

Małgorzata ROMAN<sup>1</sup>

## DEFORMACJE GLACITEKTONICZNE OSADÓW ZŁODOWACENIA WISŁY I ICH ZNACZENIE DLA REKONSTRUKCJI PALEOGEOGRAFICZNEJ POŁUDNIOWEGO OBRZEŻENIA KOTLINY PŁOCKIEJ

**Abstrakt.** Struktury glacitektoniczne znane dotychczas z rejonu Kotliny Płockiej rejestrowano w osadach środkowo- i dolnoplejstoceńskich oraz neogeńskich, a ich powstanie wiązano z erozją lądolodów starszych od zlodowacenia wisły. W odsłonięciach w Kretkach i Zawadzie Nowej, znajdujących się w południowej krawędzi Kotliny Płockiej, stwierdzono deformacje glacitektoniczne związane z nasunięciem lądolodu stadiału głównego zlodowacenia wisły. Struktury glacitektoniczne nie mają odzwierciedlenia we współczesnej rzeźbie, natomiast ich występowanie jest ściśle powiązane z przebiegiem kopalnego skłonu wysoczyzny z okresu zlodowaceń środkowopolskich. Zasięg wgłębny zaburzeń jest ograniczony i wynosi od 2 do 6 m. W Kretkach i Zawadzie Nowej przeprowadzono analizę

strukturalną zaburzeń oraz badania litofacjalne osadów. Rozpoznane deformacje to zarówno proglaćjalne struktury glacitektoniczne powstałe przed czołem lądolodu w wyniku kompresji, a wyrażone jako fałdy i nasunięcia, jak i subglaćjalne deformacje glacitektoniczne, utworzone pod poruszającym się lądolodem, wykształcone jako struktury wleczeniowe i laminacja tektoniczna w subglaćjalnej warstwie deformacyjnej. Dokonano rekonstrukcji kierunku lokalnego transportu glacitektonicznego, działającego w azymucie 334–352° i skierowanego z NNW ku SSE, a także określono ogólne cechy lobu płockiego, wskazując na małą miąższość, szybki ruch oraz ciepły reżim bazalny lądolodu.

**Słowa kluczowe:** glacitektonika, analiza strukturalna i litofacjalna, zlodowacenie wisły, Kotlina Płocka.

### WSTĘP

Deformacje glacitektoniczne związane z nasunięciem lądolodu zlodowacenia wisły stwierdzono w krawędzi wysoczyzny obramowującej od południa Kotlinę Płocką, w stanowiskach Kretki i Zawada Nowa (fig. 1). Ich przejawem są fałdy o amplitudzie kilku metrów oraz drobne struktury subglaćjalnej warstwy deformacyjnej. Zaburzenia obejmują osady zalegające bezpośrednio pod najmłodszą gliną morenową i wygasają 2–6 m poniżej jej spągu.

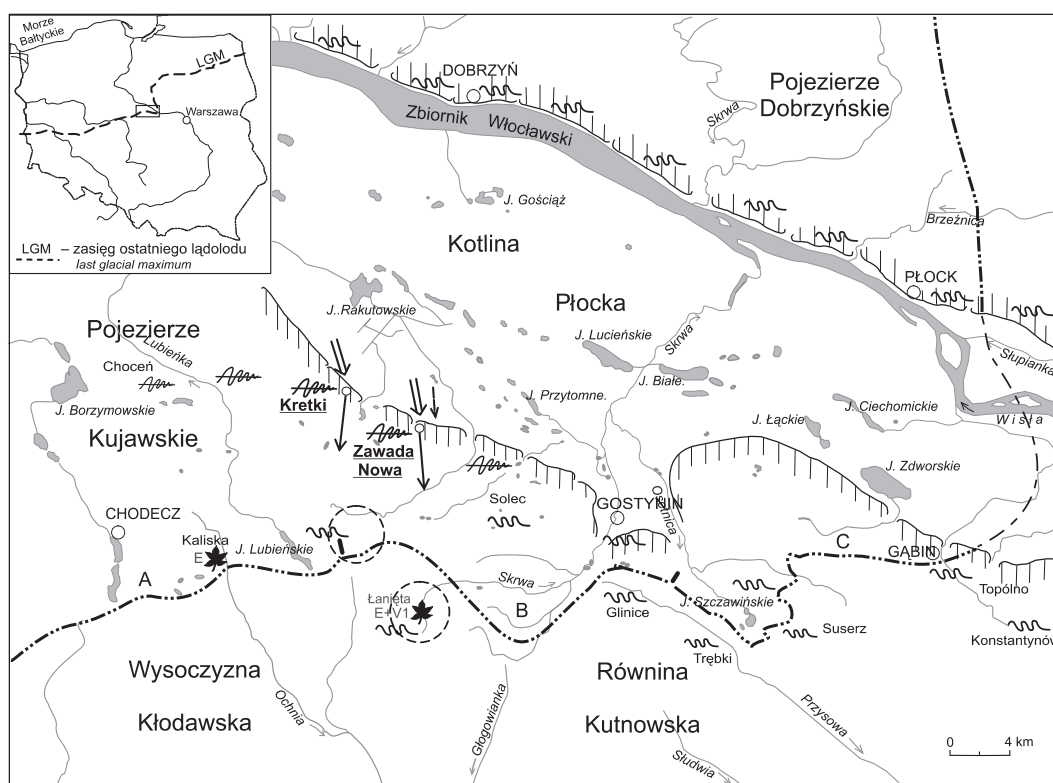
Rejon Kotliny Płockiej dotychczas był znany z występowania struktur fałdowo-luskowych o amplitudach kilkudziesięciu metrów, angażujących utwory neogeńskie i plejstoceńskie. Problem wieku i genezy tych zaburzeń był podejmowany od momentu stwierdzenia deformacji w osadach kenozoicznych rejonu Kotliny Płockiej przez Puscha (1986) i Kolskiego (1903), którzy uznali je za efekt powierzchniowych ruchów masowych na wypiętrzaniach tektonicznych. Tektoniką

endogeniczną tłumaczył zaburzenia osadów okolic Dobrzynia Siemiradzki (1909), zaś Lewiński (1924) i Lencewicz (1927) wyjaśniali je ruchami epejrogenicznymi i spływaniem plastycznych utworów neogenu, wraz z nadległymi osadami czwartorzędowymi, po skłonie wypiętrzającego się podłoża. Łyczewska (1960, 1964) i Ber (1960, 1968) w odniesieniu do genezy deformacji osadów kenozoicznych okolic Włocławka i Dobrzynia zajęli pośrednie stanowisko, wskazując na możliwość łącznego oddziaływania procesów tektonicznych i glacitektonicznych, przypisując jednak główną rolę tektonice. Zdecydowanie za glacitektoniczną genezą zaburzeń osadów północnej krawędzi Kotliny Płockiej, a także deformacji w strefie wysoko wyniesionych utworów neogenu na linii Gąbin–Sanniki, opowiadali się we wczesnym okresie działalności Lewiński i Samsonowicz (1918), przedstawiając model naporu lądolodu na przeszkodę, którą miał stanowić

<sup>1</sup> Katedra Badań Czwartorzędu, Uniwersytet Łódzki, ul. Kopcińskiego 31, 90-142 Łódź; e-mail: mroman@geo.uni.lodz.pl

garb kujawski (kujawski odcinek wału środkowopolskiego) i wyciskania plastycznych osadów spod łańdolu. Na glaci-tektoniczne pochodzenie fałdów i łusek obserwowanych w wysokiej krawędzi doliny Wisły między Włocławkiem a Płockiem wskazywali także Jaroszewski (1963), Skompski (1969), Wysokiński (1975) i Bryczyński (1982), nie negując jednak pośredniego udziału procesów tektonicznych. Na południowym obrzeżeniu Kotliny Płockiej w podłożu utworów czwartorzędowych występuje szereg elewacji o charakterze szczytów glaciitektonicznych. Wyniesienia te ukła-

dają się w łuk, wyznaczony miejscowościami: Glinice–Trębki–Suserz–Szczawin Borowy–Topólno–Konstantynów–Sanniki, nawiązujący swym kształtem do przebiegu krawędzi łańdolu (Roman, 2003). Powstanie zaburzeń glaciitektonicznych dotychczas rozpoznanych w rejonie Kotliny Płockiej, angażujących utwory neogenu i starszych pieter czwartorzędu, wiązanych z transgresją łańdolodów zlodowaceń południowopolskich przy nieznacznym udziale powtórných deformacji wywołanych przez łańdolody zlodowaceń środkowopolskich (Skompski, 1969; Bryczyński, 1982; Roman, 1999, 2003).



