

Maria Danuta BARANIECKA

Klasyfikacja form kemowych na tle typów i dynamicznych etapów deglacji

WSTĘP

Badania geologiczne prowadzone w Zakładzie Zdjęć Geologicznych Niżu Instytutu Geologicznego w latach 1953—1968 dostarczyły wielu materiałów do klasyfikacji form rzeźby terenu obszarów objętych zlodowaczeniem kontynentalnym. Główny kierunek tych badań, jakim są zdjęcia geologiczne dla map szczegółowych i przeglądowych, upoważnia z kilku względów do sformułowania ogólniejszych uwag, między innymi o formach kemowych, jak też przedstawienia klasyfikacji tych form, a mianowicie:

1. W przypadku napotkania form kemowych systematyczne zdjęcie umożliwia zbadanie rozmieszczenia i zmienności odpowiednich osadów na obszarze kemowym. Ułatwia to również poznanie wewnętrznej budowy kemów i pozycji stratygraficznej ich osadów.

2. Badane są geomorfologiczne cechy rzeźby kemowej, kształt pagórków, wysokości względne, nachylenia stoków, wzajemne rozmieszczenie podobnych i zróżnicowanych pagórków kemowych. Sporządzane są szkice geomorfologiczne w skalach 1 : 25 000 lub 1 : 50 000. Ocenia się też procesy niszczące, którym uległy pierwotne formy polodowcowe w okresie po ich utworzeniu.

3. Badania geologiczno-zdjęciowe umożliwiają rozpatrywanie kemów bądź ich zespołów na tle szerszego otoczenia. Rozpoznawane są: wzajemne położenie i zależności od przebiegu ciągów morenowych, występowania i rozmieszczenia równin gliny zwałowej, sandrów, ozów i moren martwego lodu.

Kompleksowe ujęcie wymienionych cech umożliwia rekonstruowanie procesów, jakie panowały podczas deglacji na obszarach, gdzie obecnie znajdują się kemy. W szczególności możliwa jest rekonstrukcja etapów topnienia i rozpadu lądolodu, a także położenia kemów w stosunku do oddzielających się brył lodu.

We wstępnych uwagach stwierdzić należy, że wśród form rzeźby terenu nazywanych kemami istnieje wielkie zróżnicowanie geomorfologiczne i obserwuje się znaczne różnice ich budowy. Spotyka się wiele form rzeźby o cechach przejściowych w kierunku ozów, moren martwego lodu, san-

drów i innych. Z jednej strony — utrudnia to klasyfikację, z drugiej jednak — jeszcze bardziej podkreśla jej konieczność jako warunku porozumiewania się w dalszych badaniach.

Z kemami jako zagadnieniem wyodrębnionym spośród zespołu osadów i form polodowcowych zetknęłam się na Mazowszu (w okolicach Radzikowa) w latach 1951—1953 podczas badań prowadzonych przez Katedrę Geologii Czwartorzędu UW. Pagórki z okolic Radzikowa uznane zostały przez S. Lencewicza (1919, 1927) i J. Samsonowicza (1927) za moreny czołowe wraz z sąsiadującymi wzgórzami, które rzeczywiście zbudowane są z osadów czołowomorenowych. W ujęciu wymienionych autorów wzgórze okolic Radzikowa znajduje się w obrębie tzw. ciągu morenowego Krysk — Dzierżanowo — Serock. W obecnym stanie wiedzy o budowie geologicznej tego obszaru (S. Z. Różycki, 1961, 1965; K. Kopczyńska-Zandarska, 1964; H. Ruszczyńska-Szénajch, 1964, 1966) dyskutuje się sprawę (K. Kopczyńska, 1961; K. Kopczyńska-Zandarska, 1961) czy wzgórze te uznać za kemy, czy też za ostańce erozyjne wyodrębnione z obszaru zapisanego zbiornika o charakterze zastoiska.

W latach następnych z podobnie dyskusyjnymi problemami zetknięto się podczas badań terenowych w wielu miejscach, np. w okolicach na NE od Ciechanowa — koło Gąsek (Z. Michalska, 1957, 1961) oraz koło Bielska Podlaskiego (J. E. Mojski, A. J. Nowicki, 1961), przy czym poglądy poszczególnych badaczy i dyskutantów są różne.

Równocześnie w wielu obszarach w zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego stwierdzono podczas szczegółowych zdjęć geologicznych obecność pagórków i wzgórz nazywanych przez autorów kemami, np. w okolicach Nasielska, Przewodowa i Serocka (J. Nowak), w Kotlinie Płockiej (S. Skompski), koło Krośniewic (M. D. Domosławska), koło Rawy Mazowieckiej (K. Balińska-Wuttke, opracowania geologiczno-zdjęciowe oraz 1960, 1965).

Zagadnienie kemów na obszarze objętym lądolodem ostatniego zlodowacenia uzyskało szczególną aktualność w literaturze geomorfologicznej i dotyczącej geologii czwartorzędu w związku z pracami W. Niewiarowskiego (1959, 1961, 1965), który dał w tym zakresie syntetyczny pogląd na obszar peribaltikum. W pracach tych znalazł się podział kemów na limnoglacialne i glacialfluwialne, sub-, in- i supraglacialne oraz podział kemów pod względem kształtu formy pagórków.

Dużym krokiem naprzód w podniesieniu stanu wiedzy o kemach w Polsce stały się wyniki konferencji zorganizowanej w 1967 r. w ramach prac Polskiej Akademii Nauk przez prof. dra M. Klimaszewskiego i prof. dra R. Galona w Częstochowie i Toruniu. Ogólnopolska wymiana poglądów na tej w znacznym stopniu terenowej konferencji przyczyniła się do bliższego sprecyzowania warunków genetycznych, w jakich powstawały kemy. Demonstrowano przy tej okazji kemy w obszarze zlodowacenia środkowopolskiego zarówno w obrębie stadiału maksymalnego (K. Klimek, 1966), jak też stadiału Warty (Z. Sarnacka, M. D. Baraniecka — mapy szczegółowe). Na konferencji tej dokonano przeglądu form kemowych (referaty i odsłonięcia) na południkowym przekroju od Częstochowy do Torunia. Dzięki wygłoszonym referatom można było porównać również kemy na przekroju równoleżnikowym od wschodu (okolice Białegostoku —

J. E. Mojski, 1967; Kotlina Dubienki — J. Rzechowski) ku zachodowi (Nizina Wielkopolska — T. Bartkowski, 1967).

W wyniku działalności grupy roboczej powołanej na konferencji pod przewodnictwem doc. dra W. Niewiarowskiego zainicjowano sporządzenie mapy kemów w Polsce. Materiały ze wszystkich ośrodków zajmujących się osadami i formami kemów przedstawione zostały w lutym 1968 r. na posiedzeniu, które odbyło się w Instytucie Geologicznym w Warszawie. Równocześnie z kilku ośrodków wpłynęły próby klasyfikacji form kemowych oparte na różnych podstawach. Klasyfikacja zaproponowana przez S. Szczepankiewicza, dotycząca form w regionie przedsudeckim, oparta została głównie na cechach geomorfologicznych oraz stosunku do elementów rzeźby podłoża osadów czwartorzędowych. Ogromnie rozbudowana klasyfikacja opracowana przez T. Bartkowskiego, obejmująca formy z zachodniej części Nizu Polskiego, uwzględniała cechy genetyczne, skład osadu budującego kemy, kształt form i elementy geologiczne drugiego rzędu (np. przykrycie gliną zwałową lub jej brak). Wreszcie K. Klimek obok innych aspektów zaproponował jako podstawę klasyfikacji dynamiczne cechy sedymentacji osadów.

