

# Zróźnicowanie podłoża torfowisk niskich Krainy Wielkich Jezior Mazurskich na tle morfogenezy terenu

## Differentiation of fens base in the Great Mazurian Lakes Region according to terrain morphogenesis

Bożena Lemkowska, Mirosław Orzechowski, Sławomir Smólczyński

Uniwersytet Warmińsko-Mazurski w Olsztynie, Katedra Gleboznawstwa i Ochrony Gleb, e-mail: blemkow@uwm.edu.pl, miroslaw.orzechowski@uwm.edu.pl, slawomir.smolczynski@uwm.edu.pl

**Zarys treści:** Kraina Wielkich Jezior Mazurskich o powierzchni 173 200 ha została uformowana podczas zlodowacenia Wisły. 58% terenu ukształtował łądólód w fazie pomorskiej, 27% – w fazie poznańskiej, a 15% – w fazie leszczyńskiej. Występuje tu 1295 torfowisk niskich, które zajmują 13,5% powierzchni mezoregionu. Średnia ich wielkość wynosi 18 ha. Podłożem torfowisk niskich jest w 91,5% gytia, co wskazuje na pojezierny charakter tych mokradel. Pierwotnie jeziora zajmowały ponad 37% powierzchni mezoregionu, jedna trzecia przekształciła się w mokradła reofilne. Ponad 55% torfowisk niskich rozwinęło się na gytii wapiennej, 24,2% na gytii organicznej, 11,8% na gytii ilastej. W wyniku paludyfikacji powstało 8,5% torfowisk niskich. W strefach formowanych w różnych fazach zlodowacenia stwierdzono zróźnicowanie w utworach podtorfowych, co wpłynęło także na rodzaj akumulowanego torfu.

**Słowa kluczowe:** torfowiska niskie, Kraina Wielkich Jezior Mazurskich

**Abstract:** Great Mazurian Lakes Region with the area of 173 200 ha was formed during Vistulian glaciation. More than 58% of this region was shaped during Pomenarian phase, 27% during Poznan phase, and 15% during Leszno phase. There are 1295 fens which cover the area of 13,5 % of the mesoregion. Average fen have 18 ha. 91,5% of the studied fens lie on gyttja deposits, which suggests post-lacustrine origin of the wetlands. Primary the lakes had covered more than 37% of Great Mazurian Lakes Region, and one third was transformed into reophilous wetlands. More than 55% of fenlands was formed on calcareous gyttja, 24,2% on detrital gyttja and 11,8% on clayey gyttja. 8,5% of fens was formed as a result of paludification. In various phases of glaciation the formations underlying peats differ, which resulted in the genetic type of peat.

**Key words:** fens, Great Mazurian Lakes Region

## Wstęp

Rozwój torfowisk niskich na Pojezierzu Mazurskim uzależniony był od charakteru pierwotnych jezior i rozwinięcia sieci rzecznej. Dotychczas zatorfieniu uległa połowa jezior makroregionu, a intensywność łądowienia akwenów w poszczególnych mezoregionach (Piaścik, Lemkowska 2004), jak też strefach morfogenetycznych była zróźnicowana. Zatorfieniu uległo ponad 65% jezior na terenie ukształtowanym w fazie leszczyńskiej, 30% – w fazie poznańskiej i 50% – w fazie pomorskiej (Lemkowska, Piaścik 2006). W Krainie Wielkich Jezior Mazurskich pierwotnie jeziora zajmowały ponad 37% powierzchni, tj. prawie 4-krotnie więcej niż na Pojezierzu Olsztyńskim, Mrągowskim i Ełckim (Piaścik, Lem-

kowska 2004). Pomimo licznych prac hydrotechnicznych (Mikulski 1966) zanik jezior jest tu najmniejszy, a tylko jedna trzecia z nich przekształciła się w torfowiska niskie (Piaścik, Lemkowska 2004). Jeziora płytkie i małe zarastały szybciej, duże i głębokie wolniej, a najwolniej ulegają łądowieniu przepływowe jeziora rynnowe (Churski 1988), które współcześnie stanowią ponad 83% jezior Pojezierza Mazurskiego (Choiński 1995). Wskaźnik zatorfienia w poszczególnych strefach morfogenetycznych makroregionu Pojezierze Mazurskie kształtuje się na poziomie 8,1% w fazie leszczyńskiej (L), 5,6% w fazie poznańskiej (POZ) i 7,0% w fazie pomorskiej (POM). Średnia powierzchnia torfowisk fazy leszczyńskiej wynosi 20 ha, a w strefie młodszych faz jest 2-krotnie mniejsza. Mokradła te w 80% (L)–90% (POZ, POM) powstały

na skutek lądowania jezior (Lemkowska, Piaścik 2006). W poszczególnych mezoregionach Pojezierza Mazurskiego (PM) dotychczas nie przeprowadzono analizy przestrzennego zróżnicowania podłoża torfowisk niskich z uwzględnieniem morfogenezy terenu. Próbę taką podjęto w niniejszym opracowaniu dla Krainy Wielkich Jezior Mazurskich (KWJM).

## Metodyka i teren badań

Badania przeprowadzono na podstawie dokumentacji geologicznych torfowisk, bazy danych torfowisk północno-wschodniego regionu Polski oraz mapy rozmieszczenia torfowisk Polski IMUZ w skali 1:100 000. Zasięgi faz zlodowacenia Wisły wyznaczono według Kondrackiego (1972), ustalono powierzchnie uformowane w poszczególnych fazach oraz utworzono zbiory danych torfowisk niskich w ich obrębie. Wydzielono torfowiska pojezierne podścielone gytią mineralną (Gm), organiczną (Go) i węglanową (Gca) oraz torfowiska wytworzone w wyniku paludyfikacji gruntów mineralnych (M). Ustalono dominujący rodzaj genetyczny torfu na poszczególnych podłożach. Dane zestawiono według wielkości torfowisk. Przestrzenne zróżnicowanie torfowisk analizowano na podstawie map wykonanych w skali 1:100 000.