- a zaburzenia glaciitektoniczne osadów zlodowacenia wisły:  
a – stwierdzone wierceniami, b – w odsłonięciach, opisane w tekście  
glaciotectonic deformations of the Vistulian Glaciation sediments:  
a – documented by boreholes, b – in exposures, described in article
- b zaburzenia glaciitektoniczne osadów neogeńskich oraz dolnego i środkowego plejstocenu  
glaciotectonic deformations of the Neogene and Lower and Middle Pleistocene deposits
- kierunki ruchu łańdolu stadiu głównego zlodowacenia wisły określone na podstawie:  
a – kompresyjnych struktur glaciitektonicznych, b – drobnych subglacialnych struktur glaciitektonicznych, c – orientacji dłuższych osi klastów w glinie lodowcowej  
ice flow directions of the Main Stadial of the Vistulian Glaciation ice sheet derived from:  
a – compressional glaciotectonic structures, b – small subglacial glaciotectonic structures  
c – till fabrics
- E+V1 stanowiska osadów interglacialnych: E – eemskich, E+V1 – eemskich i wczesnovistulianich  
interglacial flora's sites: E – Eemian, E+V1 – Eemian and Early Vistulian
- A B C zasięg ostatniego łańdolu (LGM – last glacial maximum) według:  
A – Baranieckiej (1989, 1991, 1993), B – Roman (1999, 2003), C – Skompskiego (1969)  
last glacial maximum (LGM) after:  
A – Baraniecka (1989, 1991, 1993); B – Roman (1999, 2003); C – Skompski (1969)
- wysoczyzny morainic plateau wysady solne salt domes

Fig. 1. Lokalizacja stanowisk w Kretkach i w Zawadzie Nowej oraz występowanie zaburzeń glaciitektonicznych w rejonie Kotliny Płockiej

Location of the Kretki and Zawada Nowa sites and distribution of glaciotectonic deformations in the Plock Basin region

Celem artykułu jest przedstawienie wyników badań przeprowadzonych w obrębie zaburzonych osadów zlodowacenia wisły odsłaniających się w południowej krawędzi Kotliny Płockiej w stanowiskach Kretki i Zawada Nowa (fig. 1). Zaburzenia te są związane z nasunięciem lądolodu stadiału głównego zlodowacenia wisły i obejmują osady bezpośredniego podłoża lądolodu, sięgając do głębokości 2–6 m. Płytkie deformacje, występujące jedynie w obrębie osadów zalegających pod najmłodszą gliną, stwierdzono ponadto wierceniami w rejonie Chocenia, Solca i Gostynina w trakcie profi-

lowania geologicznego południowej krawędzi Kotliny Płockiej (fig. 1). Analiza struktur glacitektonicznych związanych z najmłodszym nasunięciem lądolodu była cennym uzupełnieniem badań paleogeomorfologicznych prowadzonych w ramach studium nad rozwojem rzeźby plejstocenijskiej okolic Gostynina (prace finansowane ze środków na badania własne UŁ; Roman, 2003), a także pozwoliła na wstępne określenie niektórych parametrów lobu płockiego (prace rozpoczęte w 2005 roku, finansowane ze środków na naukę w ramach projektu 2P04E 02329). Artykuł przedstawia stan badań na 2006 r.

## METODY BADAŃ

W odsłonięciach w Kretkach i Zawadzie Nowej przeprowadzono badania sedymentologiczne koncentrujące się na analizie litofacjalnej osadów, a także analizę strukturalną zaburzeń. Celem badań było określenie pierwotnych środowisk sedymentacyjnych i kierunków transportu tektonicznego, a następnie, w nawiązaniu do budowy geologicznej, rzeźby i lokalnej sytuacji paleogeomorfologicznej, badania te wykorzystano do rekonstrukcji nasunięcia ostatniego lądolodu na obszar Kotliny Płockiej.

W badaniach litofacjalnych szczególne znaczenie miała analiza cech strukturalnych osadów (struktur sedymentacyjnych i postsedymentacyjnych) oraz badania elementów kierunkowych w diamiktonach glacialnych i na ich kontakcie z podłożem, w tym orientacji dłuższych osi klastów oraz struktur kinematycznych odzwierciedlających kierunki działania sił deformacyjnych stopy lądolodu (Van der Wateren i in., 2000). Analiza strukturalna zaburzeń polegała na określeniu typu mezostruktur tektonicznych, pomiarach ich orientacji i wyznaczeniu osi fałdów na siatce Wolfa na podstawie położenia warstw w skrzydłach. Dokonano wstępnej hierarchizacji struktur glacitektonicznych ze względu na ich skalę, wyróżniając kilkumetrowe struktury I rzędu (fałdy, nasunięcia) oraz struktury deformacyjne II rzędu (fałdki ciągnięte, drobne uskoki odwrócone), o wielkości do kilkudziesięciu

centymetrów. Przyjmując za Rotnickim (1974, 1976) założenie, że rozciągłość zaburzeń glacitektonicznych jest zgodna z przebiegiem krawędzi lądolodu, a ich wergencja z kierunkiem transgresji, oraz zgodnie z zasadami interpretacji mechanicznej uskoków (Jaroszewski, 1980), zrekonstruowano kierunki głównego nacisku (transportu) glacitektonicznego. Ponadto prześledzono zasięg i rozprzestrzenienie struktur glacitektonicznych w odniesieniu do form rzeźby i elementów paleoreliefu podłoża ostatniego lądolodu, które rozpoznano wcześniej w ramach badań geologicznych rejonu Kotliny Płockiej (Roman, 1999, 2003).

Przy sporządzaniu profili sedymentologicznych zastosowano kod litofacjalny zaproponowany przez Eylesa i in. (1983) oraz Zielińskiego (1995). Wyniki pomiarów orientacji dłuższych osi klastów w glinach lodowcowych zestawiono w postaci diagramów rozetowych i konturowych sporządzonych na podstawie siatki równopowierzchniowej normalnej Schmidta. Dla każdego zestawu danych określono wektor dominującej orientacji  $V_1$  (*eigenvector*), podając jego azymut i nachylenie w stopniach, oraz wartości natężenia orientacji  $S_1$  i  $S_3$  (*eigenvalues*) wyliczone metodą Woodcoca i Naylor (1983). Przy opracowaniu diagramów kierunkowych i analizie danych strukturalnych wykorzystano program StereoNet Version 3.0.

## OPIS STANOWISK

Stanowiska w Kretkach i Zawadzie Nowej znajdują się około 7 km na północ od linii maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia wisły, na skłonie wysoczyzny polodowcowej ku poziomom pradolinom Kotliny Płockiej (fig. 1). Odsłaniają się w nich zaburzone utwory piaszczyste i mułkowe zalegające bezpośrednio pod gliną bazalną ostatniego zlodowacenia. Wiek osadów piaszczysto-mułkowych oraz gliny określono jako młodszy od interglacjału eemskiego w nawiązaniu do stanowisk osadów organogenicznych w Kaliskiej (Domosławska-Baraniecka, 1965; Janczyk-Kopikowa, 1965) i Łaniętach (Balwierz, Roman, 2002). Struktury zaburzeń glacitektonicznych rozpoznane w Kretkach i Zawadzie Nowej nie zaznaczają się we współczesnej morfologii, natomiast ich występowanie jest powiązane z paleoreliefem, a ściślej z obecnością kopalnego skłonu powierzchni ze zlodowacenia

warty zapadającego ku obniżeniu Kotliny Płockiej (fig. 2). Skłon ten ma przebieg NW–SE, nawiązujący do kierunku obecnej krawędzi Kotliny, zaś strefa zaburzonych osadów zlodowacenia wisły rozciąga się tylko na północ od tej kopalnej formy krawędziowej. Stwierdzone w Kretkach i Zawadzie Nowej zaburzenia obejmują jedynie przypowierzchniową warstwę osadów, sięgając maksymalnie do głębokości 6 m. Także amplituda zaburzeń szybko maleje wraz z głębokością.

### KRETKI

Stanowisko w Kretkach (fig. 2) jest zlokalizowane w górnej części stoku wysoczyzny, który osiąga wysokość około 25 m, przy nachyleniu 10°. Powierzchnię wysoczyzny buduje

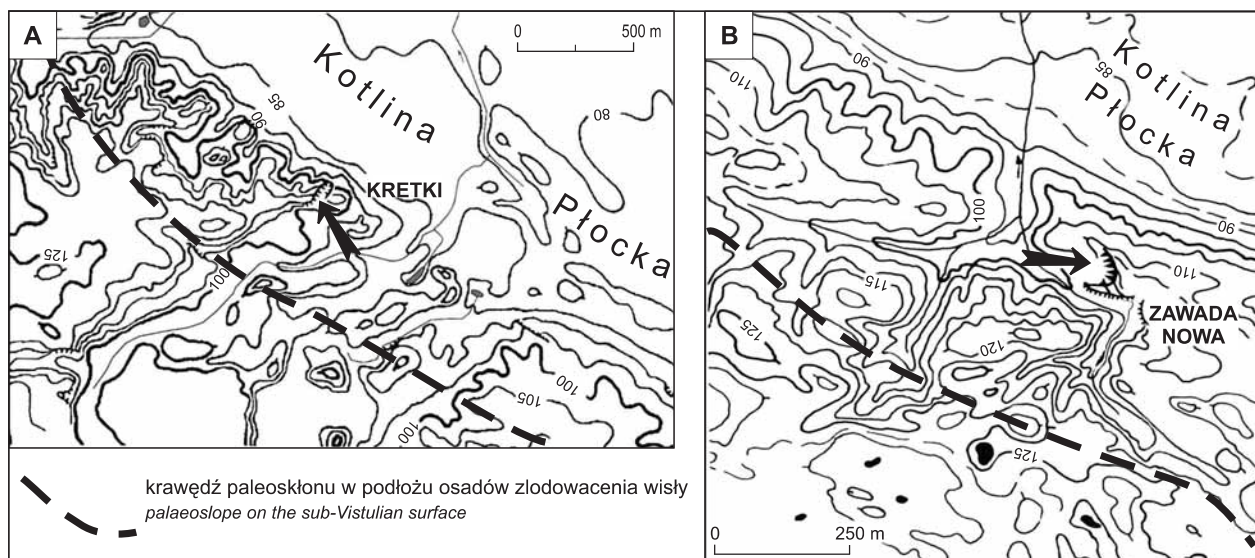


Fig. 2. Położenie topograficzne stanowisk w Kretkach (A) i Zawadzie Nowej (B)

Topographic location of the Kretki (A) and Zawada Nowa (B) sites

głina lodowcowa, przy czym jej miąższość jest wyraźnie zredukowana w strefie przykrawędziowej i wynosi 1–3 m. Badania przeprowadzono w zachodniej ścianie piaskowni w Kretkach, o wysokości 4 m (fig. 3). W dolnej części odsłonięcia występują piaski drobnoziarniste i piaski mułkowe laminowane horyzontalnie (Sh, SFh) lub riplemarkowo (Sr, SFr), ujęte w kompleks litofacyjny K1 (fig. 3). Osady piaszczysto-mułkowe cechuje cykliczność sedimentacji wyrażona powtarzalnością asocjacji Sh→SFr(Fh) o normalnym uziarnieniu frakcyjnym (fig. 4). Miąższość utworów jednego cyklu waha się od 0,15 do 0,70 m i maleje ku górze. Osady kompleksu K1 były deponowane w warunkach słabego przepływu rytmicznego przechodzącego w spokojną sedimentację zawieszinową. Ponieważ analizowane serie osadów leżą w ciągłości sedimentacyjnej z różnoziarnistymi piaskami ze żwirem (dane z sondy), a także obocznie przechodzą w osady piaszczyste ze żwirem przyjęto, że ich depozycja miała miejsce w przybrzeżnych strefach koryta płaskodennej roztoki, która funkcjonowała na dalekim przedpolu lądolodu (Roman, 2003).