Na tymże posiedzeniu grupy roboczej zaproponowałam klasyfikację form kemowych opartą o wyniki badań Zakładu Zdjęć Geologicznych Niżu I. G. i przedyskutowaną przez pracowników tego Zakładu¹. W klasyfikacji tej uwzględniłam przede wszystkim materiały opracowane przede mną z okolic Łęczycy i dorzecza Widawki, A. Bera z Suwalszczyzny, A. Makowskiej z okolic Przysuchy, J. E. Mojskiego z okolic Białegostoku, J. Nowak z południowej części Wysoczyzny Ciechanowskiej i wysoczyzny między Mińskiem a Siedlcami, Z. Sarnackiej z zachodniej części dorzecza Widawki i z okolic Góry Kałwarii, S. Skompskiego z Kotliny Płockiej, W. Słowańskiego z okolic między Kolnem a Rynem oraz J. Rzechowskiego z Lubelszczyzny, szczególnie z kotliny Dubienki.

PODSTAWY KLASYFIKACJI I PODZIAŁ FORM KEMOWYCH NA GRUPY I RODZAJE

Podział kemów na grupy oparto na próbie odtworzenia sytuacji i procesów istniejących i działających w czasie tworzenia się kemów. Materiałem wyjściowym dla odtworzenia tych warunków były badania geomorfologiczne, stratygraficzne, a przede wszystkim geologiczno-zdjęciowe, pozwalające śledzić zależności kemów od innych elementów rzeźby i innych osadów z okresu deglacjacji. Jest to więc klasyfikacja paleogeomorfologiczna na tle typów rozpadu lądolodu i kolejnych etapów zaawansowania tego procesu. Ten kierunek badań — dynamicznego traktowania procesów deglacjacji i rozpatrywania go nie tylko w przestrzeni (mapy i przekroje), ale i w czasie — jest obecnie praktykowany powszechnie, choć nie zawsze wieloarkuszowe kartograficzne ujęcia tego zagadnienia znajdują się w publikacjach.

Przed omówieniem konkretnych grup i rodzajów kemów konieczne jest sprecyzowanie pojęcia kemów i sformułowanie definicji, na podsta-

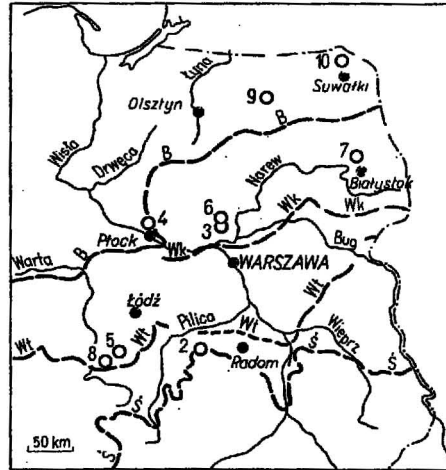
¹ Próba klasyfikacji dyskutowana była w Zakładzie na kilku posiedzeniach i poza nielicznymi wyjątkami uzyskała aprobatę, a wszyscy pracownicy Zakładu udostępni mi swoje materiały, za co im na tym miejscu bardzo dziękuję.

wie której zostaną następnie wydzielone grupy. Kemy zaliczane są na ogół zgodnie przez wszystkich autorów do kategorii geomorfologicznych. Należą do form rzeźby, które związane są z topnieniem lądolodu na obszarach niżowych, bądź też przedgórskich. Obok geomorfologicznego pojęcia kemów zarysowuje się też pokrewne pojęcie — facjalne. Podobnie jak powszechnie na mapach geologicznych oznaczane są piaski i żwiry ozów, piaski, żwiry i gazy moren czołowych, tak też zostały na szczegółowych mapach wprowadzone określenia: mułki kemów, pyły kemów,

Fig. 1. Lokalizacja kemów na tle zasięgu zlodowaceń i stadiałów
Situation of kames in the light of extents of glaciations and stages

2-10 — formy kemowe przedstawione na figurach 2-10; S, B — zasięgi zlodowacenia środkowopolskiego i północnopolskiego; Wt, Wk — zasięgi stadiałów mazowiecko-podlaskiego i północnomazowieckiego

2-10 — kame forms presented in Figs. 2-10, S, B — extents of Middle-Polish and North-Polish Glaciations; Wt, Wk — extents of Mazowsze — Podlasie and North-Mazowsze Stages



piaski kemów, piaski i żwiry kemów. W tych przypadkach chodzi już oczywiście nie wyłącznie o formę kemu, lecz także o pewne określone warunki tworzenia się osadów, jak również o grupę osadów o stosunkowo zróżnicowanym, lecz ograniczonym składzie granulometrycznym. Aby określić warunki powstawania kemów — na razie najogólniej — podać należy ich definicję. Można sformułować ją następująco: formy kemowe są to pozytywne (wypukłe) formy rzeźby, powstałe w kontakcie z nieaktywnym lub martwym lodem, z materiału wytopionego z lądolodu i osadzonego w zbiornikach zamkniętych.

Wśród form kemowych (tab. 1) wyróżniono — na podstawie stosunku do czasu lądolodu — formy kemowe zewnętrzne, powstające na brzegu lądolodu oraz formy kemowe wewnętrzne, powstające w obrębie zwartej pokrywy lodu.

Formy kemowe zewnętrzne w dotychczasowych badaniach prowadzonych przez Zakład były spotykane stosunkowo mniej licznie i nie zostały podzielone na drobniejsze grupy.

Formy kemowe wewnętrzne zostały podzielone w zależności od typu rozpadu lądolodu podczas deglacjacji na: 1) związane z rozpadem wzdłuż ukierunkowanych szczelin oraz 2) powstałe podczas rozpadu lądolodu na nieregularne bryły². Pierwsze z nich to formy kemowe szcze-

² Typy rozpadu lądolodu wyróżniono i udokumentowano na przykładzie dorzecza Włdawki, gdzie występują odrębne strefy i obszary szczytowego spękania lądolodu i rozpadu lądolodu na bryły (M. D. Domostawska-Baraniecka, S. Skompski, 1967).

linowe. Dodać trzeba, że w warunkach szczelinowego spękania lądolodu kemy tworzą się raczej w fazach inicjalnych spękania i powstawania szczelin. Natomiast jeśli dojdzie do pełnego rozwoju szczelin, uzyskują one mniej lub bardziej regularny przepływ, nie dający warunków dla powstawania kemów.

W obszarach rozpadu lądolodu na bryły istnieją najlepsze warunki tworzenia się form kemowych. W takich sytuacjach powstają też typowe kemy. Rozpatrzono dwa stopnie rozpadu lądolodu — inicjalny i zaawansowany. Zależnie od nich tworzą się różne formy kemowe.

Podczas inicjalnego stopnia rozpadu lądolodu formy kemowe powstają w przetainach. Są to miejsca, gdzie lądolód przetajał do dna lub co najmniej na lodzie wytworzyło się wskutek tajania wyraźne obniżenie. Przetainy te zajmują niewielki procent powierzchni lodu i są przynajmniej początkowo małe, mogą natomiast występować zespołami. Formy te w niniejszej klasyfikacji określone zostały jako kemy przetainowe. Są to jednak typowe kemy i przy dalszym rozwoju terminologii należałoby pozostawić dla nich nazwę kemów.

Podczas zaawansowanego rozpadu lądolodu na bryły, formy kemowe powstają między rozdzielonymi już bryłami lodu lub wokół nich. W tym samym czasie tworzą się liczne i różnorodne wklęsłe formy wytopiskowe, zazwyczaj dominujące w krajobrazie. Formy kemowe pozostają w ścisłym związku z wytopiskami i tworzą się z materiału do reszty wytapiających się brył lodu. Dlatego określono je jako kemy wytopiskowe.

