

Ocena parametrów filtracyjnych iłów warwowych ze stanowiska Plecewice k. Sochaczewa w warunkach *in situ*

Piotr Zawrzykraj¹



Assessment of permeability parameters of *in situ* tested varved clays from Plecewice near Sochaczew. Prz. Geol., 65: 587–596.

A b s t r a c t. Vistulian Glaciation ice-dammed lake clays with a varved texture were investigated. The study was focused on numerical determination of horizontal permeability depending on the depth and clay content. Direct assessment of these parameters is a rather complex and time-consuming issue. Therefore, a shortened methodology is offered based on the obtained relationships and the analysis of the dissipation process of excess pore pressure. The studies included mainly *in situ* tests: Marchetti dilatometer test (DMT) and BAT piezometer test. These methods allowed obtaining the values of the coefficient of permeability k_h and changeability of pore pressure u_0 in a vertical profile. Investigations included 17 permeability tests using a BAT piezometer and 6 measurements of the coefficient of permeability k_h , based on dissipation DMT tests. Results of *in situ* tests were compared with laboratory test results of the clay content. Values of the horizontal coefficient of permeability k_h were correlated with the clay content f_i of varved clays. This relationship shows a high coefficient of correlation. A new formula was also proposed for the prediction of the coefficient of permeability k_h in varved clays based on the pore pressure u_0 stabilization curve, and thus shortening significantly the process of the coefficient k_h determination.

Keywords: BAT piezometer, Marchetti dilatometer, hydraulic conductivity, pore pressure dissipation, varved clays

Wyznaczanie charakterystyk przepływu wody w iłach warwowych jest zagadnieniem ważnym zarówno z powodów praktycznych (hydrogeologicznych i geologiczno-inżynierskich), jak i w aspekcie ogólnym, wyjaśniającym mechanizm przepływu wody w gruntach spoistych.

Znajomość parametrów filtracyjnych gruntów słabo przepuszczalnych jest niezwykle istotna przede wszystkim podczas rzetelnej analizy przepływu wód podziemnych w środowisku geologicznym (Krogulec, 1994; Marciniak i in., 1998; Rydelek, 2011). Nadrzędną rolę odgrywają one w zagadnieniach konsolidacji gruntów obejmujących estymowanie tempa oraz schematu osiadania nasyconego ośrodka gruntowego pod wpływem obciążenia (Dobak, 1999; Kaczyński, 1969), procesach niszczenia zachodzących podczas ścinania oraz oddziaływania czynników dynamicznych (Bąkowska, 2011). Są także elementarną bazą podczas projektowania szczelnych barier mineralnych składowisk i magazynów rozmaitych substancji (Majer i in., 2007).

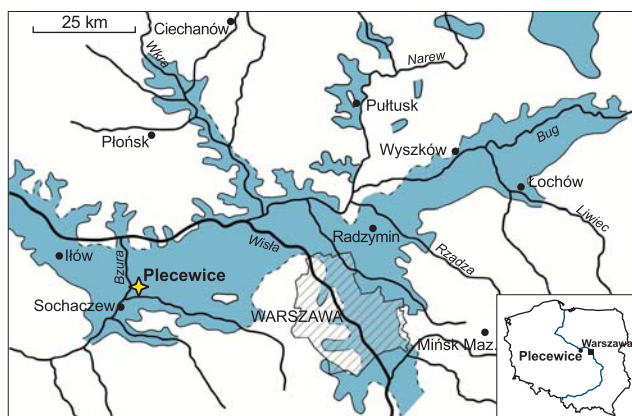
Iły warwowe stanowią często ośrodek poddany aktywnemu oddziaływaniu człowieka. Poziomy akumulacji zastoiskowej są jednymi z głównych jednostek geomorfologicznych wokół Warszawy. Aktualna wiedza obejmująca problematykę wyznaczania parametrów filtracyjnych w warunkach *in situ* jest niepełna, z uwagi na spotykaną złożoność warunków brzegowych i niejednorodność iłów warwowych. Jest to ośrodek o wyraźnej anizotropii prędkości przepływu wody. Dotychczasowe wyniki badań cech filtracyjnych iłów warwowych odnoszą się w sposób ogólny do ich lokalizacji lub nawiązują do typu tekstury i struktury. Dodatkowo ilość bezpośrednich pomiarów współczynnika wodoprzepuszczalności k_h w warunkach *in situ* dostępnych w literaturze jest niewielka. Jeszcze trudniej znaleźć bezpośrednie dane, które wyrażają liczbowo i porównują różnice w prędkości przepływu w kierunkach wzajemnie prostopadłych. Zmienność uziarnienia w profilu osadów zastoiskowych jest duża i kłopotliwa do wnikliwego

rozpoznania (różne typy warw i miąższości). Przedstawione badania cech filtracyjnych odwołują się do określonego składu granulometrycznego i warw, budując w ten sposób uporządkowany zbiór zależności. Dzięki temu jest możliwe dokładniejsze prognozowanie rozpatrywanych cech przy zmianie lokalizacji i uziarnienia. W kolejnym etapie rozwoju takich badań pozwoliło to na liczbowe przedstawienie zmienności parametrów filtracyjnych w ujęciu lokalnym lub regionalnym. Wyniki zaprezentowane w artykule umożliwiły porównanie różnych metod i podejść badawczych. Ważnym aspektem publikacji jest bezpośrednie powiązanie w warunkach *in situ* tempa dyssypacji ciśnienia porowego ze współczynnikiem wodoprzepuszczalności k_h . Pozwala to na szybsze określanie prędkości przepływu wody w nasyconych strefach iłów warwowych. Wśród korzyści są również uwagi metodyczne, umożliwiające poprawę jakości zebranych danych lub wskazanie źródła błędów podczas wykonywania pomiarów.

LOKALIZACJA I PRZEDMIOT BADAŃ

Przedstawione w artykule wyniki badań charakteryzują iły warwowe tzw. poziomu błońskiego, reprezentowane i obserwowane na poligonie badawczym w Plecewicach k. Sochaczewa (ryc. 1 i 2). Utworzyły się one w zbiorniku zastoiskowym w okresie zlodowacenia wisły. Wówczas nastąpiło zatamowanie przez czoło lądolodu odpływu wód rzecznych spływających na teren dzisiejszej Kotliny Warszawskiej. W efekcie utworzyło się tzw. zastoisko warszawskie (Lencewicz, 1922; Samsonowicz, 1922). Ten stosunkowo płytki, rozległy zbiornik o urozmaiconej linii brzegowej był obszarem akumulacji zwięzłych, tłustych iłów warwowych, silnie wapnistych, barwy czekoladowej (ryc. 3 i 4). Ich charakterystyczna struktura i tekstura (warwowa) wynika ze specyficznych warunków sedymentacji w klimacie peryglacjalnym (Myślińska, 1965; Merta, 1978).

¹ Instytut Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej, Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; piotr.zawrzykraj@uw.edu.pl.



Ryc. 1. Mapa zastoiska warszawskiego z lokalizacją stanowiska badawczego

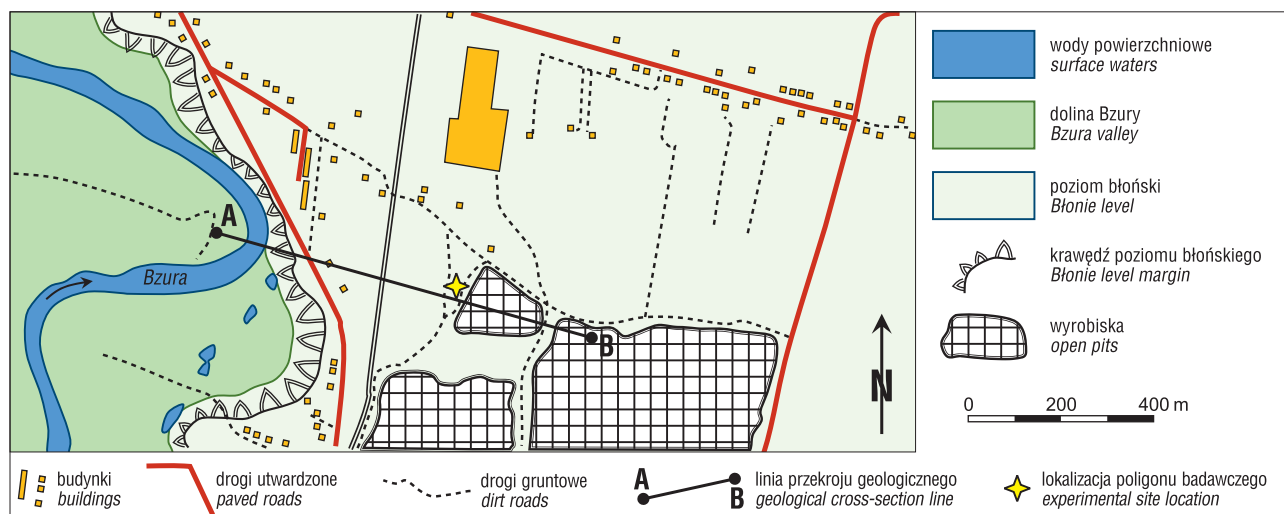
Fig. 1. The map of Warsaw ice-dammed lake with the experimental site location

Aktualny stan wiedzy dotyczący wspomnianego zbiornika zastoiskowego uległ na przestrzeni lat znaczącej modyfikacji. Obecnie zastoisko warszawskie jest traktowane jako obszar, na którym istniało kilka zastoisk w różnych okresach geologicznych (fazach, stadiach, zlodowaceniach). Jest to więc określenie historyczne, paleogeomorfologiczne, oznaczające zasięg występowania gruntów zastoiskowych (Dzierżek, 2001).

