

Zróznicowanie warunków odpływu podziemnego w dolinach rzecznych jako element oceny zagrożenia jakości wód (na przykładzie doliny rzeki Tocznej)

Tomasz Falkowski*

Diversification of underground water run-off conditions in river valleys as an element of water quality risk assessment: Toczna Valley case study (eastern Poland). Prz. Geol., 50: 936–940.

Summary. River valleys of erosional–accumulation origin are significant, capacious hydrogeological structures, with stable underground water feeding from uplands water-bearing horizons. This kind of hydrogeological conditions result in constant increase of discharge, measured downstream along the channel.

In the areas of glaciogenic relief lowlands, in polygenic river valleys some of the valleys sections are adopted melt-out depressions. The non-alluvial poorly permeable deposits filling up those forms, as well as disturbance in escarpments zones of uplands, linked with glacial genesis of valley section, may significantly disturb the drainage in polygenic river valleys underground water feeding. This phenomenon can be recognised via observing downstream discontinuity of channel discharge rate. Thus, it can serve as an element of genetic analysis of river valleys from glacial-relief lowlands. Toczna river valley is described as an example of this phenomenon.

Key words: polygenesis, river valleys, underground water outflow

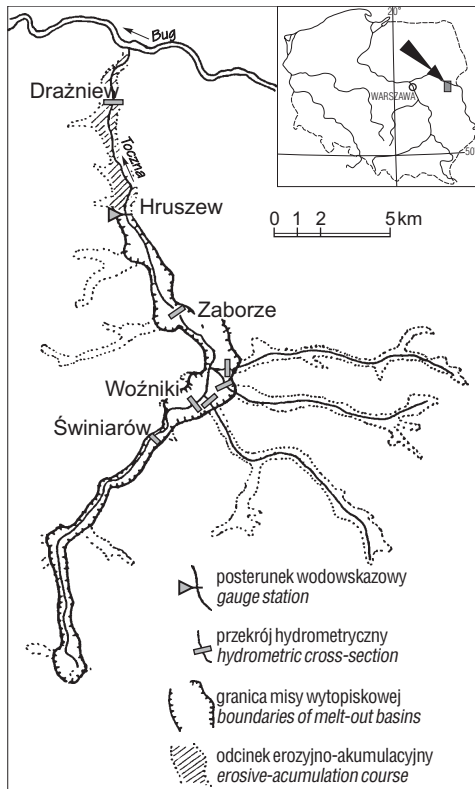
Zjawisko zróżnicowania zasilania podziemnego cieków (odpływu podziemnego), rejestrowane jako znaczące zmiany w przyrostach natężenia przepływu wzdłuż biegu rzeki opisane na przykład w dolinach Wisły i Odry, określano w literaturze hydrologicznej jako anomalie przepływu (Skibniewski, 1960, 1961). Przyczynę tego zjawiska wiązano głównie ze zróżnicowaniem budowy geologicznej i warunków hydrogeologicznych obszarów wysoczyznowych i podłoża doliny, zakładając, że doliny rzeczne, poprzez wypełnienie klastycznymi, przepuszczalnymi aluwiami stanowią kolektory, w sposób ciągły drenujące obszary wysoczyznowe. Nie uwzględniano genetycznie uwarunkowanego zróżnicowania budowy geologicznej odcinków dolin. Podobne podejście, jak wspomniano na wstępie, jest prezentowane w literaturze

hydrogeologicznej (Bieniaszewska, 1973; Poźniak, 1975; Paczyński i in., 1993).

Zarówno osady występujące w dolinach rzecznych na Niżu Polskim — często nie aluwialnej genezy, jak też morfologia form dowodzą ich litologicznej i strukturalnej złożoności. Rzeki wykorzystują często na swe doliny, ułożone w ciągi obniżenia glaciogeniczne, głównie wytopiskowe, erozyjnie modelując fragmenty pomiędzy nimi. Linearny układ wytopisk, gwarantujący po zaniku lądolodu koncentrację splywu powierzchniowego w postaci sieci rzecznej jest ściśle związany z przebiegiem deglacjacji. Model tego typu zjawisk opracowany został na podstawie badań głównie dorzecza Krzny (Falkowski i in., 1988).

