

Andrzej Markiewicz
KGHM CUPRUM sp. z o.o. (CBR), Wrocław
Jarostaw Winnicki
PG PROXIMA S.A., Wrocław

STREFA GŁĘBOKICH ZABURZEŃ GLACITEKTONICZNYCH WSCHODNIEJ CZĘŚCI WZGÓRZ DAŁKOWSKICH NA TLE NASKÓRKOWEJ STRUKTURY MONOKLINY PRZEDSUDECKIEJ

ZONE OF DEEP GLACITECTONIC DISTURBANCES IN EAST PART OF DAŁKÓW HILLS ON THE BACKGROUND OF THIN-SKINNED STRUCTURE OF FORESUDETIC MONOCLINE

Streszczenie: Wzgórza Dałkowskie stanowiące środkową część Wału Trzebnickiego (Śląskiego) położone są w SW części Nizy Polskiego. Strefa tych wzniesień charakteryzuje się bardzo skomplikowaną budową geologiczną wynikającą z obecności intensywnych i głębokich (często do ponad 200 m p.p.t.) deformacji glacitektonicznych osadów kenozoicznych. Naturalne obniżenie w obrębie łuku wschodniej części tych Wzgórz jest miejscem lokalizacji składowiska odpadów flotacyjnych „Żelazny Most” (należącego do KGHM Polska Miedź S.A. w Lubinie). W 2006 r. w ramach realizacji przez KGHM CUPRUM (CBR) dokumentacji hydrogeologicznej została opracowana dla tego rejonu mapa geologiczna w skali 1 : 25 000 wraz z przekrojami. Dane z kilku tysięcy wierceń wykonanych już po edycji map geologicznych z tego obszaru umożliwiły przedstawienie generalnego modelu budowy geologicznej piętra kenozoicznego w nawiązaniu do nowych obserwacji pochodzących z terenów sąsiednich. Badania tektoniczne i geofizyczne wykonane na początku XXI wieku w trakcie zgłębiania szybu R-XI kopalni „Rudna” - na pograniczu pradoliny barucko - głogowskiej i Wzgórz Dałkowskich, udokumentowały naskórkową strukturę tej części monokliny przedsudeckiej. Korelacja tego układu blokowo-uskokowego „sztywnego” podłoża osadów kenozoicznych ze strefami zaburzeń glacitektonicznych w obrębie Wzgórz Dałkowskich i z sąsiadującymi od północy depresjami glacitektonicznymi wykazuje relacje genetyczne pomiędzy tymi piętrami strukturalnymi.

Summary: Dałków Hills being a central part of Silesian (Trzebnica) Ridge are located in in SW part of Polish Lowland. This zone has very complicated geology resulting from intensive and deep (often down to 200 meters) glacitectonic deformations of Cenozoic sediments. Natural depression within the bend of east part of these hills is a place where tailings management facility “Żelazny Most” (owned by KGHM Polska Miedź S.A. in Lubin) is located. In 2006 while developing by KGHM CUPRUM the hydrogeological report, the geological map (scale 1 : 25 000) of this region and cross-sections were made. Data from several thousands of boreholes enabled to present the general model

of geology in Cenozoic stage, taking into consideration new information from neighboring areas.

Tectonic and geophysics investigations made at the beginning of XXI century during „Rudna” copper mine R-XI shaft sinking – on the boundary of Baruck-Głogów ice-marginal valley and Dałków Hills – confirmed the thin-skinned structure of this part of Foresudetic Monocline. Correlation of this block-fault “stiff” base of Cenozoic sediments with zones of glacitectonic disturbances in Dałkowskie Hills and vicinal glacitectonic depressions, shows genetic relations between these structural stages.

WPROWADZENIE

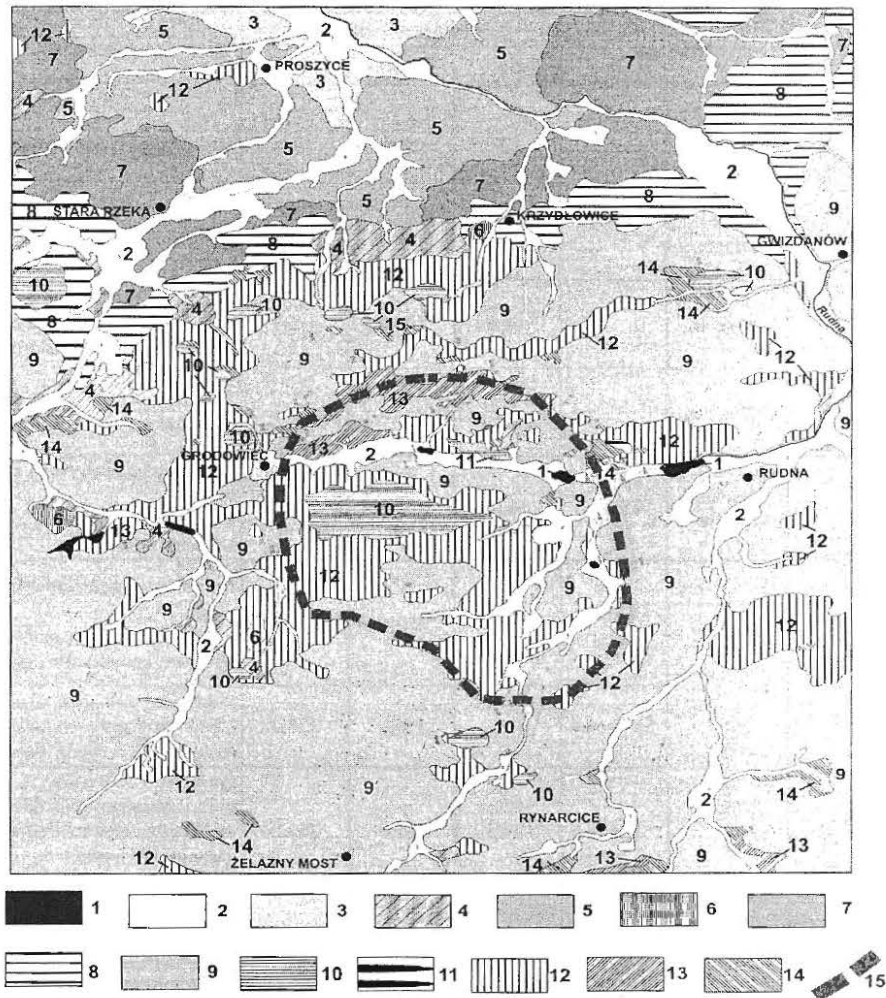
Wzgórza Dałkowskie stanowią środkową część wyraźnie wyodrębnionej jednostki geomorfologicznej SW Polski zwanej Wałem Trzebnickim (Śląskim). Oddziela on Nizinę Wielkopolską od Niziny Śląskiej. Strefa tych wzniesień charakteryzuje się bardzo skomplikowaną budową geologiczną wynikającą z obecności intensywnych i głębokich (często do ponad 200 m p.p.t.) deformacji osadów kenozoicznych.

Wschodnia część Wzgórz Dałkowskich położona jest pomiędzy „południowym” przelomem Odry koło Chobieni na wschodzie po Polkowice na zachodzie oraz pomiędzy Lubinem na południu a pradoliną barucko-głogowską na północy.

Składowisko odpadów flotacyjnych „Żelazny Most” (KGHM Polska Miedź S.A. O/Zakład Hydrotechniczny koło miejscowości Rudna), będące największym tego typu obiektem w Europie, znajduje się wewnątrz łukowato wygiętego pasma Wzgórz Polkowickich. Wchodzą one w skład południowej, najwyższej części Wzgórz Dałkowskich. Łuk ten od północy zamyka zorientowany „równoleżnikowo” wał położony pomiędzy miejscowościami Grodowiec i Gwizdanów. Różnice wysokościowe na omawianym obszarze przekraczają 100 m. Holocenijskie dno doliny Odry leży na wysokości ok. 82 m n.p.m., podczas gdy wierzchołki najwyższych wzniesień na południe od składowiska w rejonie miejscowości Żelazny Most mają wysokości ponad 200 m n.p.m.

W 2006 r. - zgodnie z wymogami Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 (wydanie II uzupełnione, wyd. PIG Warszawa, 2004) - została wykonana dla wschodniej części Wzgórz Dałkowskich mapa geologiczna w skali 1 : 25 000 (rys. 1) wraz z przekrojami geologicznymi (Winnicki, 2006). Została ona opracowana w ramach realizacji przez Zakład Geologii KGHM CUPRUM CBR (Wrocław) dokumentacji hydrogeologicznej rejonu składowiska „Żelazny Most”. Celem tego opracowania geologicznego było przedstawienie ogólnego modelu budowy piętra kenozoicznego składowiska w oparciu o dotychczasowy zakres rozpoznania geologicznego i w nawiązaniu do nowych obserwacji pochodzących z terenów sąsiednich. Przy jego opracowaniu uwzględniono dane z kilku tysięcy wierceń wykonanych w analizowanym rejonie już po edycji map geologicznych z tego obszaru. Opisywany rejon położony jest na styku 4-ch arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000: Lubin (Bukusiński,

Tomaszewski, 1968), Rudna (Winnicki, 1980), Ścinawa (Michalska, 1979) oraz Głogów (Badura, Przybylski, 2006).



