



Joanna Petera-Zganiacz

Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki; [joanna.petera@geo.uni.lodz.pl](mailto:joanna.petera@geo.uni.lodz.pl)

Artykuł wpłynął do redakcji 29.06.2016; po recenzjach zaakceptowany 31.10.2016

## Czynniki determinujące zróżnicowanie inwolucji późnovistuliańskich w północno-zachodniej części regionu łódzkiego

### Determinants of differentiation of the Late Vistulian involutions in the north-western part of the Łódź Region

#### Zarys treści

Inwolucje obserwowane w osadach czwartorzędowych najczęściej wiązane są z warunkami peryglacjalnymi, pomimo że takie warunki nie są konieczne do rozwoju inwolucji, a ich powstanie najczęściej tłumaczone jest wytworzeniem się układów niestatecznego warstwowania gęstościowego czy działania ciśnienia kriostatycznego lub kriohydrostatycznego. W artykule poddano analizie struktury deformacyjne, jakie utworzyły się w spągu serii organiczno-mineralnej, datowanej na koniec allerödu i młodszy dryas. Wydzielono kilka typów struktur o odmiennych cechach morfologicznych, pogrupowanych jako inwolucje powstałe na skutek przemieszczenia materiału ku dołowi, inwolucje utworzone poprzez przemieszczenie materiału ku górze oraz struktury fałdowe i nieregularne. Przyczyną zróżnicowania inwolucji powstałych w osadach o takich samych cechach strukturalno-teksturalnych oraz tego samego wieku są czynniki „ekstralokalne”, do których należą: niewyrównana powierzchnia graniczna między strukturami, niejednorodność litologiczna jednej z warstw biorących udział w deformacjach, zmienna miąższość górnej warstwy oraz zróżnicowany współczynnik lepkości kinematycznej warstw zdeformowanych.

#### Słowa kluczowe

Struktury typu *flat-bottomed*, struktury kropłowe, struktury diapirowe, struktury płomieniowe, czynniki lokalne, geneza inwolucji, stanowisko Koźmin.

#### Abstract

Involutions which were observed in Quaternary deposits were usually interpreted as periglacial and their development have been explained as result of formation of reversed density gradient systems, cryostatic pressure or cryohydrostatic pressure. However, it is obvious that periglacial environment is not required to involution formation. In the article deformational structures developed in the bottom of the organic-mineral series were analysed. The organic-mineral series was dated at the end of Alleröd and the Younger Dryas. It was possible to distinguish a few types of involutions on the base of different morphological features deformations which formed as a result of deformation impulse acting downwards, upward deformations and structures fold-like and irregular. The differences in pattern of structures are consequence of "extra-local" agents as: uneven boundary surface, lithological heterogeneity of sedimentary series involved in deformations, different thickness of the top series involved into deformations, and different ratio of kinematic viscosities of series involved in deformations.

#### Keywords

Flat-bottomed structures, drop-like structures, diapiric structures, flame-like structures, local factors, origin of involutions, Koźmin site.

## 1. Wprowadzenie

Inwolucje są często spotykanymi strukturami deformacyjnymi w osadach czwartorzędowych, a ich obecność zazwyczaj wiązana jest ze środowiskiem peryglacjalnym, szczególnie jeżeli towarzyszą pseudomorfozom po klinach lodowych. Zdarza się, że interpretacja inwolucji następuje z pominięciem detalicznej analizy struktur oraz kontekstu środowiskowego, w jakim powstawały, co może prowadzić do przeszacowania ich znaczenia paleogeograficznego, ale również do niedoceny zasobu informacji, które mogą z sobą nieść. Bliższe rozpoznanie mechanizmów rządzących tworzeniem się inwolucji, z uwzględnieniem wszystkich możliwych do odtworzenia czynników warunkujących ich powstawanie oraz ewentualnych sprzążeń zwrotnych powstających w przyrodzie, przysparza wiedzy o całości kształcie środowiska naturalnego, a w tym o systemie powiązań różnorodnych bodźców. Niejednoznaczność inwolucji wynika z tego, że – jak wykazano w badaniach eksperymentalnych – ich forma nie jest pochodną procesu uruchamiającego mechanizm ich powstawania, lecz wynika z różnych czynników, które mogą powodować two-

zenie się takich samych struktur deformacyjnych (Anketell i in. 1970; Cegła, Dżużyński 1970).

W regionie łódzkim wielokrotnie dokumentowano inwolucje, najczęściej w dolinach rzecznych różnej rangi i wielkości lub na stokach form o różnej genezie. Strukturom deformacyjnym o charakterze inwolucji poświęcono bardzo dużo uwagi w pracach: Olchowik-Kolasińskiej (1962), Dylaka (1952, 1963) oraz Goździka (1973, 1995). Wzmiankowani autorzy podają przykłady inwolucji z obszaru Łodzi oraz wielu stanowisk regionu łódzkiego: Swędowa, Sędzic, Ściborowa, Mileszek, Długich, Niewieśza, Kołacinka i Góry Św. Małgorzaty (Dylik 1952, 1963), Wilamowa, Moskułik, Zgierza, Malic, Rosanowa (Olchowik-Kolasińska 1962) oraz Żyardowa, Zielonej Góry i Bedonia (Goździk 1973, 1995). W większości przypadków inwolucje nie stanowiły jednak głównego przedmiotu zainteresowań, lecz były jednym z aspektów badań paleogeograficznych lub wręcz tłem dla podejmowanych problemów badawczych. Dzięki temu przez kilka dziesięcioleci badań geomorfologicznych i paleogeograficznych w regionie łódzkim wyodrębniono znaczną ilość stanowisk, w których udokumentowano obecność inwolucji: Smardzew (Klatkowa

1965), Stryków, Rogóźno, Kochanów, Zielona Góra, Bedoń i Jezioro (Manikowska 1966, 1999), Józefów (Dylik 1968), Katarzynów (Dylikowa 1970), Stróża, Janów (Gawlik 1970ab), Romanów (Wieczorkowska 1975), Kraski i Wojciechów (Krajewski 1977), Radońka (Sadłowska 1982), stanowiska w dolinie Neru (Turkowska 1988), Wola Grzymalina (Krzyszowski 1990), dolina Strugi Żłobnickiej (Goździk, Zieliński 1996), boczne dolinki uchodzące do doliny Widawki (Manikowska 1996a), Wola Zaradzińska (Manikowska 1996b), Rudunki (Klatkowska 1996, 1997), stanowisko Folwark (Kasse i in. 1998), Rogowiec i okolice Kochanowa w dolinie Rawki (Kobojek 2000), Koźmin w dolinie Warty (Petera 2002), Trzepnica-Dunajek w dolinie Łuciąży (Wachecka-Kotkowska 2004) oraz otoczenie torfowiska Żabieniec (Twardy i in. 2010). Najistotniejszymi wskazówkami mówiącymi o wieku inwolucji było ich położenie względem pseudomorfoz po klinach lodowych lub poziomym kamienistego. W efekcie wiek inwolucji najczęściej wiązano z okresem środkowego lub górnego plenivistulianu, a za czynnik – jeśli nie konieczny to w stopniu istotnym sprzyjający powstawaniu inwolucji – uznawano obecność wieloletniej zmarzliny.

