

# Neotektoniczne założenia kopalnych rynien czwartorzędowych Środkowego Nadodrza (SW Polska)

Andrzej Markiewicz\*

*Analiza strukturalna podkenozoicznego podłoża Środkowego Nadodrza dokumentuje istnienie w tym rejonie stref dyslokacyjnych zgodnych z przebiegiem plejstoceńskich struktur erozyjnych. W okresie zlodowaceń plejstoceńskich, na omawianym obszarze, zachodziły ruchy neotektoniczne, które sprzyjały wynoszeniu pokrywy permio-mezozoicznej z otwieraniem szczelin uskokowych i strefową migracją ciepła geotermicznego. Procesy te różnicowały warunki tworzenia wieloletniej zmarzliny z powstawaniem przetań oraz szczelin lodowcowych nad uaktywnionymi dyslokacjami. W konsekwencji tych procesów zachodziła wzmożona erozja subglacialna wód roztopowych pod dużym ciśnieniem z tworzeniem rynien sięgających 70 m p.p.m.*

**Słowa kluczowe:** neotektonika, czwartorzędowe rynny erozyjne

---

Andrzej Markiewicz — Neotectonic base of Quaternary fossil troughs of Middle Odra region (SW Poland). *Prz. Geol.*, 47: 825–830.

*Summary. Structural analysis of the sub-Cainozoic bedrock of the Middle Odra region showed the occurrence of dislocation zones concordant with the run of Pleistocene erosive structures there. During the Pleistocene glaciations, neotectonic movements occurred. They were conducive to Permian and Mesozoic cover lifting, together with fault gaps opening and zonal migration of the geothermal heat. These processes differentiated conditions of the long-term permafrost formation together with lines of ice remelting creation and glacier crevasses arising over activated dislocations. As a consequence of these processes the increased erosion of fluvio-glacial water occurred as well as sub-glacial erosion of thaw water under big pressure forming troughs reaching the depth of 70 m below the sea level.*

**Key words:** neotectonics, Quaternary erosive troughs

---

\*Centrum Badawczo-Projektowe Miedzi CUPRUM, pl. 1-go Maja 1/2, 50-136 Wrocław

Rejon Środkowego Nadodrza (ryc. 1), leżący w SW Polsce na styku Niziny Śląskiej i Wielkopolskiej, charakteryzuje się zróżnicowaniem morfologicznym. Wyróżnia się tu m.in. dolinną formę w postaci pradoliny Barucko-Głogowskiej oraz leżące na południe od niej Wzgórze Dalkowskie (fragment Wału Trzebnickiego).

Kopalne doliny czwartorzędowe już od początku XIX w. budziły zainteresowanie geologów niemieckich. Generalnie wykrystalizowały się dwie koncepcje dotyczące ich pochodzenia. Pierwsza mówiła o fluwialnej i fluwioglacjalnej ich genezie, a jej autor Berendt (1879) wyróżnił m.in. dwa systemy paratektonicznych na omawianym obszarze: wrocławsko-hanowerską oraz Baryczy. Drugi pogląd głosił, że te główne i wielkie doliny ciągnące się ze wschodu na zachód, były założone tektonicznie już w preglacjale (Koken, 1893). Zwolennikiem ruchów skorupy ziemskiej i dyslokacji dyluwialnych był również Soergel (1923), który przypisywał im zasadniczą rolę w ogólnych zakłóceniach systemów rzecznych Niżu Niemieckiego.

Pierwsze sugestie o możliwości subglacialnego przepływu w obrębie kopalnych dolin czwartorzędowych przedstawił Henkel (1909). Współcześnie wśród geologów niemieckich przeważa ta koncepcja, przy czym oprócz subglacialno-hydrogeologicznego pochodzenia (Kupetz i in., 1989) przyjmuje się istotny współdziałanie w ich tworzeniu egzogenicznego zlodowacenia elstery (Wolf & Schubert, 1992).

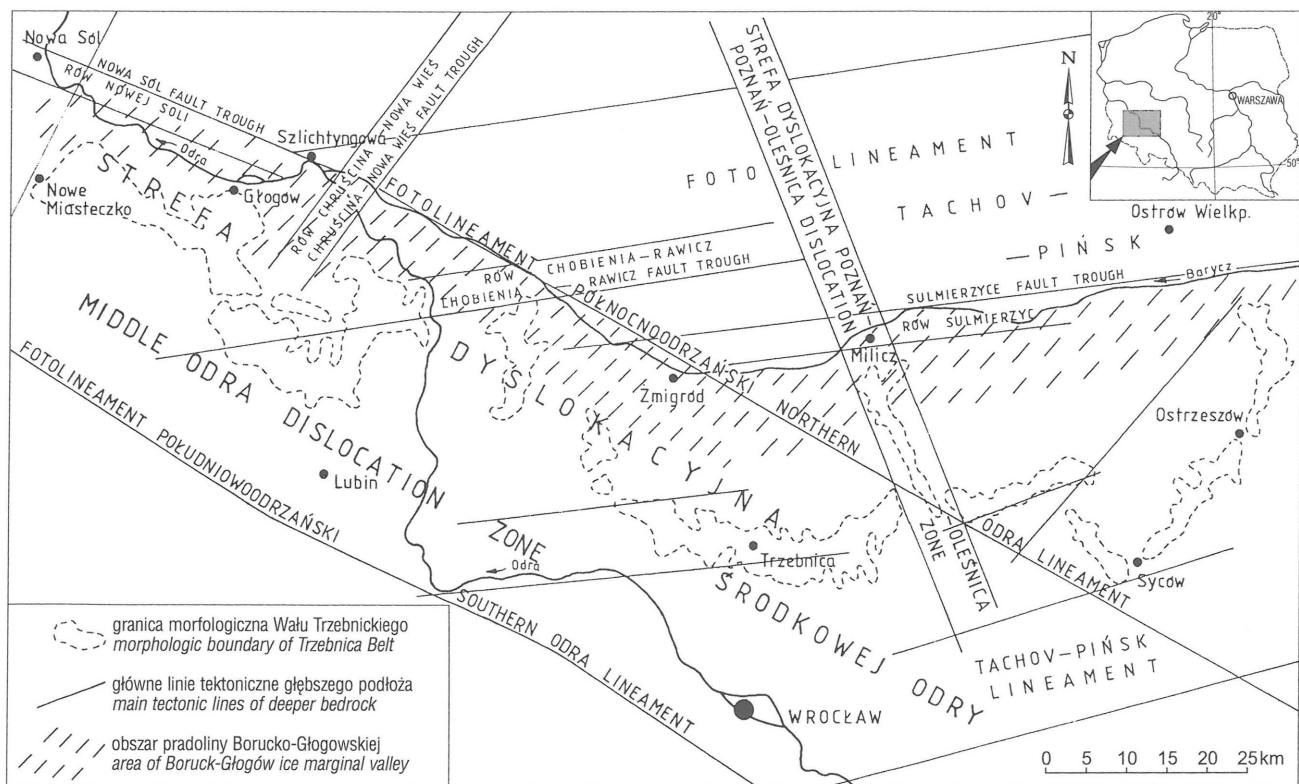
W powojennej polskiej literaturze geologicznej dotyczącej SW Polski rozpowszechnił się pogląd, że kopalne doliny rzeczne mają założenia plioceńskie, jednocześnie wiążąc z nimi powstanie Wału Trzebnickiego (Krygowski, 1962a, b; Dyjor, 1975). Autorzy tej koncepcji negowali istnienie większych dyslokacji w obrębie pradoliny Barucko-Głogowskiej, jak również pod sąsiadującymi z nią od południa wzgórzami — zaprzeczając związkowi między reaktywacją zdyslokowanego głębszego podłoża, a