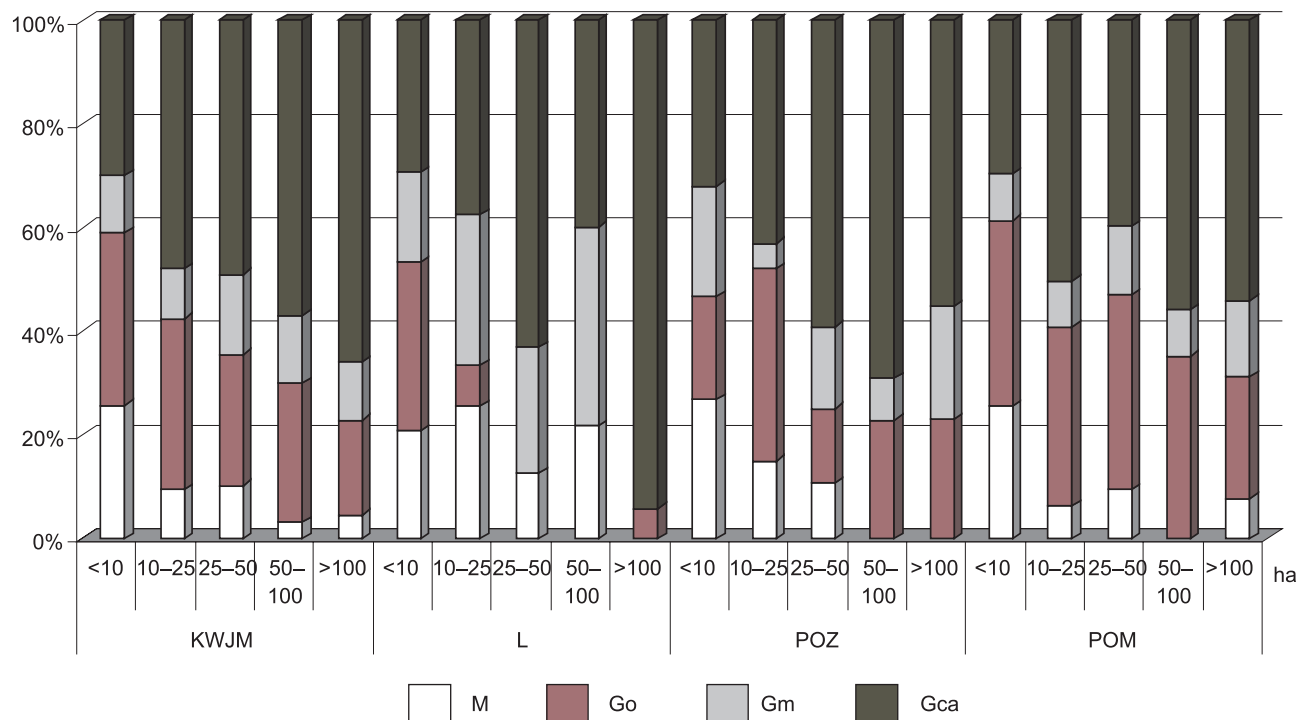
KWJM zajmuje duże obniżenie poprzeczne o powierzchni 173 200 ha, co stanowi 13,1% Pojezierza Mazurskiego (tab. 1). Zostało ono uformowane podczas fazy leszczyńskiej, poznańskiej i pomorskiej zlodowacenia Wisły. Zróżnicowana aktywność nasuwającego się 3-krotnie lodowca wpłynęła na dużą mozaikowość geomorfologiczną terenu (Kondracki, Pietkiewicz 1967). Ponad 50% makroregionu PM ukształtowane zostało w fazie pomorskiej, jedna piąta – w fazie poznańskiej, a jedna trzecia – w fazie leszczyńskiej (Lemkowska, Piaścik 2006). Łądocłód fazy leszczyńskiej miał niewielką

miąższość i krótkie okresy postoju (Kondracki, Pietkiewicz 1967, Bogacki 1976). Na skutek rozpadu lodowca pozostawił rozległe, cienkie bryły martwego lodu, które w wyniku krasu termicznego przyczyniły się do uformowania płytkich zagłębień (Kondracki, Pietkiewicz 1967, Stasiak 1971a, b). Niewielki obszar KWJM ukształtowany w fazie leszczyńskiej ma charakter sandrowy. W przeważającej części wyniesiony jest do 130 m n.p.m., na południu, w okolicach jeziora Roś, obniża się do 120 m n.p.m., w rejonie Giętkich podnosi się do 168 m n.p.m. Strefę fazy poznańskiej wyznaczają ciągi moren czołowych przebiegające na północ od jeziora Śniardwy (ryc. 1). W porównaniu do fazy leszczyńskiej łądocłód fazy poznańskiej miał większą miąższość i pozostawił ogromne zagłębienia wypełnione lodem, które dały początek największemu kompleksowi jezior w Polsce (Mikulski 1966, Więckowski 1966, Szostak 1967, Kondracki 1972, Richling 1972, Jańczak 1999). Centralne obniżenie wykorzystuje jezioro Śniardwy o powierzchni 11 340,4 ha i lustrze wody na poziomie 116 m n.p.m. (Jańczak 1999). W kierunku północnym teren wznosi się do 177 m n.p.m. Na zachodzie i południu dominują piaski fluwioglacjalne, na wschodzie i północy gliny zwałowe. Fazę poznańską od fazy pomorskiej oddziela III ciąg moren czołowych. Na północ od tego ciągu krajobraz tworzą gliniaste, pagórkowate moreny denne poprzecinane wzgórzami moren czołowych (Kondracki 1952, 1972, Kondracki, Pietkiewicz 1967, Richling 1972). Łądocłód fazy pomorskiej wykazywał znacznie większą aktywność. Dzięki dużej miąższości i długim postojom z licznymi oscylacjami pozostawił wiele ciągów moren czołowych, które w części północnej mezoregionu zbliżają się do siebie. Na skutek nierównomiernej akumulacji lodowcowej oraz wytapiania brył martwego lodu powstały zagłębienia śródmorenowe i rynny polodowcowe, co wpłynęło na silne zróżnicowanie hipsometryczne. Centralną część zajmuje kompleks jezior: Mamry (2504 ha), Dargin (3030 ha),

