Hydrology علم المياه

هو العلم الذي يبحث في أصل وخواص المياه والظواهر الطبيعية المتعلقة بها وتواجدها وتوزيعها في الجو وعلى سطح وباطن الارض والقوانين الطبيعية التي تتحكم بحركتها...

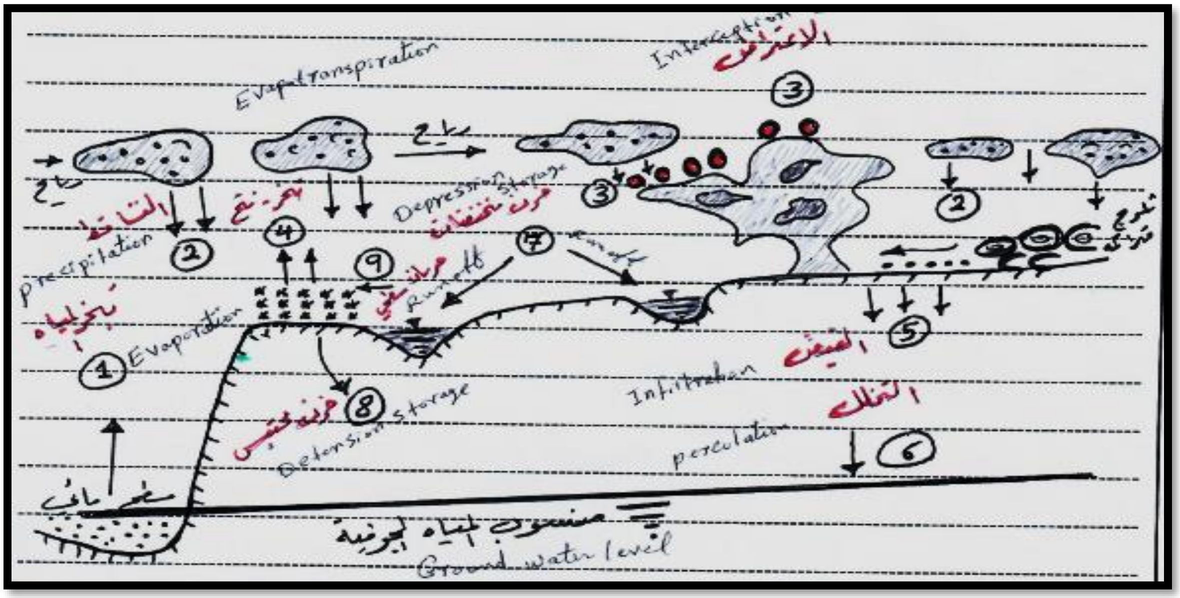
Hydrological Cycle الدورة الهيدرولوجية

وتعني دورة المياه في الطبيعة وأنتقالها من البحيرات والبحار والمحيطات وسائر الاسطح المائية المكشوفة ومن سطح التربة والنبات الى الجو عن طريق التبخر والنتح, ثم عودتها ثانية الى الارض ضمن عملية السقيط وجريانها كمياه سطحية وجوفية ويتكرر رجوعها الى الجو وعودتها الى الارض.

ويمكن تبسيط الدورة المائية لتشمل المراحل الآتية:

1. تبخر المياه	**Evaporation**
2. التساقط	**Precipitation**
3. الاعتراض	**Interception**
4. التبخر – نتح	**Evapotranspiration**
5. الغيض	**Infiltration**
6. التخلل	**Percolation**
7. خزن المنخفضات	**Depression Storage**
8. الخزن المحتبس	**Detention Storage**
9. الجريان السطحي	**Surface Runoff**

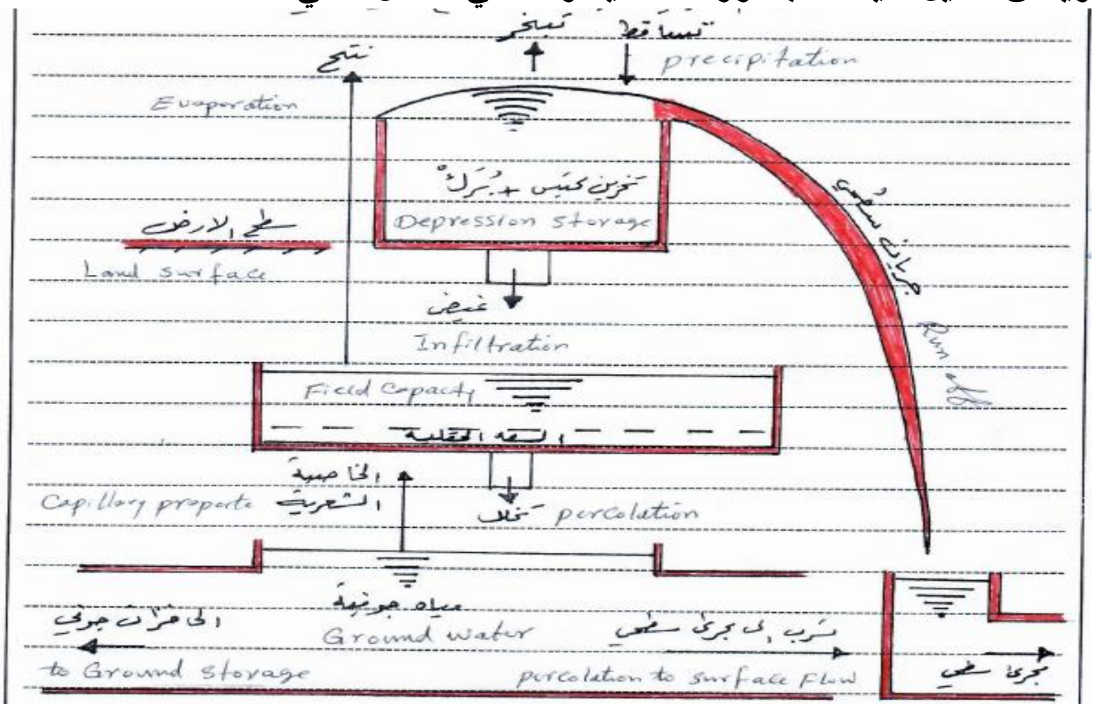
ويمكن تمثيل المراحل السابقة بالشكل التالي:



وفي الحقيقة, تكون الدورة المائية في الطبيعة اكثر تعقيداً من التمثيل السابق بسبب مايلي:

حيث ان هناك تحول وتبادل مستمر بين الصور المختلفة لتواجد المياه, فمثلاً جزء من المياه التي تجري في المجاري المائية (الاودية, قنوات الري, ... الخ) تتسرب الى المياه الجوفية, وفي أحيان اخرى يكون مصدر المياه في هذه المجاري هو المياه الجوفية القريبة من سطح الارض لعدة أشهر قبل ذوبانه وتحوله الى مياه سطحية أو جوفية.

ويمكن تمثيل مايحدث بصورة هندسية وكما في الشكل الآتي:



Hydrological Equation المعادلة الهيدرولوجية

تُعَبّر المعادلة الهيدرولوجية عن المبدأ الفيزيائي القائل بأن ((المادة لاتُفنى ولا تُستحدث))

وهي كما يلي:

التصريف الوارد = التصريف الخارج + فرق الخزن

وتعني ان مجموع التصريف الوارد خلال فترة زمنية محدّدة الى مساحة معينة يجب ان يساوي مجموع التصريف الخارج من تلك المساحة زائداً ما تَمَّ خزنه من التصريف ضمن المساحة الموضوعة للبحث. وتشمل فقرات المعادلة الهيدرولوجية مايلي:

أولاً: التصريف الوارد: ويشمل

1. **وارد الامطار والثلوج والصقيع والندى... الخ.**
2. **الوارد من التصريف السطحي.**
3. **الوارد من المياه الجوفية.**
4. **مايستورد من المياه من مساحة أُخرى بوساطة الجداول والانابيب أو المضخات.**

ثانياً: التصريف الخارج: ويشمل

1. **الجريان السطحي الخارج**
2. **الجريان الجوفي الخارج**
3. **التبخر**
4. **النتح**
5. **مايصدر من المياه من المساحة موضوعة البحث الى مساحة أُخرى بوساطة الجداول والانابيب والمضخات.**
6. **المياه المعترضة وهي ذلك الجزء من الثلوج والامطار والندى... الذي تعترض طريقها من النباتات والابنية... الخ. ويعود ثانية الى الجو عن طريق التبخر دون أن يصل الى سطح الارض.**

ثالثاً: فرق الخزن: ويشمل على:

1. **المياه الجوفية.**
2. **رطوبة التربة في المنطقة الكائنة فوق سطح المياه الجوفية.**
3. **الغطاء الثلجي.**
4. **الخزانات السطحية والخزن في المنخفضات الارضية الطبيعية.**
5. **المياه الجارية فوق سطح الارض بصورة مؤقتة, سواء المخزون منها في وادي النهر والذي يسمى خزين القنوات Channel Storage أو المتبخر مؤقتاً بصورة اضطرارية في المنخفضات والمسماة بالخزين المحتبس Detention Storage**

تمارين حول المعادلة الهايدرولوجية:

تمرين1: يجري تصريف قدرة (0.3)م مكعب/ثا الى خزان مساحة سطحه (2400000)م مربع. ماهو الوقت اللازم لرفع منسوب الخزان بمقدار (15)سم.

حل تمرين1:

عمق الماء المضاف في كل ثانية = $\frac{0.3 \text{ م}^3/\text{ثا}}{2400000 \text{ م}^2}$**=0.00000013 م/ثا**

= 0.000013 سم/ثا

اذن الزمن اللازم لرفع منسوب الخزان بمقدار (15) سم=

$= \frac{\text{عمق الماء الواجب اضافته}}{\text{عمق الماء المضاف في وحدة الزمن}} = \frac{15 \text{ سم}}{0.000013 \text{ سم/ ثا}}$

= 1153846.15 ثانية

= 19230.7692 دقيقة

= 320.51282 ساعة

= 13.35 يوم

تمرين 2:

أحسب مجموع التصريف الخارج بالامتار المكعبة من خزان مساحته (4000000) م مربع. خلال مدة (40) يوم، هبط خلالها منسوب الخزان بمقدار (45) سم, بينما كان التصريف الداخل الى الخزان بمعدل (10000)م مكعب يوم.

حل تمرين 2:

حجم الماء الداخل الى الخزان خلال (40) يوم= 1000م مكعب/يوم × 40 يوم

= 400000 م مكعب

حجم الهبوط خلال (40) يوم = 0.45 م × 4000000 م مربع = 1800000 م مكعب

اذن مجموع التصريف الخارج = 1800000 + 400000 = 2200000 م^3.

تمرين3:

يجري تصريف حجمه (12500) م3 من مساحة قدرها مليون متر مربع, في نصف ساعة كان معدل سقوط المطر خلالها (10) سم/ساعة. أحسب حجم فرق الخزن ضمن المساحة بالامتار المكعبة ووضح احتمالات أشكال الخزن ضمن تلك المساحة خلال نصف الساعة المشار اليها.

حل تمرين 3:

حجم الماء الداخل الى المساحة بسبب المطر خلال نصف ساعة:

$$\frac{1000000\text{م}^2 \times 100\ \text{سم} / \text{سم}1 \times \text{م}}{2}$$

=50000 م3

حجم الماء الخارج من المساحة خلال نصف ساعة = 12500 م3

اذن حجم فرق الخزن = 50000 – 12500

= 37500 م3

احتمالات أشكال الخزن هي:

1. **خزن على شكل بُرَك.**
2. **خزن في الطبقة العليا للتربة.**
3. **خزن بشكل مياه جوفية.**

المصادر:

- الهيدرولوجيا الهندسية/ محمد سليمان حسن
باسل خضر داوود
ساطع محمود الراوي
- علم المياه وتطبيقاته/ باقر احمد كاشف الغطاء

السقيط Precipitation

يمثل السقيط أحد الأوجه الرئيسة في الدورة الهيدرولوجية، كما يكوّن أحد الفقرات الرئيسة في التصريف الوارد في المعادلة الهيدرولوجية. ويشمل السقيط عدة أنواع، أهمها المطر والثلج والرذاذ والبرد والصقيع...الخ.

يتكون الندى والصقيع عند ملامسة الهواء الهواء المشبّع بالرطوبة للأسطح الباردة.

-الرذاذ Drizzleعبارة عن قطرات من المطر يقل قطرها عن (0.5) مم وتقل شدة هطولها عن (1) مم/ساعة.

-أما المطرRainfall فيزيد قطر قطراته عن (0.5) مم وتتراوح شدة هطوله بين (7.6-2.54) مم/ساعة. -أما حبيبات القطقط Sleet فهي عبارة عن قطرات مطر تجمدت أثناء هطولها وتتراوح أقطارها بين (1-4)مم.

-البرد Hail فهو عبارة عن كتل من الثلج غير منتظمة الشكل يزيد قطرها عن 5 مم.

-أما الثلج Snow فهو أكبر من البرد وقد يتساقط بكتل يبلغ قطرها بين 20 و 38 سم.

أسباب السقيط Precipitation reasons :

1- تواجد نسبة عالية من الرطوبة

2- انخفاض درجات الحرارة

3- توفر النويات الغباريةيحصل السقيط بكل انواعه عدا الندى والصقيع عندما يحصل مايسمى *بالتمدد الادياباتيكي* وهو نوع من التمدد يحصل للكتل الهوائية اثناء ارتفاعها مما يؤدي الى انخفاض درجة حرارتها الى ماتحت درجة تكوّن الندى.

وتستمد الحرارة اللازمة لهذا التمدد من الهواء نفسه, لذلك يصبح الهواء:

1. أكثر برودة

2. ترتفع رطوبته النسبية

أما أهم مسببات ارتفاع الكتل الهوائية:

1. اصطدام كتلتين هوائيتين مما يؤدي الى صعود احداهما.

2. الاعاصير الرعدية3. اعتراض السلاسل الجبلية لمسار الكتل الهوائية مما يؤدي الى انحرافها وصعودها.

4. الحمل: تتلامس الكتل الهوائية اثناء حركتها, فأذ حلت كتلة هوائية باردة محل كتلة هوائية حارة فان سطح التلامس يسمى (جبهة باردة (Cold Forest في حين يسمى سطح التلامس (جبهة حارة Warm (Forest عندما تحل الكتلة الهوائية الحارة محل الكتلة الهوائية الباردة. ويسمى سطح التلامس جهة ثابته او راكدة (Fixed Front)

ويطلق اصطلاح منطقة التجمع (converge area) على منطقة الضغط الواطئ التي تلتقي فيها كتلتان هوائيتان احداهما حارة والاخرى باردة. • العلاقة بين انخفاض

درجات الحرارة والسقيط:

ان كمية السقيط تعتمد على المدى الذي يفقد به الهواء المشبع قابليته على الاحتفاظ بالرطوبة.

وبصورة تقريبية يمكن وضع القاعدة الآتية:

((ان انخفاض 3 درجات مئوية في درجة الهواء المشبع بالرطوبة ذات الدرجة الحرارية المحصورة بين (-6)م و (26)م سيسبب تكثيف (18)% من الرطوبة التي تحملها الكتلة الهوائية))

ان معدل السقيط لايعتمد على فقط على كمية الرطوبة التي تطلقها بل يعتمد أيضاً على السرعة التي تمر بها تلك الكتلة مطلقة الرطوبة التي لاتقدر على استيعابها بشرط ان تكون متبوعة بكتل هوائية أخرى درجةرطوبتها فوق الاشباع.

•العلاقة بين السقيط والارتفاع:

يزداد السقيط بصورة عامة مع الارتفاع وهو اكبر في الجهة المواجهة للرياح من الجبال منه في الجهة المعاكسة لها.

وتمثل العلاقة بين السقيط والارتفاع بمنحنيات, وان الاجزاء المستقيمة من المنحنيات يمكن تمثيلها بالمعادلة الأتية:

$$P=C+\frac{K_pE}{12}$$

حيث ان:

P= المعدل السنوي للتسقيط (سم). Precipitation

E= الارتفاع عن سطح البحر (م) Elevation=K_p معامل تتراوح قيمته بين (0.2) للمناطق الجافة الى (1.7) للمناطق الرطبة.

C= السقيط عند مستوى سطح البحر (سم).

•العلاقة بين السقيط والاختلافات الاقليمية والشهرية:

تحظى المناطق الاستوائية بكميات اكبر من السقيط, ويقل السقيط بصورة عامة كلما ابتعدنا عن خط الاستواء. كما تحظى المناطق الساحلية بكميات اكبر من السقيط مما تحظى به المناطق الداخلية بسبب قربها من الاجواء المشبعة ببخار الماء.

وتختلف كميات السقيط في منطقة معينة خلال الاشهر المختلفة من السنة مما يؤدي الى تشكيل مواسم جافة ومواسم ممطرة. •دليل الرطوبة Index of Wetness

ان السقيط الحقيقي لسنة معينة يمكن ان يختلف اختلافاً كبيراً عن المعدل السنوي للسقيط المستند الى سجلات طويلة الامد. ولأجل التعبير عن هذه العلاقة المهمة نقسم السقيط الحقيقي على المعدل السنوي ويعبر عنه بكسر اعتيادي او نسبة مئوية.

ويسمى مثل هذا المعامل بديل الرطوبة (IW), اي انّ.

$$IW = \frac{P}{P^{-}} \qquad ....(1)$$

حيث أن:

P: كمية السقيط الحقيقي للسنة المعنية (مم أوسم).

P^{-}: المعدل السنوي للسقيط لفترة عدة سنوات (مم أو سم).

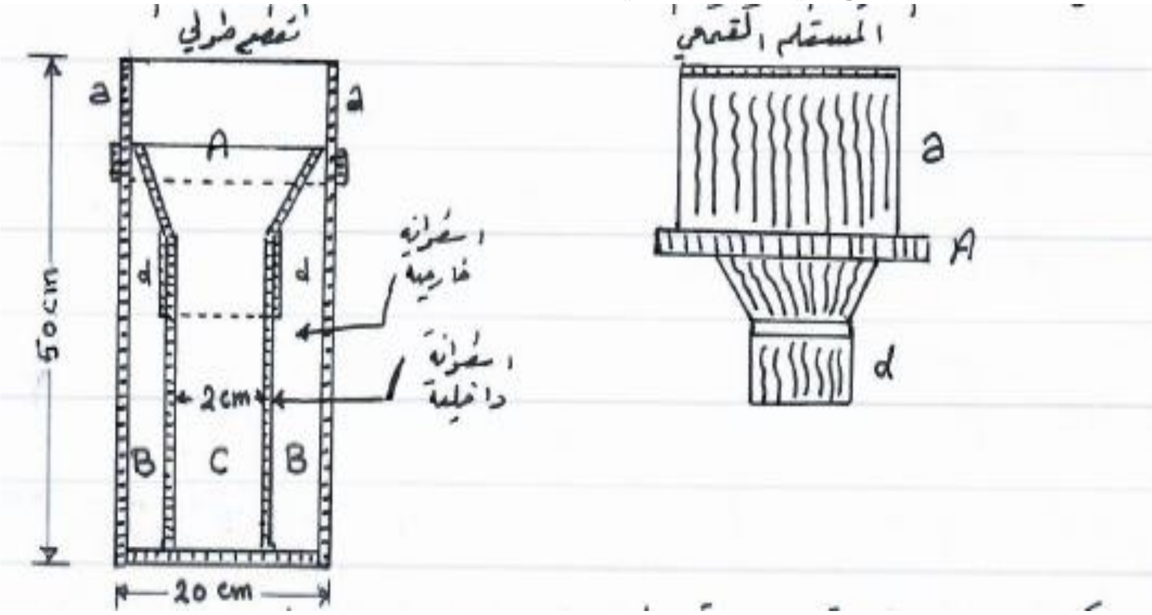
المطر الإصطناعي Artificial Rainfall:

ويتلخص بحقن جزيئات غريبة الى الغيوم لتحفز تجمع البخار الموجود فيها حول تلك الجزيئات مكونةً قطرات مطرية أو حبيبات ثلجية والتي تتجمع مع بعضها البعض وتنمو في الحجم ثم تسقط بفعل الجاذبية. وأهم الجزيئات الغريبة التي أستعملت بنجاح هي أيوديد الفضة وثاني أوكسيد الكاربون الجامد(Dry ice) ويُعد أيوديد الفضة أكثر إقتصاداً بسبب إمكانية إطلاقها من الأرض نحو الغيوم بينما يتطلب ثاني أوكسيد الكاربون الجامد إستعمال طائرة تطير فوق الغيوم و رشها بتلك المادة. الجزء العملي

مقاييس المطر Rain gauges: تُقسم مقاييس المطر الى:

1- مقاييس مسجلة Recording gauges: وهي تقيس شدة أو كثافة السقيط بالدرجة الأساس وقسم منها يسجل أبعاد قطرة المطر ويحدد بداية ونهاية سقوط الأمطار.

2- مقاييس غير مسجلة Non-recording gauges: وأكثرها شيوعاً جهاز قياس شدة المطر القياسي Standard gauge المستعمل من قبل الهيئة الأميركية القومية لخدمة الطقس والموضح في الشكل التالي:



ويتكون الجهاز من إسطوانة خارجية قطرها الخارجي (20) سم وطولها (50) سم، تتوسطها إسطوانة داخلية قطرها عُشر قطر الإسطوانة الخارجية، متصلة من الأعلى بقمع قطره مساوٍ لقطر الإسطوانة الخارجية. وفي الإسطوانة الداخلية مسطرة مدرجة، وفي حال إمتلاء الإسطوانة الداخلية يسفح الماء الفائض في الإسطوانة الخارجية والذي يمكن معرفة كميته من خلال إعادته الى الإسطوانة الداخلية وحساب إرتفاعه. من الممكن إستخدام أجهزة قياس مشابهة من حيث الشكل وطريقة الإستخدام ولكن مختلفة من حيث الأبعاد. وعادة تستخدم أجهزة ذات قطر أكبر في المناطق النائية لصعوبة الوصول إليها يومياً. ويجب الأخذ بنظرالإعتبار إن الأجهزة ذات القطر الصغير لا تصلح للإستعمال في المناطق التي تسقط بها الثلوج. وإذا كان من المتوقع سقوط ثلوج فيُنصح بوضع كلوريد الكالسيوم في المقياس لإذابة الثلج حال سقوطه وليمنع تجمد المياه في المقاييس. تؤثر الرياح على دقة القياس وتسبب أخطاء قد تصل الى 50%، ويعتمد مقدار الخطأ في هذه الحالة على:

أ- نوع المقياس ب- سرعة الرياح ج- التضاريس المحلية في المنطقة.

وللتغلب على ذلك والحصول على نتائج أكثر دقة، يمكن إستخدام واقٍ معدني متحرك Alter shield يُثْبَت قرب حافة المقياس العليا. كما يمكن إستخدام العلاقة الآتية:

$$\frac{\mathbf{P}^{-}}{\mathbf{P}} = \mathbf{1 - 0.060\sqrt{A}} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots (\mathbf{2.1})$$

لتصحيح كمية المطر المقاسة، وفيها:

P^{-} = المطر المقاس بواسطة الجهاز القياسي الغير مسجل (سم).

P= المطر الحقيقي (سم).

A= الإرتفاع عن سطح الأرض (م).

وتسمى هذه العلاقة بعلاقة آبي Abbe .

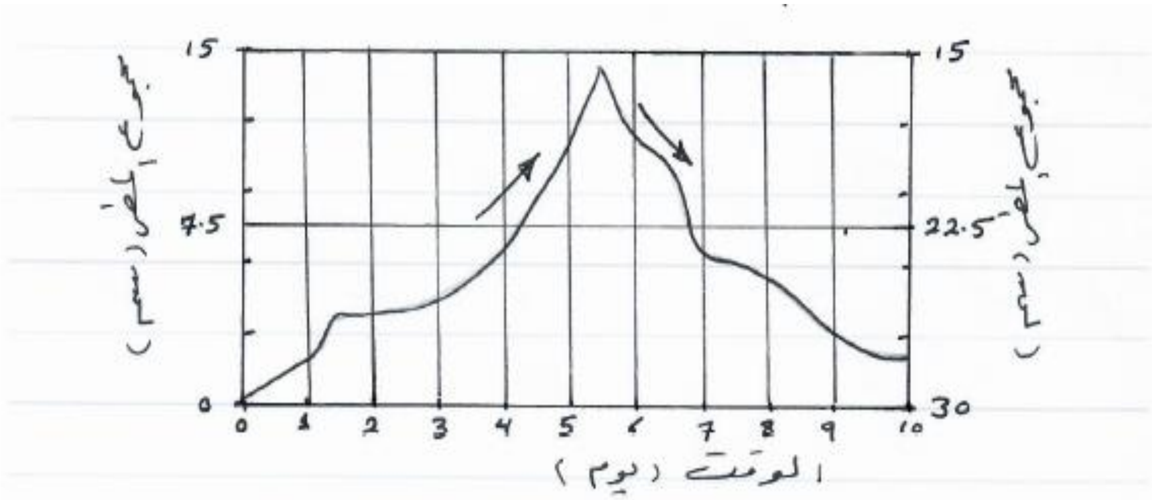
المقاييس المسجلة:

وهذه المقاييس تسجل معدل سقوط المطر بصورة آلية، كما تسجل وقت هطوله. وهي على أنواع كثيرة منها:

1- جهاز قياس شدة المطر ذو الميزان (الوزني) Weighting type gauge.
2- جهاز قياس شدة المطر ذو الوعاء القلاب Tipping bucket gauge.
3- جهاز قياس شدة المطر ذو العوامة Flat recording gauge.

وسنكتفي بشرح جهاز قياس شدة المطر ذو الميزان، إذ يتكون من جهاز ميكانيكي ذي نابض يُحرك قلماً على ورقة بيانية مخططة تديرها ساعة. ويكون التسجيل البياني متناسباً مع مجموع وزن السقيط مما ينتج عنه خط بياني بمجموع السقيط يدعى

بالمنحنى التراكمي Mass curve خلال فترة زمنية معينة وكما في الشكل التالي:



الخط البياني لمجموع سقوط الأمطار كما مسجل بوساطة مقياس مطري آلي من النوع الوزني حيث يعكس قلم الحبر اتجاهه في أعلى لوحة المخطط.

حساب السمك المتوسط للمياه المتساقطة:

قد تتواجد في منطقة ما عدد من محطات القياس. ومعلوم في كل محطة سُمك المياه المتساقطة والمطلوب تحديد متوسط سمك المياه المتساقطة للمنطقة ككل...في هذه الحالة هناك ثلاث طرق للحساب هي:

أ- طريقة المتوسط الحسابي Arithmetic mean method: بهذه الطريقة تُجمع قراءات المقاييس المختلفة الموجود في المنطقة، ويُقسم الناتج على عدد القراءات.

أي إن:

$$\text{Pav} = \frac{\sum_{m=1}^{n} Pm}{n} \quad \text{............(2.2)}$$

إذ أن: Pav= السُمك المتوسط للمياه المتساقطة في المنطقة، سم أو مم.

Pm= القراءة في كل محطة من محطات القياس الموجودة في المنطقة، سم أو مم.

N= عدد القراءات (قراءات المقاييس المنتشرة في المحطة).

تستخدم هذه الطريقة عندما تكون قراءات المقاييس متقاربة والمقاييس موزعة بإنتظام في المنطقة. وفي عكس ذلك فإن طريقة المتوسط الحسابي تعطي قراءات مخطوءة وعليه نلجأ إلى إحدى الطريقتين الآتيتين.

ب- طريقة شبكة ثيسين Thiessen network method: وفي هذه الطريقة يُلزم حساب المساحة التي تمثلها كل محطة قياس ضمن المنطقة المعروفة المساحة ومن ثم يُحسب متوسط سمك المياه المتساقطة (Pav) كالآتي:

$$Pav= \sum A.Pm/\sum A \quad .... (2.3)$$

إذ ان: A= المساحة التي تمثلها كل محطة.

