

Ćwiczenie 13

RETENCJA STREFY SATURACJI

- CEL:**
- Poznanie najbardziej popularnych metod wyznaczania retencji strefy saturacji
 - Rozwijanie umiejętności wyznaczania retencji jedną z poznanych metod
- METODA:** Obliczenia na podstawie zmian przepływów wody w cieku
- MATERIAŁY:** Roczniki Hydrologiczne Wód Powierzchniowych, kalkulator
- LITERATURA:**
1. Castany G.: 1972 - *Poszukiwanie i eksploatacja wód podziemnych*. Wydawnictwa Geologiczna. Warszawa. s. 142-150.
 2. Dynowska I., Tłałka A.: 1982 - *Hydrografia*. PWN. Warszawa. s. 267-276
 3. Soczyńska U. (red.): 1993 - *Podstawy hydrologii dynamicznej*. Wyd. Uniw. Warsz. Warszawa. s. 293-311.

WPROWADZENIE

Woda, która dostaje się na obszar zlewni w postaci opadów atmosferycznych musi z niej po pewnym czasie odpłynąć lub wyparować. Zanim to nastąpi, woda zatrzymuje się w zlewni na dłuższy lub krótszy czas, na powierzchni lub w skałach. Zjawisko to, polegające na czasowym zatrzymaniu lub ograniczeniu prędkości krążenia wody w zlewni nazywa się retencją zlewni. Na retencję zlewni składa się retencja powierzchniowa, retencja strefy aeracji i retencja strefy saturacji. Pod pojęciem retencji strefy saturacji rozumie się ilość wody zgromadzonej w warstwie wodonośnej. Istnieje szereg metod obliczania zmian retencji tej strefy. Poniżej zostaną omówione trzy najbardziej popularne metody, to jest: metoda wahań zwierciadła wody w studniach, metoda bilansu wodnego Dębskiego oraz metoda regresji cieku.

METODA WAHAŃ ZWIERCIADŁA WODY

Zmiany retencji ustala się na podstawie pomiarów zwierciadła wód podziemnych w studniach. Oblicza się je ze wzoru:

$$\Delta R_g = \Delta h \cdot \mu \quad (13.1)$$

gdzie: ΔR_g - zmiany retencji strefy saturacji [L], Δh - średnia zmiana położenia zwierciadła wody na obszarze zlewni [L], μ - współczynnik odsączalności.

Zastosowanie tej metody jest jednak ograniczone do obszarów o jednorodnej budowie. Najczęściej nieznany jest współczynnik odsączalności, a jego punktowe oznaczenia odnoszą się jedynie do miejsca pomiaru. Przy bardzo zmiennej budowie geologicznej niemożliwa jest jakakolwiek interpolacja lub ekstrapolacja wyników. Wahania zwierciadła wody w poszczególnych punktach obserwacyjnych, nawet blisko położonych, mogą być niejednokrotnie bardzo różne, zależne od budowy geologicznej, położenia morfologicznego posterunku i wielu innych czynników. Najbardziej typowe wartości współczynnika odsączalności podano w tabeli 13.1.

TABELA 13.1. Typowe wartości współczynnika odsączalności różnych warstw wodonośnych (wg Kapotow A. A., Kapotow N. J., 1979)

Grupa	Rodzaj utworów wodonośnych	μ
1	Gliny piaszczyste:	
	Ciężkie	0,00-0,005
	ciężkie z soczewkami piasku	0,01-0,025
	średnie	0,02-0,03
	średnie z przewarstwieniami piasków gliniastych	0,03-0,04
2	Piaski gliniaste:	
	ciężkie	0,04-0,05
	średnie	0,06-0,07
	lekkie	0,07-0,08
3	Torfy	0,08
4	Piaski:	
	drobnoziarniste	0,07-0,08
	drobnoziarniste pyłowe	0,10-0,15
	drobnoziarniste przemyte	0,12-0,25
	średnioziarniste przemyte	0,20-0,30
gruboziarniste ze żwirem	0,26-0,35	
5	Żwiry	0,26
6	Skąły szczelinowate silnie nasycone wodą	0,01

