أو الطبقات غير المنفذة)، وأبار الاستخراج أو الحقن بمعدلات تصرفها أو إعادة ملأها.
- ٣- تركيب مقياس الضغط البارومتر ومقياس المطر في الجوار القريب.
- ٤- إجراء اختبار ضخ، يشمل خطوة الهبوط (إذا لزم الأمر) واختبارات المعدل الثابت.
- ٥- تحليل البيانات باستخدام الطريقة الملائمة لطبقة الماء الأرضي (أي، محصورة، غير محصورة، شبه محصورة).
- ٦- عمل تقرير بالتحضيرات.

مثال رقم (٤, ١٦): يراد تثبيت بئر إنتاج في طبقة حاملة للمياه. يبلغ التصرف المتوقع من البئر ١٠٠ ل/ث. توضح معلومات الصنع إن مساحة الفتحات بالمصفاة ٢٨٦٠ سم^٢/م لمصافي قطرها ٢٠ و ٣٠ سم. احسب الأقطار التمهيديّة لأنابيب التغليف ومصفاة البئر. ارتفاع منسوب المياه الجوفي الأولي ٢٠ م فوق الطبقة الصماء، والهبوط عند سطح البئر لا يتجاوز ٢ م. استخدم K يساوي ٠,٠٠٣ م/ث ونصف قطر تأثير ١٣٠ م.

الحل:

السرعة المطلوبة خلال أنابيب التغليف ١,٥ م/ث، وحيث التصرف Q يساوي ٠,١ م^٣/ث. لذلك فإن قطر أنابيب التغليف

$$\sqrt{[(0.1/1.5)(4/\pi)]} = 0.291 \text{ m}$$

بالتالي يستخدم قطر ٣٠ سم لأنابيب التغليف.

إذا كان طول المصفاة هو L والسرعة القصوى خلال فتحات المصفاة تساوي

٠,٠٣ م/ث، إذن:

$$L \times 0.2860 \times 0.03 = 0.1$$

وبالتالي

$$L = 11.67 \text{ m}$$

نستخدم طول المصفاة يساوي ١٢ م.

وبفرض أن

$$r_w = 10 \text{ cm} = 0.1 \text{ m}$$

ومن المعادلة رقم (٤, ٢٢):

$$Q = 0.1 = \pi K (H^2 - h_w^2) / \ln(R/r_w) = \pi \times 0.003 (20^2 - h_w^2) / \ln(130/0.1)$$

ومن هذه المعادلة ينتج أن

$$h_w = 18 \text{ m}$$

والهبوط عند سطح البئر يساوي ٢ م، وهذا مقبول.

إذا استخدم قطر ٢٠ سم وطول ١٢ م للمصفاة. واعتماداً على الطبقات التي تصادف أثناء الحفر، فإنه يمكن تعديل هذه الأبعاد.

مثال رقم (٤، ١٧): بيانات زمن الهبوط في بئر مراقبة يقع على بعد ٦٠ م من بئر إنتاج مخترق كلياً لطبقة حاملة للمياه محصورة ويضخ بمعدل ٥٠ ل/ث موضحة في الأعمدة (١)، (٣)، (٤)، (٦)، (٧)، (٩) بالجدول رقم (٤، ١٤). احسب قابلية النقل ومعامل التخزين للطبقة الحاملة للمياه.

الحل:

يمكن تحليل البيانات الناتجة من اختبار الضخ هذا باستخدام نماذج الحاسب مثل AQTESOLV (Duffield and Rumbaugh 1989). وموضح هنا منهج بديل يعتمد على المعادلة رقم (٤، ٨٣) باستخدام ورقة عمل. ويمكن أن يكون هذا مفيداً للتحليلات التمهيدية عندما تكون المعادلة رقم (٤، ٨٣) قابلة للتطبيق ولا يكون الحصول على النموذج متاح في الحال.

وتحسب لوغاريتمات الزمن t ، في الأعمدة (٢)، (٥)، (٨). يتم عمل الانحسار الخطي مع $\log(t)$ كمتغير مستقل والهبوط s كمتغير غير مستقل (تابع). وإن معادلة الانحسار التي تستخدم كل نقاط البيانات الـ ٣٦ (بإهمال $t=0$) هي

$$s = 0.201 + 0.431747 \log(t)$$

بمعامل تعيين (r^2) يساوي ٠,٩٩٩٤

وبحساب قيم s عند t تساوي ١٠ دقائق و ١٠٠ دقيقة تصبح:

$$s_1 (t = 10 \text{ min}) = 0.201 + 0.431747 \log(10) = 0.632747 \text{ m}$$

$$s_2 (t = 100 \text{ min}) = 0.201 + 0.431747 \log(100) = 1.0645 \text{ m}$$

$$s_1 - s_2 = 0.431747 \log(10/100) = -0.431747 \text{ m}$$

الجدول رقم (٤، ١٤). بيانات زمن الهبوط لبئر المراقبة ($r = 60 \text{ m}$).

(٩)	(٨)	(٧)	(٦)	(٥)	(٤)	(٣)	(٢)	(١)
s	$\log(t)$	t	s	$\log(t)$	t	s	$\log(t)$	T
(م)		(دقيقة)	(م)		(دقيقة)	(م)		(دقيقة)
٠,٩٦٦	١,٧٧٨	٦٠	٠,٦٤٤	١,٠٤١	١١	٠	-	٠
١,٠٣٣	١,٩٥٤	٩٠	٠,٦٦٠	١,٠٧٩	١٢	٠,٢٢١	٠	١
١,٠١٠	٢,٠٧٩	١٢٠	٠,٦٨١	١,١١٤	١٣	٠,٢٩٢	٠,١٧٦	١,٥
١,١٤٧	٢,١٧٦	١٥٠	٠,٦٩٧	١,١٤٦	١٤	٠,٣٣٢	٠,٣٠١	٢
١,٢١٠	٢,٣٢٢	٢١٠	٠,٧٣١	١,١٧٦	١٥	٠,٣٧٢	٠,٣٩٨	٢,٥
١,٢٣٠	٢,٣٨٠	٢٤٠	٠,٧٦٤	١,٣٠١	٢٠	٠,٤٠٦	٠,٤٧٧	٣
١,٢٥١	٢,٤٣١	٢٧٠	٠,٨٠١	١,٣٩٨	٢٥	٠,٤٥٦	٠,٦٠٢	٤
١,٢٧١	٢,٤٧٧	٣٠٠	٠,٨٣٥	١,٤٧٧	٣٠	٠,٤٩٩	٠,٦٩٩	٥
١,٣٠٤	٢,٥٥٦	٣٦٠	٠,٨٦٢	١,٥٤٤	٣٥	٠,٥٣٣	٠,٧٧٨	٦
١,٣٣٨	٢,٦٢٣	٤٢٠	٠,٨٨٨	١,٦٠٢	٤٠	٠,٥٦٠	٠,٨٤٥	٧
١,٣٧٥	٢,٦٨١	٤٨٠	٠,٩١٢	١,٦٥٣	٤٥	٠,٥٨٧	٠,٩٠٣	٨
			٠,٩٣٢	١,٦٩٩	٥٠	٠,٦٠٧	٠,٩٥٤	٩
			٠,٩٤٩	١,٧٤٠	٥٥	٠,٦٢٤	١	١٠

ومن المعادلة رقم (٤، ٨٤):

$$\begin{aligned} s_1 - s_2 &= \left\{ \frac{2.3Q}{4\pi T} \right\} \log(t_1/t_2) = \left\{ \frac{2.3Q}{4\pi T} \right\} [\log(10)/\log(100)] \\ &= -\left\{ \frac{2.3Q}{4\pi T} \right\} = -0.431747 \text{ m} \end{aligned}$$

وحيث إن

$$Q = 0.050 \text{ m}^3 / \text{s} = 4320 \text{ m}^3 / \text{day}$$

فتكون

$$T = 2.3 \times 4320 / (4\pi \times 0.431747) = 1831 \text{ m}^2 / \text{day} = 1.27 \text{ m}^2 / \text{min}$$

ومن المعادلة رقم (٤,٨٣):

$$s_2 = 1.0645 = \{2.3Q / (4 \pi T)\} \log (2.25T t / (S r^2)) = 0.431747$$

$$\log [2.25 \times 1.27 \times 100 / (S \times 60 \times 60)] = 0.431747 \log (0.079486 / S)$$

إذا

$$\log(0.079486 / S) = 1.0645 / 0.431747 = 2.46556$$

إذا

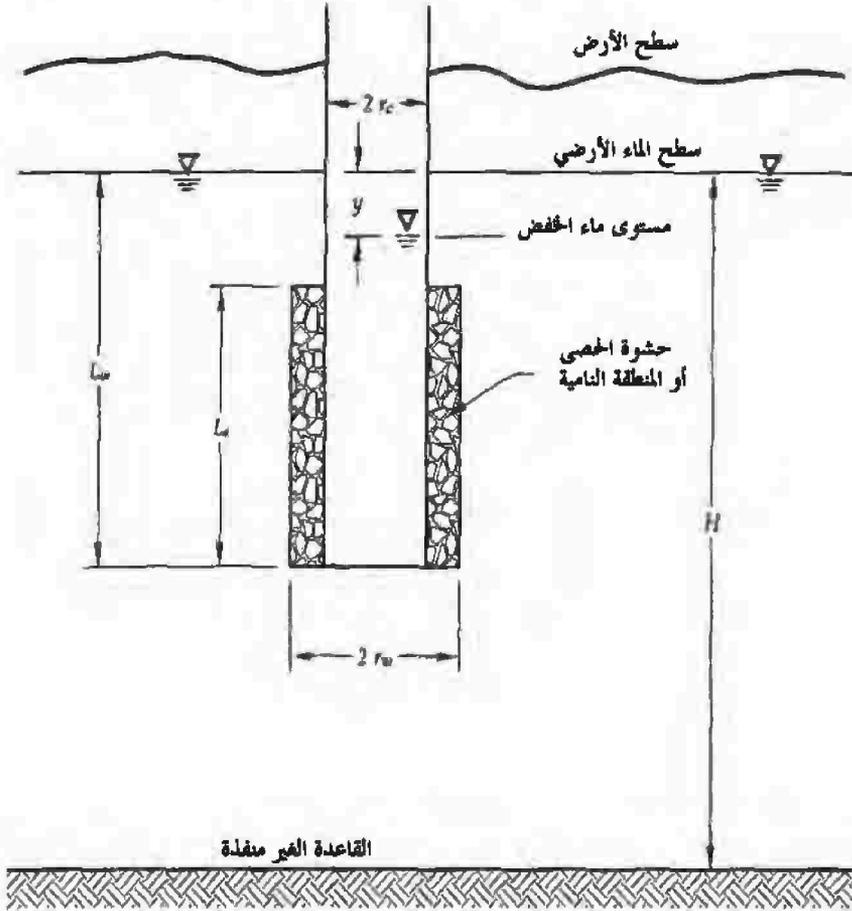
$$S = 0.0794846 / (10^{2.46556}) = 0.000272$$

اختبارات الكتلة Slug Tests

في بعض المواقع الميدانية، يمكن أن يكون معامل التوصيل الهيدروليكي للوسط المسامي صغير جداً، أو أن قطر، أو عمق، أو إنتاجية البئر يمكن أن تكون صغيرة جداً (مثلاً، في المدى من ٥ إلى ٢٠٠ م^٣/اليوم) لدرجة لا يمكن معها إجراء اختبارات الضخ، أو أن نطاق البيانات يمكن ألا يكفل اختبارات الضخ. في مثل هذه الحالات، يمكن لبئر اختبار الكتلة أن يكون مفيداً كطريقة سريعة نسبياً وفعالة من حيث التكلفة لتقدير معامل التوصيل الهيدروليكي لطبقة الماء الأرضي. ويمكن تطبيق هذا الاختبار على الآبار المخترقة جزئياً في الطبقات الحاملة للمياه غير المحصورة والآبار المخترقة كلياً في الطبقات الحاملة للمياه المحصورة (Bouwer and Rice 1976; Boiwer 1989; Cooper et al. 1967). ويتكون الاختبار من خفض أو رفع مستوى الماء سريعاً في البئر من وضع الاتزان وقياس الارتفاع أو الانخفاض اللاحق مع الزمن.

