

**GLACITEKTONIKA WYBRANYCH OBSZARÓW POLSKI**

(z 5 fig.)

**GLACIOTECTONIC SELECTED REGIONS OF POLAND**

(with 5 Figs.)

Praca zbiorowa  
pod redakcją Andrzeja BERA i Dariusza KRZYSZKOWSKIEGO

SPIS TRECI

Wst p — <i>Andrzej Ber</i> . . . . .	76
Polska północno-zachodnia — <i>Ryszard Dobracki</i> . . . . .	77
Polska północna — <i>Andrzej Ber</i> . . . . .	80
Pobrze e Kaszubskie . . . . .	80
Polska północno-wschodnia — <i>Andrzej Ber</i> . . . . .	81
Pojezierze Suwalsko-Augustowskie — <i>Andrzej Ber</i> . . . . .	82
Pojezierze Mr gowskie i południowa cz Krainy Wielkich Jezior Mazurskich — <i>Stanisław Lisicki</i> . . . . .	85
Pojezierze Olszty skie i Garb Lubawski — <i>Wojciech Morawski</i> . . . . .	86
Polska zachodnia i rodkowozachodnia — <i>Janusz Badura, Andrzej Ber, Dariusz Krzyszkowski, Bogusław Przybylski, Krzysztof Urba ski</i> . . . . .	87
Pojezierze Leszczy skie — <i>Leszek Kasprzak</i> . . . . .	92
Polska rodkowa i rodkowowschodnia — <i>Hanna Ruszczy ska-Szenajch</i> . . . . .	93
Pojezierze Chełmi sko-Dobrzy skie — <i>Wojciech Wysota</i> . . . . .	95
Nizina rodkowomazowiecka — <i>Wojciech Morawski</i> . . . . .	99
Wzniesienia Łódzkie — <i>Krystyna Turkowska</i> . . . . .	101
Polska południowo-wschodnia — <i>Zbigniew Gardziel, Marian Harasimiuk</i> . . . . .	105
Polesie Lubelskie, Wy yna Lubelska . . . . .	105
Polska południowa . . . . .	107
Sudety i Przedgórze Sudeckie — <i>Janusz Badura, Dariusz Krzyszkowski, Bogusław Przybylski</i> . . . . .	107
Region l sko-krakowski — <i>Józef Lewandowski</i> . . . . .	107
Karpaty i Podkarpacie — <i>Antoni Wójcik</i> . . . . .	109
Podsumowanie — <i>Andrzej Ber</i> . . . . .	111
Literatura . . . . .	111
Summary . . . . .	125

A. Ber, S. Lisicki, W. Morawski — Pa stwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa  
 J. Badura, B. Przybylski, K. Urba ski — Pa stwowy Instytut Geologiczny, Oddział Dolno l ski, ul. Jawor-  
 owa 19, 53-122 Wrocław  
 R. Dobracki — Pa stwowy Instytut Geologiczny, Oddział Pomorski, ul. Wieniawskiego 20, 71-130 Szczecin  
 Z. Gardziel, M. Harasimiuk — Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi,  
 ul. Akademicka 19, 20-033 Lublin  
 L. Kasprzak — Uniwersytet im. A. Mickiewicza, Instytut Bada Czwartorz du, ul. Wieniawskiego 17/19,  
 71-713 Pozna  
 D. Krzyszkowski — Pomorska Akademia Pedagogiczna, Instytut Geografii, ul. Arciszewskiego 22b,  
 76-200 Słupsk  
 J. Lewandowski — Uniwersytet l ski, Wydział Nauk o Ziemi, ul. B dzi ska 60, 41-200 Sosnowiec  
 H. Ruszczy ska-Szenajch — Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, ul. irki i Wigury 93,  
 02-089 Warszawa  
 K. Turkowska — Uniwersytet Łódzki, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, ul. Kopci skiego 31, 90-142 Łód  
 A. Wójcik — Pa stwowy Instytut Geologiczny, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków  
 W. Wysota — Uniwersytet im. M. Kopernika, Instytut Geografii, ul. Sienkiewicza 4, 87-100 Toru

*Abstract.* The presented complete edition was prepared on the base results of the detailed (Detailed Geological Map of Poland in scale 1:50 000) and review geological mapping, published and archival data, as well as an explanations and symbols elaborated for Glaciotectonic Map of Poland in scale 1:1 000 000. Therefore this elaboration, presenting the regional description of the glaciotectonic features within selected regions of Poland, compose specific textural explanations for this map. Within the territory of Poland subdivided on following regions: North-Western, North, North-Eastern, Western, Middle-Western, Middle, Middle-Eastern, Southern, South-Eastern, glaciotectonicly disturbed landforms and sediments either expressed in recent relief or buried (stated in borings or in exposures) were described. Distribution of glaciotectonic features over the territory of Poland is related primarily to the presence younger glaciations and thicknesses of the deformable substratum. Generally, the landforms and sediments were deformed by active ice sheets through the horizontal and vertical thrusts of the ice masses, as well as by vertical stress of the stagnant ice masses. The supplementary works under in details description of the glaciotectonic features in particular regions of Poland will be continued, as well as completed the contents of the Glaciotectonic Map of Poland in scale 1:1 000 000.

*Key words:* glaciotectonic, selected regions, Poland.

*Abstrakt.* Niniejsze zbiorowe opracowanie powstało na podstawie szczegółowych (SMGP w skali 1: 50 000) i przeglądowych materiałów kartograficznych, publikowanych i archiwalnych opracowań autorskich oraz na podstawie Glacitektonicznej mapy Polski w skali 1:1 000 000, i stanowi swoisty, regionalny komentarz tekstowy do tej mapy. W podziale Polski na obszary: północno-zachodni, północny, północno-wschodni, zachodni i rodkowozachodni, rodkowy i rodkowowschodni, południowo-wschodni oraz południowy przedstawiono opisy zaburzonych glacitektonicznie form i osadów powierzchniowych i kopalnych. Występowanie zaburzeń glacitektonicznych w Polsce związane jest przede wszystkim z działaniem młodszych zlodowaceń i z naciskami ulegającym deformacjom podłoża. Formy i osady były zaburzane albo przez pionowe i poziome naciski aktywnego (transgredującego) lodu, albo przez nacisk pionowy na podłoże stagnujących mas lodowych. Prace nad uzupełnianiem zawartych w opracowaniu opisów wybranych obszarów Polski oraz treści Glacitektonicznej mapy Polski w skali 1:1 000 000 będą kontynuowane zarówno przez wnoszenie nowych danych, jak też przez rozszerzanie i uszczegółowianie legendy o nowe wydzielenia i oznaczenia wiekowe.

*Słowa kluczowe:* glacitektonika, wybrane obszary, Polska.

## WST P

Niniejsze opracowanie jest monograficznym opisem występowania powierzchniowych i kopalnych deformacyjnych struktur glaciektonicznych na wybranych obszarach Polski. Jest to regionalny komentarz tekstowy do opracowanej w 2000 r. Glaciektonicznej mapy Polski w skali 1:1 000 000 (fig. 1)<sup>1</sup>.

Projekt opracowania map glaciektonicznych dla obszarów półkuli północnej objętych tych zlodowaceniami plejstoceńskimi został sformułowany w 1986 roku na sympozjum glaciektonicznej grupy roboczej Komisji Badań Osadów Lodowcowych INQUA w Danii.

Opracowanie Glaciektonicznej mapy Polski (GMP) w skali 1:1 000 000 podjęto w 1997 r. z inicjatywy H. Ruszczyńskiej-Szenajch i A. Bera, polskich członków grupy roboczej GAGE (Geospatial Analysis of Glaciated Environments Working Group), która wchodzi w skład Komisji Zlodowaceń (Commission on Glaciation) INQUA. W 1998 r. KBN i Państwowy Instytut Geologiczny udzieliłi dwuletniej subwencji na opracowanie mapy, która ma stanowić Glaciektoniczną mapę Europy w skali 1:1 500 000 (GME), stanowiącą kompilację obszarów Niemiec, Polski, Czech, Ukrainy, Litwy, Białorusi, Łotwy, Estonii i Rosji (Okręg Kaliningradzki). Głównym koordynatorem prac nad Glaciektonicznymi mapami Polski w skali 1:1 000 000 i Glaciektonicznymi mapami Europy w skali 1:1 500 000 jest Andrzej Ber. Regionalni koordynatorzy prac nad GMP to:

- A. Ber (PIG Warszawa) — Polska północno-wschodnia,
- R. Dobracki (PIG Szczecin) — Polska północno-zachodnia,
- M. Harasimiuk (UMCS Lublin) — Wyżyna Lubelska,
- L. Kasprzak (UAM Poznań) — Polska środkowozachodnia,
- H. Klatkowa i M. Załoba oraz K. Turkowska (UŁ) — Wzniesienia Łódzkie,
- D. Krzyszkowski (WSP Słupsk) — Polska południowo-zachodnia,
- J. Lewandowski (UŁ) — Wyżyna Łódzka,
- K. Rotnicki (UAM Poznań) — Polska zachodnia,
- H. Ruszczyńska-Szenajch (UW) — Polska środkowa i środkowowschodnia,
- A. Wójcik (PIG Kraków) — Polska południowo-wschodnia.

Zespół w składzie: D. Krzyszkowski, K. Rotnicki, H. Ruszczyńska-Szenajch i M. Załoba na bazie propozycji legendy przedstawionej w roku 1992 przez W. Jaroszewskiego i H. Ruszczyńską-Szenajch opracował objaśnienia wydziałów i symboli wspólne dla GMP 1:1 000 000 i GME 1:1 500 000. Legenda ta, z pewnymi zmianami, została także wykorzystana przy konstrukcji map glaciektonicznych w skali 1:500 000 dla Białorusi, Czech, Danii, Estonii, Litwy, Łotwy, Niemiec i Ukrainy. Intencją autorów było stworzenie jak najprostszej legendy, aby w pierwszym opracowaniu przedstawić dostępne dane pochodzące z różnych lat, opracowane przez różnych autorów oraz różnie przez nich zinterpretowane.

W opracowaniu GMP 1:1 000 000 uczestniczyło 26 autorów — pracowników PIG, wyższych uczelni i PAN (alfabetycznie): J. Badura, A. Bałuk, A. Ber, R. Dobracki, Z. Gardziel, M. Harasimiuk, A. Karczewski, L. Kasprzak, H. Klatkowa, J. Kotarbiński, D. Krzyszkowski, J. Lewandowski, S. Lisicki, L. Marks, W. Morawski, B. Przybylski, G. Rachlewicz, K. Rotnicki, M. Rumiński, H. Ruszczyńska-Szenajch, K. Turkowska, K. Urbaniński, J. Winnicki, A. Wójcik, W. Wysota i M. Załoba. Zestawienia czystych kopii miennych materiałów w skali 1:500 000 dokonał A. Ber.

Dane dotyczące zaburzeń glaciektonicznych są nierównomiernie rozmieszczone i niektóre arkusze mapy topograficznej w skali 1:500 000 nie miały dostatecznie bogatej dokumentacji (głów-

<sup>1</sup> Figura 1 znajduje się w kieszeni na końcu książki.

nie wschodnia i południowa Polska). Dlatego postanowiono, e wydruk komputerowy mapy b dzie w skali 1:1 000 000. Autorzy cz stkowych zestawie regionalnych oparli swoje opracowania na materiałach własnych, arkuszach Przgl dowej mapy geologicznej Polski w skali 1:300 000, Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000, wyd. A i B (MGP, Obj. do MGP); Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 (SMGP, Obj. do SMGP) oraz na bogatej literaturze.

Prace nad Glacitektoniczn map Polski w skali 1:1 000 000 b d kontynuowane zarówno przez wnoszenie nowych danych, jak te poprzez rozszerzenie i uszczegółowienie legendy o nowe wydzielienia (np. drumliny) i odniesienia wiekowe. W przyszłych wydaniach okre lony zostanie w miar mo liwo ci wiek kopalnych i powierzchniowych zaburze . Mapa zostanie te uzupełniona o linie zasi gów wszystkich zlodowace oraz, równie w miar mo liwo ci, stadiałów i faz. Pozwoli to na bardziej precyzyjne korelacje zaburze glacitektonicznych z poszczególnymi fazami glacji.

Kolejnym, wa nym elementem prac nad GMP b dzie opracowanie bazy danych, w której znajd si nazwy odsłoni i otworów wiertniczych, w których stwierdzono wyst powanie zaburze glacitektonicznych, ich współrz dne geograficzne, typ zaburze i przypuszczalny wiek oraz powołanie na publikowane lub archiwalne materiały ródłowe.

## POLSKA PÓŁNOCNO-ZACHODNIA

Le ca w obr bie czterech du ych jednostek tektoniczno-strukturalnych — bloku Gorzowa Wlkp., niecki szczeci skiej, wału pomorskiego i niecki pomorskiej — północno-zachodnia cz kraju charakteryzuje si znacznym zró nicowaniem pokrywy osadów kenozoicznych. Du a mi szo osadów neoge skich i paleoge skich w północnej cz ci bloku Gorzowa Wlkp. oraz w obr bie niemal całej niecki szczeci skiej i pomorskiej kontrastuje z prawie kompletnym brakiem tych e w północnej i rodkowej cz ci wału pomorskiego.

Mi szo i rozprzestrzenienie osadów czwartorz dowych w poszczególnych poziomach glacialnych plejstocenu wykazuj w obr bie tych jednostek znaczne zró nicowanie, przy generalnej tendencji pasmowego (NW–SE lub W–E) zró nicowania mi szo ci osadów oraz deniwelacji w rze bie powierzchni przed- i podczwartorz dowej.

Jakkolwiek procesy glacitektoniczne maj natur egzodynamiczn (Jaroszewski, 1994), to na omawianym obszarze wyra nie mo na mówi o powi zaniu struktur glacitektonicznych ze strefami deformacji endogenicznych. Przykładem mo e tu by strefa gł bokiego rozłamu (zlu nienia) tektonicznego Gryfino–Pyrzyce–Krzy Wlkp., oddzielaj cego blok Gorzowa Wlkp. od niecki szczeci skiej, czy strefa tektoniczna Koszalin–Chojnice, stanowi ca granic pomi dzy wałem i nieck pomorsk . Wzdłu tych linii obserwuje si szczególnie nasilenie wyst powania na znacznej przestrzeni struktur glacitektonicznych (zaburze ci gł ych i nieci gł ych), których geometria nawi zuje do paleoreliefu podło a podplejstoce skiego lub do ródplejstoce skich powierzchni nieci gło ci (kopalne kraw dzie wysoczyzn glacialnych, rynny i doliny rzeczne). Przyjmuje si , i deformacje glacitektoniczne pojawiaj si w strefach powierzchni kontaktu warstw o ró nej litologii i ró nych cechach fizycznych (np. nawodnienie, przemarnizacja itp.) jako efekt nacisków statyczno-kinetycznych masy l dolodu na etapie jego transgresji czy oscylacji recesyjnych (Boulton, 1986).

Linie zasi gu głównych nasuni lub oscylacji l dolodów (lub ich cz ci — w poj ciu szar y oddzielnych lobów) nawi zywały do paleoreliefu. Tak e w przypadku glacitektoniki subglacialnej, w znaczeniu tego poj cia nadanym przez Brodzikowskiego (1982), intensywne zaburzenia w podło u l dolodu mogły powstawa w wyniku gwałtownego wzrostu mi szo ci lodu (wypełnianie obni e ) lub jego nasuwania si na strome, proksymalne stoki podło a.

W obszarze bloku Gorzowa oraz niecek szczecińskiej i pomorskiej występuje powstanie nieskonsolidowanych skał podłoża przykrytych lub występujących przed czołem deformującego je lodu doprowadziło do utworzenia stref bardzo zróżnicowanych deformacji glaciektonicznych (glacielewacje i towarzyszące im glacidepresje). W strefie permo-mezozoicznej struktury wału pomorskiego z występowaniem w zdecydowanej przewadze skał klastycznych (piaskowce i mułowce) oraz przy małej ilości osadów plejstocenu dochodziło głównie do egzaracyjnego odrywania (odkluwania) fragmentów skał podłoża i ich przemieszczania w postaci kier i porwaków lodowcowych. Szczególnie duże ich nagromadzenie w osadach glacialnych zlodowaceń rodkowopolskich i zlodowacenia wisły obserwuje się w północno-zachodniej części wału (wyspa Wolin–Kamie Pomorski–Ostromece–Gryfice–Kołobrzeg). Znaczna część kier (głównie kry kredowych osadów w glanowych) pochodzi z egzaracji podłoża w obrębie depresji Bałtyku. Natomiast kry glacialne osadów paleogenu i neogenu w rejonie Szczecina (Wzgórza Bukowe i Wzgórza Warszawskie, gdzie występują osady eocenu, oligocenu i miocenu, najczęściej w odwróconym porządku stratygraficznym) czy w rejonie Koszalina (miocen w obrębie Chełmskiej Góry) są fragmentami rozległych łusek i struktur wyciętą ze starszych zlodowaceń, rozwleczonych i wtórnie zdeformowanych przez nasunięcie się najmłodszego lodu.

Występowanie stref struktur glaciektonicznych w północno-zachodniej Polsce (fig. 2) ma wyraz we współczesnym reliefie powierzchni. Ujęcie Odry do Zalewu Szczecińskiego z przyległym obszarem Równiny Goleniowskiej to rozległa depresja egzaracyjno-glaciektoniczna, której dno układa się na wysokości od 100 do 150 m p.p.m. Wypełniają ją współzaburzone osady neogenu i glacialne zlodowaceń południowopolskich (MGP Dobracki, Mojski, 1977). Osady neogenu z obszaru tej glacidepresji zostały wycięte do wysokości 70–120 m n.p.m. na przedpolu zbudowanego antykliny Szczecina i tworzą trzon łukowato wygiętych Wzgórz Szczecińskich (formy morenowe o zaburzonej strukturze wtórnie zaburzane i cianane w najmłodszych okresach glacialnych). Łuski, skiby i nasunięcia serii ilów septariowych (oligocen rodkowy), widoczne w cianach wyrobisk nieczynnej już kopalni surowców ilastych w Płoni (SE część Wzgórz Bukowych), miały rozciągłość 150–200 m i deniwelacje rzędu kilkunastu metrów. Wergencja tych form oraz płaszczyzny odwróconych uskoków wskazywały na NNE i NE kierunek nacisku glacialnego (SMGP Dobracki, 1982). Podobnego typu depresja (40–80 m p.p.m.) zaznacza się w pasie nadmorskiej niziny jezior Jamno–Bukowo–Kopań, leżącej na zapleczu glaciektonicznej elewacji (miocen) Chełmskiej Góry koło Koszalina.

Niekom jezior Gardno i Łebsko (do 140 m p.p.m.) towarzyszą elewacje (0–20 m n.p.m.) zaburzonych glaciektonicznie osadów neogenu występujących w podłożu łuku form morenowych fazy gardzińskiej (MGP Mojski, Sylwestrzak, 1978).

Główne, zaznaczające się we współczesnej rzeźbie strefy zaburzone glaciektonicznych (masywy, wały i grzbiety) to wspomniane Wzgórza Szczecińskie i Chełmska Góra oraz Wzgórza Krzymowskie (na zachód od Chojna), wyniesione wzdłuż bardzo czytelnego lineamentu neotektonicznego; wał Bobrowników pomiędzy Stargardem Szczecińskim a Chociwem, wał Dobrej Nowogardzkiej–Radowa (na E od Nowogardu); południowa krawędź Równiny Gorzowskiej (Dębno–Witnica–Gorzów Wlkp.); morena wolińska, gdzie struktury glaciektoniczne widoczne w klifie (ostatnio opisane przez Ruszczyński–Szenajch, 1999), są powierzchniowo maskowane rozległym plateau kemowym; rejon Białogard–Tychowo (z wychodniami osadów miocenu i oligocenu w dolinie Parsy i Dębicy) oraz strefa wałów moren recesyjno-oscylacyjnych w obrębie łuku Regi, Parsy i Wieprzy.

Linia maksymalnego zasięgu lodu fazy pomorskiej nawisuje swym układem do występowania wyciętą tych i zaburzonych osadów neogenu podłoża. Te spiętrzone i wycięte do wysokości 30–40 m n.p.m. osady neogenu, stwierdzone wierceniemi i sejsmik refleksyjnymi (SMGP Piotrowski, 1997), tworzą szereg równoległych wałów rozdzielonych depresjami 80–120 m

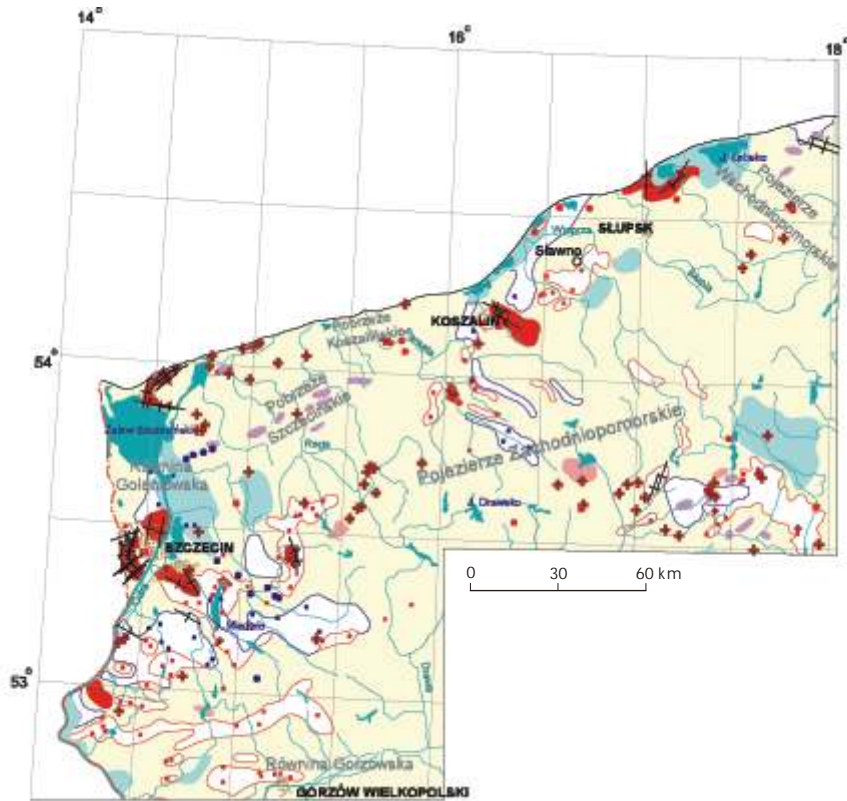


Fig. 2. Polska północno- zachodnia; obja nienia jak dla fig. 1

North-Western part of Poland; explanations as in Fig. 1

p.p.m. Układ ich pokrywa si z przebiegiem wgl bnych rozłamów tektonicznych, tj. uskoku dolnej Warty i strefy uskokuwej D bno–Złocieniec (na E od Drawska Pom.).

Specyficzna, południkowo wyci gni ta, w ska depresja, której dno jest poło one na 80 m p.p.m., tworzy rywn jeziora Miedwie (dno na wysoko ci 20 m p.p.m.) i jest otoczona południkowo uło onymi wałami wyci ni tych do wysoko ci 0–10 m n.p.m. osadów mioce skich (SMGP Ruszała, 1998). By mo e mamy tu do czynienia z pasmem subglacialnej strefy wielkoskalowych zaburze glacitektonicznych, ukształtowanych na pograniczu centralnej cz ci l dolodu i jego strefy ablacyjnej w obr bie progów morfologicznych podło a i zagł bie sp gu lodu w osadach (Dadlez, Jaroszewski, 1994).

W zachodniej cz ci lobu Odry (Wzgórza Krzymowskie i na S od Gryfina w rejonie Chojna) glacitektoniczne elewacje podło a neoge skiego oraz kry i porwaki osadów trzeciorz du rozpoznano wierceniami i badaniami geofizycznymi. Ci gn si one równole nikowo uło onymi pasmami i s rozdzielone gł bokimi, płaskodennymi depresjami poło onymi na wysoko ci 90–20 m p.p.m. L dolód zlodowacenia wisły wkrczał lobami pomi dzy cokoły zaburzonych glacitektonicznie wysoczyzn glacialnych utworzonych w okresie zlodowace rodkowopolskich i starszych. Przy na-

suwaniu się tego lądolodu wspomniane cokoły i wały (np. garb pojezierny) ulegały częściowemu zniszczeniu, zaburzeniu struktury w strefach krawędzi i stoków oraz erozji subglacialnej. W obrębie obszaru objętego wschodnim skrzydłem lobów Odry i Parsyty oraz na ich przedpolu najprawdopodobniej mamy analogiczne uwarunkowania występowania zaburzeń glacicitektonicznych, lecz brak jest jeszcze dokładnego ich rozpoznania. Można przypuszczać, że łuki wałów morenowych znaczących zasięgi lokalnych lobów lodowcowych fazy pomorskiej sięgnięły do wałów glacicitektonicznych wpiętych w budujących kulminacji garbu pojeziernego. Sytuacja taka może na interpretować w tym miejscu wzniesienie morenowych połonin na NW od Złotowa na linii Czaplinek–Sypniewo–Jastrowie i w rejonie Barwice–Szczecinek–Biały Bór. Zasięgi lobów lodowcowych szczególnie wyraźnie widoczne są w rejonie Chojnic i Tucholi, gdzie łuki młodszych form morenowych towarzyszą strefom glacicitektonicznych wyciętych osadów neogenu (100–110 m n.p.m.), na zapleczu których rozwinęły się wyraźne depresje (20–30 m n.p.m.) niezaznaczające się w współczesnej rzece.

Drobne, strefowo ułożone kopalne glacidepresje oraz kopalne glacielewacje, stwierdzone otworami wiertniczymi, występują szerokokoprotnym łukiem pomiędzy Sławnem, Polanowem, Miastkiem i Bytowem oraz dalej na północ po Lębork i Łeba. O tej prawdopodobnej strukturze glacicitektonicznej będzie mowa w kierunku NNE–SSW.

Między zdeformowanych glacicitektonicznie osadów przez kilkakrotnie nasuwające się lądolody należy ocenić na 150–200 m. Deniwelacje struktur glacicitektonicznych sięgają 100–150 m; występują one strefowo, a w obrębie niekiedy szczecińskiej i bloku Gorzowa oraz niekiedy pomorskiej — na liniach korelowanych z układem głównych rozłamów tektonicznych. Rozłamy te były aktywizowane w okresach nasilania się ruchów glaciostatycznych, tj. w okresach nasuwania się i odstawiania lądolodów plejstoceny.

## POLSKA PÓŁNOCNA

### POBRZE I KASZUBSKIE

Na obszarze Pobrza i Kaszubskiego (fig. 1) zaburzenia glacicitektoniczne występują zarówno na powierzchni terenu, i są to przeważnie kryje osadów starszych od plejstocenu, jak i w paleogeńskich, neogennych i plejstocennych osadach kopalnych.

Najstarszymi, występującymi *in situ*, zaburzonymi glacicitektonicznie kopalnymi osadami są utwory oligocenu znane z Bernardowa (NW części Sopotu); Kąpy Oksywskiej i Gdyni Chwarzno (Obj. do SMGP Mojski, 1979b; Pikies, Zaleszkiewicz, 2003). Zaburzenia glacicitektoniczne stropu miocenu znane są z Gdyni, Gdyni Wiczlino, Bernardowa oraz z kopalnych osadów klifów Kąpy Redłowskiej i Kąpy Oksywskiej (Obj. do SMGP Mojski, 1979a,b; Pikies, 1997; Pikies, Zaleszkiewicz, 2003). Piaszczysto-mułkowo-ilaste osady paleogenu i neogenu (eocen, oligocen, miocen, pliocen) występują także na wtórnym złożu, przemieszczone w postaci porwaków w różnego wieku plejstocennych glinach zwałowych (Skompski, 1989).

Zaburzenia glacicitektoniczne osadów zlodowca południowopolskich stwierdzono w postaci kier margli kredowych, oligocenu i miocenu występujących w glinach zwałowych (Kąpa Redłowska i okolice Pruszcza Gdańskiego), jak też w osadach limnoglacialnych (Obj. do SMGP Mojski, 1979b, 1981).

Również w osadach zlodowca środkowopolskich, w glinach zwałowych, występują porwaki osadów oligocenu i miocenu oraz starszego plejstocenu. Porwaki osadów oligocenu i miocenu znane



s z okolic Pruszcza Gdańskiego (Obj. do SMGP Mojski, 1981), a zaburzone w postaci fałdów i łusek osady mioceńskie (piaski, mułki i ropy) występują w okolicach Orłowa, Gdańska Brętowa oraz w miejscowościach: Łęczyca, Suchy Dwór, Gdynia Chwarzno, Dobogórze i w Kępnie Oksywskiej (Obj. do SMGP Pikies, Zaleszkiewicz, 2003). Struktury glacitektoniczne stwierdzono także w piaskach i wierzach wodnolodowcowych w profilu wiercenia w Witominie (Obj. do SMGP Mojski, 1979b).