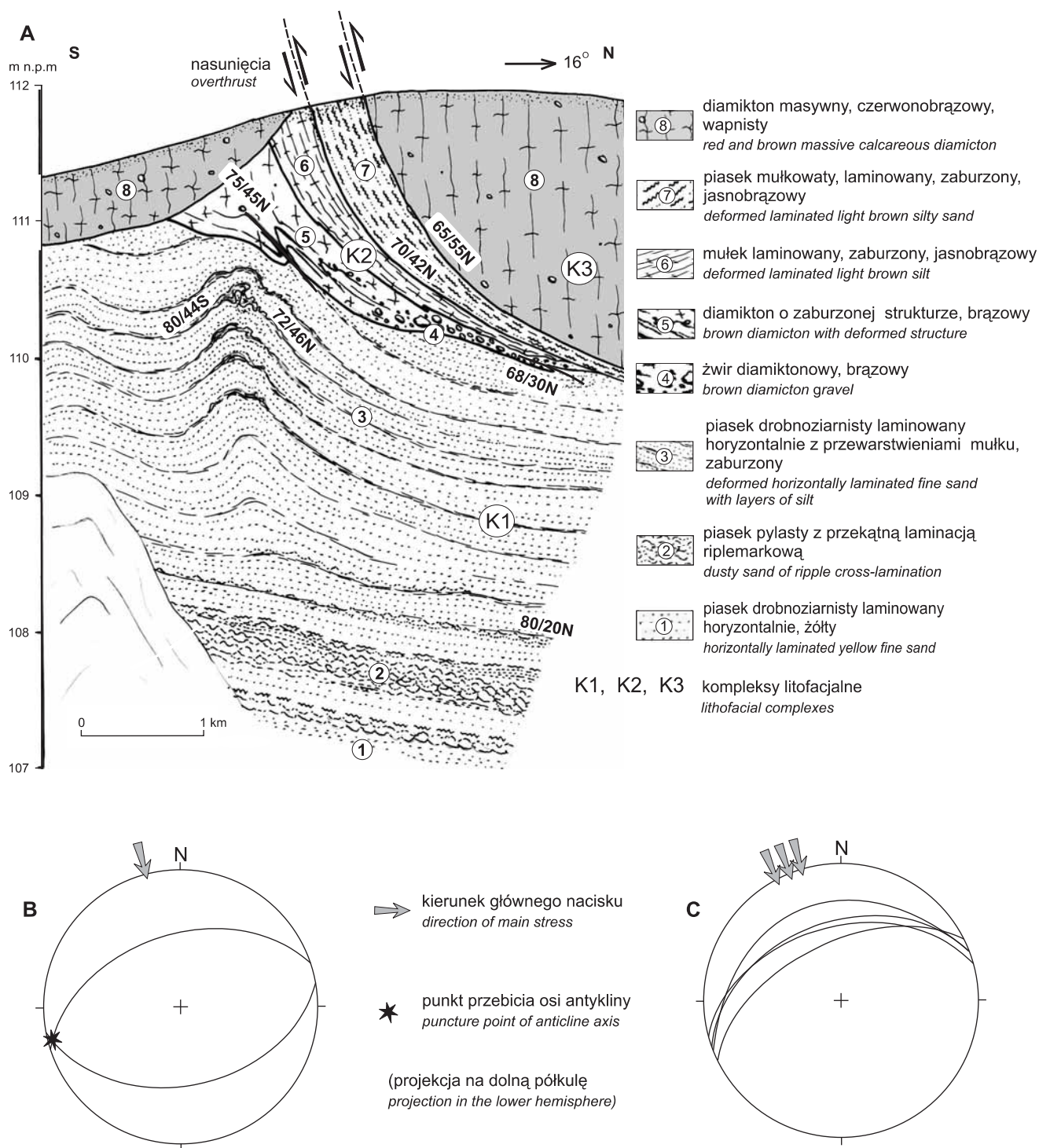
Osady kompleksu K1 są zaburzone glaciektonicznie, przy czym ich dolna część została jedynie pochylona i zapada ku północy pod kątem  $20^\circ$ , zaś górna część, o miąższości ok. 2,5 m, uległa silniejszym deformacjom o charakterze ciągłym. Wyróżniającą się strukturą jest antyklinalny, symetryczny fałd stojący o stopniowo wygasającej w głąb amplitudzie zaburzeń (fig. 3, 5). Płaszczyzna osiowa fałdu ma przebieg WSW–ENE i jest prawie pionowa. Oś fałdu zapada ku WSW pod kątem  $8^\circ$  (fig. 3). W strefie przegubu antykliny występują podrzędne deformacje warstw mułkowych w postaci drobnych fałdków (fig. 5). Wergencja fałdków w obu skrzydłach antykliny jest skierowana ku przegubowi antykliny, co jest cechą charakterystyczną fałdków ciągnionych.

Piaszczysto-mułkowe utwory kompleksu K1 są ścięte i przykryte warstwą zaburzonych osadów o zróżnicowanej li-

tologii, które wchodzą w skład kompleksu litofacyjnego K2 (fig. 3). W dolnej części kompleksu K2 występują wyniesione wzdłuż powierzchni nasunięć warstwy stratyfikowanego, lokalnie żwirowego diamiktonu o zaburzonej strukturze Ds/DGs(d) oraz warstwy mułku F(d), ułożone równoległe do powierzchni nasunięć glaciektonicznych i o zatartej pierwotnej strukturze sedimentacyjnej (fig. 3). W warstwie diamiktonu biorącego udział w zaburzeniach, na kontakcie z osadami drobnoziarnistymi kompleksu K1, występują podrzędne struktury glaciektoniczne w postaci drobnych powierzchni ścięć (uskoków odwróconych), podkreślonych podgięciem warstw skierowanym przeciwnie do kierunku przemieszczeń tektonicznych i będących wynikiem wstecznego wleczenia (*reverse drag*) (fig. 3, 4). Kompleks K2 obejmuje osady allochtoniczne o zaburzonej strukturze, pochodzące z transportu glaciektonicznego.

Zaburzenia ciągłe, w postaci fałdów, stwierdzone w osadach piaszczysto-mułkowych kompleksu K1 wykazują ścisły związek ze strukturami nasunięć w kompleksie K2. Wyraża się to zbieżnością usytuowania stref najintensywniejszych deformacji w obydwu kompleksach, zgodnością orientacji drobnych powierzchni ścięć (75/45N, 68/30N) oraz nasunięć (70/42N, 64/55N) z biegiem płaszczyzny osiowej fałdu (77/87S), a także koincydencją kierunku ich nachylenia z kierunkiem zapadania warstw w dolnej partii osadów piaszczysto-mułkowych kompleksu K1 (fig. 3). Na podstawie orientacji i wergencji struktur glaciektonicznych dokonano rekonstrukcji kierunku głównego nacisku glaciektonicznego (fig. 3). Uzyskane wyniki świadczą o oddziaływaniu nacisków subhoryzontalnych w zakresie azymutów  $334\text{--}345^\circ$ , skierowanych z NNW ku SSE.

W przypowierzchniowej części odsłonięcia w Kretkach występuje masywny, czerwono-brązowy diamikton z głazami (Dmm), który buduje rozległą powierzchnię wysoczyzny polodowcowej. Osad ten ujęto w kompleks K3 (fig. 3, 4).

