

KIRZYSZTOF GRZYBOWSKI

Uwagi o środowisku sedimentacji niektórych osadów kemowych

SOME REMARKS ON THE SEDIMENTARY ENVIRONMENT OF KAME DEPOSITS

STRESZCZENIE: Opisywane wzgórza kemowe na obszarze Niżu Polskiego zbudowane są głównie z piasków drobnziarnistych, osadzonych w warunkach przepływu o zmiennej intensywności i wykazującego tendencję do meandrowania. Cechy osadów, uznawane dotychczas za dowody wytapiania lodu w pobliżu środowiska sedimentacji, związane są z erozją i sedimentacją w korytach. Osady te mogły być akumulowane w strefie sandrowej, a w ukształtowaniu rzeźby niektórych wzgórz kemowych dużą prawdopodobnie rolę odegrały procesy erozyjne.

WSTĘP

W badaniach geologicznych i geomorfologicznych obszarów zlodowaceń plejstocenijskich dużo uwagi poświęcano ostatnio formom kemowym. Szereg wzgórz uważanych dawniej za moreny czołowe, czy lub fragmenty sandrów opisuje się ostatnio jako kemy, co ma istotne następstwa dla rekonstrukcji paleogeograficznych. Powstanie kemów tłumaczone jest najczęściej jako wynik procesów działających w strefach tzw. kontaktu lodowego (Flint 1957, i in.).

Opisy, klasyfikacje i omówienie poglądów na genezę kemów można znaleźć w pracach W. E. Boermana (1950), J. K. Charleswortha (1957), R. F. Flinta (1957), W. Niewiarowskiego (1959, 1963), T. Bartkowskiego (1968a) i M. D. Baranieckiej (1969). Cytowani autorzy przyjmują na ogół związek kemów z lodem stagnującym, argumentując ten pogląd zarówno przesłankami geomorfologicznymi jak sedimentologicznymi. Wśród argumentów geomorfologicznych wymienia się najczęściej występowanie w sąsiedztwie kemów rynien i zagłębień bezodpływowych (Flint 1957, Niewiarowski 1959, Bartkowski 1968a, Stankowski 1968, i in.). Natomiast jako charakterystyczne cechy budowy wewnętrznej kemów, powstałe w wyniku wytapiania w pobliżu lodu, uznawane są przede wszystkim rozmaite zaburzenia warstwowania, jak np. uskoki (Niewiarowski 1959, 1963;

Kozarski 1960; Klajnert 1966; Rywocka-Kenig 1966; Bartkowski 1966a; Jewtuchowicz 1969), drobne zaburzenia spływowe (Klajnert 1966, Jewtuchowicz 1969) i wielkopromienne zaburzenia fałdowe (Niewiarowski 1959, Kozarski 1960, Rywocka-Kenig 1966). Z wytapianiem lodu wiąże się również występowanie w górnych częściach kemów osadów gliniastych i głażników (Klajnert 1966, Mojski 1967, Jewtuchowicz 1969).

Podobny pogląd na genezę kemów wyrażają również ci badacze, którzy dostrzegają wyraźne analogie między osadami kemów i utworami akumulacji rzecznej (np. Markov 1955, Kałesnik 1962). Te właśnie analogie skłoniły autora do przeprowadzenia szczegółowych badań kilku wybranych wzgórz kemowych na obszarach Niziny Polskiej (fig. 1). Autor

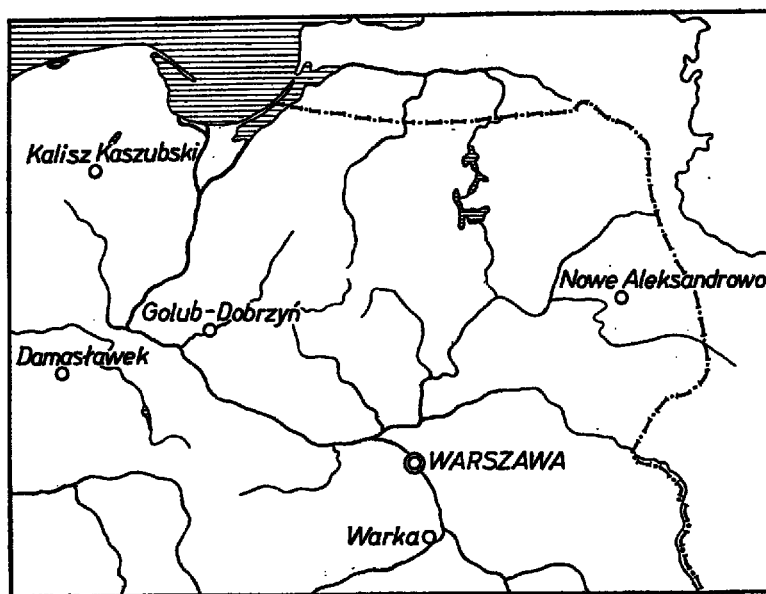


Fig. 1

Szkic lokalizacyjny omawianych wzgórz kemowych
Location of the referred kame hills

starał się określić charakter i zmienność osadów wzgórz kemowych i zrekonstruować środowisko ich sedymentacji, szczególnie zwracając przy tym uwagę na te cechy osadów, które uważane były dotychczas za dowody wytapiania lodu.

ANALIZA SEDYMENTOLOGICZNA

W obrębie badanych osadów autor wyróżnił zespoły sedymentacyjne (fig. 2) i deformacje oraz powierzchnie erozyjne.

Zespoły sedymentacyjne

Zespoły osadzone z zawiesiny

Do zespołów osadzonych z zawiesiny (fig. 2A) zaliczono zespoły zbudowane na ogół z warstewek piasku bardzo drobnoziarnistego, mułu lub łu; warstwowanie tych zespołów może mieć charakter wstęgowy (laminowany) lub frakcjonalny. Wśród zespołów tych wyróżnić można warstwowe — poziome (fig. 2Aa), faliste (fig. 2Ab) i soczewkowate (fig. 2Ac).

Omawiane zespoły powstawały, zdaniem autora, głównie w wyniku sedymentacji materiału drobnego, transportowanego w zawieszeniu. Powstają one współcześnie nie tylko w zbiornikach częściowo lub całkowicie zamkniętych (np. w zastoiskach), lecz również w korytach rzecznych, w przegłębieniach odcinanych od nurtu oraz — w okresach powodzi — poza brzegami koryta (por. Harms & Fahnstock 1965). W badanych osadach częste przejścia w pionie i w poziomie od omawianych zespołów do zmarszczek i nasypów prądowych wskazują, że zespoły osadzone z zawiesiny tworzone były w warunkach przepływu o bardzo małej intensywności.

Zespoły zmarszczek prądowych

Osady powstałe z nagromadzenia zmarszczek prądowych (fig. 2B) wykształcone są jako niewielkie, najczęściej rytmicznie rozmieszczone zespoły soczewkowate lub klinowate, zbudowane z warstewek piasku drobnoziarnistego lub bardzo drobnoziarnistego.

Na podstawie analizy kształtu i nachylenia warstewek w obrębie zespołów, stosunku warstewek do dolnych powierzchni granicznych zespołów oraz kształtu zespołów wyróżnić można 3 główne typy zmarszczek prądowych (odpowiadające w przybliżeniu typom warstwowania zmarszczkowego opisanym przez Walkera, 1963).

Typ I (fig. 2Ba) stanowią zmarszczki zbudowane z warstewek przekątnych, nachylonych zgodnie z kierunkiem nachylenia zbocza zaprądowego; w zmarszczkach tych domieszka mułu lub łu jest na ogół nieznaczna. Formowane były one niemal wyłącznie przez trakcję denną.

Typ II (fig. 2Bb) stanowią zmarszczki charakteryzujące się obecnością warstewek stycznych, nachylonych podobnie jak w zmarszczkach typu I. W zmarszczkach tych domieszka materiału bardzo drobnego jest większa, zwłaszcza w pobliżu dolnych powierzchni granicznych zespołów. W formowaniu zmarszczek typu II miała niewielki udział sedymentacja z zawiesiny towarzysząca trakcji dennej.

Typ III (fig. 2Bc) stanowią zmarszczki zbudowane z warstewek nachylonych w dwóch kierunkach. Stosunkowo duża domieszka materiału drobniejszego skoncentrowana jest w doprądowych odcinkach warstewek. Zmarszczki te wskazują na obfitość materiału transportowanego w zawieszeniu. Sedymentacja z zawiesiny formuje doprądowe odcinki warstewek i przeciwdziała erozji zbocza doprądowego — ograniczając w ten sposób ruch zmarszczek w dół prądu.

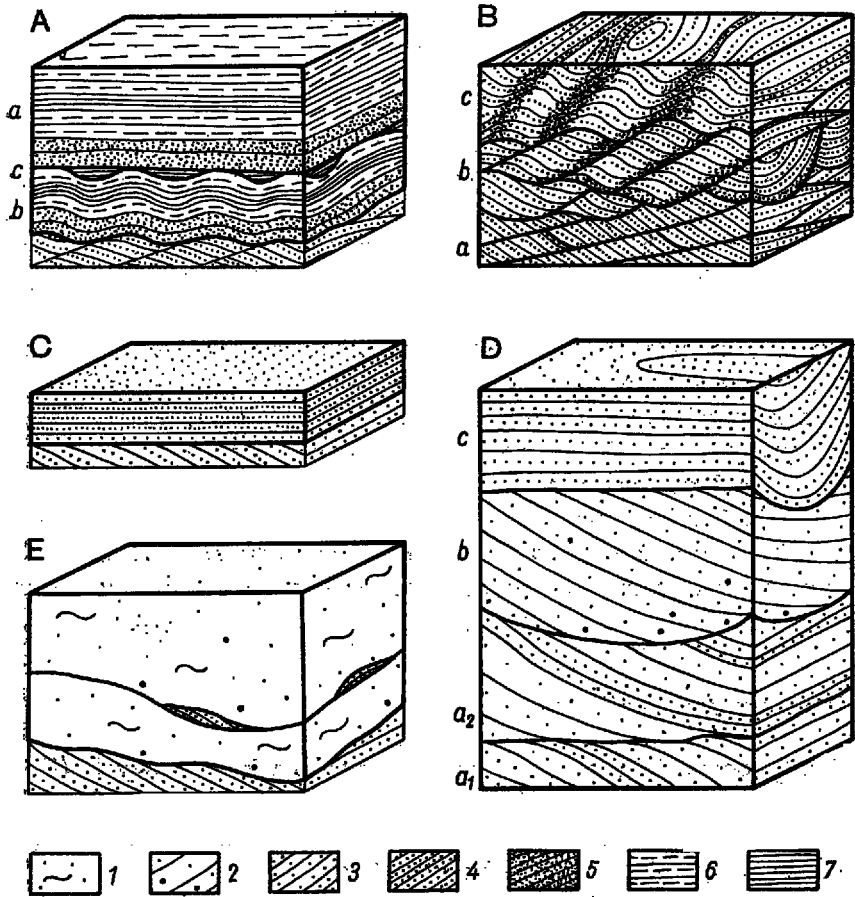


Fig. 2

Zespoły sedymentacyjne w osadach wzgórz kemowych

A zespoły osadzone z zawiesziny: a poziome — warstwowe, b faliste, c soczewkowate; B zmarszczki prądowe: a typu I, b typu II, c typu III; C zespół warstwowy wywołany trakcją (na erozyjnej powierzchni nasypu prądowego); D nasypy prądowe: a_1 czołowy — pokrywowy (część górna), a_2 czołowy — pokrywowy bez części górnej, zniszczonej przez erozję, b czołowy — nieckowaty, c rynnowy; E zwały korytowe (z pojedynczymi zmarszczkami prądowymi) na erozyjnej powierzchni nasypu prądowego. Uziarnienie: 1 piasek różnoziarnisty z domieszką żwiru, mułu i łu, 2 piasek różnoziarnisty z domieszką żwiru, 3 piasek różnoziarnisty, 4 piasek drobnoziarnisty, 5 piasek bardzo drobnoziarnisty z domieszką mułu, 6 muł, 7 łu.

Sedimentary sets occurring in the kame deposits

A sedimentary sets deposited from suspension: a horizontal, b wavy, c lenticular; B current ripples: a type I, b type II, c type III; C horizontal strata deposited by current traction, lying on the erosional surface of a current cross-stratified bed; D current cross-stratified beds: a_1 tabular (upper part), a_2 tabular (upper part eroded), b trough, c channel filling; E massive beds (with separate current ripples) deposited by torrential currents on the erosional surface of a current cross-stratified bed. Texture: 1 variously grained sand containing admixture of gravel, silt and clay, 2 variously grained sand containing some admixture of gravel, 3 variously grained sand, 4 fine sand, 5 very fine sand containing some admixture of silt, 6 silt, 7 clay

Oprócz zespołów z zachowanymi powierzchniami zmarszczkowymi do osadów zmarszczek prądowych zaliczono również zespoły podobne do opisanych wyżej, lecz ograniczone powierzchniami erozyjnymi; geometrię tych zespołów opisuje się najczęściej jako warstwowanie żłobiste (*trough cross-stratification*, Mc Kee & Weir 1953). Autor oparł się tu na wynikach badań J. R. L. Allena (1963) oraz J. C. Harmsa i R. K. Fahnestocka (1965), którzy określili niewielkie zespoły warstwowania żłobistego jako wyraz formowania zmarszczek prądowych; bezpośredni związek warstwowania zmarszczkowego i żłobistego można też było niejednokrotnie stwierdzić w osadach kemów, w obserwacjach dwóch prostopadłych przekrojów osadu (por. fig. 2Bb).

Zmarszczki prądowe należą do bardzo dokładnych wskaźników kierunku transportu, lecz, ze względu na możliwość wskazywania przez nie kierunków drugorzędnych, wyznaczanie na ich podstawie ogólnych kierunków przepływu musi być oparte na dużej liczbie pomiarów (por. fig. 7, 10, 12).

Zespoły warstwowe wywołane trakcją

Zespoły te (fig. 2C), odpowiadające w przybliżeniu „*horizontal strata*” w ujęciu S. A. Andersena (1931), zbudowane są najczęściej z warstwek poziomych, rzadziej — skośnych, o nachyleniu rzędu kilku stopni, płaskich, przeważnie równoległych. Warstwowanie w obrębie omawianych zespołów może być czasem bardzo słabo czytelne, a niekiedy też ułożenie materiału ma tutaj charakter bezładny. Cechą takich zespołów jest erozyjny charakter dolnych powierzchni. Cecha ta pozwala zazwyczaj odróżnić zespoły warstwowe wywołane trakcją od warstwowych zespołów osadzonych z zawiesiny, które mają nieerozyjne powierzchnie graniczne; poza tym zespoły warstwowe wywołane trakcją zbudowane są przeważnie z materiału nieco grubszego (piasek drobnoziarnisty, na ogół dobrze wyselekcjonowany, czasem zawierający domieszkę frakcji grubszych).