W ramach tego podziału w każdej z wyróżnionych grup wydzielono jeden lub więcej rodzajów form kemowych. Formy kemowe zewnętrzne reprezentowane są przez tarasy kemowe. Do form kemowych szczelinowych należą tarasy kemowe rynnowe, wały kemowe podłużne i pagórki kemowe rynnowe. Do kemów przetainowych zaliczono wzniesienia i pagórki kemowe, wały kemowe (przetainowe) oraz *plateau*, czyli stoliwa kemowe (wraz z kemami palczastymi). Wreszcie w grupie kemów wytopiskowych występują tarasy kemowe wewnętrzne, wały kemowe wokół wytopisk i zespoły pagórków kemowych. W tab. 1 podano szereg konkretnych przykładów z obszarów opracowanych przez poszczególnych autorów w Zakładzie Zdjęć Geologicznych Niżu. Poniżej omówione będą pewne cechy paleomorfologiczne wymienionych rodzajów form kemowych, przy czym wybrane przykłady przedstawione zostały na fig. 2—10.

W niniejszym artykule z braku miejsca nie będą omawiane szczegółowo budowa geologiczna i dane morfometryczne. Cechy te podane są w artykułach opublikowanych lub też znajdujących się w przygotowaniu do druku przez autorów cytowanych w tekście.

OPIS POSZCZEGÓLNYCH RODZAJÓW FORM KEMOWYCH

GRUPA I — FORMY KEMOWE ZEWNĘTRZNE

Tarasy kemowe zewnętrzne tworzyły się na obrzeżeniu czasy lądolodu, a więc z jednej tylko strony kontaktowały z lodem. Z drugiej strony brzegi zbiornika, w którym akumulowały się osady kemowe, stanowiły stok lub stoki przedpola lądolodu. Warunkiem powstawania tarasów kemowych zewnętrznych jest nachylenie terenu przedpola w kierunku lądolodu. Taka sytuacja uniemożliwia odprowadza-

Grupy i rodzaje form kemowych

Położenie w stosunku do łądolodu	Grupy form kemowych (Typy i etapy deglacjacji)	Rodzaje form kemowych	Przykłady na podstawie materiałów		Położenie w krajobrazie	Ukształtowanie podłoża
			Miejscowości, regiony	Autor		
ZEWNE-TRZNE	I	Tarasy kemowe zewnętrzne	Janów, Borkowice koło Przysuchy Chełm — Podborcze	A. Makowska J. Rzechowski	na stokach przedgórzskich	stoki nachylone w kierunku łądolodu
WEWNĘTRZNE	IIa Szczelinowe (szczelinowy rozpad łądolodu, etap inicjalny)	Tarasy kemowe rynnowe	rynna Krasówki, dorzecze Widawki rynna koło Sępólna Krajeńskiego (?) rynna Wierzbicy na N od Kotliny Płockiej	Z. Sarnacka T. Murawski (TORUŃ) S. Skompski	w rynnach lodowcowych	nierówności podłoża (grzbiety strukturalne)
		Wały kemowe podłużne	Poniaty, Skaszewo—Kosiorowo w rej. Nasielska	J. Nowak	na wysoczyźnie	
		Pagórki kemowe rynnowe	rynna Wierzbicy na N od Kotliny Płockiej rynnny Chodcza i Lubienia na S od Kotliny Płockiej	S. Skompski M. D. Baraniecka	w rynnach lodowcowych	
		IIb Przetainowe (rozpad łądolodu na bryły, etap inicjalny)	Pagórki i wzgórza kemowe	Kurnos, Łysa Góra } dorzecze Czubata Góra } Widawki Stanisławów, Stróża Gostków, Gołynin, Modzela Borkowo, Kleszewo rej. Kolno, Ryn, Krośniewice	M. D. Baraniecka J. Nowak Z. Sarnacka J. Nowak W. Słowański M. D. Baraniecka	
	Wały kemowe		Strzegocin, Godacze, Prusinowice, Bieńki koło Nasielska	J. Nowak		
	IIIc Wytopiskowe (rozpad łądolodu na bryły, etap zaawansowany)	Plateau kemowe = stoliwa kemowe	Studzianki koło Białegostoku Lipki koło Małkini Okolice Warki nad Pilicą Sulmierzyce, dorzecze Widawki	J. E. Mojski J. Nowak A. Makowska Z. Sarnacka	w kotlinach i na wysoczyźnie	niecki i kotliny
		Tarasy kemowe wewnętrzne	dorzecze Widawki i Krasówki (?) Szymonka koło Rynu	Z. Sarnacka W. Słowański		
		Wały kemowe wokół wytopisk	Szymonka, Ławki koło Rynu Sterławki Wlk., Pleszewo, Widryny	W. Słowański		
		Zespoły pagórków kemowych	Zagłębienie Szeszupy na Suwalszczyźnie Gromadzyń koło Kolna	A. Ber W. Słowański		

nie wód roztopowych i materiału wytopionego z lądolodu, lecz powoduje tworzenie się tarasów. Wśród osadów tarasów kemowych zewnętrznych często mamy do czynienia z ząbaniem się materiału doprowadzonego z lądolodu i osadami niesionymi przez rzeki lub zsuwającymi się ze stoków. Z tego względu nie są to typowe formy kemowe. Warunkiem wyodrębnienia się w rzeźbie tarasu kemowego jest zachowanie się krawędzi w miejscu dawnego kontaktu z lodem.

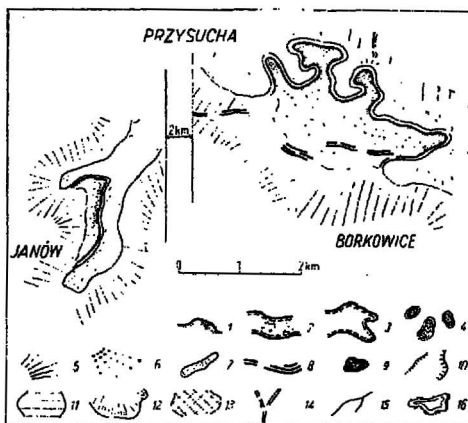
Fig. 2. Tarasy kemowe zewnętrzne koło Janowa i Borkowic na południe od Przysuchy (na podstawie materiałów A. Makowskiej)

External kame terraces near Janów and Borkowice, south of Przysucha (on the basis of A. Makowska's materials)

Formy kemowe: 1 — tarasy kemowe (zewnętrzne rynnowe i wewnętrzne — N — taras niższy, W — taras wyższy); 2 — wały kemowe (podłużne i przetałmowe); 3 — plateau kemowe i obszary zasypania wodnolodowcowego wokół kemów;

4 — pagórki i wzniesienia kemowe. Formy towarzyszące kemom: 5 — stoki zbudowane ze skał mezozoicznych lub osadów czwartorzędowych starszych od kemów, 6 — sandry, 7 — ozy, 8 — moreny czołowe, 9 — moreny martwego lodu, 10 — krawędzie rygnięć lodowcowych i kotlin, 11 — równiny zastolskowe. Lód: 12 — lód lodowcowy, 13 — lód lodowcowy w cienkich pokrywach lub lód konserwujący, 14 — splekania, szczeliny, rozłamy w lądolodzie. Inne: 15 — rzeki, 16 — jeziora

Kame forms: 1 — kame terraces (external channel and internal kames: N — lower terrace, W — upper terrace); 2 — kame bars (elongated and those of lakes in melted-out glacier depressions), 3 — kame plateaus and areas of glaciuvial accumulation round about kames, 4 — kame hills and hummocks. Forms accompanying kames: Forms accompanying kames: 5 — slopes built up of Mesozoic rocks or of Quaternary deposits older than kames, 6 — outwash plains, 7 — eskers, 8 — end moraines, 9 — moraines of dead ice, 10 — edges of glacial channels and basins, 11 — ice-dammed lake plains. Ice: 12 — glacial ice, 13 — glacial ice in thin covers or preserving ice, 14 — cracks, fissures and fractures in continental glacier. Others: 15 — rivers, 16 — lakes



Tarasы kemowe tworzą się szczególnie w przypadku zamknięcia przez lądolód obszaru kotliny. Podczas topnienia lodu może powstawać wtedy szereg festonów tarasów kemowych wyznaczających kolejne linie stabilizacji czoła lądolodu i podparcia zbiorników kemowych, jak np. na przedpołu Sudetów.

