

Piotr Gębica

Instytut Archeologii, Uniwersytet Rzeszowski



Ewolucja systemów fluwialnych w późnym glacie w Europie Środkowo-Wschodniej

U schyłku ostatniego zlodowacenia klimat północnego Atlantyku podlegał gwałtownym zmianom, oddziałując na przebieg sedymentacji w kontynentalnej części Europy (Rasmussen i in. 2014). W odpowiedzi na wahania klimatu i towarzyszące im zmiany środowiska wiele nizinnych rzek w Europie doświadczyło transformacji koryt rzecznych. Przeprowadzone w ostatnich 20 latach liczne studia wzbogaciły naszą wiedzę o ewolucji systemów fluwialnych w młodszym czwartorzędzie i osadach rzecznych, które mogą być wykorzystywane jako archiwa zmian środowiska (Frenzel i in. red. 1995; Starkel i in. 2015 i literatura tam cytowana). Opracowane na podstawie *case studies* modele aktywności fluwialnej dla ostatniego cyklu glacialno-interglacialnego charakteryzują okresy z przewagą erozji, po których następowała agradacja i transformacja koryt, zarówno w czasie przejścia z ochłodzenia do ocieplenia, jak i odwrotnie (Vandenberghe i in. 2018). Chociaż precyzyjnie datowanych sekwencji tych zmian, które dostarczają informacji o powiązaniach między transformacją systemów rzecznych a zmianami klimatu, jest ciągle mało, można podjąć próbę zaprezentowania ewolucji systemów fluwialnych w kilku wybranych regionach Europy CE, w których takie zmiany wystąpiły. Celem opracowania jest sprawdzenie, czy zmiany wielkości i rozwinięcia koryt były synchroniczne i jak szybko one postępowały?

Badania w dorzeczu środkowego Dniepru na Równinie Środkoworosyjskiej pokazują, że funkcjonowanie wielkich meandrów (makromeandrów) rzeki Sejm przypada na okres suchego i zimnego klimatu z permafrostem (19–17 ka cal BP), natomiast formowanie mniejszych meandrów – nastąpiło w warunkach ocieplającego się klimatu (17–10 ka BP) (Borisova i in. 2006). Interesujące jest, że nad górnym Dnieprem w rejonie Smoleńska, jak również na Białorusi brak w tym czasie wielkich paleomeandrów. Pojawiają się natomiast we wczesnym holocenie wielkie paleokoryta roztokowe formowane przez duże przepływy uwarunkowane klimatycznie (Kalicki 2006; Panin i in. 2015). W dolinie górnego Niemna na Białorusi wielkie meandry rozwijały się w *allerödzie*, natomiast w części młodoglacjalnej doliny odcinanie makromeandrów miało miejsce pod koniec *böllingu* (Kalicki 2006).

Jeszcze bardziej złożona reakcja rzek na zmiany klimatu wystąpiła w dorzeczu Cisy na Nizinie Węgierskiej, gdzie zmiany układu koryt odbywały się w warunkach zróżnicowanej subsydencji. W czasie LGM paleomeandry Cisy (i Bodroga?) występowały synchronicznie z roztokowym korytem na stożku Sajó. Największe paleomeandry Cisy datowane są na 19–17 ka BP oraz 14,5–13 ka BP, a zatem na okresy interstadialnych ociepleń (Kiss i in. 2015). Natomiast roztokowe koryta funkcjonowały głównie na stożkach dopływów Cisy w czasie stadialnych ochłodzeń (starszy i młodszy dryas). Według datowań Kasse i in. (2010) wielkie paleomeandry środkowej Cisy są znacznie starsze i rozwijały się w okresie od około 33 ka do 22–17 ka BP, wiek młodszej generacji paleomeandrów o nieco mniejszych parametrach (19–17 ka BP) wydaje się postarzony (Kasse i in. 2010). Trzecią generację reprezentuje paleomeander, którego odsypy datowano ^{14}C na 17,9–13,8 ka BP, a początek wypełnienia, na podstawie analizy palinologicznej, przypada na koniec późnego glaciału (Vandenberghe i in. 2018). Zatem meander był aktywny przez kilka tysięcy lat, co wydaje się mało prawdopodobne. Jednak klimat w okresie 17–14 ka BP był bardzo suchy, co mogło doprowadzić do redukcji roślinności i aktywności rzek, nasiliły się procesy eoliczne (Vandenberghe i in. 2018).

