

Jan GOŹDZIK<sup>1</sup>, Zofia KRYSIAK<sup>2</sup>

## CHARAKTERYSTYKA I GENEZA DEFORMACJI OSADÓW PLEJSTOCENSKICH W STREFIE BRZEŻNEJ PLATEAU KEMOWEGO CZUBATEJ GÓRY (KOPALNIA BEŁCHATÓW)

**Abstrakt.** W artykule przedstawiono zespoły struktur deformacyjnych z południowo-zachodniej części plateau kemowego (złodowacenie warty) odsłoniętych w kopalni Bełchatów. W obrębie formy kemowej utworzyły się pionowe diapiry zbudowane z gliny podścielającej kem. W części brzeżnej kemu powstał złożony system deformacji o wysokości ok. 20 m, wykazujący pewien porządek przestrzenny. W kierunku południowym, tj. w kierunku nachylenia stoku kemu, można wyróżnić zespół uskoków normalnych w osadach piaszczysto-żwirowych, wkraczający także w położony dalej, pochylony ku południowi diapir gliny, którego górna część uczestniczy w rozległym i złożonym zespole struktur fałdowych. Na podsta-

wie analizy cech strukturalnych deformacji i rekonstrukcji kierunków nacisku, można sądzić, że powstały one w wyniku zaniku podparcia lodowego w strefie *ice-contact slope*.

Na opisanych zdeformowanych osadach zalegają niezgodnie utwory gliniaste, związane z wkroczeniem łądolodu złodowacenia warty. Na granicy obydwu osadów powstały struktury o niewielkich rozmiarach, związane z naciskiem wkraczającego łądolodu.

Brak zaburzeń w podłożu kemu i jego otoczenia pozwala wykluczyć udział procesów tektonicznych w kształtowaniu omówionych struktur deformacyjnych.

**Słowa kluczowe:** deformacje *ice-contact slope*, glacitektonika, kem Czubatej Góry, kopalnia Bełchatów.

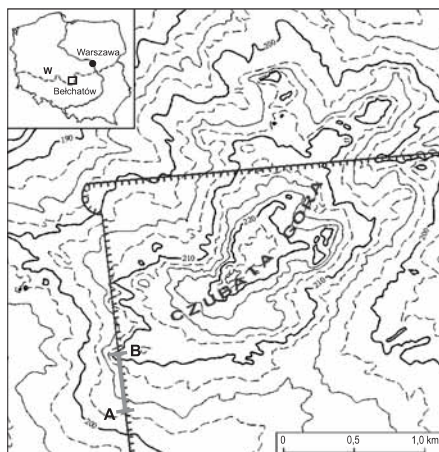
### WSTĘP

Odsłonięcia osadów czwartorzędowych, szczególnie w wielkich kopalniach odkrywkowych, stwarzają możliwość dokładniejszego przesłedenia w całości dużych struktur deformacyjnych. Tego rodzaju struktury są dobrze widoczne w odkrywkowej kopalni węgla brunatnego Bełchatów i były już przedmiotem badań wielu autorów (Brodzikowski i in., 1980, 1987a, b; Hałaszcak, Brodzikowski, 1982; Brodzikowski, 1985; Krzyszkowski, 1989; Hałaszcak, 1999 i inni). Nowe odsłonięcia w kopalni Bełchatów ujawniają dalsze, dotychczas niestwierdzone typy struktur deformacyjnych. W latach 1995–2003 były systematycznie odsłaniane osady ze strukturami deformacyjnymi budujące dużą formę kemową nazwaną kemem Czubatej Góry (fig. 1, 2). W artykule przedstawiono wyniki szczegółowych badań prowadzonych w 2001 r. na za-

chodniej ścianie odkrywki (wyższe poziomy zbierania nadkładu złoża). Ściana ta przecinała poprzecznie strukturę plateau kemowego w jego części południowej (fig. 1, 2). Widoczne deformacje wykazują pewne uporządkowanie przestrzenne. W głównej części formy, położonej centralnie, dominują struktury diapirowe, natomiast w jej obrzeżeniu występują zróżnicowane zespoły struktur (por. Goździk, 2001). Jeden z takich zespołów o specyficznych cechach opisano w niniejszym artykule. Występujące struktury deformacyjne o znacznych rozmiarach zostały dobrze odsłonięte, co umożliwiło dokładniejsze ustalenie ich geometrii, a następnie kinematyki, a także podjęcie próby określenia ich dynamiki. Na tej podstawie starano się zrekonstruować grupę procesów deformacyjnych zachodzących w strefie brzeżnej kemu.

<sup>1</sup> Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki, ul. Narutowicza 88, 90-568 Łódź; e-mail: gozdzik@geo.uni.lodz.pl

<sup>2</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: zofia.krysiak@pgi.gov.pl

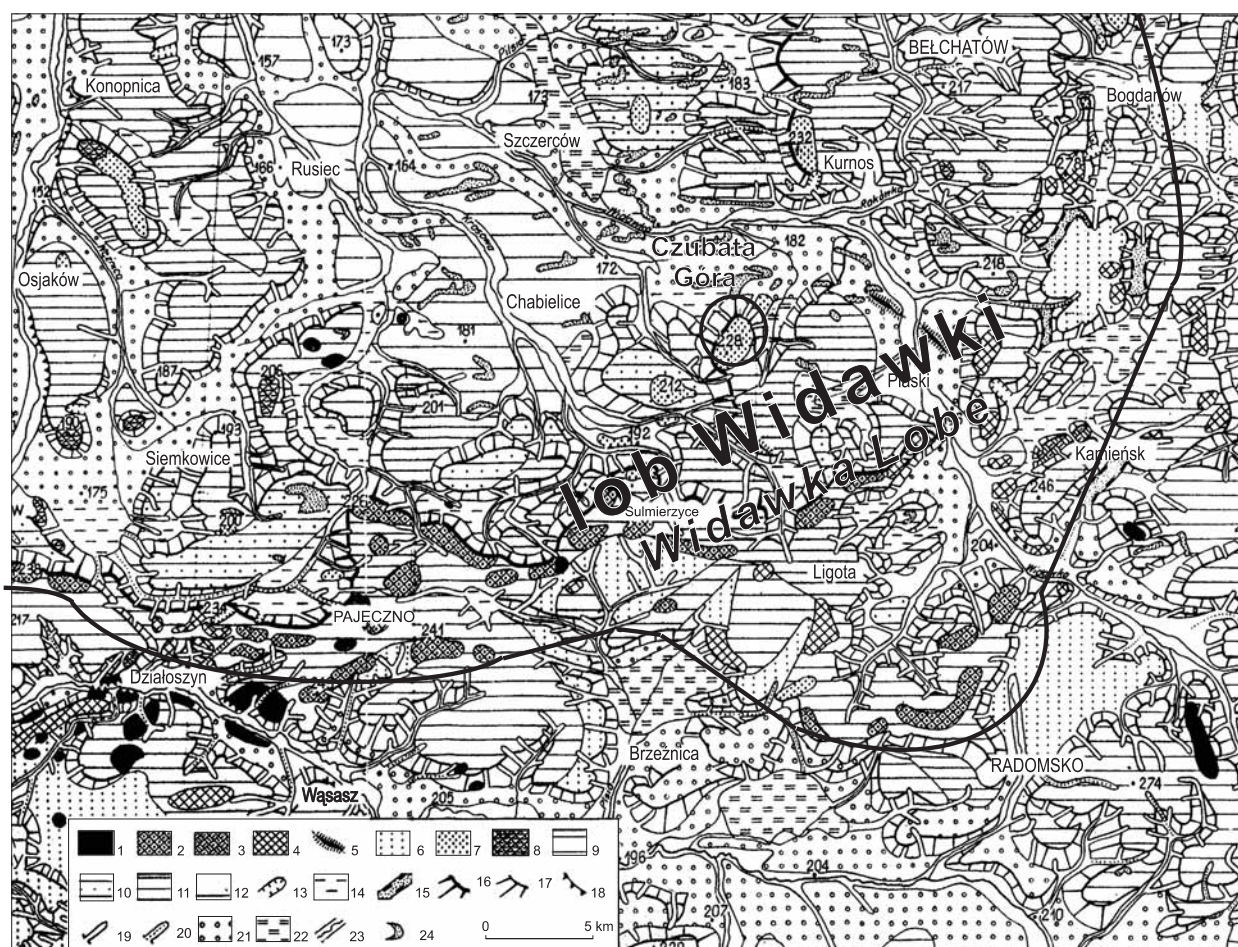


**Fig. 1. Lokalizacja przekroju A–B (fig. 3) w kemie Czubatej Góry na tle współczesnej rzeźby terenu**

Linia zaznaczono granicę kopalni Bełchatów z 2001 r.