METODA BILANSU WODNEGO DĘBSKIEGO

W metodzie tej wychodzi się z założenia, że w naszym klimacie w miesiącu październiku zmiany poziomu zwierciadła wód podziemnych we właściwy sposób odzwierciedlają zmiany retencji. W październiku pogoda jest na ogół dość ustalona. W okresie tym następuje stopniowe szczypanie zasobów wód podziemnych w wyniku suszy letnio-jesiennej. Bilans wodny oblicza się dla każdego miesiąca października w wieloleciu według podstawowego równania bilansu wodnego:

$$P_X = H_X + ET_X + \Delta R_X \quad (13.2)$$

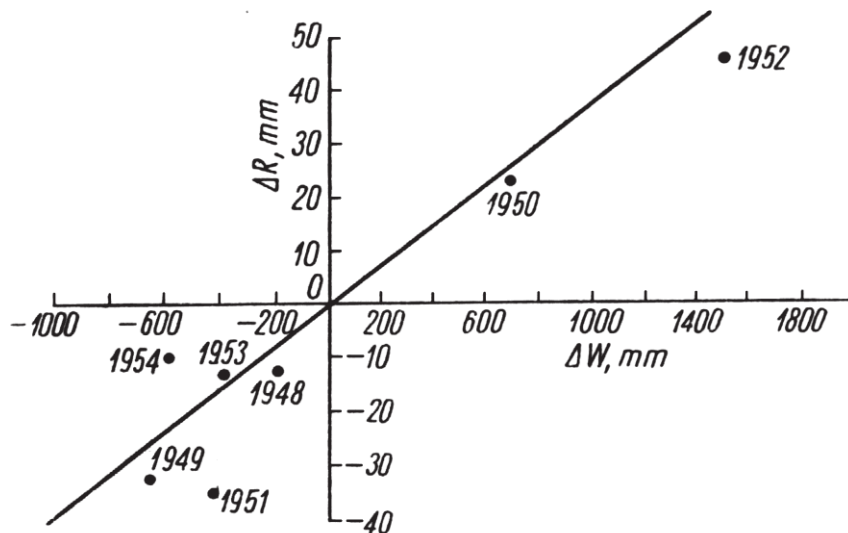
stąd

$$\Delta R_X = P_X - H_X - ET_X \quad (13.3)$$

gdzie indeks X oznacza miesiąc październik.

Niezależnie od tych obliczeń uwzględnia się stany wód podziemnych również w miesiącu październiku każdego roku. Dla każdego miesiąca października ustala się różnicę stanu wód podziemnych (ΔW) między pierwszym i ostatnim dniem miesiąca. W rezultacie otrzymuje się tyle par jednoczesnych wielkości dla października ΔR_X i ΔW_x , ile lat weźmie się pod uwagę. Uzyskane w ten sposób wartości nanosi się na układ współrzędnych (ryc. 13.1). Punkty w układzie wyrównuje się linią prostą, przechodzącą przez początek układu, co jest oczywiste, że zerowym zmianom położenia zwierciadła wody odpowiada brak zmian retencji wód podziemnych. Nachylenie tej prostej w stosunku do osi odciętych określa wartość współczynnika retencji podziemnej:

$$\lambda = \frac{\Delta R}{\Delta W} \quad (13.4)$$



RYCINA 13.1. Związek zmian retencji ze zmianami wód podziemnych (Dębski 1970)

Znając wartość współczynnika retencji podziemnej można dla dowolnej zmiany położenia zwierciadła wody w studni wyznaczyć zmiany retencji z równania:

$$\Delta R = \lambda \cdot \Delta W \quad (13.5)$$

Trudność metodyczna tej metody polega na właściwym doborze studni. Wahania zwierciadła wód podziemnych w wybranej studni powinny w sposób prawidłowy reprezentować stany retencji w całej zlewni. W przypadku, gdy w zlewni znajduje się więcej studni, w których prowadzone są obserwacje wahań zwierciadła wody, a budowa geologiczna danego obszaru jest jednorodna, należy uwzględnić średnią arytmetyczną z obserwacji wszystkich studni lub też wyeliminować z obliczeń te, które nie są reprezentatywne dla badanej zlewni. Jeżeli budowa geologiczna zlewni jest urozmaicona, to wówczas na podstawie znajomości tej budowy poszczególnym studniom należy nadać wagi proporcjonalne do powierzchni obszaru jaki reprezentują.