Nieliczną grupę stanowią inwolucje, których czas powstania określono na późny vistulian, a udokumentowano je w następujących stanowiskach: Witów (Chmielewski 1970), Sąciszno (Goździk 1973), Wola Grzymalina (Krzyszowski 1990), Folwark (Kasse i in., 1998) oraz Sobień (Twardy 2008). W tych przypadkach nie zawsze jednoznacznie wiązano formowanie inwolucji z funkcjonowaniem wieloletniej zmarzliny, podając jako czynnik wystarczający głębokie sezonowe przemarzanie gruntu.

Do grupy inwolucji powstałych w późnym vistulianie zaliczyć należy także struktury udokumentowane w położonym w północno-zachodniej części regionu łódzkiego stanowisku Koźmin (Petera 2002). W stanowisku tym wyróżniono kilka horyzontów obfitujących w struktury deformacyjne, w tym w inwolucje, a najwyższy z nich powiązano z młodszym dryasem. Badania prowadzone w stanowisku Koźmin na przestrzeni już ponad 20 lat przysporzyły obszernej dokumentacji, pozwalającej na wydzielenie odmiennych typów inwolucji, poznanie w szczegółach ich genezy oraz podanie przyczyn zróżnicowanego wykształcenia jednowiekowych struktur.

## 2. Geomorfologiczne cechy terenu badań

Stanowisko Koźmin rozumiane jest jako obszar zajęty przez trzy odkrywki Kopalni Węgla Brunatnego Adamów (obecnie PAK KWB Adamów), obejmujący teren o łącznej powierzchni kilkunastu kilometrów kwadratowych. Jedna z odkrywek została już zrehabilitowana, w kolejnej zakończono eksploatację, a w ostatniej eksploatacja dobiega końca. Odkrywki są zlokalizowane w sąsiedztwie wsi o nazwie Koźmin, położonej w gminie Brudzew w województwie wielkopolskim. Zgodnie z koncepcją Turkowskiej (2006) obszar ten jest włączony w granice regionu łódzkiego, wyznaczając jego północno-zachodni kraniec (rys. 1a).

Z punktu widzenia podziału Polski na jednostki geomorfologiczne autorstwa Gilewskiej (1991), stanowisko Koźmin jest położone w pobliżu centrum mezoregionu noszącego nazwę Kotlina Kolska (AV.a5) (rys. 1b), zaliczonego do makroregionu Nizina Południowowielkopolska (AV.a) i podprowincji Niziny Środkowopolskie (AV). Głównym elementem morfologicznym Kotliny Kolskiej jest dolina Warty, która wyznacza granice sąsiadującego od południa mezoregionu Doliny Sieradzkiej

(AV.a7) oraz przyległego od północnego-zachodu mezoregionu Doliny Konińskiej (All.k5). Od wschodu z Kotliną Kolską łączy się Równina Łowicko-Błońska (AV.f2), odwadniana w części zachodniej przez dolny Ner, który uchodzi do Warty w pobliżu centrum Kotliny. W czasie ostatniego zlodowacenia łączyły się tu wody proglacjalne, prowadzone pradoliną warszawsko-berlińską z wodami ekstraglacialnymi ówczesnej Warty. Poza mezoregionami zdominowanymi przez wklęsłe formy, Kotlinę Kolską otaczają wysoczyzny o zróżnicowanej morfologii powierzchni: Wysoczyzna Turecka (AV.a4), Wysoczyzna Łaska (AV.a10), Wysoczyzna Kłodawska (AV.a6) oraz Wzgórza Złotogórskie (AV.a3).

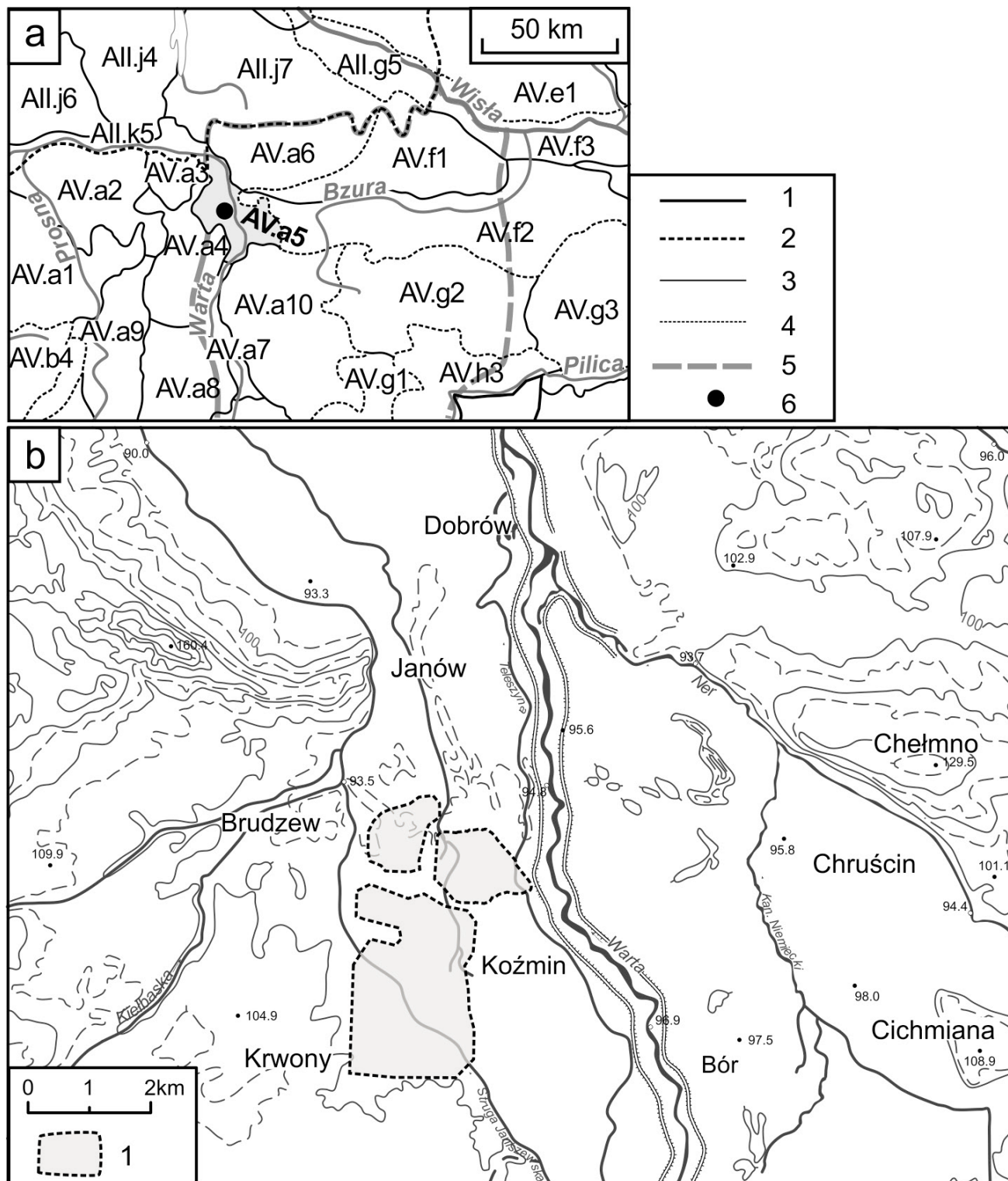
Kotlina Kolska tworzy rozszerzenie doliny Warty, w której dominującym elementem morfologicznym jest wyniesiona na 1 do 2 metrów ponad dno doliny, szeroka na prawie 10 km terasa niska. Terasa poprzecinana jest licznymi korytami, tworzącymi skomplikowany system wielokorytowy, który kształtował się w kilku fazach począwszy od schyłku młodszego dryasu. Obecnie system ten nie funkcjonuje, a dominującym elementem sieci rzecznej jest jednokorytowa, obustronnie obwałowana Warta. Terasa wysoka datowana na górny plenivistulian występuje tylko w postaci wąskich listew przy brzegach doliny (Forysiak 2005). Teren badań niemal w całości znajduje się w obrębie lewobrzeżnej terasy niskiej.