Location of the A–B cross-section (Fig. 3) in Czubata Góra kame with the recent relief at the background

Line marked limit of the Belchatów Mine in 2001



**Fig. 2. Mapa geomorfologiczna otoczenia kemu Czubatej Góry (wg Krzemińskiego, 1974)**

1 – wychodnie utworów mezozoicznych; 2 – wzngrza i pagóry moreny czołowej; 3 – wzngrza i pagóry moreny spiętrzonej; 4 – pagórki akumulacji szczelinowej strefy brzeżnej lądolodu; 5 – ozy; 6 – sandry; 7 – pagórki i wały kemowe; 8 – moreny martwego lodu; 9 – wysoczyzny morenowe o przewodzie osadów akumulacji glacialfluwalnej; 10 – wysoczyznowe stopnie akumulacji glacialfluwalnej; 11 – wysoczyzny morenowe o przewodzie glin zwałowych w podłożu; 12 – równiny dna kotliny; 13 – niecki lodowcowe; 14 – misy wytopiskowe; 15 – martwe doliny; 16 – stoki wysoczyzn na granicy regionów; 17 – stoki płatów wysoczyznowych i dolin; 18 – podcięcia erozyjne; 19 – niecki denudacyjne; 20 – doliny nieckowate i płaskodenne; 21 – terasy nadzalewowe; 22 – równiny torfowisk w misach wytopiskowych i starorzeczach przedholocenicznych; 23 – dna dolin rzecznych; 24 – wydmy i pola piasków eolicznych

Geomorphological map of the Czubata Góra kame surroundings (after Krzemiński, 1974)

1 – Mesozoic outcrops; 2 – hills and hummocks of frontal moraine; 3 – hills and hummocks of push moraine; 4 – hummocks of crevasse accumulation in the ice-sheet margin; 5 – eskers; 6 – sandurs; 7 – kame's hummocks and ramparts; 8 – dead-ice moraine; 9 – moraine uplands with glaciofluvial sediments in the greater part; 10 – upland steps of glaciofluvial accumulation; 11 – moraine uplands with tills in substratum predominantly; 12 – plains bottoms of cupholes; 13 – glacial trough; 14 – melt-out bowls; 15 – dead valleys; 16 – upland's steps on the regions limits; 17 – upland's lobe slopes and valley slopes; 18 – erosional undercuts; 19 – denudation trough; 20 – trough valleys and flat-bottomed valleys; 21 – depositional terraces; 22 – peat bog plains in the melt-out bowls and pre-Holocene dead channels; 23 – bottoms of the river valleys; 24 – dunes and plains of eolian sands

## GEOMORFOLOGIA I LITOSTRATYGRAFIA OSADÓW PLEJSTOCENU

Kem Czubatej Góry (fig. 1, 2), stanowi jedną z największych form strefy marginalnej lądolodu zlodowacenia warty – lobu Widawki. Dłuższa oś kemu (SW–NE) jest równoległa do czoła lądolodu, którego maksymalny zasięg znajdował się kilka kilometrów dalej ku SE (Baraniecka, Sarnacka, 1971). Kem jest otoczony równiną morenową, w której powierzchnię wcięte są niewielkie doliny. Maksymalna wysokość kemu wynosi 226 m n.p.m., a równina moreny dennej w bezpośrednim kontakcie z kemem jest położona na wysokości 190–200 m n.p.m., a więc wysokość względna wynosi 25–30 m. Na przekroju (fig. 3) przedstawiono osady należące do południowej części kemu i jego otoczenia oraz utwory stanowiące podłoże tej formy.

Podział stratygraficzny badanych osadów (chrono- i litostratygrafia wg Krzyszkowskiego, Czerwonki, 1992; Goździka, 2001; Goździka, Van Loona, 2007) przedstawiono w tabeli 1. Warstwy oznaczone w tabeli 1 symbolami od 1 do 9b odpowiadają wydzieleniom na przekrojach (fig. 3, 4). Na pliocenijskich piaskach (warstwa 1) spoczywa gruba warstwa bruku, złożona głównie z krzemieni, ale sporadycznie spotyka się eratyki skandynawskie, świadczące o plejstocenijskim wie-

ku erozji. Bezpośrednio na bruku zalegają aluwia zaliczane do formacji z Krzaków (warstwa 2), a wyżej glacyfluwialne piaski, niekiedy ze żwirami (zlodowacenie odry?; warstwa 3), z piaskami gruboziarnistymi i żwirami w stropie warstwy 4a i 4b). Na tych utworach występuje glina zwałowa (warstwa 5) powstała w czasie maksymalnego nasunięcia lądolodu zlodowacenia warty. Z postojem i rozpadem tego lądolodu łączy się powstanie osadów budujących kem Czubatej Góry, nazwanych formacją z Czubatej Góry (Krzyszkowski, Czerwonka, 1992; Goździk, 2001). W południowej części tej formy, przedstawionej na figurze 3, były kolejno akumulowane: ility i muły (warstwa 6), piaski średnio- i drobnoziarniste (warstwa 7a) oraz piaski średnie i grube ze żwirami, a nawet otoczakami, które w tej części kemu wykazują szczególnie dużą miąższość (warstwa 7b). W końcowej fazie rozpadu lądolodu w obrębie kemu były akumulowane gliny ablacyjne (warstwa 8).

Z ponownym nasunięciem lądolodu (zlodowacenie warty) wiąże się akumulacja naprzemianległych warstw gliny i różnoziarnistych, źle wysortowanych piasków (warstwa 9a), przechodzących stopniowo w glinę masywną (tzw. górną glinę zlodowacenia warty – warstwa 9b).

Tabela 1

## Litostratygrafia osadów plejstocenijskich otoczenia kemu Czubatej Góry

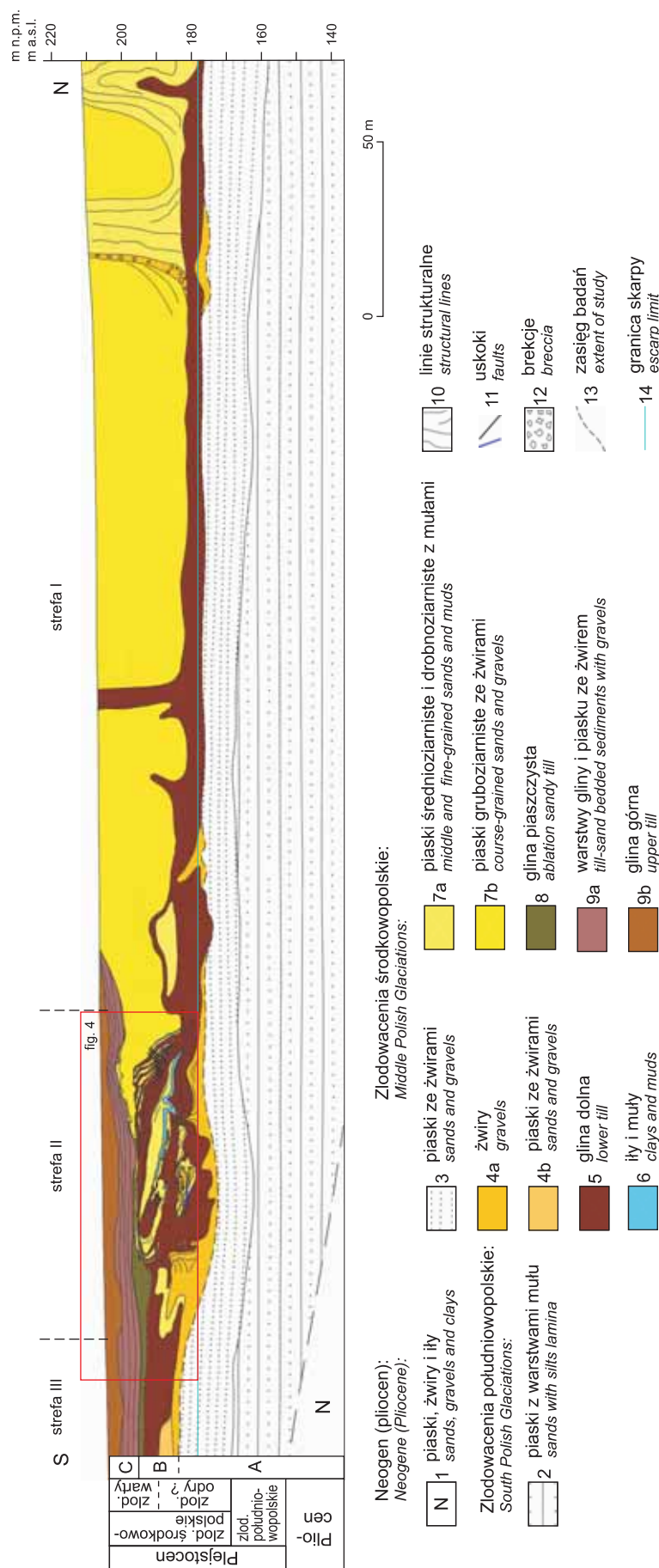
Lithostratigraphy of the Pleistocene deposits of the Czubata Góra kame surroundings

