POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

PRACE GEOGRAFICZNE NR 124

INSTYTUT GEOGRAFII
i Przestrzennego Zagospodarowania
Polskiej Akademii Nauk
00-330 Warszawa
ul. Nowy Świat Nr 72

MIECZYSŁAW BANACH

ROZWÓJ OSUWISK NA PRAWYM ZBOCZU DOLINY WISŁY MIĘDZY DOBRZYNIEM A WŁOCŁAWKIEM

WROCŁAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

86. Olechnowicz-Bobrowska B., *Częstość dni z opadem w Polsce.* 1970, s. 75, 26 ilustr., zł 18,—
87. *Baza ekonomiczna i struktura funkcjonalna miast:* Dziewoński K., *Studium rozwoju pojęć, metod i ich zastosowań*; Jerczyński M., *Metody pośrednie identyfikacji i pomiaru.* 1971, s. 182, 2 ilustr., zł 44,—
88. Rościszewski M., *Kierunki ewolucji rolnictwa w krajach Maghrebu.* 1970, s. 127, 8 ilustr., zł 30,—
89. Adrjanowska E., *Przestrzenne powiązania produkcyjne stoczni gdańskich.* 1971, s. 105, 16 ilustr., zł 22,—
90. Różycka W., *Metody oceny warunków fizjograficznych dla potrzeb planowania przestrzennego miast.* 1971, s. 203, 16 ilustr., zł 40,—
91. Ciołkosz A., Miszalski J., *Wykorzystanie zdjęć lotniczych w geografii stosowanej.* 1972, s. 86, 23 ilustr., zł 15,—
92. Czyż T., *Zastosowanie metody analizy czynnikowej do badania ekonomicznej struktury regionalnej Polski.* 1971, s. 114, 13 ilustr., 11 map pod opaską, zł 38,—
93. Kostrubiec B., *Analiza zjawisk koncentracji w sieci osadniczej. Problemy metodyczne.* 1972, s. 117, 43 ilustr., zł 24,—
94. Klimek K., *Współczesne procesy fluwialne i rzeźba równiny Skeidararsandur (Islandia).* 1972, s. 139, 31 ilustr., 48 fot., zł 32,—
95. Kraujalis M. W., *Udział ciepła ze sztucznych źródeł w bilansie cieplnym na obszarze Polski.* 1972, s. 74, 10 ilustr., zł 12,—
96. Kotarba A., *Powierzchniowa denudacja chemiczna w wapienno-dolomitowych Tatrach Zachodnich.* 1972, s. 116, 24 ilustr., 15 fot., zł 24,—
97. Jerczyński M., Chaves L. F., Siemek Z., Studia nad strukturą funkcjonalną miast. 1973, s. 385, 96 ilustr., zł 80,—
98. *Praca zbiorowa. Zmiany w rolnictwie tradycyjnym i migracje ludności wiejskiej w krajach rozwijających się (Irak, Maroko, kraje Afryki Zachodniej, kraje andyjskie).* 1973, s. 179, 6 ilustr., zł 34,—
99. Kozłowska-Szczęsna T., *Promieniowanie pochłonięte na obszarze Polski.* 1973, s. 119, 34 ilustr., zł 22,—
100. Biegajło W., *Typologia rolnictwa na przykładzie województwa białostockiego.* 1973, s. 164, 30 ilustr., zł 35,—
101. Werwicki A., *Struktura przestrzenna średnich miast ośrodków wojewódzkich w Polsce.* 1973, s. 168, 49 ilustr., zł 30,—
102. Matusik M., *Próba typologii i regionalizacji rolnictwa na obszarze Dolnego Powiśla.* 1973, s. 152, 30 ilustr., 6 fot., zł 32,—
103. Ziemońska Z., *Stosunki wodne w polskich Karpatach Zachodnich.* 1973, s. 124, 23 ilustr., zł 25,—
104. Drozdowski E., *Geneza Basenu Grudziądzkiego w świetle osadów i form glacjalnych.* 1974, s. 139, 41 ilustr., 17 fot., zł 32,—
105. Pulina M., *Denudacja chemiczna na obszarach krasu węglanowego.* 1974, s. 159, 52 ilustr., 10 fot., zł 36,—
106. Baumgart-Kotarba M., *Rozwój grzbietów górskich w Karpatach fliszowych.* 1974, s. 136, 39 ilustr., 16 fot., 3 załączniki, zł 40,—
107. Tyszkiewicz W., *Rolnicze użytkowanie ziemi a formy własności i rozmiary gospodarstw rolnych na Kujawach.* 1974, s. 127, 17 ilustr., zł 30,—
108. Leszczycki S., *Problemy ochrony środowiska człowieka.* 1974, s. 88, 7 ilustr., 4 wkl., zł 22,—

http://rcin.org.pl

POLSKA AKADEMIA NAUK

I INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

*

PRACE GEOGRAFICZNE NR 124

INSTYTUT GEOGRAFII
i PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
Polskiej Akademii Nauk
Zakład Przestrzennego Zagospodarowania
00-330 Warszawa
ul. Nowy Świat Nr 72

http://rcin.org.pl

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 124

МЕЧИСЛАВ БАНАХ

ОБРАЗОВАНИЕ ОПОЛЗНЕЙ НА ПРАВОМ СКЛОНЕ ДОЛИНЫ ВИСЛЫ МЕЖДУ ДОБЖИНЕМ И ВЛОЦЛАВКОМ

*

GEOGRAPHICAL STUDIES

Nº 124

MIECZYSŁAW BANACH

THE GROWTH OF LANDSLIDES ON THE RIGHT-BANK SLOPE OF THE VISTULA VALLEY BETWEEN DOBRZYN AND WLOCLAWEK

http://rcin.org.pl

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

PRACE GEOGRAFICZNE NR 124

MIECZYSŁAW BANACH

ROZWÓJ OSUWISK NA PRAWYM ZBOCZU DOLINY WISŁY MIĘDZY DOBRZYNIEM A WŁOCŁAWKIEM

WROCŁAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK
1977

http://rcin.org.pl

Komitet Redakcyjny

REDAKTOR NACZELNY: MARIA KIEŁCZEWSKA-ZALESKA

ZASTĘPCA REDAKTORA NACZELNEGO: KAZIMIERZ DZIEWONSKI

CZŁONKOWIE: STANISŁAW LESZCZYCKI, LESZEK STARKEL, JAN SZUPRYCZYŃSKI

SEKRETARZ: IRENA STAŃCZAK

Praca doktorska wykonana pod kierunkiem
Prof. dr. hab. JANA SZUPRYCZYŃSKIEGO

Redaktor Wydawnictwa Marzena Pawłowska-Chachaj

Redaktor techniczny Adam Przylibski

Printed in Poland

Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1977. Nakład: 800 egz. Objętość: ark. wyd. 9, ark. druk. 6,38 + 15 wkl. ark. form. A_1 8,50. Papier druk. sat. kl. III, 80 g, 70 × 100. Oddano do składania 26 V 1977. Podpisano do druku 6 XII 1977. Druk ukończono w grudniu 1977 r. Wrocławska Drukarnia Naukowa. Zam. nr 1358/77 — G-10 — Cena zł 27.—

http://rcin.org.pl

SPIS TREŚCI

Str.

