

# Glacitektonika Pojezierza Suwalsko-Augustowskiego w nawiązaniu do neotektoniki oraz struktur tektonicznych fundamentu krystalicznego

Andrzej Ber\*

*Współczesna powierzchnia Pojezierza Suwalsko-Augustowskiego, szczególnie w części północnej (Pojezierze Suwalskie i Sejneńskie) została ukształtowana dzięki deformującej, glacitektonicznej działalności lądolodu zlodowacenia wisły. Zaburzenia glacitektoniczne, uwarunkowane pionowymi ruchami neotektonicznymi uaktywnionymi przez nacisk nasuwającego się lądolodu, powstały głównie wzdłuż równoleżnikowych stref zluźnień tektonicznych w głębokim podłożu. Uskoki o przebiegu równoleżnikowym uwarunkowały zasięgi i postoje recesyjne lądolodu oraz stały się bezpośrednią przyczyną powstania form marginalnych o zaburzonej glacitektonicznie strukturze. Wpłynęły także na zasięg i zróżnicowanie przebiegu starszych lądolodów. Lądolód zlodowacenia wisły deformował osady bezpośredniego podłoża przez naciski statyczny (pionowy) i dynamiczny (poziomy), w wyniku których powstało tzw. festonowe ukształtowanie powierzchni, a także przez naciski boczne na zbocza i krawędzie o różnej genezie, dzięki czemu powstały elementy tzw. glacitektoniki dolinnej.*

**Słowa kluczowe:** neotektonika, glacitektonika, fundament krystaliczny, lądolód, uskoki, strefy marginalne, zlodowacenie wisły, Pojezierze Suwalsko-Augustowskie

Andrzej Ber — **Glaciotectonic of the Suwałki-Augustów Lakeland in connection to neotectonic movements and tectonic structures of the crystalline basement (NE Poland).** Prz. Geol., 47: 831–839.

*S u m m a r y.* The recent relief of the Suwałki-Augustów Lakeland particularly in the northern part ( Suwałki and Sejny Lakelands) was created by deformation activity (glaciotectonics) of the Wisła Glaciation ice sheet. Glaciotectonic deformation conditioned by vertical neotectonic movements (glacioisostasy), activated through weight and movement of the older and Wisła Glaciation ice sheet, were mainly created along of the parallel faults of the crystalline basement. These faults determined the extents and location of the marginal zones and had a basic effect on creation of the marginal forms about deformed internal structures. Faults were influenced on extents and movement directions of the older glaciation ice sheets. The last ice sheet of the Wisła Glaciation was deformed the sediments in two ways: — by static stress (vertical) and dynamic stress (horizontal) due to which structures, of so-called festoon glaciotectonics were formed, — by lateral stress of the ice mass on various edges and slopes due which structures of the valley-side glaciotectonics were formed.

**Key words:** neotectonics, glaciotectonics, crystalline basement, ice sheet, faults, marginal zones, Wisła Glaciation, Suwałki-Augustów Lakeland

Analiza materiałów geologicznych uzyskanych z wierceń głębokich, prowadzonych w NE Polsce w latach 1957–1991, a zwłaszcza map fundamentu krystalicznego: geologicznej (Kubicki & Ryka, 1982; Ryka, 1975, 1993, 1998; Juskowiak, 1993) i tektonicznej (Kubicki i in., 1972; Doktor i in., 1990; Ryka, 1993; Graniczny, 1998) opartej między innymi na wynikach badań grawimetrycznych i sejsmicznych (Wybraniec i in., 1993), a także jego pokrywy osadowej (Znosko, 1984, 1993), wykazała wyraźny wpływ budowy geologicznej i tektoniki podłoża krystalicznego na skały osadowe, łącznie z nieskonsolidowanymi utworami czwartorzędu.

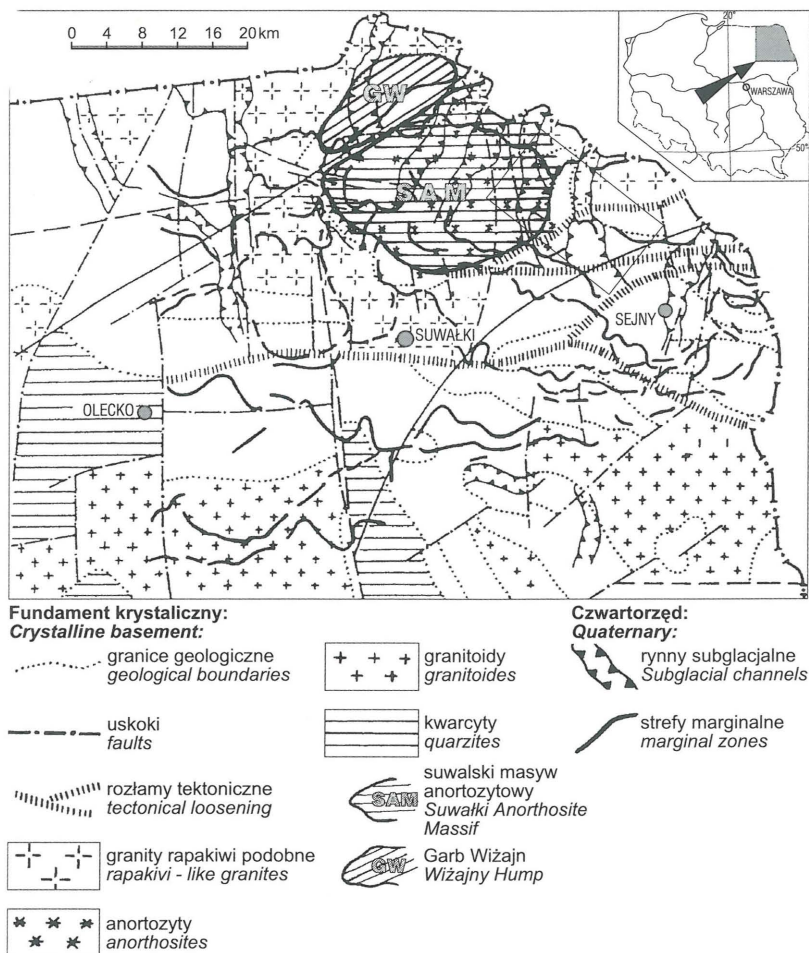
Jak stwierdził Znosko (1984) wpływ fundamentu krystalicznego na formowanie się pokrywy osadowej w NE Polsce zależał przede wszystkim od budowy wewnętrznej krystaliniku, ukształtowania powierzchni stropowej i od stref dyslokacyjnych w nim występujących. Pośredni wpływ natomiast miały zmiany w obrębie strefy Moho, w planie powierzchni Conrada oraz zmiany w rozkładzie strumienia ciepłego. W okresie przedplejstocenijskim wpływ fundamentu krystalicznego na kształtowanie się pokrywy osadowej przejawiał się głównie przez powstawanie nowych i aktywizację starszych, istniejących już południkowych i równoleżnikowych rozłamów tektonicznych i uskoków, głównie dzięki obciążeniu różnego typu i o różnej gęstości skał fundamentu krystalicznego przez skały osadowe. Nie można tu pominąć efektów działalności głębokiej erozji, jak też i czynnika epejrogenicznego. W

wyniku wyżej wymienionych obciążeń, powodujących zaburzenia równowagi grawitacyjnej i powstania izostacyjnych ruchów pionowych, działalności procesów erozji i epejrogenyzy, powstawały nowe lub uaktywniały się już istniejące południkowe i równoleżnikowe rozłamy tektoniczne i uskoki.