Dziśki szczegółowemu kartowaniu geologicznemu najlepiej rozpoznane są przypowierzchniowe i powierzchniowe osady zlodowacenia wisły.

We wczesnym okresie zlodowacenia wisły zaburzeniom w postaci uskoków, łusek i kier gliniastych uległy osady limnoglacialne (również w Gdyni, Oksywie i Kępnie Oksywska). Stwierdzono tu także liczne porwaki osadów miocenu w glinach zwałowych (Obj. do SMGP Mojski, 1981).

Z okresem stadiału głównego zlodowacenia wisły związane są zaburzenia osadów wodnolodowcowych i limnoglacialnych z okolic Łapina i w krawędzi doliny Raduni (Obj. do SMGP Petelski, 1997). W glinach zwałowych tego wieku występują porwaki kredy, paleogenu i miocenu (Kępna Oksywska, Michelinek, Kiełpin Górny, okolice Jasienia, Sudanina i Mígowa).

Na powierzchni terenu natomiast liczne porwaki eoceńskie, oligoceńskie i mioceńskie występują w okolicach Gdańska, Kamiennej Góry, Kleszczewka, na NW od Pucka w Werblinie (Obj. do SMGP Skompski, 2001), Kłodawy, Jagatówka, Ulhawy, Pieciska oraz w krawędziach rzek i potoków: Kamiennego Potoku, Zielonej Doliny, Kaczego Potoku (SMGP Mojski, 1979a, b; Obj. do SMGP Mojski 1979a, b).

W pobliżu miejscowości Wity Wojciech, w krawędzi gliniastej wysoczyzny występują porwaki ropy zastoiskowych (Obj. do SMGP Mojski, 1981).

Zaburzone przy powierzchni gliny zwałowe oraz moreny spłaznienia w okolicach Chwaszczyna (na W od Gdańska) opisał Pikies (Obj. do SMGP, 1997).

Niektórzy z autorów opracowań kartograficznych z obszaru Pobrzeża Kaszubskiego (Obj. do SMGP Petelski, 1997; Pikies, Zaleszkiewicz, 2003) wskazują na związek przebiegu pradolin i występowania stref zaburzeń glacitektonicznych z tektoniką gólszego podłoża.

## POLSKA PÓŁNOCNO-WSCHODNIA

Powierzchni Polski północno-wschodniej ostatecznie ukształtował lod zlodowacenia wisły, a przede wszystkim jego działalność zaburzająca w okresie transgresji (glacitektonika festonowa i glacitektonika krawędziowa lub dolinna). Na kierunki nasuwania się lodu i na rozczłonkowanie jego czoła na potoki lodowe Zatoki Gdańskiej, mazurskiego i litewskiego, a następnie na loby (Malborka, Olsztyn, Szczytno, Giżyca, Ełku i Suwałki), jezery i mikrojezery oraz na procesy zachodzące w czasie transgresji (glacitektonika i egzaracja) zasadniczy wpływ miały także budowa geologiczna i litologia, jak i ukształtowanie rzeźby ówczesnego obszaru NE Polski. Szczególny wpływ na zróżnicowanie i kierunki nasuwania się lodu zlodowacenia wisły wywarły „izolowane wyniesienia powierzchni” (*isolated Pleistocene elevations* — iPe; por. Mojski, 1998) lub „glacialne wyspy wyniesienia akumulacyjne” (*glacial accumulative insular heights*; Raukas, Karükapp, 1999), tj. Wysoczyzna Elblaska, Wzniesienia Górowskie, Wzgórze Szeskie, a także Wysoczyzna Grodnańska na obszarze Białorusi, powstałe dzięki załomom tektonicznym i charakteryzujące się silnie zaburzonymi glacitektonicznie budowami wewnętrznymi. Wymienione formy, stanowiąc wyniesione do 309 m n.p.m. (Wzgórze Szeskie) elementy powierzchni, stwarzały znaczne przeszkody dla lodu zlodowacenia wisły, wpływając na zróżnicowanie kierunku nasuwania się potoków i lobów lodowcowych oraz wymuszając razem

z uaktywnionymi dźwigni naciskom mas lodowych strefami równoległymi tektonicznymi powstawały strefy zaburzonej glacytektonicznie form i osadów.

### POJEZIERZE SUWAŃSKO-AUGUSTOWSKIE

Osady plejstoceńskie na obszarze Pojezierza Suwańskiego-Augustowskiego (fig. 3) podlegały zaburzeniom glacytektonicznym, które powodowały kolejno nasuwający się dołód. Szczególnie dobrze, podobnie jak w przypadku wpływu górnego podłoża na ukształtowanie powierzchni Pojezierza Suwańskiego-Augustowskiego (Ber, 1997; Ber, Ryka, 1998), zaburzający wpływ dołodu ostatniego zlodowacenia widoczny jest w morfogenezie i ukształtowaniu współczesnej powierzchni. Odtworzenie natomiast skali i lokalizacji zaburzeń glacytektonicznych kopalnych osadów plejstoceńskich jedynie na podstawie profili rdzeniowych otworów badawczych jest zadaniem bardzo trudnym i opartym głównie na przypuszczeniach i wyobraźni.

Na morfogenezę i ukształtowanie współczesnej powierzchni Pojezierza Suwańskiego-Augustowskiego, szczególnie w części północnej (Pojezierza Suwańskie i Sejneńskie), znaczny wpływ miała deformacja glacytektoniczna działająca dołodu zlodowacenia Wisły (Ber, 1997; Ber, 1986, 1989, 1998, 1999, 2000).

Zaburzenia glacytektoniczne, uwarunkowane pionowymi ruchami neotektonicznymi uaktywnionymi przez nacisk nasuwający się dołodu (glacizostaza), powstawały głównie wzdłuż

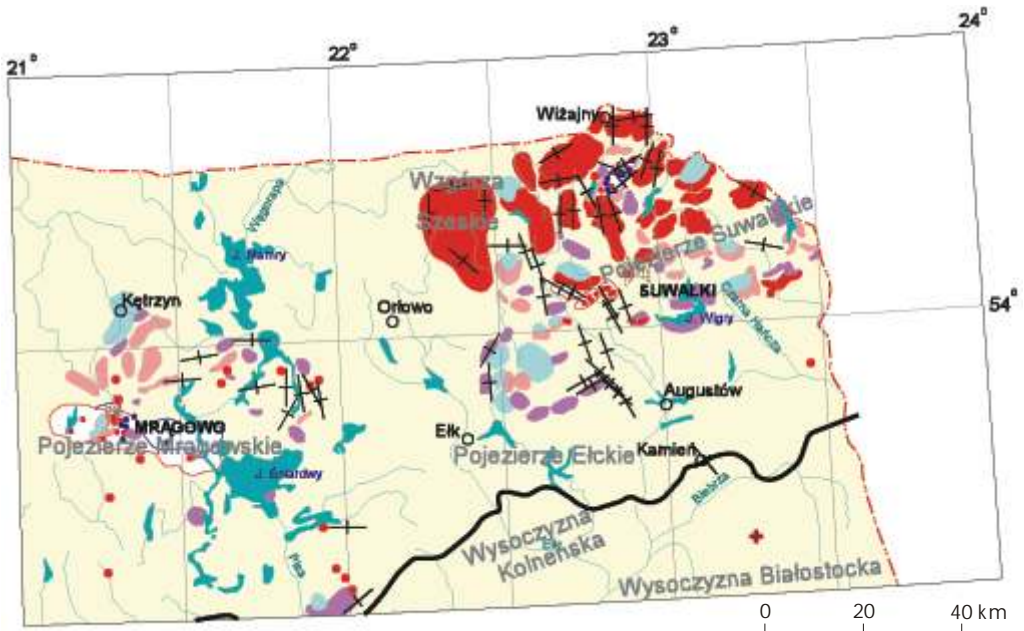


Fig.3. Północno-wschodnia część Pojezierza Suwańskiego-Augustowskiego; plan geologiczny.

North-Eastern part of Pojezierze Suwańsko-Augustowskie; geological map.

równoleżnikowych rozłamów tektonicznych i uskoków głąb bokiego podłoża (Liszkowski, 1993; Ber, 1997). Zgodnie z modelem przedstawionym przez Rotnickiego (1976b, 1983) lodowce dołód zlodowacenia wiśły deformowały osady bezporównadnie i głąbbszego podłoża przez nacisk statyczny (pionowy) i dynamiczny (poziomy), w wyniku czego uaktywnieniu uległy rozłamy tektoniczne i uskoki, głównie równoleżnikowe, które uwarunkowały zasięgi i postojerecesyjne lodowca, stały się przyczyną powstania form marginalnych o zaburzonej, glacitektonicznej strukturze (moreny spiętrzenia i wycięcia) oraz tzw. festonowego ukształtowania powierzchni. Lodowce dołód deformowały także przez naciski boczne masy lodowej na zbocza i krawędzie różnej genezy wyniesienia i obniżenia, dzięki czemu powstały struktury tzw. glacitektoniki dolinnej (por. Krygowski, 1962, 1965) i krawędziowej (por. Brykczyński, 1984) lub krawędziowo-dolinnej. Działalność zaburzająca lodowca dołód przez nacisk pionowy (statyczny) i poziomy (dynamiczny) oraz powstanie festonów zachodziła głównie w obszarach Pojezierza Suwalskiego i Pojezierza Sejmskiego, gdzie powierzchnia tych obszarów była zbudowana z glin zwałowych, a lodowce dołód wykorzystały ich plastyczność.

Szczegółowe badania form festonowych wykazały, że oprócz tego występują na całym obszarze Pojezierza Suwalskiego i Sejmskiego, podkreślając poszczególne etapy nasuwania się lodowca dołód, składają się one z różnej wielkości zagłębionych, nazwanych glacidepresjami (Ber, 1974), a obecnie według Ruszczyńskiej-Szenajch (1983) określonych jako depresje glacitektoniczne, oraz okalających glacidepresje form czołowomorenowych, przeważnie o zaburzonej strukturze (moreny czołowe spiętrzenia) w postaci łusek oraz nachylonych lub pionowych fałdów, tworzących tzw. glacielewacje lub, według terminologii Ruszczyńskiej-Szenajch (*op. cit.*) — wycięcia glacitektoniczne. Nadaje to powierzchni omawianego obszaru charakterystyczny, rytmiczny w układzie równoleżnikowym i południkowym, festonowy układ na przemian leżących różnej wielkości obniżenia i wyniesienia, tych ostatnich o zaburzonej strukturze. Także bieżąca powierzchnia terenu może nazywać się „strukturalną”. Fenomen występowania glacitektoniki festonowej na obszarze Pojezierza Suwalskiego i wielkość festonów być może zostały uwarunkowane różnicowaniem ruchliwości i wielkości bloków tektonicznych podłoża krystalicznego.

Występują tu także powstałe na stykach łobów lub jęzorów lodowcowych trójkatne, klinopodobne masywy czołowomorenowe, zaburzone glacitektonicznie w częściach brzośnych. W miarę nasuwania się lodowca dołód formy czołowomorenowe o zaburzonej strukturze tworzące glacielewacje były znów zaburzane, tj. fałdowane lub cianane (tzw. przejechane moreny czołowe według Grippa, 1942), a tym samym niwelowane w części stropowej. Znane są także z obszaru Pojezierza Suwalsko-Augustowskiego (okolice jeziora Hańcza, okolice wsi Nowinka i Barszcze położonych na N od Augustowa) formy drumlinowe.

Spraszane i zaburzone przez lodowca dołód osady w miejscach występowania deformacji glacitektonicznych, tj. w glacielewacjach, były bardziej odporne na erozję wód lodowcowych działających w okresie stagnacji i recesji lodowca.

W części środkowej i południowej Pojezierza Suwalskiego, gdzie powierzchnia wysoczyzny była urozmaicona przez rozległe i głąbokie obniżenia o różnicowanej genezie bieżącej porozcinana erozyjnie, lodowce dołód wkraczał licznymi jęzorami i mikrojęzorami najpierw w obniżenia i rozcięcia, zaburzając ich krawędzie, zbocza i stoki przez nacisk boczny mas lodowych (glacitektonika krawędziowa), a następnie „napływał” na powierzchnię wysoczyzny (glacitektonika festonowa).

W dzisiejszej rzebie miejsca szczególnie silnie działających bocznych nacisków masy lodowej są zachowane w postaci różnej wielkości półkolistych wgłębień krawędzi i stoków wysoczyzn polodowcowych, i zagłębienia egzaracyjnych. Zaburzone przez nacisk boczny masy lodowych osady tworzą bieżące nachylone na zewnątrz od napierającej masy lodowej łuki antyklin, bieżące łuski, a także są ustawione prawie pionowo tworząc diapiry (Ber, 1986). Niewykluczone, że tworzyły

si te struktury monoklinalne, szczególnie w osadach piaszczystych i mułkowych. Na Pojezierzu Suwalskim klasycznym przykładem występowania struktur powstałych w wyniku glaciektoniki jest obszar wysoczyzny Szurpił i Krzemianki, gdzie zaburzenia te zostały odpreparowane przez działające w okresie schyłku plejstocenu i obecnie erozję, która działała na zlu nieniach między fałdami, łuskami i diapirami glaciektonicznymi, dając charakterystyczny, „poligonowy” układ wciętych erozyjnych i dolinek (Ber, 1999).

Na Równinie Augustowskiej i dolód zlodowacenia wisły nie spowodował tak intensywnych zaburzeń, jak na Pojezierzu Suwalskim. Wady glaciepresji i glacielewacji, będących efektem poziomych i pionowych nacisków masy lodowej, tj. glaciektoniki festonowej, zachowały się jedynie w rowkowej części Równiny Augustowskiej, w okolicach Rygola i Płaskiej (na E od Augustowa) oraz jeziora Serwy. Niewykluczone jednak, że zaburzenia glaciektoniczne na tym obszarze były równie intensywne jak na Pojezierzu Suwalskim, tym bardziej że twory zastoi-skowe są bardziej plastyczne od glin zwałowych, a więc i podatne na naciski.

Zaburzenia glaciektoniczne powstałe w wyniku nacisków bocznych mas lodowych (glaciektonika krawdziowa) widoczne są w północno-wschodnich krawdziach wysoczyzn okalających Równin Augustowską od strony zachodniej.

Uaktywnienie natomiast przez ciarę nasuwających się mas lodowych równoleżnikowych stref rozłamów tektonicznych i uskoków (por. Liszkowski, 1993) wpłynęło na zasięgi i recesyjno-oscylacyjne postępy lodu ostatniego zlodowacenia. Lod zlodowacenia wisły prawdopodobnie nie przekroczył uwarunkowanej tektonicznie pradoliny Biebrzy i strefa marginalna jego maksymalnego zasięgu przebiegała na północ od Sztabina, gdzie wyznaczają jej formy spiętrzonych moren czołowych w okolicach Cisowa i Kamienia (na N od Sztabina) opisane przez Zielińskiego (1992). Z kolei wyraża strefa marginalna maksymalnego zasięgu stadiału głównego (leszczy-skopomorskiego) zlodowacenia wisły i jego faz (pomorska) oraz subfaz recesyjno-oscylacyjnych (Wigier, Hańcza i Szeszupy), uwarunkowana w maksymalnym zasięgu uskokami jezior Sajno–Rygol i Kanał Augustowski–Rygałówka, składa się z kilku, miejscami kilkunastu części górnym moren czołowych spiętrzonych o zaburzonej glaciektonicznie strukturze (Ber, 1982, 1989, 1999; Lisicki, 1993). Przebiegają one prawie równoleżnikowo, zdecydowanie nawiązując do równoleżnikowych stref rozłamów tektonicznych i uskoków ograniczających od południa suwalski masyw anortozytowy, tj. Szczytno–Jezioro Okrągłe (SJO–DZ według Liszkowskiego, 1993) oraz Druskienniki–Krasnopol–Suwałki–Filipów. Strefa zaburzeń glaciektonicznych związanych ze strefami rozłamów tektonicznych i uskoków, jak np. Szczytno–Jezioro Okrągłe, SJO–DZ, może liczyć, według Liszkowskiego (1993), nawet kilkadziesiąt kilometrów szerokości. Równie wszystkie cztery recesyjno-oscylacyjne strefy marginalne ostatniego zlodowacenia, tj. maksymalna (subfaza wigier), wigierska (faza pomorska), hańczańska i szeszupska (Lisicki, 1993), swoim równoleżnikowym, a miejscami południkowym przebiegiem nawiązują do równoleżnikowych i południkowych uskoków fundamentu krystalicznego. Wymienione cztery recesyjno-oscylacyjne strefy marginalne stanowi przeważnie silnie zaburzone glaciektonicznie wały i pagórki moren czołowych spiętrzenia (Ber, 1982; Lisicki, 1993).

Licznych danych o występowaniu kopalnych zaburzeń glaciektonicznych na Pojezierzu Suwalskim, tj. w obrębie starszych osadów plejstocenicznych, dostarczają profile otworów wiertniczych badawczych i hydrogeologicznych. W hydrogeologicznych otworach wiertniczych wykonanych na północ od Suwałk w zagłębieniu Szeszupy, tj. w Wodziłkach, Łopuchowie, Udziejku, Sidorówce i innych, występują zaburzone glaciektonicznie osady morenowe charakteryzujące się znacznymi sześcianami. W zachodniej części Pojezierza Suwalskiego, w otworze wiertniczym Przystajnie (Ber, 1989, 1999), w profilu osadów, głównie morenowych, stwierdzono występowanie różnowiekowych zaburzeń glaciektonicznych, które objęły całą 250-metrowy pro-

fil tego wiercenia. Osady morenowe, prawdopodobnie z ostatniego zlodowacenia, zostały w tym profilu zaburzone do głębi 67 m. W otworze Przero 1 równie prawie cały profil tworzą glaciektonicznie nasunięte jedna na drugą (złuskowane) gliny żwałowe (Ber, 1974).

O skali i głębokości występowania zaburzeń glaciektonicznych utworów tylko ostatniego zlodowacenia (wisły) wiadomy jest profil litewskiego wiercenia Norvydai (na północ od Wiąajna), gdzie nasunięte na siebie w postaci łusek gliny żwałowe dwóch stadiałów zlodowacenia wisły osi gnętniewiarygodnie mieszczą 158 m. Występowanie takich skal i tak głębokości gajnych zaburzeń glaciektonicznych zdaje się potwierdzać poglądy o uznaniu, że nie całego Pojezierza Suwalskiego, to przynajmniej Garbu Wiąajna wyniesionego do wysokości 298 m n.p.m. (Góra Rowelska), za izolowane wyniesienie plejstoceńskie związane z suwalskim masywem anortozytowym (por. Aber, Ruszczyńska-Szenajch, 1997; Mojski, 1998; Ber, 1999, 2000).

Przy takiej interpretacji, tzn. przy ciu uwarunkowania tektonicznych głębokiego podłoża, osady plejstoceńskie Pojezierza Suwalskiego przez całą swoją geologiczną historię były zaburzane także dorazowo przez nasuwające się lodowce, czyli o miokrotnie, a cały ten obszar stanowił dla nich znaczącym pionowym ruchom glaciostatycznym przeszkodą dla wkraczających lodowców, powodując ich rozczłonkowanie na potoki, luby i jzory, wpływał na ich rozprzeszczerzenie i zasięg (szczególnie lodowca ostatniego zlodowacenia wisły) oraz uwarunkowywał wraz z przecinającymi go głównie równoleżnikowymi nieciągłościami głębokiego podłoża powstawanie stref zaburzeń glaciektonicznych.

#### POJEZIERZE MR GOWSKIE I POŁUDNIOWA CZĘŚĆ KRAINY WIELKICH JEZIOR MAZURSKICH

Pojezierze Mr gowskie i południowa część Krainy Wielkich Jezior Mazurskich (fig. 3) są obszarami, przez które przebiegają strefy akumulacyjnych moren czołowych fazy późnej i maksymalnego zasięgu stadiału leszczyńsko-pomorskiego zlodowacenia wisły. Na zapleczu tych stref znajdują się moreny młodszych subfaz i oscylacji. Są to wzgórza, grzbiety i wały o budowie glaciektonicznej, sugerujące duże aktywność czoła lodowca po wycofaniu się z linii moren czołowych maksymalnego zasięgu (postoju) fazy pomorskiej. W południowej części obszaru występują głównie moreny wycięcia (na południe od Mr gowa) i bardzo dobrze zbadane pracami terenowymi moreny o zarysie łobowym (na północ od Mikołajek). Formy te usytuowane są bezpośrednio na zapleczu akumulacyjnych moren fazy pomorskiej. Pozostałe formy z zaburzeniami glaciektonicznymi to moreny spłaszczone. Na ich zapleczu występują depresje glaciektoniczne — na zachód od Mr gowa, na SE od Kątrzyzna i najrozleglejsze z nich na SW od Kątrzyzna. Dobrze wykształcone moreny wycięcia występują również na półwyspie Szeroki Ostrów nad jeziorem Nardwy.

Kopalne, zaburzone glaciektonicznie osady występują również w rowkowej części Pojezierza Mr gowskiego. Zostały one stwierdzone w kilkunastu otworach w rejonie Mr gowa, gdzie w przemieszanych osadach paleogeńskich i neogeńskich znajdują się wkładki wirów czwartorzędowych. Na glaciektoniczne przemieszanie osadów wskazują wyniki badań palinologicznych, opisy profili wierceń i analiza badań geofizycznych (Lisicki, 1997; Obj. do SMGP Lisicki, 1997). Zaburzone osady budują jednostkę strukturalną zwaną elewacją Mr gowa. Na jej zapleczu występuje kopalna depresja Mikołajek. Lokalnie osady zaburzone prawdopodobnie glaciektonicznie spotyka się na całym obszarze w pojedynczych otworach kartograficzno-badawczych.

## POJEZIERZE OLSZTYŃSKIE I GARB LUBAWSKI

Zaburzenia o charakterze glacictektonicznym na Pojezierzu Olsztyńskim i Garbie Lubawskim należy rozpatrywać w dwóch grupach problemowych. Pierwsza dotyczy struktur, o istnieniu których możemy wnioskować na podstawie profili wierceń (w szczególności ciężeń rdzeniowych wierceń badawczych), a po ich zestawieniu i uzupełnieniu wynikami badań geofizycznych — na podstawie strukturalnej analizy ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej. Druga grupa zagadnień glacictektonicznych dotyczy struktur zaburzeniowych w osadach ostatniego zlodowacenia obserwowanych bezpośrednio w odsłonięciach.

I tak np. w wierceniu w Szkotowie (strefa maksymalnego zasięgu zlodowacenia Wisły na zachód od Nidzicy) stwierdzono (Ciuk, 1972) nasunięciem na osady miocenyjskie kompleksu dobrze rozpoznanych stratygraficznie osadów pliocenu, miocenu i oligocenu o miąższości ok. 200 m. Występowanie podobnego nasunięcia sugerują profile wierceń wykonanych na wschód od Wielbarka — Kipary (MGP Słowska, 1972) i Wyęgi (Ciuk, 1972). W wierceniu badawczym Wysokie (na północ od Nidzicy i Orłowa) stwierdzono zaburzenie osadów czwartorzędowych (w rdzeniach wiertniczych stwierdzono upady warstw 45–90°) i ich przemieszanie z osadami paleogenu i neogenu w zakresie głębokości 40–200 m (SMGP Morawski, 2002).

Oddzielne zagadnienie stanowi wychodnie i bardzo płytkie występowanie osadów neogenu. I tak osady neogenu na głębokości zaledwie kilkunastu metrów występują w Jankowicach (SMGP Gałuszka, Marks, 1997). Na zachód od Nidzicy (Szerokopa) występują płytkie eksploatowane tam jeszcze przed II wojną światową. Jest to liwe, nie zaburzenia stwierdzone w Jankowicach, Szkotowie i Szerokopasi stanowi fragmenty strefy nasunięć glacictektonicznych związanych z maksymalnym zasięgiem I dołodu zlodowacenia Wisły (Morawski, 2000b). Również na północ od Nidzicy (rejon Orłowo-Łyna) były eksploatowane iły i wapiele brunatne z wapieniami do powierzchni terenu osadów neogenu, zbadanych także w tym rejonie wieloma wierceniami badawczymi, opracowanymi strukturalnie i stratygraficznie (Cylkowska, 1963; Ciuk, 1953, 1968, 1972). Obecnie są tu prowadzone do wiadczałno-metodyczne badania zastosowania metody płytkiej sejsmiki refleksyjnej do rozpoznania struktur glacictektonicznych w osadach trzeciorzędowych i czwartorzędowych. Wspomniane wapienie osadów neogenu, zaburzonych i prawdopodobnie złuskowanych, występują na granicy maksymalnego zasięgu zlodowacenia Wisły, w miejscu zakończenia rynny Łyny, która jest łukowato wygięta i przesunięta ku północy prawdopodobnie przez wysad osadów neogenu tworzący się równocześnie z powstawaniem rynny (Morawski, 1999). Wychodnie osadów paleogenu i neogenu stwierdzono również na północny wschód od Olsztynka (MGP Małkowska, Słowska, 1978). Wapienie osadów trzeciorzędowych mogą być związane z labilnością podłoża osadów czwartorzędowych wywołanych nasunięciem I dołodu lub z procesami neotektonicznymi.

Opracowywane na podstawie danych wiertniczych i geofizycznych mapy ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej (MGP Słowska, 1978; Marks, 1988) wskazują, że w omawianym obszarze deniwelacje tej powierzchni przekraczają 300 m, od około 170 m n.p.m. do około 150 m p.p.m. Dominującym elementem powierzchni podczwartorzędowej są głębokie obniżenia układające się linijnie o orientacji NNW–SSE, którym towarzyszą pasy wyniesień. Formy te z reguły nie korelują się z fotolineamentami (Graniczny, 1989; Graniczny i in., 1995), w przeciwieństwie do powierzchniowych (polodowcowych), pozytywnych (akumulacyjnych) i negatywnych form linijnych, które na omawianym terenie tworzą systemy sugerujące, że stanowi one efekt pierwotnych szczelin w czaszy ostatniego I dołodu (Morawski, 2000c). Linijne formy obniżenia były pierwotnie interpretowane jako doliny rzeczne (Obj. do MGP Małkowska, Słowska,

1980), a następnie jako depresje tektoniczno-glacitektoniczne mające związek z podobnie ukształtowanymi strukturami w powierzchni podpaleogeńskiej (Marks, 1988). Aktualnie można stwierdzić, że omawiane formy linijne w podłożu osadów czwartorzędowych charakteryzują się nieciągłością, względnie dużymi deniwelacjami wzdłuż rozciągłości. Na przykład, najlepiej rozpoznany fragment jednego z głównych obniżeń w rejonie Olsztyna wykazuje deniwelacje w południowym kierunku na głębokość 170 m. Można przypuszczać, że formy te powstały w wyniku procesów glacitektonicznych. Dna tych obniżeń są zbudowane z osadów mioceńskich, oligoceńskich lub eoceńskich, w najgłębszych odcinkach, na przykład w Olsztynie, z osadów paleoceńskich, a na północ od Dobrego Miasta — nawet kredowych (SMGP Rumiński, 1996, 1998). Wiedza o ukształtowaniu powierzchni podczwartorzędowej ulega zmianom wraz z dopływem informacji geologicznych, szczególnie z wiecień badawczych. I tak na przykład nowe wiercenia nie potwierdziły występowania wielu wyinterpretowanych wcześniej wyniesień w powierzchni podczwartorzędowej w rejonie na północ od Muszaków (Morawski, 2000a).

Druga grupa zaburzeń glacitektonicznych związana jest z izolowanymi wyniesieniami powierzchni, tj. Wzgórzami Górowskimi i Gór Dylewskich, które powstały dzięki działaniom tektonicznym (uskoki, dyslokacje tektoniczne) głębszego podłoża oraz z obserwacjami poczynionymi w odłoniach. Odłonie z reguły związane są z eksploatacją kruszywa (piaskownie i wirownie) z form akumulacyjnych z okresu deglacji ostatniego zlodowacenia. Zaburzenia glacitektonicznie spotykane są w tych odłoniach sporadycznie. Na omawianym obszarze stwierdzono je w osadach budujących wzniesienia moreny czołowej w Nidzicy, częściowo prawdopodobnie spierzonych, gdzie w północnej części wyrobiska osady wirowe i wirowo-piaszczyste znajdują się w pozycji pionowej. Silne zaburzenia stwierdzono w odłoniach wirowni w Kronowie (na północ od Barczewa południowo na wschód od Olsztyna), gdzie opisano (Morawski, 2000a, b, 2003) fałd wachlarzowaty przebiegający na przestrzeni kilkuset metrów, zaburzający osady wirowo-piaszczyste budujące formę szczelinową o przebiegu NE-SW, przechodzący ku wschodowi w nasunięcie. Dokładne pomiary struktur glacitektonicznych pozwoliły wyznaczyć kierunek nacisku zaburzającego, który był z północy (azymut wektora ok. 345°). W wyniku nacisku lodu wspomniana forma szczelinowa została poprzecinana i poprzesuwna kulisowymi uskokiemi przesuwczymi.