**Tabela 1.** Mokradła w Krainie Wielkich Jezior Mazurskich  
**Table 1.** Wetlands in the Great Mazurian Lakes Region

Specyfikacja	Mezoregion KWJM	Makroregion PM
Powierzchnia [ha]	173200	1318400
Część PM [%]	13,1	100
Torfowiska niskie [szt.]	1295	7346
Powierzchnia torfowisk niskich [ha]	23342	93741
Udział torfowisk pojeziernych [%]	91,5	85,8
Średnia wielkość torfowisk [ha]	18,0	12,8
Powierzchnia gytowisk [ha]	1786	5588
Udział % w powierzchni regionów, % of region area		
Torfowiska niskie	13,50	7,10
Gytowiska	1,03	0,42
Torfowiska pojezierne	12,30	6,09
Jeziorność aktualna	24,05	6,41
Jeziorność pierwotna	37,38	12,92
Zatorfienie jezior [%]	32,90	47,10
Zanik jezior [%]	35,70	51,40

KWJM – Kraina Wielkich Jezior Mazurskich, Great Mazurian Lakes Region  
PM – Pojezierze Mazurskie, Mazurian Lakeland



**Ryc. 1.** Podłoże torfowisk niskich w nawiązaniu do wielkości obiektów i morfogenezy terenu (KWJM – cała Kraina Wielkich Jezior Mazurskich, L – teren fazy leszczyńskiej, POZ – teren fazy poznańskiej, POM – teren fazy pomorskiej, M – podłoże mineralne, Go – gytia organiczna, Gm – gytia mineralna, Gca – gytia węglanowa)

**Fig. 1.** Base of fens according to size objects and terrain morphogenesis (KWJM – Total Great Mazurian Lakes Region, L – area of Leszno phase, POZ – area of Poznań phase, POM – area of Pomeranian phase, M – mineral bed, Go – organic gyttja, Gm – mineral gyttja, Gca – calcareous gyttja)

Święcąjty (869,4 ha), Dobskie (1776 ha), Kisajno (1896 ha), Niegocin (2600 ha) o lustrze wody na wysokości 116,2 m n.p.m. (Kondracki 1972, Richling 1972, Jańczak 1999). Teren wznosi się w kierunku zachodnim do 157 m n.p.m., a we wschodnim do 218 m n.p.m. Część północna KWJM leży w dorzeczu Pregoly, a południowa wchodzi w skład dorzecza Wisły (Mikulski 1966). Sieć rzeczna jest słabo wykształcona, a rzeki charakteryzują się dużymi spadkami i pseudomeandrowaniem (Richling 1972). System fluwialny kształtował się dzięki pozostawionym przez lodowiec martwym lodom (Richling 1972, Starkel 1997), co sprawiło, że jeziora nadal pokrywają prawie jedną czwartą powierzchni mezoregionu (tab. 1) (Lossow 1996, Jańczak 1999) mimo antropogenicznych zmian (Dąbrowski 2001). Uwarunkowania geomorfologiczne wpływały na przebieg procesów geochemicznych i pedologicznych, determinując zróźnicowanie glebowe w obrębie jednostek morfogenetycznych KWJM (Richling 1972, Białousz 1978).

## Wyniki i dyskusja

W KWJM torfowiska niskie zajmują 23 342 ha, tj. 13,5% powierzchni mezoregionu, co wywołuje 2-krotnie większe zatorfienie w porównaniu do makroregionu PM (tab. 1). Na obszarze KWJM stwierdzono 1295 obiektów torfowych, z których 75,4% nie przekracza 10 ha, a średnia powierzchnia wynosi 18 ha (tab. 1). Ustalono,

że 91,5% badanych mokradeł ma charakter pojezierny, o czym świadczy obecność gytii w ich podłożu (Go, Gm, Gca). W porównaniu do całego Pojezierza Mazurskiego jest ich o 6% więcej, co wynika z warunków hydrograficznych terenu. Torfowiska rozwijające się w wyniku paludyfikacji wskazują miejsca wysięku wód powodujących zatorfienie gruntów mineralnych (M). W KWJM bezpośrednio na podłożu mineralnym powstało zaledwie 8,2% torfowisk niskich, tj. prawie 2-krotnie mniej niż przeciętnie w makroregionie PM (14,4%) (tab. 1).

