

Krzysztof URBAŃSKI<sup>1</sup>

## DEFORMACJE GLACITEKTONICZNE NA PRZEDPOLU SUDETÓW W OBRĘBIE BLOKOWYCH JEDNOSTEK TEKTONICZNYCH REJONU WĄDROŻA WIELKIEGO

**Abstrakt.** W profilowanych skarpach na autostradzie A4 w rejonie Wądroża Wielkiego obserwowano liczne deformacje glacitektoniczne nieopisywane dotychczas w literaturze geologicznej. W 80 miejscach, w których osady były silnie zróżnicowane litologicznie, występowały głównie deformacje nieciągłe: nasunięcia oraz łuski glacitektoniczne. W niektórych strefach nasunięć obserwowano piaszki o niezdeformowanym warstwowaniu, w które zostały wciśnięte upłynnione twory neogenu. Świadczy to o tym, że osady piaszczyste były miejscami zamrożone. W monotonnie wykształconych osadach wodnolodowcowych, zastoiskowych i rzecznych występują natomiast głównie deformacje fałdowe wraz z towarzyszącymi im uskoki normalnymi.

Wyniki pomiarów mezostruktur glacitektonicznych wskazują jednoznacznie na kierunek transportu glacitektonicznego ku ESE.

Był to kierunek nasuwania się lądolodu, na który miał wpływ przebieg morfotektonicznej granicy bloku Sudetów. Na przeszkodzie lądolodu znalazły się wydzwignięte tektonicznie bloki starszego podłoża. Pełniły one rolę masy oporowej. W osadach przylegających do podłoża podkenozoicznego w obrębie bloków tektonicznych utworzyły się mezostruktury glacitektoniczne świadczące o silnej kompresji horyzontalnej. Reakcja sztywnych bloków tektonicznych na naciskający lądolód powodowała powstanie także nacisków o tym samym kierunku (WNW–ESE), ale o przeciwnym zwrocie (ku WNW).

Na podstawie badań litopetrograficznych glin zwałowych ustalono, że wiek deformacji odpowiada fazie transgresywnej zlodowacenia odry. W czasie deglacjacji utworzył się górny, niezdeformowany poziom gliny zwałowej.

**Słowa kluczowe:** deformacje glacitektoniczne, autostrada A4, Nizina Śląska.

### WSTĘP

W 2003 roku były prowadzone przez Oddział Dolnośląski Państwowego Instytutu Geologicznego (Urbański i in., 2004) pilotażowe prace geologiczne na zachodnim odcinku autostrady A4 między Udaniem a Legnicą. W trakcie prac analizowano ciągłe profile geologiczne: skarpy i głębokie wykopy o długości od kilkuset metrów do kilku kilometrów. Pozwoliło to na dobre rozpoznanie budowy geologicznej najbardziej przypowierzchniowej warstwy litosfery. Zbadany odcinek autostrady leży na obszarze Niziny Śląskiej i Przedgórze Sudeckiego – w obrębie Wysoczyzny Średzkiej i Równiny Legnickiej oraz na północnym obrzeżeniu Wzgórz Strzegomskich. Teren badań obejmował obszar arkuszy Wądroże Wielkie i Jawor *Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali*

*1:50 000* oraz arkuszy Udanie, Tynec Legnicki, Wądroże Wielkie i Żarek *Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów w skali 1:25 000*.

Wysokość powierzchni terenu na omawianym obszarze waha się od 180 m n.p.m. w obrębie płaskich wzniesień do 125 m n.p.m. w obniżeniach morfologicznych. Wzniesienia terenu są zbudowane ze skał podłoża podkenozoicznego wydzwigniętych w formie horstów w efekcie tektoniki neogেনskiej (Oberc, 1972; Cymerman, 2002).

Badany obszar leży w obrębie bloku przedsudeckiego, między uskokiem sudeckim brzeżnym a uskokiem środkowej Odry. Ze skał podłoża podkenozoicznego w rejonie Wądroża Wielkiego odślaniają się górnokambryjsko-dolnoordowickie

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Dolnośląski, al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław; e-mail: krzysztof.urbański@pigod.wroc.pl

ortognejsy. We wschodnim odcinku omawianego profilu autostrady stwierdzono natomiast dewońskie skały epimetamorfiku kaczawskiego.

Utwory neogenu występują jako pokrywy zwietrzelinowe oraz utwory jeziorne i rzeczne formacji poznańskiej i gozdnickiej. Plejstocen jest reprezentowany przez utwory lodowcowe, wodnolodowcowe i zastoiskowe należące do zlodowaceń południowopolskich oraz utwory lodowcowe i wodno-

lodowcowe pochodzące ze zlodowacenia odry. Na badanym obszarze stwierdzono również występowanie serii rzecznych, które tworzyły się prawdopodobnie w czasie zlodowacenia warty. Najmłodszymi utworami są osady lessowe i deluwialne występujące w formie pokryw o niewielkiej miąższości, które powstały u schyłku plejstocenu oraz osady holocenijskie w dolinach rzecznych.

## METODYKA BADAŃ

W trakcie badań terenowych wykonywano szkice geologiczne ilustrujące przebieg i orientację mezostruktur sedymentacyjnych, glacictonicznych i tektonicznych. W odsłonięciach wykonano pomiary orientacji tych struktur kompasem geologicznym typu Freiberg z dokładnością do 5°, a wyniki zestawiono na siatkach normalnych Schmidta. Wyniki nanoszono na półkulę dolną oraz umieszczono na szkicach geologicznych. Ważniejsze fragmenty odsłoneń udokumentowano fotograficznie. Zdjęcia skarp zestawiono w zbiorze panoramy.

W drugim etapie prac terenowych z opracowywanych odsłoneń pobrano próbki do badań litopetrograficznych. Analizowano zarówno serie piaszczysto-żwirowe, jak i utwory gliniaste. Metodyka badań petrograficznych frakcji żwirowej, stosowana przy realizacji *Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000* (Czerwonka, 1998) została częściowo zmodyfikowana przez autora. Z uwagi na to, że omawiany obszar znajduje się na przedpolu Sudetów, przy wykonywaniu analiz petrograficznych bardziej skoncentrowano się na wyróżnianiu składników lokalnych, których znajomość umożliwia odtworzenie kierunków transportu (*vide* Badura, Przybylski, 2000). Szczegółowo wyróżniono lokalne składniki sudeckie, analizując obszary ich występowania i możliwo-

ści transportu rzeczno-geologicznego do rejonu badań. Ponadto wykonano badania zawartości procentowej minerałów ciężkich, obtoczenia ziaren kwarcu i zawartości CaCO<sub>3</sub>.

W wybranych rejonach, przy współpracy z A. Kowalską z Uniwersytetu Wrocławskiego, wykonano analizę litofacialną osadów, a na jej podstawie określono środowisko sedymentacyjne, dynamikę procesów akumulacji osadów oraz zasięg zbiorników sedymentacyjnych.

Z gleb kopalnych występujących w obrębie formacji gozdnickiej pobrano próbki do badań palinologicznych, jednak zły stan zachowania sporomorf nie pozwolił na uzyskanie wiarygodnych wyników.

Kończącym etapem dokumentowania odsłoneń na inwestycjach liniowych były prace kameralne. Na podstawie odręcznych szkiców geologicznych kartowanych skarp sporządzono profile geologiczne (Badura i in., 2003). Przy ich konstruowaniu zastosowano dziesięciokrotne przewyższenie oraz zastosowano jednolitą skalę pionową i poziomą. Wydzielenia litologiczne dostosowano do instrukcji *Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000*, tak aby uzyskane wyniki prac kartograficznych mogły być użyte do weryfikacji wydanych map geologicznych.

## LITOSTRATYGRAFIA

W rejonie Wądroża Wielkiego (*fig. 1, 2*) odsłaniają się jasnopielate gnejsy oczkowe z żyłami kwarcu. Pod względem petrograficznym skały te najbardziej przypominają ortognejsy kompleksu izerskiego (Kozłowska-Koch, 1959), które można wiązać z kambrem górnym i ordowikiem dolnym (Seston i in., 2000). We wschodniej części badanego obszaru, w rejonie Udanina (*fig. 1, 2*) występują dewońskie łupki szarogłazowe i fyllity kompleksu kaczawskiego należące do jednostki Luboradza. Analiza drobnych struktur tektonicznych, zdaniem Cymermana (2002), świadczy, że skały kompleksu kaczawskiego nasunęły się w formie łusek na głębiej leżące ortognejsy Wądroża Wielkiego.