powstaniem tychże czwartorzędowych struktur dolinnych i glacialitektonicznych (patrz Dyjor, 1993).

Rejon Środkowego Nadodrza jest przedmiotem intensywnego rozpoznania i eksploatacji przemysłu miedziowego (LGOM), naftowego i energetycznego (udokumentowane bogate złoża węgla brunatnego). Prowadzi się w tym rejonie na szeroką skalę badania hydrogeologiczne, geologiczno-inżynierskie oraz prace realizowane w zakresie *Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000*. Wyniki tych badań, a szczególnie strukturalnych, pozwalają przeanalizować budowę całego kompleksu permo-mezozoicznego oraz nadległych osadów kenozoicznych południowej części monokliny przedsudeckiej. Dane te w powiązaniu z kompleksową analizą geofizyczną i teledetekcyjną oraz wynikami głębokich profilowań sejsmicznych pozwalają inaczej niż do tej pory spojrzeć na założenia czwartorzędowych struktur erozyjnych Środkowego Nadodrza.

### Układ czwartorzędowych rynien i ich wypełnienie

W obrazie powierzchni podczwartorzędowej Środkowego Nadodrza na szczególną uwagę zasługują głęboko wcięte w osady trzeciorzędowe struktury erozyjne (ryc. 2). W wyniku powojennych badań zaczęto dokumentować poszczególne odcinki tych kopalnych struktur w rejonie doliny Odry (na odcinku Nowa Sól-Głogów o przebiegu WNW-ESE, o głębokości sięgającej nawet 70 m p.p.m.) i jej dopływów oraz po południowej krawędzi Wzgórz Dalkowskich (Czyżewski, 1948; Kucharewicz, 1975; Dyjor & Kuszell, 1975) (ryc. 2). Ponadto stwierdzono podobne struktury erozyjne w dolnym odcinku Moskorzynki o przebiegu SW-NE (Kowalska, 1960). Między Lubinem a Ścinawą znajduje się kopalna struktura Zimmicy (na kierunku WSW-ENE), z amplitudą wcięcia 160 m i głęb. do 55 m p.p.m. (Morawski, 1976; Gruszka, 1978; Michalska,



Ryc. 1. Morfologia oraz główne strefy uskokowe Środkowego Nadodrza  
Fig. 1. Morphology and main fault zones of Middle Odra Region

1981). Ma ona swoją kontynuację na N, gdzie łączy się z kopalnymi strukturami w dolinie Baryczy po północnej stronie Garbu Rudnej. Według Winnickiego (1980) dno tej struktury leży miejscami na wysokości 50–60 m p.p.m., choć niewykluczone są większe głębokości, na co wskazują dane geofizyczne (Gruszka, 1978). W celu porównania, w rejonie sąsiadującym bezpośrednio od północy z pradoliną Barucko-Głogowską strop utworów trzeciorzędowych zalega na wysokości ok. 70–100 m n.p.m. (Winnicki, 1980).

Ostatnio udokumentowano w rejonie Przemkowa równoleżnikową kopalną strukturę, której największe przegłębienie o głębokości 200 m osiąga 80 m p.p.m. (M. Augustyniak-Walczak, 1997 — inf. ustna).

System czwartorzędowych rynien kopalnych Środkowego Nadodrza tworzy geometryczny układ prostolinijnych odcinków o zróżnicowanych przegłębieniach nie dających w ostatecznym obrazie jednolitego spadku w określonym kierunku (ryc. 2). Często stwierdza się „rygle” (np. Siedlisko) oddzielające poszczególne przegłębione odcinki tych struktur. Według Kraińskiego (1997, inf. ustna) nie można mówić tu o systemie połączonych przegłębieniach lecz raczej o ich izolowanych odcinkach. Pośrednio za tym poglądem przemawia występowanie pojedynczych, krótkich „zawieszonych” zagłębień w obrębie Wysoczyzny Leszczyńskiej oraz Wzgórz Dalkowskich (ryc. 2).

Omawiane kopalne struktury, niekiedy bardzo wąskie (300–800 m), charakteryzują się względnie stromymi skłonami, asymetrycznymi i często lejkowatymi przekrojami, gdzie przy ich przebiegu „równoleżnikowym” obserwuje się południowe skłony łagodniejsze niż północne.