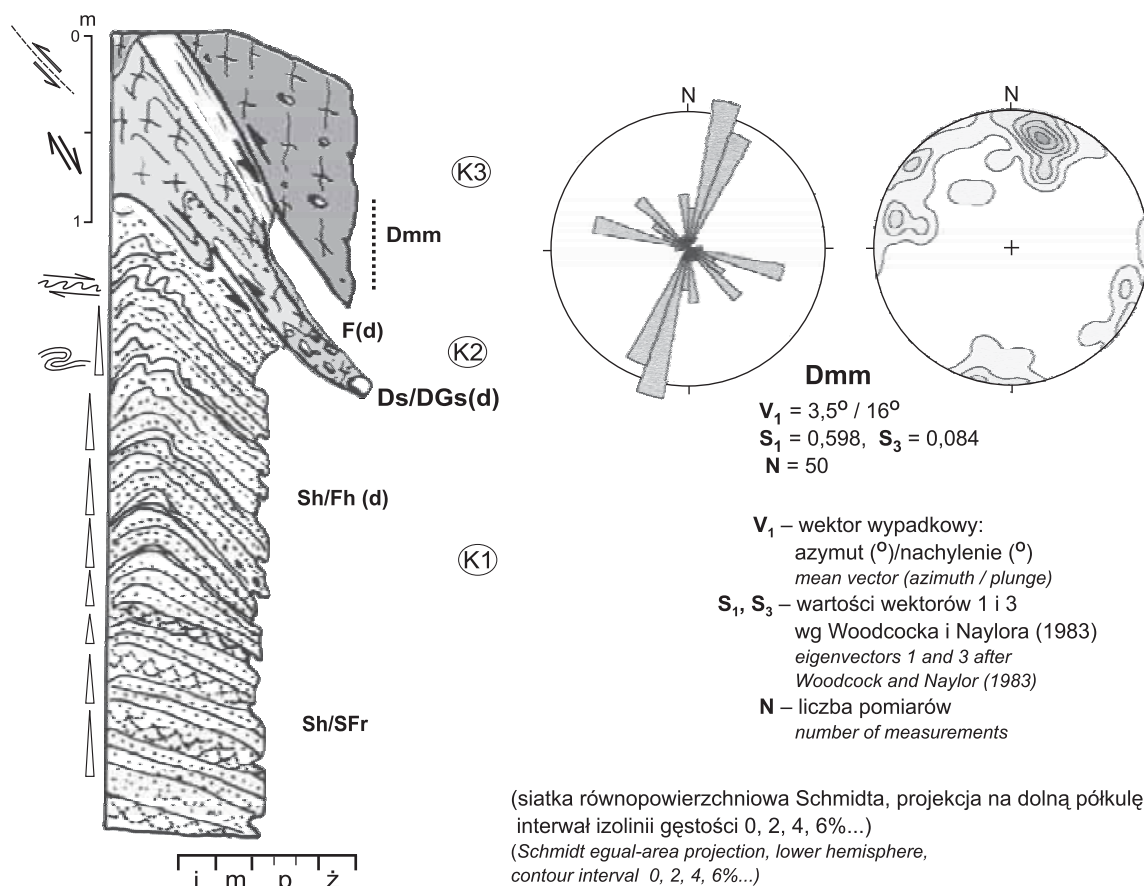


**Fig. 3.** Szkic zachodniej ściany odsłonięcia w Kretkach (A) oraz rekonstrukcja kierunku głównego nacisku glaciektonecznego na podstawie orientacji osi antykliny (B) oraz powierzchni nasunięć i drobnych uskokuń odwróconych (C)

Sketch of the western wall of the Kretki exposure (A) and main direction of glaciotectionic pressure reconstructed on the basis of orientation of anticline axis (B) and overthrust and reverse fault planes (C)

W obrębie diamiktonu stwierdzono struktury oblekania głazów powstałe w wyniku powolnego wytapiania ze stagnującego lodu i osiadania masy formującego się diamiktonu (por. Ruszczyńska-Szenajch, 1998). Pomiary orientacji dłuż-

szych osi klastów w masywnym diamiktonie ( $D_{mm}$ ) wykazały średnio uporządkowany układ *fabric* ( $S_1 = 0,598$ ,  $S_3 = 0,084$ ) z dominującym kierunkiem NNE–SSW w przedziale azymutów 10–25° i podrzędnym WNW–ESE (100–130°).



**Objaśnienia do profili sedimentologicznych:**  
*Key to sedimentary logs:*

**Litologia:**  
*Lithology:*

**D** – diamikton  
*diamicton*  
**DS** – diamikton piaszczysty  
*sandy diamicton*  
**DG** – diamikton żwirowy  
*gravelly diamicton*  
**G** – żwir  
*gravel*  
**GS** – żwir piaszczysty  
*sandy gravel*  
**S** – piasek  
*sand*  
**SF** – piasek mułkowy  
*silty sand*  
**F** – mułek  
*silt*  
**FS** – mułek piaszczysty  
*sandy silt*

**Struktury:**  
*Structures:*

**m** – masywna  
*massive*  
**s** – warstwowana  
*stratified*  
**(d)** – zaburzona  
*deformed*  
**d** – deformacyjna  
*deformed*  
**h** – warstwowanie poziome  
*horizontal bedding*  
**p** – płaskie warstwowanie przekątne  
*planar cross-bedding*  
**t** – przekątne warstwowanie rynnowe  
*trough cross-bedding*  
**r** – przekątna laminacja riplemarkowa  
*ripple cross-lamination*  
**rc** – przekątna laminacja riplemarkowa wstępujących  
*climbing-ripple cross-lamination*

deformacje fałdowe  
*folds*

nasunięcia  
*overthrusts*

fałdki ciagnione  
*drag folds*

uskoki odwrócone  
*reverse faults*

laminacja glaciotektoniczna  
*glaciotectionic lamination*

struktury wleczeniowe  
*reverse drag structures*

normalne uziarnienie frakcyjne  
*finning sequence*

oznaczenie kompleksu litofacjalnego  
*symbol of lithofacies complex*

miejsca pomiarów ułożenia klastów  
*till fabric measurements*

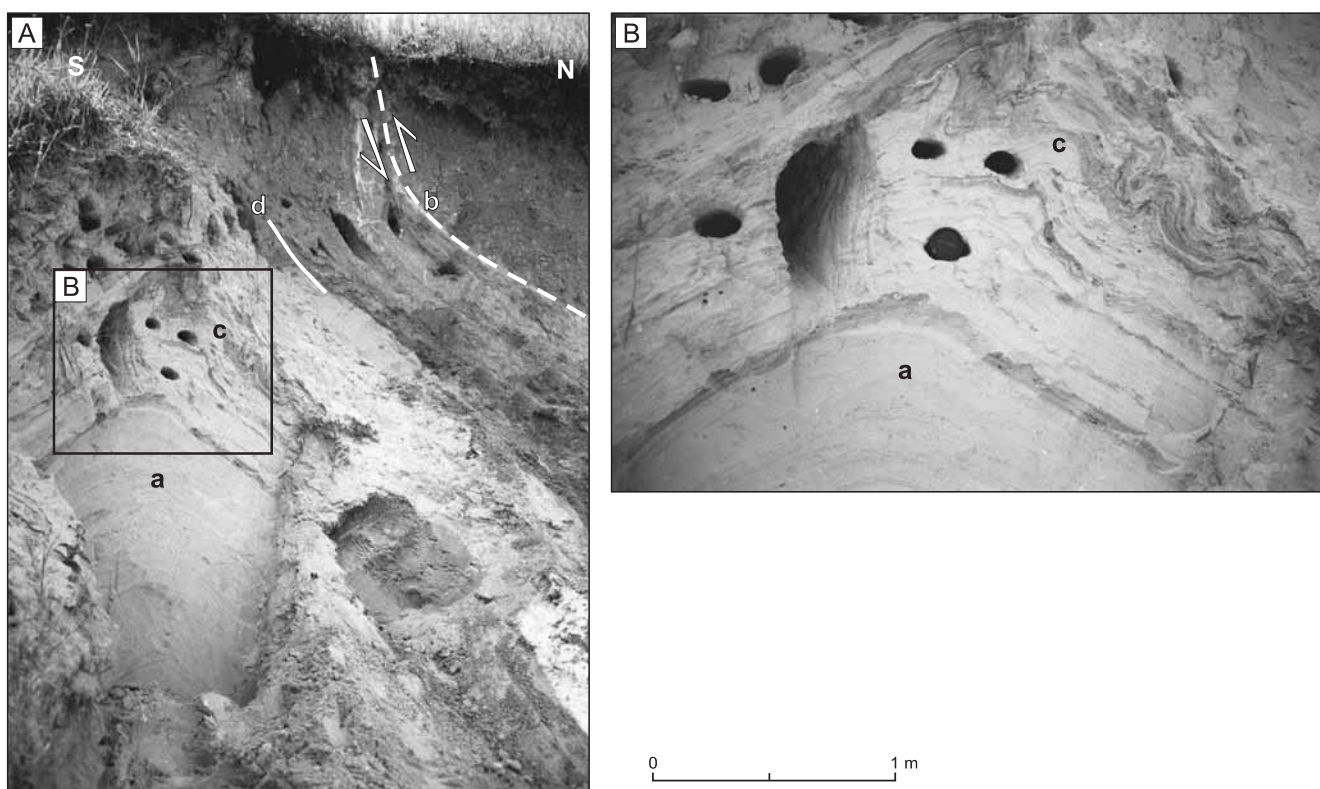
i l y  
clays  
mułki  
silts  
piaski żwiry kamienie  
sands gravels stones

**Fig. 4. Profil sedimentologiczny stanowiska Kretki oraz diagramy orientacji klastów w dolnej partii masywnej gliny lodowcowej (Dmm)**

Sedimentological log of the Kretki site and diagrams of till fabric in the lower part of massive diamicton (Dmm)

Wektor wypadkowy  $V_1$  wynosi  $3,5^\circ$ , zaś średnie nachylenie klastów jest wysokie –  $16^\circ$ . W rozkładzie fabric znaczny jest udział klastów zorientowanych poprzecznie do wektora wypadkowego (fig. 4), charakteryzującego kierunek nasuwania

łądolodu. Może to wynikać z obecności przeszkody topograficznej na przedpolu transgredującego łądolodu, wpływającej na zmianę układu naprężeń w lodzie, a więc i na ukierunkowanie zawartych w nim klastów (por. Olszewski, Szupryczyński,



**Fig. 5. Zaburzenia glacitektoniczne w Kretkach.**

**Widok ogólny górnej partii odsłonięcia (A) oraz szczegółowy obraz przegubu antykliny (B)**

Struktury glacitektoniczne I rzędu: fałd antyklinalny (a), nasunięcia (b); struktury glacitektoniczne II rzędu: fałdki ciągnięte (c), drobne uskoki odwrócone (d)

Glaciotectonic deformations at Kretki.