Na utworach podłoża podkenozoicznego leżą grubookruchowe, nierozłożone chemicznie, pokrywy gruzowe. W ich bliskim sąsiedztwie stwierdzono występowanie ilastych utworów zwietrzelinowych. Na fyllitach kompleksu kaczawskiego obserwowano utwory zwietrzelinowe barwy czerwonej i żółtej z fragmentarycznie zachowanymi pierwotnymi

strukturami i teksturami skał macierzystych. Z uwagi na intensywny udział wietrzenia chemicznego utwory te można wiązać z miocenem. Na nich zalegają zwietrzeliny o białej barwie, zawierające obtoczone ziarna kwarcu. Powstały one w wyniku redepozycji pierwotnych zwietrzelin ilastych i wymieszaniu ich z materiałem allochtonicznym, zdaniem autora najprawdopodobniej u schyłku pliocenu.

Na omawianym obszarze obserwowano punktowo, w rejonie Legnickiego Pola, popielatobrazowe mułki zawierające rozproszoną substancję organiczną. Można je wiązać z utworami formacji poznańskiej (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995). Pod względem składu minerałów ciężkich w utworach tych występuje podrzędna ilość minerałów przezroczystych, obecna jest natomiast duża ilość minerałów nieprzezroczystych (rudnych). Tego rodzaju skład mineralny jest typowy dla mułkowo-ilastych utworów formacji poznańskiej.

Znacznie bardziej rozpowszechnione są utwory formacji gozdnickiej utworzone w środowisku rzeczno-geologicznym (Badura, 2003).

Występują one w środkowej i zachodniej części profilowanego odcinka autostrady. Były badane w odsłonięciu w Bielanach Średzkich, gdzie został szczegółowo opracowany profil o wysokości 8 m. W tym stanowisku, w wykształceniu formacji gozdnickiej zaznacza się dwudzielność. W spągu stwierdzono duży udział warstw mułków i piasków pylastych tworzących się głównie w środowisku pozakorytowym, w stropie natomiast zdecydowanie przeważają piaski i żwiry koryt rzecznych. W osadzie nie stwierdzono typowych skał, których obszarem źródłowym jest Skandynawia i obszar dna Bałtyku. Utwory rzeczne formacji gozdnickiej są złożone głównie z kwarcu (ponad 50%), porfirów permskich (17–26%), łupków kwarcowo-skaleniowych (do 4%) oraz skaleni i litytów (około 4%). We frakcji minerałów ciężkich utwory te składają się z granatu (20%), rutylu (18%), cyrkonu (22%), sylimanitu (15%) i dystenu (8%). Utwory formacji gozdnickiej odpowiadają na tym terenie formacji Rokitki–Bielany, wydzielonej przez Czerwonkę i Krzyszkowskiego (2001) na podstawie składu petrograficznego frakcji zwirowej i asocjacji minerałów ciężkich.

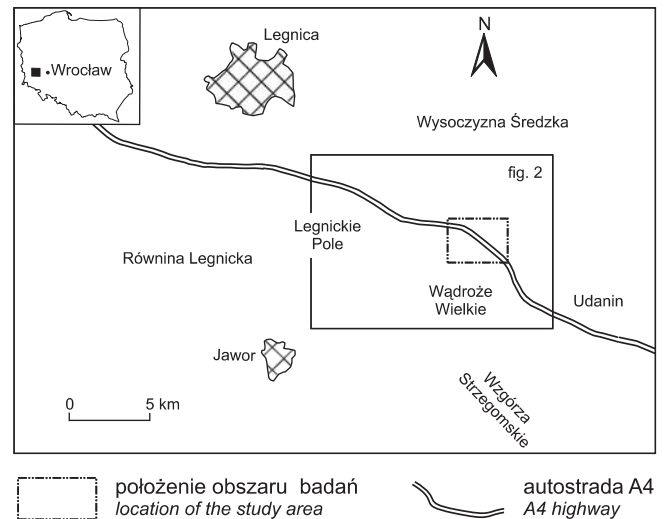


Fig. 1. Lokalizacja profilowanego odcinka autostrady A4

Location of the profiled section of the A4 highway

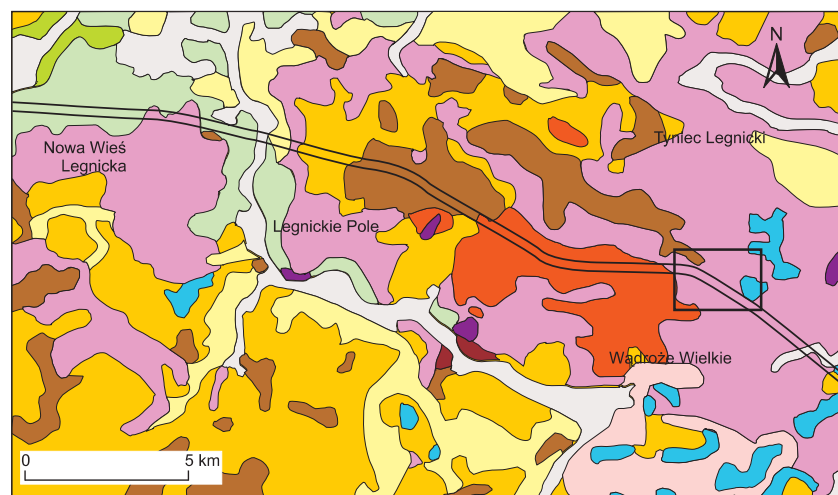


Fig. 2. Szkic geologiczny przedpola Sudetów w rejonie Wądroże Wielkiego

Geological sketch of Sudetic Foreland in the Wądroże Wielkie region

Najstarsze osady czwartorzędowe, odsłaniające się w profilowanych skarpach na omawianym odcinku autostrady, można wiązać ze zlodowaczeniami południowopolskimi. W profilowanych odsłonięciach występują dwa poziomy glin zwałowych. Gлина dolna jest piaszczysta, szara, o większym stopniu skonsolidowania. Występuje w strukturach łuskowych, w strefach zaburzeń glacictektonicznych. W obrębie tej gliny stwierdzono spękania podłużne, równoległe do powierzchni osiowej struktur fałdowych, przechodzące w pewnych strefach w przegubowe spękania radialne. W strefach nasunięć mają charakter spękań ścięciowych. Na podstawie współczynników petrograficznych ( $O/K=0,8$ ,  $K/W=1,15$ ,  $A/B=0,77$ ) glinę tę można korelować z gliną typu Krzesinki wydzielaną na Nizinie Śląskiej (Czerwonka i in., 1997), którą wiąże się ze zlodowaczeniem sanu 2. Prawdopodobnie tego samego wieku są zaburzone glacictektonicznie piaski i żwiry wodnolodowcowe oraz serie utworów zastoiskowych (żółte, brunatne, drobnolaminowane piaski pylaste i mułki).

Na utworach zaburzonych glacictektonicznie leżą niezgodnie piaski i żwiry wodnolodowcowe brunatnordzawe, które można już wiązać ze zlodowaczeniem odry. Granica między tymi kompleksami, obserwowana w odsłonięciach, ma charakter erozyjny. Na omawianym obszarze występują rdzawobrunatne, zaglinione piaski gruboziarniste i żwiry z gładzikami o słabym stopniu wysortowania. Jest to osad na ogół bezstrukturalny lub ze słabo zaznaczającym się warstwowaniem. Miejscami utwory te zazębiają się z silnie piaszczystymi, luźnymi glinami rdzawobrunatnymi, które tworzyły się w tych samych warunkach sedymentacyjnych. Opisane wyżej osady można zaliczyć do utworów wodnomorenowych, akumulowanych blisko krawędzi lądolodu, które spływały na odsłonięte na tym terenie warstwowane, pozakorytowe utwory formacji gozdnickiej. Na kontakcie obu serii obserwowano

struktury pograżowe, będące efektem nawodnienia, a co za tym idzie uplastycznienia tych osadów u czoła lądolodu. Spływające masy klastyczno-gliniastych osadów grzęzły w utworach formacji gozdnickiej, prawdopodobnie w czasie recesji lądolodu. W rejonie Legnickiego Pola występują wzgórza zbudowane z piasków i żwirów wodnolodowcowych. W osadach tych stwierdzono liczne normalne uskoki grawitacyjne, uznane przez autora za kemy.