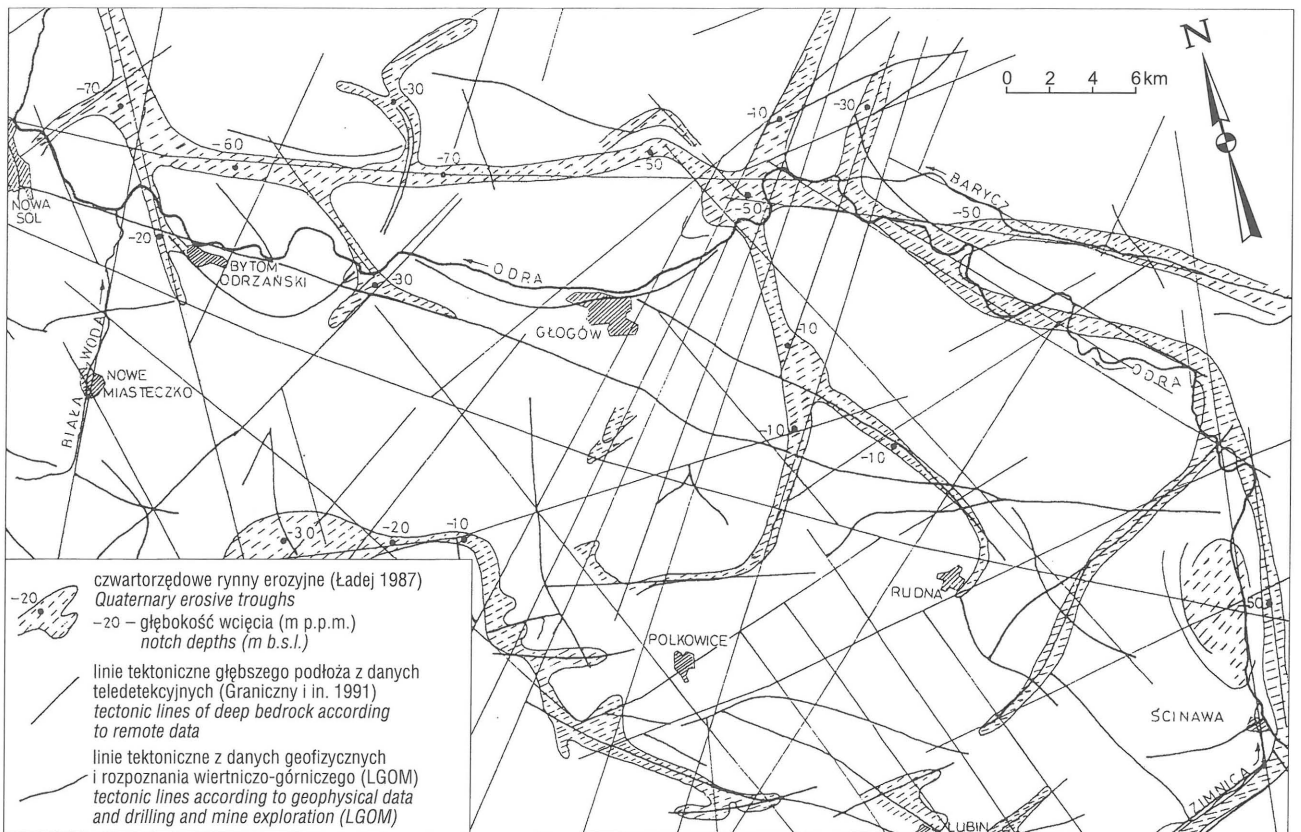
Czwartorzędowe rynny erozyjne wcięte w osady pliocenu i miocenu po pokład węgla brunatnego Henryk, a

nawet głębiej, są wypełnione osadami fluwioglacjalnymi i glacialnymi. Lokalnie w pojedynczych otworach natrafiono pod najstarszymi glinami zwałowymi zlodowacenia południowopolskiego na osady piaszczyste i żwirowe, które początkowo zaliczano do osadów wodnolodowcowych (Dyjur & Kuszell, 1975), nie wykluczając ich rzecznej genezy (interglacjał kromerski) (Winnicki, 1980). Najnowsze badania wykazują, że osady te są redeponowanymi utworami serii Gozdniczy (J. Badura, 1998 — inf. ustna).

W obrębie omawianych struktur kopalnych stwierdza się niewielkie miąższości gliny zwałowej zlodowacenia południowopolskiego i środkowopolskiego (Czerwonka i in., 1997) oraz przedzielające je o znacznych miąższościach — bo sięgające kilkudziesięciu metrów, serie piasków i żwirów.

Gliny zlodowacenia środkowopolskiego są wykształcone w dwu poziomach odpowiadających stadiówi maksymalnemu i warty (Dyjur & Kuszell, 1975; Kotowski & Kraiński, 1995). Te osady glacialne przykrywa seria utworów fluwioglacjalnych i limnoglacjalnych od kilku do kilkudziesięciu metrów miąższości z interglacjału eemskiego, której znaczna część jest redeponowana (Kuszell & Szałajdewicz, 1997; Malkiewicz, 1997). Ponadto stwierdza się pokłady torfów i kredy jeziornej z tego okresu (Buksiński & Tomaszewski, 1968) oraz piaski i żwiry związane ze zlodowaceniem północnopolskim.