مثال/منطقة مساحتها (200) كم مربع تنتشر فيها ثلاث محطات قياس للمطر هي A،B،C. فإذا كانت كميات التساقط في المحطات الثلاث 122، 138، و 160 مم، على التوالي وإن المساحات التي تمثلها المحطات الثلاث هي 50،80،70 كم مربع، على التوالي. إحسب السمك المتوسط للمياه المتساقطة في هذه المنطقة؟

الحل:

$$Pav= \frac{(122\times50)+(138\times80)+(160*70)}{50+80+70} \rightarrow Pav = 141.7mm$$

أما بطريقة المتوسط الحسابي، فأن سمك متوسط المياه الساقطة، يكون:

$$Pav= \frac{122+138+160}{3} \rightarrow Pav = 140mm$$

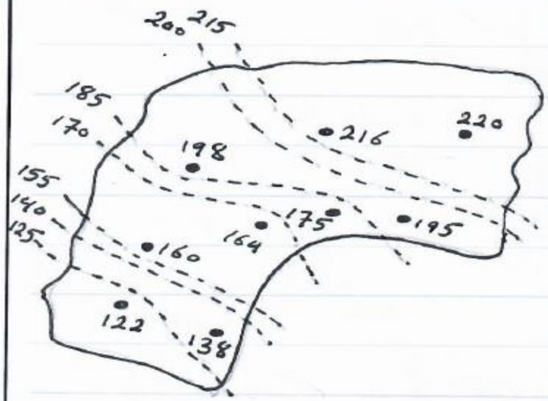
ج-

طريقة خريطة خطوط تساوي المطر Isohyetal map method:

في هذه الطريقة يتم رسم خطوط تساوي المطر على خريطة المنطقة الظاهرة عليها محطات القياس و سمك المياه المتساقطة عند كل محطة وبنفس طريقة رسم الخارطة الكنتورية للمناسيب. ثم تقاس مساحة الجزء المحصور بين كل خطين متتاليين من خطوط تساوي المطر. ثم تُضرب كل مساحة من هذه المساحات في السمك المتوسط للتساقط والذي يساوي المتوسط الحسابي للخطين اللذين يحددانها. والناتج يقسم على مجموع المساحات وحسب المعادلة الآتية:

$$Pav= \frac{\sum A.Pm}{\sum A} \quad ....(2.4)$$

ولتوضيح ذلك نأخذ الخريطة المجاورة لمنطقة معينة والتي عليها مثبت المحطات وقراءات مقاييس الأمطار - ثم ننظم جدول وكالآتي:



خطوط تساوي المطر	المساحة بين كل خطين A	السمك المتوسط للمياه المتساقطة Pm	A·Pm
125 – 140	76	132.5	10070
140 – 155	75	147.5	11063
155 – 170	146	162.5	23725
170 – 185	104	177.5	18460
185 – 200	114	192.5	21945
200 – 215	130	207.5	26975
	$\Sigma A = 714$		$\Sigma A \cdot P_m = 127763$

$$P_{av} = \frac{127763}{714} = 178.9\ mm$$

المصادر:

- الهيدرولوجيا الهندسية/ محمد سليمان حسن
  باسل خضر داوود
  ساطع محمود الراوي
- علم المياه وتطبيقاته/ باقر احمد كاشف الغطاء

الجزء النظري

الثلوج Snow

يتميز الثلج عن بقية أنواع السقيط في أنه من الممكن أن يتجمع على سطح الأرض لفترة من الزمن قبل أن يبدأ بالذوبان ويجري الى الجداول والأنهار أو يتبخر جزء منه بعد الذوبان ويعود الى الجو. يشكل الثلج الموجود على سطح الأرض خزاناً وقتياً أكبر سعة من أي خزان أُنشيء من قبل الإنسان لخزن المياه. فعلى سبيل المثال، فأن سقوط متر واحد من الثلج على مساحة 1000 كم^2 فأنه يخزن مائة مليون متر مكعب من الماء (بأفتراض ان كل متر من الثلج ينتج عن ذوبانه عشر سنتمترات إرتفاع من الماء).

ذوبان الثلج Snow solubility

يُعرِّف معدل ذوبان الثلج بمعدل تحول الجليد إلى ماء ضمن الكتلة الثلجية. إن مصادر الحرارة اللازمة لذوبان الثلج هي:

1. الحمل. 2. تكثف البخار. 3. الإشعاع. 4. هطول المطر.

5. التوصيل من الهواء والتربة.

وتُعد المصادر الثلاثة الأولى من أهم عوامل ذوبان الثلج. وفيما يلي وصفاً موجزاً لهذه المصادر:

1. ذوبان الثلج بالحمل: يعتمد إنتقال الحرارة من الهواء بواسطة الحمل على دراجة حرارة الإنجماد ومعدل حركة الهواء. ويُعبر عن ذوبان الثلج بالحمل بالمعادلة الآتية:

$$D=k1vt \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots(1.3)$$

حيث:

d= عمق الماء الناتج من ذوبان الثلج خلال ست ساعات(سم).

V= معدل سرعة الرياح (كم/ساعة).

K1= معامل يُمثل تأثير الضغط البرومتري بسبب الإرتفاع عن مستوى سطح البحر وهو يساوي (0.00518) على سطح البحر بالنظام المتري و(0.9*0.00518) على ارتفاع 900 م ويساوي (0.7*0.00518) على ارتفاع 3000 متر.

2. ذوبان الثلج بسبب تكثيف البخار: إن الحرارة التي يطلقها بخار الماء عند تكثفه وتحوله الى ماء، هو سبب آخر من الأسباب الرئيسة لذوبان الثلج. إن تحول غرام واحد من الجليد بدرجة صفر مئوي الى ماء بدرجة صفر مئوي يحتاج الى 80 سعرة حرارية. أما عدد السعرات الحرارية التي يطلقها تَحوّل غرام واحد من بخار الماء بدرجة صفر مئوي الى جليد بدرجة صفر مئوي فهي 600 سعرة، ولذلك فأن تكثف

البخار وتحوله الى سنتمتر واحد من الماء ينجم عنه ذوبان 7.5سم من الجليد. ويعتمد معدل ذوبان الثلج من تكثف البخار على ضغط بخار الماء وسرعة الرياح، ويُعبَّر عن ذلك بالمعادلة الآتية:

$$d = k2v(e - 6.11) \quad \text{..} (2.3)$$

حيث v&d كما في المعادلة (1.3).

e= ضغط بخار الماء (ملي بار).

6.11= ضغط بخار الماء (ملي بار) في الهواء المشبع والذي تبلغ درجة حرارته صفر مئوي.

k2= معامل تتراوح قيمته بين 0.00903-0.005 في النظام المتري. والجدول أدناه يوضح قيم ضغط بخار الماء (ملي بار) لدرجات الحرارة المختلفة للهواء المحيط بالثلوج:

درجة حرارة الهواء (مْ)	ضغط الإشباع لبخار الماء (ملي بار)
صفر	6.11
1.67	6.78
4.44	8.36
7.22	10.09
10.00	12.49
15.55	17.51

3. ذوبان الثلوج بسبب هطول الأمطار:

تكون الأمطار الحارة نسبياً، أحياناً عاملاً مهماً في ذوبان الثلوج، ويُعبَّر عن ذوبان الثلوج في هذه الحالة بالمعادلة الآتية:

$$d = \frac{PT}{80} \quad \text{..} (3.3)$$

حيث؛ d= عمق ذوبان الثلوج (سم) بسبب الأمطار الحارة.

P= مقدار الأمطار الساقطة (سم).

T= درجة الحرارة للمطر (مْ).

4. ذوبان الثلوج بسبب الإشعاع: يمكن أن تذوب كميات كبيرة من الثلوج بواسطة الإشعاع المباشر من الشمس إذا كان الجو صافياً ومضيئاً.

وقد وضع ويلسن معادلة تقريبية لتقدير كميات الثلج الذائبة بواسطة الإشعاع وكالآتي:

$$d=d_e(1-0.75\, m) \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots (4.3)$$

حيث؛

d= عمق ذوبان الثلوج (سم ماء) بسبب الإشعاع خلال نصف يوم (من منتصف الليل جحتى الظهر أو العكس).

d_e= عمق ذوبان الثلوج خلال الجو الصافي المضيء لمدة نصف يوم (سم).

m = درجة العتمة Cloudiness وهي تساوي (صفر) في الجو الصاحي و (1) في الجو الغائم كلياً. ويقترح ويلسن القيم التالية لـ(d_e) بين خطي عرض 40ْ -48ْ ؛

الشهر	D_e (سم)	الشهر	D_e (سم)
آذار	0.89	مايس	1.22
نيسان	1.07	حزيران	1.35

وإن هذه القيم لـ(D_e) يجب أن تُنقّص بمقدار 20% للثلوج الحديثة وتزيد بنفس النسبة للثلوج القديمة الهطول.

5. ذوبان الثلوج بسبب التوصيل من التربة:

إن درجة حرارة أعماق التربة أكبر مما هي عليه عند سطح التربة مما يؤدي الى إنتقال مستمر للحرارة من الأعماق الى السطح ومنه الى الطبقة الثلجية المغطية للسطح.

أهمية حساب كميات الثلوج الذائبة:

يُستفاد حساب ك
ميات الثلوج الذائبة في التطبيقات العملية الآتية:

1. تخمين معدلات جريان مياه الفيضان.
2. تقدير الحجم الكلي للمياه الناجمة عن ذوبان الثلوج واللازمة لملئ الخزانات لأغراض الخزن وتوليد الطاقة الكهربائية.

3. تخمين كميات الثلوج الذائبة لإدامة جريان الأنهار في الربيع والصيف.
ولغرض تجنب التعقيدات الناجمة عن عدم توفر المعلومات المطلوبة عند تطبيق المعادلات السالف ذكرها، فأنه في الغالب يتم اللجوء الى إستخدام طرق مبسطة لحساب الكميات الذائبة من الثلوج، ومن هذه الطرق إستخدام المعادلات الآتية والتي تأخذ بنظر الإعتبار كافة العوامل المسببة للذوبان:

$$d = k3ta \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots(5.3)$$

حيث؛ d= مقدار الثلوج الذائبة نتيجةً لكافة العوامل المسببة للذوبان والتي سبق ذكرها (سم/يوم).
T= معدل درجة الحرارة اليومي (مْ).
A= مساحة المنطقة التي يحصل فيها الذوبان (كم^2، م^2 أو ميل^2).
K3= معامل يسمى (معامل درجة- يوم degree-day factor).
ويُعرف بأنه ((عمق المياه بالإنج أو مم أو سم الناتجة من ذوبان الثلوج في المنطقة. وتعتمد قيمته على:

1.سرعة الرياح. 2. درجة الحرارة. 3.الرطوبة النسبية وكمية المطر. 4. الموقع بالنسبة لخطوط العرض. 5. درجة إمتصاص الثلج للإشعاع الشمسي. 6. الغطاء بالغابات. 7. الشهر موضوع البحث، حيث يقل الذوبان بتقدم موسم الربيع.
أما ((درجة- يوم)) لمنطقة معينة، فتعرف؛ بأنها ((الفرق في درجات الحرارة بين متوسط درجة الحرارة اليومي وبين درجة التجمد (صفر مئوي أو 32 فهرنهايتي).)).فمثلاً إذا كان متوسط درجة الحرارة في أحد الأيام 40 ف ، فيقال إن هذا اليوم في 8 درجات.يوم لذوبان الثلوج ويمكن حساب ((معامل درجة- يومk3)) حسب المعادلة الآتية:

$$k3 = \frac{\text{محددة زمنية فترة في الثلوج ذوبان من الناتج الكلي الجريان عمق}}{\text{مجموع}\left(\left(\text{الدرجة–يوم}\right)\right)\text{ الفترة لهذه}}$$

وتتراوح قيمته بين 0.686-0.229 سم/درجة- يوم أو 0.15-0.05 إنج/درجة- يوم.

الجزء العملي

قياسات الثلوج snow measurements

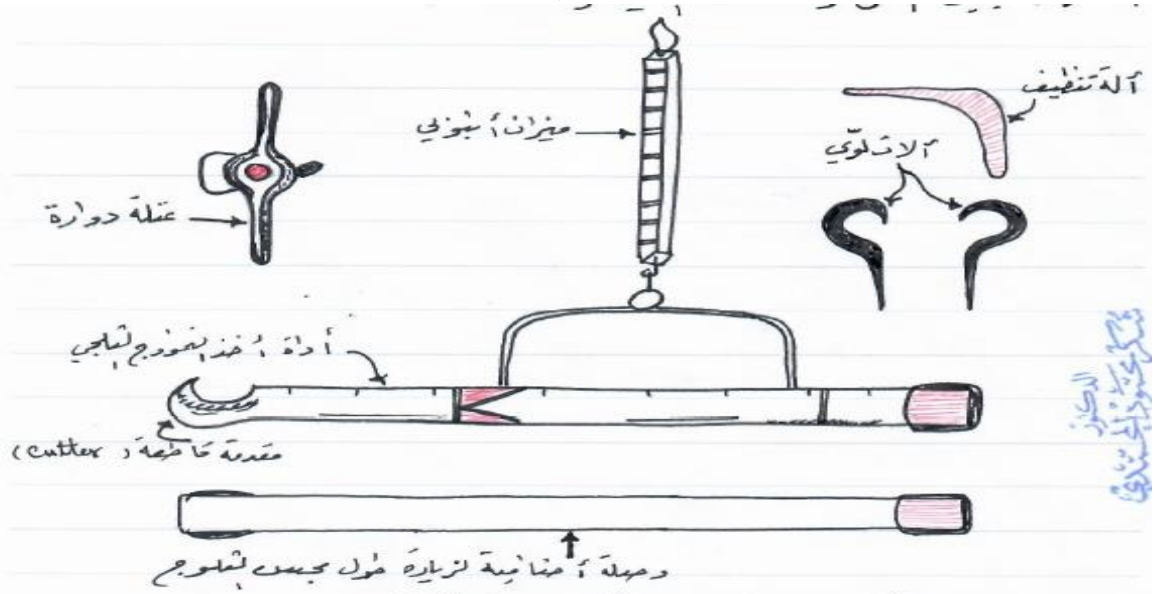
أولا: سُمك الثلوج Snow thickness: تُقاس الثلوج المتساقطة على سطح الأرض بدلالة سُمكها بوحدات المتر أو أجزاءه (سم،مم) أو بوحدات القدم والإنج، ويتم القياس بإحدى الطرق الآتية:
أ- إستخدام أحد أجهزة قياس المطر السابق شرحها مع أخذ بعض الإحتياطات الخاصة

أثناء عملية القياس.

ب- إستخدام ألواح خاصة snow boards مساحتها لا تقل عن 103.2 سم^2 تقريباً أو 16 إنج مربع. توضع ليسقط الثلج فوقها ومن ثم تُرفع ويُقاس سمك الثلج المتساقط عليها ويشترط وضع هذه الألواح في مناطق معلوم حركة الرياح فيها.

ج- بأستخدام الشواخص snow stakes ؛ وهي عبارة عن قضبان خشبية مساحة مقطعها (11.3)سم^2(1.75)إنج^2 مُدرجّة بالسنتمترات أو الإتجاهات، ومُزودة بزوايا حديدية التثبيت.

ثانياً: كثافة الثلوج snow density: تُعرِّف كثافة الثلج بأنها النسبة بين حجم المياه التي تغطيها عينة معينة بعد ذوبانها الى الحجم الإبتدائي لهذه العينة. تختلف كثافة الثلوج وبالتالي كمية المياه المختزنة فيها حوالي (0.005) للثلوج المتساقطة حديثاً لفصل حوالي (0.60) للثلوج المتساقطة من فترة طويلة والمنضغطة جيداً. كما تختلف كثافة الثلوج تبعاً لعمقها حيث تزداد بزيادة العمق. لتحديد كثافة الثلوج عند أي عمق يُستخدم «مجس الثلوج» snow sampler والموضح في الشكل (1) وهو عبارة عن أُنبوبة قطرها الداخلي 3.77سم (1.485 إنج) تُنزّل رأسياً في الثلوج المتراكمة، ويمكن زيادة طولها بوصلة إضافية. المجس مزوّد بمقدمة قاطعة (cutter) لتسهيل إختراق طبقات الثلج التي تقابله ويتم إدخاله بأستخدام عتلة دوارة مناسبة تُشكل في النهاية العليا للإنبوب، ويُسحب الإنبوب بعد ذلك وبداخله النموذج الثلجي ويجب أن تكون في نهاية الإنبوب آثار من الطين للتأكد من الوصول الى نهاية عمق الطبقة الثلجية. يوزن الإنبوب والنموذج في ميزان مناسب (أنظر الشكل 1).



الشكل (1) مجس الثلوج وملحقاته.

ثالثاً: نوعية الثلوج snow quality: إن نوعية الثلج هي الجزء العشري من وزنه الكلي الذي يكون بشكل جليد. وتُحسب نوعية الثلج وفقاً للمعادلة الآتية:

$$\text{نوعية الثلج} = \frac{\text{وزن الجليد}}{\text{وزن الثلج}}$$

مثال1: إحسب المكافئ المائي والكثافة النوعية لكتلة من الثلج مقدارها (2268)غم وعمقها (60)سم وحجمها (14150)سم³ وكانت الدرجة النهائية بعد خلط النموذج بـ (6804)غم من الماء بدرجة حرارة(32.22)مْ هي (6.11)مْ ، حدد نوعية الثلج؟

الحل:

$$\text{الكثافة} = \frac{\text{كتلة الماء أو الناتج من النموذج الثلجي حجمه}}{\text{حجم النموذج الثلجي}} = \frac{2268}{14150} = 0.16 \text{ غم/سم}^3$$

المكافئ المائي= عمق الثلج*الكثافة= 0.6م*0.16= 0.096

لتحديد نوعية الثلج، نتبع ما يلي:

***السعرات الحرارية المجهّزة من قبل الماء الحار= كتلة الماء الحار*الفرق في درجة حرارة المزيج = 6804*(32.22-6.11)**

كمية الحرارة المجهزة= 177652.44 سعرة

***السعرات المطلوبة لإذابة الجليد الذي يحويه الثلج بالغرمات= 80*وزن الجليد بالغرام = 80 سعرة**

***{حيث كل غرام من الجليد يحتاج 80 سعرة حرارية لكي ينصهر}.**

***السعرات المطلوبة لرفع درجة حرارة الثلج بعد ذوبان الجليد من صفر مئوي الى 6.11 مْ =**

كتلة الثلج*درجة حرارة المزيج النهائية = 2268 غم*6.11 مْ = 13857048 سعرة

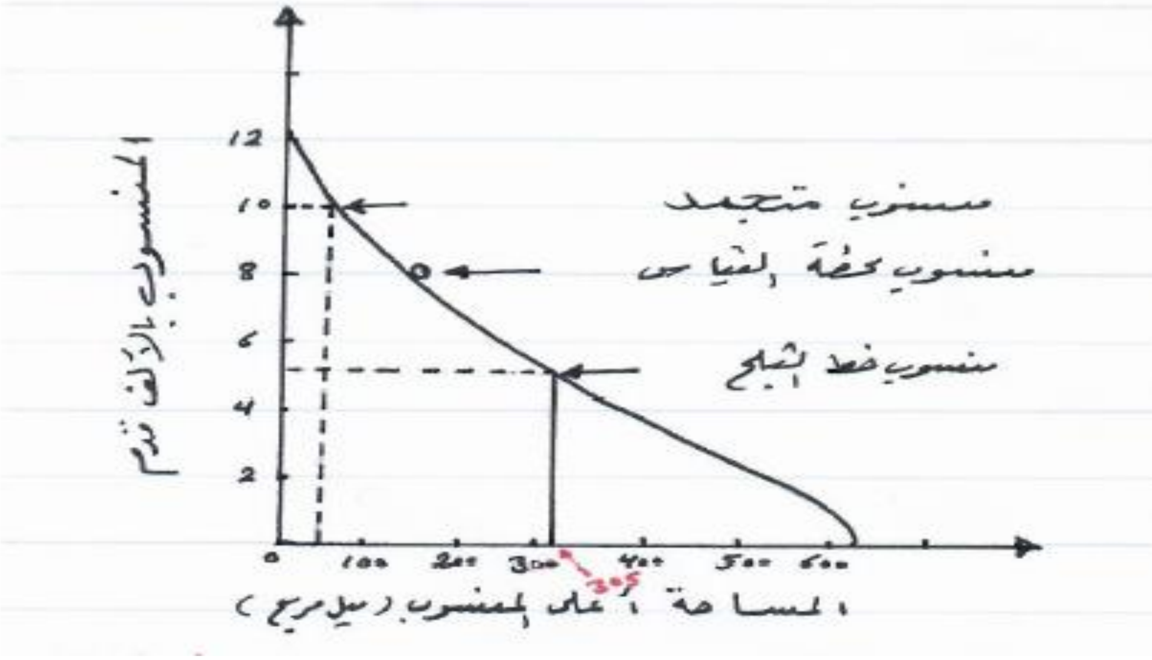
كمية الحرارة المجهزة = كمية الحرارة المطلوبة

177652.44 = 80 س+13857.48

$\therefore$ **س**$= \frac{163794.96}{80} = 2047.44$ غم وزن الجليد في النموذج

$\therefore$ **نوعية الثلج**$= \frac{\text{وزن الجليد}}{\text{وزن الثلج}} = \frac{2047.44}{2268} = 0.90$

مثال 2: إذا كان متوسط قراءة محطة أنواء لدرجة الحرارة في منطقة جبلية يوم ما هو 44 فْ ، ومنسوب المحطة 6000 قدم والمنسوب المتوسط لخط الثلج 5000 يوم ومعامل الدرجة. يوم في هذه المنطقة يساوي 0.1 إنج/درجة. يوم، إحسب الإيراد المباشر (عند الماء الناتج من ذوبان الثلوج) في هذه اليوم، إذا علمت إن منحنى المساحة مع المنسوب هو كما في الشكل التالي، وعلى فرض أنه يحصل إنخفاض في درجة الحرارة مقداره 3 فْ لكل 1000 قدم إرتفاع.



الحل:

منسوب التجمد(32 ف)= منسوب المحطة+ $\frac{(\text{المسجلة الحرارة درجة}-32)}{\text{الحرارة درجات في الإنخفاض مقدار }/1000\text{ قدم}}$

$= 6000 + \frac{(44-32)}{3} * 1000 = 10000$ **قدم**

ومن الشكل السابق نجد إن المساحة المعرضة للذوبان هي المحصورة بين منسوب التجمد ومنسوب خط الثلج = 305 ميل مربع

درجة الحرارة عند خط الثلج = درجة الحرارة المسجلة+(منسوب محطة الأنواء- منسوب خط الثلج)*مقدار الإنخفاض في درجات الحرارة/1000 قدم

$44 + \frac{(6000-5000)}{1000} * 3 = 47$ **°ف**

وعلى ذلك يكون متوسط درجة الحرارة على المساحة المعرضة للذوبان=32+47=39.5 ف

ومتوسط الدرجة. يوم= 39.5-32 = 7.5 درجة. يوم

:. عمق الماء الناتج من ذوبان الثلج من هذه المساحة = متوسط درجة. يوم*معامل درجة.يوم*المساحة

= 7.5*0.1*305=229 إنج

مسح الثلوج في العراق:

أُدخل مسح الثلوج في العراق لأول مرة عام 1956 وتمِّ إنتخاب 22 سبيلاً لمسح

الثلوج في شمال وشمال شرق العراق في محافظات نينوى و أربيل والسليمانية وتقع أغلبها قرب الحدود الإيرانية العراقية. ويتم مسح الثلوج في هذه السبل إبتداءاً من كانون الثاني حتى بداية نيسان من كل عام. وهناك سجلات للمسوح الثلجية تحتفظ بها وزارة الموارد المائية.
وهذه السبل موضحة في الجدول التالي:

المنطقة	العدد
قرب العمادية	3
قرب ديانا	3
قرب قلعة دزة	3
قرب كلي سبيكا	3
شرق حلبجة	2
قرب حاج عمران	4
قرب سد دوكان	2
قرب نقطة عبور نهر مزلجة للحدود العراقية الإيرانية	2

المصادر:

- الهيدرولوجيا الهندسية/ محمد سليمان حسن
  باسل خضر داوود
  ساطع محمود الراوي
- علم المياه وتطبيقاته/ باقر احمد كاشف الغطاء

الجزء النظري

التبخر evaporation:

وهو العملية التي تتحول خلالها المياه الى الحالة الغازية وعودتها ثانيةً الى الجو بطريقة الإنتشار، وهناك شرطان أساسيان لحصول هذه العملية:

1- توفر مصدر للحرارة، وتُعد الطاقة الشمسية المصدر الأساس لها.

2- وجود فرق في تركيز بخار الماء بين السطوح المائية والهواء الخارجي المحيط بها.

أما التبخر الكلي فأنه يشمل كافة الفواقد المائية الى الجو خلال عمليتي التبخر من الأسطح المائية الحرة والتربة، والنتح من النباتات ويُسمى أيضاً «التبخر- نتح evapotranspiration».

العوامل المؤثرة في عملية التبخر:

1- الإشعاع الشمسي solar radiation: ويُعد من أهم العوامل التي تسبب التبخر، وتعتمد عليه بقية العوامل الإنوائية المؤثرة في عملية التبخر.

2- الضغط البخاري vapor pressure: يعتمد معدل التبخر على الفرق بين ضغط بخار الماء(e_w) المكوّن للمسطح المائي وضغط البخار في المحيط بالمسطح المائي(e_a).

3- درجة الحرارة temperature: يزداد إنطلاق وتحرر الجزيئات من الماء السائل الى الهواء الخارجي بإرتفاع درجة الحرارة بسبب زيادة الطاقة الحركية للجزيئات، ويمكن القول بصورة عامة إن التبخر يقل كلما إبتعدنا عن خط الإستواء. 4 - الرياح wind: عند ثبات بقية العوامل، فأن التبخر يتناسب طردياً مع سرعة الرياح. ولكن الزيادة ليست خطية. إذ إن الحرارة اللازمة لتبخر جزيئات الماء ستُمتص من الماء الموجود في الخزان وهذا يؤدي الى خفض درجة حرارة الماء وتقليل التبخر. وبصورة عامة فأن زيادة سرعة الرياح بمقدار 10% ينجم عنها زيادة في التبخر بمقدار (1-3)% فقط.

5- الضغط الجوي atmosphere: يقل التبخر بزيادة الضغط الجوي ويرجع ذلك الى زيادة عدد جزيئات الهواء في وحدة الحجم مع زيادة الضغط وهذا يُهيأ فرصة أكبر لإصطدام جزيئات بخار الماء الهاوية من السطح المائي بجزيئات الهواء الكثيفة وبالتالي عودتها الى المسطح المائي. ويُتوقع أن يزداد التبخر كلما إرتفعنا عن سطح البحر بسبب تناقص الضغط الجوي. 6- نوعية المياه water quality: إن معدل التبخر من المياه المالحة أقل من معدل التبخر من المياه العذبة. وقد خُمّن كمية التبخر من مياه البحر بأقل من التبخر من المياه العذبة بمقدار

(3-2)%.

7- طبيعة السطح المُبخّر: إن معدل التبخر من سطح التربة المشبعة بالماء يساوي تقريباً معدل التبخر من سطح مائي حر عند تساوي درجة حرارتيهما. ويقل التبخر من التربة كلما قلت رطوبتها عن الإشباع. أما التبخر من الثلوج فلا يحدث إلا بعد ذوبانه بدرجة الصفر المئوي وكانت درجة تكوّن الندى أقل من درجة حرارة الثلج. إن الحد الأعلى للتبخر من السطوح الجليدية يساوي حوالي 0.5 سم/يوم.