Wstęp 7
Wprowadzenie 7
Cel pracy 8
Metody pracy 8
Zarys problematyki badawczej 11
I. Charakterystyka wybranych elementów środowiska geograficznego . . 15
Morfologia 15
Geologia 18
Miocen 24
Pliocen 28
Geneza i wiek zaburzeń neogenu 34
Czwartorzęd 37
Warunki hydrogeologiczne 43
II. Opis i dynamika osuwisk 51
Strefy antyklin mioceńskich (cypli) 52
Strefy synklin mioceńskich (nisz) 62
III. Chronologia rozwoju osuwisk 82
Zakończenie 88
Literatura 90

Образование оползней на правом склоне долины Вислы между Добжинем и Влоцлавком (резюме) 95

The Growth of Landslides on the Right-Bank slope of the Vistula valley between Dobrzyń and Włocławek (summary) 98

http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl

WSTĘP

WPROWADZENIE

Praca niniejsza została wykonana w Zakładzie Fizjografii Ziem Polskich Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Toruniu. Stanowi ona część problemu „Ocena zmian w środowisku przyrodniczym doliny Wisły, spowodowanych powstaniem zbiornika we Włocławku". Podjęty temat dotyczy zagadnienia procesów osuwiskowych rozpatrywanych w aspekcie jakościowym i ilościowym, a więc z uwzględnieniem ich dynamiki. Powyższe zadanie badawcze mieści się w ogólnej problematyce rozwoju stoku i ma na celu regionalne poznanie jednego z procesów kształtujących współcześnie nadwodną jego część w sąsiedztwie rzeki o dużej aktywności erozyjnej. Takie ujęcie problemu powierzchniowych ruchów masowych na Niżu Polskim nie było dotychczas opracowane.

Pod pojęciem „osuwisko" [1] rozumie się formę powstałą w wyniku przemieszczania mas ziemnych (skalnych) pod wpływem siły ciężkości wzdłuż określonych płaszczyzn, w których została zachwiana równowaga między siłą ciężkości a siłami przeciwdziałającymi, wywołanymi tarciem wewnętrznym i spoistością materiału budującego stok (zbocze). W zależności od charakteru ruchu, wynikającego z właściwości materiału podlegającego przemieszczaniu wyróżnia się obrywy, zsuwy i spływy. Proces, który doprowadza do powstania takich form zwie się procesem osuwiskowym. W powyższym ujęciu pojęcie „procesów osuwiskowych" jest równoznaczne pojęciu „ruchów masowych", które wchodzą w zakres ogólniejszego terminu, jakim jest „denudacja". Pod pojęciem „zbocze" autor rozumie powierzchnię nachyloną od krawędzi wysoczyzny morenowej do linii brzegowej Wisły. Na ogół mieści się ono w pojęciu „stok". W badanym obszarze oba te pojęcia pokrywają się

[1] W polskiej literaturze przedmiotu używane są równorzędnie dwa terminy: osuwisko i usuwisko. W geologii dynamicznej i geomorfologii dominuje pojęcie „osuwisko" (M. Książkiewicz 1972; M. Klimaszewski 1963). W geologii inżynierskiej i mechanice gruntów natomiast pojęcie „usuwisko" (J. Grubecki i J. Sysak 1960; R. Piętkowski, R. Czarnota-Bojarski 1964). Słownik Języka Polskiego PWN wymienia tylko „osuwisko" (H. Auderska i in. 1968).

http://rcin.org.pl

przestrzennie i znaczeniowo w odróżnieniu od gór, gdzie zbocza dolin są na ogół częścią składową stoku. W takim znaczeniu nazwy te będą używane poniżej.

Prawe zbocze doliny Wisły na odcinku od Płocka do Włocławka podlegało procesom osuwiskowym, silnie zróżnicowanym przestrzennie i rozwijającym się z różnym natężeniem. Wybudowanie stopnia piętrzącego spowodowało trwałe podniesienie bazy erozyjno-denudacyjnej Wisły, co nie pozostało bez wpływu na procesy stokowe. Brak stacjonarnych badań osuwisk i pełnej ich inwentaryzacji przed rozpoczęciem prac hydrotechnicznych oraz podjęcie badań nad powyższym tematem już w trakcie napełniania zbiornika w znacznym stopniu utrudniło ocenę zmian.

Autor mniejszej pracy serdecznie dziękuje prof. dr. hab. Janowi Szupryczyńskiemu za wskazanie tematu i zachętę do jego podjęcia oraz za uwagi i rady przy rozwiązywaniu niektórych problemów.

Dziękuję wszystkim Kolegom za życzliwość, dyskusje i uwagi, które przyczyniły się do wyjaśnienia czasami dość istotnych trudności w pracy.

CEL PRACY

W badaniach nad podjętym tematem starano się przedstawić rozwój osuwisk w ujęciu chronologicznym, ich dynamikę w powiązaniu z budową geologiczną i warunkami hydrogeologicznymi oraz stanami wód Wisły i opadami atmosferycznymi. Ten ogólny cel badawczy składał się z następujących zadań cząstkowych:

1) zinwentaryzowanie form procesów osuwiskowych;

2) poznanie budowy geologicznej i warunków hydrogeologicznych zbocza i przyległej strefy wysoczyzny;

3) wyjaśnienie przyczyn przestrzennego zróżnicowania występujących na zboczu osuwisk;

4) poznanie dynamiki podstawowych typów osuwisk;

5) próba dania odpowiedzi na pytanie, czy i w jakim stopniu wybudowanie zbiornika wpłynęło na wzmożenie rozwoju osuwisk oraz,

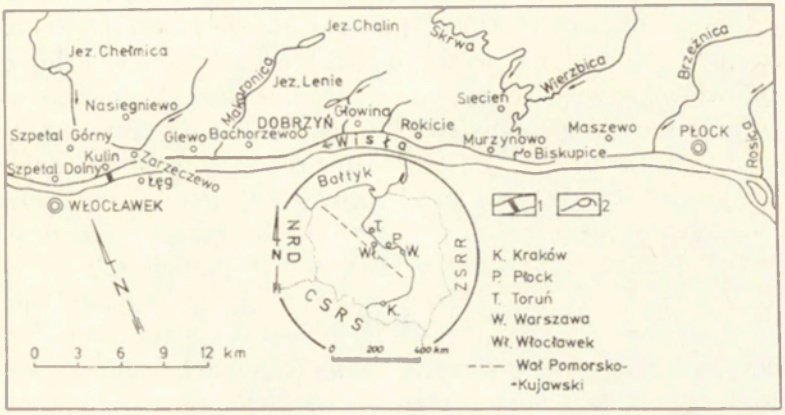
6) dlaczego od niepamiętnych czasów intensywnej degradacji na tym odcinku podlega tylko prawe zbocze doliny Wisły.

