مقرر هيدروليكيا المياه الجوفية
ض جم 315
Groundwater Hydraulics
EHG 315

اعداد : د/ طارق بن حسن بيومي

مقرر هيدروليكيا المياه الجوفية

المقدمة

هيدروليكيا المياه الجوفية هو العلم الذي يتعامل مع علاقة الماء الجوفي بالتكاوين المائية حسابيا من حيث تطوير وحل المعادلات الرياضية الخاصة بسريان الماء الجوفي في تلك التكاوين، ومن أمثلة ذلك حساب كميات تصريف الماء الجوفي ومعدلات الهبوط في السطح البيزومتري وايجاد العلاقة بينهما، اضافة الى تحديد الخصائص الهيدروليكية للتكاوين المائية عن طريق اجراء اختبارات الضخ والرجوع وما الى ذلك.

وهذا المقرر يستفيد من مقرر عناصر التسرب في البيئة المسامية (ض جم 312) الذي يتطرق للخصائص الهيدروليكية للتكاوين المائية من حيث تعريفها وطرق تحديدها اضافة الى شرح قانوني دارسي ولابلاس وهما الأساس في استنباط باقي معادلات حركة الماء الجوفي اضافة الى تعريف أنواع السريان وتقدير سرعة الماء الجوفي وما الى ذلك. كما أن مقرر جيولوجيا المياه الجوفية (ض جم 313) يوضح العلاقة بين التكاوين المائية والماء الجوفي وصفيا وهو جزء مكمل لهدف هذا المقرر.

تم تطوير معادلات كثيرة وعلاقات مختلفة تربط بين السريان في الآبار والهبوط في مستوى الماء الجوفي أو السطح البيزومتري الذي ينتج من عملية ضخ المياه من هذه الآبار. وتعتبر النقولية ومعامل التخزين والعطاء النوعي للتكاوين المائية أهم العناصر المستعملة في هيدروليكيا الآبار ويستفاد منها في تحديد تصريف الآبار.

تعاريف ومصطلحات أساسية

الخصائص الهيدروليكية للتكاوين المائية:

1- العطاء النوعي والاحتفاظ النوعي Specific Yield and Specific Retention

يعرف العطاء النوعي S_y بانه حجم المياه التي يمكن تصريفها بفعل الجاذبية من كل وحدة حجميه من الطبقة المشبعة.

كما يعرف أيضا بانه النسبة المئوية لحجم المياه التي يمكن الحصول عليها من التكوين الحامل للماء مقسوما على الحجم الكلي لذلك التكوين ...

$$S_y = (V_a / V_T) * 100$$

حيث S_y العطاء النوعي، V_a حجم الماء الذي يمكن ضخه من المتكون، V_T الحجم الكلي للمتكون.

الاحتفاظ النوعي S_r يشير الى حجم المياه المغلفة للحبيبات والتي تبقى في مكانها ولا يمكن الحصول عليها، وتعرف بانها النسبة المئوية لحجم المياه التي يحتفظ بها المتكون ضد الجاذبية مقسوما على الحجم الكلي للمتكون المائي..

$$S_r = (V_r / V_T) * 100$$

حيث V_r حجم المياه المحتفظ بها

2- معامل التخزين Storage Coefficient

قدرة المتكون المائي على تخزين الماء الجوفي يعتبر أحد أهم الخواص الهيدروليكية، وهو يساوي حجم الماء الذي تعطيه الطبقة من مخزونها لكل وحدة مساحة سطحيه اذا تغير مستوى الماء الجوفي (أو السطح البيزومتري) بمقدار الوحدة.

ويعبر عنها رياضيا كما يلي:

$$V_w = dh * A * S$$

حيث V_wحجم الماء الذي تعطيه الطبقة، dh التغير في السطح البيزومتري فوق مساحة سطحية A، Sمعامل التخزين. كما يعرف بانه النسبة المئوية لحجم الماء المستخرج من الطبقة الحاملة للماء بالنسبة للجزء الذي تم تفريغه من الطبقة(V_a)،أي

$$S = (V_w / V_a) * 100$$

وتتراوح قيم معامل التخزين للتكاوين المحصورة بين 0.005 و 0.00005 .

وبالنسبة للتكاوين الغير محصورة فتتراوح بين 0.3 و 0.01.وتعتبر قيم معامل التخزين لهذه التكاوين مساوية للعطاء النوعي.

3- معامل التوصيل الهيدروليكي (النفاذية): يمثل سهولة امرار الماء من خلال البيئة المسامية ويعرف بانه كمية المياه التي تمر خلال وحدة مساحة من المتكون المائي عند تاثره بوحدة ميل هيدروليكي وحدته وحدة سرعة، وتعتمد على خصائص السائل والصخر معا.

4- معامل النقولية Transmissivity (T)

يحدد هذا المعامل قدرة التكوين المائي على نقل الماء ، وله عدد من التعاريف منها:

أ- معدل سريان الماء المار عبر قطاع من المتكون المائي عرضه الوحدة وارتفاعه يشمل السمك الكلي لذلك المتكون عند تغير الميل الهيدروليكي بمقدار الوحدة.

ويصاغ رياضيا كما يلي:

$$T = Q/wi$$

حيث wعرض المتكون المائي، i الميل الهيدروليكي.

ب- حاصل ضرب سمك الطبقة b في متوسط معامل التوصيل الهيدروليكي K ، أي أن

$$T = Kb$$

وحدة النقولية هي (l^2 / t) على سبيل المثال m^2/day

تعاريف أساسية

مستوى الماء الثابت Static water level: المستوى الذي يقف عمده الماء في حالة سكون البئر (عدم سحب الماء سواء بالضخ أو بالتدفق الذاتي)، ويعبر عنه بالمسافة من سطح الأرض الى مستوى الماء الي الآبار بالمتر.

1- مستوى الماء المتحرك Dynamic water level: المستوى الذي يقف عنده الماء اثناء تشغيل المضخة ويسمى كذلك المستوى الديناميكي.

2- الهبوط Drawdown: مدى انخفاض مستوى الماء الجوفي اثناء ضخ الماء من البئر ويساوي الفرق بين المستوى الثابت والمتحرك.

3- معدل تصريف البئر Rate of discharge: حجم الماء الذي يتم ضخه من البئر في وحدة زمن (ووحدته وحدة حجم على الزمن).

4- نصف قطر التأثير Radius of influence: المسافة الفاصلة بين مركز البئر وأبعد نقطة يصل اليها تأثير ضخ البئر.

قوانين حركة المياه الجوفية Groundwater Flow Laws

قانون دارسي Darcy's Law

وجد دارسي 1856م بعد قيامة بعدد من التجارب على حركة الماء في عينة من الرمـــل أن سرعة الماء تتناسب طرديا مع اختلاف الضغط وعكسيا مع سمك العينة.

ويكتب قانون دارسي بالصيغة التالية:

$$v=Ki$$

حيث :

v = Darcy velosity , Specific discharge , Filter velocity (L/T),
K= Hydraulic conductivity (Coefficient of permeability) (L/T),
i = Hydraulic gradient

الأشكال الأخرى للقانون تكتب :

عند استخدام الحاسب الآلي $v = k (\Delta h/\Delta L)$

في الدراسات الحقلية $v = k (h_2-h_1/L_2-L_2)$

في حالة السريان المستقر $v = k (\partial h/\partial L)$

في حالة السريان الغير المستقر $v = k (\partial h/\partial L)$

صيغ السريان المستقر والغير مستقر مهمة في استنتاج قوانين حركة المياه الجوفية.

قيمة الجهد عند نقطة ما = h وتساوي:

$$h=(p/\gamma)+z$$

حيث:

الضغط الهيدروستاتيكي p= hydrostatic pressure
الوزن النوعي للماء γ = specific weight of water
الارتفاع فوق مستوى ثابت z = elevation

صلاحية قانون دارسي Validiy of Darcy's Law

قانون دارسي قابل للتطبيق في حالة السريان الصفائحي الذي ينشأ في البيئات المسامية. يستعمل رقم رينولدRenyold's number للتفريق بين السريان الصفائحي والعشوائي ويعبر عنه كما يلي :

$$N_R = (\rho vD/\mu)$$

حيث:

رقم رينولد N_R=

كثافة السائل (الماء) ρ =

السرعة v =

متوسط قطر حبيبات التربة D =

لزوجة السائل μ =

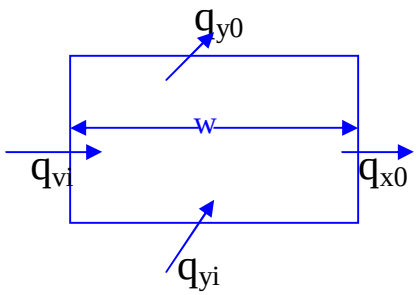
- يعبر عن D بـــــ d_{10} وهو الحجم الفعال الذي يعادل الحجم القابل للنسبة المئوية 10%

قانون دارسي يقبل التطبيق عندما تكون قيمة N_R محصورة بين 1 الى 10 .

معادلات سريان المياه الجوفية
Groundwater Flow Equations

1- السريان المشبع غير المستقر Unsteady saturated flow

حيث أن السريان الثابت لا تتغير فيه السرعة والضغط مع الزمن عند أية نقطة محددة فيه. يبين الشكل المرفق وحدة حجم لوسط مسامي يدعى الحجم الأساسي المنتظم Element control volume. ان سرعة السريان الداخل تساوي سرعة السريان الخارج من هذا الحجم.



$$q_{xi} = - T_x w (\partial h/\partial x)_i \qquad q_{x0} = - T_x w (\partial h/\partial x)_I$$

حيث T_x الانتقالية في الاتجاه x ، $(\partial h/\partial x)_0$ و $(\partial h/\partial x)_I$ الميل الهيدروليكي عند نقطة الدخول والخروج . يمكن كتابة نفس المعادلات للاتجاه y.

معدل السريان المار خلال أو المخزون في المربع يمكن إيجاده بالأخذ في الاعتبار قانون الاستمرارية (بقاء الماده) Continuity equation

$$(q_{xi} - q_{x0}) + (q_{yi} - q_{y0}) = Sw (\partial h/\partial t)$$

ومن ثم تصبح المعادلة :

$$\frac{T_x (\partial h/\partial x)_i - (\partial h/\partial x)_0}{w} + \frac{T_y (\partial h/\partial y)_i - (\partial h/\partial y)_0}{w} = S (\partial h/\partial t)$$

لو أصبحت قيمة w صغيره جدا وكان التكوين المائي متجانسا أي أن قيم ألنقولية ثابتة في جميع الاتجاهات فأن المعادلة تصبح :

$$(\partial^2 h/\partial x^2)+(\partial^2 h/\partial y^2) = S/T\ (\partial h/\partial t)$$

تعتبر هذه معادلة السريان غير المستقر في الاتجاه الأفقي.
في الأبعاد الثلاثة يمكن تخيل مكعب من الطبقة تسير خلاله المياه وتكون المعادلة:

$$(\partial^2 h/\partial x^2)+(\partial^2 h/\partial y^2) + (\partial^2 h/\partial Z^2) = (S/T)\ \ (\partial h/\partial t)$$

المعادلة السابقة تسمى معادلة لابلاس للسريان غير المستقر في الابعاد الثلاثة Laplace Equation

2- في حالة السريان المستقر تصبح قيمة $\partial h/\partial t = 0$ حيث أن الرأس لا يتغير مع الزمن وتصبح المعادلة:

$$(\partial^2 h/\partial x^2)+(\partial^2 h/\partial y^2) + (\partial^2 h/\partial Z^2) = 0$$

3- الإحداثيات الشعاعية Radial Coordinates
في حالة السريان الشعاعي باتجاه الآبار - وبافتراض أن الطبقة الحاملة للماء متجانسة وموحدة الخواص تصبح معادلة لابلاس للسريان غير المستقر.

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

وبالنسبة للسريان المستقر فالمعادلة تصبح

$$(\partial^2 h/\partial r^2)+ (1/r)(\partial h/\partial r) = 0$$

هيدروليكية الآبار وتجارب الضخ

أولا: السريان المستقر الشعاعي إلى الآبار Steady Radial Flow to Wells

1- الطبقات المحصورة Confined Aquifers

عند ضخ بئر ذو قطر صغير لمدة طويلة يخترق اختراقا كاملا طبقة محصورة فأن مستوى الماء يصل إلى حالة ثبات تقريبا ويتوقف عندها منسوب الماء عن التغير ويثبت حجم مخروط الانخفاض.

في هذه الحالة تكون كمية التصريف من البئر هي :

$$Q = A.v$$

حيث :

A = مساحة مقطع الطبقة الحاملة للماء

v = سرعة دارسي

$$Q = 2\Pi\, r\, m\, k$$

حيث:

r = المسافة من البئر الرئيسي الى أن أقصى نقطة داخل التطوين المائي

m = سمك الطبقة الحاملة للماء

بما أن:

$$T = m\, k$$

اذا

$$Q = 2\,\Pi\, r\, T\, (\partial h/\partial r)$$

بترتيب المعادلة:

$$\partial r/r = (2\,\Pi\, t/Q)\,\partial h$$

بالتكامل:

$$\int_{r_2}^{r_1} \partial r/r = 2\,\Pi\, T/Q \int_{h_2}^{h_1} \partial h$$

$$\ln r_2/r_1 = 2\,\pi\, T\,/Q\,(h_2-h_1)$$

$$Q = \frac{2\,\pi\, T\,[h_2-h_1]}{\ln(r_2/r_1)}$$

لتطبيق هذا القانون تحفر بئر رئيسية وبئري رصد 1-2 على مسافتين مختلفتين بعد ذلك يضخ البئر الرئيسي ويقاس هبوط مستوى الماء في بئري الرصد الى أن يصل فيهما مستوى الماء إلى حالة استقرار. نقيس اكبر هبوط للمستوى البيزومتري في بئري الرصد وهما S_1-S_2 ومن ثم يصبح القانون :

$$\boxed{Q = \frac{2\pi T(s1 - s2)}{\ln(r2/r1)}} \qquad (1)$$

تسمى هذه المعادلة قانون ثيم Thiem Law

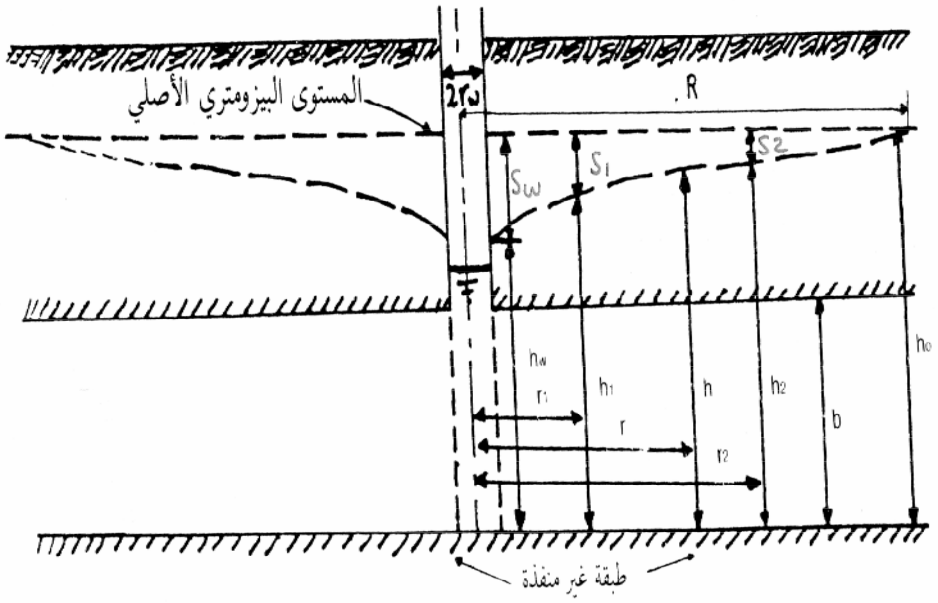
عند استعمال بئر رصد واحدة فقط يصبح القانون :

$$Q = \frac{2\pi T(s\,w - s1)}{\ln(r1/rw)}$$

حيث sw الهبوط في البئر الرئيسي.