النتح transpiration:

هو العملية التي يتم من خلالها تحوّل الماء الموجود في أوراق النباتات الى الحالة الغازية وإنتقاله الى الجو. أي إن النتح هو عملية تبخر ولكن مقتصرة على أوراق النباتات فقط. وعليه فأن العوامل الإنوائية التي تؤثر على عملية التبخر هي نفسها تؤثر على عملية النتح ومنها بالدرجة الأساس الإشعاع الشمسي حيث وجد إن 95% من الماء المفقود بعملية النتح يتم خلال ساعات النهار المضيئة. أما تأثير رطوبة التربة على النتح فهناك رأيين، الأول؛ يقول عدم وجود علاقة بين النتح والرطوبة المتيسرة في التربة، أما الثاني؛ فيؤكد وجود علاقة طردية بين النتح والرطوبة المتيسرة في التربة. كما يؤثر كل من نوع التربة ونوع النبات أو تطور المجموع الجذري للنبات بدرجة أقل على معدل النتح. أما معدل ودرجة نمو النبات فأن تأثيره واضحاً على معدل النتح، إذ تزداد الإحتياجات المائية للنبات مع زيادة نموه ويتبع ذلك زيادة معدلات النتح.

التبخر الكلي total evaporation:

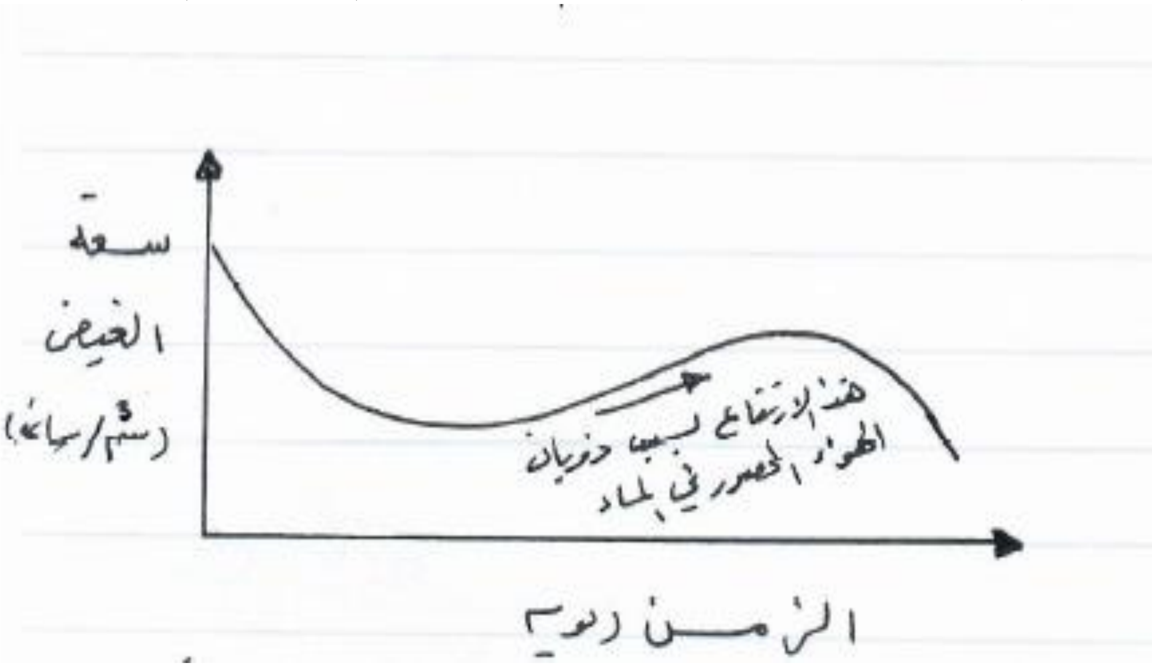
نظراً لصعوبة قياس النتح بمفرده، فقد أُصطلح على مجموع المياه المفقودة الى الجو بشكل بخار خلال عميلتي التبخر والنتح بالتبخر الكلي.
وهناك مصطلح مرادف لإصطلاح التبخر الكلي وهو «الإستهلاك المائي consumptive use» الذي يمثل مجموع المياه المفقودة بعمليتي التبخر والنتح مضافاً إليها المياه التي يخزنها النبات في أنسجته الحية. ونظراً لكون الأخيرة لا تُشكل نسبة أكثر من 1% لذلك من الناحية التطبيقية تُعد قيمة التبخر الكلي مساوية لقيمة الإستهلاك المائي.

الغيض infiltration: هو مرور الماء خلال سطح التربة الى الطبقات الكائنة تحتها. فعندما يتساقط المطر على سطح التربة. فأن جزءاً منه أو جميعه يُمتص من قبل مسامات التربة بعملية تُسمى الغيض. ولا يتجمع على سطح التربة إلا في حالة زيادة معدل سقوط المطر عن معدل الغيض داخل التربة. ويُسمى الفرق بين معدل سقوط

المطر ومعدل الغيض عادةً بـ (الزيادة المطرية rainfall excess). إن الزيادة المطرية تجري الى المنخفضات الموجودة على سطح التربة وتسمى بالإحتجاز أو التعويق الأولي initial detention. ويمكن أن يُمتص أو يتبخر جزء أو جميع الإحتجاز الأولي بعد إنقطاع المطر، وإذا إستمر المطر تمتلئ كافة المنخفضات ومن ثم تجري الزيادة المطرية على سطح التربة الى النهر بشكل سيح.

سعة الغيض infiltration capacity:

وتعني المعدل الأقصى الذي يمكن فيه لسطح التربة إمتصاص الماء في فترة زمنية معينة. وعادة تكون سعة الغيض عالية في بداية سقوط الأمطار ثم تقل بعد مدة لتصل الى معدل ثابت يسمى سعة الغيض النهائية أو معدل الغيض الأساس. وتعتمد سعة الغيض على نسجة التربة والغطاء النباتي والمحتوى الرطوبي الأولي للتربة وعلى فترة سقوط المطر وشدة السقوط. كما يؤثر الهواء المحصور داخل حبيبات التربة على سعة الغيض. إذ إن الهواء المحصور في مسامات التربة لا يمكنه الخروج بسبب ضغط الماء وإنما يذوب تدريجياً فيه وهذا ما يفسر إرتفاع سعة الغيض الى ذروة جديدة بعد بضعة أيام من إستمرار تجهيز التربة بالماء وكما موضح في الشكل الآتي:



إن الإرتفاع في سعة الغيض لا يحصل إذا كان سطح التربة مغلقاً بالمواد الغرينية أو إذا لم يكن تجهيز التربة المستمر بالماء يساوي أو أكبر من سعة الغيض. كما إن لفعاليات الإنسان والكائنات الحية التي تعيش في التربة وللجو تأثيرات على سعة الغيض.

وتُقدّر سعة الغيض حسب المعادلة الآتية:

f= pe*v ....(4.1)

حيث؛ f = سعة الغيض (سم³/ساعة).

pe= المساحة المسامية لمقطع التربة (سم²).

V= سرعة الغيض (سم/ساعة) وتُقدّر من المعادلة الآتية: حيث؛ x = زاوية الإتصال الشعري بين الماء والأنبوب المسامي.

L= طول التغلغل أو النفوذ الشعري (سم).

d= قطر الأنبوب الشعري (سم).

a= معامل يعتمد على اللزوجة وتكون قيمته 4 عند (15.5) م .

b= معامل يعتمد على اللزوجة والوزن النوعي وقيمته 2.83 عند درجة حرارة (15.5) م .

مثال 1: إحسب سعة الغيض لتربة أقطار مساماتها ($25*10^{-6}$) سم ومجموع المساحة المسامية لها (0.4) سم² وزاوية إتصال الماء بالمسامات (45) ودرجة حرارة التربة (15.5) م عندما يكون عمق التربة (5) سم أولاً، و (50) سم ثانياً.

$$V=(ad^2+\frac{bd\cos x}{L})*10^6 \quad ....(4.2)$$

الحل: عندما يكون عمق التربة=5سم فهذا يعني إن طول المسام=5سم.

$$V=(ad^2+\frac{bd\cos x}{L})*10^6$$

a= 4 at 15.5 c °

d= $25*10^{-6}$ *cm*

b= 2.83 **at** 15.5 c °

l= 5 cm

$\cos 45=\frac{1}{\sqrt{2}}$

$$v= [\ 4*\ (25*10^{-6}\ )^2+\ \frac{2.83*(25*10^{-6})*0.707}{5}\ ]*10^6$$

$$v= [\ 4*(25*25*10^{-12}) + 0.000010004]*10^6$$

v= 10.0065 *cm*/*hr* .

f= pev = 0.4*10.0065 ⇨ f= 4.0026 *cm*³/ *hr*.

الجزء العملي

قياس التبخر والتبخر الكلي والغيض:

أولا: قياس التبخر evaporation measurements:

يُعد تقدير التبخر ذو أهمية في تخطيط وتشغيل السدود وأنظمة الري. وفي المناطق

الجافة تبرز أهمية هذه التقديرات في الحفاظ على مصادر المياه النادرة. ويُعد القياس الدقيق للتبخر من المسطحات المائية الكبيرة من أكثر المهام صعوبةً. هنالك عدة طرق لقياس مقدار الماء المتبخر من السطوح المائية أهمها:

1- إستخدام مقاييس التبخر evaporimeter: وهي أوعية تحوي الماء وتكون مُعرضة للجو، ويُقاس فقدان الماء فيها بالتبخر في فترات منتظمة. هناك أنواع متعددة لمقاييس التبخر وأكثر الأنواع شيوعاً هي:

أ- إناء التبخر صنف a Evaporation pan class a.
ب- الإناء القياسي الهندي isi standard pan.
ج- إناء كلورادو الغاطس Colorado sunken pan.
د- الوعاء الطواف floating pan.

وتمتلك أواني التبخر السالف ذكرها بعض العيوب الأساسية، إذ انها لا تمثّل خزانات المياه أو المسطحات المائية تمثيلاً حقيقياً، وأهم تلك العيوب:

(1) تختلف الأواني عن المسطحات المائية الحقيقية في قابلية خفظها للحرارة.
(2) يختلف المعدن المصنوع منه الوعاء في خصائص إنتقال الحرارة.
(3) إرتفاع الحاشية في إناء التبخر يؤثر على حركة الرياح فوق السطح كما تُشكل الحاشية ظلاً فوق سطح الماء يتغاير مقداره مع ساعات النهار.

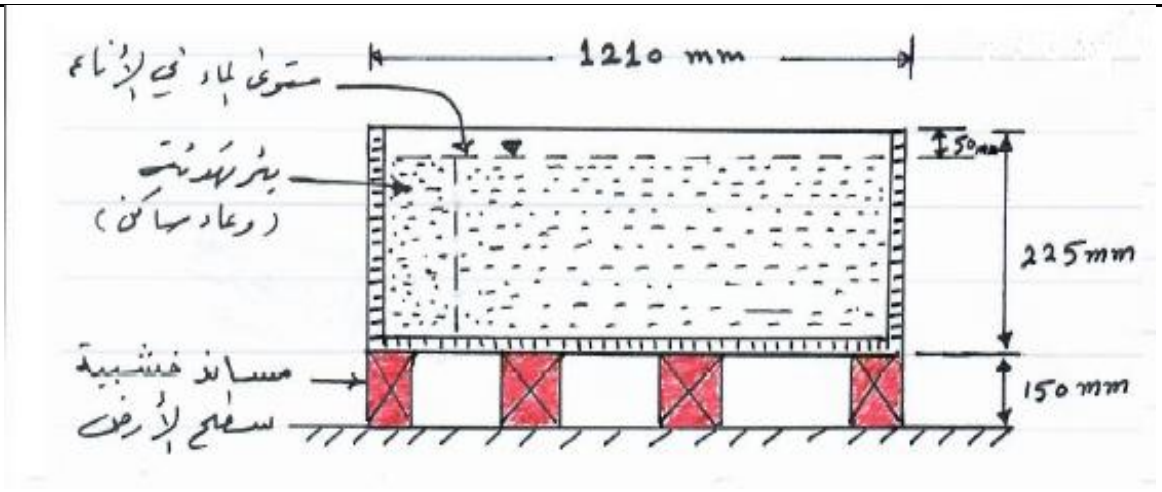
وفي ضوء ما تقدم، فأن التبخر الفعلي يتم الحصول عليه من المعادلة التالية: التبخر الفعلي من المسطح المائي(البحيرة)= تبخر الإناء*cp

حيث؛ cp= معامل الوعاء، ومتوسط قيمته (0.7) لإناء التبخر صنف a.

وفيما يلي وصفاً لإناء التبخر صنف a:

عبارة عن إناء قياسي قطره (1210) مم وعمقه (225) مم تستخدمه وكالة الطقس الأميركية. يتم المحافظة على عمق ماء (180-200) مم، يُصنع الإناء من صفائح حديدية مغلونة غير مصبوغة من معدن المونيل (Monel) والذي يُستعمل عندما يكون هناك مشكلة تآكل. يُوضع الإناء فوق قاعدة من الخشب ذات إرتفاع (150) مم فوق الأرض لتسمح للهواء بالتحرك تحت الإناء. تجري قياسات التبخر لقياس عمق الماء بواسطة مقياس خطاف hook gauge داخل وعاء ساكن stilling well.

عادة ما يوضع بجوار حوض التبخر،جهاز لقياس كثافة المطر والتي يجب أخذها في الإعتبار عند حساب كمية التبخر. يوضح الشكل الآتي هذا الإناء:



2- إستخدام معادلات التبخر التجريبية:

يوجد عدد من المعادلات التجريبية لحساب كمية التبخر وتستعين هذه المعدلات ببيانات الأنواء الجوية. ومعظمها يستند الى معدلة دالتون والتي يُعبّر عنها بالشكل الآتي:

$$el = k\, f(u)(ew - ea)$$

حيث؛ el = مقدار التبخر من البحيرة (مم/يوم).

ew= الضغط البخاري المشبع عند درجة حرارة سطح الماء (مم زئبق).

ea= الضغط البخاري الحقيقي للهواء عند إرتفاع معين (مم زئبق).

$f(u)$= دالة تصحيح لسرعة الرياح.

k= معامل. وأشهر المعادلات إستخداماً هي معادلة ماير ومعادلة روهور. 3- إستخدام الطرق التحليلية لتقدير التبخر:

وتُصنّف هذه الطرق إلى:

أ- طريقة الموازنة المائية water balance method.

ب- طريقة موازنة الطاقة energy balance method.

ج- طريقة إنتقال الكتلة mass transfer method.

وتُعد طريقة الموازنة المائية أبسط الطرق الثلاث وأقلها دقةً وإعتماداً، و مضمونها كالآتي:

$$el = p + (v_{is} - v_{os}) + (v_{ig} - v_{og}) - Tl - \Delta s \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots(4.2)$$

حيث؛ p= السقيط اليومي (مم/يوم).

v_{is}، v_{ig} = جريان المياه السطحية والجوفية الداخلة الى البحيرة، على التوالي ($م^3$).

v_{os}، v_{og} = الجريان السطحي والنزيز، على التوالي الخارجة من البحيرة ($م^3$).

Tl= النتح اليومي (مم/ يوم).

Δs= الفرق في خزين البحيرة اليومي (مم).

وجميع الكميات بوحدة حجوم ($م^3$) أو بوحدات عمق (مم) فوق مساحة معلومة.

ثانياً: قياس التبخر الكلي measurement of evapotranspiration:

يُقاس التبخر الكلي بطرق عديدة، أهمها:

1- إستخدام مقاييس التسرب (اللايزيمات) lysimeters:

اللايزيميتر عبارة عن خزان مُحدد الأبعاد يتم إنشاءه في الحقل ويحتوي كتلة من التربة تُزرع بنفس النباتات الثانية في الحقل المحيط، ويُصمم بدقة ليُماثل ظروف التربة والمحتوى المائي (الرطوبي) ونوع وحجم النبات في المنطقة المحيطة به كما يجب أن يكون مستوى التربة فيه بنفس مستوى التربة في الحقل.

يُحسب التبخر الكلي بدلالة مقدار الماء اللازم للمحافظة على محتوى رطوبي ثابت داخل اللايزيميتر والتي تُقاس إما حجمياً أو وزنياً. ومن عيوبه إن دراسات اللايزيميتر تحتاج

إلى وقت طويل كما إنها مُكلفة.

2- إستخدام المعادلات التجريبية:

هنالك معادلات تجريبية لحساب التبخر- نتح الكامل (eto) potential evapo- transpiration تستند على المعطيات المناخية. وهذه المعادلات لا يصح إستخدامها تحت ظروف مناخية مُغايرة للظروف التي أُشتقت فيها إلا بعد إختبارها وتقويمها.

وأشهر تلك المعادلات؛ معادلة بليني- كريدل، والتي تنص :

$$eto= p(0.46\ tc+8.13)$$

وكذلك معادلة ثورنث وايت:

$$e= 1.6(10\ tc/I)^{a}$$

$$I= (t/5)^{1.514}$$

ثالثاً: قياس الغيض measurement of infiltration:

هنالك عدة طرق لقياس الغيض، أهمها:

1- طريقة الإسطوانات أو الحلقات المزدوجة double ring infiltrometer.

2- طريقة المرز furrow method:

تتلخص هذه الطريقة بقياس الجريان الداخل والجريان الخارج من المرز، وعادة يتم القياس بإستخدام ثلاثة مروز، الوسطى للقياس والمرزان الجانبيان حارسان يمنعان الحركة الجانبية من التأثير على القياس. يتم تحديد طول معين للمرز وحسب التصريف المتاح ويتم بتثبيت مقياس بارشال أو أي مقياس آخر للتصريف عند بداية ونهاية الطول المستخدم للقياس. إن الفرق في كمية المياه المقاسة عند نقطة دخول وخروج

الماء تُمثل كمية المياه الغائضة وهي تُحتسب كحجم أو عمق مياه، حيث إن:

عمق الغيض= $\frac{\text{حجم الماء الداخل} - \text{حجم الماء الخارج}}{\text{عرض الترطيب} * \text{الطول المحدد للقياس}}$

ويتم قياس عرض الترطيب إما كمحيط * أو كمسافة فاصلة بين المروز. 3- طريقة المرشات sprinkler method:

يتم إستعمال المرشات في هذا الإختبار، حيث تُرطّب التربة إلى حدود السعة الحقلية قبل القياس ثم يتم تشغيل المرشات بتصاريف واطئة في بداية القياس وأقل من قابلية التربة على إمتصاص الماء ثم يتم زيادة التصريف مع مراقبة سطح التربة. إن التصريف الذي يسبق حدوث جريان سطحي للماء هو التصريف المساوي لقابلية التربة على غيض الماء.

المصادر:

- الهيدرولوجيا الهندسية/ محمد سليمان حسن
  باسل خضر داوود
  ساطع محمود الراوي
- علم المياه وتطبيقاته/ باقر احمد كاشف الغطاء

الجزء النظري

قياس الجريان في المجاري المائية

يُمثل الجريان في المجاري المائية حالة السيح في الدورة الهيدرولوجية. وهو عظيم الأهمية لأنه يُعطي معلومات أساسية في الدراسات الهايدرولوجية، فمثلاً؛
أ- التصاريف القصوى للجريان خلال السنوات الإستثنائية، يُعد معرفتها والحصول على معلومات عنها، أساسية في تصاميم منشآت وأعمال الوقاية من الفيضانات.
ب- تُعد المعلومات عن التصاريف الدنيا للسنوات المختلفة ذات أهمية كبيرة في تقدير الكميات المضمونة من المياه للأغراض الزراعية ولأغراض أُخرى.
ج- إن المعلومات الخاصة بمجموع التصاريف السنوية للأنهار خلال أكبر عدد ممكن من السنين ونظام جريانها وتغيرات مقاديرها أثناء الأشهر المواسم المختلفة خلال السنة المائية، ذات أهمية كبيرة في تصاميم المنشآت اللازمة لتوليد الطاقة الكهربائية وتصميم السدود والخزانات لأغراض خزن المياه. إن قياس الجريان بالمجاري المائية يُعد يسيراً كما إنه يُمثل جزءاً من الدورة الهيدرولوجية ويُمكن قياسه قياساً دقيقاً.
ويُقاس الجريان بالمجرى المائي بنفس وحدات التصريف (م³/ثا) وتُمثل عملية القياس فرعاً مهماً من الهايدروميتري (hydrometry) والذي يُعرف بأنه العلم الذي يتعامل مع قياسات الماء العملية.
ممكن تصنيف طرق قياس الجريان في المجاري المائية الى مجموعتين حيث تشمل الأولى مجموعة الطرق المباشرة أما الثانية فتشمل على مجموعة طرق غير مباشرة وكما سيرد لاحقاً في الجزء العملي.
وبشكل عام فأن القياسات المباشرة للتصريف تُعد من الطرق المكلفة وتستغرق وقتاً طويلاً، لذلك فأن هناك خطوتين مهمتين يمكن إتباعهما في الحصول على التصريف وهما: أولاً: إن التصريف في مجرى معين، يرتبط مع إرتفاع سطح الماء(المنسوب) خلال سلسلة من القياسات.
ثانياً: يتم قياس منسوب الماء بشكل روتيني وبطريقة رخيصة نسبياً وعندها يمكن تحديد التصريف من معرفتنا للمنسوب وذلك من خلال العلاقة بين التصريف والمنسوب المتحصل عليها في الخطوة (أولاً).

قياس المنسوب measurement of stage:

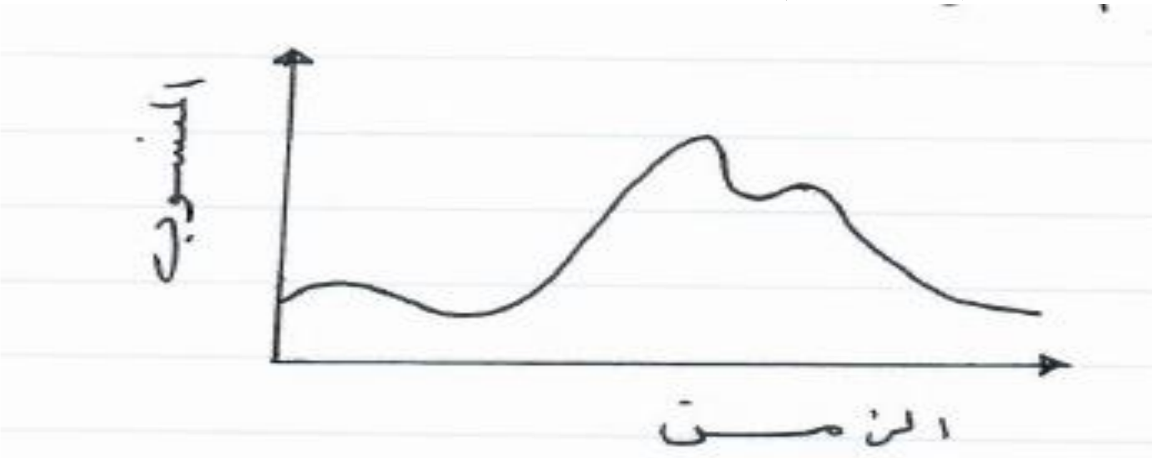
يُعرف منسوب النهر على أنه إرتفاع لسطح الماء فوق مستوى مقارنة datum يُؤخذ منسوبه مساوياً للصفر. ومستوى المقارنة يمكن أن يكون متوسط منسوب البحر (msl)أو أي مستوى مقارنة إختياري يُربط بشكل غير مباشر الى متوسط منسوب

سطح البحر. وهناك عدة طرق لقياس المنسوب وكما سيرد ذلك لاحقاً في الدرس العملي.

*** msl= mean stage level of sea**

معلومات المنسوب stage data:

إن المعلومات المتعلقة بالمنسوب يتم تمثيلها غالباً على شكل مخطط للمنسوب مع الزمن وكما في الشكل التالي:



ويُعرف هذا الشكل بـ (هيدروغراف المنسوب) ويُستعمل في تعيين التصريف فضلاً عن إستعماله في التحذير من الفيضان وفي أعمال الحد منه.

إختيار الموقع المناسب لمحطة قياس المنسوب والتصريف:

عند تحديد المواقع المناسبة لمحطات القياس على مجرى معين, نعتبر المجرى مكوناً من أجزاء مميزة تُحدّد بداية ونهاية كل جزء بصفة عامة على النحو الآتي:

أ- خلف الإتصال بفرع رئيسي, أو جدول صغير في حالة مجرى صغير.

ب- عند إتساع القاع فجأة ودخول المجرى الى وادٍ عريض.

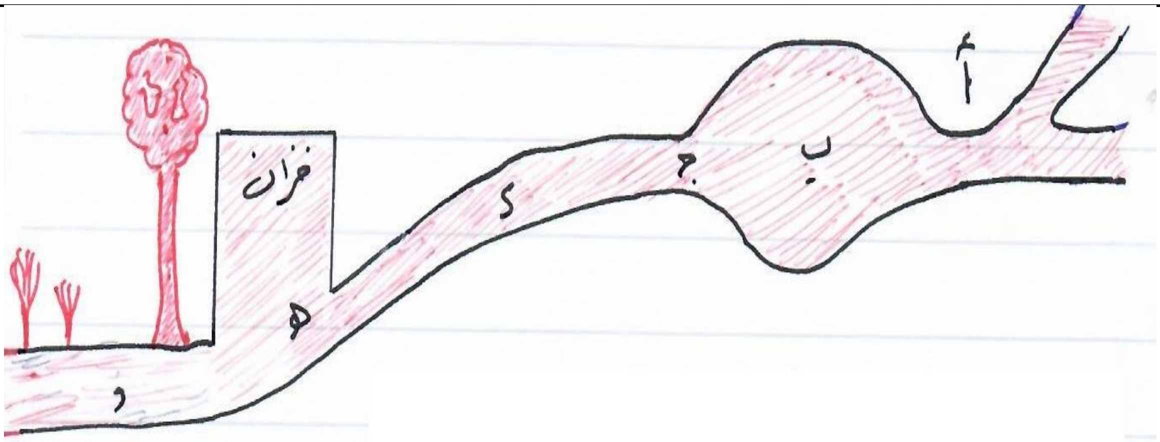
ج- عند نهاية الوادي ودخول المياه الى مجرى أضيق في العرض.

د- عند حدوث تغير حاد في ميل القاع سواء الى ميل أكبر أو أصغر.

هـ - مواقع المنشآت الهيدروليكية مثل الخزانات وأمام الجسور وأمام الهدارات.

و- عند وجود تغير في نوعية المحاصيل أو الغطاء النباتي على جانبي المجرى، وعند مواقع التجمعات السكانية.

بعد تحديد تلك الأجزاء, يُعيَّن قطاع وموقع محطة قياس عند بداية ومنتصف ونهاية كل جزء.



إن إختيار موقع محطة القياس يجب أن يتم بعناية فائقة وإستناداً الى الهدف من الإنشاء وكالآتي:

أ- إذا كان الغرض من إنشاء المحطة هو التحذير من الفيضانات أو المساعدة في الملاحة فأن، سهولة الوصول الى المحطة يكون الإهتمام الرئيسي في تحديد موقعها.

ب- أما إذا كان الغرض هو إيجاد علاقة تربط بين التصريف المار والمنسوب فيجب في هذه الحالة مراعاة بعض الشروط التي تضمن الدقة في تحديد التصريف وعدم تأثر ذلك بالظروف الموضعية التي تحصل من إختيار موقع غير مناسب للمحطة.