W rejonie Nowej Wsi Legnickiej występują piaski i żwiry rzeczne o odmiennym składzie petrograficznym. Składają się one z frakcji żwirowej, głównie z utworów permskich niecki północnosudeckiej, tj. porfirów, melafirów i jaspisów, w mniejszej ilości z kwarcu, litytów i łupków metamorficznych. Stwierdzono w nich podrzędne ilości (poniżej 1%) krzemieni i granitoidów skandynawskich. Taki skład petrograficzny świadczy o dużym udziale materiału lokalnego przy minimalnej zawartości materiału północnego (0,5–2,0%). Analiza geomorfologiczna obszaru pozwala na zakwalifikowanie tych osadów do rzecznych stożków napływowych, które były akumulowane na obszarze Równiny Legnickiej z leżącego wyżej, tektonicznie wyniesionego obszaru przedgórza Sudetów. Utwory te można wiązać ze zlodowaczeniem warty lub ze zlodowaczeniami północnopolskimi.

Najmłodszymi utworami na omawianym terenie są lessy i utwory pyłowe tworzące rozległą pokrywę o miąższości od 0,5 do 2,5 m. W obniżeniach morfologicznych występują utwory deluwialne. Na pewnych odcinkach profili obserwowano utwory antropogeniczne – piaszczysto-gliniaste, powstałe w czasie budowy starej autostrady A4, jeszcze w latach 30. ubiegłego wieku.

Blisko granicy badanego obszaru w rejonie Udanina i Nowej Wsi Legnickiej występują piaski i żwiry holocenijskie.

## TEKTONIKA

Blokowe jednostki tektoniczne na omówionym obszarze mają założenia laramijskie. W czasie kolejnych faz orogenezy alpejskiej zostały one uaktywnione. Główne ruchy blokowe odbywały się w neogenie (Dyjur, 1993). W ostatnich latach potwierdzono mobilność tych stref tektonicznych również w czwartorzędzie (Badura i in., 2003), głównie jako wynik ich reaktywacji pod wpływem nacisku lądolodu.

Na badanym obszarze wydzielono blok Wądroża Wielkiego (Dyjur, 1993), ograniczający wychodnię gnejsów. Wielkość zrzutu uskoku na granicy tego bloku tektonicznego w neogenie, wyznaczona na podstawie miąższości osadów kenozoicznych w skrzydłach zrzuconych i morfologii stropu kenozoiku, określono na 150 m (*op. cit.*). Na północ od przebiegającej autostrady A4 wyodrębniono uskoki Chojnów–Legnica o zrzucie dochodzącym do 80 m. Aktywność tektoniki blokowej pokrywa się z wzmoczoną aktywnością wulkaniczną w dwóch okresach – późnym oligocenie i wczesnym miocenie (Badura i in., 2006). W osadach pliocenu i w seriach preglacialnych były opisywane również struktury deformacyjne powstałe w wyniku wstrząsów sejsmicznych (Mastalerz, Wojewoda, 1990; Wojewoda i in., 1995).

Gwałtowne zmiany w sieci rzecznej we wczesnym plejstocenie odzwierciedlają blokowe ruchy tektoniczne (Krzyszowski, 2001; Migoń i in., 1998). Na obszarach ulegających subsydencji osadziły się miąższe serie utworów rzecznych. Z podnoszących się bloków tektonicznych większa część osadów czwartorzędowych uległa erozji i przetransportowaniu na dalszy obszar przedpola Sudetów.

Aktywność tektoniczna sudeckiego uskoku brzeżnego we wczesnym plejstocenie została potwierdzona także metodami morfotektonicznymi (Badura, Przybylski, 1994; Migoń, Łach, 1998). Ważną metodą badań była analiza współczesnych krawędzi morfologicznych. Ich prostoliniowy przebieg, zbieżność z rozpoznanymi na podstawie badań geologicznych uskokiemi w podłożu podkenozoicznymi może świadczyć o genezie tektonicznej. Objawy ruchów tektonicznych stwierdzono na podstawie różnic w przebiegu tarasów rzecznych w strefie uskoku sudeckiego brzeżnego rejonu Wzgórz Strzegomskich (Migoń i in., 1998).

Krzyszowski (2001) w południowej części bloku Wądroża Wielkiego wyróżnił uskoki Mściwojów–Snowidza. Na podstawie miąższości osadów czwartorzędowych na skrzydle

zrzuconym oraz wysokości skarpy widocznej w morfologii określił wielkość zrzutu tego uskoku w środkowym plejstocenie (w czasie od zlodowaceń południowopolskich do zlodowacenia odry) na 20–30 m. Zdaniem tego autora, blokowe przemieszczenie zachodziło również w czasie zlodowacenia

warty i zlodowaceń północnopolskich, czego efektem jest występowanie tego samego poziomu gliny zlodowacenia odry na różnych wysokościach (od 5 do 15 m) po obu stronach skarpy uskokowych, na granicy różnych jednostek blokowych.

## DEFORMACJE GLACITEKTONICZNE

W wyniku prac geologicznych prowadzonych na autostradzie A4 udokumentowano szereg deformacji glaciektonicznych, które na tym obszarze odgrywają dużą rolę w budowie geologicznej utworów kenozoiku. Nie były one do tej pory opisywane w publikowanych pracach z tego rejonu, ani przedstawione na wydanych mapach geologicznych.

Najintensywniejsze objawy zaburzeń glaciektonicznych obserwowano w okolicy Wądroża Wielkiego, w rejonie występowania bloków tektonicznych zbudowanych ze sztywnych skał podłoża podkenozoicznego, tj. gnejsów Wądroża Wielkiego i paleozoicznych skał epimetamorficznych kompleksu kaczawskiego (fig. 2, 3).

W strefie kontaktu osadów najbardziej różniących się właściwościami wytrzymałościowymi (kontakt glin zwałowych, piasków oraz serii ilastych) deformacje glaciektoniczne miały głównie charakter nieciągły (fig. 4, 5). Utworzyły się łuski, które rozwinęły się na powierzchniach nasunięć o średniej orientacji 290/50°. Tam gdzie różnice właściwości wytrzymałościowych osadów są mniejsze (np. w monotonicznie wykształconych seriach piaszczysto-żwirowych), obserwowano głównie mało intensywne zaburzenia fałdowe (fig. 3). W przegubach struktur fałdowych stwierdzono natomiast obecność uskoku normalnych.

Przykładem deformacji nieciągłych jest nasunięcie gliny zwałowej na neogeńskie utwory formacji poznańskiej (fig. 4B). W innej partii odsłonięcia obserwowano w strefie kontaktowej osady wodnolodowcowe nasunięte na utwory formacji poznańskiej (fig. 4C). Zaobserwowano tu intruzję uwodnionych iłów i mułków formacji poznańskiej, charakteryzujących się doskonałymi właściwościami plastycznymi, w bardziej sztywne, pocięte uskoki grawitacyjnymi i spękaniami, prawdopodobnie zamrożone, wodnolodowcowe osady piaszczyste o niezaburzonemu warstwowaniu sedymentacyjnym (fig. 4C). Deformacje nieciągłe były również obserwowane w obrębie formacji gozdnickiej, w miejscach o dużej zmienności litologicznej utworów.

W innym miejscu profilu zaburzenia występują na kontakcie glin zwałowych i serii utworów wodnolodowcowych. W tym ostatnim przypadku glina zwałowa została porozrywana na pakiety równoległe do powierzchni ścinania (fig. 5A).

W strefach nasunięć opisano ponadto fałdy wsteczne o poziomo leżącej powierzchni osiowej (fig. 4A). W strukturze łuskowej ograniczonej powierzchnią nasunięcia (fig. 5C) obserwowano objawy płynięcia, w podatnych na uplastycznienie warstewkach mułkowo-ilastych.