Ryc.1 Mapa geologiczna wschodniej części Wzgórz Dalkowskich (rejon składowiska "Żelazny Most")

Holocen: 1- torfy i namuty torfiaste; 2 - piaski i namuty den dolinnych; 3 - mady i piaski ze żwirem tarasu zalewowego; 4- piaski i gliny deluwialne; **złodowacenie wisły:** 5 - piaski ze żwirem tarasu nadzalewowego; 6 - lessy i gliny lessopodobne; **złodowacenie warty:** 7 - piaski ze żwirem pradolinne; 8 - piaski ze żwirem wodnolodowcowe; **złodowacenie odry:** 9 -piaski ze żwirem wodnolodowcowe; 10 - piaski, mułki i gliny kemów; 11 - piaski i mułki tarasów kemowych; 12 - piaski ze żwirem lodowcowe i gliny zwałowe; **złodowacenie sanu:** 13 - piaski, żwiry i gliny formacji gozdnickiej w morenie spiętrzonej; 14 - ily i mułki formacji poznańskiej w morenie spiętrzonej; 15 - obrys zapór składowiska "Żelazny Most"

Tab.1. Zestawienie danych o miąższości i litologii poziomów stratygraficznych w rejonie wschodniej części Wzgórz Dalkowskich

Era	System	Oddział		Miąższość [m]			Litologia
				Min.	Maks.	Śr.	
Kenozoik	Czwartorzęd	Holocen Plejstocen		2,5	83,0	34,1	Mułki, piaski, gliny zwałowc
	Neogen	Pliocen		13,8	193,0	86,4	Piaski i żwiry, gliny kaolinowe
		Miocen		169,0	298,0	216,7	Iły, mułki, piaski kwarcowo-skalenicowe z łyszczykowe, pokłady węgla brunatnego
Paleogen	Oligocen		6,0	64,1	38,5	Piaski, mułki z łyszczykami i glaukonitem	
Mezozoik	Trias	Wapień Muszlowy	Dolny	18,0	104,6	71,1	Wapienie mikrokrystaliczne, margle z wkładkami wapieni krynoidowych
		Pstry piaskowiec	GGórny (Ret)	12,6	180,8	90,0	Dolomity, margle, iłolupki pstre z wkładkami piaskowców, iłowców, anhydrytów i gipsów
			Środkowy	22,0	320,1	228,3	Piaskowce drobnoziarniste i średnioziarniste, wkładki mułowców i iłowców ilastych
Dolny	194,3	341,0	263,2	Piaskowce kwarcowe drobnoziarniste, wkładki mułowców, łupków ilastych, dolomitów i wapieni oolitowych			
Paleozoik	Perm	Cechsztyń	PZ4	6,0	43,0	24,0	Iłolupki czerwono-brunatne z wtrąceniami gipsów i wkładkami czerwonych
							Anhydryty grubokrystaliczne z gipsami i iłolupkami
			PPZ3	6,1	44,0	31,5	Iłolupki czerwone i brunatne z wtrąceniami gipsów i anhydrytów
							Anhydryty grubokrystaliczne z domieszką substancji ilasto-dolomitycznej
				Dolomity ilaste, ciemnoszare			
					Iłowce ciemnoszare, dolomityczne, ze skupieniami soli i anhydrytów		

		PZ2	19,8	71,2	40,6	Anhydryty mikrokrystaliczne, laminowane materiałem ilastym.			
						Dolomity mikrokrystaliczne, szare			
		PZ1	81,2	220,75	151,2	Anhydryty mikrokrystaliczne, szare			
						37,8	77,3	53,2	
						8,1	84,0	34,2	Sole kamienne grubokrystaliczne, białe, z przerostami anhydrytów
						19,6	98,0	67,8	Anhydryty drobnokrystaliczne jasnoszare, z wkładkami dolomitów
						9,6	91,2	47,2	Wapienie (dolomity) ze skupieniami i żyłkami kalcytu, anhydrytów, gipsów i siarczków
			0,03	1,13	0,64	Łupki dolomityczne i ilaste (w spagu), czarne, okruszczone siarczkami metali (ziarna rozproszone i żyłki kruszcowe)			
	Czerwony spagowiec		12,75	106,76	36,0	Piaskowce kwarcowe, drobnoziarniste, brunatno-czerwone o spoiwie ilastym w górnej części jasnoszare, o spoiwie dolomityczno-ilastym, rozproszone siarczki metali tzw. biały spagowiec			

Badania geofizyczne oraz obserwacje strukturalne kompleksu permsko-mezozoicznego i kenozoicznego wykonane przez KGHM CUPRUM CBR (Wrocław) na początku XXI wieku w trakcie zgłębiania szybu R-XI kopalni „Rudna” (w rejonie miejscowości Grodowiec) (Markiewicz i in., 2004; 2005; 2006) rozszerzają wiedzę o budowie geologicznej wschodniej części pradoliny barucko-głogowskiej oraz Wzgórz Dalkowskich. Korelacja naskórkowej struktury (negatywnej i pozytywnej) tej części monokliny przedsudeckiej ze strefami egzaracji (w obrębie pradoliny barucko-głogowskiej) i zaburzeń glacitektonicznych Wzgórz pozwoliła na udokumentowanie powiązań genetycznych zróżnicowania strukturalnego piętra kenozoicznego z układem i plejstoceniową reaktywacją jego „szywnego” podłoża (Markiewicz, Winnicki, 2005; Markiewicz, 2006a; 2006b).

WYKSZTAŁCENIE LITOSTRATYGRAFICZNE UTWORÓW SKALNYCH

Wschodnia część Wzgórz Dalkowskich położona jest w południowo-centralnej części monokliny przedsudeckiej, w bliskim sąsiedztwie z blokiem przedsudeckim, od którego monoklina oddzielona jest strefą dyslokacyjną środkowej Odry. Podłoże omawianej części monokliny należy do paleozoicznej platformy epiwaryjskiej.

Tutejsze utwory skalne dzielą się na trzy kompleksy:

- kompleks skał krystalicznych wieku proterozoicznego oraz skał starszego paleozoiku (dolny karbon) stanowiących podłoże monokliny,
- kompleks skał osadowych wieku permsko-mezozoicznego monokliny,
- kompleks osadów kenozoicznych stanowiący luźny nadkład monokliny.

Poszczególne, wyżej wymienione kompleksy skalne zalegają na sobie dyskordantnie i przedzielone są długimi lukami stratygraficznymi. Zbiorcze dane o miąższościach tych poszczególnych poziomów stratygraficznych i ich wykształcenie litologiczne przedstawiono w tabeli 1.

Kompleks skał podłoża monokliny przedsudeckiej

W omawianym rejonie Wzgórz Dalkowskich żaden z otworów wiertniczych nie osiągnął utworów starszych niż czerwony spagowiec. Skały podłoża podpermskiego nawiercone zostały w rejonie Bytomia Odrzańskiego oraz w pobliżu granicy monokliny z blokiem przedsudeckim. Reprezentowane są one przez słabo zmetamorfizowane fyllity, łupki serycytowe, łupki chlorytowe, łupki biotytowe, łupki amfibolowo-epidotowe, kwarcyty, gnejsy oraz kwaśne skały wylewne. Przypuszcza się, że skały silniej zmetamorfizowane należą do proterozoiku (metamorfik środkowej Odry wg Oberca, 1972), słabiej do starszego paleozoiku. Nad tym kompleksem występują mocno sprasowane utwory dolnego karbonu (Górecka i in., 1977).

Kompleks utworów permsko-mezozoicznych monokliny przedsudeckiej

Pokrywa permsko-mezozoiczna w rejonie wschodniej części Wzgórz Dalkowskich zbudowana jest z utworów permu i triasu, przy czym nie występują tu utwory mezozoiczne młodsze od wapienia muszlowego.

Perm

Utwory permu wykształcone są w postaci osadów lądowych (czerwonego spagowca) i morskich (cechsztynu).

Czerwony spagowiec występuje na całym analizowanym obszarze i osiąga miąższość od 200 do ok. 400 m (Sokołowski, 1967). W jego spagowej partii wydziela się serię osadową dolną (zlepieńce i piaskowce brunatne) oraz wyżej leżącą formację wulkanogeniczną (ryolity, melafiry, bazalty i skały piroklastyczne). Zasadniczą litofacją górnej formacji jest asocjacja klastycznych skał czerwonych (piaskowce drobno- i średnioziarniste), lokalnie podścielona zlepieńcami. W stropie utworów tej grupy powszechnie występują utwory białego spagowca wykształcone w postaci jasnoszarych i szarych piaskowców drobnoziarnistych.