وبالرجوع إلى الشكل رقم (٤,٣)، والمعادلة رقم (٤,١٧) نحصل على:

$$Q = 2\pi K L_o y / [\ln R_o / r_w] \quad (٤,٩٦)$$



الشكل رقم (٤,٣). الرسم التخطيطي لبئر اختبار الكتلة.

حيث إن:

$Q =$ التصرف الداخل إلى البئر (إذا انخفض مستوى الماء في البئر لحظياً) أو الخارج من البئر (إذا ارتفع مستوى الماء لحظياً).

K = معامل التوصيل الهيدروليكي للطبقة الحاملة للماء داخل نصف قطر

قدره R_o حول البئر وعمق يزيد قليلاً عن L_o .

L_o = طول المصفاة أو الجزء المثقب أو المفتوح من البئر.

y = الارتفاع أو الانخفاض في مستوى الماء في البئر.

r_w = المسافة النصف قطرية من الجزء غير المضطرب من البئر للطبقة الحاملة

للماء من محور البئر.

R_o = المسافة النصف قطرية الفعالة والتي يتلاشى فوقها y .

ومعدل الارتفاع لمستوى الماء بعد أن انخفض مستوى الماء سريعاً:

$$(٤,٩٧) \quad dy/dt = -Q/\pi r_o^2$$

حيث إن:

r_o = نصف قطر البئر.

πr_o^2 = مساحة قطاع عرضي من البئر حيث يرتفع مستوى الماء.

t = الزمن.

وبالتالي:

$$(٤,٩٨) \quad dy/dt = -2KL_o y / [r_o^2 \ln(R_o/r_w)]$$

إذا كانت $y = y_0$ عندما $t = 0$ ، و $y = y_t$ عند زمن t ، إذن:

$$(٤,٩٩) \quad K = \left[\{r_o^2 \ln(R_o/r_w)\} / (2L_o) \right] \left[(1/t) \ln(y_0/y_t) \right]$$

أو

$$(٤,١٠٠) \quad \log(y_0/y_t) = \left[0.8686KL_o / \{r_o^2 \ln(R_o/r_w)\} \right] t$$

وعند $H < L_w$:

$$(٤,١٠١) \quad \ln(R_o/r_w) = \left[\{1.1/\ln(L_w/r_w)\} + \{A+B \ln(H-L_w)/r_w\} / (L_o/r_w) \right]^{-1}$$

وعند $H = L_w$:

$$\ln(R_o/r_w) = \left[\left\{ 1.1 / \ln(L_w/r_w) \right\} + \left\{ C / (L_o/r_w) \right\} \right]^1 \quad (٤, ١٠٢)$$

حيث إن:

 L_w = عمق اختراق البئر تحت منسوب الماء الأرضي. H = ارتفاع منسوب الماء الأرضي فوق القاعدة غير المنفذة (الشكل رقم

٤,٣).

 A, B, C هي المعاملات اللابعدية.

القيم التقريبية لهذه المعاملات معطاة في الجدول رقم (٤, ١٥).

الجدول رقم (٤, ١٥). القيم التقريبية للمعاملات اللابعدية A, B, C .

C	B	A	L_o/r_w
٠,٨	٠,٣	١,٧	٤
٠,٩	٠,٣	١,٨	٥
١,٢	٠,٣	١,٩	١٠
١,٨	٠,٤	٢,٣	٢٥
٢,٧	٠,٥	٣,٠	٥٠
٤,٢	٠,٨	٤,٢	١٠٠
٧,٨	١,٤	٦,٥	٢٥٠
١٠,٥	٢,٢	٨,٠	٥٠٠
١١,٦	٢,٥	٨,٦	٧٥٠
١٢,٣	٢,٨	٩,١	١٠٠٠
١٣,٠	٣,٣	٩,٦	٢٠٠٠

ويمكن استخدام اختبار الكتلة لأبار الإنتاج، أو آبار الملاحظة، أو آبار المراقبة. ويمكن تنفيذ الاختبار عن طريق غمس جزء من أنبوب مملوءة بالرمل أو الحصى ومغلقة بسدادات من كلا الطرفين أو غرض آخر شبيهه في ثقب الحفر. ويتم السماح لمستوى الماء في ثقب الحفر بالعودة إلى حالة الاتزان، ويتم إزالة الغرض المنغمس سريعاً. يتم تسجيل الارتفاع اللاحق لمستوى الماء في البئر مع الزمن. عادة يستخدم سجل البيانات لتسجيل وتخزين البيانات لتحليلها. ويمكن إعداد تخطيطاً بيانياً للبيانات مع y (المقياس اللوغاريتمي) على المحور الرأسي و t (المقياس الطبيعي) على المحور الأفقي. ويكون الميل θ (مع المحور الأفقي) للخط المستقيم المار بنقاط البيانات على هذا التخطيط يعطى بالمعادلة:

$$\tan \theta = 0.8686 K L_e / [r_e^2 \ln (R_e / r_w)] \quad (٤, ١٠٣)$$

ويعرف $\tan \theta$ ، L_e ، r_e ، R_e يمكن تقدير قيمة K من المعادلة رقم (٤, ١٠٣). وعادة، يتم عمل التخطيط البياني والحسابات باستخدام برامج الحاسوب (مثل AQTESOLV, Duffield and Rumbaugh 1989).

وفي بعض الحالات، يمكن أن تلاءم البيانات خطين مستقيمين، واحد للقيم الأصغر عندما تكون t أكثر انحداراً من القيم الأكبر لـ t . في مثل هذه الحالات، فإن الخط المستقيم الأول (الأكثر انحداراً) يعكس الصرف من حشوة الحصى. والخط المستقيم الثاني يكون ممثلاً للتوصيل الهيدروليكي المضطرب لطبقة الماء الأرضي. وإذا كانت حشوة الحصى محاطة بمنطقة أقل نفاذية، فيمكن أن تلائم البيانات ثلاث خطوط مستقيمة، واحد للقيم الصغيرة جداً لـ t ، والثاني عند القيم المتوسطة لـ t ، والثالث عند القيم الأكبر لـ t . ومرة أخرى، يمكن أن يمثل الخط المستقيم الأخير معامل التوصيل الهيدروليكي المضطرب لطبقة الماء الأرضي.

وفي اختبارات الكتلة، يكون فرق الضاغط بين منسوب الماء الثابت ومستوى الماء في البئر، أكثر تشتتاً في الجوار القريب للبئر حول المصفاة أو الجزء المثقوب. وبالتالي، إذا كانت قمة الجزء المصور أو المثقوب منخفضة بشكل كاف عن قاع طبقة علوية حاجزة، فإنه يمكن للاختبار أن يقدم قيم معقولة لمعامل التوصيل الهيدروليكي حتى للطبقات الحاملة للمياه المحصورة. ويمكن أن تكون اختبارات الكتلة غير مفيدة عند تقدير معامل التوصيل الهيدروليكي لطبقات الماء الأرضي الأكبر (أي، الأعمق أو الأكبر في المدى المساحي). وتوضح مقارنة معامل التوصيل الهيدروليكي المقدر باختبار الكتلة مع القيم المقدرة باختبارات الضخ، أن نتائج اختبارات الضخ تكون بشكل عام منخفضة.

مثال رقم (٤، ١٨): معلومات بئر اختبار الكتلة (ارتفاع مستوى الماء مع الزمن) لبئر بنصف قطر تغليف ٢،٥٤ سم، ونصف قطر حشوة حصى ١٢،٧ سم، وطول المصفاة ١٥٢،٤ سم مبيئة في الجدول رقم (٤، ١٦). ويبلغ السمك المشبع لطبقة الماء الأرضي المفلطح ١٧٥،٣ سم، ويخترق البئر العمق الكلي لطبقة الماء الأرضي. وفي البداية، انخفض مستوى الماء في البئر بمقدار ٣٧،١٩ سم. احسب معامل التوصيل الهيدروليكي لطبقة الماء الأرضي.

الحل:

يمكن تحليل بيانات بئر اختبار الكتلة باستخدام برامج الحاسوب مثل AQTESOLV (Duffield and Rumbaugh 1989). عندما لا يكون الوصول إلى مثل هذه البرامج متاحاً بشكل فوري، فيمكن عمل تحليل تقريبي أبسط باستخدام الانحسار الخطي اعتماداً على المعادلة رقم (٤، ١٠٠).

في هذا المثال تكون:

$$y_0 = 37.19 \text{ cm} , \quad r_c = 2.54 \text{ cm} , \quad r_w = 12.7 \text{ cm}$$

$$L_e = 152.4 \text{ cm} , \quad H = L_w = 175.3 \text{ cm} , \quad L_e / r_w = 12$$

وحيث إن $L_w = H$ ، ومن الجدول رقم (٤، ١٥) لقيمة L_e / r_w تساوي ١٢ نجد أن قيمة C تساوي ١،٢٨.

والقيم المحسوبة لـ y_0 / y و $\log(y_0 / y)$ مدونة في الأعمدة (٣)، (٤)، (٧)، و (٨).

ويمكن إهمال البيانات التي تسبق زمن ٠،٦ ث بسبب تأثير حشوة الحصى، كما يمكن إهمال البيانات التي تلي زمن ٧٣،٨ ث؛ لأن الخط المستقيم المرسوم لتلك النقاط الأخيرة ينحرف بشكل كبير عن الخط المار خلال النقاط فيما بين ٠،٦ ث و ٧٣،٨ ث.

الانحسار الخطي بين نقاط البيانات الـ ٣٠ المتبقية يعطي المعادلة:

$$\log(y_0 / y_t) = 0.0176t + 0.156$$

بمعامل ارتباط (r) يساوي ٠،٩٩.

من المعادلة رقم (٤، ١٠٠):

$$\log(y_0 / y_t) = \left[0.8686 K L_e / \{r_c^2 \ln(R_e / r_w)\} \right] t$$

وبالتالي:

$$\left[0.8686 K L_e / \{r_c^2 \ln(R_e / r_w)\} \right] = 0.0176$$

ومن المعادلة رقم (٤، ١٠٢):

$$\ln(R_e / r_w) = \left[\{1.1 / \ln(175.3 / 12.7)\} + \{1.28 / (152.4 / 12.7)\} \right]^{-1}$$

$$= [0.41906 + 0.10667]^{-1} = 1.90213$$

إذن:

$$K = \left[0.0176 \times (2.54)^2 \times 1.90213 \right] / (0.8686 \times 152.4) = 0.00163 \text{ cm/s}$$

والقيمة المقدرة باستخدام نموذج AQTESOLV تساوي ٠,٠٠١٦ سم/ث. ويمكن رؤية الانحسار الخطي مع كل نقاط البيانات الـ ٥٠ (باستثناء القيمة الأولى y_0 تساوي ١٩,٣٧ سم) مع الحصر الغير صفري يعطي:

$$\log(y_0/y_t) = 0.57 + 0.0038 t$$

مع معامل ارتباط منخفض نسبياً $(r) = 0.57$.

الجدول رقم (١٦، ٤). بيانات بئر اختبار الكتلة.