لحساب نصف قطر التأثير (R) نفترض أن قيمة $s_1 = 0$ لأنها واقعة عند نهاية مخروط الانخفاض . ويكون القانون

$$Q = \frac{2\,\pi\, T\,(s_w - 0)}{\ln\,(R/r_w)}$$



ا بئر محفور في طبقة مائية محصورة

2- الطبقات الغير المحصورة Unconfined Aquifers

في حالة الطبقات غير المحصورة يصبح السمك المشبع متغيرا وليس ثابتا ومن ثم نستبدل السمك m في المعادلة السابقة بالرأس h والذي يعبر عن ارتفاع مستوى المـــاء الجـــوفي عن الحد السفلي للطبقة.

المعادلة التي تعبرعن معدل تصريف البئر:

$$Q = 2 \pi r h k (\partial h/\partial r)$$

باعادة ترتيب المعادلة $\partial r/\partial r = (2 \pi k / Q).h\partial h$

بالتكامل $\int_{r_2}^{r_1} \partial r/r = 2 \pi k / Q \int_{h_2}^{h_1} .h\partial h$

نحصل على

$$Q = \pi k (h^2_2 - h^2_1) / \ln(r_2-r_1)$$

نستبدل h بالانخفاض بالهبوط في مستوى الماء الجوفي s تصبح المعادلة :

$$\mathbf{Q = \frac{\pi k (s^2_1 - s^2_2)}{\ln(r_2/r_1)} \qquad (2)}$$

هذه المعادلة هي قانون ثيم للتكاوين المائية غير المحصورة

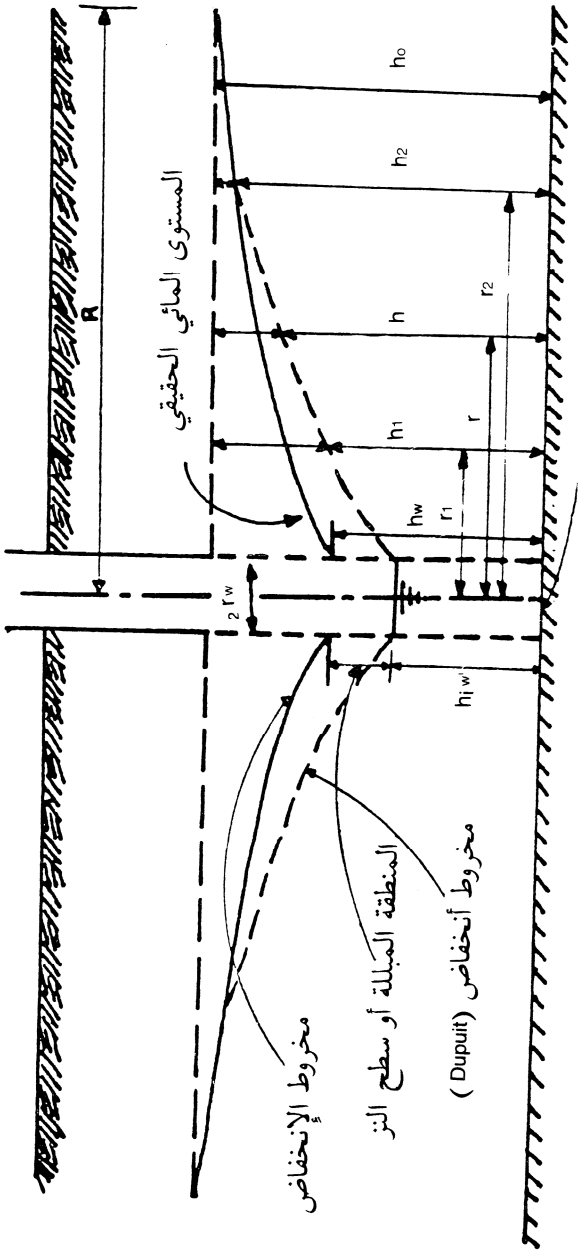
في الطبقات الغير المحصورة التي يحدث بها انخفاض كبير في مستوى المـــاء الجـــوفي مقارنة بالسمك المشبع فان معامل الانتقالية تصبح قيمة بالتقريب :

$$T = k\,(m-s)$$

ومن ثم تصبح المعادلة (2) كما يلي :

$$T = \frac{Q\,(\ln r_2/r_1)}{2\,\Pi\,[s_1-(s^2{}_1/2m)]-\,[s_2-(s^2{}_2\,/2m)]}$$

. (Q= V.A)



(شكل ١-٥) بئر محفورة في طبقة مائية غير محصورة (حرة)

العلاقة بين التصريف والهبوط في حالة السريان المستقر

يعتمد الهبوط في مستوى المياه في الآبار على معدل التصريف ويمكن عمل علاقة مابين قيم الهبـــوط فـــي مستوى المياه الجوفية وتصريف الآبار المحفورة في التكاوين المائية المحصورة وغير المحصورة.

التصريف النوعي Specific Capacity(التصريف /الهبوط): مقدار تصريف البئر لكل هبوط يساوي واحد متر في مستوى الماء الجوفي

$$Q_s=Q/s_w$$

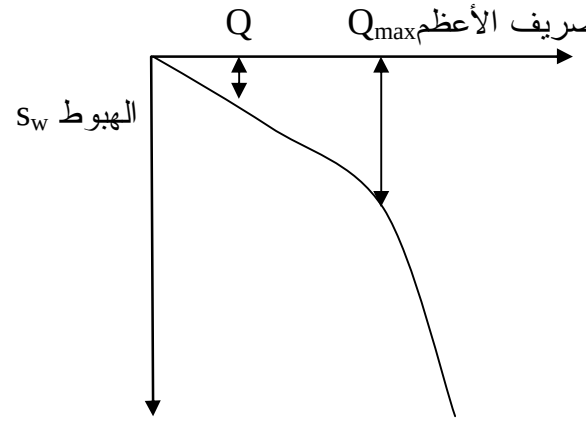
1- في حالة الطبقات المحصورة : طبقا لقانون ثيم $Q/s_w= 2\Pi T/\ln(R/r_w)$

2- في حالة الطبقات غير المحصورة : $Q/s_w=\Pi K s_w / \ln(R/r_w)$

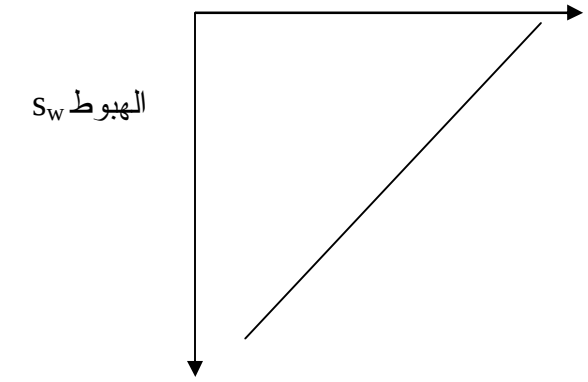
عند توقيع التصريف مقابل الهبوط نحصل على منحنى مكون من جزئين

1- الجزء الأول خط مستقيم

2- قطع ناقص يبدا عند وصول الهبوط الى نقطة حرجة حيث الزيادة الصغيرة في التصريف يقابلها هبوط كبير في مستوى الماء. التصريف الذي يقابل النقطة الحرجة هو التصريف الاعظم Q_{max}



العلاقة بين التصريف النوعي والهبوط علاقة خطية



في حالة اعتبار أن نصف قطر التاثير 3000م وقيمة نصف قطر البئر الرئيسي 0.2م فان معادلة التصريف النوعي للطبقات المحصورة تصبح: $Q/s_w=T/1.6$

أما للطبقات غير المحصورة وباعتبار أن R= 300م وان نصف قطر بئر الضخ 0.15م تصبح المعادلة:

$$Q/s_w=T/1.2$$

ثانيا: السريان الشعاعي الغير المستقر Unsteady- State Radial Flow

طريقة ثايس Theis's Method

كان ثايس أول من أوجد طريقة لحساب خواص الطبقات الحاملة للماء في حالة السريان غير المستقر واستحدث عامل الزمن t ومعامل التخزين S حيث وجد أنه اذا ضخ بئر يخترق اختراقا كاملا طبقة محصورة ممتدة لما لا نهاية بمعدل ثابت فان تأثير التصريف يمتد بعيدا عن البئر ويتكون مخروط انخفاض حول البئر يتسع مع الزمن مصاحبا لهبوط السطح البيزومتري. وقد وجد أن معدل تصريف الماء في فترة معينة يمكن حسابه بمعلومية معدل هبوط الجهد مضروبا في معامل التخزين "S" ومساحة المنطقة المتأثرة بالضخ كالتالي:

$$Q=(\partial h/\partial t)\ S.A$$

ومن المعلوم أن المعادلة التي تصف انسياب المياه في الاتجاه الشعاعي هي معادلة لابلاس التالية:

$$(\partial^2 h/\partial r^2)+(1/r)(\partial h/\partial r)=(s/t)(\partial h/\partial t)$$

هذا وقد قام ثايس بحل المعادلة مستخدما طريقة المقارنة مع معادلات التوصيل الحراري فوجد أنه يمكن حساب الانخفاض في السطح البيزومتري داخل بئر ضخ أو مراقبة باستخدام المعادلة التالية:

$$s=\frac{Q}{4\prod T}\int \frac{e^{-u}\,d_u}{u} \qquad (1)$$

حيث s الهبوط في السطح البيزومتري وQ معدل تصريف البئر و T معامل النقولية ، u معامل الزمن بدون وحده وهي تساوي:

$$u = r^2 S / 4tT \qquad (2)$$

حيث S معامل التخزين، t الزمن منذ بداية ضخ البئر، r المسافة بين البئر الرئيسي وبئر المراقبة.

وتسمى هاتين المعادلتين بمعادلات ثايس Theis Equations للسريان غير المستقر في التكاوين المائية المحصورة، بالنسبة للتكامل في المعادلة الأولى فهو عبارة عن دالة لانهائية

ذات حد أدنى يساوي u وتعرف بالتكامل الأسي Exponential Integral ويمكن حلها بواسطة السلسلة التقاربية Convergent Series حسب المعادلة التالية:

$$W_{(u)} = -0.5772- \ln u +u -u^2/2.21 + u^3/3.31 - u^4/4.41 + ...$$

وتسمى $W_{(u)}$ دالة البئر لثايس، ومن ثم يمكن كتابة المعادلة الأولى لثايس بمعلومية هذه الدالة كما يلي:

$$s = \frac{Q}{4 \prod T} W_{(u)} \qquad (1)$$

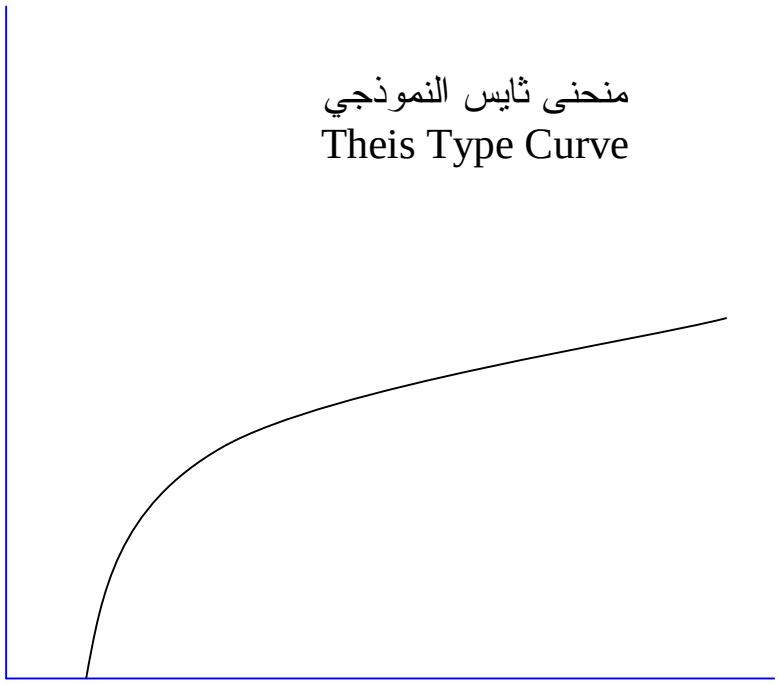
وضعت الفروضات التالية لاستنتاج معادلتي ثايس وتطبيقها:

1- ان يكون المتكون الحامل للماء محبوسا Confined.
2- ان يكون المتكون الحامل للماء متسعا وممتدا الى مالا نهاية.
3- ان يكون المتكون الحامل للماء متجانسا وموحد الخواص وذا سمك ثابت في كل الاتجاهات.
4- قبل الضخ يجب ان يكون سطح الجهد او مستوى الماء الثابت أفقيا .
5- يجب أن يضخ البئر بمعدل ثابت.
6- يجب أن يكون البئر ذا اختراق كامل وبالتالي تكون حركة الماء في الطبقة
7- أن يكون قطر البئر صغيرا جدا بحيث يمكن إهمال كمية الماء المخزن في داخله.
8- أن تكون المياه التي يتم ضخها قد أزيلت من مخزون الطبقة مباشرة مع انخفاض السطح البيزومتري.

حسب ثايس قيم الدالة $W_{(u)}$ بالنسبة لقيم مختلفة من u ثم وضعها في صورة جدول ووقعها بعد ذلك على أوراق لوغاريتمية حيث تكون منحنى سمي منحنى ثايس النموذجي Theis Type curve.

يمكن حساب معامل الانتقالية والتخزين بواسطة طريقة المضاهاة باستخدام المعادلتين السابقتين 1&2 والمنحنى النموذجي لثايس.

منحنى ثايس النموذجي
Theis Type Curve



اختبار الضخ Pumpinq Tests

الغـــرض منـــه: تحديـــد الخـــواص الهيدروليكيـــة للطبقـــة الحاملـــة الهيدروليكيـــة **مثل** معامل الانتقالية / معامل التخزين / معامل التهريب / المقاومة الهيدروليكية

اختيارات الضخ تجرى في الحقل على الآبار المحفورة سابقا أو الآبار التـــي يـــتم حفرهـــا بغرض اجراء الاختبار عليها. وبعد انتهاء العمل الحقلي وجمع البيانات تبدأ مرحلـــة العمـــل المكتبي والذي يشمل تفسير البيانات واجراء الحسابات سواء كان ذلك يدويا أو باستخدام برامج خاصة في الحاسب الآلي.

أولاً: العمل الحقلي

الترتيبات الواجب اتباعها قبل بدأ الاختبار :

1- التأكد من أن مستوى الماء في حالة استقرار Steady state ويتم ذلك عن طريق أخـــذ عدة قراءات على فترات متباعدة ثم حساب الخطأ النسبي ∞ لها باستخدام المعادلة التالية :

$$\infty = (h_1 - h_2 / h_1) * 100$$

حيث h_1 العمق الأكبر و h_2 العمق الأقل.

إذا كان الخطأ النسبي مساويا ل 5% أو أقل، فيمكن اعتبار السطح البيزومتري مســـتقرا وإلا فيجب الانتظار مدة أكبر حتى يتم ذلك.

2- قياس مستوى الماء الثابت بواسطة الساوندر أو خط الهواء .

3- قياس العمق الكلي للبئر بواسطة شريط المتر.

4- قياس نصف قطر البئر والمسافة بين البئر الرئيسي وابار المراقبة.

5- تجهيز ساعة الإيقاف والجدول اللازم لتسجيل البيانات.

طريقة إجراء الاختبار:

1- يتم تشغيل المضخة بسرعة معتدلة .

2- يبدأ تشغيل الساعة مباشرة عند بدأ الضخ.

3- يتم قياس مستوى الماء على فترات معينة من الزمن وتسجيل البيانات في جدول.

4- عند الوصول لمستوى ثابت للماء توقف المضخة ويبدأ عندها قياس مستوى الرجوع.
5- يجب أخذ عدة قياسات لمعدل التصريف على فترات مختلفة أثناء الضخ ثم يحسب المتوسط لها:

$$\frac{Q = Q_1 + Q_2 + Q_3 + ... + Q_n}{n}$$

6- توضع البيانات الخاصة بالتجربة في جدول خاص.