Jako przykład pojedynczych form tarasów kemowych podać można tarasy koło Chełma-Podborcze (J. Rzechowski) oraz tarasy w Janowie i Borkowicach koło Przysuchy w Górach Świętokrzyskich, które według opracowania A. Makowskiej przedstawiono na fig. 2. Taras w Janowie ma klasyczną formę wąskiej listwy, „przyklepionej” do stoku doliny, która wypełniona była jeżorem lądolodu, w Borkowicach taras zajmuje natomiast rozleglejszy obszar otoczony stokiem i lądolodem o rozczłonkowanej linii czoła. Stoki są tu zbudowane ze skał jurajskich, miejscami wychodzących na powierzchnię, a częściej przykrytych przez zwietrzeline osadów czwartorzędowych.

GRUPA IIa — FORMY KEMOWE WEWNĘTRZNE (SZCZELINOWE)

Do form tych zaliczono tarasy kemowe rynnowe, wały kemowe podłużne oraz pagórki kemowe rynnowe.

Tarasy kemowe rynnowe powstają w rynnach lodowcowych w podłużnych zbiornikach. Otoczenie lodem tych zbiorników interpretować należy w ten sposób, że od strony wysoczyzny obok powstającego tarasu leżała zwarta pokrywa lodolodu, natomiast z drugiej strony w osi rynny znajdował się lód konserwujący, pochodzący najprawdopodobniej z zawałonego stropu, utrzymującego się poprzednio nad subglacjalnym tunelem rynny.

Tarasy rynnowe znane są prawie wyłącznie z obszarów zlodowacenia bałtyckiego, gdzie rynny polodowcowe zachowane są w stanie nie zniszczonym, a więc można tu mówić o elementach rzeźby w obrębie rynien. Na obszarze zlodowacenia środkowopolskiego można by pokusić się o interpretację szczytków rzeźby w dolinach, którym przypisuje się założenia rynnowe. Być może, część powierzchni tarasowych uważanych za rzeczne określić należy właściwie jako tarasy kemowe z okresu deglacjacji. Z fragmentem zachowanego tarasu kemowego rynnowego mamy do czynienia np. w strefie marginalnej stadiu mazowiecko-podlaskiego (Warty) koło Winka, w rynn timer Krasówki w dorzeczu Widawki (Z. Sarnačka). Tarasy kemowe rynnowe demonstrowane były w okolicy Sepólna Krajeńskiego przez T. Murawskiego. Być może, do tego rodzaju form należą też fragmenty „plateau rynnowego” (S. Skompski, W. Słowański, 1964) w rynn timer Wierzbicy na północ od Kotliny Płockiej.

Wały kemowe podłużne tworzą się w pełnym otoczeniu zwartej masy lodu lodowcowego w szczelinach ogólnie zgodnych z kierunkiem transgresji lodolodu. Szczeliny te nie uzyskały trwałego przepływu wód (jak np. szczeliny, w których tworzyły się ozy) i powstawały w końcowych etapach deglacjacji w odróżnieniu od starszych szczelin, zapoczątkowanych w okresie ruchu lodolodu, które dawały początek rynn timer subglacjalnym. Występowanie wałów kemowych podłużnych wiąże się z wyniesionymi fragmentami podłoża. Jako przykład sytuacji powstawania wałów kemowych podano rekonstrukcję paleogeomorfologiczną otoczenia wału kemowego w okolicy Poniałów koło Nasielska (fig. 3). Rekonstrukcję oparto na szczegółowych materiałach geologicznych J. Nowak. W otoczeniu wału kemowego i innych pozytywnych form terenu, jak np. ozy i moreny martwego lodu, występuje równina piasków wodnolodowcowych utworzona po rozszerzeniu obszaru wolnego od lodu wokół wału kemowego. Równinę tę w pewnym sensie traktować można jako plateau kemowe, młodsze od wału. Wały kemowe podłużne zbliżają się swymi niektórymi cechami do ozów.

Pagórki kemowe rynnowe³ są to rozrzucone pagórki w dnach rynien. Najlepiej poznane zostały w dolinie Wierzbicy (fig. 4) na północ od Kotliny Płockiej. Powstały one przy obecności lodu wokół rynny i w rynn timer, częściowo subglacjalnie (S. Skompski, W. Słowański, 1964). Początkowo w rynn timer istniał przepływ wód (piaski ze żwirami), następnie doszło do akumulacji zastoiskowej (piaski i mulki) i to prawdopodobnie wśród brył lodu konserwującego (zapadniętego ze stropu tunelu rynny).

³ Kemy rynnowe wg S. Skompskiego i W. Słowańskiego (1964).

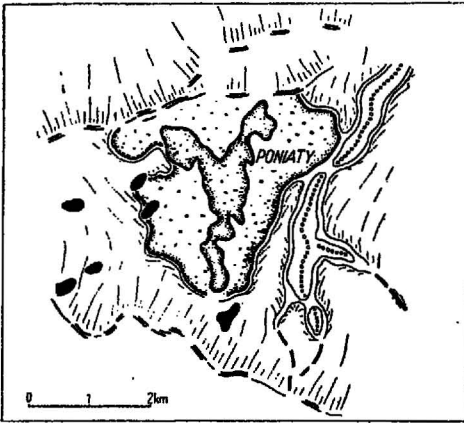


Fig. 3

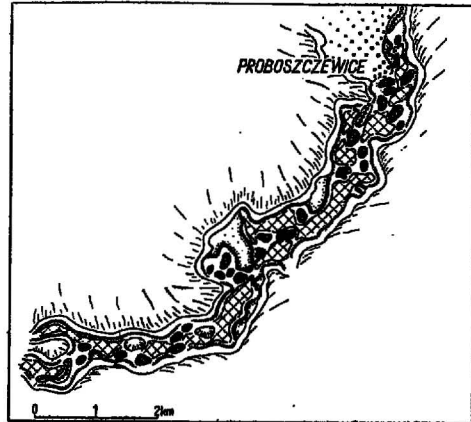


Fig. 4

Fig. 3. Wał kemowy podłużny w Poniatach koło Nasielska (na podstawie opracowania J. Nowak)

Longitudinal kame bar at Poniaty, near Nasielsk (on the basis of J. Nowak's elaboration)

Objaśnienia na fig. 2
Explanations in Fig. 2

Fig. 4. Pagórki kemowe rynnowe w dolinie Wierzbicy na północ od Płocka (na podstawie opracowania S. Skompskiego i W. Słowiańskiego)

Channel kame hills in the Wierzbica River valley, north of Plock (on the basis of elaborations by S. Skompski and W. Słowiański)

Objaśnienia na fig. 2
Explanations in Fig. 2

Osady mułkowo-piaszczyste kemów zazębiają się miejscami z gliną zwałową. Innym przykładem kemów rynnowych mogą być pagórki w rynnach Chodcza i Lubienia na południe od Kotliny Płockiej.

GRUPA IIb — FORMY KEMOWE WEWNĘTRZNE — PRZETAJNOWE

Do form tych należą pagórki i wzgórza kemowe, wały kemowe, przetajnowe i *plateau*, czyli stoliwa kemowe. Łącznie można je uważać za kemy *sensu stricto*.

Pagórki i wzgórza kemowe powstawały w obrębie zwartej pokrywy lodu w małych przetajnach, których średnica nie przekraczała kilkudziesięciu, maksymalnie kilkuset metrów. Przyczyną powstawania przetajain przy stopniowym zmniejszaniu się grubości całej pokrywy lodu było tworzenie się początkowych obniżeń na powierzchni lodu lub istnienie wzniesień w podłożu lodu, albo wreszcie zbieżność obu tych nierówności powierzchni w jednym miejscu. Grubszy materiał piaszczysty, a nawet warstwy żwirów w spagowych częściach osadów kemowych wskazują, że przetajainy w początkowym okresie ich tworzenia się mogły mieć powierzchniowy dopływ wód, a podlodowy i podziemny odpływ poprzez przepuszczalne osady pod lodem. W miarę zasypywania osadami odpływ ustawał, a przetajaina stawała się zbiornikiem zamkniętym, nie przepływowym.