Inaczej wygląda sekwencja zmian w Kotlinach Podkarpackich, gdzie transformacja systemu roztokowego na meandrowy w dorzeczu górnej Wisły dokonała się ok. 14,5–11,7 ka BP, a wielkie meandry były odcina-

ne w allerödzie i młodszym dryasie (Kalicki 1991; Klimek 1995; Starkel 2002). W czasie ochłodzenia młodszego dryasu nastąpił prawdopodobnie powrót do układu roztokowego. Nie można wykluczyć, że oba systemy koryt funkcjonowały jednocześnie (Kalicki 2006).

Zmiany wielkości i rozwinięcia późnovistuliańskich paleomeandrów były generalnie synchroniczne wzdłuż całego łuku Karpat. Różnice mogą wynikać z lokalnych uwarunkowań, np. spadku koryta, wielkości dostawy i frakcji transportowanego materiału, położenia odcinka doliny w profilu podłużnym. Dlatego faza wielkich paleomeandrów na niektórych rzekach przedgórskich o większym spadku w ogóle się nie zaznaczyła albo duże zakola datowane są dopiero na wczesny holocen (dolny odcinek Dunajca, Stryj czy Seret na przedpolu wschodnich Karpat), a więc później niż w dolinie górnej Wisły czy środkowego Dniestru (Starkel 2002; Huhmann, Brückner 2002; Kołaczek i in. 2017; Gębica, Jacyśyn, 2021). Inaczej wyglądała reakcja rzek dorzecza górnej Odry. Największe paleomeandry Odry w Kotlinie Raciborskiej były wypełniane we wczesnym i środkowym holocenie (Wójcicki 2010), natomiast w dolinach jej dopływów (Kłodnicy, Osobłogi) – w okresie młodszego dryasu i preborealu (Wójcicki 2013). Być może Odra, mająca niewyrównany reżim hydrologiczny, zaczęła meandrować nieco później niż jej dopływy.

Interesujący okazał się odcinek doliny Sanu na bezpośrednim przedpolu Karpat, gdzie datowano jeden z najstarszych paleomeandrów w Kotlinie Sandomierskiej (Klimek i in. 1997). Przeprowadzone ostatnio datowania AMS i analizy palinologiczne wykazały, że początek wypełnienia paleomeandra w Stubnie nie sięga schyłku plenivistulianu, ale obejmuje fazę przejściową pomiędzy młodszym dryasem a okresem preborealnym (Kołaczek i in. 2017). Znacznie większy paleomeander podcinający równinę rzeki roztokowej pochodzi z młodszego dryasu, co jest zgodne z wcześniejszymi datowaniami późnoglacialnych paleomeandrów Sanu (Szumański 1986; Gębica i in. 2009). Zmiana wielkości paleokoryta z dużego na mniejsze nastąpiła prawdopodobnie w czasie kilku stuleci.

Zatem datowana sekwencja pokazuje, że u schyłku późnego glacialu zmiany rozwinięcia koryt mogły przebiegać stosunkowo szybko, nie w skali kilku tysięcy lat, lecz w znacznie krótszym czasie. Należy wziąć również pod uwagę możliwość istnienia anastomozujących odcinków

koryt. Jednocześnie wyniki datowań z doliny Sanu i dorzecza Dniestru (Gębica, Jacyśyn 2021) sugerują znacznie młodszy wiek niektórych zakoli późnoglacialnych, niż dotychczas przypuszczano.