(٨)	(٧)	(٦)	(٥)	(٤)	(٣)	(٢)	(١)
$\log(y_0/y_t)$	y_0/y_t	y (سم)	t (ث)	$\log(y_0/y_t)$	y_0/y_t	y (سم)	t (ث)
٠,٨٨٢٠	٧,٦٢٠٩	٤,٨٨	٣٨,٨	٠	١,٠٠٠٠٠	٣٧,١٩	٠
٠,٩٧٢٧	٩,٣٩١٤	٣,٩٦	٤٣,٨	٠,٠٤٥٠	١,١٠٩٢	٣٣,٥٣	٠,٢
١,٠٤٥٤	١١,١٠١٥	٣,٣٥	٤٨,٨	٠,٠٤٩٠	١,١١٩٥	٣٣,٢٢	٠,٤
١,١٣٢٧	١٣,٥٧٣٠	٢,٧٤	٥٣,٨	٠,٠٦٥٣	١,١٦٢٢	٣٢,٠٠	٠,٦
١,١٨٣٠	١٥,٢٤١٨	٢,٤٤	٥٨,٨	٠,٠٧٧٨	١,١٩٦٢	٣١,٠٩	٠,٨
١,٢٤٢٠	١٧,٤٦٠١	٢,١٣	٦٣,٨	٠,١٣٢٢	١,٣٥٥٨	٢٧,٤٣	١,٨
١,٣٠٨٠	٢٠,٣٢٢٤	١,٨٣	٦٨,٨	٠,١٧٢٧	١,٤٨٨٢	٢٤,٩٩	٢,٨
١,٣٨٨٦	٢٤,٤٦٧١	١,٥٢	٧٣,٨	٠,٢٠٥٧	١,٦٠٥٨	٢٣,١٦	٣,٨
١,٣٨٨٦	٢٤,٤٦٧١	١,٥٢	٧٨,٨	٠,٢٣٥٢	١,٧١٨٦	٢١,٦٤	٤,٨
١,٤٨٤١	٣٠,٤٨٣٦	١,٢٢	٨٣,٨	٠,٢٦٠٤	١,٨٢١٣	٢٠,٤٢	٥,٨
١,٤٨٤١	٣٠,٤٨٣٦	١,٢٢	٨٨,٨	٠,٢٨٠٢	١,٩٠٦٢	١٩,٥١	٦,٨
١,٤٨٤١	٣٠,٤٨٣٦	١,٢٢	٩٣,٨	٠,٢٩٤٠	١,٩٦٧٧	١٨,٨٩	٧,٨
١,٤٨٤١	٣٠,٤٨٣٦	١,٢٢	٩٨,٨	٠,٣١٥٦	٢,٠٦٨٤	١٧,٩٨	٨,٨
١,٤٨٤١	٣٠,٤٨٣٦	١,٢٢	١٠٣,٨	٠,٣٣٠٦	٢,١٤١٠	١٧,٣٧	٩,٨

تابع الجدول رقم (١٦، ٤). بيانات بئر اختبار الكتلة.

(٨)	(٧)	(٦)	(٥)	(٤)	(٣)	(٢)	(١)
log (y/y)	y/y	y (سم)	t (ثانية)	log (y/y)	y/y	y (سم)	t (ثانية)
١,٤٨٤١	٣٠,٤٨٣٦	١,٢٢	١٠٨,٨	٠,٣٤٦٢	٢,٢١٩٠	١٦,٧٦	١٠,٨
١,٤٨٤١	٣٠,٤٨٣٦	١,٢٢	١١٣,٨	٠,٣٦٢٣	٢,٣٠٢٨	١٦,١٥	١١,٨
١,٤٨٤١	٣٠,٤٨٣٦	١,٢٢	١١٨,٨	٠,٣٧٩٠	٢,٣٩٣٢	١٥,٥٤	١٢,٨
١,٦١١٤	٤٠,٨٦٨١	٠,٩١	١٤٨,٨	٠,٤٠٥٢	٢,٥٤٢٠	١٤,٦٣	١٣,٨
١,٧٨٥١	٦٠,٩٦٧٢	٠,٦١	١٧٨,٨	٠,٤٢٣٧	٢,٦٥٢٦	١٤,٠٢	١٤,٨
١,٧٨٥١	٦٠,٩٦٧٢	٠,٦١	٢٠٨,٨	٠,٤٤٣٠	٢,٧٧٣٣	١٣,٤١	١٥,٨
١,٧٨٥١	٦٠,٩٦٧٢	٠,٦١	٢٣٨,٨	٠,٤٦٣٢	٢,٩٠٥٥	١٢,٨٠	١٦,٨
١,٧٨٥١	٦٠,٩٦٧٢	٠,٦١	٢٦٨,٨	٠,٤٩٥٢	٣,١٢٧٨	١١,٨٩	١٧,٨
١,٧٨٥١	٦٠,٩٦٧٢	٠,٦١	٣٨٨,٨	٠,٥٠٦٧	٣,٢١١٦	١١,٥٨	١٨,٨
١,٧٨٥١	٦٠,٩٦٧٢	٠,٦١	٥٠٨,٨	٠,٦٠٩٥	٤,٠٦٨٩	٩,١٤	٢٣,٨
٢,٠٩٣٣	١٢٣,٩٦٦٧	٠,٣٠	٥٩٨,٨	٠,٧٠٥٩	٥,٠٨٠٦	٧,٣٢	٢٨,٨
				٠,٨٠٧٧	٦,٤٢٣١	٥,٧٩	٣٣,٨

انتقال الملوثات في المنطقة المشبعة Contaminant Transport in Saturated Zone

يمكن أن تكون الملوثات التي توجد في المياه الجوفية قابلة للامتزاج (قابلة للذوبان) أو لا تقبل الامتزاج بالماء. إن خاصية الملوثات التي تحكم قابليتها للامتزاج مع الماء هي الإذابة. وهي الكتلة القصوى من المادة الكيميائية التي يمكن أن تذاب في كمية محددة من المذيب (مثل الماء) عند درجة حرارة محددة ويعبر عنها بأنها كتلة المادة الكيميائية لكل وحدة حجم من المذيب. والمواد الكيميائية التي لها إذابة مائية منخفضة (أي، أقل من ٢٠٠٠٠٠ ملجم/ل) يمكن أن تتواجد كطور سائل منفصل في طبقة الماء

الأرضي. وتسمى هذه المواد الكيميائية بسوائل الطور غير المائي (NAPLs). وإذا كانت كثافة سوائل الطور غير المائي أقل من كثافة الماء، فإنها تسمى سوائل الطور غير المائي الخفيفة (LNAPL). ومن الأمثلة على سوائل الطور غير المائي الخفيفة، الجازولين، وزيت الوقود، والبنزين، والطورولين، والإيثيل بنزين، والزيلين (BTEX). وإذا كانت كثافتها أعلى من كثافة الماء، فإنها تسمى سوائل الطور غير المائي الثقيلة (DNAPL). ومن الأمثلة على سوائل الطور غير المائي الثقيلة، إيثيلين الكلور الرباعي (PCE)، وإيثيلين الكلور الثلاثي (TCE)، والكلوروفورم. ويمكن أن يوجد سائل عضوي كطور منفصل ثابت في حالة الاتزان مع الماء فقط بعد أن يصل تركيزه المذاب في الماء حد التشبع (Pankow and Cherry 1996). والقيم المختلفة للإذابة، ومعامل تقسيم الكربون العضوي (K_{oc})، ومعامل التحلل (λ)، والكثافة، واللزوجة الكينماتيكية (v) لنفس المركب العضوي مدونة في عدة مراجع (Weast 1987; Maidment 1993; Panhow and Cherry 1996; IPCB 2001). والقيم النموذجية لها مبينة في الجدول رقم (٤، ١٧).

ويمكن أن تشمل الملوثات القابلة للامتزاج المعادن الموجودة بشكل طبيعي في تكوينات الصخور، والملوثات المنزلية التي يساهم بها التسرب من الأنظمة التي تسبب العفن أو خطوط المجارى، أو الأنواع المختلفة من الكيماويات الصناعية، والملوثات التي تحملها المياه المتسربة من المناطق الزراعية. ويمكن أن تشمل الكيماويات الصناعية المركبات العضوية القابلة للذوبان الطيارة وغير الطيارة (VOCs or non-VOCs) أو المركبات غير العضوية القابلة للذوبان. ويشمل انتقال المواد القابلة للذوبان في المياه الجوفية، انتقال الحرارة في اتجاه أفقي، والتشتت الميكانيكي، والانتشار

الجزئي، والأمتراس/ المحج، والتحلل أو التفسخ الحيوي. ومعادلة بقاء الكتلة لانتقال الملوثات القابلة للذوبان في المياه الجوفية هي:

$$R_d \partial C / \partial t = D_x \partial^2 C / \partial x^2 + D_y \partial^2 C / \partial y^2 + D_z \partial^2 C / \partial z^2 - u \partial C / \partial x - \lambda R_d C \quad (٤, ١٠٤)$$

حيث إن:

$$\alpha_x u = D_x = \text{معامل التشتت الطولي (اتجاه - x)}$$

$$\alpha_y u = D_y = \text{معامل التشتت الجانبي (اتجاه - y)}$$

$$\alpha_z u = D_z = \text{معامل التشتت الرأسي (اتجاه - z)}$$

$\alpha_x, \alpha_y, \alpha_z =$ التشتتات الطولية والجانبية والرأسية، على الترتيب، للوسط

المنفذ.

$$u = \text{متوسط السرعة المنتظمة للمادة الملوثة في الاتجاه - x} = u_d / \phi$$

$$u_d = \text{سرعة دارسي في الاتجاه - x}$$

$$\phi = \text{معامل النفاذية}$$

$$C = \text{تركيز المادة المذابة}$$

$$t = \text{الزمن}$$

$x, y, z =$ الإحداثيات الكارتيزية، مثل السرعة المنتظمة للمادة الملوثة في الاتجاه

$$R_d = \text{معامل التخلف}$$

$$\lambda = \text{معامل التحلل أو التفسخ للمادة الكيميائية}$$

الجدول رقم (٤, ١٧). القيم النموذجية للإذابة K_{oc} و λ والكثافة و v .

المادة الكيماوية	الإذابة	K_{oc}	λ	الكثافة	v عند درجة ٢٥ متوي
	(ملجم/ل)	(ملل/جم)	(يوم ^{-١})	(جم/ملل)	(سم ^٢ /ث)
<u>سوائل الطور غير المائي الخفيفة (LNAPL)</u>					
بنزين	١٧٥٠	٥٨,٩	٠,٠٠٠٩	٠,٨٨	٠,٠٠٦١
طولوين	٥٢٦	١٨٢	٠,٠١١	٠,٨٧	٠,٠٠٥٦
اثيل البنزين	١٦٩	٣٦٣	٠,٠٠٣	٠,٨٧	٠,٠٠٦٨
زيلين	١٨٦	٢٦٠	٠,٠٠١٩	٠,٨٨	٠,٠٠٧٦
كلوريد الفينيل	٢٧٦٠	٥٧,١٨,٦	٠,٠٠٠٢٤	٠,٩٢	-
<u>سوائل الطور غير المائي الثقيلة (DNAPL)</u>					
ايثيلين الكلور الرباعي (PCE)	٢٠٠	٣٦٤,١٥٥	٠,٠٠٠٩٦	١,٦٣	٠,٠٠٥٤
ايثيلين الكلور الثلاثي (TCE)	١١٠٠	١٦٦,١٢٦	٠,٠٠٠٤٢	١,٤٦	٠,٠٠٣٩
الكلوروفورم	٧٩٢٠	٤٧,٣٩,٨	٠,٠٠٠٣٩	١,٤٩	٠,٠٠٣٨
ايثيلين الكلور الثنائي (جانب)	٣٥٠٠	٤٩,٣٥,٥	٠,٠٠٠٢٤	١,٢٨	٠,٠٠٣٨
ايثيلين الكلور الثنائي (جانبيين)	٦٣٠٠	٥٩,٥٢,٥	٠,٠٠٠٢٤	١,٢٦	٠,٠٠٣٢
كلورو بنزين	٤٧٢	٣٣٠,٢١٩	٠,٠٠٢٣	١,١١	٠,٠٠٧٢

المصدر: (West (1987); Maidment (1993); Pankow and gherry (1996); IPCB (2001)

تسمى المعادلة رقم (٤, ١٠٤) بمعادلة الانتشار التشتتي، أو الانتشار التصاعدي، أو الانتشار الهيدروليكي وهي صالحة فقط إذا كانت $v = w = 0$ ، حيث v و w سرعتا السم في الاتجاه y و z ، على الترتيب. ونظرياً في حالة $v = w = 0$ ، فإن $\alpha_y = \alpha_z$ (Bear 1979). ومع هذا ففي معظم الحالات العملية تستخدم قيم مختلفة لـ α_y, α_z . أبعاد التشتت هي نفس أبعاد الطول. ومعامل التخلف اللابعدي ويحدد بالمعادلة:

$$(٤, ١٠٥) \quad R_d = 1 + \{(1 - \phi) / \phi\} \rho_s K_d = 1 + \rho_b K_d / \phi$$

حيث إن:

ρ_s = كثافة حبيبات التربة.