Cechsztyn reprezentowany jest przez utwory czterech cyklotemów tworzących sekwencje terygeniczo-węglanowo-ewaporatowe. Przy tym w miarę przesuwania się ku północy wzrasta ich miąższość od 176,75 m (otw. S-505) do 317,7 m (otw. S-463), średnio 246,0 m oraz pojawiają się coraz wyższe jego ogniwa, w tym również najstarsza sól kamienna.

Pierwszy cyklotem cechsztyński (PZI) o zmiennej miąższości (Tab. 1) warunkowanej głównie obecnością lub brakiem soli NaI, w pełnym wykształceniu reprezentowany jest idąc od dołu ku górze przez następujące jednostki

litostratygraficzne: łupek miedzionośny (T1), wapień podstawowy (Ca1), anhydryt dolny (A1d), najstarsza sól kamienna (Na1), anhydryt górny (A1g).

Najstarsza sól kamienna występuje w północnej części omawianego obszaru, a granica jej zasięgu przebiega przez zachodnie przedpole składowiska „Żelazny Most” w rejonie miejscowości Żuków, następnie przez północną część składowiska i dalej kontynuuje się na południe od miejscowości Gwizdanów. Na południe od tej nieregularnej granicy, w obrębie anhydrytów A1 występuje horyzont brekcji ilasto-anhydrytowej (BrA1) o miąższości kilku metrów. Miąższość soli Na1 jest znacznie zróżnicowane od 0 m do ok. 85 m (Tab. 1) w omawianym rejonie, co wynika z intensywnego zaangażowania tektonicznego tych podatnych utworów (Markiewicz, 2003; 2007). Na uwagę zasługuje fakt udokumentowania strefy bezsolnej w środkowej części równiny Grębocickiej - w obrębie pradoliny barucko-głogowskiej na N od Wzgórz Dalkowskich (Markiewicz, 1995). Tej strefie towarzyszą od W, S i E wąskie ciała solne o miąższości do ok. 160 m. Zaangażowanie tektoniczne soli Na1 odzwierciedla się również w poważnym jej zróżnicowaniu mineralogiczno-petrograficznym i strukturalnym (Kijewski, Salski 1978; Markiewicz, 2003; Markiewicz i in., 2005).

Drugi cyklotem cechsztyński (PZ2) budują następujące ogniwa: dołomit główny (Ca2) oraz anhydryt podstawowy (A2) (Tab. 1).

Trzeci cyklotem cechsztyński (PZ3) składa się z następujących poziomów: szarego iltu solnego (T3), dołomitu płytowego (Ca3) i anhydrytu głównego (A3) (Tab. 1).

Czwarty cyklotem cechsztyński (PZ4) reprezentowany jest w pełnym profilu przez: czerwony ilt solny dolny (T4a), anhydryt pegmatytowy (A4) i czerwony ilt solny górny (T4b) (Tab. 1). W profilu szybu R-XI kopalni „Rudna” w skład tego cyklotemu wchodzi brunatno-czerwony iltowiec pelityczny z gniazdami i soczewkami różowego anhydrytu o średnicy do 15 cm, lokalnie brekcja iltowcowo-anhydrytowa (Markiewicz i in., 2005).

Trias

Kompleks skał mezozoicznych w opisywanym obszarze reprezentowany jest przez pstry piaskowiec (dolny, środkowy i górny (ret)) o miąższości od 230 m do ok. 715 m i wapień muszłowy o zredukowanej miąższości od ok. 20 m do 105 m (1-2 km na NE od składowiska „Żelazny Most”). Sumaryczna miąższość triasu waha się od 230 m do ok. 750 m. Młodsze utwory triasu uległy erozji.

Kompleks osadów kenozoicznych - nadkład monokliny

W omawianym rejonie Środkowego Nadodrza kompleks osadów kenozoicznych o miąższości od 376,8 m (otw. S-639) do 454 m (otw. S-320), śr. 318,8 m, zalega dyskordantnie, na osadach mezozoicznych. Jest to najpełniej wykształcony profil osadów tego wieku w Polsce Zachodniej (m.in. Dyjor 1978), na który składają się utwory paleogenu (oligocen) i neogenu (miocen, pliocen) oraz czwartorzędu.

Paleogen - neogen

Paleogen (wg podziału litostratygraficznego Piwockiego i Ziemińskiej-Tworzydło, 1997) reprezentowany jest przez kwarcowe piaski drobnoziarniste z licznymi łyszczykami i pojedynczymi ziarnami glaukonitu pochodzenia brakicznego należące do formacji leszczyńskiej (szat) i mosińskiej górnej (rupel).

Do neogenu zalicza się twory pochodzenia lądowego powstałe w miocenie i pliocenie, przy czym w miocenie środkowym i górnym mogły mieć miejsce niewielkie ingresje morskie. Osady miocenu o miąższości dochodzącej do ok. 300 m (Tab. 1) zaliczono do formacji rawickiej, ścinawskiej, adamowskiej i poznańskiej. Formację rawicką (akwitan) buduje seria piaszczysto-mułkowa z cienkimi pokładami węgla brunatnych (pokład głogowski) w spagu. W przerostach ilastych obserwuje się powierzchnie zlustrowań tektonicznych.

Do formacji ścinawskiej (burdygał) zalicza się pokłady węgla brunatnych występujące zarówno w jej spagu (pokład ścinawski), jak i stropie (pokład łuzycycki) przedzielone serią piaszczysto-mułkową. Formację adamowską ze środkowego miocenu (lang) będącą odpowiednikiem serii Mużakowa z zachodniej Polski (Dyjur, 1986) buduje seria jasnobezowych piasków drobnoziarnistych i pyłowatych oraz mułków zawierających duże ilości jasnych łyszczyków. Sporadycznie spotyka się tutaj cienkie przewarstwienia mułków węglistych i węgla brunatnych.

Formacja poznańska składa się z utworów powstałych pod koniec miocenu środkowego i w miocenie górnym. Profil rozpoczyna poziom ilów szarych z pokładem węgla brunatnego „Henryk” (środkowopolska grupa pokładów). Wyżej zalega miąższa seria utworów ilasto-mułkowych z cienkimi wkładkami piasków i sporadycznie węgla brunatnych wchodząca w skład ogniwa ilów zielonych. Profil miocenu kończy poziom ilów płomienistych spotykanych niekiedy na powierzchni Wzgórz Dalkowskich (rys. 1). W strefie zaburzeń glacitektonicznych miąższość utworów formacji poznańskiej przekracza 100 m, natomiast 50-60 m poza tą strefą (Winnicki, 1980).

W pliocenie i na początku plejstocenu (Wojewoda i in., 1995) na przedpolu Sudetów powstała seria utworów pochodzenia rzeczno-glacjalnego o miąższości od 15 m do 193 m w strefie zaburzeń glacitektonicznych (Tab. 1). Składa się ona głównie z piasków i żwirów, glin kaolinowych o charakterystycznym jasnoszarym (prawie białym) zabarwieniu należących do formacji gozdnickiej.

Czwartorzęd

Utwory czwartorzędowe występują prawie na całym obszarze wschodniej części Wzgórz Dalkowskich i z reguły ich miąższość nie przekracza 20 m. Wyjątkiem są strefy zaburzeń glacitektonicznych i głębokie rynny subglacjalne, gdzie ich grubość może prawdopodobnie dochodzić nawet do 150 m (Tab. 1).

W plejstocenie omawiany obszar pokrywał lód podczas zlodowaceń południowopolskich i środkowopolskich. Podczas zlodowaceń starszych uformowane zostały główne elementy krajobrazu tej części zachodniej Polski. Najprawdopodobniej w zlodowaczeniu san 2 intensywne procesy glacitektoniczne uformowały Wzgórz Dalkowskie oraz położone na ich przedpolu rozległe obniżenie (glacidepresja) wykorzystywane obecnie przez Odrę. Nieco później powstał system głębokich rynien

subglacialnych (m.in. Zimnicy, Rudnej, Kalinówki?). Większość utworów z tych zlodowaceń została zniszczona, albo występuje w strukturach glaciektonicznych lub rynnach glacialnych. Przeważnie są to szare i ciemnoszare gliny zwałowe niekiedy o miąższości ponad 50 m, którym towarzyszą piaszczysto-żwirowe utwory wodnolodowcowe, lokalnie mułki i ily zastoiskowe.

W interglacjale wielkim w dolinie Odry miała miejsce akumulacja rzecznej serii piasków z domieszką żwirów i wkładkami mułków oraz nagromadzeniami ksyolitów. Miąższość jej dochodzi do 50 m. Procesy akumulacyjne poprzedzone zostały erozją, która prawie całkowicie zniszczyła osady ze zlodowacenia sanu 2.