Uskoki o kierunkach południkowych odegrały szczególnie rolę w obrębie suwalskiego masywu anortozytowego (SAM — ryc. 1). Rozbiły one ten obszar na poszczególne obniżone lub wyniesione bloki tektoniczne. Do tektonicznie obniżonych należą bloki Udrynia, Zaboryszek i Puńska. Są one poprzedzielane podniesionymi blokami Krzemianki, Szypliszek, Szlinokiemii i Widugier (Tyski, 1969; Cieśla & Wybraniec, 1998). Ten system uskoków południkowych uaktywnił się już podczas penneplenizacji neoproterozoicznej, kiedy to odsłoniły się skały suwalskiego masywu anortozytowego. Jak podaje Znosko (1984) pierwsze oznaki dezintegracji fundamentu krystalicznego pojawiły się w dewonie. Rozpad fundamentu krystalicznego na poszczególne bloki i ich zróżnicowana ruchliwość miały następnie wpływ na miąższość i zróżnicowanie facjalne powstającej pokrywy osadowej.

W części północno-wschodniej omawianego obszaru (Krasnopol–Sejny) krystalinik występuje na głęb. 537–594 m, w części północno-zachodniej (okolice Gołdapu) na głęb. 1629,4 m aby w okolicach Suwałk i Szurpił znajdować się na głęb. od 800 do 912 m–1069 m w profilu jeziora Okragłe. W okolicach jeziora Wigry, Augustowa oraz Tajna krystalinik występuje na głęb. od 527 do 600 m (Znosko, 1993). Powierzchnię fundamentu krystalicznego

\*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa



Ryc. 1. Strefy marginalne zlodowacenia wisty (wg Lisickiego, 1993) i rynny subglacjalne na tle mapy geologicznej fundamentu krystalicznego (Ber & Ryka, 1998)  
 Fig. 1. Vistulian Glaciation marginal zones (acc. to Lisicki, 1993) and subglacial channels superimposed on the geologic map of the crystalline basement (Ber & Ryka, 1998)

uksztalowały procesy tektoniczne a następnie erozji i wietrzenia, które doprowadziły do jej prawie całkowitej peneplenizacji (Juskowiak, 1993).

Pod względem tektonicznym obszar Pojezierza Suwałsko-Augustowskiego jest położony w obrębie dwóch wielkich jednostek: obniżenia perybałtyckiego i wyniesienia mazursko-białoruskiego i stanowi węzeł tektoniczny, w którym spotykają się trzy jednostki litologiczno-strukturalne prekambry: kompleks mazurski, masyw mazowiecki oraz kompleks podlaski (Juskowiak, 1993).

Obniżenie bałtyckie obejmujące północną i północno-zachodnią część omawianego obszaru przechodzi w wyniesienie mazursko-suwańskie poprzez równoleżnikową strefę zluźnień na linii suwański masyw anortozytowy — kętrzyński masyw anortozytowy (ryc. 1, 2). Strefa ta ma charakter skarpy biegnącej wzdłuż prawie stale czynnych, drobnych uskoków. Część krystaliniku NE Polski objęta wyniesieniem mazursko-białoruskim charakteryzuje się pod względem strukturalnym silnie zaznaczoną i zróżnicowaną tektoniką blokową. Poza uskokami o przebiegu równoleżnikowym i zbliżonym do równoleżnikowego (ENE-WSW) znaczną rolę odgrywają tu także uskoki o przebiegu południkowym i zbliżonym do południkowego (NNW-SSE i NNE-SSW, Doktor i in., 1990). Do najwa-

żniejszych stref zluźnień o kierunku zbliżonym do południkowego (NNW-SSE i NNE-SSW) należą: strefa Bakalarzewo-Filipów-Przerośl-Błędziszki (ryc. 1), która wyznacza kontakt skał metamorficznych z granitoidami otaczającymi suwański masyw anortozytowy (Graniczny, 1998) oraz strefa o kierunku NW-SE, zinterpretowana w rejonie Augustów-Raczki.

Natomiast do najważniejszych w obrębie Pojezierza Suwałsko-Augustowskiego rozłamów o kierunku bliskim do równoleżnikowego (ENE-WSW) należą strefy uskokowe: Widugieiry-Kaletnik-Jeleniewo-Bachanowo, przez Liszkowskiego (1993) nazwana strefą Szczytno-jeziorno Okragłe (SJO-DZ — ryc. 1, 3), oraz Druskienniki-Krasnopol-Suwałki-Filipów i położone dalej na południe strefy uskokowe: Jezioro Necko-Berzniki, jezioro Sajno-Rygoł i Kanał Augustowski (Grabowe Grądy) — Rygałówka (Kubicki & Ryka, 1982 — ryc. 2). Zostały one stwierdzone między innymi badaniami geofizycznymi (Cieśla & Wybraniec, 1998), jak też występują na mapie liniowych elementów tektonicznych (Doktor i in., 1990) i są określane jako strefy pionowe lub bardzo strome, zapadające na południe.

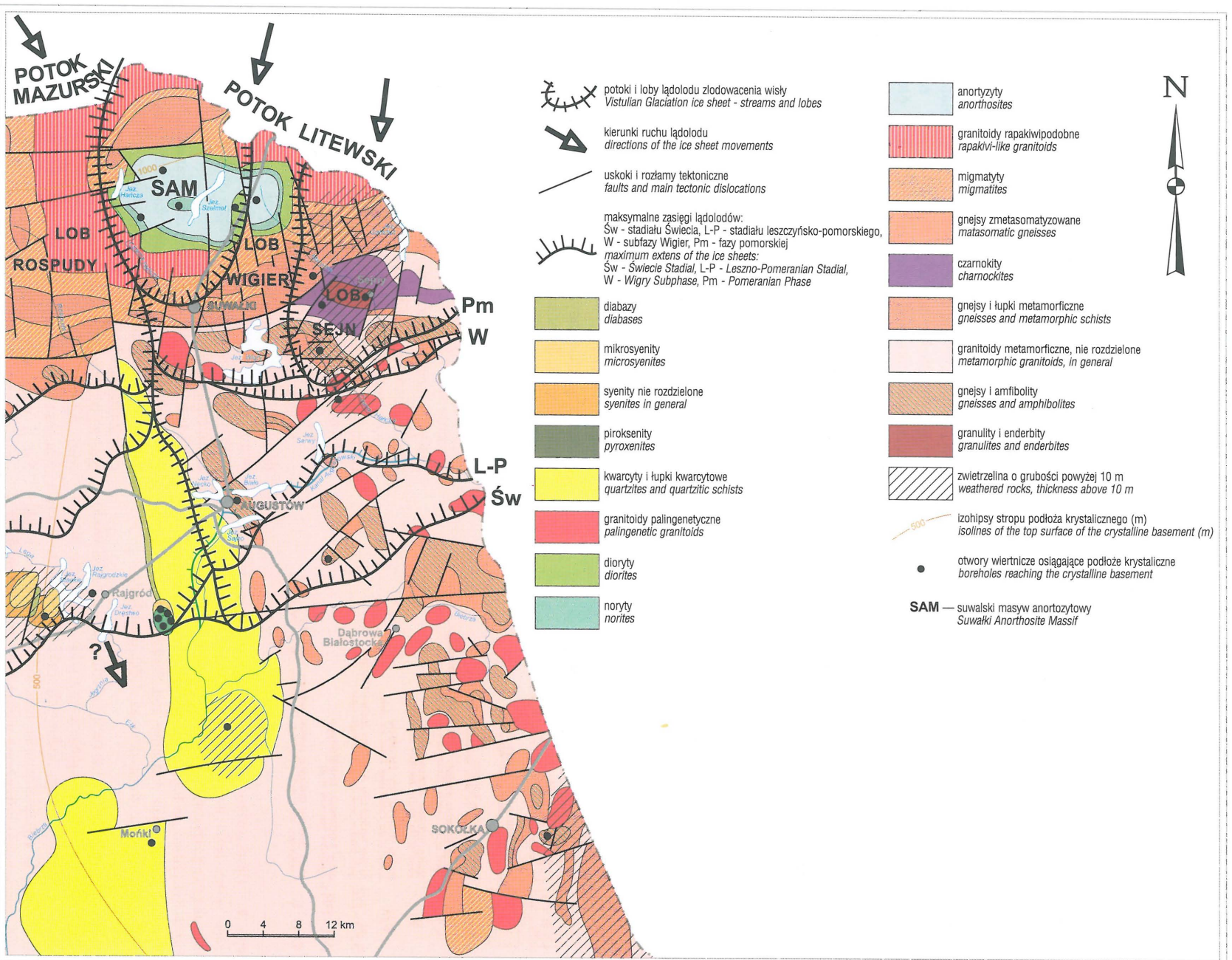
### Neotektonika

Ogólnie przyjmuje się, że ruchy neotektoniczne na obszarze perybałtyckim są przedłużeniem alpejskiej epejrogenazy, która dała kierunki tektoniczne NW-SE i NE-SW i uformowała główne elementy powierzchni podczwartorzędowej (Gudelis, 1960; Rühle, 1967, 1973; Kubicki & Ryka, 1982; Baraniecka, 1975, 1979; Lisicki, 1996, 1997; Marks, 1988). Ruchy tektoniczne w plejstocenie zróżnicowane wiekowo na 3 fazy: małopolską, kujawską i mazowiecką (Baraniecka, 1975), były ruchami długotrwałymi, zapoczątkowanymi w późnym trzeciorzędzie, ściśle związanymi z budową geologiczną i planem tektonicznym prekambryjskiego fundamentu krystalicznego Pojezierza Suwałsko-Augustowskiego.