View of the upper part of exposure (A) and details of the anticline hinge (B)

1985). W Kretkach niewątpliwie taką przeszkodę stanowił skłon wysoczyzny środkowopolskiej, zapadający ku obniżeniu w rejonie obecnej Kotliny Płockiej (fig. 2). Masywna struktura, występowanie śladów oblekania gładzików i dość wyraźne uporządkowanie klastów w diamiktonie kompleksu K3, przy jego szerokim lateralnym rozprzestrzenieniu, pozwalają uznać ten osad za glinę wytopnieniową (*melt-out till*).

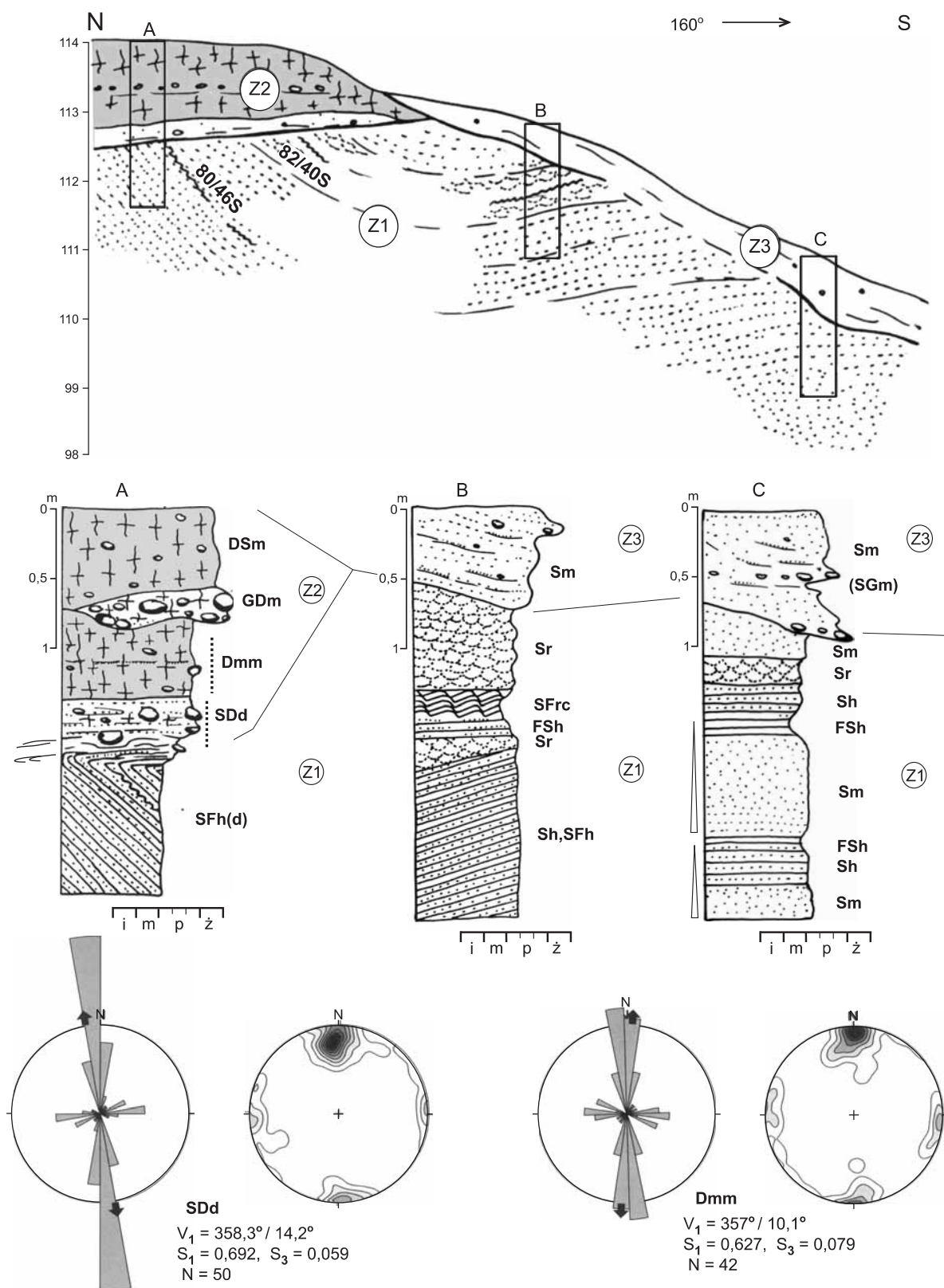
#### ZAWADA NOWA

Odsłonięcie w Zawadzie Nowej znajduje się na wysokości około 115 m n.p.m., w górnej części ostrogi wydzielonej z krawędzi wysoczyzny przez dolinę denudacyjną (fig. 2). Głębokość wcięcia doliny sięga do 10 metrów, a na jej stokach odsłaniają się spod gliny lodowcowej osady piaszczyste, obserwowane w kilku niewielkich odsłonięciach. Miąższość osadów piaszczystych wynosi co najmniej 8 m, a ich stropowa część, o grubości około 3–4 m, jest zaburzona glacitektonicznie.

W Zawadzie Nowej, w dolnej części ściany wyrobiska o wysokości 6 m, występują piaski drobnoziarniste o strukturze masywnej (Sm), a następnie piaski mułkowate o laminacji horyzontalnej (Sh, SFh) lub riplemarkowej (Sr, SFrc). Osady

te ujęto w kompleks Z1 (fig. 6). Wyróżnione litofacje są zapisem sedimentacji rytmicznej, co wyraża się m.in. powtarzalnością zespołu grubszej laminy drobnopiaszczystej (1–2 cm) i cieńszej (do 0,5 cm) laminy mułkowej o ciemniejszej barwie (fig. 7 – litofacje SFh w pozycji wychylonej). Cechy teksturalne i strukturalne osadów kompleksu Z1 wskazują, że ich depozycja zachodziła w płytkim zbiorniku o niskoenergetycznym, cyklicznym przepływie laminarnym (litofacje Sh, FSh) lub prądowym (litofacje SFrc, Sr). Przypuszczalnie akumulacja serii osadów drobnoziarnistych z Zawady Nowej miała miejsce w tym samym basenie sedimentacyjnym, w którym były deponowane serie piaszczysto-mułkowe opisane wcześniej ze stanowiska w Kretkach (kompleks K1).

Odsłaniające się w Zawadzie Nowej osady kompleksu Z1 są zaburzone glacitektonicznie. Tworzą one szerokopromienne, pseudosynklinalne ugięcia, tak że w południowej części struktury glacitektonicznej warstwy leżą poziomo, w pierwotnej pozycji sedimentacyjnej, natomiast w jej północnej części uległy wychyleniu do 40–46° (fig. 6). Biegi zaburzonych warstw są zbliżone do kierunku równoleżnikowego (75–82°), a upady są skierowane ku południowi. Orientacja wychylonych warstw wskazuje na działanie nacisku bocznego z kierunku NNW na SSE, w azymucie 345–352°.



**Fig. 6.** Szkic wschodniej ściany odsłonięcia w Zawadzie Nowej oraz profile sedymentologiczne i diagramy orientacji dłuższej osi klastów w glinie deformacyjnej (SDd) i w masywnej glinie lodowcowej (Dmm)

Objaśnienia na [figurze 5](#)

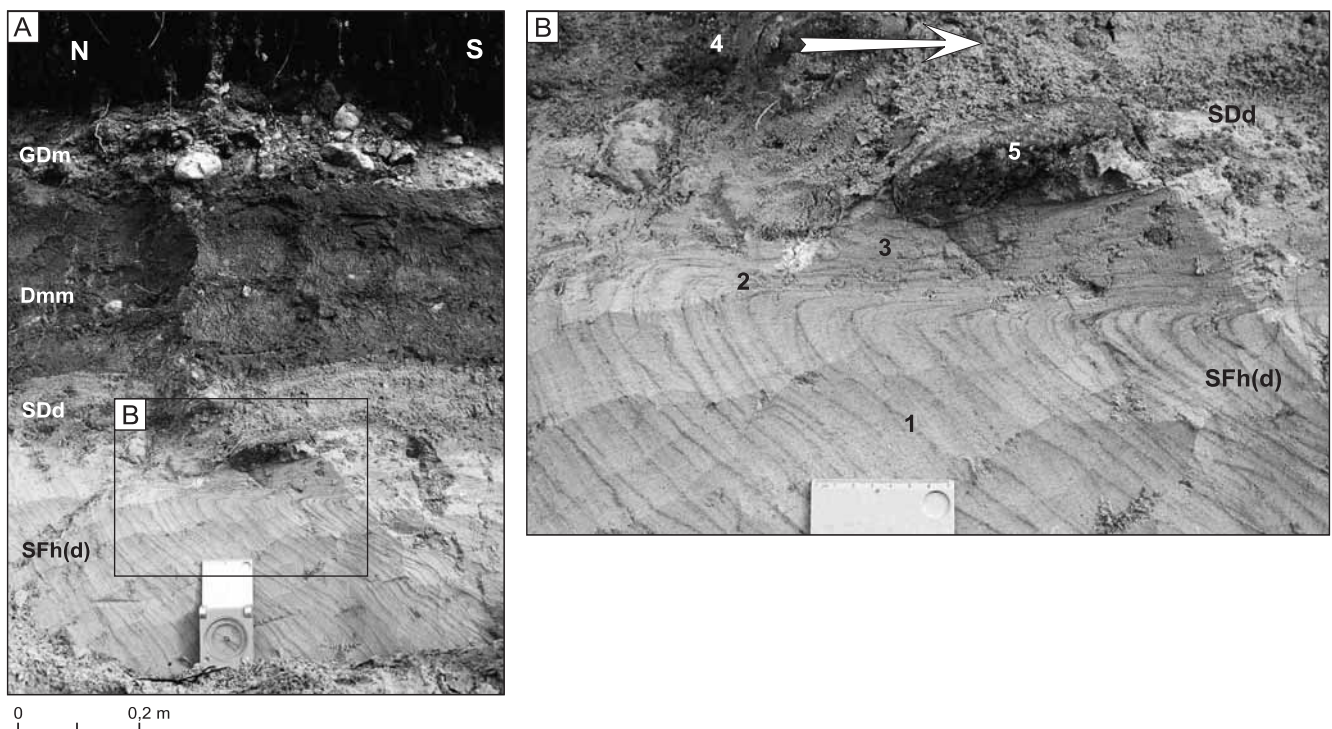
Sketch of the eastern wall of the Zawada Nowa exposure and sedimentological logs with diagrams of till fabric in the deformation till (SDd) and massive diamicton (Dmm)