METODA KRZYWEJ WYSYCHANIA (REGRESJI)

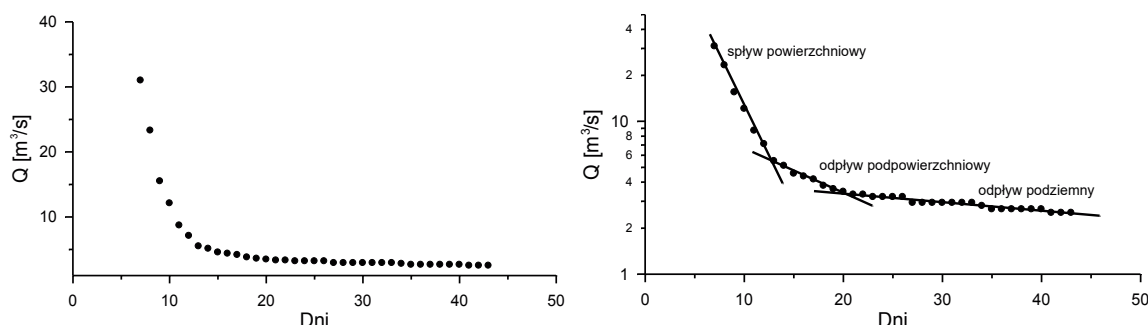
W okresach bezdeszczowych oraz w okresach, w których nie ma topnienia pokrywy śnieżnej, całkowita ilość wody płynąca rzeką pochodzi z zasilania podziemnego i jest ona funkcją zasobów zgromadzonych w warstwie wodonośnej drenowanej przez ciek. Ubytek zasobów powoduje zmniejszanie się przepływu w cieku. Uwidacznia się to na hydrogramie stanów lub przepływów w postaci krzywej opadania, początkowo jako linia stromo pochylona, a następnie coraz bardziej łagodna, zbliżająca się asymptotycznie do kierunku poziomego (ryc. 13.2). Zmiany przepływu w takich okresach można opisać formułą Mailleta:

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (13.6)$$

gdzie Q_0 - przepływ na początku regresji, Q_t - przepływ w chwili t , t - okres regresji, α - współczynnik wysychania (regresji).

Krzywe regresji opisane powyższym wzorem reprezentowane są na wykresie półlogarytmicznym ($\log Q_t = f(t)$) przez linie proste. W przypadku źródeł zmiany wydajności związane są ze zmianami napełnienia zbiornika wód podziemnych. Analiza krzywych regresji sprowadza się więc do badania okresów spadku wydajności wypływów. W przypadku przepływu w rzece wydzielić można trzy składowe odpływy (ćwiczenie 9), które reprezentowane są na wykresie logarytmicznym wydajności od czasu (ryc. 13.2) przez trzy odcinki różniące się kątem nachylenia do osi odciętych. Poszczególne

odcinki odpowiadają poszczególnym fazom odpływu wezbraniowego to jest spływowi powierzchniowemu, odpływowi podpowierzchniowemu i odpływowi podziemnemu.

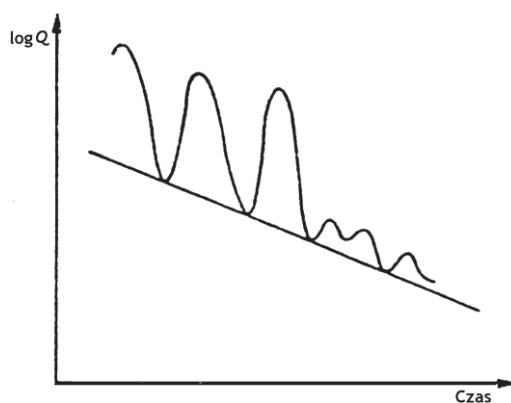


RYCINA 13.2. Przykładowa krzywa regresji cieków w skali dziesiętnej (A) i skali logarytmicznej (B)