## POLSKA ZACHODNIA I RODKOWOZACHODNIA

Zaburzenia glacitektoniczne na obszarze zachodniej i rodkowozachodniej Polski (Wielkopolska, fig. 4) można podzielić na dwie grupy: zaburzenia z okresu ostatniego zlodowacenia oraz zaburzenia z okresu starszych zlodowaceń. Różnią się one zarówno typem, jak i skalą zaburzeń oraz ich występowaniem. Najbardziej istotnym jest zróżnicowane przestrzennie (Brodzikowski, 1995; Badura, Przybylski, 2002b).

Starszy cykl deformacji glacitektonicznych zawiera kopalne elementy zaburzeń glacitektonicznych w postaci glacydepresji i glacyelewacji. Depresje glacitektoniczno-egzaracyjne reprezentowane są przez rozległe (50 x 50 km lub większe), owalne lub nieco wydłużone niecki, wyerodowane w łańcuchach serii poznańskiej, często w osadach osiowych depresji całkowicie usuniętych. Formy te są wypełnione osadami plejstoceńskimi, głównie glinami lodowcowymi lub osadami progłajalnymi o miąższości do 100 m lub lokalnie większą (na elewacjach wokół depresji miąższość osadów plejstoceńskich wynosi od zera do 30 m). Niektóre z depresji glacitektonicznych są widoczne we współczesnej rzeźbie terenu. Najstarszymi osadami w nich obserwowanymi

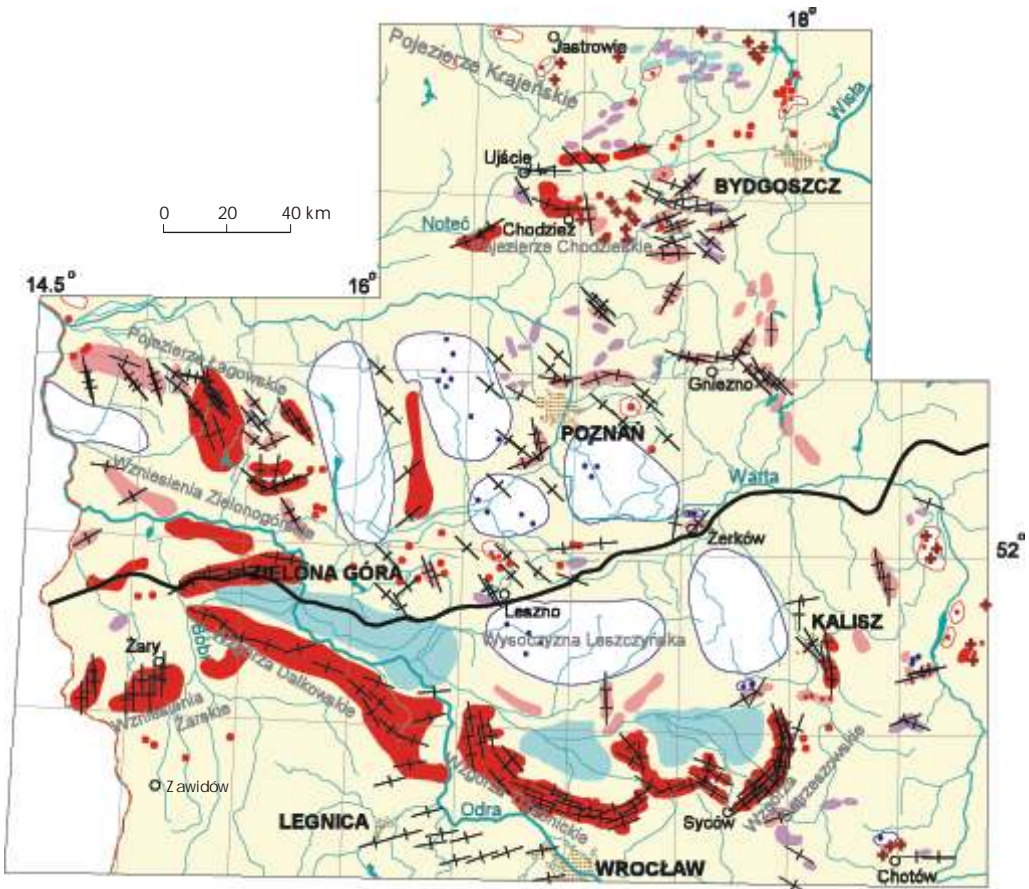


Fig. 4. Polska zachodnia i rodkowo-zachodnia; obja nienia jak dla fig. 1

Western and Middle-Western part of Poland; explanations as in Fig. 1

nymi s utwory zlodowacenia południowopolskiego (Elstery). Trzy najbardziej południowe depresje — Kotlina Odolanowska, Kotlina migrodzka oraz obni enie Pradoliny Głogowskiej były zawsze interpretowane jako genetycznie powi zane z powstawaniem wzgórz Wału Trzebnickiego, położonych bardziej na południe (Ciuk, 1955; Rotnicki, 1960, 1963, 1966, 1967; Dyjor, 1969; Dyjor, Chlebowski, 1973; Kotowski, Krai ski, 1995). Kształt i wielko depresji położonych bardziej na północ s udokumentowane tylko cz ciowo. S one zapewne wi ksze, ale jednocześnie nie s słabo powi zane z pozytywnymi elementami rze by terenu (wzgórzami).

Bior c pod uwagę powszechne wyst powanie glin z najstarszego stadiu zlodowacenia południowopolskiego w dnach partii osiowych depresji (Czerwonka, Krzyszkowski, 1994; Czerwonka i in., 1997), czas powstawania niecek egzaracyjnych nale ąłoby wi za z tym okresem glacialnym. Jednocześnie nie jednak wyst powanie w dnach niecek innych (młodszych) glin południowopolskich oraz glin ze zlodowacenia odry sugeruje, e egzaracja glacialna była powszechna w czasie wszystkich starszych zlodowace . W czasie zlodowacenia warty depresje



stały się formami kopalnymi — sekwencje osadów zlodowacenia na obszarze niecek i poza nimi na elewacjach nie różni się.

Obszary zaburzone glaciektonicznie w rzebie terenu tworzą wysoczyzny, zbudowane głównie z utworów neogenicznych przykrytych cienkim pokrywem osadów zlodowaczeniowych warty i wisły (Czerwona, Krzyszkowski, 1994), lub długie i wąskie wały o wysokości względnej do 100 m. W budowie wewnętrznej wałów występują silnie zaburzone osady trzeciorzędu i plejstocenu. Są to Wał Zielonogórski (SMGP Urbaski, 1998), elewacja Krosna (Urban, 1967; Krajski, 1989a), Wzgórze Łagowskie (Kotowski, Krajski, 1989; Kotowski i in., 1989a) i inne wzgórza Ziemi Lubuskiej (Urban, 1967; Dyjor, 1974; Krajski, 1977, 1989a,b; Jeziorski, 1989; Zdunek 1989), Wał Lwówecko-Rakoniewicki (Stankowski, 1968), Wzgórze Mosińskie (Krygowski 1972; Chachaj, Krzyszkowski, 1994), Wał Bukowiecki (Bartkowski, 1967) oraz wiele innych, mniejszych wzgórz w centralnej Wielkopolsce. Wzgórza te mają bardzo różnicowaną orientację, od równoległej (Wał Zielonogórski) do południkowej (Wał Lwówecko-Rakoniewicki). Słaby stan rozpoznania geologicznego wzgórz oraz ich różnicowana orientacja praktycznie uniemożliwiają określenie wieku tych form. Urbaski (SMGP, 1998) stwierdził, że najmłodszymi zdeformowanymi osadami w Wale Zielonogórskim są gliny ze zlodowacenia odry, a wzgórza są dyskordantnie przykryte glinami ze zlodowacenia warty. Pozwala to datować ostatnią fazę deformacji w tej strefie na zlodowacenie warty, podobnie jak na wzgórzach Wału Trzebnickiego. Dla innych wzgórz na obszarze centralnej Wielkopolski, w których występują deformacje glaciektoniczne, określenie wieku ich powstawania jest niemożliwe.

W strefie Wału Trzebnickiego stwierdzono powszechnie występujące zaburzenia glaciektoniczne o skali największej nie tylko w zachodniej Polsce, ale i w całym kraju. Głębokość deformacji przekracza tu 200 m. Zaburzenia te należą do najwcześniej rozpoznanych i opisywanych (Frech, 1901, 1915; Bergrat, Illner, 1928; Czajka, 1931; Woldstedt, 1932). Wał Trzebnicki składa się z szeregu łukowatych wzniesień układających się w ciągu wzgórz o długości około 200 km, szerokości 10–20 km i wysokości względnej miejscami dochodzącej do 150 m. Ku zachodowi jego przedłużeniem są Wzniesienia Łużyckie i wał Flamingu w Niemczech. Na Dolnym Śląsku wzniesienia Wału Trzebnickiego biegną od doliny Nysy Łużyckiej w rejonie Mułakowa po dolinę Prosnego koło Kępna. Orientacja wału ma kierunek WNW–ESE. Zarysy poszczególnych części wzgórz odzwierciedlają prawdopodobnie kształty lobów i dolodów. Jedną z najbardziej geometrycznie wykształconą na półkuli północnej form glaciektonicznych jest łuk Mułakowa położony po obu stronach granicy polsko-niemieckiej (Olszewski, 1978; Kupetz, 1997, 2000).

W najstarszych pracach badaczy niemieckich uważano, że główną przyczyną powstania Wału Trzebnickiego były młodomioceny ruchy górotwórcze. Frech (1901, 1915) dopatrywał się nawet związku między kierunkiem orientacji Wału Trzebnickiego oraz Wzgórz Dalkowskich i Kołuchowskich a przebiegiem uskoku sudeckiego brzochnego. Według tego autora tak wysoki wał nie mógł powstać poprzez spiętrzenie osadów przed czołem i dolodów. Podobne stanowisko zajmowali Tietze (1915), Olbricht (1924), Czajka (1931), Meister (1935), Klimaszewski (1952) i Walczak (1952), przypisując i dolodowi plejstoceńskiemu tylko niewielkie wtórne zaburzenia w krańcach istniejącego wału. Tektoniczny genез Wału Trzebnickiego i Wzgórz Ostrzeszowskich przyjmowali także Gołob (1951) i Łyczewska (1964). Dla Czajki (1931) dowodem na to, istnienie Wału Trzebnickiego było wyniesienie, był brak na jego obszarze pokładów węgla brunatnego, które miały się tworzyć tylko w basenach przyległych do wału od południa i północy. Berger (1937) stwierdził, że na dużej głębokości pod zaburzonymi wzgórzami w rejonie Głogowa zalega niezaburzony pokład węgla brunatnego. Stało się to podstawą do sformułowania przez niego teorii, że za powstanie strefy wielkoskalowych zaburzeń odpowiedzialne są tylko czynniki egzogeniczne, a konkretnie nacisk transgredyjny czoła i dolodów. Brak zaburzeń głębszego podłoża a pod

obszarem Wzgórz Ostrzeszowskich stwierdził również Rotnicki (1967), opierając się na analizie sejsmicznych profili refleksyjnych.

Glacitektoniczna geneza Wału Trzebnickiego została potwierdzona w pracach wielu badaczy (Schwarzbach, 1942; Woldstedt, 1955; Rotnicki, 1960, 1966, 1967, 1976a; M. Różycki, 1968; Krygowski, 1972; Dyjor, 1975, 1993; Brodzikowski, 1987, 1995). Nowy model powstania deformacji glacitektonicznych w obrębie Wzgórz Ostrzeszowskich zaproponował Rotnicki (1967), który uważał, że zaburzenia glacitektoniczne tworzyły się na przedpolu lądolodu, w strefie marginalnej, pod wpływem obciążenia statycznego. Model statycznego wyciskania, jako główna przyczyna powstania zaburzeń Wału Trzebnickiego, został przyjęty także przez Winnickiego (Obj. do SMGP, 1990). Według Krzyszkowskiego (1992) deformacje te mają lokalnie charakter cięgi, z dającymi się wyróżnić synklinami i antyklinami o długości fali 100–600 m i amplitudzie 50–100 m. Autor ten nie wyklucza jednak istnienia wielkoskalowych nasunięć (Krzyszkowski i in., 1994; Aber i in., 1995; Czerwonka i in., 1997), które były także sugerowane wcześniej dla obszaru Wału Trzebnickiego m.in. w pracach Pachuckiego (1952) oraz Dyjora i Kuszell (1975).

Mimo to w tym obszarze Wału Trzebnickiego występuje tu obecnie bardzo mało odkrywek, a stan rozpoznania wierceniami jest stosunkowo słaby (prawie wszystkie głębokie otwory wiertnicze surowcowe są wiercone w osadach kenozoicznych bezrdzeniowo). Nie pozwala to na pełne rozpoznanie budowy geologicznej, a tym samym określenie mechanizmu powstania tak dużego ciągu wzgórz z zaburzeniami wielkoskalowymi. Na podstawie występowania wielkoskalowych zaburzeń można założyć, że przypuszczalnie oprócz oddziaływania lądolodów nałożyły się tu czynniki tektoniczne, izostazja, a w minimalnym stopniu halokineza. Rola tych dwóch pierwszych czynników na obecnym etapie rozpoznania nie może być lekceważona (Markiewicz, Winnicki, 1997). Wał Trzebnicki jest położony w strefie tektonicznej rodkowej Odry. W strefie dyslokacyjnej rodkowej Odry kończy się zasięg bloku przedsudeckiego, a rozpoczyna monoklina przedsudecka. Strefa ta jest aktywna od karbonu górnego do dziś. Wskazuje na to między innymi przebieg doliny Odry oraz obecność prostoliniowej południowej krawędzi Wału Trzebnickiego. Prostoliniowość ta jest bardzo ostro podkreślona na mapach zagłębionych poziomic (Badura, Przybylski, 2002a) oraz na zdjęciach lotniczych i satelitarnych. Lineament ten prawdopodobnie wyznacza strefę uskoku (skarp uskoku) wieku plejstoceńskiego. Ponadto Markiewicz i Winnicki (1997) w wierceniach wykonanych na obszarze Wzgórz Ostrzeszowskich stwierdzili występowanie utworów triasowych na niewielkiej głębokości. Podobne, choć na mniejszą skalę, wypiętrzenia podłoża triasowego były obserwowane pod Walem Trzebnickim (Czerwonka i in., 1997). Fakty te mogą świadczyć o pionowych ruchach w wymienionych strefach, niewykluczone że wieku plejstoceńskiego.

Ciekawą, nie potwierdzoną jednak do końca teorią oddziaływania nacisku lądolodu na struktury solne, które z kolei wpływały na powstanie dużych struktur glacitektonicznych, zaprezentował Markiewicz (Markiewicz, 1993; Markiewicz, Winnicki, 1997). Według tego autora zaburzenia Wału Trzebnickiego mogłyby być wynikiem współdziałania ruchów glaciastrofogenicznych i glaciostatycznych. W pierwszym etapie glacjacji, zgodnie z teorią Liszkowskiego (1975), wskutek nacisku lądolodu dochodziło na dalszym przedpolu do blokowych przemieszczeń permsko-mezozoicznego podłoża, co doprowadziło do powstania fałdów nadblokowych w pokrywie osadów paleogenu i neogenu. Po dalszej transgresji lądolodu na tak utworzonej przeszkodzie miało nastąpić odklucie i przesunięcie kierunku neogenu. Teoria ta jest jednak niezgodna z obecną wiedzą o wglębnej budowie geologicznej Wału Trzebnickiego.

Najbardziej dynamicznym procesem powodującym zaburzenia osadów paleogeńskich, neogeńskich i czwartorzędowych są szarżenie (*surges*) lądolodu. Przypuszcza się, że tego typu procesy doprowadziły do powstania łuku Mułakowa nad Nysą Łużycką (Kupetz, 1997). Wydaje się, że

zaburzenia powstałe w rejonie elaznego Mostu (na SSE od Głogowa) oraz w Sycowie (w rejonie tzw. bramy sycowskiej) również związane z lokalnym nagłym „awansem” czoła l dolodu (Badura, Przybylski, 2002b). Strefy te wyróżniają się na tle morfologii Wału Trzebnickiego szczególnie intensywnie i zaburzone, z gami wzniesieniami łukowatymi wokół basenów egzaracyjnych po wschodnich i zachodnich i dolodu oraz przesunięciem ku południowi maksymalnego zasięgu zaburzenia.

Wydaje się jednak, że głównym czynnikiem powstawania wielkoskalowych zaburzeń Wału Trzebnickiego jest długotrwały nacisk quasi-stacjonarnego l dolodu (Rotnicki, 1976a; Aber, 1982; Jaroszewski, 1991). Zaburzenia te powstają przy czołach l dolodu lub na jego przedpolu i częściowo przykryte dyskordancją przez gliny z ostatniego „awansu” l dolodu tej samej fazy. Na zapleczu strefy zaburzonej powstają w wyniku działania tego samego procesu głębokie depresje. (Aber i in., 1989).

W rejonach denudacyjnie wyrównanych powierzchni szczytowych wzniesień Wału Trzebnickiego naprzemiennie występują osady paleogenu, neogenu i czwartorzędowych wskazuje na ich glaciektoniczne zaangażowanie (łuski, fałdy). Czasami można określić pierwotny kierunek nasunięcia poszczególnych łusek, których osie podłoża nie układają się skośnie do osi głównego grzbiecia wzniesień. I tak w rejonie Wzniesień Kołuchowskich występują struktury o orientacji NW–SE w części zachodniej oraz NE–SW w części wschodniej. W rejonie Wzniesień Ostrzeszowskich zaznaczają się kierunki SW–NE, a w obrębie Wału Zielonogórskiego dominuje kierunek NNW–SSE (Połtowicz, 1961; Rotnicki, 1976a; Wróbel, Wróbel, 1977; Wróbel, 1989; SMGP Urbanski, 1998).

W rejonach intensywnie zaburzonych glaciektonicznie, na grzbiecach łusek częściowo odsłaniają się wychodnie w gładzie brunatnego. W gładzie był eksploatowany w wielu rejonach Wału Trzebnickiego. Najwięcej kopalni, założonych w strukturach glaciektonicznych, znajdowało się w rejonie Mułakowa, Nowych Czapli, Nowogrodu Bobrzańskiego, Zielonej Góry, Niecieczy i Głogowa (Bergrat, Illner, 1928). Na Wzniesieniach Ostrzeszowskich w łuskach odsłaniały się kwarcyty paleogenu, intensywnie eksploatowane w latach trzydziestych XX w. (Gołb, 1951).

W rejonie Wzniesień arskich występują struktury glaciektoniczne o orientacji NE–SW. Wzniesienia te od południa przylegają do Wzniesień Kołuchowskich. Inny plan strukturalny wzniesień oraz ich prawie południkowe wydłużenie wskazują na ich odmienny rozwój. Prawdopodobnie jest to ostaniec po starszym od Wału Trzebnickiego łuku wzniesień morenowych. Niewykluczone, że po stronie niemieckiej występuje zachodnie zakończenie tego łuku, w którym osie łusek mają orientację NW–SE. Również w tym rejonie na przełomie XIX i XX w. intensywnie rozwijało się górnictwo w gładzie brunatnego.

Osobnym zagadnieniem jest wiek powstania deformacji glaciektonicznych, zwłaszcza wielkoskalowych zaburzeń w obrębie Wału Trzebnickiego. Według wielu autorów Wał Trzebnicki i Wzniesienia Ostrzeszowskie są fragmentem wału moreny spiętrzonyj dolodu zlodowacenia warty (Woldstedt, 1932; Schwarzbach, 1942; Czyński, 1948; Pachucki, 1952; Połtowicz, 1961; Rotnicki, 1967; M. Różycki, 1968; Walczak, 1970, 1972; Kondracki, 1994). Do określenia wieku ich powstania na zlodowacenie warty przyczyniła się przede wszystkim wyraźnie zachowana rzeźba wzniesień, sugerująca młody wiek tych form. Inni autorzy uważają, że w obrębie Wału Trzebnickiego występują również nowiekowe zaburzenia (Meister, 1935; Tietze, Behr, 1942) oraz że główne zaburzenia powstały w okresie starszych zlodowaceń, a zaburzenia z okresu zlodowacenia warty reprezentuje tylko ostatni element o niewielkiej miłośności (Krygowski, 1972; Dyjor, Kuszell, 1975; Dyjor, 1993; Obj. do SMGP Winnicki, 1990). Brodzikowski (1987) uznał, że zaburzenia Wału Trzebnickiego powstały w czasie transgresji l dolodu zlodowacenia odry. M. Różycki (1968) przyjmował powstanie na przedpolu obecnego Wału Trzebnickiego niewielkich zaburzeń w czasie starszych zlodowaceń. Zaburzenia te miały stanowić w czasie zlodowacenia warty prz-

szkod terenów (wał) indukując powstanie zaburzeń głównej fazy glaciektonicznej z okresu tego zlodowacenia. Czerwonka i in. (1997) oraz Krzyszkowski i in. (1997) w wiek zaburzeń ze zlodowaceniem warty, wykazując istnienie gliniarciskich oraz moren czołowych tego wieku na północnych stokach Wzgórz Dalkowskich i Wału Trzebnickiego, co jest zgodne z teorią zaburzeń glaciektonicznych quasi-stacjonarnej lodu. Z kolei Badura i Przybylski (2002b) uważają, że zaburzenia w rejonie Łar, Lubina i Namysłowa powstały w czasie transgresji lodu południowopolskich, a Wał Trzebnicki — w czasie recesji ostatniego z tych lodu. Wał Zielonogórski, ustawiony skośnie w stosunku do Wału Trzebnickiego, powstał w czasie późniejszej oscylacji lodu.

W okolicach Wosza (na SW od Rawicza), Krotoszyna, Pleszewa i Kalisza oraz Wału Malanowskiego znajdują się relatywnie niewysokie (20–30 m) i w skrajnie (2–5 km) wzgórza. Ten cięgi wzgórze może być z dużym prawdopodobieństwem powiązany z oscylacjami lodu w czasie późnej fazy zlodowacenia warty (Czerwonka i in., 1997).

Deformacje glaciektoniczne z okresu ostatniego zlodowacenia są zazwyczaj zlokalizowane w pasie o szerokości 10 km, przylegającym do maksymalnych zasięgów poszczególnych faz. Zaburzenia te są płytkie (wysokość wzgórz 10–30 m), strefy z zaburzeniami są niewielkie i izolowane od siebie (Krzyszkowski, 1994).

W strefie maksymalnego zasięgu fazy leszczyńskiej zaburzenia obserwowano w rejonie Gubina (Kotowski i in., 1989a), na północnych stokach Wału Zielonogórskiego (SMGP Urbanski, 1998), w okolicach Sławy i Włoszakowic położonych na NE od Leszna (Augustowski, 1961; Kołodziejczyk i in., 1989; Kasprzak 1998a, b), w okolicach Leszna (Krzyszkowski, Gratzke, 1994; Kasprzak, 1998a), Łerkowa (Rotnicki, 1963) i Konina (Krygowski, 1957; Stanekowski, 1968). W strefie maksymalnego zasięgu fazy późnej zaburzenia są najlepiej udokumentowane na wzgórzach w rejonie Moraska i Dziewiczej Góry (Skompski, 1994) oraz w okolicy Gniezna. Kozarski (1959) oraz Kozarski i Kasprzak (1987) sugerują te występowanie zaburzeń glaciektonicznych związanych z fazami chłodzisk w okolicach Chodzieży i Ujścia. Tylko niektóre z tych wałów glaciektonicznych mają udokumentowane depresje na ich zapleczu (np. Osieczna w okolicach Leszna; Krzyszkowski, Gratzke, 1994).

Wiek zaburzeń związanych z różnymi fazami zlodowacenia wsiły w wymienionych strefach nie jest zazwyczaj jednoznacznie udokumentowany. Na przykład Krzyszkowski i in. (1999) uważają, że zaburzenia we Włoszakowicach mogą pochodzić z okresu zlodowacenia warty. Tak więc nie można wykluczyć, że nowe badania udokumentują starszy wiek także i innych stref zaburzeń, a także powszechne występowanie „starych” wzgórz w strefach maksymalnych zasięgów faz ostatniego zlodowacenia.

## POJEZIERZE LESZCZYŃSKIE

Obszar Pojezierza Leszczyńskiego (fig. 4) kształtowany był przez strumienie wypustowe lodu zlodowacenia wsiły w okresie 20 000–18 000 lat BP. Analiza rozmieszczenia i wykształcenia głównych kompleksów litofacjalnych, tj. łobowych krawędzi sedimentacyjnych, form po wałach lodowo-morenowych, stoków glaciomarginalnych oraz wysoczyzn morenowych wskazuje, że deformowanie osadów odbywało się zarówno w okresach transgresji, równowagi dynamicznej, jak i recesji strumieni lodowych.

Deformacje glaciektoniczne z okresu równowagi dynamicznej, tj. z okresu stacjonowania czoła lodu na linii zasięgu maksymalnego, znaleziono w okolicach Osiecznej, w proksym-

alnej części sandru leszczyńskiego oraz koło Włoszakowic (na NE od Leszna), gdzie zdeformowane osady budują południowy kraniec wysoczyzny pagórkowatej. Pionowy zasięg struktur glaciektonicznych, fałdów i powierzchni nie przekracza 30 m w przypadku stanowiska Osieczna i 20 m we Włoszakowicach (Kasprzak, 1998a). Deformacje w sandrze leszczyńskim związane są z wyrażoną transgresją lokalnego typu *surge*, która miała miejsce w niedługim czasie po ustabilizowaniu się czoła lodu na linii fazy leszczyńskiej i zakumulowaniu serii piaszczysto-wirowej sandru leszczyńskiego. Odmienne charakter mają deformacje w zachodniej części łobu Leszna, koło Włoszakowic, gdzie zdeformowaniu uległy przede wszystkim gliny warciackie oraz spąg glin ze zlodowacenia wisły (*op. cit.*). Ponieważ seria glaciektoniczna jest przykryta osadami ablacyjnymi, w tym mikrodeltaowymi, mo na przypuszczać, że proces deformacyjny w przypadku Włoszakowic był synchroniczny z kształtowaniem wysoczyzny morenowej pagórkowatej, wyznaczającej maksymalny zasięg lodu.

Z okresu transgresji lodu zlodowacenia wisły pochodzą również niewielkie deformacje, występujące do powszechnie w spągach glin bazalnych na kontakcie z osadami piaszczysto-wirowymi. Są to deformacje, których miąższość nie przekracza 2 m. Strefy takich zaburzeń znaleziono na NW od Leszna koło Kaszczora, Zaborówca i Nowej Wsi (Kasprzak, 1998a, b). W pierwszych dwóch stanowiskach (Kaszczor, Zaborówiec) zdeformowaniu w czasie transgresji uległy osady wirowo-piaszczystych sterców terminoglacjalnych, przekoczonych i rozwleczonych przez lod. Natomiast w Nowej Wsi rozpoznano jedynie płytkie strefy struktur glacydynamicznych zawierających fałdy wleczone, struktury oczkowe, struktury opływania kamieni, uskoki poziome. Struktury te mogą być z obecności podłoża deformacyjnego, które było wytwarzane w trakcie ruchu powodującego roztopianie górnych warstw wieloletniej zmarzliny.

Trzeci typ deformacji związany jest z formami wyznaczającymi linie krótkich postojów czoła lodu w czasie regionalnej recesji, co stanowi nowy wniosek w stosunku do wcześniejszych opinii (Krygowski, 1961; Bartkowski, 1967). W trakcie szczegółowych badań stwierdzono obecność deformacji glaciektonicznych w proksymalnych fragmentach sterców terminoglacjalnych (Potrzebowo, Siekówko, Charbielin). Cechą charakterystyczną deformacji osadów w stercach jest ich synchroniczność z procesami klasycznej sedimentacji typu *ice-contact*. Cecha ta zdaje się wskazywać, że deformowanie zachodziło w trakcie zimowych awansów czoła lodu.

Obserwacje struktur glaciektonicznych w południowej części Pojezierza Leszczyńskiego wskazują, że czoła strumieni lodowych lodu ostatniego zlodowacenia (wisły) były bardzo aktywne, co uwidoczniło się w występowaniu licznych i znacznych deformacji glaciektonicznych.