Niewłaściwa analiza warunków paleogeograficznych, osadów wypełniających kopalne struktury erozyjne oraz fragmentaryczne rozpoznanie układu tych negatywnych form stał się podstawą błędnej rekonstrukcji systemu staroplejstoceńskich dolin rzecznych SW Polski (patrz Dyjur, 1975, 1987, 1993; Kryza & Poprawski, 1987). Dokonano



Ryc. 2. Mapa czwartorzędowych rynien erozyjnych na tle linii tektonicznych głębszego podłoża wschodniej części Wzgórz Dalkowskich

Fig. 2. Map of Quaternary erosive troughs against background of tectonic lines of deep bedrock of eastern part of Dalkowskie Hills

tego w nawiązaniu do podobnej „rekonstrukcji” przedstawionej przez Eissmanna (1975) dla obszaru Niemiec. Według tego schematu wytworzony na przełomie eoplejstocen/mezoplejstocen układ odwadniający dopasowywał się do bazy erozyjnej Morza Północnego wcinając się na obszarze przedsudeckim w dolinie praOdry do głęb. 150–200 m. Największe przegłębienia miały powstać we wczesnych fazach zlodowaceń globalnych przy czym dolną granicę tej fazy erozji przyjmowano na wiek preglacjalny (Kryza & Poprawski, 1987) lub na okres interglacjalny kromerskiego (Dyjur & Kuszell 1975, Szczepankiewicz, 1975). Według Krygowskiego (1962a, b) i Dyjora (1975) w czasie zlodowacenia południowopolskiego ten układ dolin był modyfikowany przez lodowce w wyniku czego powstały strefy zaburzeń glacictektonicznych na południowych zboczach dolin rzecznych.

U czoła lądolodu zlodowacenia Warty, który oparł się o Wzgórze Dalkowskie, w wyniku erozyjnej działalności wód roztopowych i rzek wypływających z Sudetów powstała pradolina Wrocławsko-Magdeburgska (Woldstedt, 1929; Schwarzbach, 1942; Dyjur, 1993). Odmienne zdanie, negujące istnienie w tym miejscu i okresie drenażu wyraził Szczepankiewicz (1966, 1972) oraz Brodzikowski (1975).

Według Dyjora (1987) założenie nowego systemu dolin rzecznych SW Polski nastąpiło w czasie interglacjalnego eemskiego, gdy powstał basen Morza Bałtyckiego, do którego skierowały się rzeki z omawianego obszaru. Z tym okresem interglacjalnej erozji rzecznej wiąże się ostateczne uformowanie obniżenia dolinnego Baryczy i Odry z jej odcinkiem między Chobienią a Radoszycami (Szczepankiewicz, 1966).

W okresie glacyfazy leszczyńskiej zlodowacenia północnopolskiego wody fluwioglacjalne i fluwialne były odprowadzane na zachód poprzez pradolinę Barucko-Głogowską (m.in. Czyżewski, 1948; Augustowski, 1953).

### Uskoki a czwartorzędowe rynny

Bezpośrednie podłoże osadów kenozoicznych Środkowego Nadodrza stanowią utwory pokrywy permo-mezozoicznej południowej części monokliny przedsudeckiej (ryc. 1).

Pas między fotolineamentem południowodrzańskim (uskok Chocianowa) a fotolineamentem północnodrzańskim stanowi wg Gutercha i in. (1975) strefę rozłamową środkowej Odry (NW–SE) (ryc. 1) sięgającą założeniami po dolną skorupę. Potwierdzają to nowe wyniki badań refleksyjnych z profilu sejsmicznego GB-2A (Cwojdzński i in., 1995), z których wynika, że strefa ta wiąże się z obecnością potężnych uskoków skorupowych, subwertykalnych lub stromo nachylonych. Uskoki te odpowiedzialne są za skokową zmianę grubości dolnej skorupy refleksyjnej. Badania magnetycznego gradientu poziomego T/S (Paprocki, 1994) oraz grawimetryczne (Królikowski & Petecki, 1995), pozwalają wyznaczyć północną granicę tej strefy dyslokacyjnej na linii Kotła–Szlichtyngowa–Wąsosz–Żmigródek (ryc. 1).

Rozpoznanie wiertnicze, geofizyczne i teledetekcyjne Środkowego Nadodrza (m.in. Graniczny i in., 1991) świadczą o wybitnie zdyslokowanym charakterze budowy tego obszaru (ryc. 2). Na złożoną budowę blokową mają wpływ, oprócz głównego kierunku NW–SE, również dodatkowe linie tektoniczne o orientacji W–E i NNE–SSW.

„Równoleżnikowe” linie tektoniczne, z lekkim odchyleniem WSW–ENE, w makroskali wchodzi w skład transeuropejskiego uskoku przesuwczego (TEF), teledetekcyjnie wyinterpretowanego jako superfotolineament Tachov–Pińsk (Graniczny, 1991) (ryc. 1).

Ponadto, w blokowej budowie tektonicznej pokrywy permo-mezozoicznej tej części monokliny mają swój udział młode zapadliska o charakterze rowów: Chruścina–Nowa Wieś, Chobienia–Rawicz, Nowej Soli oraz Sulmierzyc (ryc. 1); które założone są na starszych, głębokich uskokach (Deczkowski & Gajewska, 1980). Przy czym w rowie Nowa Sól–Głogów (ryc. 1) stwierdza się zachowane osady morskie górnego eocenu i dolnej części dolnego oligocenu (Ciuk, 1977). W rowie leżącym w obrębie doliny Odry i dolnej Baryczy (o kierunku WSW–ENE) (ryc. 1) stwierdzona amplituda zrzutu osadów wapienia muszłowego wynosi 40–50 m (Winnicki, 1980). Natomiast rów Sulmierzyc jest o charakterze rowu antytetycznego z zachowanymi utworami jury i częściowo kredy.

Na monoklinie przedsudeckiej struktury rowowe o budowie blokowo-klinowej, tworzyły się w kilku fazach, począwszy od górnego kajpru, aż po czwartorzęd (Tarnowski, 1977). W obrębie nich, w trakcie ruchów tensyjnych pokrywy permo-mezozoicznej, zachodziły przemieszczenia soli cechsztyńskich oraz ich rozpuszczanie (subrozja). Procesy te sprzyjały ruchom blokowym i subsydencji (Tarnowski, 1977; Knieszner i in., 1983). Według Głazka (1989) te depresje subrozyjne były siedliskiem sedimentacji burowęglowej w miocenie.