Współczynnik regresji dla okresu odpływu podziemnego można obliczyć przekształcając wzór 13.6:

$$\alpha = \frac{\ln Q_0 - \ln Q_t}{t} \quad (13.7)$$

W klimacie wilgotnym opady często przerywają okresy regresji. Koniec każdego epizodu zasilania stanowi początek okresu regresji. W przypadku występujących kolejno po sobie częstych wezbrań krzywą wysychania można aproksymować krzywą łączącą minima przebiegu przepływów w profilu cieków (ryc. 13.3).



RYCINA 13.3. Przykład aproksymacji krzywej regresji przy częstych wahaniami przepływu.

Ponieważ przy częstych wezbraniach długości poszczególnych okresów wysychania są różne, więc śledzenie pełnego przebiegu regresji, szczególnie płytkich poziomów wodonośnych, nie jest w pełni możliwe. Dlatego też istnieją różne podejścia do wyznaczania i interpretacji krzywych regresji (Tallaksen 1995):

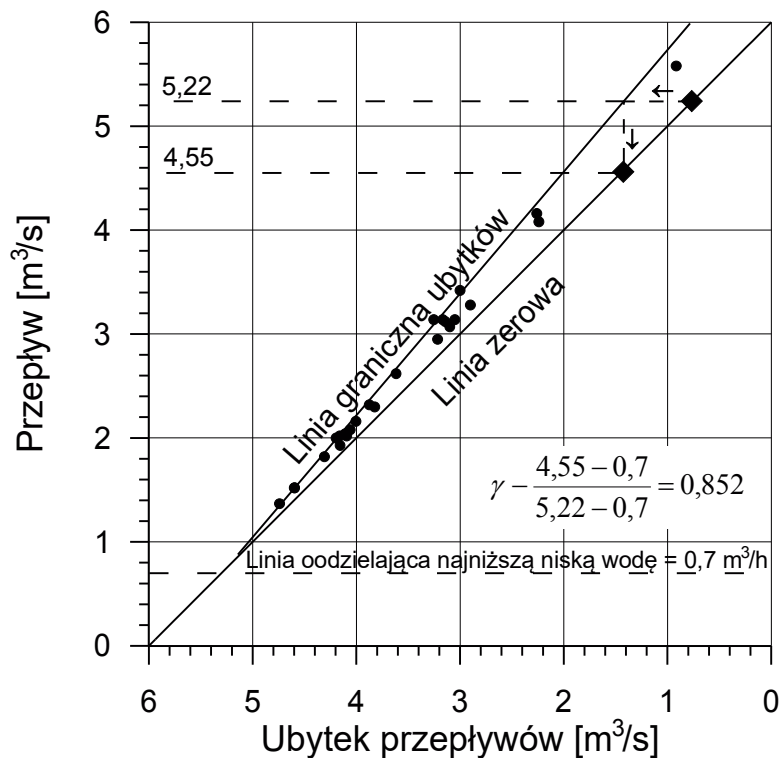
- związek pomiędzy wielkością odpływu podziemnego a czasem określony jest dla jednostkowych fragmentów krzywej wysychania;
- na podstawie wielu jednostkowych odcinków regresji odpływu konstruowana jest krzywa wzorcowa nosząca znamiona przeciętnej (Wisler, Brater 1957, Natermann 1958, Kiciński 1963, Pawlik-Dobrowolski 1976 b).