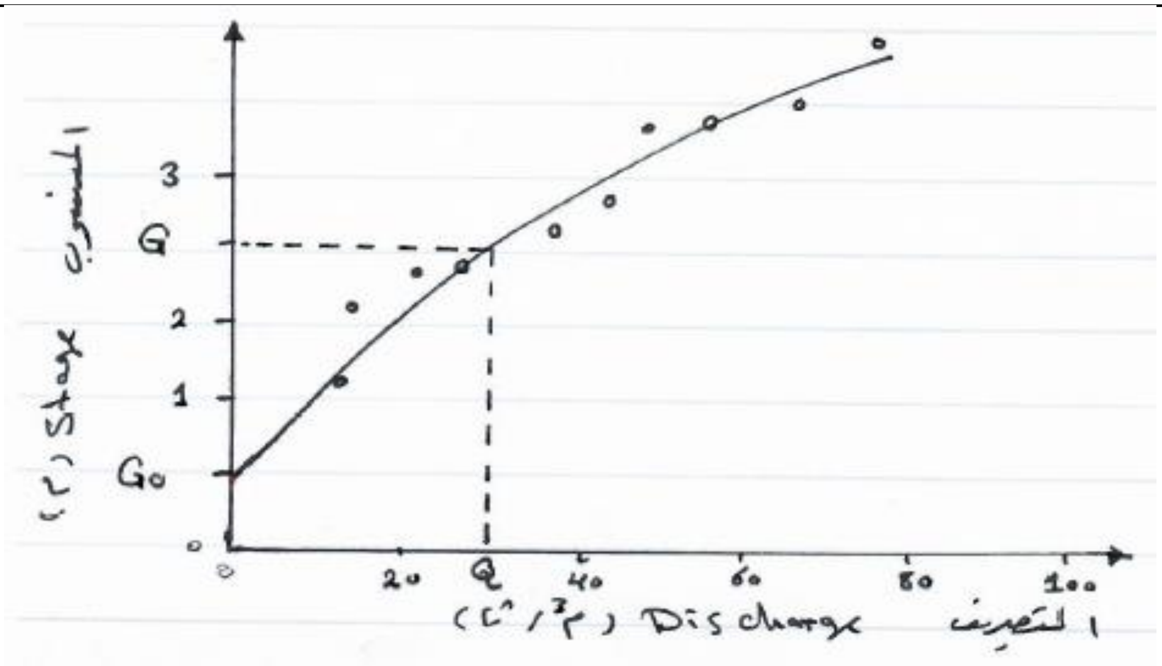
وبشكل عام فأن للجانبين الإنشائي والإقتصادي دور كبير في تحديد الموقع الملائم.

تعتمد العلاقة بين المنسوب والتصريف عند موقع محطة القياس على الخواص الطبيعية لجزء المجرى الذي تم إنشاء المحطة فيه، والتي تشتمل على:

أ- الميل. ب- شكل وأبعاد المقطع. ج- خشونة المجرى في الخلف.

العلاقة بين المنسوب والتصريف (منحنى المعايرة) relationship between stage-discharge (curve or rating curve):

عن طريق القياس الدوري للتصريف المار في مجرى مفتوح، وتسجيل المنسوب المناظر لكل تصريف، يمكن رسم منحنى يوضح العلاقة بين المنسوب المائي المُقاس عند محطة قياس معينة والتصريف المار ويُسمى «منحنى المعايرة» وهو يأخذ شكل القطع المكافئ وكما في الشكل الآتي:



وقد يكون المنحنى غير منتظم في بعض أجزاءه نتيجة عدم إنتظام مقطع المجرى عند موقع القياس. وبشكل عام يمكن الحكم على مدى دقة منحنى المعايرة وتمثيله للعلاقة الفعلية بين المنسوب والتصريف بمقدار تشتت القراءات المأخوذة على جانبي هذا المنحنى فكلما صغر هذا التشتت كان المنحنى أكثر دقة.

وقد يلزم إدخال تصحيح للمنسوب بعد كل فترة زمنية نتيجة حدوث ثغر أو ترسيب في قاع المجرى، ويجب مراجعة المنحنى بقياسات فعلية على فترات.

ومما يجب الإشارة إليه هو أن منحنى المعايرة البسيط قد لا يفي بالغرض عندما يختلف ميل خط الطاقة (سطح الماء)، المناظر لمنسوب معين عند موقع القياس تبعاً لتزايد أو تناقص التصريف. وفي هذه الحالة، لا بد من إدخال الميل كمتغير إضافي ويلزم إستخدام منحنى معايرة مركب والذي يوضح العلاقة بين الميل والمنسوب والتصريف.

مد بيانات منحنى المعايرة extension of rating curve:

قد يحتاج الأمر في بعض الأحيان الى تعيين تصاريف مناظرة لمناسيب أعلى من المقاسة فعلياً والموجودة في منحنى المعايرة. وفي هذه الحالة, يلزم عمل إمتداد للمنحنى بريقة مناسبة. هناك عدة طرق تُستخدم لِمد منحنى المعايرة؛ منها طريقة القطع المكافئ وطريقة إستخدام معادلة تشيزي. وفيما يلي توضيحاً لإستخدام معادلة القطع المكافئ؛ على فرض إن منحنى المعايرة يُمثل تقريباً قطع مكافئ فأن معادلته يمكن كتابتها على النحو الآتي:

Go= هو المنسوب المقاس عندما يكون التصريف المار يساوي صفراً ويمكن تحديده

من القراءات المسجلة.

وبمعلومية Go **نحسب قيم** $(G\text{-}Go)$ **وبوجود قيم q المناظرة، تُرسم العلاقة بين** $(\log q)$ **و** $\log (G\text{-}Go)$ **على ورق بياني عادي فنحصل على خط مستقيم وتمثل نقطة تقاطع هذا الخط مع المحور الصادي قيمة الثابت a، أما قيمة b فتمثل ميل الخط المستقيم ويمكن مد هذا الخط وإستخامه في معرفة التصاريف التي لم يتم قياسها أو نستخدم المعادلة السابقة لحساب التصريف المجهول.**

الجزء العملي

طرق قياس المنسوب والتصريف للمجاري المائية

أولا- طرق قياس المنسوب measurement of stage:

يُعرف المنسوب المائي بأنه الإرتفاع الرأسي لسطح المياه عند محطة قياس معينة مُقاساً من مستوى مقارنة معين وقد يكون متوسط منسوب سطح البحر وأحياناً يُؤخذ أي مستوى مقارنة آخر، منسوبه أوطأ قليلاً من منسوب قاع المجرى.

يمكن تقسيم أجهزة قياس المنسوب المائي إلى:

أ- أجهزة يدوية: وتحتاج هذه إلى قراءة من الفني المختص كل فترة زمنية معينة. وأبسط هذه الأجهزة هو:

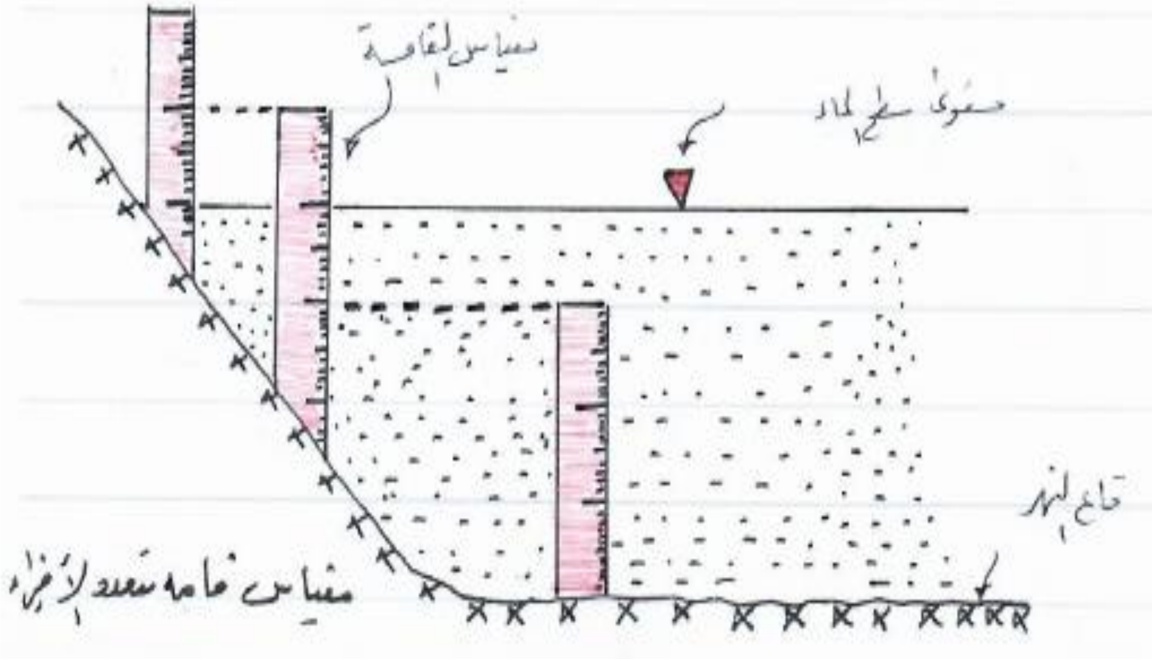
$$q=a(G\text{-}Go)^{b}$$

مقياس القامة staff gauge: وهو عبارة عن قامة مدرجة إما بالقدم وأجزاءه أو بالمتر وأجزاءه، بطريقة مشابهة لطريقة تدريج القامة (المسطرة) المساحية وذلك حتى تسهل رؤيتها.

تُثبّت القامة على دعامة جسر أو على واجهة رصيف أو على أي دعامة موجودة في المجرى. ويجب أن يكون جزء من المقياس مغموراً في الماء دائماً وذلك لجميع المناسيب المتوقعة، وفي حالة عدم إمكان وضع مقياس قامة في مكان مناسب يمكن منه قياس جميع المناسيب المتوقعة، فأنه يُستخدم مقياس قامة متعدد الأجزاء، وكما في الشكل الآتي:

حيث؛

a, b= ثوابت بالنسبة لمحطة القياس.



حيث يتكون المقياس من مجموعة قامات مثبتة بطريقة مناسبة على منشآت موجودة فعلاً أو على منشآت تُقام خصيصاً لذلك, وذلك حتى يمكن قراءة أحد هذه القامات بسهولة لأي منسوب يتواجد عليه سطح الماء في المجرى.

ب- مقاييس (أجهزة) تسجيل أوتوماتيكية recording gauge:

وفي حالة حدوث تغيرات سريعة في المنسوب, فأن ذلك يتطلب قراءات عديدة في أوقات متقاربة, ويُستحسن في مثل هذه الحالات إستخدام أجهزة تسجيلية تقوم بتسجيل التغيرات في منسوب سطح الماء أوتوماتيكياً.

فكرة هذه الأجهزة: تقوم أساساً على إستخدام عوامة تطفو فوق سطح الماء في بئر قياس مقام خصيصاً لهذا الغرض. والغرض من بئر القياس هو حماية العوامة والسلك المتصل بها من الأجسام الطافية, وللحد من تأثير الأمواج السطحية. العوامة متصلة بقلم, يمكنه تسجيل التغيرات التي تحدث في المنسوب على ورقة بيانية مُثبتة على إسطوانة تدور بمعدل ثابت إما ميكانيكياً أو كهربائياً. ويفضل التطور في إستخدامات الحاسوب, يمكن أن تربط العوامة بالحاسوب الذي يقوم بتسجيل المناسيب كما يمكن نقل معلومات المناسيب مراكز جمع البيانات عبر مسافات طويلة.

ثانياً- طرق قياس التصريف measurement of discharge:

تُصنّف طرق قياس التصريف إلى مجموعتين:

أ- الطرق غير المباشرة: وتعتمد على قياس سرعة التيار في مقطع ذو مساحة معينة. وأهم هذه الطرق؛ ما يلي:

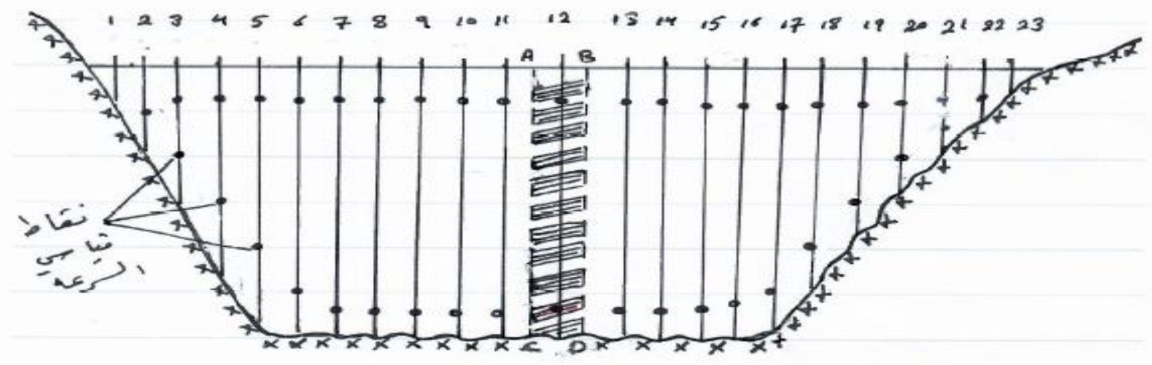
1- عداد التيار current meter.

2- العائمات (الطوافة) floats.
3- طريقة التلوين chemical or color method. وهناط طرق أخرى. وفيما يلي وصفاً لطريقة عداد التيار.
إن أغلب قياسات تصاريف الأنهار, تُستخدم طريقة السرعة ومساحة المقطع وذلك بإستعمال عداد التيار لقياس السرعة.
توجد أنواع كثيرة من مقاييس السرعة تختلف فيما بينها في بعض أجزاءها وأكثر الأنواع إنتشاراً مقياس برايس للسرعة price current meter. يتكون هذه المقياس المخروطي الشكل من ستة كؤوس (cups) مثبتة على عجلة ويمكنها الدوران حول محور رأسي. المقياس مُزود بمجموعة من الزعانف الخلفية tail vanes تُحافظ على إتجاه المقياس في مواجهة الجريان, كما إنه مزود بثقل توازن sounding weight وزنه حوالي (15) كغم ليحافظ على وضع المقياس بشكل رأسي أمكن ذلك. أما صندوق الفيضان contact chamber فأنه يحتوي على دائرة كهربائية بسيطة مفتوحة دائماً وتُغلق فقط عندما تُكمِل الكؤوس دورة كاملة (أو جزء من الدورة حسب تصميم الجهاز) حول محورها الرأسي، ويتولد من إغلاق الدائرة فيضان كهربائية تنتقل عبر سلك الى سماعة يحملها الفني فتحدث دقات منتظمة أو يتم تسجيل الفيضان أوتوماتيكياً بواسطة حاسوب.
هناك نوع آخر من مقاييس السرعة يسمى مقياس السرعة ذو المروحة propeller current meter ويختلف عن مقاييس برايس في أن الجزء الذي يدور فيه هو عبارة عن مروحة تدور حول محور أفقي ومن عيوبه سرعة تلف محور الدوران وتآكله, حيث يصعب حمايته من الحمل الرسوبي العالق في المياه على عكس المحور الرأسي. معايرة مقياس السرعة:
وفيها يتم أخذ العلاقة بين عدد الدورات في الثانية الواحدة (n) وبين السرعة الفعلية (v) لجريان الماء في مكان وضع الجهاز، وكما في المعادلة التالية والتي تسمى معادلة المعايرة:

$$v = a + bn \quad \text{...} \quad (1.5)$$

حيث؛
a= ثابت للمقياس وهو يمثل السرعة اللازمة للتغلب على المقاومة بالإحتكاك على محور الدوران.
b= ثابت يتوقف على نوع المقياس وظروف تصنيعه وتشغيله في الجهاز الذي نرغب بمعايرته يُربط على عربة مع جزء دوّار يُغمر الى عمق محدد في الجسم المائي بالخزان.

ويتم سحب العربة بسرعة ثابتة ثم يُحدّد معدل قيم عدد الدورات لكل ثانية للجهاز (n). وتتم إعادة التجربة بسرع مختلفة ثم نرسم أحسن علاقة خطية بين (n) و(v) لكي نجد
قيم الثوابت a و b. ويجب تكرار معايرة المقياس من وقت لآخر حتى نحدد التغيرات التي تحدث في قيم (a و b) نتيجة لظروف التشغيل. خطوات القياس:
لقياس السرعات بواسطة مقياس السرعة وحساب التصريف المار في المجرى المائي، نتبع الخطوات الآتية:
1. يُقسم مقطع الجريان بواسطة خطوط رأسية (1,2,3......,23) إلى عدد من الشرائح الرأسية يتراوح عددها بين 20-30 وحسب عرض المجرى المائي وكما في الشكل التالي:



2. على كل خط من هذه الخطوط يُنزّل المقياس وحتى يستقر ثقل التوازن على قاع المجرى ومنه يمكن تحديد العمق عند هذا الخط (y).
3. يُرفع المقياس مسافة مقدارها(0.2y) وتُقاس السرعة ولتكن (v1), ثم يُرفع مرة أخ
رى الى مسافة مقدارها (0.8y), وتُقاس السرعة مرة أخرى ولتكن (v2).
في الأماكن الضحلة بجوار الشاطئ (مثلاً على الخطين 22 و 2) تُقاس السرعة في نقطة واحدة أعلى من القاع مسافة مقدارها (0.4y), ولتكن (v3).
4. على كل خط رأسي تُحسب قيمة السرعة المتوسطة من إحدى العلاقتين:

$$v_{av}= \frac{1}{2} (v_1+v_2) \quad \text{...(2.5)}$$

$$v_{av}= v_3 \quad \text{...(3.5)}$$

5. السرعة المتوسطة (vav) على كل خط رأسي, تُضرب في المساحة المحصورة بين خطين رأسيين يُنصفّان المسافة بين هذه الخط الرأسي وبين الخطين الرأسيين

المجاورين له من الناحيتين, وبذلك نحصل على التصريف المار خلال هذه المساحة, فعلى سبيل المثال, يكون جزء من التصريف المار خلال المساحة abcd (في الشكل):

$$\Delta q = (vav)12 * \mathtt{Area}\ (abcd) \qquad \ldots\ldots(4.5)$$

المساحة الصغيرة التي يمثلها الخطين الرأسيين 23 و 1 والواقعين بجوار الشاطئ, يُصعب قياس السرعات بها ويمكن إهمال التصريف المار من خلالها بدون خطأ يُذكر.

6. بجمع التصريفات المارة خلال جميع هذه الأجزاء والتي تمثل مساحة مقطع الجريان بالكامل, يمكن تحديد قيمة التصريف الكلي المار خلال مقطع الجريان.

المصادر:

- الهيدرولوجيا الهندسية/ محمد سليمان حسن
  باسل خضر داوود
  ساطع محمود الراوي
- علم المياه وتطبيقاته/ باقر احمد كاشف الغطاء

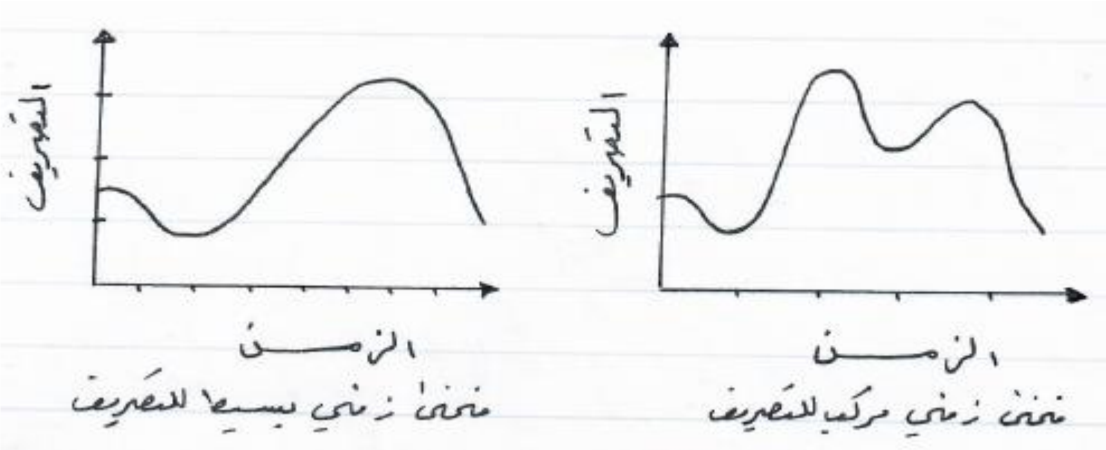
"الجزء النظري"

المنحنيات المائية الزمنية Hydrographs:

يُعرف الهيدوغراف بشكل عام بأنه "منحنى العلاقة بين أي مدلول مائي (تصاريف نهر، مناسيب مياه، مقدار مطر، تبخر، تذبذب في مناسيب مياه جوفية...الخ) والزمن".

وما يهمنا في هذه المرحلة هو "هيدروغراف تصايف الأنهار" وهناك أنواع منها إعتماداً على وحدة الزمن المختارة. حيث يمكن أن يُعبر عن التصريف بمتوسط التصريف الشهري أو السنوي عندما يكون الهدف هو دراسة التغير الحاصل في الأشهر أو السنوات الماضية في التصريف عند محطة قياس معينة. أما اذا كان الهدف دراسة التغير في التصريف أثناء مرور فيضان معين فيُلزم حينئذ توقيع متوسط التصريف اليومي أو أقل من اليومي مع الزمن وذلك تبعاُ لصغر أو كبر المجرى المائي وسرعة تغير المناسيب.

وقد يكون المنحنى الزمني للتصريف منحنياُ بسيطاُ ذا ذروة واحدة، ناتج عن فترة تساقط واحدة غير مسبوقة أو متبوعة بتساقط آخر بزمن كاف أو قد يكون منحنياً مركباُ له أكثر من ذروة، وذلك ينتج من حدوث أكثر من فترة تساقط متتابعة على حوض المجرى أو أحواض فرعية خاصة بفروع للمجرى تصب فيه. ويوضح الشكلان أدناه منحنى زمني للتصريف بسيط وآخر مركب:



ويُعد تحليل المنحنى الزمني للتصريف لمجرى مائي معين ذا أهمية في التعرّف على الخواص الهيدرولوجية للمجرى، حيث يساعد على تحديد:

أ- أدنى تصرفات محتملة وزمن حدوثها، والتي يمكن أن تحدث من الإعتماد على المجرى في تلك الفترة.

ب- أقصى تصرفات محتملة، وما يلزم لذلك من أعمال الوقاية من أخطار الفيضان.

جـ- كميات المياه المتاحة للإستعمال والتخزين شهرياُ وسنوياُ.

د- التصرف التصميمي للمنشآت الهيدرولوجية المقترح إنشاءها على المجرى وفروعه.

مكونات الإيراد المائي للمجرى Components of Runoff:

إذا تتبعنا مسار المياه المتساقطة حتى تصل الى المجرى نجد إن:

1- جزء منها يصل بسرعة على شكل جريان سطحي Surface Runoff وهو الجزء الزائد على الغيض والتبخر والنتح، بالإضافة الى التساقط المباشر على المجرى. وهذا الجزء الذي يسبب إرتفاع سريع في المنحنى الزمني للتصرف وتتوقف كميته على أنواع التربة والغطاء النباتي والظروف السابقة للتساقط وكثافة التساقط.

2- جزء يتخلل التربة، ويتحرك معظمه خلال الطبقات السطحية وبشكل عرضي (جانبي) ويعود مة أخرى الى المجرى، ويسمى بالجريان تحت السطحي Surface inter-flow ولكنه يستغرق زمناً أطول للوصول الى المجرى ويكون الإرتفاع الناشئ عنه تدريجياً وغير حاد.

3- جزء ثالث من المياه المتخللة لسطح التربة يتسرب عمودياً الى المياه الجوفية حيث يساهم الجريان الجوفي Ground water flow وبدوره في الإيراد الكلي للمجرى. ويتوقف مقدار هذا الجزء على عمق التربة ذات النفاذية الكبيرة، والظروف المحددة لحركة المياه الجوفية.

وقد وُجد إنه من الصعب تحديد نسبة كل جزء على إنفراد، لذا تم الإتفاق على تقسيم الإيراد الكلي للمجرى حسب سرعة الوصول الى:

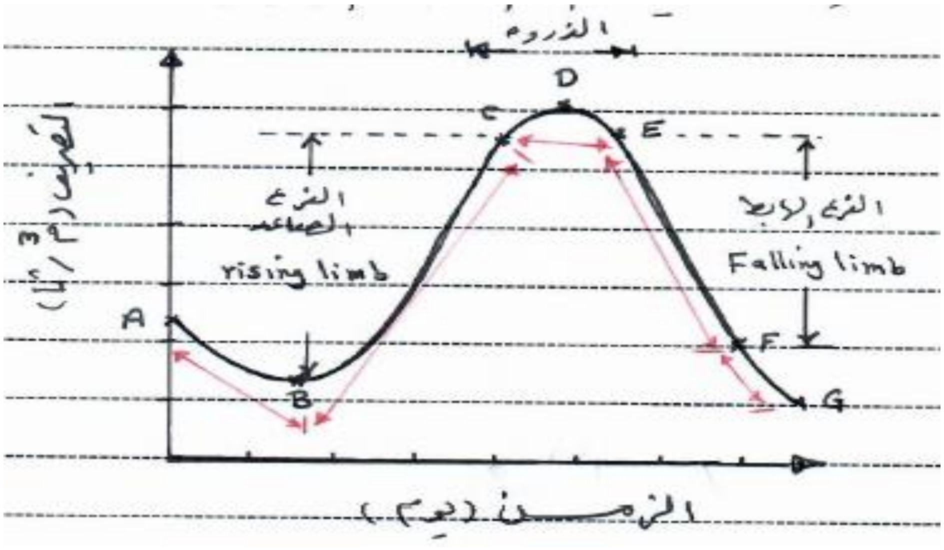
1- إيراد مباشر Direct runoff: ويشمل الجريان السطحي وجزء كبير من الإيراد تحت السطحي.

2- إيراد غير مباشر Base flow: وتمثل المياه الجوفية وجزء من المياه تحت السطحية.