Omawiane osady są najczęściej zbudowane z warstewki pylastej, jaśniejszej, której powstanie wiąże się z intensywniejszą dostawą materiału w okresie letnim, oraz warstewki ciemniejszej, tworzącej się w wyniku sedymentacji w okresie zimowym w warunkach redukcyjnych. Taki układ nazywamy warwą. Na podstawie obserwacji makroskopowych stwierdzono, że kontakt między górną powierzchnią jasnej warstwy i dolną ciemnej jest płynny. Wyróżnienie granicy między nimi jest często subiektywne. Natomiast kontakt między stropem ciemnej a spągami jasnej warstwy jest najczęściej wyraźny i ostry (ryc. 3 i 4).

Miejscowość Plecewice znajduje się ok. 6 km na północ od Sochaczewa. Poligon badawczy zlokalizowano tuż obok wyrobisk stanowiących pozostałość po eksploatacji surowca ceramicznego (ryc. 2 i 5). Zarejestrowana miąższość osadów zastoiskowych wynosi ok. 9–10 m. Dane z wierceń złożowych wskazują, że zmienia się ona od

9 do 16 m. W stropie iłłów zastoiskowych znajdują się piaski rzeczne ok. 2-metrowej miąższości, nawodnione w najniższych partiach. Spąg iłłów ograniczają piaski fluwioglacjalne. Bliskość Bzury (ok. 500 m), prosta budowa geologiczna, niemal horyzontalny układ warstw powodują, że wody podziemne odpływają w kierunku rzeki. Poziom piezometryczny zwierciadła swobodnego układu się ok. 3 m poniżej spągu iłłów (ryc. 6). W części stropowej występuje niewielki poziom zawieszony, który objawia się w skarwach pobliskich wyrobisk w postaci permanentnych sączeń. Obserwowane tam ily warwowe charakteryzują się zmienną miąższością warw – od kilku milimetrów do kilku centymetrów (ryc. 3 i 4). Zawartości frakcji iłłowej wraz z głębokością zaprezentowano na rycinie 7. Pod względem granulometrycznym badane grunty są iłłami oraz w mniejszym stopniu iłłami pylastymi (rodzaj gruntu określono wg PN-B-02480:1986). Zawartość frakcji iłłowej, określona na podstawie 140 analiz areometrycznych, waha się między 34 a 84%. Badania objęły cały profil iłłów warwowych. Do analiz wybierano odcinki profilu o miąższości 1–17 cm, obejmujące jednak zawsze pełne warwy (ciągłe opróbowanie o średniej miąższości próbki 5 cm). Wilgotność naturalna zmienia się w granicach 34–41%, natomiast ciężar właściwy szkieletu gruntowego – w przedziale 2,74–2,78 g/cm³. Badania gęstości objętościowej, wilgotności naturalnej i gęstości szkieletu gruntowego wykonane na podstawie wybranych próbek o strukturze nienaruszonej wykazały, że przestrzeń porowa badanych osadów jest nasycona, a stopień nasycenia $S_r \approx 1$. Przyjęto zatem, że w znacznej większości (poza granicznym horyzontem w stropie oraz spągami serii zastoiskowej) przedmiotowe ily występują w strefie saturacji. Miąższość strefy nienasyconej w stropie szacuje się na ok. 0,5–1,0 m. Jest to miąższość warstwy iłłów rozdzielającej górnej piaski rzeczne od przewarstwienia piaszczystego w serii zastoiskowej, nasyconego wodą. Dodatkowo masyw gruntowy w zasięgu skarw nieczynnych wyrobisk ulega stopniowemu wysychaniu, co wiąże się z ułatwionym drenażem wód zawieszonych i większą ekspozycją iłłów na warunki atmosferyczne i parowanie. Dokładny zasięg tej strefy jest trudny do oszacowania bez bezpośrednich badań stopnia nasycenia. Podobnie rozpiętość strefy nienasyconej w spągu iłłów warwowych może być prognozowana na podstawie danych pośrednich. Makroskopowe obserwacje, obejmujące wy-



Ryc. 2. Schematyczna mapa z lokalizacją przekroju geologicznego i stanowiska badawczego

Fig. 2. Schematic map with the location of the geological cross-section and experimental site

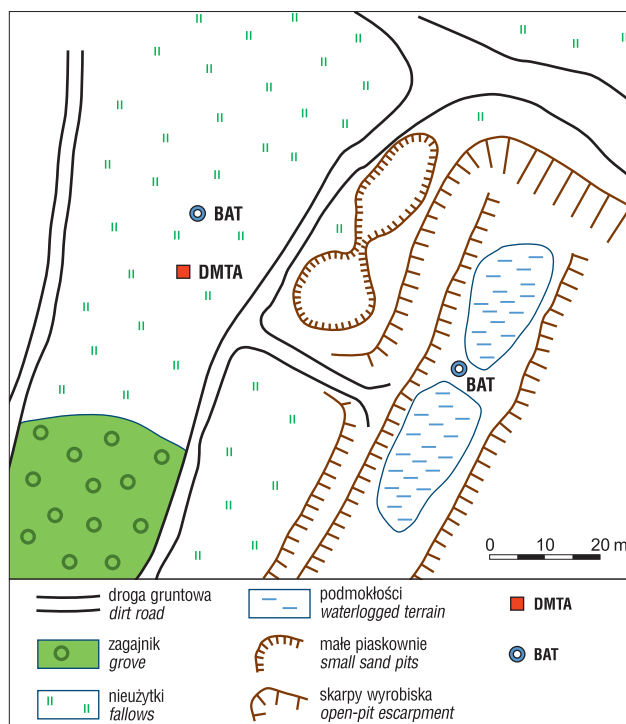


Ryc. 3. Iły warwowe z Plecewicy w odsłonięciu. Głębokość ok. 3,5 m
Fig. 3. Varved clays in Plecewice. Depth about 3.5 m



Ryc. 4. Iły warwowe z Plecewicy w odsłonięciu. Głębokość ok. 5 m
Fig. 4. Varved clays from Plecewice in exposure. Depth about 5 m

kształcenie litologiczne i strukturę najniższych partii profilu zastoiskowego, pozwalają na następujące konkluzje. Laminy pylasto-piaszczyste w warwach są wyraźniejsze i grubsze aniżeli w płytszych partiach. Wobec tego wody porowe mogą znacznie łatwiej migrować, skutecznie obniżając ciśnienie porowe. Nie obserwuje się wyraźnych sączeń z lamin piaszczystych w tych partiach. Dodatkowym czynnikiem ułatwiającym sączenie jest obecność poniżej warstwy piasków rzecznych, a w nich strefy aera-



Ryc. 5. Lokalizacja punktów badawczych na poligonie w Plecewicach

Fig. 5. Location of field tests carried out at the Plecewice experimental site

cji. Zmniejszenie udziału frakcji iłowej na korzyść frakcji grubszych w przedziale ostatniego 1,0–1,5 m jest obserwowane również podczas badań laboratoryjnych (ryc. 7). Partie stropowe przedmiotowego poligonu badawczego zawierają zawieszony poziom wody podziemnej, stabilizujący się na głębokości ok. 2 m. Choć jest on niewielki, ponieważ miąższość wynosi ok. 0,3–0,5 m, to z uwagi na rozległy zasięg jest lokalnie ujmowany płytkimi studniami kopanymi. Schematyczny przekrój geologiczny z lokalizacją wykonanych testów, przedstawiający również położenie lustra wody podziemnej zaprezentowano na rycinie 6.