Chronostratygrafia				Litostratygrafia		Symbole warstw *	Osady
				formacja	ogniwo		
Plejstocen	zlodowacenia środkowopolskie	zlodowacenie warty	ponowne nasunięcie lądolodu	z Czubatej Góry **	g <sub>2</sub>	9b	głina górna
					g <sub>1</sub>	9a	warstwy gliny i piasku ze żwirem
					***	8	głina piaszczysta
					d	7b	piaski gruboziarniste ze żwirami
					c	7a	piaski średnio- i drobnoziarniste z mułami
			stagnacja i rozpad lądolodu		b	6	ility i muły
					a	5	głina dolna
						4b	piaski ze żwirami
						4a	żwiry
						3	piaski ze żwirami
zlod. południowopolskie		maksymalne nasunięcie lądolodu	z Krzaków		2	piaski z warstwami mułu	
Pliocen					1	piaski, żwiry i ility	

\* numeracja warstw (1–9b) zgodna z numerami wydzieleni na figurze 3; \*\* podział formacji z Czubatej Góry (ogniwa od a do g<sub>2</sub>) według Krzyszkowskiego i Czerwonki (1992), pozostałe zmiany według Goździka (2001) oraz Goździka i Van Loona (2007); \*\*\* ogniwo należy do formacji Rogowic

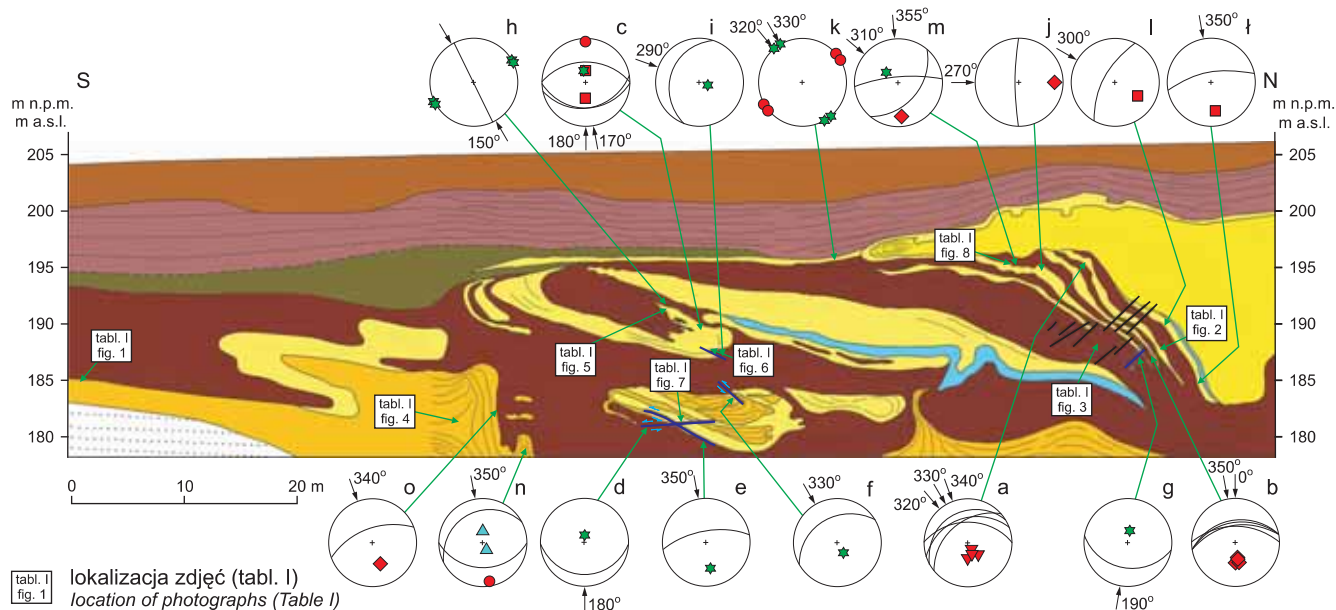
\* bed numbers (1–9b) see Figure 3; \*\* members a–g<sub>2</sub> (Czubata Góra formation) after Krzyszkowski and Czerwonka (1992), other changes after Goździk (2001), Goździk and Van Loona (2007), \*\*\* member belongs to Rogowic Formation





**Fig. 3. Przekrój geologiczny wzdłuż linii A-B (patrz fig. 2)**

A-B geological cross-section (see Figure 2)



**Fig. 4.** Powiększony fragment sektora II z przekroju geologicznego A–B (patrz fig. 3)

Diagramy drobnych struktur opisano w tekście; pozostałe objaśnienia na figurze 3

Enlarged fragment of sector II from the A–B geological cross-section (see Fig. 3)

Small structures diagrams – description in the main text; for other explanations see Figure 3

## CHARAKTERYSTYKA STRUKTURALNA STREFY BRZEŻNEJ KEMU

W analizowanej części kemu i jego obrzeżenia można wyróżnić trzy **piętra strukturalne A, B, C** (fig. 3), różniące się stopniem i stylem deformacji osadów.

Najniżej położone, dolne piętro strukturalne **A** stanowią zalegające subhoryzontalnie piaski, miejscami ze żwirami, należące do pliocenu (warstwa 1) oraz starszego plejstocenu (warstwy 2 i 3).

Następne, leżące wyżej piętro strukturalne **B** tworzą osady zróżnicowane litologicznie i o różnym, często dużym stopniu zdeformowania. Jednostkę tę, obejmującą wyższe poziomy zlodowacenia odry (warstwy 4a i 4b) oraz dolne i środkowe poziomy zlodowacenia warty (warstwy 5 do 8), poddano szczegółowej analizie w niniejszym artykule.

Górne piętro strukturalne **C**, występujące w południowej części przekroju (fig. 3), zawiera zalegające subhoryzontalnie osady piaszczysto-gliniaste oraz masywną glinę zwalową, reprezentujące górne ogniwa zlodowacenia warty (warstwy 9a, b).

Należy podkreślić fakt subhoryzontalnego zalegania warstw w obrębie piętra strukturalnego A, co dowodzi, że deformacje piętra B nie są związane z tektoniką podłoża znaną z innych części kopalni (Goździk, 2001; Hałuszczak, 2007).

### PIĘTRO STRUKTURALNE B

W obrębie piętra strukturalnego B można wyróżnić trzy główne strefy (patrz fig. 3), są to kolejno (z N na S):

**I strefa** – położona w głównej części kemu, z charakterystycznymi strukturami diapirowymi występującymi seryjnie. Dominują w niej pionowe diapiry zbudowane z gliny, przebijające kem. Osady kemu – piaski średnio- i gruboziarniste ze żwirami (lokalnie duże otoczaki) znajdujące się pomiędzy owymi diapiarami – tworzą niecki. W niecce położonej najdalej na południe, już przy skraju formy kemowej, widoczne są uskoki normalne (pologie) o zrzutach 1–2 m skierowanych ku południowi (fig. 4).

**II strefa** – obejmująca silnie zdeformowane osady, położona w brzeżnej części kemu. Występujące w jej obrębie struktury deformacyjne stanowią główny przedmiot niniejszego artykułu.

**III strefa** – obejmująca równinę morenową, w której zarówno glina powierzchniowa, jak i głębiej leżące osady zalegają subhoryzontalnie (tylko jej niewielki fragment jest widoczny na fig. 3).

Przedmiotem badań autorów były głównie deformacje występujące w strefie II.

### STRUKTURY DEFORMACYJNE STREFY II

Charakter i intensywność deformacji w II strefie omawianego odcinka przekroju (fig. 3, 4) zmienia się zarówno w pionie, jak i w poziomie. Przesuwając się od północy ku południowi główne struktury stanowią: sigmoidalna „intruzja” gliniasto-piaszczysta oraz zespół struktur fałdowych (fig. 4).