Wypełnienie dolin rzecznych osadami nie związanymi z działalnością wód płynących, mającymi z reguły niższe wartości współczynnika filtracji niż typowe aluwia, powodować może utrudnienia kontaktu hydraulicznego zasilających dolinę warstw wodonośnych wysoczyzny z aluwialnym poziomem wodonośnym i wodą w korycie. Zjawisko to może być potęgowane także przez występowanie

*Wydział Inżynierii i Kształtowania Środowiska, Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego, ul. Nowoursynowska 166, 02-787 Warszawa; falkowski@alpha.sggw.waw.pl

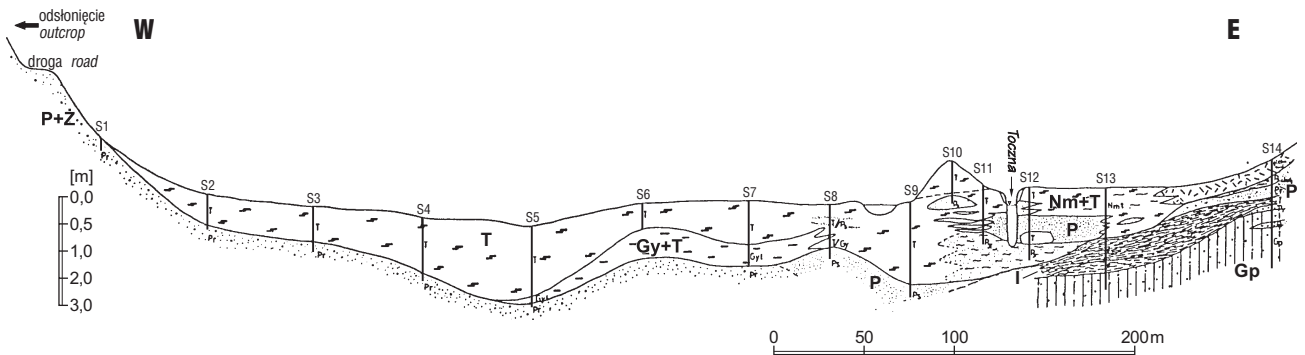


Ryc. 1. Szkic geomorfologiczny doliny Tocznej z lokalizacją przekrojów hydrometrycznych
Fig. 1. Geomorphologic sketch of Toczna valley, showing the location of hydrometric sections

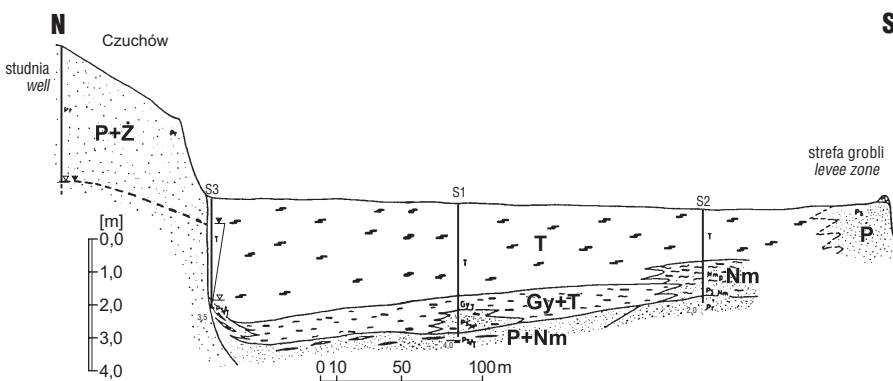
nie w strefach krawędziowych wysoczyzn, glacialnych zaburzeń układu warstw w postaci fałdów utworów spoistych (słaboprzepuszczalnych), o osiach prawie równoległych do przebiegu doliny (Falkowski, 2000). Zjawisko to zaznaczyć się może znaczącym zmniejszeniem natężenia przepływu pochodzenia gruntowego w stosunku do przyrostu powierzchni zlewni, rejestrowanego w rzece wzdłuż jej biegu. Jego rozpoznanie jest niezbędne np. przy optymalnym wyznaczaniu stref ochronnych ujęć wody w dolinach rzecznych, czy lokalizacji obiektów uciążliwych.