Zróźnicowana aktywność ładolodu zlodowacenia Wisły sprawiła, że 58% powierzchni Krainy Wielkich Jezior Mazurskich zostało ukształtowane w fazie pomorskiej (POM), 27% – w fazie poznańskiej (POZ), a 15% – w fazie leszczyńskiej (L). Rozmieszczenie torfowisk niskich, z uwzględnieniem morfogenezy terenu, przedstawiono na rycinie 1. Obiekty małe koncentrują się w silniej urzeźbionej i wyniesionej (140–200 m n.p.m.) północnej części mezoregionu, uformowanej w fazie pomorskiej. Torfowiska większe usytuowane są na obszarach o łagodniejszym reliefie, wyniesionych od 116 do 140 m n.p.m., w sąsiedztwie jezior Śniardwy, Roś, Szymon, Orzysz, Seksty, Gołdopiwo, Buwełno, Staświńskiego. Do największych torfowisk w tym mezoregionie należą: kompleks Rostki-Trzonki (ok. 3000 ha), Łąki Szymońskie (1150 ha), Bagno Nietlickie (1480 ha), Łąki Staświńskie (706 ha), Tackie Bagno (486 ha).

Torfowiska niskie usytuowane na obszarze uformowanym w fazie leszczyńskiej są nieliczne, lecz charak-

teryzują się dużymi rozmiarami, ich średnia wielkość (97 ha) jest prawie 5-krotnie większa od wskaźnika dla całego makroregionu PM (Lemkowska, Piaścik 2006). Zatorfienie kształtuje się na poziomie 16,6% i jest 2 razy większe w porównaniu do całej strefy fazy leszczyńskiej na Pojezierzu Mazurskim. Badane mokradła w 95% mają genezę pojezierną, a w wyniku paludyfikacji powstało 4 razy mniej torfowisk w porównaniu do całej fazy leszczyńskiej makroregionu. Ma to związek z dużą pierwotną jeziornością tego obszaru. Torfowiska pojezierne w fazie leszczyńskiej powstały w przeważającej części na gytii węglanowej, wraz ze wzrostem wielkości obiektów jej udział w podłożu wzrasta (ryc. 2). Gytia organiczna najczęściej występuje w podłożu torfowisk o areale mniejszym od 10 ha. W spażu torfowisk o powierzchni ponad 100 ha nie stwierdzono utworów mineralnych (M, Gm). Na obiektach mniejszych od 25 ha, na podłożu mineralnym, akumulował się głównie torf turzycowiskowy, zaś na większych od 25 ha – torf olesowy. Wskazuje to na zwiększanie amplitudy wahań poziomu wody torfowisk usytuowanych na sandrze wraz ze wzrostem ich powierzchni. Na gytii organicznej (Go) niezależnie od wielkości obiektów przeważa torf turzycowiskowy. Na gytii mineralnej (Gm) dominuje torf olesowy, także na obiektach małych, co wskazuje na niestabilność warunków wodnych również w małych torfowiskach uformowanych na najstarszym osadzie jeziornym. Na gytii wapiennej (Gca) zalega najczęściej torf turzycowiskowy, przy czym w obiektach o wielkości 10–50 ha widoczny jest duży udział torfu olesowego (ryc. 3).

Na terenie KWJM ukształtowanym w fazie poznańskiej, gdzie jeziora zajmują nadal znaczną część strefy, zatorfienie przy udziale torfowisk niskich wynosi 9% i jest większe od średniej dla fazy poznańskiej w makroregionie PM o 3,4%. Jednocześnie wolniejszy proces łądowania jezior tego obszaru sprawia, że wskaźnik zatorfienia w porównaniu do fazy leszczyńskiej i pomorskiej w KWJM jest najmniejszy. Prawie 93% torfowisk niskich ma genezę pojezierną, a w wyniku paludyfikacji powstało o 3% mniej torfowisk niż średnio na terenie fazy poznańskiej całego Pojezierza Mazurskiego. Są to z reguły torfowiska małych rozmiarów (ryc. 2). Podobnie jak na terenie fazy leszczyńskiej w podłożu badanych torfowisk dominuje gytia węglanowa. Utrzymuje się również trend zwiększającego się jej udziału wraz ze wzrostem arealu torfowisk. Na torfowiskach o powierzchni do 25 ha zalega przeważnie torf olesowy, a na większych – turzycowiskowy. W badanych obiektach znacząco wzrasta ilość gytii organicznej, na której akumulował się głównie torf turzycowiskowy i szuwarowy (ryc. 3).

Torfowiska niskie w strefie fazy pomorskiej w 90% mają charakter pojezierny. Wskaźnik ten jest podobny do średniej dla całej strefy najmłodszej fazy zlodowacenia w makroregionie (Lemkowska, Piaścik 2006). Zwiększona ilość torfowisk paludyfikacyjnych odzwierciedla złożone warunki hydrologiczne tego terenu. Zatorfienie obniżen śródmorenowych było możliwe dzięki złożonej budowie moren oraz soligenicznemu i spływowemu zasi-

laniu (Okruszko 1977, 1983, Ilnicki 2002). Niewielkie ich rozmiary sprawiły, że mogły funkcjonować tylko dzięki spływom deluwialnym (Stepa i in. 1995), czemu sprzyjała konfiguracja terenu (Uggla i in. 1967, Richling 1972).