الأجهزة اللازمة لاجراء اختبار الضخ:

1- بئر رئيسي ويفضل وجود بئر واحد أو اكثر للرصد.
2- مضخة pump .
3- ساعة ايقاف .Stop watch
4- شريط قياس Meter.
5- جهاز قياس عمق الماء Water level measurement tool.
6- جهاز قياس معدل تصريف الماء Discharge measurement tool.

أ- أجهزة قياس معدل تصريف الماء من الآبار:

1- استخدام وعاء معروف الحجم مع ساعة ايقاف:

من الطرق البسيطة والدقيقة في نفس الوقت لتقدير معدل الضخ هي معرفة الزمن اللازم لملء وعاء ذي حجم معلوم بالماء مثل هذه الطريقة تستخدم عادة في قياس معدلات الضخ المحدودة نسبيا .

2- عداد الماء Water Meter:

إن عداد الماء التجاري (الشائع الاستعمال في المنازل) يمكن أن يستخدم في قياس حجم الماء الذي يضخ في فترة زمنية معلومة . وتوضح الأرقام الموجودة على العداد حجم الماء الذي يمر عبر بالأرقام المكعبة أو بالجالونات وبطرح قراءتين الفرق بينهما دقيقة واحدة ينتج معدل الضخ . ولربما تكون هذه الطريقة هي أسهل الطرق المتبعة في تقدير الضخ .

3- القرص الحلقي Circular orifice weir:

القرص الحلقي عبارة عن لوح مستدير من الصلب توجد في مركزه فتحة دائرية تماما، ويكون عادة ذا حواف مربعة نظيفة، ويبلغ سمكه حول الفتحة المستديرة 1/16 بوصة، يثبت القرص عادة عند نهاية أنبوبة التفريغ discharge-pipe الأفقية. يجب أن يكون أنبوب التفريغ مستقيما وأفقيا لمسافة ستة أقدام على الأقل خلف القرص، على بعد 24 بوصة بالضبط من القرص يثقب أنبوب التفريغ في وسطه بثقب يتراوح قطره بين 1/8 و 11/4 بوصة

ويثبت في هذا الثقب رأسيا انبوبه تسمى ألانبوبه البيزومترية وتتكون من أنبوب مطـــاطي أو بلاستيكي شفاف طوله 4-5 أقدام ينتهي عند طرفه بأنبوبة زجاجية صغيرة. عندما يضخ الماء عبر القرص الحلقي فان ارتفاع سطح الماء في البيزومتر يمثل الضغط داخل انبوبه التفريـــغ. ويمكن ملاحظة هذا المستوى في الانبوبة الزجاجية بتحريكها لتصبح فـــي وضـــع رأســـي، ولتسهيل هذه العملية فإنه يثبت مقياس رأسي بجوار الانبوبه البيزومتريه ليعين ارتفاع ســـطح الماء من مركز أنبوبة التفريغ حتى مستوى سطح الماء في الانبوبة البيزومترية. هناك جداول خاصة تستعمل لمعرفة معدل السريان بالجالون/ دقيقة بالنسبة للأقطار المختلفـــة لكـــل مـــن القرص الحلقي وأنابيب التفريغ المختلفة . ويحسب السريان في القرص الحلقي من المعادلـــة التالية:

$$Q = 8.02AC\sqrt{h}$$

حيث أن

Q= السريان في وحدة الزمن.

A = مساحة مقطع القرص الحلقي.

C = ثابت التصريف للقرص الحلقي.

h = ارتفاع مستوى الماء في الأنبوبة البيزومترية

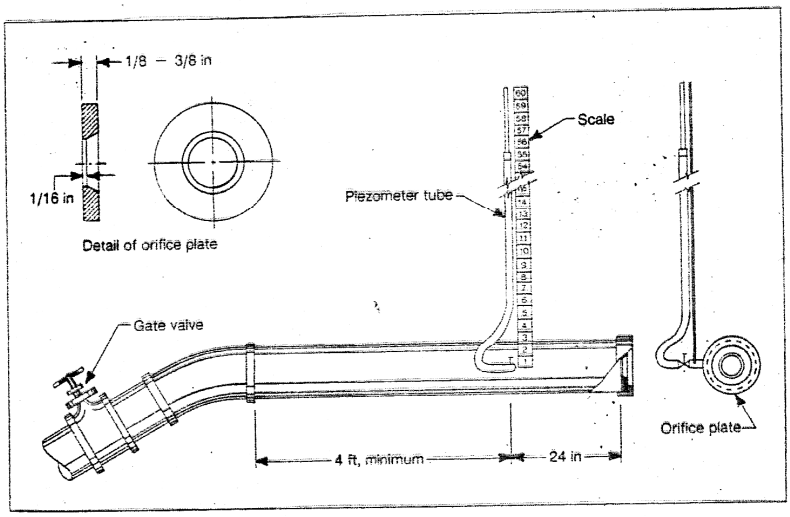


Figure 16.1. Construction diagram of a circular orifice weir commonly used for measuring pumping rates of a high-capacity pump. The discharge pipe must be level and the piezometer (manometer) tube placed exactly 24 in (610 mm) from the end of the pipe.

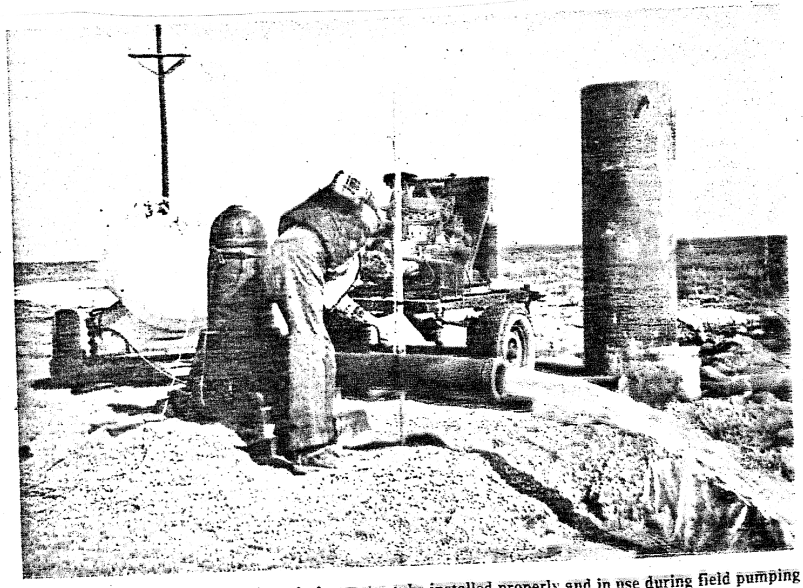


Figure 16.3. Circular orifice weir and piezometer tube installed properly and in use during field pumping test.

ب- أجهزة قياس مستوى سطح الماء Water level measurement :

يتطلب القيام باختبار الضخ إجراء عدة قياسات لمستوى سطح في البئر، وتتم هذه القياسات على فترات زمنية متقاوبة جدا في الساعتين الأول من التجربة , ثم تزداد الفترة الزمنية تدريجيا بين كل قياسين مع استمرار عملية الضخ بعد ذلك. ولا بد أن تكون عملية قياس مستوى سطح الماء دقيقة جدا وتصل لأقرب نصف سنتمتر في جميع آبار المراقبة. مثل هذه الدقة لا تتوفر عادة إذا أجري القياس في بئر منتجة وذلك نتيجة الاهتزازات والتداخلات التي تحدث أثناء عملية الضخ. توجد عدة أجهزة لقياس مستوى الماء الجوفي وهي كالتالي:

1- الساوندر Water level sounder:

ويتكون من الكترود معلق في طرف سلك طويل ملفوف حول بكرة يوجد بداخلها بطاريات وعند ملامسة الالكترود للماء تغلق الدائرة الكهربائية فتضاء لمبة مثبتة في البكرة أو يصدر صوت من ميكروفون صغير وعند ابتعاد الماء عن الالكترود تقطع الدائرة الكهربائية.

2-جهاز خط الهواء Airline:

يتكون خط الهواء من أنبوبة ذات قطر صغير تمتد من رأس البئر حتى يصل إلى نقطة تقع على مسافة عدة أقدام تحت أقصى انخفاض متوقع لمستوى سطح الماء وبعد تثبيت خط الهواء في البئر يجب تحديد طوله بدقة. وتتصل بأنبوب الهواء وصلة على شكلT يتصل بها عداد لقياس ضغط الهواء في الانبوبة. ويقاس الضغط عادة بالقدم، ويعمل هذا التصميم على أساس أن الضغط اللازم ليدفع جميع المياه خارج الجزء المغمور من الأنبوب يساوي ضغط الهواء لعمود من الماء له نفس الارتفاع، فإذا عبر عن هذا الضغط بالقدم فانه يمكن حساب عمق منسوب سطح الماء في البئر.

تشير قرأه عداد الضغط إلى أن الضغط اللازم لرفع عمود من الماء إرتفاعة يساوي المسافة بين المستوى الثابت لسطح الماء ونهاية الأنبوب فإذا كانت قراءة العداد تشير إلى أقدام من الماء فإنها بذلك تشير إلى طول جزء خط الهواء المغمور تحت سطح الماء. فإذا طرح هذا الجزء من الطول الكلي لخط الهواء فإنه ينتج عمق الماء تحت نقطة معينة. ويمكن حساب عمق مستوى سطح الماء من المعادلة التالية :

$$D = L-H$$

حيث أن:

D=عمق مستوى سطح الماء بالقدم .

L= العمق حتى نهاية خط الهواء القادم.

H=مقدار الضغط بالقدم ممثلا بعمود من الماء إرتفاعة يساوي طول خط الهواء المغمور تحت سطح الماء.

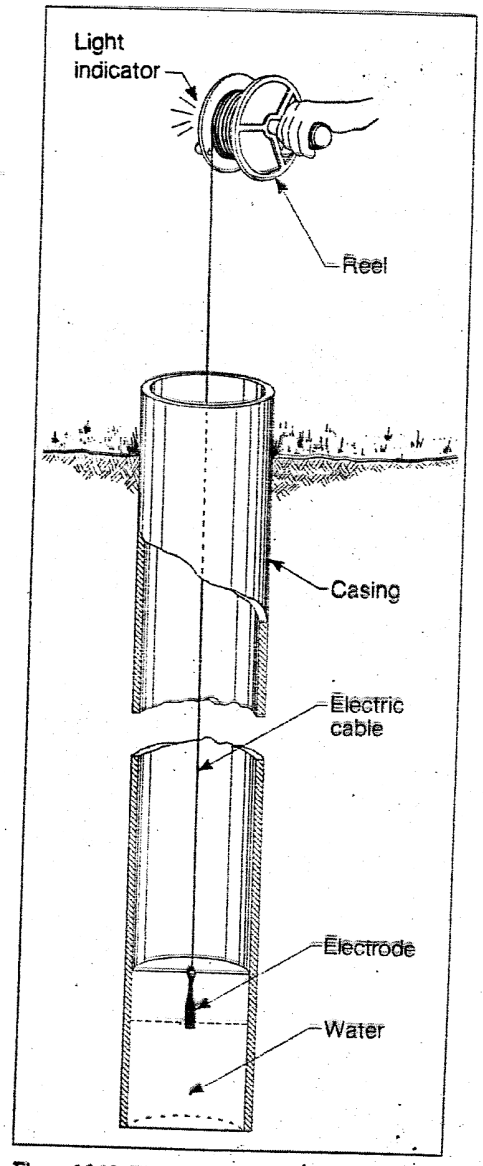


Figure 16.12. Electric sounder for measuring depth to water consists of electrode, two-wire cable, and a light which indicates a closed circuit when electrode touches water.

الساوندر

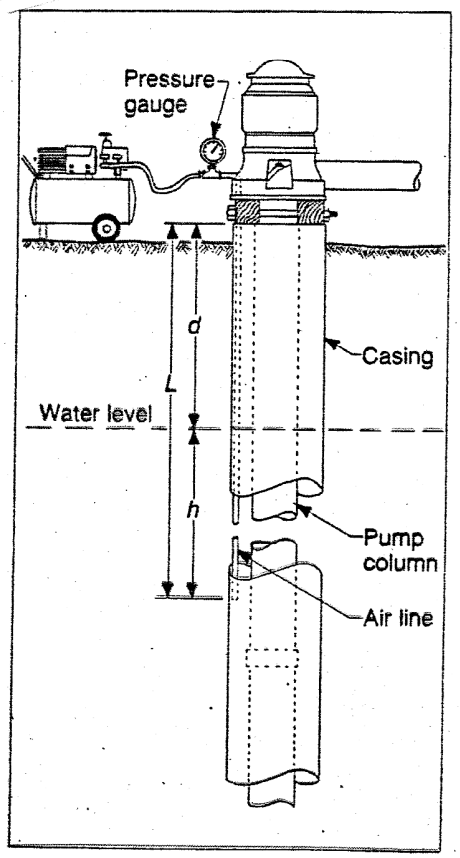


Figure 16.13. Installation of an air-line method for measuring water levels.

خط الهواء

جدول تسجيل بيانات اختبار الضخ

Pumping Test Data

Well Owner — Area

Well No — Well Diameter

Distance to Observation Well — Total Depth of Well

Casing Length — Casing Type

Initial depth to water level — Final depth to water Level

Start time — Stop time

Observer — Date

T ime (min)	Water level Meter below reference point	Drawdown (m)	Discharge rate (m^3 / day)
1			
2			
قراءة كل دقيقة الى 10			
10			
12			
14			
16			
20			
25			
30			
40			
50			
60			
70			
80			
90			
100			
120			
150			
180			
210			
240			
270			
300			
360			
ثم كل ساعة إلى النهاية			

ثانيا: العمل في المكتب.

بعد رصد النتائج في الجدول يتم توقيعها على ورق بياني عادي وورق شـــبه لوغـــاريتمي Semi log paper وورق لوغاريتمي log- lag paper ولكل منها غرض وفائدة :-

1. **الورق البياني العادي Ordinary-paper** :

أ - التعرف على وجود تأثيرات جيولوجية وهيدروجيولوجية

ب- الطبقات المتجانسة تعطي منحنى متجانس ومنتظم بعكس الطبقات الغير متجانسة

ج- اذا كانت القراءات الأولية على خط مستقيم يكون البئر ذا قطر كبير .

د- إذا كانت القراءات النهائية على خط مستقيم يكون المتكون متشقق.

هـــ - التغيرات في طبيعة المتكون من منفذ إلى أقل نفاذية يظهر على شكل زيـــادة فـــي الانخفاض .

2. **الورق شبه اللوغاريتمي Semi- log paper:** توقيع بيانات اختبار الضخ يشكل خط مستقيم وفوائدها :-

أ- تحديد خصائص الطبقة الحاملة للماء بواسطة طرق الخط المستقيم وذلـــك باســـتخدام البيانات المتأخرة فقط .

ب- تحديد نصف قطر التأثير .

ج- تحديد قيمة البئر .

د- تحديد إمكانية تطبيق قانون دراسي والتعرف على طبيعة المتكون هل هو مســـامي أو متشقق .

3. **الورقه اللوغاريتمي : Log- log paper**

تعطي شكل منحنى للبيانات وتفيد في :

أ- تحديد خصائص الطبقة الحاملة للماء عن طريق مضاهاة منحنيات بيانات اختبارالضخ مع المنحنيات النموذجية الخاص بطرق التحليل المختلفة مثل ثايس وغيرها.

ب- إستنتاج طبيعة تجانس الطبقة الحاملة للماء .

ج- اذا كانت القراءات الأولية على خط مستقيم يكون البئر ذا قطر كبير.

د- إذا كانت القراءات النهائية على خط مستقيم يكون المتكون متشقق.