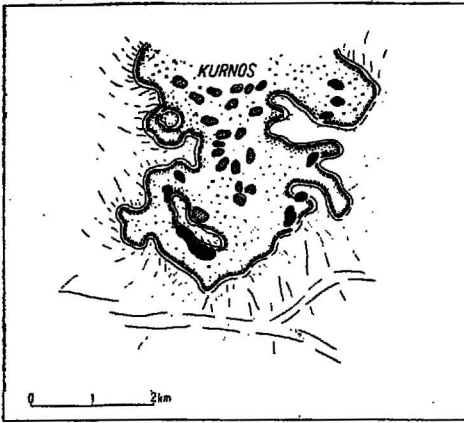


Fig. 5

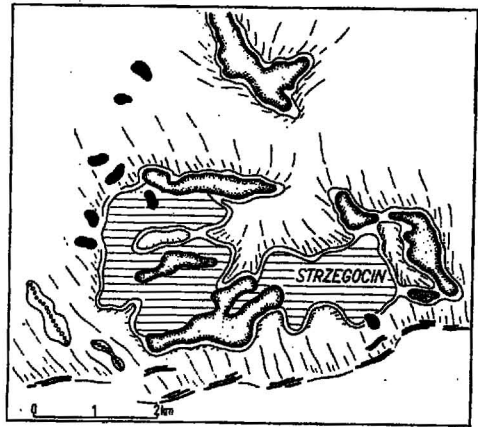


Fig. 6

Fig. 5. Pagórki kemowe przetainowe w okolicy Kurnosa w dorzeczu Widawki
Kame hills after lakes in melted-out glacier depressions in the vicinity of
Kurnos, Widawka River basin

Objaśnienia na fig. 2
Explanations in Fig. 2

Fig. 6. Wały kemowe przetainowe koło Strzegocina w okolicy Nasielska (na pod-
stawie opracowania J. Nowak)

Kame bars after lakes in melted-out glacier depressions, near Strzegocin, in
the vicinity of Nasielsk (on the basis of the J. Nowak's elaboration)

Objaśnienia na fig. 2
Explanations in Fig. 2

Pagórki i wzgórza kemowe występują w wielu regionach Polski. Przytoczyć tu można np. formy w Juchnowcu i Szerenosach koło Białegostoku (J. E. Mojski, 1967, 1968), Borkowie i Kleszewie koło Kolna (W. Słowiński), koło Gostkowa, Gołymina i Modzeli w rejonie Nasielska (J. Nowak), koło Krośniewic (M. D. Baraniecka) oraz w dorzeczu Widawki (Z. Sarnačka, M. D. Baraniecka), skąd zaczerpnięto przykład nieregularnie rozrzuconych pagórków w okolicy Kurnosa. Rekonstrukcję sytuacji paleomorfologicznej (fig. 5) wykonano na podstawie zdjęcia geologicznego M. D. Baranieckiej i S. Gadomskiej. W okolicy Kurnosa charakterystyczna jest prawidłowość rozmieszczenia kemów w stosunku do innych form deglacji (M. D. Domosławska-Baraniecka, S. Skompski, 1967). Pagórki kemów odtwarzające rozmieszczenie początkowych przetain w lodzie występują w kilku grupach tworzących zespół kemów Kurnosa. W dorzeczu Widawki znajduje się oprócz tego kilka podobnych zespołów. Obszar położony wokół zespołu kemów Kurnosa zasypany jest piaskami wodnolodowcowymi w przetainie powiększonej do znacznych rozmiarów (około 10 km²). W zewnętrznej części obszaru zasypiania wodnolodowcowego — w układzie koncentrycznym w stosunku do kemów — występuje szereg pagórków moren martwego lodu. Dalej na zewnątrz w kierunku wschodnim, zachodnim i północnym położone są równiny gliny zwałowej utworzonej bez udziału wód w czasie, gdy rozszerzona przetaina uzyskała łączność z systemem szczelin położonych na południe od kemów Kurnosa, wykorzystanych później przez rzekę Widawkę. Sytuacja ta wskazuje

(obok wymienionego wyżej profilu osadów), że podczas tworzenia się przetainy istniał podziemny drenaż do strefy szczelin odprowadzających wody w kierunku SW na zewnątrz zamierającego lądolodu.

Wały kemowe przetainowe tworzą się w przypadku, gdy przetainy uzyskały kształt podłużny. Zaczątkiem tego rodzaju przetainy są pęknięcia w lądolodzie, w których nie wytworzył się przepływ typu rynnowego. Na fig. 6 przedstawiono rekonstrukcję powstawania kemów koło Strzegocina, na północ od Nasielska, opracowanego na podstawie materiałów J. Nowak; widoczny jest radialny układ wałów kemowych. Układ pęknięć w lądolodzie związany był tu z wyniesioną strukturą starszych osadów czwartorzędu i pliocenu oraz, być może, z tendencją niewielkich ruchów dodatnich⁴ tej struktury w czasie zlodowacenia środkowopolskiego.

Plateau czyli stoliwa kemowe powstają w miejscach, gdzie przetainy uzyskały duże rozmiary do kilku kilometrów kwadratowych. Stoliwa odtwarzają kształt przetainy, niekiedy regularny, ale najczęściej skomplikowany, odpowiadający wielu zatokom i półwyspom w linii brzegowej martwego lodu. Dopływ materiałów z lodu był wielokierunkowy i miał charakter deltowy. W strefach brzegowych stwierdza się materiał grubszy, natomiast w centrum występują rytmicznie warstwowane piaski drobno- i bardzo drobnoziarniste do mułków włącznie.

Jako przykłady podać można wiele form: w Lipkach koło Małkini (J. Nowak; forma ta opisana została również przez K. Straszewską, 1968), koło Warki (A. Makowska; formy te opisane zostały też przez K. Rywocką-Kenig, 1966, K. Grzybowskiego, 1966 i H. Ruszczyńską-Szenajch, 1966), koło Sulmierzyc w dorzeczu Widawki (Z. Sarnacka), a przede wszystkim liczne plateau kemowe w okolicach Białegostoku (J. E. Mojski, 1967, 1969). Na fig. 7 przedstawiono sytuację w rejonie Studzianek na NE od Białegostoku, gdzie występują trzy wyraźne plateau kemowe z palczastymi odgałęzieniami (kemy palczaste) i towarzyszącymi izolowanymi pagórkami kemowymi. Znajdują się one w typowej sytuacji — po wewnętrznej stronie wyraźnego ciągu moren czołowych. Między morenami czołowymi a kemami stwierdzono ponadto pojedyncze pagórki o zmiennej budowie i kształtach, prawdopodobnie moreny martwego lodu.

GRUPA IIIc — FORMY KEMOWE WEWNĘTRZNE (WYTOPISKOWE)

Do tej grupy form zaliczono tarasy kemowe wewnętrzne, wały kemowe wokół wytopisk i zespołów pagórków kemowych w kotlinach.

Tarasy kemowe wewnętrzne występują w obrzeżeniu niecek wytopiskowych z jeziorami polodowcowymi (w obszarze zlodowacenia bałtyckiego) lub w nieckach wytopiskowych pozbawionych jezior i często-kroć włączonych w odpływ powierzchniowy (w obszarze zlodowacenia środkowopolskiego). Tarasy te tworzyły się w przypadku wypełnienia niecek przez bryły lodu, w zbiornikach usytuowanych na obrzeżeniu bryły lodu. W obszarze zlodowacenia bałtyckiego do form tych zaliczyć wypadnie część powierzchni wokół jezior, powszechnie uznawanych w dawniej-

⁴ Zagadnienie przypuszczalnych czwartorzędowych ruchów niektórych struktur znane jest z innych regionów, gdzie zaobserwowano w rzeźbie i osadach ślady spekań lądolodu, zgodnych z zarysami struktur. Ze względu na brak miejsca sprawa ta nie może być tutaj szerzej omówiona.