## POLSKA RODKOWA I RODKOWOSCHODNIA

Ogólna charakterystyka glaciektoniczna regionu oraz bibliografia zostały już opublikowane (Ruszczyńska-Szenajch, 1985), toteż niniejszy rozdział stanowi *sensu stricto* objęcie do mapy.

Na terenie Polski rodkowej wschodniej (fig. 1) wyróżnione zostały następujące grupy struktur i form glaciektonicznych:

1. Pojedyncze wzniesienia i złożone wzniesienia zbudowane z zaburzonych przez lod osadów podłoża przedczwartorzędowego lub czwartorzędowego.

Na obszarze Polski rodkowej stwierdzono nieliczne pojedyncze wzniesienia glaciektoniczne, których nie przekroczył kolejny lod. Wzniesienia tego typu występują w okolicach Rogowa (Pińczyna) na W od Płoska, na NNE od Kraszewa, na N od Stoczka Łukowskiego i na NE od Dębina (Sierskowola) (Terpiłowski, 2001). Ukierunkowanie form i/lub zaburzonych osadów,

z których wzgórza są zbudowane, wskazuje na kierunek nacisku l dolodu od północnego wschodu. Jedynie wzgórze znajdujące się w najbliższym siedztwie Stoczka Łukowskiego wskazuje na nacisk skierowany od północnego zachodu.

2. Glacitektoniczne wzgórza (lub wysoczyzny) cięte przez postglacitektoniczne procesy lub przykryte przez postglacitektoniczne osady, ale wyraźnie zaznaczone we współczesnej rzeźbie.

Wzgórza tego typu stwierdzono tylko w zachodniej i północnej części badanego obszaru: na E od Głubina, na S od Grodziska Mazowieckiego, na W od Nasielska i na N od Serocka. Tylko w pierwszym przypadku można było oznaczyć kierunek nacisku lodu, który jest tam skierowany od północy.

3. Kopalne zaburzone osady niewyraźne we współczesnej rzeźbie.

Kopalne zaburzone osady budujące paleowzgórza lub paleowysoczyzny glacitektoniczne występują w środkowej Polsce znacznie częściej niż formy widoczne w dzisiejszej morfologii. Na mapie zostały one oznaczone w trzech grupach:

a) kopalne zaburzone osady widoczne w odsłonięciach

Do tej grupy należą znane powszechnie zaburzone osady neogenu odsłonięte w krawędzi doliny Wisły k/Dobrzynia (Ber, 1960; Jaroszewski, 1963; Łyczewska, 1964; Skompski, 1969). Kierunek nacisku l dolodu był tu skierowany przeważnie od północy, często z odchyleniem ku wschodowi (tzn. z NE) oraz zachodowi (z NW). Kolejne dojrzałe odsłonięcia (iłów pliocenicznych) znajdują się w kopalni wytwórni keramzytu, w kulminacyjnej części wysoczyzny połodowcowej na N od Mszczonowa. W tym rejonie nacisk l dolodu skierowany był od północnego zachodu. Taki sam kierunek nacisku l dolodu ujawniło niewielkie odsłonięcie zaburzonych osadów starszego czwartorzędowego w krawędzi doliny widra niedaleko wsi Glinianka, na E od Otwocka.

b) kopalne zaburzenia osadów stwierdzone wierceniami

W tej grupie znajduje się (również powszechnie znany) kopalny wał iłów trzeciorzędowych na terenie Warszawy. Kierunek rozciągłości tego wału jest z północnego zachodu na południowy wschód. Kolejny, znacznie większy obszar kopalnych zaburzonych osadów trzeciorzędowych występuje w rejonie Stoczka Łukowskiego. Jego rozciągłość można przybliżyć jako północ-południe (ewentualnie NNE-SSW). Również stosunkowo duży obszar kopalnych glacitektonicznych wzgórz (lub wysoczyzn), zbudowanych głównie z kredy piaszczystej, występuje na SE od Siemiatycz w rejonie Kornicy na Podlasiu (Alexandrowicz, Radwan, 1983). Rozciągłości tych form jest ENE-WSW. Znacznie mniejszy obszar występowania zaburzonych glacitektonicznych został stwierdzony bezpośrednio na S od Płośka. Jest to kopalne wypiętrzenie redeponowanych iłów neogenicznych o rozciągłości prawdopodobnie z północnego wschodu na południowy zachód.

c) kopalne zaburzenia osadów stwierdzone pojedynczym wierceniem

Pojedyncze wiercenia stosunkowo często dokumentują w Polsce środkowej zaburzenia, które mogą występować w kopalnych wzgórzach lub wysoczyznach glacitektonicznych (gdy np. osady paleogenu i neogenu występują znacznie powyżej stropu serii macierzystych), ale skąpe dane nie pozwalają określić — nawet w przybliżeniu — cech kierunkowych tych paleoform. Zaburzenia tego typu zostały stwierdzone najczęściej w południowej i południowo-wschodniej części terenu: pomiędzy Nadarzynem i Tarczynem, na SE od Grójca, na S od Sulejówka, na E oraz SE od Mińska Mazowieckiego, koło Osiecka, Garwolina i Ryków. W zachodniej części omawianego obszaru występują one na NW od Wyszogrodu oraz na W od Dobrzynia n/Wisła, a w części północnej — na E od Pułtuska.

4. Du e kry lodowcowe osadów podło a przedczwartorz dowego, transportowane na odległo kilkudziesi ciu lub kilkuset kilometrów.

Na badanym terenie znajduje si słynna kra (kry) iłów jurajskich, wyst puj cych w południowej cz ci Łukowa (Jahn, 1950) i bezpo rednio na N od tego miasta (Gołaszyn) (Ruszczy ska-Szenajch, 1976).

5. Depresje glacitektoniczne zaznaczone we współczesnej rze bie.

Depresje glacitektoniczne widoczne w dzisiejszej rze bie nie zostały stwierdzone na omawianym terenie.

6. Kopalne depresje glacitektoniczne niewidoczne we współczesnej rze bie.

Kopalne depresje wyst puj ce w bezpo rednim s siedztwie równie kopalnych wzgórz glaciotektonicznych stwierdzono na terenie Pło ska, Mochowa (Lamparski, 1981, 1983), Warszawy, na W od Stoczka Łukowskiego oraz w rejonie Garwolina i na E od Sulejówka. W wi kszej odległo ci (?) (brak g stej sieci wierce ) od kopalnych wzgórz znajduj si depresje w Mi sku Mazowieckim i ewentualnie w Łosicach. Depresje glacitektoniczne dokumentowane pojedynczymi wierceniami (które wyst puj na stosunkowo du ych gł boko ciach i s wypełnione redeponowanymi osadami paleogenu i neogenu i/lub czwartorz du, ale brak wierce nie pozwala na charakterystyk ich bezpo redniego s siedztwa) wyst puj na SE od Płocka, NE od Pułtuska, E od Małkini, SW od Mi ska Mazowieckiego, NE od Grójca i N od Łukowa. Analogiczne formy, z których ka da dokumentowana jest kilkoma wierceniami, wyst puj te na E i NE od D blina (Ruszczy ska-Szenajch, 1978).

## POJEZIERZE CHEŁMI SKO-DOBRY SKIE

W obszarze Pojezierza Chełmi sko-Dobrzy skiego (fig. 1) wyst puj liczne kopalne formy i struktury zwi zane z glacitektoniczn działano ci l dolodów plejstoce skich. Najlepiej rozpoznane zostały formy i struktury powierzchniowe oraz wyst puj ce blisko powierzchni terenu, które powstały podczas maksymalnego zasi gu l dolodu zlodowacenia wisły oraz w czasie młodszych oscylacji (subfazy dobrzy ska i kraje sko-w brzeska). Obejmuj one pojedyncze pagórki i wzgórza moren spi trzonych i pchni tych oraz depresje glacitektoniczne. Z rozpoznanych dotychczas kopalnych struktur i form glacitektonicznych na badanym obszarze wyst puj : kry osadów starszych od czwartorz du w utworach czwartorz dowych, formy rze by w podło u podczwartorz dowym pochodzenia glacitektonicznego oraz depresje w podło u czwartorz du.

### Formy glacitektoniczne stwierdzone we współczesnej rze bie

Pojedyncze pagórki, wzgórza i wały moren czołowych o strukturze zaburzonej glacitektonicznie wyst puj w trzech ró nych strefach morfogenetycznych zlodowacenia wisły: fazy maksymalnego zasi gu l dolodu zlodowacenia wisły, subfazy dobrzy skiej oraz subfazy kraje sko-w brzeskiej.

Z maksymalnym zasi giem l dolodu zlodowacenia wisły (fazy leszczy ska lub pozna ska) zwi zany jest wał moreny pchni tej na południe od Lidzbarka Welskiego, poło onego na W od Działdowa (Wysota, 1992, 1998, 1999). Jest on zbudowany z zaburzonych piasków i wirów sandrowych. Głównym elementem strukturalnym tej moreny jest mezoskalowa struktura fałdu obalonego, któremu towarzyszą drugorz dne fałdki ci gnione oraz subhoryzontalne powierzchnie ci cia i uskoki odwrócone.

Z nasuni ciem l dolodu subfazy dobrzy skiej zwi zane s wały moren spi trzonych i pchni tych w okolicy Chrostkowa i Nowej Wsi w rodkowej cz ci Pojezierza Dobrzy skiego (Liberacki, 1961; Pasierbski, 1984; Olszewski 2000b, 2001a) oraz na NE od Górzna, poło onego na NE od Rypina, we wschodniej cz ci Pojezierza Dobrzy skiego (Wysota, 1992, 1995c, 1998). W budowie tych moren przewa aj zaburzone osady wodnolodowcowe. Wyst puj w nich głównie struktury łuskowe oraz zaburzenia typu fałdowego.

Z subfaz kraje sko-w brzesk zwi zane s krótkie wały i pagórki ci gu moren czołowych spi trzonych mi dzy Chełm i W brze nem (W gorzyn, Ry sk, Czystochleb, My liwiec, tzw. moreny południowow brzeskie) oraz wzgórza i wały z zaburzonymi glacitektonicznie osadami wodnolodowcowymi i porwakami utworów starszych od czwartorz dowych na wschód od Chełmna (Bł dowo, Łopatki), tzw. moreny północnow brzeskie (Niewiarowski, 1959, 1984). Morenom południowow brzeskim w rejonie Chełm y i W brze na towarzyszą niewielkie depresje ko cowe (Niewiarowski, 1959).

Wyra na strefa moren czołowych zaburzonych glacitektonicznie wyst puje w rejonie Lipinek koło Biskupca Pomorskiego na SW od Iławy. Tworzy ona wyra ny łuk o szeroko ci do 2 km i długo ci około 10 km, składaj cy si z równoległych ci gów wałów i wzgórz (Roszkówna, 1956). Moreny lipineckie zbudowane s w znacznej wi kszoci z zaburzonych osadów wodnolodowcowych, w których stwierdzono struktury fałdowe, uskoki odwrócone oraz łuski gliny morenowej (Pasierbski, 1984). W niektórych formach wyst puj porwaki osadów paleogenu i neogenu (MGP Makowska, 1978). Na zapleczu strefy moren spi trzonych rozci ga si rozległa depresja ko cowa Biskupca Pomorskiego, o szeroko ci około 8 km i długo ci ponad 10 km. Ró nica wysoko ci pomi dzy najwy szym wzniesieniem morenowym a dnem depresji wynosi około 40 m. Cech charakterystyczn jest wyra na kraw d oddzielaj ca depresj ko cowa od moren czołowych. Dno depresji zajmuje równina zastoiskowa. Lipineckie moreny czołowe s nast - pstwem gwałtownego nasuni cia czoła l dolodu (*surge*) na osady sandrowe znajduj ce si na jego przedpolu. Napór czoła l dolodu spowodował rozwój proglacialnych deformacji glacitektonicznych i uformowanie strefy moren pchni tych o zło onej morfologii. Oscylacja kraw dzi lodowej miała miejsce podczas recesji l dolodu subfazy kraje sko-w brzeskiej.

### **Zaburzenia glacitektoniczne niewyra one we współczesnej rze bie**

Obejmuj one deformacje glacitektoniczne wyst puje blisko powierzchni terenu w obr bie wysoczyzn morenowych, pół drumlinowych, a tak e w strefach gł bokich rynien subglacialnych i dolin rzecznych, głównie w rodkowej i wschodniej cz ci pojezierza.

Najlepiej zostały rozpoznane deformacje glacitektoniczne wyst puje w formach drumlinowych w okolicy Górzna we wschodniej cz ci Pojezierza Dobrzy skiego (Wysota, 1992, 1993, 1994, 1995a, b, c, 2000, 2001). Podstawowym elementem strukturalnym tych drumlinów jest zaburzony glacitektonicznie rdze przykryty glin bazaln . Zaburzony rdze drumlinów tworzą głównie osady glacifluwalne i glacieziorne, a lokalnie równie starsze gliny morenowe. W rdzeniach drumlinów dominuj ró ne typy fałdów (fałdy normalne, pochylone, obalone, diapirowe) o wysoko ci kilku metrów. Towarzyszą im struktury nieci gle (subhoryzontalne powierzchnie ci i cia, uskoki odwrócone, cios, brekcja) oraz drobne deformacje fałdowe ró nego typu wyst puje przeważnie w skrzydłach fałdów nadrz dnych.

Podobne struktury glacitektoniczne zostały równie stwierdzone w drumlinach wyst pujących w rodkowej i zachodniej cz ci Pojezierza Dobrzy skiego, w tym w najwi kszym zbóje skim polu drumlinowym (Jewtuchowicz, 1956; Olszewski, 1997, 2000a, 2001b; Olszewski, Słupski, 2001). Zaburzone rdzenie drumlinów oraz formy drumlinowe powstały w nast pstwie deformacji wcze niej istniejących, niejednorodnych osadów podło a podczas



nasunięcia lodu w subfazie dobrej skiej (Wysota, 1992, 1993, 1994, 1995a, b, 2000, 2001; Olszewski, 1997, 2000a, 2001b; Olszewski, Słupski, 2001). Rozwój subglacjalnych deformacji glacitektonicznych inicjowany był przez sztywne, bardziej odporne osady podłoża i/lub odspojenia lodu bazalnego od podłoża, których istnienie stwierdzono w rdzeniach niektórych form drumlinowych (Wysota, 1992, 1993, 1994, 1995b, c).

Zaburzenia glacitektoniczne niewielkiej skali rozpoznano również w obrębie wysoczyzny morenowej w siedlisku pól drumlinowych we wschodniej części Pojezierza Dobrzyckiego (Wysota, 1992, 1998; Niewiarowski, Wysota, 1994). Stwierdzono tu przewańczone małoskalowe deformacje typu fałdowego oraz subhoryzontalne powierzchnie cięcia. Zostały one stwierdzone w osadach wodnolodowcowych zalegających bezpośrednio pod bazalnymi glinami morenowymi budującymi powierzchnie wysoczyzny morenowej.

Zaburzenia glacitektoniczne w osadach młodoplejstoczkich stwierdzono także w obrębie głęboko rozciętej wysoczyzny morenowej na zachód od Nowego Miasta Lubawskiego we wschodniej części Pojezierza Brodnickiego. Najbardziej charakterystycznym ich elementem jest silnie pofałdowany porwak ilastych osadów morskich z fauną interglacjalną eemską (Churski, 1966; Obj. do MGP Makowska, 1980; Wysota, 1982). Intensywnie zaburzone są również osady glacioluwialne, glacialimniczne oraz gliny zwałowe zlodowcańskie warty i wisły. Stwierdzono tu fałdy pochylone, obalone oraz typu diapirowego o wysokości od kilku do kilkunastu metrów, a także wyraźne łuski glacitektoniczne. Zaburzeniom tym towarzyszą liczne struktury drobnofałdowe różnego typu oraz deformacje nieciągłe, jak subhoryzontalne powierzchnie cięcia, uskoki odwrócone, ciosy i brekcje. Występują tu deformacje glacitektoniczne związane z dwoma odrębnymi nasunięciami lodu podczas zlodowacenia wisły.

### **Kry lodowcowe osadów podłoża i podczwartorzędowego niezaznaczone we współczesnej rzeźbie**

Kry osadów starszych od czwartorzędowych w utworach czwartorzędowych stwierdzono w licznych otworach wiertniczych na terenie miasta Rypina, a także w Lubiczu (na E od Torunia), Białymowie (na E od Chełmna), Rogoninie (na NE od Grudziądza), na północ od Ostródy oraz na NW od Nidzicy (MGP Makowska, 1974, 1978; MGP Kotarbiński, 1978; MGP Słowska, 1978; MGP Wilczyński, 1978; Słowska, 1980; Niewiarowski, 1984). Stwierdzono tu przewańczone kry osadów neogenu, głównie ilów serii poznańskiej oraz piasków i mułków piaszczystych z pyłem glowym lub glem brunatnym miocenu.

### **Formy glacitektoniczne niewyraźne we współczesnej rzeźbie**

Do tej grupy form glacitektonicznych wliczono wyraźne elewacje (wyniesienia) podłoża i podczwartorzędowego, niektóre kopalne krawędzie w podłożu oraz depresje w podłożu i podczwartorzędowym.

Do elewacji podłoża, które powstały w następstwie intensywnych i wielokrotnych procesów glacitektonicznych związanych z kolejnymi nasunięciami lodu, należą: elewacja Rypina (Obj. do MGP Galon i in., 1979; Lamparski, 1983), elewacja Kownatek na NW od Nidzicy (MGP Słowska, 1978; MGP Makowska, Słowska, 1980; Marks, 1980) oraz mniejsze elewacje w okolicy Jarantowic na N od Włocławka, Kowalewa Pomorskiego (Drozdowski, 1973; MGP Wilczyński, 1978; Obj. do MGP Niewiarowski, Wilczyński, 1979; Niewiarowski, 1984) i Iławy (MGP Makowska, 1978).

Elewacja Rypina osiąga wysokość 122,9 m n.p.m. (Kurawska, 1997). Najwyższe partie elewacji o szerokości około 7 km budują wypięte plioceny, które przykrywa najczęściej jeden, względnie dwa poziomy gliny zwałowe zlodowacenia wisły, o niewielkiej miąższości 5–20 m. Powierzchnia elewacji jest zróżnicowana. W jej obrębie występują drugorzędowe wyniesienia oraz

obniżenia. W strukturze elewacji dominują fałdy nachylone, nasunięte ku SW (Obj. do MGP Galon i in., 1979).

Elewacja Kownatek ma charakter wydłużonej w kierunku NW–SE, złożonej struktury diapirowej o wysokości około 80–100 m, nachylonej ku SW (Marks, 1980; Słowski, 1980). Budują ją ility pstry, które przebijają osady plejstoceńskie i lokalnie występują na powierzchni terenu do wysokości około 210 m n.p.m.

Krawędzie pochodzenia glaciektonicznego występują na SW od Jabłonowa Pomorskiego, na NW od Brodnicy oraz pomiędzy depresją i niewielką elewacją w rejonie Iławy.

Wyraźna elewacja podłoża podczwartorzędowego występuje również w rejonie Góry Dylewskiej (Marks, 1978, 1980). Piaski oligoceńskie oraz osady mioceńskiej formacji brunatnowej podłoża wznoszą się tu do wysokości około 250 m. Wprawdzie Marks (1978) uważa, że to wyniesienie podłoża powstało przy udziale ruchów tektonicznych, to obserwowane przez Pasierbskiego (1984) liczne struktury glaciektoniczne w budowie masywu Góry Dylewskiej mogą wskazywać na jej również glaciektoniczne pochodzenie.

Depresja w podłożu podczwartorzędowym są najwęższymi kopalnymi formami na analizowanym obszarze, które powstały w wyniku procesów glaciektonicznych lub przy znacznym ich udziale. Należą do nich: depresja Lidzbarka Welskiego (MGP Kotarbiński, 1978; Obj. do MGP Galon i in., 1979; Lamparski, 1983), depresja Mochowa (SMGP Lamparski, 1979; Obj. do SMGP Lamparski, 1979; Lamparski 1983) oraz niewielka depresja w rejonie Iławy (MGP Makowska, 1978; Obj. do MGP Makowska, 1980).

Depresja Lidzbarka Welskiego, położona na W od Działdowa, jest rozległym obniżeniem podłoża o szerokości około 30–50 km (Niewiarowski, Wysota, 1994; Obj. do SMGP Niewiarowski, Wysota, 1996; Kotarbiński, Wysota, 1998; Obj. do SMGP Kotarbiński, 2000; Obj. do SMGP Niewiarowski, Wysota, 2000; SMGP Kotarbiński, 2001). Otoczona jest strefami wyniesionego podłoża a czwartorzędowego: od SW jest to elewacja Rypina (Lamparski, 1983), od NE elewacja Lubawy (Marks, 1978), a od E elewacja na południe od Działdowa (Obj. do MGP Bałuk, 1979). Północną granicę depresji wyznacza strefa łagodnie podnoszącego się podłoża w kierunku Nowego Miasta Lubawskiego. Dno depresji zalega na wysokości 80–135 m p.p.m., najniższe w rejonie Lubowidza (133,5 m p.p.m.) i Lidzbarka Welskiego (127,7 m p.p.m.). Od strony SW zbocze depresji jest bardzo wyraźne i strome (około 140 m wysokośći względnie dna). Do depresji uchodzą w kierunku obniżenia o charakterze kopalnych dolin rzecznych w rejonie Brodnicy, uromina i Działdowa; ich dna zalegają na różnej wysokości.

Powierzchni podczwartorzędowego dna depresji budują głównie paleoceńskie margle piaszczyste oraz piaskowce margliste z glaukonitem (rejon uromina i na W od Lidzbarka), a także utwory oligoceńskie wykształcone w facji piasków glaukonitowych w okolicach Lidzbarka oraz facji ilów torowych w zachodniej, brzośnej części depresji. W zboczach depresji oraz w dnach kopalnych dolin uchodzących do niej powierzchni podczwartorzędowej tworzą głównie osady neogenu, tj. piaski, mułki i ility z węgłem brunatnym oraz ility późnoceńskie.

Obszar depresji Lidzbarka Welskiego cechuje występowanie osadów czwartorzędowych, znacznie przekraczających 250 m. Maksymalne wysokości osadów czwartorzędowych stwierdzono w E i S części depresji: Mały Łęck (297,7 m), Łazy (287,5 m), Galumin (278,0 m) i Cibórz (271,7 m). W sągu czwartorzędowej występują w przewodzie kompleksy glacygeniczne starszych zlodowaceń — zlodowacenia narwi i zlodowacenia południowopolskich. Rodkowce utworów plejstocenu stanowią osady rzeczne i zbiornikowe zaliczane do interglacjalu mazowieckiego. W końcu interglacjalu mazowieckiego nastąpiło całkowite wypełnienie depresji osadami. Zalegające w niej utwory plejstoceńskie występują zarówno w obszarze depresji, jak i otaczających ją elewacjach podłoża.

Geneza depresji Lidzbarska Welskiego jest złożona. Fakt zalegania glin zwałowych bezpośrednio na paleogeoskim i neogeoskim podłożu, znaczny udział w glinach materiału podłoża, a także rozległość obniżenia wskazują na znaczną rolę egzaracji lodowcowej w jej powstaniu. Podkreślić jednak należy, że w powstaniu depresji oraz siedzących w niej elewacji duże znaczenie miały niewątpliwie procesy glacitektoniczne związane z nasunięciami lododów najstarszych zlodowaceń (Lamparski, 1983; SMGP Wysota, 1997; Obj. do SMGP Wysota, 2003). Na kształtowanie tego obniżenia prawdopodobnie mogły też mieć wpływ czynniki tektoniczne (Marks, 1988; SMGP Wysota, 1997; Obj. do SMGP Wysota, 2003).

Depresja Mochowa stanowi szerokie na około 12 km i długie na około 30 km obniżenie podłoża podczwartorzadowego między Lipnem a Sierpcem (SMGP Lamparski, 1979; Obj. do SMGP Lamparski, 1979; Lamparski, 1983). Dno depresji położone jest na wysokości od około 120 do 90 m p.p.m., co w stosunku do wyniesionych obszarów podłoża w siedlctwie stanowi około 130–160 m. Między osadów czwartorzadowych dochodzi tu do około 200 m. Dno depresji budują głównie margle i wapienie piaszczysto-glaukonitowe górnej kredy (mastrychtu) i paleocenu, a także piaski z przewarstwieniami w glaukonitowego oligocenu i miocenu. W zboczach depresji występują pstryżycy. Depresja Mochowa wypełniona jest mierzwią (80–20 m) kompleksem glin zwałowych, który powstał podczas zlodowacenia narwi i zlodowaceń południowopolskich. Bezpośrednio na podłożu zalegają gliny zwałowe zlodowacenia narwi, które zawierają duże ilości redeponowanego materiału paleogeoskiego i neogeoskiego. Według Lamparskiego (1983) depresja Mochowa powstała w wyniku procesów glacitektonicznych wywołanych przez lodod najstarszego zlodowacenia, który wkroczył szerokimi łobami na płaskie i łatwo odkształcalne osady podłoża i wyciskał je spod lodu w obszary mierzwiowe.

#### NIZINA RODKOWOMAZOWIECKA

Omawiany obszar Niziny rodkowomazowieckiej to przede wszystkim okolice Warszawy położone w obrębie tzw. wysoczyzny warszawskiej (fig. 1). Obszar ten ze względu na ogromną ilość danych geologicznych — wierce i udokumentowanych odsłonięć sztucznych — jest jednym z najlepiej rozpoznanych geologicznie obszarów kraju. Dotyczy to również danych o zaburzeniach glacitektonicznych, pochodzących zarówno z licznych profili wierceń, jak i z odsłonięć sztucznych, nieraz bardzo rozległych, jak np. dla Trasy Łazienkowskiej lub budowy metra.

Generalnie obszar ten jest położony w południowo-wschodniej części tektonicznej niecki warszawskiej, której oś kierunku NW–SE przebiega w rejonie Sochaczewa (Bac-Moszaszwili, Morawska, 1975), a sama wysoczyzna leży na północno-wschodnim, łagodnie wznoszącym się skrzydło niecki. Dno niecki warszawskiej zbudowane jest z osadów kredy górnej, stanowi do wyrównany poziom pochylony pod kątem ok. 1° w kierunku osi niecki. Również leżące w niej osady oligocenu i miocenu, dobrze rozpoznane licznymi wierceniami, zalegają do płasko. Lokalne deniwelacje obserwowane w stropie oligocenu i miocenu, ich przebieg oraz luki stratygraficzne wskazują, że morfologia tych powierzchni jest wynikiem głównie procesów erozyjno-denudacyjnych. Odmienną sytuację obserwujemy w kompleksie osadów plioceńskich i plejstoceńskich (Domosławska-Baraniecka, Gadomska, 1965). Stropowa powierzchnia pliocenu tylko na nieznacznym obszarze, głównie w zachodniej i południowej części Warszawy, może być uważana za zbliżoną do pierwotnej, sedymentacyjnej. Na pozostałym obszarze powierzchnia ta jest silnie zaburzona glacitektonicznie. Charakterystycznymi cechami tych zaburzeń jest występowanie długich, w kierunku fałdów i łusek równoległych do siebie lub ustawionych kulisowo.

Charakterystyczny jest również ich do jednolity układ przestrzenny. Osie ich mają kierunek NW–SE, z tym że w północnej części obszaru obserwuje się ich odchylenia ku zachodowi (WNW–ESE), a w południowej części zbliżają się do kierunku południkowego. Zasięg pionowy tych struktur jest zmienny, fałdy przebiegające przez centrum miasta wykazują deniwelacje stropu osadów plejoceniczkich rzędu 20 m, natomiast np. w rejonie Lipkowa stwierdzono zaburzenia sięgające do głębokości 170 m. Strop osadów neogenu na terenie Warszawy sięga maksymalnie do wysokości 113 m n.p.m. Główny pas fałdów warszawskich przebiega od Mokotowa, przez centrum miasta do Oliborza i Burakowa, a po drugiej stronie Wisły w rejonie Tarchomina. Podobne fałdy występują na zachód od Warszawy w rejonie Babice–Lipków oraz w rejonie Ursusa, Orowa, Piastowa i Pruszkowa (SMGP Morawski, 1979; Obj. do SMGP Morawski, 1980; SMGP Sarnacka, 1980; Morawski, Sarnacka, 1989). Poza rejonem Warszawy podobne fałdy występują wzdłuż doliny Wisły, szczególnie między Dobrzyniem a Włocławkiem oraz przez rejon Otwocka i Wilgi (Jaroszewski, 1963, Skompski, 1969; Różycki, 1972; Brykczyński, 1982; Obj. do SMGP Baraniecka, 1976). Należy zwrócić uwagę, że podobnie zorientowany przebieg mają głębokościowe, liniowe obniżenia budowane formami erozyjnymi, a uważane uprzednio za synkliny tektoniczne lub glacitektoniczne, np. rynna Kamionek–Oliborz (Obj. do SMGP Morawski, 1980).