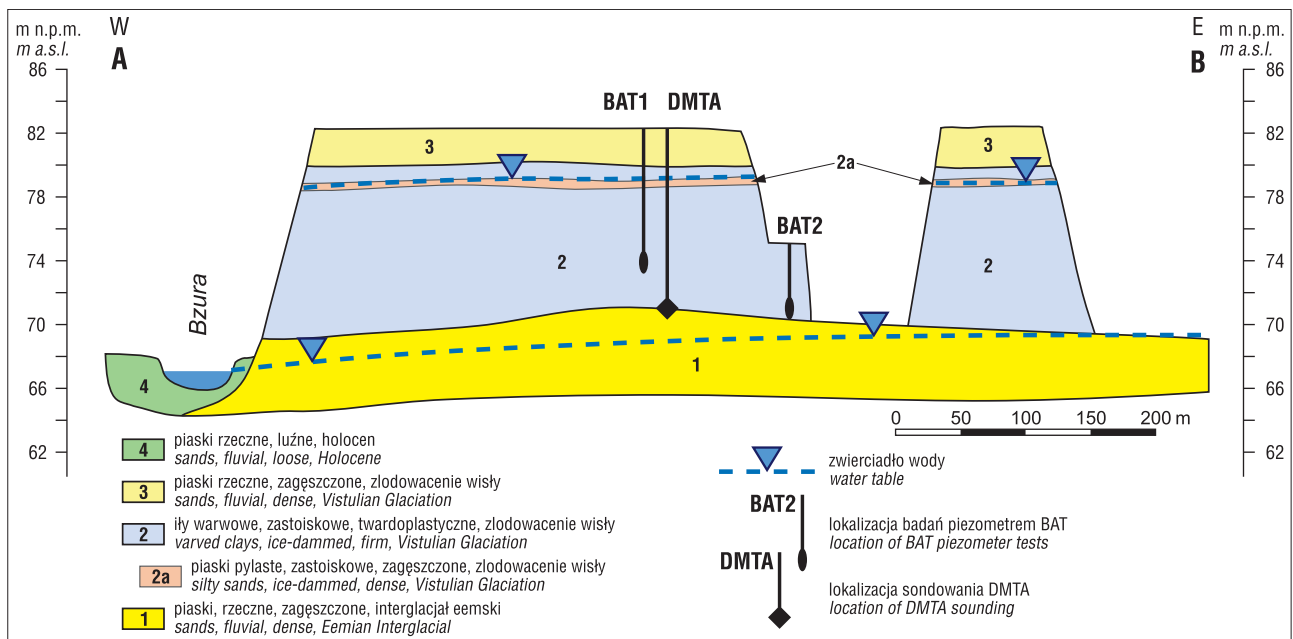
Układ, miąższość i horyzontalna laminacja iłów warwowych nie jest w zasadzie istotnie zaburzona. Najbardziej kluczowe przeobrażenia dotyczą zmian diagenetycznych. Obejmują one konsolidację (zagęszczenie struktury), przemarzanie i tworzenie śladów po klinach mrozowych, lokalne wysychanie, tworzenie mikrouskoków, rekryształizację minerałów, wytrącanie nowych faz mineralnych (Myślińska, 1965; Merta, 1978).

Lokalizację przeprowadzonych badań terenowych przedstawia rycina 5.

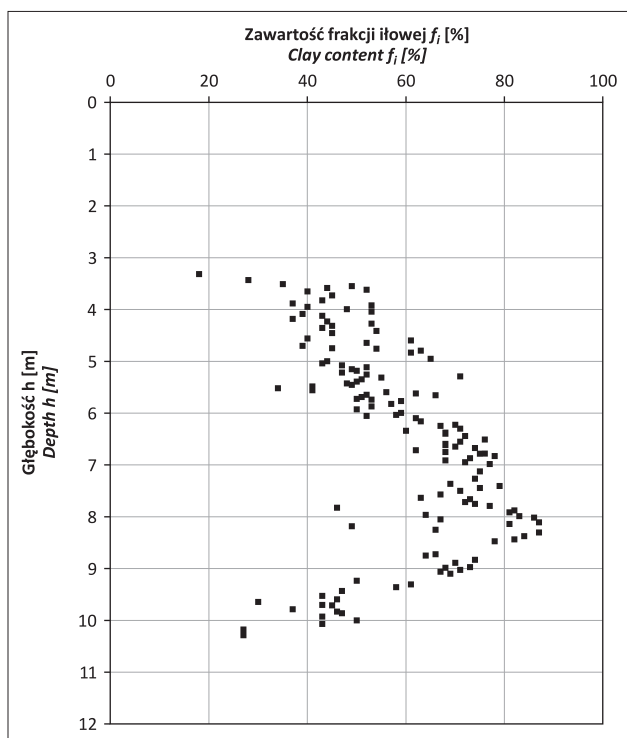
METODYKA BADAŃ

Z uwagi na rozwój nomenklatury, charakteryzującej parametry przepływu wody w ośrodku gruntowym, w niniejszej publikacji stosowano pojęcie współczynnika wodoprzepuszczalności zamiast współczynnika filtracji. Jest to próba terminologicznego odróżnienia parametru przepływu wody w osadach przepuszczalnych (współczynnika filtracji), zgodnego z prawem Darcy'ego, od przepływu wody w osadach słaboprzepuszczalnych, gdzie warunki przepływu oraz oddziaływanie gruntu na wodę są zgoła odmienne.

Piezometr typu BAT, który został wprowadzony przez Torstenssona (1984), może być wykorzystywany do badań



Ryc. 6. Przekrój geologiczny przez omawiany poligon badawczy
Fig. 6. Geological cross-section through the experimental site



Ryc. 7. Zmienność zawartości frakcji ilowej f_1 w profilu ilów warwowych (w odniesieniu do pełnych warw) na podstawie analiz areometrycznych

Fig. 7. Variability of the content of clay fraction f_1 in a vertical profile of varved clays (with respect to the complete varves) based on the hydrometer test

gruntów słaboprzepuszczalnych o współczynniku filtracji $k < 10^{-5}$ m/s. Procedura badawcza dotycząca piezometru BAT została przedstawiona w dotychczasowych publikacjach, np. Torstenssona i Petsonka (1986), Krogulec (1994), Wójcik (2003). W ramach bieżącego artykułu, niektóre zagadnienia zostały rozszerzone. Dotyczą one przede wszystkim praktycznych problemów proceduralnych prowadzenia takich testów. Liczbę oraz częstość pro-

wadzonych oznaczeń ustalono z góry, biorąc pod uwagę głównie możliwości zaangażowania czasowego, ale mając także na uwadze szczegółowo rozpoznaną zmienność litologiczną w profilu pionowym. Było to możliwe dzięki istniejącym skarpom odkrywki. Wykonane badania pozwoliły na charakterystykę całego profilu zastoiskowego na 17 głębokościach oddalonych od siebie co ok. 0,5 m. Piezometr BAT wprowadzono w dwóch punktach (ryc. 5 i 6):

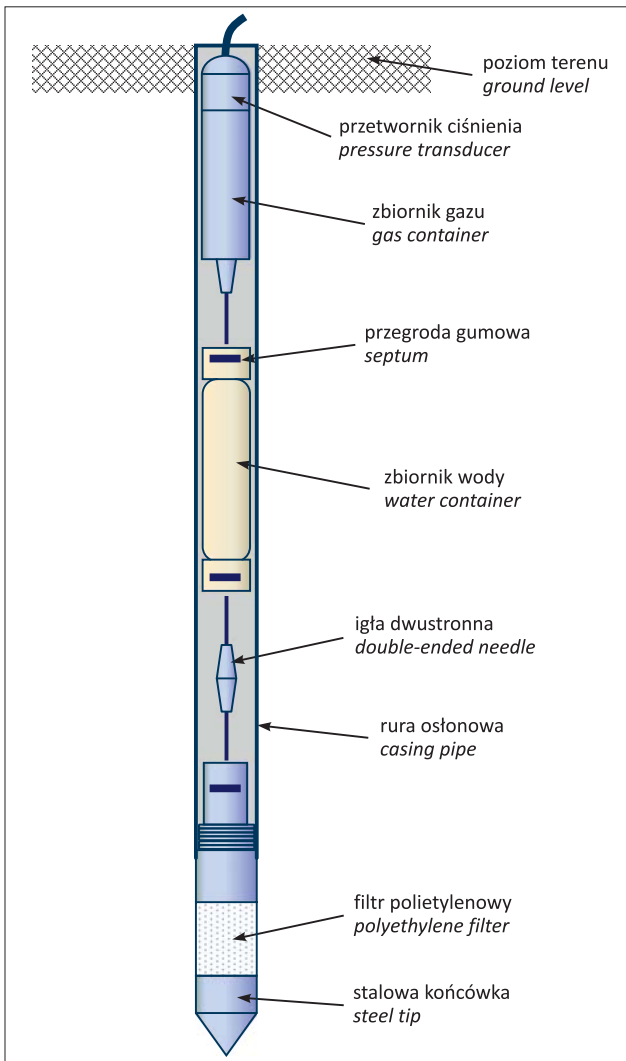
- punkt 1 zlokalizowany ok. 60 m od krawędzi skarpy,
- punkt 2 położony na półce pośredniej ok. 10 m od krawędzi skarpy.