Analiza jednostkowych fragmentów krzywej wysychania umożliwia opis zmienności parametrów charakteryzujących krzywą regresji podczas trwania procesu. Jednak przy takiej analizie należy mieć na uwadze krótkoterminowe lub okresowe zmiany w przebiegu regresji. Problemy wynikające z okresowej czy sezonowej zmienności krzywej regresji można ominąć przez konstrukcję wzorcowej krzywej wysychania. W tym celu dla poszczególnych odcinków regresji oblicza się przepływy 5-dniowe ($\Delta_5 Q$):

$$\Delta_5 Q = 5 \frac{\Delta_n Q}{n} \quad (13.8)$$

gdzie: $\Delta_n Q$ - wartość ubytku przepływu n -dniowego, n - liczba dni regresji

W ten sposób otrzymuje się pary punktów o współrzędnych ($\Delta_5 Q$, Q_0), które są danymi dla konstrukcji wykresu (ryc. 13.4). Tworzenie wykresu rozpoczyna się od narysowania linii nachylonej do obu osi układu pod kątem 45° . Na lewo od tej linii, zwanej zerową, odkłada się ubytki przepływów. Po naniesieniu w ten sposób wszystkich punktów otrzymujemy pewien rozrzut zmniejszający się ku dołowi. Naterman (1958) sugeruje, że między wartościami $\Delta_5 Q$ i Q_0 istnieje związek prostoliniowy określony jako linia graniczna ubytków. Wyznacza się ją jako linię łączącą punkty wysunięte najbardziej na lewo. Punkty te reprezentują przypadki kiedy nastąpiły największe ubytki wody. Oznacza to, że ubytki te nie były zburzone przez dodatkowe składowe zasilania przez dodatkowe zasilania podziemnego. Po wyznaczeniu tak opisanych linii otrzymuje się przecięcie linii ubytków z linią zerową. Punkt ten zdaniem Natermanna określa zasoby nieszczerpywalne. Zdaniem wielu autorów (np. Jokiel 1987) stwierdzenie to nie jest dostatecznie udokumentowane.



RYCINA 13.4. Schemat graficzny do wyznaczenia granicznej linii ubytków i ilorazu postępu geometrycznego na przykładzie rzeki Białej Łądeckiej po profil w Łądku Zdroju.

Mając graniczną linię ubytków zasobów wyznacza się iloraz postępu geometrycznego określający prędkość zmniejszania się przepływu. W tym celu wybiera się dowolny punkt na linii zerowej. Następnie równoległe do osi odciętych (X) odkłada się go na linię graniczną ubytków i rzutuje

równoległe do osi rzędnych (Y) na linię zerową. Iloraz wartości rzędnych (przepływów) obu punktów położonych na linii zerowej pomniejszonych o wartość zasobów nieszczerpywalnych daje poszukiwany iloraz postępu geometrycznego. Na jego podstawie można skonstruować wzorcową krzywą wysychania. Początek krzywej wzorcowej odpowiada największej zaobserwowanej wartości odpływu podziemnego. W odstępach 5-dniowych nanosi się następnie kolejne wartości odpływu podziemnego, będące iloczynem wartości poprzedniej i postępu geometrycznego. Krzywa wzorcowa służy do wyznaczenia przeciętnego współczynnika regresji.

Inna metoda wyznaczania wzorcowej krzywej wysychania, umożliwiającą wykorzystanie jej w technice komputerowej, przedstawiona została w pracy Rutledge (1991). W pierwszym etapie wyznacza się odcinki regresji odpływu podziemnego, które na wykresie logarytmicznym przepływów można aproksymować liniami prostymi. Dla każdego tak otrzymanego odcinka prostego wyznacza się indeks regresji K , który jest czasem podczas którego regresja odpływu obejmuje cały cykl logarytmiczny. Następnie sporządza się wykres średniej wartości logarytmów przepływu dla każdego odcinka regresji od indeksu regresji. Otrzymane punkty opisuje się równaniem prostej. Współczynniki równania prostej służą do uzyskania wzorcowej krzywej wysychania, która w układzie $\log Q = f(t)$ ma postać wielomianu drugiego stopnia w postaci:

$$t = a(\log Q)^2 + b \log Q + c \quad (13.9)$$

Wyznaczenie wzorcowej krzywej regresji opisaną metodą możliwe jest tylko wówczas, gdy zależność $\log Q = f(K)$ wykazuje przebieg liniowy. W przeciwnym przypadku należy wykorzystać inną metodę.

