

Wiek i sposób wykształcenia struktur peryglacjalnych w dolinie dużej rzeki na przykładzie stanowiska Koźmin w dolinie Warty

Joanna Petera-Zganiacz*

Uniwersytet Łódzki, Katedra Badań Czwartorzędu, ul. Kopcińskiego 31, 91-142 Łódź

Powszechnie znanym i dobrze udokumentowanym zjawiskiem jest występowanie w przeszłości warunków peryglacjalnych oraz związanych z ich istnieniem specyficznych osadów, a przede wszystkim struktur. Najlepiej rozpoznane jest środowisko peryglacjalne z vistulianu, chociaż nie ma wątpliwości co do istnienia tego typu warunków również we wcześniejszych okresach zimnych plejstocenu.

Wśród świadectw panowania środowiska peryglacjalnego najistotniejsze są struktury szczelinowe kontrakcji termicznej (m.in. Goździk 1973, 1992, Romanovskij 1973, Vandenberghe, Pissart 1993). Bardzo często przypisuje się warunkom peryglacjalnym powstawanie inwolucji, które bywają wręcz określane mianem krioturbacji (Dylik 1965, Vandenberghe 1988). Powstawaniu inwolucji niewątpliwie sprzyja obecność wieloletniej zmarzliny, a inwolucje bardzo często spotyka się w sąsiedztwie struktur szczelinowych kontrakcji termicznej (Goździk 1973, Kasse 1999). Wiadomo jednak, że tego typu deformacje mogą powstawać w innych warunkach, nie związanych ze środowiskiem peryglacjalnym (Cegła, Dżułyński 1970).

Rozwój i charakter struktur peryglacjalnych uzależniony jest nie tylko od warunków klimatycznych, ale również od czynników lokalnych, takich jak typ osadu, etap rozwoju gleby, rodzaj pokrycia roślinnego oraz innych. Duże znaczenie dla charakteru struktur ma też forma, w której obrębie powstały, ponieważ odmienne cechy będą miały powstając na wysoczyźnie, stoku czy w dolinie rzecznej (m.in. Romanovskij 1973, Kasse, Vandenberghe 1988, Shur, Jorgenson 2007).

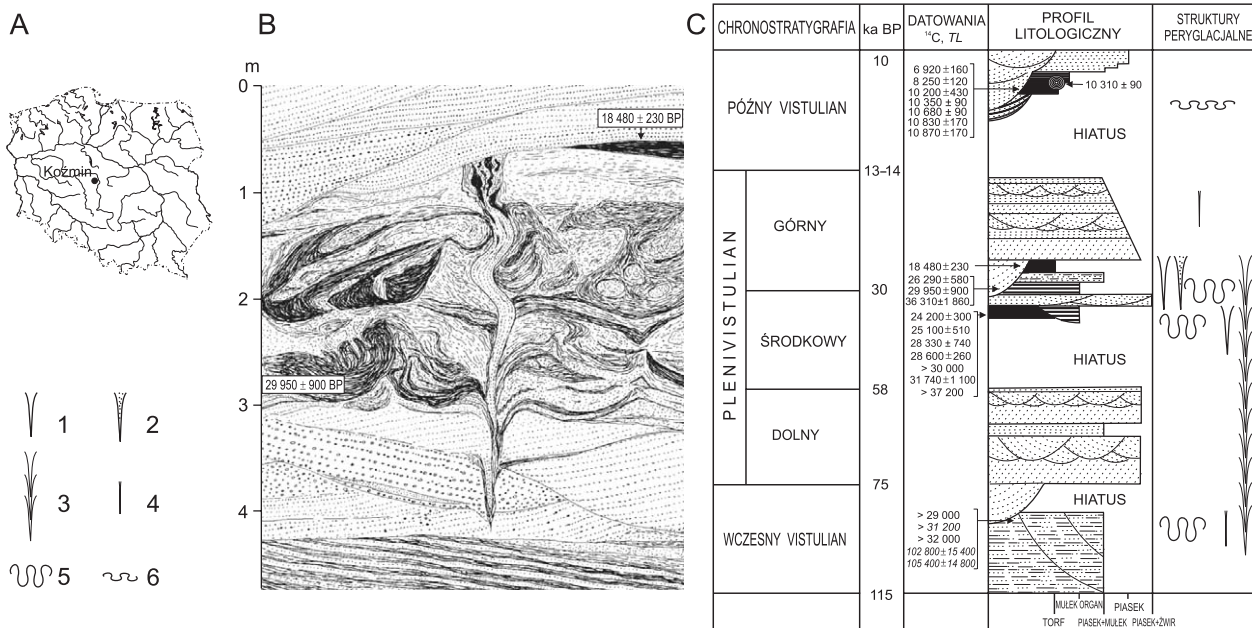
W trakcie wieloletnich badań prowadzonych w lewobrzeżnej części doliny Warty między Uniejowem i Dobrowem (ryc. 1A) wielokrotnie dokumentowane były struktury peryglacjalne, rozwinięte na różnych poziomach rozbudowanej serii aluwów vistuliańskich (Klatkova 1996, Klatkova i in. 1996, Petera 2002, Forsytek 2005, Petera-Zganiacz 2007).