Omawiane zespoły wskazują na warunki przepływu na ogół płytkiego lecz dość intensywnego. Tworzą się one wskutek rozmywania zmarszczek prądowych (*faza miecenia* w terminologii Dżułyńskiego, 1963) lub w wyniku tak szybkiego przesuwania zmarszczek, że nie mogą się one zachować jako zespoły sedymentacyjne (por. Jopling 1964, 1965, 1966; Müller 1966).

W badanych osadach można było m.in. obserwować przejścia od zmarszczek typu I (z długimi i bardzo łagodnie nachylonymi zboczami doprądowymi) do zespołów warstwowych wywołanych trakcją. Występują tu także pojedyncze zmarszczki różnych typów. Zespoły odznaczające się bezładnym ułożeniem materiału wskazują na sedymentację w warunkach fazy miecenia (por. Dżułyński 1963).

Nasypy prądowe

Do nasypów prądowych (fig. 2D) autor zaliczył zespoły sedymentacyjne płaskie, klinowate lub soczewkowate. Ułożenie materiału nasypów prądowych odpowiada w przybliżeniu warstwowaniu skośnemu płaskiemu lub warstwowaniu żłobistemu „wielkoskalowemu” (sam termin „nasyp” wprowadzony został dla oznaczenia podobnych zespołów przez Jerzykiewicza, 1966). Niektóre nasypy prądowe są podobne do zmarszczek, z reguły są jednak od nich większe, na ogół nie wykazują rozmieszczenia rytmicznego i mają bardziej zróżnicowane uziarnienie: w jednych podstawową frakcją osadu stanowi piasek drobnoziarnisty (por. fig. 2Dc), w innych można stwierdzić dużą zawartość piasku grubszych frakcji lub nawet żwiru (fig. 2Db).

Rozpatrując kształty i sposób formowania można wyróżnić 2 zasadnicze rodzaje nasypów prądowych: nasypy czołowe (fig. 2Da i 2Db) i nasypy rynnowe (fig. 2Dc).

Sedymentacji nasypów czołowych towarzyszy istnienie wyraźnego wykształconego zbocza zaprądowego — czoła nasypu (*delta front*, Jopling 1965). Wśród nasypów tych autor wyodrębnił nasypy pokrywowe (fig. 2Da) i nasypy nieckowate (fig. 2Db). Nasypy pokrywowe ograniczone są zazwyczaj powierzchniami równoległymi i płaskimi (fig. 2Da₁), powierzchnie górne są często jednak zmodyfikowane przez późniejszą erozję (fig. 2Da₂). Nasypy nieckowate mają dolne powierzchnie graniczne wklęsłe. Sedymentacja nasypów pokrywowych ogólnie przypomina w miniaturze narastanie delt rzecznych, natomiast nasypy nieckowate powstają przeważnie w wyniku procesu wypełniania zagłębień, postępującego w dół prądu.

Nasypy rynnowe mają również wklęsłą dolną powierzchnię, aczkolwiek powstawanie ich związane jest z wypełnianiem rynien erozyjnych w wyniku zsytywania materiału przeważnie w kierunku skośnym lub nawet prostopadłym do kierunku przepływu. Ułożenie warstewek w tych nasypach podobne jest do występującego w „śródwarstwowych bruzdach erozyjnych” (Dzużyński 1963).

Nasypy prądowe są dobrymi wskaźnikami kierunkowymi; wyznaczając jednak na ich podstawie generalne kierunki przepływu, trzeba uwzględnić ewentualne zmiany orientacji czoł nasypów lub krawędzi rynien erozyjnych.

Zwały korytowe

Zwały korytowe (fig. 2E) odróżniają się od poprzednio omówionych zespołów sedymentacyjnych bezładnym ułożeniem materiału i niskim stopniem selekcji; niektóre z nich zbudowane są z materiału różnych

frakcji piaszczystych, inne zawierają niemal wszystkie frakcje okruchowe (od ilu do glazików o średnicy rzędu kilkudziesięciu centymetrów). Zwały korytowe posiadają ponadto z reguły erozyjne dolne powierzchnie.

Termin „zwał” w odniesieniu do podobnych utworów sedymentacji rzecznej użyty został m.in. przez K. Dębskiego w polskim tłumaczeniu monografii M. Pardé (1957). Oprócz M. Pardé sedymentację podobnych utworów w korytach rzecznych, w okresach powodzi, opisali również W. H. Twenhofel (1950) i M. Książkiewicz (1968); kopalne osady tego typu znane są m.in. z utworów kredy w Tennessee (Pettijohn & Potter 1964). Sedymentacja zwałów korytowych związana jest z gwałtownym zmniejszeniem bardzo dużej uprzednio intensywności przepływu. Materiał różnych frakcji, transportowany zarówno w trakcji dennej jak i w zawieszeniu, zostaje wówczas złożony w miejscach predysponowanych przez morfologię koryta (płycizny, zakola itp.), przy czym szybkie tempo sedymentacji utrudnia selekcję i uporządkowanie materiału. Śladami zaczątkowej działalności tych procesów są m. in. izolowane zmarszczki prądowe w obrębie zwałów korytowych (por. fig. 2E). Na ogół materiał zwałów korytowych ulega później w całości przeróbce w warunkach przepływu mniej intensywnego. W postaci nie zmienionej zwały korytowe mogą się zachować tylko wówczas, gdy gwałtownie utracą styczność z przepływem.

Deformacje

Deformacje spotkane w badanych osadach wzgórz kemowych należą przeważnie do deformacji mechanicznych. Autor wyróżnił dwa zasadnicze typy tych deformacji: deformacje plastyczne i uskoki grawitacyjne.

Deformacje plastyczne

Deformacje plastyczne reprezentowane są przede wszystkim przez inwolucje: fałdowe (fig. 3 i 4), bryłowe (fig. 4) i nieregularne (fig. 4). W badanych osadach pojawiają się one wśród niezaburzonych zespołów sedymentacyjnych, osadzonych w warunkach przepływu, i obejmują też materiał takich zespołów — najczęściej piasek zmarszczek prądowych i muł lub piasek bardzo drobnoziarnisty zespołów osadzonych z zawiesiny. Na podstawie tych faktów autor wnioskuje, że inwolucje zostały utworzone w wyniku zmian warunków przepływu (por. Dott & Howard 1962, Mc Kee & Goldberg 1969). W poszczególnych przypadkach w powstaniu inwolucji istotną rolę odegrać mogły zmiany stanu wody i położenia nurtu, zmiany charakteru i tempa sedymentacji, lokalne procesy erozyjne, zmiany poziomu wód gruntowych i zachodzące w pobliżu grawitacyjne ruchy mas. Morfologiczne zróznicowanie inwolucji może być związane

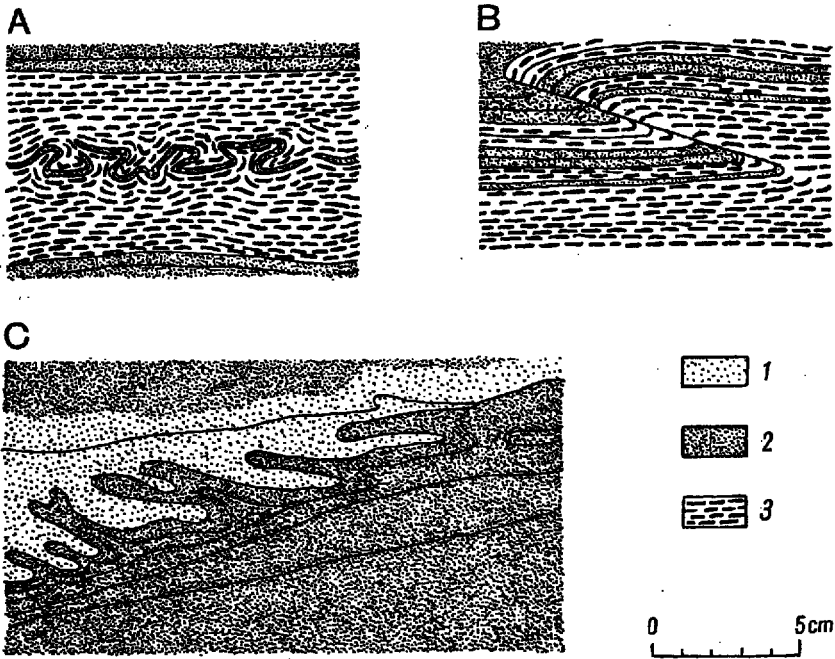


Fig. 3

Przykłady (A, B, C) inwolucji w osadach zachodniego wału kemowego w Ostrowitem k. Golubia-Dobrzynia

1 piasek drobnoziarnisty, 2 piasek bardzo drobnoziarnisty, 3 muł

Examples (A, B, C) of involutions in the western kame-ridge deposits at Ostrowite near Golub-Dobrzyń

1 fine sand, 2 very fine sand, 3 silt

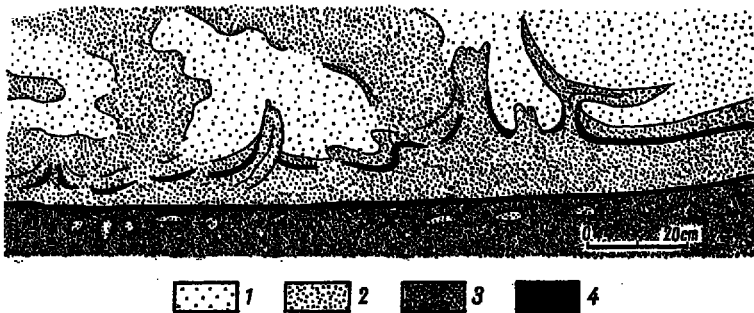


Fig. 4

Inwolucje w osadach wzgórze kemowego w Wichradzu k. Warka

1 piasek drobnoziarnisty, 2 piasek bardzo drobnoziarnisty, 3 muł z domieszką piasku bardzo drobnoziarnistego, 4 muł z domieszką ilu

Involutions in the kame deposits at Wichradz near Warka

1 fine sand, 2 very fine sand, 3 silt containing some very fine sand, 4 silt containing some clay

z różnymi proporcjami piasku i mułu w materiale wyjściowym lub z różnym stopniem zaawansowania procesu deformującego. Na podobieństwo deformacji plastycznych wiązanych ze strefą kontaktu lodowego i deformacji tworzonych w środowisku rzeczonym zwrócił już uwagę R. F. Flint (1957).

Uskoki grawitacyjne

W badanych osadach występują masowo uskoki, przeważnie normalne, posiadające zrzuty od kilku milimetrów do kilkunastu centymetrów (fig. 5); zrzuty mogą mieć różne wartości w różnych punktach powierzchni uskokowej, mogą zmniejszać się stopniowo lub zanikać mię-

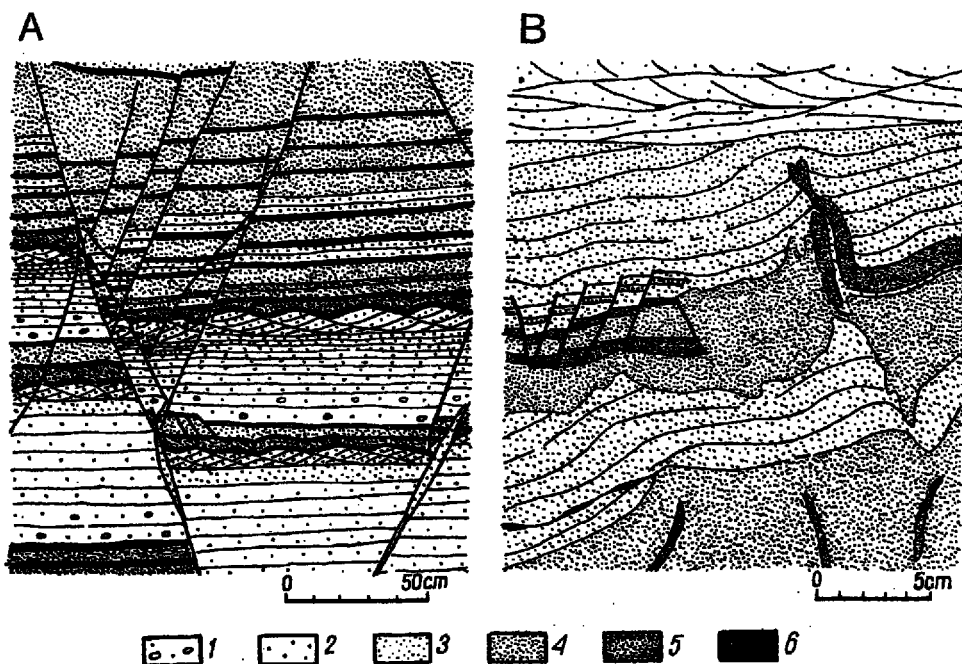


Fig. 5

Uskoki grawitacyjne

A system uskoków grawitacyjnych w osadach wzgórza kemowego w Damasławku (kompleks 1), B uskoki towarzyszące inwolucjom w osadach wzgórza kemowego w Kaliszu Kaszubskim (kompleks 2); 1 piasek drobnoziarnisty z domieszką piasku grubszego, 2 piasek drobnoziarnisty z niewielką domieszką średnioziarnistego, 3 piasek drobnoziarnisty z domieszką bardzo drobnoziarnistego, 4 piasek bardzo drobnoziarnisty z domieszką drobnoziarnistego, 5 piasek bardzo drobnoziarnisty, 6 muł

Gravitational faults

A faulting in the kame deposits at Damasławek (unit 1), B faulting accompanying involutions in the kame deposits at Kalisz Kaszubski (unit 2); 1 fine sand containing some coarser sand, 2 fine sand containing small admixture of medium sand, 3 fine sand containing some very fine sand, 4 very fine sand containing some fine sand, 5 very fine sand, 6 silt.

dzy nie zdeformowanymi partiami osadu. Powierzchnie uskokowe są na ogół płaskie i dość stromo nachylone (60—90°). Powierzchnie graniczne jednostek sedymentacyjnych kontaktują z powierzchniami uskokowymi niezgodnie, czasem są fleksuralnie podgięte.

Omawiane uskoki tworzą najczęściej złożone systemy schodów, rowów i zrębów (por. fig. 7, 10B, 12B). Występują one zarówno w peryferycznych jak i w centralnych partiach kemów, przy czym uprzywilejowanie kierunków zrzutu zgodnych z kierunkiem nachylenia zboczy kemów bynajmniej nie stanowi reguły. Często stwierdzić można, że azymuty biegów sąsiednich powierzchni uskokowych są zgrupowane w bardzo wąskich sektorach (por. fig. 10 i 12); często są one równoległe do osi morfologicznej kemu (por. Klajnert 1966), lecz wykazują także kierunki prostopadłe.