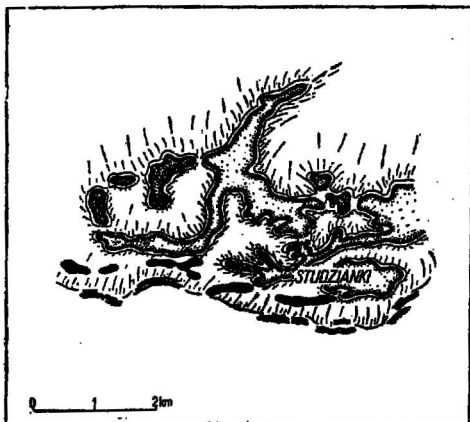


Fig. 7

Fig. 7. *Plateau* kemowe palczaste koło Studzianek na północny wschód od Białegostoku (wg J. E. Mojskiego)

Digitate karne *plateau*, near Studzianki, north-east of Białystok (according to J. E. Mojski)

Objaśnienia na fig. 2
Explanations in Fig. 2

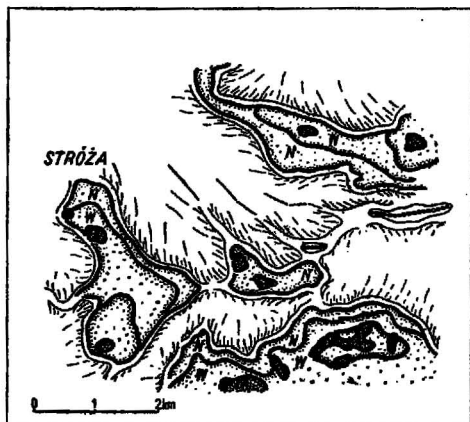


Fig. 8

Fig. 8. Tarasy kemowe wewnętrzne koło Stróży w dorzeczu Widawki (na podstawie materiałów Z. Sarnackiej)

Internal karne terraces near Stróża, Widawka River basin (on the basis of Z. Sarnacka's materials)

Objaśnienia na fig. 2
Explanations in Fig. 2

szej literaturze geologicznej za jeziorne tarasy abrazyjne. Być może, tarasy kemowe wewnętrzne towarzyszą też wałom wokół wytopisk (np. w Szymonce), które omówione będą niżej.

Typowe tarasy kemowe wewnętrzne w obszarze stadiału mazowiecko-podlaskiego poznane zostały w dorzeczu Widawki (Z. Sarnacka). Stamtąd też zaczerpnięto przykład ze Stróży (fig. 8), gdzie oprócz pagórków kemów przetainowych i *plateau* kemowych występują dwa tarasy — wyższy i niższy. Towarzyszą one współczesnej dolinie Krasówki, która wykorzystana w swym przepływie obniżenia wytopiskowe. Tarasy kemowe wytopiskowe tworzyły się przypuszczalnie w miejscach nierówności powierzchni podłoża pokrywy lodowej między wysoczyzną a nieckami wytopiskowymi. Nierówności te spowodowały rozdzielenie się jednolitej pokrywy lodowej na lód na wysoczyźnie (z którego bez udziału wód płynących wytopiła się glina zwałowa) i lód w niecce wytopiskowej, który topiąc się dostarczał zarówno wody dla lokalnych zbiorników wokół bryły lodu, jak i materiał dla akumulacji tarasów w tych właśnie zbiornikach.

Wały kemowe wokół wytopisk występują w obrzeżeniu niecek wytopiskowych wypełnionych wodami jezior. Stwierdzono je jedynie w obrębie zlodowacenia bałtyckiego. Warto zwrócić uwagę, że rozmieszczenie niektórych części kemów palczastych w Białostockim (stadiał północnomazowiecki czyli Wkry) przedstawia podobny kolisty układ wzgórz (fig. 7, w części zachodniej).

Wały kemowe wokół wytopisk w formie kolistych obrzeżeń jezior stwierdził W. Słowański⁵ w Szymonce koło Rynu (fig. 9) i w szeregu innych miejsc na Mazurach, np. Ławki, Sterławki Wielkie, Pleszewo, Widryny. Wały te, jak wynika z ich budowy wewnętrznej, akumulowane były z zewnątrz ku niecce wytopiskowej. Typ warstwowania wskazuje na akumulację deltową.

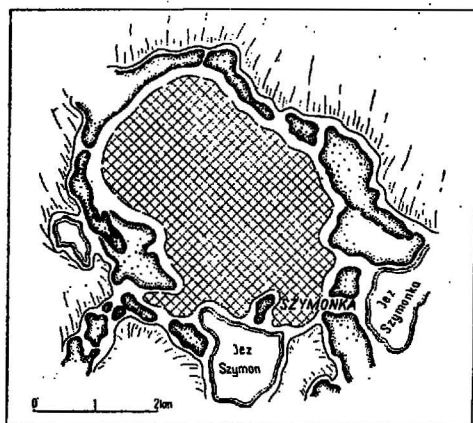


Fig. 9



Fig. 10

Fig. 9. Wały kemowe wokół wytopisk w Szymonce koło Rynu na Mazurach (na podstawie materiałów W. Słowańskiego)

Kame bars round about melted depressions at Szymonka near Ryn, Mazury area (on the basis of W. Słowański's materials)

Objaśnienia na fig. 2
Explanations in Fig. 2

Fig. 10. Zespoły pagórków kemowych w kotlinie Szeszupy na Suwalszczyźnie (wg A. Bera i S. Maksiaka, 1969)

A group of kame hills in the Szeszupy basin, Suwałki region (according to A. Ber and S. Maksiak, 1969)

Objaśnienia na fig. 2
Explanations in Fig. 2

Zespoły pagórków kemowych wyróżniono jako odrębny rodzaj w grupie form wytopiskowych, mimo, że i inne pagórki i wzgórza kemowe, np. przetańowe, również często występują po kilka lub kilkanaście. Do specjalnego traktowania pagórków kemowych wytopiskowych skłania charakterystyczne ich położenie w misach końcowych. Lokalizacja mis końcowych uwarunkowana była zazwyczaj wklęsłością w podłożu lądolodu. Jako typowy przykład tego rodzaju przedstawić należy kotlinę Szeszupy (fig. 10) na Suwalszczyźnie (A. Ber, S. Maksiak, 1969). Dno kotliny, szczególnie w północnej części, wypełnione jest gęstą siecią pagórków kemowych, przeważnie limnoglacialnych, które miejscami zajmują ponad 50% powierzchni. Kemom tym towarzyszą liczne jeziora

⁵ Artykuł W. Słowańskiego pt.: „Budowa geologiczna wałów kemowych wokół niecek wytopiskowych na Mazurach”, dokumentujący podane poniżej stwierdzenia, znajduje się w przygotowaniu do druku.

wytopiskowe, a pozostałą część terenu zajmują ślady wytopisk, przeważnie dna współczesnych obniżzeń, bądź też glina zwałowa. Obrazowo określić można, że w kotlinie Szeszupy w późnych stadiach zamierania lądolodu całe dno kotliny zalegał „dziurawy” lód, wszystkie obniżenia zajęte były przez rozlewiska wód roztopowych, w których akumulowały się piaski i mułki przyszlących kemów.

Nie spotykane w innych sytuacjach zagęszczenia kemów, ich stosunek do otoczenia i podłoża upoważnia do traktowania zespołów pagórków kemowych w kotlinach (misach końcowych) jako odrębnego rodzaju form kemowych.