Najprawdopodobniej w pliocenie, eoplejstocenie i starszym mezoplejstocenie rejon Środkowego Nadodrza w strefie Odry ulegał wynoszeniu będąc narażony na silną denudację, gdyż dotychczas nie stwierdzono tu starszych ogniw czwartorzędu niż związanych ze zlodowaczeniem południowopolskim. Według Szczepankiewicza (1972) w dolinie Odry w tym okresie erozja sięgała do 70 m. Należy przyjąć, że proces ten związany był z nasileniem ruchów fazy wołoskiej w obrębie Masywu Czeskiego.

Wyniki badań petrologicznych z osiowej strefy Wału Trzebnickiego (Czerwonka i in., 1991) sugerują istnienie ruchów oscylacyjnych w okresie zlodowacenia południowo-polskiego, jak również powolne podnoszenie w górnym plejstocenie — na co miałyby wskazywać przełomy antecendentne w rejonie Wińska.

W rejonie Środkowego Nadodrza analiza strukturalna wykazuje w osiach przegłębionych odcinków rynien czwartorzędowych zgodne z nimi występowanie młodych stref dyslokacyjnych o charakterze grawitacyjnym (ryc. 2) (Markiewicz, 1993, 1995). Na szczególną uwagę zasługuje zgodny przebieg rynien w obrębie pradoliny Barucko-Głogowskiej (przy jej północnej granicy) o kierunku WNW–ESE z ponadregionalnym fotolineamentem północnodrzańskim (Hamburg–Berlin–Zielona Góra–Wieluń; Graniczny, 1991) (ryc. 1, 2).

Według autora o związku między czwartorzędowymi strukturami rynnowymi a uaktywnionymi uskokami w podłożu świadczy stwierdzona łączność hydrauliczna pomiędzy czwartorzędowym a głębszymi poziomami wodonośnymi w rejonie między Lubinem a Ścinawą (ryc. 2). Na łączność tą wskazuje m.in. powstanie niecki osiadania Osiek–Niemstów z odwodnienia, której dłuższa oś pokrywa się z przebiegiem rynny Zimnicy oraz uskokami grawitacyjnymi w pokrywie permo-mezozoicznej (Kalisz i in., 1995).

Ponadto w tym kontekście, na uwagę zasługuje fakt, że „zawieszane”, krótkie rynny erozyjne w obrębie Wzgórz Dalkowskich i Wysoczyzny Leszczyńskiej (ryc. 2) położone są ponad stwierdzonymi poduszkami soli cechsztyńskich (Markiewicz, 1999).

## Dyskusja wyników

Na terenie niżowej części Polski coraz częściej znajduje się dowody wskazujące na istnienie w osiach kopalnych struktur erozyjnych odmładzanych w interglacjalach linii uskoku, co mogłoby wskazywać na ich aktywność tektoniczną w okresie całego czwartorzędu (m.in. Baraniecka, 1976; Kowalski, 1976; Nowak, 1977; Jezierski, 1988).

Z analizy ostatnio opracowanych map powierzchni podczwartorzędowej Dolnych Łużyc (Kupetz i in., 1989) oraz obszaru między Hamburgiem i Bremą (Meyer i in., 1995) jednoznacznie wynika, że kopalne struktury na terenie Niemiec wcięte maks.: 200–400 m p.p.m. są pochodzenia subglacjalnego. Ponadto według autora, pobieżna analiza przebiegu tychże najgłębszych rynien w odniesieniu do strukturalnego wykształcenia pokrywy permo-mezozoicznej NW Niemiec (patrz Kockel i in., 1996) pozwala stwierdzić, że są założone one na normalnych uskokuach nadwysadowych. Skłania to do przypuszczenia, że powstały one w wyniku wzrostu ciał solnych i związanej z tym reaktywacji uskoku w ich nadkładzie. Proces ten można wiązać m.in. ze zróżnicowanym obciążeniem głębszego podłoża w czołowej strefie lądolodów plejstocenijskich.

Mając powyższe na uwadze, jak i wcześniej przytoczoną analizę strukturalną Środkowego Nadodrza nie jest możliwym do przyjęcia pogląd mówiący, że największe kopalne przegłębienia na terenie niżowej części SW Polski są lokalnym reliktem dostosowywania się podstawy erozji rzecznej do ówczesnego poziomu morza (por. Dyjor, 1987 oraz Kryza & Poprawski, 1987).

Prostoliniowy przebieg przegłębionych odcinków czwartorzędowych struktur erozyjnych na omawianym obszarze, które pokrywają się ze stwierdzonymi (pośrednio i bezpośrednio) strefami uskoku (ryc. 2) oraz udokumentowane kontakty hydrauliczne pomiędzy nimi (patrz Kalisz i in., 1995) wskazują, że w powstaniu kopalnych struktur niewątpliwą rolę miały młode ruchy tektoniczne. Pośrednio wskazuje na to fakt, że dyslokacje biegnące w osi tych kopalnych struktur czwartorzędowych mają swoje odzwierciedlenie teledetekcyjne co wg Jaroszewskiego i Piątkowskiej (1988) dowodzi ich młodej aktywności, głównie w warunkach wynoszenia. Dane te jak i wyniki badań geotermicznych (m.in. Stajniak, 1981) skłaniają do przyjęcia tezy o istotnym udziale ruchów tektonicznych w strefie Odry z przypowierzchniowym otwieraniem uskoku.

Według autora w rejonie Środkowego Nadodrza czwartorzędowa tektonika stanowiła strukturalne założenia m.in. subglacjalnych dróg drenażu na tym obszarze.

Efektom neotektonicznych założeń rynien subglacjalnych jest ich układ o powszechnie stromych zboczach i o zróżnicowanych wysokościach den, uniemożliwiających odtworzenie uprzywilejowanego kierunku spadku oraz charakter wypięających je osadów (patrz *Układ czwartorzędowych rynien i ich wypełnienie*).