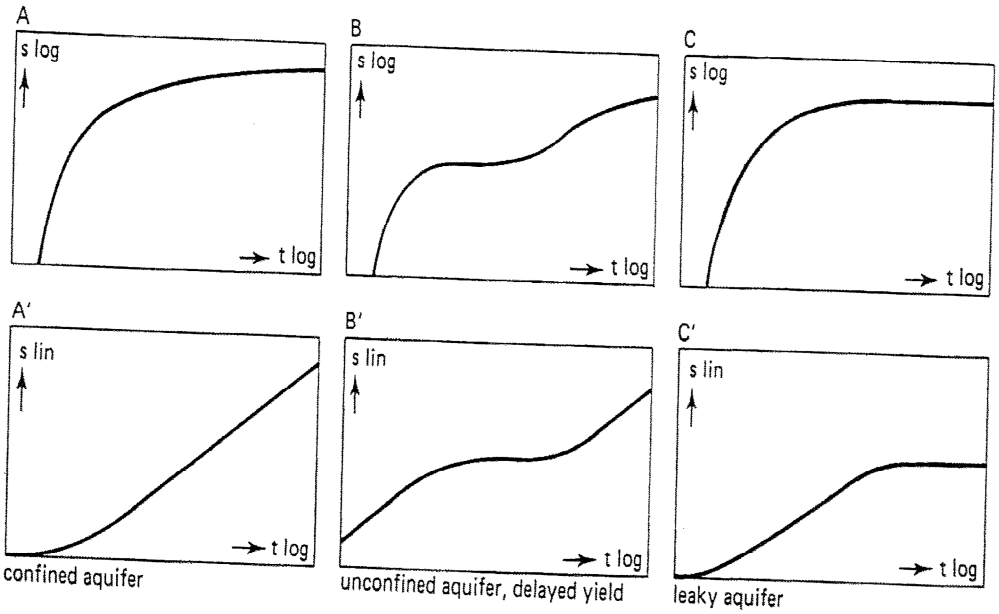
هـ- تقييم كل البيانات من البدائية إلى النهائية.

و- التعرف على نوع الطبقة الحاملة للماء.

طريقة المضاهاة Matching Method

تتم مضاهاة البيانات الحقلية المرسومة على ورقة لوغاريتمية شفافة مع منحنى ثايس المرسوم على ورقه لها نفس المقاس ومن ثم يتم اختيار نقطة التماثل Match Point على الورقتين وتحدد منها قيم كل من u و W(u) (من منحنى ثايس) وقيمة الهبوط s والزمنt من منحنى البيانات الحقلية وبتطبيق معادلتي ثايس الأولى والثانية يمكن إيجاد قيم كل من معامل الانتقالية ومعامل التخزين وذلك بمعلومية معدل التصريف والمسافة r.

التعرف على نوع التكاوين المائية من شكل منحنيات بيانات اختبارات الضخ



A - تكوين مائي محصور على ورقة لوغارتمية ، A' - تكوين مائي محصور على ورقة شبه لوغارتمية
B- = = غير محصور = = = ، B' = = غير محصور = = = =
C- = = شبه = = = = ، C' = = شبه محصور = = = =

طرق جاكوب Jacob Methods

العلاقة بين t vs.s	العلاقة بين s vs.r	العلاقة بين t/r^2 vs.s
I	II	III

1- *الطريقة الأولى* : العلاقة بين الزمن والانخفاض ((علاقة طردية)) ومنها نوجد قيم T&S باستخدام البيانات المتأخرة.

2- *الطريقة الثانية :* العلاقة بين الانخفاض والمسافة ((علاقة عكسية)) ولابد من استخدام عدد من الآبار(≤ 3) ويمكن منها حساب T&S ونصف قطر التأثير أضافه إلى فقد البئر.

3- *الطريقة الثالثة*: تشبه الأولى وفيها تكون العلاقة بين الهبوط مع الزمن مقسوما على مربع المسافة.

طريقه جاكوب استنبطت من طريقة ثايس ولها نفس الافتراضات مضافا إليها :

1- قيمة U صغيره جدا ($u<0.01$)

2- الزمن يكون طويلا

1- *الطريقة الأولى لجا كوب*

وجد جاكوب إن قيمة U تقل مع زيادة الزمن وبالتالي فأنه بالنسبة للبيانات المتأخرة تصبح قيمتها متناهية في الصغر بحيث يمكن اهمالها. عليه فان السلسلة المتقاربة

$$W_{(u)} = -0.5772- \ln u +u -u^2/2.21 + u^3/3.31 - u^4/4.41 + ...$$

يمكن تبسيطها بعد الحد $\ln u$ لتصبح كما يلي :

$$s = Q / 4\pi t [- 0.5772 – \ln(r^2S / 4\pi T)]$$

والتي يمكن صياغتها كما يلي بعد تحويلها إلى لوغاريتم عشري decimal logarithms

$$s=\frac{2.3Q}{4\pi T} \log \left(\frac{2.25Tt}{r^2 S} \right)$$

وبتوقيع بيانات الهبوط مع الزمن(t vs s) على ورقه شبه لوغارتمي نحصل علـــى خـــط مستقيم، عند مد الخط حتى يتقاطع مع محور الزمن عندما تكون قيمة الهبوط صـــفرا (s=0) فان قيمة الزمن يعبر عنها بـــ $t=t_0$

وبتعويض هذه القيم في المعادلة السابقة نحصل على

$$0= \frac{2.3Q}{4\pi T} \log \left(\frac{2.25Tt_o}{r^2 S} \right)$$

وحيث أن :

$$(2.3Q / 4\pi T) \neq 0$$

وحيث أن لوغارتم الواحد يساوي 1صفرا فيكون:

$$1= 2.25Tt_0 / r^2 S$$

أي أن $S = 2.25Tt_0 / r^2$

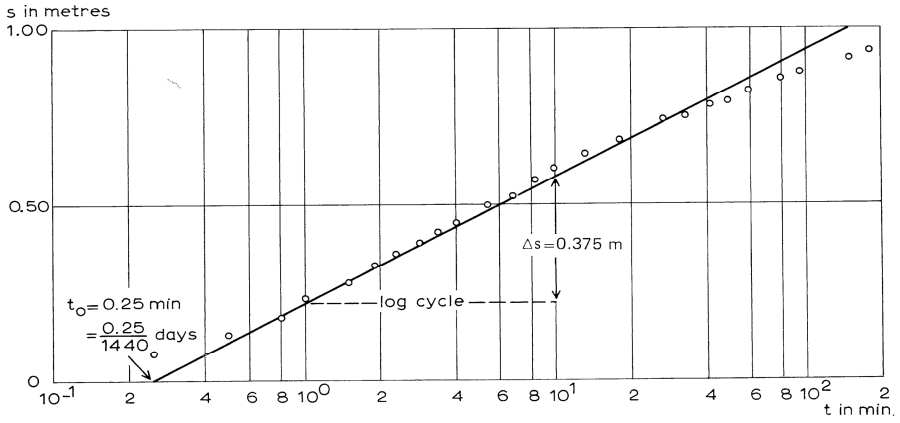
لو كانت $\log (t /t_0) =1$ فإن s تصبح Δs وهي عبارة عن ميل الخط المستقيم مقاسه بـــين دورتين لوغارتميتين متتاليتين للزمن وبالتالي تصبح المعادلة كالتالي :-

$$T = 2.3Q / 4\pi\Delta s \qquad (1$$

$$S = 2.25\, Tt_0 / r^2 \qquad (2$$

وتسمى هاتان المعادلتان معادلتي جاكوب (الطريقة الأولى) وتستخدمان لإيجاد قـــيم T & S وذلك باستخدام ورقه شبه لوغارتميه وتوقيع البيانات الحقلية عليها ومـــن ثـــم رســـم الخـــط المستقيم المار في البيانات المتاخره ومد الخط المستقيم حتى يتقاطع مع محور الزمن حيـــث تكون نقطة التقاطع هى t_0 كما يتم قياس ميل الخط المستقيم (Δs) بين دورتين لوغـــارتميتين متتاليتين وبالتالي تطبق المعادلتين 1 و2 لحساب الخواص الهيدروليكيه للمتكون.

be plotted on semi-log paper. Subsequently, a straight line can be drawn through the



شكل يوضح كيفية تطبيق طريقة جاكوب الأولى

الطريقة الثانية

لتطبيق هذه الطريقة لابد من استخدام ثلاثة آبار منها على الأقل بئري رصد حيث تسجل بياناتها كما يلي:

Time (min)	Drawdown(s) r_1	r_2	r_3
t_1	s_{11}	s_{21}	s_{31}
t_2	s_{12}	s_{22}	s_{32}
t_3	s_{13}	s_{23}	s_{33}
t_n	s_{1n}	s_{2n}	s_{3n}

يتم بعد ذلك اختبار قيمة الهبوط في مستوى المياه الجوفية في الآبار المختلفة عند زمن ما ويفضل استخدام آخر قراءة وإسقاطها على الورقة شبه اللوغارتمية وهي (t_n, s_{1n}, s_{2n}, s_{3n}) يمرر خط مستقيم بعد ذلك ليتقاطع مع محور المسافة حيث تكون نقطة التقاطع مع محور المسافة R مساويه لنصف قطر التأثير ويمكن إيجاد قيمة S,T من المعادلتين التاليتين:

$$T = 2.3Q / 2\pi(\Delta s)_r \quad (1$$

$$S = 2.25Tt / R^2 \quad (2$$

حيث قيم t هنا هي الزمن المقابل لقيم الانخفاض التي تم اختبارها أي t_n، يمكن من هذه الطريقة إيجاد نصف قطر التأثير كما سبق إيضاحه .

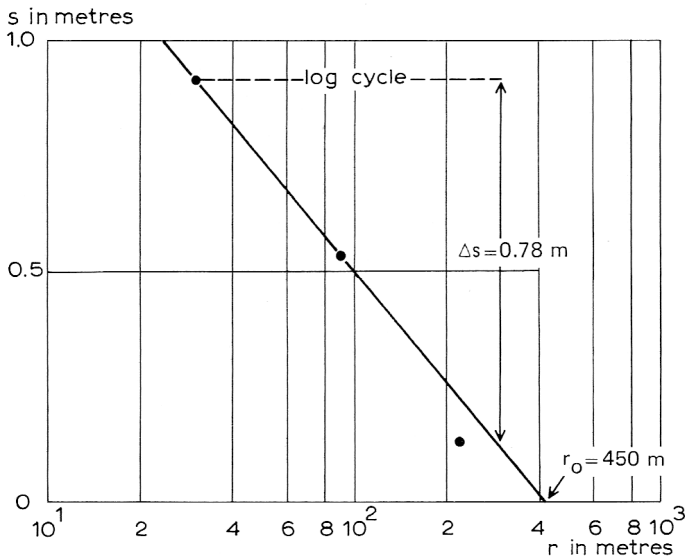


Figure 3.8 Analysis of data from pumping test 'Oude Korendijk' (t = 140 min) with the Jacob method,

فقد البئر

يمكن إيجاد قيم فقد البئر Well-Loss وهو الفرق بين هبوط مستوى الماء الجوفي المقاس داخل البئر وفي التكوين المائي المحيط به، ويحدث هذا الفرق نتيجة تدهور كفاءة البئر بسبب انسداد مصافي الآبار بواسطة الرواسب الرملية الدقيقة. يتناسب فقد البئر عكسيا مع كل من نفاذية التكوين المائي ونصف قطر البئر.

حساب فقد البئر :

1- يتم توقيع بينات اختبار الضخ والتي تمثل العلاقة بين المسافة والهبوط على ورقة شبه لوغارتمية ويمد الخط المستقيم ليتقاطع مع محور المسافة

2- يحدد طول نصف قطر بئر الضخ على محور المسافة ويرفع منه خط رأسي حتى يتقاطع مع الخط المستقيم ومن ثم يمرر خط أفقي من نقطة التقاطع حتى يتقاطع مع محور الهبوط حيث تمثل نقطة التقاطع على المحور قيمة الهبوط في التكوين المائي

3- تطرح هذه القراءة من قيمة الهبوط الحقيقية المقاسة في البئر ويمثل الفرق بين القراءتين قيمة فقد البئر.

طريقة جاكوب الثالثة III

طريقة جاكوب الثالثة تمثل العلاقة بين الهبوط (محور أفقي) مقابل الزمن مقسوما على مربع المسافة t / r^2 (محور رأسي).

في هذه الطريقة تقسم قيم الزمن الواردة في بيانات اختبار الضخ على مربع المسافة الفاصلة بين بئري الضخ والملاحظة. توقع هذه البيانات على ورقة شبه لوغارتمية ويوصل بينها بخط مستقيم ويمد هذا الخط حتى يتقاطع مع المحور الأفقي حيث تكون نقطة التقاطع هي $(t / r^2)_o$، يقاس ميل الخط المستقيم بين دورتين لوغارتميتين (Δs). وبتطبيق المعادلتين:

$$T = 2.3Q / 4\pi\Delta s \quad (1$$

$$S = 2.25T (t / r^2)_o \quad (2$$

يمكن إيجاد قيمتي T و S.

طريقة الميل Slope- Matching Method

أول من أوجد هذه الطريقة هو شن ((عام1986)) Sen ومن خصائص هذه الطريقة :

1- البيانات المبكرة يمكن الاستفادة منها مثل البيانات المتأخرة كما يمكن الاستغناء عنهـــا أو عن بعضها.

2- تعطي سلسلة لقيم S,T وعلى أساس هذه القيم يمكن التعرف على مدى تجـــانس الطبقـــة الحاملة للماء فاذا اختلفت قيم S,T من قراءه لأخرى فان ذلك يدل على عدم تجانس الطبقـــة والعكس صحيح، مع ملاحظة الأخذ في الاعتبار الخطأ النسبي(< 5%) المسموح به .

3- لا يوجد منحنى للمضاهاة ولا نحتاج إلى رسم على أي ورق.

شروط تطبيق هذه الطريقة هي نفس شروط طريقة ثايس ألا انه لا يشترط فيها تجانس الطبقة الحاملة للماء.

النظرية :

وجد شن أن قيمة ميل منحنى ثايس يمكن حسابها بواسطة المعادلة:

$$\infty = - \frac{e^{-u}}{W_{(u)}} \qquad (1)$$

من هذه المعادلة يمكن حساب قيم الميل لآي نقطه على منحنى ثايس. وبالتالي فقد أمكن عمل جدول للميول ليعطي العلاقة بين قيمة U والميل المقابلة لها، بالاستعانة بهذا الجدول يمكـــن حساب الخصائص الهيدروليكية للطيقه الحاملة للماء باستخدام بيانات اختبارات الضخ وذلـــك كالتالي:

خطوات العمل

1- بعد القراءة الثانية للزمن والانخفاض احسب الميل بـــين النقطتـــين الأولـــين بالمقيـــاس اللوغارتمي كما يلي :

$$\infty_i = \log(s_i / s_{i-1})/\log(t_{i-1}/ti) \qquad (2)$$

حيث: $i=1,2,3,4,5,n$ ، و n يمثل عدد قراءات الزمن والانخفاض.

عند تطبيق المعادلة الثانية على القراءتين الأولى والثانية نحصل على:

$$\infty_i = \log (s_2 / s_1) / \log (t_1 / t_2) \qquad (3)$$

مع ملاحظة أن قيم الميل سالبه دائما.

2- احسب قيمة U من الجدول المرفق الذي يعطي العلاقه بين الميل ∞_i وقيم u عن طريق اختبار اقرب قيمه للميل في الجدول التالي:

جدول يوضح العلاقة بين الميل (∞_I) وقيم u

	1.0	2.0	3.0	4.0	5.0	6.0	7.0	8.0	9.0
$\times 10^{0}$	−1.6798	−2.7619	−3.8298	−4.8199	−6.1254	−6.8854	−7.5990	−8.8279	−10.2841
$\times 10^{-1}$	−0.4971	−0.6711	−0.8141	−0.9576	−1.0831	−1.2196	−1.3421	−1.4494	−1.5637
$\times 10^{-2}$	−0.2451	−0.2926	−0.3278	−0.3585	−0.3851	−0.4095	−0.4337	−0.4547	−0.4760
$\times 10^{-3}$	−0.1578	−0.1769	−0.1906	−0.2014	−0.2104	−0.2189	−0.2262	−0.2329	−0.2394
$\times 10^{-4}$	−0.1159	−0.1259	−0.1322	−0.1379	−0.1424	−0.1461	−0.1494	−0.1525	−0.1551
$\times 10^{-5}$	−0.0914	−0.0976	−0.1016	−0.1047	−0.1072	−0.1094	−0.1112	−0.1128	−0.1144
$\times 10^{-6}$	−0.0755	−0.0797	−0.0824	−0.0844	−0.0859	−0.0873	−0.0886	−0.0896	−0.0906
$\times 10^{-7}$	−0.0643	−0.0673	−0.0692	−0.0707	−0.0728	−0.0727	−0.0735	−0.0743	−0.0745
$\times 10^{-8}$	−0.0560	−0.0583	−0.0597	−0.0607	−0.0616	−0.0623	−0.0629	−0.0634	−0.0640
$\times 10^{-9}$	−0.0496	−0.0514	−0.0524	−0.0533	−0.0539	−0.0545	−0.0549	−0.0553	−0.0557
$\times 10^{-10}$	−0.0445	−0.0459	−0.0468	−0.0475	−0.0480	−0.0484	−0.0488	−0.0491	−0.0494

3- بمعرفة الميل وقيمةU احسب قيمة $W_{(u)}$ من المعادلة (1) كما يلي :

$$W_{(u)} = -e^{-u} / \infty_i$$

4- احسب قيمة S,T من معادلتي ثايس الأولى والثانية على التوالي.