Metodyka pomiarowa piezometru BAT jest oparta na prawach gazowych (Boyle'a-Mariotte'a, Gay-Lussaca i Clapeyrona) oraz rejestracji przebiegu zmian ciśnienia wewnątrz zbiornika jednostki testującej w czasie. Obliczenie współczynnika wodoprzepuszczalności umożliwia obserwacja tempa tych zmian, bezpośrednio związanych z ilością wypływającej wody, a tym samym z przepuszczalnością ośrodka gruntowego. Przed każdym pomiarem należy oznaczyć wartość ciśnienia wody w porach gruntu u_0 , parametru niezbędnego do wyznaczenia wartości współczynnika wodoprzepuszczalności w kierunku poziomym k_h .

Sonda pomiarowa składa się z końcówki z filtrem, jednostki testującej oraz przetwornika ciśnienia. Ten połączony jest kablem z elektronicznym rejestratorem wyposażonym w wyświetlacz. Filtr stanowi porowaty element o średnicy 30 mm, zbudowany z tworzywa polietylenowego, o porach $\varnothing 20 \mu\text{m}$.

Na początku badania należy wprowadzić nasyconą wodą końcówkę filtracyjną na zadaną głębokość. Wykonuje się to za pomocą rur o średnicy 1 cala, do których jest ona przykręcona. Rury, po wciśnięciu, stają się kolumną prowadzącą dla jednostki testującej opuszczanej na ich dno do miejsca, w którym poprzez dwustronną igłę połączy się z końcówką filtracyjną. Pogrążanie zestawu rur wymaga stosowania dużej siły, szczególnie gdy poziom badania jest głęboko, a grunty nadkładu są w stanie zagęszczonym lub półzartym.

Wprowadzanie końcówki filtrującej w podłoże odbywało się w sposób statyczny. Wykorzystano do tego prostą

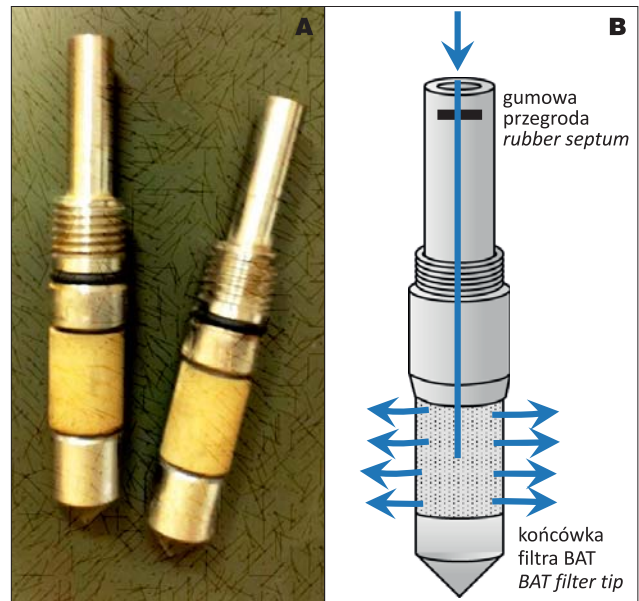


Ryc. 8. Schemat piezometru typu BAT (Torstensson, Petsonk, 1986; zmienione)

Fig. 8. Scheme of BAT piezometer (Torstensson, Petsonk, 1986; modified)

dźwignię jednoramienną, opartą o stalową kotwę wkręconą w grunt. Końcówkę badawczą wraz z rurami prowadzącymi o średnicy 1 cala pogrążano z prędkością ok. 2 cm/s we wcześniej wykonany otwór, którego dno było ok. 0,5 m płycej aniżeli zaplanowana głębokość badania. Dzięki temu unikano znacznych oporów pogrążania, związanego z ogromnymi siłami tarcia rur prowadzących i koniecznością zastosowania specjalnego penetrometru hydraulicznego. Zastosowane rozwiązanie było możliwe dzięki korzystnemu, twaroplastycznemu stanowi badanych gruntów. Maksymalną siłę wciskania ograniczono do ok. 3000 N. Przy przełożeniu dźwigni ok. 5 : 1 wystarczał nacisk człowieka o wadze 60 kg. Górne partie profilu, gdzie występowały nawodnione piaski, odcięto rurą osłonową zagłębioną w praktycznie nieprzepuszczalne ropy.

W skład jednostki testującej w konfiguracji do badania filtracji (ryc. 8) wchodzi szklany pojemnik wypełniony odpowietrzoną wodą, zbiornik metalowy (stanowiący źródło stosownego nadciśnienia) oraz dwustronne igły lekarskie, które przebijając trzy membrany uszczelniające, udrażniają cały układ hydrauliczno-pneumatyczny. Ciśnienie w zbiorniku metalowym tłoczy wodę do filtra, a stamtąd do gruntu (badanie w trybie *out flow*) (ryc. 8 i 9). Przed rozpoczęciem pomiarów są znane objętości i ciśnienia w



Ryc. 9. A – końcówka filtracyjna, B – przepływ wody podczas testu *out flow* – schemat

Fig. 9. A – filter tip, B – water flow during out flow test – scheme

poszczególnych modułach systemu BAT. Moment połączenia płynów w układzie rozpoczyna test filtracji, a kluczowym elementem jest rejestracja zmian wartości ciśnienia w czasie.

Podczas czynności przygotowawczych do wykonania badania należy zadbać, żeby końcówka filtrująca została w pełni nasycona odpowietrzoną wodą. Pozostałe ewentualne pustki powietrzne i pory powietrza jako medium ściśnięte będą zniekształcały prowadzone pomiary. Dlatego końcówki filtrujące do czasu montażu do rur prowadzących powinny być przechowywane i transportowane w pełnym zanurzeniu w naczyniu wypełnionym wodą.

Badania piezometrem BAT miały na celu ustalenie ciśnienia wód porowych u_0 na głębokości pomiarowej, a następnie wykonanie testu przepuszczalności przez wygenerowanie nadciśnienia w jednostce testującej i wypływ wody do otaczającego gruntu (metoda *out flow*).

Ciśnienie wody w porach gruntu jest określane ze wzoru:

$$u_0 = (A + B - C) + 0,12 \text{ [m H}_2\text{O]}$$

gdzie:

A – rejestrowane ciśnienie wody wewnątrz końcówki filtracyjnej;

B – odczyt po wyzerowaniu na powierzchni, z reguły = 0,00;

C – ciśnienie po rozłączeniu czujnika ciśnienia i końcówki filtracyjnej (ponad ewentualnym lustrem wody w rurze prowadzącej);

0,12 – poprawka ze względu na słup wody między sensorem ciśnienia a środkiem filtra.

Ciśnienie początkowe P_0 , wygenerowane w celu rozpoczęcia filtracji (przepływu) wody do gruntu, powinno przewyższać ciśnienie porowe, żeby wystąpił ruch wody. Niezbędne jest oznaczenie wartości u_0 przed rozpoczęciem badania. Dodatkowo wartość ciśnienia początkowego musi pokonać lepkość wody, siły adhezji oraz opór początkowy filtracji, wynikający także z rozmiarów porów. Z drugiej strony ciśnienie początkowe nie może przewyższać spójności gruntu i naprężeń geostatycznych, żeby nie doprowa-

dzić do przebiccia hydraulicznego czy hydraulicznego zniszczenia struktury gruntu. Autorzy instrukcji metodycznej BAT proponują uogólnione, bezpieczne wartości ciśnienia początkowego, które są 1,5–2 razy większe niż u_0 . Zastosowane ciśnienia początkowe zestawiono w tabeli 1. W gruntach o wysokiej spójności (iły, gliny zwięzłe), zdaniem autora, można wygenerować wartości początkowe P_0 ok. 2–3 × większe niż u_0 , żeby zmiany ciśnienia, wynikające z ubytku wody z układu, były bardziej zróżnicowane i łatwiej mierzalne. Większe wartości ciśnienia początkowego P_0 można stosować w odniesieniu do gruntów o strukturze wzmocnionej w efekcie lityfikacji lub znajdujących się w stanie twardoplastycznym lub lepszym. W przypadku iłów stosowanie zbyt niskiego ciśnienia P_0 powoduje, że obserwowany spadek jego wartości na wskaźniku będzie trudno zauważalny. W takiej sytuacji pomiar może być w istotnym stopniu obarczony dryfem piezopretwornika ciśnienia wody. Wraz z głębokością rosną naprężenia efektywne w gruncie, które zwiększają siły tarcia między cząstkami osadu, przeciwdziałając deformacjom filtracyjnym. Dlatego też na kilku głębokościach pomiarowych przedstawiona powyżej relacja między ciśnieniem porowym u_0 a ciśnieniem początkowym P_0 została weryfikowana w terenie i odbiega nieco od wcześniejszych ogólnych zaleceń. Dobór wartości ciśnienia początkowego jest zatem wypadkową kilku czynników, które należy brać pod uwagę podczas planowania testu filtracji.