Warunki zasilania rzeki Tocznej odpływem podziemnym na tle genezy jej odcinków

Jaskrawym przykładem doliny wyraźnie wykazującej omówione zróżnicowanie warunków odpływu podziemnego jest dolina Tocznej, lewego dopływu środkowego Bugu (ryc. 1). W górnym i środkowym biegu do miejscowości Hruszew dolinę stanowi zespół zaadoptowanych glacialnych obniżen jeziornych, wyegzarowanych przez łob lodowcowy w czasie postępu lodowca na linii obecnej doliny Bugu. O dynamice zjawisk przebiegających w strefie czołowej tego lądolodu świadczą intensywne zaburzenia glacialne, obserwowane w krawędzi doliny Bugu np. w Serpelicach (Falkowski i in., 1988), a także w sąsiedztwie doliny Tocznej (Falkowski, 1994). Glacialną genezę obniżenia współczesnej doliny Tocznej, (pogłębianego być może egzaracyjnie w trakcie kolejnych transgresji) potwierdza także fakt występowania w powierzchni podłoża osadów czwartorzędowych wydłużonej depresji okolic Łosic (Albrycht, 1997). Powstanie tej depresji



Ryc. 2. Przekrój geologiczny doliny Tocznej w rejonie Ruskowa (poniżej Zaborza); T — torfy, Gy — gytie, Nm — namuły, P — piaski, Ż — żwiry, Gp — glina piaszczysta, I — iły
Fig. 2. Geological cross-section of the Toczna valley near Rusków (downstream of Zaborze); T — peats, Gy — gyttja, Nm — organic muds, P — sands, Ż — gravels, Gp — sandy till, I — clay



Ryc. 3. Przekrój geologiczny fragmentu doliny Tocznej w okolicach Czuchowa (powyżej Zaborza); objaśnienia jak na ryc. 2
Fig. 3. Geological cross-section of part of the Toczna valley near Czuchów (upstream of Zaborze); explanations as in Fig. 2

jest wiązane także w literaturze z predyspozycją tektoniczną podłoża (np. Nitychoruk, 1995).

Występowanie w obrębie obecnej doliny Tocznej wydłużonych form wytopiskowych, jak już wspomniano jest związane z przebiegiem deglacji ostatniego na tym obszarze zlodowacenia (Falkowski i in., 1988).

Odcinek doliny Tocznej powyżej ujścia trzech prawych dopływów (Oczki, Kałuży i ciekę bez nazwy), to forma, której dno budują głównie torfy. Niewielkie ilości klastycznych aluwów są rozproszone w masie utworów organicznych. Z doliną sąsiadują poziomy akumulacyjne, które tworzą stopnie, obniżające się w kierunku osi obniżenia. W miejscowości Kolonia Zakrze (Terpiłowski, 2000) najwyższy poziom osadów fluwioglacjalnych stadiału warty, został odsłonięty w trakcie eksploatacji kruszywa. Trzon serii budują utwory gruboziarniste — żwiry i piaski (seria F₁), interpretowane jako osad przepływu w szczelinie lodowej (oz).