Rozważane uskoki występują z reguły w osadach wykazujących zróżnicowane uziarnienie materiału, często w bliskim sąsiedztwie powierzchni erozyjnych (por. fig. 7); niejednokrotnie towarzyszą one inwolucjom (fig. 5B, por. fig. 7 i 8). Uskoki te tworzyły się w warunkach podobnych jak wymienione wyżej inwolucje; przekroczenie granicy plastyczności gruntu podczas formowania uskoków związane było prawdopodobnie z utratą wody przez osad (por. Shrock 1948) lub z szybkim tempem procesu deformującego (por. Mc Kee & Goldberg 1969). Niektóre uskoki mogły powstać w wyniku osiadania, inne — w związku ze zjawiskami erozji bocznej. Te ostatnie, utworzone w strefie brzegu koryta, odznaczają się często wklęsłymi, łagodniej nachylonymi powierzchniami uskokowymi (por. fig. 7).

Uskoki występujące w badanych osadach są znacznie bardziej regularne niż tzw. spekania grawitacyjne, obserwowane w sąsiedztwie współczesnych ścian lodowych (por. Jewtuchowicz 1962). Natomiast podobne uskoki występują we współczesnych osadach rzecznych (Coleman & Gagliano 1965), gdzie powstanie ich związane jest wyraźnie ze zjawiskami erozji i sedymentacji w korytach. W zbliżonej sytuacji występują też analogiczne uskoki w osadach kopalnych nie związanych z warunkami klimatu zimnego i z obecnością lodu (por. np. Pettijohn & Potter 1964).

Autor zachowuje więc termin „uskoki grawitacyjne” używany już w opisach osadów kemowych (np. Klajnert 1966; Bartkowski 1968a, 1968b), lecz nie podziela poglądów postulujących jednoznaczny związek tych uskoków z wytapianiem znajdującego się w pobliżu lodu.

Deformacje biomechaniczne

W badanych osadach występują lokalnie ślady po korzeniach i kanały zwierząt grzebiących (por. Grzybowski 1969). Niektóre z tych deformacji nie wykazują związku z dzisiejszym poziomem glebowym, lecz towarzyszą kopalnym powierzchniom erozyjnym lub akumulacyjnym,

a często występują w osadzie zawierającym rozproszoną substancję roślinną. Deformacje te są prawdopodobnie synsedymencyjne; wskazują one, że w pewnych okresach sedymentacji osadów kemowych istniały warunki umożliwiające rozwój życia organicznego.

OSADY WZGÓRZA KEMOWEGO W KALISZU KASZUBSKIM

Sytuacja geologiczno-geomorfologiczna

W północnej części wsi Kalisz Kaszubski (ok. 15 km na SW od Kościerzyny) znajduje się wzgórze o wysokości 174,6 m n.p.m. (fig. 6). Oś morfologiczna tego wzgórza jest łukowato wygięta ku południowi; długość jego wynosi około 1300 m, zaś szerokość — około 400 m. Wzgórze jest asymetryczne; ku północy i zachodowi powierzchnia jego opada ła-

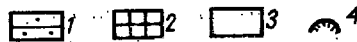
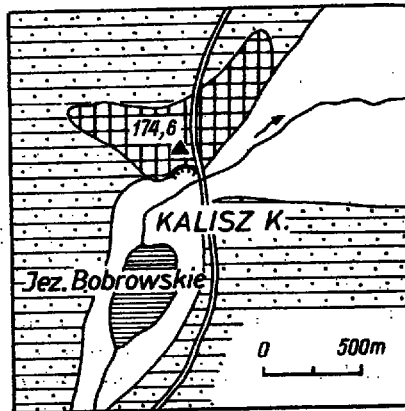
Fig. 6

Szkic sytuacyjny okolic Kalisza Kaszubskiego

1 wysoczyzna (piaski i żwiry wodnolodowcowe), 2 wzgórze kemowe, 3 obniżenie (być może przemodelowane obniżenie wytopiskowe), 4 odosłonięcie płaskowini

Sketch map of the vicinity of Kalisz Kaszubski

1 moraine plateau (fluvioglacial sands and gravels), 2 kame hill, 3 depression (probably a modified kettle), 4 sand pit



godnie ku położonej 10—15 m niżej falistej równinie, natomiast południowe i wschodnie zbocza wzgórza są bardziej strome — stanowią one jednocześnie zbocza obniżenia (być może przemodelowanego wytopiska), w którym znajduje się Jezioro Bobrowskie.

Wzgórze zbudowane jest głównie z materiału piaszczystego, zawierającego miejscami domieszkę mułu i żwiru. Osady te, osiagające miejscami ponad 20 m miąższości, leżą prawdopodobnie na glinie zwałowej, podobnie jak inne piaszczysto-żwirowe osady wodnolodowcowe występujące na powierzchni wysoczyzny na zachód i na południe od omawianego wzgórza.

Wobec wyraźnego podobieństwa wzgórza w kalszu Kaszubskim i form kemowych opisanych np. w okolicach Golubia-Dobrzynia (por.

Niewiarowski 1959) lub w okolicach Wanki (por. Grzybowski 1966) autor określił omawiane wzgórze jako kem. Forma ta znajduje się na przedpolu głównego łańcucha moren czołowych stadium pomorskiego (Galon 1967). W świetle dotychczasowych publikacji sytuacja paleogeomorfologiczna kaliskiego kemu nie jest jednak jasna; S. Jewtuchowicz (1955) włączył jego obszar do sandru Brdy, natomiast według R. Galona (1953, 1958, 1967) obszar ten znajduje się na pograniczu „wyspy” wysoczyzny i sandru (do sandru należałby w tym ujęciu na fig. 6 tylko obszar obniżenia).

Opis odsłonięcia

Osady wzgórza kemowego w Kaliszu Kaszubskim zbadano w piaszczyni założonej na południowych zboczach wzgórza (fig. 6). Miąższość odsłoniętych osadów wynosi około 12 m (fig. 7).

Zespoły sedimentacyjne

Zespoły sedimentacyjne w badanym odsłonięciu tworzą szereg większych kompleksów (fig. 7).

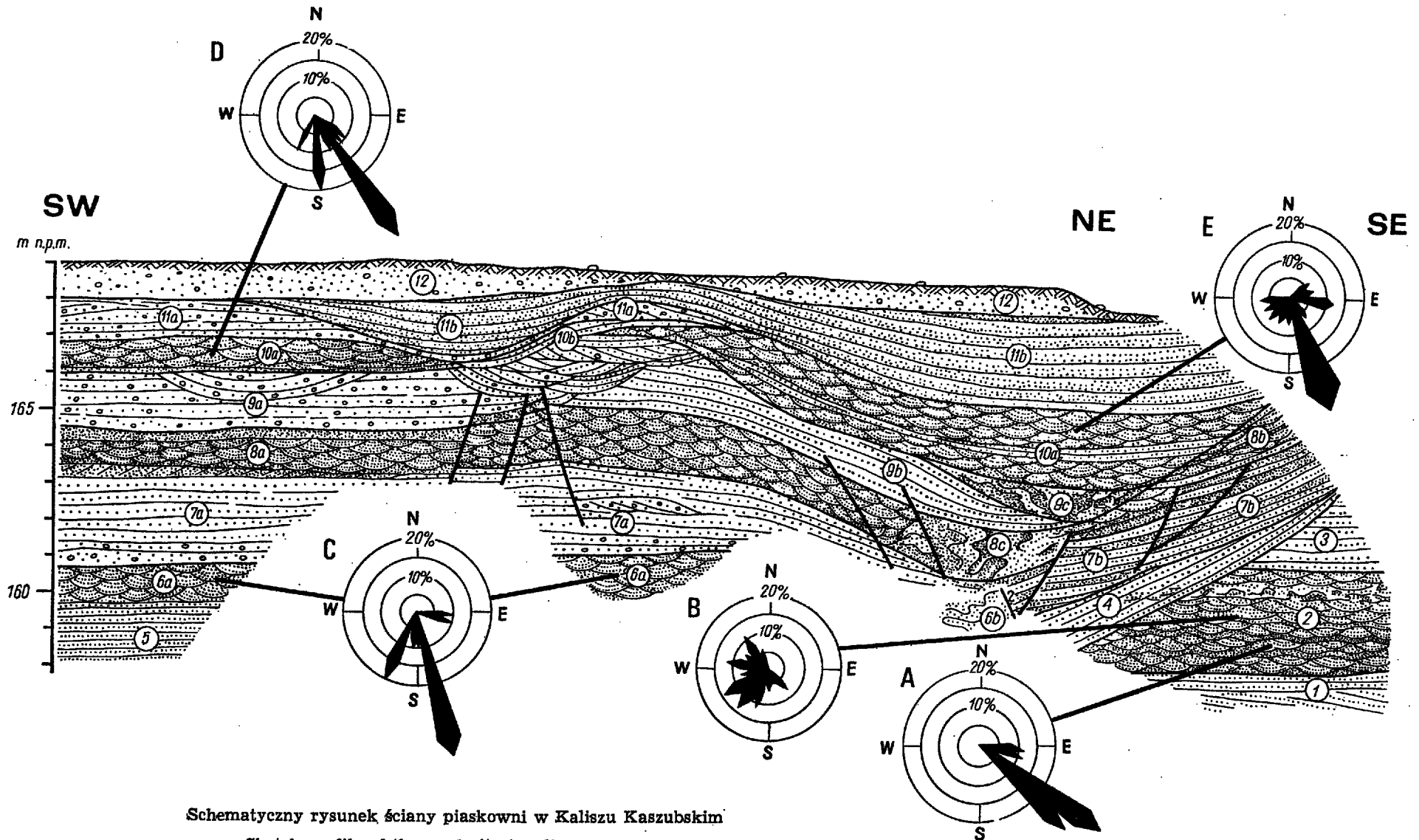
Zespoły osadzone z zawiesiny na ogół nie występują samodzielnie (z wyjątkiem kompleksu 7b), lecz w towarzystwie zmarszczek prądowych (por. fig. 8), lub zespołów warstwowych wywołanych trakcją.

Zespoły zmarszczek prądowych występują w wielu kompleksach (np. 6a, 8a, 10a) samodzielnie lub dominują nad innymi; są to najczęściej zmarszczki typu I oraz II. Samodzielnie typ I spotkać też można w pobliżu zespołów warstwowych wywołanych trakcją. Zmarszczki typu III występują z kolei przeważnie w sąsiedztwie zespołów osadzonych z zawiesiny. W niektórych kompleksach spotyka się zmarszczki wszystkich trzech typów; miejscami można wówczas stwierdzić ich zmienność w profilu pionowym kompleksu, np. (od dołu): III → II → I w kompleksie 2 (fig. 8) lub I → II, III → I, III → I w kompleksie 6a.

Pomiary orientacji zmarszczek prądowych wykazały przewagę kierunków transportu na S, SSE lub SE (fig. 7). Odmianą orientację zmarszczek stwierdzono tylko w środkowej części kompleksu 2 (fig. 7B) oraz w kompleksie 8b, gdzie zmarszczki wykazują przewagę kierunków transportu na SW lub nawet na W; w obu przypadkach zmarszczki znajdują się na wschód od rynnowych powierzchni erozyjnych, których osie przebiegają w kierunku N-S.

Zespoły warstwowe wywołane trakcją występują samodzielnie (kompleksy 3, 5), częściej jednak w towarzystwie innych nagromadzeń osadu.

Nasypy prądowe reprezentowane są przez formy duże, wykazujące miąższość rzędu kilku metrów (np. kompleks 11b), lub przez formy małe, które występują często w sąsiedztwie zespołów warstwowych wywołanych trakcją (np. w kompleksie 7a). Osie nasypów rynnowych mają przebieg zbliżony do N-S lub NW-SE, a występujące w tych nasypach pojedyncze zmarszczki prądowe wskazują na kierunki transportu ku S lub SE. Nasypy czołowe wykazują również kierunki transportu ku S i SE, z wyjątkiem nasypów pokrywowych kompleksu 11a, gdzie są zorientowane na E i na W, a więc prostopadle do osi rynny rozdzielającej te nasypy (fig. 7).



Schematyczny rysunek ściany piaskowni w Kaliszu Kaszubskim

Sketch profile of the sand pit at Kalisz Kaszubski

Główne typy zespołów sedimentacyjnych w wyróżnionych kompleksach: 7b zespoły osadzone z zawiesiny; 2, 6a, 8b zmarszczki prądowe, miejscami w towarzystwie zespołów osadzonych z zawiesiny, lokalnie z drobnymi deformacjami (por. fig. 8); 6b, 8c, 9c zmarszczki prądowe i zespoły osadzone z zawiesiny, silnie zaburzone przez inwolucje; 8a, 10a zmarszczki prądowe z wkładkami zespołów osadzonych z zawiesiny i zespołów warstwowych wywołanych trakcją; 3, 5 zespoły warstwowe wywołane trakcją; 1, 7a zespoły warstwowe wywołane trakcją i nasypy pokrywowe; 10b zespoły warstwowe wywołane trakcją i nasypy nieckowate; 9a zespoły warstwowe wywołane trakcją i nasypy rynnowe; 11a nasypy pokrywowe; 4, 9b, 11b nasypy rynnowe; 12 zwały korytowe. Diagramy kierunków transportu zestawiono dla zmarszczek prądowych: A dolnej części kompleksu 2; B środkowej części kompleksu 2; C kompleksu 6a; D kompleksu 10a w zachodniej części piaskowni; E kompleksu 10a we wschodniej części piaskowni

Main types of sedimentary sets occurring in distinguished units: 7b sedimentary sets deposited from suspension; 2, 6a, 8b current ripples, somewhere accompanied with sedimentary sets deposited from suspension, locally with minor disturbances (cf. Fig. 8); 6b, 8c, 9c current ripples and sedimentary sets deposited from suspension, markedly disturbed by involutions; 8a, 10a current ripples alternated with sedimentary sets deposited from suspension and horizontal strata deposited by traction; 3, 5 horizontal strata deposited by traction; 1, 7a horizontal strata deposited by traction and current tabular cross-stratified beds; 10b horizontal strata deposited by traction and current trough cross-stratified beds; 9a horizontal strata deposited by traction and channel fillings; 11a tabular cross-stratified current beds; 4, 9b, 11b channel fillings; 12 massive beds. Diagrams of transport directions established for current ripples: A lower part of the unit 2; B middle part of the unit 2; C unit 6a; D unit 10a in western part of the exposure; E unit 10a in eastern part of the exposure