Z uwagi na często występujące różnice temperatur, przygotowana na powierzchni terenu jednostka testująca charakteryzuje się inną temperaturą niż grunt wokół końcówki filtrującej, umieszczonej na zadanej głębokości. Niezmiernie istotne jest zapewnienie takich samych warunków pracy jednostki testującej piezometru BAT przygotowanej na powierzchni w trybie filtracji oraz grun-

tu na głębokości pomiarowej. Temperatura jednostki testującej musi odpowiadać temperaturze otoczenia gruntu na głębokości badania. W przeciwnym razie źródłem błędów mogą być zmiany ciśnienia gazu, w efekcie zmiany temperatury jednostki testującej. Jeśli zachodzą one w trakcie pomiarów ciśnienia wody porowej, są fałszowane rejestrowane parametry filtracyjne. Również sensor ciśnienia, w który jest wyposażona jednostka testująca, wymaga kompensacji i stabilizacji temperaturowej (choć pominięcie tego etapu generuje mniejsze błędy). Dlatego obligatoryjnie przed rozpoczęciem pomiarów filtracji należy wprowadzić przyrząd testujący do rury prowadzącej możliwie najbliżej głębokości badania, ale bez łączenia z końcówką filtracyjną. W takiej pozycji należy obserwować stabilizację odczytywanego ciśnienia w układzie pomiarowym. Obserwacje własne wskazują, że czas potrzebny na osiągnięcie równowagi t_{stab} waha się między pół a jedną godziną (patrz tab. 1).

Końcówka filtrująca jest wyposażona w gumową uszczelkę, która w trakcie badania jest przebijana przez dwustronną igłę, będącą elementem zapuszczanej do otworu jednostki testującej. Przeprowadzenie badania jest możliwe po połączeniu filtra umieszczonego w gruncie, jednostki testującej oraz przetwornika ciśnienia (ryc. 8).

Równanie do obliczenia współczynnika wodoprzepuszczalności ma postać (Torstensson, Petsonk, 1986):

$$k_h = \frac{P_o * V_o}{F * t} \left[\frac{1}{u_o * P_o} - \frac{1}{u_o * P_t} + \frac{1}{u_o^2} \ln \left(\frac{P_t (P_o - u_o)}{P_o (P_t - u_o)} \right) \right]$$

gdzie:

P_0 – początkowe ciśnienie w zbiorniku [m H₂O],

P_t – ciśnienie w zbiorniku po czasie t [m H₂O],

Tab. 1. Zestawienie wybranych charakterystyk zebranych w trakcie badań piezometrem BAT

Table. 1. Selected parameters collected during BAT piezometer tests

Głębokość badania <i>Test depth</i> h [m]	Ciśnienie porowe <i>Pore pressure</i> u_0 [kPa]	Czas odpowiadający 50% dyssypacji <i>Time corresponding to 50% of dissipation</i> t_{50} [min]	Czas obserwacji ciśnienia porowego <i>Pore pressure monitoring time</i> t [min]	Czas stabilizacji jednostki testującej przed rozpoczęciem filtracji <i>Stabilization time of the test unit before start of the permeability test</i> t_{stab} [min]	Ciśnienie początkowe <i>Initial pressure</i> P_0 [kPa]	Współczynnik wodoprzepuszczalności <i>Coefficient of permeability</i> k_h [m/s]
2,3	11,0	41,0	180	35	50,5	$3,1 \cdot 10^{-10}$
3,5	14,0	nie zarejestrowano / <i>not recorded</i>	40	60	65,5	$2,0 \cdot 10^{-9}$
4,0	14,5	6,6	200	35	62,7	$1,2 \cdot 10^{-9}$
4,5	17,0	5,8	200	50	86,0	$1,4 \cdot 10^{-9}$
5,0	26,5	5,3	300	35	77,5	$6,6 \cdot 10^{-10}$
5,5	30,5	10,0	130	30	106,4	$4,9 \cdot 10^{-10}$
6,0	30,0	11,0	250	45	78,7	$3,7 \cdot 10^{-10}$
6,5	45,0	21,0	230	70	104,2	$3,3 \cdot 10^{-10}$
7,0	46,5	31,0	400	38	92,7	$1,8 \cdot 10^{-10}$
7,5	40,0	18,0	300	55	120,7	$2,4 \cdot 10^{-10}$
8,0	46,0	20,0	500	30	114,7	$1,9 \cdot 10^{-10}$
8,5	43,0	69,0	700	40	129,5	$9,5 \cdot 10^{-11}$
8,6	29,0	30,0	400	40	117,0	$1,1 \cdot 10^{-10}$
9,0	27,0	25,0	200	20	85,0	$2,0 \cdot 10^{-10}$
9,3	5,0	6,9	310	38	69,4	$4,3 \cdot 10^{-10}$
9,6	1,0	2,7	30	48	28,9	$1,8 \cdot 10^{-9}$
10,1	5,0	5,3	30	45	32,0	$1,5 \cdot 10^{-9}$

u_0 – ciśnienie porowe w poziomie badania [m H₂O],
 t – czas [s],
 V_0 – objętość gazu w jednostce testującej [m³],
 F – współczynnik przepływu [m], definiowany jako:

$$F = \frac{2\pi \cdot l}{\ln\left(\frac{1}{d}\right) + \sqrt{1 + \left(\frac{1}{d}\right)^2}}$$

gdzie:

l – długość filtra – 0,04 m,
 d – średnica filtra – 0,03 m.

Badania współczynnika filtracji z zastosowaniem dylatometru Marchettiego są oparte na analizie tempa rozpraszania nadciśnienia porowego wywołanego penetracją łopatką dylatometrycznej. Procedura oraz metodyka zostały przedstawione przez Marchettiego i Totanigo (1989). Wyznaczanie charakterystyk filtracyjnych odbywa się w tzw. trybie DMTA, gdzie rejestruje się tylko odczyt początkowy A, w podobnych odstępach czasowych wyznaczonych skalą logarymiczną. Kluczowym elementem jest tutaj wyznaczenie czasu T_{flex} , odpowiadającego 50% rozproszeniu wygenerowanej penetracją nadwyżki ciśnienia porowego Δu . Dane uzyskane w odniesieniu do ilów zastoiszkowych zaczerpnięto z publikacji archiwalnej (Zawrzykraj, 2004).

Wartość całkowitego naprężenia poziomego σ_h rejestrowana po zatrzymaniu penetracji jest sumą trzech wartości (Zawrzykraj, 2004):

- naprężenia poziomego wywołanego parciem gruntu na powierzchnię membrany dylatometrycznej σ_{hg} ,
- hydrostatycznego ciśnienia porowego w gruncie u_0 ,
- nadwyżki ciśnienia wywołanego penetracją końcówki badawczej Δu .

Czas rozpraszania nadwyżki ciśnienia porowego jest uzależniony od wodoprzepuszczalności ośrodka gruntowego. Dlatego jego wartości pozwalają na obliczenie współczynnika k_h na podstawie założeń konsolidacji filtracyjnej Terzaghi'ego i zależności empirycznej (Marchetti, Totani, 1989):

$$k_h = c_h \cdot \gamma_w / M_h \text{ [cm/s]}$$

gdzie:

c_h – współczynnik konsolidacji $\approx 7 \text{ cm}^2 / T_{flex}$ [cm²/s],
 γ_w – ciężar właściwy wody [g/cm³],
 $M_h = K_0 \cdot M_{DMT}$, moduł ściśliwości w kierunku poziomym [MPa],
 K_0 – współczynnik naprężeń poziomych [-],
 M_{DMT} – moduł dylatometryczny [MPa].