METODY PRACY

Prace nad rozwiązaniem tematu obejmowały inwentaryzację stanu istniejącego, zachodzące zmiany w wyniku spiętrzania oraz zachowanie się zbocza w trakcie eksploatacji zbiornika wodnego, największego dotychczas pod względem powierzchni i kubatury w Polsce. Do badań przystąpiono pod koniec 1969 r. Po wstępnym rekonesansie, którym

http://rcin.org.pl

objęto zbocze na całej długości zbiornika wyznaczono obszar badań szczegółowych i przeglądowych. Szczegółowymi badaniami, ze względu na duże zróżnicowanie i natężenie rozwoju form osuwiskowych, objęto zbocze pomiędzy Dobrzyniem a Włocławkiem wraz z ujściowymi odcinkami dolin bocznych (ryc. 1). Stałe i systematyczne obserwacje oraz pomiary prowadzono w latach 1970—1973.



Ryc. 1. Szkic terenu badań
1 — zapora; *2* — rzeki i jeziora

Map showing investigated area
1 — river weir; *2* — rivers, creeks and lake basins

Celem poznania charakteru osuwisk, ich dynamiki i udziału w rozwoju zbocza zastosowano metodę powtarzalnego kartowania geomorfologicznego i hydrograficznego form osuwiskowych w różnych okresach.

Cały badany odcinek zbocza kartowano na podkładzie sytuacyjno-wysokościowym w podziałce 1:5000, natomiast wybrane jego fragmenty i pojedyncze osuwiska w podziałce 1:1000. Skala podkładu pozwoliła przedstawić wszystkie występujące w terenie formy osuwiskowe w ujęciu powierzchniowym oraz nanieść zmiany zaistniałe w okresie badawczym. W pierwszych latach badań (1970—1971) kartowanie prowadzono dwukrotnie, każdego roku, wiosną (kwiecień) i jesienią (październik), a w okresie następnym (1972—1973) tylko jeden raz w roku (wiosną — kwiecień lub maj).

Dynamikę wybranych osuwisk badano teodolitem, metodą powtarzalnych pomiarów geodezyjnych. Zastosowano metodę wcięć z minimum dwu względnie stabilnych stanowisk, z których celowano na poszczególne punkty pomiarowe zlokalizowane na powierzchni osuwiska oraz poza jego obrębem. Ilość punktów pomiarowych była różna (minimum trzy) i zależała od wielkości, typu i dostępności osuwiska; roz-

http://rcin.org.pl

mieszczano je w linii prostej, w charakterystycznych miejscach górnej, środkowej i dolnej części formy. Większa ilość punktów pozwalała na pełniejszą, wnikliwszą analizę przemieszczeń koluwiów. Jako punktów pomiarowych użyto kołków drewnianych o wymiarach 100 × 5 × 3 cm, wbitych w ziemię z gwoździem na końcu służącym do precyzyjnego stawiania tyczki geodezyjnej zawsze w tym samym miejscu. Sporadycznie za punkty pomiarowe służyły inne przedmioty, np. głazy, drzewa, graniczniki, repery. Pomiar założonej sieci kołków pozwalał poznać tempo i charakter przemieszczeń tylko powierzchniowej warstwy koluwiów, nie pozwalał natomiast na pełne poznanie odkształceń w całej odkłutej masie koluwiów, a więc zmian wraz z głębokością. Pośrednio wskazuje na to jedynie morfologia powierzchni osuwiska (szczeliny, wały, garby, zagłębienia, progi), im mniej jest urozmaicona, tym mniejsze jest zróżnicowanie przemieszczeń całej masy koluwialnej. Pomiar wyjściowy („zerowy") wykonano we wrześniu 1970 r. i powtarzano w odstępach półrocznych, tj. jesienią i wiosną, przeważnie w październiku i w maju. Każdorazowo mierzono kąt poziomy, pionowy i odległość do założonych punktów z poszczególnych stanowisk. W półroczu zimowym 1972/1973 dokonano pomiarów comiesięcznych na wybranych 2 osuwiskach. Pomiary, prowadzone na 11 formach różnych wiekiem, genezą i typem ruchu, zakończono w 1973 r. Ze względu jednak na nietypową, mokrą jesień dodatkowo wykonano na osuwisku centralnym w Dobrzyniu pomiar w listopadzie 1974 r. Wyniki zestawiono w tabelach oraz w formie wykresów.

Budowę geologiczną opracowano na podstawie własnych badań terenowych (opis i analiza licznych naturalnych odsłonięć), wierceń archiwalnych, wierceń geologiczno-inżynierskich wykonanych przez Przedsiębiorstwo Geologiczno-Inżynierskie Budownictwa Wodnego „Hydrogeo" w Warszawie dla stopnia piętrzącego na Wiśle we Włocławku i innych wierceń zebranych w Instytucie Geologicznym oraz szeregu opracowań publikowanych i archiwalnych.

Reżim wód podziemnych hydraulicznie związanych z Wisłą opracowano w oparciu o dane z 8 piezometrów (4 w Kulinie i 4 w Dobrzyniu) za okres 7 lat hydrologicznych (1967—1973), w powiązaniu z opadami dla stacji Dobrzyń i stanami Wisły (zbiornika) we Włocławku za ten sam okres. Piezometry założyło „Hydrogeo", a obserwacje były prowadzone pod nadzorem Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Przebieg stanów wód podziemnych (mierzonych raz w tygodniu) porównano z tygodniowymi sumami opadów i średnimi tygodniowymi stanami Wisły (zbiornika), do wyliczenia których zaczerpnięto dane podstawowe również z IMiGW oraz z Okręgowego Zarządu Wodnego, Oddział Płock.

Dla wybranych odcinków brzegu dokonano próby poznania ewolucji zbocza za ostatnie 70—80 lat w oparciu o zdjęcia lotnicze z różnych okresów (z 1959 i 1970 r.), archiwalne zdjęcia fotograficzne i katastry

http://rcin.org.pl

rolne oraz aktualnie wykonywaną dokumentację fotograficzną i liczne (ponad 50) przekroje poprzeczne.

Udział osuwisk w ogólnej powierzchni badanych zboczy wyliczono na podkładzie 1 : 5000 metodą planimetrowania.