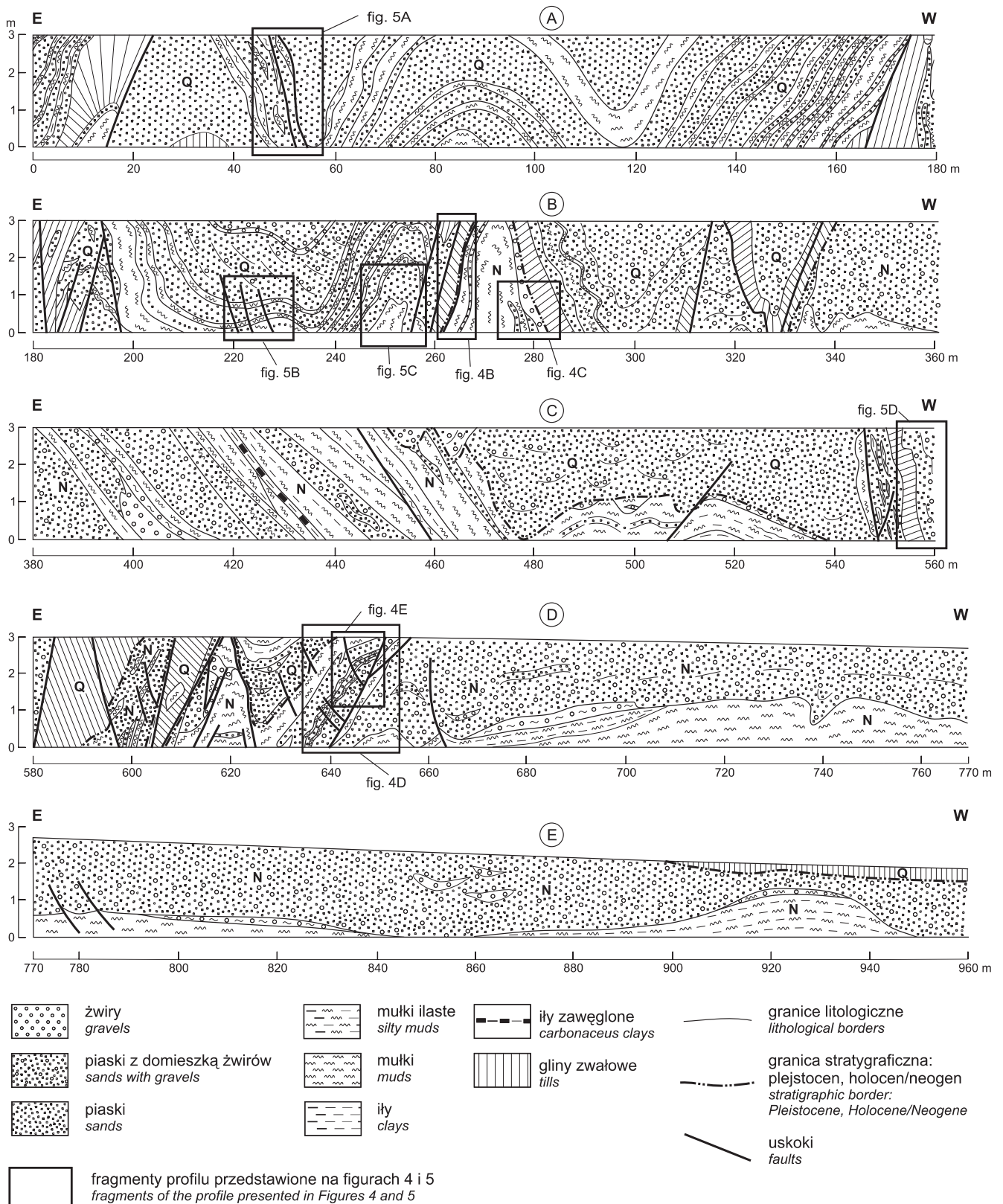
Odmienny typ deformacji można wyróżnić w profilu tam, gdzie wykształcenie litologiczne jest bardziej monotoniczne. W miąższych seriach zastoiszkowych obserwowano głównie deformacje fałdowe (fig. 5B). W przegubach fałdów występu-

je sieć drugorzędnych, drobnych uskoku inwersyjnych, tworzących się w warunkach ścinania, które poprzerywały ciągłość warstw mułkowych. Są one genetycznie powiązane z deformacjami w warunkach silnej kompresji, przy tworzeniu się fałdów ze zginania (Dadlez, Jaroszewski, 1994). Szerokopromienne struktury fałdowe występowały natomiast w monotonicznie wykształconych piaszczysto-żwirowych utworach wodnolodowcowych (fig. 3).

Kolejnym zagadnieniem jest deformacja wcześniej utworzonych struktur sedymentacyjnych (Kowalska, Urbański, 2005). Koryto rzeki roztokowej wyerodowane w glinie zwałowej wypełnione piaskami i żwirami uległo deformacjom glaciektonicznym (fig. 5D). Powierzchnia erozyjna w spągu koryta została zdeformowana przez łądolód. Na zmodyfikowanej glaciektonicznie granicy erozyjnej leżą głaziki skał północnych, będące pozostałością bruku erozyjnego. Pochodzą one z rozmywania gliny zwałowej. W obrębie piasków i żwirów wodnolodowcowych leżących powyżej nie występują większe ziarna żwiru ani otoczaki. Głaziki świadczące o charakterze sedymentacyjnym tej powierzchni były transportowane z niewielkiej odległości. Poniżej tej granicy, w obrębie kilkunastocentymetrowej warstwy piasków pylastych, leżącej w stropie gliny zwałowej, obserwowano drobne pograży. Powierzchnia o genezie erozyjnej ma dwa załamania (fig. 5D); jej upad w miejscach stromych osiąga wartość 90°, a w obrębie struktury są także widoczne fałdki obalone. W glinie zwałowej obserwowano natomiast system równoległych ścięć do powierzchni osiowych fałdów o charakterze kliważu, powstałych w warunkach prostego ścinania. W tej części badanego profilu mamy do czynienia ze strukturami złożonymi, trudnymi do właściwej interpretacji geometrycznej.

Opisane wyżej mezostruktury świadczą o dużej roli nacisków w płaszczyźnie horyzontalnej (efekt kompresji). W zachodniej części profilu obserwowano na początku strefy intensywnych zaburzeń glaciektonicznych uskoku listryczny (fig. 4D, E). Być może jest to fragment ścięcia cylindrycznego, co byłoby zapisem wpływu obciążenia łądolodu na podłożu (Rotnicki, 1976; Urbański, 2005a; Aber, Ber, 2007).

W trakcie prowadzonych badań wykonano szereg pomiarów drobnych struktur glaciektonicznych (fig. 6). Mierzono warstwowanie sedymentacyjne, nasunięcia, uskoki normalne oraz osie fałdów. Pomiarów zestawiono na siatce normalnej (biegunowej) Schmidta. Warstwowanie sedymentacyjne So wykazuje pewien rozrzut. Pomiarów grupują się wzdłuż łuku na siatce (tworzą pas), który wyznacza oś SW–NE. Zbliżone, choć z przesunięciem nieco w kierunku na WSW–ENE, grupują się pomiary osi struktur fałdowych. Może to świadczyć o tym, że rozrzut orientacji warstwowania sedymentacyjnego odzwierciedla przebieg struktur fałdowych. Powierzchnie