WYNIKI BADAŃ

Program badawczy objął wykonanie w warunkach *in situ* obserwacji i pomiarów cech hydraulicznych ośrodka gruntowego na 17 poziomach w profilu. Szczegółowe dane w postaci liczbowej przedstawiono w tabeli 1. Wykres zawierający wybrane krzywe, reprezentujące stabilizację wartości współczynnika wodoprzepuszczalności, zaprezentowano na rycinie 10. Wynika z niej, że wraz ze wzrostem prędkości filtracji skraca się czas stabilizacji współczynnika wodoprzepuszczalności. Zmienność war-

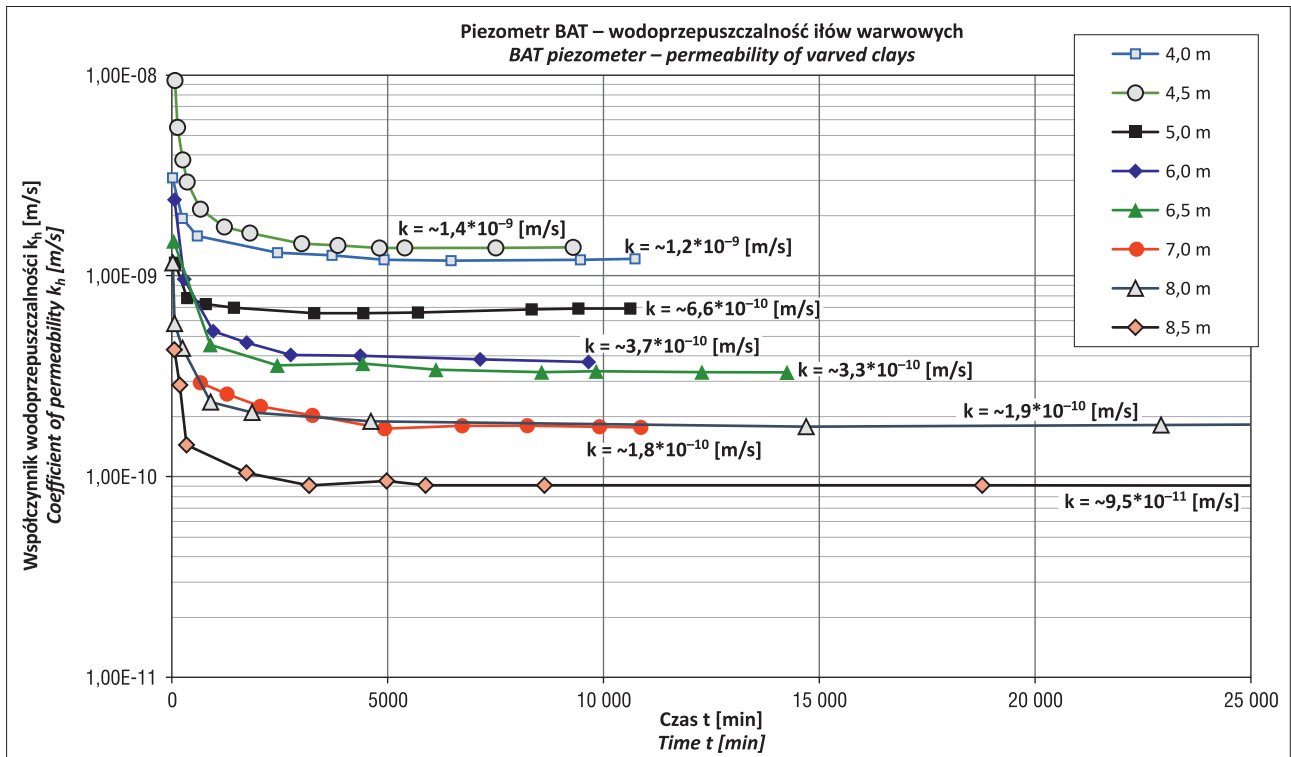
tości k_h w profilu pionowym wraz z porównaniem tego parametru z wynikami badania dylatometrycznego DMTA zamieszono na rycinie 11.

Pograżanie sond badawczych w pierwotny profil osadów słaboprzepuszczalnych jest nieodłącznie związane z generacją nadwyżki ciśnienia porowego. To zjawisko zostało także zarejestrowane podczas badań z wykorzystaniem piezometru BAT. Po wciśnięciu na zaplanowaną głębokość końcówki filtracyjnej rozpoczęto obserwację powstałego nadciśnienia. Charakterystykę przebiegu stabilizacji wartości u_0 przedstawiono na rycinach 12 i 13. Analizując kształt otrzymanych wykresów, można zauważyć, że początkowa faza reprezentuje stosunkowo szybki wzrost ciśnienia porowego. W przedmiotowych osadach trwa on od kilkunastu sekund do kilku minut. Jest to etap wyrównywania ciśnienia między układem pomiarowym a ośrodkiem gruntowym. Następnie ciśnienie porowe zaczyna spadać, tym szybciej im bardziej przepuszczalny jest grunt. Jednak z reguły jest to proces bardzo powolny. Wykorzystując podstawy teoretyczne procesu konsolidacji filtracyjnej, możemy na uzyskanym wykresie wyznaczyć charakterystyczny punkt t_{50} , odpowiadający 50% rozproszenia nadciśnienia porowego. Odpowiada on na osi poziomej odcinkowi czasu, w którym ośrodek gruntowy skonsolidował się w 50%. W tym punkcie następuje zmiana kształtu wykresu z wypukłego na wklęsły, tzw. punkt przegięcia krzywej. Można go wyznaczyć matematycznie, korzystając z drugiej pochodnej funkcji tworzącej wykres, a tę wartość wykorzystać do prognozowania współczynnika wodoprzepuszczalności oraz konsolidacji (Dobak, 1999; Glazer, 1985). Dzięki temu, że w przypadku piezometru BAT po zakończeniu obserwacji ciśnienia porowego u prowadzimy test wodoprzepuszczalności k_h dokładnie w tym samym punkcie ośrodka gruntowego, można powiązać te dwa parametry w warunkach *in situ*. Efekt porównania omawianych wielkości zaprezentowano na rycinie 14.

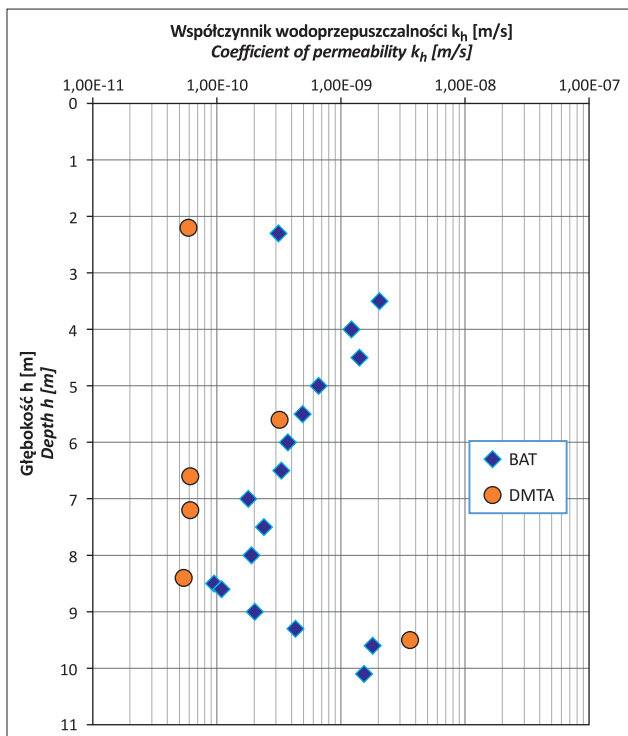
Zestawiając obok siebie wykresy zmienności zawartości frakcji ilowej i współczynnika wodoprzepuszczalności poziomej w profilu pionowym, można zauważyć ich współzależność. Jest to zrozumiałe, ponieważ generalnie wraz ze wzrostem zawartości frakcji ilowej maleje wodoprzepuszczalność gruntów. Efekt porównania tych wielkości, ustalonych na korespondujących ze sobą głębokościach, przedstawiono na rycinie 15. Zaprezentowana wysoka korelacja $R^2 = 0,87$ wskazuje z jednej strony na istnienie silnego związku między danymi, natomiast z drugiej uwierzytelnia jakość danych wyznaczonych dwiema niezależnymi metodami. Proponowana formuła pozwala na szacowanie współczynnika wodoprzepuszczalności poziomej dla ilów warwowych na podstawie zawartości frakcji ilowej f_i . Można ją wykorzystywać w przypadkach, w których frakcja ilowa stanowi ok. 40–90% masy szkieletu gruntowego.

Punktowo, z uwagi na niejednorodność strukturalną, wartości współczynnika wodoprzepuszczalności k_h , czy też wartości u_0 mogą odbiegać od generalnego trendu. Wystarczy jedna, cienka lamina w zasięgu filtra, utworzona z osadu o grubszej frakcji w warwie, żeby te wartości odbiegały od generalnego trendu w przedmiotowym poligonie. W przypadku kontaktu końcówki filtracyjnej z lamina piaszczysto-pylastą, parametry filtracyjne będą zupełnie inne.

Uzyskane rezultaty z badań parametrów filtracyjnych na podstawie badań dylatometrycznych przedstawia tabela 2.