تحليل المنحنى الزمني للتصرف Hydrograph analysis:

أولاً- المنحنى الزمني البسيط للتصرف Simple hydrograph:

يتميز بأن له ذروة واحدة ويوضح الشكل الآتي نموذجاً لهذا المنحنى لمجرى معين عند نقطة عليه. ويمكن تقسيمه الى الأجزاء الآتية:



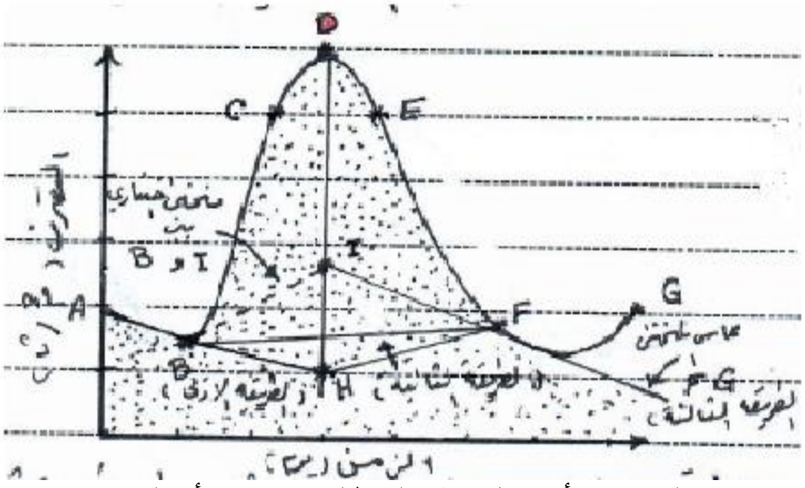
1- الجزء AB وما قبله: يمثل الإيراد غير المباشر Base flow الى المجرى قبل بداية وصول الإيراد المباشر ما بين حوض التساقط ونقطة القياس. ويُلاحظ على هذا الجزء إنخفاض تدريجي في التصريف نظراً لتناقص مخزون المياه الجوفية والتي تُعد المصدر الرئيس للإيراد غي المباشر.
2- الجزء BC: وهو وهو الفرع الصاعد Rising limb للمنحنى ويتوقف شكله على خواص التساقط المسبب له، وتمثل النقطة B بداية وصول الإيراد المباشر الى نقطة القياس. ويتميز الفرع الصاعد أيضاً بأنه يرتفع ببطئ في بدايته، ثم يزداد معدل الإرتفاع حتى فترة الذروة.
3- الجزء CE: وهو فترة الذوة Crest segment للمنحنى، ونقطة D تمثل ذروة الفيضان.
4- الجزء EF: وهو الفرع الهابط Falling limb: ويسمى أيضاً منحنى الإستنزاف Depletion ولا يعتمد شكله على خواص التساقط المسبب له، وإنما أساساً على خواص حوض التساقط والتربة على جانبي المجرى.
5- الجزء FG وما يتبعه: ويمثل الإيراد غي المباشر ما بين نهاية الحوض ونقطة القياس. ويمكن تمثيل الفرع الهابط رياضياً بالمعادلة التالية:

$$^{\Delta t}\ q_{t+\Delta t} = q_t\ (K)$$

حيث أن:
q_t= التصرف المار عند زمن مقداره (t).
q_t+Δt= التصرف المار بعد فترة زمنية مقدارها (Δt) من التصرف السابق.
K= معامل الإنحسار، وقيمته أقل من (1) وتختلف تبعاً للوحدة الزمنية المستعملة مع ملاحظة إن هناك معامل إنحسار (K_1) للإيراد المباشر ومعامل إنحسار (K_2) للإيراد غي المباشر.

فصل المنحنى الزمني البسيط Simple Hydrograph separation:

نعني بفصل المنحنى؛ هو تقسيمه الى جزأين، أولهما يمثل الإيراد المباشر الى المجرى حتى نقطة القياس، والثاني الإيراد غي المباشر إليه. ويوضح الشكل الآتي طريقة الفصل:



تمثل النقطة B بداية الإيراد المباشر. أما قبل هذه النقطة فالإيراد بأكمله غير مباشر، وتُعيّن النقطة B من الرسم مباشرةً حيث يبدأ التصريف بالزيادة بلاً من التناقص.

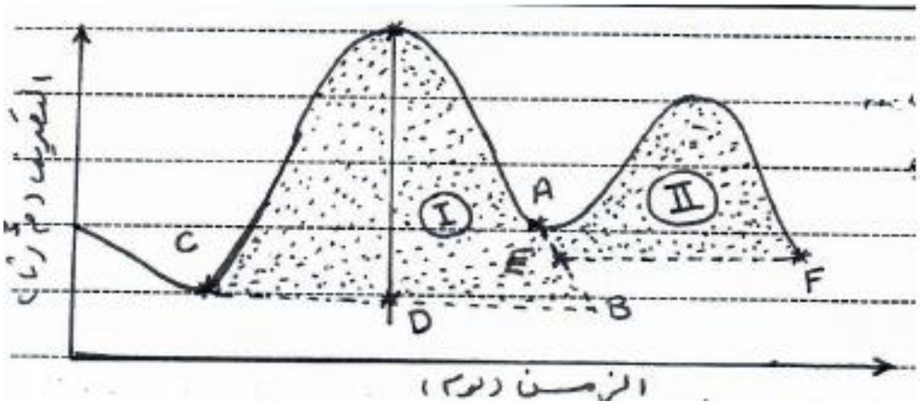
تتحدد نهاية الإيراد المباشر بالنقطة F أما بعد هذه النقطة يمثل إيراد غير مباشر.
وتمثل النقطة F نقطة إنقلاب للفرع الهابط EF. ويمكن أيضاً إستخدام المعادلة الآتية لحساب عدد الأيام (N) بين نقطة الذروة D ونقطة F المُراد تعيينها:

$N= (A_m)^{0.2}$ أو $N= 0.8\ (A_k)^{0.2}$

حيث إن:
A_m= مساحة حوض التساقط (ميل مربع).
A_k= مساحة حوض التساقط (كم^2).
وللفصل بين الإيراد المباشر والإيراد غير المباشر بين النقطتين F,B توجد أيضاً طرق ومقترحات متعددة تستند أساساً الى الخبرة والملاحظة للعديد من منحنيات التصرف ولا تدعمها نظريات ثابتة.
وفيما يلي ثلاثاً من الطرق المستخدمة لإجراء عملية الفصل:
الطريقة الأولى: يُمد الخط (AB) الذي يمثل الإنحسار الحادث قبل فترة سقوط المطر مباشرة حتى يتقاطع مع الخط العمودي النازل من نقطة الذروة D في نقطة H ثم نوصل النقطة H بخط مستقيم مع النقطة F وبهذا يصبح المنحني بجزئين، الجزء العلوي يمثل الإيراد المباشر والجزء السفلي يمثل الإيراد غير المباشر.
الطريقة الثانية: بإيصال خط مستقيم بين النقطتين F,B مباشرة ولا تختلف النتيجة في هذه الطريقة كثيراً عن نتيجة الطريقة السابقة.
الطريقة الثالثة: يُمد مماس للمنحني الواقع خلف نقطة (F) حتى يتقاطع مع العمود النازل من نقطة الذروة (D) بالنقطة (I) ثم يُرسم منحنى إختياري بين النقطتين I,B وهذه الطريقة عندما تكون التربة المحيطة بالمجرى ذات مسامية مرتفعة حيث سيؤدي ذلك الى غزارة الإيراد الجوفي.

فصل المنحنى الزمني المركب Compound Hydrograph separation:

في هذه الحالة يتم فصل مكونات المنحنى كالآتي:
1- يُستكمل منحنى الإنحسار AB على منوال منحنى إنحسا المطرة الثانية ويوازيه.
2- تُرسم خطوط التقسيمEF,CDB بنفس الطريقة المتبعة في المنحنى الزمني البسيط، وبهذه يصبح الإيراد المباشر والناتج من التساقطين محدداً بالحجمين I و II وحجم الإيراد غير المباشر يمثل ما تحت الخط CDB والخط EF.



منحنى الوحدة الزمني للتصرف Unit Hydrograph:

يُعرف هذا النوع من المنحنيات لحوض معين ولفترة تساقط معينة وبتوزيع معين بأنه" المنحنى الزمني للتصرف الذي يكون حجم الإيراد المباشر فيه مساوياً لحجم المياه التي تغطي مساحة الحوض بعمق يساوي الوحدة الواحدة (1سم أو 1 إنج) ويمكن إستنتاجه من المنحنى الزمني للتصرف".

زمن التركيز Time of concentration (t_c):

هو الزمن اللازم لكي تصل قطرة مياه متساقطة على أبعد جزء من الحوض الى الموقع الذي يُحسب عنده المنحنى الزمني للتصرف على المجرى. ويمكن تقديره حسب المعادلة الآتية:

$t_c = (11.9\ L^3/H)^{0.385}$

"الجزء العملي"

مثال/ تم قياس السرعات بإستخدام مقياس السرعة عند نقاط مختلفة على خطوط رأسية لمقطع جريان في نهر الصقلاوية ووجد كما هو موضح في الجدول أدناه:

البعد عن الشاطئ (م)	العمق المقاس (م)	عمق المقياس من السطح (م)	زمن القياس (ثا)	عدد الدورات المقاسة
0	0	-	-	-
1	0.60	0.36	50	45
2	1.50	0.30	45	80
		1.20	48	82
3	2.50	0.50	46	84
		2.00	48	87
4	3.00	0.60	46	86
		2.40	50	95
5	3.50	0.70	52	102
		2.80	48	100
6	3.00	0.60	46	85
		2.40	48	90
7	2.70	0.54	48	82
		2.16	50	85
8	2.00	0.40	46	75
		1.60	48	76
9	0.80	0.48	48	50
10	0	-	-	-

وبمعايرة المقياس في المختبر وجد ان عدد الدورات المقاسة في الدقيقة الواحدة (N) لسرعات مختلفة هي كما يلي:

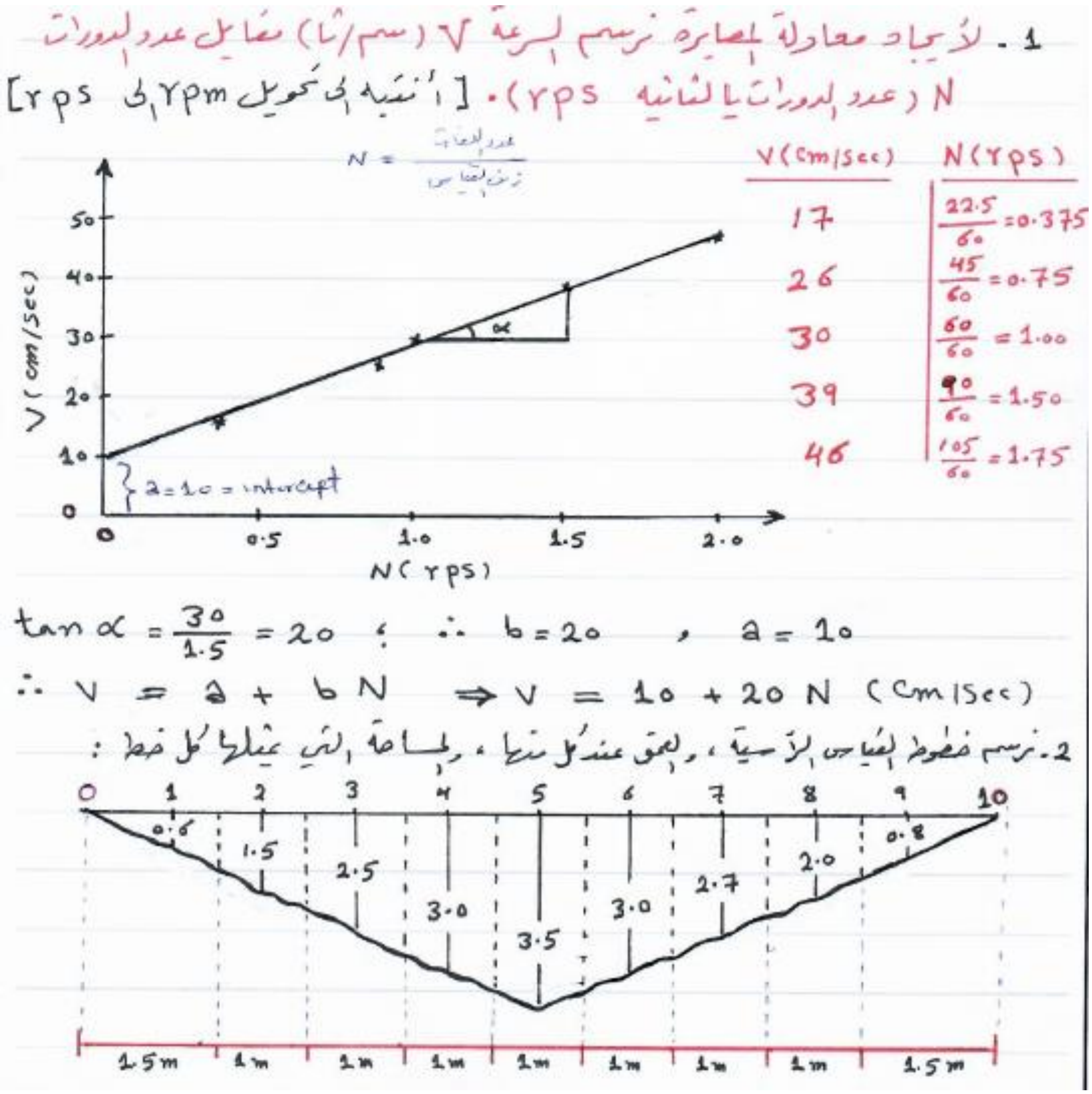
N (r.p.m):	22.5	45	60	90	105
V (cm/sec):	17	26	30	39	46

إحسب:

1- معادلة المعايرة لمقياس السرعة.

2- قيمة السرعة المتوسطة للجريان المار في مقطع الجريان بوحدات (م/ثا).

الحل/



ويمكن ترتيب عملية حساب السرعة المتوسطة في صورة جدول كما في أدناه:

(١) الخط الرأسي (رقم)	(٢) البعد عن الشاطئ (x)	(٣) العمق المقاس (y) (متر)	(٤) عمق المقياس من السطح (متر)	(٥) زمن المقياس (ثانية)	(٦) عدد اللفات المقاسة	(٧) N (r.p.s)	(٨) V (سم/ثا) من معادلة المعايرة	(٩) السرعة المتوسطة (Vm)	(١٠) Δx (م)	(١١) ΔA=Δx·y (م²)	(١٢) $\Delta Q=\frac{V_m \Delta A}{100}$ (م³/ثا)
	0	0	0	0	0	$N=\frac{\text{عدد اللفات}}{\text{زمن المقياس}}$					
1	1	0.6	0.36	50	45	$\frac{45}{50}=0.9$	28.00	28	1.50	$\frac{1.5\times0.6}{2}=0.45$	0.126
2	2	1.50	0.30 1.20	45 48	80 82	1.78 1.708	45.56 44.17	44.865	1.0	1.5	0.673
3	3	2.50	0.50 2.00	46 48	84 87	1.826 1.813	46.52 47.25	46.885	1.0	2.5	1.172
4	4	3.00	0.60 2.40	46 50	86 95	1.87 1.90	47.39 48	47.695	1.0	3.0	1.431
5	5	3.5	0.70 2.80	52 48	102 100	1.96 2.08	49.23 51.67	50.45	1.0	3.5	1.766
6	6	3.0	0.6 2.4	46 48	85 90	1.848 1.875	47.96 47.50	47.73	1.0	3.0	1.432
7	7	2.70	0.54 2.16	48 50	82 85	1.708 1.70	44.17 44.0	44.085	1.0	2.7	1.190
8	8	2.0	0.40 1.60	46 48	75 76	1.63 1.583	42.61 41.67	42.14	1.0	2.0	0.843
9	9	0.8	0.48	48	50	1.04	30.83	30.83	1.50	$\frac{1.5\times0.8}{2}=0.6$	0.185
	10	0.0	0	0	0						
										19.25	8.818

- القيم في العمود (7)= $\frac{\text{القيم في العمود(6)}}{\text{القيم في العمود(5)}}$
- القيم في العمود (8) يتم الحصول عليها من معادلة المعايرة (V= 10+20N) بعد التعويض عن قيم N في العمود V.
- القيم في العمود (9) يتم الحصول عليها من العمود (8).
- القيم في العمود (10) تمثل المسافة بين خط رأسي وآخر بإستثناء الخطين (1) و(9) فيمثل بُعدهما عن الحافة اليسرى واليمنى على التوالي.
- القيم في العمود (11) تمثل مساحة كل جزء (ΔA) وتُحسب من حاصل ضرب العرض (Δx) بالعمق (y) [قيم العمود (10)* قيم العمود (3)].
- القيم في العمود (12) تمثل قيم التصريف (ΔQ) المار في كل جزء من مقطع الجريان ويُحسب من ضرب قيم السرعة المتوسطة (العمود 9) في قيم العمود (11). وهنا نقسم على (100) لتحويل السرعة المتوسطة من (سم/ثا) الى (م/ثا).
- التصريف الكلي Q= مجموع التصاريف في أجزاء المقطع (ΔQ)= 8.818 م^3/ثا.
- المساحة الكلية لمقطع الجريان (A)= مجموع مساحات الأجزاء (ΔA)= 19.25 م^2.
- إذن متوسط السرعة لكامل مقطع الجريان (V_m) هو:

V_m= Q/A= 8.818/19.25

=>V_m= 0.458 m/sec

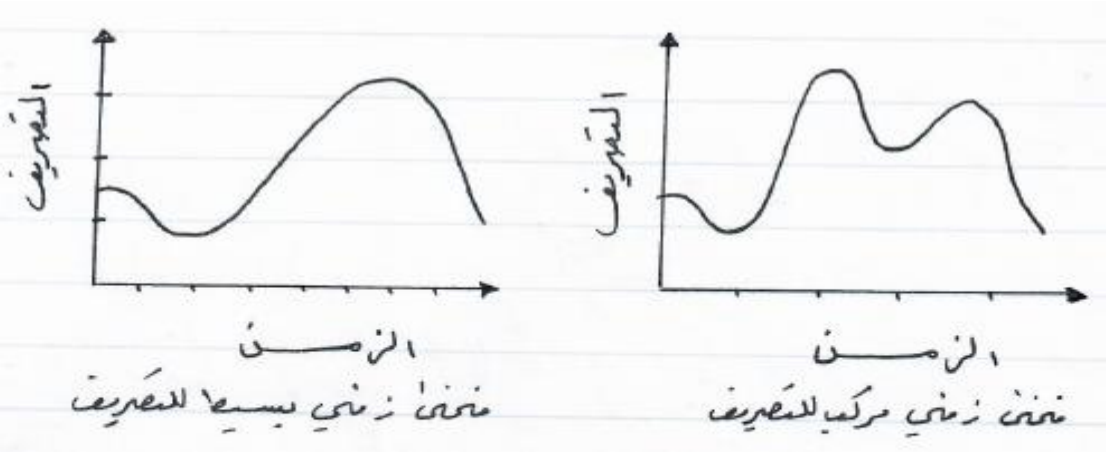
المصادر:

- الهيدرولوجيا الهندسية/ محمد سليمان حسن
باسل خضر داوود
ساطع محمود الراوي
- علم المياه وتطبيقاته/ باقر احمد كاشف الغطاء

"الجزء النظري"

المنحنيات المائية الزمنية Hydrographs:

يُعرف الهيدوغراف بشكل عام بأنه "منحنى العلاقة بين أي مدلول مائي (تصاريف نهر، مناسيب مياه، مقدار مطر، تبخر، تذبذب في مناسيب مياه جوفية...الخ) والزمن".
وما يهمنا في هذه المرحلة هو "هيدروغراف تصايف الأنهار" وهناك أنواع منها إعتماداً على وحدة الزمن المختارة. حيث يمكن أن يُعبر عن التصريف بمتوسط التصريف الشهري أو السنوي عندما يكون الهدف هو دراسة التغير الحاصل في الأشهر أو السنوات الماضية في التصريف عند محطة قياس معينة. أما اذا كان الهدف دراسة التغير في التصريف أثناء مرور فيضان معين فيُلزم حينئذ توقيع متوسط التصريف اليومي أو أقل من اليومي مع الزمن وذلك تبعاُ لصغر أو كبر المجرى المائي وسرعة تغير المناسيب.
وقد يكون المنحنى الزمني للتصريف منحنياُ بسيطاُ ذا ذروة واحدة، ناتج عن فترة تساقط واحدة غير مسبوقة أو متبوعة بتساقط آخر بزمن كاف أو قد يكون منحنياً مركباُ له أكثر من ذروة، وذلك ينتج من حدوث أكثر من فترة تساقط متتابعة على حوض المجرى أو أحواض فرعية خاصة بفروع للمجرى تصب فيه. ويوضح الشكلان أدناه منحنى زمني للتصريف بسيط وآخر مركب:



ويُعد تحليل المنحنى الزمني للتصريف لمجرى مائي معين ذا أهمية في التعرّف على الخواص الهيدرولوجية للمجرى، حيث يساعد على تحديد:
أ- أدنى تصرفات محتملة وزمن حدوثها، والتي يمكن أن تحدث من الإعتماد على المجرى في تلك الفترة.
ب- أقصى تصرفات محتملة، وما يلزم لذلك من أعمال الوقاية من أخطار الفيضان.
جـ- كميات المياه المتاحة للإستعمال والتخزين شهرياُ وسنوياُ.
د- التصرف التصميمي للمنشآت الهيدرولوجية المقترح إنشاءها على المجرى وفروعه.

مكونات الإيراد المائي للمجرى Components of Runoff:

إذا تتبعنا مسار المياه المتساقطة حتى تصل الى المجرى نجد إن:

1- جزء منها يصل بسرعة على شكل جريان سطحي Surface Runoff وهو الجزء الزائد على الغيض والتبخر والنتح، بالإضافة الى التساقط المباشر على المجرى. وهذا الجزء الذي يسبب إرتفاع سريع في المنحنى الزمني للتصرف وتتوقف كميته على أنواع التربة والغطاء النباتي والظروف السابقة للتساقط وكثافة التساقط.

2- جزء يتخلل التربة، ويتحرك معظمه خلال الطبقات السطحية وبشكل عرضي (جانبي) ويعود مة أخرى الى المجرى، ويسمى بالجريان تحت السطحي Surface inter-flow ولكنه يستغرق زمناً أطول للوصول الى المجرى ويكون الإرتفاع الناشئ عنه تدريجياً وغير حاد.

3- جزء ثالث من المياه المتخللة لسطح التربة يتسرب عمودياً الى المياه الجوفية حيث يساهم الجريان الجوفي Ground water flow وبدوره في الإيراد الكلي للمجرى. ويتوقف مقدار هذا الجزء على عمق التربة ذات النفاذية الكبيرة، والظروف المحددة لحركة المياه الجوفية.

وقد وُجد إنه من الصعب تحديد نسبة كل جزء على إنفراد، لذا تم الإتفاق على تقسيم الإيراد الكلي للمجرى حسب سرعة الوصول الى:

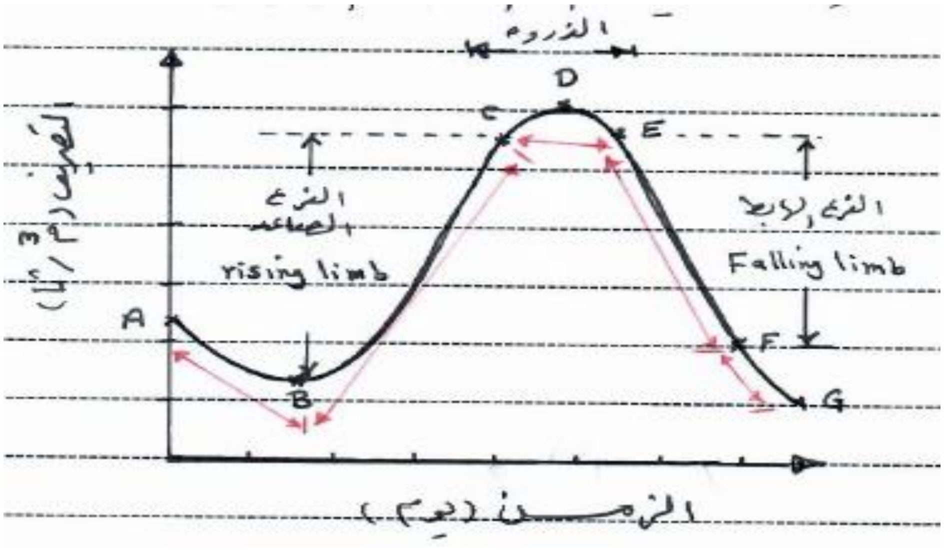
1- إيراد مباشر Direct runoff: ويشمل الجريان السطحي وجزء كبير من الإيراد تحت السطحي.

2- إيراد غير مباشر Base flow: وتمثل المياه الجوفية وجزء من المياه تحت السطحية.

تحليل المنحنى الزمني للتصرف Hydrograph analysis:

أولاُ- المنحنى الزمني البسيط للتصرف Simple hydrograph:

يتميز بأن له ذروة واحدة ويوضح الشكل الآتي نموذجاً لهذه المنحنى لمجرى معين عند نقطة عليه. ويمكن تقسيمه الى الأجزاء الآتية:



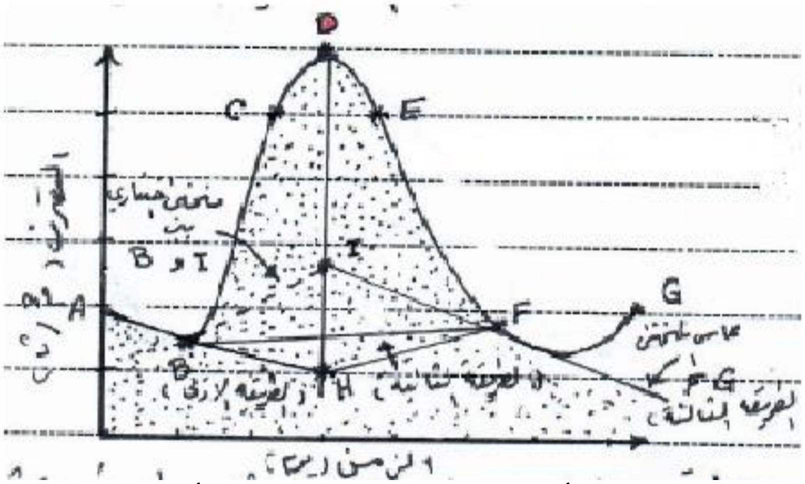
1- الجزء AB وما قبله: يمثل الإيراد غير المباشر Base flow الى المجرى قبل بداية وصول الإيراد المباشر ما بين حوض التساقط ونقطة القياس. ويُلاحظ على هذا الجزء إنخفاض تدريجي في التصريف نظراً لتناقص مخزون المياه الجوفية والتي تُعد المصدر الرئيس للإيراد غي المباشر.
2- الجزء BC: وهو وهو الفرع الصاعد Rising limb للمنحنى ويتوقف شكله على خواص التساقط المسبب له، وتمثل النقطة B بداية وصول الإيراد المباشر الى نقطة القياس. ويتميز الفرع الصاعد أيضاُ بأنه يرتفع ببطئ في بدايته، ثم يزداد معدل الإرتفاع حتى فترة الذروة.
3- الجزء CE: وهو فترة الذوة Crest segment للمنحنى، ونقطة D تمثل ذروة الفيضان.
4- الجزء EF: وهو الفرع الهابط Falling limb: ويسمى أيضاُ منحنى الإستنزاف Depletion ولا يعتمد شكله على خواص التساقط المسبب له، وإنما أساساُ على خواص حوض التساقط والتربة على جانبي المجرى.
5- الجزء FG وما يتبعه: ويمثل الإيراد غي المباشر ما بين نهاية الحوض ونقطة القياس. ويمكن تمثيل الفرع الهابط رياضياً بالمعادلة التالية:

$$^{\Delta t}\; q_{t+\Delta t} = q_t\ (K)$$

حيث أن:
q_t= التصرف المار عند زمن مقداره (t).
$q_t+\Delta t$= التصرف المار بعد فترة زمنية مقدارها (Δt) من التصرف السابق.
K= معامل الإنحسار، وقيمته أقل من (1) وتختلف تبعاُ للوحدة الزمنية المستعملة مع ملاحظة إن هناك معامل إنحسار (K_1) للإيراد المباشر ومعامل إنحسار (K_2) للإيراد غي المباشر.

فصل المنحنى الزمني البسيط Simple Hydrograph separation:

نعني بفصل المنحنى؛ هو تقسيمه الى جزأين، أولهما يمثل الإيراد المباشر الى المجرى حتى نقطة القياس، والثاني الإيراد غي المباشر إليه. ويوضح الشكل الآتي طريقة الفصل:



تمثل النقطة B بداية الإيراد المباشر. أما قبل هذه النقطة فالإيراد بأكمله غير مباشر، وتُعيّن النقطة B من الرسم مباشرةً حيث يبدأ التصريف بالزيادة بلاً من التناقص.