ρ_b = الكثافة الظاهرية الجافة للوسط المسامي.

K_d = معامل توزيع المادة الكيميائية.

عادة ما يعرف معامل التوزيع بخط الاتزان الحراري الخطي، رغم أنه يمكن أن

يكون هناك خطوط تساوي حرارة غير خطية يمكن تطبيقها في بعض الحالات:

$$(٤, ١٠٦) \quad S = K_d C$$

حيث إن:

S = كتلة المكونات الممتزة لكل وحدة كتلة من حبيبات التربة.

والقيم النموذجية لـ K_d للمواد المختارة غير العضوية (المعادن) موضحة في

الجدول رقم (٤, ١٨) (Rai and Zachara 1984; Dragun 1988). وقيم K_d المختلفة

بشكل كبير مدونة لنفس المواد في أنواع مختلفة من التربة وبيئات مختلفة. وقيم K_d

المدونة في الأنهار بمواد صلبة عالقة تركيزها ١٠٠٠ ملجم/ل، موضحة أيضاً في

الجدول رقم (٤, ١٨) (USEPA 1985).

الجدول رقم (٤, ١٨). قيم K_d للمواد المختارة غير العضوية (المعادن).

المادة	K_d (ملل / جم) في التربة المشبعة	K_d (ملل / جم) في محلول التربة المحملة بمواد صلبة عالقة تركيزها ١٠٠٠ ملجم / ل
زرنيخ	١٨ - ١,٩ (المتوسط ٦,٧)	٣٠٠٠
كادميوم	٢٥ - ١,٢ (رواسب النهر)	٢٠٠٠
نحاس	٤٣ - ٢,٢ (كلوين نقي)	٦٠٠٠
رصاص	٧٦٤٠ - ٤,٥ (المتوسط ٩٩,٥)	٩٠٠٠٠
سيلينيوم	٨,٦ - ١,٢ (المتوسط ٢,٧)	-
زئبق	٢٢٤٠٠٠ - ٣٠٠٠٠ (بتنويت)	١٠٠٠

المصدر: (Rai and Zachara (1984); USEPA (1985).

وبالنسبة للمواد الكيميائية العضوية:

$$K_d = f_{oc} K_{oc} \quad (٤, ١٠٧)$$

حيث إن:

f_{oc} = وزن الجزء من الكربون العضوي الموجود في التربة.

K_{oc} = معامل توزيع الكربون العضوي من المكون العضوي.

قيم f_{oc} النموذجية لأنواع التربة المختلفة موضحة في الجدول رقم (٤, ١٩)

(Maidment 1993; Pankow and Cherry 1996). وقيم f_{oc} المقترح إهمالها هي ٠,٠٠٦

لأسطح التربة و ٠,٠٠٢ تحت أسطح التربة (IPCB 2001). مع هذا، بقدر الإمكان،

فإن قيم f_{oc} المقاسة ميدانياً هي التي يجب استخدامها.

وتحدد عملية التحلل أو التفسخ الحيوي بـ:

$$C = C_0 e^{-\lambda t} \quad (٤, ١٠٨)$$

حيث إن:

$$C_0 = \text{التركيز عند زمن } t = 0$$

$$C = \text{التركيز عند زمن } t$$

عندما يكون $C = C_0 / 2$ فإن:

$$\lambda = \ln(2)/t_L$$

(٤, ١٠٩)

حيث إن:

$$t_L = \text{نصف عمر المكون}$$

الجدول رقم (٤, ١٩). القيم النموذجية لمكون الكربون العضوي في التربة.

نوع التربة	f_{oc}
الطمي الطيني	٠,١٦ - ٠,٠١
طقل رملي	٠,١٠
طقل طيني	٠,٠٢ - ٠,٠١
الحصى والرمل والطمي الغير متراسف	٠,٠٠٦ - ٠,٠٠١
الرمل المتوسط إلى الناعم	٠,٠٠٠٢
الرمل	٠,١ - ٠,٠٠٠٣
الرمل والحصى	٠,٠٠٧٥ - ٠,٠٠٠٨
الحصى الخشن	٠,٠٠١١

المصدر: (Maidment (1993) ; Pankow and Cherry (1996).

وكذلك تصنف المواد الكيميائية العضوية على أنها مركبات عضوية طيارة قابلة للذوبان (VOCs) ومركبات عضوية شبه طيارة (SVOCs). الكيماويات ذات ضغط البخار أقل من 10^{-4} مم زئبق تتطاير في الهواء بدرجة يمكن إهمالها، بينما الكيماويات

ذات ضغط البخار أكبر من 10^{-2} مم زئبق سوف تتطاير وتبقى موجودة في الغلاف الجوي أو هواء التربة (Dragun 1988). الكيماويات العضوية ذات الانتشارية العالية نسبياً في الهواء (مثلاً، أكبر من حوالي $0,059$ سم²/ث) وذات ضغط بخار عالي تسمى المكونات العضوية الطيارة. والكيماويات العضوية الطيارة ذات الانتشارية وضغط البخار الأقل تسمى المكونات شبه الطيارة. تشمل الأمثلة على المركبات العضوية الطيارة القابلة للذوبان: الكلوروفورم، وإيثيلين الكلور الرباعي، وإيثيلين الكلور الثلاثي، وإيثيلين الكلور الثنائي، وكلوريد الفينيل، والبنزين، والطولوين، والإيثيل بنزين، والزيلين. وتشمل الأمثلة على المركبات العضوية القابلة للذوبان شبه الطيارة: الفينول، وإيثان الكلور السداسي، وبنزين الكلور السداسي، والنفثالين. وفي ظروف الحالة المستقرة، فإن الحل الشائع الاستخدام للمعادلة رقم

(٤,١٠٤) لتركيزات خط المتصف (أي، عند $y=0, z=0$) هو:

$$C/C_0 = \exp \left[\left\{ x/2\alpha_x \right\} \left\{ 1 - \sqrt{(1+4\lambda'\alpha_x/u)} \right\} \right] \times \text{erf} \left[S_w / \left\{ 4\sqrt{(\alpha_y x)} \right\} \right] \cdot \text{erf} \left[S_d / \left\{ 4\sqrt{(\alpha_z x)} \right\} \right] \quad (٤,١١٠)$$

حيث إن:

$$C_0 = \text{التركيز عند المصدر.}$$

$$C = \text{تركيز خط المتصف عند } x \text{ عندما } y = z = 0.$$

$$\lambda' = \lambda R_d$$

$$S_w = \text{عرض المصدر في الاتجاه } y.$$

$$S_d = \text{عمق المصدر في الاتجاه } z.$$

وعندما تكون $1 = R_d$ (أي، عدم وجود امتزاز)، فالمعادلة رقم (١٤, ١٠٠) تقل إلى معادلة دومينيكو (Domenico 1987; ASTM 1955; IPCB 2001). الحل المناظر للحالة غير المستقرة لتركيزات خط المنتصف عند زمن t ، هو:

$$C/C_0 = (1/2) \exp \left[\left\{ x / (2\alpha_x) \right\} \left\{ 1 - \sqrt{(1 + 4\lambda' \alpha_x / u)} \right\} \right] \times \\ \operatorname{erf} \left[\left\{ x - ut \sqrt{(1 + 4\lambda' \alpha_x / u)} \right\} / \left\{ 2\sqrt{\alpha_x ut} \right\} \right] \times \\ \operatorname{erf} \left[S_w / \left\{ 4\sqrt{(\alpha_y x)} \right\} \right] \times \operatorname{erf} \left[S_d / \left\{ 4\sqrt{(\alpha_z x)} \right\} \right]$$

(ب٤, ١١٠)

وتركيز الحالة المستقرة عند أي نقطة (x, y, z) يعطى بـ:

$$C/C_0 = (1/4) \exp \left[\left\{ x / (2\alpha_x) \right\} \left\{ 1 - \sqrt{(1 + 4\lambda' \alpha_x / u)} \right\} \right] \times \\ \left\{ \operatorname{erf} \left[(y + S_w / 2) / \left\{ 2\sqrt{(\alpha_y x)} \right\} \right] - \operatorname{erf} \left[(y - S_w / 2) / \left\{ 2\sqrt{(\alpha_y x)} \right\} \right] \right\} \times \\ \left\{ \operatorname{erf} \left[(z + S_d / 2) / \left\{ 2\sqrt{(\alpha_z x)} \right\} \right] - \operatorname{erf} \left[(z - S_d / 2) / \left\{ 2\sqrt{(\alpha_z x)} \right\} \right] \right\}$$

(ج٤, ١١٠)

وأخيراً، فإن تركيز الحالة غير المستقرة عند أي نقطة (x, y, z) وعند زمن t يعطى بـ:

$$C/C_0 = (1/8) \exp \left[\left\{ x / (2\alpha_x) \right\} \left\{ 1 - \sqrt{(1 + 4\lambda' \alpha_x / u)} \right\} \right] \times \operatorname{erfc} \left[\left\{ x - \right. \right. \\ \left. \left. ut \sqrt{(1 + 4\lambda' \alpha_x / u)} \right\} / \left\{ 2\sqrt{(\alpha_x ut)} \right\} \right] \times \left\{ \operatorname{erf} \left[(y + S_w / 2) / \left\{ 2\sqrt{(\alpha_y x)} \right\} \right] - \right. \\ \left. \operatorname{erf} \left[(y - S_w / 2) / \left\{ 2\sqrt{(\alpha_y x)} \right\} \right] \right\} \times \left\{ \operatorname{erf} \left[(z + S_d / 2) / \left\{ 2\sqrt{(\alpha_z x)} \right\} \right] - \right. \\ \left. \operatorname{erf} \left[(z - S_d / 2) / \left\{ 2\sqrt{(\alpha_z x)} \right\} \right] \right\}$$

(د٤, ١١٠)

إذا كان السطح العلوي للطبقة الملوثة يتطابق مع منسوب الماء الأرضي، فإن الطبقة تنتشر في الاتجاه العكسي، وتستبدل الكمية $S_d/2$ في المعادلة رقم (١٤, ١١٠)

حتى المعادلة رقم (٤, ١١٠) بالكمية S_0 (Domenico and Robbins 1985). على سبيل المثال، فإن حل تركيزات خط المتصف في الحالة المستقرة تصبح:

$$C/C_0 = \exp \left[\left\{ x / (2\alpha_x) \right\} \left\{ 1 - \sqrt{(1 + 4\lambda' \alpha_x / u)} \right\} \right] \times \text{erf} \left[S_w / \left\{ 4\sqrt{(\alpha_y x)} \right\} \right] \times \text{erf} \left[S_0 / \left\{ 2\sqrt{(\alpha_z x)} \right\} \right] \quad (٤, ١١١)$$

والمعادلات العملية الأكثر استخداماً لتقدير الانتشار الطولي والجانبى والرأسي هي كالتالي (USEPA 1985):

$$(٤, ١١٢) \quad \alpha_x = 0.1 L \quad , \quad \alpha_y = \alpha_x / 3 \quad , \quad \alpha_z = \alpha_x / 20$$

حيث إن:

$$L = \text{طول مسار السريان.}$$

ويمكن إجراء الحسابات باستخدام المعادلات رقم (٤, ١١٠)، ورقم (٤, ١١٠)، ورقم (٤, ١١١)، ورقم (٤, ١١٠)، ورقم (٤, ١١١) باستخدام ورقة عمل منفصلة أو برنامج فورتران. والحلول التحليلية التقريبية لحالات الانتقال في الحالة المستقرة، التي لا تأخذ في حسابها السريان عبر منسوب الماء الأرضي أو الطبقة الحاجزة العلوية وخلال قاع الطبقة الحاجزة، يمكن أن نحصل عليه باستخدام طريقة الصور، ويجب معرفة أن مساهمة D_x في الانتقال يكون مهماً في الحالة المستقرة (Prakash 1982). ويمكن استخدام معادلات مثيلة لحالات الانتقال في الحالة غير المستقرة (Prakash 1982). وتتطلب الحسابات التي تستخدم هذه المعادلات استخدام برامج الحاسب (مثلاً، ورقة عمل أو برنامج فورتران).