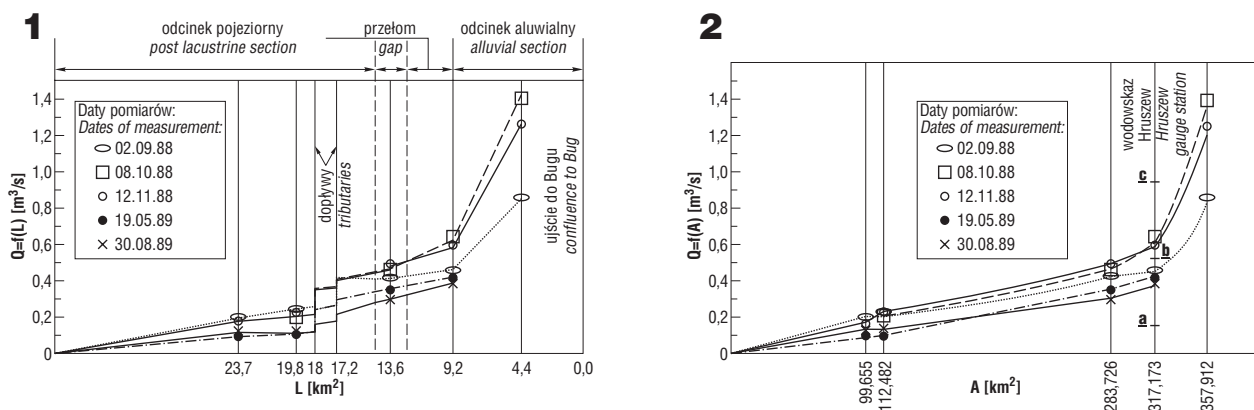
Według schematu deglacji arealnej (Falkowski i in., 1988) seria F₁ odpowiada typowi depozycji formującej wczesne kemy — osady pierwotnych przepływów w inicyjalnej szczelinie lodowej. Do trzonu formy — serii F₁, zbudowanego z naprzemianległych zestawów żwirów średniej i dużej skali, przylega seria osadów piaszczystych, o strukturach sedimentacyjnych świadczących o zwolnieniu tempa ablacji lodowcowej — są to głównie osady piaszczyste małej i średniej skali o warstwowaniu przekątnym. W kierunku osi doliny znajdują się kolejne, coraz niższe poziomy akumulacyjne. Wytopiskową genezę tego odcinka doliny Tocznej dokumentują także strefy źró-

deł, podkreślane obecnością roślinności hydrofilnej. Są one obserwowane w krawędzi najniższego poziomu akumulacyjnego. Ich występowanie na zboczu jest związane przypuszczalnie z obecnością piętrzącego wody gruntowe fałdu utworów spoistych.

Poniżej Woźnik typ doliny zmienia się. Do Zaborza i od Zaborza do miejscowości Hruszew (ryc. 1) rzeka sedimentuje aluwia w postaci piaszczystej grobli, włożonej w utwory organiczne, wypełniające szerszą na tym odcinku dolinę (ryc. 2). Miąższość utworów organicznych — torfów, namulów i gytii w strefach przyskarpowych dochodzi do 4,0 m. Utwory te napinają zwierciadło wód podziemnych, płynących z wyższych poziomów fluwioglacjalnych do doliny (ryc. 3). W strefie krawędziowej wysoczyzny (tarasu kemowego) w Ruskowie (ryc. 4) stwierdzono także obecność zaburzeń utworów spoistych.

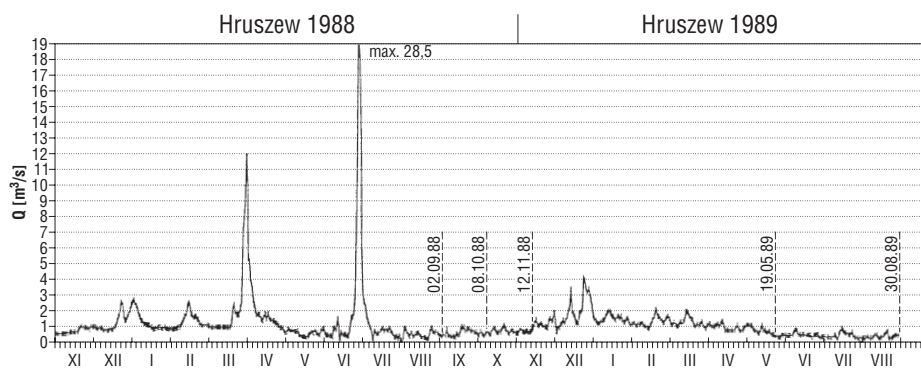
W rejonie Zaborza (w środkowej części tego odcinka — ryc. 1) znajduje się próg pomiędzy dwoma misami jeziornymi, zbudowany z przepuszczalnych utworów wodnolodowcowych.

Od miejscowości Hruszew do okolic Drażniewa (strefa ujściowa) (ryc. 1), dolina Tocznej biegnie obniżeniem, wymodelowanym przez wody roztopowe lodowca, które osadziły gruboziarniste utwory, tworzące tu zespół morfologicznych tarasów fluwioglacjalnych (kemowych). Aluwia współczesnej rzeki są włożone w gruboziarniste utwory wodnolodowcowe i występują w wąskiej strefie w obrębie najniższego poziomu akumulacyjnego. Jest to odcinek erozyjno-akumulacyjny.