Podczas zlodowacenia odry powstało większość osadów czwartorzędowych występujących na powierzchni wschodniej części Wzgórz Dalkowskich (rys. 1). Z transgresji lądolodu pochodzi seria utworów zastoiskowych i wodnolodowcowych o miąższości do 25 m nawiercanych w obrębie rynien subglacialnych w rejonie Rudnej i Tarnówka oraz w dolinie Odry. Z pobytem lądolodu związane są wystąpienia piaszczystych glin zwałowych, przeciętnie o grubości do 5 m, którym niekiedy towarzyszą pokrywy zaglinionych piasków lodowcowych z domieszką żwirów, otoczków i pojedynczymi głazami.

Deglacjacja na omawianym obszarze miała charakter arealny. W początkowym etapie zaniku pokrywy lodowej powstały liczne formy akumulacji szczelinowej, głównie kemy i lokalnie w dolinie Kalinówki taras kemowy. Formy te osiągają wysokość ponad 10 m i na ogół zbudowane są z utworów piaszczysto-mułkowych (rys. 1). W kolejnym etapie deglacjacji na całym obszarze Wzgórz Dalkowskich powstała seria wodnolodowcowych piasków ze żwirami o miąższości do 20 m (rys. 1), która w dolinie rzeki Rudna leży przeważnie na utworach zastoiskowych.

W zlodowaceniu warty lądolód jedynie w rejonie Orska i Chobieni dotarł do północnej krawędzi Wzgórz Dalkowskich (Winnicki, 1980), gdzie pozostawił po sobie gliny zwałowe. Podczas postoju lądolodu powstał poziom wodnolodowcowy o miąższości ponad 10 m wznoszący się ok. 20 m ponad holocenijskie dno doliny Odry (rys. 1). Budują go utwory piaszczyste zawierające wkładki żwirowe. Z odpływami wód roztopowych pradoliną barucko-głogowską związany jest piaszczysto-żwirowy taras o grubości kilkunastu metrów położony 12-13 m ponad lustrem wody w Odrze (rys. 1).

W interglacjale eemskim w dolinie rzeki Odry miała miejsce akumulacja osadów rzeczno-jeziornych o miąższości do 10 m, głównie drobnych piasków, mułków, rzadziej iłó, zawierających w stropie cienkie warstewki torfów lub nagromadzenia odłamków drewna.

Podczas zlodowacenia wisty w dolinie rzeki Odry powstał rozległy taras rzeczny położony 5-6 m nad poziom wody w Odrze (rys. 1) zbudowany z piasków z domieszką drobnych żwirów o miąższości ponad 10 m. Na obszarze krawędzi Wzgórz Dalkowskich u schyłku tego glaciału powstały niewielkie pokrywy utworów pyłowych. Typowe lessy o żółtawym zabarwieniu sporadycznie osiągają miąższość ponad 2 m. Obok pokryw utworów pyłowych na zboczach Wzgórz spotyka się również wystąpienia silnie zaglinionych piasków i glin deluwialnych, których miąższość sporadycznie przekracza 2 m (rys. 1).

W holocenie po ustąpieniu lądolodu z obszaru Polski centralnej w dolinie Odry powstały tarasy zalewowe wznoszące się do 4,5 m nad lustrem wody w rzece (rys. 1)

zbudowane z piasków z domieszką żwirów. Na arkuszu Rudna czarne dęby z okresu atlantyckiego znajdowano na głębokości ponad 7 m (Winnicki, 1980). W stropie wyższego tarasu zalewowego na ogół występuje pokrywa madowa o grubości do 3 m. Na obszarze wschodniej części Wzgórz Dalkowskich w dolinach rzecznych, głównie Kalinówki i Rudnej, sporadycznie można natrafić na torfy i namuły torfiaste, niekiedy o grubości ponad 2 m.

NASKÓRKOWA STRUKTURA POŁUDNIOWO-CENTRALNEJ CZĘŚCI MONOKLINY PRZEDSUDECKIEJ

Wschodnia część Wzgórz Dalkowskich położona jest w południowo-centralnej części monokliny przedsudeckiej na skrzyżowaniu strefy dyslokacyjnej środkowej Odry (NW-SE) z „równoleżnikowymi” kierunkami tektonicznymi o głębokich dolnoskorupowych założeniach i reaktywacji przesuwczej odziedziczonej po systemie waryscyjskim (Markiewicz i in., 1995; Markiewicz, 2007b).

Przedmiotowy obszar charakteryzuje się występowaniem zróżnicowanego, piętrowego układu blokowo-uskokowego permu i mezozoiku warunkowanego pierwotną obecnością soli cechsztyńskich (Słupczyński, 1979; Markiewicz 2002; 2003), co określa się mianem naskórkowej struktury (ang. thin-skinned structure) monokliny przedsudeckiej (Markiewicz, 2007a).

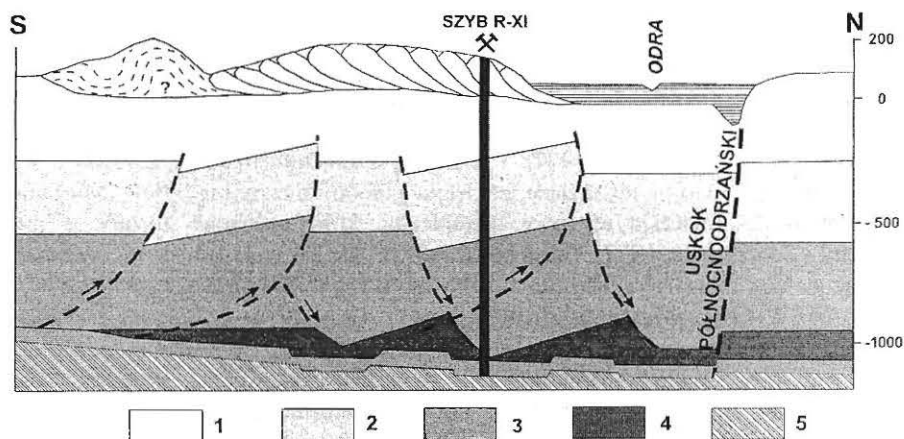
W rejonie pogranicza kopalni „Rudna”, obszaru górniczego „Głogów Głęboki-Przemysłowy” i obszaru złożowego „Retków” spąg cechsztynu o ogólnej rozciągłości NW-SE, zapada pod kątem 2-5° (lokalnie w strefach uskokowych do 12°) ku NE i jest rozczłonkowany na szereg bloków strukturalnych przez uskoki o przebiegu NW-SE i WSW-ENE (Markiewicz, 1998). Uskoki NW-SE to strefy dyslokacyjne równoległe lub subrównoległe do strefy uskokowej Rudnej Głównej, które generalnie wskazują na prawoskrętno-przesuwczą parę sił w trakcie ich inicjacji (Markiewicz i in., 1995). To jak i inne obserwacje strukturalne w miedziowym poziomie złożowym zaświadcza o jego deformacji górnotriasowej w warunkach zapadliska z odciągania (ang. *pull-apart basins*) (Markiewicz, 2004, 2007b). Wśród omawianych uskoków NW-SE udokumentowano w kat. C₁ (Markiewicz, 1998) (z NE ku SW) m.in.: uskok Taszowic I (w podłożu NE przedpola składowiska), uskok Głogowa (w podłożu zapory przebiegając pod najdalej wysuniętymi jej punktami na E i N), uskok Kalinówki, uskok Jerzmanowej i uskok Koźlic (w podłożu zapory południowej).

„Równoleżnikowe” uskoki to drugi kierunek tektoniczny w miedziowym poziomie złożowym omawianego rejonu, do którego należy strefa uskoku Biedzychowa o zrzucie ok. 70 m na N. Przecina ona podłoże SW zapory składowiska (sąsiedztwo otw. S-405), następnie przebiega pod zbiornikiem (otw. S-407) i dalej kieruje się (pomiędzy otw. S-418 i S-419) w kierunku miasta Rudna. Na tą przesuwczą strefę dyslokacyjną składa się szereg uskoków normalnych i inwersyjnych o zrzutach dochodzących do kilkudziesięciu metrów (Markiewicz i in., 1995).