ويؤدي رشح الماء الملوث من المصدر إلى الوسط السفلى المسامي المشبع، إلى تكوين منطقة خلط أسفل المصدر. ويكون عمق المصدر S_0 ، في المعادلة رقم

(٤, ١١٠) هو العمق الرأسي لمنطقة الخلط هذه. وإذا لم يكن S_d ، معروفاً من القياسات الميدانية، فإنه يمكن تقديره على أنه مجموع مسافة الانتقال بسبب التشتت والانتشار الرأسي (USEPA 1996b):

$$(٤, ١١٣) \quad S_d = \left[\sqrt{2\alpha_z L_s} \right] + H \left[1 - \exp\left\{ -(L_s I) / (u \phi H) \right\} \right]$$

حيث إن:

L_s = طول المصدر في اتجاه سريان المياه الجوفية في المنطقة المشبعة (م).

H = سمك طبقة الماء الأرضي المشبعة (م).

I = معدل التسرب الرأسي من المصدر (م/ السنة).

ϕ = معامل النفاذية الكلية.

u = سرعة الترشح من سريان المياه الجوفية في الاتجاه الأفقي (م/ السنة).

α_z = الانتشارية الرأسية لطبقة الماء الأرضي (م).

ويسبب الخلط مع سريان المياه الجوفية المحيط، يحدث تخفيف لتسرب الماء

الملوث من المصدر في منطقة الخلط تحت طول المصدر L_s . وعامل التخفيف DF ،

تحت المصدر يعطى بالمعادلة:

$$(٤, ١١٤) \quad DF = 1 + \left[(u \phi H) / (L_s I) \right]$$

مثال رقم (٤, ١٩): منطقة تخزين للمياه الجوفية يحدث بها تسريب (LUST) بطول ٣

م على طول اتجاه سريان مياه جوفية محيطة في طبقة ماء أرضي مفلطح لها سمك تشبع

٥ م. ويقدر معدل التسريب بمقدار ٢٥ سم/ السنة. ومعامل التوصيل الهيدروليكي،

ومعدل انحدار المياه الجوفية، ونفاذية طبقة الماء الأرضي، هي ١٢٠ م/ السنة،

٠,٣٠، ٠,٠٠٥ على الترتيب. احسب سمك منطقة الخلط عند حافة ميل الانحدار

لأسفل منطقة التخزين المسرب تحت الأرضي وعامل التخفيف المبدئي أسفله.
افترض أن α_z (م) تساوي ٠,٠٠٥٦ من قيمة L_s .
الحل:

$$L_s = 3 \text{ m} ; H = 5 \text{ m} ; K = 120 \text{ m/yr} ; i = 0.005 ; \phi = 0.030 ;$$

$$I = 0.25 \text{ m/yr} ; \alpha_z = 0.0056 \times 3 = 0.0168 \text{ m.}$$

سرعة الترشح u

$$u = Ki/\phi = 120 \times 0.005/0.30$$

و

$$u \phi = K i = 120 \times 0.005 = 0.60 \text{ m/yr}$$

إذن:

$$S_d = \left[\sqrt{2 \times 0.0168 \times 3} \right] + 5 \left[1 - \exp \left\{ -(3 \times 0.25) / (0.60 \times 5) \right\} \right] =$$

$$0.3175 + 1.106 = 1.4235 \text{ m}$$

$$DF = 1 + \left[(0.60 \times 5) / (3 \times 0.25) \right] = 5.0$$

ولسريان المياه الجوفية المعقد وظروف الانتقال، يجب استخدام نماذج رقمية مثل MODFLOW (USGS 2000b) لإنشاء مجال سريان حقل، ونماذج مثل MT3D (USEPA 1992) لمحاكاة انتقال الملوثات. هناك العديد من حزم برامج الحاسب المتاحة للتزاوج بين مثل نماذج السريان والانتقال هذه (Maidment 1993).

إذا أمكن افتراض أن سوائل الطور غير المائي الخفيفة LNAPLs وسوائل الطور غير المائي الكثيفة DNAPLs ليست محصورة في تجاويف معزولة في الوسط المسامي، فإنه يمكن عمل تقريب تمهيدي للكميات النسبية من الماء وسوائل الطور غير المائي المنسحب بنظام الضخ والمعالجة باستخدام المعدلات رقم (٤,٧)، ورقم (٤,١٧)،

ورقم (٤,٢٣)، ورقم (٤,٨٣)، ورقم (٤,٩٢). وبالتالي، وبالنسبة لظروف الحالة المستقرة:

$$(٤,١١٥) \quad Q_1/Q_2 = Bv_2/(bv_1)$$

حيث إن:

$$Q_1 = \text{المعدل الحجمي للماء المنسحب.}$$

$$Q_2 = \text{المعدل الحجمي لسوائل الطور المائي المنسحبة.}$$

$$v_1, v_2 = \text{اللزوجة الكينيماتيكية للماء ولسوائل الطور غير المائي، على الترتيب.}$$

$$B, b = \text{سمك الماء المشبع وسمك سوائل الطور غير المائي المشبع للوسط}$$

المسامي، على الترتيب.

وفي ظروف الحالة غير المستقرة:

$$(٤.١١٦) \quad Q_1/Q_2 = (T_1/T_2)[W(u_2)/W(u_1)] = Bv_2/(bv_1)[W(u_2)/W(u_1)]$$

حيث إن:

$$u_1 = Sr_w^2/(4T_1t)$$

$$u_2 = Sr_w^2/(4T_2t)$$

$$T_1 = K_1B$$

$$T_2 = K_2b = K_1v_1b/v_2$$

ويجب تدقيق النتائج مع نماذج سريان الطورين المعقدة (المركبة).

مثال رقم (٤,٢٠): قم بإجراء تقديراً تمهيدياً لكمية إيثيلين الكلور الثلاثي التي يمكن أن تسحب خلال نظام الضخ والمعالجة، المصمم لسحب ٢٠ ل/ث من المياه الجوفية تحت ظروف الحالة المستقرة وأيضاً خلال ستة أشهر (١٨٠ يوماً) من الضخ تحت ظروف الحالة غير المستقرة.

استخدم:

$$S = 0.01 \quad ; \quad B = 10 \text{ m} \quad ; \quad b = 1.0 \text{ m} \quad ; \quad v_1 = 0.011 \text{ cm}^2 / \text{s}$$

$$v_2 = 0.0039 \text{ cm}^2 / \text{s} \quad ; \quad r_w = 6 \text{ cm} \quad ; \quad K_1 = 0.1 \text{ cm} / \text{s}.$$

الحل:

في ظروف الحالة المستقرة، وباستخدام المعادلة رقم (٤, ١١٥):

$$Q_1 / Q_2 = 10 \times 0.0039 / (1.0 \times 0.011) = 3.55$$

إذا:

$$Q_2 = 20 / 3.55 = 5.6 \text{ L/s}$$

وبالسماح بمعامل أمان يساوي ٢,٠، نفترض أن النظام يمكن أن يتراجع بحوالي ٢,٥ لتر/ث من إيثيلين الكلور الثلاثي.

وفي ظروف الحالة غير المستقرة

$$T_1 = 0.001 \times 10 = 0.01 \text{ m}^2 / \text{s}$$

$$u_1 = 0.01 \times (0.06)^2 / (4 \times 0.01 \times 180 \times 24 \times 3600) = 5.787 \times 10^{-11}$$

و

$$T_2 = 0.001 \times 0.011 \times 1.0 / 0.0039 = 0.00282 \text{ m}^2 / \text{s}$$

$$u_2 = 0.01 \times (0.06)^2 / (4 \times 0.00282 \times 180 \times 24 \times 3600) = 2.0518 \times 10^{-10}$$

و

$$W(u_1) = 23.0$$

$$W(u_2) = 21.7$$

وبالتالي، وباستخدام المعادلة رقم (٤, ١١٦):

$$Q_1 / Q_2 = (0.01 / 0.00282) \cdot (21.7 / 23.0) = 3.346$$

إذا

$$Q_2 = 20/3.346 = 5.981 \text{ L/s}$$

وبالسماح بمعامل أمان 2.0، نفترض أن النظام يمكن أن يتراجع بحوالي 3 L/s من إيثيلين الكلور الثلاثي.

إن سمك سوائل الطور غير المائي الخفيفة الغير قابلة للامتزاج (أي المنتجات الحرة) المقاسة في بئر تكون أكبر من سمك المنتج الفعلي في طبقة الماء الأرضي. المعادلة التالية معادلة تقريبية مبسطة لتقدير سمك المنتج الحر الفعلي (Hampton):

$$H_T / h_T = G / (1 - G) \quad (٤, ١١٧)$$

حيث إن:

H_T = السمك الظاهري من المنتج الحر المقاس في بئر المراقبة.

h_T = السمك الفعلي للمنتج الحر في طبقة الماء الأرضي.

G = الجاذبية النوعية للمنتج الحر.

سريان وانتقال الملوثات خلال الصخر المتصدع

Flow and Contaminant Transport through Fractured Rock

هناك طرق عديدة لتحليل انتقال الملوثات القابلة للامتزاج خلال الصخور المتصدعة. طريقة منهج النفاذية الثنائية هي معقدة نسبياً ومركبة، وتستخدم فيها خصائص هيدروليكية خاصة بالصدوع ومصفوفة الصخر وأثار الأقدام من أنماط الصدوع الفعلية أو المحاكاة (Valliappan and Naghadeh 1991; Sudicky and Therien 1988; Sudicky 1999). ويستخدم المنهج الثاني مكافئات الوسط المسامي للصدوع غير المستمرة، وبالتحديد حيث تكون كثافة الصدوع عالية وتوزيع اتجاهات الصدوع غير المنتظم بشكل عالٍ (Freeze and Cherry 1979). في هذه الحالة، يتم تحليل النفاذية

الفعالة (في المدى من 10^{-2} إلى 10^{-5}) ومعامل التوصيل الهيدروليكي الفعال الخاص بكتلة الصخر المتصدع والانتقال، باستخدام طرق قابلة للتطبيق على الأوساط المسامية الدقيقة. ويقدر المنهج الثالث التدفق أحادي البعد، والتشتت، والتخلف خلال الصدوع الفردية (التجاويف) وتجمع النتائج اعتماداً على كثافة الصدع المعلومة أو المفترضة. إذا كان هناك صدوع n (تجاويف) لكل وحدة عرض من الصخر عمودياً على اتجاه السريان، فإن:

$$(٤, ١١٨) \quad \varphi = n a$$

$$(٤, ١١٩) \quad K = \varphi a^2 g / (12\nu) = n a^3 g / (12\nu)$$

حيث إن:

$$a = \text{عرض التجويف المنفرد وأبعاد } n \text{ هي أبعاد } 1/L.$$

ورغم عدم الشبوع التام، فإنه يمكن تقريب الصدوع باعتبارها تجاويف دائرية n قطرها، d ، لكل وحدة مساحة من الصخر عمودياً على اتجاه السريان، إذن:

$$(٤, ١٢٠) \quad \varphi = \pi d^2 n / 4$$

وبمعرفة a, n أو d, φ ، يمكن حساب قيمة K . والقيم النموذجية لـ a أو d تكون في المدى من $0,001$ إلى $0,005$ سم، رغم أنه يمكن أن توجد قيم أصغر أو أكبر في مواقع معينة.