**Struktura intruzyjna** jest zbudowana z gliny stanowiącej część ciągłej warstwy dolnej gliny zlodowacenia warty (warstwa 5). W strukturze tej, obok skliważowanej gliny występują pseudowarstwy piasków drobnoziarnistych i mułków (warstwy 6 i 7a). Kliważ i pseudowarstwowanie są zorientowane równoległe (diagram a na fig. 4). Należy zaznaczyć, że w regionie łódzkim często obserwowano kliważ ścięciowy w diapirach glin, a w ich brzeźnych częściach pseudowarstwowanie gliny, piasków i mułków. Struktury te powstają w wyniku ścinania towarzyszącego przemieszczaniu się gliny ku górze i wciągania w wolne przestrzenie sąsiadujących z nią utworów (Böse, 1995).

Forma intruzyjna wykazuje fleksuralne wygięcie o charakterystycznym sigmoidalnym kształcie (fig. 4). Można ją podzielić na dwie części. W części niższej, początkowo pseudowarstwy gliny i piasków z mułkami są zorientowane prawie pionowo (tabl. I, fig. 2), ku górze coraz silniej odchylają się na południe, a w części wyższej, od wysokości około 195 m n.p.m., leżą już poziomo (fig. 4). W pierwszej z tych części subrównoleżnikowa orientacja kliważu i jego północny upad (diagram b) wskazują jednoznacznie na nacisk z kierunku północnego ( $350^\circ$ ) i przemieszczenie materiału ku S. Równocześnie drobne uskoki normalne w obrębie sigmoidy, nawiązujące do sieci uskoków obserwowanych w serii żwirowo-piaszczystej kemu (fig. 4), także dowodzą przemieszczania zarówno osadów kemu, jak i intruzji gliniastej ku południowi. Lokalnie sieć drobnych uskoków i ścień tworzy brekcje i melanże tektoniczne (tabl. I, fig. 3), będące skutkiem deformacji ścięciowych w obrębie naprzemianległych warstewek gliny i piasków. Podobne drobne ściecia opisał Gripp (1955), interpretując je jako efekt rotacji warstw i transportu tektonicznego zgodnie z mechanizmem ścinania prostego w ciasnej przestrzeni w związku z wytopianiem się brył martwego lodu pod spodem. Istotnym czynnikiem w powstawaniu drobnych ścień, a następnie brekcji, było wysokie ciśnienie wód porowych (*pore water pressure*) (Brodzikowski, 1981; Pedersen, 1989). W obrębie „intruzji” gliniasto-piaszczystej wielkość przemieszczeń wzrasta ku górze. Opisanie powyżej fakty pozwalają przypuszczać, że pierwotnie struktura intruzyjna była zorientowana pionowo, podobnie jak pozostałe diapiry strefy I. Przemawia za tym także podobieństwo materiału budującego strukturę intruzyjną do diapiru pionowego zamykającego wspólną nieckę wypełnioną osadami kemowymi (fig. 3 – południowa część strefy I) oraz występujących w niece mniejszych diapirów nieprzebijających kemu. Upady warstw w obrębie sigmoidalnej intruzji zmieniają się od stromych ( $70\text{--}80^\circ$ ) w jej centralnej części do połączonych ( $10\text{--}20^\circ$ ) w stropie. Jednocześnie zmieniają się biegi warstw od subrównoleżnikowych (W–E) w stromej części intruzji do SW–NE w stropie. Skręcanie kierunku biegów wiąże się już z procesami zapisanymi na pograniczu pięter strukturalnych B i C. Struktura „pochylonego diapiru” przechodzi ku południowi w strukturę fałdu leżącego wchodzącego w skład systemu fałdów (fig. 3, 4).

**Zespół struktur fałdowych** obejmuje powszechnie występujące fałdy położe i leżące o skomplikowanej strukturze wewnętrznej, silnie rozciągnięte i rozczłonkowane. Miąższość osadów zaangażowanych w zaburzenia przekracza 20 m – uczestniczą w nich gliny, mułki i piaski (fig. 4 – war-

stwy 5–8) oraz naprzemianległe piaski i żwiry podłoża kemu (fig. 4 – warstwy 3, 4a, b). Cechą charakterystyczną struktur fałdowych jest wyraźny wzrost miąższości lamin w przegubach, typowy dla **fałdów z płynięcia** (tabl. I, fig. 4, 5). W części dystalnej przeguby fałdów mają wysmukły kształt i południową wergencję, podczas gdy w części proksymalnej mają wergencję północną i są okrągłe. Wśród struktur fałdowych strefy II najpełniej wykształcony i o największej rozciągłości jest długi, płaski fałd ulokowany w środkowej części odsłonięcia (fig. 4). Jest to wysmukły, asymetryczny fałd futerałowy ze ściętym grzbietem na kontakcie z leżącymi wyżej osadami (warstwy 8 i 9a na fig. 4). W dolnym, a jednocześnie proksymalnym przegubie tego fałdu są widoczne liczne drugorzędne fałdy wsteczne (wergencja z S ku N; fig. 4; tabl. I, fig. 5, 6) dokumentujące efekt wleczenia w spągu. Powierzchnię czołową proksymalnego przegubu fałdu stanowi odkłucie (tabl. I, fig. 6), a w bezpośrednim sąsiedztwie są widoczne drobne uskoki odwrócone (diagram c na fig. 4). Opisany zespół deformacji wskazuje na znaczną kumulację naprężeń ściskających (kompresja N–S – diagram c), będących pochodną tarcia. Zwraca uwagę północny (proksymalny) upad płaszczyzny osiowej całego fałdu, mimo południowej wergencji jego dystalnego przegubu.

Analogiczny układ struktur, chociaż w znacznie większej skali, został opisany ze stref styku fałdów alpejskich z zagórzem, gdzie mechanizm ich powstawania (zwłaszcza struktur wstecznych) tłumaczy się spiętrzeniem mas i wtórnym ześlizgiem grawitacyjnym (Pospiełow, Sigaczew, 1984).

Poniżej tego fałdu są widoczne zredukowane fragmenty starszych struktur fałdowych, czyli skrzydła brzuszne fałdów, które wskutek wyprasowania i ściecia od góry tworzą rozciągnięte izolowane płyty w obrębie gliny (fig. 4 – dolna część profilu). W te zaburzenia, oprócz piasków (warstwa 7a na fig. 4), są zaangażowane także starsze osady gruboziarniste (warstwy 3, 4a, 4b). Do drobnych struktur powszechnie tu występujących należą uskoki odwrócone (diagramy e i f) i wsteczne ściecia położe (diagram d; tabl. I, fig. 7), utworzone w wyniku tarcia przy kontakcie z podłożem.

Na pograniczu strefy II i III (fig. 3) pod tymi strukturami i w ich sąsiedztwie występują jeszcze inne struktury fałdowe, różniące się stylem od opisanych powyżej (na fig. 4 są widoczne tylko fragmentarycznie). W części strefy II wysuniętej najdalej ku południowi (fig. 3, na fig. 4 – częściowo poza zasięgiem) stwierdzono obecność fałdu „z czystego płynięcia”. Jedynym mechanizmem sprawczym powstania tej struktury było swobodne płynięcie, o czym świadczą plastyczne nabrzmienia warstewek w przegubach formy (tabl. I, fig. 4) i zupełny brak odkształceń kruchych. Pomiary mezostruktur (diagramy o oraz n na fig. 4) wskazują na azymut płynięcia z NNW na SSE ( $340\text{--}350^\circ$ ). Dalej na południe od tej struktury nie obserwuje się już żadnych zaburzeń (fig. 3), a spąg gliny dolnej (warstwa 5) jest bardzo równy (tabl. I, fig. 1).

Cały zespół opisanych fałdów widocznych w strefie II przypomina wyglądem system typu *piggy-back structures*, opisany przez wielu badaczy ze stref fałdów alpejskich. Mechanizm fałdowania wskutek swobodnego ześlizgu grawitacyjnego w połączeniu z tarciami o podłożę najlepiej tłumaczy powstawanie tych struktur (Brun, 1977). W opisanym powyżej przypadku proces rozwijał się stopniowo – w wyniku nacis-



ku z N na S w pierwszej kolejności spływały osady tworzące dolne fałdy, a następnie nasuwał się na nie fałd górny.