Ryc. 4. Profile hydrologiczne: 1 — przepływu $Q=f(L)$, 2 — odpływu $Q=f(A)$; a, b, c — przepływy charakterystyczne z wielolecia 1976–1993 w przekroju wodowskazowym Hruszew (odpowiednio: niski, graniczny między niskim i średnim oraz średni) wraz z lokalizacją odcinków morfogenetycznych

Fig. 4. Hydrological sections of Toczna river and location of morphogenetic sections; 1 — $Q=f(L)$, 2 — $Q=f(A)$; typical discharges in gauge station Hruszew between 1976 and 1993: a — low, b — intermediate, c — mean



Ryc. 5. Hydrogram przepływów dobowych w przekroju wodowskazowym Hruszew oraz daty pomiarów hydrometrycznych

Fig. 5. Hydrograph of Toczna river daily flows in Hruszew gauge station with dates of hydrometric measurements

Stwierdzone w oparciu o analizę morfo- i litogenezy zróżnicowanie warunków zasilania podziemnego rzeki Tocznaj zostało zweryfikowane za pomocą elementów metody hydrologicznej (Byczkowski, 1979).

Różnice pomiędzy przepływami w przekrojach rzecznych zamykających odcinki morfogenetyczne odzwierciedlają zróżnicowanie zasilania podziemnego.

Przeprowadzono pięć serii synoptycznych pomiarów hydrometrycznych.

Analiza przepływów charakterystycznych z wielolecia (1984–1993) (ryc. 4.1, 4.2) oraz hydrogramu przepływów dobowych w profilu wodowskazowym Hruszew (ryc. 5) wykazała, że serie pomiarowe były wykonywane w strefie przepływów pochodzących z zasilania podziemnego — w okresie długotrwałych niżówek (Kiciński, 1960).

Wyniki analizy hydrologicznej potwierdziły podział doliny Tocznaj na odcinki pojeziorne o utrudnionym zasilaniu podziemnym (od źródeł do Hruszewa) oraz odcinek

erozyjno-akumulacyjny, charakteryzujący się pełnym zasilaniem (Hruszew–Drażniew) (ryc. 4).

W odcinkach pojeziornych stwierdzono niewielki przyrost natężenia przepływu w stosunku do przyrostu powierzchni zlewni, odnoszonego do przekrojów rzecznych zamykających dany odcinek. Wynoszą one od 4,9 $\text{dm}^3/\text{s}\cdot\text{km}^2$ w październiku 1988, na odcinku Zaborze–Hruszew, do zupełnego zaniku zasilania podziemnego w maju 1989 r. w odcinku Świnarów–Woźniki.

W maju 1989 r. na odcinku Świnarów–Woźniki zarejestrowano wyraźne zmniejszenie natężenia przepływu. Jego ubytek na tym odcinku, oznaczający okresową zmianę charakteru hydrodynamicznego cieku z drenującego na infiltrujący, być może wiązać należy z przesuszeniem w czasie lata utworów organicznych wypełniających dolinę Tocznaj i doliny jej bocznych dopływów. Zjawisko to zaznaczyło się tylko w odcinku doliny z korytem uformowanym w torfach, namulach i gytiach. Świadczy ono o odizolowaniu utworów organicznych budujących dno doliny od warstw wodonośnych wysoczyzny i znaczącej retencji wodnej serii torfowych, której towarzyszy zazwyczaj zmiana hipsometrii dna doliny — tak zwana retencja pulsacji (Szuniewicz, 1989), lub *mire breathing* (Kellner & Hall-din, 2002).