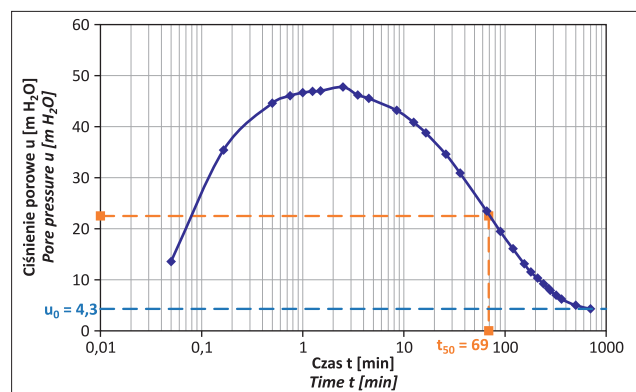
Ryc. 10. Wybrane krzywe stabilizacji współczynnika wodopruszczalności k_h w czasie
 Fig. 10. Selected curves stabilization of the coefficient of permeability k_h versus time



Ryc. 11. Współczynniki wodopruszczalności poziomej uzyskane piezometrem BAT i dylatometrem Marchettiego
 Fig. 11. Coefficient of horizontal permeability from BAT piezometer test and Marchetti dilatometer test

DYSKUSJA WYNIKÓW

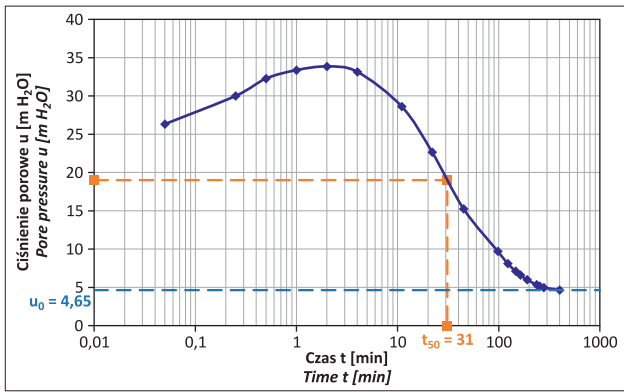
Zaprezentowane wyniki pozwoliły na ocenę przestrzennej zmienności cech filtracyjnych osadów warwowych (ryc. 11 i 16). Wartości współczynnika wodo-



Ryc. 12. Wykres stabilizacji ciśnienia porowego po wciśnięciu końcówki filtracyjnej – głębokość 8,5 m
 Fig. 12. Pore pressure stabilization curve after filter tip penetration – depth 8.5 m

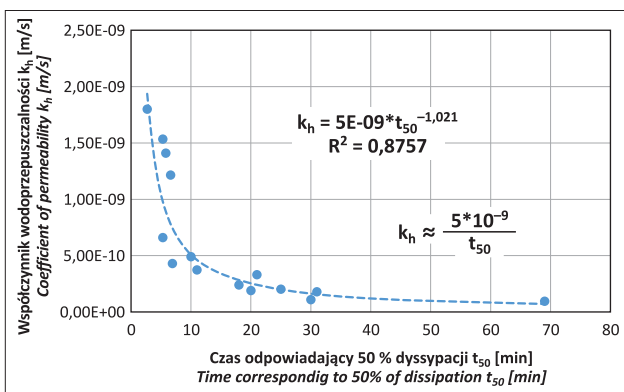
przepuszczalności k_h reprezentują prędkość przepływu w kierunku poziomym. Dane zebrane podczas sondowania dylatometrycznego są średnio 3-krotnie niższe aniżeli w czasie badania piezometrem BAT. Jest to spowodowane czynnikami konstrukcyjnymi aparatury badawczej.

Widać wyraźnie, że rezultaty obu metod badawczych są ze sobą zbieżne. Trend zmian współczynnika wodopruszczalności jest zgodny z rozkładem zawartości frakcji iłowej w profilu, która jest głównym czynnikiem odpowiedzialnym za sposób przepływu wody. W dolnych partiach (>8,5 m) zaznacza się wyraźny spadek wartości k_h , ponieważ w warwach pojawiają się wyraźniejsze piaszczysto-pylaste przewarstwienia dobrze przewodzące wodę i średnia zawartość frakcji iłowej również się obniża. Dodatkowo, punkty badawcze na głębokości większej niż 8,5 m były zlokalizowane ok. 10 m od krawędzi skarpy odkrywki, co wpływało na istniejące warunki brzegowe. Bliskość



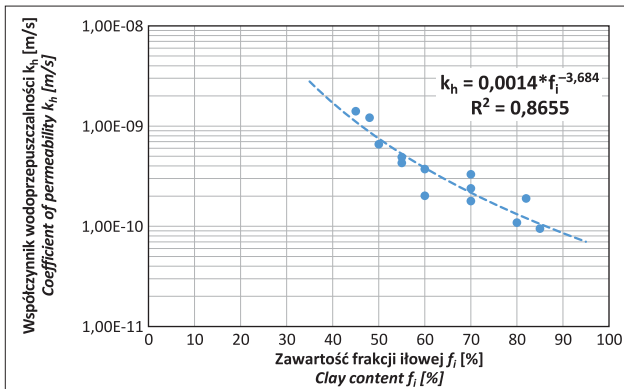
Ryc. 13. Wykres stabilizacji ciśnienia porowego po wciśnięciu końcówki filtracyjnej – głębokość 7,0 m

Fig. 13. Pore pressure stabilization curve after filter tip penetration – depth 7,0 m



Ryc. 14. Zależność współczynnika przepuszczalności k_h od czasu dyssypacji t_{50}

Fig. 14. Correlation between coefficient of permeability k_h and time of dissipation t_{50}



Ryc. 15. Zależność współczynnika wodoprzepuszczalności k_h od zawartości frakcji iłowej f_i

Fig. 15. Correlation between coefficient of permeability k_h and clay content f_i

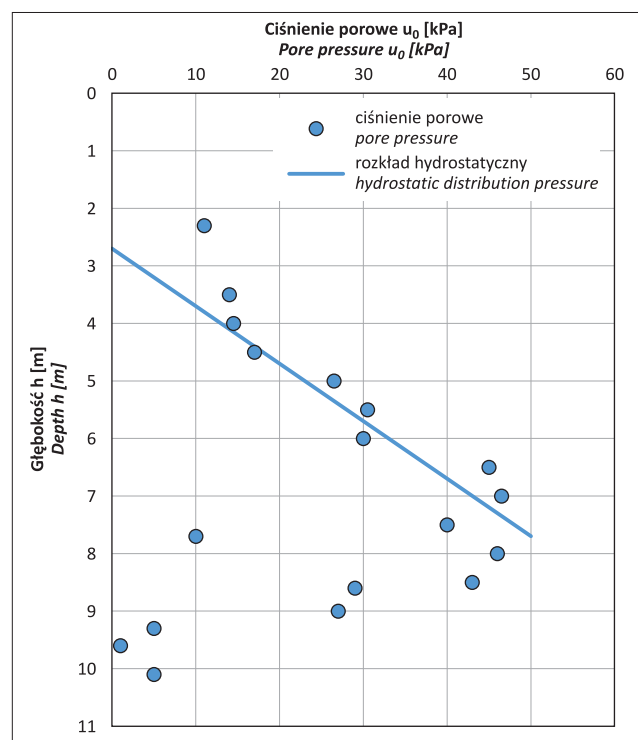
skarpy ułatwia drenaż wód gruntowych i uzasadnia niskie wartości u_0 . Punkty badawcze do głębokości 8,5 m były usytuowane w odległości ok. 60 m od krawędzi skarpy. Ten fakt, wraz z dużymi oporami filtracji, sprzyja retencji wód gruntowych i ich stagnacji w masywie, co potwierdza zgodność z teoretycznym rozkładem hydrostatycznym (ryc. 16).

Należy również podkreślić zmienność granulometryczną (strukturalną) iłów warwowych. W każdej, pojedynczej warwie obserwuje się uziarnienie frakcyjne. Spąg roz-

Tab. 2. Zestawienie wyników oznaczenia współczynnika k_h dylatometrem Marchetti

Table 2. Values of coefficient k_h determined by Marchetti's dilatometer tests

Głębokość badania Test depth h [m]	Czas odpowiadający punktowi przegięcia krzywej rozpraszania Time at the contraflexure point in the dissipation curve T_{flex} [min]	Współczynnik wodoprzepuszczalności w kierunku poziomym Coefficient of horizontal permeability k_h [m/s]
2,2	23,0	$5,9 \cdot 10^{-11}$
5,6	8,1	$3,2 \cdot 10^{-10}$
6,6	42,0	$6,1 \cdot 10^{-11}$
7,2	29,0	$6,2 \cdot 10^{-11}$
8,4	64,0	$5,4 \cdot 10^{-11}$
9,5	1,7	$3,6 \cdot 10^{-9}$



Ryc. 16. Rozkład zarejestrowanego ciśnienia porowego u_0 w profilu pionowym

Fig. 16. Distribution of pore pressure u_0 recorded in a vertical profile

poczynają frakcje piaszczysta i pyłowa, których udział ku stropowi stopniowo, często z podrzędnymi warwami, maleje, a wzrasta frakcji iłowej. Charakteryzując ropy warwowe w mezokali pełnych warw, otrzymujemy znaczny spadek zmienności strukturalnej. W przypadku dylatometru Marchettiego średnica membrany (6 cm) jest ponad dwukrotnie większa niż średnia miąższość warwy (2,3 cm). Receptorem zmian ciśnienia jest cała membrana, która nie jest wrażliwa na spadki ciśnienia w laminach piaszczysto-pyłastych. Pozwala to na uzyskanie wypadkowej tempa rozpraszania się nadwyżki ciśnienia porowego dla wspomnianej skali pełnych warw. Dlatego wartości k_h są niższe niż w metodzie BAT, gdzie spadek ciśnienia w końcówce filtrującej jest głównie determinowany cienkimi horyzontami o większej wodoprzepuszczalności. Współczynnik wodoprzepuszczalności otrzymany badaniami DMTA odzwier-

ciędlą dyssypację ciśnienia porowego także w warstewkach ilastych i dlatego ma charakter pośrednich wartości między przepływem poziomym a pionowym. Wobec powyższego należy oczekiwać, że zwiększając liczbę oznaczeń, uzyska się mniejszą rozpiętość wyników k_h z badań DMTA niż z badań metodą BAT.