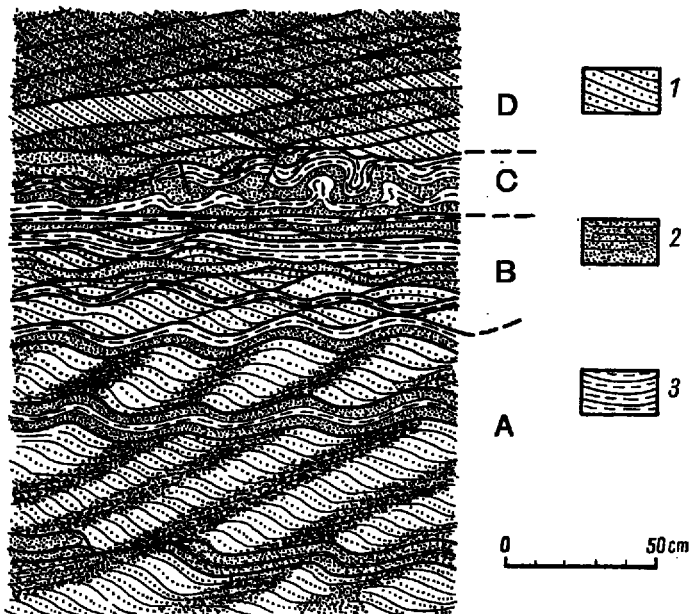


Fig. 8

Fragment osadów wzgórze kemowego w Kaliszu Kaszubskim (kompleks 2)

A zmarszczki prądowe typu III i zespoły faliste osadzone z zawiesiny; B zmarszczki prądowe typu II oraz zespoły osadzone z zawiesiny, faliste, miejscami poziome; C inwolucje i uskoki grawitacyjne; D zmarszczki prądowe typu I; 1 piasek drobnoziarnisty, 2 piasek bardzo drobnoziarnisty, 3 muł

Fragment of the kame deposits at Kalisz Kaszubski (unit 2)

A current ripples (type III) and wavy sedimentary sets deposited from suspension; B current ripples (type II) and sedimentary sets deposited from suspension (wavy, somewhere horizontal); C involutions and gravitational faults; D current ripples (type I); 1 fine sand, 2 very fine sand, 3 silt

Zwały korytowe występują wyłącznie w górnej części piaskowni (kompleks 12).

Uziarnienie osadów jest na ogół typowe dla poszczególnych zespołów sedymentacyjnych (fig. 2). Ogólnie można zauważyć, że w dolnej części profilu przeważa piasek drobnoziarnisty, a poważniejsza domieszka żwiru pojawia się dopiero w kompleksie 9a. W kompleksach młodszych (10a, 11a i 12) domieszka żwiru jest stosunkowo duża, lecz jednocześnie nasypy rynnowe kompleksu 11b zbudowane są z dobrze wyselekcjonowanych piasków drobnoziarnistych.

W rozmieszczeniu zespołów sedymentacyjnych zaznaczona jest również zmienność wzdłuż ściany piaskowni. Zmienność ta jest najlepiej widoczna, gdy obok siebie występują płaskie powierzchnie erozyjne lub akumulacyjne (np. powierzchnie dolne kompleksów 9a i 11a) i powierzchnie rynien erozyjnych (np. powierzchnia dolna kompleksu 11b). Nad powierzchniami płaskimi występują zazwyczaj zespoły osadzone z zawiesiny, zmarszczki prądowe, zespoły warstwowe wywołane trakcją lub nasypy pokrywowe. Rynny wypełnione są przez nasypy rynnowe lub zespoły nasypów nieckowatych (kompleks 11a), rzadziej zaś przez zmarszczki.

Deformacje

Inwolucje wykształcone są najlepiej we wschodniej części piaskowni (fig. 7), gdzie obejmują one piasek i muł zmarszczek prądowych i zespołów osadzonych z zawiesiny. Występowanie inwolucji związane jest przede wszystkim z osiowymi partiami rynien erozyjnych (kompleksy 6b, 8c, 9c). Cienki poziom drobnych inwolucji pojawia się również w górnej części kompleksu 2, gdzie inwolucjom towarzyszą niewielkie uskoki grawitacyjne (fig. 8, patrz także fig. 5b).

We wschodniej części piaskowni z rynnami erozyjnymi związany jest system dużych uskoków grawitacyjnych, które występują na ogół na zboczach rynien i obniżają fragmenty osadu zgodnie z nachyleniem tych zboczy. W nieco odmienniej sytuacji znajdują się uskoki grawitacyjne w środkowej części odsłonięcia, gdzie występują one poniżej rynny wypełnionej przez nasypy prądowe (kompleksu 10b).

W osadach kompleksów 9a i 10a (na głębokości 3,5–5,0 m) występują również ślady po korzeniach.

Środowisko sedymentacji

W osadach wzgórza kemowego w Kaliszu Kaszubskim występują zespoły sedymentacyjne związane z przepływem w korycie. Zmienność tych zespołów w profilu (fig. 7) wskazuje na kolejne wahania intensywności i kompetencji przepływu oraz zmiany koncentracji materiału transportowanego w trakcji dennej lub w zawieszeniu. Wzrost zawartości żwiru w górnej części profilu świadczy o ogólnym zwiększeniu kompetencji przepływu w końcowym okresie sedymentacji.

Orientacja ściany piaskowni (w przybliżeniu prostopadła do dominujących kierunków transportu) pozwala również odtworzyć zróżnicowanie warunków w poprzecznym przekroju koryta. Rynny erozyjne świadczą o okresowym wyodrębnianiu się stref nurtu w warunkach przepływu bardziej intensywnego. W miarę spadku intensywności przepływu, rynny ulegały wypełnieniu. W tym samym czasie na powierzchniach płaskich, poza strefą nurtu, panowały przeważnie warunki przepływu dość intensywnego, w których osadzane były zespoły warstwowe wywołane trakcją. Okresowo panowały natomiast warunki przepływu o intensywności nieco mniejszej, umożliwiającej tworzenie się zmarszczek prądowych (np. kompleksy 6a i 8a). Poza brzegami głównych rynien erozyjnych, w warunkach lokalnych koncentracji linii prądu mogły się wytworzyć rynny drugorzędne (np. w obrębie kompleksu 9a) lub cienkie wkładki zespołów warstwowych wywołanych trakcją, tkwiące pomiędzy zmarszczkami prądowymi. Natomiast występowanie w podobnej sytuacji niewielkich nasypów pokrywowych (np. w kompleksie 7a) związane było prawdopodobnie z nieznacznymi deniwelacjami powierzchni dna lub z ogólną konfiguracją koryta. Nasypy pokrywowe kompleksu 11a, występujące poza rynną erozyjną lecz blisko jej brzegów, są wyrazem krótkotrwałego transportu materiału w kierunku prostopadłym do brzegów rynny. Innego przykładu transportu materiału w kierunku odbiegającym od generalnego przepły-

wu dostarczają zmarszczki kompleksów 2 (fig. 7B) i 8a, wskazujące na kierunki transportu ku rynnice nurtu, ukośnie do jej osi.

Przesunięcia kolejnych rynien erozyjnych (fig. 7) są zapewne przejawem meandrowania nurtu. Rezultatem tego procesu jest także lokalny wzrost znaczenia sedymentacji z zawiesiny, który prawdopodobnie wskazuje na odcinanie pewnych obszarów od rynny nurtu. Można też przypuszczać, że wypełnianie rynien erozyjnych (kompleksy 4, 7b, 9b, 10b, 11b) następowało w wyniku stopniowego ich opuszczania przez nurt.

Zmiany położenia nurtu, deniwelacje przekroju poprzecznego koryta i różnice charakteru i tempa sedymentacji spowodowały też utworzenie deformacji. We wschodniej części piaskowni procesy deformacyjne zostały prawdopodobnie zainicjowane przez naruszenie stateczności zboczy rynny w wyniku erozji bocznej: podczas zsuwania pakietów osadu po zboczach rynny powstawały uskoki grawitacyjne, a w obciążonych osadach w osi rynny powstawały następnie inwolucje (kompleksy 6b, 8c, 9c). Natomiast uskoki grawitacyjne w środkowej części piaskowni powstawały przede wszystkim w wyniku osiadania mniejszej rynny, w miarę wypełniania jej przez nasypy prądowe kompleksu 10b.

Jak wynika z przedstawionych wyżej obserwacji, osady wzgórza kemowego w Kaliszu Kaszubskim zostały utworzone w warunkach podobnych do istniejących w korytach rzecznych. Zbocza tego wzgórza mają jednak, przynajmniej częściowo, charakter erozyjny, co odnosi się zwłaszcza do zboczy południowych, które obcinają osady wzgórza prostopadle do dominujących w tych osadach kierunków transportu.

OSADY WZGÓRZA KEMOWEGO W DAMASŁAWKU

Charakterystyka ogólna

Na południowo-zachodnich krańcach Damasławka k. Żnina znajduje się niewielkie wzgórze kemowe (fig. 9); długość jego wynosi około 450 m, zaś szerokość — około 280 m. Wzgórze wznosi się łagodnie około 10 m ponad powierzchnię przyległych obszarów wysoczyzny, kulminacja kemu (ok. 115 m n.p.m.) nie jest jednak w tym rejonie wzniesieniem najwyższym.

Wzgórze zbudowane jest z piasków i mułków, z niewielką domieszką materiału grubszego. Osady te leżą na glinie zwałowej, odsłaniającej się na wysoczyźnie w pobliżu kemu. W sąsiednich rejonach wysoczyzny na glinie zwałowej występują również dość liczne płyty piasków wodnolodowcowych.

Kem w Damasławku znajduje się w zasięgu stadium poznańskiego zlodowacenia bałtyckiego (Krygowski 1967). Kem ten był szczegółowo badany przez S. Kozarskiego (1960), który wiązał jego powstanie z wytańaniem martwego lodu.

Opis odsłonięcia

Osady wzgórza kemowego w Damasławku, odsłaniające się w piaskownicy (fig. 9), zostały zbadane przez autora w 1966 i 1968 r.

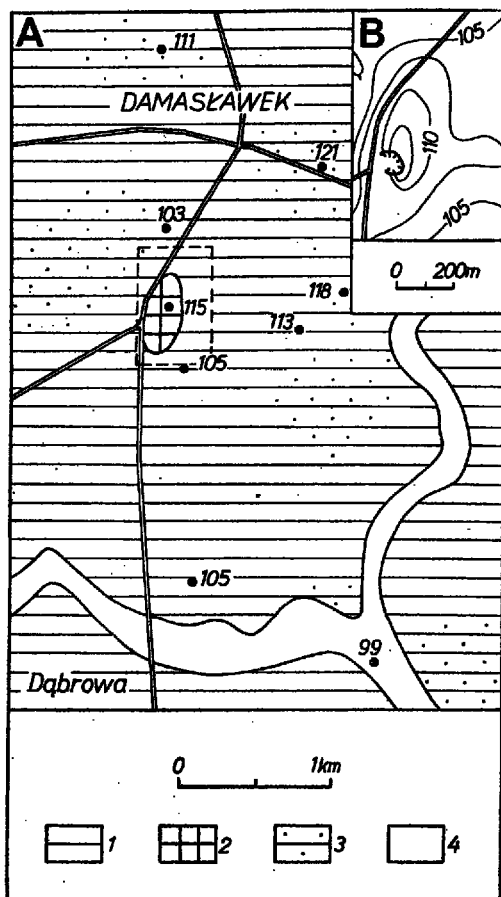


Fig. 9

Szkic sytuacyjny okolic Damasławka (A) oraz szkic hipsometryczny wzgórza kemowego w Damasławku (B)

1 obszar powierzchniowego występowania gliny zwałowej na wysoczyźnie, 2 osady wodnolodowcowe wzgórza kemowego, 3 inne piaski wodnolodowcowe na glinie zwałowej, 4 doliny

Sketch map of the vicinity of Damasławek (A), and hypsometry of the kame hill at Damasławek (B)

1 area of superficial occurrence of till on the moraine plateau, 2 fluvioglacial deposits of the kame hill, 3 other fluvioglacial deposits overlying the till, 4 valleys

Zespoły sedymentacyjne

W omawianych osadach autor wydzielił 4 kolejne kompleksy zespołów sedymentacyjnych (fig. 10).

Kompleks 1 zbudowany jest z zespołów osadzonych z zawiesiny, zespołów zmarszczek prądowych i zespołów warstwowych wywołanych trakcją. Zespoły te występują na ogół w podobnym, powtarzającym się kilkakrotnie następnym:

- zespoły warstwowe wywołane trakcją,
- zmarszczki prądowe (typ I i II), które wykazują przewagę kierunków transportu ku NE, z odchyleniami ku NW (fig. 10A),
- zespoły faliste osadzone z zawiesiny (o małej miąższości),
- zespoły poziome — warstwowe osadzone z zawiesiny.