For explanations see [Figure 5](#)



W najwyższej części odsłonięcia w Zawadzie znajduje się kompleks osadów lodowcowych (Z2) o miąższości 1,5–1,7 m, złożony z sekwencji warstw diamiktonowych o zróżnicowanych cechach litofacjalnych (fig. 6). Utwory tego kompleksu zalegają niezgodnie, w sposób ścinający, na wychylonych warstwach piaszczysto-mułkowych. Ponadto kontakt diamiktonów z leżącymi niżej osadami jest ostry, podkreślony obecnością drobnych glacitektonicznych struktur wleczeniowych wyrażonych w postaci niewielkiego zagięcia, a następnie rozwleczenia ku południowi, zgodnie z ruchem lądolodu, lamin piaszczysto-mułkowych w stropie kompleksu Z1 (fig. 6, profil A). Te drobne deformacje glacitektoniczne sięgają zaledwie kilku centymetrów w głąb warstwy stanowiącej niegdyś bezpośrednie podłoże lądolodu. Pierwotne struktury sedymentacyjne w obrębie wleczonych piasków i mułków podłoża uległy całkowitemu zatarciu w wyniku dynamicznego kontaktu z poruszającym się lądolodem, a zaburzonym osadom została nadana laminacja tektoniczna (fig. 6 – profil A, fig. 7), będąca efektem ścinania podatnego w subglacialnej warstwie deformacyjnej (Hart, 1995; Boulton, 1996; Benn, Evans, 1996). Cechy laminacji glacitektonicznej ma także piaszczysty diamikton deformacyjny (SDd) o miąższości około 0,15 m,

stanowiący najniższą część kompleksu Z2 (fig. 6, 7). Ku górze profilu, laminacja stopniowo zanika wraz ze wzrostem homogeniczności osadu i udziału frakcji ilastej. Przejście pomiędzy zaburzonymi piaskami podłoża a piaszczystym diamiktonem jest gradacyjne. Litofację SDd tworzą „rozsmarowane” pakiety piaszczystych osadów inkorporowanych z podłoża i warstwy diamiktonu wytapianego oddolnie z lądolodu, a następnie zaburzanego wraz z piaskami. Pomiary orientacji dłuższych osi klastów w piaszczystym diamiktonie deformacyjnym wykazały ich wyraźne ukierunkowanie ( $S_1 = 0,692$ ,  $S_3 = 0,059$ ) w przedziale azymutów  $350\text{--}360^\circ$ , przy wektorze wypadkowym  $V_1 = 358,3^\circ$  i znacznym średnim nachyleniu klastów –  $14,2^\circ$  (fig. 6). Większe, wydłużone klasty są zorientowane tępym, odlodowym końcem (*lee end*) zgodnie z kierunkiem ruchu lądolodu (fig. 7). Cechy strukturalne i teksturalne analizowanego diamiktonu (litofacji SDd) są diagnostyczne dla osadu powstałego subglacialnie podczas ruchu lodowca, w strefie dynamicznego kontaktu z osadami podłoża podlegającymi intensywnej deformacji. Osad ten nosi cechy zarówno egzaracji i glacialnego zaburzania osadów w wyniku procesów ścinania na kontakcie lodu z podłożem, jak i depozycji subglacialnej (Boulton, 1996). Piaszczysty



**Fig. 7. Struktury glacitektoniczne w Zawadzie Nowej. Widok ogólny górnej partii odsłonięcia (A).**

**Drobne subglacialne struktury glacitektoniczne rozwinięte w stropie zaburzonych osadów piaszczysto-mułkowych (B)**

1 – piaski laminowane mułkiem, zaburzone w wyniku proglacialnej kompresji; 2 – subglacialnie struktury wleczeniowe, 3 – laminacja tektoniczna w subglacialnej warstwie deformacyjnej, 4 – homogeniczna glina deformacyjna, 5 – głaz typu stoss-and-lee zorientowany zgodnie z kierunkiem ruchu lodu; strzałka wskazuje kierunek ruchu lodu. Objaśnienia symboli litofacji jak na figurze 5

Glaciotectonic structures at Zawada Nowa. View of the upper part of exposure (A).  
Small subglacial glaciotectonic structures on the top of deformed sandy-silty series (B)

1 – laminated sands and silt deformed by proglacial compression, 2 – subglacial drag structures, 3 – tectonic lamination in the subglacial deforming bed, 4 – homogeneous deformation till, 5 – stoss-and-lee shaped stone oriented accordingly with the ice flow direction; the arrow points the ice flow direction. For explanation of lithofacies symbols see Figure 5

diamikton SDd odpowiada facji gliny deformacyjnej (*deformation till*). Biorąc pod uwagę grubość diamiktonu SDd oraz zasięg struktur wleczeniowych można wskazać, że miąższość subglacialnej warstwy deformacyjnej w Zawadzie Nowej nie przekraczała 0,3 m.

Kolejną litofację w profilu osadów glacialnych kompleksu Z2 reprezentuje ilasty, czerwono-brązowy diamikton o masywnej strukturze (Dmm). Tworzy on ciągi pokład o miąższości kilkudziesięciu centymetrów, zalegający powyżej gliny deformacyjnej. Charakteryzuje go dość duże ( $S_1 = 0,627$ ,  $S_3 = 0,079$ ) ukierunkowanie klastów o wektorze wypadkowym  $V_1 = 357^\circ$  (fig. 6). Ponadto, pojedyncze większe otoczaki w diamiktonie Dmm noszą ślady abrazji lodowcowej w postaci zlicowania ich górnych powierzchni. Ilasty diamikton Dmm jest interpretowany jako glina bazalna odkładana pod aktywnym lodem (*lodgement till*).

Przypowierzchniową partię glin lodowcowych kompleksu Z2 stanowi piaszczysty diamikton z niewielką ilością żwirów,

o masywnej strukturze i rozproszonym szkielecie ziarnowym (DSm). Lokalnie podściela go warstwa diamiktonu żwirowego (GDm) o ograniczonym zasięgu lateralnym i miąższości do 0,3 m (fig. 6). Ze względu na płytkie zaleganie, w zakresie głębokości przemarzania gruntu, dla opisywanych glin nie wykonano pomiarów ukierunkowania klastów. Litofacje DSm i GDm są interpretowane jako osad powstały w efekcie wytapiania z lodu lodowcowego (*melt-out till*) przy lokalnym rozmywaniu deponowanego osadu przez wody pochodzące z ablacji (GDm).

Utwory kompleksu Z3 (fig. 6) występują jedynie na stoku i u jego podnóża. Ich miąższość rośnie konsekwentnie ze skłonem, osiągając u podnóża grubość około 1 m. Kompleks Z3 jest reprezentowany przez źle wysortowane piaski różnoziarniste z domieszką żwiru, pyłu i substancji organicznej, w których zaznacza się nieregularne warstwowanie równoległe do powierzchni stoku. Powyższe cechy są charakterystyczne dla osadów deluwialnych (por. Stochlak, 1978).

## DYNAMIKA ŁĄDOŁODU W POŁUDNIOWEJ CZĘŚCI KOTLINY PŁOCKIEJ

Rozpoznane w Kretkach i w Zawadzie Nowej zaburzenia glacicitektoniczne to zarówno deformacje kompresyjne spowodowane tangencjalnym naciskiem czoła transgredującego lodowca (*proglacial glaciotectionic deformations*), jak i deformacje utworzone pod stopą poruszającego się łądolodu (*subglacial glaciotectionic deformations*), głównie w wyniku tensji w warunkach ścinania prostego (Hart, 1990, 1995; Hart, Boulton, 1991). Do pierwszej grupy zaburzeń należą mezostruktury kompresyjne w postaci fałdów i nasunięć oraz drobne uskoki odwrócone w Kretkach, a także wychylenie ku południowi warstw kompleksu Z1 w Zawadzie Nowej. Do drugiej grupy zaburzeń należy zaliczyć drobne struktury wleczeniowe i laminację tektoniczną w subglacialnej warstwie deformacyjnej w Zawadzie Nowej. W Zawadzie Nowej udokumentowano progresywną sekwencję deformacji glacicitektonicznych (por. Hart, Boulton, 1991; Van der Wateren, 1995), wyrażoną przez nałożenie subglacialnych deformacji na struktury spiężeń proglacialnych. Zwraca uwagę zgodność kierunków strukturalnych zaburzeń glacicitektonicznych w obu stanowiskach. Z analizy struktur kompresyjnych wynika, że główny kierunek nacisku działał w płaszczyźnie zbliżonej do poziomu i miał miejsce z NNW ku SSE. Za takim zwrotem transportu glacicitektonicznego, utożsamianego z lokalnym kierunkiem przemieszczania łądolodu, przemawia również charakter i ukierunkowanie drobnych struktur glacicitektonicznych w subglacialnej warstwie deformacyjnej w Zawadzie Nowej (fig. 1).