Na temat genezy i wieku fałdów warszawskich wypowiadało się kontrowersyjnie wielu autorów. Ze względu na to, iż generalny przebieg tych fałdów pokrywa się zarówno z przebiegiem brzegu platformy prekambryjskiej, rozłamek wzdłużnym strefy tektonicznej Teisseyre’a, osi niecki warszawskiej, wału kujawsko-pomorskiego, jak i przebiegiem wielu skoków i rowów tektonicznych w obrębie niecki warszawskiej, niektórzy autorzy tłumaczą ich powstanie ruchami „fałdującymi”, neotektonicznymi (Baraniecka, 1975) lub „ze lizgiwaniem się plastycznych mas trzeciorzędu po nachylonej powierzchni podłoża” spowodowanym ruchem wynoszącym w rejonie wału kujawsko-pomorskiego (Różycki, 1972). Geneza tych fałdów była również wiązana z procesami glacitektoniki dolinnej (Brykczyńska, Brykczyński, 1974), czemu wydaje się przeczy występowanie podobnych struktur na terenie wysoczyzny daleko poza doliną Wisły (Obj. do SMGP Morawski, 1980). W nowszych publikacjach główny pas wypiętrzonych neogenicznych przebiegający od Mokotowa przez Oliborz jest interpretowany jako glacitektoniczne wycięcie na masie podłoża przed czołem lodu (Ruszczyńska-Szenajch, 1985).

Zdaniem autora, omawiane struktury fałdowe oraz towarzyszące im struktury tektoniki niecki głębszym wynikiem procesów glacitektonicznych. Efekt tych procesów jest sumą oddziaływania lodu oraz naprężeń i układów stanu równowagi w podłożu. Te z kolei ściśle związane z istniejącym stylem budowy tektonicznej regionu. Obserwacje poczynione w odłoniach wydają się wskazywać na jednoetapowość tych procesów, a wiek ich należy wiązać najprawdopodobniej ze zlodowaceniem odry (Obj. do SMGP Morawski, 1980; Obj. do SMGP Sarnacka, 1980; Sarnacka, 1965, 1992). Zarówno w przekopie Trasy Łazienkowskiej (Brykczyńska, Brykczyński, 1974), jak i w innych punktach miasta stwierdzono zgodne zafałdowanie osadów plejoceniczkich z osadami starszego plejstocenu lub kompleksu osadów starszego czwartorzędowego. Struktury fałdowe są ściśle i niezgodnie związane na nich glina zwałowa zlodowacenia odry, nieraz podcielona warstwami osadów wodnolodowcowych oraz/lub osadami rzeczno-glacjalnymi interglacjału mazowieckiego.

Powyższa dyskusja dotyczy różnych form fałdowych (fałdy warszawskie), natomiast obserwowane często lokalne zaburzenia glacitektoniczne mają zarówno różną orientację, jak i mogły powstać w różnym czasie. W rozległych wykopach związanych z budową metra na terenie Służewca i Ursynowa stwierdzono silne i różnicowane zaburzenia glacitektoniczne: diapiry, antykliny, drobne fałdki, nasunięcia i uskoki (Morawski, 1984). W wyniku szczegółowych pomiarów stwierdzono dwa główne kierunki orientacji tych struktur: WNW–ESE w północnej części obszaru (Służew) i N–S w południowej części (Ursynów), jednak struktury te prawdopodobnie

powstały w wyniku tych samych procesów glacitektonicznych w okresie od recesji zlodowacenia odry do nasunięcia się lodu zlodowacenia warty.

Oddzielne zagadnienie stanowi stwierdzone w profilach wierce kry (porwaki) osadów neogenu i preglacialnych w obrębie osadów plejstocenicznych oraz wcinanie (przeładowania) osadów plejstocenicznych w neogenu. Struktury tego typu występują w obrębie wysoczyzny warszawskiej do głębokości ok. 80 m p.p.m. W obszarze Warszawy, na terenie Mirowa, stwierdzono występowanie kry osadów preglacialnych o miąższości ok. 3 m w spłuciu gliny zwałowej zlodowacenia odry. Seria osadów organogenicznych z terenu Ochoty, pierwotnie uważana za preglacialną, a następnie należąca do neogenu (Różycki, 1967, 1972), jest najprawdopodobniej rozległym krasem osadów trzeciorzędowych (Obj. do SMGP Morawski, 1980). Znacznych rozmiarów krasy pstrych iłów plicowych występują prawdopodobnie w rejonie Janów–Klaudyn na północ od Babic Starych. Niejednokrotnie w obrębie osadów plejstocenicznych, zwykle w glinach zwałowych, spotyka się wkładki, cienkie warstewki i przemazy iłów pstrych plicowych; struktury tego typu są dobrze czytelne w rdzeniach wierce badawczych np. na terenie Służewca czy Lipkowa (*op. cit.*).

Z kolei w osadach neogenu stwierdza się bardzo silne zaburzenia glacitektoniczne, w obrębie których występują złuszkowane lub rozrzucone osady plejstoceniczne. W wierceniach badawczych w Lipkowie stwierdzono 7 przewarstwienie gliny zwałowej o miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów, występujących w obrębie iłów pstrych plicowych na głębokości od 112 do 170 m (*op. cit.*).

Problemy zaburzeń glacitektonicznych ma w rejonie Warszawy wyjątkowo wysoki rangą zarówno ze względu na znaczny stopień rozpoznania budowy geologicznej osadów neogenu i czwartorzędowych, jak i ze względu na wpływ budowy geologicznej na rozwój miasta. Z jednej strony wypiętrzone do powierzchni terenu pstryki plicowe, np. w rejonie Pruszków–Oarów, były przez wiele lat cennym i intensywnie eksploatowanym surowcem, z drugiej zaś te same wypiętrzenia iłów są pozbawione płytkich poziomów wodonośnych, co stanowi poważny problem w podmiejskim obszarze sadowniczo-ogrodniczym. Jednocześnie nie występowanie zaburzeń glacitektonicznych z zaangażowaniem osadów o różnych parametrach geologiczno-technicznych stwarza trudności przy posadawianiu budynków oraz wykonywaniu wkopów i tuneli, szczególnie w przypadku metra. Rozpoznanie budowy geologicznej za pomocą wierce, nawet wykonywanych do kilkudziesięciu metrów, bywa niewystarczające, gdy występują pominięte otworami zaburzenia całkowicie zmieniające warunki posadawienia. Dodatkowo, silnie nawodnione, nierozpoznane wcześniej synkliny i kieszenie osadów piaszczysto-wirowych są przyczyną poważnych awarii — zalewania wykopów i tuneli w trakcie ich budowy. Dlatego szczegółowe poznanie zaburzeń glacitektonicznych oraz opracowanie i wdrożenie metod ich rozpoznawania ma tak wielkie praktyczne znaczenie.

## WZNIESIENIA ŁÓDZKIE

Rozmieszczenie i charakter struktur glacitektonicznych w regionie łódzkim od dawna wiązano z cechami podłoża mezozoicznego (Klatkowska, 1972). Powierzchnia stropowa osadów mezozoicznych na omawianym obszarze jest silnie urozmaicona. Najgłębiej, w rowie Kleszczowa, zalega na głębokości 300 m poniżej współczesnej powierzchni. Miejscami, głównie wzdłuż osi niecki łódzkiej i na obrzeżeniach wału rodkowopolskiego, występują wychodnie osadów mezozoicznych. Udokumentowane są liczne garby, rowy, uskoki i inne formy działania procesów endogenicznych, a także współczesne ruchy podłoża. Urozmaicenie powierzchni mezozoicznej jest również wynikiem procesów egzogenicznych, głównie krasowych i erozyjnych. Osady paleogenu i neogenu w

dużym stopniu wyrównują deniwelacje w tej powierzchni (Różycki, 1956). W sposób ciągły utwory tego wieku występują tylko w części północno-wschodniej regionu, natomiast w części południowej i zachodniej paleogen, a głównie neogen zachował się jedynie w postaci izolowanych płatów. Również miąższość osadów czwartorzędowych jest bardzo zmienna i mieści się w przedziale od kilku do około 150 m, przy czym występuje wartość z obniżeniami podłoża lub ze strefami glaciekttoniki. W obszarach subsydencji, do których należy na przykład rów Kleszczowa, osady czwartorzędowe osi gaj najniższe (lokalnie powyżej 200 m), a jednocześnie nie występuje najpełniejsza sekwencja osadów. Zgodnie z interpretacjami przedstawionymi na profilach i przekrojach do arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, starszy czwartorzęd występuje lokalnie. Wiąższość głównych serii rodkowopolskie. Po raz ostatni obszar Wzniesie Łódzkich był zajęty przez I dolód warciański. Uwzględniony w opracowaniu maksymalny zasięg I dolodu zlodowacenia warty został wyznaczony na podstawie interpretacji występowania glin warciańskich na odpowiednich arkuszach SMGP (Turkowska, 1992). Tak określony zasięg I dolodu warciańskiego różni się od wcześniej przyjmowanych. Starsze poglądy są jednak nadal powszechne, nawet w najnowszych publikacjach przeglądowych, które tereny na SE od Łodzi określają jako ekstraglacialne. Jednocześnie nie wiadomo na podstawie badań terenowych i informacji ustnych od autorów arkuszy SMGP położonych w strefie marginalnej, że zasięg zlodowacenia warty był w kierunku południowo-wschodnim jeszcze większy i że I dolód zlodowacenia warty doszedł do dolin marginalnych, wykorzystanych obecnie przez dolinę Łucy i rodków Pilic, a nawet przekroczył również te doliny i zajęł Garb Gielniowski (Lindner, 1997). Należy więc brać pod uwagę, że cały obszar Wzniesie Łódzkich był zajęty przez ten I dolód. Serie warciańskie stanowi tutaj najmłodsze ogniwo osadów glacialnych (również w SE części obszaru). Jednocześnie wyniki badań wskazują, że wiskozje rozpoznanych zaburzeń glaciekttonicznych należy uważać nie za deformację działającą I dolodu warciańskiego (Klatkowska, 1996).

Formy glaciekttoniczne na obszarze Wzniesie Łódzkich budują osady kenozoiczne różnego wieku: ropy, muły i węgla brunatny neogenu, starsze gliny morenowe lub utwory glacialne i glacialne oraz silnie zrośnięte litofacialne osady zlodowacenia warty. W wielu obszarach stwierdzono różnicowość, a także wielocykliczność procesów. Szczególnie dogodnie warunki do badań pełnej sekwencji osadów stwarzają odkrywki węgla brunatnego. W rejonie Konina deformacje (przede wszystkim typu fałdowego) obejmują te osady mioceńskie i starsze od zlodowacenia warty poziomy czwartorzędowy udokumentowano w odkrywcę Adamów (Czubała, Załoba, 1995). W odkrywcę Koźmin ródwarstwowe struktury glaciekttoniczne występują również w pokładach warciańskiej gliny żwałowej. Charakterystyczne jest, że w całej południowej części Kotliny Uniejowskiej, a po Siedliskach, deformacje nie znajdują odbicia w dzisiejszej powierzchni.

Eksploracja węgla brunatnego w KWB Bełchatów umożliwiła szczegółowe badania kopalnych deformacji osadów różnicowych pieter w rowie Kleszczowa (Brodzikowski, Kasza, 1982). Zaburzenia glaciekttoniczne w starszych, silnie zdeformowanych poziomach są trudne do odróżnienia od deformacji endogenicznych. W formacjach warciańskich struktury te mają charakter zaburzeń subglacialnych złożonych z różnego typu fałdów (diapirów, fałdów obalonych itd.) oraz nasuniętych i fałdów złuskowanych o amplitudzie pionowej do 15 m, a poziomej do 50 m, tworzących łoby o szerokości 300–500 m. Stosunkowo słabe ich wykształcenie Brodzikowski (1985) wiąże ze specyficznymi deformacjami glaciekttonicznymi w warunkach subsydencji podłoża (patrz Baraniecka i in., 1982).

W wielu miejscach Wzniesie Łódzkich zaburzenia glaciekttoniczne całego profilu czwartorzędowego, a częściowo również neogenu, stwierdzono na podstawie rdzeni wiertniczych ukazujących powtarzające się i/lub ułożone inwersyjnie sekwencje osadów o upadzie do 70–90°. Należy tu na przykład stanowiska w Dłutowie i Budach Dłutowskich na arkuszu Pabianice (SMGP Klatkowska, 1986) czy w Górkach na arkuszu Tuszyn (SMGP Turkowska, Wieczorkowska, 1999). Wiąższość

obszarów występowania struktur glacitektonicznych zlokalizowano i zinterpretowano na podstawie badań przeprowadzanych w odkrywkach eksploatacji kruszywa, głównie w rowniach i piaskowniach, a także w cegielniach. Spośród wielu przykładów należy tutaj wspomnieć najstarsze stanowisko glacitektoniki na Wyżynie Łódzkiej — Dębówka-Strumiany koło Zgierza, opisywane już przez Lenczewicza, chociaż jako wynik tektoniki wglębnej. Przykryte łałami, mułkami i piaskami diapiry mioceńskie w gład brunatnego występują zaledwie dziesięć metrów od powierzchni, tworząc glacitektoniczne struktury fałdów o rednicy około 10 m i stwierdzonej głębokości do 70 m (Dylik, 1961). Rejestrowane w wielu innych odkrywkach struktury występują także na poziomie smardzewskim a powierzchni Wzniesie Łódzkie uznano za przejaw procesów glacitektonicznych przed czołem lodu warciańskiego (Klatkova, 1993, 1996). W niektórych przypadkach może być to ledzenie deformacji w pełnym przekroju pionowym. W cianach wirowni, uzupełnionych obrazem z wierce, szczegółowo udokumentowano struktury deformacyjne w całym, chociaż niewielkiej miąższości (około 40 m), kompleksie kenozoicznym w Pagórkach Warciańskich (Załoba, 1996b).

Znaczną obserwacji struktur glacitektonicznych na obszarze Wzniesie Łódzkie, które często nie zaznaczają się w rzeźbie terenu, pochodzi z wykopów pod gazociąg, wodociąg czy z wykopów budowlanych. Na przykład, podchodzi prawie do powierzchni struktury w formie wiskich diapirów łałów plioceńskich i towarzyszące im zaburzenia piasków czwartorzędowych udokumentowano w rozległych wykopach na południowy zachód od Aleksandrowa Łódzkiego. Natomiast łady oscylacji podczas recesji lodu warty i białej jej efektem struktury glacitektoniczne (złuskowane fałdy o amplitudzie około 6 m, zbudowane z gliny bazalnej i osadów wodnolodowcowych, przykryte cienką gliną ablacyjną) stwierdzono w prawie stumetrowym wykopie wielokilometrowego wykopu pod kolektor oczyszczalni ścieków w Lublinku koło Łodzi (Turkowska, 1993). Na obraz przestrzennego rozmieszczenia struktur glacitektonicznych złożyły się wreszcie tysiące, w okresie 50 lat, kopanych odkrywek, w których, chociaż badania dotyczyły często ostatniego zlodowacenia (wisły) lub holocenijskiej problematyki, to w podłożu analizowanych osadów stwierdzano zaburzenia glacitektoniczne, np. stanowiska Smardzew i Rudunki koło Zgierza (Klatkova, 1965) czy Kalinko koło Rzgowa (Wieczorkowska, 1985).

Ze względu na ilość i różnorodność przeprowadzonych badań, w tym zakończone już szczególnie zdjęcie geologiczne obszaru, przedstawiony na mapie obraz rozmieszczenia struktur i form glacitektonicznych w regionie łódzkim można uznać za zbliżony do rzeczywistego. Cech pierwszoplanowy jest nieregularne występowanie form glacitektonicznych. W zdecydowanej przewadze deformacje są zgromadzone w części środkowej obszaru, ze szczególnym podkreśleniem tzw. strefy krawędziowej, rozciągającej się na północny wschód od Łodzi i wykształconej w postaci stopni łagodnych powierzchni Wzniesie Łódzkie z pradolin warszawsko-berlińskich. Zaburzenia glacitektoniczne występują tutaj powszechnie, są ułożone w ciągu form budujących trzy strefy, na ogół wyraźnie zaznaczone we współczesnej rzeźbie, z najrozleglejszą strefą między poziomami strykowskim i smardzewskim (Klatkova, 1965).

Do strefy tej od południa i zachodu przylegają formy zaznaczone na mapie jako wzniesienia i wały zbudowane z osadów zaburzonych glacitektonicznie. Są to wzniesienia okolic Grabicy, Biskupiej Woli, Podolina i Czarnocina, którym od zachodu towarzyszą wzniesienia i bardziej zwarte wały położone wzdłuż południkowej linii ciągłej się ku wschodnim peryferiom Łodzi. Inne, zbliżone do równoleżnikowego układu mają wały w Hucie Dłutowskiej oraz w Kudrowicach i Petrykozach (na S i SW od Łodzi), którym po stronie proksymalnej towarzyszą jedyne udokumentowane w regionie depresje glacitektoniczne. Formy te zostały opisane przez Klatkova (1996) jako, wyróżniane w typologii glacitektonicznej Jaroszewskiego (1991), glacjotektonopary.

Od czoła najni szego, tzw. katarzynowskiego, stopnia strefy kraw dziowej Wy yny Łódzkiej, wały i pagórki z zaburzeniami glacictektonicznymi ci gn si w kierunku zachodnim w okolice Ozorkowa i dalej ku południowemu zachodowi oraz w dolinie Warty w okolice Sieradza.

W cz ci południowo-wschodniej obszaru deformacje glacictektoniczne stwierdzono do linii wyznaczonej przez rów Kleszczowa, Piotrków, Psary, Gutków i Ossowice (na S od Rawy Mazowieckiej) (SMGP Ziomek, 1992). Oprócz specyficznie wykształconych struktur udokumentowanych w KWB Bełchatów s to widoczne w pojedynczych odkrywkach pionowo ustawione piaski i wiry fluwioglacjalne, b d ce prawdopodobnie przykładem glacictektoniki frontalnej l dolodu warty o małej ju mi szo ci, w strefie zbli onej do maksymalnego zasi gu (Gotowała, 1982; Gotowała, Hałuszczak, 1982a, b).

Zgodnie z interpretacj Klatkowej (1972, 1993, 1996), główne strefy zaburze wi si z transgresj l dolodu warty i zwi zane s z wyst powaniem w podło u kredowym uskoków prostopadłych do ruchu l dolodu. Jednocześnie nie od lat siedemdziesiątych w o rodku łódzkim przyj ty był pogl d o wył czno ci deglacji arealnej (Klatkowa, 1972; Krzemi ski, 1974, 1997; Klajnert, 1978), quasi-jednoczesnej w całym analizowanym fragmencie strefy marginalnej. Pogl d ten ró nił si od interpretacji dotyczących obszarów położonych na zachód (Krygowski, 1972) i wschód od Wzniesie Łódzkich (Mojski, 1972a), a także w ich południowej cz ci, w dorzeczu Widawki (Baraniecka, Sarnacka, 1982). Obecny stan wiedzy geologicznej i geomorfologicznej ka e nawi za do stref deglacji wyróżnianych od dawna w obszarach s siednich, a także na morfogenetycznych mapach przeglądowych Polski (np. Baraniecka, 1984). Przebieg takich stref w powi zaniu z wyniesieniami podło a okre lił Krzemi ski (1997), podtrzymując jednak pogl d o wył czno ci deglacji arealnej na omawianym obszarze. Zdaniem autorki, ten ogólnie słuszny pogl d nie bierze pod uwagę przypadków, kiedy ywy po proksymalnej stronie stref l dolód, szczególnie wzdłuż obni e podło a, gdzie miał wi ksz mi szo „awansował” i lokalnie spi trzała na ogół własne osady, a czasami przekraczał również wytworzone przez siebie struktury, czego dowodem jest przykrywanie (cinaj ca) je glina zwałowa, z reguły ablacyjna, o małej mi szo ci. Dowodem s tutaj szczegółowe opracowania, w których autorzy włą nie na podstawie sytuacji stratygraficznej i typu deformacji glacictektonicznych mówi o szarach podczas recesji ostatniego l dolodu (warty) i wi niewielkie łoby zrekonstruowane na W i NW od Łodzi z dolinami rzecznyymi Neru (Turkowska, 1993), Bzury (Peters, 1996) i Warty (Klatkowa, Załoba, 1991; Załoba, 1992, 1996a). Przyj cie wieku znacznej cz ci zaburze frontalnych jako odpowiadającego recesji, a nie transgresji zlodowacenia warty, wydaje si konieczne przy udokumentowanym obecnie zasi gu l dolodu. Tylko w ten sposób można wyja ni na przykład podkre lane przez Klatkow (1996) bardzo cz ste podchodzenie bezpośrednio do powierzchni lub do pokrywy osadów zlodowacenia wistły silnie zaburzonych glacictektonicznie osadów, np. na S od Łodzi w Rudunkach, Smardzewie, D brówce-Strumiany, Bogini, Kudrowicach, Petrykozach itd., a także rozległe powierzchnie osadów fluwioglacjalnych na przedpolu spi trze . Nie powinno ju by wtpliwo ci, e najmłodsze struktury glacictektoniczne w regionie nale y wi za ze schyłkiem zlodowacenia warty i e obok struktur z wyci ni cia w strefie martwego lodu (wcześniej rozpoznane liniaste j dra form kemowych) mog to by struktury typu dynamicznego powstałe w wyniku lokalnego „awansu” l dolodu. Wła nie te formy glacictektoniczne stanowi naj ywsze i najmłodsze glacialne formy l dolodu warty na Wzniesieniach Łódzkich. Nale y podkre li , e mo liwo oscylacji l dolodu warcia skiego dopuszczał ju Dylik (1967), mi dzy innymi na podstawie wzajemnego układu glacictektonicznych struktur monoklinalnych i fałdowych.



## POLSKA POŁUDNIOWO-WSCHODNIA

## POLESIE LUBELSKIE, WYŻYNA LUBELSKA

Na obszarze Polesia Lubelskiego i Wyżyny Lubelskiej (fig. 1) brak jest wyraźnych śladów najstarszego zlodowacenia — narwi. Zlodowacenie południowopolskie, mimo i objęło cały obszar, również nie odegrało właściwej roli w przeobrażeniu rzeźby omawianego terenu, chociaż w wielu miejscach występują formy związane z tym zlodowaceniem. Znaczna część osadów została jednak usunięta w wyniku długotrwałych procesów denudacji i erozji podczas interglacjalu wielkiego (mazowieckiego), w dużej mierze już w pierwszej części tego interglacjalu (Maruszczak, 1972; Dolecki i in., 1994).

Dużym znaczeniem dla ukształtowania obrazu budowy geologicznej osadów czwartorzędowych i rzeźby tego obszaru miało dopiero zlodowacenie rodkowopolskie, szczególnie jego stadia maksymalne (zlodowacenie odry) i fazy recesyjne, podczas których w zasięgu dolodu znalazły się północne i zachodnie peryferia Wyżyny Lubelskiej (Porycki, 1953; Jahn, 1956; Ber, 1962; Terpiłowski, 2001). Nasuwający się do dolód dotarł mniej więcej do linii Kręćnica Jara (dolina Bystrzycy) — Matcze nad Bugiem (Buraczyński, 1987).

W czołowej strefie dolód rodkowopolski nie miał znacznej misji, w związku z czym kierunki jego nasuwania się były w znacznym stopniu uzależnione od lokalnych warunków rzeźby podłoża (Różycki, 1972). Zaznacza się to wyraźnie w obszarze Pagórów Chełmskich, których centralna część nie była pokryta dolodem, natomiast główna masa lodu wtargnęła odrębnymi łobami w Obniżeniu Dorohuckim oraz Obniżeniu Dubienki (Harasimiuk, 1975). Zróznicowana rzeźba podłoża rzutowała tu zarówno na zasięg dolodu, jak i na dynamikę strefy marginalnej.

We wschodniej części Wyżyny Lubelskiej, według Jahna (1956), dolód nie przekroczył północnej krawędzi Działów Grabowieckich, sięgając dalej na południe tylko w obrębie Obniżenia Dorohuckiego i Obniżenia Dubienki (Harasimiuk, 1975). W części zachodniej, wykorzystując dolinę Wisły, dolód dotarł do południowej granicy wyżyny (Maruszczak, 1972), obejmując m.in. zachodnią strefę tego regionu. Linia zasięgu zlodowacenia odry, która od Matczy nad Bugiem miała mniej więcej równoległy kierunek, skręcała w okolicy Kręćnicy Jarej ku południowi, kierując się w stronę Krańca (SMGP Marszałek i in., 1992).

Młodsza faza zlodowacenia rodkowopolskiego, której strefa marginalna na wyznaczyła na linii Łuk Uhruski–Krasienin, charakteryzowała się oscylacją czoła lodowca, co spowodowało powstanie szeregu struktur glacitektonicznych; chociaż obecnie wydaje się, że niektóre zagadnienia mogłyby być interpretowane inaczej niż to uczynił Jahn (Harasimiuk, 1975).

Wszystkie przejawy zaburzeń glacitektonicznych na obszarze Lubelszczyzny związane są z zlodowaceniem odry. Można wydzielić kilka stref różnicowanych rodzajami i intensywnością występowania tych form.

Występujące na proksymalnych w stosunku do kierunku transgresji dolodu progach podłoża przejawy zaburzeń glacitektonicznych w osadach oraz w postaci form rzeźby to głównie pagórki morenowe. Charakter powierzchni podłoża czwartorzędowego miał wielki wpływ na kształtowanie się rzeźby plejstoceńskiej. Usytuowane poprzecznie w stosunku do czoła dolodu formy wypukłe stanowiły przeszkodę dla jego ruchu, co znajdowało odbicie w uaktywnianiu procesów glacitektonicznych, a także wzmocnieniu akumulacji w fazie recesji lodowca. Tworzyły się pagórki morenowe — niekiedy o charakterze moren spierzonych — wznoszące się ponad powierzchnię

wysoczyzny morenowej. Dobrym przykładem moren spi trzonych jest Góra Chutczowska (na NW od Chełma).

W cz ci wschodniej Wy yny Lubelskiej, na mi dzyrzeczu Wieprza i Bugu wyst puje strefa marginalna krótkotrwałej fazy maksymalnego zasi gu l dolodu, którego linia czołowa miała na tym odcinku skomplikowany przebieg. Przykładem mog by Pagóry Chełmskie, na terenie których w wielu miejscach wyst puj osady polodowcowe, natomiast formy glacitektoniczne s nieliczne. W utworach glacialnych Pagórów Chełmskich spotykane s porwaki plioce skich osadów l do- wych z obszaru Równiny Ł czy sko-Włodawskiej (Harasimiuk, Wojtanowicz, 1998).

Działalno deformacyjna l dolodu w strefie oscylacji głównej fazy zaznaczyła si szczególnie w obr bie Łuku Uhruskiego. W jego podło u wyst puj skały kredowe, które tworzą odr bne gar- by, s one jednak silnie nadbudowane osadami plejstoce skimi, w których znaczny udział mają gli- ny morenowe złuskowane, zawieraj ce liczne porwaki skał podło a — neoge skich i kredowych (Uberna, 1964; Buraczy ski, Wojtanowicz, 1983; Wyrwicka, Wyrwicki, 1986; Harasimiuk, Woj- tanowicz, 1998). Łuk Uhruski stanowi wi c zachodni cz „grz dy czołowomorenowej zlodow- acenia rodkowopolskiego”, wyra nie zaznaczaj c si w terenie (Maruszczak, 1972).

Utwory lodowcowe i wodnolodowcowe recesyjnych faz zlodowacenia odry wyst puj powszechnie na powierzchni obszaru Polesia Lubelskiego. Szczególnie widoczne s w obr bie Garbu Włodawskiego, gdzie tworzą ci gi (silnie zniszczonych) moren czołowych (Mojski, 1972b) oraz wzgórze akumulacji wodnolodowcowej. Pagórki morenowe wyst puj ce na zachód od Pieszowoli oraz w okolicach Marianki Starej (na SW od Włodawy) mog mie charakter moren spi trzonych (Obj. do SMGP Dolecki i in., 1990). Zaburzenia glacitektoniczne mo na równie obserwowa w osadach buduj cych kemy okolic Marianki Starej (Buraczy ski, Wojtanowicz, 1980).