Azymut kierunku płynięcia osadów (z N na S), wyznaczony na podstawie orientacji fałdów wysmukłych, jest zawarty w szerokim przedziale ( $330\text{--}350^\circ$ ), zaś kierunek kompresji (pochodna tarcia), w wyniku której powstały struktury wsteczne i wyprasowania skrzydeł brzuszných tych fałdów, wykazuje większą zbieżność ( $350\text{--}360^\circ$ ). W wyniku tarcia na kontakcie z podłożem dochodziło do powstania wstecznych zafałdowań, łusek i odkłuc w ich częściach spągowych (brzuszných – *tabl. I, fig. 6*). Wydaje się, że przyczyną ich powstawania był nacisk leżących wyżej na stoku osadów zsuwających się z N ku S, wyzwalaający mechanizm ścinania prostego, dlatego brzuszne części struktur wskutek wzrostu tarcia mają wergencję wsteczną (północną). W niżej położonych strukturach spływowych, silne subhoryzontalne rozciąganie wzdłuż powierzchni ławic, które stały się powierzchniami ścień, spowodowało rozczłonkowanie i wsteczne rozwleczenie skrzydeł brzuszných fałdów. Utworzyły one odizolowane ciała z zachowaną wewnętrzną strukturą fałdową. Brak przerwania ciągłości warstw w obrębie poszczególných struktur i ich uporządkowany układ, a także brak sekwencji sedymentacyjnych typowych osadów prądów zawieszinowych wykluczają mechanizm wstrząsów sejsmiczných jako przyczynę sprawczą depozycji tych osadów, co było postulowane dla podobných struktur w innych częściach kopalni (Van Loon i in., 1995). Gwałtowny wzrost ciśnienia wód porowych też nie odgrywał tu decydującej roli, ponieważ w obrębie fałdów nie obserwuje się regularnej sieci struktur drugiego rzędu, typu fałdków kolankowych, drobných ścień itp., tym bardziej, że nie stwierdzono tu pogrążów tak typowych dla osadów przesyconých wodą (Brodzikowski, 1981; Brodzikowski, Cegła, 1981; Brodzikowski, Van Loon, 1985; Van Loon i in., 1985; Van Loon, Brodzikowski, 1987). Wydaje się, że plastyczny spływ osadów nasyconých wodą był na tyle szybki, że drobne struktury ścieńowe nie zdążyły się utworzyć. Dalszy wzrost tarcia w trakcie przemieszczania się osadów spowodował powstanie pojedynczných wstecznych, połączonych uskoków odwróconých w przyspągowych częściach profilu (*fig. 4* poniżej fałdów wysmukłych – w żwirach warstwa 4a; *tabl. I, fig. 7*).

#### GENEZA STRUKTUR DEFORMACYJNYCH PIĘTRA STRUKTURALNEGO B

Porównanie diagramów mezostruktur w obrębie intruzji z diagramami zespołu struktur fałdowych wskazuje na zgodność położenia warstw w intruzji (pochylonym diapirze gliny) z orientacją płaszczyzn osiowych fałdów na jego przedpolu. Kierunki kompresji (patrz strzałki przy diagramach) odpowiadające tym strukturom są zawarte w przedziale azymutów  $330\text{--}360^\circ$ . Można przypuszczać, że wszystkie te struktury powstały w tym samym polu naprężeń, w wyniku nacisku z kierunku NNW na SSE do N–S (*fig. 5* – ciągła strzałka). Nacisku tego nie mógł powodować ponownie nasuwający się lądolód zlodowacenia warty, gdyż z analizy paleogeograficznej wynika, że transgresja lobu Widawki nastąpiła tutaj z WNW na ESE (Baraniecka, Sarnačka, 1971). Na podobny kierunek lądolodu wskazuje orientacja dłuższych osi gładzików ( $130\text{--}310^\circ$ )

w górnej glinie zlodowacenia warty (Goździk, 1987) oraz struktury glacitektoniczne z północno-zachodniej części kemu (Goździk, 2001). Jest to więc kierunek skośny w stosunku do ustalonego dla omówionych wyżej struktur deformacyjnych.

Kolejnym powodem pozwalającym odrzucić hipotezę o nacisku lądolodu, jako przyczyny powstania przedstawionych struktur jest fakt, że nacisk nasuwającego się lądolodu spowodowałby także deformacje diapirów położonych na północ i północny zachód od omawianej strefy II (w strefie I). Nie zachowałyby one swojej pionowej pozycji (*fig. 3*), lecz wszystkie byłyby pochylone (por. Lukas, 2007). Tym bardziej subhoryzontalnemu naciskowi od lądolodu nie mogły podlegać utwory znajdujące się po południowej stronie formy kemowej, czyli w jej „cieniu”. Mimo znacznej wysokości i rozległości odsłonięcia nie stwierdzono też istnienia dużých ścień cylindrycznych, nasunięć ani uskoków odwróconých, które mogłyby warunkować rozkład opisanych drobných struktur. Nie można zatem tłumaczyć genezy tych deformacji II rzędu glacitektoniką (Wateren, 1981, 1995; Jaroszewski, 1994).

Najbardziej prawdopodobną przyczyną powstania struktur deformacyjnych była utrata podparcia w wyniku topnienia lodu otaczającego formę kemową oraz nacisk wyżej położonych, miększych osadów kemowych. Należy też dodać, że mechanizm plastycznego płynięcia odpowiedzialny za powstanie fałdów symilarných piętra strukturalnego B dowodzi silnego nasycenia osadów wodą, a deformacje mogły powstać w utworach niezamarzniętych. Świeżo akumulowane osady kemowe były silnie nasycone wodą, zaś ocieplenie klimatu towarzyszące zanikowi lądolodu nie sprzyjało powstawaniu wieloletniej zmarzliny.

W czasie zaniku podparcia lodowego i kształtowania się stoku kemu zachodziło zróżnicowane deformowanie osadów. Utwory żwirowe (w kemie) ulegały w tym czasie tylko deformacjom kruchym (uskoki normalne), podczas gdy mułko-piaszczysto-gliniaste osady położone dalej na południe podlegały głównie deformacjom plastycznym (fałdy). Deformacje fałdowe piętra strukturalnego B (płynięcie w kierunku z NNW ku SSE i z N na S; azymut  $350\text{--}360^\circ$ ) powstały zatem przed ponownym nasunięciem lądolodu i są związane z tzw. *ice-contact slope*. Fałdowania plastyczne miały charakter gwałtowných zsuwów, podobnie jak w niszach osuwiskowych.

#### STRUKTURY DEFORMACYJNE NA GRANICY PIĘTER STRUKTURALNYCH B I C

Analiza mezostrukturalna wskazuje, że w części stropowej piętra strukturalnego B zmienił się kierunek nacisku ze zbliżonego do południkowego na subrównoleżnikowy (diagramy i, j, k, m na *fig. 4*).

W obrębie fałdu „górnego” stwierdzono obecność uskoków przesuwczých (lustra sinistralne o biegu NNW–SSE,  $330\text{--}150^\circ$ ; diagram h na *fig. 4*). W ich sąsiedztwie występuje lustro uskoku odwróconego wskazujące na kompresję w azymucie  $290^\circ$  (diagram i). Drobný fałd pochylony (*tabl. I, fig. 8*) w mułkach stropowej części piętra B wskazuje na nacisk z W na E ( $270^\circ$ ) (diagram j na *fig. 4*). Na granicy pięter struktural-

nych B i C w spągu gliny górnej znajdują się fałdki ciągnięte, których wergencja wskazuje na nacisk w azymucie 320–330° z WNW ku ESE (diagram k na fig. 4).

Omawiane struktury tworzyły się w obrębie wcześniej ukształtowanych dużych deformacji piętra strukturalnego B, a w niektórych strukturach uczestniczą także utwory należące już do piętra C. Dowodzi to, że omówione deformacje z pogranicza pięter B i C są młodsze od struktur omówionych w poprzednim rozdziale.

Spektrum struktur deformacyjnych związanych z gliną górną (warstwa 9b), zwłaszcza fałdki ciągnięte występujące w cienkiej warstwie osadów podścielających tę glinę (warstwa 9a) i jej nierówny, falisty spąg, oraz cechy litologiczne (naprzemianległe warstwy gliny i bardzo źle wysortowanych

piasków) pozwalają określić te osady jako tzw. warstwę deformacyjną (*deformational layer*; por. Wysota i in., 2004).

Genezę omówionych struktur występujących na granicy jednostek B i C należy łączyć z naciskiem lądolodu ponownie wkraczającego na powstałą wcześniej formę kemową i przemieszczającego się po niej. O przemieszczaniu świadczą płyty gliny pozostałe w wyższych partiach kemu. Należy podkreślić ogólną zgodność kierunków nacisku WNW na ESE odczytaną ze struktur (fig. 5 – strzałka przerywana) z podanym wyżej kierunkiem nasuwania się lądolodu akumulującego glinę górną (Baraniecka, Sarnacka, 1971; Goździk, 1987). Struktury te powstały w wyniku subhoryzontalnego nacisku w czasie ruchu lądolodu, który przekroczył kem i związane z nim struktury deformacyjne.