*
* *

Przy zestawieniu materiałów podstawowych dla przedstawionej wyżej klasyfikacji sprecyzowane zostały pewne prawidłowości i zależności. Ważniejsze z nich są następujące:

1. Analiza form kemowych daje klucz do rozpoznania odcinka historii zlodowaceń (stadiałów, faz), i mianowicie ich późnych etapów rozwoju w okresie deglacjacji, gdy lądolód tracił aktywność i obumierał dzieląc się na bryły.

2. W wyniku powiązania stratygraficznych i paleomorfologicznych metod badań określone zostały wpływy ukształtowania i składu osadów podłoża lądolodu na wykształcenie kemów. W dalszym toku prac będzie możliwe stosowanie tego wniosku jako metody odczytywania kształtów i położenia kopalnych powierzchni czwartorzędowych.

3. Podczas badań prowadzonych przez pracowników naszego Zakładu przewidywany był, a następnie stwierdzony, deltoglacialny typ sedimentacji niektórych przynajmniej kemów (J. E. Mojski, W. Słowiański), co w dotychczasowych badaniach kemów w Polsce nie było jasno stawiane. Obok uznawanych dotychczas typów limnoglacialnych i glacialfluwialnych na wprowadzenie zasługuje więc typ deltoglacialny (prawdopodobnie w znacznej części kosztem dotychczasowych przykładów kemów glacialfluwialnych).

4. Rozpoznanie typów kemów, z którymi związana jest dość ściśle określona budowa geologiczna (w niniejszym artykule nie referowana), pozwala na wnioski o surowcowym użytkowaniu osadów kemowych.

5. W końcu podkreślić należy korzyści, jakie można osiągnąć ze stosowania tej klasyfikacji. Rozpoznanie w nowych obszarach badań form podobnych do rodzajów przedstawionych tu przykładowo umożliwia przewidywanie znanych już prawidłowości sytuacji w otoczeniu kemów. W tym wypadku dalsze badania geologiczne (w szczególności zdjęcie geologiczne) będą już nie tylko gromadzeniem nowych materiałów do syntezy, lecz mogą być praktycznym sprawdzianem prawidłowości dotychczasowych koncepcji i służyć mogą coraz lepszemu odczytywaniu historii geologicznej. Klasyfikacja jest więc obok uporządkowania stanu wiedzy, również metodą dalszego ulepszania badań geologicznych i geomorfologicznych.

PIŚMIENNICTWO

- BARTKOWSKI T. (1967) — O formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk., Wydz. Mat.-Przyr., Pr. Kom. geogr.-geol.*, 7 nr 1. Poznań.
- BALINSKA-WUTTKE K. (1960) — Geomorfologia obszaru między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką. *Pr. geogr. Inst. Geogr. Pol. Akad. Nauk*, 23. Warszawa.
- BALINSKA-WUTTKE K. (1965) — Stratygrafia czwartorzędu okolic Rawy Mazowieckiej i Skierniewic. *Biul. Inst. Geol.*, 187, p. 293—327. Warszawa.
- BER A., MAKSIĄK S. (1969) — Formy marginalne i formy martwego lodu w Zagłębiu Szeszupy na Pojezierzu Stwalskim. *Biul. Inst. Geol.*, 220, p. 347—360. Warszawa.
- DOMOSŁAWSKA-BARANTECKA M. D., SKOMPSKI S. (1967) — Deglacjacja lobu Włdawki. *Kwart. geol.*, 11, p. 707—730, nr 3. Warszawa.
- GRZYBOWSKI K. (1966) — Recesja stadiału Warty (złodowacenie środkowopolskie) w okolicach Warki nad Pilicą. *Acta geol. pol.*, 16, p. 339—364. Warszawa.
- KLIMEK K. (1966) — Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie złodowacenia środkowopolskiego. *Pr. geogr. Inst. Geogr. Pol. Akad. Nauk*, 53, p. 1—133. Warszawa.
- KOPCZYŃSKA K. (1961) — Radzikowo: Glacial and glaciolacustrine deposits of a younger stage of Middle Polish (Riss) glaciation. *Congress. Guide-book of excursion in the vicinity of Warsaw*, p. 35—36. Publ. VI INQUA. Warszawa.
- KOPCZYŃSKA-ZANDARSKA K. (1961) — Rozwój rzeźby okolic Radzikowa w czasie recesji złodowacenia środkowopolskiego. *Biul. geol. Wydz. Geol. UW*, 1, cz. 1, p. 3—16. Warszawa.
- KOPCZYŃSKA-ZANDARSKA K. (1964) — Stratygrafia i paleomorfologia plejstocenu okolic Wychódzka nad Wisłą. *Acta geol. pol.*, 14, p. 375—405, nr 3. Warszawa.
- LENCEWICZ S. (1919) — Nowe moreny czołowe na Niziu Polskim. *Prz. geogr.*, 1, p. 108—114. Warszawa.
- LENCEWICZ S. (1927) — Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 2, p. 66—194, nr 2. Warszawa.
- MICHALSKA Z. (1957) — Struktury peryglacjalne w utworach zbiornika interstadialnego w Gąskach koło Ciechanowa. *Biul. perygl.*, nr 5, p. 91—103. Łódź.
- MICHALSKA Z. (1961) — Stratygrafia plejstocenu i paleomorfologia północno-wschodniego Mazowsza. *Studia geol. pol.*, 7. Warszawa.
- MOJSKI J. E. (1967) — Warunki deglacjacji koło Białegostoku w okresie złodowacenia środkowopolskiego. *Czasop. geogr.*, 38, p. 275—290, nr 3. Warszawa.
- MOJSKI J. E. (1969) — Kemy jako wskaźniki deglacjacji lodolodu złodowacenia środkowopolskiego w północno-wschodniej Polsce. *Folia Quaternaria*.
- MOJSKI J. E., NOWICKI A. J. (1961) — Kemy okolic Bielska Podlaskiego. *Kwart. geol.*, 5, p. 950—951, nr 4. Warszawa.
- NIEMIAROWSKI W. (1959) — Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczyźnie Chełmińskiej. *Studia Soc. Sc. Torunensis*, 4, Ser. C, nr 1. Toruń.
- NIEMIAROWSKI W. (1961) — Kemy okolic Leningradu i próba porównania ich z kemami polskimi. *Prz. geogr.*, 33, p. 443—446, nr 3. Warszawa.
- NIEMIAROWSKI W. (1965) — Kemy i formy pokrewne w Danii oraz rozmieszczenie

- obszarów kemowych na terenie peribalticum w obrębie ostatniego zlodowacenia. Zesz. nauk. Uniw. M. Kopernika w Toruniu, Nauki mat.-przyr., nr 11, geogr. IV. Toruń.
- ROZYCKI S. Z. (1961) — Middle Poland. Guide-book of excursion. From the Baltic to the Tatras, cz. II, 1. Publ. VI INQUA Congress. Warszawa.
- ROZYCKI S. Z. (1965) — Traits principaux de la stratigraphie et de la paleomorphologie de la Pologne pendant le Quaternaire. Report of the VI INQUA Congr. (1961), p. 123—156. Łódź.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAJSKA H. (1964) — Plejstocen w okolicach Wyszogrodu nad Wisłą. Acta geol. pol., 14, p. 341—360, nr 3. Warszawa.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAJSKA H. (1966) — Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia rejonu dolnej Pilicy. Studia geol. pol., 22. Warszawa.
- RYWOCKA-KENIG K. (1966) — Kemy okolic Bończy nad Pilicą na tle budowy geologicznej tego obszaru. Acta geol. pol., 16, p. 325—337. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. (1927) — Budowa geologiczna i dzieje okolic Warszawy. Przewodnik geologiczny po Warszawie i okolicach. Pol. Akad. Umiej., Kom. Fizjogr., Oddz. Warsz. Warszawa.
- SKOMPSKI S., SŁOWAŃSKI W. (1964) — Poligenetyczna dolina Wierzbicy koło Płocka. Acta geol. pol., 14, p. 437—457, nr 3. Warszawa.
- STRASZEWSKA K. (1968) — Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia rejonu dolnego Bugu. Studia geol. pol., 23. Warszawa.