ZARYS PROBLEMATYKI BADAWCZEJ

Powierzchniowe ruchy masowe od dawna interesowały człowieka, ale dopiero druga połowa XIX w. była początkiem naukowego ich badania. Procesy ruchów masowych występują najliczniej i w największym natężeniu na obszarach górskich, i tu właśnie najwcześniej były opisywane i badane. W miarę rozwoju budownictwa i intensywniejszego zagospodarowywania powierzchni ziemi wzbudzały zainteresowanie również osuwiska nizinne rozwijające się w strefie brzegowej mórz, w dolinach rzecznych, sztucznych wykopach przy budowie dróg i linii kolejowych oraz w kopalniach odkrywkowych. Najpierw zajęli się nimi budowniczowie, jako że stanowiły one niebezpieczeństwo dla wznoszonych obiektów, a dopiero później stały się przedmiotem badań geologów i geografów, którzy starają się ocenić ich rolę i znaczenie wśród procesów egzogennych kształtujących rzeźbę powierzchni ziemi obecnie i w przeszłości. Z tego też względu procesy powierzchniowych ruchów masowych (osuwiskowych) są przedmiotem badań geologii inżynierskiej, geologii dynamicznej i mechaniki gruntów oraz geomorfologii.

Problem osuwisk jest interesujący nie tylko z punktu widzenia naukowego, ale ma również duże znaczenie gospodarcze. W celu dokładnego jego zbadania powstały specjalne stacje naukowe prowadzące stałe obserwacje nad osuwiskami (w ZSRR, USA, Szwecji, Anglii). Podczas obrad XXI Międzynarodowego Kongresu Geograficznego w Indiach w grudniu 1968 r. powołano również przy Międzynarodowej Unii Geograficznej specjalną Komisję Współczesnych Procesów Morfogenetycznych.

Pierwsze prace badaczy polskich o osuwiskach z obszaru Karpat pochodzą z początku XX w. (R. Zuber, J. Blauth 1907). Próbą szerszego ujęcia problematyki osuwisk są prace L. Sawickiego (1917), B. Świderskiego (1932) i H. Teisseyre'a (1935, 1936). Ten ostatni badacz dużą uwagę zwrócił na regionalne zróżnicowanie osuwisk Alp, Karpat i Podkarpacia.

O osuwiskach w dolinie środkowej i dolnej Warty pisał B. Chudziński (1929). Wyróżnił on cztery typy zsuwów (obsuwisk): „złazy", zsuwy terasowe, zsuwy amfiteatralne i „frany". Powyższe typy zsuwów są kolejnymi etapami rozwoju form o tej samej genezie i charakterze ruchu. Zaburzenia równowagi stoku słusznie wiązał z działalnością wody.

Wśród powojennych publikacji można wyróżnić opracowania o cha-

http://rcin.org.pl

rakterze geomorfologicznym i inżyniersko-geologicznym. Do pierwszej grupy należy zaliczyć prace: T. Gerlacha i in. (1958) o osuwisku w Lipowicy koło Dukli, A. Michalika (1962) o osuwisku w Cichem na Podhalu, K. Pękali (1962, 1964, 1969) o osuwiskach w okolicy Birczy i Krzywczy oraz prace K. Jakubowskiego (1964, 1967, 1968) o rozwoju osuwisk w pokrywach zwietrzelinowych Podhala i T. Ziętary (1964, 1974) o osuwiskach w Beskidach Zachodnich. Do drugiej grupy opracowań wychodzących z metod geologii inżynierskiej należą prace: P. Śliwy i Z. Wilka (1954), P. Śliwy (1955), W. Subotowicza (1964), A. Kłębka i R. Kociszewskiego (1970). Od lat sześćdziesiątych pojawiają się prace sygnalizujące stosowanie metod fotogrametrycznych w badaniach osuwisk (S. Ostaficzuk 1962; K. Jakubowski, S. Ostaficzuk 1962; S. Ostaficzuk, L. Wysokiński 1966). Równocześnie ukazują się prace o geodezyjnych pomiarach ruchów osuwiskowych (J. Sysak 1961a; E. Oślizło 1964; M. Żak 1964).

Poza powyższymi, specjalistycznymi pracami dotyczącymi osuwisk jest szereg opracowań poświęconych problemowi morfogenezy, w których rola procesów osuwiskowych rozpatrywana jest w szerszym aspekcie. Do grupy tej należą przede wszystkim prace: L. Starkla (1960), T. Gerlacha (1966), K. Jakubowskiego (1974) i T. Ziętary (1974).

W 1955 r. ukazało się jedyne do chwili obecnej ogólne studium o osuwiskach w języku polskim, w opracowaniu A. Kleczkowskiego. Materiał dokumentacyjny zaczerpnął autor głównie z obszaru karpackiego. W 1972 r. wyszła praca M. Z. Pulinowej o procesach osuwiskowych w środowisku sztucznym i naturalnym. W oparciu o materiał zebrany w latach 1967—1969 z obszaru Dolnego Śląska, Karpat oraz Bułgarii, Rumunii i Czechosłowacji autorka zajmuje się kinematyką osuwisk z pominięciem, niestety, przyczyn ruchu i dynamiki form. Niewiele jest opracowań obszerniejszych poświęconych osuwiskom jako całości w ujęciu regionalnym lub przeglądowym. Zdecydowana większość dotyczy opisu poszczególnych form i ich genezy oraz analizy przemieszczeń mas koluwialnych.

Na podstawie uchwały Komitetu Ekonomicznego Rady Ministrów nr 156/67 Instytut Geologiczny przystąpił w 1967 r. do rejestracji osuwisk w Polsce. W oparciu o instrukcję i karty rejestracyjne skartowano w terenie na mapie 1:25 000 wszystkie formy w ujęciu powierzchniowym. Osuwiska mniejsze, od około 3 ha, zaznaczono symbolem. Dla Niżu zestawiono dane na mapie zbiorczej w podziałce 1:500 000, dla Karpat w podziałce 1 : 200 000. Mapę zawierającą tekst objaśniający wydano w 1970 r. W Archiwum Dokumentacji Źródłowej Instytutu Geologicznego założono centralną kartotekę osuwisk, na którą składa się zbiór kart rejestracyjnych oraz map w skali 1:25 000. Karty rejestracyjne i mapy ułożone są powiatami (J. Bażyński, A. Kühn 1970a, 1970b). W przyszłości planuje się opracowanie regionalizacji procesów osuwisko-

http://rcin.org.pl

wych na obszarze Polski z uwzględnieniem ich dynamiki (L. Kastory 1971).

Prawe zbocze doliny Wisły między Płockiem a Włocławkiem jest największym obszarem osuwiskowym na Niżu Polskim (J. Bażyński, A. Kühn 1970b). Dane historyczne mówią o istnieniu tu przed wiekami procesów osuwiskowych. W 1532 r. osunęła się do Wisły część skarpy płockiej z murem obronnym i częścią zabudowań zamkowych. W 1622 r. miało miejsce następne duże osunięcie się mas ziemnych i zniszczeniu uległa część ulicy Nadwiślańskiej (A. Nowowiejski 1931). Zniknęło szereg placów, których hipoteczne numery istniały jeszcze w początkach XIX w.

Naturalne warunki stateczności skarpy w Dobrzyniu są o wiele mniej korzystne niż w Płocku (M. Banach 1973a), dlatego też niewątpliwie i tutaj rozwijały się osuwiska i czyniły szkody, brak tylko zapisków historycznych o skali zniszczeń.