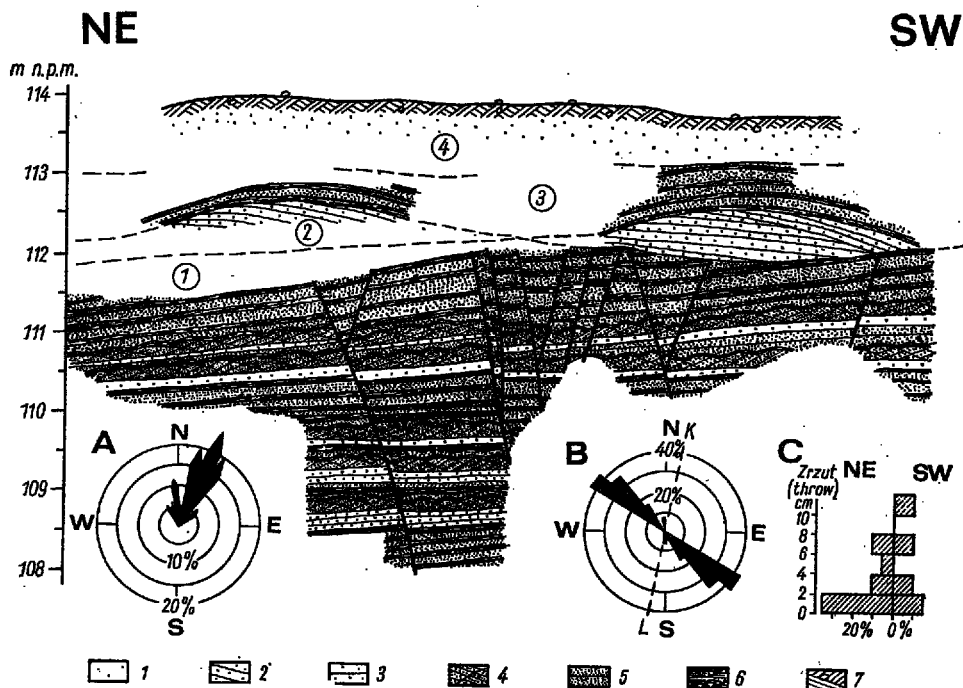


Fig. 10

Schematyczny rysunek pd.-wschodniej ściany piaskowni w Damaszówku (kompleksy 1, 2, 3, 4 omówione w tekście)

Uziarnienie i typy zespołów sedymentacyjnych: 1 piasek drobnociarnisty z niewielką domieszką frakcji grubszych w zwalach korytowych, 2 piasek drobnociarnisty z niewielką domieszką frakcji grubszych w nasypach prądowych, 3 piasek drobnociarnisty z niewielką domieszką frakcji grubszych w zespołach warstwowych wywołanych trakcją, 4 piasek drobnociarnisty i bardzo drobnociarnisty w zmarszczkach prądowych, 5 piasek bardzo drobnociarnisty w zespołach osadzonych z zawiesiny, 6 muł w zespołach osadzonych z zawiesiny, 7 gleba z gładkami; A diagram kierunków transportu zestawiony dla zmarszczek prądowych kompleksu 1, B diagram bieęgów powierzchni uskokowych uskoków grawitacyjnych (K-L oś morfologiczna wzgórza kemowego), C wielkość zrzutu i kierunki nachylenia powierzchni uskokowych uskoków grawitacyjnych

Sketch profile of the sand pit at Damaszówek (units 1, 2, 3, 4 described in the Polish text)

Granulation and types of sedimentary sets: 1 fine sand containing some coarser material in massive current beds, 2 fine sand containing some coarser material in current cross-stratified beds, 3 fine sand containing some coarser material in horizontal strata deposited by traction, 4 fine and very fine sand in current ripples, 5 very fine sand in sedimentary sets deposited from suspension, 6 silt in sedimentary sets deposited from suspension, 7 soil with pebbles; A diagram of transport directions established for current ripples (unit 1), B diagrammatic presentation of strikes of gravitational faults (K-L morphological axis of the same hill), C throw of gravitational faults and inclination of fault planes

Miejscami we wszystkich tych osadach występują drobne inwolucje fałdowe. Niektóre powierzchnie akumulacyjne wykazują lokalnie nachylenie (do 10°) różnokierunkowe.

Na erozyjnej powierzchni kompleksu 1 leży kompleks 2 reprezentowany przez piaszczyste nasypy czołowe, miejscami przez zespoły warstwowe wywołane trakcją. Jeden lub kilka nasypów tworzą soczewkowate grupy do 1,5 m grubości; w nasypach tych widoczne są kierunki transportu ku SW.

Kompleks 3 zbudowany jest z piaszczysto-mułowych zespołów osadzonych z zawiesziny, które złożone zostały na nierównych, akumulacyjnych powierzchniach nasypów czołowych, przybierając w związku z tym postać rozległych nagromadzeń falistych. Spotyka się w nich liczne kanały zwierząt grzebiących.

Kompleks 4 zbudowany jest z piasków drobnoziarnistych, zawierających miejscami, zwłaszcza w górnej części, domieszkę ziaren frakcji grubszych i gładzików o średnicy do 20 cm. Osady te, charakteryzujące się beładnym ułożeniem materiału, należy uważać za zwały korytowe.

Uskoki grawitacyjne

Uskoki grawitacyjne występują masowo w osadach kompleksu 1 (fig. 5a); młodszym kompleksów uskoki te już nie obejmują. Są to z reguły uskoki normalne, o stromo nachylonych powierzchniach uskokowych; biegi tych powierzchni są do siebie w przybliżeniu równoległe i prawie prostopadłe do dominujących kierunków transportu (fig. 10B). Omawiane uskoki tworzą system rowów i zębów bez uprzywilejowanego kierunku zrzutu (fig. 10C).

Środowisko sedymentacji

Zespoły sedymentacyjne, występujące w osadach wzgórza kemowego w Damasławku, powstały w środowisku przepływu. Nasypy prądowe kompleksu 2 są formami typowymi dla trakcji dennej przy dużej ilości transportowanego materiału, zaś zwały korytowe kompleksu 4 utworzone zostały podczas gwałtownego spadku intensywności przepływu. Występowanie różnych typów zespołów w obrębie kompleksu 1 wskazuje na cykliczne zmiany intensywności przepływu. Nagromadzenia osadzone z zawiesziny, a tworzące kompleks 3, świadczą o dłuższym okresie sedymentacji w warunkach przepływu o intensywności bardzo małej. Ogólnie biorąc, przepływ panujący w czasie powstawania rozważanych osadów wzgórza kemowego w Damasławku był zmienny również pod względem kierunku. Podczas sedymentacji kompleksu 1 przepływ skierowany był ku NE lub N, zaś podczas sedymentacji kompleksu 2 — ku SW. Zmiany intensywności i kierunku przepływu mogły być tutaj związane przede wszystkim ze zmianami położenia nurtu. Kompleksy 1, 2 i 4, mimo różnic strukturalnych i teksturalnych, osadzone zostały w pobliżu nurtu lub w samym nurcie (kompleks 2), natomiast kompleks 3 utworzony został najprawdopo-

dobniej na obszarze koryta odcinanym od nurtu w wyniku szybkiego tempa sedymentacji nasypów prądowych kompleksu 2.

Różnice uziarnienia zespołów kompleksu 1 stworzyły warunki sprzyjające rozwojowi deformacji. Uskoki grawitacyjne rozcinające kompleks 1 powstały jednak przede wszystkim w wyniku osiadania, w następstwie erozji różnicującej miąższość tego kompleksu oraz szybkiej i nierównomiernej sedymentacji nasypów prądowych kompleksu 2. Prawdopodobnie dlatego właśnie azymuty powierzchni uskokowych są w przybliżeniu równoległe do czoł nasypów. Powstanie deformacji było zatem związane tutaj z warunkami przepływu. Geneza „wielkopromiennych sfalowań” (Kozarski 1960) w obrębie kompleksu 1 jest najprawdopodobniej związana z formowaniem uskoków grawitacyjnych; w kompleksie 3 są to natomiast powierzchnie akumulacyjne zespołów falistych osadzonych z zawiesiny na nasypach prądowych.

W osadach omawianego wzgórza nie znaleziono materiału moreny ablacyjnej. Wyniki badań sedymentologicznych nie dostarczają więc żadnych dowodów wytapiania lodu w pobliżu środowiska sedymentacji.

OSADY WZGÓRZA KEMOWEGO W NOWYM ALEKSANDROWIE

Charakterystyka ogólna

Nadzwyczaj liczne formy kemowe występują na Wysoczyźnie Białostockiej (por. Mojski 1967, 1969) m. in. w okolicach Nowego Aleksandrowa i Dobrzyniewa (fig. 11), w bliskim sąsiedztwie doliny Supraśli. Rzeźba powierzchni wysoczyzny jest tu bardzo urozmaicona, można jednak zauważyć, że kulminacje kemów osiągają zbliżone wysokości bezwzględne oraz że nie stanowią one najwyższych punktów omawianego obszaru. Gлина zwałowa występująca na wysoczyźnie w pobliżu kemów przykryta jest miejscami przez osady piaszczyste; w rejonie Krynic przebiega ponadto ciąg moren czołowych.

Jedną z form kemowych omawianego obszaru jest „pole kemowe” (Mojski 1967) rozciągające się na NW od Nowego Aleksandrowa (ok. 5 km na NW od Białegostoku, ok. 1 km na N od krawędzi doliny Supraśli). W „polu” tym można wyodrębnić silnie rozczłonkowany wał kemowy (fig. 11) z licznymi odgałęzieniami bocznymi („pazury kemowe”, por. Mojski 1969), opadającymi w kierunku południowym — ku dolinie Supraśli i wschodnim — ku niewielkiej dolince bocznej. Autor wykonał szczegółowe badania na terenie jednego z takich „pazurów kemowych”, zbudowanego głównie z drobnoziarnistych piasków, które leżą na powierzchni gliny zwałowej odsłoniętej miejscami w pobliżu kemu.

Według J. Mojskiego (1967) „pole kemowe” w okolicach Nowego Aleksandrowa powstało w wyniku sedimentacji w zagłębieniach w lodzie stagnującym, podczas jednej z faz recesyjnych stadiału północnomazowieckiego zlodowacenia środkowopolskiego.

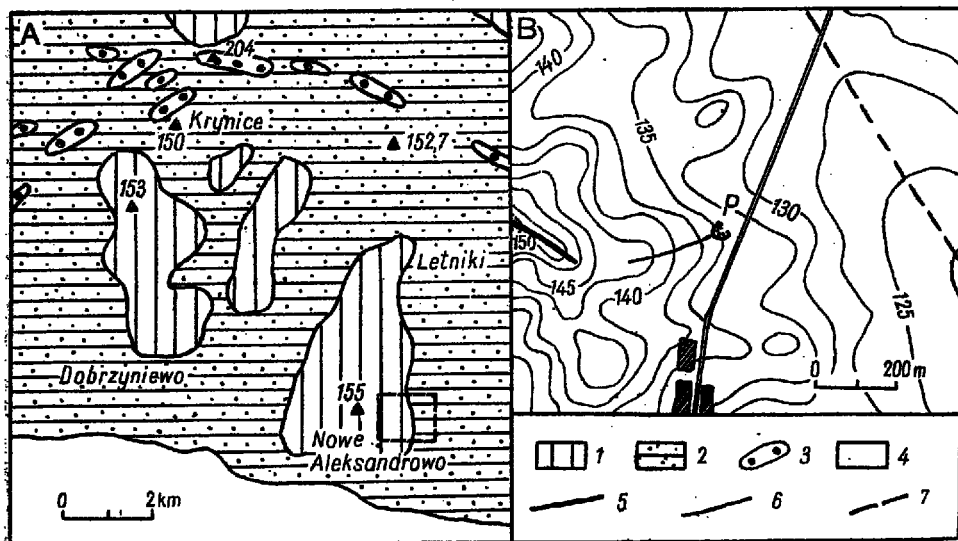


Fig. 11

Szkic sytuacyjny (A) okolic Nowego Aleksandrowa (częściowo wg Mojskiego, 1967) oraz szkic hipsometryczny rejonu piaskowni w Nowym Aleksandrowie (B)

1 kemy i obszary kemowe (bez wyróżnienia poszczególnych wzgórz kemowych), 2 wysoczyzna (przeważnie z piaskami i żwirami na powierzchni), 3 moreny czołowe, 4 dolina Supraśli, 5 główny wał kemowy k. Nowego Aleksandrowa, 6 „pazur kemowy”, 7 dolinka dopływu Supraśli

Sketch map (A) of the vicinity of Nowe Aleksandrowo (partially after Mojski 1967), and hypsometry of the area surrounding the sand pit at Nowe Aleksandrowo (B)

1 kames and kame areas (without distinguishing individual kame hills), 2 moraine plateau (generally covered by sands and gravels), 3 end moraines, 4 the Supraśl river valley, 5 main kame-ridge at Nowe Aleksandrowo, 6 lateral kame-ridge, 7 the small valley of the Supraśl-river tributary

Opis odsłonięcia

Osady wzgórza kemowego w Nowym Aleksandrowie zbadano szczegółowo w piaskowni znajdującej się na północnym krańcu wsi (fig. 11). W zachodniej ścianie piaskowni opracowano profil osadów około 5 m miąższości (fig. 12).

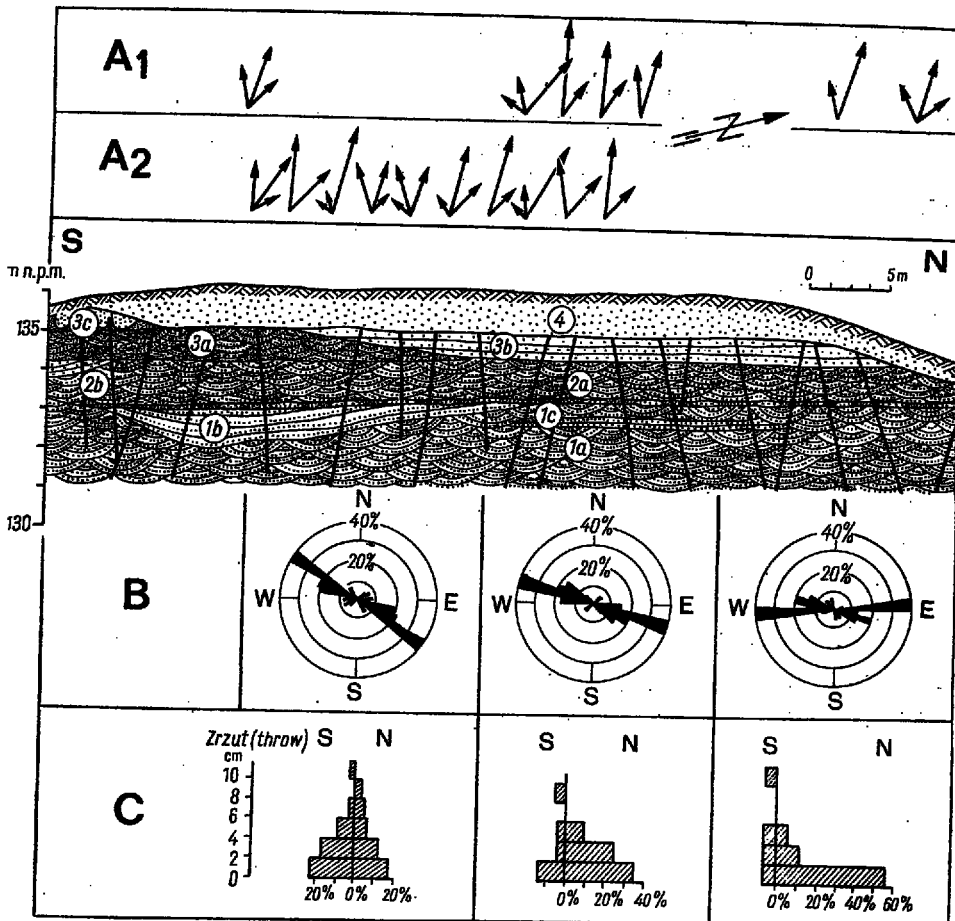


Fig. 12

Schematyczny rysunek zachodniej ściany piaskowni w Nowym Aleksandrowie

Główne typy zespołów sedymentacyjnych: 1a, 2a, 3a zmarszczki prądowe, miejscami wkładki zespołów osadzonych z zawiesiny lub zespołów warstwowych wywołanych trakcją; 1b, 2b nasypty rynnowe; 3b zespoły warstwowe wywołane trakcją; 1c, 3c zmarszczki prądowe i zespoły osadzone z zawiesiny, silnie zaburzone przez inwolucje; 4 zwąty korytowe. A₁, A₂ kierunki transportu w zmarszczkach prądowych (plan); A₁ zestawienie dla kompleksu 1a, A₂ zestawienie dla kompleksu 3a; B diagramy biegów powierzchni uskokowych; C wielkość zrzutu i kierunku nachylenia powierzchni uskokowych

Sketch profile of the sand pit at Nowe Aleksandrowo

Main types of sedimentary sets: 1a, 2a, 3a current ripples, in places alternated with sedimentary sets deposited from suspension and/or with horizontal strata deposited by traction; 1b, 2b channel fillings; 3b horizontal strata deposited by traction; 1c, 3c current ripples and sedimentary sets deposited from suspension, markedly disturbed by the involutions; 4 massive current beds. A₁, A₂ transport directions established for current ripples (plane); A₁ for unit 1a, A₂ for unit 2a; B strikes of fault planes; C throw of gravitational faults and inclination of fault planes

Zespoły sedimentacyjne

W badanych osadach największe znaczenie mają zmarszczki prądowe (kompleksy 1a, 2a i 3a) zbudowane z piasku drobnoziarnistego i bardzo drobnoziarnistego. Są to przeważnie zmarszczki typu I oraz II, często ograniczone erozyjnymi powierzchniami granicznymi. Zmarszczki te wykazują zdecydowaną przewagę kierunków transportu na NWW i NW (fig. 12). W obrębie kompleksu 2a zmarszczkom towarzyszą lokalnie, cienkie i o niewielkiej rozciągłości, faliste zespoły osadzone z zawiesiny, które są zbudowane z piasku bardzo drobnoziarnistego, a także — izolowane soczewkowate zespoły osadzone z zawiesiny, a zbudowane z ilu lub mułu. Natomiast w kompleksach 1a i 3a wśród zmarszczek występują wkładki, również o ograniczonej rozciągłości, osadów warstwowych wywołanych trakcją, a zbudowanych z piasku drobnoziarnistego.