Dane k_h , reprezentujące metodę piezometru BAT, są bezpośrednimi pomiarami ciśnienia porowego i prędkości przepływu wody w gruncie w kierunku poziomym. W kierunku prostopadłym wartości k_v są niewątpliwie mniejsze, lecz ich uzyskanie w warunkach polowych zaprezentowanymi metodami nie było możliwe.

Otrzymane dane mimo tej niejednorodności dają się dobrze korelować z innymi cechami gruntu. Miejskami można się spodziewać odstępstw w wartościach k_h od generalnego trendu, zgodnie z obrazem zmienności granulometrycznej charakteryzowanej przez analizy areometryczne (ryc. 7).

Analiza tempa dyssypacji (stabilizacji) ciśnienia porowego u podczas pomiarów BAT może służyć prognozowaniu współczynnika wodoprzepuszczalności poziomej (ryc. 14). Szczególną zaletą tej metody jest fakt, że badanie obejmuje dokładnie tę samą strefę gruntową podczas obserwacji rozpraszania nadwyżki ciśnienia porowego, jak w czasie oznaczeń współczynnika wodoprzepuszczalności. Dlatego istnieje duże prawdopodobieństwo korelacji między czasem t_{50} , odpowiadającym 50% dyssypacji Δu , a współczynnikiem k_h . Dzięki temu można estymować cechy konsolidacyjne i filtracyjne dwoma sposobami, stosując jedno narzędzie.

Poszukiwanie zależności między czasem t_{50} a współczynnikiem k_h zostało przeprowadzone dla gruntów w strefie saturacji. Pomiarów na głębokości 2,3 m nie uwzględniono w poszukiwaniu zależności. W gruntach nienasyconych prędkość przepływu wody zmienia się wraz ze zmianą stopnia nasycenia w trakcie badania. Wartości współczynnika przepuszczalności zmniejszają się w efekcie malejących wartości ciśnienia ssania. Grunty spoiste wiążą wodę w wyniku adhezji, pęcznienia, sił kapilarnych i innych. Ośrodek gruntowy stopniowo się nasycza i powoli maleje k_h .

PODSUMOWANIE

Z przedstawionych badań można wynioskować, że w zagadnieniach przyrodniczych niezwykle istotna jest świadomość niejednorodności i złożoności cech środowiskowych. Takie konkluzje wynikają z poszukiwania korelacji. Nie ma możliwości ustalenia dwóch cech na jednej, dokładnie tej samej próbce, ponieważ podczas ustalania jednej z nich próbka ulega zniszczeniu lub jest „zużyta”. Zatem poszukując zależności między zawartością frakcji ilowej a współczynnikiem wodoprzepuszczalności, podstawą jest *de facto* inna próbka. Mimo że pochodzi z podobnej głębokości, to jednak nie jest to ten fragment gruntu, który już zużyliśmy do analizy areometrycznej. Dlatego trudno jest uzyskać wysokie współczynniki dopasowania, ponieważ bardzo rzadko mamy do czynienia z taką samą przestrzenią badawczą.

Zaprezentowana metodyka pozwoliła na omówienie dwóch nowych, ważnych zależności. Ze współczynnikiem wodoprzepuszczalności w kierunku poziomym k_h powiązano dwa parametry, tj. czas dyssypacji t_{50} oraz zawartość frakcji ilowej f_i . Zamieszczone w niniejszym artykule korelacje opisane formułami cechują się stosunkowo wysoką wartością współczynnika dopasowania $R^2 = 0,87$. W tym celu autor zaproponował skrócony sposób wyznaczania współczynnika wodoprzepuszczalności na podstawie otrzymanych zależności i zjawiska dyssypacji nadwyżki ciśnienia porowego.

Autor składa podziękowania Recenzentom i Redaktorowi Naczelnemu Przeglądu Geologicznego za cenne uwagi i komentarze, które przyczyniły się do udoskonalenia niniejszej publikacji. Prace zostały sfinansowane w ramach badań własnych Wydziału Geologii UW.

LITERATURA

- BAKOWSKA A. 2011 – Wpływ obciążeń dynamicznych na wytrzymałość glin lodowcowych na przykładzie glin zlodowacenia warty rejonu Warszawa-Służew. Biul. Państw. Inst. Geol., 446/2: 251–256.
- DOBĄK P. 1999 – Rola czynnika filtracyjnego w badaniach jednoosiowej konsolidacji gruntów. Wyd. IGSMiE PAN, Kraków.
- DZIERŻEK J. (red.) 2001 – Rzeźba i osady czwartorzędowe środkowo-wschodniej Polski – przewodnik do ćwiczeń terenowych z geomorfologii i geologii czwartorzędowej. Wyd. Geol. UW: 41–51.
- GLAZER Z. 1985 – Mechanika gruntów. Wyd. Geol. Warszawa.
- MARCINIĄK M., PRZYBYŁEK J., HERZIG J., SZCZEPAŃSKA J. 1998 – Laboratoryjne i terenowe oznaczanie współczynników filtracji utworów półprzepuszczalnych. UAM, Poznań.
- KROGULEC E. 1994 – Wpływ metodyki badań na otrzymywane wartości współczynnika filtracji osadów słabo przepuszczalnych. Prz. Geol., 42: 276–279.
- LENCEWICZ S. 1922 – Sur l'âge du bassin de la Vistula moyenne. Compt. Rend. Séanc. Serv. Géol. Pol., 3: 21–24.
- MARCHETTI S., TOTANI, G. 1989 – C_v Evaluations from DMTA Dissipation Curves. Proc. XII ICSMFE, Rio de Janeiro, 1: 281–286.
- KACZYŃSKI R. 1969 – Oznaczanie współczynnika filtracji gruntów słaboprzepuszczalnych, półprzepuszczalnych i praktycznie nieprzepuszczalnych. Prz. Geol., 10: 503–507.
- MERTA T. 1978 – Extraglacial varved deposits of the Warsaw Ice-Dammed Lake (younger Pleistocene), Mazovia Lowland, Central Poland. Acta Geol. Pol., 28 (2): 241–271.
- MYŚLIŃSKA E. 1965 – Wpływ warunków sedymentacji i diagenetyzacji ilów warwowych zlodowacenia środkowopolskiego na obszarze Mazowsza na ich własności inżyniersko-geologiczne. Biul. Geol. UW, 7: 3–106.
- MAJER E., ŁUCZAK-WILAMOWSKA B., WYSOKIŃSKI L., DRĄGOWSKI A. 2007 – Zasady oceny przydatności gruntów spoistych Polski do budowy mineralnych barier izolacyjnych. ITB.
- PN-B-02480:1986 – Grunty budowlane – Określenia, symbole, podział i opis gruntów.
- RYDELEK P. 2011 – Torfowiska niskie Wysoczyzny Lubartowskiej jako potencjalne naturalne bariery geologiczne. Biul. Państw. Inst. Geol., 446/2: 407–415.
- SAMSONOWICZ J. 1922 – Des lacs endiques de la période glaciaire sur la Haute et Moyenne Vistula. Compt. Rend. Séanc. Serv. Géol. Pol., 1: 373–403.
- TORSTENSSON B.A. 1984 – A New System for Ground Water Monitoring. Groundwater Monitoring Rev., 4 (4): 131–138.
- TORSTENSSON B.A., PETSOK A.M. 1986 – A device for in-situ measurement of hydraulic conductivity. In Proceedings of the 4th International Seminar Field Instrumentation and In-situ Measurements.
- WÓJCIK E. 2003 – Wpływ ciśnienia ssania na przepuszczalność wybranych gruntów spoistych. Rozprawa doktorska. Arch. Wydz. Geol. UW.
- ZAWRZYKRAJ P. 2004 – Współczynnik konsolidacji c_v i współczynnik filtracji k_h ilów warwowych z Plecewicz k. Sochaczewa w świetle badań dylatometrycznych. Prz. Geol., 50 (11): 1067–1070.

Praca wpłynęła do redakcji 18.11.2016 r.
Akceptowano do druku 19.04.2017 r.