5- كرر هذه الخطوة على جميع القراءات إلى النهاية.

6- يؤخذ المتوسط الحسابي لقيم S,T.

يلاحظ هنا إن القيم المتواليةS,T تبين لنا مدى تجانس الطبقة الحاملة للماء ويبين ما إذا كـــان مخروط الانخفاض ينتقل من بيئة اقل نفاذيه إلى بيئة اكثر نفاذيه أوالعكس.

جدول حساب قيمتي النقولية ومعامل التخزين باستخدام طريقة الميل

الزمن t (دقيقة)	الهبوط s (م)	الميل (∞_i)	قيمة u	قيمة الدالة $W(u)$	معامل النقولية(م^2/يوم)	معامل التخزين
t_1	s_1	∞_1	u_1	$W(u)_1$	T_1	S_1
t_2	s_2	∞_2	u_2	$W(u)_2$	T_2	S_2
t_3	s_3	∞_3	u_3	$W(u)_3$	T_3	S_3
t_n	s_n	∞_n	u_n	$W(u)_n$	T_n	S_n

الآبار ذات الأقطار الكبيرة Large-Diameter Wells

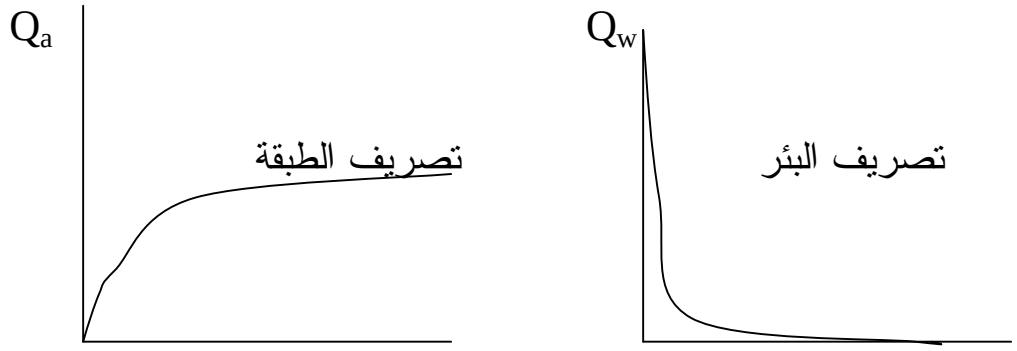
الآبار ذات الأقطار الكبيرة يوجد بها مخزون مائي لايمكن اهماله و بالتالي يجب أن يؤخذ في الاعتبار حيث أن التصريفQ في هذه الحالة يكون له مصدران هما: Q_w تصريف البئـــر و Q_a تصريف الطبقة. وتتغير مساهمة هذين المصدرين كما يلي:

في الأوقات ألاوليه المبكرة فانه: $Q = Qw$

في الأوقات المتوسطة فانه : $Q = Qa + Qw$

في الأوقات المتاخره مثل جاكوب وثايس: $Q = Qa$

التدفق من مخزون البئر يكون أكبر مايمكن في بداية الضخ ثم يقل تـــدريجيا علـــى حســـاب الزيادة في تصريف التكوين المائي ومع الوقت يتلاشى تصريف البئر ويصبح التصريف كله من مخزون الطبقة.



يمكن تقدير معدل تصريف البئر Q_w من المعادلة التالية:

$$Q_w = \prod r^2_w \, (ds_w / dt)$$

كما يمكن تقدير معدل تصريف الطبقة Q_a من المعادلة التالية:

$$Q_a = 2\prod rT \, (ds_w / dr)$$

وجود مصدر آخر للتصريف غير مخزون التكوين المائي يتناقض مع أحد أهم اقتراضـــات طريقة ثايس وبالتالي فلابد من تطبيق طريقة أخرى تأخذ في الحسبان مخزون البئر.

طريقة بابادوبولس وكوبر (Papadopulos and Cooper, 1967)

بنيت هذه الطريقة على نفس افتراضات طريقة ثايس إلا أنه أخذ في الاعتبار فيها كمية الماء المخزون في البئر وبالتالي فقد أضيف إلى افتراضات ثايس مايلي :

1. البئر قطره كبير وبالتالي لايمكن إهمال حجم الماء المخزون بداخله .
2. فقد البئر بسيط جدا.

المعادلات الخاصة بهذه الطريقة هي :

$$T = \frac{Q \quad F(u_w,\beta)}{4 \Pi s_w} \quad (1$$

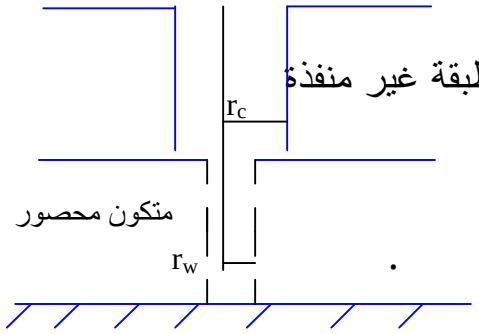
حيث $F(u_w,B)$ دالة البئر لبابادوبولس وكوبر ولها قيم مجدولة بالنسبة لكل من u_w , B و

كذلك فان u_w تساوي:

$u_w = r^2_w S / 4Tt$ طبقة غير منفذة (2

كما أن B تساوي

$$\beta = \frac{r^2_w \ S}{r^2_c} \quad (3$$



نصف قطر الجزء المغلف = r_c و نصف قطرالجزء غيرالمغلف = r_w

حسب بابادوبولس وكوبرقيمة الدالة $F(u_w, \beta)$ بالنسبة لقيم مختلفة من $1/u_w$ مع تثبيت قيم β لكل منحنى وتغييرها في المنحنى الثاني، ونظرا لوجود متغيرين في هذه الدالة اضافة الى الدالة نفسها تشكل عدد لانهائي من المنحنيات النموذجية. يمكن استخدام هذه المنحنيات وتطبيق طريقة المضاهاة لحساب خصائص الطبقة الحاملة للماء بنفس طريقة ثايس مع ملاحظة اختيار اكثر المنحنيات مطابقة ثم تستخدم المعادله (1) لحساب T والمعادلة (2) لحساب S.

تتكون المنحنيات الخاصة بهذه الطريقة من ثلاثة أجزاء :

1-خط مستقيم (في الأوقات المبكرة) يميل بزاوية 45 درجه ويمثل تصريف البئر.

2- منحنى خاص لكل من β أو S في الأوقات المتوسطة ويمثل تصريف كل من البئر والطبقة.

3- في الأوقات المتأخرة تنطبق القراءات على منحنى ثايس حيث يكون التصريف من الطبقة فقط.

الجزء الأوسط هو المهم الذي يمكن أن يعطي اقرب قيم صحيحه للنقولية إلا أن قيمة معامل التخزين المحسوبة بهذه الطريقة فيها شك حيث يمكن اختيار اكثر من منحنى بحيث يماثل أو يضاهي منحنى البيانات الحقلية وهذا يتسبب في تغير بسيط في حساب قيم T ولكن التغير في حساب قيمة الـ S يكون مضروبا في 10، عليه يفضل استخدام طريقة أخرى لحساب معامل التخزين للآبار كبيرة القطر.

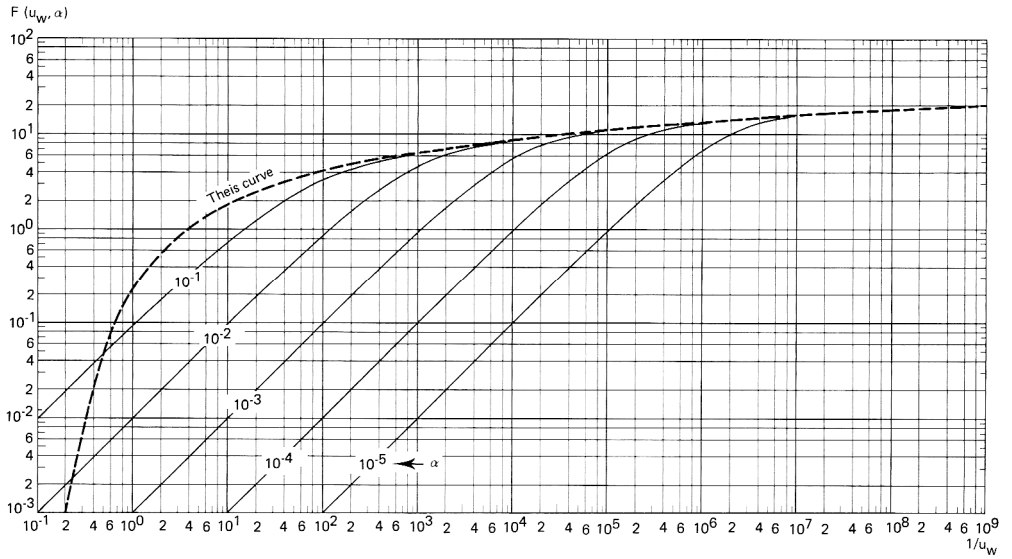


Figure 15.1 Family of Papadopulos-Cooper's type curves: $F(u_w,\alpha)$ versus $1/u_w$ for different values of α

الطريقة الحجمية. Volumetric Method

Sen (1983).

وجد شن أنه بالإمكان حساب قيم معامل التخزين للآبار ذات الأقطار الكبيرة استنادا الى تعريف معامل التخزين (S) كالتالي:

$$S = \frac{\text{Volume of water obtained from aquifer, } V_w(t)}{\text{Volume of dewatered zone, } V_a(t)}$$

حيث أن حجم الماء المسحوب من الطبقة الحاملة للماء عند الزمن t $[V_w(t)]$ منذ بداية الضخ في الآبار كبيرة القطر يساوي:

$$V_w(t) = Q.t - \pi r^2_w s_w (t)$$

بينما حجم الجزء المنزوح من الطبقة الحاملة للماء عند الزمن t $[V_a(t)]$ يساوي:

$$V_a (t) = \frac{r^2_w Q \left\{ \exp(4\pi T s_w (t) / Q) -1 \right\}}{4 T - \pi r^2_w s_w (t)}$$

s_w : الانخفاض في البئر الرئيسي عند الزمن t

(t)

الافتراضات :

هذه الطريقة بنيت على افتراضات طريقة بابا دوبولوس وكوبر للآبار ذات الأقطار الكبيرة

التطبيق:

لتطبيق هذه الطريقة لابد من معرفة قيمة معامل الانتقالية سلفا باستخدام طريقة بابادوبولس وكوبر،حيث يتم اختيار قيمة للهبوط في البئر الرئيسي عند زمن معين t وتعويضها في المعادلة مع قيم معدل التصريف ونصف فطر بئر الضخ.

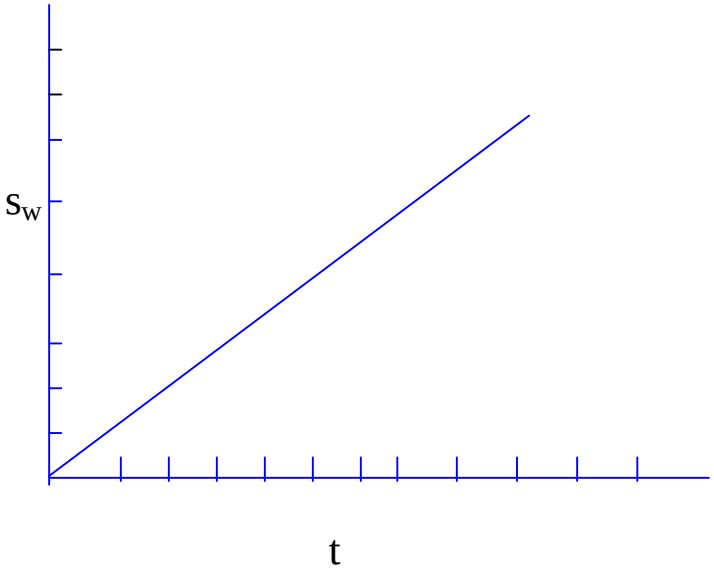
حساب قيمة التصريف من الآبار ذات الأقطار الكبيرة باستخدام قراءات الانخفاض المبكر

Discharge Calulation from Early Drawdown Data in Large-Diameter Wells (Sen , 1986)

نظرا لصعوبة ايجاد معدل التصريف من الآبار في الحقل بعض الأحيان نظرا لتعـــدد الأنابيب التي تنقل الماء أو نظرا لسكب الماء داخل خزانات كبيرة أو إلـــى طـــول أو بعـــد المسافة بين البئر وأماكن الري إلى غير ذلك فقد أمكن استحداث طريقـــة لحســـاب معـــدل تصريف الآبار ذات الأقطار الكبيرة باستخدام البيانات المبكرة من اختبارات الضـــخ حســـب المعادلة التالية (شن):

$$Q = \pi r_w^2 \frac{ds_w(t)}{dt}$$

حيث يمثل r_w نصف قطر البئر الرئيسي، $ds_w(t) / dt$ ميل الخط المستقيم المرسوم علـــى ورقة بيانية عادية بين الزمن – الانخفاض.



الطبقات الحاملة للماء الغير محصورة
Unconfined Aquifers

عند ضخ الماء من بئر يخترق طبقة مشبعه غير محصورة فانه يتكون مخـــروط انخفـــاض يزداد عمقه واتساعه مع الزمن، وبانخفاض مستوى الماء يحدث نزح للطبقة ويتكون اتجـــاه حركه رأسيه نتيجة ذلك.

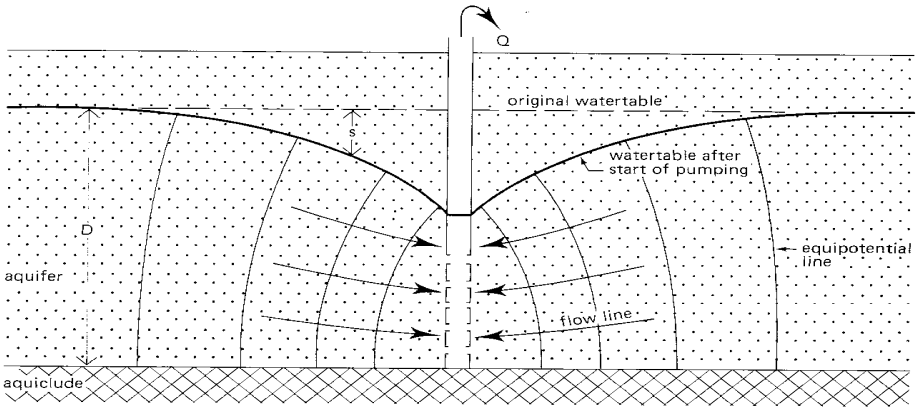


Figure 5.1 Cross-section of a pumped unconfined aquifer

مقطع رأسي يوضح تكوين مائي غير محصور

هناك اختلافات أساسيه بين ضخ الماء الجوفي من طبقة محصورة و طبقة غيـــر محصـــورة يمكن تلخيصها فيما يلي:ـــ

1. الطبقة المحصورة لا يحدث لها تفريغ وتبقى مشبعة تماما (لا ينقص ســـمك الطبقـــة المشبعة) والضخ ينشأ عنه انخفاض في سطح تساوي الجهد Piezometric Surface بينما في الطبقة الغير محصورة يحدث نزح للطبقة وينقص السمك المشبع كما ينخفض مستوى الماء الجوفي .