W Zawadzie Nowej kierunek ruchu łądolodu, określony na podstawie orientacji dłuższej osi klastów w glinach formowanych pod aktywnym łądolodem – gliny deformacyjnej i gliny *lodgement*, jest zgodny z kierunkiem transportu tektonicznego wyznaczonym na podstawie analizy strukturalnej zaburzeń glacicitektonicznych. Nie wykazano tak ścisłej zależności w przypadku analizy orientacji fabryc w glinie wytopieniowej w Kretkach, a różnica między wyznaczonymi kierunkami wynosi około  $25^\circ$ . Rozbieżność ta może wynikać

z odmiennej historii depozycyjnej glin lodowcowych analizowanych w Kretkach i Zawadzie Nowej. Ukierunkowanie klastów w glinie facji *melt-out* (Kretki) było determinowane układem naprężeń występującym w lodzie, podczas gdy klasty w glinach subglacialnych Zawady Nowej zostały zorientowane zgodnie z rozkładem naprężeń panujących w strefie aktywnego kontaktu lodu z podłożem.

Na południowym obrzeżeniu Kotliny Płockiej przestrzenny zasięg zaburzeń glacicitektonicznych związanych z nasunięciem ostatniego łądolodu ma charakter pasowy, ograniczony do wąskiej strefy przylegającej od północy do kopalnego, zbudowanego z gliny lodowcowej skłonu wysoczyzny z okresu zlodowaceń środkowopolskich. Zatem powstaniu proglacialnych struktur kompresyjnych niewątpliwie sprzyjała topografia podłoża, a także jednoczesna zmiana litologii osadów, na które wkraczał łądolód (por. m.in. Brodzikowski, 1987; Jaroszewski, 1991).

Wyniki badań struktur glacicitektonicznych w stanowiskach Kretki i Zawada Nowa, odniesione do ogólnej sytuacji paleogeomorfologicznej, upoważniają do poczynienia dalszych uwag odnośnie charakteru glacji południowego obrzeżenia Kotliny Płockiej, reżimu bazalnego, miąższości, kierunków i dynamiki ruchu łądolodu.

Subglacialne struktury wleczeniowe i glina deformacyjna udokumentowane w Zawadzie Nowej są wskaźnikiem „miękkiego” (podatnego) sposobu zaburzania w warunkach znacznego nasycenia wodą ośrodka deformacji, a ich obecność świadczy o ciepłym reżimie bazalnym łądolodu (por. Hicock, Dreimanis, 1992; Ruszczyńska-Szenajch, 1998, 2001; Lian i in., 2003). Żeby subglacialną strefę ścinania podatnego charakteryzował tensyjny reżim naprężeń i powstały linearne struktury deformacyjne świadczące o ruchu łądolodu, składowa pozioma (dynamiczna) naprężeń musiała przewyższać składową pionową (statyczną), wynikającą z nacisku masy lodu. Takiemu układowi, według Brodzikowskiego (1987), sprzyjała sytuacja, gdy ruch łądolodu był szybki przy jego sto-

sunkowo małej miąższości. Za zwiększoną prędkością ruchu łądolodu przemawia sama obecność subglacialnej warstwy deformacyjnej (*deformable bed, subglacial deforming bed*). Zachodzące w niej przemieszczenia (deformacje) osadów wzmagają transport bazalny, stanowiąc istotną składową przyspieszającą ruch łądolodu (Boulton, Hindmarsh, 1987; Boulton, 1996; Hart, Boulton, 1991; Hart, 1995). Jednak wnioskowanie o małej grubości łądolodu jedynie na podstawie obecności subglacialnych struktur wleczeniowych nie jest wystarczające, zważywszy, że naprężenia statyczne (z nacisku lodu) są redukowane poprzez ciśnienie porowe panujące w nawodnionej warstwie podłoża (m.in.: Alley, 1989; Benn, Evans, 1996, Boulton i in., 2001). Zatem struktury wleczeniowe mogą również powstać pod przemieszczającym się lodem o dużej miąższości, lecz w warunkach odpowiednio wysokiego ciśnienia porowego w warstwie subglacialnej. W przypad-

ku analizowanych zaburzeń glaciektonecznych istotne jest zwrócenie uwagi, że obszar na którym występują znajdował się w strefie marginalnej maksymalnego zasięgu ostatniego łądolodu, kilka kilometrów na północ od czoła łądolodu z dobrze rozwiniętym systemem subglacialnego drenażu kanałowego (Roman, 2003). Zakładając, że przy łatwości drenażu i odprowadzania wód z warstwy subglacialnej na przedpolu, ciśnienie porowe panujące w tej warstwie było relatywnie niskie, większą rolę przy powstawaniu deformacji subglacialnych można przypisać małej grubości lodu. Za niewielką miąższością łądolodu, rzędu 100 m, przemawiają ponadto ograniczony do kilku metrów zasięg wglębny zaburzeń glaciektonecznych w Kretkach i Zawadzie Nowej oraz niezbyt duża (przeciętnie 1,5–5,0 m) miąższość gliny lodowcowej zlodowacenia wisły w rejonie Kotliny Płockiej (Skompski, 1969; Roman, 1999, 2003).

## WNIOSKI

W podsumowaniu powyższych rozważań należy podkreślić, że kompleksowa analiza zaburzeń glaciektonecznych rozpoznanych w Kretkach i Zawadzie Nowej, powstałych podczas transgresji łądolodu zlodowacenia wisły, miała istotne znaczenie interpretacyjne w badaniach paleogeograficznych południowego obrzeżenia Kotliny Płockiej. Orientacja i wergencja proglacialnych struktur kompresyjnych pozwoliły na precyzyjne określenie kierunku transportu glaciektonecznego, identyfikowanego z lokalnym kierunkiem ruchu łądolodu. Ponadto, prześledzenie rozprzestrzenienia struktur kompresyjnych było przydatne do uściślenia przebiegu liniowych elementów reliefu podłoża oraz do rozpoznania ukształtowania przedpola, na które wkraczał łądolód. Z kolei analiza struktur

deformacyjnych, utworzonych pod poruszającym się łądolodem, dostarczyła danych do ogólnej charakterystyki parametrów i dynamiki łądolodu. Stwierdzono, że łądolód, który zajął południowe obrzeżenie Kotliny Płockiej, nasuwał się z NNE ku SSW, zgodnie z podnoszeniem się paleoskłonu wysoczyzny ze zlodowaceń środkowopolskich oraz że cechował się niewielką miąższością, ciepłym reżimem bazalnym i znaczną prędkością ruchu.

**Podziękowania.** Autorka dziękuje Panu Profesorowi Leszkowi Marksowi za wnikliwą recenzję i uwagi pomocne w przygotowaniu artykułu do druku.

## LITERATURA

- ALLEY R.B., 1989 — Water-pressure coupling of sliding and bed deformation: Part I. Water system. *J. Glaciol.*, **35**: 108–119.
- BALWIERZ Z., ROMAN M., 2002 — A new Eemian Interglacial to Early Vistulian site at Łanięta, central Poland. *Geol. Quart.*, **46**, 2: 207–217.
- BARANIECKA M.D., 1989 — Zasięg łądolodu bałtyckiego w świetle stanowisk osadów eemskich na Kujawach. *Stud. Mater. Ocean.*, **56**, *Geol. Morza*, 4: 131–135.
- BARANIECKA M.D., 1991 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Lubień Kujawski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- BARANIECKA M.D., 1993 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Lubień Kujawski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- BENN D.I., EVANS D.J.A., 1996 — The interpretation and classification of subglacially deformed materials. *Quat. Sci. Rev.*, **15**: 23–52.
- BER A., 1960 — The age of the foldings near Dobrzyń. *Bull. Acad. Polon. Sci., Ser. Geol., Geogr.*, **8**, 1: 49–52.
- BER A., 1968 — Stratygrafia czwartorzędu okolic Dobrzyń nad Wisłą. *Acta Geol. Pol.*, **18**, 2: 663–675.
- BOULTON G.S., 1996 — Theory of glacial erosion, transport and deposition as a consequence of subglacial sediment deformation. *J. Glaciol.*, **42**: 43–62.
- BOULTON G.S., DOBBIE K.E., ZATSEPIN S., 2001 — Sediment deformation beneath glaciers and its coupling to the subglacial hydraulic system. *Quat. Intern.*, **86**: 3–28.
- BOULTON G.S., HINDMARSH R.C.A., 1987 — Sediment deformation beneath glaciers: rheology and geological consequences. *J. Geoph. Res.*, **92**: 9059–9082.
- BRODZIKOWSKI K., 1987 — Środowiskowe podstawy analizy i interpretacji glaciektonecznej Europy Środkowej. *Acta Univ. Wratisl.*, **934**: 1–331.
- BRYKCYŃSKI M., 1982 — Glaciektonika krawędziowa w Kotlinie Warszawskiej i Kotlinie Płockiej. *Pr. Muz. Ziemi*, **35**: 3–68.
- DOMOSŁAWSKA-BARANIECKA M.D., 1965 — Stratygrafia czwartorzędu okolic Chodcza na Kujawach. *Biul. Inst. Geol.*, **187**: 85–106.
- EYLES N., EYLES C.H., MIALL A.D., 1983 — Lithofacies type and vertical profile models: an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology*, **30**: 393–410.