Мария Данута БАРАНЕЦКА

КЛАССИФИКАЦИЯ КАМОВЫХ ФОРМ НА ФОНЕ ТИПОВ И ДИНАМИЧЕСКИХ ЭТАПОВ ДЕГЛЯЦИАЦИИ

Резюме

Настоящая статья составлена на основании материалов, собранных группой геологов Отдела Геологической Съемки Низменности Геологического Института. Были проанализированы возможности классификации камов и представлено на обсуждение классификационное деление. Была подчеркнута зависимость камовых форм от типа и этапов развития дегляциации на Низменности и на предгорьях Свентокшиских гор и Люблинской возвышенности. Примеры (фиг. 1) взяты из территории максимального распространения среднепольского оледенения (Рисс), из территорий занятых континентальным ледником стадвалов: мазовецко-подляского и северно-мазовецкого, относящихся к этому оледенению, а также из территорий северопольского оледенения (Вюрм).

Камы рассматриваются как один из типов форм рельефа земной поверхности на территориях континентальных оледенений. Образование этих форм связано с периодом дегляциации. Установлено следующее определение камовых форм: ими являются положительные (выпуклые) формы рельефа образовавшиеся на контакте с неактивным или мертвым льдом, из материала, оставшегося после таяния континентального ледника и отложившегося в закрытых бассейнах. Камовые формы разделены (табл. 1) в зависимости от расположения их по отношению к чаше континентального ледника на внешние (группа I) и внутренние (группа II). Внешние образуются на контакте края континентального ледника с одной стороны и склона, свободного от оледенения, с другой стороны, например камовые внешние

террасы (фиг. 2). Внутренние — в пределах льда в различных ситуациях и при различной степени развития процесса таяния (дегляциации). Внутренние камовые формы делятся на группы: Па — трещинные, Пб — проталиновые, Пс — вытаивания.

Группа Па образуется на зачаточных (инициальных) этапах распада материкового ледника в зоне расположенной ближе к голове ледника. Здесь образуются трещины и щели в основном по линиям, радиально расходящимся к внешним частям отдельных языков ледника. Щели могут являться местом сбора камовых отложений. На этапах дальнейшего развития процесса таяния континентального ледника в этой зоне уже не существует условий для аккумуляции камовых отложений, так как по линиям щелей происходит движение вод. В группе Па выделены следующие типы форм: камовые ложбинные террасы, камовые вытнутые валы (фиг. 3), а также камовые холмы во впадинах (фиг. 4).

Группа Пб образуется на зачаточных (инициальных) этапах распада континентального ледника в зонах удалённых от головы ледника. Ледник делится на нерегулярные глыбы. Началом распада является образование проталин и расщелин, связанных главным образом с неровностями основания ледника. Вероятно проталины и расщелины осушались благодаря отпльву вод под льдом. К группе Пб относятся: камовые холмы и бугры, в том числе также камовые пальцеобразные плато (фиг. 7).

Группа Пс принадлежит к более позднему этапу распада континентального ледника. Камы, образующиеся в процессе таяния, возникают в центральных частях ледниковых языков. Основание ледника было плоское или котловинообразное. Этим камам сопутствуют впадины таяния, а на территории северопольского оледенения также и озера таяния. К группе Пс отнесены камовые внутренние террасы (фиг. 8), камовые валы вокруг мест таяния (фиг. 9), а также группы камовых холмов (фиг. 10).

При составлении настоящей классификации установлено, что исследования камов помогают изучить историю различных этапов дегляциации. Обнаружена зависимость расположения камов от способа залегания и состава отложений подледникового основания. На основании залегания камов можно будет предугадывать определенные черты рельефа основания. Наряду с лимногляциальной и гляцифлювиальной седиментацией отмечен дельтогляциальный тип седиментации камовых отложений. Классификация служит для упорядочивания собранных до сих пор материалов геологической съемки камовых территорий. При дальнейших работах можно будет предвидеть ситуации, сопутствующие камам, известным по типичным примерам.

Maria Danuta BARANTECKA

CLASSIFICATION OF KAME FORMS IN THE LIGHT OF TYPES AND OF DYNAMIC STAGES OF DEGLACIATION

Summary

The article was prepared on the basis of the materials gathered by the geological crew of the Department of Lowland Geological Surveys, Geological Institute. A possibility of classifying kames was analysed, and a classification was presented for discussion. The dependence of kame forms upon the type and stage of deglaciation within the Lowland area and the forelands of the Świętokrzyskie Mountains and the Lublin Upland was considered, too. The examples presented in

Fig. 1 come from the area of the maximum extent of the Middle-Polish (Riss) Glaciation, and from the areas covered with the inland ice of the Mazovian-Podlasie and North-Mazovian Stages that belong to this glaciation, as well as from the areas of the North-Polish (Würm) Glaciation.

Kames are considered here to be one of numerous relief types found to occur within the areas of the continental glaciations. The origin of these forms is related to the deglaciation periods. The following is the author's definition of the kame forms: positive (convex) forms of relief, formed at the contact with the inactive or dead ice, built up of the material melted out of an inland ice, and laid down in closed basins. The kame forms are subdivided (Table 1), according to their position in relation to the inland ice sheet, into external (group I) and internal (group II) ones. The external forms developed at the contact with the inland ice margin on the one side, and with the slope of the non-glaciated area, on the other, e.g. external kame terraces (Fig. 2). The internal forms, in turn, were produced within the ice sheet under various conditions and to various degree of deglaciation. The internal kame forms are subdivided into the following groups: IIIa — crevasse forms, IIIb — melted-ice lake forms, IIIc — englacial melting forms.

Group IIIa — developed during the initial periods of the inland ice destruction, in a zone situated close to the inland ice front. Here were produced cracks and crevasses, primarily along the radial lines running on the outside of the individual glacier lobes. The crevasses may have been filled in with kame deposits. During the later stages of the inland ice melting, no conditions existed in that zone to accumulate the kame deposits, since at that time water streams were already active along the lines of the crevasses. The following are forms distinguished within group IIIa: channel kame terraces, longitudinal kame bars (Fig. 3), and channel kame hills (Fig. 4). Group IIIb was formed during the initial stage of the inland ice destruction, in a zone remote from the glacier front. Here, the formation of melted-ice lakes and of crevasses, related mainly to the rough subglacial surface, initiated the destruction of the inland ice that later broke up into irregular blocks. Both the melted-ice lakes and the crevasses were drained off by subglacial water. To group IIIb belong: kame hills and hillocks (Fig. 5), kame bars (Fig. 6) and plateaus, including also digitate kame plateaus (Fig. 7). Group IIIc developed during the later stage of the inland ice destruction. The englacial melting kames were formed in the central portions of the glacier tongues. At that time the inland ice substratum was flat, or basin-like. The englacial melting kames were accompanied by melting basins, and within the North-Polish Glaciation area — also by melted-ice lakes. To group IIIc are referred: internal kame terraces (Fig. 8), kame bars round about the melting basins (Fig. 9), and complexes of kame hills (Fig. 10).

It was also ascertained during the elaboration of this classification that the researches of kames had contributed to the knowledge of the history of the late stages of deglaciation. A relation was discovered to appear between the occurrence of kames and the relief and composition of deposits of the inland ice substratum. We are able now to indicate — on the basis of the occurrence of kames — certain features of the substratum relief examined. Moreover, in addition to both limnological and glaciifluvial types of sedimentation, also deltaglacial type of sedimentation of kame deposits was ascertained. The classification no doubt contributes to a clearance of the geological materials so far gathered within the kame areas. Further works will allow us to explain the situation that accompanies the kames, known from some typical examples.