Podczas ostatniego zlodowacenia obszar stanowiska Koźmin znajdował się poza maksymalnym zasięgiem lądolodu, który w fazie poznańskiej sięgnął do północno-zachodniego skraju Kotliny Kolskiej i przekroczył dolinę Warty na zachód od Koła (Stankowski, Krzyszowski 1991; Petera, Forysiak 2003).

## 3. Elementy budowy geologicznej terenu badań

Podjęty temat genezy późnowistuliańskich inwolucji wymaga przedstawienia zasadniczych elementów budowy geologicznej terasy niskiej doliny Warty w szeroko pojętych okolicach Koźmina. Cechą wyróżniającą terasę niską jest obecność odznaczającej się niewielką miąższością, ale szeroko rozprzestrzenionej serii osadów organiczno-mineralnych, leżących na głębokości około 2–3 m pod współczesną powierzchnią terenu (rys. 2). Seria ta podścielona jest równie powszechnie występującą serią piasków rzecznych, o miąższości wzrastającej ku osi doliny od około 1 do 20 m, a przykrywa ją seria piasków i piasków z mułkami również pochodzenia fluwialnego (Petera 2002).

Serię podścielającą osady organiczno-mineralne budują piaski średnioziarniste (A – rys. 2), zdeponowane podczas plenivistulianu w środowisku sedymentacyjnym piaszki dennej rzeki roztokowej (Petera 2002). Po zakończeniu ich akumulacji pozostała względnie wyrównana powierzchnia piaszczysta. Zdeponowana na niej seria organiczno-mineralna (B – rys. 2) ma miąższość od kilkunastu centymetrów do około pół metra. Regułą jest następująca budowa tej serii: muł organiczny (warstwa o miąższości kilku cm), torf (zazwyczaj silnie rozłożony, do 10 cm), muł organiczny (zazwyczaj kilkanaście cm), muł piaszczysty z przewarstwieniami piasku drobnoziarnistego (kilka do nawet 30 cm). Depozycja tych osadów następowała w środowisku rozległej równi zalewowej, prawdopodobnie rzeki meandrującej. Wyróżniającą cechą przedstawianej serii jest obecność licznych szczątków drzew w postaci karp w pozycji *in situ*, powalonych pni oraz innych drobnych fragmentów materiału drzewnego. Seria organiczno-mineralna, jak również szczątki drzew zostały



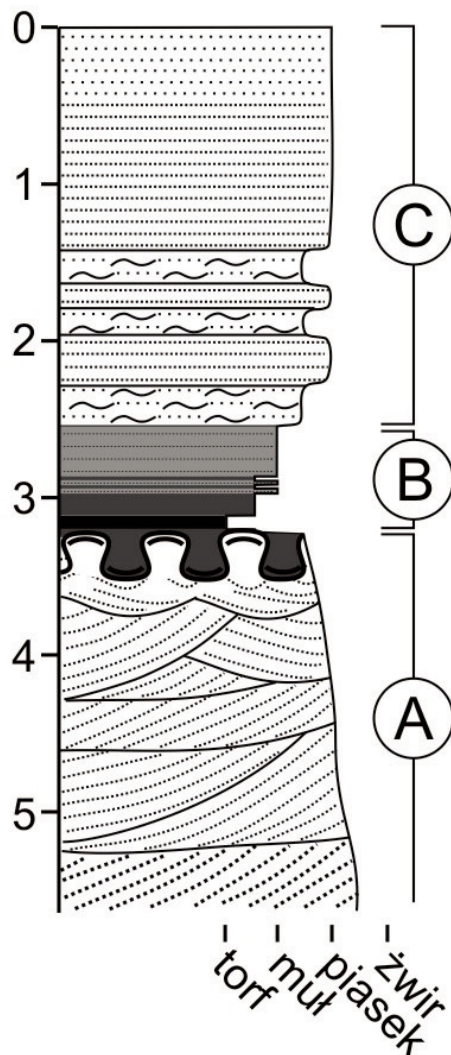
Rys. 1. Lokalizacja stanowiska Koźmin

- a. Położenie stanowiska Koźmin na tle jednostek geomorfologicznych wg Gilewskiej (1991)  
 1 – granice prowincji, 2 – granice podprowincji, 3 – granice makroregionów, 4 – granice mezoregionów, 5 – granice regionu łódzkiego wg Turkowskiej (2006), 6 – teren badań
- b. Rozmieszczenie odkrywek Koźmin PAK KWB Adamów  
 1 – zasięg odkrywek eksploatowanych i zrehabilitowanych

Fig. 1. Location of the Koźmin site

- a. Location of the Koźmin site against the geomorphological units according to Gilewska (1991)  
 1 – boundaries of provinces, 2 – boundaries of subprovinces, 3 – boundaries of macroregions, 4 – boundaries of mesoregions, 5 – boundaries of the Łódź Region according to Turkowska (2006), 6 – study area
- b. Location of Koźmin outcrops of the PAK KWB Adamów  
 1 – extent of post-exploitation areas and outcrops

(~97 m n.p.m.)