تتحدد نهاية الإيراد المباشر بالنقطة F أما بعد هذه النقطة يمثل إيراد غير مباشر.
وتمثل النقطة F نقطة إنقلاب للفرع الهابط EF. ويمكن أيضاً إستخدام المعادلة الآتية لحساب عدد الأيام (N) بين نقطة الذروة D ونقطة F المُراد تعيينها:

$$N= (A_m)^{0.2} \quad \text{أو} \quad N= 0.8\ (A_k)^{0.2}$$

حيث إن:
A_m= مساحة حوض التساقط (ميل مربع).
A_k= مساحة حوض التساقط (كم^2).
وللفصل بين الإيراد المباشر والإيراد غير المباشر بين النقطتين F,B توجد أيضاً طرق ومقترحات متعددة تستند أساساُ الى الخبرة والملاحظة للعديد من منحنيات التصرف ولا تدعمها نظريات ثابتة. وفيما يلي ثلاثاً من الطرق المستخدمة لإجراء عملية الفصل:

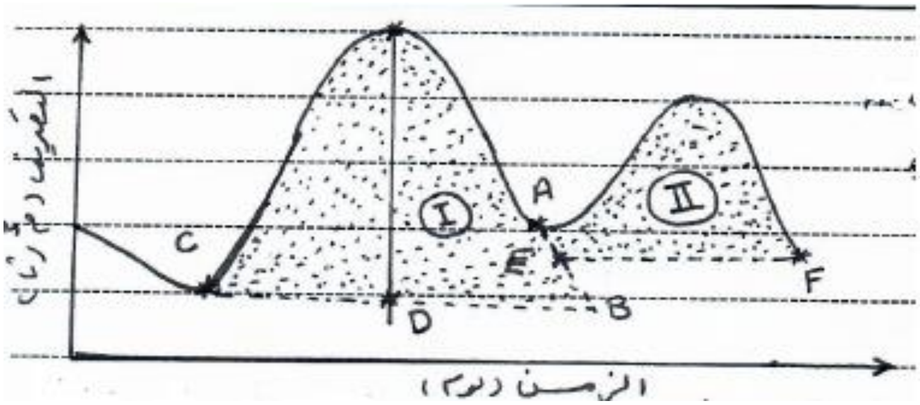
الطريقة الأولى: يُمد الخط (AB) الذي يمثل الإنحسار الحادث قبل فترة سقوط المطر مباشرة حتى يتقاطع مع الخط العمودي النازل من نقطة الذروة D في نقطة H ثم نوصل النقطة H بخط مستقيم مع النقطة F وبهذا يصبح المنحني بجزئين، الجزء العلوي يمثل الإيراد المباشر والجزء السفلي يمثل الإيراد غير المباشر.

الطريقة الثانية: بإيصال خط مستقيم بين النقطتين F,B مباشرة ولا تختلف النتيجة في هذه الطريقة كثيراً عن نتيجة الطريقة السابقة.

الطريقة الثالثة: يُمد مماس للمنحني الواقع خلف نقطة (F) حتى يتقاطع مع العمود النازل من نقطة الذروة (D) بالنقطة (I) ثم يُرسم منحنى إختياري بين النقطتين I,B وهذه الطريقة عندما تكون التربة المحيطة بالمجرى ذات مسامية مرتفعة حيث سيؤدي ذلك الى غزارة الإيراد الجوفي.

فصل المنحنى الزمني المركب Compound Hydrograph separation:

في هذه الحالة يتم فصل مكونات المنحنى كالآتي:
1- يُستكمل منحنى الإنحسار AB على منوال منحنى إنحسا المطرة الثانية ويوازيه.
2- تُرسم خطوط التقسيم EF,CDB بنفس الطريقة المتبعة في المنحنى الزمني البسيط، وبهذه يصبح الإيراد المباشر والناتج من التساقطين محدداً بالحجمين I و II وحجم الإيراد غير المباشر يمثل ما تحت الخط CDB والخط EF.



منحنى الوحدة الزمني للتصرف Unit Hydrograph:

يُعرف هذا النوع من المنحنيات لحوض معين ولفترة تساقط معينة وبتوزيع معين بأنه" المنحنى الزمني للتصرف الذي يكون حجم الإيراد المباشر فيه مساوياً لحجم المياه التي تغطي مساحة الحوض بعمق يساوي الوحدة الواحدة (1سم أو 1 إنج) ويمكن إستنتاجه من المنحنى الزمني للتصرف".

زمن التركيز Time of concentration (t_c):

هو الزمن اللازم لكي تصل قطرة مياه متساقطة على أبعد جزء من الحوض الى الموقع الذي يُحسب عنده المنحنى الزمني للتصرف على المجرى. ويمكن تقديره حسب المعادلة الآتية:

$$t_c = (11.9\ L^3/H)^{0.385}$$

"الجزء العملي"

مثال/ تم قياس السرعات بإستخدام مقياس السرعة عند نقاط مختلفة على خطوط رأسية لمقطع جريان في نهر الصقلاوية ووجد كما هو موضح في الجدول أدناه:

عدد الدورات المقاسة	زمن القياس (ثا)	عمق المقياس من السطح (م)	العمق المقاس (م)	البعد عن الشاطئ (م)
-	-	-	0	0
45	50	0.36	0.60	1
80	45	0.30	1.50	2
82	48	1.20		
84	46	0.50	2.50	3
87	48	2.00		
86	46	0.60	3.00	4
95	50	2.40		
102	52	0.70	3.50	5
100	48	2.80		
85	46	0.60	3.00	6
90	48	2.40		
82	48	0.54	2.70	7
85	50	2.16		
75	46	0.40	2.00	8
76	48	1.60		
50	48	0.48	0.80	9
-	-	-	0	10

وبمعايرة المقياس في المختبر وجد ان عدد الدورات المقاسة في الدقيقة الواحدة (N) لسرعات مختلفة هي كما يلي:

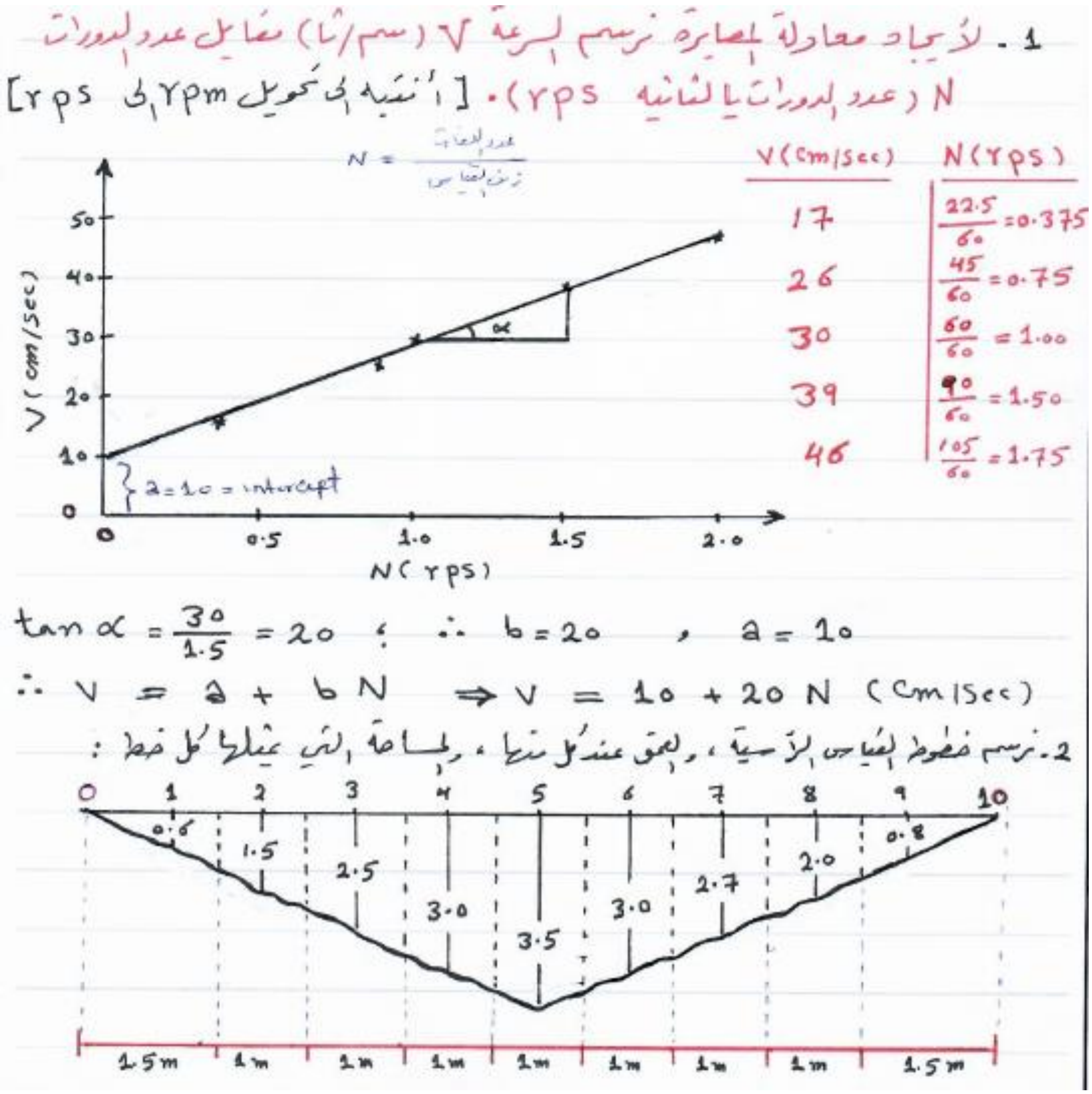
N (r.p.m):	22.5	45	60	90	105
V (cm/sec):	17	26	30	39	46

إحسب:

1- معادلة المعايرة لمقياس السرعة.

2- قيمة السرعة المتوسطة للجريان المار في مقطع الجريان بوحدات (م/ثا).

الحل/



ويمكن ترتيب عملية حساب السرعة المتوسطة في صورة جدول كما في أدناه:

(١)	(٢)	(٣)	(٤)	(٥)	(٦)	(٧)	(٨)	(٩)	(١٠)	(١١)	(١٢)
الخط الرأسي (رقم)	البعد عن الشاطئ (x)	العمق المقاس (y) (متر)	عمق المقياس من السطح (متر)	زمن القياس (ثانية)	عدد اللفات المقاسة	N (r.p.s)	V (سم/ثا) من معادلة المقياس	السرعة المتوسطة (Vm)	Δx (م)	$\Delta A=\Delta x \cdot y$ (م²)	$\Delta Q=\frac{V_m \Delta A}{100}$ (م³/ثا)
	0	0	0	0	0	$N=\frac{\text{عدد اللفات}}{\text{زمن القياس}}$					
1	1	0.6	0.36	50	45	$\frac{45}{50}=0.9$	28.00	28	1.50	$\frac{1.5\times0.6}{2}=0.45$	0.126
2	2	1.50	0.30 1.20	45 48	80 82	1.78 1.708	45.56 44.17	44.885	1.0	1.5	0.673
3	3	2.50	0.50 2.00	46 48	84 87	1.826 1.813	46.52 47.25	46.885	1.0	2.5	1.172
4	4	3.00	0.60 2.40	46 50	86 95	1.87 1.90	47.39 48	47.695	1.0	3.0	1.431
5	5	3.5	0.70 2.80	52 48	102 100	1.96 2.08	49.23 51.67	50.45	1.0	3.5	1.766
6	6	3.0	0.6 2.4	46 48	85 90	1.848 1.875	47.96 47.50	47.73	1.0	3.0	1.432
7	7	2.70	0.54 2.16	48 50	82 85	1.708 1.70	44.17 44.0	44.085	1.0	2.7	1.190
8	8	2.0	0.40 1.60	46 48	75 76	1.63 1.583	42.61 41.67	42.14	1.0	2.0	0.843
9	9	0.8	0.48	48	50	1.04	30.83	30.83	1.50	$\frac{1.5\times0.8}{2}=0.6$	0.185
	10	0.0	0	0	0						
										19.25	8.818

- القيم في العمود (7)= $\frac{\text{القيم في العمود(6)}}{\text{القيم في العمود(5)}}$
- القيم في العمود (8) يتم الحصول عليها من معادلة المعايرة (V= 10+20N) بعد التعويض عن قيم N في العمود V.
- القيم في العمود (9) يتم الحصول عليها من العمود (8).
- القيم في العمود (10) تمثل المسافة بين خط رأسي وآخر بإستثناء الخطين (1) و(9) فيمثل بُعدهما عن الحافة اليسرى واليمنى على التوالي.
- القيم في العمود (11) تمثل مساحة كل جزء (ΔA) وتُحسب من حاصل ضرب العرض (Δx) بالعمق (y) [قيم العمود (10)* قيم العمود (3)].
- القيم في العمود (12) تمثل قيم التصريف (ΔQ) المار في كل جزء من مقطع الجريان ويُحسب من ضرب قيم السرعة المتوسطة (العمود 9) في قيم العمود (11). وهنا نقسم على (100) لتحويل السرعة المتوسطة من (سم/ثا) الى (م/ثا).
- التصريف الكلي Q= مجموع التصاريف في أجزاء المقطع (ΔQ)= 8.818 م^3/ثا.
- المساحة الكلية لمقطع الجريان (A)= مجموع مساحات الأجزاء (ΔA)= 19.25 م^2.
- إذن متوسط السرعة لكامل مقطع الجريان (V_m) هو:

V_m= Q/A= 8.818/19.25

=>V_m= 0.458 m/sec

المصادر:

- الهيدرولوجيا الهندسية/ محمد سليمان حسن
  باسل خضر داوود
  ساطع محمود الراوي
- علم المياه وتطبيقاته/ باقر احمد كاشف الغطاء

"الجزء النظري"

طرق تخمين الفيضان:

كما سبق ذكره، فأن تخمين التصريف الأعظم للفيضان المحتمل حدوثه من التطبيقات العملية المهمة لعلم الهيدرولوجي...وتكمن أهمية هذا التطبيق عند تصميم أي منشأ (سد، خزان، جسر، مهرب الخزان Spill way) إذ إن تصميم جميع تلك المنشآت، تحتاج الى معرفة التصريف الأعظم المحتمل وقوعه. ويجب على المصمم أن يستحضر عاملان بهذا الشأن هما:

أولا- السلامة. ثانياً- الإقتصاد في النفقات.

فمثلاً؛

إذا كان تخمين تصريف الفيضان الأعظم المار في موقع أحد الخزانات والذي صُمم على أساسه مهرب الخزان أكبر مما يجب بكثير فسوف يتسبب عن ذلك صرف ملايين لدنانير الإضافية والتي ليس لها مبرر...أما اذا كان تخمين التصريف الأعظم والذي صُمم على اساسه مهرب الخزان أقل مما يجب فقد ينهار الخزان عند حدوث فيضان إستثنائي أكبر من الفيضان المُخمّن ويسبب خسارة كبيرة في الأرواح والممتلكات بالإضافة الى الخراب الذي سيحل في منشآت الخزان وأجزاءه.

هناك طرق عديدة لتخمين التصريف الأعظم نوجز منها:

أولاً- طريقة المعامل العشوائي (الأختباري) Arbitrary constant

وفي هذه الطريقة يتم تخمين التصريف الأعظم حسب المعادلة الآتية:

التصريف الأعظم= تصريف أعلى فيضان مسجل للنهر*معامل إختباري

ويتم الحصول على تصريف أعلى فيضان من خلال السجلات الموجودة لدى دوائر الري أو الأنواء الجوية. أما المعامل الأختباري فتكون قيمته دائماً أبداً أكبر من واحد والذي يتم تقديره من قبل المهندس المختص إعتماداً المهندس المختص على عدد سنوات التسجيل وأهمية المنشأ الذي سيصممه. فكلما كانت السجلات تحوي على معلومات عن تصريف أعلى فيضان لعدد كبير من السنين وكانت النتائج المترتبة على إنهيار المنشأ أقل خطورة، كانت قيمة المعامل الإختباري صغيرة وقريبة من الواحد. وعموماً فهي تتراوح بين (1.2) و(3).

إن المعامل المنتخب لتصميم جسر أقل من المعامل المنتخب لتصميم سدة توزيع مياه مثل سدة الهندية والأخيرة أقل قيمة من المعامل المنتخب لتصميم سد كبير مثل سد دربندخان، لأن إنهيار الجسر سيسبب خسارة أقل مقارنةً بأنهيار سدة توزيع مياه، أما الخسائر التي ستتسبب من إنهيار سد دربندخان على سبيل المثال فأنها كبيرة جداً لأنه يخزن (3.2) مليار متر مكعب ماء خلفه.

ثانياً- إستخدام نظريات الإحتمال Probability methods:

وفي هذه الطريقة يتم تحليل ذُرى الفيضانات السنوية المسجلة في سجلات المدلولات المائية بالطرق الإحصائية وبواسطة نظريات الإحتمال وذلك لغرض تحديد شمولها لفترة أطول من فترة سنوات التسجيل.

فمثلاً إذا توفرت معلومات في السجلات على ذُرى الفيضانات لأربعين سنة فقط، فأنه يمكن بأستخدام نظريات الإحتمال إيجاد الفيضان الأعظم المحتمل حدوثه خلال مائة سنة والفيضان الأعظم المحتمل حدوثه خلال ألف سنة...الخ.

هناك عدة طرق لإستخدام نظريات الإحتمال سنورد منها:

طريقة فترة العودة أو التكرار أو التكرار Recurrence Interval:

وتُعرف فترة العودة أو التكرار بأنها الفترة الزمنية يالسنين الفاصلة بين حدوث فيضان ذو حجم معين وحدوث فيضان مماثل له أو أكبر منه. وتُحسب هذه الفترة بالمعادلة الآتية:

$$t_p = \frac{N+1}{m}$$

حيث؛ t_p= فترة العودة (سنة).

N= عدد السنين المدوّن فيها الفيضانات في السجل.

m= عدد مرات حدوث الفيضان المنتخب ضمن السنين المدوّنة.

وإذا كان لفيضان ما فترة عودة حقيقية مقدارها (t_p) من السنين فأن إحتمال (P) حدوث فيضان مساو له أو أكب منه في أي سنة هو؛

$$P = 1/t_p$$

وإن إحتمال عدم حدوث فيضان مساو له أو أكبر منه في سنة ما، هو (P-1)، وإستناداً الى مبادئ نظية الإحتمال، فأن إحتمال حدوث فيضان واحد على الأقل مساو أو أكبر من فيضان فتة عودته مقدارها t_p في أي سلسلة من السنين ذات حدود عددها (N)، يُعبر عنه بالمعادلة الآتية:

$$J = 1-(1-P)^N$$

حيث؛ J= إحتمال حدوث فيضان واحد على الأقل مساو أو أكب من فيضان معين. وقد إقترح E.J.Gumbel المعادلة الآتية لحساب (P):

$$P = 1-(e^{-e})^{-b}$$

حيث تمثل P إحتمال حدوث فيضان مساو أو أكبر من أي فيضان (X) في السلسلة الزمنية، و(e) أساس اللوغارتم الطبيعي وقيمته (2.718)، أما (b) فتحسب من المعادلة الآتية:

$$b = \frac{1}{0.7797\delta}\,(x - \bar{x} + 0.45\,\delta)$$

حيث؛x= حجم الفيضان الذي إحتمال حدوثه يساوي (P).

$\bar{x}$= المعدل الحسابي لحجوم الفيضانات في السلسلة الزمنية للفيضانات.

δ= الإنحراف القياسي للسلسلة ويُحسب كالآتي:

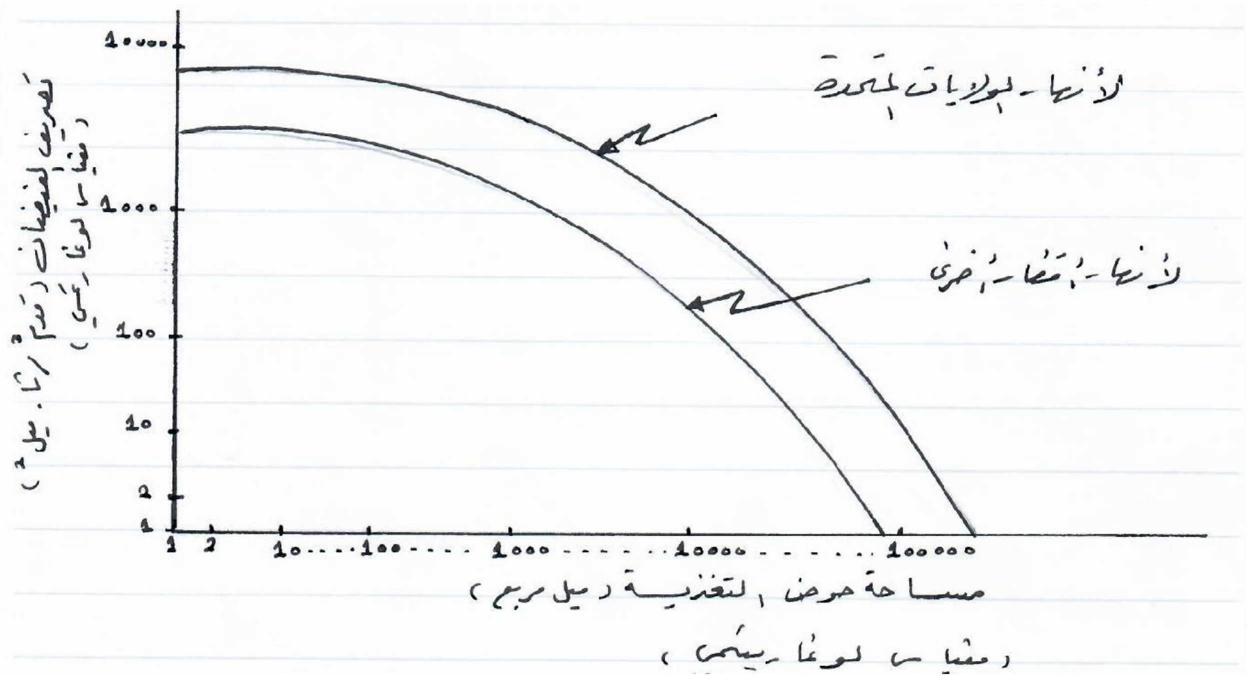
$$\delta = \sqrt{\frac{\sum (x-\bar{x})^2}{N-1}}$$

ثالثاً- طريقة العلاقة بين التصريف الأعظم ومساحة حوض التغذية:

وفي هذه الطريقة، يُطبق أحد قوانين التصريف التجريبية التي تربط بين الفيضان الأعظم لنهر ومساحة حوض التغذية لذلك النهر.

ويعتمد تطبيق أي قانون من تلك القوانين على تقدير المهندس الإستشاي في إختيار القانون الملائم بحيث تتشابه الأحوال المناخية بصورة عامة في منطقة الدراسة وفي المنطقة التي تم إشتقاق القانون فيها.

وقد جمعت قائمة مفصلة من قبل مهندسين إستشاريين أمريكان تتضمن كافة الفيضانات الإستثنائية المسجلة لأنهر الولايات المتحدة والفيضانات الإستثنائية الواصلة الى عملهم في الأقطار الأخرى ورسمت بيانياً مقابل مساحة حوض التغذية لكل نهر وكما في الشكل إدناه:



فعندما يُراد إيجاد الفيضان الإستثنائي بواسطة المنحنيات أعلاه، تؤخذ مساحة حوض التغذية للنهر على المحور السيني ومنها يُمد خط مستقيم يوازي محور الصادات ومن نقطة تقاطع هذا الخط مع

المنحنى ننزل عمود على المحو الصادي ونقطة تقاطع العمود مع المحور الصادي يمثل التصريف الأعظم (قدم^3/ثا/ميل^2).

رابعاً- طريقة إستخدام المدلولات المطرية

هناك ثلاث طق لتعيين التصريف الأعظم إستناداً الى معلومات الأنواء الجوية وهذه الطرق هي:

أ- طريقة الهيدروغراف القياسي :Standard Hydrograph method

يُعرف الهيدروغراف القياسي بأنه؛ المنحنى المائي الناجم عن تصريف سنمتر واحد من الماء يغطي حوض التغذية بأكمله بشكل وبمعدل منتظم خلال وحدة الزمن. ويستعمل العيدوغراف القياسي لتعيين منحنى التصريف الناجم عن أي عاصفة مطري، في حالة توفر سجلات للأمطار ولتصايف النهر قيد الدراسة.

إن محددات هذه الطريقة؛ إنها لا تستعمل الا في حالة وجود تشابه طوبوغرافي لجميع مساحات حوض التغذية وإن سقوط الأمطار يكون متجانس على جميع مساحات الحوض.

ب- طريقة الجريان في الأض.

جـ- الطريقة العقلانية :Rational method

وتُطبق الطريقتان (ب) و(جـ) فقط في الجوابي التي تقل مساحتها عن (50) كم^2 وللعواصف ذات التركيز الزمني القصير.

تستخدم الطيقة العقلانية لتحديد التصريف الأعظم لشبكة مجاري الأمطار داخل منطقة سكنية أو في مطار مثلاً إستناداً الى الصيغة الآتية:

$$q_b = C\ i\ A$$

وتسمى هذه الصيغة بالمعادلة المنطقية Rational formula وفيها؛

q_b= التصريف الأعظم (م^3/ساعة).

A= مساحة المنطقة (الجانبية) (م^2).

i= معدل شدة الأمطار الساقطة (م/ساعة).

C= معامل التصريف السطحي وقيمته كما في الجدول أدناه:

ت	مواصفات المنطقة	قيمة معامل C
1	منطقة سكنية مستوية، (30%) من المساحة صماء	0.40
2	منطقة سكنية معتدلة الإنحدار، (50%) من المساحة صماء	0.65

3	مطقة كثيفة المباني، (70%) من المساحة صماء	0.80
4	أرض مزوعة مستوية (تربة رملية)	0.40
5	أرض متموجة طينية أو الأرض تكون مغطاة بالنباتات والتربة طينية	0.50

"الجزء العملي"

«تطبيقات رياضيـــة على طرق تخمين الفيضانات»

س1: سلسلة ذروة فيضانات سنوية عدد حدودها (75) ومجموع مربعات انحراف قيم التصاريف المسجلة عن متوسطها الحسابي $[\Sigma(x-\bar{x})^2] = 962367$ ومتوسطها الحسابي $(\bar{x}) = 287.8$ م³/ثا. جد فترة العودة النظرية لحدوث فيضان قدره (700) م³/ثا بواسطة طريقة Gumbel.

Solution: الحل:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\Sigma(x-\bar{x})^2}{N-1}} = \sqrt{\frac{962367}{75-1}} \Rightarrow \sigma = 114.04$$

وعندما $x = 700$ م³/ثا ، فإن b تساوي؟

$$b = \frac{1}{0.7797\,\sigma}(x - \bar{x} + 0.45\,\sigma)$$

$$b = \frac{1}{0.7797 * 114.04}(700 - 287.8) + (0.45 * 114.04)$$

$$b = 5.24$$

$$P = 1 - e^{-e^{-b}}$$

$$P = 1 - 2.718^{-2.718^{-5.24}}$$

$$P = 1 - 2.718^{-0.005300256} \Rightarrow P = 1 - 0.994714$$

$$P = 0.005286$$

$$\therefore P = \frac{1}{t_p} \Rightarrow t_p = \frac{1}{P}$$

$$\therefore t_p = \frac{1}{0.0052} \rightarrow t_p = 192 \text{ year}$$

∴ نتوقع أن يحدث فيضان قدره (700) م³/ثا كل (192) سنة.