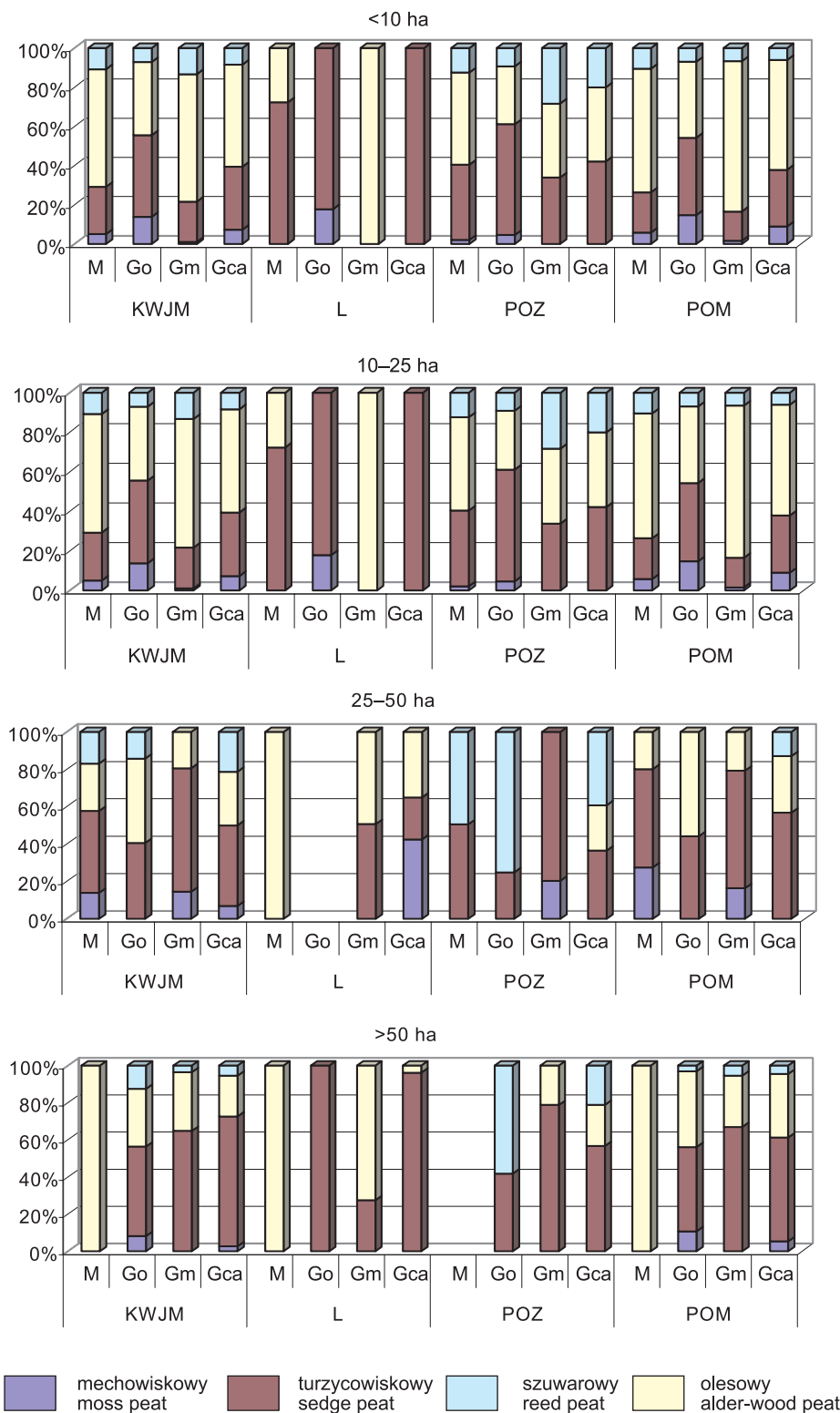
W porównaniu do starszych faz zlodowacenia udział gytii węglanowej w podłożu badanych torfowisk zmniejsza się na rzecz gytii organicznej. Wiąże się to z późniejszym łądowaniem i wkroczeniem roślinność torfotwórczej dopiero po fazie akumulacji detrytusu w żywnych jeziorach (Uggla 1964). W złożach małych torfowisk dominują torfy olesowe, co świadczy o dużej zmienności stosunków wodnych (Okruszko 1977) i ostatnim etapie w ich eutroficznej sukcesji (Marek 1965). W złożach torfowisk pojeziernych o powierzchni większej od 50 ha przeważa torf turzycowiskowy, a w paludyfikacyjnych – olesowy.

Analiza utworów podtorfowych pozwala na prześledzenie wpływu uwarunkowań geologicznych terenu na zróżnicowanie stratygrafii torfowisk niskich. Dominacja gytii węglanowej w spażu torfowisk wskazuje na dużą zasobność wód KWJM w węglan wapnia oraz sprzyjające warunki jego wytrącania. Świadczy również o znacznej ilości węgla wapnia wypłukanego z utworów polodowcowych i transportowanego na duże odległości dzięki przepływowemu charakterowi jezior. W różnych regionach Polski w obrębie jezior rynnowych stwierdzono złoża gytii węglanowych o dużej miąższości 5–10 m, (Więckowski 1966, Gołębiowski 1976, Rzepecki 1985, Petelski, Sadurski 1987, Tobolski 2000). W złożach podtorfowych najczęściej mają około 2 m (Rzepecki 1985), w KWJM dochodzą do 9,5 m. Gytia węglanowa formowała się w akwenach pełniących rolę odstożników dla rzek (Gołębiowski 1976, Więckowski 1993) lub w obniżeniach bezodpływowych konserwowanych martwym lodem (Goździk, Konecka-Betley 1992). Powstała ona w wyniku wytrącenia węgla wapnia na drodze biochemicznych i fizycznych procesów. Jest charakterystyczna dla płytkich dużych zbiorników. W głębokich zbiornikach występuje rzadziej, gdyż  $\text{CaCO}_3$  ulega rozpuszczeniu w obecności  $\text{CO}_2$  (Stasiak 1971b, c). W małych jeziorach gytia węglanowa akumuluje się przy poziomie wody 2–4 m (Punning i in. 2008).