Rys. 2. Syntetyczny profil osadów budujących terasę niską doliny Warty  
A – podścielająca seria piaszczysta, B – seria osadów organiczno-mineralnych, C – piaski i piaszki z mułkami przykrywające serię organiczno-mineralną

Fig. 2. Synthetic profile of deposits which form the lower terrace  
of the Warta River valley

A – underlying sandy series, B – series of the organic-mineral deposits, C – sand and sandy-silty deposits covering organic-mineral series

wydatowane na schyłek allerołu i młodszy dryas (Dzieduszyńska i in. 2014). Osady piaszczyste i piaszczysto-mułowe (C – rys. 2) przykrywające serię organiczno-mineralną były akumulowane w środowisku sedimentacyjnym rzeki wielokorytowej *anabranching* typu 2 w klasyfikacji Nansona i Knightona (1996) pod koniec młodszego dryasu i możliwe, że także na początku holocenu (Petera-Zganiacz i in. 2015).

Na granicy między serią piaszczystą (warstwą dolną układu deformacyjnego) a serią organiczno-mineralną (warstwą górną układu deformacyjnego) powszechnie występują wspomniane na wstępie inwolucje (rys. 2), przybierające zróżnicowane formy i rozmiary. Analiza układu utworzonego przez warstwę dolną (piaszczystą) i górną (organiczno-mineralną) w odniesieniu do uwarunkowań lokalnych będzie stanowiła podstawę interpretacji sposobu powstania struktur deformacyjnych. Struktury analizowano w odniesieniu do koncepcji Anketella i in. (1970) oraz Cegły

i Dzużyńskiego (1970) wyjaśniającej czynniki warunkujące rozwój deformacji w przypadku wytworzenia się niestatecznego warstwowania gęstościowego. Klasyfikację inwolucji ze względu na ich cechy morfologiczne odnoszono do podziału zaproponowanego przez Vandenberghe (1988).

#### 4. Cechy morfologiczne inwolucji

Inwolucje występujące w stanowisku Koźmin na granicy plejnistuliańskiej serii piaszczystej i późnowistuliańskiej serii organiczno-mineralnej można podzielić na grupy w zależności od kierunku i sposobu przemieszczenia osadu. Pierwsza grupa obejmuje struktury, które powstawały na skutek przemieszczenia osadu ku dołowi, druga grupa to inwolucje utworzone poprzez przemieszczenie materiału ku górze, ponadto wyróżnione zostały struktury, których przyporządkowanie do wymienionych grup nie było możliwe, a są to struktury fałdowe oraz struktury nieregularne.

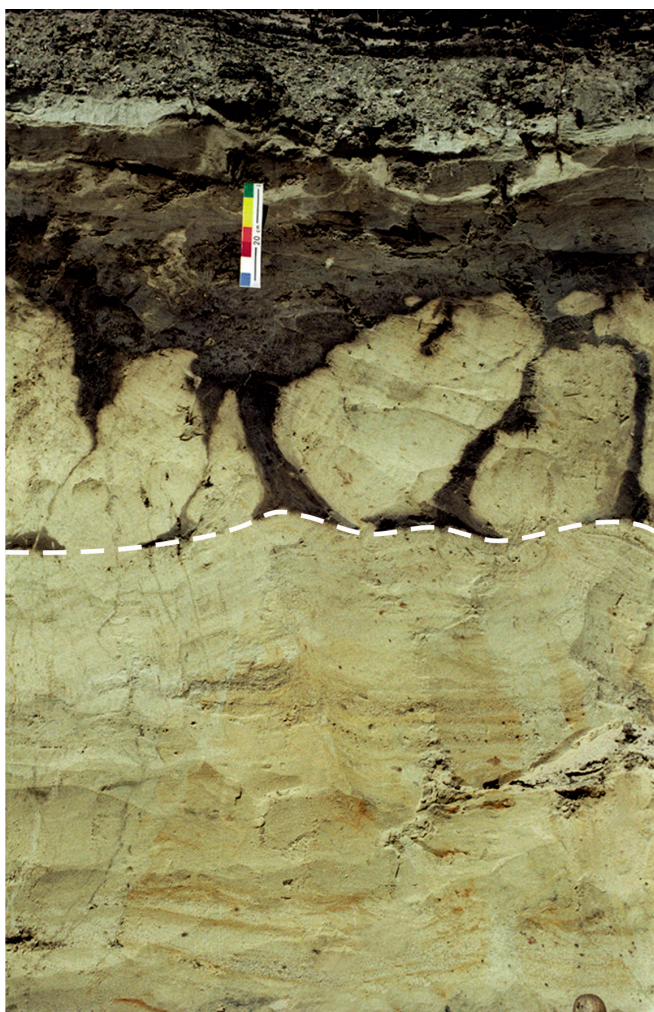
Pierwszą grupę reprezentują następujące rodzaje struktur:

- struktury typu *flat-bottomed* (fot. 1), które odznaczają się wąskimi szczytami o szerokości zaledwie kilku centymetrów oraz obecnością „stopy” o szerokości około 10 cm utworzonej przez osad pogrzeźnięty i rozprzestrzeniony na powierzchni granicznej, której obecność nie pozwoliła na dalszy rozwój struktur w głąb. Powierzchnia graniczna przebiega w obrębie piasków podścielających serię organiczno-mineralną i wyznacza ją poziom, poniżej którego osady nie są zdeformowane. Pionowe wymiary struktur nie przekraczają 40 cm, a odległość między szczytami struktur wynosi od kilku do około 30 cm. Można zakładać, że największe zarejestrowane odległości między szczytami wyznaczają średnicę komórek tworzących w planie poligonalny układ struktur;
- struktury kropłowe (fot. 2), cechujące się brakiem połączenia z górną warstwą macierzystą, niekiedy widoczna jest pozostałość cienkiej szyi w górnej części struktury. Struktury takie występują do głębokości około 30 cm od górnej warstwy macierzystej, przy czym jeszcze kilka centymetrów poniżej widoczne są łagodnie undulacje w piaskach serii podścielającej. Odległości między strukturami wynoszą około 20 cm, taka też mogła być średnica komórek systemu poligonalnego w układzie horyzontalnym.

Na podstawie cech morfologicznych można stwierdzić, że oba typy inwolucji reprezentują typ 3a w myśl klasyfikacji Vandenberghe (1988).