W osadach plejstoce skich Polesia Lubelskiego wyst puj te du e porwaki skał kredowych. Ich istnienie stwierdzono m.in. podczas kartowania geologicznego w okolicy Sosnowicy (na SW od Włodawy) oraz w wierceniach w pobl u Brusa Nowego i Wyrzyk (na SW od Włodawy). Jest to efekt dynamicznej działalności l dolodu, przesuwanego si po podło u kredowo-paleoge sko- neoge skim o znacznych deniwelacjach i du ych ró nicach cech litologicznych osadów. L dolód odrywał fragmenty skał podło a i przenosił je niejednokrotnie na znaczne odległo ci (Gardziel, 1998). Struktury glacitektoniczne wywołane naciskiem masy l dolodu wyst puj w stropie ilów plioce skich w okolicy Korolówki.

Pojedyncze wzgórze, w których budowie znaczna rol odgrywają zaburzone glacitektonicznie osady podło a, rozpoznane zostały również na WNW od Lublina, między Nasutowem a Wólk K tn . Na zachód od doliny Wieprza formy i osady strefy marginalnej zostały bardzo silnie zniszczone lub te pokryte grub warstw utworów lessowych (w obr bie Płaskowy u Nał czowskiego). O wyst puj cych tu zaburzeniach w osadach glacialnych mo na wnioskowa tylko po rednio poprzez analiz nielicznych rdzeniowanych wierce , przebijaj cych pod osadami młodszymi twory zlodowacenia odry (Harasimiuk i in., 1998a, b).

W strefie lobu Wisły zlodowacenie odry miało daleki zasi g, jednak brak jest wyra nych form, które mo na by przypisa temu zlodowaceniu. Stwierdzone s natomiast zaburzenia glacitekto- niczne wyst puj ce w osadach lodowcowych strefy marginalnej (Ber, Rywocka-Kenig, 1968; SMGP Marszałek i in., 1992; Buraczy ski, Superson, 1998).

## POLSKA POŁUDNIOWA

## SUDETY I PRZEDGÓRZE SUDECKIE

Na obszarze Dolnego Śląska zaburzenia glacitektoniczne obserwowano punktowo w wielu miejscach. Skala tych zaburzeń jest znacznie mniejsza niż w rejonie Wału Trzebnickiego. Mieszo zaburzonych warstw nie przekracza zwykle 30–50 m. Najbardziej na południowy zachód położone stanowiska z osadami zaburzonymi glacitektonicznie występują w rejonie kopalni węgla brunatnego Turów (Wójcik, 1960; Alexandrowicz, 1971; Brodzikowski, 1995), w Wigancicach w Obnie w rejonie Ławicy w Zawidowie. W obrębie Sudetów zaburzenia obserwowano w rejonie Wojcieszowa w Górach Kaczawskich oraz w rejonie Chwaliszowa na Pogórzu Wałbrzyskim (Krzyszowski, Stachura, 1998).

W części środkowej Dolnego Śląska (Przedgórze Sudeckie; fig. 1, 4) strefy osadów zaburzonych występują w pobliżu lub bezpośrednio ponad kopalniami krawędziowo podniesionego podłoża krystalicznego. Najbardziej odłoni ta strefa zaburzeń znajduje się na obszarze kopalni węglowej w Jarosławiu (Brodzikowski, 1987, 1995; Krzyszowski, 1993; Krzyszowski, Allen, 2001). Zaburzenia związane ze skarpami podłoża krystalicznego stwierdzono ponadto w rejonie Jordanowa Śląskiego (Mierzejewski, 1959; Krzyszowski, 1997; Badura, 1998), na wzgórzach Otmuchowsko-Nyskich (SMGP Badura, Przybylski, 1997), na Równinie Grodkowskiej, w rejonie płytkiego występowania skał mezozoicznych na Równinie Niemodlińskiej (SMGP Przybylski, Badura, 2001). Krzyszowski (1997) uważa, że przeszkody terenowe (wzgórza twardzielowe, skarpy uskokowe) miały tutaj tylko pośredni wpływ na powstawanie zaburzeń. Głównie natomiast wpływały na zróżnicowanie prądów i ruchów na Przedgórzu Sudeckim, a tym samym na powstanie nieregularnego kształtu czoła lodu. Zaburzenia glacitektoniczne powstawały w wyniku nacisku statycznego lodu i miały różną orientację w zależności od lokalnej orientacji czoła lodu.

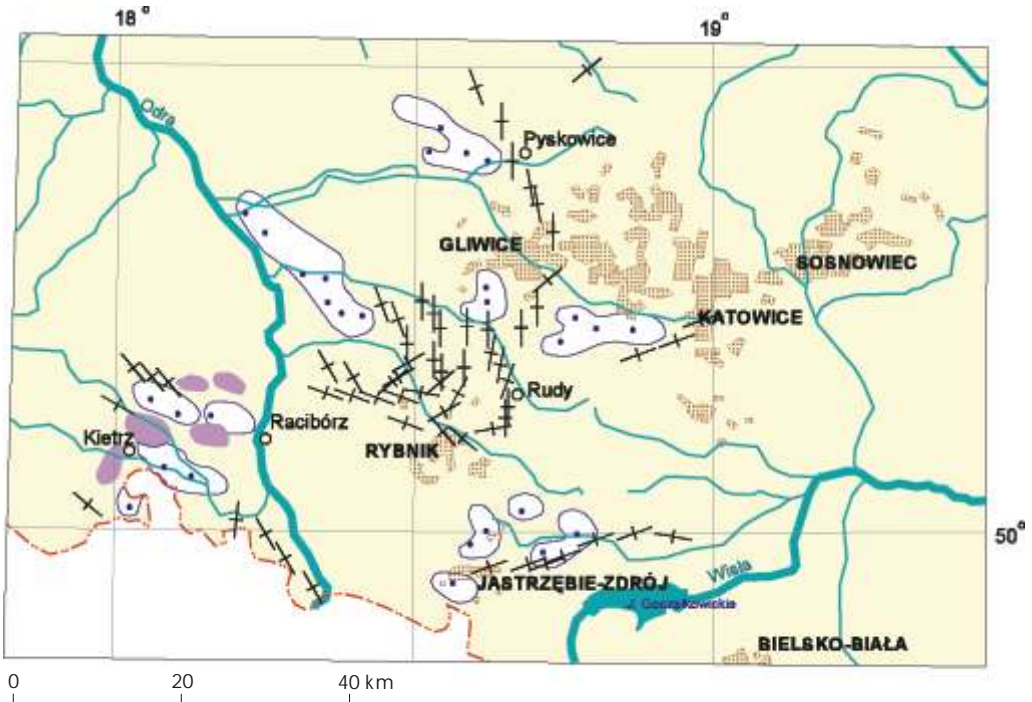
Na obszarze Płaskowyżu Głubczyckiego występują zaburzenia glacitektoniczne typu wycięć i diapirycznych i struktur płomieniowych. Widoczne są one w cegielni Niwnica koło Nysy, w Lubotyniu koło Kietrza oraz w Dzierżysławiu. W kopalni gipsu w Dzierżysławiu stwierdzono nachylenia warstw do 45° (Adamiakowski, 1955).

W rejonie Wzniesień Śląskich w czasie eksploatacji licznych złóż węgla brunatnego i węglowców ceramicznych widoczne były intensywne zaburzenia glacitektoniczne będące obiektem prac badawczych Dyjora (1969) i Brodzikowskiego (1995).

Wiek zaburzeń glacitektonicznych na Dolnym Śląsku jest zróżnicowany. Wiąskowo pochodzi prawdopodobnie z okresu zlodowacenia odry, jednak w dwóch przypadkach, w Jarosławiu i w okolicach Jordanowa Śląskiego, ich południowopolski wiek jest dobrze udokumentowany (Krzyszowski, 1993, 1996; Krzyszowski, Allen, 2001).

## REGION ŁÓDZKI I SKO-KRAKOWSKI

Na obszarze Wyżyn Śląsko-Krakowskiej (mimo bardzo licznych kopalni odkrywkowych) nie są znane zaburzenia, które mogłyby być związane z glacitektoniką. Główną przyczyną takiego stanu rzeczy jest fakt, że na przeważającym obszarze podłożem formacji czwartorzędowych są lite skały mezozoiczne i paleozoiczne, niepodatne na odkształcenia plastyczne. Pokrywa utworów plejst-



**Fig.5.P** olskapołudniowa (region I sko-kra kowski); obja nieniak dla fig.1

Southern part of Poland (Cracow region); explanation in Fig. 1

W tym regionie jest cienka (do 30–50 m) i na ogół wykształcona w postaci piasków aluwialnych i proluwialnych, rzadziej wodnolodowcowych. Znane są natomiast przejawy neotektoniki (Lewandowski, 1995), wzbudzonej prawdopodobnie ruchami glaciostaticznymi (patrz Liszkowski, 1975). Jedyne wystąpienie struktur glaciektonicznych w osadach mezozoicznych zarejestrował S. Z. Różycki (1937) w wykopie kolejowym koło Julianki (ok. 20 km na SE od Czestochowy). Wspomniane struktury wykształcone są tam w postaci spłaszczonej łuski piasków i piaskowców kredowych (alb i cenoman) leżących w odwrotnym porządku stratygraficznym i niezgodnie na lessach i bruku pomorenowym. Osady te leżą w strefie marginalnej przedolodzenia (S. Z. Różycki, 1982). Obecnie struktury glaciektoniczne (fałdy i kier glacialnych wyinterpretowanych na podstawie materiału wiertniczego) w osadach przedolodzenia na zachodnim obrzeżeniu Wyżyny Wielkiej koło Mokrska i Chotowa przyjmują Haisig i Wilanowski (Obj. do SMGP, 2000).

Wiskopalnych struktur glaciektonicznych występujących na obszarze Kotliny Raciborskiej i Owiścimskiej i zaburzających głównie miocenne utwory przedkarpackie zostało zinterpretowanych na podstawie profili wiertniczych umożliwiających analizę powierzchni podzwartorządowej (Lewandowski, 1993). Podatne na odkształcenia plastyczne osady badane i sarmatu, kontrastujące ze sztywnymi blokami (zrębami) podłoża karbońskiego, mogły łatwo ulegać deformacjom glaciektonicznym. Obecnie piaszczystych przewarstwów w obrębie Miocenu sprzyjała zapewne mechanizmom hydroglaciekttoniki (w ujęciu

Michalskiego, 1979). Hipoteza potwierdza współkształtne ułożenie osi pozytywnych struktur podłoża mioceńskiego do łobowej geometrii jeziorów lodowcowych Kłodnicy i Rudy, transgredujących od północnego zachodu na obszar kotlin podkarpackich. Geometria ta jest szczególnie dobrze widoczna w rysunku pomniejszych poziomic, gdzie zanikają drugoplanowe formy morfologiczne, a na pierwszy plan wyłaniają się główne struktury tektoniczne (zrębne), obniżenia dolinne z wielkimi stokami napływowymi oraz wałowe elewacje glacygeniczne, prawdopodobnie glacitektonicznej genezy (Lewandowski, 1996).

Struktury glacitektoniczne zaburzają ce utwory glacialnego plejstocenu oraz osady morskiego miocenu, udokumentowane licznymi wierceniami i odsłonięciami, występują w dolinie Opawy (Czechy), gdzie noszą nazwę „chluciskich moren spiętrzonych” (Macoun i in., 1965, Macoun, 1980). Formy te mają prawdopodobnie swoją kontynuację na Płaskowyżu Głubczyckim (Lewandowski, 1988), gdzie maskuje je pokrywa młodoplejstoceny lessów.

Obecność mioceńskiej glacielewacji (w ujściu Ruczycy Szeñajch, 1983), zamykającej od zachodu depresję rowu Kłodnicy, przyjmują Kotlicka i Kotlicki (MGP, 1979). Owym elewacjom towarzyszą na zapleczu wielkie glacydepresje wypełnione osadami czwartorzędowymi o anomalnej jak na ten region miąższości (ponad 100 m). Ich egzogeniczną genezę potwierdza obecność skierowanych glacitektonicznych tkwicych w obrębie glin glacialnych zlodowacenia sanu (Lewandowski, 2000). Największą, od dawna znaną w literaturze regionalnej depresją jest tzw. rynna Rudy (Kleczkowski i in., 1972; Kotlicka, 1975), traktowana na ogół jako kopalna dolina rzeczna lub/ż równo neotektoniczny (Dyjur i in., 1978). W górnym biegu rzeki forma ta rzeczywiście pokrywa się z kopalną doliną rzeczną, wykorzystywaną w dolnym plejstocenie przez Prawiś (Lewandowski, 1993). Poczynając od miejscowości Rudy Wielkie forma ta ma postać subglacialnej rynnowej, wypełnionej dwoma (lokalnie trzema) poziomami glin zwałowych i rozdzielającymi je łkami, mułkami i piaskami limnoglacialnymi (Lewandowski, 1988, w druku).

Struktury glacitektoniczne (pozytywne i negatywne) zakłócają przebieg kopalnych dolin rzecznych, niemających na ogół związku z późniejszym i współczesnym systemem hydrograficznym dorzecza górnej Odry (w Kotlinie Raciborskiej) i górnej Wisły (w Kotlinie Owiścimskiej). Skomplikowanej rzeźby podłoża mioceńskiego na Płaskowyżu Rybnickim i w Kotlinie Owiścimskiej nie sposób wyjaśnić jedynie czynnikami denudacyjnymi i erozyjnymi, na jej obecny kształt wpływają zapewne zaburzenia natury neotektonicznej (glacyostatycznej) i glacitektonicznej (Lewandowski, 1995, w druku).

Powierzchniowe formy glacitektoniczne rejestrowane są rzadko w omawianym regionie. Spiętrzone moreny czołowe zlodowacenia warty w łbie Prosnego koło Skrośka oraz w Kamionce i Pontnowie koło Wielunia notują Haisig i Wilanowski (MGP, 1978, 1979; Obj. do SMGP, 1992, 1996, 2000). Oprócz zaburzeń glacitektonicznych formy te charakteryzują się bardzo dużym udziałem materiału lokalnego (piaskowce kościeliskiej jury środkowej), świadczącym o egzogenicznej roli lodu.

## KARPATY I PODKARPACIE

Na obszarze Karpat i Podkarpacia w dotychczasowej literaturze geologicznej i geomorfologicznej brak jest wzmianek o obserwowaniu zaburzeń osadów wiązanych z glacitektonikami. Na obszar ten lod dołód w okresie swego maksymalnego rozprzestrzenienia (zlodowacenie południowopolskie) wkroczył dwukrotnie. Zasięg lodu zlodowacenia południowopolskiego został wyznaczony na Przeglądowej mapie geologicznej Polski 1:300 000, arkusze Cieszyn (Sokołowski,

1952), Nowy Sącz (widziński, 1954), Przemyśl (Wdowiarski, 1954) oraz Kielce (Czarnecki, 1950). Ostatnio przeprowadzone badania w rejonie Karpat dokumentują znacznie dalszy zasięg lodu skandynawskiego, niż dotychczas przyjmowano. Zasięg ten wyznaczono na terenie Karpat na podstawie występowania skał pochodzenia północnego (eratyków) (Dudziak, 1961) oraz nielicznie zachowanych wychodni osadów lodowcowych i wodnolodowcowych. Na obszarze między Wisłokiem a Wisłokiem, w rejonie Dołów Jasielsko-Sanockich stwierdzono kilka nowych miejsc, dotychczas nieznanych, gdzie występują głązy pochodzenia północnego oraz wychodnie osadów lodowcowych (Obj. do SMGP Wójcik i in., 1993). Na południe od kotliny Kołaczyc, na grzbiecie między Trzcinicą a Oparciem, około 80 m nad współczesnym korytem Wisłoki, w podłożu drogowym odsłaniają się gliny barwy brunatnej zawierające materiał eratyczny złoony ze wirów i drobnych głązików czerwonych kwarcytów, zielonych piaskowców, granitów, rogowców i wapieni. Jest to glina lodowcowa, która w tym miejscu ma wysokość 0,7–0,9 m. Leży ona niezgodnie na zwietrzałych, gruboławicowych piaskowcach krosniejskich występujących na wysokości około 295 m n.p.m. Gлина ta przykryta jest młodszymi glinami pyłowatymi. Wiry i pojedyncze głązki różowych granitów obserwowano na południe od opisanej wychodni, na spłaszczeniu grzbietowym w Trzcinicy, gdzie zarejestrowano niewielkiej wysokości płaty gliny zwałowej. Na południe od opisanych wychodni utworów morenowych stwierdzono pojedyncze bloki i głązy granitowe w Jale, w Majscowej i Józefowie. W kierunku wschodnim, w okolicy Roztok, na powierzchni spłaszczonego garbu występują pojedyncze wiry (10–20 cm) różowych i czerwonych granitów. Wskazują one, że dolód rozprzestrzenił się w kierunku wschodnim, w kierunku Kotliny Krosniejskiej. Na wschód od kotliny Kołaczyc wychodnie utworów lodowcowych stwierdzono w rejonie Sieklówki i Przybówki. Najbardziej na południe wysuniętym miejscem w dolinie Wisłoka, gdzie stwierdzono blok granitu (eratyk), jest Krosno (Obj. do SMGP Wdowiarski i in., 1991). Kolejnym miejscem osady lodowcowa w Niebylcu, położone na południe od dotychczas wyznaczonego zasięgu lodu skandynawskiego.

Nowo odkryte punkty z materiałem skandynawskim dokumentują znacznie większe rozprzestrzenienie lodu na terenie Karpat, niż dotychczas przyjmowano. Jest bardzo prawdopodobne, że w Kotlinie Jasielskiej dolód oparł się o próg Beskidu Niskiego w rejonie Fulusza, na co wskazuje obecność głązów granitowych w Józefowie i Majscowej. W kierunku wschodnim sięgnął do Kotliny Krosniejskiej i dotarł do Krosna.

W czasie kolejnego pory zimnego, tj. w okresie zlodowacenia odry, dolód wkroczył w Bram Morawską, natomiast w kierunku wschodnim oparł się o pas wyżyn rodkowopolskich i o Góry Witkowskie, wkraczając jedynie niewielkim łobem w Kotlinę Sandomierską (obszar dolnego Sanu). Zasięg tego lodu i jego przebieg został szczegółowo określony przez Lindnera (1978, 1984) oraz Lindnera i Wojtanowicza (1997), a także podany w wielu innych opracowaniach (por. Lindner, 1984).

Zaburzenia glaciektoniczne na terenie Karpat są trudne do stwierdzenia i obserwacji ze względu na brak dobrych warunków odsłonięć. Dotychczas istnienie takich zaburzeń obserwowano w Orzechowicach w nowo wykonanym wyrobisku cegielni oraz w cegielni na terenie Zarzecza. O śladach zaburzeń glaciektonicznych na terenie Kotliny Sandomierskiej z rejonu Czarnej koło Sędziszowa wspominają Laskowska-Wysoczańska (1971) oraz Starkel (1984). W Orzechowicach w ścianie gliny zwałowej obserwowano wyraźne lustra oraz zaburzenia glaciektoniczne. W cegielni w Zarzeczu pod glinami zwałowymi występują warstwy oraz warstwowane osady jezioro-lodowcowe wyraźnie zaburzone glaciektonicznie, które przykrywa glina zwałowa.

Najwyraźniejsze i największe zaburzenia glaciektoniczne w postaci różnych typów fałdów obserwowano w cegielni w Szpitarach koło Nowego Brzeska, na wschód od Krakowa. Występują tu zafałdowane osady mioceńskie wraz z utworami czwartorzędowymi w postaci wirów zawier-

aj cych materiał krystaliczny. Należy podkreślić, iż od czasów nasunięcia się lodu na ten obszar podlegał on intensywnym procesom erozji i denudacji.

## PODSUMOWANIE

Niniejsze zbiorowe opracowanie oparto na szczegółowych i przeglądowych materiałach kartograficznych, publikowanych i archiwalnych opracowaniach autorskich oraz na wydzieleniach i legendzie opracowanej dla Glacitektonicznej mapy Polski w skali 1:1 000 000, i stanowi swoisty, regionalny sposób komentarza dla tej mapy.

W podziale Polski na obszary: północno-zachodni, północny (w którym wyróżniono Pobrzeże Kaszubskie), północno-wschodni (Pojezierze Suwalsko-Augustowskie, Pojezierze Mrągowskie i południowa część Krainy Wielkich Jezior Mazurskich, Pojezierze Olsztyńskie i Garb Hławski), zachodni i środkowo-zachodni z Pojezierzem Leszczyńskim, środkowy i środkowo-wschodni (Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie, Nizina środkowomazowiecka i Wzniesienia Łódzkie), południowo-wschodni (Polesie Lubelskie i Wyżyna Lubelska) i południowy (region Śląsko-krakowski, Sudety i Przedgórze Sudeckie oraz Karpaty i Podkarpacie) przedstawiono opisy zaburzonych glacitektonicznie form oraz osadów powierzchniowych i kopalnych. Wśród glacitektonicznie zaburzonych form powierzchniowych wyróżniono:

- złożone ciecigi wałów i masywy zbudowane z zaburzonych przedczwartorzędowych lub czwartorzędowych osadów;
- grzbiety i wały zbudowane z zaburzonych przedczwartorzędowych lub czwartorzędowych osadów;
- wzniesienia zbudowane z zaburzonych przedczwartorzędowych lub czwartorzędowych osadów;
- depresje glacitektoniczne zaznaczone we współczesnej rzece;
- duże kry lodowcowe osadów podłoża przedczwartorzędowego zaznaczone we współczesnej rzece.

Wśród kopalnych zaburzonych glacitektonicznie osadów opisano:

- kopalne depresje glacitektoniczne niewidoczne we współczesnej rzece, stwierdzone w otworach wiertniczych;
- kopalne zaburzone osady niewyraźne we współczesnej rzece, stwierdzone w otworach wiertniczych;
- kopalne zaburzone osady niewyraźne we współczesnej rzece, widoczne w odsłonięciach;
- duże kry lodowcowe osadów podłoża przedczwartorzędowego niezaznaczone we współczesnej rzece.

Prace nad uzupełnianiem opisów regionalnych i treści Glacitektonicznej mapy Polski w skali 1:1 000 000 będą kontynuowane zarówno przez wnoszenie nowych danych, jak też przez rozszerzanie i uszczegóławianie legendy o nowe wydzielania i oznaczenia wiekowe.

## LITERATURA

- ABER J. S., 1982 — Model of glaciotectionism. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, **30**: 79–90.
- ABER J. S., CROOT D. G., FENTON M. M., 1989 — Glaciotectonic landforms and structures Kluwer Academic Publishers. Dordrecht/Boston/London.

- ABER J. S., RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH H., 1997 — Origin of Elbląg Upland, northern Poland, and glaciotectionism in the southern Baltic region. *Sediment. Geol.*, **111**: 119–134.
- ABER J. S., RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH H., KRZYSZKOWSKI D., 1995 — Landsat interpretation of glaciotectionic terrain and lineaments in northern and southwestern Poland. *Quaestiones Geogr.*, Sp. Issue **4**: 1–11.
- ADAMIAKOWSKI L., 1955 — Dokumentacja złoża gipsu w Dzierżysławiu, pow. Głubczyce. Arch. PG Kraków.
- ALEXANDROWICZ S. W. 1971 — Formen der glazigenen Störungen miozäner Braunkohlenformation in Turoszów an der Nysa (Westpolen). *Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. Sc. Terre*, **19**, 1: 45–54.
- ALEXANDROWICZ S. W., RADWAN D., 1983 — Głacitektoniczna struktura złoża kredy piaszczystej w Kornicy na Podlasiu. Mat. Konf. „Analysis of glaciotectionical structures”: 9–20. Wyd. WSI, Zielona Góra.
- AUGUSTOWSKI B., 1961 — Zarys geomorfologii Międzyrzecza Odrzańsko-Obrzeskiego. *Pr. Komis. Geogr.-Geol., Wydż. Mat.-Przyr. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, **3**, 2: 85 s.
- BAC-MOSZASZWILIM., MORAWSKA A., 1975 — Struktury tektoniczne w utworach kredowych niecki warszawskiej i ich związek z dyslokacjami podłoża. *Acta Geol. Pol.*, **25**, 4: 577–586.
- BADURA J., 1998 — Geneza wybranych topolineamentów na przedpolu Sudetów Wschodnich. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- BADURA J., PRZYBYLSKI B., 2002a — Stadiał Warty w świetle stuletniej historii badań Wału Iłżeckiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **402**: 5–26.
- BADURA J., PRZYBYLSKI B., 2002b — Wielofazowy rozwój zaburzeń glaciotectionicznych na Dolnym Iłżsku. *Zesz. Nauk. UZ* **129** Bud., 37: 15–26.
- BARANIECKA M. D., 1975 — Zależności wykształcenia osadów czwartorzędowych od struktur i dynamiki podłoża w środowisku czwartorzędowym Polski. *Biul. Inst. Geol.*, **288**: 5–97.
- BARANIECKA M. D., 1984 — Niż Polski i wyznaczniki środowiskowe. W: Budowa geologiczna Polski, t. 1, Stratygrafia, cz. 3b, Kenozoik, Czwartorzęd (red. J.E. Mojski): 154–196. Wyd. Geol. Warszawa.
- BARANIECKA M. D., BRODZIKOWSKI K., KASZA L. (red.), 1982 — Czwartorzęd rejonu Bełchatowa. I Symp. „Główne kierunki i wstępne wyniki badań w zakresie stratygrafii i struktur osadów”: 270. Wyd. Geol. Warszawa.
- BARANIECKA M. D., SARNACKA Z., 1982 — Stratygrafia czwartorzędowa i paleogeografia dorzecza Widawki. *Biul. Inst. Geol.*, **254**: 157–270.
- BARTKOWSKI T., 1967 — O formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej. *Pr. Komis. Geogr.-Geol. Wydż. Mat.-Przyr. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, **7**, 1: 260ss.
- BER A., 1960 — The age of the foldings near Dobrzyń. *Biul. Acad. Pol. Sc.*, **8**: 49–52.
- BER A., 1962 — Czwartorzęd Kotliny Chodelskiej. *Kwart. Geol.* **6**, 4: 747–748.
- BER A., 1974 — Czwartorzęd Pojezierza Suwalskiego. *Biul. Inst. Geol.*, **269**: 23–106.
- BER A., 1982 — Marginal zones and deglaciation during the North Polish Glaciation in the Suwałki–Augustów Lakeland. *Biul. Inst. Geol.*, **343**: 71–89.
- BER A., 1986 — Glaciotectionic deformation of glacial landforms and deposits in the Suwałki Lakeland (NE Poland) In: Tills and glaciotectionics (Ed J. J. Van der Meer): 135–143. A. A. Balkema. Rotterdam.
- BER A., 1989 — Morfogeneza Pojezierza Suwalskiego i Równiny Augustowskiej. *Stud. Mater. Ocean.* **56**, *Geol. Morza*, 4: 191–207.
- BER A., 1997 — Glaciotectionic deformation and their connection with crystalline basement tectonics, based on data from NE Poland. The 7-th International Meeting of the Working Group „Neogeodynamica Baltica”. UNESCO/IGCP Project No. 346.
- BER A., 1998 — Głacitektonika NE Polski w nawiązaniu do neotektoniki oraz budowy geologicznej fundamentu krystalicznego. Mat. Konf. „Neotektonika Polski: teraźniejszość i przyszłość”. Streszcz. ref. i posterów: 16–17. Kraków.