2. الماء المسحوب من الطبقة المحصورة يأتي نتيجة لتمدد الماء الجوفي Groundwater expansion في الطبقة بسبب انخفاض ضغط الماء إضافة إلـــى إنضـــغاط الطبقـــة Aquifer compaction نتيجة لزيادة الجهود الفعالة Effective stresses، بينمـــا في الطبقة الغير محصورة يحدث تفريغ حقيقي للماء الجوفي.

3. سريان الماء الجوفي تجاه البئر في الطبقات المحصورة أفقيا دائما (في حالة كون البئر كامل الاختراق) ولا توجد مركبة اتجاه رأسي في مثل هذه الطبقات بعكس الطبقات غير المحصورة حيث توجد مركبة رأسيه أي أن السريان ثلاثي الأبعاد.

طريقة نيومان للطبقات الغير محصورة
Neuman Method(1972)

يعد بولتون أول من استحدث فكرة العطاء المتأخر delayed yield والتي حاول بها تفسير شكل منحنى البيانات الحقلية للتكاوين المائية الغير محصورة ذي الأجزاء الثلاثة التي تشبه حرف S عند توقيعها على الورق اللوغارتمي، كما طور معادلة لحساب الهبوط في تلك التكاوين.

طور نيومان طريقة بولتون وفسر الأجزاء الثلاثة لمنحنى البيانات الحقلية بطريقة أكثر منطقية من الناحية الفيزيائية وذلك على النحو التالي:

1- الجزء الأول يمثل بيانات أوليه ويستمر لمدة دقائق قليلة ويشبه منحنى ثايس حيث في هذا الوقت يتصرف المتكون كما لو كان محصور حيث أن الماء المسحوب يتحرر نتيجة تمدد الماء وانضغاط الطبقة

2- جزء وسطي عبارة عن خط مستقيم يستمر مدة تتراوح من دقائق إلى عدة ساعات ويشبه حالة التهريب. هذا الجزء ينشأ نتيجة لتأثير الجاذبية على النطاق الذي تم نزحه من الطبقة والتي تعلو مستوى الماء في مخروط الانخفاض حيث تبدأ المياه الموجودة داخل الفراغات والملتصقة بالحبيبات في التسرب إلى الأسفل نتيجة لتأثير الجاذبية مما يقلل من معدل الانخفاض في مستوى الماء الجوفي، ويسمى هذا التسرب المتأخر من المخزون العطاء المتأخر delayed yield

3- الجزء الأخير من المنحنى وهو يشبه الجزء الأول (يشبه منحنى ثايس)

الافتراضات :

طورت هذه الطريقة بناء على افتراضات ثايس فيما عدا اختلاف واحد هو أن الطبقة غير محصورة وتتأثر بظاهرة العطاء المتأخر .

نص الطريقة :

بناء على هذه الطريقة فان معامل الانتقالية يمكن حسابه من الجزء الأول للمنحنى كما يلي:

$$T = \frac{Q}{4 \Pi s} W(u_A , r /B) \qquad (1\ a$$

حيث

$$u_A = \frac{r^2 S_A}{4Tt} \qquad (2\ a$$

حيث S_A يمثل معامل التخزين للدقائق الأولى ولا يمكن استخدامها للتنبؤ بقيم الانخفاض المتأخره للتكوين الغير محصور.

$W(u_A , r /B)$تسمى معامل البئر لبولتون وقد تم حسابها وجدولتها بالنسبة لقيم مختلفة من $u_A , r /B$ وبالتالي عملت منحنيات نموذجيه باستخدام القيم التي في الجدول.

بنفس الطريقة و باستخدام الجزء الأخير من المنحنى وجد بولتون أن معامل الانتقالية :

$$T = \frac{Q}{4 \Pi s} W(u_y , r /B) \qquad (1b$$

حيث

$$u_y = \frac{r^2 S_y}{4Tt} \qquad (2\ b$$

حيث أن S_y تمثل العطاء النوعي وهو اكثر تمثيلا للطبقة الغير محصورة. تم جدولت قيم المعامل $W(u_y,r/B)$ مع $u_y , r /B$، واستخدمت لرسم المنحنيات النموذجية في الجزء الأخير من المنحنيات المبكرة.

بالنسبة لقيمتي الانتقالية التي تحسب بالمعادلتين 1a,1b فهما غالبا متساويتان وإذا اختلفتا يمكن اخذ المتوسط الحسابي لهما. أما بالنسبة لمعامل التخزين فانه بعد فترة طويلة من الضخ تصبح القيمة النهائية مساويه لمجموع المعاملين S_y ,S_A .

$$S = S_y + S_A$$

ولكن في حالة ظهور تأثير العطاء المتأخر بوضوح تكون قيمة :

$$S_y >> S_A$$

وبالتالي يمكن إهمال قيمة S_A بالنسبة للأوقات الطويلة واعتبار S_y قيمة لمعامل التخزين للتكوين المائي الغير محصور.

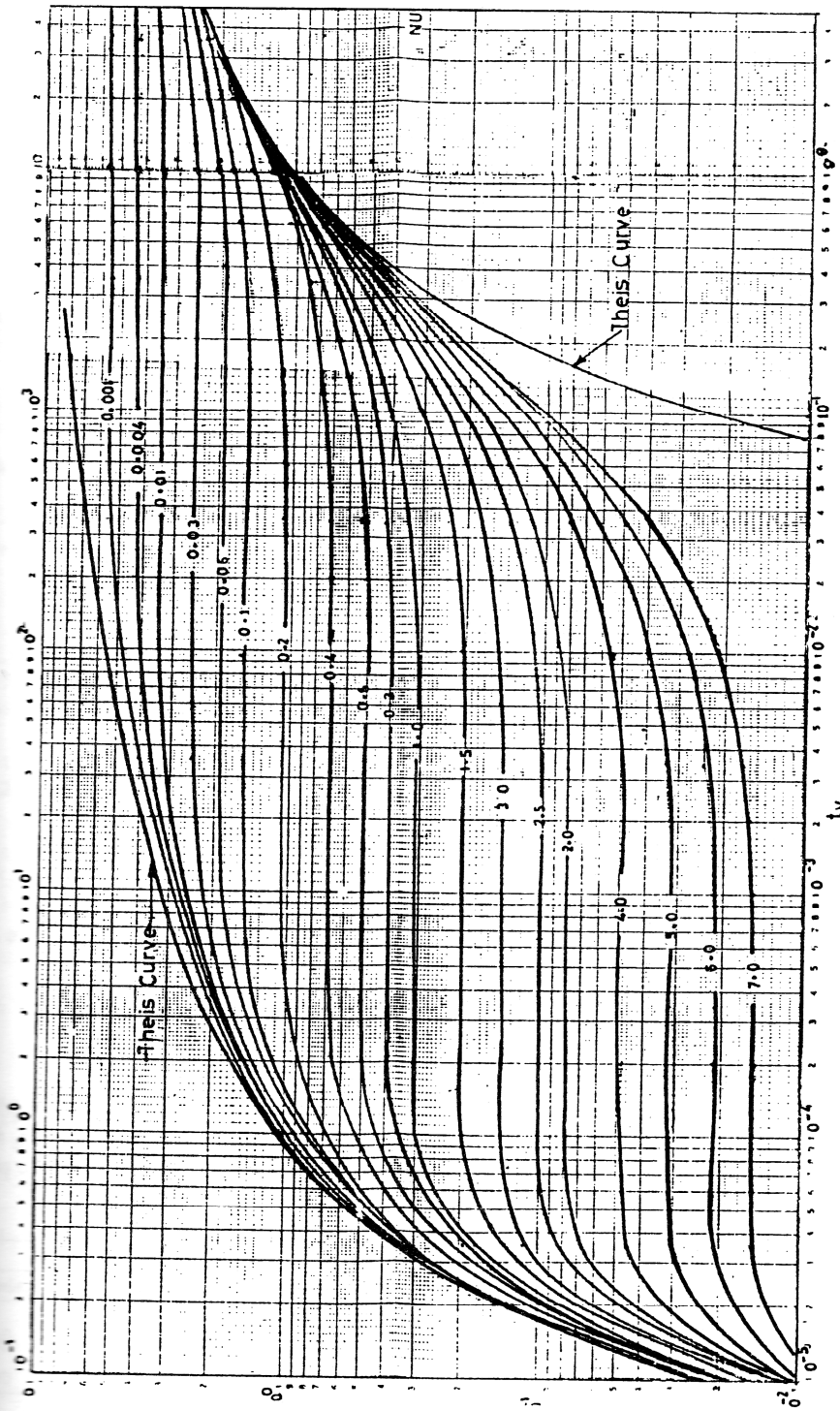


Figure 40 Neuman-type curves.

المنحنيات النموذجية لنيومان

تفسير بيانات الطبقات غير المحصورة باستخدام طرق تحليل الطبقات المحصورة

في الطبقات غير المحصورة التي لا تتأثر بظاهرة العطاء المتأخر وفي حالة كون الانخفاض الحاصل في البئر صغير جدا بالنسبة للسمك الأصلي المشبع للطبقة فانه يمكن تصحيح الانخفاض الحاصل في البئر حسب طريقة جاكوب لتحليل بيانات الضخ في تلك الطبقات باستخدام طرق التحليل الخاصة بالطبقات المحصورة.

يتم تصحيح البيانات كما يلي :

$$s^{-} = s - \frac{s^2}{2d}$$

s^{-} = الانخفاض المصحح

s = الانخفاض المقاس

d = السمك الأصلي المشبع للطبقة

الطبقات شبه المحصورة (التهريبيه) Leaky Aquifers

في الطبيعة يندر وجود طبقات محصورة تماما حيث أن معظم الطبقات الكتيمة Aquiclude العلوية أو السفلية نادرا ماتكون غير منفذة قطعيا، فالغالب أنها تسمح بتهريب كميات ولو بسيطة من الماء من خلالها صعودا أو هبوطا. ومن ثم فأن الطبقات الشبه محصورة هي الأكثر انتشارا.

اذا تصورنا تتابع طبقي مكون من تكونين مائيين تفصلهما طبقة شبه منفذة Aquitard والمتكون السفلي يعلو طبقة غير منفذة. يخترق بئر اختراقا تاما التكوين المائي السفلي بحيث يكون محجوبا في التكوين المائي العلوي ومفتوحا في الكوين السفلي. قبل الضخ يكون النظام المائي في حالة استقرار بحيث ينطبق مستوى الماء الجوفي للتكوين غير المحصور (العلوي) على السطح البيزمتري للتكوين المائي شبه المحصور (السفلي). عندما يضخ البئر يهبط الرأس الهيدروليكي للتكوين السفلي بحيث يتكون انحدار هيدروليكي (Hydraulic Gradient) داخل ذلك التكوين وداخل الطبقة شبه المنفذة. السريان الناشئ نتيجة الضخ يكون أفقيا في التكوين شبه المحصور ورأسيا في الطبقة شبه المنفذة. مصادر الماء التي تغذي البئر مكونة من التكوين شبه المحصور اضافة الى تهريب التكوين العلوي ومخزون الطبقة شبه المنفذة. مع استمرار الضخ تقل مساهمة الطبقة شبه المنفذة ويزداد تهريب التكوين العلوي. بعد فترة من الزمن يصبح معدل تصريف البئر في حالة توازن مع كمية التهريب المار خلال الطبقة شبه المنفذة ويصل السريان الى حالة استقرار بحيث يتوقف هبوط مستوى الماء في البئر.

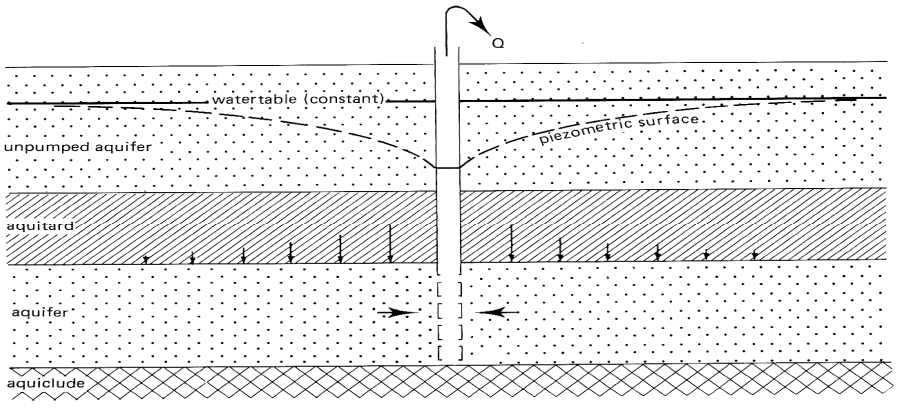


Figure 4.1 Cross-section of a pumped leaky aquifer

73

شكل يوضح تتابع طبقي مكون من متكون غير محصور وطبقة شبه منفذة وطبقة شبه محصورة

طريقة نقطة الانقلاب لحنتوش
Inflection Point Method (Hantush,1956)

الافتراضات :
هذه الطريقة تعتمد على نفس افتراضات طريقة ثايس لكن يشترط أمرين هما :
1- أن تكون الطبقة تهريبيه.
2- أن يكون السريان غير مستقر ولكن يتحتم معرفة قيمه الانخفاض في حالة السريان المستقر ولو تقريبيا.

الطريقة :
لتطبيق طريقة حنتوش ينبغي توقيع البيانات الحقلية على ورقه شبه لوغارتميه واتباع الآتي :

1- تحديد قيمة أعلى انخفاض s_m وذلك بامتداد المنحنى الخاص بالبيانات الحقلية.

2- إيجاد قيم الانخفاض عند نقطة الانقلابsp حيث :

$$s_p = 0.5\ s_m$$

ومنها يتم تحديد قيمة نقطة الانقلاب p وقيمة الزمن عند نقطة الانقلاب t_p .

3- تحديد قيمة ميل المنحنى عند نقطة الانقلاب Δs_p وذلك برسم مماس عند تلك النقطة وحساب ميلة بين دورتين لوغارتميتين متتاليتين.

4- تغوص قيمتي s_p و Δs_p في المعادلة التالية :

$$2.3\ Sp / \Delta sp = e^{r/L}\ K_0\ (r/L) \qquad (1)$$

حيث K_0 = دالة بيسل المعدلة من النوع الثاني والرتبة صفر
و L = معامل التهريب ويساوي

$$L = \sqrt{Tc}$$

حيث c المقاومة الهيدروليكية للطبقة الشبه المنفذة وتساوي:

$$c=D^-/K^-$$

D^-: سمك الطبقة شبة المنفذة، بينما K^- نفاذية الطبقه شبه المنفذة .

5- تحسب قيمة r/L من الجدول الخاص بالدالة(x) $e^x k_o$ الموجود في الكتب.

6- بمعرفة (r/L) و r المسافة بين البئر الرئيسي وبئر الرصد يمكن معرفة قيمة L.

7- بمعرفة Q (معدل التصريف) و Δs_P و r/L تحسب قيمة T من المعادلة:

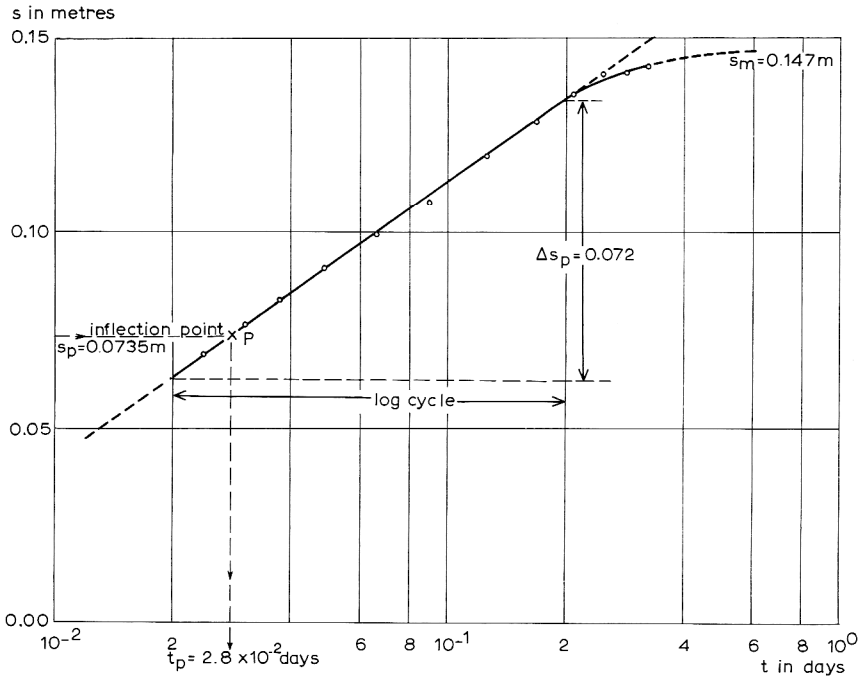
$$T = \frac{2.3Q}{4\pi\Delta s_P} e^{-r/L} \qquad (2)$$

8- تحسب قيمة S من المعادلة

$$S = \frac{2Tt_p}{L} \cdot \frac{r}{r^2} \qquad (3)$$

9- أخيرا نحسب قيمة المقاومة الهيدروليكية c من المعادلة

$$c = L^2/T$$



تطبيق طريقة نقطة الانقلاب لحنتوش على ورق شبه لوغارتمية

معامل التهريب (L)

عبارة عن مقياس للتوزيع المكاني للتهريب خلال الطبقة شبه المنفذة الى داخل الطبقة شبه المحصورة القيم الكبيرة لهذا المعامل تشير إلى معدلات منخفضة من التهريب بينما القيم الضغيرة تدل على معدلات عالية من التهريب. وحدتها وحدة طول.