W XI w. istniał w Dobrzyniu gród obronny będący stolicą Ziemi Dobrzyńskiej i siedzibą kasztelana. W 1228 r. Książę Konrad Mazowiecki osadził tu Dobrzyński Zakon Rycerski dla obrony przed najazdami Prusów. Pozostałością po zamku jest grodzisko zwane Górą Zamkową, oddzielone od miasta wyraźnym obniżeniem (dawną fosą), od południa silnie podcięte przez Wisłę. Ponad czterometrowa warstwa antropogenu na powierzchni wskazuje na długi okres osadnictwa, a mała powierzchnia (10,8 ara) na silne niszczenie południowej ściany Góry Zamkowej, która w początkach obecnego tysiąclecia musiała być wielokrotnie większa aniżeli obecnie.

O suwach (osuwiskach) między Dobrzyniem a Włocławkiem wzmiankuje J. Siemiradzki (1909) i W. Friedberg (1923). J. Lewiński (1924) przedstawił charakter morfologiczny zbocza i trafnie ocenił jego niszczenie w zależności od wykształcenia litologicznego. K. Gelinek (1929) opisał procesy osuwiskowe rozwijające się na zboczu doliny Wisły w Płocku i Dobrzyniu wiosną i latem 1925 i 1926 r. Wyróżnił trzy typy form osuwiskowych: frany (zsuwy), obrywy i formy uskokowe (zerwy) oraz podał ich wielkości. Brak, niestety, w pracy jakiegokolwiek szkicu i dlatego nie można porównać ówczesnego stanu zbocza z obecnym. J. Sysak (1961b), na podstawie danych pomiarowych niwelacji precyzyjnej za okres 6-letni, wykazał zależność odkształceń osuwiskowego zbocza w Płocku od opadów atmosferycznych. Natężenie opadów rzędu 2 mm/dobę w przypadkach długiego ich trwania może wywołać odkształcenia rzędu nawet 0,425 mm/dobę. J. Krzyżanowski (1971) podał wyniki badań nad statecznością prawego osuwiskowego zbocza w rejonie osi stopnia wodnego we Włocławku, prowadzonych w latach 1966—1970. Maksymalne przemieszczenia pionowe (ryc. 4, str. 410) dochodziły do 1 m. Podparcie osuwiskowego fragmentu zbocza nasypem zapory czołowej wyeliminowało prawie całkowicie proces jego odkształcania.

http://rcin.org.pl

M. Banach (1973a, b) wskazał na ścisłą zależność przestrzennego zróżnicowania osuwisk w tym obszarze od budowy geologicznej i charakteru struktur neogeńskich. Podał również wstępne wyniki badań stacjonarnych nad dynamiką wybranych form.

Oddzielny etap badania osuwisk tego obszaru wiąże się z projektowaniem, budową i eksploatacją stopnia piętrzącego na Wiśle we Włocławku. Są to głównie ekspertyzy i dokumentacje wykonane dla potrzeb stopnia, nie publikowane, na prawach rękopisu (B. Andrzejeszczak i in. 1966; B. Fąferek i in. 1955). W miarę potrzeby w dalszej części pracy autor odwołuje się do zamieszczonych tam danych szczegółowych, czy też wniosków ogólnych.

http://rcin.org.pl

I. CHARAKTERYSTYKA WYBRANYCH ELEMENTÓW ŚRODOWISKA GEOGRAFICZNEGO

MORFOLOGIA

Dolina Wisły między Płockiem a Włocławkiem położona jest w strefie brzeżnej Walu Pomorsko-Kujawskiego. Ma ona charakterystyczny asymetryczny przekrój poprzeczny. Kierunek biegu rzeki jest prawie równoleżnikowy. Lewy brzeg jest niski i płaski. Na całej szerokości doliny, która osiąga około 14 km rozwinął się system teras, obecnie w znacznym stopniu zwydmionych. Prawe zbocze natomiast jest bezpośrednio podcinane przez Wisłę. Ma około 50 m wysokości, a kąty nachylenia wahają się od 10 do 50°. Baza erozyjno-denudacyjna zalega na rzędnych 46—50 (57,3)[2] m npm., a krawędź wysoczyzny 90—110 m npm. Zbocze przechodzi na ogół ostrym załomem w wysoczyznę morenową. Brak tu poziomów terasowych. Wprawdzie w 30-tych latach S. Lencewicz (1927) wspomina o fragmentach terasy niskiej pomiędzy Glewem i Tulibowem, ale analiza podkładu sytuacyjno-wysokościowego zbocza w podziałce 1:5000 z 70-tych lat XX w. (z okresu przed spiętrzeniem Wisły) nie daje podstaw do zaaprobowania powyższego twierdzenia. Autor sądzi, iż są to fragmenty pseudoteras osuwiskowych, o których w dolinie dolnej Wisły pisał R. Galon (1934). Dość zgeneralizowany, ale względnie pełny obraz rzeźby zarówno zbocza, jak i jego zaplecza przedstawia „Szkic morfologiczny" (zał. I), wykonany w oparciu o rękopis mapy geomorfologicznej Arkusza Dobrzyń n. Wisłą w podziałce 1:25 000, w opracowaniu U. Urbaniak (wschodni, wysoczyznowy fragment szkicu) oraz na podstawie własnych materiałów i znajomości terenu.

Równina moreny dennej Wysoczyzny Dobrzyńskiej przyległa do doliny Wisły jest wykształcona w postaci wysoczyzny morenowej płaskiej i falistej o wysokości 99—105 m npm. Dość monotonną jej powierzchnię urozmaicają nieliczne pozytywne formy. Na północny zachód od Dobrzynia ciągną się dwie wałopodobne formy o przebiegu NE—SW, wznoszące się 2—5 m ponad otaczający teren. Większa z nich ma około

[2] Obecny, średni stan poziomu Wisły po wybudowaniu stopnia piętrzącego na Wiśle we Włocławku w 1969 r.

http://rcin.org.pl

2 km długości i 70—150 m szerokości. W Szpetalu koło Włocławka ponad równiną morenową góruje odosobnione wzgórze o wysokości 136,1 m npm. Opada ono stromym stokiem na południe do Wisły, ku wysoczyźnie schodzi łagodnie. Nie wykazuje powiązania z ciągami moren zarówno Wysoczyzny Kujawskiej, jak i Dobrzyńskiej. O genezie tego wzgórza pisał W. Froehlich (1970). W centralnej i zachodniej jego części rozwinęły się wydmy.