Lisicki (1996, 1997) przypisał główną rolę w aktywizacji stref nieciągłości, wyłącznie ruchom tektonicznym na Pojezierzu Mrągowskim, których tektonicznie (epejrogenicznie) obniżone lub wyniesione elementy podczas wyżej wymienionych faz tektonicznych (por. Baraniecka, 1975, 1979), wpłynęły na miąższość i rozprzestrzenienie osadów plejstocentrycznych, jak też na powstanie stref zaburzeń glaci-tektonicznych.

Wpływ ruchów tektonicznych na ukształtowanie powierzchni obszaru Pojezierza Suwałsko-Augustowskiego zaznaczył się przede wszystkim w tym, że wyniosłości tektoniczne odpowiadają obszarom największych neotektonicznych wyniesień, a obszary tektonicznych obniżen obszarom największych neotektonicznych obniżen (Gudelis, 1960; Rühle, 1967, 1973; Ber, 1974, 1989b; Kociszewska-Musiał, 1978; Kubicki & Ryka, 1982; Marks, 1988). Wynika z tego, że ruchy tektoniczne były ściśle związane z planem tektonicznym fundamentu krystalicznego i dzięki





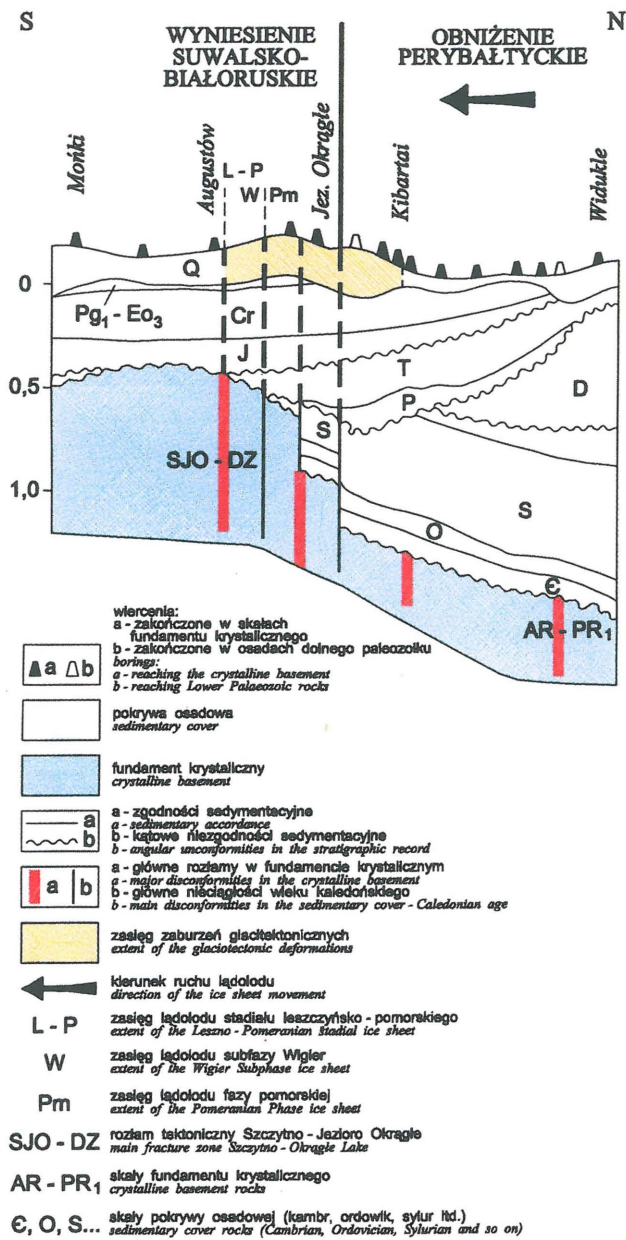
Ryc. 2. Zróżnicowanie i zasięgi lądolodu zlodowacenia wisty na tle budowy geologicznej i struktur tektonicznych fundamentu krystalicznego

Fig. 2. Differentiation and extents of the Vistulian Glaciation ice sheet on the background of the geology and tectonic structures of the crystalline basement

nim również w plejstocenie powstawały lub aktywizowały się strefy rozłamów i nieciągłości tektonicznych.

W obszarze Pojezierza Suwalsko-Augustowskiego na pionym tle tektoniczne związane z czynnikami epifrogenicznymi oraz z obciążeniem przez skały osadowe fundamentu





Ryc. 3. Uproszczony przekrój geologiczny przez wschodnią część wyniesienia mazursko-białoruskiego i syneklizę perybałtycką (wg Liszkowskiego, 1993, uzupełniony)

Fig. 3. Simplified geologic cross-section through eastern part of Mazurian-Belorussian Antecline and Peribaltic (within Lithuania) Syneclise (acc. to Liszkowski, 1993, modified)

krystalicznego, nałożyły się ruchy glaciostatyczne spowodowane nasunięciami się lądolodów, a więc naciskiem pionowym ku dołowi mas lodowych oraz z odstepowaniem lądolodów, tj. wytapianiem się mas lodowych, w czasie których następowało odprężenie wciśniętych mas skalnych, tzn. przeważnie występował ruch wznoszący (por. Liszkowski, 1975, 1987, 1993; Marks, 1988; Weertman, 1961).

Ruchy glaciostatyczne, związane z nasunięciami i odstepowaniem lądolodów, raczej krótkotrwałe i w okresach nasunięć lądolodów ograniczone do ich bliskiego przedpola, wpłynęły zasadniczo na miąższość i rozprzestrzenienie osadów plejstoceniowych, ukształtowanie kopal-

nych i współczesnej powierzchni Pojezierza Suwalsko-Augustowskiego, oraz na powstanie i ukierunkowanie stref zaburzeń glaciotektonicznych (por. Liszkowski, 1975, 1987, 1993). Ruchy glaciostatyczne powstawały i działały, podobnie jak ruchy izostatyczne wzdłuż południkowych i równoleżnikowych rozłamów tektonicznych i uskoków. Najbardziej czytelny obraz wpływu obciążeń mas lodowych, w tym przypadku lądolodu ostatniego zlodowacenia (wisły), na fundament krystaliczny i pokrywę osadową łącznie ze starszymi utworami plejstocenu, widoczny jest w ukształtowaniu współczesnej powierzchni Pojezierza Suwalsko-Augustowskiego. Zgodność głównych kierunków i ukształtowania współczesnego reliefu z planem tektonicznym podłoża krystalicznego dowodzi, że dawne założenia tektoniczne zostały odtworzone w plejstocenie dzięki zróżnicowanym ruchom neotektonicznym (tektonika i glaciostazja), co potwierdza analiza fotolineamentów (Bażyński & Daniel-Danielska [W:] Kubicki & Ryka, 1982; Daniel-Danielska, 1989; Doktor i in., 1990; Graniczny, 1998). Ogólnie można powiedzieć, że południkowe i zbliżone do południkowych (N-S, NNE-SSW, NNW-SSE) uskoki miały wpływ na powstanie i podobne ukierunkowanie subglacialnych i powierzchniowych pęknięć w masie lodowej, dzięki którym powstały ozy i subglacialne rynny lodowcowe. Również powstanie południkowych odcinków dolin rzecznych, obniżen i wyniesień powierzchni, jak też południkowych kierunków maksymalnego zasięgu i recesyjno-oscylacyjnych stref marginalnych ostatniego zlodowacenia (wisły), uwarunkowane zostało ruchami pionowymi działającymi wzdłuż uskoków o południkowym lub zbliżonym do południkowego przebiegu (ryc. 1).