Grupa struktur powstałych w wyniku przemieszczenia osadu ku górze reprezentowana jest przez:

- struktury diapirowe (fot. 3), które występują pojedynczo lub w grupach, ich wysokość sięga około 40 do 45 cm, często odznaczają się szerokimi szczytami, zbliżając się kształtem do struktur słupowych. Struktury te powstały na skutek iniekcji materiału piaszczystego w osady serii organiczno-mineralnej, a części korzeniowe struktur znajdują się na głębokości kilku do kilkunastu centymetrów poniżej elementów struktur zbudowanych z osadów organiczno-mineralnych. Znaczne szerokości diapirow, osiągające przynajmniej kilkanaście centymetrów, świadczą o znacznym stopniu dojrzałości struktur. Inwolucje diapirowe można zaklasyfikować jako typ 3b, natomiast pojedyncze jako 4b wg Vandenberghe (1988);
- struktury płomieniowe (*flame-like*) rozmieszczone są względnie regularnie co kilkanaście do kilkudziesięciu



Fot. 1. Inwolucje typu flat-bottomed (fot. H. Klatkova 1996 – z archiwum Katedry Geomorfologii i Paleogeografii WNG UŁ)  
Linia przerywaną zaznaczono dolną powierzchnię graniczną rozwoju struktur  
Photo 1. Flat-bottomed involutions (photo by H. Klatkova 1996 – from archive of the Department of Geomorphology and Palaeogeography FGS UŁ)  
The dotted line points the lower boundary surface of the development of structures

centymetrów i tworzą pojedyncze struktury o niewielkich rozmiarach (do kilkunastu centymetrów) lub złożone systemy rozbudowane w pionie nawet do 30 cm (fot. 4). Piaski tworzące iniekcje pierwotnie zawierały bardzo cienkie laminy mułowo-piaszczyste ułożone horyzontalnie, które w trakcie procesu deformacyjnego ułożyły się współkształtnie do struktur. Inwolucje te reprezentują typ 3b w klasyfikacji Vandenberghe (1988).

Trudne do zaklasyfikowania pod względem kierunku i sposobu przemieszczania osadu są struktury fałdowe, które tworzą względnie równomierne sinusoidalne fałdy o długości fali osiągającej około 60 cm i niedużej wysokości – do 20 cm. W przypadku tak słabo rozwiniętych inwolucji nie jest możliwe wnioskowanie o kierunku przemieszczenia materiału. Struktury takie nie znajdują miejsca w klasyfikacji Vandenberghe (1988), który wydziela jedynie fałdy szerokopromienne.

Ostatnią grupę stanowią inwolucje nieregularne (fot. 5), odznaczające się niejednakowymi wymiarami w różnych kierunkach. Inwolucje takie Vandenberghe (1988) kwalifikuje do typu 6.

## 5. Czynniki determinujące zróżnicowanie inwolucji

W stanowisku Koźmin późnovistuliańska seria organiczno-mineralna odznacza się ciągłością oraz dużym rozprzestrzenieniem, a występujące w jej spągu inwolucje są powszechne, choć, jak wykazano powyżej, wykształciły się w różnej formie. Przyczyną tego zróżnicowania są czynniki, które można określić jako „ekstralokalne”. Należą do nich: niewyrównana powierzchnia graniczna między strukturami, niejednorodność jednej z warstw biorących udział w deformacjach, zmienna miąższość górnej warstwy oraz współczynnik lepkości kinematycznej warstw zdeformowanych (Anketell i in. 1970; Cegła, Dżułyński 1970).

Powierzchnia graniczna między warstwami zaangażowanymi w deformację została odziedziczona po piaskodennej rzece roztokowej. W takich warunkach naturalne było występowanie zróżnicowanych, choć raczej niewielkich i bardzo płytkich zagłębień (o głębokości nie przekraczającej kilkudziesięciu centymetrów). W takich miejscach wcześniej rozpoczęła się depozycja serii organiczno-mineralnej,



Fot. 2. Inwolucje kropłowe (fot. J. Petera-Zganiacz 2000)

Photo 2. Drop-like involutions (photo by J. Petera-Zganiacz 2000)



Fot. 3. Inwolucje diapirowe (fot. J. Petera-Zganiacz 2006)  
Linią przerywaną zaznaczono dolną powierzchnię graniczną rozwoju struktur  
Photo 3. Diapiric involutions (photo by J. Petera-Zganiacz 2006)  
The dotted line points the lower boundary surface of the development of structures



Fot. 4. Inwolucje płomieniowe (flame-like) (fot. J. Petera-Zganiacz 2012)  
Photo 4. Flame-like involutions (photo by J. Petera-Zganiacz 2012)



Fot. 5. Inwolucje nieregularne (fot. J. Petera-Zganiacz 2006)

Photo 5. Irregular involutions (photo by J. Petera-Zganiacz 2006)

ale także sprzyjały one rozwojowi inwolucji (Vandenberghe 1988). Z charakteru powierzchni dolnej warstwy wynikała także zmienna miąższość górnej warstwy, która w zagłębieniach jest nieco większa (może osiągać 50 cm lub nieznacznie więcej) niż poza nimi. Miąższość górnej warstwy (organiczno-mineralnej) ma wpływ na wielkość inwolucji, ponieważ im cieńsza jest warstwa macierzysta, tym mniejsze wymiary osiągają struktury. Ponadto na podstawie relacji między wymiarami struktur a miąższością górnej warstwy można wnioskować o synsedymencyjnym lub postsedymencyjnym charakterze inwolucji (Anketell i in. 1970; Cegła, Dżułyński 1970). Jeżeli wymiary pionowych elementów struktur są zbliżone do miąższości warstwy macierzystej, można zakładać, że inwolucje powstały po zakończeniu deponowania serii organiczno-mineralnej, jeżeli natomiast miąższość górnej serii była znacząco większa oznacza to, że deformacje formowały się przed zakończeniem depozycji.

Na kształt inwolucji udokumentowanych w stanowisku Koźmin bardzo duży wpływ miała kwestia jednorodności warstwy górnej. Warstwa górna składa się z osadów oznaczających się odmiennymi cechami, a są to: muły organiczne, wkładki torfu, muły mineralne i przewarstwienia piaszczyste, ale jeżeli wszystkie elementy składające się na warstwę podlegającą deformacjom są w jej obrębie powszechne, a ich miąższość jest niewielka w stosunku do miąższości całej warstwy, warstwa może być traktowana jako jednorodna i jest możliwe wykształcenie przy jej udziale regularnych inwolucji (Anketell i in. 1970; Cegła, Dżułyński 1970). Takie cechy posiada górna warstwa w większości miejsc analizowanego stanowiska, chociaż istnieją także sytuacje, w których warstwa ta nie spełnia warunków jednorodności. Dzieje się tak w przypadkach nagromadzenia szczątków drzew, a są to niejednokrotnie – jak wspomniano wyżej – duże obiekty, takie jak pnie drzew lub karpy. Nie są one powszechne w obrębie warstwy, ale tam, gdzie występowały, stanowiły sztywne ele-

menty, które zaburzały w istotny sposób proces deformacyjny, powodując powstawanie inwolucji nieregularnych.