- BER A., 1999 — Glacitektonika Pojezierza Suwalsko-Augustowskiego w nawiązaniu do neotektoniki oraz struktur tektonicznych fundamentu krystalicznego. *Prz. Geol.*, **47**, 9: 831–839.
- BER A., 2000 — Plejstocen północno-wschodniej Polski w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów siedlisk. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **170**: 89 ss.
- BER A., RYKA W., 1998 — Influence of the crystalline basement on the sedimentary cover of the eastern part of the Peribaltic Depression, Poland. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **161**: 171–181.
- BER A., RYWOCKA-KENIG K., 1968 — Czwarciarz do Kotliny Chodelskiej. *Kwart. Geol.*, **12**, 1: 206–219.
- BERGER F., 1937 — Die Anlage der Schlesiſchen Stauchmoränen. *Zbl. Miner. B*: 417–484.
- BERGRAT E., ILLNER R., 1928 — Die schlesiſchen Braunkohlen vorkommen zwischen Lausitzer Neisse und Oder mit Ausnahme der Sorauer Bergbaugebietes. *Abhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft zu Görlitz*.
- BOULTON G., 1986 — Push-moraines and glacier-contact fans in marine and terrestrial environments. *Sediment.*, **33**: 677–698.
- BRODZIKOWSKI K., 1982 — Przejawy subglacitektonizmu okresu warcia ſkiego w przekroju „Chojny”. *Mat. Konf. „Czwarciarz do rejonu Bełchatowa”*: 212–223. Wyd. Geol. Warszawa.
- BRODZIKOWSKI K., 1985 — Glacial deformation environment in the subsiding zone with special reference of the Kleszczów tectonic graben. *Quatern. Stud.*, **6**: 5–22.
- BRODZIKOWSKI K., 1987 — Rodowiskowe podstawy analizy i interpretacji glacitektonizmu Europy rodkowej. *Acta Univ. Wratisl.*, **934**, *Stud. Geogr.*, 43: 331 ss.
- BRODZIKOWSKI K., 1995 — Pre-Vistulian glacioteotonic features in southwestern Poland. *In: Glacial deposits in North–East Europe*: (J. Ehlers, S. Kozarski, P. L. Gibbard, Eds): 339–359. A. A. Balkema, Rotterdam.
- BRODZIKOWSKI K., KASZA L., 1982 — Geneza struktur deformacyjnych osadów czwarciarz dowych w rowie Kleszczowa i ich znaczenie w prognozie geologiczno-górnicej. *Mat. Konf. „Czwarciarz do rejonu Bełchatowa”*: 204–211. Wyd. Geol. Warszawa.
- BROWKIN-MARKULIS H., 1967 — Czwarciarz do w rejonie doliny widra koło Wólki Miłdziekiej. *Acta Geol. Pol.*, **17**, 3: 431–442.
- BRYKCYZYSKA E., BRYKCYZYSKI M., 1974 — Geologia przekopu Trasy Łazienkowskiej na tle problematyki zaburzenia osadów trzeciorz dowych i czwarciarz dowych w Warszawie. *Pr. Muz. Ziemi*, **22**: 199–218.
- BRYKCYZYSKI M., 1982 — Glacitektonika kraw dziowa w Kotlinie Warszawskiej i Kotlinie Płockiej. *Pr. Muz. Ziemi*, **35**: 3–68.
- BURACZYſKI J., 1987 — Zasi gól dolodu Odry (Saalian) we wschodniej Polsce. *Prz. Geol.*, **34**, 12: 684–689.
- BURACZYſKI J., SUPERSON J., 1998 — Osady i formy zlodowacenia Odry w okolicach Szastarki. Stanowisko Brzozówka. *W: Główne kierunki bada geomorfologicznych w Polsce. Stan aktualny i perspektywy. IV Zjazd Geomorfologów Polskich. II Przew. wycieczkowy*: 245–255. Wyd. UMCS. Lublin.
- BURACZYſKI J., WOJTANOWICZ J., 1980 — Zaburzenia glacitektoniczne osadów zlodowacenia rodkowopolskiego w zachodniej cz ci Garbu Włodawskiego. *W: Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacialnych dolnego i rodkowego plejstocenu w Polsce SE. Przew. seminarium terenowego*: 89–91. Wyd. Kom. Bad. Czwarciarz. PAN, UMCS. Lublin.
- BURACZYſKI J., WOJTANOWICZ J., 1983 — Wpływ zlodowacenia rodkowopolskiego na rze b południowej cz ci Polesia Lubelskiego. *Ann. UMCS Sect. B, Geogr. Geol.*, 35/36: 63–79.
- CHACHAJ J., KRZYSZKOWSKI D., 1994 — Quaternary geology near Czempin and Mosina, Central Great Poland Lowland, with special references to the Eemian lacustrine sedimentation. *Folia Quatern.*, **65**: 221–234.
- CHURSKI Z., 1966 — Młodoplejstocenie (mi dzymorenowe) osady jeziorne z okolic Kurznika nad Drwic. *Zesz. Nauk. Univ. M. Kopernika w Toruniu, Nauki Mat.-Przyr.*, **14**: 5–15.
- CIUK E., 1953 — Zaburzenia glacitektoniczne utworów plejstoceniſkich i trzeciorz dowych niektórych w glonnych obszarach zachodniej i północnej Polski. *Biul. Inst. Geol.*, **229**: 1–52.

- CIUK E., 1955 — O zjawiskach glacictektonicznych w utworach plejstoceńskich i trzeciorzędowych na obszarze zachodniej i północnej Polski. *Biul. Inst. Geol.*, **70**: 107–132.
- CIUK E., 1968 — Utwory trzeciorzędowe i czwartorzędowe w okolicy Orłowa na północ od Nidzicy (woj. olsztyńskie). *Biul. Inst. Geol.*, **208**: 67–93.
- CIUK E., 1972 — Dokumentacja wyników wierce geologiczno-poszukiwawczych złóż w glinach brunatnych w rejonie olsztyńskim, woj. olsztyńskie. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- CZAJKA W., 1931 — Der Schlesische Landrücken. *Veröff. Schles. Ges. Erdk.* 11.
- 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., 1994 — Pleistocene stratigraphy and till petrography of the Central Great Poland Lowland, western Poland. *Folia Quatern.*, **65**: 7–71.
- CZUBLA P., ZAŁOBA M., 1995 — Adamów–Smulsko. The deformation structures within the pre-Wartian deposits. *INQUA SEQS Symposium „The Cold Warta Stage”*. Excursion Guide Book: 5–8. Łódź.
- CZYŻEWSKI J., 1948 — Krajobraz Niżu Iłkowskiego. *Oblicze Ziemi Odzyskanych*. T. 1. Wrocław–Warszawa.
- DADLEZ R., JAROSZEWSKI W., 1994 — *Tektonika*. PWN, Warszawa.
- DOLECKI L., HARASIMIUK M., WOJTANOWICZ J., 1994 — Stratygrafia utworów glacialnych środkowego i górnego plejstocenu Polski południowo-wschodniej. *Ann. UMCS Sect. B*, **49**: 19–31.
- DOMOSŁAWSKA-BARANIECKA M. D., 1961 — Przebieg sedymentacji i kształtowanie kutnowskich moren czołowych w okolicy Sławcina. *Prace o plejstocenie Polski środkowej*. Kom. Geol. PAN.
- DOMOSŁAWSKA-BARANIECKA M. D., GADOMSKA S., 1965 — *Mapy i przekroje geologiczne*. W: Atlas geologiczny Warszawy. Cz. 1. Inst. Geol. Warszawa.
- DROZDOWSKI E., 1973 — Podłoże czwartorzędowe i jego wpływ na rozwój procesów glacialnych w środkowej części dolnego Powiatu. *Prz. Geogr.*, **45**, 3: 517–533.
- DUDZIAK J., 1961 — Głazy narzutowe na granicy zlodowacenia w Karpatach Zachodnich. *Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, **5**: 54 ss.
- DYJOR S., 1969 — Budowa geologiczna zaburzonej glacictektonicznie strefy Mirostowic koło Łar (Ziemia Lubuska). *Acta Univ. Wratisl.*, **86**, *Pr. Geol.-Miner.*, 2: 3–58.
- DYJOR S., 1974 — Zaburzenia glacictektoniczne na obszarze Ziemi Lubuskiej. *Mat. Symp. „Badania geologiczno-inżynierskie dla potrzeb budownictwa na obszarach zaburzonych glacictektonicznie Ziemi Lubuskiej”*: 71–90. WSI, Zielona Góra.
- DYJOR S., 1975 — Zaburzenia glacictektoniczne w Polsce Zachodniej. W: *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*. T. 1: 217–229. Wyd. Geol. Warszawa.
- DYJOR S., 1993 — Wybrane problemy zlodowacenia Warty w niwoje części Dolnego Śląska. *Acta Geogr. Lodz.*, **65**: 35–47.
- DYJOR S., CHLEBOWSKI Z., 1973 — Budowa geologiczna polskiej części Łuku Mułakowa. *Acta Univ. Wratisl.*, **192**, *Pr. Geol.-Miner.*, 3: 3–41.
- DYJOR S., DENDEWICZ A., GRODZICKI A., SADOWSKA A., 1978 — Neogeńska i staroplejstoceńska sedymentacja w obrębie stref zapadliskowych rowów Paczkowa i Kędzierzyna. *Geol. Sudet.*, **13**, 1: 31–65.
- DYJOR S., KUSZELL T., 1975 — Budowa geologiczna pradoliny Baryczy. *Acta Univ. Wratisl.*, **247**, *Pr. Geol.-Miner.*, 4: 115–150.
- DYLIK J., 1961 — Glacial tectonic phenomena. *In: Guide-Book of Excursion C. The Łódź Region*. With INQUA Congress: 11–14. PWN, Oddz. w Łodzi.
- DYLIK J., 1967 — Główne elementy paleogeografii młodszego plejstocenu Polski środkowej. W: *Czwartorzęd Polski* (red. R. Galon, J. Dylik): 311–352. PWN, Warszawa.
- FRECHF., 1901 — Über glaziale Druck — und Faltungserscheinungen im Odergebiet. *Z. Ges. Erdk. Berlin*. 36.

- FRECH F., 1915 — Ein Normalprofil durch Quartär und Tertiär im schlesischen Hügelland. *Zntrbl. Miner. Geol. Palaont.*, **14**: 417–419.
- GARDZIEL Z., 1998 — Poligeniza rze by podło a czwartorz du Polesia Lubelskiego. W: Główne kierunki bada geomorfologicznych w Polsce. Stan aktualny i perspektywy. IV Zjazd Geomorfologów Polskich T. III. Przewodnik wycieczkowy: 27–31. Wyd. UMCS. Lublin.
- GOŁ B J., 1951 — Geologia Wzgórz Ostrzeszowskich. *Pr. Pa stw. Inst. Geol.*, **7**: 115–144.
- GOTOWAŁA R., 1982 — Tektonika i wykształcenie strukturalne czwartorz du w rejonach Piaski i Buczyzna–Chojny. *Mat. Konf. „Czwartorz d rejonu Bełchatowa”*: 41–65. Wyd. Geol. Warszawa.
- GOTOWAŁA R., HAŁUSZCZAK A., 1982a — Rozwój strukturalny zaburze w poziomie górnych ilów warwowych. *Ibidem*: 199–203.
- GOTOWAŁA R., HAŁUSZCZAK A., 1982b — Struktury glacitektoniczne rejonu „Piaski”. *Ibidem*: 224–228.
- GRANICZNY M., 1989 — Fotolineamenty i ich znaczenie geologiczne. *Instr. Met. Bad. Geol.*, **50**: 72 ss.
- GRANICZNY M., DOKTÓR S., KUCHARSKI R., 1995 — Sprawozdanie z opracowania mapy liniowych elementów strukturalnych Polski w skalach 1:200 000 i 1:500 000 na podstawie kompleksowej analizy komputerowej zdj geofizycznych i teledetekcyjnych. *Centr. Arch. Geol. Pa stw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- GRIPPH., 1942 — Entstehung der diluvialen Grundmoränenlandschaften und die Frage nach deren rezenten Äquivalenten in der Arktis. *Veroff. deutsch. wiss. Inst. Kopenhagen, Reihe I, Arktis* 4.
- HARASIMIUK M., 1975 — Rozwój rze by Pagórów Chełmskich w trzeciorz dzie i czwartorz dzie. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, **115**: 108 ss.
- HARASIMIUK M., JEZIERSKI W., KRÓL T., NOWAK W., 1998a — Morfogeneza północnej strefy kraw dziowej Wy yny Lubelskiej mi dzy dolinami Wisły i Bystrzycy. W: Główne kierunki bada geomorfologicznych w Polsce. Stan aktualny i perspektywy. IV Zjazd Geomorfologów Polskich. T. III Przewodnik wycieczkowy: 141–149. Wyd. UMCS. Lublin.
- HARASIMIUK M., KRÓL T., TERPIŁOWSKI S., 1998b — Proksymalny sto ek glaci marginalny z okresu recesyjnego postoju l dolodu odrza skiego. *Ibidem*: 159–163.
- HARASIMIUK M., WOJTANOWICZ J., 1998 — Budowa geologiczna i rze ba terenu Pojezierza Ł czy sko-Włodawskiego. W: Jeziora Ł czy sko-Włodawskie. Monografia przyrodnicza. (red. M. Harasimiuk, Z. Michalczyk, M. Turczy ski): 41–53. *Bibl. Monit. rod. Lublin*.
- JAHN A., 1950 — Nowe dane o poło eniu kry jurajskiej w Łukowie. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **19**, 2: 371–385.
- JAHN A., 1956 — Wy yna Lubelska. Rze ba i czwartorz d. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, **7**: 453 ss.
- JAROSZEWSKI W., 1963 — Młode zaburzenia tektoniczne w Dobrzyniu nad Wisł . *Biol. Geol. Wyd. Geol. UW*, **3**: 263–273.
- JAROSZEWSKI W., 1991 — Rozwa ania geologiczno-strukturalne nad genez deformacji glacitektonicznych. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **61**, 3–4: 153–206.
- JAROSZEWSKI W., 1994 — Glacitektonika. W: Tektonika (red. R. Dadlez, W. Jaroszewski): 395–441. PWN. Warszawa.
- JEWTUCHOWICZ S., 1956 — Struktura drumlinów w okolicach Zbójna. *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, **7**: 74 ss.
- JEZIORSKI J., 1989 — Zjawiska glacitektoniczne kształtują ce podło e osadów czwartorz dowych południowo-zachodniej cz ci Ziemi Lubuskiej (na tle stratygrafii czwartorz du tego obszaru). *Mat. Symp. “Glacitectonic deformations of Cainozoic sediments”*: 65–80. Wyd. Uczeln. Zielona Góra.
- KASPRZAK L., 1998a — Sława l ska ice lobe: a case study of steady state ice-marginal features the Leszno phase. *Mat. Symp. “Areal versus frontal deglaciation of the Vistulian ice sheet”*: 6–29. UAM Pozna .
- KASPRZAK L., 1998b — Leszno ice lobe: a case study of transgression ice-marginal features of the Leszno phase. *Ibidem*: 30–39.
- KLAJNERT Z., 1978 — Zanik lodowca warcia skiego na Wysoczy nie Skierniewickiej i jej północnym przedpolu. *Acta Geogr. Lodz.*, **38**: 149 ss.

- KLATKOWA H., 1965 — Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi. *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, **19**: 142.
- KLATKOWA H., 1972 — Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów siedlonych podczas zlodowacenia warciańskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, **28**: 220 ss.
- KLATKOWA H., 1993 — Uwagi o strukturach glaciostatycznych i ich morfologicznym wyrazie w strefie zlodowacenia warciańskiego Polski środkowej i zachodniej. *Acta Geogr. Lodz.*, **65**: 141–166.
- KLATKOWA H., 1996 — Elementy glacitektoniczne w budowie geologicznej i rzebie podłódzkiej części środkowej Polski. *Acta Geogr. Lodz.*, **72**: 7–103.
- KLATKOWA H., ZAŁOBA M., 1991 — Kształtowanie budowy geologicznej i rzeby południowego obrzeżenia Basenu Uniejewskiego. W: Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin–Turek (red. W. Stankowski): 33–34. Wyd. UAM. Poznań.
- KLECZKOWSKI A., DENDEWICZ A., DYJOR S., KOWALSKI J., MIŁKOWSKI, 1972 — Pliocene–Quaternary Rybnik–Kole Trough and its hydrogeological properties. *Bull. Pol. Acad. Ser. Sc. Terre*, **20**, 1: 71–83.
- KLIMASZEWSKI M., 1952 — Zagadnienia plejstocenu południowej Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **65**: 137–268.
- KŁYSZ P., 1981 — Morfogeneza zespołu form marginalnych między Koninem, Kołem a Turkiem. *UAM Ser. Geogr.*, **23**: 83 ss.
- KOŁODZIEJCZYK U., KRAIŃSKI A., SZAFRAN Z., KOTOWSKI J., 1989 — Zaburzenia glacitektoniczne w okolicy Wschowy (Wysoczyzna Leszczyńska) W: Glacitectonic deformations of Cainozoic sediments. IV Symp. Glacitekt.: 95–101. Wyd. Uczeln. Zielona Góra.
- KONDRACKI J., 1994 — Geografia fizyczna Polski. PWN, Warszawa.
- KOTARBIŃSKI J., WYSOTA W., 1998 — Plejstocen i jego podłoże w depresji Lidzbarka Welskiego. Mat. Konf. „Stratygrafia plejstocenu Polski. Nowe jednostki stratygraficzne Pojezierza Mazurskiego”: 17–18. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- KOTLICKA G. N., 1975 — Czwartorzędokolice Kotłarni na zachód od Gliwic. *Biul. Inst. Geol.*, **282**: 475–521.
- KOTOWSKI J., KOŁODZIEJCZYK U., KRAIŃSKI A., 1989a — Zaburzenia glacitektoniczne w rejonie Dychowa (Wysoczyzna Gubińska). W: Glacitectonic deformations of Cainozoic sediments. IV Symp. Glacitekt.: 159–164. Wyd. Uczeln. Zielona Góra.
- KOTOWSKI J., KRAIŃSKI A., 1989 — Zaburzenia glacitektoniczne wzdłuż doliny Nysy Łużyckiej i Odry na odcinku Sanice–Koźmierz. *Ibidem*: 149–157.
- KOTOWSKI J., KRAIŃSKI A., 1995 — Budowa geologiczna depresji glacitektonicznych Nowej Soli i Bytomia Odrzańskiego. VIIIth Glacitectonics Symposium „Regional glacitectonics of Western Poland”: 117–136. Wyd. WSI, Zielona Góra.
- KOTOWSKI J., KRAIŃSKI A., KOŁODZIEJCZYK U., SZAFRAN Z., 1989b — Uwagi o glacitektonice okolic Gorzowa Wielkopolskiego. W: Glacitectonic deformations of Cainozoic sediments. IV Symp. Glacitekt.: 165–174. Wyd. Uczeln. Zielona Góra.
- KOZARSKI S., 1959 — O genezie chodzieskiej moreny czołowej. *Bad. Fizjogr. nad Polsk. Zach.*, **5**: 45–72.
- KOZARSKI S., KASPRZAK L., 1987 — Facies analysis and depositional models of Vistulian ice-marginal features in northwestern Poland. Proc. Intern. 11th Conf. on the Geomorphology, part II: 693–710.
- KRAIŃSKI A., 1977 — Zaburzenia glacitektoniczne w rejonie Głogowa. Mat. Symp. „Badania geologiczne struktur glacitektonicznych”: 93–108. WSI Zielona Góra.
- KRAIŃSKI A., 1989a — Zaburzenia glacitektoniczne w zachodniej części Ziemi Lubuskiej. W: Glacitectonic deformations of Cainozoic sediments. IV Symp. Glacitekt.: 175–191. Wyd. Uczeln. Zielona Góra.
- KRAIŃSKI A., 1989b — Zarys budowy glacitektonicznej Wzgórz Dalkowskich. *Ibidem*: 289–311.

- KRYGOWSKI B., 1957 — Uber einige neue züge in der glazialen Geomorphologie West Polens. INQUA. V Congres Intern. Resumes des Communications. Madrid-Barcelona.
- KRYGOWSKI B., 1961 — Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej. Cz. I, Geomorfologia. Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Pozna .
- KRYGOWSKI B., 1962 — Uwagi o niektórych typach zaburze glacitektonicznych ni owej cz ci Polski zachodniej. *Bad. Fizjogr. nad Polsk Zach.*, **9**: 61–94.
- KRYGOWSKI B., 1964 — O przetrwało ci stref glacitektonicznych. *Zesz. Nauk. U.A.M w Poznaniu*, **53**, *Geografia*, 4: 99–103.
- KRYGOWSKI B., 1965 — „Teoria” glacitektoniki dolinnej. *Spraw. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, **2**: 300–301.
- KRYGOWSKI B., 1972 — Nizina Wielkopolska. W: Geomorfologia Polski, t. 2, Ni Polski (red. R. Galon): 186–223. PWN, Warszawa.
- KRZEMI SKI T., 1974 — Geneza młodoplejstoce skiej rze by glacialnej w dorzeczu rodkowej Warty. *Acta Geogr. Lodz.*, **33**: 171 ss.
- KRZEMI SKI T., 1997 — Cechy rozwoju i zaniku l dolodu warcia skiego w rodkowej Polsce. *Acta Univ. Lodz., Fol. Geogr. Phys.*, **1**: 47–65.
- KRZYSZKOWSKI D., 1992 — Pleistocene stratigraphy near Trzebnica, Silesian Rampart, southwestern Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.* **40**, 3: 235–249.
- KRZYSZKOWSKI D., 1993 — Sedymentacja fluwalna, glacifluwalna i glacialna w dorzeczu Strzegomki na Przedgórzu Sudeckim. Przew. II Kraj. Spotkania Sedymentologów „Baseny sedymentacyjne: procesy, osady, architektura”: 7–35. Wyd. Inst. Nauk Geol. UWrocl. Wrocław.
- KRZYSZKOWSKI D., 1994 — A new approach to Late Weichselian ice sheet dynamics in western Poland. *Zeitschrift fur Geomorphologie, N.F., Suplbd.-Bd.*, **95**: 59–67.
- KRZYSZKOWSKI D., 1996 — Glacitectonic deformation during the Elsterian ice sheet advance at the northeastern margin of the Sudetic Foreland, SW Poland. *Boreas*, **25**: 209–226.
- KRZYSZKOWSKI D., 1997 — Geneza wzgórz w okolicach Jordanowa l skiego w wietle dyskusji o zasi gu l dolodów skandynawskich w Polsce SW. Przew. IV Konf. „Stratygrafia plejstocenu Polski”: 77–80. Wrocław.
- KRZYSZKOWSKI D., ALLEN P., 2001 — Quaternary stratigraphy and sediment deformation of the Jaroszów zone, Sudetic Foreland, Southwestern Poland. In: Late Cainozoic stratigraphy and palaeogeography of the Sudetic Foreland (Ed. D. Krzyszkowski): 3–24. Wyd. Wind. Wrocław.
- KRZYSZKOWSKI D., GIZLER H., JODŁOWSKI J., DOBOSZ T., 1999 — Quaternary geology and geomorphology in the zone of the maximum extent of the Weichselian ice sheet between Sława l ska and wi ciechowa, Western Poland. *Quatern. Stud.*, **16**: 47–66.
- KRZYSZKOWSKI D., GRATZKE B., 1994 — History of glaciation in the zone of maximum extent of the late Weichselian ice sheet near Leszno, Western Poland. *Folia Quatern.*, **65**: 143–194.
- KRZYSZKOWSKI D., KUSZELL T., ŁABNO A., PYSZY SKI W., 1994 — Osady jeziorne interglacjału eemskiego koło Wołowa na l sku. *Prz. Geol.*, **42**, 7: 539–547.
- KRZYSZKOWSKI D., ŁABNO A., DOBOSZ T., 1997 — Moreny czołowe i strefa proglacialna zlodowacenia Warty pomi dzy Głogowem a Wołowem. W: Stratygrafia Plejstocenu Polski. Problemy zlodowace rodkowopolskich w Polsce południowo-zachodniej (red. D. Krzyszkowski, B. Przybylski): 127–150. Wrocław.
- KRZYSZKOWSKI D., STACHURA R., 1998 — Late Quaternary valley formation and neotectonic evolution of the Wałbrzych Upland, Middle Sudeten Mts., southwestern Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **68**, 1: 23–60.
- KUPETZ M., 1997 — Geologischer Bau und Genese der Stauchendmoräne Muskauer Faltenbogen. *Brandenburgische Geowissenschaften und Rohstoffe*, 2: 1–20.
- KUPETZ M., 2000 — Der Muskauer Faltenbogen: Geologie, Glazitektonik und Bergbau. W: W. Stackebrandt, S. Lorenc (Eds.) Tagungsband zur 9. Jahrestagung der Gesellschaft für Geowissenschaften e.V.

- Frankfurt/O Słubice 20–25.09.2000. Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Gesellschaft für Geowissenschaften e. V. Berlin, Bd. 209, Exkursion B 2: 5–16.
- LAMPARSKI Z., 1981 — Pleistocene of the Mochowo Depression in the Dobrzy Łakeland. *Acta Geol. Pol.*, **31**, 1–2: 103–110.
- LAMPARSKI Z., 1983 — Plejstocen i jego podło e w północnej cz ci rodkowego Powi la. *Stud. Geol. Pol.*, **76**: 82 ss.
- LASKOWSKA-WYSOCZA SKA W., 1971 — Stratygrafia czwartorz du i paleogeomorfologia Niziny Sandomierskiej i Przedgórza Karpat rejonu rzeszowskiego. *Stud. Geol. Pol.*, **34**: 109 ss.
- LEWANDOWSKI J., 1988 — Plejstocen rodkowy w strefie doliny górnej Odry: Brama Morawska–Kotlina Raciborska (próba syntezy). *Prz. Geol.*, **36**, 8: 465–474.
- LEWANDOWSKI J., 1993 — Rze ba podczwartorz dowa regionu l sko-krakowskiego i jej ewolucja morfogenetyczna. *Fol. Quartern.*, **64**: 101–121.
- LEWANDOWSKI J., 1995 — Neotectonic structures in the Racibórz–O wi cim Basin, Upper Silesia, southern Poland. *Fol. Quartern.*, **66**: 99–104.
- LEWANDOWSKI J., 1996 — Główne czynniki neoge skiej i czwartorz dowej ewolucji morfogenetycznej regionu l sko-krakowskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, **71**: 131–148.
- LEWANDOWSKI J., 2000 — Plejstocen rowu Kłodnicy (region górno l ski). *Pr. Wydz. Nauk o Ziemi U l*, **8**: 41–49.
- LEWANDOWSKI J. (w druku) — L dolody skandynawskie w dorzeczu górnej Odry.
- LIBERACKI M., 1961 — Drumlins near Zbójno. VIth INQUA Congress. Guide-Book of Excursion, Part I, North Poland: 115–117. PWN, Oddz. w Łodzi.
- LINDNER L., 1978 — Rozwój paleogeomorfologiczny zachodniej cz ci regionu wi tokrzyskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **48**, 3–4: 479–508.
- LINDNER L., 1984 — An outline of Pleistocene chronostratigraphy in Poland. *Acta Geol. Pol.*, **34**, 1–2: 27–49.
- LINDNER L., 1997 — Główne elementy rze by Garbu Gielniowskiego i ich wpływ na zasi g l dolodu zlodowacenia Odry (Warty?) w strefie NW obrze enia Gór wi tokrzyskich. *Mat. IV Zjazdu Geomorfologów Polskich: „Główne kierunki bada geomorfologicznych w Polsce. Stan aktualny i perspektyw”*: 343–347. Wyd. UMCS. Lublin.
- LINDNER L., WOJTANOWICZ J., 1997 — Korelacja schematów stratygraficznych plejstocenu wy yn południowopolskich (zarys problematyki). *Prz. Geol.*, **45**, 1: 76–80.
- LISICKI S., 1993 — Deglacjacja Pojezierza Suwalskiego w okresie schyłku plejstocenu. *Przew. 64. Zjazdu Pol. Tow. Geol. na Ziemi Suwalskiej*: 81–89. Pa stw. Inst. Geol. Warszawa.
- LISICKI S., 1997 — Pleistocene of the Mr gowo Łakeland. *Geol. Quart.*, **41**, 3: 327–346.
- LISZKOWSKI J., 1975 — Wpływ obci enia l dolodem na plejstoce sk i współczesn dynamik litosfery na obszarze Polski. *Mat. Symp. „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce”*. T. 1: 255–277. Wyd. Geol. Warszawa.
- LISZKOWSKI J., 1993 — The effects of Pleistocene ice-sheet loading-deloadng cycles on the bedrock structure of Poland. *Fol. Quatern.*, **64**: 7–24.
- ŁYCZEWSKA J., 1964 — Deformacje utworów neogenu i plejstocenu Polski rodkowej i zachodniej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **34**, 1–2: 115–148.
- MACOUN J., 1980 — Paleogeograficky a stratigraficky vyvoj Opavske pahorkatiny v pleistocenu. *Cas. Slez. Muz. Opava /A/*, **29**: 113–132.
- MACOUN J., SIBRAWA V., TYRACEK J., KNEBLOVA-VODICKOVA V., 1965 — Kvarter Ostravska a Moravskie brany. *Ustav Geol.*, Praha.
- MAPA geologiczna Polski 1: 200 000 (MGP). Inst. Geol. Warszawa:

- Haisig J., Wilanowski S., 1979 — ark. Kluczbork, wyd. A;
- Kotarbiński J., 1978 — ark. Brodnica, wyd. B;
- Kotlicka G. N., Kotlicki S., 1979 — ark. Gliwice, wyd. A;
- Makowska A., 1974 — ark. Grudziądz, wyd. B;
- Makowska A., 1978 — ark. Łąwa, wyd. B;
- Makowska A., Słowski W., 1978 — ark. Olsztyn, wyd. A;
- Mojski J. E., 1977 — ark. Szczecin, wyd. A;
- Mojski J. E., Sylwestrzak J., 1978 — ark. Słupsk, wyd. A;
- Słowski W., 1972 — ark. Pisz;
- Słowski W., 1978 — ark. Olsztyn, wyd. B;
- Wilczyński A., 1978 — ark. Toruń, wyd. B.
- MARKIEWICZ A., 1993 — Wał Trzebnicki — przykład zaburzeń glacitektonicznych w obrębie stref dyslokacyjnych głębi bokiego podłoża. W: Neotektonika Polski: metodyka, datowania, przykłady regionalne. Konf. Komisji Neotektoniki Kom. Bad. Czwart. PAN: 29–31. Kraków.
- MARKIEWICZ A., WINNICKI J., 1997 — On geological structure of the Ostrzeszów Hills. *Kwart. Geol.*, **41**, 3: 347–363.
- MARKS L., 1978 — Foreland influence on ice-sheet movement during the Vistulian (Würm) glaciation: the case of the Lubawa Elevation (Mazury Lakeland). *Bull. Acad. Polon. Sc. Ser. Terre*, **26**, 3/4: 203–213.
- MARKS L., 1980 — Podłoże i stratygrafia osadów czwartorzędowych w SW części Pojezierza Mazurskiego. *Kwart. Geol.*, **24**, 2: 361–376.
- MARKS L., 1988 — Relation of substrate to the Quaternary paleorelief and sediments, western Mazury and Warmia (northern Poland). *Zesz. Nauk. AGH*, 1165, *Geol. Kwart.* **14**, 1: 76 ss.
- MARUSZCZAK H., 1972 — Wyżyny Lubelsko-Wołyńskie. W: Geomorfologia Polski (red. R. Galon), t. 1: 340–384. PWN, Warszawa.
- MEISTER E., 1935 — Erläuterungen zur Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern im M. 1:25 000 — Wiese (Wisznia Mała). Preuss. Geol. Landesanst., s. 51.
- MICHALSKI T., 1979 — Mechanizm powstawania niektórych zaburzeń glacitektonicznych. *Biul. Inst. Geol.*, **317**: 51–94.
- MIERZEJEWSKI M., 1959 — Przyczynek do znajomości zjawisk glacitektonicznych na Dolnym Śląsku. *Biul. Inst. Geol.*, **146**: 119–131.
- MOJSKI J. E., 1972a — Nizina Podlaska. W: Geomorfologia Polski (red. R. Galon), t. 2: 318–362. PWN, Warszawa.
- MOJSKI J. E., 1972b — Polesie Lubelskie. *Ibidem*: 363–373.
- MOJSKI J. E., 1998 — Isolated Pleistocene elevations in the area of last Scandinavian glaciation between Finnish Bay and Odra Mouth. Field symposium on glacial processes and Quaternary environment in Latvia. Abstracts of papers and posters: 45–46. Riga, Latvia.
- MORAWSKI W., 1984 — Osady wodnomorenowe. *Pr. Inst. Geol.*, **108**: 74 ss.
- MORAWSKI W., 1999 — Maximum limit of the Vistulian Glaciation in the vicinity of Nidzica, southwestern Mazury Lakeland. *Kwart. Geol.*, **43**, 1: 61–67.
- MORAWSKI W., 2000a — Reconstruction of ice sheet movement direction based on glaciotectionic deformations of a crevasse infilling at Kronowo, western Mazury, northern Poland. International Field Symposium Quaternary Geology of Denmark. University of Aarhus.
- MORAWSKI W., 2000b — Próba rekonstrukcji kierunku ruchu lodu na podstawie zaburzeń glacitektonicznych w osadach szczelinowych w Kronowie, zachodnie Mazury, Polska. W: Stratygrafia czwartorzędowa i zanik lodu na Pojezierzu Kaszubskim. Mat. VII Konf. „Stratygrafia plejstocenu Polski”: 43–44. Państw. Inst. Geol. Oddz. Geol. Morza. Gdańsk.