Struktury szczelinowe kontrakcji termicznej

W dolinie Warty występują najczęściej struktury o charakterze pseudomorfoz po epigenetycznych oraz syngenetycznych klinach lodowych. W nielicznych przypadkach stwierdzano struktury, które można interpretować jako kliny z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym. Spotykane również były bardzo wąskie formy szczelinowe, które musiały funkcjonować przez jeden lub niewiele więcej sezonów.

Pseudomorfozy po epigenetycznych klinach lodowych można podzielić na dwie grupy odznaczające się nieco odmiennymi cechami. Struktury z pierwszej grupy mają długość około 3 m. Szerokość struktur jest niewielka i wynosi zaledwie 10 do kilkunastu centymetrów. Oczywiście ta wartość nie musi odzwierciedlać rzeczywistej szerokości klina lodowego. Zarys struktur jest bardzo wyraźny, a w wypełnieniu przestrzeni powstałych po wytopieniu lodu brał udział głównie materiał przemieszczony z ówczesnej powierzchni, w tym również materiał organiczny w postaci bryłek torfu. W mniejszym stopniu szczelinę wypełnił materiał z jej brzegów (ryc. 1B).

* e-mail: jap@geo.uni.lodz.pl



Ryc. 1. Struktury peryglacialne w stanowisku Koźmin

A – lokalizacja stanowiska Koźmin; B – pseudomorfoza po epigenetycznym klinie lodowym młodszej generacji, przecinająca środkowy poziom inwolucji; C – stratygrafia vistulianu i struktury peryglacialne w stanowisku Koźmin (wg Petera 2002, zmienione), 1 – epigenetyczne kliny lodowe, 2 – epigenetyczne kliny z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym, 3 – syngenetyczne kliny lodowe, 4 – drobne struktury szczelinowe, 5 – duże inwolucje, 6 – małe inwolucje

Struktury drugiej grupy odznaczają się niewielką długością dochodzącą z reguły do 1,5 m. Szerokość pseudomorfoz po klinach lodowych jest zmienna od około kilkunastu, kilkudziesięciu centymetrów do około metra. Zmienność ta wynika z bardzo dużego zniekształcenia struktur w trakcie wytapiania lodu. Materiał tworzący pseudomorfozy przemieszczony został z powierzchni, jak również z brzegów struktur. Część wypełnienia stanowią torfy i mułki organiczne, które całkowicie pochłonięte zostały przez tworzące się pseudomorfozy, tak że nie stwierdzono ich w pierwotnym ułożeniu.

Pseudomorfozy po syngenetycznych klinach lodowych odznaczają się typowymi cechami, takimi jak: znaczna długość dochodząca do około 6 m, nierówny przebieg, łącznie z miejscowym zanikaniem struktur, a w wypełnieniu dominuje materiał pochodzący z brzegów struktur. Tego typu pseudomorfozy ze stanowiska Koźmin zostały szczegółowo opisane przez Klatkową (1996).

Bardzo rzadko spotykane są formy szczelinowe kontrakcji termicznej noszące cechy klinów z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym. Struktury te mają wyraźny zarys oraz widoczną pionową laminację osadów wypełniających szczelinę.

Struktury szczelinowe kontrakcji termicznej tworzyły się w dystalnej części ówczesnej równi zalewowej, gdzie dominowała akumulacja mułków organicznych oraz torfów. W strefach proksymalnych nie spotykano tego typu struktur. W dystalnej części równi zalewowej, gdzie sięgało oddziaływanie rzeki, stwierdzono jedynie bardzo wąskie, możliwe że tylko jednosezonowe szczeliny.