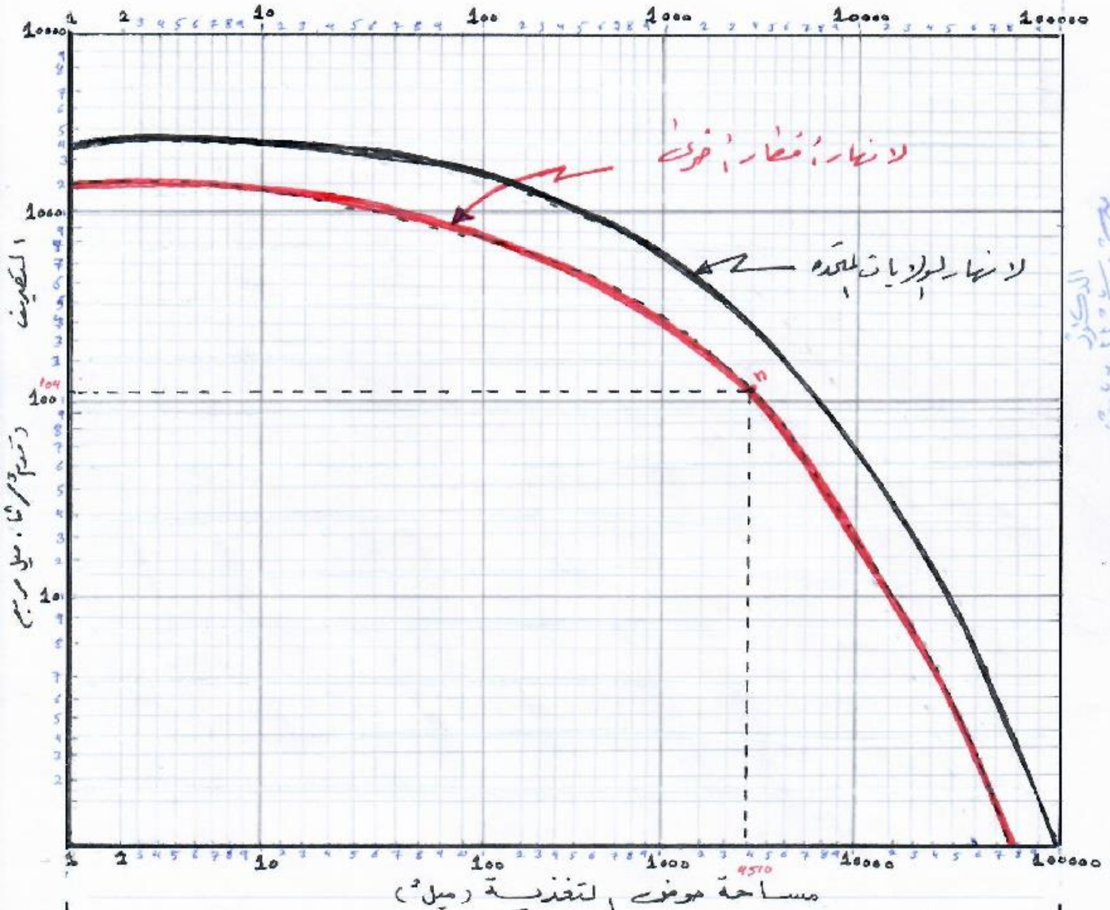
[ملاحظة: الأس يستخرج بعملية e^x على الحاسبة العلمية].

س2 : جد التصريف الأعظم لكل ميل مربع والتصريف الأعظم الكلي :

أ) بالقدم^3/ثا .   ب) بالمتر مكعب/ثا .

لنهر الزاب الصغير ، إذا علمت إن مساحة حوض التغذية للنهر حوالي (11681) كم^2 .

Solution :   الحل :



1 . يجب تحويل مساحة حوض التغذية بالأميال المربعة لأن منحنى العلاقة يمثل المساحة بالأميال المربعة والتصريف بالقدم^3/ثا ميل^2 ؛

المساحة (ميل^2) = المساحة (كم^2) $\times$ 0.3861

المساحة (ميل^2) = 0.3861 * 11681 = 4510 ميل^2

ملاحظة [(ميل^2 * 2.59 = كم^2) و (كم^2 * 0.3861 = ميل^2)]

2. على منحنى السنيات نحدد المساحة (4510) ميل^2 ونبدأ نرسم مستقيم موازي لمحور الصادات يقطع المنحنى الخاص بأنواء الأمطار الأخرى في نقطة (n). من النقطة (n) نرسم مستقيم عمودي على محور الصادات موازي لمحور السينات يقطع محور الصادات عند القيمة (104).

3. أذن التصريف الاعظم قدم^3/ثانية لكل ميل مربع = 104

4. التصريف الأعظم الكلي (قدم^3/ثا) = التصريف لكل ميل مربع * مساحة حوض التغذية

= 4510 * 104

= 469040 قدم^3/ثا

5. التصريف الأعظم الكلي (م^3/ثا) = التصريف الاعظم الكلي (قدم^3/ثا) * 0.0283

= 13273.8 ≃ 13274 م^3/ثا

ملاحظة [(قدم^3/ثا * 0.0283 = م^3/ثا) و (م^3/ثا * 35.314 = قدم^3/ثا).

س3: يُراد عمل شبكة صرف صحي لمدينة الفلوجة. فإذا علمت أن مساحتها (400) هكتار ومتوسط شدة سقوط الأمطار (103.8) ملم/ساعة ومعامل السيح له (0.65). أحسب معدل تصريف الذروة المطلوب لتصميم أنبوب تصريف لنقل مياه الأمطار هذه إلى نهر الفرات. ثم أحسب قطر أنبوب التصريف هذا، إذا علمت أن سرعة جريان الماء في الأنبوب (1.5) م/ثا.

الحل: Solution:

المساحة = 400 هكتار * 10000 م^2

المساحة = 4000 000 م²

معدل شدة الأمطار = 103.8 م/ساعة * $\frac{1}{1000 \text{ م/م}}$

= 0.1038 م/ساعة.

معدل تصريف الذروة (q_b) سيكون :

$$\therefore q_b = CiA$$

$$q_b = 0.65 * 0.1038 * 4000000$$

$$q_b = 269880 \ m^3/hr.$$

$$q_b = \frac{269880 \ m^3/hr}{3600 \ sec/hr.} \simeq 75 \ m^3/sec.$$

مساحة المقطع العرضي للأنبوب الناقل (A) تُحسب من المعادلة الآتية :

$$Q = A * V$$

حيث : Q = التصريف المراد نقله = q_b (م³/ثا)

V = سرعة الجريان داخل الأنبوب (م/ثا)

$$A = \frac{Q}{V} = \frac{75}{1.5} = 50 \ m^2$$

ولحساب قطر الأنبوب D نستخدم معادلة مساحة الدائرة :

$$A = \pi r^2 \Rightarrow A = 3.14 * r^2$$

$$50 = 3.14 * r^2 \Rightarrow r^2 = 15.92$$

$$\therefore r = \sqrt{15.92} \simeq \Rightarrow r = 3.99 m$$ ← نصف قطر الأنبوب

$$D = 2r \Rightarrow D = 2 * 3.99$$

$$D = 7.98 \ m$$ ← قطر الأنبوب

المصادر:

- الهيدرولوجيا الهندسية/ محمد سليمان حسن
  باسل خضر داوود
  ساطع محمود الراوي
- علم المياه وتطبيقاته/ باقر احمد كاشف الغطاء

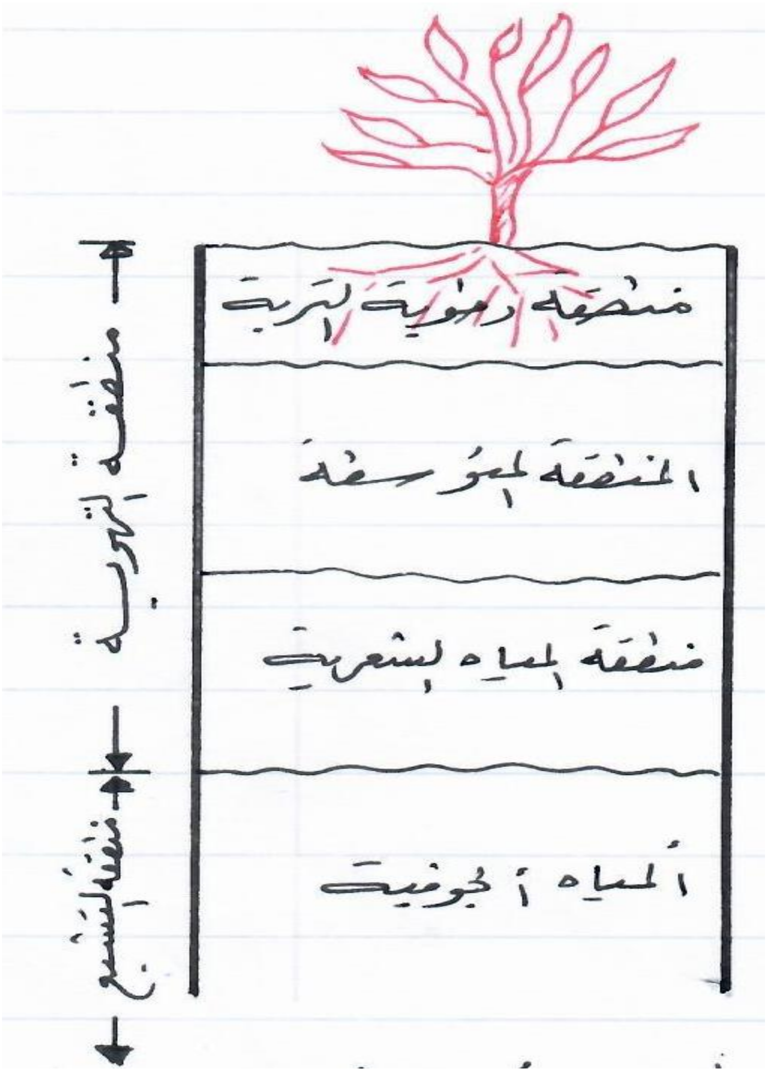
"الجزء النظري"

ماء التربة وتوزيعه العمودي

سبق وأن قسمنا مناطق تواجد المياه الى منطقتين هما؛

1. منطقة التهوية Zone of aeration.
2. منطقة التشبع Zone of saturation.

وفي منطقة التهوية فأن الماء يتواجد فيها بشكل عالق ويمكن تقسيم هذه المنطقة الى مناطق ثانوية وكما في الشكل الآتي:



أ- منطقة رطوبة التربة:

وفي هذه المنطقة تكون الرطوبة أقل من درجة التشبع عدا فترات مؤقتة حيث تتشبع التربة فيها بعد الإرواء الثقيل أو بعد سقوط أمطا غزيرة. وهي تمتد من سطح اتلتربة وتنتهي عند نهاية إمتداد الجذور الرئيسة. ويختلف سمك هذه المنطقة بإختلاف التربة والمحصول ويُصنف الماء في هذه المنطقة الى:

1. الماء الهايكوسكوبي: ويكون بشطكل أغلفة مائية رقيقة سمكها (15-20) جزيئة ماء وتحيط بدقائق التربة الغروية وتكون ممسوكة بشد يتراوح بين (31-100) ضغط جوي ويعتبر غير متيسر للنبات.

2. الماء الشعري: وهو الماء الموجود في الأنابيب الشعرية الموجودة بين حبيبات التربة الصغيرة الحجم. ويُعد جزء من هذا الماء متيسر للنبات ويكون ممسوك بقوة الشد السطحي ويتحرك بفعل الخاصية الشعرية.

3. ماء الجذب الأرضي: وهو الماء الذي يشغل المسامات الكبيرة ويكون موجوداً بعد الري مباشرةً أو بعد سقوط أمطار غزيرة ويتحرك الى الأسفل بتأثيرالجاذبية وهو ذو صلاحية محدودة للنبات حيث إن وجوده يكون على حساب نسبة الهواء ويجب التخلص منه إما من خلال البزل الطبيعي للأرض أو بإنشاء بزل إصطناعي.

المصادر:

- الهيدرولوجيا الهندسية/ محمد سليمان حسن
  باسل خضر داوود
  ساطع محمود الراوي
- علم المياه وتطبيقاته/ باقر احمد كاشف الغطاء

"الجزء النظري"

حركة المياه الجوفية Ground water movement

إن القانون الأساسي الذي يوضح حركة المياه الجوفية قد وُضع من قبل العالم دارسي عام 1956. وقبل الدخول في تفاصيل هذا القانون لا بد من التعرف على بعض الخصائص الفيزيائية للماء ومعادلة برنولي ليسهل توضيح و فهم قانون دارسي.

بعض الصفات الفيزيائية المهمة للماء

يمكن التعامل مع المياه الجوفية بوصفها مائعاً، ومن المفيد تحديد أهم صفاته الفيزيائية لغرض التعرف على أهم القوانين المرتبطة بحركة المياه الجوفية:

- الكثافة الكتلية للماء Mass density

تُعرف على إنها كتلة الماء مقسوماً على حجمها. وتتغير هذه الكثافة بتغير الضغط ودرجة الحراغرة وتراكيز المواد الصلبة الذائبة في الماء. ويُرمز للكثافة الكتلية ب(ρ) وقيمتها تقريباً (1000) كغم/م^3.

- لزوجة الماء Viscosity of water

وهي مقياس لمقاومة الماء للقص وهي ذات علاقة بقوى الإحتكاك الناتجة في الماء من التماسك وتبادل الحركة بين الجزيئات. وتنخفض لزوجة جميع السوائل ومنها الماء مع زيادة درجة الحرارة بسبب نقصان قوة التماسك بين جزيئات السائل.

وهناك نوعين من اللزوجة هما:

1. اللزوجة الديناميكية للماء (η)، وتحسب كالآتي:

$$\frac{F}{A} = \eta \frac{dv}{dy}$$

$\frac{F}{A}$ = القوة المسلطة على وحدة المساحة وتسمى "إجهاد القص".

$\frac{dv}{dy}$= التغير في سرعة حركة السائل بالنسبة للمسافة وتسمى "إنحدار السرعة".

η= اللزوجة الديناميكية للماء "وتسمى هكذا لإحتوائها على قوة F" وتساوي تقريباً 0.001 كغم/م.ثا عند درجة حرارة (20)م°.

2. اللزوجة الكينماتيكية (V)، وتحسب كالآتي:

$$V= \eta /\rho$$

حيث؛ η= كما أُشير اليها في أعلاه.

ρ= الكثافة الكتلية للماء.

V= اللزوجة الكينماتيكية وسُميت كذلك لعدم وجود قوة (F) وهي تساوي تقريباً 0.000001م2/ثا عند درجة حرارة (20)م°.

- الوزن النوعي (γ) Specific weight

وهو القوة الناشئة عن تأثير الجاذبية الأرضية على وحدة الحجم ويُحسب كالآتي:

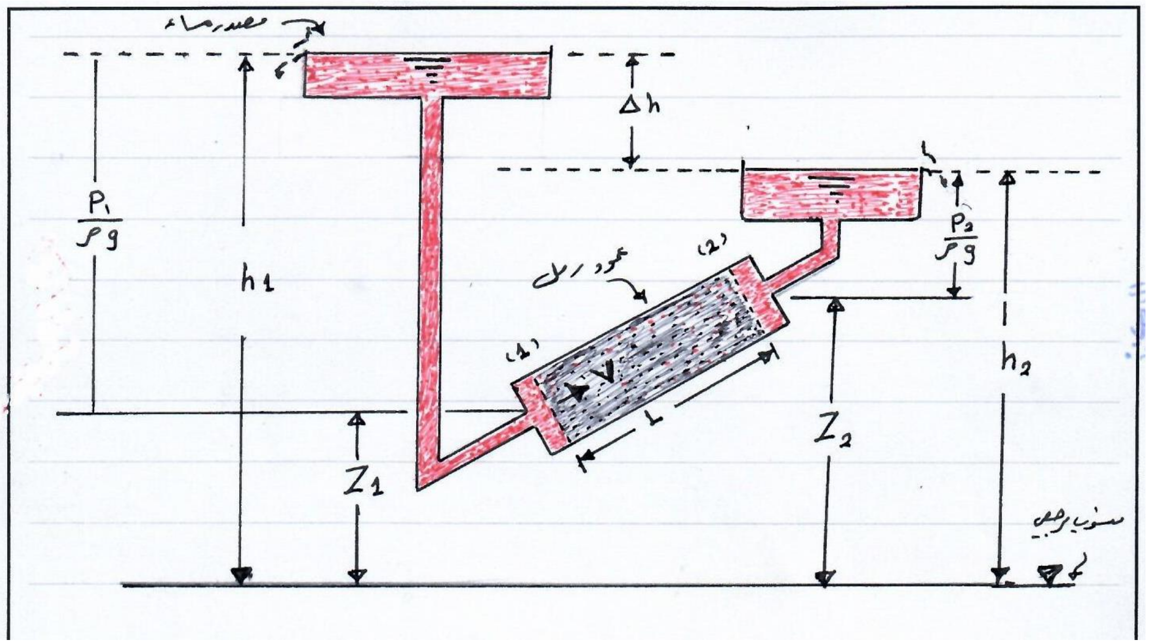
$\gamma = \rho . g$

حيث؛ g= التعجيل الأرضي (م/ثا^2).
والوزن النوعي للماء يساوي (9810) كغم/م^2.ثا^2.

- معادلة برنولي

وتعتمد على قانون حفظ الطاقة والذي ينص على إن "الطاقة لا تفنى ولا تُخلق من العدم في النظام المغلق".
لو فرضنا إن جزيئة مائع (جزيئة ماء مثلاً) تتحرك خلال زمن مقداره (Δt) من النقطة (1) الى النقطة (2) وعلى طول خط إنسياب المائع داخل الأنبوب كما في الشكل. فأن جزيئة المائع لها ثلاثة أنواع من صور الطاقة، هي؛

1. الطاقة الحركية لوحدة الحجم ويُعبّر عنها بالمعادلة = $\rho V^2 \frac{1}{2}$
2. الطاقة الكامنة لوحدة الحجم (الطاقة بسبب الموقع) ومعادلتها = $\rho g Z$
3. طاقة الضغط لوحدة الحجم وتساوي مقدار الضغط = ρ



وإذا إفترضنا أنه لا يحدث ضياع بالطاقة نتيجة للإحتكاك في عمود الرمل الموضح في الشكل السابق فأنه يمكن كتابة العلاقة الآتية:

$(\frac{1}{2}\rho V^2 + \rho g Z+ \rho)_1 + (\frac{1}{2}\rho V^2 + \rho g Z+ \rho)_2 = constant$ ……….(1)

وهذه المعادلة تصح عندما يكون الجريان من النوع الثابت والمستقر Steady flow حيث لا يوجد ضياع في الطاقة وكثافة المائع (ρ) تعتبر ثابتة.
والمعادلة أعلاه (1) معادلة برنولي ويمكن كتابتها بشكل عام كالآتي:

$\rho V^2 + \rho g Z = constant$ ....(2)$\frac{1}{2}$

إن سرعة جريان الماء الجوفي (V) قليلة وبطيئة ويمكن إهمالها وبهذا تصبح المعادلة بالشكل الآتي:

$\rho g Z + \rho = constant$ ……….(3)

وفي جميع المعادلات أعلاه تم التعبير عن الطاقة لوحدة الحجم، فإذا عبّرنا عن الطاقة لوحدة الوزن وذلك بالقسمة على ρ g فأن معادلة الطاقة (معادلة 3) تتحول الى معادلة جهد:

$Z + \frac{P}{\rho g} = constant = ħ$ ……….(4)

حيث؛ $\frac{P}{\rho g}$ = شحنة الضغط Pressure head.
Z= شحنة الإرتفاع= Elevation head.
ħ= الشحنة اليهدروليكية Hydraulic head.

إن العمود الموضح في الشكل مملوء بالرمل، ولكي تتحرك جزيئة المائع (الماء) خلال مسار الجريان (L) عليها أن تتغلب على مقاومة جزيئات الرمل لذا فأنها تفقد جزء من الطاقة والتي يمكن حسابها عن طريق ضياع الشحنة (Δh)، ويمكن كتابة معادلة برنولي على الشكل الآتي:

$+Z_1 = \frac{P2}{\rho g} Z_2 + \Delta h$ ……….(5)$\frac{P1}{\rho g}$

$\Rightarrow \Delta h = (\frac{P1}{\rho g} + Z_1) - (\frac{P2}{\rho g} Z_2)$ ……….(6)

قانون دارسي Darcy's Law
يبين الشكل السابق، التجربة التي أجراها العالم دارسي حيث لاحظ ان "كمية الماء الجاري خلال نموذج من الرمل بوحدة الزمن، أو يمثل معدل الجريان أو التصريف (Q)، تتناسب طردياً مع الفرق في الشحنة الهيدروليكية () للمائع عند منطقتي الدخول والخروج خلال نموذج الرمل (1)، أو ما يمثل طول مسار الجريان" وهذا التناسب يُكتب رياضياً كالآتي:

$Q = k.A \frac{\Delta h}{L}$

حيث؛ Q= معدل الجريان خلال نموذج الرمل (وحدة حجم/ وحدة زمن).
Δh= الضياع في الشحنة (وحدة طول).
L= طول مسار الجريان (وحدة طول).
A= مساحة مقطع الأنبوب (وحدة مساحة).
k= ثابت التناسب ويعتمد على طبيعة الرمل (التربة) وطبقة المائع (وحدة طول/وحدة زمن).

إن $\frac{Q}{A}$ تمثل معدل الجريان أو التصريف لوحدة مساحة المقطع وتسمى "السرعة الظاهرية V" Apparent velocity وتسمى أحياناً سرعة الجريان المؤثرة (V)، أي ان؛

V= Q/A ………. (8)

وتمثل هذه معادلة الإستمرارية.
كما إن المقدار $\frac{\Delta h}{L}$ يمثل الضياع في الشحنة الهايدروليكية لوحدة طول مسار الجريان ويسمى بـ (ميل الشحنة الهايدروليكية ويرمز له i)، وبالتعويض في المعادلة (7) نستنتج قانون دارسي بصيغته البسيطة:

V= - k i .... (9)

وهكذا ينص قانون دارسي على ان "السرعة الظاهرية تتناسب طردياً مع مشتقة الشحنة الهيدروليكية التي بأتجاه الجريان".

إن الإشارة السالبة توضح إن الجريان يكون بأتجاه الشحنة الهيدروليكية الأقل ويمكن الإستغناء عنها لأنها تخلق مشكلات عند التطبيقات الرياضية.
ويسمى ثابت التناسب k بمعامل النفاذية Coefficient of permeability أو بالتوصيل الهيدروليكي Hydraulic conductivity ويجب الإشارة هنا الى ان سرعة الجريان خلال المسامات المنفردة للتربة تكون أكبر من السرعة الظاهرية التي تمثل سرعة الماء خلال عمود ولا تُعاق هذه الحركة بجزيئات صلبة. وتُحسب السرعة الحقيقية للماء Va كالآتي:

Va= Q/nA= V/n ………. (10)

حيث ان:
n= مسامية التربة، ولأن قيمتها أقل من 1 فأن السرعة الحقيقية (Va) للماء أكبر من السرعة الظاهرية (V) دائماً.

إن قانون دارسي ينطبق عندما يكون الجريان طباقي Laminar flow ويمكن تحديد نوع الجريان إعتماداً على رقم رينولد (R_e) والذي يحسب كالآتي:

$$R_e = \frac{\rho d V}{\eta}$$

حيث؛
d= قطر الإنبوب الذي يتحرك فيه الماء.
V= سرعة الجريان الظاهرية.
η= اللزوجة الديناميكية للماء.
ρ= كثافة السائل.

ويكون الجريان إنسيابي عندما تكون قيمة R_e تتراوح بين (1000-2200) في الأنابيب المستقيمة. أما الجريان في الوسط المسامي كالتربة مثلاً فأنه يكون إنسيابياً عندما تقل قيمة R_e عن واحد. وعموماً فأن الجريان (جريان الماء) يكون إنسيابياً.

ويُصنف معامل النفاذية (k) الى مختبري (k_s) ويُعرف بأنه مقدار تصريف الماء عند درجة حرارة (60°) فهرنهايت اي (15)م° بوحدات م3/يوم خلال وسط مسامي مساحة مقطعه 1م2 تحت تأثير ميل هيدروليكي مقداره الوحدة الواحدة (1م/م)، والى حقلي (k_f) ويُعرف بأنه مقدار تصريف الماء عند درجة حرارته في الموقع بوحدات م3/يوم المار خلال طبقة حاملة سمكها (1)م وعرضها (1)م تحت تأثير ميل هيدروليكي مقداره الوحدة الواحدة (1م/م).

معامل النقل Coefficient of transmissibility (T)

إن معامل النقل لطبقة حاملة سمكها منتظم يُعرف بأنه يساوي معامل النفاذية الحقلية مضروباً في سمك الطبقة الحاملة (Y)، أي ان؛

$$T = k_f * Y \quad \Rightarrow k_f = T/Y$$

لأن k_f تمثل التصريف.

وهذا يعني ان (T) يُعبّر عن التصريف المار خلال طبقة سمكها (Y) وعرضها الوحدة الواحدة تحت تأثير ميل هيدروليكي مقداره الوحدة الواحدة، ومن هذا يمكن إستنتاج المعادلة الآتية:

$$Q = k_f \, A \, i \quad \Rightarrow Q = \frac{T}{Y} A \, i \quad \Rightarrow Q = \frac{T}{Y} (B.Y).i$$

$$Q = T \, B \, i$$

المصادر:

- الهيدرولوجيا الهندسية/ محمد سليمان حسن
باسل خضر داوود
ساطع محمود الراوي
- علم المياه وتطبيقاته/ باقر احمد كاشف الغطاء

"الجزء النظري"

حركة المياه الجوفية Ground water movement

إن القانون الأساسي الذي يوضح حركة المياه الجوفية قد وُضع من قبل العالم دارسي عام 1956. وقبل الدخول في تفاصيل هذا القانون لا بد من التعرف على بعض الخصائص الفيزيائية للماء ومعادلة برنولي ليسهل توضيح و فهم قانون دارسي.

بعض الصفات الفيزيائية المهمة للماء

يمكن التعامل مع المياه الجوفية بوصفها مائعاً، ومن المفيد تحديد أهم صفاته الفيزيائية لغرض التعرف على أهم القوانين المرتبطة بحركة المياه الجوفية:

- الكثافة الكتلية للماء Mass density

تُعرف على إنها كتلة الماء مقسوماً على حجمها. وتتغير هذه الكثافة بتغير الضغط ودرجة الحرارة وتراكيز المواد الصلبة الذائبة في الماء. ويُرمز للكثافة الكتلية ب(ρ) وقيمتها تقريباً (1000) كغم/م^3.

- لزوجة الماء Viscosity of water

وهي مقياس لمقاومة الماء للقص وهي ذات علاقة بقوى الإحتكاك الناتجة في الماء من التماسك وتبادل الحركة بين الجزيئات. وتنخفض لزوجة جميع السوائل ومنها الماء مع زيادة درجة الحرارة بسبب نقصان قوة التماسك بين جزيئات السائل.

وهناك نوعين من اللزوجة هما:

1. اللزوجة الديناميكية للماء (η)، وتحسب كالآتي:

$$\frac{F}{A} = \eta \frac{dv}{dy}$$

$\frac{F}{A}$ = القوة المسلطة على وحدة المساحة وتسمى "إجهاد القص".

$\frac{dv}{dy}$= التغير في سرعة حركة السائل بالنسبة للمسافة وتسمى "إنحدار السرعة".

η= اللزوجة الديناميكية للماء "وتسمى هكذا لإحتوائها على قوة F" وتساوي تقريباً 0.001 كغم/م.ثا عند درجة حرارة (20)م°.

2. اللزوجة الكينماتيكية (V)، وتحسب كالآتي:

$$V = \eta / \rho$$

حيث؛ η= كما أُشير اليها في أعلاه.

ρ= الكثافة الكتلية للماء.