Zespoły warstwowe wywołane trakcją występują jako główny składnik w kompleksie 3b, gdzie spoczywają w płytkim zagłębieniu, na prawie płaskiej powierzchni erozyjnej. Wyraźne rynny erozyjne, widoczne w południowej części odsłonięcia, wypełnione są przez piaski drobnoziarniste nasypów rynnowych (kompleksy 1b i 2b); osie nasypów rynnowych przebiegają tu w kierunku E-W lub zbliżonym. Na podstawie analizy zmarszczek prądowych występujących w sąsiedztwie można przypuszczać, że materiał tych nasypów transportowany był w kierunku zachodnim.

Zwały korytowe występują w kompleksie 4, na erozyjnej powierzchni osadów starszych. Zwały te zbudowane są z piasków drobnoziarnistych, miejscami gliniastych, z domieszką frakcji grubszych. W górnych partiach kompleksu, a zwłaszcza w glebie, spotyka się nie notowane w niżej leżących osadach głaziki — do kilkunastu centymetrów średnicy.

Deformacje

Inwolucje występują w kompleksach 1c i 3c (fig. 12) obejmując materiał złożony pierwotnie w postaci zmarszczek prądowych i nagromadzeń osadzonych z zawiesiny.

Wśród inwolucji kompleksu 1c przeważają inwolucje bryłowe. Bryły piasku drobnoziarnistego i bardzo drobnoziarnistego tkwią tutaj w piasku bardzo drobnoziarnistym z domieszką mułu. Miejscami inwolucje takie zastąpione są przez inwolucje fałdowe i nieregularne. Wszystkie rozważane inwolucje są formami drobnymi (kompleks 1c ma zaledwie 10—20 cm miąższości). Inwolucje kompleksu 3c są natomiast formami znacznie większymi, choć rozprzestrzenienie ich ograniczone jest tylko do południowej części piaskowni (fig. 12).

Uskoki grawitacyjne zaburzają osady starsze od zwałów korytowych kompleksu 4. Uskoki te są nadzwyczaj liczne: na 36-metrowym odcinku ściany piaskowni stwierdzono około 70 uskoków. Podobnie jak w Damasławku, są to z reguły uskoki normalne, o zrzutach nie większych niż 15 cm (fig. 12). Azymuty biegów powierzchni uskokowych zgrupowane są w bardzo wąskich sektorach (fig. 12B); sektory te zmieniają się nieznacznie wzdłuż ściany piaskowni, ogólnie jednak biegi powierzchni uskokowych są w przybliżeniu równoległe do kierunków transportu w osadach zaburzonych przez uskoki. Ku zboczom północnym wzgórza wzrasta ilość zrzutów na północ, a więc zgodnie z nachyleniem zbocza. Tendencja ta zaznacza się jednak najwyraźniej w uskokach o zrzutach małych i jest równoważona występowaniem uskoków mniej licznych, lecz o zrzutach stosunkowo dużych — w kierunku przeciwnym (fig. 12C).

Środowisko sedymentacji

W badanych osadach poszczególne zespoły sedymentacyjne powstały w środowisku przepływu, a zmienność i rozmieszczenie zespołów wskazują na zróżnicowanie i wahania intensywności tego przepływu. Sedymentacja zmarszczek prądowych kompleksu 1a odbywała się na szerokim i prawdopodobnie płaskim dnie koryta, o czym świadczą jednolite kierunki transportu w zmarszczkach (fig. 12A). Początkowo ten typ sedymentacji panował na większym obszarze, później jednak doszło do wyodrębnienia rynny nurtu (południowa część odsłonięcia) w warunkach przepływu bardziej intensywnego. W wyniku spadku intensywności przepływu w nurcie, rynna nurtu została wypełniona przez nasyp rynnowy (kompleks 1b). Na wyrównanym w ten sposób ponownie dnie koryta, w warunkach dalszego spadku intensywności przepływu, utworzone zostały zespoły kompleksu 1c — zmarszczki prądowe i zespoły osadzone z zawiesiny. Zmiany obciążenia osadów kompleksu 1c podczas sedymentacji zmarszczek kompleksu 2a doprowadziły z kolei do silnego zaburzenia tych osadów przez inwolucje.

Podobny był też przebieg procesów w późniejszych okresach sedymentacji, w których można prześledzić kolejne zmiany położenia strefy nurtu. Przed sedymentacją kompleksu 2b znajdowała się ona bezpośrednio na południe od odsłonięcia, a podczas sedymentacji kompleksu 3b — w środkowej jego części. Kompleksy: 1a — 1b — 1c, 2a — 2b i 3a — 3b — 3c reprezentują trzy wyraźne cykle sedymentacji związane z ewolucją koryta.

Kompleks 4 powstał w warunkach nieco odmiennych. Erozyjna dolna powierzchnia graniczna tego kompleksu wskazuje na wzrost intensywności przepływu, w którym transportowany był materiał grubszy niż poprzednio. Wskutek nagłego spadku intensywności przepływu materiał ten został osadzony w formie zwałów korytowych.

W tym samym okresie powstały uskoki grawitacyjne. Już zróżnicowanie powierzchni dna w wyniku erozji stworzyło warunki sprzyjające rozwojowi uskoków, główną jednak przyczyną tego zjawiska było gwałtowne i nierównomierne obciążenie osadów starszych przez zwały korytowe. Biegi uskoków są w przybliżeniu równoległe do kierunków transportu w osadach zaburzonych przez uskoki, gdyż równoległe do tych kierunków rozciągały się zbocza powierzchni erozyjnych, np. rynien nurtu i powierzchni akumulacyjnych, które zapewne determinowały główne kierunki osiadania.

Tak więc zarówno zespoły sedymentacyjne jak i opisane wyżej deformacje związane są ze zmianami warunków przepływu. W omawianych osadach nie znaleziono sedymentologicznych dowodów obecności lodu w sąsiedztwie koryta.

UWAGI O WZGÓRZACH KEMOWYCH W OKOLICACH WARKI ORAZ
W OKOLICACH GOLUBIA-DOBRZYŃNIA

Jako uzupełnienie przedstawionych wyżej wyników badań pojedynczych wzgórz kemowych autor zamieszcza ogólną charakterystykę zespołów wzgórz kemowych występujących w okolicach Warki i w okolicach Golubia-Dobrzyńnia.

W okolicach Warki wzgórza kemowe tworzą rozległy obszar kemowy, rozciągający się na północ od doliny Pilicy (fig. 13). Wzgórza te są

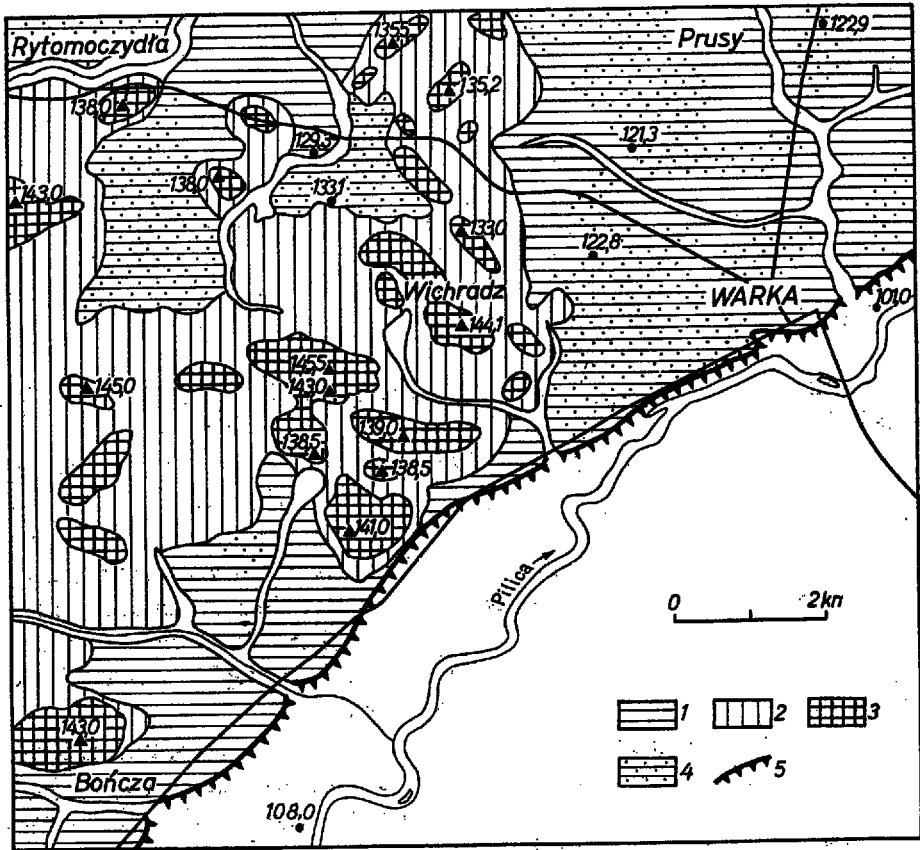


Fig. 13

Szkic sytuacyjny okolic na zachód od Warki

1 obszar powierzchniowego występowania gliny zwałowej na wysoczyźnie, 2 obszar kemowy, 3 poszczególne wzgórza kemowe, 4 inne osady wodnolódowcowe (głównie piaski sandrowe) na glinach zwałowych lub łaach zastoiskowych, 5 krawędź doliny Pilicy

Sketch map of the kame area west from Warka

1 area of the superficial occurrence of a till on the moraine plateau, 2 kame area, 3 individual kame hills, 4 other fluvioglacial deposits (mainly outwash sands) overlying tills or varved clays, 5 escarpment of the Pilica-river valley

miejscami słabo zindywidualizowane, często jednak mają zbocza dość strome i oddzielone są od siebie wyraźnie dolinami lub nieregularnymi obniżeniami. Powierzchnie wzgórz są na ogół wyrównane lub wykazują nieznaczne tylko deniwelacje. Wysokości bezwzględne kulminacji wzgórz mają wartości zbliżone na całym obszarze kemowym: w środkowej i południowej części tego obszaru wynoszą przeważnie 140—145 m n.p.m., a w części północnej — około 135 m n.p.m. Na peryferiach omawianego obszaru kulminacje wzgórz kemowych wznoszą się przeważnie 5—10 m ponad powierzchnię pobliskich terenów wysoczyzny zbudowanych z innych osadów wodnolodowcowych i osadów lodowcowych. Trzeba jednak zauważyć, że już kilkanaście kilometrów na północny zachód od Warki powierzchnia wysoczyzny rozciąga się wyżej od maksymalnych kulminacji wareckiego obszaru kemowego.

Omawiane wzgórza zbudowane są niemal w całości z piasków drobnoziarnistych i bardzo drobnoziarnistych, których miąższość przekracza miejscami 20 m; lokalnie tylko spotyka się wkładki mułowe, a na kulminacjach — osady piaszczysto-żwirowe lub gliniaste. Piaski na całym obszarze odznaczają się na ogół bardzo dobrą selekcją i bardzo podobnym składem granulometrycznym; nie stwierdzono przy tym istotnych różnic między osadami wzgórz i osadami budującymi obniżenia obszaru kemowego.

Osady wareckiego obszaru kemowego zostały utworzone podczas glacyfazy Warki (Różycki 1968) glaciostadiału Warty zlodowacenia środkowopolskiego. Leżą one na erozyjnej powierzchni rozcinającej nieco starsze osady wodnolodowcowe i lodowcowe zlodowacenia środkowopolskiego. Ku północy i wschodowi osady te przechodzą w piaski określone uprzednio jako sandrowe (Grzybowski 1966).

W okolicach Gолubia-Dobrzynia (por. Niewiarowski 1959) wzgórza kemowe znajdują się w bliskim sąsiedztwie pradoliny Drwęcy. Wzgórza te (fig. 14) wznoszą się kilka lub kilkanaście metrów ponad powierzchnię wysoczyzny. Różnice wysokości między kulminacjami kemów i przyległymi obszarami wysoczyzny nie są jednak większe niż łagodne deniwelacje w obrębie wysoczyzny. Część wzgórz kemowych występuje w bliskim sąsiedztwie dolin, które według W. Niewiarowskiego (1959) mają założenia rynnowe. Wzgórza znajdujące się w takiej sytuacji mają często postać wydłużoną i są na ogół asymetryczne, przy czym zbocza opadające ku dolinom są znacznie bardziej strome niż opadające ku wysoczyźnie.