Współczynnik lepkości kinematycznej jest istotnym czynnikiem wpływającym na inicjalną formę inwolucji i tylko na podstawie inwolucji w początkowym etapie rozwoju można wnioskować o cechach współczynnika w czasie powstawania struktur. W stadium dojrzałym struktury przybierają podobne kształty i trudno wnioskować o ich charakterze w początkowym etapie rozwoju (Anketell i in. 1970; Cegła, Dżułyński 1970). Forma dojrzała znakomitej większości struktur udokumentowanych w stanowisku Koźmin nie pozwala na wnioskowanie o relacji lepkości kinematycznej warstwy dolnej i górnej. Jedynie pojedyncze przesłanki wynikające z analizy struktur fałdowych, tworzących równomiernie rozmieszczone sinusoidalne undulacje wskazują na zbliżoną wartości współczynnika lepkości kinematycznej w obrębie obu warstw.

## 6. Geneza inwolucji

Powstanie inwolucji najczęściej związane jest z wytworzeniem niestatecznego warstwowania gęstościowego w obrębie dwóch warstw o odmiennych cechach (Anketell i in. 1970; Cegła, Dżułyński 1970; Vandenberghe 1988). Niestateczne warstwowanie gęstościowe powstaje wtedy, gdy górna warstwa odznacza się większym ciężarem objętościowym niż warstwa dolna. Ciężar objętościowy osadów zależy nie tylko od ich składników, ale także od gęstości ich upakowania. W efekcie, jak twierdzą Anketell i in. (1970) oraz Cegła i Dżułyński (1970), litologia warstw biorących udział w procesie deformacyjnym nie determinuje wytworzenia układu niestatecznego warstwowania gęstościowego.

Bardzo istotnym czynnikiem sprzyjającym powstaniu takiego układu jest upłynnienie osadu (Cegła, Dżułyński 1970; Vandenberghe 1988). Sprzyja to procesowi polegającemu na grzęźnięciu osadu o większej gęstości w osad o gęstości

mniejszej, tworząc tzw. struktury obciążeniowe, takie jak scharakteryzowane wyżej *flat-bottomed*, struktury kropkowe, fałdowe czy nieregularne. Powstawanie inwolucji za sprawą niestatecznego warstwowania gęstościowego nie informuje o czynniku sprawczym, który uruchomił proces deformowania warstw, gdyż jak wykazali w trakcie analiz laboratoryjnych Anketell i in. (1970) oraz Cegła i Dżułyński (1970), takie same struktury powstają pod wpływem różnych bodźców spustowych.

Zdaniem Vandenberghe (1988, 1992) bardzo istotnym czynnikiem odpowiedzialnym za powstawanie niektórych typów inwolucji jest ciśnienie kriohydrostatyczne. Autor ten wskazuje bezpośrednio na bodziec, który powodował rozwój struktur, wiążąc go bezpośrednio z działalnością mrozu. Formowanie inwolucji następowało na skutek przemieszczenia upłynionego osadu pod wpływem ciśnienia wytworzonego między dwoma nieprzepuszczalnymi warstwami, z których dolną może tworzyć strop zmarzliny, a górną postępujący z góry ku dołowi front zamarzania. Takimi warunkami można tłumaczyć powstawanie struktur diapirowych oraz płomieniowych, których kształtowanie odbywało się na skutek iniekcji silnie nawodnionych piasków w bardziej kohezyjne osady organiczno-mineralne.

Powstawanie inwolucji wytłumaczyć można także oddziaływaniem ciśnienia kriostatycznego, powstającego na skutek zwiększania objętości zamarzającej wody czy rozrastania się lodu segregacyjnego. Takimi procesami bardzo często tłumaczono tworzenie się inwolucji (m.in. Olchówik-Kolasińska 1962; Dylík 1963, 1968; Klatkowa 1965; Manikowska 1966; Dylíkowa 1970; Goździk 1970; Wiczorkowska 1975; Turkowska 1988), nie biorąc pod uwagę pozostałych możliwości. Zwraca uwagę fakt, że w nowszych opracowaniach najczęściej interpretuje się inwolucje jako struktury obciążeniowe, powstające na skutek wytworzenia niestatecznego warstwowania gęstościowego (Goździk, Zieliński 1996; Manikowska 1999; Twardy i in. 2010). Niekiedy stwierdzano, że struktury powstałe w wyniku działania ciśnienia kriostatycznego występują pojedynczo, uzupełniając inwentarz bardziej powszechnych inwolucji obciążeniowych (Petera 2002). Zaznaczyć jednak należy, że wszystkie przywoływane powyżej przypadki struktur inwolucyjnych wiązano z okresem panowania bardzo surowych warunków środowiskowych w maksimum ostatniego zlodowacenia lub szerzej – z pleni-vistulianem.

Niezależnie od tego, czy inwolucje będą interpretowane jako powstałe w efekcie niestatecznego warstwowania gęstościowego czy oddziaływania ciśnienia kriohydrostatycznego, ich powstanie wymagało znacznego nasycenia wodą warstw biorących udział w deformacjach, a szczególnie warstwy dolnej, piaszczystej. Aby mogło dojść do tak dużego uwodnienia osadu konieczna była obecność nieprzepuszczalnej warstwy. Biorąc pod uwagę litologię w badanym stanowisku okazuje się, że pierwsza warstwa, która mogłaby spełniać takie kryterium to ilasto-mułowe osady tzw. zastoiska koźmińskiego, zalegające około 20 m pod współczesną powierzchnią terenu, przy czym wiadomo, że nie stanowią one ciągłego horyzontu (Petera-Zganiacz i in. 2010) lub równie nieciągłe pokłady gliny lodowcowej. Znaczna miąższość piasków rzecznych podścielających powszechnie serię organiczno-mineralną zapewniała bardzo dobre warunki infiltracyjne. Musiał zatem istnieć inny czynnik powodujący,

że w stropie serii piaszczystej, na granicy z serią piaszczysto-mineralną doszło do na tyle dużego uwodnienia osadów, że zaistniały korzystne warunki do powstania układu niestatecznego warstwowania gęstościowego, a następnie do rozwoju inwolucji. Czynnikiem sprawczym była najprawdopodobniej wieloletnia zmarzlina, która w surowych warunkach klimatycznych młodszego dryasu mogła się reaktywować na niektórych obszarach o szczególnych ku temu predyspozycjach. Procesy deformacyjne zachodziły w warstwie czynnej podczas kolejnych, corocznych aktów topnienia lodu i ponownego zamarzania. Potwierdzeniem tezy o istnieniu w miąższej serii piaszczystej horyzontu nieprzepuszczalnego jest obecność struktur pograżowych typu *flat-bottomed* (fot. 1). Powierzchnia graniczna, do której sięgały inwolucje tego typu, jak również zasięg pionowy części korzeniowych struktur diapirowych i płomieniowych wyznacza najprawdopodobniej maksymalną miąższość warstwy czynnej wieloletniej zmarzliny (m.in. Washburn 1979; Vandenberghe, Pissart 1993). Ponadto należy podkreślić, że struktury rozwijały się na niemal płaskiej powierzchni, co podnosi ich wartość interpretacyjną jako wskaźników paleośrodowiskowych, sugerujących panowanie warunków peryglacialnych podczas ich formowania (Vandenberghe 1988, 1992).