Zwiększony udział gytii wapiennej w fazie leszczyńskiej w porównaniu do fazy poznańskiej i pomorskiej należy wiązać ze stopniem wypłukania węgla wapnia z utworów geologicznych oraz gleb zlewni. W gruboziarnistych utworach fluwioglacjalnych węglany wykazują większą podatność na wypłukiwanie oraz redepozycję w porównaniu do utworów morenowych (Rzepecki 1985, Petelski, Sadurski 1987, Bukowska-Jania 2003). Szacuje się, że pod koniec ostatniego zlodowacenia utwory fluwioglacjalne zawierały około 15% węgla wapnia (Bukowska-Jania i in. 1999). Rzepecki (1985) za Bartoszem podaje, że woda przepływająca przez utwory piaszczysto-żwirowe o zawartości węglanów 12% nasyca się w stopniu porównywalnym do wód migrujących w skałach wapiennych o zawartości 90%  $\text{CaCO}_3$ . Przemawia za tym również zwiększona twardość wód gruntowych piaszczy-

stego poziomu wodonośnego (Richling 1972). Kierunek spływu wód spowodował, że dodatkowe ilości węglanów były wnoszone do jezior fazy leszczyńskiej z terenów młodszych faz zlodowacenia (Bukowska-Janina 2003). Do migracji jonów Ca przyczyniła się też bifurkacja jezior charakterystyczna dla Krainy Wielkich Jezior Mazurskich

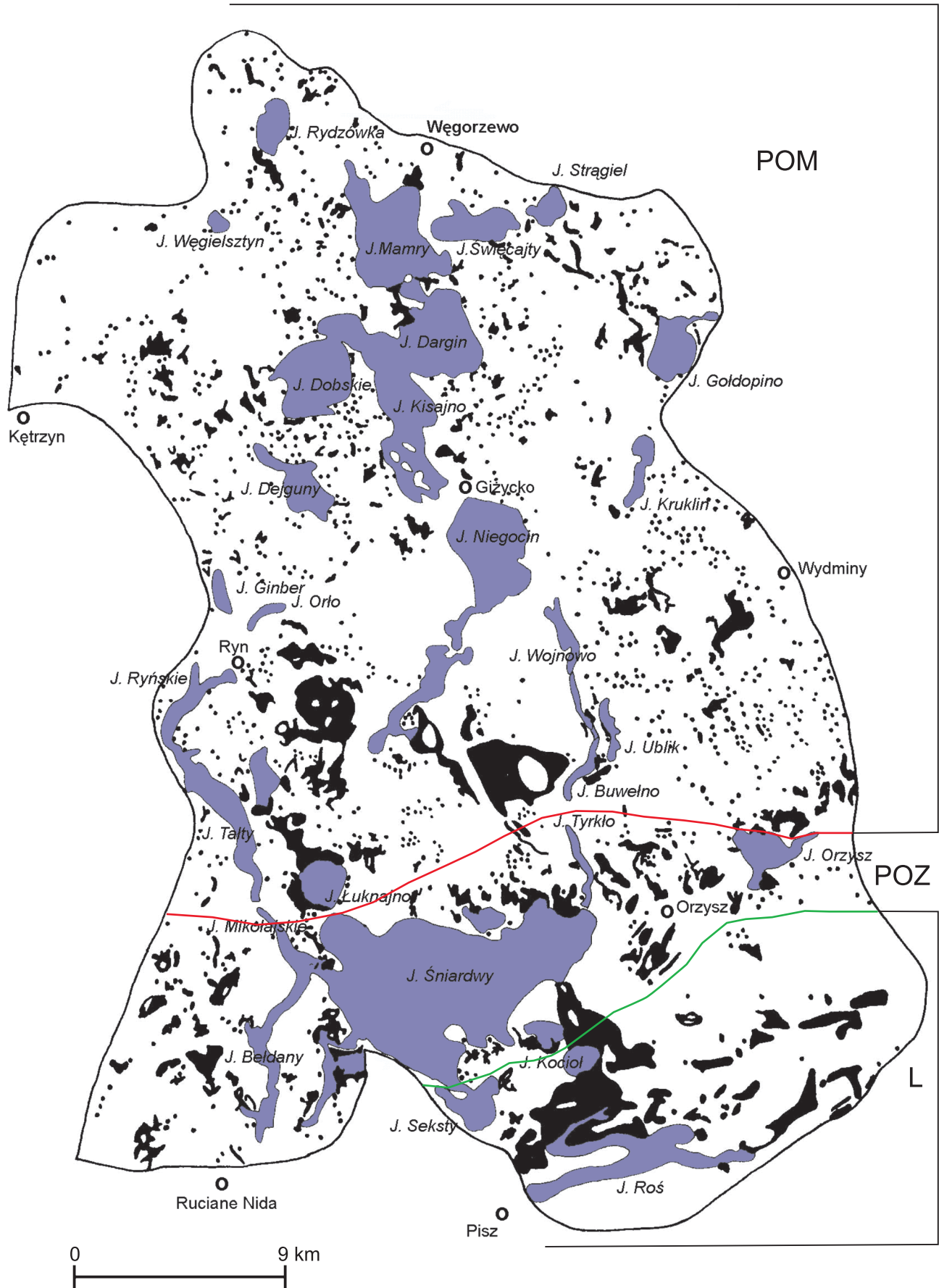
(Richling 1972). Akumulacja gytii węglanowej odbywała się w ciepłym okresie (od okresu borealnego), przy zmniejszonym zwierciadle wód (Stasiak 1963). Wiązało się to zarówno ze splyceniem akwenów, jak i malejącą rozpuszczalnością  $\text{CaCO}_3$  wraz ze wzrostem temperatury (Więckowski 1966). Największą akumulację osadów wę-



Ryc. 2. Zróżnicowanie genetyczne torfów torfowisk niskich w nawiązaniu do podłoża i morfogenezy terenu Krainy Wielkich Jezior Mazurskich (KWJM)

Fig. 2. Differentiation of kind peat in the Great Mazurian Lakes Region according to fens base and terrain morphogenesis





Ryc. 3. Rozmieszczenie torfowisk niskich w Krainie Wielkich Jezior Mazurskich  
 Fig. 3. Distribution of fens in the Great Mazurian Lakes Region

glanowych na Pojezierzu Mazurskim stwierdzono w drugiej połowie okresu atlantyckiego, w okresie oziębienia klimatu w młodszym dryasie wytrącanie gytii wapiennej nie miało miejsca (Stasiak 1963).