Glaciostazja działająca wzdłuż równoleżnikowych i zbliżonych do kierunku równoleżnikowego (NE i NNE-SSE) rozłamów tektonicznych i uskoków miała z kolei zasadniczy wpływ na maksymalny zasięg lądolodu zlodowacenia wisły oraz na usytuowanie, ukierunkowanie i na zasięgi recesyjno-oscylacyjnych stref marginalnych tego zlodowacenia (por. Liszkowski, 1993) — ryc. 1, 2.

Równoleżnikowy kierunek uskoków odzwierciedla się także w ukierunkowaniu niektórych rynien lodowcowych (Równina Augustowska), górnych odcinków dolin rzecznych i związanych z nimi poziomów tarasowych.

Należy dodać, że rozprzestrzenienie i miąższości osadów plejstoceniowych nawiązują także do planu strukturalnego głębokiego podłoża, osiągając w plejstocenie maksymalne wartości w zasięgu stale obniżającego się obniżenia perybałtyckiego.

Można przyjąć, że procesy obciążania i odciążania bezpośredniego i głębokiego podłoża, zachodziły na obszarze Pojezierza Suwalsko-Augustowskiego kilkakrotnie podczas każdego okresu glacialnego i każdego okresu interglacialnego, powodując rytmiczne ruchy glaciostatyczne (por. Marks, 1988). Lądolody starsze od lądolodu zlodowacenia wisły miały większą miąższość, a tym samym ciężar, i większe rozprzestrzenienie. Przekraczały więc w czasie transgresji równoleżnikowo ukierunkowane strefy rozłamów, gdzie ich osady były deformowane glaciotektonicznie, osiągając znaczne miąższości i powodowały swoim ciężarem powolne obniżanie się obszaru (w interglacjalach następowało odprężenie i ruch wznoszący). Nie wykluczone też, że zanikanie tych lądolodów przebiegało w zależności od planu strukturalnego głębokiego podłoża tj. w zależności od zróżnicowanej ruchliwości





Ryc. 4. Pojezierze Suwalskie i Równina Augustowska. Glacitektonika festonowa i krawędziowa  
 Fig. 4. Suwałki Lakeland and Augustów Plain. Festoon and valley-side glaciectonic

południkowych i równoleżnikowych uskoków oddzielających poszczególne bloki tektoniczne i od zróżnicowanej ruchliwości samych bloków tektonicznych.

W plejstocenie na obszarze Pojezierza Suwalsko-Augustowskiego szczególnie w zasięgu antekliny mazursko-białoruskiej ruchy neotektoniczne zaznaczyły się bardzo silnie. Jak podaje Rühle (1965, 1967) tylko w neoplestocenie i holocenie amplituda ruchów wznoszących wynosiła ponad 100 m. Obszar obniżenia perybałtyckiego przeważnie ulegał ruchom obniżającym, z czym wiązały się kilkakrotne transgresje morskie, których pozostałością są osady znane nad dolną Wisłą i Bałtykiem. Według Śliaupy & Śliaupy (1997) w obrębie obniżenia perybałtyckiego ruchy obniżające osiągnęły wielkość do 150 m, a ruchy wznoszące na obszarze objętym wyniesieniem mazursko-suwałskim (białoruskim) przekroczyły wielkość 100 m (Rühle, 1965, 1967). Na obszarze północnej i północno-zachodniej Białorusi, od późnego oligocenu do dziś, neotektoniczne podniesienie obszaru wyniosło również około 100 m (Karabanow & Pavlovskaya, 1997).

Wielkość współczesnych ruchów neotektonicznych została określona za pomocą sieci powtarzanych, nadzwyczaj dokładnych pomiarów niwelacyjnych. Stwierdzono, że na Białorusi ruchy wznoszące osiągają wielkość 3,5 mm rocznie, na Litwie 1,5–2,0 mm, a w południowo-zachodniej części okręgu kaliningradzkiego (obniżenie perybałtyckie) dominuje ruch obniżający o wielkości 1 mm rocznie.

Obszar obejmujący wyniesienie mazursko-białoruskie w granicach Polski według Niewiarowskiego i Wyrzykowskiego, 1960; Wyrzykowskiego, 1971, 1975, 1985; Kowalskiego i Liszkowskiego, 1972, podnosi się obecnie z

szybkością 1 mm na rok, obszar natomiast obniżenia perybałtyckiego w granicach Polski nieznacznie się pograża.