- Borisova O., Sidorczuk A., Panin A., 2006. Palaeohydrology of the Seim river basin, Mid-Russian Plain, based on palaeochannel morphology and palynological data. *Catena*, 66, 53–73.
- Frenzel B., Vandenberghe J., Kasse C., Bohncke S., Glaser B. (eds), 1995. *European river activity and climatic change during the Lateglacial and Early Holocene. ESF Project Palaeoclimate and Man, Palaoklimaforschung*, 14, Gustav Fischer, Stuttgart.
- Gębica P., Szczepanek K., Wiczorek D., 2009. Late Vistulian alluvial filling in the San river valley in the Carpathian foreland (north of Jarosław town). *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 43, 39–61.
- Gębica P., Jacyśyn A., 2021. Age of terrace levels and palaeomeander systems in the light of overestimated radiocarbon datings (The case study of the Dniester river valley, West Ukraine). *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 55, 99–128.
- Huhmann M., Brückner H., 2002. Holocene terraces of the upper Dniester. Fluvial morphodynamics as a reaction to climate change and human impact. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. (Suppl.)*, 27, 67–80.
- Kalicki T., 1991. The evolution of the Vistula river valley between Cracow and Niepołomice in late Vistulian and Holocene Times, [in:] L. Starkel (ed.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, Geographical Studies, Special Issue 6, part IV*, 11–37.
- Kalicki T., 2006. *Zapis zmian klimatu oraz działalności człowieka i ich rola w holocenijskiej ewolucji dolin środkowoeuropejskich. Prace Geograficzne*, 204, IGiPZ PAN, Warszawa.
- Kasse C., Bohncke S.J.P., Vandenberghe J., Gabris G., 2010. Fluvial style changes during the last glacial-interglacial transition in the middle Tisza valley (Hungary). *Proceedings of the Geologists' Association*, 121, 180–194.
- Kiss T., Hernesz P., Sümeghy B., Györgyövícs K., Sipos G., 2015. The evolution of the Great Hungarian Plain fluvial system – Fluvial processes in a subsiding area from the beginning of the Weichselian. *Quaternary International*, 388, 142–155.
- Klimek K., 1995. The role of drainage basin orography in the river channel pattern transformation during the Late Vistulian, Subcarpathian Oświęcim Basin, Poland. *Questiones Geographicae, Special Issue 4*, 147–153.
- Klimek K., Łanczont M., Bałaga K., 1997. Późnovistuliańskie i holocenijskie wypełnienie paleomeandru Sanu koło Stubna, [w:] M. Łanczont (red.), *Se-*

- minarium terenowe „Glacjal i peryglacjal Kotliny Sandomierskiej i przedgórze Karpat w okolicy Przemyśla”*, *Krasiczyn 22–24 IX 1997*, UMCS, Lublin, 60–71.
- Kołaczek P., Gałka M., Apolinarska K., Gębica P., 2017. Lost in dating – problem with absolute chronologies and sedimentation rates of Late Glacial and Early Holocene oxbow lake deposits in Central Europe. *Quaternary Geochronology*, 41, 187–201.
- Panin A., Adamiec G., Filippov V., 2015. Fluvial response to proglacial effects and climate in the Upper Dnieper valley (Western Russia) during the Late Weichselian and the Holocene. *Quaternaire*, 26, 1, 27–48.
- Rasmussen S., Bigler H., Blockley S., 2014. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: Refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Studies Reviews*, 106, 14–28.
- Starkel L., 2002. Younger Dryas – Preboreal transition documented in the fluvial environment of Polish rivers. *Global and Planetary Change*, 35, 157–167.
- Starkel L., Michczyńska D.J., Gębica P., Kiss T., Panin A., Persoiu I., 2015. Climatic fluctuations reflected in the evolution of fluvial systems of Central-Eastern Europe (60–8 ka cal BP). *Quaternary International*, 388, 97–118.
- Szumański A., 1986. Postglacialna ewolucja i mechanizm transformacji dna doliny dolnego Sanu. *Geologia, Kwartalnik AGH*, 12, 1, 1–92.
- Vandenbergh J., Kasse C., Popov D., Markovic Slobodan B., Vandenbergh D., Bohncke S., Gabris G., 2018. Specifying the external impact on fluvial lowland evolution: The Last Glacial Tisza (Tisa) catchment in Hungary and Serbia. *Quaternary* 1, 14, 111–133.
- Wójcicki K., 2010. Holocene inset fills of the Odra river in the Racibórz Basin. *Quaestiones Geographicae*, 29, 3, 85–93.
- Wójcicki K., 2013. *Osady biogeniczne w środowisku depozycyjnym starorzeczy (warunki akumulacji i wymowa paleośrodowiskowa na przykładach z dorzecza górnej Odry)*, Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice