

Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii  
Instytutu Nauk o Ziemi UMCS

Sławomir TERPIŁOWSKI

**Kem w Gostchorzy z początkowej fazy deglacji arealnej między Łukowem  
a Siedlcami**

**Kame in Gostchorza from the Initial Phase of Areal Deglaciation of the Wartanian Ice-Sheet Between Łuków  
and Siedlce**

WSTĘP

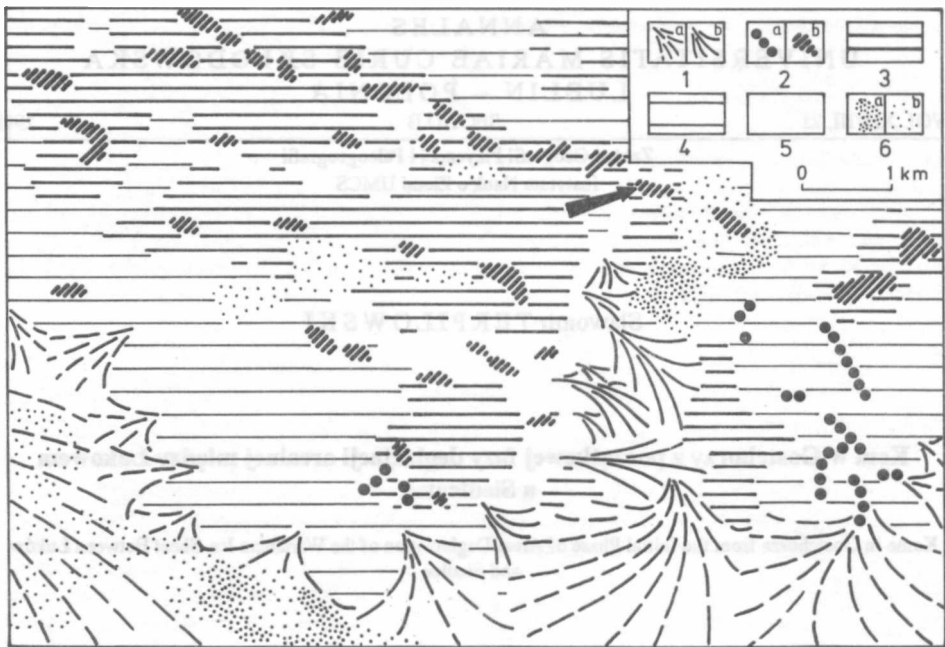
W interpretacjach paleogeograficznych strefy marginalnej lądolodu warciańskiego na międzyrzeczu Wisły i Bugu wielokrotnie wymieniana była forma w Gostchorzy. Według B. Z a b o r s k i e g o (1927) miało to być ogniwo „klasycznego ozu”. Za umieszczeniem jej wśród moren secesyjnych opowiadała się J. N o w a k (1971), zaś J. E. M o j s k i (1972) zaliczył ją do moren „końcowych”. Nowsze analizy geomorfologiczne obszaru między Łukowem a Siedlcami wskazują, że należy ona do „podłużnego” – tzn. równoległego do linii maksymalnego lądolodu warciańskiego – ciągu kemów (H. M a r u s z c z a k 1993; S. T e r p i ł o w s k i 1993).

Kem w Gostchorzy (ryc. 1) ma kształt niewielkiego stożka z nasadą zwróconą ku zachodowi. Wznosi się on do 6 m ponad poziom otaczającej go terasy kemowej, pochylającej się ku N, SE i SW, a więc w stronę obniżeń o genezie wytopiskowej. Płaskie dna tych obniżeń, stanowiących część wyraźnej depresji końcowej, znajdującą się na wysokości około 158 m n.p.m.

Szczegółową interpretację kemu przeprowadzono na podstawie sedymentologicznej analizy osadów w odsłonięciach zachodniej jego części (ryc. 2I). W ich studiach zastosowano metodę analizy litofacjalnej, propagowaną przez K. B r o d z i k o w s k i e g o (1992) i T. Z i e l i Ń s k i e g o (1992a, 1992b).

CHARAKTERYSTYKA KOMPLEKSÓW LITOFACJALNYCH

Wśród osadów budujących kem w Gostchorzy wyróżniono trzy kompleksy litofacjalne (A, B, C), deponowane w różnych warunkach środowiskowych (ryc. 2II). Ich szczegółowy obraz litofacjalny prezentuje ryc. 2III i 2IV.



Ryc. 1. Położenie kemu w Gostchorzy (oznaczony strzałką) na tle szkicu geomorfologicznego strefy marginalnej lądolodu warciańskiego między Łukowem a Siedlcami (według S. Terpiłowskiego 1993, uzupełnione). Formy z okresu warciańskiego: 1 – stożki sandrowe: a – z etapu stacjonarnego, aktywnego lądolodu, b – z początkowej fazy deglacjacji arealnej; 2 – formy fluwioglacialne akumulacji szczelinowej, a – ozy, b – kemy; 3 – terasy, stożki kemo; 4 – zagłębienia wytopiskowe. Formy postwarciańskie: 5 – fluwialne; 6 – eoliczne: a – wydmy, b – pola piasków zwymdionych

Situation of the kame at Gostchorza (marked by an arrow) against the geomorphologic sketch of the marginal zone of the Wartanian ice-sheet between Łuków and Siedlce (after S. Terpiłowski 1993, supplemented). The Wartanian forms: 1 – outwash fans: a – of stationary, active ice stage, b – of initial phase of areal deglaciation; 2 – fluvioglacial ice-const forms: a – eskers, b – kames; 3 – terraces, kame plateaux; 4 – melt-out depressions. The post Wartanian forms: 5 – fluvial; 6 – eolian: a – dunes, b – eolian sands

**Kompleks A.** Osady tego kompleksu tworzą trzon formy. Dominują w nim litofacje piaszczyste średniej skali. Zaliczono je do dwóch obocznie współwystępujących zespołów: złożonego z litofacji o przekątnym warstwowaniu rynnowym St; zdominowanego przez litofacje o przekątnym warstwowaniu tabularnym z podrzędnym udziałem litofacji o poziomej laminacji Sp(Sh).

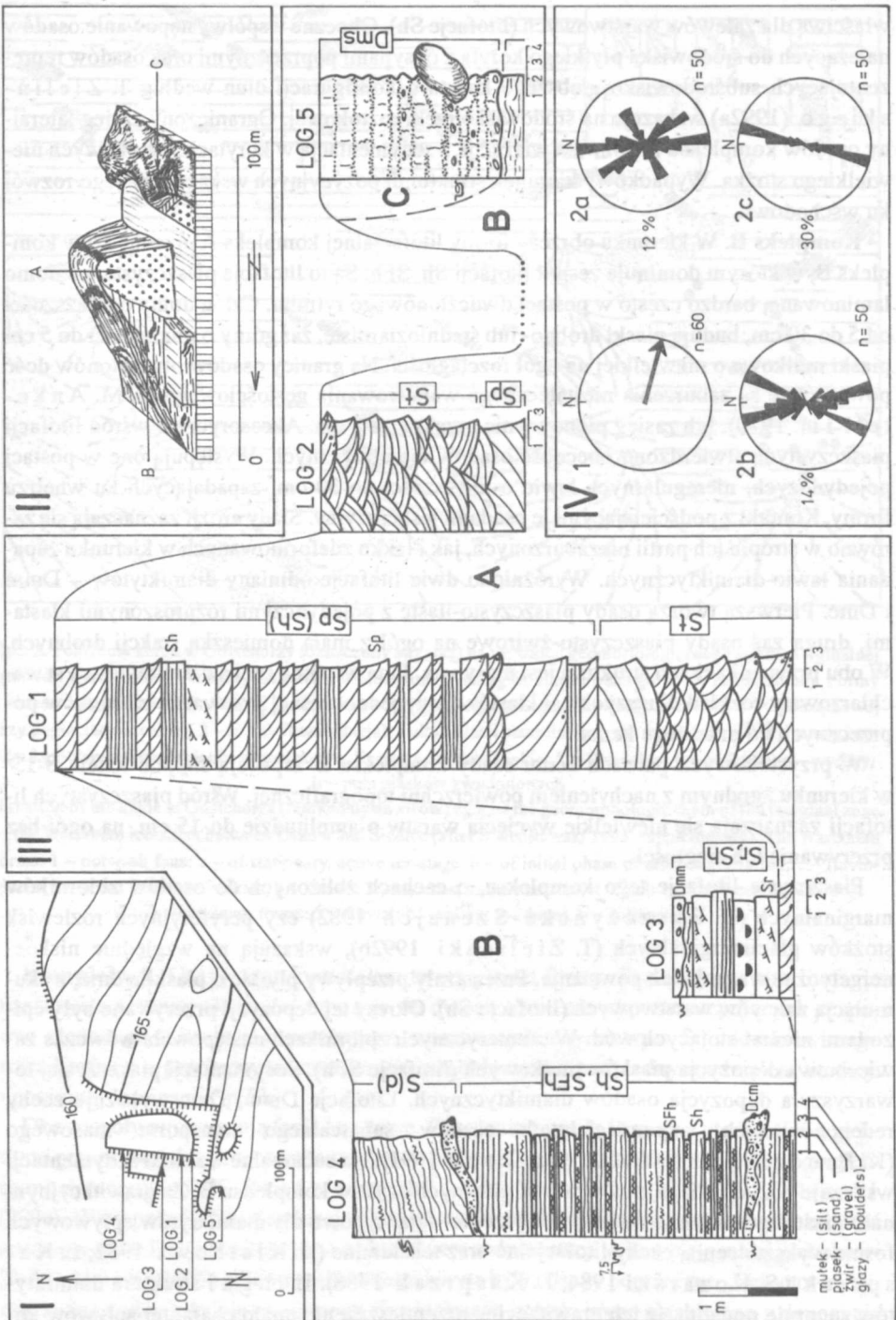
Oba zespoły reprezentują facje korytowe. Powstanie zespołu St można utożsamiać z głębszymi przepływami, z procesami erozyjno-depozycyjnymi w warunkach dna pokrytego głębszymi riplemarkami (K. Brodzikowski i A. J. Van Loon 1991; T. Zieliński 1992a). W zespole Sp(Sh) dominacja płaskich warstwowań przekątnych oraz współobecność zestawów o laminacji poziomej jest wskaźnikiem sedymentacji w korycie o małej głębokości (T. Zieliński 1989). Głównymi formami koryta były odsypy poprzeczne „foresetowe” (litofacje Sp), zaś w lokalnie tworzących się płycznach istniało góme płaskie dno z depozycją

właściwą dla zalewów warstwowych (litofacje Sh). Oboczne współwystępowanie osadów należących do środowiska płytkiego koryta z odsypami poprzecznymi oraz osadów reprezentujących subsrodowisko głębszego koryta o konfiguracji diun według T. Zielińskiego (1992a) wskazuje na środowisko rzeki roztokowej. Ograniczony zasięg lateralny osadów kompleksu A pozwala wiązać je z sedymentacją w korytach roztokowych niewielkiego stożka. Wypadkowy kierunek struktur depozycyjnych wskazuje na jego rozwój ku wschodowi.

**Kompleks B.** W kierunku obrzeży formy litofacjalnej kompleks A przechodzi w kompleks B, w którym dominuje zespół litofacji Sh, SFh. Są to litofacje piaszczyste, poziomo laminowane, bardzo często w postaci dwuczłonowego rytmu. Człon dolny o miąższości od 5 do 30 cm, budują piaski drobno- lub średnioziarniste, zaś gómy o miąższości do 5 cm piaski mułkowe o niewielkiej na ogół rozciągłości. Na granicy osadów obu członów dość powszechne są zaburzenia niestatecznego warstwowania gęstościowego (J. M. Ankettell i in. 1970). Ich zasięg pionowy nie przekracza 8 cm. Akcesorycznie wśród litofacji piaszczystych stwierdzono obecność osadów diamiktycznych. Występują one w postaci pojedynczych, nieregularnych ławic o miąższości do 30 cm, zapadających ku wnętrzu formy. Kontakt z podścielającymi je osadami jest erozyjny. Ślady erozji zaznaczają się zarówno w stropie ich partii niezaburzonych, jak i lekko zdeformowanych w kierunku zapadania ławic diamiktycznych. Wyróżniono dwie litofacje odmiany diamiktytów – Dmm i Dmc. Pierwszą tworzą osady piaszczysto-ilaste z pojedynczymi rozproszonymi klastami, drugą zaś osady piaszczysto-zwirowe na ogół z małą domieszką frakcji drobnych. W obu przypadkach ich struktura jest masywna. Inną wspólną cechą diamiktytów jest wachlarzowaty rozkład dłuższych osi klastów, przy jednoczesnej przewadze kierunków poprzecznych do przebiegu kemu.

W przystokowych partiach kemu osady kompleksu B zapadają się pod kątem 8-15° w kierunku zgodnym z nachyleniem powierzchni topograficznej. Wśród piaszczystych litofacji zaznaczają się niewielkie wycięcia warstw o amplitudzie do 15 cm, na ogół bez przerywania ich ciągłości.

Piaszczyste litofacje tego kompleksu, o cechach zbliżonych do osadów zbiorników marginalnych (H. Ruszczyńska-Szczenajch 1982) czy peryferyjnych rozlewisk stożków glacialmarginalnych (T. Zieliński 1992b), wskazują na względnie niskoenerygetyczne warunki ich powstania. Przeważały przepływy płytkie o płaskim dnie, z akumulacją zalewów warstwowych (litofacje Sh). Okresy tej depozycji przerywane były epizodami niemal stojących wód. W efemerycznych zbiornikach następowała wówczas zawieszinowa depozycja piasków mułkowych (litofacje SFh). Sedymentacji piaszczystej towarzyszyła depozycja osadów diamiktycznych. Litofacje Dmm, Dmc wykazują cechy redeponowanych, superglacialnych osadów subarealnego transportu masowego (K. Brodzicki i A. J. Van Loon 1991). Na subarealne warunki sedymentacji wskazuje pozycja diamiktytów wśród głównych osadów kompleksu B. Za grawitacyjnym natomiast mechanizmem transportu przemawiają: typowa dla diamiktytów spływowych forma wykształcenia, cechy litofacjalne oraz teksturalne (H. Klátkowa 1982; L. Kasprzak i S. Kozarski 1984; L. Kasprzak 1988). Litologia i struktura diamiktytów sugeruje ponadto, iż ich grawitacyjne przemieszczenie miało charakter spływów ko-



bezyjnych, rumosзовych (litofacja Dmc) lub błotnych (litofacja Dmm o cechach flow till według G. S. Boultona 1968). Ułożenie dłuższych osi klastów w połączeniu z kierunkiem zapadania ławic, w niezaburzonej części kompleksu wskazuje, iż źródłem materiału ablacyjnego były powierzchnie lodowe w otoczeniu zewnętrznych partii zbiornika depozycyjnego.

Przewodnie cechy przemawiają za zaliczaniem kompleksu B do osadów paraglacjalimnicznych (K. Brodzicki 1993). Z położenia na obrzeżu kemu wynika, że ich sedymentacja nastąpiła w zbiorniku, którego powstanie wymuszone było z jednej strony morfologią stożka, z drugiej zaś występowaniem ścian lodowych. Z degradacją tych ostatnich należy zapewne wiązać rozwój deformacji w stropowych partiach kompleksu B, o cechach zaburzeń typu grawitacyjnych ruchów masowych (K. Brodzicki 1982).

Kompleks C reprezentuje jedynie litofacja Dms. Tworzy ona niewielki płat o miąższości do 2 m, nadbudowujący na stoku południowym osady kompleksu B. W obrębie tego płata diamityt składa się z szeregu subhoryzontalnych, cienkich (do 10 cm), masywnych ławic piaszczysto-pylastych, pozbawionych frakcji grubszych lub wzbogaconych tylko w pojedyncze, rozproszone klasty o średnicy do 50 cm. Granicę między ławicami podkreślają warstewki piasku drobno- lub średnioziarnistego, masywnego lub lekko smugowanego o miąższości od kilku milimetrów do 5 cm. Duża ilość przewarstwień piaszczystych stwarza wrażenie warstwowania diamiktytu. W podłożu większych klastów subhoryzontalny układ ławic diamitycznych i przerostów piaszczystych jest lekko zaburzony. Są to zaburzenia typu struktur obciążeniowych, tworzących się w procesie grzęźnięcia materiału skalnego (E. Drozdowski 1982). Najbardziej charakterystyczną cechą teksturalną diamiktytu jest zorientowanie dłuższych osi klastów w kierunku N-S, tj. prostopadle do form wyznaczających zarys czoła lądolodu warciańskiego podczas maksymalnego zasięgu.

Przewodnie cechy diamiktytu są zbliżone do inglacjalnych glin z wytopienia wyróżnionych przez P. W. Harrisona (K. Brodzicki i A. J. Van Loon 1991). Forma i miejsce występowania litofacji Dms, z zachowanymi śladami transportu inglacjalnego, wykazuje duże podobieństwo do glin ablacyjnych w ujęciu H. Klátkowej (1982), utożsamianej z supraglacjalną melt-out-till według G. S. Boultona (1976, 1980). Podobną interpretację dla gliny w Bytomiu przyjmuje L. Kasprzak (1988). Omówiony diamiktyt można więc wiązać z typową dla tej odmiany osadów spokojną depozycją, bez przemieszczeń grawitacyjnych materiału wytapiającego się z gliny lodowej, pochodzącej najprawdopodobniej z oberwania niewielkiego nawisu lodowego.