## ETAPY ROZWOJU STRUKTUR DEFORMACYJNYCH

Przeprowadzona wyżej analiza deformacji w strefie brzeżnej kemu wykazała, że poszczególne typy struktur lub ich zespoły powstały w różnych okresach. Było to spowodowane zmianami procesów deformacyjnych zachodzących w wyniku ewolucji środowiska glacialnego. Ze względu na istotne zmiany charakteru tych procesów w czasie można wyróżnić trzy zasadnicze etapy powstawania odmiennych systemów zaburzeń w omawianej części kemu i jego otoczenia.

**Etap I.** Okres zaawansowanego rozpadu lądolodu, pod koniec akumulacji glaciifluwalnej w formie kemowej. Akumulację kemową zakończyła sedimentacja piasków ze żwirami zdeponowanych głównie w południowo-zachodniej części kemu (fig. 1), w której zlokalizowano analizowany przekrój (fig. 3). Zakończyło się wówczas także kształtowanie licznych struktur diapirowych, powstałych w wyniku procesów obciążeniowych (Goździk, 2001). Jedną z tych struktur, położoną przy południowym brzegu kemu (na granicy stref I i II na fig. 3), w wyniku późniejszych procesów deformacyjnych uległa silnemu przekształceniu, a zwłaszcza jej górna część.

**Etap II.** Okres, w którym zakończyła się akumulacja kemowa i rozpoczął się zanik mas martwego lodu obrzeżających kem. Topnienie lodu powodowało akumulację gliny ablacyjnej (warstwa 8 na fig. 3) i znaczne obniżenie powierzchni terenu u podnóża najpóźniej uformowanej części kemu. Przy skraju kemu wyłonił się stromy stok o wysokości ok. 20 m. Na stromo nachylonym stoku, w wyniku grawitacji rozwijały się procesy ześlizgu. W piaskach i żwirach z brzeżnej części kemu w wyniku deformacji kruchych powstała gęsta sieć uskoków normalnych skierowanych ku S. Sieć uskoków kontynuowała się w przylegającym diapirze gliniastym, lecz w miarę przesuwania się ku południowi uskoki wygasły, natomiast pojawiły się fałdy z płynięcia. Zmiana typu struktur wiązała się ze zmianą litologiczną. W miejsce piasków ze żwirami pojawiły się gliny, muły i piaski drobnoziarniste, a więc utwory podatne na deformacje plastyczne. Szczególnie, że osady te były przesycone wodą z topniejącego lodu. Pomiary kierunkowe w deforma-

cjach kruchych i plastycznych wykazują podobny kierunek nacisku (czarna strzałka na fig. 5). Dowodzi to, że obydwie grupy deformacji powstawały w tym samym polu naprężeń. W osadach piaszczysto-żwirowych kemu gęsta sieć uskoków skierowanych ku S wykazuje strukturę charakterystyczną dla form osuwiskowych, powstałych w wyniku działania grawitacji, po zaniku podparcia lodowcowego. Za taką interpretacją przemawia kierunek działania nacisku, równoległy do azymutu maksymalnego nachylenia stoku kemu, a prostopadły do jego lokalnej osi morfologicznej (fig. 5). Powstanie systemu fałdów z płynięcia wiąże się natomiast tylko pośrednio z zanikiem podparcia lodowego. Osady podatne podlegały tu naciskom ześlizgujących się utworów piaszczysto-żwirowych leżących wyżej na stoku. Jak wynika z większości pomiarów (zob. diagramy na fig. 4) oś największego naprężenia  $\sigma_1$ , będąca wypadkową działających sił, nie była pozioma, lecz pochylona zgodnie z kierunkiem spływu. W wyniku złożonego procesu płynięcia powstał piętrowy układ fałdów. Fałdy położone niżej były bardziej skompresowane wskutek tarcia i nacisku nasuwających się na nie od góry kolejnych fałdów. Fałdy z płynięcia największy opór napotykały na powierzchni warstwy żwirowej z podłoża kemu (warstwa 4a na fig. 3), ale intensywne tarcie pojawiało się także na granicy fałdów, na które nasuwały się następne. Powstawały zafałdowania wsteczne i dochodziło także do ścinania skrzydeł grzbietowych fałdów leżących niżej. Zwraca uwagę podobieństwo tych procesów do deformacji w formach osuwiskowych i do nasunięć i płaszczewin tektogenów alpejskich *piggy-back structures*, którym często przypisuje się genezę ześlizgową. W przypadku analizowanego zespołu struktur, powstałych w II etapie deformacji, można znaleźć pewne analogie nie tylko geometryczne, ale i kinematyczne do niektórych elementów tektogenów alpejskich. Szczególnie duże podobieństwo jest widoczne między zespołem struktur fałdowych strefy II (fig. 3) i systemem typu *piggy-back structures* (por. Croot, 1987; Klint, Pedersen, 1995). Należy zaznaczyć, że pełny rozwój omówionych wyżej struktur fałdowych z płynięcia mógł powstać tylko w warunkach braku wieloletniej zmarzliny. Nie jest to fakt zaskakujący. Ocieplenie



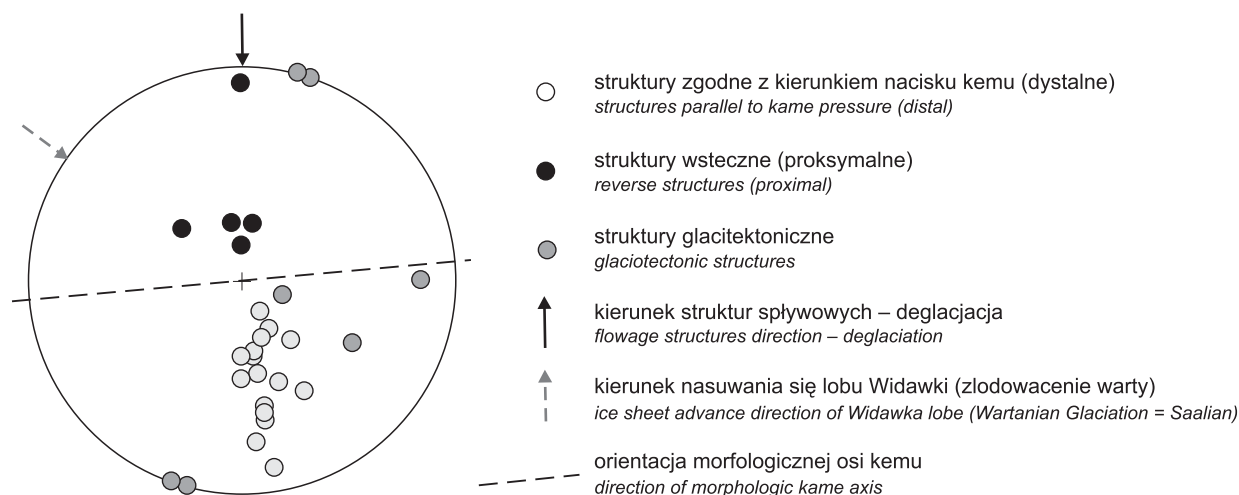


Fig. 5. Diagramm zbiorczy orientacji głównego naprężenia  $\sigma_1$

Synthetic diagram of main stress  $\sigma_1$  direction

klimatyczne powodujące deglacjację nie sprzyjało tworzeniu się zmarzliny w świeżo zdeponowanych osadach kemowych.

**Etap III.** Okres ponownej i równocześnie ostatniej transgresji lądolodu na omawiany obszar. Powstały wówczas osady piętra strukturalnego C. Na kontakcie pięter B i C obserwowano fałdki ciągnięte w wergencji SE, wskazujące na nacisk z kierunku  $320\text{--}330^\circ$ . Jednocześnie w strukturach fałdowych występujących w górnej części jednostki strukturalnej B obserwuje się wtórne deformacje (uskoki odwrócone, drobny fałd pochylony), które powstały w wyniku nacisku z zachodu ( $270\text{--}290^\circ$ ) oraz uskoki przesuwcze o kierunku

NW–SE (w azymucie  $150^\circ$ ). Należy przypomnieć, że w strukturze intruzyjnej (zdeformowany diapir) zmienia się stopniowo bieg pseudowarstw z W–E w spągu do NE–SW w stropie. Wszystkie kierunki nacisku etapu III mieszczą się w przedziale azymutów  $270\text{--}330^\circ$  (z WNW na ESE i NW ku SE), który oscyluje wokół kierunku, z którego nasuwał się w ostatniej fazie lądolód zlodowacenia warty. Kierunek ten odczytano z układu form glacialnych (Baraniecka, Sarnacka, 1971), a dokładniej określono go na podstawie pomiarów orientacji dłuższej osi głązików (na  $300\text{--}310^\circ$ ) (Goździk, 1987). Uzasadnione jest więc wiązanie przedstawionych deformacji etapu III z przesuwaniem się lądolodu, który osadził górną glinę.