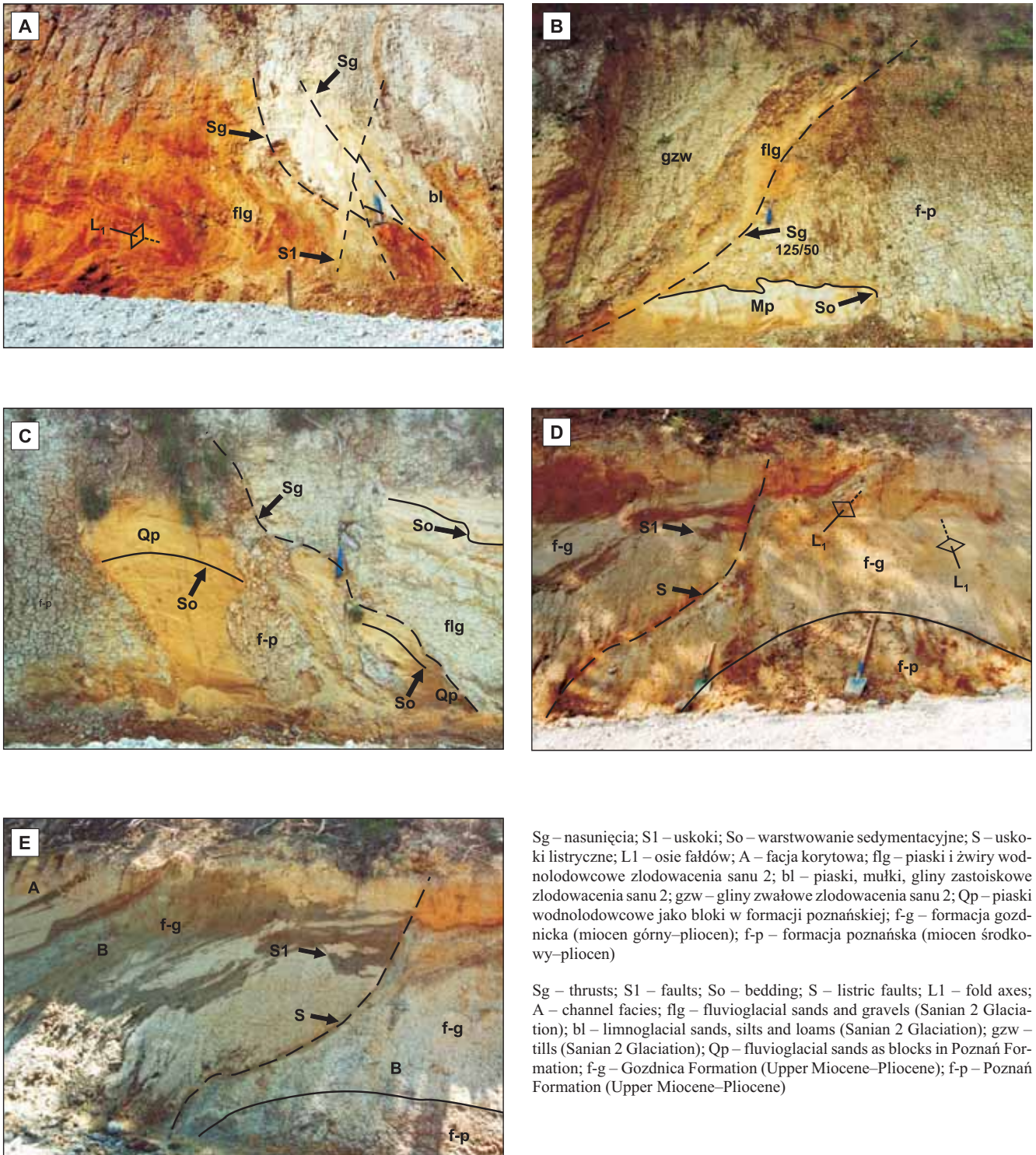


**Fig. 3. Wykartowany odcinek autostrady w rejonie występowania intensywnych zaburzeń glaciotektonicznych**

**Stratygrafia: Q – czwartorzęd, N – neogen**

The mapped section of the highway in the region of intensive glaciotektonic deformations

**Stratigraphy: Q – Quaternary, N – Neogene**

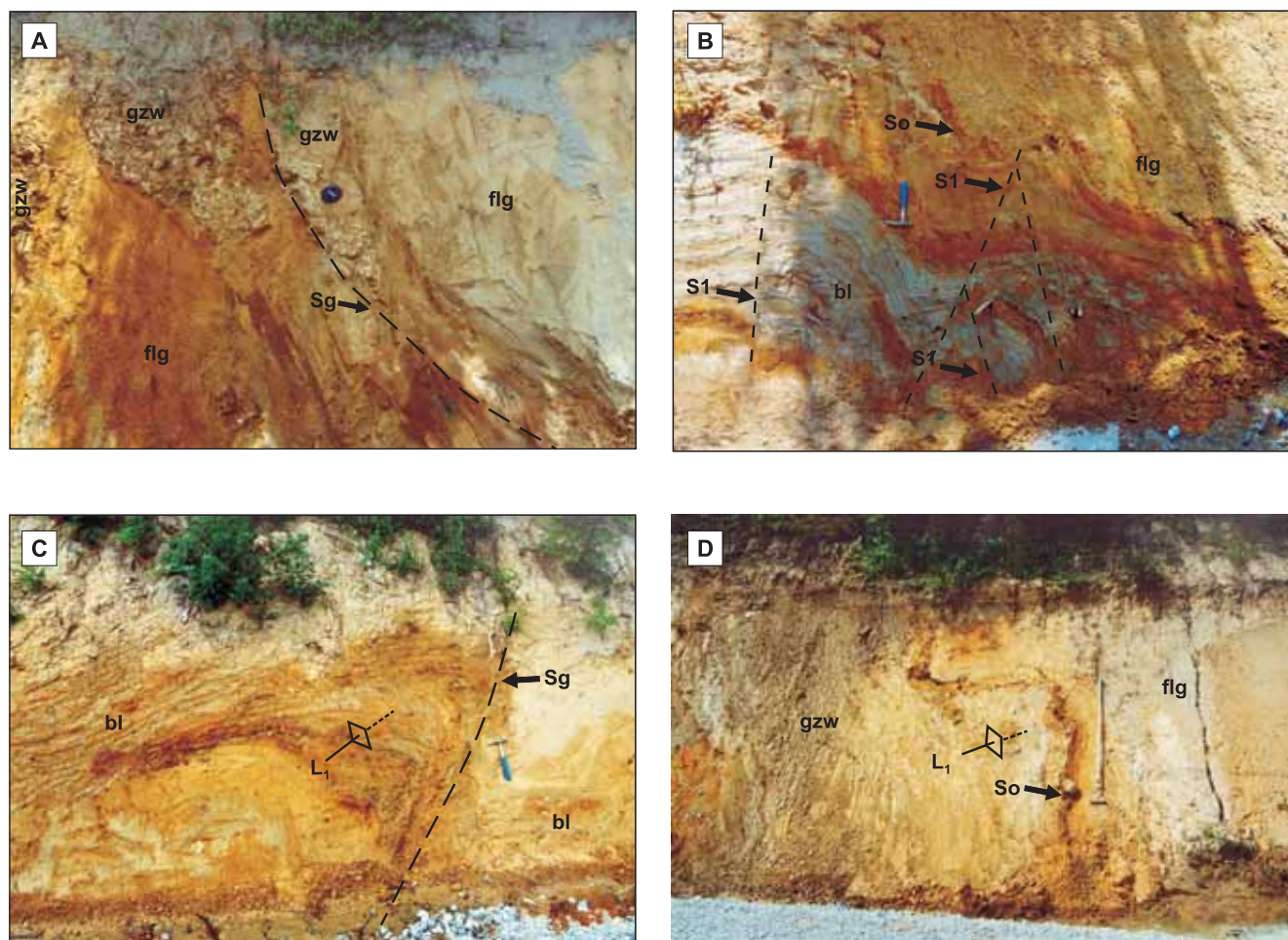


**Fig. 4.** **A.** Strefa nasunięcia glaciektonecznego utworów zastoiskowych na osady wodnolodowcowe; w obrębie utworów wodnolodowcowych fałd wsteczny o poziomej powierzchni osiowej. **B.** Kontakt glaciektoneczny glin zwałowych z utworami formacji poznańskiej; przykład nasunięcia o przeciwnym kierunku upadu (125/50) w stosunku do nacisku lodolodu z kierunku NW ku SE. **C.** Upłynnione mułki formacji poznańskiej wciśnięte glaciektonecznie w sztywne, przemarzniete utwory wodnolodowcowe. **D.** Uskok listryczny w obrębie utworów formacji gozdniczkiej; w spągu odsłaniają się utwory formacji poznańskiej. **E.** Uskok listryczny w obrębie pozakorytowych utworów formacji gozdniczkiej

**A.** Zone of glaciectonic thrusting of limnoglacial to glaciofluvial sediments; back fold with a horizontal axial surface is visible within glaciofluvial sediments. **B.** Glaciectonic contact of tills and Poznań Formation sediments: example of a thrust showing opposite direction (125/50) in relation to the glacier pressure directed from NW to SE. **C.** Fluidized silts of the Poznań Formation glaciectonically squeezed into frozen rigid glaciofluvial sediments. **D.** Listric fault within the Gozdnicza Formation; outcropping Poznań Formation sediments are visible at the bottom. **E.** Listric fault within overbank deposits of the Gozdnicza Formation

Sg – nasunięcia; S1 – uskoki; So – warstwowanie sedymentacyjne; S – uskoki listryczne; L1 – osie fałdów; A – facja korytowa; flg – piaski i żwiry wodnolodowcowe zlodowacenia sanu 2; bl – piaski, mułki, gliny zastoiskowe zlodowacenia sanu 2; gzw – gliny zwałowe zlodowacenia sanu 2; Qp – piaski wodnolodowcowe jako bloki w formacji poznańskiej; f-g – formacja gozdniczka (miocen górny–pliocen); f-p – formacja poznańska (miocen środkowy–pliocen)

Sg – thrusts; S1 – faults; So – bedding; S – listric faults; L1 – fold axes; A – channel facies; flg – fluvioglacial sands and gravels (Sanian 2 Glaciation); bl – limnoglacial sands, silts and loams (Sanian 2 Glaciation); gzw – tills (Sanian 2 Glaciation); Qp – fluvioglacial sands as blocks in Poznań Formation; f-g – Gozdnicza Formation (Upper Miocene–Pliocene); f-p – Poznań Formation (Upper Miocene–Pliocene)