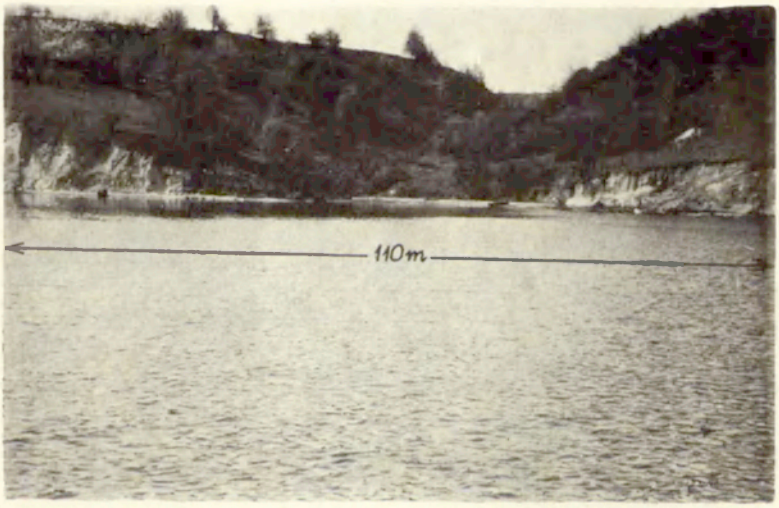
Strefę przykrawędziową wysoczyzny rozcinają cztery większe doliny. Są to albo rynny subglacjalne przekształcone później przez rzeki (rynna Chełmicy i Makaronicy), albo doliny wód roztopowych (dolina odwadniająca na południe rynną Jeziora Lenie), czy też doliny postglacjalne powstałe w wyniku erozyjnej działalności wód spływających z wysoczyzny (Święty Strumień, Struga Głowińska). Szerokość tych wklęsłych form waha się od 200 do 600 m, a głębokość od 30 do 40 m, a nawet więcej w odcinkach ujściowych do Wisły. Rozczłonkowują one wysoczyznę na poszczególne płaty (fot. 1).

Oprócz powyższych dużych form dolinnych, krawędź wysoczyzny rozcina szereg drobnych form wklęsłych, które powodują jej urozmaicenie i dalsze rozczłonkowanie. Intensywność rozcięć jest różna na poszczególnych odcinkach biegu rzeki. Najwięcej jest ich między Szpetalem a Zarzeczewem, najmniej pod Tulibowem. Prawie wszystkie biorą początek powyżej krawędzi wysoczyzny, ale nie wszystkie dochodzą do bazy erozyjno-denudacyjnej Wisły. Część tych form jest zawieszona, część kończy się na zboczu. Długość dolinek waha się od kilkunastu do kilkuset metrów, największe osiągają 400—800 m. Są to na ogół f o r m y z ł o ż o n e, których początkiem są dolinki nieckowate przechodzące dalej w dolinkę płaskodenną, która z kolei w odcinku ujściowym jest rozcięta wtórnie młodym V-kształtnym wciosem. Czasami do dolinki płaskodennej uchodzi kilka odgałęzień o zróżnicowanej morfologii, jak na przykład dolinki nieckowate, nisze, młode rozcięcia erozyjne itp. Są to na ogół formy zamarłe, suche. Współczesne przeobrażenia nie powodują zasadniczych zmian ich kształtu i wielkości. Zauważalne zmiany zachodzą jedynie w miejscach wypływów wód podziemnych i w miejscach nowych, świeżych rozcięć. Są to nieliczne formy późnoglacjalne zamarłe ze zmianą warunków klimatycznych. Przykładem może być dolinka w Bachorzewie (fot. 2). O ich wieku autor sądzi poprzez analogię do podobnych form opisanych w literaturze. O genezie, typach i wieku rozcięć na zboczach pradolin Polski północnej pisali: A. Marsz (1964), Z. Churska (1966), W. Niewiarowski (1968). Oprócz wyżej opisanych form dolinnych złożonych, występują f o r m y p r o s t e mające ten sam charakter na całej długości. Dominują wśród nich dolinki wciosowe o V-kształtnym profilu poprzecznym, krótkie, wąskie i głębokie. Wiekowo są to formy holoceńskie, będące w różnych stadiach rozwoju — od inicjalnych do w pełni wykształconych, miejscami nawet zamarłych.

http://rcin.org.pl

Fot. 1. Zatoka zbiornika w Zarzeczewie. Ujścowy odcinek Chełmicy i Sw. Strumienia (październik 1971)

Storage basin at Zarzeczewo. Mouth sections of Chełmica and Św. Strumień (October 1971)



Fot. 2. Wylot późnoglacjalnej dolinki w Bachorzewie, obecnie podcięty przez abrazję zbiornika (maj 1976)

Mouth of small late-glacial valley at Bachorzewo, now undercut by basin abrasion (May 1976)

http://rcin.org.pl

Fot. 3. Kulin. Młoda holoceńska dolinka rozwijająca się przy współudziale wód podziemnych i ruchów masowych, obecnie umocniona (marzec 1975)

Kulin. Small Young-Holocene valley, developing under co-operation of underground waters and mass movements; recently buttressed (March 1975)

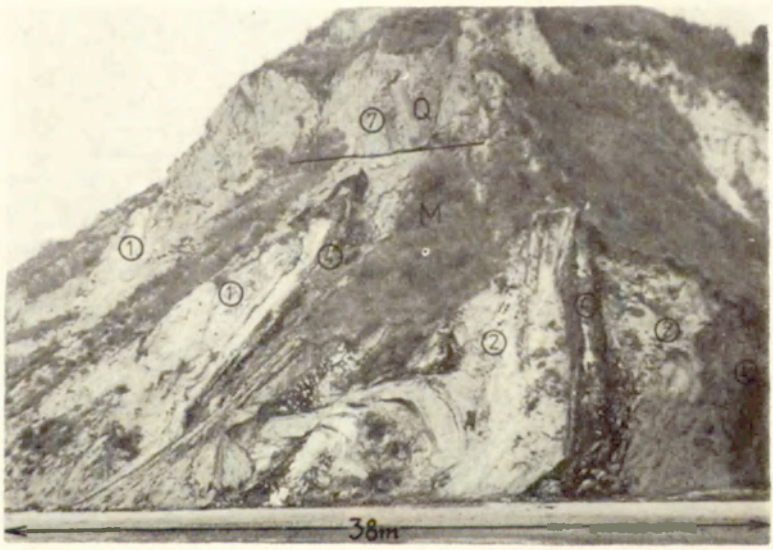
Fot. 4. Bachorzewo. Drobne deformacje osadów w antyklinie mioceńskiej. Białe plamy to sproszkowany gips

Bachorzewo. Minor deformations of deposits in Miocene anticline. White spots denote powdered gypsum

http://rcin.org.pl

Fot. 5. Dobrzyń. Zaburzenia miocenu w drugiej na zachód od Góry Zamkowej antyklinie (lipiec 1973)

Dobrzyń. Miocene dislocations in second anticline west of Castle Hill (July 1973)