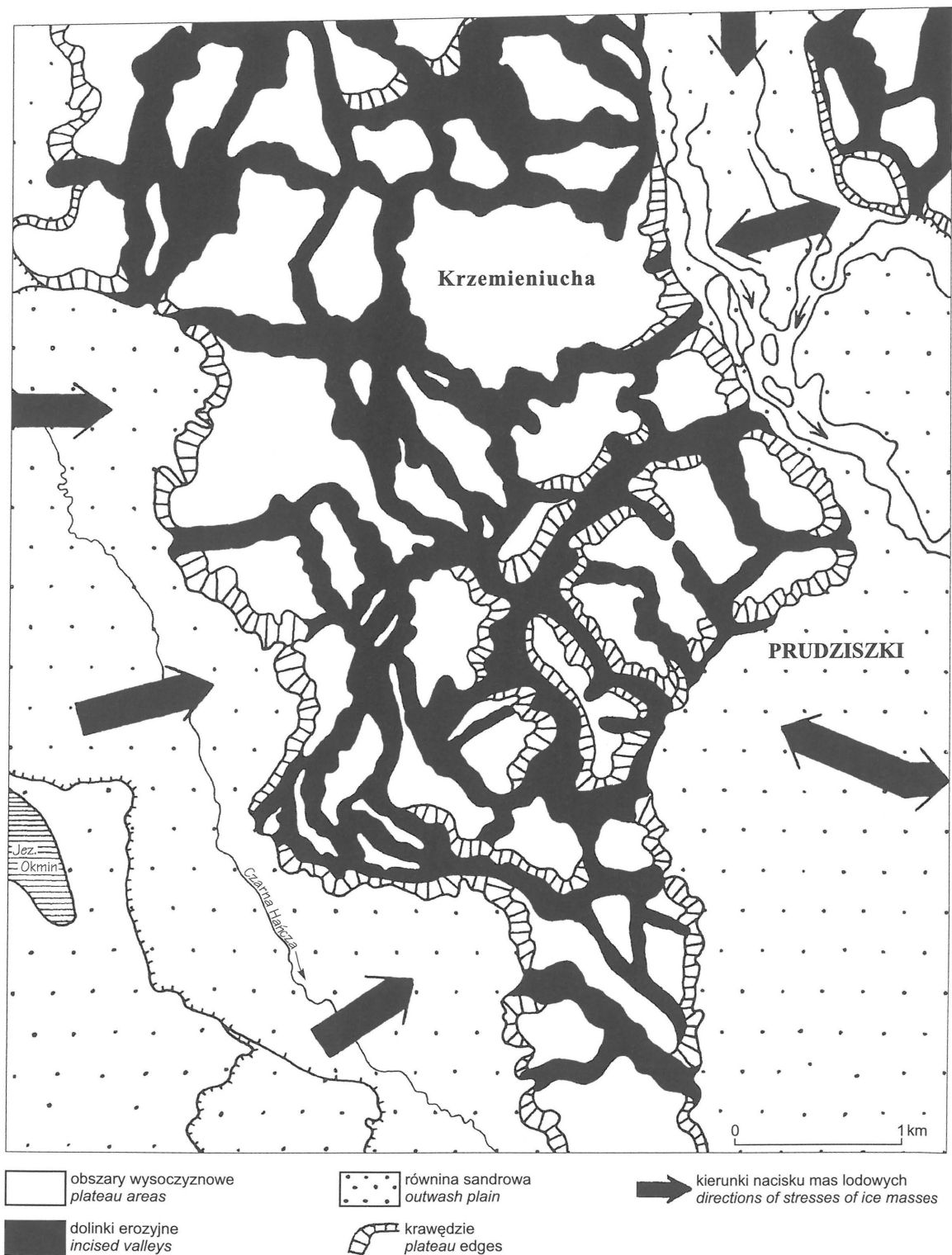
### Glacitektonika i jej uwarunkowania

Osady plejstocenne na obszarze Pojezierza Suwalsko-Augustowskiego podlegały zaburzeniom glaciectonicznym, które powodował każdy kolejno nasuwający się lądolód. Szczególnie dobrze, podobnie jak w przypadku wpływów głębokiego podłoża na ukształtowanie powierzchni Pojezierza Suwalsko-Augustowskiego (Ber & Ryka, 1998) zaburzający wpływ lądolodu widoczny jest w morfogenezie i ukształtowaniu współczesnej powierzchni. Odtworzenie natomiast skali i lokalizacji zaburzeń glaciectonicznych głębiej zachowanych osadów plejstoceńskich, przeprowadzone jedynie w oparciu o dość daleko od siebie rozmieszczone profile rdzeniowych otworów badawczych, jest zadaniem bardzo trudnym i opartym głównie na przypuszczeniach i wyobraźni.

Na morfogenezę i ukształtowanie współczesnej powierzchni Pojezierza Suwalsko-Augustowskiego, szczególnie w części północnej (Pojezierza Suwalskie i Sejneńskie) znaczny wpływ miała deformująca, glaciectoniczna działalność lądolodu zlodowacenia wisły (Ber, 1986, 1989a, b, 1990, 1998; Krzywicki, 1993).

Zaburzenia glaciectoniczne, uwarunkowane pionowymi ruchami neotektonicznymi, uaktywnionymi przez nacisk nasuwającego się lądolodu (glacizostazja), zgodnie z poglądami Liszkowskiego (1993), powstawały głównie wzdłuż równoleżnikowych rozłamów tektonicznych i uskoków głębokiego podłoża (ryc. 1). Lądolód zlodowacenia wisły deformował osady bezpośredniego i głębszego podłoża przez naciski: statyczny (pionowy) i dynamiczny (poziomy), zgodnie z modelem przedstawionym przez Rotnickiego (1976, 1983, 1999). W ich wyniku uaktywnieniu uległy rozłamy tektoniczne i uskoki głównie równoleżnikowe, które uwarunkowały zasięgi i postoje recesyjne lądolodu. Stały się one przyczyną powstania form marginalnych o zaburzonej, glaciectonicznej strukturze (moreny spiętrzenia i wyciśnięcia) oraz tzw. festonowego ukształtowania powierzchni. Lądolód deformował także przez naciski boczne masy lodowej na zbocza i krawędzie różnej genezy wyniesień i obniżen, dzięki czemu powstały struktury tzw. dolinnej (Krygowski, 1962, 1965) i krawędziowej (Brykczyński, 1984) lub krawędziowo-dolinnej (Banham, 1975) glaciectoniki. Działalność zaburzająca lądolodu przez nacisk pionowy (statyczny) i poziomy (dynamiczny) i powstanie festonów zachodziła głównie w obszarach Pojezierza Suwalskiego i Pojezierza Sejneńskiego, gdzie powierzchnia tych obszarów zbudowana była z glin





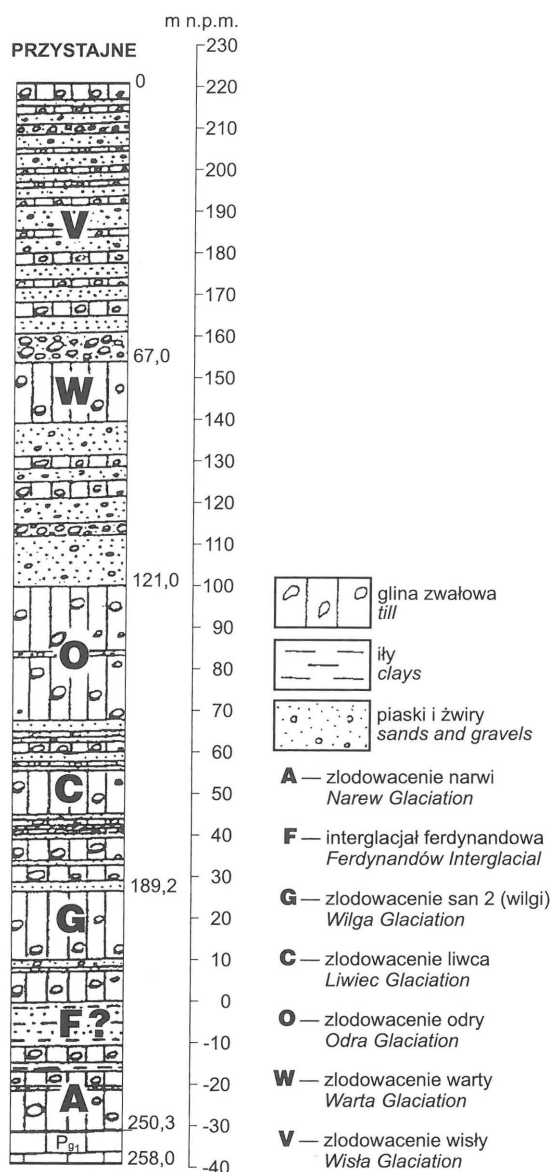
Ryc. 5. „Poligony” układ rzeźby zaburzonej glacitektonicznie wysoczyzny Szurpił i Krzemianki  
 Fig. 5. Polygon-like relief pattern at the Szurpiły and Krzemianka plateau

zwałowych, a łądłód wykorzystał ich plastyczność (ryc. 4).

Szczegółowe badania form festonowych wykazały, że oprócz tego, że występują na całym obszarze Pojezierzy Suwalskiego i Sejneńskiego, podkreślając poszczególne etapy nasuwania się łądłodu, składają się one z różnej wielkości zagłębień końcowych, nazwanych (Ber, 1974) za Basalykasem (1965) glacidepresjami, a obecnie według Ruszczyńskiej-Szenajch (1983) określonych jako depresje

glacitektoniczne. Glacidepresje te okalały formy czołowo-morenowe, przeważnie o zaburzonej strukturze (moreny czołowe spiętrzenia) w postaci łusek oraz nachylonych lub pionowych fałdów, tworzących tzw. glacielewacje, lub według terminologii Ruszczyńskiej-Szenajch (1983) — wyciśnięcia glacitektoniczne. Nadaje to powierzchni omawianego obszaru charakterystyczny, rytmiczny w układzie równoleżnikowym i południkowym, festonowy układ narzemiań leżących różnej wielkości obniżień i wyniesień,





Ryc. 6. Profil glaciektonicznie zaburzonych osadów w profilu Przystajne, P<sub>g1</sub> — paleocen dolny

Fig. 6. Przystajne borehole. Glaciotectonically disturbed Pleistocene sediments, P<sub>g1</sub> — Lower Palaeocene

tych ostatnich o zaburzonej strukturze. Taką rzeźbę powierzchni terenu Troickij (1975) nazywał „strukturalną”. Fenomen występowania glaciektoniki festonowej na obszarze Pojezierza Suwalskiego i wielkość festonów być może zostały uwarunkowane zróżnicowaną ruchliwością i wielkością bloków tektonicznych podłoża krystalicznego.