Inwolucje

Inwolucje, podobnie jak struktury szczelinowe kontrakcji termicznej, rozwinięte są nieporównanie lepiej w strefie dystalnej równi zalewowej niż w strefie proksymalnej. Tworzyły się zazwyczaj na kontakcie osadów mineralnych z organicznymi lub mineralno-organicznymi, takimi jak torfy i mułki organiczne. W vistuliańskim kompleksie osadowym można wyróżnić trzy zasadnicze poziomy występowania inwolucji. W dolnym poziomie deformacje tego typu spotykane są najrzadziej, w środkowym są powszechne i najlepiej rozwinięte, natomiast w górnym nie stanowią reguły i są niewielkich rozmiarów. Inwolucje środkowego poziomu mają zróżnicowane rozmiary, często sięgające 1 m, a w niektórych przypadkach nawet więcej. Mają charakter od dość regularnie wykształconych pogrążów do struktur bardzo nieregularnych (ryc. 1B). W wielu miejscach poziom ten jest dwudzielny. Stosując klasyfikację Vandenberghe (1988), należałoby struktury te określić jako krioturbacje typu 2, czyli względnie regularne, symetryczne, o amplitudzie między 0,6 a 2 m, oraz krioturbacje typu 6 – nieregularne. Towarzyszą im pseudomorfozy po klinach lodowych, które wygasają w poziomie organicznym z inwolucjami lub przecinają ten poziom.

W górnym poziomie inwolucje mają mniejsze rozmiary, ich amplituda zazwyczaj mieści się w granicach 0,5 m. Powstały one na granicy piasków i torfów, przy czym torfy stanowią górną warstwę układu. Tworzą deformacje różnego typu: od łagodnych fałdów po struktury kropkowe, jak również struktury

typu *flat-bottomed*. W poziomie tym nie występują ewidentne świadectwa panowania środowiska peryglacialnego w postaci struktur szczelinowych kontrakcji termicznej, niemniej jednak warunki wieloletniej zmarzliny wydają się najbardziej sprzyjające tworzeniu się wymienionych powyżej inwolucji (Petera 2002, Petera-Zganiacz, Dzieduszyńska 2007).

Wiek struktur peryglacialnych

Najstarsze struktury szczelinowe kontrakcji termicznej, jakie zostały zarejestrowane w dolinie Warty w stanowisku Koźmin, wiązane były przez Klatkową (1996) z chłodnymi wahnięciami klimatu wczesnego vistulianu. Pseudomorfozy po syngenetycznych klinach lodowych przechodzą przez osady datowane na wczesny vistulian oraz dolny i środkowy plenivistulian (Forysiak i in. 1999, Petera 2002). Jednakże dolne części tych struktur, rozwinięte w mineralno-organicznych osadach wczesnego vistulianu, są względem nich epigenetyczne. Cechy syngenezy pseudomorfozy wykazują dopiero w nadległych osadach mineralnych.

W stanowisku Koźmin rozwinęły się dwie generacje epigenetycznych struktur kontrakcji termicznej. Pseudomorfozy starszej generacji wygasają w obrębie warstwy organicznej datowanej radiowęglowo na ~24–36 ka BP (ryc. 1C). Górne części struktur syngenetycznych kończą się na tym samym poziomie co struktury epigenetyczne młodszej generacji. Struktury epigenetyczne młodszej generacji zostały ścięte erozyjnie na skutek działania rozprzestrzeniającej się rzeki roztokowej w górnym plenivistulianie. Do dystalnej części doliny akumulacja dotarła dopiero około 18,5 ka BP. Zasadniczy etap rozwoju szczelin kontrakcji termicznej przypada na okres maksimum ostatniego zlodowacenia. Rozprzestrzenienie się rzeki doprowadziło do wytopienia klinów lodowych – paradoksalnie – w maksimum chłodu. Wyrazny zarys struktur, znaczny udział materiału z powierzchni oraz niewielkie przekształcenie brzegów struktur może wskazywać na szybkie wytopienie klinów oraz szybkie zapełnienie osadem powstałych przestrzeni.

Inaczej doszło do powstania pseudomorfoz po klinach lodowych drugiej grupy. Struktury te nie dostały się pod działanie górnoplenivistuliańskiej rzeki. W efekcie do wytopienia klinów doszło w czasie degradacji zmarzliny wywołanej ocieplaniem klimatu u schyłku vistulianu. W tym przypadku doszło do powstania pseudomorfoz o bardzo skomplikowanej strukturze.

Określenie wieku inwolucji jest znacznie trudniejsze chociażby ze względu na to, że nie jest jasne, kiedy względem ewolucji zmarzliny powstawały. Istnieją koncepcje mówiące o tym, że tworzyły się w warstwie czynnej zmarzliny na skutek sezonowego zamarzania i tajania (Goździk 1973). Inne podejście

prezentuje np. Vandenberghe (1988), który przypisuje tworzenie się dużych inwolucji typu 2 okresowi tajania zmarzliny. Wiadomo również, że powstawaniu inwolucji sprzyjają procesy termokrasowe, które mogą być niezależne od zmian klimatu, ale zależne od zmian w ekosystemie wywołanych np. pożarem (Murton, French 1993, Shur, Jorgenson 2007).