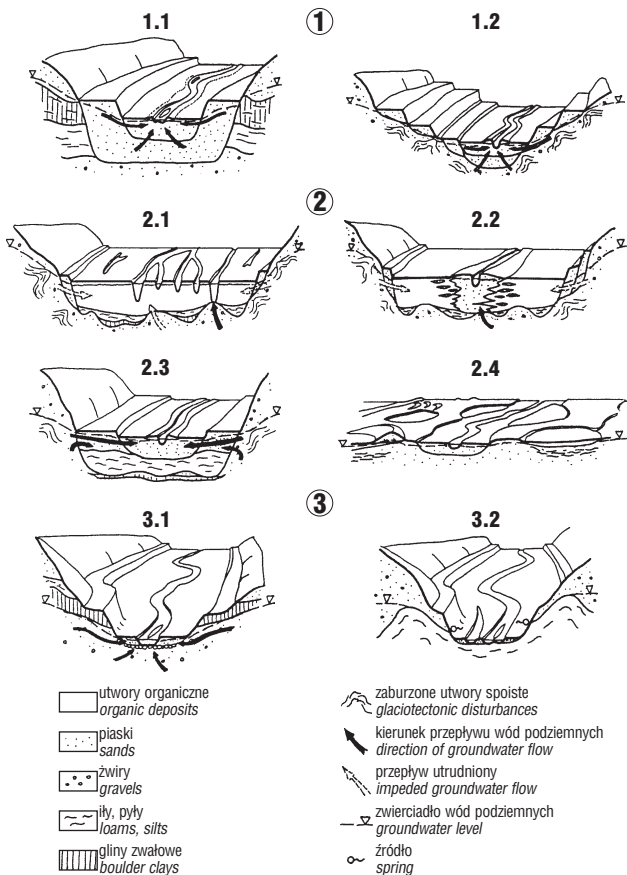
W erozyjno-akumulacyjnym odcinku Hruszew–Drażniew pomierzone przyrosty natężenia przepływu w odniesieniu do przyrostu powierzchni zlewni, były o rząd wielkości większe niż w odcinkach pojeziornych i wynosiły od 10 $\text{dm}^3/\text{s}\cdot\text{km}^2$ we wrześniu 1988 r., do 18,6 $\text{dm}^3/\text{s}\cdot\text{km}^2$ w październiku 1989 r.

Słaba przepuszczalność utworów organicznych budujących dna odcinków pojeziornych (np. dla torfów silnie rozłożonych w dolinie Noteci określona zwykle jako wartość rzędu 10^{-6} – 10^{-7} m/s — Bienkiewicz i in., 1983), w dolinie Tocznaj powoduje utrudnienia w zasilaniu podziemnym i jest przyczyną spiętrzenia wód podziemnych w utworach fluwioglacjalnych tworzących piaszczyste zbocza wysoczyzny wzdłuż zaadaptowanych mis wytopiskowych (ryc. 3). Zjawisko to powodować może tworzenie się strumienia wód podziemnych o kierunku równoległym do przebiegu doliny, docierającego do koryta poniżej — w strefach lepszego kontaktu hydraulicznego. Miejscem takim w dolinie Tocznaj są: strefa fluwioglacjalnego progu w Zaborzu oraz odcinek erozyjno-akumulacyjny Hruszew–Drażniew, gdzie jak wspomniano, zaznaczył się duży przyrost natężenia przepływu rzeczno-podziemnego.

Propozycja klasyfikacji odcinków poligenicznych dolin rzecznych

Badania prowadzone przez autora w wielu dolinach rzecznych na Nizinie Polskiej, a wśród nich w dolinie Nidy–Wkry (górnym i środkowym biegu), a także opisane powyżej badania prowadzone w dolinie Tocznaj pozwoliły na wydzielenie w obrębie poligenicznych dolin rzecznych odmiennych genetycznie typów odcinków, różniących się warunkami odpływu podziemnego i wielkością zasilania przepływu w cieku (ryc. 6). Są to:

1. Odcinki erozyjno-akumulacyjne (1.1) aluwialne oraz (1.2) wód roztopowych lodowca (tarasów kemowych). Erozyjny kontakt klastycznego wypełnienia doliny z war-



Ryc. 6. Schematy warunków odpływu podziemnego morfogenetycznych odcinków dolin rzecznych; 1 — odcinki erozyjno-akumulacyjne: 1.1 — aluwialne, 1.2 — fluwioglacjalne, 2 — odcinki pojeziorne: 2.1 — typu topiel, 2.2 — typu jezioro-deltowego, 2.3 — typu pogrzebane jezioro, 2.4 — typu zandrowego, 3 — odcinki erozyjne: 3.1 — wychodnie utworów fluwioglacjalnych, 3.2 — wychodnie utworów spoiistych