Obserwacje strukturalne prowadzone w trakcie zgłębiania szybu R-XI (Markiewicz i in., 2005) wykazały, że powyżej słabo zdeformowanych anhydrytów dolnych (A1_d) występuje intensywne zuskokowanie w wyżej leżącym poziomie

najstarszej soli kamiennej (Na_1) i anhydrytu górnego (Al_g) na kierunkach NE-SW oraz w mniejszym stopniu NW-SE i W-E. Uskoki te przeważnie o upadach do 40° tworzą tektoniczne bloki „klinowe”, których wzajemne położenie zaświadcza, że w poziomie soli Na_1 mamy do czynienia z „korzeniami” rozszerzających się na boki i ku górze negatywnych struktur blokowo-uskokowych (rys. 2). Wyniki wierceń (Deczkowski, Gajewska 1980; Tarnowski, 1977) i badań grawimetrycznych (Dąbrowski, 1980; Markiewicz i in., 2006), a także dane teledetekcyjne (Graniczny i in., 1991; Markiewicz i in., 1997) dokumentują te rowy tektoniczne, które założone zostały w triasie (Urbański, Żońnierczuk 1977; Grocholski, 1991). Do tych zapadlisk w omawianym obszarze należą m.in.: rów Chruścina - Nowa Wieś (NNE-SSW), rów Chobienia - Rawicz (WSW-ENE) (Markiewicz, 1999) (rys. 1). Te negatywne struktury krzyżują się w podłożu północnego zaplecza składowiska „Żelazny Most”. Powstanie i reaktywacja tego negatywnego układu strukturalnego monokliny w wyniku ekstensji basenu polskiego i/lub transtensji przyczyniło się do zdeformowania niższej ległej soli z występowaniem stref o zróżnicowanej jej miąższości, a także lokalnego bezpośredniego kontaktu anhydrytu Al_d i Al_g . Kontakt ten realizuje się poprzez warstwę brekcji ilasto-anhydrytowej, stanowiącej tzw. „spaw” tektoniczny udokumentowany w podłożu równiny Grębocickiej (otw. S-632) i na kontakcie jej ze Wzgórzami Dalkowskimi w szybie R-XI (Markiewicz, 2003, 2006a, 2007a).

W wyniku kompresji laramijskiej doszło do usunięcia soli z południowej części omawianego obszaru z powstaniem udokumentowanego otworowo „spawu” tektonicznego w obrębie anhydrytów Al jak również do utworzenia uskoków inwersyjnych w kompleksie górnopermsko-mezozoicznym (Markiewicz, 2007a; 2007b). Te nasunięcia niewątpliwie warunkowało „oporowe” oddziaływanie ww. kimeryjskich struktur rowowych a także przesuwczych dyslokacji o kierunkach NW-SE i „równoleżnikowych”. Przyczyniło się to do powstania wydłużonych, wąskich progów strukturalnych o tym samym biegu, co sąsiadujące od N ww. starsze struktury pokrywowe (Markiewicz, Winnicki 2005; Markiewicz, 2007a). Z takim progiem mamy do czynienia m.in. w rejonie Grodowca (Markiewicz i in., 2006) oraz przypuszczalnie na S od strefy uskoku Biedrzychowa (rys. 2) (Markiewicz, 2007b).



Ryc. 2 Schematyczny przekrój przez północną część LGOM

1 - kenozoik ze strukturami glacitektonicznymi i doliną Odry; 2 - trias; 3 - cechsztyń;
4 - sól kamienna Na1; 5 - czerwony spagowiec

UKSZTAŁTOWANIE STROPU UTWORÓW MEZOZOICZNYCH

Utworki kenozoiku w opisywanym obszarze leżą niezgodnie na poszczególnych ogniwach triasu: pstrym piaskowcu dolnym (południowo-zachodnia część obszaru), pstrym piaskowcu środkowym (pozostała południowa część obszaru), górnym pstrym piaskowcu (pod pozostałą częścią składowiska), wapieniu muszlowym (północna część obszaru).

Przez omawiany obszar przebiega południowa odnoga kenozoicznej środkowoeuropejskiej strefy subsydencji (Garetsky i in., 1999), która w tym rejonie była obniżana od miocenu. Zwiększona subsydencja przyczyniła się do tego, że tutejsze osady kenozoiczne stanowią najpełniej wykształcony profil osadów tego wieku w Polsce Zachodniej (m.in. Dyjor, 1978).

Morfologia powierzchni spagowej utworów kenozoicznych pod Wzgórzami Dalkowskimi jest urozmaicona, przy deniwelacjach dochodzących do 209 m (Morawski, 1978). Przez omawiany obszar przebiega rozległe obniżenie, którego dno leży na głębokości nieco poniżej 270 m p.p.m. Tworzy ono południowy, najniżej położony fragment Depresji Głogowskiej wyróżnionej przez Sokołowskiego (1967). Obniżenie to jest podłużną formą o założeniach tektonicznych zamkniętą na SE w rejonie miasta Ścinawy, a od N kontaktującą z wyniesionym obszarem na linii miejscowości Głogówek (208 m p.p.m.), Szlichtyngowa (215 m p.p.m.), Naroczyce (213 m p.p.m.).

Wyniki wierceń poszukiwawczo-dokumentacyjnych za miedzią oraz badania elektrooporowe w rejonie szybu R-XI (Markiewicz i in., 2004, 2006) udokumentowały w rejonie pradoliny barucko-głogowskiej (równiny Grębocickiej) oraz na jej kontakcie ze Wzgórzami Dalkowskimi znaczne deniwelacje stropu utworów triasowych (rys. 2) w

przedziale od 230 p.p.m. (NW przedpole składowiska – Wzgórza Dalkowskie) do 322 m p.p.m. w rejonie pradoliny. Układ obniżeń w obrębie tej powierzchni koreluje się ze stwierdzonymi na przekrojach geofizycznych nieciągłościami w nad ległych utworach kenozoicznych, co sygnalizuje występowanie licznych uskoków o zrzutach 20-50 m, tworzących systemy tektoniczne o kierunkach NE-SW, NW-SE i „równoleżnikowym”. Analiza półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego w połączeniu z wynikami modelowania grawimetrycznego na wybranych przekrojach poprowadzonych w tym rejonie wykazuje, że wyinterpretowany układ uskokowania na kontakcie kenozoiku z triasem wiąże się genetycznie z udokumentowanymi strukturami rowowymi NE-SW, „równoleżnikowymi” i od południa z inwersyjnym uskokowaniem o biegu zbliżonym do drugiego kierunku (Markiewicz i in., 2005, 2006; Markiewicz, 2007a). Efektem neotektonicznej reaktywacji tej złożonej struktury naskórkowej opisywanej części *monokliny przedsudeckiej* niewątpliwie było zwiększenie deniwelacji pomiędzy rowami w stropie utworów mezozoicznych równiny Grębocickiej a strefą inwersyjną pod Wzgórzami Dalkowskimi – (Markiewicz, 2003; Markiewicz, Krański, 2007).

SUBGLACJALNE STRUKTURY EROZYJNE

Badania strukturalne na terenie LGOM w latach 90-tych XX wieku wykazały, że erozyjne struktury plejstocenyjskie warunkowane działaniem wód subglacjalnych, tworzyły się przy istotnym współdziałaniu neotektonicznej reaktywacji sztywnego podłoża Środkowego Nadodrza (Markiewicz, 1999). Ten system rynien subglacjalnych tworzy geometryczny układ prostoliniowych odcinków o zróżnicowanych przegłębieniach nie dających w ostatecznym obrazie jednolitego spadku w określonym kierunku (Markiewicz, 1995). Często stwierdza się „rygle” oddzielające poszczególne przegłębione odcinki tych struktur, co daje system izolowanych, obniżonych odcinków. Wskazuje na to pośrednio obecność w obrębie Wzgórz Dalkowskich lokalnych krótkich, „zawieszonych” zagłębień. Te negatywne formy są niekiedy bardzo wąskie (300-800 m) i mają strome zbocza.

Rynny subglacjalne wcinają się głęboko w zaangażowane glacictektonicznie utwory kenozoiczne. Niejednokrotnie, szczególnie w dolinie Odry, sięgają one pokładu węgla brunatnego Henryk, a lokalnie nawet głębiej. Te negatywne struktury wypełniają przede wszystkim osady wodnolodowcowe, gliny zwałowe, rzadziej utwory zastoiskowe. Częstym zjawiskiem jest obecność brył i miąższych pakietów skalnych będących efektem zboczowych ruchów masowych. Lokalnie w pojedynczych otworach pod glinami zwałowymi natrafia się na redeponowane piaski i żwiry z formacji gozdnickiej. Rynny mimo obecności miąższych poziomów osadów nieprzepuszczalnych są na ogół zasobne w wody podziemne, nieraz pod dużym ciśnieniem hydrostatycznym. Z uwagi na to są one jednymi z najważniejszych struktur wodonośnych.

Dane z wierceń potwierdzają obecność w omawianym rejonie kilku głębokich rynien subglacjalnych (Markiewicz i in., 1997, Markiewicz, 1999). Zarówno zapora zachodnia jak i wschodnia składowiska „Żelazny Most” leżą częściowo nad tymi rynnami, które w tym rejonie mają generalnie orientację południkową, prostopadłą do przebiegu struktur glacictektonicznych. Można je nazwać dolinami Moskorzynki,

ewentualnie Zdzierowitej (dopływ Moskorzynki), Kalinówki(?) i Rudnej. W odróżnieniu od innych rynn Kalinówki ma przypuszczalnie orientację równoleżnikową i łączy pozostałe negatywne formy. Rynny te osiągają głębokości przekraczające 70-80 m p.p.t., przy czym należy zauważyć, że nie są to głębokości ostateczne. Wynika to z faktu, że otwory dokumentacyjne nie sięgnęła podłoża podczwartorzędowego i teoretycznie obniżenia te mogą być nawet dwukrotnie głębsze.