**Fig. 5.** A. Silne zaburzenia glaciectoniczne na kontakcie utworów wodnolodowcowych i glin zwałowych; widoczne oderwane pakiety glin zwałowych w strefie nasunięcia. B. Deformacje glaciectoniczne w miejscu kontaktu erozyjnego utworów wodnolodowcowych i zastoiskowych; porozrywane warstwy mułków i ilów w strefie przegubowej fałdu. C. Fałd przyuskokowy utworzony w wyniku wstecznego wleczenia, w strefie nasunięcia; warstwy wciągane w powierzchnię uskoku odwróconego; w jądrze fałdu dochodziło do upłynnienia warstw mułkowo-ilastych. D. Zdeformowana glaciectonicznie struktura korytowa w obrębie utworów wodnolodowcowych i lodowcowych zlodowacenia sanu 2

Objaśnienia na [figurze 4](#)

**A.** Strong glaciectonic deformations at the contact of glaciofluvial sediments and tills in the thrust zone. **B.** Glaciectonic deformations at the erosive contact of glaciofluvial and limnoglacial sediments; silt and clay layers ruptured in a fold's hinge zone. **C.** Overthrust fold formed as a result of dragging in a thrust zone; layers were dragged into the plane of reverse fault; argillaceous layers were liquefied in the fold core. **D.** Glaciectonically deformed channel in Sanian 2 glaciofluvial and glacial sediments

For explanations see [Figure 4](#)

nasunięć i uskoków odwróconych wykazują mniejszy rozrzut. Bieg tych powierzchni ma na ogół stałą orientację, różni się natomiast kątem i kierunkiem upadu tej powierzchni. Można wyróżnić dwa słabo zaznaczające się centra grupowania się biegunów powierzchni nasunięć: 300/60 i 120/60 na siatce normalnej (biegunowej) Schmidta ([fig. 6](#)).

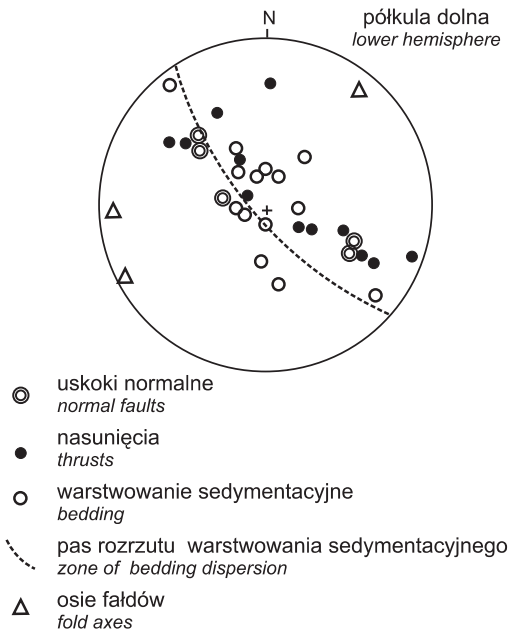
Wyniki pomiarów zestawiono również na schematycznym rysunku przedstawiającym profilowany odcinek autostrady o długości 660 m ([fig. 7](#)). Ten sposób prezentacji pomiarów umożliwia prześledzenie przestrzennej zmiany orientacji drobnych struktur, w różnych częściach badanego profi-

lu. We wschodniej części odsłonięcia występuje zgodność orientacji nasunięć, uskoków i osi fałdów, w części zachodniej rozrzut pomiarów jest nieco większy.

Na podstawie zestawionych pomiarów można stwierdzić, że upady powierzchni nasunięć są zorientowane w kierunku WNW, a także w kierunku przeciwnym – ESE.

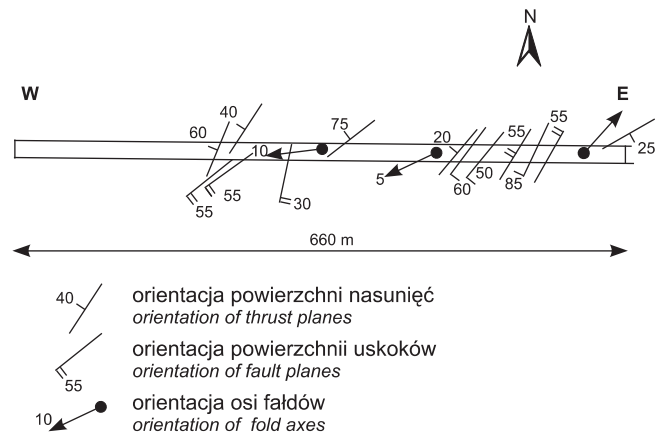
Wyniki tych analiz dość jednoznacznie wskazują na kierunek ruchu lądolodu z WNW. Podobny kierunek wyznaczył Wójcik (1985) dla obszaru położonego na południu Wzgórz Strzegomskich.





**Fig. 6. Zbiorczy diagram pomiarów mezostruktur glaciektectonicznych i warstwowania sedimentacyjnego z profilowanego odcinka autostrady**

Composite diagram of measurements of glaciotectionic mesostructures and sedimentary bedding from the logged section of A4 highway

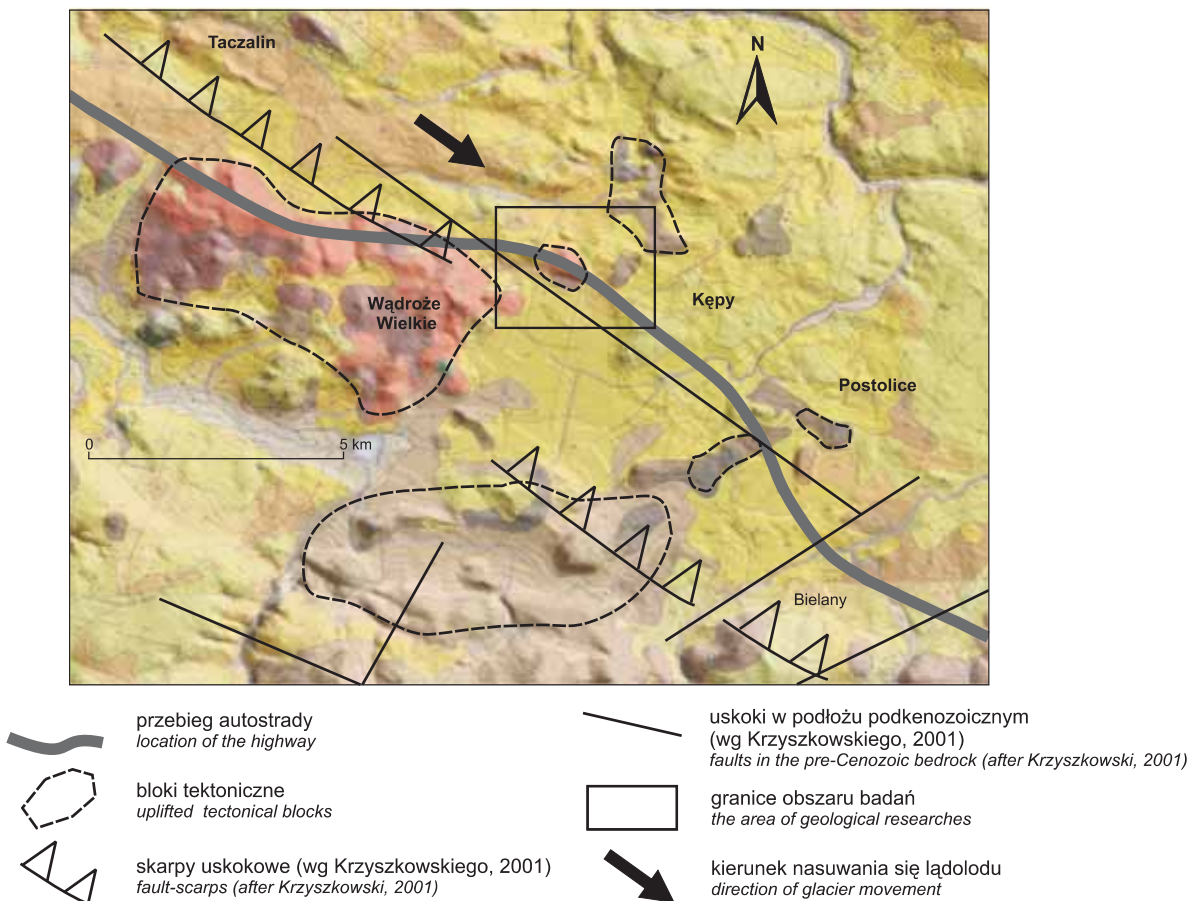


**Fig. 7. Orientacja mezostruktur glaciektectonicznych z rejonu Wądroże Wielkie**

Orientation of glaciotectionic mesostructures in the Wądroże Wielkie area

**Fig. 8 Kierunek nacisku lodolodu odtworzony na podstawie pomiarów mezostruktur glaciektectonicznych na tle arkusza Wądroże Wielkie Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów w skali 1:25 000**