Wielu badaczy wskazuje na możliwość powstania struktur deformacyjnych o charakterze inwolucji wskutek wstrząsów sejsmicznych (Brodzikowski i in. 1987; van Vliet-Lanoë i in. 2004; Horváth i in. 2005). Biorąc pod uwagę położenie terenu badań w strefie rowu tektonicznego (Widera 1998), istniałaby możliwość wiązania genezy struktur ze wstrząsami sejsmicznymi, jednak szereg cech, takich jak wykształcenie struktur do wyraźnie zaznaczającej się powierzchni granicznej, względna regularność struktur oraz brak struktur tensyjnych, skłania do wykluczenia takiego czynnika jako przyczyny powstania inwolucji w stanowisku Koźmin.

Osady budujące dolinę Watry w badanym terenie podczas holocenu pozostawały przesycone wodą aż do odwodnienia obszaru w związku z eksploatacją odkrywkową węgla brunatnego. Warunki takie mogły sprzyjać rozwojowi struktur deformacyjnych, ale prawdopodobnie utrzymywał się stan równowagi i pomimo obecności znacznej ilości wody w osadach, brakowało czynnika spustowego, który mógłby doprowadzić do dalszego deformowania istniejących struktur lub rozwoju nowych. Potwierdzeniem takiej tezy jest brak inwolucji w osadach holoceniowych, udokumentowanych w analizowanym fragmencie doliny. Możliwość długotrwałego utrzymywania się w stanie równowagi silnie nawodnionych osadów potencjalnie tworzących układ deformacyjny podkreślali Anketell i in. (1970) oraz Cegła i Dżułyński (1970).

## 7. Podsumowanie

Geneza inwolucji udokumentowanych w osadach późnego vistulianu w stanowisku Koźmin jest związana z wytworzeniem się układu niestatecznego warstwowania gęstościowego oraz oddziaływaniem ciśnienia kriohydrostatycznego. Różnicowanie struktur pod względem ich formy czy wymiarów jest wynikiem szeregu czynników, które można określić mianem ekstralokalnych. Za najważniejsze z nich należy uznać miejscową niejednorodność serii organiczno-mineralnej, stanowiącej górny element układu deformacyjnego oraz zmienność miąższości tejże serii. Rozpoznanie kompletu czynników



determinujących powstanie inwolucji poszczególnych typów jest utrudnione ze względu na utrwalenie ich na różnych etapach rozwoju. Paradoksalnie dotyczy to szczególnie struktur o znacznym stopniu dojrzałości, ale także takich, które utrwalone zostały w inicjalnym stadium formowania, jak ma to miejsce w przypadku struktur fałdowych. Biorąc pod uwagę szereg wskazówek, przede wszystkim takich jak wykształcenie struktur typu *flat-bottomed* lub zaznaczanie się wyraźnej powierzchni granicznej, ponad którą wykształciły się części korzeniowe struktur diapirowych, można brać pod uwagę udział wieloletniej zmarzliny w powstawaniu analizowanych inwolucji. Procesy zachodzące w warstwie czynnej zmarzliny prowadziły do sezonowego silnego nasycenia osadu wodą oraz uniemożliwiały utrzymanie stanu równowagi w osadach tworzących układ deformacyjny, stanowiąc jednocześnie czynnik inicjujący rozwój deformacji.

#### Podziękowania

Składam podziękowania Recenzentom za życzliwe uwagi, które umożliwiły uzupełnienie i poprawienie pierwotnej wersji artykułu.