مثال رقم ٤,٢١: أوضح تصوير لعينات صخرية جوفية أن متوسط عرض التصدع هو تقريباً $0,0035$ سم. وهناك حوالي تصدعين لكل سم من عرض الصخر عمودياً على اتجاه السريان. احسب النفاذية المكافئة ومعامل التوصيل الهيدروليكي للصخر المتصدع. استخدم ν تساوي $0,0131$ سم^٢/ث للمياه الجوفية.

الحل:

باستخدام المعادلة رقم (٤, ١١٨) ورقم (٤, ١١٩):

$$\phi = n a = 2 \times 0.0035 = 0.007$$

و

$$K = \{2 \times (0.0035)^3 \times 981\} / (12 \times 0.0131) = 5.35 \times 10^{-4} \text{ cm/s}$$

انتقال الملوثات خلال مناطق التربة غير المشبعة (ذات التجايف) والمشبعة

Contaminant Transport through Unsaturated (Vadose) and Saturated Soil Zones

من الحالات الميدانية المهمة تحليل انتقال الملوثات من مصدر سطح قريب إلى سطح الماء الأرضي خلال المناطق ذات التجايف، متبوعة بالانتقال خلال المنطقة المشبعة إلى المستقبل المحتمل. ويمكن أن يتكون المصدر من تربة لها أعماق محددة ملوثة بالتسرب من خزانات الكيماويات السائلة، والرشح من خزانات تجميع الفضلات، وتناثر الكيماويات السائلة. ويتم محاكاة وجهة وانتقال مثل هذه الكيماويات باستخدام نماذج سريان المياه الجوفية والانتقال الرقمية. غالباً، تكون تحليلات المستوى الحاجز مطلوبة لمعالجة الموقع، وتقييم الإجراءات التصحيحية المعتمدة على المخاطرة، وتحديد الأطراف المسؤولة بشكل محتمل، وتقسيم العوائق البيئية.

النموذج الأول لانتقال الملوثات القابلة للامتزاج خلال المناطق ذات التجايف تكون في الشكل المذاب في ماء المطر المتسرب. نماذج أخرى تشمل، الانتشار، والتطاير، والتحليل. بالنسبة لتحليل المستوى الحاجز من الانتقال في الشكل المذاب، فإن التسرب بشكل عام يتم تحديده باستخدام متوسط المعدل السنوي ويفترض أن يكون التشتت محدد في الاتجاه الرأسي، ويهمل تأثير الانتشاري الجانبي (الأفقى)، وتكون المنطقة ذات التجايف متماثلة ومتجانسة، ويكون الأمتزاز خطى

عند مستوى الاتزان (USEPA 1996b; USEPA 1985; IPCB 2001). ويمكن أيضاً أن تتعرض الملوثات المتمزة في حبيبات التربة عند رشح المصدر (بالمج) مع ماء المطر المتسرب، إلى التفسخ الحيوى مع مرور الزمن. ونتيجة لهذا، تقل كتلة المادة الملوثة المتمزة إلى حبيبات التربة مع مرور الزمن. وتتحرك المادة الملوثة المذابة في ماء المطر المتسرب قريباً ورأسياً خلال منطقة التربة المشبعة جزئياً حتى سطح الماء الأرضي. وعند الوصول إلى سطح الماء الأرضي، تختلط بالمياه الجوفية المحيطة وتتحرك على طول الاتجاه المسيطر لسريان المياه الجوفية.

ومع التقريبات والافتراضات المذكورة مسبقاً، يمكن أن توصف الملوثات التي تنتقل بالتشتت، والانتشار، والامتزاز، والتحلل الحيوى بالمعادلة التالية (Bear 1979):

$$(٤.١٢٢) \quad R_d \partial C / \partial t = D_z \partial^2 C / \partial z^2 - u \partial C / \partial z - \lambda R_d C$$

حيث إن:

$$C = \text{التركيز.}$$

$$t = \text{الزمن.}$$

$$z = \text{الاحداثي الكارتي في الاتجاه الرأسى (الهبوط الموجب).}$$

$$D_z = \text{معامل التشتت في الاتجاه الرأسى.}$$

$$u = \text{سرعة الرشح في الاتجاه الرأسى.}$$

$$\lambda = \text{معامل التحلل أثناء الانتقال خلال المنطقة ذات التجويف.}$$

$$R_d = \text{معامل الإعاقة (التأخر).}$$

وبهدف التبسيط، يفترض أن تكون تركيزات الطور الصلب والسائل عند المصدر في الحالة المستقرة، والتوزيع بين الطورين يحكم بخط التساوي الحراري بالاتزان الخطى (Prakash 1996). وبالتالي:

$$(٤, ١٢٣) \quad S = M / (\rho_b D) = K_d C$$

$$(٤, ١٢٤) \quad dM / dt = -(q + \lambda_1) C$$

$$(٤, ١٢٥) \quad C = C_0 e^{-x}$$

$$(٤, ١٢٦) \quad v = -(q + \lambda_1) / (\rho_b D K_d)$$

حيث إن:

S = كتلة المادة الملوثة الممتزة بالتربة لكل وحدة كتلة جافة (ظاهرية) من التربة.

M = كتلة المادة الملوثة الممتزة لكل وحدة مساحة سطح من المصدر.

ρ_b = الكثافة الجافة (الظاهرية) من التربة الملوثة.

D = عمق التربة الملوثة عند المصدر.

K_d = معامل توزيع ماء التربة.

q = متوسط معدل التسرب.

λ_1 = معامل الانحدار في التربة عند المصدر.

C_0 = تركيز الطور المائي عند المصدر عند زمن، t .

v = معامل التحلل الكلي عند المصدر.

وبفرض أن منسوب الماء الأرضي عميق بشكل كافٍ، فإن الشروط الحدودية والأولية

للمعادلة رقم (٤, ١٢٢) هي:

$$(أ٤, ١٢٧) \quad C(0, t) = C_0 e^{-x}, t \geq 0$$

$$(ب٤, ١٢٧) \quad C(\alpha, t) = 0, t \geq 0$$

$$(ج٤, ١٢٧) \quad C(z, 0) = 0, z \geq 0$$

وباستخدام تحويلات لابلاك Laplace ومعكوساتها، فإن حل المعادلة رقم

(٤, ١٢٢) يكون كالتالي (Carslaw and Jaeger 1984; USEPA 1985):

$$C(z, t) = C_0 / 2 \exp \left\{ \left[uz / (2D_z) \right] - vt \right\} \left[e^{-2AB} \operatorname{erfc} \left\{ -A\sqrt{t} + B/\sqrt{t} \right\} + e^{2AB} \operatorname{erfc} \left\{ A\sqrt{t} + B/\sqrt{t} \right\} \right] \quad (٤, ١٢٨)$$

حيث إن:

$$C(z, t) = \text{التركيز عند } z, \text{ وزمن } t.$$

$$A = \sqrt{[\lambda + u^2 / (4D_z R_d) - v]}$$

$$B = (z/2) \sqrt{(R_d / D_z)}$$

وتتضمن المعادلة رقم (٤, ١٢٨) نواتج دوال الخطأ الأسية والمتماثة للإزاحات الزاوية، والتي يمكن أن تكون حقيقية أو معقدة. إذا كانت الإزاحات الأسية معقدة، فيمكن أن يتم الحصول على قيمها كما هو موضح في (Prakash 2000a) أو عن طريق دوال الخطأ لارتفاع المنسوب للإزاحة الأسية المعقدة (Abramowitz and Stegun 1972). ولانطلاق نهائي الوقت للمواد الملوثة من المصدر، يمكن استخدام التراكم الخطي. وبالتالي يكون:

$$C(z, t, t_0) = P(z, t), 0 \leq t \leq t_0 \quad (٤, ١٢٩)$$

$$C(z, t, t_0) = P(z, t) - P(z, t - t_0) \exp(-vt_0), -t \geq t_0 \quad (٤, ١٣٠)$$

حيث إن:

t_0 = الزمن الذي يتم عنده معالجة المصدر.

$P(z, t)$ هو نفس $C(z, t)$ المعطى بالمعادلة رقم (٤, ١٢٨).

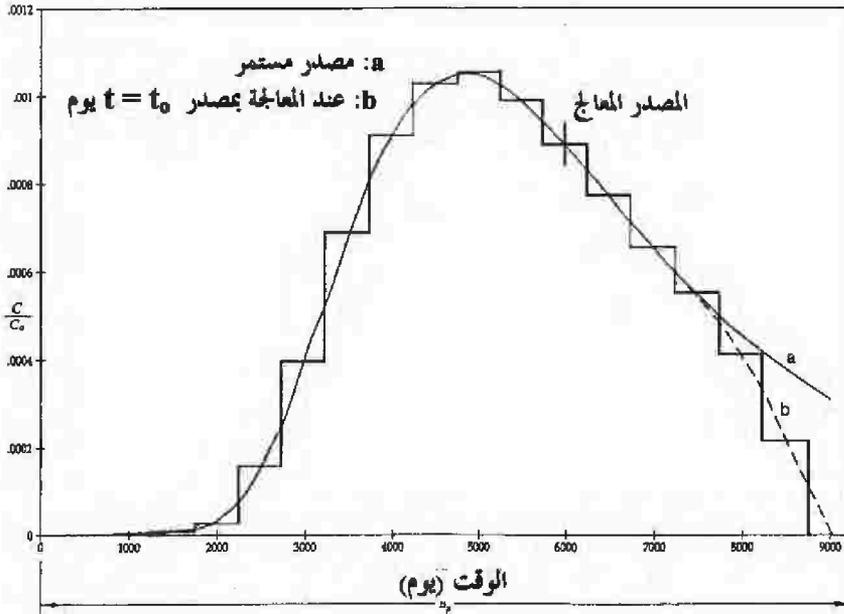
وتعطى المعادلات رقم (٤, ١٢٨)، ورقم (٤, ١٢٩)، ورقم (٤, ١٣٠) التمثيل

البياني لتركيز الملوثات التي تصل سطح الماء الأرضي، كما هو مبين في الشكل رقم

(٤, ٤). والتمثيل البياني للملوثات تكون المصدر لانتقال الملوثات خلال المنطقة المشبعة. وبهدف التيسير الحسابي، يتم تقريب تلك التمثيلات البيانية للملوثات بنبضات متعاقبة مستطيلة الشكل للتركيزات الثابتة والفترات النهائية (المحدودة) Δt ، (الشكل رقم ٤, ٤).

بعد الدخول في المنطقة المشبعة، فإن انتقال الملوثات القابلة للامتزاج إلى المستقبل، يحكم بالانتقال في الاتجاه الأفقي والانتشار والامتزاز والتحلل وإعادة الملء لماء المطر العذب نسبياً على طول مسار الانتقال. وفي غالبية الحالات الميدانية، فإن درجة انحدار المياه الجوفية تكون في اتجاه المستقبل ويمكن أن يعامل انتقال الحرارة في الاتجاه الأفقي على أنه أحادي البعد. في هذه الحالات، يمكن تحليل انتقال الملوثات باستخدام نموذج MULTIMED (USEPA 1966b) أو نماذج أخرى شبيهة. ولشروط سريان المياه الجوفية الأكثر تعقيداً، يمكن أن يكون ضرورياً محاكاة السريان ثلاثي البعد والانتقال. ويستخدم نموذج MULTIMED لتكوين تمثيل بياني لتركيزات الملوثات التي تصل المستقبل بسبب الفترة المحدودة (Δt) ونبضة تركيز الوحدة. إن استخدام التمثيل البياني للمواد الملوثة مثل دالة النواة، $C(L, \Delta t, t)$ ، ونبضات التركيز الثابت مثل دالة الدخل، $V(\Delta t, t)$ ، والتمثيلات البيانية لتركيز الملوثات التي تصل المستقبل بسبب الانطلاقات المستمرة أو محددة الزمن من المصدر يتم حسابها من اللف. وتعتبر، $L =$ مسافة المستقبل الأفقية من المصدر. والمعادلة التالية منفصلة وموافقة حسابياً من عملية اللف (Prakash 2000a):

$$Q(L, t) = \sum C[L, \Delta t, t - (i-1)\Delta t] \cdot V(\Delta t, i\Delta t) \quad (٤, ١٣١)$$



الشكل رقم (٤, ٤). التمثيل البياني للتلوث الواصل لمستوى الماء الأرضي.