V= اللزوجة الكينماتيكية وسُميت كذلك لعدم وجود قوة (F) وهي تساوي تقريباً 0.000001م2/ثا عند درجة حرارة (20)م°.

- الوزن النوعي Specific weight (γ)

وهو القوة الناشئة عن تأثير الجاذبية الأرضية على وحدة الحجم ويُحسب كالآتي:

$$\gamma = \rho . g$$

حيث؛ g= التعجيل الأرضي (م/ثا^2).

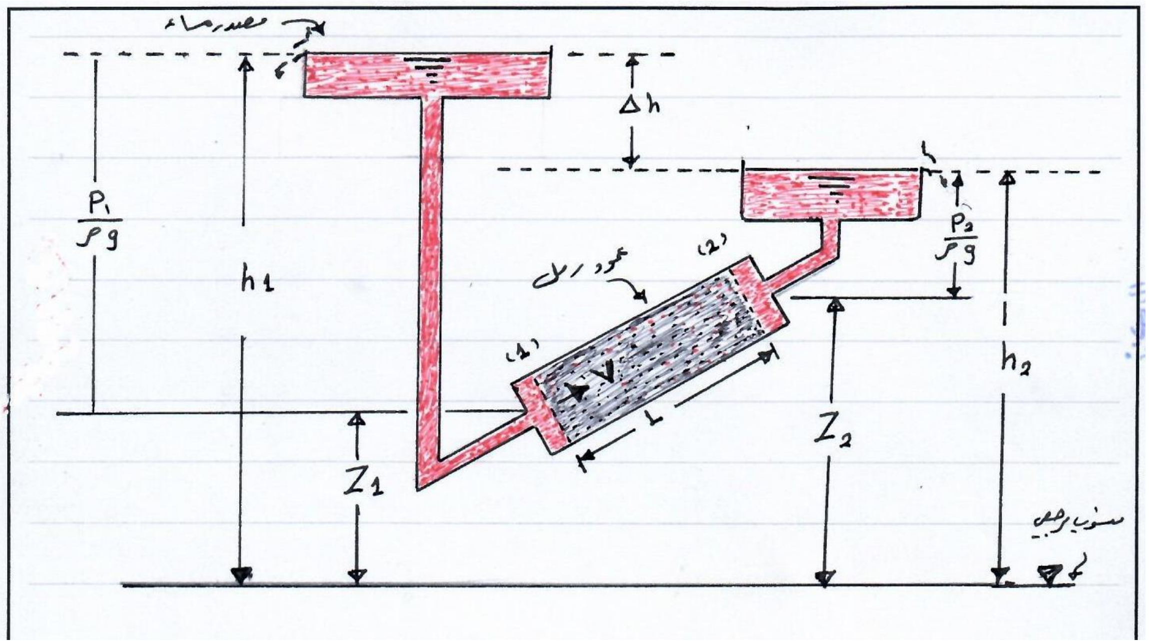
والوزن النوعي للماء يساوي (9810) كغم/م^2.ثا^2.

- معادلة برنولي

وتعتمد على قانون حفظ الطاقة والذي ينص على إن "الطاقة لا تفنى ولا تُخلق من العدم في النظام المغلق".

لو فرضنا إن جزيئة مائع (جزيئة ماء مثلاً) تتحرك خلال زمن مقداره (Δt) من النقطة (1) الى النقطة (2) وعلى طول خط إنسياب المائع داخل الأنبوب كما في الشكل. فأن جزيئة المائع لها ثلاثة أنواع من صور الطاقة، هي؛

1. الطاقة الحركية لوحدة الحجم ويُعبّر عنها بالمعادلة = $\rho V^2 \frac{1}{2}$
2. الطاقة الكامنة لوحدة الحجم (الطاقة بسبب الموقع) ومعادلتها = $\rho g Z$
3. طاقة الضغط لوحدة الحجم وتساوي مقدار الضغط = ρ



وإذا إفترضنا أنه لا يحدث ضياع بالطاقة نتيجة للإحتكاك في عمود الرمل الموضح في الشكل السابق فأنه يمكن كتابة العلاقة الآتية:

$$(\frac{1}{2}\rho V^2 + \rho g Z + \rho)_1 + (\frac{1}{2}\rho V^2 + \rho g Z + \rho)_2 = constant \text{ .... } (1)$$

وهذه المعادلة تصح عندما يكون الجريان من النوع الثابت والمستقر Steady flow حيث لا يوجد ضياع في الطاقة وكثافة المائع (ρ) تعتبر ثابتة.

والمعادلة أعلاه (1) معادلة برنولي ويمكن كتابتها بشكل عام كالآتي:

$$\rho V^2 + \rho g Z = constant \text{ .... } (2)\frac{1}{2}$$

إن سرعة جريان الماء الجوفي (V) قليلة وبطيئة ويمكن إهمالها وبهذا تصبح المعادلة بالشكل الآتي:

$$\rho g Z + \rho = constant \text{ ....} (3)$$

وفي جميع المعادلات أعلاه تم التعبير عن الطاقة لوحدة الحجم، فإذا عبّرنا عن الطاقة لوحدة الوزن وذلك بالقسمة على ρ g فأن معادلة الطاقة (معادلة 3) تتحول الى معادلة جهد:

$$Z + \frac{P}{\rho g} = constant = ħ \text{ .... } (4)$$

حيث؛ $\frac{P}{\rho g}$ = شحنة الضغط Pressure head.

Z= شحنة الإرتفاع= Elevation head.

ħ= الشحنة اليهدروليكية Hydraulic head.

إن العمود الموضح في الشكل مملوء بالرمل، ولكي تتحرك جزيئة المائع (الماء) خلال مسار الجريان (L) عليها أن تتغلب على مقاومة جزيئات الرمل لذا فأنها تفقد جزء من الطاقة والتي يمكن حسابها عن طريق ضياع الشحنة (Δh)، ويمكن كتابة معادلة برنولي على الشكل الآتي:

$$+Z_1 = \frac{P2}{\rho g} Z_2 + \Delta h \text{ ....} (5)\frac{P1}{\rho g}$$

$$=> \Delta h = (\frac{P1}{\rho g} + Z_1) - (\frac{P2}{\rho g} Z_2) \text{ ....} (6)$$

قانون دارسي Darcy's Law

يبين الشكل السابق، التجربة التي أجراها العالم دارسي حيث لاحظ ان "كمية الماء الجاري خلال نموذج من الرمل بوحدة الزمن، أو يمثل معدل الجريان أو التصريف (Q)، تتناسب طردياً مع الفرق في الشحنة الهيدروليكية () للمائع عند منطقتي الدخول والخروج خلال نموذج الرمل (1)، أو ما يمثل طول مسار الجريان" وهذا التناسب يُكتب رياضياً كالآتي:

$$Q = k.A \frac{\Delta h}{L} \text{ .... } (7)$$

حيث؛ Q= معدل الجريان خلال نموذج الرمل (وحدة حجم/ وحدة زمن).
Δh= الضياع في الشحنة (وحدة طول).
L= طول مسار الجريان (وحدة طول).
A= مساحة مقطع الأنبوب (وحدة مساحة).
k= ثابت التناسب ويعتمد على طبيعة الرمل (التربة) وطبقة المائع (وحدة طول/وحدة زمن).

إن $\frac{Q}{A}$ تمثل معدل الجريان أو التصريف لوحدة مساحة المقطع وتسمى "السرعة الظاهرية V" Apparent velocity وتسمى أحياناً سرعة الجريان المؤثرة (V)، أي ان؛

V= Q/A ………. (8)

وتمثل هذه معادلة الإستمرارية.

كما إن المقدار $\frac{\Delta h}{L}$ يمثل الضياع في الشحنة الهايدروليكية لوحدة طول مسار الجريان ويسمى بـ (ميل الشحنة الهايدروليكية ويرمز له i)، وبالتعويض في المعادلة (7) نستنتج قانون دارسي بصيغته البسيطة:

V= - k i .... (9)

وهكذا ينص قانون دارسي على ان "السرعة الظاهرية تتناسب طردياً مع مشتقة الشحنة الهيدروليكية التي بأتجاه الجريان".

إن الإشارة السالبة توضح إن الجريان يكون بأتجاه الشحنة الهيدروليكية الأقل ويمكن الإستغناء عنها لأنها تخلق مشكلات عند التطبيقات الرياضية.
ويسمى ثابت التناسب k بمعامل النفاذية Coefficient of permeability أو بالتوصيل الهيدروليكي Hydraulic conductivity ويجب الإشارة هنا الى ان سرعة الجريان خلال المسامات المنفردة للتربة تكون أكبر من السرعة الظاهرية التي تمثل سرعة الماء خلال عمود ولا تُعاق هذه الحركة بجزيئات صلبة. وتُحسب السرعة الحقيقية للماء Va كالآتي:

Va= Q/nA= V/n ………. (10)

حيث ان:
n= مسامية التربة، ولأن قيمتها أقل من 1 فأن السرعة الحقيقية (Va) للماء أكبر من السرعة الظاهرية (V) دائماً.

إن قانون دارسي ينطبق عندما يكون الجريان طباقي Laminar flow ويمكن تحديد نوع الجريان إعتماداً على رقم رينولد (R_e) والذي يحسب كالآتي:

$$R_e= \frac{\rho d V}{\eta}$$

حيث؛
d= قطر الإنبوب الذي يتحرك فيه الماء.
V= سرعة الجريان الظاهرية.
η= اللزوجة الديناميكية للماء.
ρ= كثافة السائل.

ويكون الجريان إنسيابي عندما تكون قيمة R_e تتراوح بين (1000-2200) في الأنابيب المستقيمة. أما الجريان في الوسط المسامي كالتربة مثلاً فأنه يكون إنسياباً عندما تقل قيمة R_e عن واحد. وعموماً فأن الجريان (جريان الماء) يكون إنسيابياً.

ويُصنف معامل النفاذية (k) الى مختبري (k_s) ويُعرف بأنه مقدار تصريف الماء عند درجة حرارة (60°) فهرنهايت اي (15)م° بوحدات م3/يوم خلال وسط مسامي مساحة مقطعه 1م2 تحت تأثير ميل هيدروليكي مقداره الوحدة الواحدة (1م/م)، والى حقلي (k_f) ويُعرف بأنه مقدار تصريف الماء عند درجة حرارته في الموقع بوحدات م3/يوم المار خلال طبقة حاملة سمكها (1)م وعرضها (1)م تحت تأثير ميل هيدروليكي مقداره الوحدة الواحدة (1م/م).

معامل النقل Coefficient of transmissibility (T)

إن معامل النقل لطبقة حاملة سمكها منتظم يُعرف بأنه يساوي معامل النفاذية الحقلية مضروباً في سمك الطبقة الحاملة (Y)، أي ان؛

$$T= k_f * Y \quad => k_f = T/Y$$

لأن k_f تمثل التصريف.

وهذا يعني ان (T) يُعبّر عن التصريف المار خلال طبقة سمكها (Y) وعرضها الوحدة الواحدة تحت تأثير ميل هيدروليكي مقداره الوحدة الواحدة، ومن هذا يمكن إستنتاج المعادلة الآتية:

$$Q= k_f\, A\, i \quad => Q=\frac{T}{Y} A\, i \quad => Q= \frac{T}{Y} (B.Y).i$$

$$Q= T\, B\, i$$

المصادر:

- الهيدرولوجيا الهندسية/ محمد سليمان حسن
  باسل خضر داوود
  ساطع محمود الراوي
- علم المياه وتطبيقاته/ باقر احمد كاشف الغطاء

هيدروليكية الآبار Hydraulics of wells

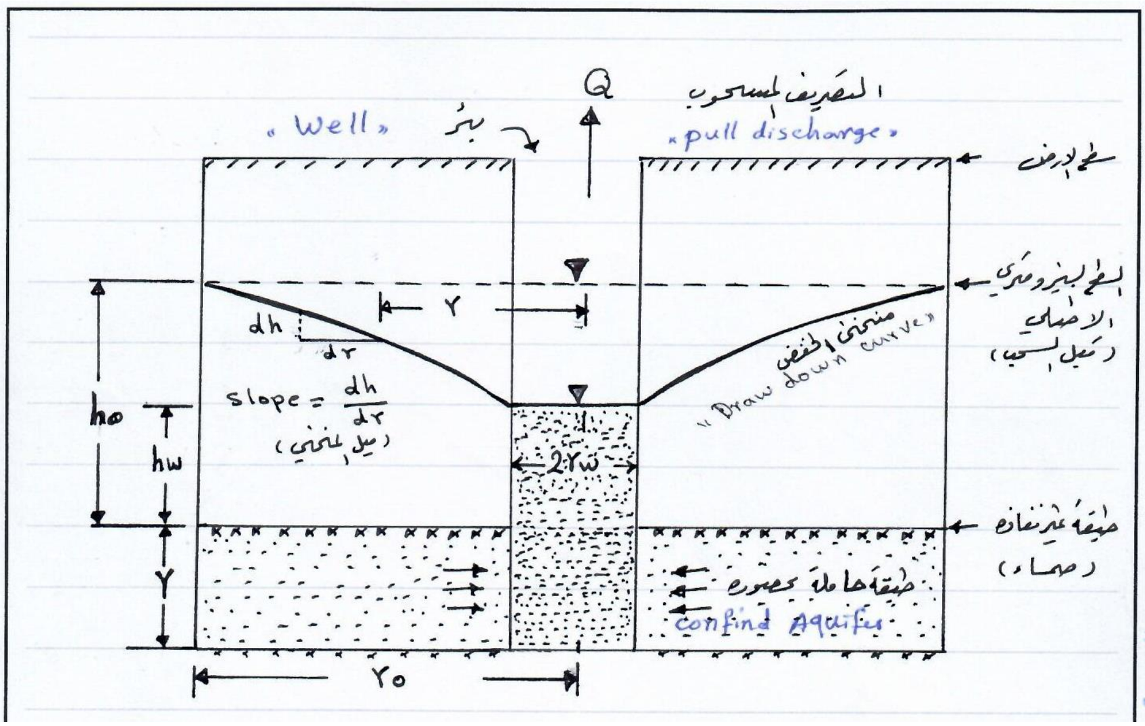
إن هيدروليك الآبار ينطوي على إشتقاق حلول خاصة من معادلة الجريان العامة " الجريان المستقر وغير المستقر" لحالات معينة من حالات جريان المياه الجوفية بعد إفتراض فرضيات مثالية بشأن معامل النفاذية ونوع الجريان وحالات السطوح المحددة للتكوين الخازن "كأن تكون سطوحها المحددة نفاذة أم نصف نفاذة أم صماء" وتعويض الشروط الحدودية لتلك الحالات...وسنكتفي بأشتقاق معادلات هيدروليكية لحالة الجريان من النوع المستقر للمياه الجوفية نحو الآبار فقط، وهي كما يلي:

أولا- الجريان المستقر المركزي نحو البئر Steady radial flow to a well

عندما يُحفز بئر في طبقة حاملة (محصورة أو غير محصورة) ويتم سحب المياه من البئر، فأنه يحدث خفض لمنسوب سطح المياه الجوفية في حالة الآبار المحصورة Draw drown (الإرتوازية). وعند عمل مقطع عمودي في التربة فأننا نرى منحنى الخفض Draw drown curve والضي يوضح التغير في منسوب مياه البئر على شكل مخروط ويسمى مخروط الخفض Cone of Depression وإن الحدود الخارجية لقاعدة هذه المخروط تمثل مساحة تأثير البئر Area of influence وفيما يلي وصفاً لهيدروليكية الجريان في كلا الحالتين (المحصورة وغير المحصورة):

أ- في حالة الطبقات الحاملة المحصورة Confined aquifer

الشكل الآتي يوضح حالة بئر يخترق بالكامل طبقة حاملة محصورة ومتجانسة والمطلوب إيجاد علاقة تربط بين التصريف المسحوب (Q) وبين أبعاد مخروط الخفض وخواص الطبقة الحاملة:



ولإيجاد هذه العلاقة نفرض بادئ ذي بدء إن الطبقة الحاملة محدودة وشكلها في المسقط الأفقي دائري. وبأعتبار إن الجريان ثنائي الإتجاه فأننا نستعين بفروض ديبوي Depuit assumption لإستكمال فرضياتنا وإيجاد العلاقة. وتنص فروض ديبوي على ان:

1. سرعة جريان الماء تتناسب مع كل زاوية ميل منحنى الإنحدار الهيدروليكي $\frac{dh}{dr}$ (لاحظ الشكل السابق).
2. خط الجريان للمياه أفقية والسرعات موزعة بإنتظام على أي خط رأسي. وعلى فرض إن السطح البيزومتري الأصلي (لاحظ الشكل) أفقي.

وحيث ان التصريف المار (Q) من مقطع معين نصف قطره (r) مساوي للتصريف المسحوب من البئر (معادلة الإستمرارية في المحاضرة السابقة) فأن:

$$Q= A\ V= 2\pi\ r\ y\ k\ \frac{dh}{dr}$$

وعلى ذلك يكون:

$$= \frac{Q}{2\pi ryk}\int_{ro}^{rw}\frac{dr}{r}\int_{hw}^{ho} dh$$

وبالتكامل ينتج أن:

$$ho\text{-}hw = \frac{Q}{2\pi yk}\ln\frac{ro}{rw}$$

$$\Rightarrow \quad Q= 2\pi\ y\ k\ \frac{ho-hw}{\ln (ro/rw)}$$ Equilibrium equation or Thiem equation

حيث؛ y = سمك الطبقة الحاملة (م).
Q= التصريف المسحوب من البئر (م^3/يوم).
k= التوصيل الهيدروليكي أو معامل النفاذية (م/يوم).
ho= بعد السطح البيزومتري الأصلي (منسوب الماء في البئر قبل السحب) عن السطح العلوي للطبقة الحاملة المحصورة (م).
hw= إرتفاع الماء في البئر بعد السحب فوق السطح العلوي للطبقة الحاملة المحصورة (م).
ro= نصف قطر دائرة التأثير (م).
rw= نصف قطر البئر (م).
والمعادلة الأخيرة تسمى معادلة الإتزان أو معادلة ثيم Equilibrium or Thiem Equation

وإذا كانت الطبقة الحاملة غير محدودة فأنه لا يكون هناك حدود لقيمة (r) وتصبح معادلة ثيم على الصورة الآتية:

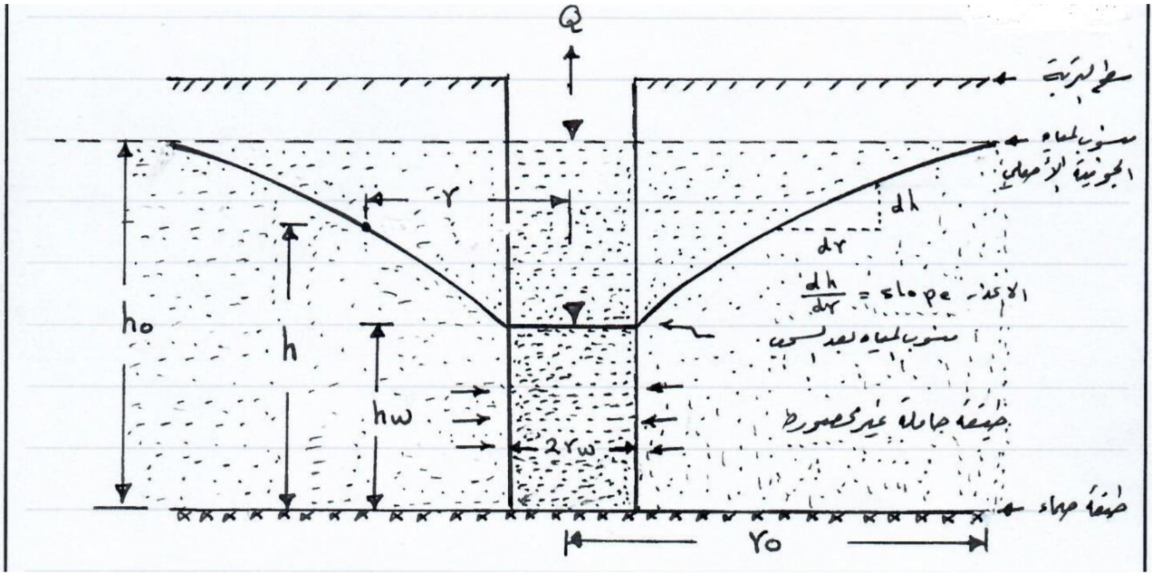
$$Q = 2\pi\, y\, k \frac{ho - hw}{\ln (r/rw)}$$

حيث r كما في الشكل السابق.
ويمكن إستخدام معادلة ثيم لتحديد معامل النفاذية الحقلي للتربة (k) وذلك بدق بئري ملاحظة قريبين من البئر الأصلي ويبعدان عنه بالمسافتين r1 و r2 وعلى فرض ان منسوب المياه (السطح البيزومتري) ظهر فيهما على ارتفاع h1 و h2، على التوالي فتصبح معادلة لهذه الحالة كالآتي:

$$k = \frac{Q}{2\pi y\,(h2 - h1)} \ln(r_2/r_1) \qquad \text{Thiem equation}$$

ب- في حالة الطبقات الحاملة غير المحصورة Unconfined aquifer

الشكل الآتي يوضح حالة بئر يخترق بالكامل طبقة حاملة متجانسة غير محصورة:



فبأستخدام فروض ديبوي يمكن إيجاد علاقة تربط بين التصريف (Q) المسحوب من البئر وإبعاد مخروط الخفض. على فرض ان سطح المياه الجوفية الأصلي (الإبتدائي) أفقي فأن التصريف المسحوب من البئر مقداره:

$$Q = 2\pi\, r\, h\, k\, \frac{dh}{dr}$$

وعلى ذلك يكون

$$= \frac{Q}{2\pi k} \int_{rw}^{ro} \frac{dr}{r} \int_{hw}^{ho} h\, dh$$

وبأخذ التكامل ينتج:

$$Q = \pi k\, (h_o^2 - h_w^2)/\ln\,(r_o/r_w)$$

حيث r_w, r_o, h_w, h_o, k, Q كما في الشكل السابق.

مثال/ بئر محضور في خزان جوفي محصور. سمك الطبقة الحاملة (500)م. إحسب إرتفاع الماء فيه بعد السحب إذا علمت ان، نصف قطر البئر= 30سم، ارتفاع الماء قبل السحب (25)م، معدل التصريف المسحوب (6000)م3/يوم وإن نفاذية التربة (100) م/يوم ونصف قطر دائرة التأثير هو (300)م.

الحل/

$h_w = 25m$
$k = 100\ m/day$; $r_o = 300m$
$r_w = 30cm$ => $r_w = 0.3m$
$y = 500m$; $Q = 6000m^3/day$

$$Q= 2\pi\, y\, k \frac{ho-hw}{\ln(r/rw)}$$

$$6000 = 2*3.14*100*500 \frac{25-hw}{\ln(300/0.3)}$$

$$6000 = 314000 \frac{25-hw}{\ln 1000}$$

$$6000*\ln 1000 = 314000(25-h_w)$$

$$\Rightarrow h_w = 24.87m$$

جـ- في حالة بئر موجود في منطقة جريان منتظم Well in a uniform flow

إذا كانت المياه الجوفية في حالة جريان منتظم وغالباً ما يكون هذا هو الحال في معظم التطبيقات العملية وكما في الشكل التالي حيث يكون السطح البيزومتري (في حالة الطبقة المحصورة) أو سطح المياه الجوفية (في حالة الطبقة غير المحصورة) مائل في إتجاه الجريان (لاحظ الشكل) فأنه يمكن إيجاد التصريف في هذه الحالة كما يلي:

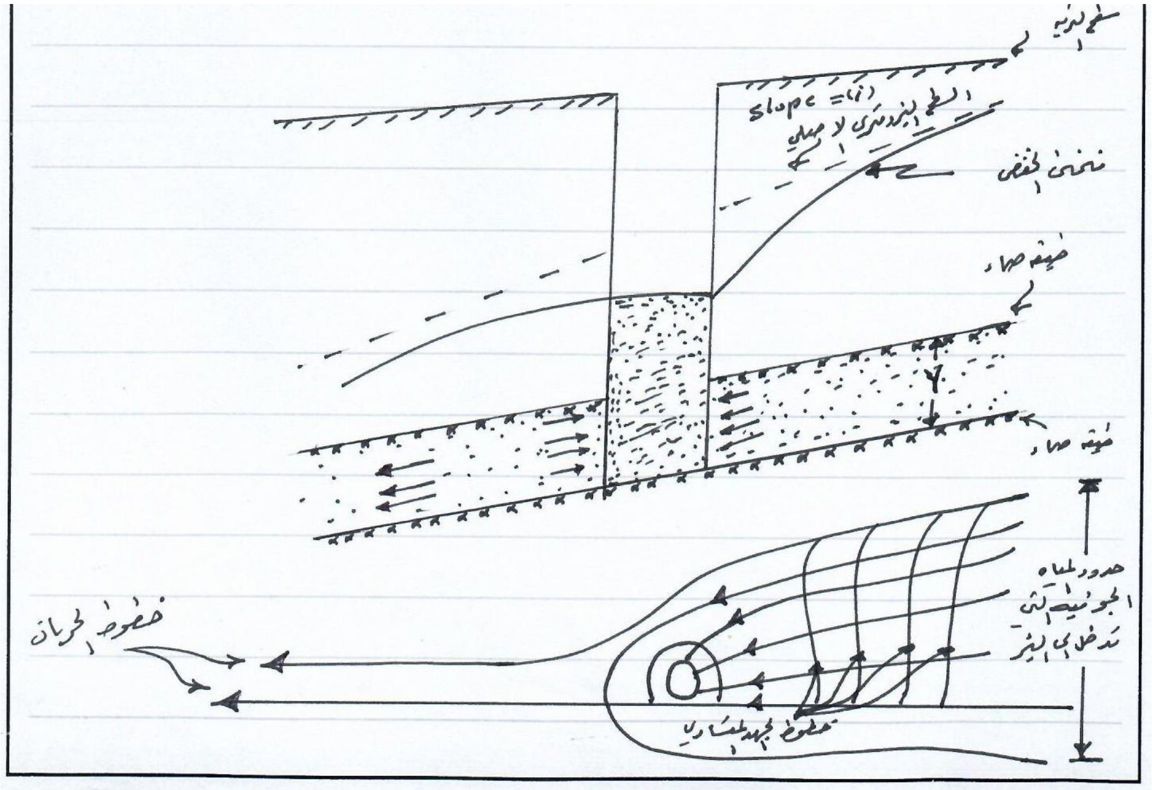
1. في حالة الآبار الإرتوازية (طبقة المياه الجوفية محصورة) يكون التصريف:

$$Q= \pi\, y\, r\, k\, (i_u+i_d)$$

حيث؛

y= سمك الطبقة المحصورة.

i_u،i_d= ميل السطح البيزومتري عند نقطتين تبعدان عن محور البئر مسافة (r) أحدهما م الأمام والأخرى من الخلف بالنسبة لإتجاه الجريان.



2. في حالة بئر في طبقة غير محصورة يكون التصريف:

$$Q=\frac{\pi rk}{2}(h_u+h_d)(i_u+i_d)$$

حيث؛

h_u،h_d= العمق المشبع عند نقطتين تبعدان عن محور البئر مسافة (r) أحدهما من الأمام والأخرى من الخلف بالنسبة لإتجاه الجريان.

i_u،i_d= كما في الحالة السابقة حيث الميل المقاس هو ميل سطح المياه الجوفية.

ثانياً- الجريان غير المستقر نحو البئر Unsteady flow to a well

المصادر:

- الهيدرولوجيا الهندسية/ محمد سليمان حسن
  باسل خضر داوود
  ساطع محمود الراوي
- علم المياه وتطبيقاته/ باقر احمد كاشف الغطاء