STRUKTURY GLACITEKTONICZNE

Badanie geologiczne dotyczące genezy zaburzeń osadów kenozoicznych na terenie zachodniej Polski zapoczątkowane zostały pod koniec XIX wieku. W początkowym okresie badań dotyczących genezy tych deformacji przeważały koncepcje związane z ruchami górotwórczymi (m.in. Frech, 1901, 1915; Tietze, 1915; Czajka, 1931; Berg, 1935). Później do głosu doszli zwolennicy glacitektonicznej działalności lądolodów skandynawskich (m.in. Fries, 1933; Berger, 1937; Schwarzbach, 1942; Ciuk, 1974; Dyjor, 1975; Brodzikowski, 1987). Obserwacje geologiczne zebrane w ostatnich latach we wschodnim odcinku Wału Trzebnickiego (Wzgórza Ostrzeszowskie, Twardogórskie i Trzebnickie) pozwoliły ustalić zarówno wiek tych deformacji, jak i ich charakter (Winnicki, 2002). Wykazały one również ścisły związek między zaburzeniami glacitektonicznymi z ruchami tektonicznymi w sztywnym podłożu podkenozoicznym nie tylko na obszarze Wzgórz Ostrzeszowskich (Markiewicz, Winnicki, 1997), ale także w obrębie Wzgórz Dalkowskich (Markiewicz, 1993, 1995; Markiewicz, Kraiński, 2002).

W morfologii wschodniej części Wzgórz Dalkowskich w rejonie miejscowości Rudna wyraźnie zaznaczają się dwie strefy głębokich zaburzeń glacitektonicznych oddzielone od siebie prawdopodobnie doliną Kalinówki. Bardziej na północ między Grodowcem na zachodzie a Gwizdanowem na wschodzie rozciąga się podłużny wał, którego kulminacje wznoszą się do wysokości 147,4 m n.p.m. Na powierzchni terenu występują tutaj przede wszystkim utwory wodnolodowcowe oraz gliny zwałowe ze zlodowacenia odry (rys. 1). W wielu miejscach udokumentowano wychodnie osadów formacji poznańskiej i gozdnickiej biorące udział w zaburzeniach glacitektonicznych. Analiza materiałów geologicznych, przede wszystkim danych z otworów wiertniczych w rejonie zapory północnej składowiska wykazała, że w tej strefie występują struktury nieciągłe o charakterze łusek, które monoklinalnie zapadają na północ w kierunku doliny Odry (rys. 2). Generalnie ten układ strukturalny pokrywa się z wyinterpretowanym i udokumentowanym geofizycznie stylem zaburzeń w rejonie zapory północnej składowiska a opracowanym przez CBPM CUPRUM w połowie lat 90-tych XX wieku (Markiewicz i in., 1997). Tutejsze łuski najczęściej są zbudowane z ilów i mułków, rzadziej piasków należących do formacji poznańskiej. Niekiedy w obrębie tej serii spotyka się cienkie wkładki węgla brunatnych, które najprawdopodobniej były eksploatowane w kilku wyrobiskach na północnych stokach Wzgórz Dalkowskich. Piaski, żwiry i gliny formacji gozdnickiej spotyka się często po południowej stronie tego Wału (rys. 1). Obecność cienkich wkładek ilastych z formacji poznańskiej wskazują na złuskowanie utworów pliocenu i znaczne nieraz miąższości

dokumentowane wieloma otworami wiertniczymi. Sporadycznie w zaburzeniach biorą też udział utwory czwartorzędowe, głównie gliny zwałowe.

Na południe od doliny Kalinówki teren stopniowo się podnosi od ok. 115 m n.p.m. do ponad 205 m n.p.m. w pobliżu kulminacji Wzgórz Dalkowskich. Na powierzchni terenu występują przede wszystkim utwory wodnolodowcowe ze zlodowacenia odry o miąższości dochodzącej niekiedy do 20 m i niezbyt duże pokrywy glin zwałowych (rys. 1). Wychodnie utworów starszych, głównie neogeńskich, spotyka się tutaj sporadycznie, na ogół w pobliżu kulminacji Wzgórz Dalkowskich. Na najnowszych przekrojach geologicznych (Winnicki, 2006) budowa tej strefy została przedstawiona podobny sposób jak na wale położonym bardziej na północ, na co pośrednio wskazuje część obserwacji z otworów wiertniczych m.in. obecność intensywnych złustrowań w obrębie ilów. Nie mniej jednak wydaje się bardzo prawdopodobne, że mogą tutaj występować różnego rodzaju struktury fałdowe i nasunięcia, co odpowiadałoby założeniom teorii Jaroszewskiego (1991). Niestety zbyt mała ilość danych, brak większej ilości odsłoneń utrudnia rozwiązanie tego problemu. W budowie opisanych wyżej deformacji biorą udział zarówno osady ilasto-mułkowe formacji poznańskiej, jak i czwartorzędowe gliny zwałowe i utwory wodnolodowcowe.

Osobnym zagadnieniem związanym ze strefą intensywnych zaburzeń glacitektonicznych Wzgórz Dalkowskich jest ustalenie głębokości, do której te zaburzenia występują. Problem ten jest na razie nierozwiązany, co wynika w głównej mierze z niewielkiej ilości dobrze sprofilowanych i odpowiednio głębokich otworów wiertniczych. Na obszarze Wału Trzebnickiego ustalenie głębokości oddziaływania lądolodu na podłoże komplikuje dodatkowo fakt, że seria osadów kenozoicznych była również deformowana przez naciski idące od dołu związane z ruchami tektonicznymi sztywnych skał permsko-mezozoicznych monokliny przedsudeckiej. Dlatego też trudno jest mówić o jakiegokolwiek pozycji *in situ* większości osadów kenozoicznych. Najbardziej uzasadnionym rozwiązaniem tego problemu jest przyjęcie założenia, że taką umowną granicą zasięgu zaburzeń glacitektonicznych może być pokład węgla brunatnego „Henryk”. Węgiel ten w dolinie Odry, jak również po proksymalnej stronie Wzgórz Dalkowskich leży na rzędnych od 20 m n.p.m. do ok. 20 m p.p.m., średnio na poziomie morza. Taką propozycję potwierdzają wykonane przekroje geologiczne oraz dane archiwalne z innych części Wzgórz Dalkowskich m.in. w pobliżu kopalni „Maria”, gdzie osady czwartorzędowe pod utworami neogeńskimi stwierdzono na poziomie morza. Generalizując można stwierdzić, że w części proksymalnej Wzgórz Dalkowskich obejmującej swoim zasięgiem wał położony między Grodowcem a Gwizdanowem zaburzenia utworów formacji neogeńskich i starszego plejstocenu sięgają głębokości 140-150 m, na co wskazuje pozycja pokładu węgla brunatnego Henryk w tym rejonie. Potwierdzają to również obserwacje poczynione w trakcie zgłębiania szybu R-XI (Markiewicz i in., 2004), gdzie na głębokości od 97,1 m do 125,1 m ppt. (rys. 1) natrafiono na niewielkie, mocno zniekształcone glacitektonicznie wkładki i bryły węglowe będące porozrywanymi fragmentami warstwy węglowej tkwiące w obrębie utworów formacji poznańskiej. Poza tym osady tej formacji w górnej części profilu są silniej zdeformowane w porównaniu z utworami niżej ległymi zalegającymi umownie w pozycji *in situ*, co potwierdziły m.in. badania georadarowe (Markiewicz i in., 1997). W

po bliziu kulminacji Wzgórz głębokość deformacji utworów kenozoicznych może teoretycznie dochodzić nawet do 200 m p.p.t.

Orientacja struktur glacitektonicznych w obrębie Wzgórz Dalkowskich, podobnie jak i w innych tego typu strefach Polski zachodniej i południowo-zachodniej, jest zgodna z przebiegiem ich głównej osi morfologicznej. Najbardziej intensywne zaburzenia osadów kenozoicznych miały miejsce pod koniec zlodowaceń południowopolskich (zlodowacenie san 2). Kolejne generacje zaburzeń glacitektonicznych ze zlodowaceń środkowopolskich mają najczęściej charakter diapirowych struktur obciążeniowych o amplitudzie rzędu kilkunastu metrów, nakładających się na formy starsze.

Od północy strefa intensywnych zaburzeń glacitektonicznych Wzgórz Dalkowskich graniczy z powiązaną z nią genetycznie glacidepresją (rys. 2). Jest to rozległe zagłębienie powstałe w wyniku usunięcia przez lądolód części utworów kenozoicznych z osiowej części tego obniżenia. Formę tą obecnie wypełniają osady czwartorzędowe, głównie plejstocenijskie gliny zwałowe i utwory wodnolodowcowe, o miąższości do 100 m, lokalnie więcej. Podczas zlodowacenia warty i wisły dolina Odry w rejonie Wzgórz Dalkowskich spełniała rolę pradoliny (pradolina barucko-głogowska) odwadniającej obszar Wielkopolski i Śląska.