Występują tu także powstałe na stykach lobów lub jezior lodowcowych trójkątne, klinopodobne masywy czołowomorenowe zaburzone glaciektonicznie w częściach brzeżnych. W miarę nasuwania się lądolodu formy czołowomorenowe o zaburzonej strukturze, tworząc glacielewacje były znów zaburzane, tj. fałdowane lub ścinane (tzw. „przejechane” moreny czołowe wg Grippa, 1942), a tym samym niwelowane w części stropowej. Znanie są także z obszaru Pojezierza Suwalsko-Augustowskiego (okolice jeziora Hańcza, okolice wsi: Nowinka i Barszcze) formy drumlinowe.

Spraszane i zaburzone przez lądolód osady w miejscach występowanie deformacji glaciektonicznych, tj. w glaciele-

wacjach, były bardziej odporne na erozję wód lodowcowych działających w okresie stagnacji i recesji lądolodu.

W części środkowej i południowej obszaru Pojezierza Suwalskiego, gdzie powierzchnia wysoczyzny była urozmaicona przez rozległe i głębokie obniżenia o zróżnicowanej genezie bądź porozcinana erozyjnie, lądolód wkraczał licznymi jezorami i mikrojezorami najpierw w obniżenia i rozcięcia, zaburzając ich krawędzie, zbocza i stoki przez nacisk boczny mas lodowych (glaciektonika krawędziowa), a następnie „napływał” na powierzchnię wysoczyzny (glaciektonika festonowa).

W dzisiejszej rzeźbie, miejsca szczególnie silnie działających bocznych nacisków masy lodowej są zachowane w postaci różnej wielkości półkolistych wgłębień krawędzi i stoków wysoczyzn polodowcowych i zagłębień egzaracyjnych (ryc. 4). Zaburzone przez nacisk boczny mas lodowych osady tworzą bądź łuki antyklin, nachylone na zewnątrz od napierającej masy lodowej, bądź łuski, a także są ustawione prawie pionowo tworząc diapiry (Ber, 1986). Niewykluczone, że tworzyły się również struktury monoklinalne szczególnie w osadach piaszczystych i mułkowych. Klasycznym przykładem występowania struktur powstałych w wyniku glaciektoniki na Pojezierzu Suwalskim jest obszar wysoczyzny Szurpił i Krzemianki, gdzie zaburzenia te zostały odpreparowane przez działającą w okresie schyłku plejstocenu i obecnie erozję, która działała na zluźnieniach między fałdami, łuskami i diapirami glaciektonicznymi, dając charakterystyczny, „poligonowy” układ wcięć erozyjnych i dolinek (ryc. 5).

W obszarze Równiny Augustowskiej lądolód zlodowacenia wisły nie spowodował tak intensywnych zaburzeń, jak na Pojezierzu Suwalskim. Ślady glaciepresji i glacielewacji będących efektem poziomych i pionowych nacisków masy lodowej, tj. glaciektoniki festonowej, zachowały się jedynie w środkowej części Równiny Augustowskiej, w okolicach jeziora Serwy, Rygoła i Płaskiej (ryc. 4). Niewykluczone jednak, że zaburzenia glaciektoniczne na obszarze Równiny Augustowskiej były równie intensywne, jak na Pojezierzu Suwalskim, tym bardziej, że zachowane tu utwory zastoiskowe są bardziej plastyczne od glin zwałowych, a więc bardziej podatne na naciski.

Zaburzenia glaciektoniczne powstałe w wyniku nacisków bocznych mas lodowych (glaciektonika krawędziowa) widoczne są w północno-wschodnich krawędziach wysoczyzn okalających Równinę Augustowską od strony zachodniej (ryc. 4).

Uaktywnienie natomiast przez ciężar nasuwających się mas lodowych równoleżnikowych stref rozłamów tektonicznych i uskoków (por. Liszkowski, 1993) wpłynęło na zasięg i recesyjno-oscylacyjne postoje lądolodu ostatniego zlodowacenia (wisły). Lądolód tego zlodowacenia prawdopodobnie nie przekroczył uwarunkowanej tektonicznie pradoliny Biebrzy i strefa marginalna jego maksymalnego zasięgu przebiega na północ od Sztabina, gdzie wyznaczają ją formy spiętrzonych moren czołowych w okolicach Cisowa i Kamienia opisanych przez Zielińskiego (1992) (ryc. 2). Z kolei wyraźna strefa marginalna maksymalnego zasięgu stadiału głównego (leszczyńsko-pomorskiego) zlodowacenia wisły (ryc. 1, 2) i jego faz (pomorska) oraz subfaz recesyjno-oscylacyjnych (wigier, hańczy i szeszy) uwarunkowana w maksymalnym zasięgu uskokami: jezioro Sajno-Rygoł i Kanał Augustowski-Rygałówka, składa się z kilku, a miejscami kilkunastu ciągów moren czołowych spiętrzonych o zaburzonej glaciektonicznie strukturze (Ber, 1982, 1989a; Lisicki, 1993). Przebiegają



one prawie równoleżnikowo zdecydowanie nawiązując do równoleżnikowych stref rozłamów tektonicznych i uskóków ograniczających od południa suwalski maszyn anortozytowy, tj. Szczytno–jezioro Okrągłe (SJO-DZ wg Liszkowskiego, 1993) oraz Druskienniki–Krasnopol–Suwałki–Filipów. Strefa zaburzeń glacictektonicznych związanych ze strefami rozłamów tektonicznych i uskóków jak np. Szczytno–jezioro Okrągłe, SJO-DZ, może liczyć, wg Liszkowskiego (1993), nawet kilkadziesiąt kilometrów szerokości. Również wszystkie cztery secesyjno-oscylacyjne strefy marginalne ostatniego zlodowacenia (Lisicki, 1993) tj. maksymalna (subfaza wigier), wigierska (faza pomorska), hańczańska i szeszupska, swoim równoleżnikowym a miejscami południkowym przebiegiem, nawiązują do równoleżnikowych i południkowych uskóków fundamentu krystalicznego (ryc. 1).

Wyżej wymienione cztery recesyjno-oscylacyjne strefy marginalne stanowią przeważnie silnie zaburzone glacictektonicznie wały i pagórki moren czołowych spiętrzenia (Ber, 1982; Lisicki, 1993).

Licznych danych o występowaniu kopalnych zaburzeń glacictektonicznych tj. w obrębie starszych osadów plejstocenijskich na Pojezierzu Suwalskim, dostarczają natomiast profile otworów wiertniczych badawczych i hydrogeologicznych. W hydrogeologicznych otworach wiertniczych wykonanych w zagłębieniu Szeszupy, tj. w Wodziłkach, Łopuchowie, Udziejku, Sidorówce itd. występują zaburzone glacictektonicznie osady morenowe charakteryzujące się znacznymi miąższościami (Mitrega, 1988). W zachodniej części Pojezierza Suwalskiego w otworze wiertniczym Przystajne (Ber, 1989b) od stropu osadów (220 m) do ich spągu (-30 m p.p.m.) profil osadów, głównie morenowych, świadczy o występowaniu różnowiekowych zaburzeń glacictektonicznych, które objęły cały, 250 metrowy profil tego wiercenia (ryc. 6). Osady morenowe prawdopodobnie ostatniego zlodowacenia w tym profilu zostały zaburzone do głęb. 67 m. W otworze Przerzeń również prawie cały profil tworzą glacictektonicznie nasunięte jedna na drugą (złuskowane) gliny zwałowe (Ber, 1974). O skali i głębokości występowania zaburzeń glacictektonicznych utworów tylko ostatniego zlodowacenia (wisły), świadczy profil litewskiego wiercenia Norvydai (na północ od Wiżajna), gdzie nasunięte na siebie w postaci łusek gliny zwałowe dwóch stadiów zlodowacenia wisły, osiągnęły niewiarygodną miąższość 158 metrów (Lisicki, 1998a, b). Występowanie na taką skalę i tak głęboko sięgających zaburzeń glacictektonicznych, zdaje się potwierdzać pogląd o uznaniu jeśli nie całego Pojezierza Suwalskiego, to przynajmniej tzw. garbu Wiżajna, wyniesionego do wysokości 298 m n.p.m. (Góra Rowelska) za izolowane wyniesienie plejstocenijskie, (por. Mojski, 1998).