حيث إن:

$$\sum_{i=1}^{n} \text{المجموع من } i \text{ إلى } z \leq n.$$

$$Q(L, t) = \text{الإحداثيات الأسى للتمثيل البياني للمواد الملوثة التي تصل المستقبل}$$

عند مسافة L ، من المصدر عند زمن t .

$$z = \text{(عدد صحيح)} = t / \Delta t.$$

$$n = \text{(عدد صحيح)} = B_p / \Delta t.$$

Δt = المدة الزمنية المحددة المختارة للنفضات المستطيلة ولف.

B_p = قاعدة زمن التمثيل البياني للمواد الملوثة التي تصل منسوب الماء

الأرضي (الشكل رقم ٤, ٤).

انتقال الطور الغازي Gas Phase Transport

انتقال الطور الغازي للكيمياويات العضوية الطيارة من المصدر إلى سطح الماء الأرضي خلال المنطقة ذات التجاويف يمكن أن تحلل بفرض أن الانتشار الغازي يكون رأسياً بشكل سائد. فإذا كان المصدر يقع عند $x = -a$ إلى $x = a$ ومتصف المسافة يقع عند مسافة، a_0 ، تحت سطح الأرض (الصماء وغير المنفذة للانتشار الغازي) وعند مسافة b_0 فوق سطح الماء الأرضي (الشكل رقم ٤,٥)، إذن باستخدام طريقة الصور (Carslaw and Jaeger 1984):

$$C(x,t) = (C_0/2) \left[\operatorname{erf} \left\{ (a-x)/\sqrt{(4D_d t)} \right\} + \operatorname{erf} \left\{ (a+x)/\sqrt{(4D_d t)} \right\} + \operatorname{erf} \left\{ (a-(x-2a_0))/\sqrt{(4D_d t)} \right\} + \operatorname{erf} \left\{ (a+(x-2a_0))/\sqrt{(4D_d t)} \right\} + \operatorname{erf} \left\{ (a-(x+2b_0))/\sqrt{(4D_d t)} \right\} + \operatorname{erf} \left\{ (a+(x+2b_0))/\sqrt{(4D_d t)} \right\} \right] \quad (٤, ١٣٢)$$

حيث إن:

D_d = معامل انتشار الطور الغازي الفعال للكيمياويات العضوية الطيارة في المنطقة ذات التجاويف. ويمكن تقدير معامل انتشار الطور الغازي الفعال عن طريق:

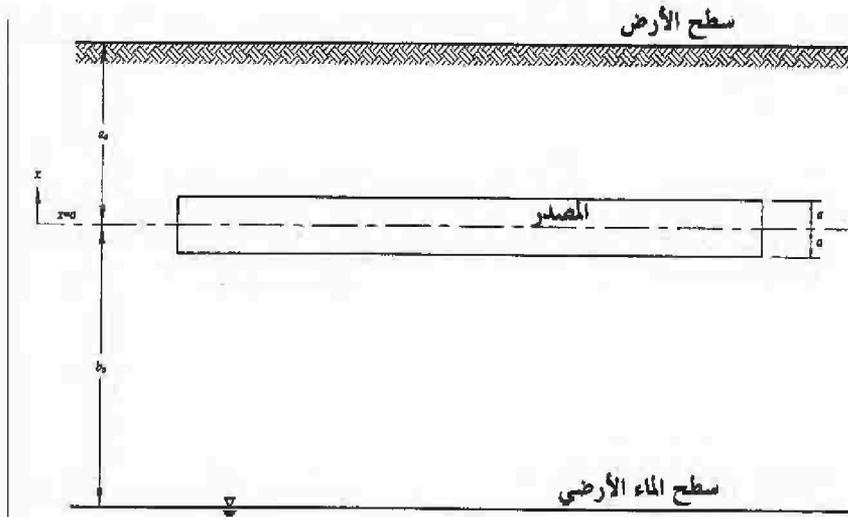
$$D_d = D_b \phi_a T_a \quad (٤, ١٣٣)$$

حيث إن:

D_b = معامل انتشار الهواء الحر.

ϕ_a = معامل النفاذية الممتلئة بالغاز.

T_a = الاضطرابية.



الشكل رقم (٤,٥). الرسم التخطيطي للانتشار الغازي.

ويمكن الحصول على قيم معامل انتشار الهواء الحر للغازات المختلفة أو الكيماويات العضوية الطيارة من جداول خاصة (مثل، Weast 1987; IPCB 2001; Lyman et al. 1984). ويمكن تقدير الاضطرابية بالمعادلة التالية (Bacher 1987; Pankow and Cherry 1996):

$$T_a = \phi_a^{7/3} / \phi^2 \quad (٤, ١٣٤)$$

حيث ϕ = النفاذية الكلية.

ويمكن إجراء حسابات المعادلة رقم (٤, ١٣٢) باستخدام ورقة العمل (مثلا، برنامج الإكسل).

مثال رقم (٤, ٢٢): احسب تركيز الغاز لإيثيلين الكلور الثلاثي على عمق ٢٠ م أسفل سطح الأرض المرصوف عند t تساوي ١٨٠ يوم بسبب مصدر يقع على بعد ٥ إلى ٧ م

تحت سطح الأرض. ويقع منسوب الماء الأرضي على بعد ٦٦ م أسفل سطح الأرض. تركيز إيثيلين الكور الثلاثي الغازي عند المصدر ١٠٠٠٠ ملجم/ل عند الزمن الحالي t يساوي صفر. ومعامل انتشار الهواء الحر لإيثيلين الكلور الثلاثي D_b يساوي ٧١٠٠ سم^٢/اليوم، والنفذية الكلية للوسط المسامي ϕ تساوي ٠,٣٠، والنفذية الممتلئة بالغاز أو المحتوى الحجمي لإيثيلين الكلور الثلاثي لكل وحدة حجم من التربة ϕ_a تساوي ٠,٢٥.

الحل:

باستخدام المعادلات العملية لتقدير الاضطرابية ومعامل الانتشار الفعال

نحسب اضطرابية الطور الغازي T_a (Baehr 1987; Pankow and Cherry 1996):

$$T_a = \phi_a^{2.333} / \phi^2 = 0.25^{2.333} / (0.3 \times 0.3) = 0.4375$$

معامل الانتشار الفعال لإيثيلين الكلور الثلاثي:

$$D_d = D_b \phi_a T_a = 7100 \times 0.25 \times 0.4375 = 777 \text{ cm}^2 / \text{day} = 0.0777 \text{ m}^2 / \text{day}$$

وأيضاً:

$$x = -(20 - 6) = -14 \text{ m} \quad ; \quad a = (7 - 5) / 2 = 1 \text{ m}$$

$$a_0 = 5 + 1 = 6 \text{ m} \quad ; \quad b_0 = 66 - 6 = 60 \text{ m}$$

إذا:

$$a - x = 1 + 14 = 15 \quad ; \quad a + x = 1 - 14 = -13$$

$$a - x + 2a_0 = 1 + 14 + 12 = 27 \quad ; \quad a + x - 2a_0 = 1 - 14 - 12 = -25$$

$$a - x - 2b_0 = 1 + 14 - 120 = -105 \quad ; \quad a + x + 2b_0 = 1 - 14 + 120 = 107$$

$$(a - x) / \sqrt{(4D_d t)} = 2.00$$

$$(a + x) / \sqrt{(4D_d t)} = (1 - 14) / \sqrt{(4 \times 0.0777 \times 180)} = -13 / 7.4796 = -1.738$$

$$(a - x + 2a_0) / \sqrt{(4D_a t)} = 3.6096$$

$$(a + x - 2a_0) / \sqrt{(4D_a t)} = -3.342$$

$$(a - x - 2b_0) / \sqrt{(4D_a t)} = -14.037$$

$$(a + x + 2b_0) / \sqrt{(4D_a t)} = 14.305$$

وباستخدام المعادلة رقم (٤, ١٣٢) وقيم erf(x) من جداول دوال الخطأ (أو

دوال الأكسل):

$$C(x, t) = (10000/2)[0.9954 - 0.9860 + 1.0 - 0.999998 - 1 + 1] \\ = 0.0094 \times 5000 = 47.0 \text{ mg/L}$$

لاحظ أن الحدين الأخيرين كلاهما يقترب من ١ ويلغيان. إذا كان منسوب الماء

الأرضي عميق جداً (كما في المثال)، فإن الحدين الأخيرين من المعادلة رقم (٤, ١٣٢) يمكن إهمالهما.

تستخدم آبار استخراج البخار لقياس ومعالجة تلوث غاز التربة، أنصاف

الأقطار النموذجية لآبار استخراج البخار تتراوح من حوالي ١,٢٧ إلى ٥ سم.

ونصف قطر التأثير يتراوح من ٩ إلى ٣٠ م اعتماداً على ظروف التربة. وهو أصغر في

التربة الرملية وأكبر في تكوينات الطمي والطين. ويمكن تقدير معدل استخراج

البخار بالمعادلة التالية (Johnson *et al.* 1990):

$$(٤, ١٣٥) \quad Q = [\pi k B / \mu] [P_s^2 - (P_s - P_w)^2] / [(P_s - P_w) \ln(R/r_w)]$$

حيث إن:

$$Q = \text{معدل استخراج البخار (سم}^3/\text{ث.)}$$

$$k = \text{سماح التربة بسريان الغاز (سم}^2\text{)}$$

$$\mu = \text{اللزوجة الديناميكية للغاز (جم.سم/ث.)}$$

$$B = \text{سمك منطقة السباح أو ارتفاع الحواجز مهما تكن صغيرة (سم.)}$$

$$P_a = \text{ضغط الغلاف الجوي (حوالي } 1.01 \times 10^6 \text{ gm.cm/s}^2 \text{)}.$$

$$P_w = \text{الضغط عند البئر الناتج من ضخ البخار (جم.سم/ث}^2 \text{)}.$$

$$r_w = \text{نصف قطر البئر.}$$

$$R = \text{نصف قطر التأثير.}$$

مثال رقم (٤, ٢٣): احسب كمية غاز التربة الذي يمكن استخراجه من بئر استخراج بخار نصف قطره ٥ سم ومصفاة بطول ١ م. ضخ البخار قادر على تكوين ضغط مطلق قدره ٥١, ١٠ × ٠, ٥١ جم.سم/ث^٢ عند سطح البئر. بفرض أن:

$$\mu = 1.9 \times 10^{-4} \text{ gm.cm/s} \quad ; \quad k = 10^{-6} \text{ cm}^2$$

$$P_a = 1.01 \times 10^6 \text{ gm.cm/s}^2 \quad ; \quad R = 9 \text{ m}$$

الحل:

عند سطح البئر B تساوي ١٠٠ سم.

$$(P_a - P_w) = (1.01 - 0.51) \times 10^6 = 0.50 \times 10^6 \text{ gm.cm/s}^2$$

باستخدام المعادلة رقم (٤, ١٣٥):

$$Q = \left[\pi \times 10^6 \times 100 (1.01^2 - 0.5^2) \times 10^6 \right] / \left[(1.9 \times 10^{-4}) \times 0.5 \times \ln(9/0.025) \right]$$

$$= 43.27 \times 10^4 \text{ cm}^3/\text{s} = 433 \text{ L/s}$$

تركيب آبار المراقبة Monitoring Well Installation

تتطلب آبار المراقبة تسجيل مستويات المياه الجوفية وجمع العينات من المياه الجوفية لتحليل جودة المياه. وبالإضافة، لتجميع عينات من التربة أثناء الحفر. يمكن أن يكون بئر المراقبة بئراً منفرداً أو زوجين من الآبار المركبة في نفس ثقب الحفر (بئر

المراقبة المتداخل)، وتحجز كل منها تكوينات مختلفة أو أعماق مختلفة في نفس التكوين. وتشمل المواصفات العامة لتركيب آبار المراقبة التالي:

١- الحفر: تحفر ثقوب بئر المراقبة باستخدام المركبة المثبت فيها أجهزة الحفر أو معدات أخرى ملائمة لها ساعد (قصبية) مجوف يوافق الأقطار الداخلية التي تبلغ ١١ سم (٤,٢٥ بوصة) للبئر المنفرد و ٣٠,٥ سم (١٢ بوصة) للآبار المتداخلة. وتجمع عينات التربة كل عمق ١,٥ م (٥ قدم) باستخدام ملعقة زوجية قطرها ٥ سم (٢ بوصة) لأخذ العينات. يمكن أن تختلف الأعماق والأحجام اعتماداً على متطلبات خاصة في مواقع معينة. ويتم تسجيل الخصائص الفيزيائية لعينات التربة في سجلات الثقب، وتشمل تلك الخصائص الفيزيائية: اللون، وتصنيفات الحجم المرئي (مثل، ناعم، وسط، خشن)، والرطوبة (مثل، جاف، رطب، رطب جداً)، وتعدادات الانصهار، وقراءات عداد التأين الضوئي للكيمياء العضوية الطيارة، والرائحة. ويتم حفظ جزء من كل عينة من التربة وترسل إلى المختبر لتحليل وجود الملوثات موضع الاهتمام وتوزيع حجم الحبيبات.