PODSUMOWANIE – WNIOSKI

Układ i charakter zaburzeń glacitektonicznych zobrazowany na najnowszej mapie geologicznej i przekrojach wschodniej części Wzgórz Dalkowskich (Winnicki, 2006) oraz wcześniejsze wyniki badań radarowych i obserwacji strukturalnych w rejonie składowiska „Żelazny Most” (Markiewicz i in., 1997) ogólnie pasują do założeń statyczno-kinetycznej teorii powstawania tego typu zaburzeń autorstwa Jaroszewskiego (1991). Zgodnie z nią pionowe naciski stagnującego lądolodu na podłoże powodują odkłuwanie warstw skalnych wzdłuż cylindrycznych powierzchni ścinania. W efekcie przed czołem lądolodu tworzy się strefa proksymalna składająca się z ponasuwanych na siebie łusek. Procesowi łuskowania sprzyja zróżnicowanie litologiczne podłoża, jak i obecność wód gruntowych pod dużym nieraz ciśnieniem. W strefie dystalnej, gdzie następuje kompensacja nacisków idących od lądolodu (masa oporowa) powstają głównie deformacje ciągłe o charakterze fałdów. Tego typu zjawiska, choć może nie na taką skalę, obserwuje się także w obrębie Wzgórz Dalkowskich. Masy skalne znajdujące się w obrębie współczesnej doliny Odry zostały wskutek nacisków lądolodu na podłoże redeponowane w strefę dzisiejszych Wzgórz. Powstało w tym miejscu rozległe obniżenie (glacidepresja), z którego uprzątnięte zostały zarówno utwory formacji poznańskiej (miocen górny) i gozdnickiej (pliocen), jak i starszego plejstocenu.

Korelacja udokumentowanej naskórkowej struktury południowo-centralnej części monokliny przedsudeckiej ze strefami glacidepresji (w obrębie E części pradoliny barucko-głogowskiej) i sąsiadujących od S zaburzeń glacitektonicznych Wzgórz Dalkowskich wskazuje na ich powiązanie genetyczne. Triasowe struktury rowowe o biegu NE-SW, NW-SE i „równoleżnikowym” występują pod depresjami glacitektonicznymi (rys. 2). Natomiast pod genetycznie z nimi związanymi strefami

wielkoskalowych zaburzeń glacitektonicznych występuje pasmo głównie inwersyjnego zuskokowania górnego permu i triasu wieku górnokredowego (Markiewicz, 2003; Markiewicz i in., 2006). Ta asocjacja strukturalna pomiędzy pięciem kenozoicznym a górnopermsko-mezozoicznym wskazuje na ich genetyczne uwarunkowanie. Niewątpliwie neotektoniczna reaktywacja tej naskórkowej struktury monokliny przedsudeckiej stanowiła założenia dla plejstoceniowej erozji subglacialnej i deformacji glacitektonicznych osadów kenozoicznych (Markiewicz, 1993; 1995, 1999; 2006 a).

LITERATURA

- Badura J., Przybylski B., 2006 – Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski ark. Głogów 1 : 50 000. Wyd. PIG, Warszawa.
- Berg G., 1935 – Geologie der Gegend von Bunzlau und Liegnitz. Jb. Preuss. Geol. L. A., Bd. 56, Berlin: 1-25.
- Berger F., 1937 – Die Anlage der Schlesischen Stauchmoränen. Zbl. Miner. B.: 417- 484.
- Brodzikowski K., 1987 – Środowiskowe podstawy analizy i interpretacji glacitektonizmu Europy Środkowej. Acta Univ. Wratisl., 934, Stud. Geogr., 43, Wrocław. 331 ss.
- Buksiński S., Tomaszewski J., 1968 – Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski ark. Lubin 1 : 50 000. Wyd. Geol. Warszawa.
- Ciuk E., 1974 – Wybrane zagadnienia zaburzeń neotektonicznych w Polsce. Badania geologiczno-inżynierskie dla potrzeb budownictwa na obszarach zaburzonych glacitektonicznie Ziemi Lubuskiej. Sympozjum Naukowe. Zielona Góra: 9-23.
- Czajka W., 1931 – Der Schlesische Landrücken. Veröff. Schles. Ges. Erdk. 11.
- Dąbrowski A., 1980 – System rowów trzeciorzędowych w obrazie grawimetrycznym. Prz. Geol., 3, Warszawa: 169-172.
- Deczkowski Z., Gajewska J., 1980 – Mezozoiczne i trzeciorzędowe rowy obszaru monokliny przedsudeckiej. Prz. Geol., 23, 3, Warszawa: 151-156.
- Dyjur S., 1975 – Zaburzenia glacitektoniczne w Polsce Zachodniej. (W:) Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. T. 1, Wyd. Geol., Warszawa: 217-229.
- Dyjur S., 1978 – Wykształcenie i stratygrafia utworów trzeciorzędowych na obszarze LGOM. (W:) Przewodnik L Zjazdu PTG, Zielona Góra 24-26 września 1978, Wyd. Geol., Warszawa: 210-214.
- Dyjur S., 1986 – Evolution of sedimentation and palaeogeography of near-frontier areas of the Silesian part of the Paratethys and of the Tertiary Polish-German Basin. Zesz. Nauk. AGH, 1077, Geol. Kwart., 12, Kraków: 7-23.
- Frech F., 1901 – Über glaziale Druck – und Faltungserscheinungen in Odergebiet. Z. Ges. Erdk. Berlin, 36.
- Frech F., 1915 – Ein Normalprofil durch Quartär und Tertiär im schlesischen Hügelland. Zentrbl. Miner. Geol. Palaont., 14: 417-419.
- Fries W., 1933 – Tertiär und Diluvium in Grünberger Hohenrücken, Dessau.
- Garetsky R., Levkov E., Schwab G., Karabanow A., Aizberg R., Garbar D., Kockel F., Ludwig A. O., Lukke-Andersen H., Ostaficzuk S., Pallenko V., Sim L., Šliaupa A., Sokołowski J. & Stackebrandt W. 1999 - Main neogeodynamic features of the Baltic Sea depression and adjacent areas. Tech. Posz. Geol., Geosynoptyka i Geotermia 1/99, Kraków, p. 17-27.

- Górecka T., Juroszek Cz., Karwowski L., Kłapciński J., Lorenc St., Mierzejewski M., Sachanbiński M., Ślusarczyk St., 1977 – Utwory skalne podłoża zachodniej części monokliny przedsudeckiej i perykliny Żar oraz przyległej części bloku przedsudeckiego. *Prace Nauk. Instyt. Górń. Pol. Wrocl.* (monografia) 22.9.
- Graniczny M., Doktor S., Kucharski R., 1991 – Budowa geologiczna strefy warycydów w podłożu monokliny przedsudeckiej dla określenia perspektyw ropo-gazonośności. *Mapy korelacyjne teledetekcyjno-geofizyczne.* (Arch. Zakł. Metod. i Koord. Prac Kartogr.), PIG, Warszawa, 38 ss.
- Grocholski W., 1991 – Budowa geologiczna przedkenozoicznego podłoża Wielkopolski. *Przew. 62 Zjazdu Pol. Tow. Geol., 5-7 września, Poznań:* 7-18.
- Instrukcja opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 (wydanie II uzupełnione). *Wyd. PIG, Warszawa, 2004.*
- Jaroszewski W., 1991 – Rozważania geologiczno-strukturalne nad genezą deformacji glacictektonicznych. *Rocz. PTG 61, Kraków.*
- Kijewski P., Salski W., 1978 – Cechsztyńska sól kamienna cyklotemu Z1 w południowo-zachodniej części monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudet., 13, 1, Wrocław:* 97-134.
- Kraiński A., 1989 – Zarys budowy glacictektonicznej Wzgórz Dalkowskich. *IV Symp. Glacitek.* *Wyd. Uczeln. WSI Zielona Góra:* 289-311.
- Markiewicz A., 1993 – Wał Trzebnicki – przykład zaburzeń glacictektonicznych w obrębie stref dyslokacyjnych głębokiego podłoża. (W:) *Neotektonika Polski: metodyka, datowania, przykłady regionalne.* *Konf. Komisji Neotektoniki Kom. Bad. Czwart. PAN, Kraków:* 29-31.
- Markiewicz A., 1995 – Halotektonika soli cechsztyńskich w strefie dyslokacyjnej środkowej Odry, a zaburzenia glacictektoniczne we Wzgórzach Dalkowskich. (W:) *Mater. VIII-th Glacitectonics Symposium.* *Wyd. Uczeln. WSI Zielona Góra:* 175-192.
- Markiewicz A., 1998 – Tektonika. [W:] *Dokumentacja geologiczna złoża rud miedziowo-srebrowych Głogów Głęboki w kat. C1 - KGHM Polska Miedź S.A., Przeniosło St.* (red.), PIG, Warszawa.
- Markiewicz A., 1999 – Neotektoniczne założenia kopalnych rynien czwartorzędowych Środkowego Nadodrza (SW Poland). *Prz. Geol., 47, 9, Warszawa:* 825-830.
- Markiewicz A., 2002 – Ewolucja poglądów na temat tektoniki południowej części monokliny przedsudeckiej (rejon LGOM). *Seminarium Geologiczne „45 rocznica odkrycia złóż rud miedzi na monoklinie przedsudeckiej”* (mat. niepublikowane), Lubin, 22 marzec 2002 r.
- Markiewicz A., 2003 – Tektonika cechsztyńskiej soli kamiennej w LGOM i jej znaczenie dla działalności gospodarczej. *Prace doktorskie AGH, Kraków,* 144 ss.
- Markiewicz A., 2004 – Morphotectonics of the Odra valley between Chobienia and Nowa Sól (Middle Odra Region). (W:) *Geologiczne i środowiskowe problemy gospodarowania i ochrony doliny górnej i środkowej Odry.* *Wrocław, 18-19.11.2004 – Wrocław: Państwowy Instytut Geologiczny:* 25-32.
- Markiewicz A., 2006a – Reactivation of thin-skinned of the south-western Polish depression and its influence on formation of the Silesian ridge. *Materiały projektu UE MELA Cedyńia, 28-30 august 2006, PIG:* 51-56.
- Markiewicz A., 2006b – Rola reaktywacji naskórkowej struktury niżu SW Polski w powstaniu Wału Śląskiego. [W:] *Materiały XIII Konferencji Stratygrafia Plejstocenu Polski*” pt.: „Plejstocen południowej Warmii na tle struktur podłoża”, *Maróz, 2-8 września 2006, PIG, Warszawa:* 101-103.