#### 8. Literatura

- Anketell, J.M., Cegła, J., Dżużyński, S., 1970. On the deformational structures in systems with reversed density gradients. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego* 40 (1), 3–29.
- Brodzikowski, K., Hałuszczak, A., Krzyszkowski, D., Van Loon, A.J., 1987. Genesis and diagnostic value of large-scale gravity-induced penecomparaneous deformation horizons in Quaternary sediments of the Kleszczów Garben (central Poland), [w:] Jones, M.E., Preston, R.M.F. (red.), *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*. Geological Society Special Publication 29, 287–298.
- Cegła, J., Dżużyński, S., 1970. Układy niestatecznie warstwowane i ich występowanie w środowisku peryglacjalnym. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 124, *Studia geogr.* 13, 17–42.
- Chmielewski, W., 1970. Późnoplejstocenijskie struktury zmarzlinowe w Witołwie. *Acta Geographica Lodziensia* 24, 91–99.
- Dylik, J., 1952. Peryglacjalne struktury w plejstocenie środkowej Polski. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 66, 53–113.
- Dylik, J., 1963. Periglacial sediments of the Św. Małgorzata Hill in the Warsaw-Berlin pradolina. *Bulletin de la Societe des Sciences et des Lettres de Łódź* 14 (1), 1–18.
- Dylik, J., 1968. Najstarszy interglacjał ostatniego piętra zimnego w Polsce (amersfoort). *Kwartalnik Geologiczny* 13 (2), 408–423.
- Dylikowa, A., 1970. Cechy podłoża wydym w Katarzynowie koło Łodzi. *Acta Geographica Lodziensia* 24, 135–154.
- Dzieduszyńska, D., Kittel, P., Petera-Zganiacz, J., Brooks, S., Korzeń, K., Krąpiec, M., Pawłowski, D., Płaza, D., Płóciennik, M., Stachowicz-Rybka, R., Twardy, J., 2014. Environmental influence on forest development and decline in the Warta River valley (Central Poland) during the Late Weichselian. *Quaternary International* 324, 99–114, <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2013.07.017>.
- Forysiak, J., 2005. Rozwój doliny Warty między Burzeninem i Dobrowem po zlodowaceniu warty. *Acta Geographica Lodziensia* 90, 1–116.
- Gawlik, H., 1970a. Rola procesów peryglacjalnych w rozwoju rzeźby Kotliny Szczercowskiej. *Acta Geographica Lodziensia* 24, 165–179.
- Gawlik, H., 1970b. Geomorfologia Kotliny Szczercowskiej. *Acta Geographica Lodziensia* 26, 1–104.
- Gilewska, S., 1991. Współczesne środowisko przyrodnicze. Rzeźba, [w:] Starkeł, L. (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, 248–296.
- Goździk, J., 1973. Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacjalnych w środkowej Polsce. *Acta Geographica Lodziensia* 31, 1–119.
- Goździk, J., 1995. Inwolucje – jeden z typów struktur deformacyjnych, [w:] Mycielska-Dowgałto, E., Rutkowski, J. (red.), *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*. Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, 249–256.
- Goździk, J., Zieliński, T., 1996. Sedymentologia vistuliańskich osadów małych dolin rzecznych środkowej Polski – przykłady z kopalni Bełchatów. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 373, 67–77.
- Horváth, Z., Michéli, E., Mindszenty, A., Berényi-Úveges, J., 2005. Soft-sediment deformation structures in Late Miocene – Pleistocene sediments on the pediment of the Mátra Hills (Visonta, Atkár, Verseg): Cryoturbation, load structures or seismites? *Tectonophysics* 410, 81–95. DOI: 10.1016/j.tecto.2005.08.012.
- Kasse, C., Huijzer, A., Krzyszkowski, D., Bohncke, S., Coope, G., 1998. Weichselian Late Pleniglacial and Late-glacial depositional environments, Coleoptera and periglacial climatic records from central Poland (Bełchatów). *Journal of Quaternary Science* 13 (5), 455–469.
- Klatkova, H., 1965. Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi. *Acta Geographica Lodziensia* 19, 1–142.
- Klatkova, H., 1996. Symptoms of the permafrost presence in Middle Poland during the last 150 000 years. *Biuletyn Peryglacjalny* 37, 45–72.
- Klatkova, H., 1997. Zagłębienia bezodpływowe w Polsce środkowej i przydatność analizy ich wypełnień do interpretacji paleogeograficznych. *Acta Universitatis Lodzianis. Folia Geographica Physica* 1, 23–45.
- Kobojek, E., 2000. Morfogenez doliny Rawki. *Acta Geographica Lodziensia* 77, 1–157.
- Krajewski, K., 1977. Późnoplejstocenijskie i holocenijskie procesy wydmotwórcze w pradolinie warszawsko-berlińskiej w widłach Warty i Neru. *Acta Geographica Lodziensia* 39, 1–87.
- Krzyszkowski, D., 1990. Middle and Late Weichselian stratigraphy and paleoenvironments in central Poland. *Boreas* 19, 333–350.
- Manikowska, B., 1966. Gleby młodszego plejstocenu w okolicach Łodzi. *Acta Geographica Lodziensia* 22, 1–166.
- Manikowska, B., 1996a. Dwucykliczność ewolucji środowiska peryglacjalnego w Polsce środkowej podczas vistulianu. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 373, 97–106.
- Manikowska, B., 1996b. Aeolian activity differentiation in the area of Poland during the period 20-8 ka BP. *Biuletyn Peryglacjalny* 34, 125–165.
- Manikowska, B., 1999. Gleby kopalne i okresy pedogenetyczne w ewolucji środowiska Polski środkowej po zlodowaceniu warciańskim. *Acta Geographica Lodziensia* 76, 41–100.
- Nanson, G.C., Knighton, A.D., 1996. Anabranching rivers: their cause, character and classification. *Earth Surface Processes and Landforms* 21, 217–239.
- Olchownik-Kolasińska, J., 1962. Genetyczne typy struktur czynnej strefy zmarzliny. *Acta Geographica (Universitatis) Lodzianis* 10, 1–101.
- Petera, J., 2002. Vistuliańskie osady dolinne w basenie uniejowskim i ich wymowa paleogeograficzna. *Acta Geographica Lodziensia* 83, 1–174.
- Petera, J., Forysiak, J., 2003. The last ice sheet extent in Central Poland. *Geological Quarterly* 47 (4), 574–578.
- Petera-Zganiacz, J., Czubla, P., Gruszka, B., Forysiak, J., Miotk-Szpiganowicz, G., Olszak, I., Pawłowski, D., 2010. The Koźmin glacial lake – its origin, age, deposits and palaeoecology. 12<sup>th</sup> Annual Conference of the INQUA PeriBaltic Working Group „Ice, water, humans” – Quaternary landscape evolution in the PeriBaltic region, Greifswald, 13–17.09.2010, 141–142.
- Petera-Zganiacz, J., Dzieduszyńska, D.A., Twardy, J., Pawłowski, D., Płóciennik, M., Lutyńska, M., Kittel, P., 2015. Younger Dryas flood events: A case study from the middle Warta River valley (Central Poland). *Quaternary International* 386, 55–69, <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2014.09.074>.
- Sadłowska, A., 1982. Rozwój rzeźby międzyrzecza Pilicy, Czarnej i Drzewiczki. *Acta Geographica Lodziensia* 47, 1–108.
- Stankowski, W., Krzyszkowski, D., 1991. *Stratygrafia czwartorzędu okolic Konina*, [w:] Stankowski, W. (red.), *Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin–Turek*. Instytut Badań Czwartorzędu UAM, Poznań, 11–31.
- Turkowska, K., 1988. Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Acta Geographica Lodziensia* 57, 1–157.
- Turkowska, K., 2006. *Geomorfologia regionu łódzkiego*. Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź, 1–237.
- Twardy, J., 2008. Transformacja rzeźby centralnej części Polski Środkowej w warunkach antropopresji. Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź, 1–292.
- Twardy, J., Żurek, S., Forysiak, J. (red.), 2010. *Torfowisko Żabieniec: warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 1–214.
- Vandenbergh, J., 1988. Cryoturbations, [w:] Clark, M.J. (red.), *Advances in Periglacial Geomorphology*. Wiley, Chichester, 179–198.

- Vandenberghe, J., 1992. Cryoturbations: a sediment structural analysis. *Permafrost and Periglacial Processes* 3, 343–352.
- Vandenberghe, J., Pissart, A., 1993. Permafrost changes in Europe during the last glacial. *Permafrost and Periglacial Processes* 4, 121–135.
- van Vliet-Lanoë, B., Meilliez, F., Magyari, A., 2004. Distinguishing between tectonic and periglacial deformations of quaternary continental deposits in Europe. *Global and Planetary Change* 43, 103–127. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2004.03.003.
- Wachecka-Kotkowska, L., 2004. Ewolucja doliny Łuciąży – uwarunkowania klimatyczne a lokalne. *Acta Geographica Lodziensia* 86, 1–161.
- Washburn, A.L., 1979. *Geocryology. A survey of periglacial processes and environments*. Fletcher and Sons Ltd. Norwich, 1–406.
- Widera, M., 1998. Ewolucja paleomorfologiczna i paleotektoniczna elewacji konińskiej. *Geologos* 3, 55–103.
- Wieczorkowska, J., 1975. Rozwój stoków Pagórków Romanowskich na tle paleogeografii obszaru. *Acta Geographica Lodziensia* 35, 1–118.