Fig. 6. Schemes of groundwater out-flow circumstances in morphogenetic reaches of river valleys; 1 — erosion and accumulation reaches: 1.1 — alluvial, 1.2 — fluvioglacial, 2 — lacustrine reaches: 2.1 — “palustrine” type, 2.2 — lacustrine-deltaic type, 2.3 — over deposited lake, 2.4 — sandur type, 3 — erosion reaches: 3.1 — outcrops of fluvioglacial deposits, 3.2 — outcrops of cohesive deposits

stwami wodonośnymi wysoczyzny gwarantuje pełne zasilanie podziemne cieków.

2. Odcinki pojeziorne, mające genezę wytopiskową.

2.1. Odcinki dolin typu topiel. Są to obniżenia wypełnione utworami organicznymi. Koryto lub zespoły koryt uformowane są w torfach. Zasilanie podziemne tego typu dolin może być ograniczone małą przepuszczalnością utworów organicznych wypełniających dno takiej formy.

2.2. Odcinki typu jeziorno-deltowego z sedymentacją piaszczystych aluwii w postaci grobli-delta, dzielącej misę jeziorną na dwa lub więcej baseny sedymentacji jeziornej.

2.3. Odcinki typu pogrzebanych jezior, w których osady jeziorne i zastoiskowe deponowane w misie jeziornej w początkowej fazie jej wypełnienia, zostały przykryte przepuszczalnymi osadami fluwioglacjalnymi i aluwiami współczesnej rzeki. Zasilanie podziemne tego typu odcinków może być utrudnione.

2.4. Odcinki typu zandrowego przebiegające przez równiny akumulacyjne wód roztopowych lodowca. Pomimo w zasadzie pełnego kontaktu wód w dolinie z poziomem wodonośnym równin akumulacyjnych, zasilanie podziemne może być ograniczone przez barierę, którą dla górnej części strumienia stanowią twory organiczne wypełniające liczne (często niewielkie) wytopiska oraz nisze deflacyjne.

3. Pomiędzy zaadoptowanymi misami pojeziornymi występują w dolinach poligenicznych odcinki modelowane w procesie erozji, tworzące często trudnorozmywalne progi i przełomy. Mogą one powstawać w strefach wychodni gruboziarnistych utworów fluwioglacjalnych (3.1), gdzie erozja rzeczna doprowadzić może do powstania rezydualnych bruków stabilizujących profil podłużny rzeki. Zasilanie tego typu odcinka ma charakter bezpośredniego drenażu fluwioglacjalnej warstwy wodonośnej. Drugim typem odcinków erozyjnych są odcinki wymodelowane w strefach glicitektonicznych wypiętrzeń utworów spolistych, takich jak ility czy gliny zwałowe (3.2). Z uwagi na kontakt aluwialnego poziomu wodonośnego ze słaboprzepuszczalnymi osadami, zasilanie podziemne cieków może ograniczać się do spływu powierzchniowego ze strefy źródła w krawędzi doliny.

Należy podkreślić, że prezentowana próba klasyfikacji odcinków nie wyczerpuje różnorodności form dolin poligenicznych i może być rozszerzana w miarę postępu badań.

Jak pokazano na przykładzie doliny rzeki Tocznej, odmiennosc strukturalna odcinków doliny poligenicznej jest przyczyną różnic w wielkości ich zasilania podziemnego. Zjawisko to przy okazji badań odpływu podziemnego na Nizinie Polskiej, wysuwa na pierwszy plan zagadnienie określenia cech litologiczno-strukturalnych samych dolin. Wytopiskowa geneza obniżenia oraz często niealuwalne ich wypełnienie może być bowiem przyczyną znacznego ograniczenia zasilania cieków. Zjawisko to w połączeniu z

aktywnością osadów zastoiskowych i jeziornych w przechwytywaniu zanieczyszczeń (Falkowska, 2001), jest przyczyną występowania naturalnych stref ochronnych w dolinach rzecznych. Łączące odcinki pojeziorne strefy przełomowe, lub o genezie erozyjno-akumulacyjnej, gdzie następuje koncentracja odpływu gruntowego do rzeki, są odcinkami szczególnie wrażliwymi. W przypadku prowadzenia badań dla celów zagospodarowania dolin, wyróżnione pod względem morfogenetycznym odcinki powinny być traktowane jako ich podstawowe elementy strukturalne.