- HART J.K., 1990 — Proglacial glaciotectionic deformation and the origin of the Cromer Ridge push moraine complex, North Norfolk, England. *Boreas*, **19**: 165–180.
- HART J.K., 1995 — Subglacial erosion, deposition and deformation associated with deformable beds. *Progress in Physical Geography*, **19**: 173–191.
- HART J.K., BOULTON G.S., 1991 — The interrelation of glaciotectionic and glaciodepositional processes within the glacial environment. *Quater. Sci. Rev.*, **10**: 335–350.
- HICOCK S.R., DREIMANIS A., 1992 — Deformation till in the Great Lakes region: implications for rapid flow along the south-central margin of the Laurentide Ice Sheet. *Can. J. Earth Sci.*, **29**: 1565–1579.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., 1965 — Flora interglacjalna eemskiego z Kaliskiej koło Chodcza na Kujawach. *Biul. Inst. Geol.*, **187**: 107–118.
- JAROSZEWSKI W., 1963 — Młode zaburzenia tektoniczne w Dobrzyniu nad Wisłą. *Biul. Geol. Wyd. Geol. UW*, **3**: 263–273.
- JAROSZEWSKI W., 1980 — Tektonika uskoku i fałdów. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- JAROSZEWSKI W., 1991 — Rozważania geologiczno-strukturalne nad genezą deformacji glacitektonicznych. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **61**: 153–206.
- KOLSKI J., 1903 — Odkrycie osadów morskich trzeciorzędowych pod Płockiem. *Wszechświat*, **22**, 21: 305–308.
- LENCEWICZ S., 1927 — Dyluwium i morfologia środkowego Połwisa. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **2**, 2: 66–226.
- LEWIŃSKI J., 1924 — Zaburzenia czwartorzędowe i „morena dolinowa” w pradolinie Wisły pod Włocławkiem. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, **2**: 497–549.
- LEWIŃSKI J., SAMSONOWICZ J., 1918 — Ukształtowanie powierzchni, skład i struktura podłoża dyluwium wschodniej części Niżu Północnoeuropejskiego. *Pr. Tow. Nauk. Warsz.*, **31**: 1–172.
- LIAN O.B., HICOCK S.R., DREIMANIS A., 2003 — Laurentide and Cordilleran fast ice flow: some sedimentological evidence from Wisconsinan subglacial till and its substrate. *Boreas*, **32**: 102–113.
- ŁYCZEWSKA J., 1960 — Uwagi na temat czwartorzędu Kujaw wschodnich. *Biul. Inst. Geol.*, **150**: 245–255.
- ŁYCZEWSKA J., 1964 — Deformacje neogenu i plejstocenu Polski środkowej i zachodniej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **34**, 1/2: 115–149.
- OLSZEWSKI A., SZUPRYCZYŃSKI J., 1985 — Tekstura współczesnych osadów morenowych strefy czołowej lodowca Werenskiölda (Spitsbergen). *Prz. Geogr.*, **57**, 4: 645–670.
- PUSCH J.B., 1886 — Geognostische Beschreibung von Polen, 2. Stuttgart u. Tübingen.
- ROMAN M., 1999 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Gostynin wraz z objaśnieniami. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- ROMAN M., 2003 — Rozwój rzeźby plejstoceńskiej okolic Gostynina. *Acta Geogr. Lodz.*, **84**: 1–154.
- ROTNIICKI K., 1974 — Ogólne podstawy teoretyczne powstawania deformacji glacitektonicznych. *W: Badania geologiczno-inżynierskie dla potrzeb budownictwa na obszarach zaburzonych glacitektonicznie Ziemi Lubuskiej. Symp. Nauk.*: 41–59. Wyższa Szkoła Inżynierska w Zielonej Górze, Zielona Góra.
- ROTNIICKI K., 1976 — The theoretical basis for a model of the origin of glaciotectionic deformations. *Quaest. Geogr.*, **3**: 103–139.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAICH H., 1998 — Struktura glin lodowcowych jako istotny wskaźnik ich genezy. *W: Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna* (red. E. Mycielska-Dowgiałło): 13–40. WGiSR UW, Warszawa.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAICH H., 2001 — „Lodgement till” and „deformation till”. *Quater. Sci. Rev.*, **20**: 579–581.
- SKOMPSKI S., 1969 — Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej. *Biul. Inst. Geol.*, **220**: 175–258.
- SIEMIRADZKI J., 1909 — Geologia Ziemi Polskich, 2. Lwów.
- STOCHLAK J., 1978 — Struktury i tekstury młodoplejstoceńskich osadów deluwialnych. *Biul. Inst. Geol.*, **306**: 115–174.
- VAN DER WATEREN F.M., 1995 — Processes of glaciotectionism. *W: Glacial environments, T. 1: Processes, dynamics and sediments* (red. J. Menzies): 309–335. Butterworth-Heinemann, Oxford.
- VAN DER WATEREN F.M., KLUIVING S.J., BARTEK L.R., 2000 — Kinematic indicators of subglacial shearing. *W: Deformation of glacial materials* (red. A.J. Maltman i in.). *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **176**: 259–278.
- WOODCOCK N.H., NAYLOR M.A., 1983 — Randomness testing in three-dimensional orientation data. *J. Struct. Geol.*, **5**, 5: 539–548.
- WYSOKIŃSKI L., 1975 — Kryterium dynamiki zbroczy na przykładzie badań brzegów zbiornika Włocławek. *Bibl. Wyd. Geol. UW*, Warszawa.
- ZIELIŃSKI T., 1995 — Kod litofacjalny i litogenetyczny – konstrukcja i zastosowanie. *W: Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników* (red. E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski): 220–235. WGiSR UW, Warszawa.

## GLACIOTECTIONIC DEFORMATIONS OF VISTULIAN GLACIATION SEDIMENTS AND THEIR SIGNIFICANCE FOR PALAEOGEOGRAPHICAL RECONSTRUCTION OF THE SOUTHERN MARGIN OF THE PŁOCK BASIN

**Abstract.** Glaciotectionic structures well known from the Plock Basin area were identified within the Lower and Middle Pleistocene and Neogene sediments, and their formation was connected with erosion of the ice-sheets older than the Vistulian Glaciation. Actually, at the Kretki and Zawada Nowa exposures, situated in the southern margin of the Plock Basin, glaciotectionic deformations of the Main Stadial of the Vistulian (= Weichselian) Glaciation ice-sheet have been recognized. The structures are not reflected in

topography but their spatial distribution is strictly connected with the existence of the buried slope of the Middle Polish Glaciation morainic plateau. In-depth extent of young glaciotectionic deformations is limited and ranges from 2 to 6 m. Sedimentological investigations, and particularly lithofacies analysis, along with structural examinations of deformation structures have been carried out at Kretki and Zawada Nowa. Recognised glaciotectionic deformations are both proglacial compressive structures, expressed as folds and

overthrusts, and subglacial glaciotectionic structures, formed beneath the moving ice, and featured as drag structures and tectonic laminations in the subglacial deforming bed. A local direction of glaciotectionic transport has been reconstructed as acting from NNW

to SSE (334–352° azimuth), and general parameters of the Płock lobe have been evaluated indicating a small thickness, fast ice flow and warm basal regime of the ice-sheet.

**Key words:** glaciotectionics, structural and lithofacies analysis, Vistulian Glaciation, Płock Basin, central Poland.

## SUMMARY

The Płock Basin region was subjected to several glacial phases. Advancing glaciers strongly deformed their substratum, and presently Cenozoic deposits are in places highly folded and faulted. Glaciotectionic structures, well known from the Płock Basin, were identified within the Lower and Middle Pleistocene and Neogene sediments. Their formation was related to erosion of ice-sheets older than the Vistulian (= Weichselian) Glaciation.

At the Kretki and Zawada Nowa exposures, situated in the southern margin of the Płock Basin, about 7 km to the north of the Last Glacial Maximum limit, glaciotectionic deformations of the Main Stadial of the Vistulian Glaciation ice-sheet have been recognized (Fig. 1). These deformations involve sandy-silty deposits underlying the basal till of the Vistulian Glaciation. Age of both the sandy-silty sediments and the overlying till has been determined referring to the Kaliska and Łanięta flora sites (Fig. 1) as younger than the Eemian Interglacial.

Sedimentological investigations, and particularly lithofacies and till fabric analyses, along with structural examinations of deformation structures have been carried out at the Kretki and Zawada Nowa exposures. Results have been referred to previous detailed geological and geomorphological studies of the Płock Basin area conducted by the author in the last decade.

The glaciotectionic structures are not reflected in topography but their spatial distribution is strictly related to the existence of the buried slope of the Middle Polish Glaciation morainic plateau (Fig. 2). In-depth extent of young glaciotectionic deformations is limited and ranges from 2 to 6 m (Figs. 3, 6).

The recognised deformations are both proglacial glaciotectionic structures, resulting from compression and expressed as folds and overthrusts (Figs. 3, 5, 6), and subglacial glaciotectionic structures, formed beneath the moving ice, resulting from extension, and featured as drag structures and tectonic laminations in the subglacial deforming bed (Figs. 6, 7).

Based on analysis of compressive proglacial structures, the local direction of glaciotectionic transport has been reconstructed as acting from NNW to SSE (334–352° azimuth). The direction of glaciotectionic compression, identified as a direction of ice-sheet movement, has been proved by the results of investigations of small subglacial glaciotectionic structures and orientation of till fabric.

Results of analysis of tensional structures forming beneath the moving ice, along with a small in-depth extent of glaciotectionic deformations and small thickness of the Vistulian Glaciation till, considered a typical feature of the Płock Basin area, were input data for assessment of general parameters of the Płock lobe indicating a small thickness, fast ice flow and warm basal regime of the ice-sheet.