٢- غلاف بئر المراقبة والمصفاة ومجموعة المرشحات وسدادة الإحكام: يتم تركيب غلاف آبار المراقبة باستخدام أنبوبة بولي فينيل ٤٠ قطرها ٥ سم (٢ بوصة) وتمتد من قاع ثقب الحفر إلى حوالي ١ م فوق سطح الأرض. وللمصفاة نفس قطر ومادة الغلاف. ويمكن أن يختلف كل من قطر ومادة الغلاف والمصفاة اعتماداً على ظروف الموقع، والأحوال الاقتصادية والغرض. ويتم حساب الطول اعتماداً على سمك الطبقات الحاملة للمياه التي تصادف أثناء الحفر. يملأ الفاصل الحلقي بين ثقب الحفر ومصفاة البئر برمل نظيف وحصى ناعم، يسمى مجموعة المرشحات. وتمتد مجموعة المرشحات إلى حوالي ١ م أبعد من قمة وقاع مصفاة البئر. يصمم تدرج

مجموعة المرشحات لاحتجاز حوالي ٧٠٪ من جزيئات تربة التكوين، ويتم عمل أحجام فتحات المصفاة لاحتجاز حوالي ٩٠٪ من مجموعة المرشحات. والأحجام الأكثر شيوعاً في الاستخدام بالنسبة لفتحات المصفاة هي ٠,٢٥ إلى ٠,٥٠ مم (٠,٠١ إلى ٠,٠٢ بوصة). ويتم عمل سدادات من كريات الببتونايت بسمك حوالي ١ م فوق مجموعة المرشحات. وفي حالة الآبار المتداخلة، يتم عمل سدادة كرية الببتونايت في الطول الداخلي بين قمة مجموعة المرشحات للبئر العميق وقاع مجموعة المرشحات في البئر الضحل وبطول حوالي ١ م فوق مجموعة المرشحات للبئر الضحل. يملأ التباعد الحلقي من سطح الأرض إلى قمة سدادة كرية الببتونايت بمخلوط الأسمت- الببتونايت وتكون نسبة الأسمت إلى الببتونايت ١:١٩ من الوزن. ويمكن أن يتغير المخلوط اعتماداً على ظروف موقع معينة.

٣- تطوير البئر والتطهير وأخذ العينات: تطور آبار المراقبة باستخدام مضخات قابلة للغطس حتى يصبح الماء الذي يتم ضخه خالياً من الرواسب. ويتم تسجيل مستويات المياه وتركيز أيون الهيدروجين PH والموصلية النوعية والحرارة أثناء تطوير البئر. ويجب تطهير البئر قبل كل عملية أخذ عينة. ويجب أن يستمر التطهير إلى أن يتم إزالة حجم الماء المكافئ لأدنى حد من غلاف ثلاث آبار. بعد التطهير، يجب السماح لمستوى الماء في البئر بالعودة إلى حالته الأصلية. ويتم جمع عينات جودة المياه باستخدام أنابيب البولي إيثيلين التصريفية. يمكن قياس التوصيل النوعي وتركيز أيون الهيدروجين PH والأكسجين المذاب ودرجة حرارة المياه الجوفية في موقع العمل. تخزن عينات جودة المياه المستعادة في أوعية يحكم إغلاقها وتنقل إلى المختبرات المختصة لتحليلها.

٤ - إزالة التلوث والتخلص من النفايات: يجب أن يتم تنظيف أجهزة الحفر وأنصال الثقب وملاعق جمع العينات الزوجية ومعدات التربة الأخرى بالبخار قبل استخدامها وتشطف مرتين بالماء المتدفق وبالنهاية تشطف بالماء المقطر. ويجب أن يتم جمع قطع الحفر والمخلفات السائلة بما فيها مياه تطوير البئر لأجل التخلص المناسب منها.

٥ - معاينة البئر: يجب أن يتم معاينة ارتفاعات ومواقع قمة غلاف آبار المراقبة وأن توصل بحالة ملائمة أو إحداثيات خطة أخرى على خرائط الموقع ويحتفظ بها مع سجلات بئر المراقبة الأخرى.

نماذج سريان وانتقال المياه الجوفية

Groundwater Flow and Transport Models

فيما يلي بعض نماذج سريان وانتقال المياه الجوفية الأكثر شيوعاً في المجال العام:

- نموذج الفرق النهائي لسريان المياه الجوفية ثلاثي الأبعاد المعياري، MODFLOW (USGS 2000b): يحاكي هذا النموذج سريان المياه الجوفية المستقر والبيئي ثلاثي الأبعاد. ويتكون تركيبه المعياري من برنامج أساسي وسلسلة من الطرق الفرعية، والتي تسمى وحدات القياس. وينقسم مجال سريان المياه الجوفية إلى شبكات وسدود من الشبكات التي تمثل التدفق وعدم التدفق والضغوط الثابت والنهر والمصرف والبركة وحد التدفق والبئر وإعادة الملء والرشح البخاري والطبقات التي تمثل التكوينات المختلفة. يمكن أن تشبه الطبقات بالمحصورة أو غير المحصورة أو اتحاد الاثنين. MODFLOW هو نموذج متعدد الاستعمال ويمكن أن يستخدم لأنواع مختلفة من دراسات المياه الجوفية، بما فيها تقييم مصدر المياه وانتقال الملوثات المحتمل في نطاق إقليمي أو محلي.

• شفرة تحديد مساحة حماية ضاغط البئر (USEPA 1993) WHPA: وهو نموذج محاكاة سريان المياه الجوفية شبه التحليلي لتحديد مساحة مناطق الاحتجاز في مساحة حماية ضاغط البئر. وهو يقبل التطبيق في طبقات الماء الأرضية المتجانسة والمحصورة وغير المحصورة وشبه المحصورة التي تظهر سريان المياه الجوفية المستقرة ثنائية الأبعاد في خطة مساحة. ويمكن أن تحاكي الحاجز أو حدود البخار التي تحترق العمق الكلي لطبقة الماء الأرضي ويمكن أن تأخذ في الحسبان الضخ المتعدد وآبار الحقن.

• التقييم الهيدروليكي لأداء الأرض المشبعة (USEPA 1995) HELP: وهو نموذج شبه ثنائي الأبعاد يستخدم لإجراء تحليل توازن الماء في الأرض المشبعة وأنظمة التغطية ومباني مخلفات التربة الملوثة الأخرى. وهو يتطلب وجود بيانات مناخية وبيانات عن التربة والتصميم. يتم بناء كمية مهمة من البيانات المناخية وبيانات عن التربة في النموذج نفسه. ويمكن محاكاة توازن المياه لأنظمة الأرض المشبعة مع أنواع مختلفة من أغطية التربة والأغطية النباتية وطبقات الصرف الجانبية وحدود التربة المسموحة المنخفضة والغشاء الجيولوجي. وتشمل المخرجات كميات من الجريان السطحي والتبخير والصرف وجمع المياه المنصرفة من الأرض المشبعة والتسرب الخطى من الأنواع المختلفة لتصميمات الأرض المشبعة.

• نموذج تقييم عداد التعريض متعدد الأوساط (MULTIMED) لتقييم التخلص الأرضي من المخلفات (USEPA 1996b): يحاكي هذا النموذج حركة الملوثات في سريان المياه الجوفية أحادي البعد مع التشتت ثلاثي الأبعاد والتراجع وتحلل من الدرجة الأولى والتخفيف بسبب الترشيح المباشر في المياه الجوفية. هذا النموذج صديق للمستخدم وتشمل أنظمة برامج الحاسب التفاعلية السابقة والتالية. وتشمل المخرجات تركيزات الملوثات التي تصل مستقبل معين تحت ظروف الحالة المستقرة أو

بعد فترات زمنية محددة التي تنطلق من المسار المستطيل أو المصدر الجاوسي. يحدد مسار المصدر المستطيل بعرض وعمق محدد. لدى المصدر الجاوسي توزيعاً أسياً على طول العرض ومنتظم على العمق. ويمكن أن يكون التركيز ثابت عند المصدر (الحالة المستقرة)، أو نبضة تركيز ثابتة بمدة محددة أو نبضة تتحلل أسياً مع مرور الزمن.

• التصوير الحيوي (USEPA 1997): التصوير الحيوي هو نموذج تصوير يحاكي المعالجة من خلال التخفيف الطبيعي للهيدروكربون المذاب في مواقع إطلاق البترول. وهو مبرمج في برنامج الاكسل ويعتمد على نموذج دومينيكو التحليلي لانتقال المذاب. ويمكنه أن يحاكي انتقال الحرارة الأفقي والتشتت والامتزاز والتحلل الهوائي والتفاعلات الغير هوائية. وتشمل الحزمة ثلاثة نماذج، انتقال المذاب دون تحلل، مع التفسخ الحيوي المشكل كعملية تحلل من الدرجة الأولى، ومع التفسخ الحيوي المشكل كتفاعل تفسخ حيوي لحظي.

• نموذج الانتقال المعياري ثلاثي الأبعاد لمحاكاة الانتقال الحراري الأفقي والتشتت والتفاعلات الكيميائية للمواد الملوثة في أنظمة المياه الجوفية، MT3D (USEPA 1992): يستخدم هذا النموذج تركيباً معيارياً شبيهاً بنموذج الفرق النهائي لسريان المياه الجوفية ثلاثي الأبعاد المعياري (MODFLOW (USGS 2000b). ويمكن أن يستخدم مع أي ازدحام في المتصف، نموذج الفرق النهائي لسريان المياه الجوفية مثل نموذج الفرق النهائي لسريان المياه الجوفية ثلاثي الأبعاد المعياري مثل MODFLOW. وهو يستعيد الضواغط الهيدروليكية والتدفقات المختلفة وحدود المصدر/ الحوض المحفوظة في نموذج سريان المياه الجوفية وتندمج آلياً في شروط الحد الهيدروليكي المحددة. ويمكن أن يستخدم لمحاكاة تركيزات ملوثات الأنواع الأحادية القابلة للامتزاج في المياه الجوفية مع الأخذ في الاعتبار الانتقال الحراري في اتجاه أفقي

والتشتت وبعض التفاعلات الكيميائية البسيطة. التفاعلات الكيميائية المشتملة في النموذج تكون في امتزاز خطي أو غير خطي وتحلل من الدرجة الأولى أو تفسخ حيوي. هذا النموذج معقد بعض الشيء، والمشروعات التي تتضمن استخدام هذا النموذج يجب أن يتم أداءها على أنها دراسات خاصة.