## DYSKUSJA I WNIOSKI

Dotychczasowe poglądy na definicję terminu „glacitektonika” (*glaciotectonics*) lub „glacjotektonizm” (*glaciotectonism* – Aber, Ber, 2007) można podzielić na dwie grupy:

1. Zwolennicy pierwszej teorii uważają, że wszelkie wyraźne zaburzenia osadów plejstocenijskich odmienne od struktur sedymentacyjnych można zaliczyć do glaciotecktoniki.

2. Zwolennicy drugiej stosują termin „glacitektonika” w dużo węższym znaczeniu, a mianowicie tylko do form powstałych w wyniku kompresji horyzontalnej, będącej pochodną obciążeń statycznych i naprężeń dynamicznych związanych z przyrostem masy i ruchem lądolodu (Rotnicki, 1976).

Autorzy niniejszego artykułu reprezentują drugi z tych poglądów. Zgodnie z nim większość opisanych deformacji (tj. diapiry gliny dolnej, uskoki normalne w kemie i fałdy spływowe) nie reprezentuje struktur glaciotecktonicznych. Prze-

ciwnie, deformacje te powstały w czasie stagnacji i zaniku czaszy lodowej. Jedynie najmłodsza generacja struktur (uskoki odwrócone, łuski i odkłucia, fałdki ciągnięte pod gliną górną i drobne uskoki przesuwcze) dokumentuje dynamiczne oddziaływanie nasuwającego się lądolodu, który osadził glinę górną. Rozdzielenie obu typów genetycznych struktur w tym odślonięciu nie jest łatwe, ponieważ współwystępują one na niewielkiej przestrzeni i często nakładają się na siebie. Wnikliwa analiza mezostrukturalna oraz śledzenie zmian struktur w pionie i w poziomie umożliwia właściwe rozwiązanie tego problemu.

Dotychczasowe opisy drobnych struktur deformacyjnych w kemach ograniczały się głównie do struktur typu drobnych uskoków normalnych itp. (m.in. Bartkowski, 1954; Flint, 1971; Klatkova, 1972; Klajnert, 1978; Bennett, Glasser, 1996; Bennett i in., 2004), a jedynie fragmentarycznie opisywano inne typy

deformacji z brzeżnej części tych form. Wynikało to stąd, że eksploatacja kruszywa w kemach ogranicza się do ich centralnych części i jest kończona w momencie dojścia do stref brzeżnych z mułami i gliną. W związku z tym pole obserwacji większości badaczy deformacji w kemach jest mocno ograniczone. W przypadku omawianego odsłonięcia w kopalni Bełchatów było możliwe zbadanie szerokiej aureoli wokół kemu i spotykanych w niej deformacji, co wzbogaca wiedzę o etapach rozwoju kemów (zwłaszcza przekroczonych przez łądólód) i kształtujących je procesach.

**Podziękowania.** Autorzy pragną podziękować Panu doc. dr hab. Andrzejowi Berowi za udzielenie cennych uwag w dyskusji oraz Panu prof. Leszkowi Marksowi za wnikliwą recenzję. Pragną również wyrazić wdzięczność wszystkim geologom kopalni Bełchatów, zwłaszcza Pani mgr Annie Skórzak, za ogromną pomoc przy zbieraniu materiałów i umożliwienie kartowania struktur i prowadzenia pomiarów w terenie.

## LITERATURA

- ABER J.S., BER A., 2007 — Glaciotectonism. Develop. Quater. Sc., 6. Elsevier, Amsterdam.
- BARANIECKA M.D., SARNACKA Z., 1971 — Stratygrafia czwartorzędu i paleogeografia dorzecza Widawki. *Biul. Inst. Geol.*, 254: 157–269.
- BARTKOWSKI T., 1954 — O kemach i terasach kemowych. *Czas. Geograf.*, 25, 1/2: 76–82.
- BENETT M.R., GLASSER N.F., 1996 — Glacial Geology, Ice Sheets and Landforms. New York.
- BENETT M.R., HUDDART D., WALTER R.I., MIDGLEY N.G., GONZALES., TOMIO A., 2004 — Styles of margin deformation at Hagarfellsjökull – Eystri, Iceland during the 1998/99 winter-spring surge. *Boreas*, 33, 2: 97–107.
- BÖSE M., 1995. Petrographical composition of the tills and glaciotectionic structures in the clay pit at Włoszczowice. *Quest. Geograph. Sp. Issue*, 4: 73–78.
- BRODZIKOWSKI K., GOTOWAŁA R., HAŁUSZCZAK A., 1980 — Kompleksy osadowe odsłoniętej części nadkładu czwartorzędowego. Proc. 52nd Meeting Geol. Soc. Poland (Bełchatów, 1980): 305–308.
- BRODZIKOWSKI K., 1981 — Dilatancy and the course of the deformational process in unconsolidated sediments. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 51: 83–98.
- BRODZIKOWSKI K., CEGŁA J., 1981 — Kink folding in unconsolidated Quaternary sediments. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 51: 63–82.
- BRODZIKOWSKI K., 1985 — Geological deformation environment in the subsiding zone with special reference to the Kleszczów tectonic graben. *Quater. Stud. Poland*, 6: 5–22.
- BRODZIKOWSKI K., VAN LOON A.J., 1985 — Penecontemporaneous tectonic brecciation of unconsolidated silts and muds. *Sedim. Geol.*, 41: 269–282.
- BRODZIKOWSKI K., GOTOWAŁA R., HAŁUSZCZAK A., KRZYSZKOWSKI D., VAN LOON A.J., 1987a — Soft-sediment deformations from glaciodeltaic, glaciolacustrine and fluvio-lacustrine sediments in the Kleszczów graben (central Poland). *W: Deformations of sediments and sedimentary rocks* (red. M.E. Jones, R.M.F. Preston). *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 29: 255–267.
- BRODZIKOWSKI K., GOTOWAŁA R., KASZA L., VAN LOON A.J., 1987b — The Kleszczów Graben (central Poland): reconstruction of the deformational history and inventory of the resulting soft-sediment deformation structures. *W: Deformation of sediments and sedimentary rocks* (red. M.E. Jones, R.M.F. Preston). *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 29: 241–254.
- BRUN J.P., 1977 — Cumulative strain and boundary effects in the gravity flow of a viscous slab. *Tectonophysics*, 41: T7–T14.
- CROOT D.G., 1987 — Glacio-tectonic structures: a mesoscale model of thin-skinned thrust sheets? *J. Struct. Geol.*, 9: 797–808.
- FLINT R.F., 1971 — Glacial and Quaternary Geology. New York.
- GOŹDZIK J., 1987 — Kierunki nasunięć łądólódów w świetle analizy orientacji gładzików w glinach zwałowych rejonu kopalni „Bełchatów”. Czwartorzęd rejonu Bełchatowa, II Sympozjum, Plejstocenijskie serie rzeczne i jeziorne oraz bieżące kierunki badań. Warszawa–Wrocław: 187–188.
- GOŹDZIK J., 2001 — Stratygrafia i paleogeografia osadów czwartorzędowych z środkowo-zachodniej części kopalni Bełchatów z wykorzystaniem forfoskopii ziarn kwarcowych. *W: Eolożacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu* (red. E. Mycińska-Dowgiało): 93–124. *Prac. Sedyment. Wydz. Geogr. i Stud. Reg UW, Warszawa.*
- GOŹDZIK J., VAN LOON, A.J. 2007 — The origin of a giant downward directed clastic dyke in a kame (Bełchatów mine, Central Poland). *Sedim. Geol.*, 193, 1–4: 71–79.
- GRIPP K., 1955 — Eisbedingte Lagerungsstuerangen. *Geol. Rund.*, 1: 39–45
- HAŁUSZCZAK A., BRODZIKOWSKI K., 1982 — Flamaj strukturoj kaj akompanaj metasedimentaj asambleoj de deformoj en glacialagajsedimentoj (Flame structures and associated metasedimentary deformations in glaciolacustrine sediments) [ang. abstr.]. *Geol. Intern.*, 4: 117–126.
- HAŁUSZCZAK A., 1999 — Struktury deformacyjne o cechach kontrakcyjnych w utworach trzeciorzędowych zachodniej części odkrywki KWB Bełchatów i problem ich genezy. *W: XX Konferencja Terenowa Sekcji Tektonicznej PTG „Młodoalpejski rów Kleszczowa: rozwój i uwarunkowania w tektonice Regionu”*. Słok k. Bełchatowa, 15–16 października 1999: 39–49.
- HAŁUSZCZAK A., 2007 — Dike-filled extensional structures in Cenozoic deposits of the Kleszczów Graben (Central Poland). *Sedim. Geol.*, 193: 81–92.
- JAROSZEWSKI W., 1994 — Glacitektonika. *W: Tektonika* (red. R. Dadlez, W. Jaroszewski): 395–441. PWN, Warszawa.
- KLAJNERT Z., 1978 — Zanik lodowca warciańskiego na Wysoczyźnie Skierniewickiej i jej północnym przedpolu. *Acta Geograph. Lodz.*, 38.
- KLATKOWA H., 1972 — Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. *Acta Geograph. Lodz.*, 28.
- KLINT K.E.S., PEDERSEN S.A.S., 1995 — The Hanklit glaciotectionic Thrust Fault Complex, Mors. *Geol. Surv. of Denmark.*
- KRZEMIŃSKI T., 1974 — Geneza młodoplejstocenijskiej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej Warty. *Acta Geograph. Lodz.*, 33.
- KRZYSZKOWSKI D., 1989 — The tectonic deformation of Quaternary deposits within the Kleszczów Graben, central Poland. *Tectonophysics*, 163: 285–287.