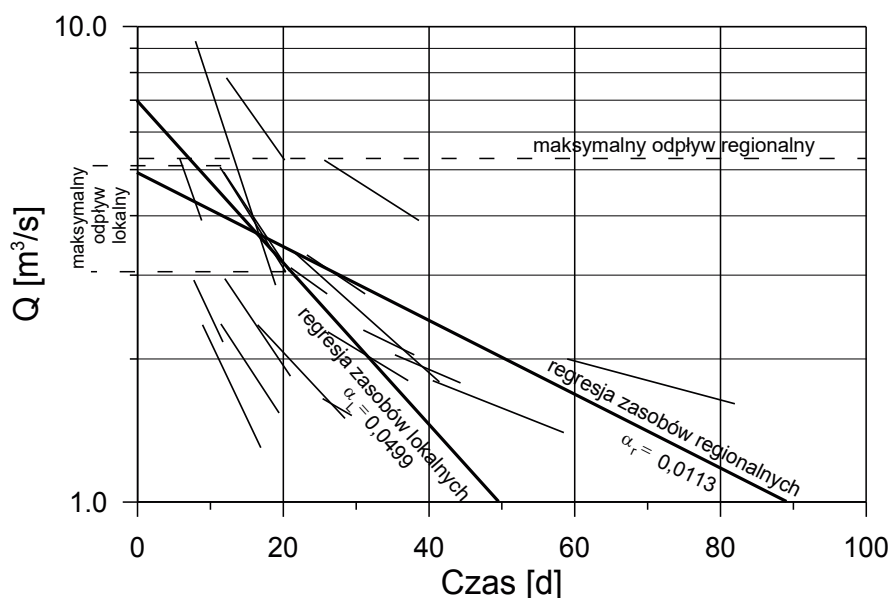
Z wielu badań wynika, że regresja wód na obszarach występowania skał szczelinowatych ma charakter wieloodcinkowy. Na przykład Seiler i Müller (1996) wydzielają odpływ bezpośredni i odpływ podziemny. Odpływ bezpośredni należy wiązać z drenażem zbiornika lokalnego, natomiast odpływ podziemny ze zbiornikiem regionalnym. Aby scharakteryzować przebieg regresji dla każdego z wymienionych zbiorników wyznacza się z hydrogramu przepływu odcinki regresji, które w skali logarytmicznej mają charakter funkcji liniowej. Odcinki takie można scharakteryzować za pomocą trzech wartości: przepływu początkowego Q_0 , przepływu końcowego Q_t oraz długości odcinka regresji t . Za koniec okresu regresji przyjmuje się wystąpienie kolejnego impulsu opadowego. Zdefiniowane na podstawie tych wielkości odcinki przedstawia się na wykresie. Odcinki te różnią się jednak nachyleniem w stosunku do osi X (różnym tempem opróżniania zbiornika wód podziemnych). Stąd początek każdego odcinka regresji odsuwa się od początku układu współrzędnych w kierunku osi X o odległość zależną od szybkości zmniejszania się przepływów zgodnie z zależnością (Tarka w druku):

$$t_0 = \frac{c}{(Q_0 - Q_t)/t} \quad (13.10)$$

gdzie t_0 - czas przesunięcia początku okresu regresji na osi X, c - stała

Symbolem c oznaczono stałą dobieraną osobno dla każdego przekroju tak, aby jak najbardziej uwidocznili zmienność tempa regresji. Wartość ta zmieniała się w granicach od 0,25 do 10. Im większa powierzchnia zlewni tym przyjmuje się większą wartość współczynnika c . Przykładowy wykres dla regresji Białej Łądeckiej w Łądku zdroju przedstawia ryc. 13.5. Na wykresie tym wyraźnie uwidaczniają się dwie grupy odcinków regresji różniących się kątem nachylenia. Wykres ten pozwala w prosty i stosunkowo obiektywny sposób scharakteryzować obie te grupy przez wyznaczenie przeciętnego dla nich współczynnika regresji zgodnie z wzorem 13.7. Oprócz współczynnika regresji do interpretacji procesu niezbędna jest znajomość początkowej wydajności. W przypadku modelu

dwuwarstwowego obejmującego system lokalny i regionalny przepływu ustalić należy wydajności początkowe, a raczej maksymalne, dla obu składowych odpływu podziemnego. Za maksymalny odpływ lokalny należy przyjąć największą różnicę pomiędzy Q początkowym i Q końcowym dla pojedynczego odcinka regresji, którego nachylenie jest zbieżne do krzywej charakteryzującej zasoby lokalne. Natomiast za maksymalny odpływ regionalny można przyjąć najwyższą rzędną początkową krzywej wysychania o kącie nachylenia analogicznym do przeciętnej krzywej charakteryzującej te zasoby.