Strefa Odry (NW–SE) i TEF (W–E) były predysponowane neotektonicznie do wynoszenia materii i ciepła ku powierzchni, zważywszy ich dolnoskorupowe założenia, pionowy charakter dyslokacji ramowych oraz ich trzeciorzędową aktywność tektoniczną.

Wielkopromienne ruchy wynoszące fazy wołoskiej, w rejonie Środkowego Nadodrza, uległy szczególnemu wzmocnieniu w wyniku oddziaływań glaciostatycznych, których największe nasilenie miało miejsce w momencie wchodzenia i deglacacji lądolodów zlodowacenia elstery. Ruchy glaciostatyczne z kompensacyjnym wynoszeniem

podłoża (patrz Liszkowski, 1992) sprzyjały udzieleniu uskoku i spękań a przez to infiltracji wód do poziomu soli cechsztyńskich co prowadziło do subrozji, zmniejszenia lepkości soli. Autor dysponuje danymi, które wskazują że w omawianym rejonie, przy strefowej migracji ciepła geotermicznego oraz przy zróżnicowanym obciążeniu podłoża w strefie czołowej lądolodu były sprzyjające warunki do zaistnienia ruchów soli oraz przemieszczeń ich blokowego nadkładu (Markiewicz, w oprac.).

Ruchy wynoszące sztywnego podłoża z jego rozszczelnieniem i migracją ciepła różnicowały warunki tworzenia wieloletniej zmarzliny z powstawaniem przetain oraz szczelin lodowcowych nad uaktywnionymi dyslokacjami. Sprzyjało to strefowo pogłębionej erozji wód płynących pod ciśnieniem hydrostatycznym w tunelach subglacjalnych. W obrębie tak tworzących się rynien subglacjalnych powszechnie zachodziły ruchy masowe a w okresach interglacjalnych były one włączane lokalnie w system drenażu rzecznej.

Według autora niestabilność drenażu podlodowcowego w tworzących się na kierunku „równoleżnikowym” ryniach subglacjalnych ponad uskokuem północnodrzańskim i strefą Sulmierzyc, w powiązaniu z reaktywacją bloków uskoku pokrywy permo-mezozoicznej (patrz Markiewicz, 1995; Markiewicz & Winnicki, 1997) wymuszało zmiany wielkości naprężeń ścinających w obrębie lądolodu. Procesy te, z istotnym udziałem wody (patrz tzw. hydroglacitektonika; Michalski, 1983), sprzyjały egzaracji i wyciskaniu osadów kenozoicznych wzdłuż cylindrycznych powierzchni odkłucia (patrz Jaroszewski, 1991). W konsekwencji tego następowało poszerzenie od południa rynien subglacjalnych oraz tworzenie zaburzeń glacitektonicznych Wału Trzebnickiego (ryc. 1) (Markiewicz, 1999).

Współczesny przebieg rzeki Odry i jej głównych dopływów (m.in. Białej Wody, Baryczy, Zimnicy) w rejonie Środkowego Nadodrza pokrywa się z głównymi uskokuami wyinterpretowanymi teledetekcyjnie, otworowo i metodami geofizycznymi (ryc. 2). Potwierdza to wcześniejsze spostrzeżenia Ostaficzuka (1991) wskazujące na istotny udział współczesnych ruchów blokowych permo-mezozoicznego podłoża na obecny układ drenażu rzecznej w niżowej części SW Polski.

## Literatura

- AUGUSTOWSKI B. 1953 — Kilka uwag o odwodnieniu stadiu brandenburskiego na obszarze między Leszmem a Nową Solą. Zesz. Geogr. WSP, Gdańsk, 1: 173–177.
- BARANIECKA M. D. 1976 — Zależności wykształcenia osadów czwartorzędowych od struktury i dynamiki podłoża w środkowej części Niżu Polskiego. Biul. Inst. Geol., 288. Z badań czwartorzędu w Polsce, 16: 5–97.
- BERENDT G. 1879 — Gletschertheorie oder Drifttheorie in Norddeutschland. Z. Deutsch. Geol. Ges., Berlin: 1–20.
- BRODZIKOWSKI K. 1975 — Zagadnienie odpływu wód lodowcowych i rzecznych na obszarze Borów Dolnośląskich. [W:] Przewodnik sesji naukowej: Rzeźba i czwartorzęd Polski południowo-zachodniej. Uniw. Wrocław: 43–46.
- BUKSIŃSKI S. & TOMASZEWSKI J. 1968 — Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski, ark. Lubin 1 : 50 000. Wyd. Geol.: 5–70.
- CIUK E. 1977 — Nowe stanowiska eocenu górnego i oligocenu dolnego w rejonie Globic, Szaszorowic i Miechowa. Prz. Geol., 25: 1–6.
- CWOJDZIŃSKI S., MŁYNARSKI S., DZIWIŃSKA L., JÓZWIAK W., ZIENTARA P. & BAZIUK T. 1995 — GB-2A — pierwszy sejsmiczny profil głębokich badań refleksyjnych (GBS) na Dolnym Śląsku. Prz. Geol., 43: 727–738.
- CZERWONKA J. A., KRZYSZKOWSKI D. & ŁABNO A. 1991 — Korelacja litostratygraficzna osadów czwartorzędowych z otw. wiert. na ark. Wołów Szczegółowej mapy geologicznej Polski, 1 : 50 000. Geol. AGH, 17: 43–67.