Ryc. 2. Analiza litofacyjna osadów kemu w Gostchorzy: I – rozmieszczenie logów sedimentologicznych w badanym wyrobisku; II – schematyczny obraz rozprzestrzeniania kompleksów litofacyjnych; III – szczegółowe profile litofacyjne; IV – strukturalne wskaźniki kierunkowe (n – liczba pomiarów): 1 – wypadkowy kierunek przepływu dla litofacji kompleksu A; 2 – orientacja dla dłuższych osi klastów w litofacjach diamiktycznych:

a – Dmm, b – Dmc, c – Dms

Lithological analysis of the kame deposits at Gostchorza. I – distribution of sedimentological profiles in the pit studied; II – distribution of the lithofacial complexes; III – detailed lithofacial profiles; IV – structural direction indices (n – number of measurements): 1 – resultant flow direction for the lithofacial complex A; 2 – orientation of longer axes of clasts in the diamictic lithofacies: a – Dmm, b – Dmc, c – Dms

## FAZY ROZWOJU KEMU

Analiza litofacyjna osadów budujących kem w Gostchorzy pozwala wyróżnić cztery fazy jego rozwoju.

1. Sedymentacja osadów fluwioglacjalnych w postaci niewielkiego stożka, związana ze spływającymi ku wschodowi wodami roztopowymi. Zasięg osadów oraz brak w ich obrębie rozwiniętych struktur deformacyjnych, sugerujących istnienie „podłogi” lodowej, wskazuje na depozycję w wydłużonym obniżeniu przetaśnowym.

2. Depozycja osadów paraglacilimnicznych w obniżeniach między powierzchnią stożka a ścianami lodowymi.

3. Postsedymentacyjne zaburzenie w górnej części osadów paraglacilimnicznych, w następstwie utraty przez nie podparcia lodowego.

4. Ablacja *in situ* niewielkiej bryły lodowej, oderwanej od ściany otaczającej przetaśnę od południa i powstanie płata diamiktytowego.

Kem w Gostchorzy przedstawia więc typowy przykład stopniowej redukcji tempa ablacji w miarę postępującej arealnej deglacjacji masy lodowej (M. D. Baraniecka i Z. Sarnacka 1971; J. Lewandowski i T. Zieliński 1980).

Pragnę wyrazić serdeczne podziękowania prof. dr. Henrykowi Maruszczakowi za cenne wskazówki przy pisaniu tej pracy, prof. dr. hab. Krzysztofowi Brodzikowskiemu za liczne uwagi dotyczące problematyki sedymentologicznej, zaś mgr Ewie Sadowskiej za pomoc przy wykonaniu rycin.

## LITERATURA

- Anketell J. M., Cegła J., Dżużyński S. 1970; On the deformational structures in systems with reversed density gradients. *Ann. Soc. Geol. Pologne*, 40, 3–29.
- Baraniecka M. D., Sarnacka Z. 1971; Stratygrafia czwartorzędu i paleogeografia dorzecza Widawki (sum. The stratigraphy of the Quaternary and paleogeography of the drainage basin of the Widawka). *Biul. Inst. Geol.* 254, 157–270.
- Boulton G. S. 1968; Flow till related deposits on some Vestpitsbergen glaciers. *J. Glaciol.*, 7, 391–412.
- Boulton G. S. 1976; A genetic classification of tills and criteria for distinguishing tills of different origin. [W:] Stankowski W. (red.), Till, its genesis and diagenesis. *Zeszyty Nauk. UAM, Geografia*, 12, Poznań, 65–80.
- Boulton G. S. 1980; Genesis and classification of glacial sediments. [W:] Stankowski W. (red.), Tills and glacial deposits. *Zeszyty Nauk. UAM, Geografia*, 20, Poznań, 15–18.
- Brodzicki K. 1982; Deformacje osadów nieskonsolidowanych w obszarach niżowych zlodowaceń plejstoceńskich na przykładzie Polski SW (sum. Deformations of unconsolidated sediments in areas glaciated during the Pleistocene with south/west Poland as an example). *Acta Univ. Wratislaviensis*, 574, Wrocław, 87 ss.
- Brodzicki K. 1992; Rola i zakres sedymentologicznych badań litofacyjnych w geologii i geomorfologii glacialnej. *Materiały Letniej Szkoły Sedymentologicznej, Murzynowo k. Płocka, wrzesień 1992, tom U. Ł.*, 7–53.
- Brodzicki K. 1993; Sedymentacja glacialimiczna. Część I, Procesy depozycyjne oraz charakterystyka litofacyjna (sum. Glaciolacustrine sedimentation, part I, Depositional processes and lithofacies characteristics). *Acta Geogr. Lodz.*, 62, ss. 162
- Brodzicki K., Van Loon A. J. 1991; Glacigenic Sediments. *Developments in Sedimentology*, 49, Elsevier, Amsterdam, ss. 674.