Ponieważ zawartości węgla organicznego oraz węgla wapnia w osadach jeziornych wykazują zależność inwersyjną (Stangenberg 1938, Dean 1999, Punning i in. 2008), w podłożu torfowisk niskich obserwuje się zwiększanie udziału gytii organicznej z jednoczesnym zmniejszaniem gytii węglanowej. Duża ilość  $\text{CaCO}_3$  powoduje silny rozkład materii organicznej (Więckowski 1966, 1993, 2009), co uwalnia  $\text{CO}_2$ , który uniemożliwia wytrącanie  $\text{CaCO}_3$  (Stasiak 1971c, Petelski, Sadurski 1987). Gytia organiczna najczęściej występuje w podłożu torfowisk fazy pomorskiej o silnym urzeźbieniu i zróżnicowanej geologii. Jej obecność świadczy o dużej troficzności zarośniętych jezior, późniejszym rozwoju procesów torfotwórczych oraz o zarastaniu zbiorników pozbawionych przepływu (Ugla 1969, 1971, Stasiak 1971b, c, Choiński 1995). Urozmaicona litologia osadów polodowcowych sprzyjała migracji i wzbogacaniu wód, a silne urzeźbienie intensyfikowało spływy powierzchniowe użytkującej mokradła.

Na uwagę zasługuje tu rola mokradel pojeziornych w sekwestracji węgla i jego terestrializacji w wyniku transferu atmosferycznego  $\text{CO}_2$  do zasobów pedologicznych.

## Wnioski

Warunki morfogenetyczne związane z fazami zlodowacenia Wisły miały duży wpływ na rozwój oraz przestrzenne zróżnicowanie ilościowe i jakościowe torfowisk niskich Krainy Wielkich Jezior Mazurskich. W fazie leszczyńskiej uformowane zostało 15% obszaru mezoregionu, w fazie poznańskiej 27%, a w pomorskiej 58%.

Zatorfienie przy udziale torfowisk niskich terenów uformowanych w poszczególnych fazach ostatniego zlodowacenia jest związane z pierwotną jeziornością oraz tempem zarastania jezior. W fazie leszczyńskiej zatorfienie wynosiło 16,6%, w poznańskiej 9%, a w pomorskiej 14,7%.

Torfowiska niskie Krainy Wielkich Jezior Mazurskich w 91,5% mają genezę pojeziorną. W fazie leszczyńskiej stanowią one 95%, w fazie poznańskiej 92,7%, a w pomorskiej 90,1%.

W podłożu pojeziornych torfowisk niskich dominuje gytia węglanowa. Jej udział zwiększa się w kierunku południowym od strefy fazy pomorskiej do strefy fazy leszczyńskiej. Obecność gytii wskazuje na dużą pierwotną zasobność utworów polodowcowych Krainy Wielkich Jezior Mazurskich w węglan wapnia, znaczny stopień denudacji chemicznej oraz korzystne warunki redepozycji.