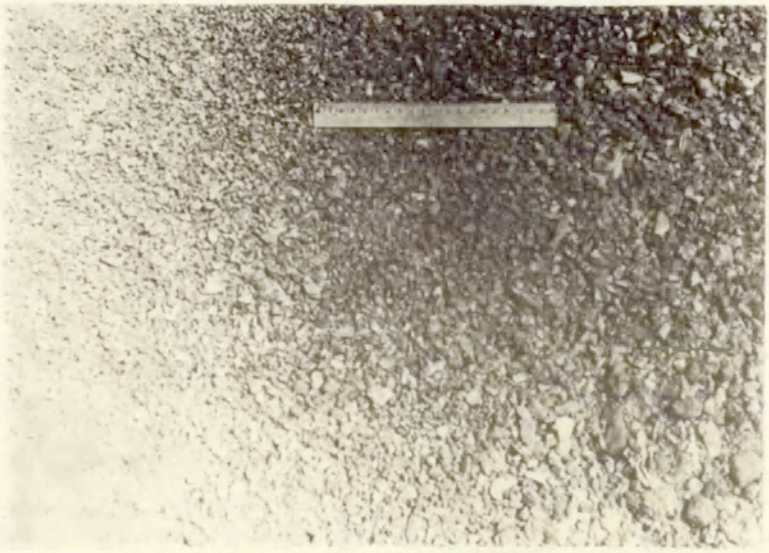
Fot. 6. Dobrzyń. Zaburzenia miocenu w Górze Zamkowej (czerwiec 1973). Objaśnienia patrz rycina 4

Dobrzyń. Miocene dislocations in Castle Hill (June 1973). For explanations of figure 4

http://rcin.org.pl

Fot. 7. Tekstura iłów plioceńskich w świeżym odsłonięciu

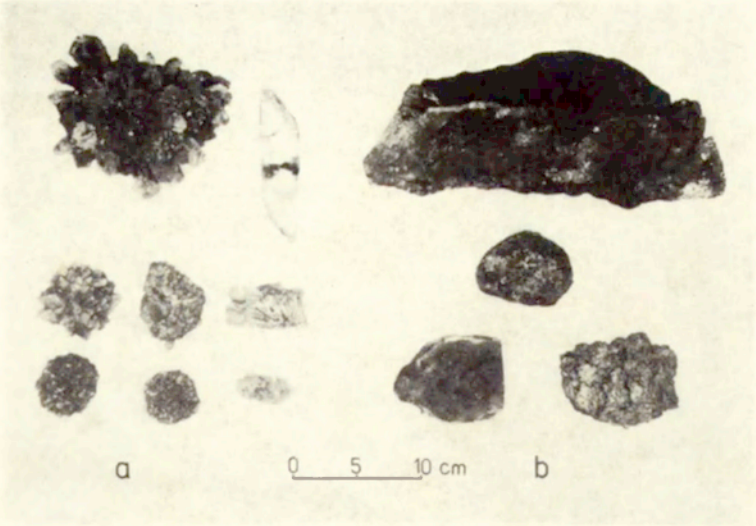
Texture of Pliocene clays in fresh exposure



Fot. 8. Iły plioceńskie po rocznym okresie wietrzenia

Pliocene clays after one-year's weathering

http://rcin.org.pl



Fot. 9. Kryształy i skupienia gipsu oraz konkrecje i ławice syderytyczne. Fot. W. Plichta

Gypsum crystals and concentration, and concretions and sideritic banks. Photo by W. Plichta

Fot. 10. Nalodzie wód podziemnych na powierzchni osuwiska w Dobrzyniu (styczeń 1973)

Ice sheet of underground waters on slide surface at Dobrzyń (January 1973)

http://rcin.org.pl

Fot. 11. Góra Zamkowa w Dobrzyniu — cypel wysoczyzny morenowej. W profilu zbocza brak ilastych utworów plioceńskich (czerwiec 1973). Objaśnienia patrz rycina 4

Castle Hill at Dobrzyń — spur of moraine plateau. In slope profile the clayey Pliocene sediments are lacking (June 1973) For explanations of figure 4

Fot. 12. Góra Zamkowa w Dobrzyniu w 1907 r. (wg M. Wawrzeniecki 1913)

Castle Hill at Dobrzyń in 1907 (after M. Wawrzeniecki 1913)

http://rcin.org.pl

Fot. 13. Góra Zamkowa w Dobrzyniu w kwietnu 1973 r.

Castle Hill at Dobrzyń in April 1973

Fot. 14. Uskok powstały wiosną 1967 r. ze ścięcia utworów budujących zbocze doliny Wisły w Dobrzyniu — 660,4 km. Zrzucona część jest płaska, bez szczelin, pod uprawą. Widoczna dwudzielność górnej gliny zawałowej (październik 1969)

Fault developed in spring of 1967 due to shearing of deposits forming the slope of the Vistula bank at Dobrzyń, km 660.4 The severed part is flat, tilled soil, without fissures. Visible is a bipartition of the upper boulder clay bed (October 1969)

http://rcin.org.pl

Fot. 15. Szczeliny w stopniu powstałym wiosną 1967 r. na zboczu w Dobrzyniu — 660,4 km (listopad 1969)

Fissures in a step that had developed in the spring of 1967 in the slope at Dobrzyń — km 660.4 (November 1969)

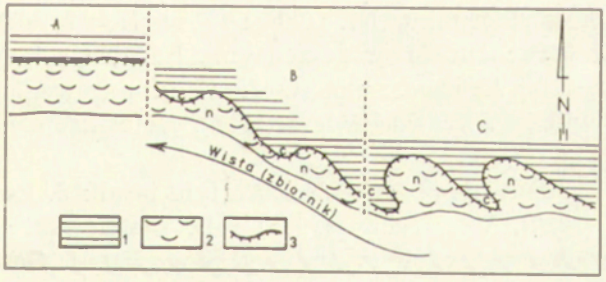
Fot. 16. Dalsze odkształcenia zbocza w Dobrzyniu — 660,4 km (marzec 1970)

Further slope deformation at Dobrzyń — km 660.4 (March 1970)

http://rcin.org.pl

Rozwijają się głównie w obniżeniach powierzchni topograficznej pod wpływem wód roztopowych i opadowych oraz wód podziemnych. W miejscach intensywniejszego, skoncentrowanego wypływu wody podziemnej, szczególnie gdy odbywa się to na stromym zboczu, tworzą się mniejsze lub większe nisze źródliskowe. Stały wypływ wody doprowadza, wskutek erozji wstecznej, do powstania i wydłużania się dolinki wciosowej (fot. 3). Działalność człowieka może hamować lub przyspieszać rozwój tych form. Doprowadzenie rowów melioracyjnych, wylotów sączków drenarskich do rozcięć erozyjnych, czy wykorzystywanie jako dróg dojazdowych na zbocze przyspiesza ich rozwój. Zdrenowanie wypływów wód podziemnych, zasypywanie górnych odcinków rozcięć, zaorywanie, zakrzaczanie lub tarasowanie może nie tylko utrudnić, ale całkowicie zahamować dalszy rozwój. Opisane wyżej przypadki wpływu człowieka na rozwój tych form mają miejsce na badanym terenie.