- Drozdowski E. 1982; Load deformations in melt out till and underlying laminated till. An example from northern Poland. [W:] Evenson E. B., Schlüchter Ch., Rabassad J. (red.) *Tills and related deposits*. A. A. Balkema, Rotterdam, 119–124.
- Kasprzak L. 1988; Dyferencjacja mechanizmów formowania stref marginalnych faz leszczyńskiej i poznańskiej ostatniego zlodowacenia na Nizinie Wielkopolskiej (sum. Mechanism differentiation in the formation of marginal zones Leszno and Poznań phases of the last glaciation Great Poland). *Dokum. I. G. i P. Z. PAN*, 5–6, ss 159.
- Kasprzak L., Kozarski 1984; Analiza facjalna osadów strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia w środkowej Wielkopolsce (sum. Facies analysis of the icemarginal sediments Poland). *Zesz. Nauk. UAM, Geografia*, 29, Poznań, ss. 54.
- Klatkowska H. 1982; Utwory ablacyjne w regionie łódzkim (sum. Ablation deposits in the Łódź region). *Acta Geogr. Lodz.*, 45, ss. 75.
- Lewandowski J., Zieliński T. 1980; Warunki akumulacji kemu przelęczowego w Suchej Górze (Wyżyna Śląska) (sum. Conditions of pass kame accumulation in Sucha Góra – Silesian Upland). *Prace Nauk. Uniw. Śląskiego, Geologia*, 5, Katowice, 53–64.
- Maruszczak H. 1993; The thermoluminescence chronostratigraphy of glacial deposits of the Maximum and Wkra (= Ijosmaximum) stadials of the Warta Glaciation in north-eastern Poland. *Kwart. Geol.*, 37, 1, 82–95.
- Mojski J. E. 1972; Nizina Podlaska. [W:] *Geomorfologia Polski*, 2, Warszawa, 318–363.
- Nowak J. 1971; Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski 1 : 200 000, ark. Siedlce. *Inst. Geol., Warszawa*, ss. 30.
- Ruszczyńska-Szenajch H. 1982; Depositional processes of Pleistocene lowland and moraines, and their possible relation to climatic conditions. *Boreas*, 11, 249–260.
- Terpiłowski S. 1993; Mechanizm kształtowania strefy marginalnej lądolodu warciańskiego w okolicy Biard koło Łukowa (sum. The Warta ice-sheet marginal zone in the vicinity of Biardy near Łuków – methods of formation). *Acta Geogr. Lodz.*, 65, 233–237.
- Zaborski B. 1927; *Studia nad morfologią dyluwium Podlasia i terenów sąsiednich (rés. Etude sur la morphologie glaciaire de la Podlachie et des régions limitrophes)*. *Przegl. Geogr.*, 7, 1–52.
- Zieliński T. 1989; Lito-facies and palaeoenvironmental characteristics of the Suwałki outwash (Pleistocene, NE Poland). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 59, 249–270.
- Zieliński T. 1992a; Proglacial valley facies of the Silesian Upland – genetics factors and their sedimentological effect. *Geol. Sudetica*, 26, 83–118.
- Zieliński T. 1992b; Moreny czołowe Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji (sum. Marginal moraines of NE Poland – sediments and depositional conditions). *Prace Nauk. Uniw. Śląskiego*, 1325, Katowice, ss. 95.

## SUMMARY

Kame at Gostchorza (Fig. 1) is a typical form of the marginal zone formed during the initial phase of areal deglaciation of the Wartanian ice-sheet between Łuków and Siedlce. On the basis of sedimentologic analysis of kame deposits (Fig. 2) the following stages of its development can be distinguished: 1) fluvio-glacial accumulation of a small fan in melt-out ice fissure; 2) sedimentation of paraglacilacustrine deposits in the fan margins; 3) development of postsedimental deformations in the top parts of the paraglacilacustrine deposits as a result of degradation of the ice walls supporting them; 4) in situ ablation of a small ice block and formation of a patch of melt-out-till.