- KRZYSZKOWSKI D., CZERWONKA J., 1992 — Quaternary geology of the Kleszczów Graben (Central Poland): A study based on boreholes for the western forefield on the Bełchatów outcrop. *Quater. Stud. Poland*, **11**: 91–121.
- LUCAS S., 2007 — A test of the englacial thrusting hypothesis of “hummocky” moraine formation: case studies from the northwest Highlands, Scotland. Reply to comments. *Boreas*, **36**, 1: 108–113.
- PEDERSEN S.A.S., 1989 — Glacitectonite: Brecciated sediments and cataclastic sedimentary rocks formed subglacially. *W: Genetic classification of glacial deposits* (red. R.P. Goldthwait, C.L. Matsch): 89–91. Balkema, Rotterdam.
- POSPIEŁOW I.I., SIGACZEWSKI S.P., 1984 — O rietroszariach Pamira. *Dokl. AN SSSR*, **277**: 678–683.
- ROTNICKI K., 1976 — The theoretical basis for and a model of the origin of glaciotectionic deformations. *Quest. Geograph.*, **3**: 103–139.
- VAN LOON A.J., BRODZIKOWSKI K., GOTOWAŁA R., 1985 — Kink structures in unconsolidated fine-grained sediments. *Sedim. Geol.*, **41**: 283–300.
- VAN LOON A.J., BRODZIKOWSKI K., 1987 — Problems and progress in the research on soft-sediment deformations. *Sedim. Geol.*, **50**: 167–193.
- VAN LOON A.J., BRODZIKOWSKI K., ZIELIŃSKI T., 1995 — Shock-induced resuspension deposits from a Pleistocene proglacial lake (Kleszczów Graben, central Poland). *J. Sedim. Res.*, **A 65**: 417–422.
- WATEREN F.M., 1981 — Glacial tectonics at the Kwinteloijen Sandpit, Rhenen, The Netherlands. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, **35–2/7**: 252–268.
- WATEREN F.M., 1995 — Structural geology and sedimentology of push moraines: processes of soft sediments deformation in glacial environment and the distribution of glaciotectionic styles. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, **54**.
- WYSOTA W., MOLEWSKI P., SOKOŁOWSKI R.J., SZMAŃDA J., 2004 — Sekwencje glin morenowych zlodowacenia wisły w Nieszawie, NE Kujawy. Terenowe Warsztaty Sedymentologiczne: 11–17 września 2004. Inst. Geogr. UMK Toruń 2004.

## CHARACTERISTICS AND ORIGIN OF DEFORMATIONS IN PLEISTOCENE SEDIMENTS IN THE MARGIN OF THE CZUBATA GÓRA KAME PLATEAU (BEŁCHATÓW MINE)

**Abstract.** This paper presents sets of deformational structures in the southwestern part of a kame plateau (Wartanian Glaciation), which outcrop in the Bełchatów mine. Within the main kame, vertical diapirs were formed. They are composed of the lower till underlying the kame. At the kame’s margin, a complicated deformational system was formed, about 20 m high and well ordered in space. Southwards, i.e. towards the kame slope, deformational sets are possible to be distinguished. This is a set of normal faults in sandy-gravel sediments, which is also observed further southwards, cutting an inclined

diapir of the lower till. The upper part of the tilted diapir is involved into multiple fold structures. The character of deformational structures and reconstruction of compression direction allow the assumption that these structures formed as a result of loss of ice-support at the ice-contact slope zone. The deformed sediments mentioned above are discordantly covered by tills related to ice sheet re-advance. Lack of deformation beneath the kame and around suggests that no tectonic factors contributed to the formation of the deformation.

**Key words:** ice-contact slope deformations, glaciotectionics, Czubata Hill kame, Bełchatów mine.

### SUMMARY

Results of study in a wide deformational zone in the marginal part of a large kame (Wartanian Glaciation age) are presented. This zone was well exposed in the Bełchatów open pit. In the central part of the kame, diapirs were formed composed of the underlying till. The diapir situated at the southern margin of the kame and adjacent sandy-gravel sediments were deformed. A gently dipping system of normal faults, which also cut the diapir, was formed in the sands and gravels. Diapir structure was strongly tilted southwards in accordance with the kame slope, and its upper part was included in a multiple fold system. The whole fold structure set is located on the kame slope. Pressure resulting from this multiple fold set, deformed not only kame sediments and underlying till but also deeper lying sands. Thickness of the deformed zone is up to 20 m. At the bottom of the section, strong friction was active due to pressure of the mass above and its movement, what was the reason of transparent fragmentation of fold structures

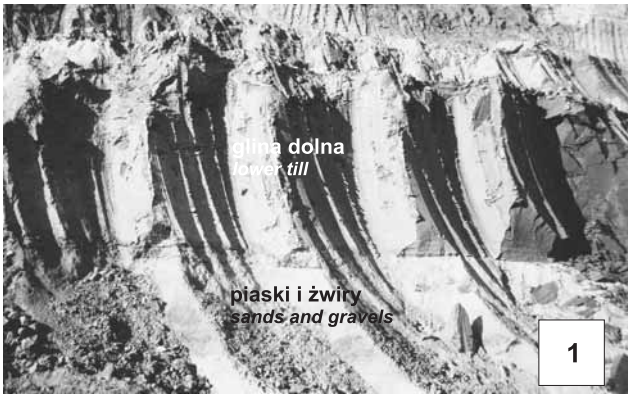
and reduction of its upper limbs. Thus, only isolated lower limbs were preserved, which are cut and limited by shears. Reconstructed compression directions are in accordance with the kame slope. This fact, structure analysis and spatial order of deformational structures allow determining its origin. These structures formed due to loss of ice support during deglaciation. Then, settling of sediments lying up in the margin of the kame took place. A difference in plasticity of deformed sediments was the main reason of structure type differentiation. In the southernmost part of the study area, the deformed deposits are covered by tills of ice-sheet re-advance. Drag folds, strike-slip faults, reverse faults and gentle shears formed at the discordant contact of both the sediments. Origin of these small structures is connected with horizontal compression of ice sheet re-advance. The lack of deformation beneath the kame and around suggests that the described deformations were formed without any tectonic factors.



#### TABLICA I

Lokalizację zdjęć przedstawiono na [figurze 4](#)  
For location of photographs see [Figure 4](#)

- Fig. 1. Równy spąg gliny dolnej  
Flat bottom of the lower till
- Fig. 2. Strome upady warstw piasków i mułków w sąsiedztwie kontaktu z intruzją gliny  
Steeply dipping sands and silts near the contact with a till intrusion
- Fig. 3. Brekcja ścięciowa. Dalszy etap deformacji osadów na stoku kemu  
Shearing breccia. Later stage of sediment deformation on the kame slope
- Fig. 4. Efekt upłynniania osadów. Fałdy z płynięcia w piaskach  
Effect of sediment liquefaction. Flowage folds in the sands
- Fig. 5. Wsteczny przegub leżącego fałdu symilarnego  
Reverse hinge of a similar fold
- Fig. 6. Wsteczne odkłucie i niewielkie deformacje utworzone w wyniku tarcia  
Reverse détachement and small deformations formed by friction
- Fig. 7. Półogie ścięcie w piaskach i żwirach pod gliną dolną  
Gentle shear in sands and gravels under the lower till
- Fig. 8. Asymetryczny fałd pochylony w piaskach  
Asymmetrical inclined fold in sands



Jan GOŹDZIK, Zofia KRYSIAK – Charakterystyka i geneza deformacji osadów plejstocenyjskich w strefie brzeżnej plateau kemowego Czubatej Góry (kopalnia Bełchatów)