- CZERWONKA J. A., DOBOSZ T. & KRZYSZKOWSKI D. 1997 — Stratygrafia i petrografia glin północnej części Śląska. *Kwart. Geol.*, 41: 209–242.
- CZYŻEWSKI J. 1948 — Dolina Baryczy. *Czas. Geogr.*, 19: 125.
- DECZKOWSKI Z. & GAJEWSKA I. 1980 — Mezozoiczne i trzeciorzędowe rowy obszaru monokliny przedsudeckiej. *Prz. Geol.*, 28: 151–156.
- DYJOR S. 1975 — Zaburzenia glacictektoniczne w Polsce Zachodniej, Symp. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce, 1. Wyd. Geol.: 217–229.
- DYJOR S. 1987 — Systemy kopalnych dolin Polski Zachodniej i fazy ich rozwoju w młodszym neogenie i eoplejstocenie. *Mater. Symp.: Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce. Ossolineum, Wrocław: 85–101.*
- DYJOR S. 1993 — Wybrane problemy zlodowacenia warty w niżowej części Dolnego Śląska. *Acta Geogr. Lodz.*, 65: 35–47.
- DYJOR S. & KUSZELL T. 1975 — Budowa geologiczna pradoliny Baryczy. *Acta Univ. Wratisl.*, 247, Pr. Geol.-Miner., 4: 115–148.
- EISSMANN L. 1975 — Das Quartär der Lepziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe. *Schrift. Geol. Wiss.*, 2: 1–263.
- GŁĄZEK I. 1989 — Paleokarst of Poland. *Paekarst. Academia*, Elsevier: 43–63.
- GRANICZNY M. 1991 — Możliwości wykorzystania fotolineamentów do oceny sejsmicznej zagrożenia terenu. *Biul. Inst. Geol.*, 365: 5–46.
- GRANICZNY M., DOKTÓR S. & KUCHARSKI R. 1991 — Mapy korelacyjne teledetekcyjno-geofizyczne. [W:] Budowa geologiczna strefy waryscydów w podłożu monokliny przedsudeckiej dla określenia perspektyw ropogazoności. *Arch. Zakł. Metod. i Koord. Prac Kartogr. Państw. Inst. Geol.*
- GRUSZKA A. 1978 — Opracowanie badań geoelektrycznych temat: Szczegółowa mapa geologiczna, 1 : 50 000, ark. Rudna i Ścinawa. *Arch. Komb. Geol. Zachód, Wrocław.*
- GUTERCH A., MATERZOK R., PAJCHEL J. & PERCHUĆ E. 1975 — Sejsmiczna struktura skorupy ziemskiej wzdłuż VII profilu międzynarodowego w świetle badań metodą głębokich sondowań sejsmicznych. *Prz. Geol.*, 23: 153–163.
- HENKEL L. 1909 — Zur Frage der Abflussverhältnisse Mitteldeutschlands während der Eiszeit. *Globus*: 1–14.
- JAROSZEWSKI W. 1991 — Rozważania geologiczno-strukturalne nad genezą deformacji glacictektonicznych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 61: 153–202.
- JAROSZEWSKI W. & PIĄTKOWSKA A. 1988 — O naturze niektórych lineamentów (na przykładzie Roztocza), *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 58: 423–443.
- JEZIORSKI J. 1988 — Osady czwartorzędowe i ich podłoże w południowo-zachodniej części Ziemi Lubuskiej. *Kwart. Geol.*, 31: 421–440.
- KALISZ M., MARKIEWICZ A. & ZALESKA M. 1995 — Geneza niecki osiadania Osiek–Niemstów. *Arch. Pr. CB-PM CUPRUM, Wrocław.*
- KNIESZNER L., PIETROWNA POŁKANOWA L. & CZULIŃSKA A. 1983 — Geneza struktur rowowych w kompleksie mezozoiczno-kenozoicznym niżu polskiego. *Prz. Geol.*, 31: 408–415.
- KOKEN E. 1893 — Die Vorwelt und ihre Entwicklungsgeschichte. T. O. Weigel Nachfolger, Leipzig: 575–579.
- KOCKEL F. (red.) 1996 — *Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland*, 1 : 300 000. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- KOTOWSKI J. & KRAIŃSKI A. 1995 — Budowa geologiczna depresji glacictektonicznych Nowej Soli i Bytomia Odrzańskiego. *Mater. VIII Symp. Glacitekt.* Wyd. Uczel. WSI, Zielona Góra: 117–136.
- KOWALSKA A. 1960 — Paleomorfologia powierzchni podplejstocenijskiej niżowej części dorzecza Odry. *Inst. Geogr. PAN. Pr. Geogr.*, 21: 7–75.
- KOWALSKI W. 1976 — Dynamika litosfery na obszarze Polski w okresie czwartorzędu i jej praktyczne aspekty. [In:] *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*. T. 2, Wyd. Geol.: 163–177.
- KRÓLIKOWSKI C. & PETECKI Z. 1995 — *Atlas grawimetryczny Polski*. Państw. Inst. Geol.
- KRYGOWSKI B. 1962a — Uwagi o niektórych typach zaburzeń glacictektonicznych w niżowej części Polski zachodniej. *Bad. Fizj. n. Polska Zach.*, IX, Poznań: 61–94.
- KRYGOWSKI B. 1962b — Rola glacictektoniki w rozwoju niżowej rzeźby Polski Zachodniej. *Czas. Geogr.*, 33: 313–325.
- KRYZA J. & POPRAWSKI L. 1987 — Próba rekonstrukcji plejstocenijskiego systemu dolin kopalnych południowo-zachodniej Polski. *Mater. Symp.: Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce. Ossolineum, Wrocław: 137–145.*
- KUCHAREWICZ J. T. 1975 — Mapa Geologiczna Polski w skali 1 : 200 000, ark. Leszno. *Inst. Geol.*
- KUPETZ M., SCHUBERT G., SEIFERT A. & WOLF L. 1989 — Quartärbasis, pleistozäne Rinnen und Beispiele glazitektonischer Lage-