يمكن تقسيم قيم معامل التهريب حسب الجدول التالي:

نوع التهريب	قيم معامل التهريب L (م)
تهريب عالي	L < 1000
تهريب متوسط	1000 < L < 5000
تهريب منخفض	5000 < L < 10000
تهريب مهمل	L> 10000

المقاومة الهيدروليكية (c)

يعبر عن مدى مقاومة الطبقة الشبه المنفذة للحركة الرأسية للماء سواء إلى أعلى أو إلى اسفل. كلما زاد سمك تلك الطبقة وقلت نفاذيتها كلما زادت المقاومة الهيدروليكية والعكس

بالعكس وحدتها وحدة زمن (أيام). قيم المقاومة الهيدروليكية تتراوح من مئات الأيام الى عشرات آلاف الأيام.

الآبار ذات الاختراق الجزئي Partially-Penetrated Wells

بعض التكاوين المائي سميكة جدا لدرجة يصبح معها من غير الممكن حفر آبار تخترقها اختراقا كاملا لذا يتم اللجوء للآبار جزئية الاختراق. الاختراق الجزئي للآبار يتسبب في تكون حركة راسية للماء في المنطقة المحيطة للبئر مما يؤدي الى ارتفاع سرعة الماء الجوفي وبالتالي الى حدوث فقد أعلى للجهد (انخفاض أكبر) هناك . ينحصر ذلك التأثير في المنطقة القريبة من البئر ويقل كلما ابتعدنا عنه حتى يتلاشى عند مسافة تبلغ مرة ونصف الى ضعف سمك الطبقة المشبعة من البئر. أي أن تأثير الاختراق الجزئي ينحصر في دائرة يبلغ نصف قطرها مرة ونصف الى ضعف سمك الطبقة المشبعة من البئر الرئيسي ($r \leq 1\ 1/2 or\ 2\ D$).

طريقة حنتوش للاختراق الجزئي للآبار

بناءاً على هذه الطريقة فان المعادلة التي يمكن بها حساب الهبوط في بئر مراقبة يبعد مسافة r عن بئر رئيسي يخترق جزئيا طبقة محصورة في الفترة الأولية من الضخ هي:

$$s = \frac{Q}{8\,k(b-d)}\,E(b/r,\ d/r,\ z/r) \qquad (1)$$

حيث:

$$E(u,\ b/r,\ d/r,\ z/r) = M(u,B_1) - M(u,B_2) + M(u,B_3) - M(u,B_4) \qquad (2)$$

$$u = \frac{r^2 S_s}{kt} \qquad (3)$$

حيث S_s معامل التخزين النوعي للتكوين المائي Specific storage (وحدته m^{-1}) ويساوي:

$$S_s = S/D \qquad (4)$$

$$B_1 = (b+a)/r$$
$$B_2 = (d+a)/r$$
$$B_3 = (b-a)/r$$
$$B_4 = (d-a)/r$$

$M(u\ ,\ B)$ عبارة عن دالة لها قيم مجدولة في الكتب.

لمعرفة الرموز a, b, c, r أنظر الشكل السفلي:

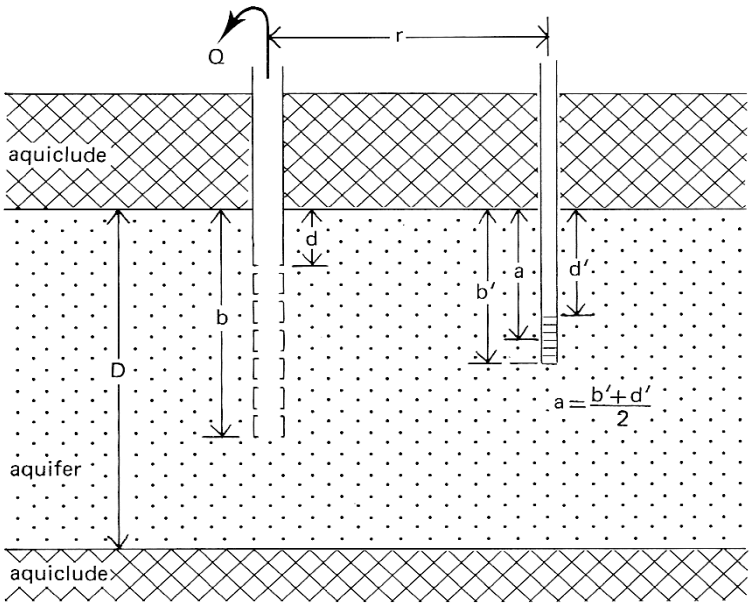


Figure 10.2 The parameters of the Hantush modification of the Theis and ration

افتراضات الطريقة: ***هي نفس افتراضات طريقة ثايس ولكن تختلف بما يلي:***

1- البئر لا يخترق الطبقة المشبعة اختراقا كاملا.

2- الطبقة محصورة أو غير محصورة.

3- فترة الضخ قصيرة جداً.

تطبيق الطريقة:

1- تحدد قيم B_4, B_3, B_2, B_1 لأحد البيزومترا ت (آبار المراقبة) وتحسب قيمة الدالة $E(u, b/r, d/r, a/r)$ من المعادلة (2) لقيم مختلفة من u باستخدام جدول الدالة $M(u, B)$.

2- تكرر هذه الخطوة عدة مرات (10مرات على الأقل) بحيث تختار قيم مختلفة لـــ u في كل مرة وتحسب قيم الدالة المقابلة لها من المعادلة 2، وتوضع النتائج في جـــدول يعطـــي العلاقة بين قيم الدالة E وقيم u.

3- توقع قيم الدالة المحسوبة مقابل قيم (1/u) علي ورقـــة لوغاريتميـــة ويرســـم منحنـــى نموذجي.

4- توقع بيانات اختبار الضخ المقاسة في نفس البيزومتر(الزمن مقابل الهبوط) على ورقة لوغاريتمية أخرى (شفافة) لها نفس مقاس الورقة السابقة.

5- تعمل مضاهاة بين المنحنى النموذجي ومنحنى البيانات الحقلية، يلاحظ انه بعد مضـــي وقت طويل من الضخ ينحرف منحنى البيانـــــــات الحقلية الى اعلى بالنســـبة للمنحنـــى النموذجي. سبب الحيود أن الطريقة مفترض أساسا أن تلائم البيانات الأولية فقط.

6- تختار نقطة تمائل على الورقتين اللوغارتميتين ويحدد عليهما قيم $t, 1/u, E, s$ وتعوض في المعادلة رقم 1 مع قيمَ d, b, Q لحساب قيمة K .

7- نعوض في المعادلة (3) لحساب قيمة S_s .

8- نحدد قيمة 1/u المقابلة للنقطة التي يحدث عندها حيود المنحنيان عن بعضـــهما والتـــي تعرف بنقطة الحيود $(1/u_{dep})$ (point of departure).

9- تحسب قيمة سمك الطبقة من المعادلة :

$$D=0.5(b+a+r\sqrt{5/u_{dep}})$$

وبالتالي يمكن حساب معاملي الانتقالية والتخزين باستخدام المعادلتين:

$$T=KD, \quad S=S_s D$$

10- في حالة عدم حيود المنحنيين عن بعضها يمكن استخدام أي قيمة لـــ 1/u بالقرب مـــن آخـــــر نقطة على المنحنى واستخدمها في معادلة حساب السمك.

اختبار الإستعاضة (الرجوع) Recovery Tests

الاستعاضة: هي عودة مستويات المياه في الآبار بعد انتهاء الضخ إلى مستواها الأصلي فبل بداية الضخ.

الانخفاض المتبقي : Residual Drawdown (s^-) : هو الفرق بين المســـتوى الأصـــلي للماء قبل بداية الضخ والمستوى الحقيقي للماء مقاسا عند زمن معين (t^-) بعد توقف الضخ .

مميزات اختبار الرجوع :

- يمكن بواسطته تقدير قيمة معامل الانتقالية (T) فقط والتي تفيد في التأكد من القيمـــة التي حصل عليها من اختبار الضخ.

- قياسات الانخفاض المتبقي أكثر دقة من قياس الهبوط أثناء الضخ نظرا لعدم تأثرهـــا بمعدل التصريف وإختلافاتة .
- معدل التصريف أثناء الضخ يستخدم في تقدير قيمة معامل الانتقالية باستخدام طريقـــة الرجوع .
- لايمكن حساب قيمة معامل التخزين (S) بهذه الطريقة .

طريقة الرجوع لثايس Theis's Recovery Method

الافتراضات:

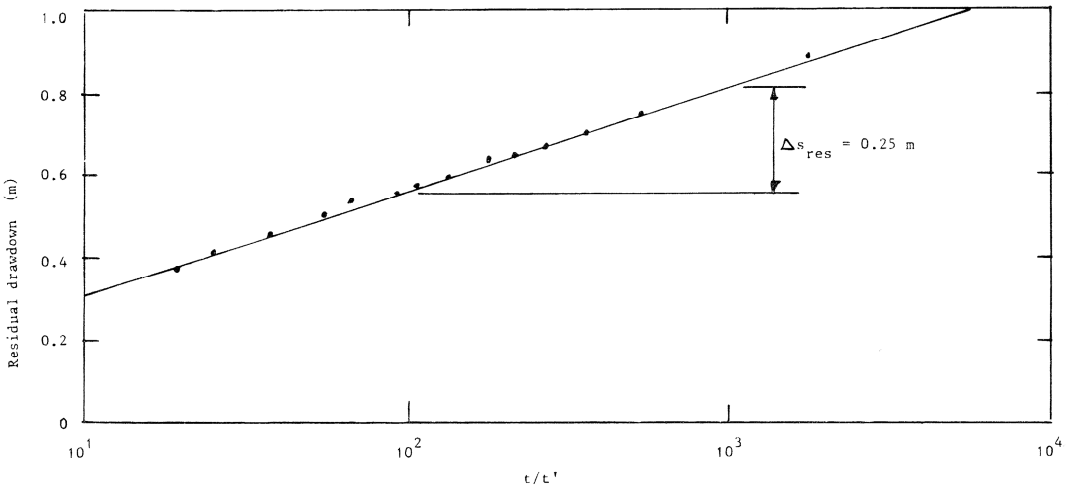
نفس افتراضات طريقة اختبار الضخ لثايس.

الطريقة :

1- توقع بيانات الانخفاض المتبقي (s^-) على ورقة شبة لوغاريتمية مقابل t/t^- على المحور اللوغاريتمي حيث t = الزمن منذ بداية الضخ، t^- = الزمن منذ انتهاء الضخ .
2- يرسم خط مستقيم خلال النقاط ويجري حساب ميلة بين دورتين لوغـــارتميتين (Δs^-) وتحسب قيمة معامل الانتقالية (T) من المعادلة التالية :

$$T = 2.3Q / 4\prod \Delta s^-$$

حيث Q = معدل التصريف أثناء الضخ.



تطبيق طريقة ثايس للرجوع

HYDROGEOLOGIC BOUNDARIES الحدودالهيدروجيولوجيه

هي عبارة عن تكاوين جيولوجية أو هيدرو جيولوجية تحيط بالطبقات المائية من جانب واحد أو اكثر وهي تؤثر على حركة المياه الجوفية في هذه الطبقات وتنقسم إلى:

1- الحدود المانعة BARRIER BOUNDARIES

2- الحدود المغذية RECHARGE BOUNDARIES

3- الحدود المتعددة MULTIPLE BOUNDARIES

1- الحدود المانعة BARRIER BOUNDARIES:

عبارة عن تكاوين جيولوجية غير منفذة تحيط بالطبقة المائية من جانب واحد أو أكثر وتؤدي الى اعاقة حركة الماء الجوفي من أو الى داخل التكوين المائي.

إذا فرضنا وجود حد غير منفذ على شكل خط مستقيم في أحد جوانب طبقة مائية محصوره (شكل) فأن الهبوط في المستوى البيزومتري الناتج من الضخ سيكون اكبر بالقرب من الحد المانع عنه من الهبوط الذي يمكن التنبؤ به اعتمادا على معادلة ثايس في الطبقات المائية ذات الامتداد اللانهائي.

وللتنبؤ بهبوط مستوى الماء الجوفي في مثل هذا النظام تستخدم الطريقة التخيلية METHOD of IMAGES ولتحقيق ذلك نتصور بئر محفورة على مسافة من الحدود المانعة (X) تساوي نفس المسافة التي يبعدها البئر عن هذه الحدود وكذلك نتخيل أن البئر الخيالية تضخ بمعدل Q وهو يساوي نفس معدل التصريف للبئر الحقيقية ولنفس الفترة الزمنية ومن ثم سيتكون مخروط انخفاض على الجانب الآخر من الحد المانع بالاضافه إلى مخروط انخفاض البئر الحقيقي الذي ينتهي عند الحد المانع كذلك، ونتيجة لذلك يحدث تداخل بين المخروطين في نقطة معينه فاذا جمعنا مركبتي الهبوط في النظام اللانهائي فانه يصبح واضحا أن الشكل الهندسي للضخ يخلق حدودا مانعة خيالية في نفس مكان الحدود المانعة الحقيقية في النظام الحدي.

الهبوط في المنطقة المحاطة بحدود غير متغذية يحسب من المعادلة

$$s = \frac{Q}{4\pi T}\left[W_{(u)r} + W_{(u)i}\right]$$

حيث:

$$u_r = r_r^2 S / 4Tt$$

و

$$u_i = r_i^2 S / 4Tt$$

و r_r = المسافة بين البئر الحقيقية وبئر المراقبة.

و r_i = المسافة بين البئر التخيلية وبئر المراقبة.