Przy takiej interpretacji, tzn. przyjęciu uwarunkowań tektonicznych głębokiego podłoża, osady plejstocenijskie Pojezierza Suwalskiego przez całą swoją geologiczną historię zaburzone były każdorazowo przez nasuwające się lądolody, czyli ośmiokrotnie, a cały ten obszar stanowił, dzięki zróżnicowanym pionowym ruchom glaciostatycznym przeszkodę dla wkraczających lądolodów, powodując ich rozczłonkowanie na potoki, loby i jezory, wpływając na ich rozprzestrzenienie i zasięg, a szczególnie lądolodu ostatniego zlodowacenia (wisły) oraz uwarunkowywał wraz z przecinającymi go, szczególnie równoleżnikowym nieciągłościami głębokiego podłoża, powstawanie stref zaburzeń glacictektonicznych.

## Podsumowanie

Analiza materiałów uzyskanych z wierceń głębokich prowadzonych w NE Polsce w latach 1957–1991, wykazała wyraźny wpływ budowy geologicznej i tektoniki podłoża krystalicznego na skały osadowe, łącznie z nieskonsolidowanymi utworami czwartorzędu.

Szczególnie aktywne były uskoki gradientowe na granicach struktur prekambryjskich. Ruchy pionowe (epejrogeniczne i glaciostatyczne) wyznaczały zasięgi facji utworów pokrywy osadowej, warunkowały zachowanie ostańców, formowały paleogeomorfologię i współczesną rzeźbę (Ber & Ryka, 1998).

Pojezierze Suwalskie przez całą swoją plejstocenijską historię stanowiło wyniesioną wysoczyznę polodowcową o zaburzonej glacictektonicznie budowie geologicznej (iPe — por. Mojski, 1998), porożcinaną dolinkami rzecznyymi w okresach interglacjalnych i rynnami subglacjalnymi oraz głębokimi i rozległymi obniżeniami egzaracyjnymi (zagłębienie Szeszupy). W czasie zlodowaceń wyniesiony w obrębie zasięgu suwalskiego masywu anortozytowego garb Wiżajna stanowił znaczącą przeszkodę dla ruchu kolejnych lądolodów, powodując ich zróżnicowanie na potoki i loby oraz wymuszając, razem z uaktywnionymi strefami równoleżnikowych rozłamów tektonicznych, powstawanie stref zaburzeń glacictektonicznych.

Współczesna powierzchnia północno-wschodniej Polski, szczególnie w części północnej (Pojezierza Suwalskie i Sejneńskie) została ukształtowana ostatecznie dzięki deformującej, glacictektonicznej działalności lądolodu zlodowacenia wisły. Zaburzenia glacictektoniczne, uwarunkowane pionowymi ruchami neotektonicznymi (glaciostazja) zaktywizowanymi przez ciężar nasuwającego się lądolodu (por. Liszkowski, 1993 — ryc. 3), powstały głównie wzdłuż równoleżnikowych linii złuznień tektonicznych głębokiego podłoża.

Lądolód zlodowacenia wisły deformował osady średniego podłoża przez naciski: statyczny (pionowy) i dynamiczny (poziomy), w wyniku których powstało tzw. festonowe ukształtowanie powierzchni, być może związane z blokami tektonicznymi głębszego podłoża oraz przez naciski boczne na różnej genezy zbrocza i krawędzie, dzięki czemu powstały elementy tzw. dolinnej glacictektoniki (Brykczyński, 1984; Ber, 1986).

## Literatura

- BANHAM P. H. 1975 — Glacitectonic structures: a general discussion with particular reference to the Contorted Drift of Norfolk. [In:] A. E. Wright, F. Moseley (eds.), Ice ages, ancient and modern. Seal House Press, Liverpool: 69–94.
- BARANIECKA M. D. 1975 — Quaternary tectonic phases in central part of the Polish Lowlands. Symp. Recent and Neotectonic Vertical Crustal Movements in Poland, 1. Wyd. Geol.: 185–196.
- BARANIECKA M. D. 1979 — Quaternary dislocation zones along main structural — tectonic borders of Polish Lowland. Quart. Stud. in Poland, 1: 5–13.
- BASALYKAS A. B. 1965 — Raznoobrazije reliefa lednikogo-akkumulatiwnoj oblasti. [In:] Matierikowoje oledienienije i lednikowyj morfogieniez. Wyd. Uniw. Wileński, Vilnius: 65–154.
- 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 — Glacitectonic deformation of glacial landforms and deposits in the Suwałki Lakeland (NE Poland) [In:] Tills and Glaciotectonics, J. J. Van der Meer (ed.). A. A. Balkema, Rotterdam: 135–143.