RYCINA 13.5. Zestawienie odcinków regresji dla rzeki Białej Lądeckiej w profilu Lądek Zdrój.

Określony wzorem 13.7 współczynnik α pozwala obliczyć objętość wody W jaka przy danym wydatku zbiorników zlewni Q jest w nim zgromadzona czyli pozwala wyznaczyć wielkość retencji zlewni. Wielkość W nazywana jest potencjałem zasobności. Oblicza się go ze wzoru:

$$W = \frac{Q}{\alpha} \quad (13.11)$$

Potencjał zasobności może być wyrażony w skali wysokościowej. W tym przypadku jego wielkość należy odnieść do powierzchni zlewni.

$$W = \frac{Q}{\alpha \cdot A} \quad (13.12)$$

gdzie A jest powierzchnią zlewni.

Krzywa związku między wydajnością drenowanego zbiornika lub inaczej, między wielkością odpływu podziemnego, a ilością zasobów zgromadzonych w zlewni, nosi nazwę krzywej retencji (ryc. 13.6). Dla każdej zlewni możliwe jest określenie postaci tego związku. Każdemu odpływowi podziemnemu z przedziału $(Q_0, 0)$ można przyporządkować określoną wielkość potencjału W_i .

Obliczenia zmian retencji strefy saturacji metodą krzywej regresji w okresie bilansowym sprowadza się do porównania wskaźnika zasobności na początku i na końcu okresu bilansowego, co można zapisać w postaci wzoru:

$$\Delta R_g = \frac{(Q_k - Q_p)A}{\alpha} \quad (13.13)$$

gdzie Q_k i Q_p wielkość odpływu podziemnego odpowiednio na końcu i na początku okresu bilansowania.

ZADANIE

1. Wykorzystując dane o codziennych przepływach Białej Łądeckiej w Łądku Zdroju w roku 1976 (ćwiczenie 9) obliczyć współczynnik regresji dla kilku okresów spadku odpływu podziemnego. Wyznaczyć na ich podstawie wartość średnią.
2. Skonstruować krzywą retencji przyjmując do obliczeń potencjału zasobności minimalny i maksymalny odpływ podziemny na podstawie wykresu genetycznego podziału hydrogramu z ćwiczenia 9.
3. Obliczyć zmiany retencji pomiędzy 1 listopadem 1975 a 31 października 1976 roku.

SPRAWOZDANIE Z ĆWICZENIA

- Obliczenie współczynnika regresji dla Białej Łądeckiej w Łądku Zdroju

Przy wyznaczaniu początku i końca okresu regresji najwygodniej posłużyć się wykresem przepływów sporządzonym w skali logarytmicznej (patrz sprawozdanie do ćwiczenia 9), gdzie regresja odpływu podziemnego reprezentowana jest przed odcinkami linii prostych. Na podstawie analizy wykresu zmian przepływu wytypowano do obliczeń współczynnik regresji 4 odcinki zmniejszania się odpływu podziemnego:

Q_0 [m ³ /s]	Q_k [m ³ /s]	t_0	t_k	t [dni]	α
2,17	1,79	05.12.75	12.12.75	7	0,02750
2,36	1,50	26.01.76	13.02.76	18	0,02518
3,31	2,55	06.08.76	18.08.76	12	0,02174
3,50	2,74	04.10.76	13.10.76	9	0,02720

przeciętny współczynnik regresji wynosi: $\alpha=0,0254$

- Konstrukcja krzywej retencji

Minimalny odpływ podziemny w 1976 roku wyniósł 1,26 m³/s.