## Literatura

- Białousz S., 1978. Wpływ morfogenezy Pojezierza Mazurskiego na kształtowanie się gleb. *Rocz. Nauk Rol.* D(66): 87–126.
- Bogacki M., 1976. Współczesne sandry na przedpolu Skeidarkjökull (Islandia) i plejstoceńskie sandry w Polsce północno-wschodniej. *Rozprawy Uniwersytetu Warszawskiego.*
- Bukowska-Jania E., 2003. Rola systemu lodowcowego w obiegu węgla wapnia w środowisku przyrodniczym. *Wyd. Uniwer. Śląskiego, Katowice.*
- Bukowska-Jania E., Pulina M., 1999. Calcium carbonate in deposits of the last Scandinavian glaciation and contemporary chemical denudation in west Pomeranian – NW Poland, in the light of modern processes in Spitsbergen. *Z. Geomorph. N.F. Suppl. Gebrüder Borntraeger* 119: 21–36.
- Choiński A., 1995. *Zarys limnologii fizycznej Polski.* Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
- Churski Z., 1988. Wybrane zagadnienia dotyczące jezior i mokradel w Polsce. W: Z. Churski (red.), *Naturalne i antropogeniczne przemiany jezior mokradel w Polsce.* Rozprawy UMK, Toruń, s. 9–31.
- Dąbrowski M., 2001. Antropogenic changes in the hydrographic system of Great Masurian Lakes. *Limnological Review*, 1: 49–56.
- Dean W.E., 1999. The carbon cycle and biogeochemical dynamics in lake sediments. *J. Paleolimnol.* 21: 375–393.
- Gołębiewski R., 1976. *Osady denne Jezior Raduńskich.* Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Gdańsk.
- Goździk J., Konecka-Betley K., 1992. Późnowistuliańskie twory węglanowe w zagłębieniach bezodpływowych rejonu kopalni „Bełchatów”. Cz. 1. Geneza i stratygrafia. Cz. 2. Skład chemiczny i mineralogiczny. *Rocz. Glebozn.* 43(3–4): 103–124.
- Ilnicki P., 2002. *Torfowiska i torf.* Wyd. AR w Poznaniu, Poznań.
- Jańczak J. (red.), 1999. *Atlas jezior Polski. T. III.* Bogucki Wyd. Nauk, Poznań.
- Kondracki J., 1952. Uwagi o ewolucji morfologicznej Pojezierza Mazurskiego. *Z. Badań Czwartorzędu w Polsce. Biul. Państw. Inst. Geol.* 65(1): 513–597.
- Kondracki J., 1972. *Polska północno-wschodnia.* PWN, Warszawa.
- Kondracki J., Pietkiewicz S., 1967. *Czwartorzęd Polski północno-wschodniej.* W: R. Galon, J. Dylak (red.), *Czwartorzęd Polski.* PWN, Warszawa, s. 207–258.
- Lemkowska B., Piaścik H., 2006. Differentiation of fens in landscapes of the Mazurian Lakeland. *Polish J. Environ. Stud.* 15(5D): 43–46.
- Lossow K., 1996. Znaczenie jezior w krajobrazie młodoglacjalnym Pojezierza Mazurskiego. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.* 431: 47–59.
- Marek S., 1965. Biologia i stratygrafia torfowisk olszynowych w Polsce. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.* 57: 5–305.
- Mikulski Z., 1966. Kształtowanie się działu wodnego na Wielkich Jeziorach Mazurskich. *Przegl. Geogr.* 38(3): 381–392.
- Okruszko H., 1977. Rodzaje hydrogenicznych siedlisk glebotwórczych oraz powstających w nich utworów glebowych. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.* 186: 15–33.
- Okruszko H., 1983. Zróznicowanie warunków hydrologicznych mokradel w aspekcie ich melioracji. *Wiad. IMUZ* 15(1): 13–31.
- Petelski K., Sadurski A., 1987. Kreda jeziorna wskaźnikiem holoceny wymiany wód podziemnych. *Przegl. Geol.* 3: 143–147.
- Piaścik H., Lemkowska B., 2004. Genese der niedermoore in der Masurischen Seeplatte. *Telma* 34: 31–37.
- Punning J.M., Kapanen G., Hang T., Davydova N., Kangur M., 2008. Changes in the water level of Lake Peipsi and their reflection in a sediment core. *Hydrobiologia* 599: 97–104.
- Richling A., 1972. Struktura krajobrazowa Krainy Wielkich Jezior Mazurskich. *Prace i Studia Inst. Geogr. UW, Geografia Fizyczna* 10(4): 11–82.
- Rzepecki P., 1985. Jeziorne osady wapienne Polski północnej między Łyną a Brdą. *Geologia* 11(3): 5–78.
- Stangenberg M., 1938. Skład chemiczny osadów głębinowych jezior Suwalszczyzny. *Inst. Badaw. Lasów Państw. A*, 31: 1–44.
- Starkel L., 1997. The evolution of fluvial systems in the Upper Vistulian and Holocene in the territory of Poland. *Landform Analysis* 1: 7–18.
- Stasiak J., 1963. Historia jeziora Kruklin w świetle osadów strefy litoralnej. *Prac. Geogr. Wyd. Geol.* 42: 1–94.

- Stasiak J., 1971a. Holocen Polski północno-wschodniej. PWN, Warszawa.
- Stasiak J., 1971b. Geneza basenów sedimentacyjnych na obszarach sandrowych. Zesz. Probl. Post. Nauk Rol. 107: 103–112.
- Stasiak J., 1971c. Szybkość sedimentacji złóż gytii wapiennej. Zesz. Probl. Post. Nauk Rol. 107: 113–120.
- Stepa T., Tomaszewska K., Wojtuń T., 1995. Oddziaływanie stoków morenowych na właściwości siedlisk strefy brzeżnej i środkowej małego torfowiska koło Wilkowa na Pojezierzu Mazurskim. Wiad. IMUZ 34: 63–70.
- Szostak M., 1967. Pochodzenie jeziora Śniardwy i jego zasoby wodne. Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN 57: 1–69.
- Tobolski K., 2000. Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych. PWN, Warszawa.
- Uggla H., 1964. Wpływ zlewni na powstawanie i niektóre właściwości osadów jeziorowych. Zesz. Nauk. WSR Olsztyn 17(355): 645–654.
- Uggla H., 1969. Gleby gytiove Pojezierza Mazurskiego. I. Ogólna charakterystyka gleb gytiowo-bagiennych i gytiowo-murszowych. II. Właściwości fizyczne, chemiczne i biologiczne gleb gytiowo-bagiennych i gytiowo-murszowych. Zesz. Nauk. WSR Olsztyn 25(3): 563–606.
- Uggla H., 1971. Charakterystyka gytii i gleb gytiowych Pojezierza Mazurskiego w świetle dotychczasowych badań Katedry Gleboznawstwa WSR w Olsztynie. Zesz. Probl. Post. Nauk Rol. 107: 13–25.
- Uggla H., Grabarczyk S., Mirowski Z., Nożyński A., Rytelowski J., Solarz H., 1967. Strefy zagrożenia erozją wodną gleb północno-wschodniego regionu Polski. Zesz. Nauk. WSR Olsztyn 23(2): 225–243.
- Więckowski K., 1966. Osady denne Jeziora Mikołajskiego. Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN 57: 1–111.
- Więckowski K., 1993. Procesy sedimentacji i tempo akumulacji osadów dennych w wybranych jeziorach. W: I. Dynowska (red.), Przemiany stosunków wodnych w Polsce w wyniku procesów naturalnych i antropogenicznych. Kraków, s. 88–97.
- Więckowski K., 2009. Zagadnienia genezy, wieku i ewolucji jezior poszczególnych regionów Polski w świetle badań ich osadów dennych. Stud. Lim. Et Tel. Sup. 1: 29–72.