Wzgórza kemowe w okolicach Gолubia-Dobrzynia zbudowane są przeważnie z piasków i mułów; materiał grubszy spotyka się na kulminacjach dużych kemów lub w profilach małych kemów. Miąższość tych osadów dochodzi do 20 m. Leżą one zapewne na glinie zwałowej, która odsłania się na przyległych obszarach wysoczyzny, gdzie zresztą jest nie-raz przykryta płytami piasków i żwirów wodnolodowcowych (w Ostrowitem miąższość ich wynosi miejscami kilka metrów, por. Niewiarowski

1959). Wszystkie rozważane osady z okolic Golubia-Dobrzynia zostały utworzone w okresie recesji stadium poznańskiego (Galon 1967).

Geneza wzgórz kemowych w okolicach Warki (Ruszczyńska-Szenajch 1966, Rywocka-Kenig 1966, Grzybowski 1966) i w okolicach Golubia-Dobrzynia (Niewiarowski 1959) została uprzednio ściśle związana z wytapianiem lodu stagnującego lub martwego w pobliżu środowiska sedymentacji. Szczegółowe badania sedymentologiczne tych wzgórz (Grzybowski 1969) nie pozwalają jednak na udokumentowanie tego poglądu.

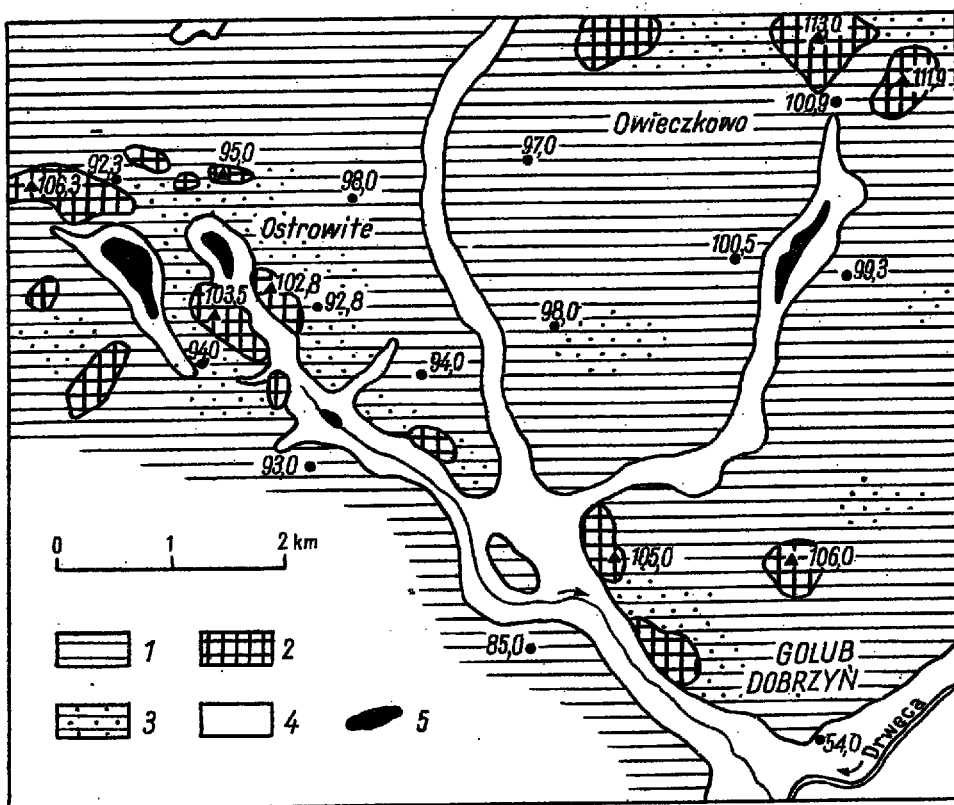


Fig. 14

Szkic sytuacyjny pn.-zachodnich okolic Golubia-Dobrzynia (wg Niewiarowskiego, 1959, częściowo zmieniony i uproszczony)

1 obszar powierzchniowego występowania glin zwałowych na wysoczyźnie, 2 kemy i formy pokrewne, 3 inne osady wodnolodowcowe (płaski i żwirny) na glinie zwałowej, 4 doliny i prze-modelowane rynny polodowcowe, 5 jeziora i stawy

Sketch map of the moraine plateau NW from Golub-Dobrzyń (after Niewiarowski 1959, partially modified and simplified)

1 area of superficial occurrence of tills on the moraine plateau, 2 kames and similar forms, 3 other fluvioglacial deposits (sand and gravels) overlying tills, 4 valleys and modified subglacial channels, 5 lakes and ponds

Stwierdzono występowanie tutaj licznych deformacji, których utworzenie nie musiało być spowodowane topnieniem lodu. Natomiast uwzględniając zbliżone wysokości bezwzględne sąsiednich wzgórz kemowych nie można wykluczyć paleogeomorfologicznego związku tych wzgórz w obrębie jednej powierzchni akumulacyjnej.

WNIOSKI

W oparciu o wyniki badań sedymentologicznych wybranych osadów wzgórz kemowych z różnych regionów Nizy Polskiego można stwierdzić, że mimo różnic lokalnych osady te, choć utworzone zostały w różnych okresach deglacjacji — wykazują wiele cech wspólnych. Fakt ten pozwala przedstawić szereg wniosków ogólnych, dotyczących środowiska sedymentacji rozważanych osadów.

Wszystkie spotkane we wzgórzach kemowych typy zespołów sedymentacyjnych zostały utworzone w warunkach przepływu. Należą do nich zarówno typowe formy sedymentacji trakcyjnej (zmarszczki prądowe, nasypy prądowe i zespoły warstwowe wywołane trakcją), jak i zespoły osadzone z zawiesiny oraz zwały korytowe. Następstwo i rozmieszczenie tych zespołów jest wyrazem zmian stanu wody — wezbrań i niżówek oraz zmian lokalnych, przede wszystkim wędrówki nurtu. Piaszczysto-mułowe zespoły osadzone z zawiesiny były formowane na obszarach odciętych lub odcinanych od nurtu, podobnie jak we współczesnych korytach rzecznych (por. Harms & Fahnestock 1965). Zwały korytowe występujące w górnych partiach kemów można tłumaczyć wyraźnym wzrostem intensywności przepływu — gwałtownym w Damasławku i w Nowym Aleksandrowie, a stopniowym w Kaliszu Kaszubskim. Zachowanie się w warunkach przepływu o mniejszej intensywności materiału nieprzerobionego świadczy o odcięciu przepływu w korycie.

Badane osady, z wyjątkiem zwałów korytowych i części nasypów prądowych, zbudowane są przeważnie z materiału drobnego i bardzo dobrze wyselekcjonowanego. Przypuszczać można, że przed osadzeniem materiał podlegał dość długiemu transportowi w środowisku wodnym. Omawiane osady są bardzo podobne do osadów niektórych delt rzecznych; np. w osadach delty Missisipi (Coleman & Gagliano 1965) odnaleźć można rozmaite szczegóły ułożenia i uziarnienia typowe dla opisanych osadów wzgórz kemowych. Podobieństwo to jest zapewne wyrazem zbliżonych warunków sedymentacji.

W rozważaniach nad genezą plejstocęńskich wzgórz kemowych Nizy Polskiego nie można niestety (ze względu na wyraźne różnice sposobu deglacjacji, por. Bartkowski 1968a) wykorzystywać obserwacji z terenów zlodowacenia współczesnego. Warto jednak zauważyć, że w osadach ke-

mów tworzących się współcześnie wśród lodów Alaski lub Spitsbergenu (por. Tarr 1909, Jewtuchowicz 1962, Szupryczyński 1968, Mc Kenzie 1969) nie spotyka się na ogół tak subtelnego warstwowania, dobrej selekcji oraz zdecydowanej przewagi materiału drobnoziarnistego.

Badania sedymentologiczne wykazały, że elementy budowy wewnętrznej wzgórz kemowych nie dostarczają jednoznacznych dowodów wytapiania lodu w pobliżu środowiska sedymentacji. Bliskiej obecności lodu nie można dowodzić w oparciu o występowanie w omawianych osadach różnych deformacji, gdyż do utworzenia ich wytapianie lodu nie było potrzebne. Uskoki grawitacyjne występujące na obecnych zboczach kemów świadczą wyłącznie o zmianie układu naprężeń w gruncie, lub o usunięciu jakiejś masy utrudniającej uprzednio ścinanie, której bynajmniej nie musiał tworzyć lód. Występowanie podobnych uskoków autor obserwował niejednokrotnie w osadach tarasów rzecznych w takiej sytuacji, która pozwalała wyjaśnić powstanie tych uskoków naruszeniem stateczności zbocza w wyniku erozji bocznej. Niektóre deformacje przypisywane wytapianiu lodu (np. w Damasławku, vide Kozarski 1960) są, zdaniem autora, wynikiem odpowiedniego ułożenia zespołów sedymentacyjnych, związanego z określoną morfologią koryta.

Jednoznacznymi dowodami wytapiania lodu w pobliżu rozważanego środowiska sedymentacji nie są osady piaszczysto-gliniaste i gładziki występujące z reguły w górnych partiach osadów kemowych, a uznane przez autora za zwały korytowe. Tłumaczenie ich jako wynik spływów lub obrywów moreny ablacynnej (Klajnert 1966) nie pozwala wyjaśnić, dlaczego podobnych utworów nie znaleziono w niższych częściach osadów kemowych. Erozja boczna w korytach rozwiniętych w pobliżu lodu stwarzałyby bowiem warunki sprzyjające powstawaniu spływów moreny ablacynnej także we wcześniejszych okresach sedymentacji.

Przecinanie powierzchni warstw przez powierzchnię stoku wzgórza (por. Niewiarowski 1959) również nie może być uznane za dowód wytapiania lodu, szczególnie w odniesieniu do tych bocznych części wzgórz kemowych, w osadach których stwierdzono kierunki transportu prostopadłe do powierzchni stoku. Taką sytuację geologiczno-geomorfologiczną można by wprawdzie wyjaśniać jako rezultat wpływu wód z powierzchni lodu na obszar przetałny (Mojski 1967), lecz w konsekwencji właśnie w tych częściach kemów należałoby się spodziewać bardziej intensywnych deformacji spływów moreny ablacynnej (por. Klajnert 1966) lub gorszej selekcji materiału. Tego rodzaju zjawisk w podobnych sytuacjach (np. w Kaliszu Kaszubskim) nie stwierdzono. Przecinanie powierzchni warstw przez powierzchnię terenu jest raczej wynikiem erozji. Nie jest wykluczone, że erozja ta nastąpiła wkrótce po okresie sedymentacji. Wzrost intensywności przepływu stworzył wówczas niewątpliwie warunki sprzyjające erozji. Odcięcie zwałów korytowych od koryta wyjaśnić można opadaniem wód towarzyszącym erozji wgłębnej w pobliżu obecnych

wzgórz kemowych. Na odwodnienie osadów i obniżenie zwierciadła wód gruntowych wskazują uskoki grawitacyjne, zaburzające osady bezpośrednio starsze od zwałów korytowych.

Znaczna głębokość rozcięcia osadów możliwa jest do wytłumaczenia, jeśli uwzględnimy młodość ówczesnej rzeźby i systemu hydrograficznego oraz prawdopodobieństwo powstawania przełomów, kaptazy, spływania jezior itp. Wydaje się, że głównej przyczyny ożywienia procesów erozyjnych w okresie kształtowania rzeźby kemów należałoby szukać w generalnych zmianach dróg odpływu wód roztopowych w pradolinach lub w dolinach marginalnych (fig. 15). Sedymentację osadów kemowych można byłoby wiązać z wysokim poziomem wód marginalnych (fig. 15A), zaś erozję — z obniżeniem tego poziomu i zwiększeniem spadków lokalnych (fig. 15B). Prawdopodobieństwo takiej hipotezy jest szcze-

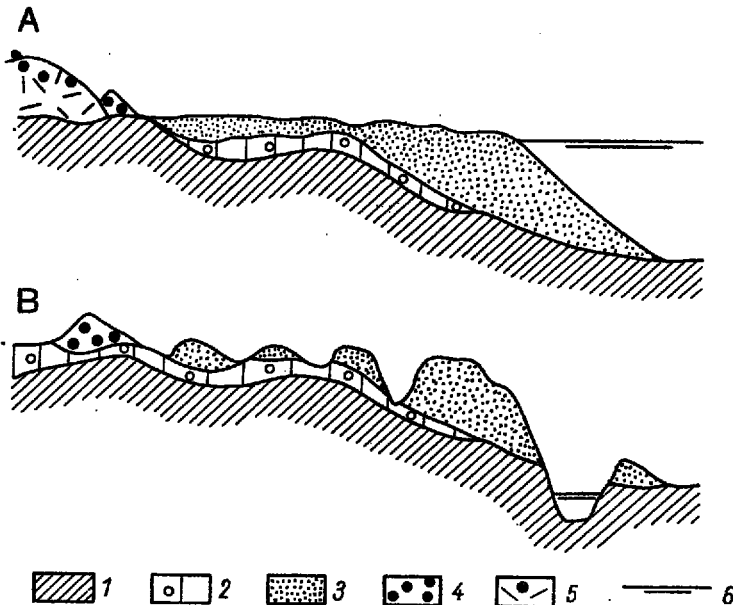


Fig. 15

Hipotetyczny schemat rozwoju rzeźby wzgórz kemowych w wyniku erozji na przedpolu lądolodu

A okres przewagi akumulacji, B okres przewagi erozji; 1 podłoże osadów utworzonych w okresie recesji lądolodu, 2 glina zwałowa, 3 osady wzgórz kemowych, 4 osady moren czołowych, 5 czoło lądolodu, 6 położenie zwierciadła wód marginalnych

Hypothetical development of kame relief resulted from erosion in the glacier foreland

A dominance of accumulation, B dominance of erosion; 1 substratum of deposits formed during recession of the glacier, 2 till, 3 kame deposits, 4 end-moraine deposits, 5 ice front, 6 melt-water level in the marginal valley

gólnie wyraźne w przypadku wzgórz kemowych w okolicach Warki, gdzie w bliskim sąsiedztwie środowiska sedymentacji osadów kemowych rozciągała się pradolina Pilicy (por. Różycki 1968). Podobna sytuacja istniała w rejonie wzgórza kemowego w Kaliszu Kaszubskim, gdzie stwierdzone zostały (Galon 1953) na przyległych obszarach sandru Brdy okresy ożywionej erozji.

Nie przesadzając genezy wszystkich wzgórz kemowych trzeba wspomnieć o możliwości rozwoju polodowcowych krajobrazów pagórkowatych ze znacznie mniejszym udziałem procesów wytopiskowych (Cook 1946), bądź bez udziału tych procesów. Taki typ rzeźby widział m. in. A. Krigström (1962) na niektórych sandrach islandzkich. Można też przypomnieć, że już K. Kopczyńska-Zandarska (1961) przedstawiła hipotezę erozyjnej genezy wzgórz w okolicach Radzikowa, które posiadają wiele cech uznawanych za charakterystyczne dla wzgórz kemowych.