$$W = \frac{86400 \cdot 1,26}{0,0254} = 4,28 \cdot 10^6 \text{ m}^3;$$

$$W = \frac{86400 \cdot 1,26}{0,0254 \cdot 1,66 \cdot 10^6} = 0,0258 \text{ m} = 25,8 \text{ mm}$$

Maksymalny odpływ podziemny w 1976 roku wyniósł 3,85 m³/s.

$$W = \frac{86400 \cdot 3,85}{0,0254} = 1,31 \cdot 10^7 \text{ m}^3;$$

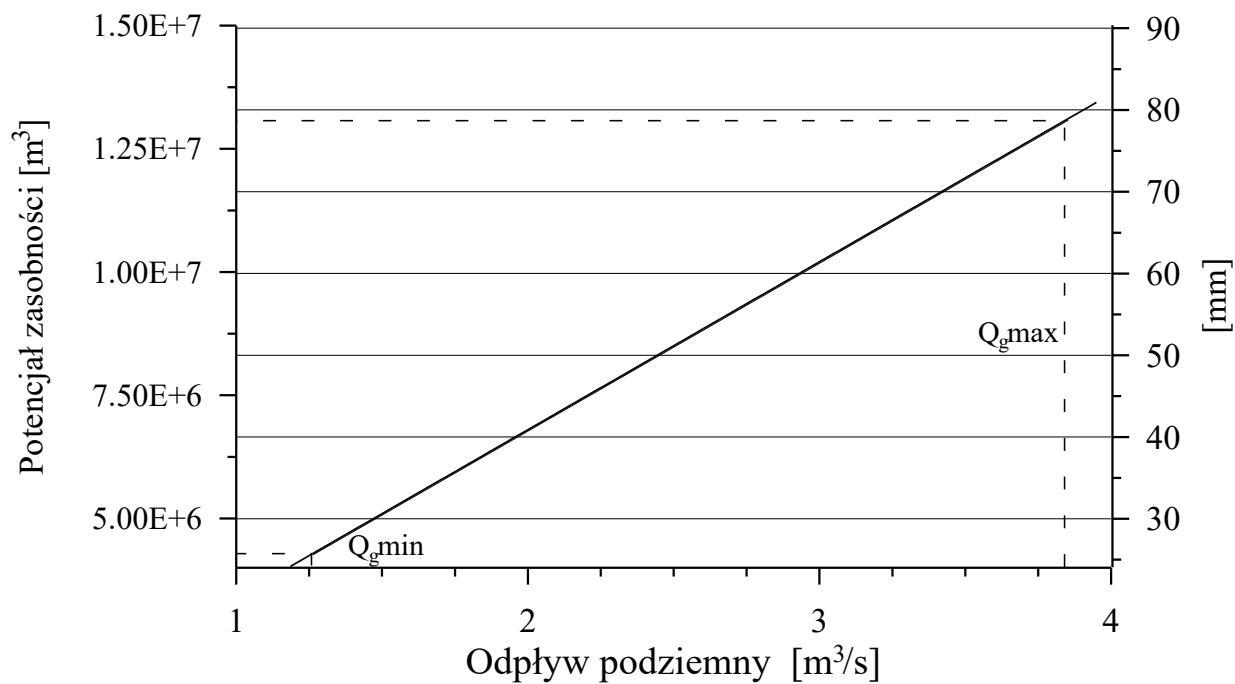
$$W = \frac{86400 \cdot 3,85}{0,0254 \cdot 1,66 \cdot 10^6} = 0,0789 \text{ m} = 78,9 \text{ mm}$$

- Obliczenie zmian retencji w roku 1976

Odływ podziemny w dniu 01.11.1975 - 2,36 m³/s

Odływ podziemny w dniu 31.10.1976 - 2,78 m³/s

$$\Delta R_g = \frac{86400(2,78 - 2,36)}{0,0254 \cdot 1,66 \cdot 10^6} = 0,0086 \text{ m} = 8,6 \text{ mm}$$



RYCINA 13.6. Krzywa retencji dla Zlewni Białej Łądeckiej po Łądek Zdrój