- Markiewicz A., 2007a – Naskórkowa struktura południowej części monokliny przedsudeckiej a zagospodarowanie soli Na1., Kwartalnik Gospodarka Surowcami Mineralnymi, Przegląd Solny, Wyd. IGSMiE PAN, Kraków (w druku).
- Markiewicz A., 2007b – Tektonika a geneza i zagospodarowanie złoża rud miedzi w SW Polsce. [W:] Materiały Konferencji: 50-lecie odkrycia złóż rud miedzi na monoklinie przedsudeckiej. 26-28 września 2007 r. w Lubinie., KGHM Polska Miedź S.A. i Państwowy Instytut Geologiczny, Lubin (w druku).
- Markiewicz A., Aleksandrowski P., Czarnecka K., Doktor S., Graniczny M., 1995 – Tektonika a rozkład naprężeń pierwotnych i wtórnych w obszarze ZG „Rudna”. Prace CBPM „Cuprum” (archiwum), Wrocław, 90 ss.
- Markiewicz A., Czmiel J. i Mżyk St., 1997 – Interpretacja strukturalno-tektoniczna zaburzeń glacitektonicznych osadów ilastych w rejonie składowiska „Żelazny Most”. Prace CBPM „Cuprum” (archiwum), Wrocławiu, 76 ss.
- Markiewicz A., Kalisz M., Farbisz J., 2005 – Badania strukturalne pokrywy permsko-mezozoicznej w trakcie zgłębiania szybu R-XI, w celu wskazania zagrożeń wodnych i geotechnicznych. - Etap II: Budowa geologiczna kompleksu cechsztyńskiego. Prace KGHM CUPRUM sp. z o.o. CBR, Wrocław, 48 ss.
- Markiewicz A., Kalisz M., Farbisz J., Michalak J., 2004 – Badania strukturalne pokrywy permsko-mezozoicznej w trakcie zgłębiania szybu R-XI, w celu wskazania zagrożeń wodnych i geotechnicznych. Etap II: Budowa geologiczna kompleksu kenozoicznego i mezozoicznego. Prace CBPM CUPRUM sp. z o.o. CBR, Wrocław, 35 ss.
- Markiewicz A., Kalisz M., Farbisz J., Zaczek S., Dmyszewicz K., 2006 – Badania strukturalne pokrywy permsko-mezozoicznej w trakcie zgłębiania szybu R-XI, w celu wskazania zagrożeń wodnych i geotechnicznych. Etap III: Model budowy geologicznej rejonu Grodowca. Prace KGHM CUPRUM sp. z o.o. CBR, Wrocław, 52 ss.
- Markiewicz A., Kraiński A., 2002 – Neotektoniczna reaktywacja struktur halotektonicznych a zaburzenia glacitektoniczne w strefach marginalnych zlodowaceń plejstocenijskich na przykładzie wzgórz Dalkowskich (SW Polska). (w:) Mater. IX Sympozjum Glacitektoniki, Zeszyty Nauk. Uniw. Zielonogórskiego 129, Wydział Inż. Łąd. i Środ. (Budownictwo 37), Zielona Góra: 123-142.
- Markiewicz A., Kraiński A., 2007 – Współczesna aktywność tektoniczna na pograniczu Wzgórz Dalkowskich i pradoliny barucko-głogowskiej (SW Polska) [W] W. Zuchiewicz, A. Piotrowski (Eds.), Materiały VII Ogólnopolskiej Konferencji „Neotektonika Polski” pt. NEOTECTONICS CROSS-BORDERING THE WESTERN AND EASTERN EUROPEAN PLATFORM, Szczecin, 24-26 IX 2007, Kom. Neotektoniki Komitetu Badań Czwartorzędu PAN, Oddział Pomorski PIG, ING Uniw. Jagiel., Galicia Tectonic Group, Szczecin (w druku).
- Markiewicz A. & Winnicki J., 1997 – On geological structure of the Ostrzeszów Hills. Geol. Quart., 41, 3, Warszawa: 347-364.
- Markiewicz A., Winnicki J., 2005 – Plejstocenijska reaktywacja cienkopokrywowej struktury monokliny przedsudeckiej a strefy dużych zaburzeń glacitektonicznych w rejonie Zielonej Góry, Koźuchowa i Głogowa (SW Polska). [W] W. Zuchiewicz, B. Przybylski, J. Badura (Eds.), Materiały VI Ogólnopolskiej Konferencji „Neotektonika Polski” Aktywne uskoki Europy Środkowej”, Srebrna Góra, 26-28 IX 2005, Kom. Neotektoniki Komitetu Badań Czwartorzędu PAN, Oddział Dolnośląski PIG, ING Uniw. Jagiel., Galicia Tectonic Group, Wrocław: 40-42.

- Michalska E., 1979 – Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski ark. Ścinawa 1 : 50 000. Wyd. Geol., Warszawa.
- Morawski S., 1976 – Paleogeografia i geneza Wzgórz Dalkowskich. (Praca doktorska. Maszynopis). Uniw. Wrocł. Wrocław.
- Oberc J., 1972 – Sudety i obszary przyległe. [w:] Budowa geologiczna Polski t. IV – Tektonika, cz. 2. Inst. Geol., Warszawa.
- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1997 – Neogene of the Polish Lowlands — lithostratigraphy and pollen-spore zones. *Kwart. Geol.*, 41, 1, Warszawa: 21-40.
- Schwarzbach M., 1942 – Das Diluvium Schesins *Neues Jb. Miner B.* 86.
- Stupczyński K., 1979 – Conditions of natural gas occurrence in the formations of Lower Permian of the Fore-Sudeten Monocline (in Polish with English summary). *Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN*, 118, Kraków.
- Sokołowski J., 1967 – Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. *Geol. Sudet.*, 3, Warszawa: 297-356.
- Tarnowski H., 1977 – Zmiana miąższości utworów permu i triasu w obrazie rejestracji geofizycznych w wybranych strefach basenu permu i ich wpływ na akumulację węglowodorów (część I). *Prz. Geol.*, 25, 1, Warszawa: 23-26.
- Tietze O., 1915 – *Neue Geologische Beobachtungen aus der Breslauer Gegent. Jb. Preus. Geol. Landesanst.* 35, 1.
- Urbański R., Żońmierczuk T., 1977 – Uwagi o tektonice utworów mezozoiku na obszarze przedsudeckim. (w:) Kierunki i metody poszukiwań bituminów w utworach permu na Niżu Polskiego. Wyd. PTPNoZ., Zielona Góra.
- Winnicki J., 1980 – Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 ark. Rudna (652). Wyd. Geol. Warszawa.
- Winnicki J., 2002 – Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 ark. Ostrzeszów (694). Wyd. Geol., Warszawa.
- Winnicki J., 2006 – Mapa geologiczna w skali 1 : 25 000 wraz z przekrojami rejonu składowiska „Żelazny Most”. *Prace KGHM CUPRUM sp. z o.o. CBR*, Wrocław.
- Wojewoda J., Migoń P., Krzyszkowski D., 1995 – Rozwój rzeźby i środowisk sedymentacji w młodszym trzeciorzędzie i starszym plejstocenie na obszarze środkowej części bloku przedsudeckiego: wybrane aspekty. *Przew. 66 Zjazdu PTG*, Wrocław: 315-332.