و t = مدة الضخ.

approach, the real bounded system is replaced for the pur-

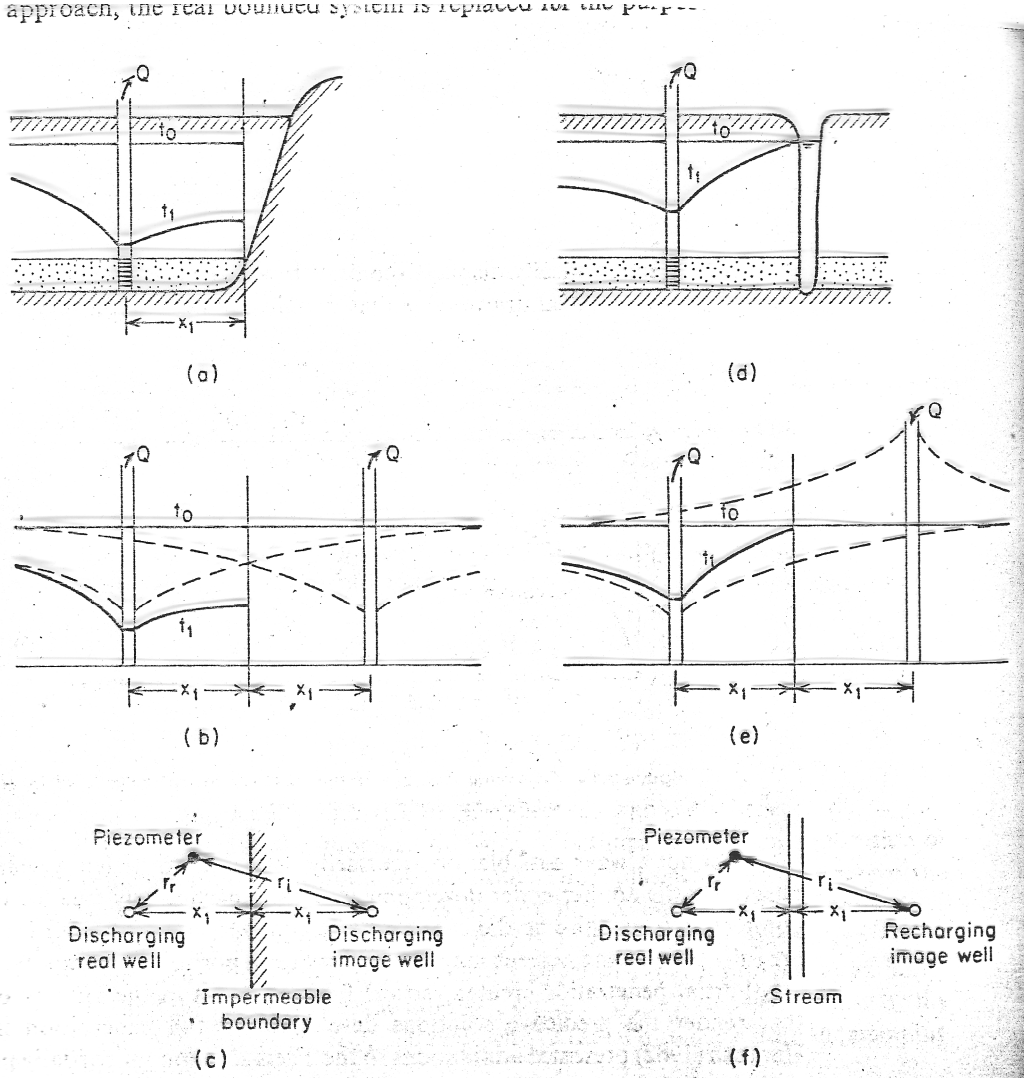


Figure 8.15 (a) Drawdown in the potentiometric surface of a confined aquifer bounded by an impermeable boundary; (b) equivalent system of infinite extent; (c) plan view.

2- الحدود المغذية RECHARGE BOUNDARIES

عندما تحاط الطبقة المائية من أحد جوانبها بحدود تغذيه ثابتة كالأنهار والجداول وما شابه ذلك فانه يمكن أيجاد الهبوط في مستوى المياه الجوفية في البئر المحفورة في هذه الطبقة بالقرب من حدود العلو الثابت باستخدام الطريقة التخيلية. فإذا تخيلنا نهرا يخترق كامل الطبقة فان التنبؤ بالهبوط في الطبقة المائية المحاطة بهذا النهر من أحد جوانبها يمكن تحقيقه إذا تخيلنا بئرا تبعد نفس المسافة التي تبعدها البئر الحقيقية عن الحد المغذي وتقع على يمين الحد المغذي في حين تقع البئر الحقيقية على يسار حد التغذية وان الضخ من البئر الحقيقية والخيالية بنفس المقدار (Q).

وسينتج عن ضخ البئر الحقيقي تكون مخروط انخفاض في مستوى المياه الجوفية وهذا المخروط سيصطدم بحدود التغذية، وفي حالة عدم وجود حدود التغذية فان المخروط سيأخذ شكلا آخر. وبالمقابل فان مستوى الماء في بئر التغذية الخيالية سيأخذ شكل مخروط يناظر مخروط الانخفاض في البئر الحقيقي ويسمى المخروط التخيلي Cone of Impression. المنطقة التي يكون فيها الهبوط في مستوى المياه الجوفية في بئر الضخ الحقيقي يساوي الهبوط الخيالي في مستوى مياه التغذية الخيالية هي موقع حد التغذية الفعال. وبعبارة أخرى فان مستويات المياه في الآبار المحفورة في انظمه التغذية الحدية ستهبط في البداية نتيجة تأثير ضخ المياه من البئر الحقيقي فقط، وعندما يصل تأثير المخروط الخيالي في بئر التغذية الخيالية إلى بئر الضخ الحقيقي فأن السرعة الزمنية للهبوط سوف تتغير. وستستمر السرعة الزمنية للهبوط بالانخفاض حتى تصل إلى حالة التوازن وذلك عندما يتعادل التصريف مع التغذية وفي هذه الظروف يمكن حساب الهبوط في التكوين المائي المحصور والمحاط بحد تغذيه دائمة من أحد جوانبها حسب المعادلة التالية:

$$s = \frac{Q}{4 \pi T} [W(u_r) - W(u_i)]$$

3- الحدود المتعددة MULTIPLE BOUNDARIES

يمكن للطبقات المائية أن تحاط من جانبين أو اكثر بحدود هيدرو جيولوجية ومن أمثلة ذلك حالة الطبقة المائية المحصورة بين طبقتين غير منفذتين وقد تكون هذه الطبقة محاطة من جانبها بحد ثالث يقطع الحدين الآخرين وهناك حالة أربعة حدود متقاطعة بزوايا معينه .

ويمكن إيجاد الهبوط في الطبقة المائية المحاطة بعده حدود هيدروجيولوجية بتطبيق نظريه البئر الخيالية مع الأخذ في الاعتبار تأثيرات الآبار الخيالية على الحدود الهيدروجيولوجية.

وقد وجد أن عدد الآبار الخيالية يمكن تحديده من الزاوية التي يصنعها تقاطع الحدود الهيدروجيولوجية حسب المعادلة:

$$N_i = \frac{360}{W_e} - 1$$

حيث Ni =عدد الآبار الخيالية.

W_e =الزاوية التي يصنعها تقاطع الحدود الهيدرو جيولوجية.

قانون الازمنه Times Law

لو فرضنا وجود بئري مراقبه على مسافتي r_1 وr_2 من بئر ضخ فان الهبوط الحاصل في البئرين حسب معادلة جاكوب كما يلي:

$$s_1 = \frac{2.3Q}{4\pi T} \log \frac{2.25Tt_1}{r_1^2 S}$$

$$s_2 = \frac{2.3Q}{4\pi T} \log \frac{2.25Tt_2}{r_2^2 S}$$

وعندما تكون $s_1=s_2$ فان :

$$\log \frac{(2.25\ Tt_1)}{r_1^2\ S} = \log \frac{(2.25\ Tt_2)}{r_2^2\ S}$$

عليه تصبح $$t_1/r_1^2 = t_2/r_2^2$$

أي انه بالنسبة لتكوين مائي معين فان الازمنه التي يتساوى فيها الهبوط تتناسب طرديا مع مربع المسافات الفاصلة بين آبار المراقبة وبئر الضخ وهو ما يعرف بقانون الازمنه. وفي حالة وجود عدد كبير من الآبار تصبح العلاقة:

$$t_1 / r_1^2 = t_2 / r_2^2 = t_3 / r_3^2 = \ldots = t_n / r_n^2$$

وللاستفادة من هذا القانون في إيجاد المسافة بين بئر المراقبة والبئر التخيلية يتم إجراء اختبار ضخ للبئر الحقيقية وقياس الهبوط مع الزمن في بئر المراقبة ثم توقع بيانات اختبار الضخ على ورق شبه لوغاريتمي ويتم ملاحظة انحراف الخط المستقيم الناتج من تأثير البئر الخيالية والذي يعود في الأصل إلى بداية تأثير الحد المائع أو المغذي وتحديد الزمن ما قبل حدوث الانحراف (قبل أن يصل الحد فعلا) كما يتم تحديد الزمن بعد انحراف المستقيم بعد أن يصبح الحد فعالا في المستوى المائي، وبتطبيق العلاقة (قانون الازمنه) يمكن إيجاد المسافة بين بئر المراقبة والبئر الخيالية:

$$r_i = r_r \sqrt{t_i / t_p}$$

حيث أن :

r_r = المسافة بين بئر المراقبة والبئر الحقيقة،

r_i= المسافة بين بئر المراقبة والبئر الخيالية،

t_p= الزمن بعد بداية الضخ (قبل أن يصبح الحد فعالا) ولهبوط معين تمت مراقبته،

t_i= الزمن بعد بداية الضخ (بعد أن يصبح الحد فعلا) وعندما يحدث انحراف في الخط المستقيم نتيجة تأثير البئر الخيالية والمساوي لقيمة معينة من الهبوط في الزمن t_p.

أنظمة الآبار المتعددة والتداخل Multiple Well Systems and Interference

حيث أن لكل بئر مخروط انخفاض يمتد من مركزة إلى النقطة التي يتوقف عنها الهبوط في السطح البيزومتري فأنه في حاله حفر آبار أخرى داخل هذه المسافة تتأثر بالضخ من ذلك البئر وسيحدث تداخل بين مخاريط الانخفاض لهذه الآبار (شكل) وبالتالي فان معدل الأنخفاض في كل بئر على حدة سيزداد. هذه الحالة تسمى التداخلInterference. وفي حالة معرفة مخروط الانخفاض لكل بئر سواء كان محفورا في طبقه محصورة أو غير محصورة فانه يمكن معرفة الوضع الجديد لمنحنى الانخفاض المركب الناتج من حالة التداخل بواسطة الرسم بطريقه تسمى Over-relaxation (شكل 2).

وفي حالة الرغبة في الاستغلال الاقتصادي للطبقات المائية ينبغي أن تكون المسافات الفاصلة بين الآبار كافيه لعدم حدوث التداخل بينها لما ذلك من تأثير سلبي على مستويات المياه الجوفية ومخزون الطبقات المائية، إلا أن هذه الظاهرة يمكن استغلالها في حالة الرغبة في تجفيف المستنقعات وتخفيض مستويات المياه الجوفية في منطقه ما لما قد يسببه ارتفاع منسوب المياه الجوفية من تأثير على الأعمال الانشائية.

ان هبوط السطح البيزومتري في حالة الضخ من اكثر من بئر تخترق تكوين مائي محصور في نفس الوقت يساوي مجموع الهبوطات الناشئة من كل بئر على حده. إذا كان التصريف من عدد من الآبار هو Q_1, Q_2, Q_3, Q_n فأن الهبوط في أي نقطه تبعد عن كل بئر من هذه الآبار مسافة r_1, r_2, r_3 يمكن إيجاده من معادلة ثايس كما يلي :

$$s_w = \frac{Q}{4 \Pi T} W_{(u1)} + \frac{Q}{4 \Pi T} W_{(u2)} + \ldots + \frac{Q}{4 \Pi T} W_{(un)}$$

حيث:

$$u_i = r_i^2 S / 4Tt_i \quad , \; i= 1,2,3,\ldots,n$$

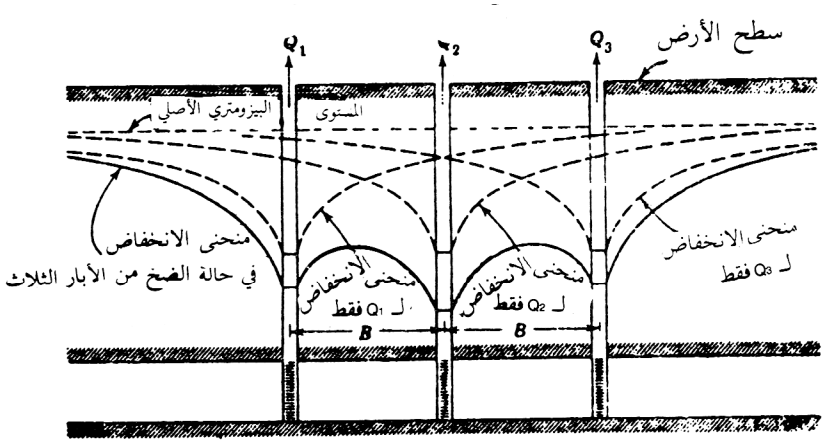
t_i = هو الزمن منذ بداية الضخ من البئر التي لها معدل تصريف Qi

بينما يمكن حساب التصريف من ثلاثة آبار تبعد عن بعضها مسافات متساويةB وتشكل مثلثا متساوي الأضلاع كما يلي:

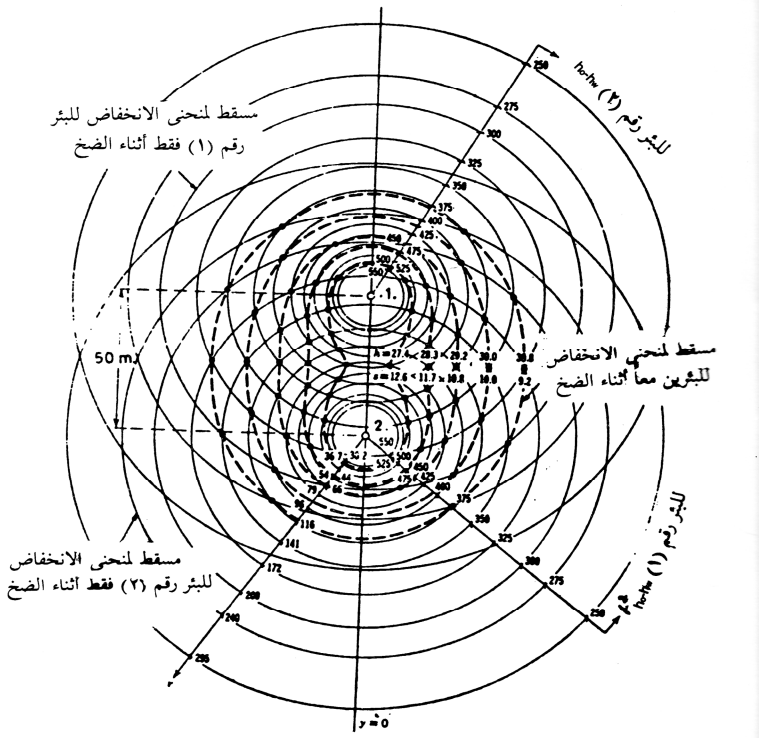
$$Q1 = Q2 = Q3 = \frac{2 \Pi T s_w}{\quad}$$

$$\ln (R^3 / r_w B)$$

حيث r_w نصف قطر كل بئر على حده وهي متساوية جميعا، R نصف قطر التأثير.



أسطح التداخل لعدة آبار محفورة في طبقة مائية محصورة نتيجة الضخ



ايجاد سطح التداخل بطريقة الرسم لبئرين محفورين في طبقة مائية حرة متشابهة وأفقية أثناء الضخ من البئرين

الطبقات المتشققة الحاملة للماء Fractured Rock Aquifers

تكوين الشقوق امية أو
غير المسامية

تنقسم البيئات المتشققة من الناحية الهيدروليكية إلى (Streltsova, 1976):

أ- بيئات متشققة Fractured Media: النفاذيه مرتبطة بالشقوق بينما تخزين مرتبط بالمسامه الأولية.

ب- بيئات متشققة خالصه Purely Fractured Media: صخور متشققة ذات شقوق متصلة وتغطي كل الصخر.

ج- بيئات مزدوجة المسامية Double-Porosity Media: الخواص الهيدروليكيه لهذه البيئات يتحكم فيها كل من الشقوق والأجزاء الصلبه المسامية Porous Matrix بنفس القدر.

د- بيئات غير متجانسة Heterogeneous-Media: الشقوق الموجودة في هذه الصخور مملوءة بمواد أدت إلى نقص نفاذيتها بدرجه كبيره مقارنه بالقطع الصخرية المسامية.

من الملاحظات الحقلية للبيئات المتشققة عند سحب المياه منها يمكن تلخيص مايلي:
أ- حدوث اتصال بين الآبار المتباعدة هيدروليكيا.
ب- حدوث انخفاض كبير في معدل هبوط الماء مع الزمن مقارنه بالبيئات المساميه.
ج- تشكل خطين مستقيمين لمنحنى الانخفاض مع الزمن عند رسمه على ورقه شبه لوغارتميه.
د- حدوث تغير مفاجئ في منحنى الانخفاض مع الزمن عند رسمه على ورقه شبه لوغاريتميه.