- MORAWSKI W., 2000c — Linijne formy polodowcowe, a liniowe elementy strukturalne w rejonie Olsztyna (południowo-zachodnie Mazury). W: Dorobek i pozycja polskiej geomorfologii w progu XX wieku. Mat. V Zjazdu Geomorfologów Polskich: 191–192. Wyd. UMK, Toru .
- MORAWSKI W., 2003 — Reconstruction of ice sheet movement from the orientation of linear glacial landforms and glaciotectionic deformations near Kronowo (western Mazury, Poland). *Geol. Quart.*, **47**, 4: 339–356.
- MORAWSKI W., SARNACKA Z., 1989 — Morphology of Quaternary substrate in the Warsaw area and its surroundings. *Kwart. Geol.*, **33**, 3/4.
- NIEWIAROWSKI W., 1959 — Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczy nie Chełmi skiej. *Stud. Soc. Sc. Torunensis.*, Sec.C, **4**, 1: 171 ss.
- NIEWIAROWSKI W., 1984 — Osady czwartorz dowe i rze ba terenu. W: Województwo toru skie; przyroda — ludno i osadnictwo — gospodarka (red. R. Galon): 47–81. PWN. Pozna .
- NIEWIAROWSKI W., WYSOTA W., 1994 — Geomorphological, sedimentological and structural records of ice front dynamics during the Upper Plenivistulian: a case study of the southeastern part of the Chełmno-Dobrzy Lakeland. *Z. Geomorphol., Suppl.*, Bd **95**: 95–104.
- OBJA NIENIA do Mapy geologicznej Polski 1:200 000. (Obj. do MGP). Inst. Geol. Warszawa:
- Bałuk A., 1979 — ark. Mława;
- Galon R., Kotarbi ski J., Wójcik C., 1979 — ark. Brodnica;
- Makowska A., 1975 — ark. Grudzi dz;
- Makowska A., 1980 — ark. Ława;
- Ma kowska A., Słowa ski W., 1980 — ark. Olsztyn;
- Niewiarowski W., Wilczy ski A., 1979 — ark. Toru .
- OBJA NIENIA do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. (Obj. do SMGP). Inst. Geol. Warszawa:
- Baraniecka M. D., 1976 — ark. Otwock;
- Dolecki L., Gardziel Z., Nowak J., 1990 — ark. Sosnowica;
- Haisig J., Wilanowski S., 1992 — ark. Olesno;
- Haisig J., Wilanowski S., 2000 — ark. Skomlin [dokument elektroniczny];
- Klatkowa H., Załoba M., 1992 — ark. Warta;
- Kotarbi ski J., 2000 — ark. Skrwilno [dokument elektroniczny];
- Lamparski Z., 1979 — ark. Mochowo;
- Lisicki S., 1997 — ark. Mr gowo;
- Mojski J. E., 1979a — ark. Gda sk;
- Mojski J. E., 1979b — ark. Gdynia;
- Mojski J. E., 1981 — ark. Pruszcz Gda ski;
- Morawski W., 1980 — ark. Warszawa Zachód;
- Niewiarowski W., Wysota W., 2000 — ark. Górzno [dokument elektroniczny];
- Nowacki K., 1993 — ark. Łyszkowice;
- Petelski K., 1997 — ark. Dzier no;
- Pikies R., 1997 — ark. ukowo;
- Pikies R., Zaleszkiewicz L., 2003 — ark. Rumia [dokument elektroniczny];
- Sarnacka Z., 1980 — ark. Warszawa Wschód;
- Skompski S., 2001 — ark. Puck [dokument elektroniczny];
- Wdowiarz S., Zubrzycki A., Fryszak-Wołkowska A., 1991 — ark. Rymanów;
- Winnicki J., 1990 — ark. Trzebnica;
- Wójcik A., Jasionowicz J., Szymakowska F., 1993 — ark. Jasło;



- Wysota W., 2003 — ark. Lidzbark Welski [dokument elektroniczny];
- OLBRICHT K., 1924 — Die Eiszeit und die Landchaftsformen des Schlesischen Flachlandes. Schles. Monatshefte, Jahrg.
- OLSZEWSKI A., 1997 — Drumlins of the northwestern Dobrzy Moraine Plateau: location, structure and morphogenesis. *Quatern. Stud.*, **14**: 71–83.
- OLSZEWSKI A., 2000a — Morfogeneza rze by terenu w okolicy Obór na tle poziomów glacialnych i struktury drumlinu. W: Dawne i i współczesne systemy morfogenetyczne rodkowej cz ci Polski północnej. V Zjazd Geomorfologów Polskich: 38–48. Wyd. UMK Toru .
- OLSZEWSKI A., 2000b — Struktura chrostkowskich moren czołowych w okolicy Nowej Wsi. *Ibidem*: 48–54.
- OLSZEWSKI A., 2001a — Contact of the drumlinised end of the Obory glacial channel and Chrostkowo marginal zone. In: Drumlins: the unsolved problem. Field Excursion Guide Book. 6th International Drumlin Symposium: 39–45. Wyd. UMK. Toru .
- OLSZEWSKI A., 2001b — Drumlins of the northern (main) part of the Zbójno Glacial Basin. *Ibidem*: 24–30.
- OLSZEWSKI A., SŁUPSKI T., 2001 — The structure of a drumlin in the Obory Lake glacial channel. *Ibidem*: 31–38.
- OLSZEWSKI S., 1978 — Litostratygrafia i glacitektonika utworów czwartorz dowych w rejonie Mu akowa — Ł knicy (Ziemia Lubuska). *Acta Univ. Wratis.*, **313**, Pr. Geol. Miner., 5: 299–317.
- PACHUCKI C., 1952 — Badania geologiczne na arkuszach 1:100 000 Trzebnica i Syców. *Biul. Pa stw. Inst. Geol.*, **66**: 355–393.
- PASIERBSKI M., 1984 — Struktura moren czołowych jako jeden ze wska ników sposobu deglacjacji obszaru ostatniego zlodowacenia w Polsce. Rozprawy UMK. Toru .
- PETERA J., 1996 — Przykłady struktur glacitektonicznych w Celestynowie koło Łodzi. *Acta Geogr. Lodz.*, **72**: 105–151.
- POŁTOWICZS., 1961 — Glacitektonika Wzgórz Ostrzeszowskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **31**, 2–4: 391–441.
- PO ARYSKI W., 1953 — Plejstocen w przełomie Wisły przez wy ny południowe. *Pr. Inst. Geol.*, **9**: 134 ss.
- PRZEGL DOWA mapa geologiczna Polski 1:300 000. Pa stw. Inst. Geol. Warszawa:
- Czarnecki J., 1950 — ark. Kielce;
- Sokołowski S., 1952 — ark. Cieszyn;
- widzi ski H., 1954 — ark. Nowy S cz;
- Wdowiarski J., 1954 — ark. Przemysł.
- RAUKAS A., KARÜKAP R., 1999 — Glacial geology of South Estonia. Glacial accumulative insular heights of South Estonia. Excursion Guide. Peribaltica '99 Symposium on Pleistocene Stratigraphy: 11–16. Tartu.
- ROSZKÓWNA L., 1956 — Zagadnienie zasi gu stadium pomorskiego nad doln Wisł . *Stud. Soc. Sc. Torunensis*, Sec. C, **3**, 1: 1–22.
- ROTNICKI K., 1960 — Uwagi o genezie Wzgórz Ostrzeszowskich w wietle nowych danych geologicznych i geograficznych. *Zesz. Nauk. UAM*, **27**, Geografia, 3: 1051–24.
- ROTNICKI K., 1963 — Zagadnienie zasi gu stadiałów leszczy skiego i pozna skiego w południowo-wschodniej cz ci Wysoczyzny Gnie nie skiej. *Bad. Fizjogr. nad Polsk Zach.*, **11**: 133–183.
- ROTNICKI K., 1966 — Rze ba Wzgórz Ostrzeszowskich jako rezultat rozwoju stoku podczas Würmu. *Pr. Komis. Geogr. Geol. Wydż. Mat.-Przyr. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, **5**, 2: 259 ss.
- ROTNICKI K., 1967 — Geneza Wzgórz Ostrzeszowskich. *Bad. Fizjogr. nad Polsk Zach.*, **19**: 93–153.
- ROTNICKI K., 1976a — Glacitektoniczna struktura poziomego nasuni cia łusek. *Bad. Fizjogr. nad Polsk Zach.*, ser. A, **29**: 103–123.
- ROTNICKI K., 1976b — The theoretical basis for a model of the origin of glaciotectionic deformations. *Questiones Geogr.*, **3**: 103–139.

- ROTNICKI K., 1983 — Glaciotectonics and the problem of correct stratigraphy and correlation of the Quaternary deposits in the areas of Pleistocene inland glaciations. Quaternary glaciations of the Northern Hemisphere. Project 70/ 1/24, 9: 42–64. Prague.
- RÓ YCKI F., 1956 — Trzeciorz d Łodzi i okolic. *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, **6**: 47 ss.
- RÓ YCKI M., 1968 — Budowa geologiczna okolic Wrocławia. *Biul. Inst. Geol.*, **214**: 181–230.
- RÓ YCKI S. Z., 1937 — Sprawozdanie z bada geologicznych nad utworami kredowymi w okolicach Lełowa w północno-wschodniej cz ci arkusza arki. *Posiedz. Nauk. Pa stw. Inst. Geol.*, **48**: 63–65.
- RÓ YCKI S. Z., 1967 — Zarys stratygrafii plejstocenu Polski rodkowej. W: Czwartorz d Polski (red. R. Galon, J. Dylík): 259–310. PWN. Warszawa.
- RÓ YCKI S. Z., 1972 — Plejstocen Polski rodkowej na tle przeszło ci w górnym trzeciorz dzie. PWN. Warszawa.
- RÓ YCKI S. Z., 1982 — Zaburzenia glacictektoniczne w rejonie Julianki (dawna stacja kolejowa Złoty Potok). *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, **26**: 161–171 .
- RUSZCZY SKA-SZENAJCH H., 1976 — Glacictektoniczne depresje i kry lodowcowe na tle budowy geologicznej południowo-wschodniego Mazowsza i południowego Podlasia. *Stud. Geol. Pol.*, **50**: 106 ss.
- RUSZCZY SKA-SZENAJCH H., 1978 — Glacictektonic origin of some lake basins in areas of Pleistocene Glaciations. *Pol. Arch. Hydrobiol.*, **25**: 373–381.
- RUSZCZY SKA-SZENAJCH H., 1983 — Słownik tektoniczny. Cz. 14: Glacictektonika. *Prz. Geol.*, **31**, 8–9: 502–505.
- RUSZCZY SKA-SZENAJCH H., 1985 — Origin and age of the large-scale glaciotectionic structures in central and eastern Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **55**, 3–4: 307–332.
- RUSZCZY SKA-SZENAJCH H., 1999 — Direction of the last ice sheet advance in the Polish Baltic coast recorded by glaciotectionic structures and landforms. *Quatern. Stud., Special Issue*: 195–202.
- SARNACKA Z., 1965 — Struktury glacictektoniczne i marżłociowe w Górze Kalwarii i Osiecku na południe od Warszawy. *Biul. Inst. Geol.*, **187**: 217–238.
- SARNACKA Z., 1992 — Stratygrafia osadów czwartorz dowych Warszawy i okolic. *Pr. Pa stw. Inst. Geol.*, **138**: 36 ss.
- SCHWARZBACH M., 1942 — Das Diluvium Schesins Neues. *Neues Jb. Miner. B.* 86.
- SKOMPSKI S., 1969 — Stratygrafia osadów czwartorz dowych wschodniej cz ci Kotliny Płockiej. *Biul. Inst. Geol.*, **220**: 175–258.
- SKOMPSKI S., 1989 — Morfogenez a i wiek Pobrze a Kaszubskiego. *Stud. i Mater. Ocean. 56, Geol. Morza*, 4: 171–179.
- SKOMPSKI S., 1994 — Quaternary geology near Oborniki, Central Great Poland Lowland, with references to palaentological data. *Fol. Quatern.*, **65**: 285–302.
- SŁOWA SKI W., 1980 — Kartografia geologiczna w dorzeczu Wisły. *Prz. Geol.* **28**, 9: 515–517.
- STANKOWSKI W., 1968 — Geneza Wału Lwówecko-Rakoniewickiego oraz jego obrze enia w wietle bada geomorfologicznych i litologiczno-sedymentologicznych. *Pr. Kom. Geogr. Geol. Wydz. Mat.-Przyr. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, **7**, 2: 94 ss.
- STARKEL L., 1984 — Karpaty i Kotliny Podkarpackie. W: Budowa geologiczna Polski (red. S. Sokołowski, J.E. Mojski), t. I cz. 3b, Stratygrafia, Kenozoik, Czwartorz d: 146–152. Wyd. Geol. Warszawa.
- SZCZEGÓŁOWA mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 (SMGP). Pa stw. Inst. Geol. Warszawa:
- Badura J., Przybylski B., 1997 — ark. Nysa;
- Baraniecka M. D., 1971 — ark. Kamie sk;
- Baraniecka M. D., 1975 — ark. Otwock;
- Baraniecka M. D., 1979 — ark. Grójec;
- Baraniecka M. D., 1990 — ark. Pło sk;

- Baraniecka M. D., Nowak J., 1974 — ark. Nowe Miasto;  
Dobrcki R., 1982 — ark. Szczecin;  
Gałzka D., Marks L., 1997 — ark. Dębno;  
Klatkowska H., 1986 — ark. Pabianice;  
Kotarbiński J., 2001 — ark. Skrwilno [dokument elektroniczny];  
Lamparski Z., 1979 — ark. Mochowo;  
Marszałek S., Albrycht A., Buła S., 1992 — ark. Bychawa;  
Mojski J. E., 1979a — ark. Gdańsk;  
Mojski J. E., 1979b — ark. Gdynia;  
Mojski J. E., 1981 — ark. Pruszcz Gdański;  
Morawski W., 1979 — ark. Warszawa Zachód;  
Morawski W., 2002 — ark. Nidzica [dokument elektroniczny];  
Piotrowski A., 1997 — ark. Dębno Lubuskie;  
Przybylski B., Badura J., 2001 — ark. Niemodlin [dokument elektroniczny];  
Rumiński M. J., 1996 — ark. Olsztyn;  
Rumiński M. J., 1998 — ark. Dobrze Miasto;  
Ruszała M., 1998 — ark. Pyrzyce;  
Sarnacka Z., 1980 — ark. Warszawa Wschód;  
Turkowska K., Wieczorkowska J., 1999 — ark. Tuszyn;  
Urbański K., 1998 — ark. Zielona Góra. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa;  
Uniejewska M., Rojek K., 2003 — ark. Chorzele [dokument elektroniczny];  
Wrotek K., 2003 — ark. Kosów Lacki [dokument elektroniczny];  
Wysota W., 1997a — ark. Lidzbark Welski;  
Ziomek J., 1992 — ark. Bełchatów;  
Ziomek J., 1991 — ark. Dębno.
- TERPIŁOWSKI S., 2001 — Strefa marginalna i dołodu warcia ścisłego na Wysoczyźnie Siedleckiej w świetle analizy litofacjalnej. Wyd. UMCS, Lublin.
- TIETZE O., 1915 — Neue Geologische Beobachtungen aus der Breslauer Gegent. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.* **35**, 1.
- TIETZE O., BEHR J., 1942 — Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Landern im M. 1:25 000 — Breslau Nord u. Deutsch Lissa (Wrocław–Lissa). Preuss. Geol. Landesanst.
- TURKOWSKA K., 1992 — Zasięg i dołodu warcia ścisłego na południowy wschód od Łodzi w świetle wyników szczegółowego kartowania geologicznego. *Acta Geogr. Lodz.*, **63**: 81–94.
- TURKOWSKA K., 1993 — Zapis procesów warcia ścisłego w podłożu doliny górnej Neru. *Acta Geogr. Lodz.*, **65**: 239–263.
- UBERNA T., 1964 — Budowa geologiczna tzw. wału uhruskiego na północ od Chełma Lubelskiego (streszcz. ref.). *Kwart. Geol.*, **8**, 4: 944–945.
- WALCZAK W., 1952 — Sprawozdanie z badań nad stratygrafią i morfologią utworów plejstoceńskich w okolicy Trzebnicy. *Czas. Geogr.*, **21/22**: 434–438.
- WALCZAK W., 1970 — Obszar przedśudecki. PWN. Warszawa.
- WALCZAK W., 1972 — Sudety i Przedgórze Sudeckie. W: Geomorfologia Polski (red. M. Klimaszewski). T. 1. PWN. Warszawa.
- WIECZORKOWSKA J., 1985 — Struktury kriogeniczne w Kalinku koło Rzgowa. *Acta Geogr. Lodz.*, **50**: 169–184.

- WOLDSTEDT P., 1932 — Über Endmoränen und Oser der Saale (Riss)–Vereisung in Schlesien. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 84. Berlin.
- WOLDSTEDT P., 1955 — Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Stuttgart.
- WÓJCIK Z., 1960 — Charakterystyka fałdowa glacitektonicznych w Turoszowie. *Prz. Geol.*, **8**, 12: 633–637.
- WRÓBEL I., 1989 — Struktury glacitektoniczne w rejonie Bługowa (woj. pilskie). W: Glacitectonic deformations of Cainozoic sediments. VIth Glacitectonics Symposium: 233–240. Wyd. Uczeln. Zielona Góra.
- WRÓBEL I., WRÓBEL I., 1977 — Typy deformacji glacitektonicznych w odsłoni ciach rejonu Zielonej Góry. W: Badania geologiczne struktur glacitektonicznych. Mat. II Symp. Glacitektoniki: 165–202. WSI Zielona Góra.
- WYRWICKA K., WYRWICKI R., 1986 — Przekrój geologiczny łuku Uhruska. *Kwart. Geol.*, **30**, 3–4: 629–642.
- WYSOTA W., 1982 — Morfogeneza wschodniej części Pojezierza Brodnickiego. Arch. Inst. Geografii UMK. Toru .
- WYSOTA W., 1992 — Morfogeneza rodkowo-wschodniej części Pojezierza Chełmi sko-Dobrzy skiego w wietle bada osadów i form zlodowacenia vistulia skiego. Arch. Inst. Geografii UMK. Toru
- WYSOTA W., 1993 — Geneza drumlinów w rodkowo-wschodniej części Pojezierza Chełmi sko-Dobrzy skiego. *Prz. Geogr.*, **65**, 3–4: 335–361.
- WYSOTA W., 1994 — Morphology, internal composition and origin of drumlins in the southeastern part of the Chełmno-Dobrzy Lakeland, North Poland. *Sediment. Geol.*, **91**, 1–4: 345–364.
- WYSOTA W., 1995a — The Koziary drumlins. INQUA. Quaternary field trips in Central Europe, 1: 207–208.
- WYSOTA W., 1995b — Structure and mechanisms of the formation drumlins in glacial channels: a case study of the mid-eastern part of the Chełmno-Dobrzy Lakeland (north Poland). *Quatern. Stud.*, **13**: 109–124.
- WYSOTA W., 1995c — Dynamika i dolodu subfazy dobry skiej w wietle bada strukturalnych drumlinów w rodkowo-wschodniej części Pojezierza Chełmi sko-Dobrzy skiego. W: Procesy geomorfologiczne – zapis w rze bie i osadach. Mat. III Zjazdu Geomorfologów Polskich: 75–76. Sosnowiec.
- WYSOTA W., 1998 — Morfo-, lito- i kinetostratygrafia zlodowacenia Wisły we wschodniej części Pojezierza Dobrzy skiego. W: Główne kierunki bada geomorfologicznych w Polsce. Stan aktualny i perspektywy . Mat. IV Zjazdu Geomorfologów Polskich, T. 1: 377–386. UMCS. Lublin.
- WYSOTA W., 1999 — Ice sheet maximum limit of the Vistulian Glaciation in the Dobrzy Lakeland, northern Poland. *Geol. Quart.*, **43**, 2: 189–202.
- WYSOTA W., 2000 — Morfologia i struktura drumlinów z zaburzonym rdzeniem. W: Dawne i współczesne systemy morfogenetyczne rodkowej części Polski północnej. Mat. V Zjazdu Geomorfologów Polskich. Przew. wycieczek terenowych: 61–70. Wyd. UMK. Toru .
- WYSOTA W., 2001 — Morphology and composition of drumlins with till core. In: Drumlins: the unsolved problem. Field Excursion Guide Book. 6th International Drumlin Symposium: 54–56. Wyd. UMK Toru .
- ZAŁOBA M., 1992 — Przejawy dynamiki podłoża w geologicznym i morfologicznym kształtowaniu wybranego odcinka doliny rodkowej Warty. *Acta Geogr. Lodz.*, **63**: 107–116.
- ZAŁOBA M., 1996a — Łady oscylacji i dolodu warcia skiego we wschodniej części mi dzyrzeczka Warty i Prozny. *Acta Geogr. Lodz.*, **71**: 275–288.
- ZAŁOBA M., 1996b — Uwagi dotyczące wykształcenia i mechanizmów deformacji struktur glacitektonicznych w Pagórkach Warcia skich. *Acta Geogr. Lodz.*, **72**: 153–210.
- ZAŁOBA M., CZUBLA P., 1995 — Examples of deformation structures in deposits of different ages in the vicinity of the Uniejów Basin and the eastern part of the Turek Plateau. *Acta Geogr. Lodz.*, **68**: 219–221.
- ZDUNEK T., 1989 — Zaburzenia glacitektoniczne w rejonie miasta Gorzowa Wlkp. W: Glacitectonic deformations of Cainozoic sediments. VIth Glacitectonics Symposium: 277–285. Wyd. WSI Zielona Góra.

- ZIELI SKIT., 1992 — Moreny czołowe Polski północno-wschodniej — osady i warunki sedymentacji. *Pr. Nauk. U l.*, **1395**: 95 ss.
- URAWSKA A., 1997 — Ukształtowanie podło a podczwartorz dowego oraz osady plejstocenu we wschodniej cz ci Pojezierza Dobrzy skiego (okolice Rypina). *Arch. Inst. Geografii UMK. Toru* .
- YŁKOWA K., 1963 — Poszukiwanie złó w gla brunatnego w okolicy Orłowa. *Centr. Arch. Geol. Pa stw. Inst. Geol., Warszawa*.
- YNDA S., 1967 — Geomorfologia przedpola moreny czołowej stadiału pozna skiego na obszarze Wysoczyzny Lubuskiej. *Pr. Komis. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. Pozn. Tow.Przj. Nauk*, **8**, 1: 193 ss.

## SUMMARY

The presented complete edition was prepared on the base results of the detailed (Detailed Geological Map of Poland in scale 1:50 000) and review geological mapping, published and archival data, as well as an explanations and symbols elaborated for Glaciotectonic Map of Poland in scale 1:1 000 000. Therefore this elaboration, presenting the regional description of the glaciotectonic features within selected regions of Poland, compose specific textural explanations for this map.

Within the territory of Poland subdivided on following regions: North-Western, North (the coastal plain of Kaszuby Lakeland); North-Eastern (subdivided on Suwałki–Augustów Lakeland, Mr gowo Lakeland, southern part of the Mazury Lakeland and Warmia and Mazury region); Western and Middle-Western with Leszno Lakeland; Middle-Eastern with Chełmno–Dobrzy Lakeland, Mid-Mazowiecka Lowland and Łód Hills; South-Eastern (Lublin Polesie and Lublin Upland); Southern (Silesia–Cracow region, Sudety Mts. with Sudety Foreland and Carpathian Mts. with Carpathians Foreland), the glaciotectonically disturbed landforms and sediments either expressed in recent relief or buried (stated in borings or in exposures) were described.

Within the glaciotectonically disturbed landforms expressed in recent relief there was distinguished:

- composite ridges and massives built of disturbed pre-Quaternary and/or Quaternary sediments;
- ridges built of disturbed pre-Quaternary and/or Quaternary sediments;
- hills built of disturbed pre-Quaternary and/or Quaternary sediments;
- buried depressions, expressed in recent relief;
- large glacial rafts of pre-Quaternary substratum expressed in recent relief.

Within the burried, glaciotectonically disturbed sediments there was distinguished:

- buried depressions, not expressed in recent relief, documented in boreholes;
- burried disturbed sediments, not expressed in recent relief, documented in boreholes;
- buried disturbed sediments, not expressed in recent relief, shown in exposures;
- large glacial rafts of pre-Quaternary substratum, not expressed in recent relief.

Distribution of glaciotectonic features over the territory of Poland is related primarily to the presence younger glaciations and the thicknesses of the deformable substratum.

Generally, the landforms and sediments in the subground were deformed under load and pressure of the active ice sheets by the horizontal and vertical thrusts of the ice masses, as well as by vertical stress of the stagnant ice masses.

The supplementary works under description in details (new data, age disturbed landforms and sediments) of the glaciotectonic features in particular regions of Poland will be continued, as well

as completed the contents of the Glaciotectonic Map of Poland in scale 1:1 000 000 (an additional symbols and explanations and supplementation of the map legend).