- rungsstörungen im Niederlausitzer Braunkohlengebiet. *Geoprofil 1, Freiberg: 2–17.*
- KUSZELL T. & SZALAJEWICZ J. 1997 — Stanowisko interglacjału eemskiego w Katarzynowie koło Bytomia Odrzańskiego. [In:] D. Krzyszkowski, B. Przybylski (red.), *Mater. IV Konf. Stratygrafia Plejstocenu Polski: Problemy zlodowaceń środkowopolskich w Polsce południowo-zachodniej*. Wrocław: 183–184.
- LISZKOWSKI J. 1992 — Wpływ plejstocenijskich lądolodów na stan, strukturę, kinematykę i dynamikę Ziemi. *Mater. VII Symp. Glacitekt.* Wyd. Uczel. WSI, Zielona Góra: 217–253.
- ŁADEJ M. 1987 — Mapa geologiczna bez utworów czwartorzędowych w skali 1 : 50 000. Dokumentacja hydrogeologiczna badań stopnia zanieczyszczenia wód podziemnych, województwo Legnickie. M. Zaleska (red.), 1992. *Arch. Przeds. Geol. PROXIMA Wrocław.*
- MALKIEWICZ M. 1997 — Historia roślinności interglacjału eemskiego z Lechitowa (dolina Baryczy). [In:] D. Krzyszkowski, B. Przybylski (red.), *Mater. IV Konf. Stratygrafia Plejstocenu Polski: Problemy zlodowaceń środkowopolskich w Polsce południowo-zachodniej*. Wrocław.
- MARKIEWICZ A. 1993 — Wał Trzebnicki — przykład zaburzeń glacictektonicznych w obrębie stref dyslokacyjnych głębokiego podłoża. [W:] W. Zuchwicz (red.), *Mater. Konf. Komisji Neotektoniki Kom. Badań Czwartorzędu PAN Neotektonika Polski: metodyka, datowanie, przykłady regionalne*. UJ, Kraków: 29–31.
- MARKIEWICZ A. 1995 — Halotektonika soli cechsztyńskich w strefie dyslokacyjnej Środkowej Odry, a zaburzenia glacictektoniczne we Wzgórzach Dalkowskich. *Mater. VIII Symp. Glacitekt.*, Wyd. Uczel. WSI, Zielona Góra: 175–192.
- MARKIEWICZ A. 1999 (w druku) — Halotektoniczno-blokowe ruchy pokrywowe na południowej monoklinie przedsudeckiej a ich rola w sedimentacji i deformacji osadów kenozoicznych w rejonie Wału Trzebnickiego. *Pr. CB-PM CUPRUM, Wrocław.*
- MARKIEWICZ A. & WINNICKI J. 1997 — On geological structure of the Ostrzeszów Hills. *Geol. Quart.*, 41: 347–363.
- MEYER K.-D., HINZE C., HÖFLE H.-C., JORDAN H., MENGELING H., ROHDE P. & STREIF H. 1995 — Quartärgeologie Übersichtskarte von Niedersachsen und Bremen 1 : 500 000. *Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover.*
- MICHALSKA E. 1981 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski ark. Ścinawa 1 : 50 000. *Wyd. Geol.*: 5–96.
- MICHALSKI T. 1983 — Glacictektonika, neotektonika czy hydroglacictektonika. *Mater. IV Symp. Glacitekt.* Wyd. Uczel. WSI, Zielona Góra: 155–161.
- MORAWSKI S. 1976 — Paleogeografia i geneza Wzgórz Dalkowskich. *Arch. Uniw. Wrocł., Wrocław.*
- NOWAK J. 1977 — Specyficzna budowa geologiczna form polodowcowych zależnych od podłoża (okolice Łosic na Podlasiu). *Studia Geol. Pol.*, 52: 347–358.
- OSTAFICZUK S. 1991 — Rola metod teledetekcyjnych w poszukiwaniach kopalni. *Tech. Poszuk. Geol. Geos. Geot.*, 1–2: 47–50.
- PAPROCKI A. 1994 — Mapa gradientu poziomego T/S skala 1 : 200 000. [W:] *Polska Zachodnia ze szczególnym uwzględnieniem północnego skłonu Wyniesienia Wolsztyńskiego*. Pr. Przeds. Badań Geof., Zespół Interpretacji Magnetycznej. *Arch. PGNiG GEONAFTA Zielona Góra.*
- SCHWARZBACH M. 1942 — Das Diluvium Schlesiens. *Neues Jahrb. f. Min. Beil. Bd.*, 86 B. Stuttgart: 189–46.
- KROSTEL W. 1923 — Diluviale Flussverlegungen und Krustenbewegungen. *Fortschr. Geol. Paläont.*, 5: 1–376.
- STAJNIAK J. 1981 — Badanie wpływu uskoków na rozkład ziemskiego pola cieplnego w Polsce. *Acta Geophys. Pol.*, 2: 217–224.
- SZCZEPANKIEWICZ S. 1966 — Zagadnienie „południowego przełomu” Odry. *Czas. Geogr.*, 37: 269–287.
- SZCZEPANKIEWICZ S. 1972 — Nizina Śląska. [In:] *Geomorfologia Polski*, 2. PWN: 224–239.
- SZCZEPANKIEWICZ S. 1975 — Plejstocenijski rozwój Polski południowo-zachodniej. [In:] *Przew. Sesji Nauk.: Rzeźba i czwartorzęd Polski SW, Wrocław 25–27 września 1975*. Wyd. Uniw. Wrocł. *Inst. Geograf.*: 28–32.
- TARNOWSKI H. 1977 — Zmiana miąższości utworów permu i triasu w obrazie rejestracji geofizycznych w wybranych strefach basenu permskiego i ich wpływ na akumulację węglowodorów (część I). *Prz. Geol.*, 25: 23–26.
- WINNICKI J. 1980 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski ark. Rudna 1 : 50 000. *Wyd. Geol.*: 5–78.
- WOLDSTEDT P. 1929 — Das Eiszeitalter, Grundlinien einer Geologie des Diluviums. *Stuttgart*: 171–179.
- WOLF L. & SCHUBERT G. 1992 — Die späteriären bis elstereiszeitlichen Terrassen der Elbe und ihrer Nebenflüsse und die Gliederung der Elster-Kaltzeit in Sachsen. *Geoprofil 4: 1–43.*