Artykuł niniejszy zawiera przede wszystkim wyniki badań sedymentologicznych i autor zdaje sobie sprawę z dyskusyjnego charakteru wielu przedstawionych tutaj argumentów. Celem tego artykułu było wykazanie, że wiele strukturalno-teksturalnych właściwości wzgórz kemowych, często przytaczanych jako dowody akumulacji w pobliżu lodu, można tłumaczyć działaniem innych procesów. Analiza paleogeomorfologiczna pozwoli niewątpliwie wyjaśnić morfogenezę kemów jako jeden z etapów złożonego procesu deglacjacji, analiza ta jednakże musi być oparta zarówno na przesłankach geomorfologicznych jak i sedymentologicznych.

*Instytut Geologii Podstawowej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa 22, Al. Zwirki i Wigury 93
Warszawa, w maju 1970 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- ALLEN J. R. L. 1963. The classification of cross-stratified units with notes on their origin. — *Sedimentology*, vol. 2, no. 2. Amsterdam.
- ANDERSEN S. A. 1931. Om aase og terrasser inden for Susaa's vandomraade og deres vidnesbyrd om isafmeltingens forløb. — *Danm. Geol. Unders.*, R. 2, no. 54. København.
- BARAŃCIECKA M. D. 1969. Klasyfikacja form kemowych na tle typów i dynamicznych etapów deglacjacji (Classification of kame forms in the light of types and dynamic stages of deglaciation). — *Kwartalnik Geol.*, t. 13, nr 2. Warszawa.
- BARTKOWSKI T. 1968a. Kemy na obszarze Niziny Wielkopolskiej a deglacjacja (Les kames sur le territoire de la Plaine de Grande Pologne (Wielkopolska) et la déglaciation). — *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, z. 21. Poznań.
- 1968b. O istocie glacictoniki (On the essence of glacictonics). — *Przegląd Geol.*, nr 10. Warszawa.

- BOERMAN W. E. 1950. Eskers and kames. — *Przegląd Geogr.*, t. 22. Warszawa.
- CHARLESWORTH J. K. 1957. The Quaternary Era with special references to its glaciation. London.
- COLEMAN J. M. & GAGLIANO S. M. 1965. Sedimentary structures: Mississippi River deltaic plain. In: MIDDLETON G. V. (ed.). Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ., 12. Tulsa.
- COOK J. 1946. Kame complexes and perforation deposits. — *Amer. J. Sci.*, vol. 244, no. 8. New Haven.
- DOTT R. H. & HOWARD J. K. 1962. Convolute lamination in nongraded sequences. — *J. Geol.*, vol. 70, no. 1. Chicago.
- DZUŁYŃSKI S. 1963. Wskaźniki kierunkowe transportu w osadach fliszowych (Directional structures in Flysch). — *Studia Geol. Pol.*, vol. 12. Warszawa.
- FLINT R. F. 1957. Glacial and Pleistocene Geology. New York.
- GALON R. 1963. Morfologia doliny i zandru Brdy (The morphology of the Brda valley and outwash sand plain). — *Studia Soc. Sci. Torunensis*, vol. 1, nr 6. Toruń.
- 1958. Nowe badania geomorfologiczne na sandrze Brdy (Nouvelles recherches géomorphologiques sur le sandr de Brda). — *Zesz. Nauk. U.M.K.*, z. 4. Geografia (Geography). Toruń.
 - 1967. Czwarторzęd Polski Póinocnej. In GALON R. & DYLEK J. (ed.). Czwarторzęd Polski. Państw. Wydawn. Nauk. Warszawa.
- GRZYBOWSKI K. 1966. Recesja stadiału Warty (zlodowacenie środkowopolskie) w okolicach Warki nad Pilicą (La récession du stade de la Warta de la glaciation de la Pologne Centrale aux environs de Warka sur la Pilica). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 16, no. 3. Warszawa.
- 1968. Zmarszczki prądowe w osadach wału kemowego w Ostrowitem (Current ripples in kame ridge deposits at Ostrowite). — *Czas. Geogr.*, t. 39, z. 2. Warszawa — Wrocław.
 - 1969. Charakterystyka sedymentologiczna osadów wzgórz kemowych. Praca doktorska. Maszynopis w Archiwum Wydziału Geologii U.W. Warszawa.
- HARMS J. C. & FAHNESTOCK R. K. 1965. Stratification, bed forms and flow phenomena (with an example from the Rio Grande). In: MIDDLETON G. V. (ed.). Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. — Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ., 12. Tulsa.
- JERZYKIEWICZ T. 1966. Środowisko sedymentacyjne piaskowców Szczelińca (The sedimentary environment of Szczeliniec sandstones). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 16, no. 4. Warszawa.
- JEWTCHOWICZ S. 1955. Struktura sandru (Structure of outwash plain). — *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, nr 5. Łódź.
- 1962. Studia z geomorfologii glacialnej północnej części Sörkappu (Glacial morphologic studies in northern Sörkapp). — *Ibidem*, nr 11.
 - 1969. Struktura kemu w Zieleniewie (The structure of the Zieleniew kame). — *Folia Quaternaria*, z. 30. Kraków.
- JOPLING A. V. 1964. Interpreting the concept of the sedimentary unit. — *J. Sedim. Petrol.*, vol. 34, no. 1. Menasha.
- 1965. Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas. — *Ibidem*, vol. 35, no. 4.
 - 1966. Some applications of theory and experiment to the study of bedding genesis. — *Sedimentology*, vol. 5, no. 7. Amsterdam.
- KALESNIK S. 1962. Geografia fizyczna ogólna. Państw. Wydawn. Nauk. Warszawa.
- KLAJNERT Z. 1966. Geneza Wzgórz Domaniewickich i uwagi o sposobie zaniku

- lodowca środkowopolskiego (Origin of the Domaniewice Hills and remarks on the mode of waning of the Middle Polish glaciation). — *Acta Geogr. Lodz.*, nr 23. Łódź.
- KOPCZYŃSKA-ZANDARSKA K. 1961. Rozwój rzeźby okolic Radzikowa w czasie recesji zlodowacenia środkowo-polskiego (Development of relief in the Radzików area during recession of the Middle-Polish glaciation). — *Biul. Geol. U. W.*, t. 1, cz. 1. Warszawa.
- KOZARSKI S. 1960. Kame o strukturze warwowej koło Damasławka (A kame with varved structure near Damasławek). — *Zesz. Nauk. U.M.K.*, z. 3. Geografia (Geography). Poznań.
- KRIGSTRÖM A. 1962. Geomorphological studies of sandur plains and their braided rivers in Iceland. — *Geogr. Annaler*, vol. 44, nr 3/4. Stockholm.
- KRYGOWSKI B. 1967. Ważniejsze problemy plejstocenu Polski Zachodniej. In: GALCIN R. & DYLIK J. (ed.). *Czwartorzęd Polski*. Państw. Wydawn. Nauk. Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1968. *Geologia dynamiczna*. Wyd. III. Warszawa.
- MARKOV K. K. 1955. Razvitie reliefa severo-zapadnoi časti leningradskoi oblasti (in: *Očerki po geografii četvertičnogo perioda*). Moskwa.
- Mc KEE E. D. & GOLDBERG M. 1969. Experiments on formation of contorted structures in mud. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 80, no. 2. Washington.
- & WEHR G. V. 1953. Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. — *Ibidem*, vol. 64.
- Mc KENZIE G. D. 1969. Observations on a collapsing kame terrace in Glacier Bay National Monument, South-Eastern Alaska. — *J. Glaciol.*, vol. 8, no. 54. Cambridge.
- MOJSKI J. E. 1967. Warunki deglacjacji okolic Białegostoku w okresie zlodowacenia środkowopolskiego (Conditions of deglaciation in the area surrounding Białystok during the Middle Polish glaciation). — *Czas. Geogr.*, t. 38, z. 3. Wrocław.
- 1969. Kemy jako wskaźniki deglacjacji obszaru północno-wschodniej Polski podczas zlodowacenia środkowopolskiego (Kames as indicators of the wastage of the ice sheet of the Middle Polish glaciation in North-Eastern Poland). — *Folia Quaternaria*, z. 30. Kraków.
- MULLER J. 1968. Warstwowania utworów eolicznych w świetle danych z eksperymentu przeprowadzonego w tunelu aerodynamicznym (Wind tunnel experiments on bedding of aeolian sediments). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 38, z. 2/3. Kraków.
- NIEWIAROWSKI W. 1959. Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczyźnie Chełmińskiej (Glacial forms and types of deglaciation on the moraine Plateau of Chełmno, Bydgoszcz district). — *Studia Soc. Sci. Torunensis*, vol. 4, nr 1. Toruń.
- 1963. Types of kames occurring within the area of the last glaciation in Poland as compared with kames known from other regions. — *Rep. VITH INQUA Congress*, vol. 3. Łódź.
- PARDÉ M. 1957. *Rzeki*. Państw. Wydawn. Nauk. Warszawa.
- PETITJOHN F. J. & POTTER P. E. 1964. *Atlas and glossary of primary sedimentary structures*. Berlin — Göttingen — Heidelberg — New York.
- ROŻYCKI S. Z. 1968. Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie (The Pleistocene of Middle Poland). Państw. Wydawn. Nauk. Warszawa.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH H. 1966. Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia rejonu dolnej Pilicy (Pleistocene stratigraphy and palaeogeomorphology in the lower Pilica region). — *Studia Geol. Pol.*, vol. 22. Warszawa.

- RYWOCKA-KIENIG K. 1966. Kemy okolic Bończy nad Pilicą na tle budowy geologicznej tego obszaru (Les kames aux environs de Bończa sur la Pilica en corrélation avec la structure géologique de la région). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 16, no. 3. Warszawa.
- SHROCK R. R. 1948. *Sequence in layered rocks*. New York — Toronto — London.
- STANKOWSKI W. 1968. Geneza Wału Lwówecko-Rakoniewickiego oraz jego obrzeżenia w świetle badań geomorfologicznych i litologiczno-sedymentologicznych (The origin of Lwówek-Rakoniewice Rampart and its vicinity in the light of geomorphic, lithological and sedimentological investigations). — *Prace Komis. Geogr.-Geol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, t. 8, z. 2. Poznań.
- SZUPRYCZYŃSKI J. 1968. Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu (Some problems of the Quaternary on Spitsbergen). — *Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN*, nr 71. Warszawa.
- TARR R. S. 1909. Some phenomena of the glacier margin in the Yakutat Bay Region, Alaska. — *Z. Gletscherkunde*, Bd. 3.
- TWENHOFEL W. H. 1950. *Principles of sedimentation*. Dover Publ. New York.
- WALKER R. G. 1963. Distinctive types of ripple-drift cross-lamination. — *Sedimentology*, vol. 2, no. 3. Amsterdam.

SUMMARY

ABSTRACT: The sedimentary features of some kame deposits, commonly considered as typical for the ice contact, are closely connected with erosion and/or sedimentation in flow environment. The kame relief was probably influenced by the meltwater erosion.

The examined kame hills in Central and Northern Poland (Fig. 1) occur either as solitary, or are grouped on the moraine plateaux (Figs 6, 9, 11, 13, 14). They are built mainly of well sorted fine and very fine sands, and partly of silt. The coarser, poorly sorted material was found only in the upper parts of the kame deposits.

During the detailed sedimentological investigations of these kame deposits the author distinguished 5 main types of sedimentary sets (Fig. 2). These are as follows: sedimentary sets deposited from suspension, current ripples, horizontal strata deposited by current traction, current cross-stratified beds, and massive beds deposited by torrential currents. All these sedimentary sets were formed under conditions of directional flow in channels, or in the vicinity of channels. The sedimentary sets deposited from suspension represent the deposition in the area that was separated or distant from the main thalweg, whereas massive beds were produced by an initially strong but rapidly decreasing flow.

The sequence and distribution of the sedimentary sets within all the described kame hills (Figs 7, 8, 10, 12) are connected with the oscillations of water level in channels or with the local changes of bed configuration, namely the changes in location of the erosional channels (Figs 7, 10, 12) reflect the successive stages of the meandering stream.

Most of the kame investigators (e.g. Flint 1957, Niewiarowski 1969, Bartkowski 1968a) consider the sedimentary environment of kame deposits as being closely connected with the melting of stagnant ice. However, in the examined kame hills, the present writer has found no sedimentological evidences to confirm such an

opinion. Penecontemporaneous sliding of the ablation till (inferred by Klajnert 1966) is lacking, whereas clayey sands and pebbles occurring on the surface of the kame hills were furnished by the water flowing down the channel.

The disturbances of the kame deposits were produced probably without the influence of ice melting. The involutions (Figs 3, 4, 7, 12) and gravitational faults (Figs 5, 7, 10, 12) are related to different physical properties of sediments (granulation, packing etc.) and to the changes of loading and water-saturation of sediments. Such disturbances develop during various mass movements caused by differentiated sedimentation in channels or by undercutting of the channel slopes.

The angular unconformity between the kame strata and the present kame slope (Niewiarowski 1959) cannot be considered as an evidence of ice melting. In the lateral parts of the kame hills the paleocurrent directions recorded in kame deposits are often (e.g. at Kalisz Kaszubski) perpendicular to the slope surface, suggesting the erosional origin of the slope.

The preservation of a non-reworked material of massive beds in the uppermost part of the kame deposits may be related to the fall of the water level in the channels. On the other hand, the location of the gravitational faults just beneath the massive beds records some desiccation of sediments (cf. Shrock 1948) caused probably by penecontemporaneous lowering of ground water level. Thus the inferred phenomena may be due to the probable erosion increase, in the vicinity of the present kame hills, what may be reckoned from the flow increase in the final stage of kame sedimentation.

The increase of erosional processes would be connected with some important changes recognized in the meltwater drainage system. Thus the sedimentation of kame deposits would correspond to a high water level in the ice-marginal valleys or urstromtals (Fig. 15A), the erosion — to a lowering of this water level and of local bases of erosion (Fig. 15B). Such hypothesis seems to be probable particularly in the case of the kame hills in the vicinity of Warka, closely related to the penecontemporaneous Pilica River urstromtal (inferred by Różycki 1968). Somewhat similar would be the location of the kame hill at Kalisz Kaszubski, as some stages of intense erosion were traced in the adjacent Brda River outwash area (Galon 1953).

The further studies of the kame hills require a more detailed geomorphological analysis. However, if the origin of all the described kame hills cannot be prejudged now, at least some of them may be interpreted as erosional remnants of larger accumulation surfaces, e. g. the outwash surfaces.

*Institute of Geology
of the Warsaw University
Warszawa 22, Al. Zwirki i Wigury 93
Warsaw, May 1970*