Bardzo ogólnie można stwierdzić, że zasadniczy okres tworzenia się inwolucji w dolinie Warty przypadają na koniec środkowego i początek górnego plenivistulianu. W deformacje zaangażowane były osady organiczne datowane radiowęglowo na ~24–36 ka BP. Na podstawie stosunku inwolucji do pseudomorfoz po klinach lodowych można powiedzieć, że inwolucje tworzyły się synchronicznie z klinami, które wygasają w warstwie organicznej, natomiast kiedy tworzyła się młodsza generacja klinów, inwolucje były już ukształtowane. Świadczy o tym to, że pseudomorfozy po klinach przecinają poziom inwolucji, nie uczestnicząc w skomplikowanych deformacjach. Na podstawie wydatowanych serii organicznych można powiedzieć, że inwolucje środkowego poziomu tworzyły się między ~24–36 ka BP a 18,5 ka BP.

Górny poziom inwolucji powstawał dużo później, bo w młodszej dryasie. Czas tworzenia się tych struktur został dokładnie określony w oparciu o wydatowany poziom torfów uczestniczących w inwolucjach oraz założenie, że ostatnim okresem, kiedy mogły zaistnieć warunki peryglacialne, był młodszy dryas (Petera 2002, Petera-Zganiacz, Dzieduszyńska 2007).

Literatura

- Cegła J., Dżułyński S. 1970. Układy niestatecznie warstwowane i ich występowanie w środowisku peryglacialnym. *Acta Univ. Wratisl.*, 124, *Studia geogr.*, 13: 17–42.
- Dylik J. 1965. Right and wrong in sceptical views on the problem of periglacial phenomena revealed in Pleistocene deposits. *Bull. de la Societe des Sciences et des Letters de Łódź*, 16 (3): 1–28.
- Forysiak J. 2005. Rozwój doliny Warty między Burzeninem i Dobrowem po zlodowaceniu warty. *Acta. Geogr. Lodz.*, 90: 1–116.
- Forysiak J., Miotk-Szpiganowicz G., Petera J. 1999. Geologic setting and palynologic examination of the Vistulian sediments at Koźmin near Turek, central Poland. *Geol. Quart.*, 43 (1): 85–98.
- Goździk J.S. 1973. Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacialnych w Środkowej Polsce. *Acta Geogr. Lodz.*, 31: 1–117.
- Goździk J.S. 1992. Ewolucja wieloletniej zmarzliny i jej wpływ na warunki depozycji i kształtowania się niektórych cech osadów w okresie 20 000–8000 lat BP w Polsce. *Przeł. Geol.*, 10 (474): 601–606.

- Kasse C. 1999. Can involutions be used as palaeo-temperature indicators? *Biul. Perygl.*, 38: 95–110.
- Kasse C., Vandenberghe J. 1998. Topographic and drainage control on Weichselian ice – wedge and sand – wedge formation, Vennebrugge, German-Dutch border. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9: 95–106.
- Klatkova H. 1996. Symptoms of the permafrost presence in Middle Poland during the last 150 000 years. *Biul. Perygl.*, 35: 45–86.
- Klatkova H., Załoba M., Forysiak J. 1996. Nowy profil osadów plejstocenijskich i holocenijskich w środkowej Polsce. III Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”, Wigry 2–4 września 1996, s. 17.
- Murton J.B., French H.M. 1993. Thermoklast involutions, Summer Island, Pleistocene Mackenzie Delta, western Canadian Arctic. *Permafrost and Periglacial Processes*, 4: 217–229.
- Petera J. 2002. Vistuliańskie osady dolinne w basenie uniejowskim i ich wymowa paleogeograficzna. *Acta Geogr. Lodz.*, 83: 1–164.
- Petera-Zganiacz J. 2007. Stratygrafia osadów vistuliańskich a młodoczwartorzędowa aktywność tektoniczna w okolicach Koźmina. *Prace Inst. Geogr. AŚ w Kielcach*, 16: 103–116.
- Petera-Zganiacz J., Dzieduszyńska D. 2007. Wymowa paleogeograficzna horyzontu kopalnych pni w osadach późnego vistulianu. *Acta Geogr. Lodz.*, 93: 57–66.
- Romanovskij N.N. 1973. Regularities in formation of frost-fissures and development of frost-fissure polygons. *Biul. Perygl.*, 23: 237–277.
- Shur Y.L., Jorgenson M.T. 2007. Patterns of the permafrost formation and degradation in relation to climate and ecosystems. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18: 7–19.
- Vandenberghe J. 1988. Cryoturbations. [W:] M.J. Clark. (red.), *Advances in Periglacial Geomorphology*. Wiley, Chichester, s. 179–198.
- Vandenberghe J., Pissart A. 1993. Permafrost changes in Europe during the last glacial. *Permafrost and Periglacial Processes*, 4: 121–135.