Direction of ice stress reconstructed based on measurements of glaciotectionic mesostructures in the Wądroże Wielkie sheet of Geological map of Sudetes, 1:25,000



Morfologia mezostruktur przemawia za dużym udziałem nacisków horyzontalnych, oczywiście przy stałym wpływie na przebiegające procesy deformacji również ciężaru lądolodu. Deformacje zachodziły w strefie wydzwigniętych epimetamorfinicznych utworów strefy kaczawskiej oraz masywu gnejsowego (fig. 8). Wyniesione bloki tektoniczne stawiały opór transgredującemu lądolodowi. Na tych obszarach doszło do deformacji młodszych serii rzecznych formacji gozdnickiej oraz przylegających do niej zastoiskowych, wodnolodowcowych i lodowcowych osadów z okresu zlodowacenia sanu 2. Brak możliwości rozładowania naprężeń w obrębie bloków tektonicznych, spowodowany sztywnością występujących tam skał, doprowadził do powstania sił przeciwnie skierowanych do kierunku nasuwania się lądolodu. W wyniku biernej reakcji bloków tektonicznych utworzyły się struktury glaci-tektoniczne o tej samej orientacji biegu, ale przeciwnie skierowanym upadzie.

Odrębnym zagadnieniem jest wiek deformacji glacitektonicznych. Podstawową trudność w jego określeniu stanowi

brak datowań stratygraficznych badanych osadów. Litostratygrafię osadów plejstocenijskich oparto na petrografii glin zwałowych. Na podstawie współczynników petrograficznych ( $O/K=0,8$ ,  $K/W=1,15$ ,  $A/B=0,77$ ) gliny występujące w strukturach glacitektonicznych można korelować z gliną typu Krzesinki, wydzielaną na Nizinie Śląskiej (Czerwonka i in., 1997), którą wiąże się ze zlodowaceniem sanu 2. Wiek osadów wodnolodowcowych i zastoiskowych prawdopodobnie można wiązać z tym samym zlodowaceniem. Nad piętnem zaburzonym glacitektonicznie leżą niezgodnie młodsze gliny, charakteryzujące się słabym stopniem skonsolidowania, które ząbają się z piaskami i żwirami lodowcowymi. Utwory zalegają horyzontalnie i nie wykazują objawów zaburzeń glacitektonicznych.

Na podstawie powyższych faktów można przyjąć, że opisane wyżej deformacje glacitektoniczne powstały w fazie transgresywnej zlodowacenia odry. W czasie recesji tego lądolodu utworzył się górny, niezaburzony poziom gliny zwałowej.

## WNIOSKI

W profilowanych skarpach na autostradzie A4 obserwowano liczne deformacje glacitektoniczne (Urbański, 2005b), dotychczas nieopisane w literaturze. W strefach o dużym litologicznym zróżnicowaniu osadów stwierdzono głównie deformacje nieciągłe, nasunięcia i łuski glacitektoniczne. W strefach nasunięć utwory neogenu zostały wciśnięte w wodnolodowcowe osady piaszczyste o niezaburzonym warstwowaniu. Ten typ deformacji wynika przede wszystkim z bardzo dużej różnicy właściwości plastycznych uwodnionych iłów i mułków formacji poznańskiej oraz zamrożonych piasków wodnolodowcowych. W monotonicznie wykształconych seriach osadowych występowały głównie deformacje fałdowe.

Wyniki pomiarów mezostruktur glacitektonicznych wskazują na kierunek nasuwania się lądolodu z WNW ku ESE. Deformacje glacitektoniczne zachodziły głównie w strefach wydzwigniętego tektonicznie podłoża podkenozoicznego. Na przeszkodzie lądolodu stały kilkudziesięciometrowej wyso-

kości bloki tektoniczne zbudowane z utworów starszego podłoża, które pełniły rolę masy oporowej. W tych miejscach występują mezostruktury glacitektoniczne świadczące o silnej kompresji (vide Włodarski, 2004). Reakcja sztywnych bloków tektonicznych na naciskający lądolód powodowała powstanie także nacisków o tym samym kierunku, ale o przeciwnym zwrocie.

Mobilność bloków tektonicznych była uaktywniana w wyniku odciążenia podłoża przez lądolód (vide Ber, 2000; Aber, Ber, 2007; Śliaupa, 1996). Po jego ustąpieniu od schyłku zlodowaceń środkowopolskich zaznaczał się na tym obszarze okres relaksacji podłoża.

Wiek deformacji glacitektonicznych na podstawie badań litopetrograficznych glin zwałowych można przyjąć na fazę transgresywną zlodowacenia odry. Podczas recesji lądolodu utworzył się górny, niezdeformowany poziom gliny zwałowej.

## LITERATURA

- ABER J.S., BER A., 2007 — Glaciotectonism. Develop. Quatern. Sc., 6. Elsevier, Amsterdam.
- BADURA J., 2003 — Geneza, litologia i stratygrafia neogeńskich i plejstocenijskich preglacialnych osadów klastycznych Polski SW. W: 4 Seminarium: „Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych”. Poznań, 13–14 października 2003: 1–3.
- BADURA J., CYMERMAN Z., CWOJDZIŃSKI S., HORBOWY K., KOWALSKA A., PRZYBYLSKI B., URBAŃSKI K., 2003 — Dokumentacja odśnieżeń liniowych dla potrzeb reambulacji i uaktualnienia Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 – autostrada A-4, obszar arkuszy: Leśnica (763), Środa Śląska (762), Wądroże Wielkie (761), Jawor (760). Arch. Oddz. Dolnośląsk. Państw. Inst. Geol., Wrocław.
- BADURA J., PÉCSKAY Z., KOSZOWSKA E., WOLSKA A., ZUCHIEWICZ W., PRZYBYLSKI B., 2006 — Nowe dane o wieku i petrologii kenozoicznych bazaltoidów dolnośląskich. *Prz. Geol.*, 54, 2: 145–153.
- BADURA J., PRZYBYLSKI B., 1994 — Neotektoniczne uwarunkowania rzeźby wschodniej części przedpola Sudetów w świetle mapy zagęszczonych poziomów. *Zesz. Nauk. A.R. Wrocław.*, 255, Konferencje VII: 173–185.
- BADURA J., PRZYBYLSKI B., 2000 — Specyfika petrograficzna osadów rzecznych i glacialnych Przedgórze Sudeckiego. *Prz. Geol.*, 48, 4: 313–319.
- BER A., 2000 — Plejstocen północno-wschodniej Polski w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 170: 1–89.