- BER A. 1989a — Morfogenez Pojezierza Suwalskiego i Równiny Augustowskiej. *Studia i Mater. Ocean.*, 56, Geol. Morza: 191–207.
- BER A. 1989b — Stratigraphy of the Quaternary of the Suwałki Lakeland and its substrate based on recent data. *Kwart. Geol.*, 38: 473–478.
- BER A. 1990 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Suwałki. Państw. Inst. Geol.
- BER A. 1998 — Glacitektonika NE Polski w nawiązaniu do neotektoniki oraz budowy geologicznej fundamentu krystalicznego. III Ogólnopolska Konf. pt. Neotektonika Polski: teraźniejszość i przyszłość. Streszczenia referatów i posterów, Kraków 23–24X1998: 16–17.
- BER A. & RYKA W. 1998 — Influence of the crystalline basement on the sedimentary cover of the eastern part of the Peribaltic Depression, Poland. [In:] *Geology of the Suwałki Anorthosite Massif (northeastern Poland)*. Pr. Państw. Inst. Geol., 161: 171–181.
- BRYKCYŃSKI M. 1984 — Glacitektonika krawędziowa w Kotlinie Warszawskiej i Kotlinie Płockiej. Pr. Muz. Ziemi, 35.
- CIEŚLA E. & WYBRANIEC S. 1998 — Geophysical studies of the Suwałki Anorthosite Massif. Pr. Państw. Inst. Geol., 161: 19–26.
- DANIEL-DANIELSKA B. 1989 — Szkic fotointerpretacyjny regionu Suwalskiego masywu anortozytowego, skala 1 : 100 000. Arch. Zakł. Fotogeologii. Państw. Inst. Geol.
- DOKTÓR S., GRANICZNY M. & KUCHARSKI R. 1990 — Mapa liniowych elementów tektonicznych na podstawie analizy teledetekcyjno-geofizycznej, skala 1 : 100 000. Arch. Zakł. Metod. i Kart. Państw. Inst. Geol.
- GRANICZNY M. 1998 — Tectonics of the Suwałki Anorthosite Massif in the light of the analysis of satellite images and geophysical data. Pr. Państw. Inst. Geol., 161: 47–51.
- GRIPP H. 1942 — Beitrag zur Entwicklungsgeschichte des Frischen Haffs. *Geol. Meere*, 5: 2–28.
- GUDELIS V. 1960 — Neotectonic Movements on the Territory of the East Baltic Area in the Quaternary Period. *Coll. Acta. Geogr. Lith. Vilnius. Spec. ed. for 19 INQUA Congress*: 201–207.
- JUSKOWIAK O. 1993 — Podłoże krystaliczne Suwalszczyzny. Przew. 65 Zjazdu Pol. Tow. Geol. Państw. Inst. Geol.: 16–29.
- KARABANOV A. K. & PAVLOVSKAYA I. E. 1997 — Introduction. Excursions Guide book. [In:] *Quaternary deposits and neotectonics in the area of Pleistocene glaciations*. May 12–16, 1997, Belarus. Mińsk: 3–9.
- KOCISZEWSKA-MUSIAŁ G. 1978 — Czwartorzędowe surowce okrucowe Suwalszczyzny na tle budowy geologicznej. Pr. Muz. Ziemi, 29: 3–79.
- KOWALSKI W. C. & LISZKOWSKI J. 1972 — Współczesne pionowe ruchy skorupy ziemskiej w Polsce na tle jej budowy geologicznej. *Biul. Geol. UW.*, 14: 16–19.
- KRYGOWSKI B. 1962 — Uwagi o niektórych typach zaburzeń glaciotektonicznych niżowej części Polski zachodniej. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, 9: 61–94.
- KRYGOWSKI B. 1965 — Teoria glaciitektoniki dolinnej. Sprawozd. PTPH, 2. Wyd. UAM, Poznań: 300–301.
- KRZYWICKI T. 1993 — Czwartorzęd Pojezierza Suwalskiego. [In:] Przew. 64 Zjazdu Pol. Tow. Geol. na Ziemi Suwalskiej. Państw. Inst. Geol.: 59–81.
- KUBICKI S. & RYKA W. 1982 — Geological Atlas of Crystalline Basement Polish Part of the East-European Platform. *Wyd. Geol.*
- KUBICKI S., RYKA W. & ZNOSKO J. 1972 — Tektonika podłoża krystalicznego prekambryjskiej platformy w Polsce. *Kwart. Geol.*, 16: 541–545.
- LISICKI S. 1993 — Deglacjacja Pojezierza Suwalskiego w okresie schyłku plejstocenu. [In:] Przew. 64 Zjazdu Pol. Tow. Geol. na Ziemi Suwalskiej. Państw. Inst. Geol.: 81–89.
- LISICKI S. 1996 — Plejstocen Pojezierza Mrągowskiego. *CAG Państw. Inst. Geol.*
- LISICKI S. 1997 — Pleistocene of Mrągowo Lakeland. *Geol. Quater.*, 41: 327–346.
- LISICKI S. 1998a — Attempt of lithostratigraphic correlation of tills in northeastern Poland and southern Lithuania. *Geol. Quater.*, 42: 161–172.
- LISICKI S. 1998b — Interpretacja wyników analizy petrograficznej frakcji żwirowej glin zwałowych w nawiązaniu do ich genezy. *Prz. Geol.*, 46: 410–416.
- LISZKOWSKI J. 1987 — The effects of Pleistocene ice sheet loading — deloading cycles on the bedrock structure of Poland, *Abstr. XIIth Inter. Congr. INQUA*. Ottawa.
- LISZKOWSKI J. 1975 — Wpływ obciążenia lodolodem na plejstoceńską i współczesną dynamikę litosfery na obszarze Polski. *Mat. I Kraj. Symp. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, t. 1, Warszawa.
- LISZKOWSKI J. 1993 — The effects of Pleistocene ice — sheet loading — deloading cycles on the bedrock structure of Poland. *Folia Quater.*, 64: 7–23.
- MARKS L. 1988 — Relation of substrate of the Quaternary paleorelief and sediments, western Mazury and Warmia (northern Poland). *Zesz. Nauk. AGH*, 1165, *Geol. Kwart.*, 14: 1–76.
- MITRĘGA J. 1988 — Zagadnienia hydrogeologiczne okolic Jeleniewa. Konferencja naukowa Wigry 1988: Ochrona środowiska przyrodniczego przed wpływami przemysłu wydobywczego na przykładzie Suwalszczyzny. Szczecin—Suwałki.
- MOJSKI J. E. 1998 — Isolated Pleistocene elevations in the area of Last Scandinavian glaciation between Finnish Bay and Odra Mouth Field Symp. on glacial processes and Quatern. environment in Latvia. Abstracts of papers and posters. Riga, 25–31 May, 1998: 45–46.
- NIEWIAROWSKI J. & WYRZYKOWSKI T. 1960 — Wielkości współczesnych ruchów pionowych skorupy ziemskiej na obszarze Polski. *Mat. Inst. Geod. i Kartog. Warszawa*.
- ROTNICKI K. 1976 — The theoretical basis for a model of the origin of glaciotectionic deformations. *Questiones Geogr.* 3: 103–139.
- ROTNICKI K. 1983 — Glaciotectionics and the problem of correct stratigraphy and correlation of the Quaternary deposits in the areas of Pleistocene inland glaciation. *Quaternary glaciations of the Northern Hemisphere*. Project 73/1/24. 9, Prague: 42–64.
- ROTNICKI K. 1999 (w druku) — Glacitektonika i denudacja w strefie spiętrzonych moren czołowych obszarów staroglacjalnych a problemy stratygrafii w szczegółowym kartowaniu geologicznym Polski w skali 1 : 50 000. Poznań.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH H. 1983 — Słownik tektoniczny. Cz. 14: Glacitektonika. *Prz. Geol.*, 31: 502–505.
- RÜHLE E. 1965 — Czwartorzęd Polski: Podłoże czwartorzędu. [In:] *Zarys geologii Polski*. Wyd. Geol.: 299–303.
- RÜHLE E. 1967 — Podłoże czwartorzędu i jego wpływ na rozmieszczenie i charakter osadów czwartorzędowych w Polsce. [In:] *Czwartorzęd Polski*, 74. PWN: 9–17.
- RÜHLE E. 1973 — Ruchy neotektoniczne w Polsce. [In:] *Metodyka badań osadów czwartorzędowych*. Wyd. Geol.: 13–30
- RYKA W. 1975 — Development of the crystalline basement of north-eastern Poland. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., Mater. Pr.*, 34: 903–904.
- RYKA W. 1993 — Fundament krystaliczny Suwalszczyzny. *Prz. Geol.*, 41: 546–551.
- RYKA W. 1998 — Geologic position of the Suwałki Anorthosite Massif. Pr. Państw. Inst. Geol., 161: 19–26.
- ŚLIAUPA A. & ŚLIAUPA S. 1997 — Neogene — Quaternary tectonic history of the Baltic Syncline. [In:] *The 7th Inter. Meeting of the Working Group Neogeodynamica Baltica*, UNESCO (IGCP Project No. 346, Poland, 2–6 June 1997.
- TROICKIJ L. S. 1975 — Oledienienije Spitsbergiena (Svalbarda). *Akad. Nauk. SSSR, Moskwa. Rapport* 9: 42–64.
- TYSKI S. (red.) 1969 — *Synekliza perybaltycka, cz. 1. Budowa geologiczna*. Inst. Geol. Pr. Geostrukt. Wyd. Geol.
- WEERTMAN J. 1961 — Mechanism for the formation of inner moraines found near the edge of cold ice caps and ice sheets. *J. Glacial.*, 3: 965–978.
- WYBRANIEC S., CIEŚLA E. & PETECKI Z. 1993 — Badania geofizyczne obszaru suwalskiego. *Przewodnik 64 Zjazdu Pol. Tow. Geol. na Ziemi Suwalskiej*, 9–12 września 1993. Państw. Inst. Geol.: 7–16.
- WYRZYKOWSKI T. 1971 — Mapa współczesnych bezwzględnych prędkości pionowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej na obszarze Polski. *Mat. Inst. Geodezji i Kartog.*, Warszawa.
- WYRZYKOWSKI T. 1975 — Opracowanie mapy współczesnych bezwzględnych prędkości pionowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej na obszarze Europy Wschodniej. *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, I Krajowe Symp. t. 1, Warszawa: 101–110.
- WYRZYKOWSKI T. 1985 — Map of recent absolute velocities of vertical movements of the Earth's crust surface on the territory of Poland 1 : 2 500 000. *Mat. Inst. Geod. i Kartog. Warszawa*.
- ZIELIŃSKI T. 1992 — Moreny czołowe Polski północno-wschodniej — osady i warunki sedimentacji. *Pr. Nauk. UŚL.*, 1325: 7–95
- ZNOSKO J. 1984 — The effect of the crystalline basement on the formation of the sedimentary cover of pre-Vendian platform in Poland. *Biul. Inst. Geol.*, 347: 29–37.
- ZNOSKO J. 1993 — Pokrywa osadowa Augustowszczyzny i Suwalszczyzny (wykształcenie, stratygrafia i rozprzestrzenienie). *Przew. 65 Zjazdu Pol. Tow. Geol. na Ziemi Suwalskiej*, 9–12 września 1993. Państw. Inst. Geol.: 41–58.