Literatura

- ALBRYCHT A. 1997 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000, ark. Łosice wraz z objaśnieniami. CAG Państw. Inst. Geol.
- BIENIASZEWSKA H. 1973 — Metody obliczeń odpływu gruntowego na przykładzie małej zlewni. *Biul. Inst. Geol.*, 277: 127–156.
- BIENKIEWICZ P., ROGUSKI W. & ŁABĘDZKI L. 1983 — Właściwości fizyczno-wodne gleb hydrogenicznych doliny górnej Noteci, pod kątem potrzeb melioracji i zagospodarowania. *Wiad. Inst. Melior. Użyt. Ziel.*, 15: 74–104.
- BYCZKOWSKI A. 1979 — Hydrologiczne podstawy projektów wodno-melioracyjnych. *Przeplawy charakterystyczne*. PWRiL, Warszawa.
- FALKOWSKA E. 2001 — Regularities in the occurrence of protection zones in polygenetic river valleys from the eastern part of the Polish Lowlands. *Acta Geol. Pol.*, 51: 163–192.
- FALKOWSKI E., FALKOWSKI T., GRANACKI W., KARABON J. & KRAUŻLIŚ K. 1988 — Morfogenez sieci rzecznej województwa Białą Podlaską w nawiązaniu do prawdopodobieństwa przebiegu deglacjacji. *Prz. Geol.*, 36: 619–630.
- FALKOWSKI T. 1994 — Zróżnicowanie warunków odpływu podziemnego w zależności od morfo- i litogenezy odcinków dolin rzek nizinnych. *Wyd. Melior. Inż. Środ. SGGW, Warszawa*.
- FALKOWSKI T. 2000 — Deformation structures in the escarpment zones of the polygenetic valleys from the Polish Lowlands and their influence on the circulation of groundwater. *Annals of Warsaw Agricultural University — SGGW, Land Reclamation*, 30: 91–98.
- KELLNER E. & HALLDIN S. 2002 — Water budget and surface-layer water storage in a sphagnum bog in central Sweden. *Hydrolog. Proc.*, 16: 87–103.
- KICIŃSKI T. 1960 — Odpływ gruntowy w rzekach i jego określenie. *Gospod. Wod.*, 166: 439–441.
- NITYCHORUK J. 1995 — Stratygrafia plejstocenu i paleomorfologia południowego Podlasia. *Tow. Przyj. Nauk, Międzyrzec Podlaski*.
- PACZYŃSKI B., JEZERSKI H.J., MITRĘGA J., PŁOCHNIEWSKI Z., SKRZYPCZYK L. & WODZIŃSKA I. 1993 — Atlas hydrogeologiczny Polski. Państw. Inst. Geol.
- POŹNIAK R. 1975 — Wpływ warunków hydrogeologicznych na wielkość zasilania rzek nizinnych wodami podziemnymi. *SGGW Warszawa*.
- SKIBNIEWSKI L. 1960 — Anomalie przepływu Odry. *Gospodarka Wodna*, 164: 348–351.
- SKIBNIEWSKI L. 1961 — Anomalie przepływu wód polskich. *Prz. Geofiz.*, 14: 107–120.
- SZUNIEWICZ J. 1989 — Pulsation retention and formation of water conditions in dry years in reclaimed sedge-moss peats. *Wiad. Inst. Melior. Użyt. Ziel.*, 16: 169–183.
- TERPIŁOWSKI S. 2000 — Środowisko depozycyjne osadów glacialnych kemu/ozu? Stanowisko Kolonia Zakrze. *Warsztaty terenowe nt. Osady, struktury deformacyjne i formy warciańskiej strefy glacyj-marginalnej na Nizinie Podlaskiej*. Lublin.