- CYMERMAN Z., 2002 — Analiza strukturalno-kinematyczna i waryscyjska ewolucja tektoniczna kompleksu kaczawskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **175**.
- CZERWONKA J., 1998 — Litostratygrafia glin lodowcowych: uwagi metodyczne. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **385**: 113–125.
- CZERWONKA J.A., DOBOSZ T., KRZYSZKOWSKI D., 1997 — Till stratigraphy and petrography of the northern part of Silesia (southwestern Poland). *Kwart. Geol.*, **41**, 2: 209–242.
- CZERWONKA J.A., KRZYSZKOWSKI D., 2001 — Preglacial (Pliocene–Early Middle Pleistocene) deposits in southwestern Poland: lithostratigraphy and reconstruction of drainage pattern. *W: Late Cainozoic stratigraphy and palaeogeography of the Sudetic Foreland* (red. D. Krzyszkowski). J. Wojewoda: 147–195.
- DADLEZ R., JAROSZEWSKI W., 1994 — Tektonika. Warszawa, PWN.
- DYJOR S., 1993 — Etapy blokowego rozwoju Sudetów i ich przedpola w neogenie i starszym czwartorzędzie. *Fol. Quatern.*, **64**: 25–41.
- KOWALSKA A., URBAŃSKI K., 2005 — Wyniki badań geologicznych prowadzonych na autostradzie A-4 między Udaninem a Legnicą. *W: Przewodnik do ćwiczeń terenowych: Specyfika plejstocenijskiej sedimentacji gór i przedgórze. Terenowe Warsztaty Sedimentologiczne, Sudety*, 5–9 września 2005. 7–10.
- KOZŁOWSKA-KOCH M., 1959 — Granitognejsy Wądroża Wielkiego. *Arch. Mineral.*, **21**, 2: 383–408.
- KRZYSZKOWSKI D., 2001 — Neogene and Pleistocene stratigraphy and palaeogeography of the northern foreland of the Strzegom Hills, Sudetic Foreland, Southwestern Poland. *Late Cainozoic Stratigraphy and Palaeogeography of the Sudetic Foreland*: 25–47. Wind, Wrocław.
- MASTALERZ K., WOJEWODA J., 1990 — Stożek aluwialny pra-Kaczawy – przykład sedimentacji w czynnej strefie przesuwowej, plio-plejstocen, Sudety. *Prz. Geol.*, **38**: 363–370.
- MIGOŃ P., KRZYSZKOWSKI D., GOGÓL K., 1998 — Geomorphic evolution of the front of the Sudetes between Dobromierz and Paszowice and adjacent areas, with particular reference to the fluvial systems. *Geol. Sudet.*, **31**, 2: 289–305.
- MIGOŃ P., ŁACH J., 1998 — Geomorphological evidence of neotectonics in the Kaczawa sector of the Sudetic marginal fault, southwestern Poland. *Geol. Sudet.*, **31**, 2: 307–316.
- OBERC J., 1972 — Budowa geologiczna Polski, T. 4. Tektonika, cz. 2. Sudety i obszary przyległe. Wyd. Geol. Warszawa.
- PIWOCKI M., ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., 1995 — Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, **43**, 11: 916–927.
- ROTNICKI K., 1976 — The theoretical basis for and a model of origin of glaciotectionic deformations. *Quaest. Geogr.*, **3**: 103–139.
- SESTON R., WINCHESTER J.A., PIASECKI M.A.J., CROWLEY Q.G., FLOYD P.A., 2000 — A structural model for the Western-Central Sudetes: a deformed stack of Variscan thrust sheets. *J. Geol. Soc. London*, **157**: 1155–1167.
- ŠLIAUPA S., 1996 — Major neotectonically active linear fault zones in Lithuania. *Lithosphere*, **5**: 108–115.
- URBAŃSKI K., 2005a — Deformacje glacictektoniczne i ich wpływ na rozwój paleogeografii środkowo-zachodniej Polski (rejon Zielonej Góry). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **417**: 169–208.
- URBAŃSKI K., 2005b — Zaburzenia glacictektoniczne w północnej części Wzgórz Strzegomskich (Przedgórze Sudeckie) – wyniki badań prowadzonych wzdłuż modernizowanej autostrady A-4. Przewodnik do Terenowych warsztatów glacictektonicznych: „Drobne struktury glacictektoniczne”. Bełchatów, 3–6 października 2005: 4–6.
- URBAŃSKI K., KOWALSKA A., HORBOWY K., PRZYBYLSKI B., BADURA J., CWOJDZIŃSKI S., 2004 — Kartograficzne prace pilotażowe wzdłuż budowy autostrady A4 między Legnicą a Wrocławiem. *Prz. Geol.*, **52**, 5: 393.
- WŁODARSKI W., 2004 — Tectonic control of glacially induced deformation within Kleczew Graben Zone (Konin, Great Poland). *Geolines*, **17**: 99–100.
- WOJEWODA J., MIGOŃ P., KRZYSZKOWSKI D., 1995 — Rozwój rzeźby i środowisk sedimentacji w młodszym trzeciorzędzie i starszym plejstocenie na obszarze środkowej części bloku przedsudeckiego: wybrane aspekty. *Ann. Soc. Geol. Pol. Spec. iss. LXVI Zjazd PTG*: 315–332.
- WÓJCIK J., 1985 — Kierunki nasunięć lodolodu zlodowacenia środkowopolskiego w świetle składu petrograficznego moren między Kotliną Jeleniogórską a blokiem Gór Sowich. *Kwart. Geol.*, **29**: 437–457.

## GLACIOTECTONIC DEFORMATIONS IN THE SUDETIC FORELAND WITHIN TECTONIC BLOCK STRUCTURES OF THE WĄDROŻE WIELKIE AREA

**Abstract.** Numerous glaciotectionic structures were observed in escarpments along A4 highway (in the vicinity of Wądroże Wielkie). Most of them have not been described in geological publications. In places of strong lithological variability, the deformations are mainly discontinuous: thrusts and glaciotectionic slices. Sands with undeformed bedding, into which liquid Neogene deposits intruded, were observed in some thrust zones. It proves that the sandy sediments were locally frozen. Monotonous glaciofluvial, stagnant and fluvial sediments contain fold deformations accompanied by normal faults.

Mesostructural measurements clearly indicate glaciotectionic transport direction towards ESE. This direction is consistent with ice-

-sheet advance direction which results from a morphotectonic border of the Sudetic Block. Horsts of older basement were the obstacles for the glacier. Inside tectonic blocks, the sediments at the contact with pre-Cenozoic basement were formed into glaciotectionic structures due to strong horizontal compression. Reaction of rigid tectonic blocks to the pushing glacier caused pressure of the same direction (WNW–ESE) but different turn (towards WNW).

Age of deformations was determined based on a lithopetrographic study of tills. This age corresponds with a transgressive phase of the Odranian Glaciation. The upper, undeformed till horizon was formed during deglaciation.

**Key words:** glaciotectionic deformations, A4 highway, Silesian Lowlands.

## SUMMARY

During 2003, Lower Silesian Branch of the Polish Geological Institute was conducting a geological study along A4 highway near Legnica (Fig. 1).

All geological sections ranging in length from a few hundred metres to several kilometres were analysed. The study area occurs within the Pre-Sudetic Block, between the Marginal Sudetic Fault and Middle Odra Fault. Elevation of the area is from 180 m a.s.l. within flat heights to 125 m a.s.l. in morphologic lows. The heights, composed of pre-Cainozoic basement rocks, were uplifted as horsts as a result of Tertiary tectonics (Oberc, 1972). Block tectonic structures are of Laramide age. During younger phases of the Alpine orogeny, these block structures were reactivated. Recently, activity of these tectonic zones is confirmed also during Quaternary time (Badura *et al.*, 2003).

In the vicinity of Wądroże Wielkie, orthogneisses are outcropped, whereas in the eastern part of the sections, epimetamorphic rocks of the Kaczawa Complex were found (Fig. 2). Neogene deposits are represented by weathering covers, and lake and river sediments of the Poznań and Gozdnica formations. These formations contain glaciotectionally deformed glacial, glaciofluvial and limnoglacial deposits of the South Polish Glaciations. These disturbed deposits are discordantly overlain by undeformed glacial and glaciofluvial deposits of the Odranian Glaciation. A riverine complex, which was formed after the last deglaciation, was also found in the study area.

The Wądroże Wielkie area abounds in many glaciotectional structures (Fig. 3). In places of strong lithological variability, the deformations are mainly discontinuous; thrust and glaciotectional slices (Figs. 4A, 5A, C). Detached bodies of sands with undeformed bedding, infilled by Neogene deposits, are observed in some thrust zones (Fig. 4B). Lack of deformation in bedded sands argues that the sandy sediments

were locally frozen. Monotonous glaciofluvial, stagnant and fluvial sediments contain fold deformations accompanied by normal faults (Fig. 5B). Glaciotectionally deformed channel sedimentary structures were found too (Fig. 5D).

Results of mesostructural measurements clearly indicate ESE-ward glaciotectional transport direction (Figs. 6, 7). This direction is the same as the ice-sheet advance direction which results from the strike of the Sudetic Block border. Horsts of older basement were the obstacles for the glacier. Apart from vertical pressure, which is typical of the Polish Lowlands, horizontal pressure played an important role in the nearby tectonic block. At these zones, glaciotectional structures were formed in a strong compressional field.

Absence of possibility to relax the stress inside the tectonic block due to rigidity of rocks resulted in a strains direction opposite to ice-sheet advance direction. Passive reaction of tectonic blocks caused the formation of the glaciotectional structure. Its strike is the same but dip direction is opposite (Fig. 7).

Age of glaciotectional deformations is a crucial problem. Lithostratigraphy of the Pleistocene deposits was established based on petrography of tills. On the base petrographic coefficients ( $O/K = 0.8$ ;  $K/W = 1.15$ ;  $A/B = 0.77$ ) of tills outcropping in glaciotectional structures can be correlate with the till "Krziesinki"-type distinguished on Silesian Lowland (Sanian 2 Glaciation) (Czerwionka *et al.*, 1997). The age of glaciotectionally disturbed glaciofluvial and stagnant sediments is probably the same (i.e. Sanian 2 Glaciation). The glaciotectionally disturbed structural horizon is discordantly overlain by weakly consolidated younger tills. These deposits lie horizontally and no glaciotectional disturbance is observed.

These data show that the described glaciotectional deformations were formed during the transgressive phase of the Odranian Glaciation.