Decydujący wpływ na morfologię samego zbocza mają procesy powierzchniowych ruchów masowych. Mniejszą, podrzędną rolę odgrywają inne procesy denudacyjne i erozja. Zbocze jest charakterystycznie ukształtowane — postrzępione przez głębokie i szerokie nisze, przypominające cyrki lodowcowe o stromych ścianach tylnej i bocznych, nierównym dnie pokrytym nieregularnymi wyniesieniami i nierzadko bezodpływowymi zagłębieniami. Szerokość nisz (cyrków) wynosi 200—500 m, a długość liczona od bazy erozyjno-denudacyjnej Wisły do tylnej ściany, stanowiącej krawędź wysoczyzny morenowej, dochodzi do 300 m. Po sfalowanej powierzchni płyną obniżeniami strużki wody wypływającej u podstawy tylnej ściany niszy. Nie wszędzie wypływy są



Ryc. 2. Schematyczne przykłady charakteru zbocza kształtowanego przez procesy powierzchniowych ruchów masowych

A — Wisła nie przecina struktur mioceńskich, B — Wisła przecina struktury mioceńskie ukośnie, C — Wisła przecina struktury mioceńskie prawie prostopadle; *1* — wysoczyzna morenowa, *2* — zbocze, *3* — krawędź wysoczyzny, c — cyple, *n* — nisze

Diagrammatical examples of type of valley slope formed by processes of massed surface movements

A — the Vistula fails to dissect Miocene sediments, B — the Vistula cuts Miocene sediments obliquely, C — the Vistula cuts Miocene sediments at nearly right angle; *1* — moraine plateau, *2* — slope, *3* — plateau edge, c — plateau spurs, *n* — niches

http://rcin.org.pl

widoczne, miejscami przykrywają je deluwia. Głębokie i szerokie nisze oddzielone są od siebie ocalałymi partiami wysokiego brzegu w postaci wąskich cypli (ostróg), które zazwyczaj dochodzą prawie do samego koryta Wisły. Zarówno nisze, jak i cyple nie są skierowane prostopadle do rzeki, ale ukośnie. Na równoleżnikowych odcinkach biegu rzeki kąt ten jest bardziej zbliżony do prostego, nisze są dobrze wykształcone, cyple wąskie, wyraźne (Dobrzyń, Kulin — ryc. 2c). Z odchyleniem kierunku biegu Wisły ku północy wyrazistość nisz i cypli zaciera się, gdyż pod ostrym kątem dochodzą do Wisły. Cyple wysoczyzny są tu niższe i szersze (Bachorzewo — ryc. 2*b*). W Tulibowie zbocze różni się od wyżej opisanego. Jest prawie równomiernie nachylone, jednostajne, dość połogie, brak tu nisz i cypli (ryc. 2*a*). Przyczyna owego zróżnicowania charakteru zbocza tkwi w przebiegu i wysokości zalegania struktur neogeńskich. Zagadnienie to zostanie szerzej omówione w następnym punkcie niniejszego rozdziału. Z urozmaiconym przebiegiem krawędzi wysoczyzny w ścisłym związku pozostaje zarys linii brzegowej. Niszom odpowiadają zatoczki, cyplom wypukłości. Rozwinięcie krawędzi wysoczyzny jest wielokrotnie większe od rozwinięcia linii brzegowej Wisły (zbiornika).

GEOLOGIA

Pierwsze wzmianki o geologii tego obszaru pochodzą z początku XX w. A. Skrinnikow (1899—1900) w pracy o trzeciorzędzie Królestwa Polskiego stwierdza zaburzenia tych utworów, których elementy strukturalne wykazują kierunek NW—SE, co szczególnie widoczne jest na obszarze Włocławek—Płock—Warszawa. Stwierdza również znaczne upady warstw w kierunku NE (50—60° w Dobrzyniu). Zaburzenia warstw tłumaczy ruchami epejrogenicznymi. Lądolód z kolei nieco zmodyfikował wcześniejsze zaburzenia. O formacji burowęglowej tego obszaru pisał również P. Prawosławlew (1905). Deformacje neogenu wiąże on z glacjotektoniką.

W okresie międzywojennym o obszarze tym pisali: J. Lewiński (1924), S. Lencewicz (1927), W. Nechay (1927) i R. Błachowski (1939). J. Lewiński daje prawie pełny obraz budowy geologicznej. Genezę zaburzeń neogenu widzi w neotektonice. Słusznie wiąże charakter niszczenia zbocza doliny Wisły z przebiegiem i wykształceniem struktur mioceńskich, w które (do prawie 30 m) wcina się pod Dobrzyniem Wisła. Wyjaśnia błędne stwierdzenia swych poprzedników, że miocen zalega na pliocenie. Słusznie twierdzi, że iły plioceńskie zalegają na stropie formacji burowęglowej, a nie odwrotnie. S. Lencewicz przedstawia kolejność zdarzeń w Kotlinie Płockiej po okresie ostatniego zlodowacenia.

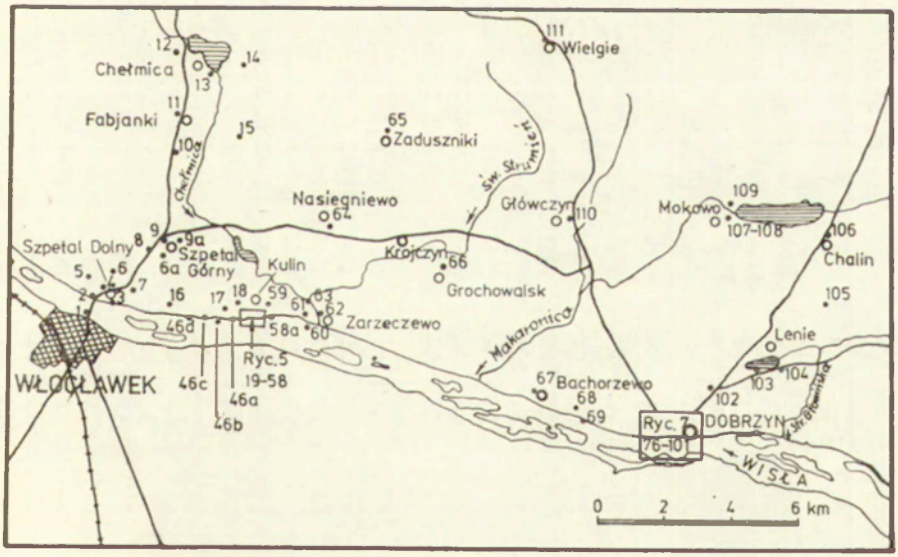
W. Nechay zajmuje się czwartorzędem Ziemi Dobrzyńskiej. O stromym zboczu doliny Wisły pisze niewiele. Interpretuje, omawianą już

http://rcin.org.pl

wcześniej przez A. Skrinnikowa (1899—1900) i J. Lewińskiego (1924), odkrywkę we wcięciu erozyjnym koło kościoła w Dobrzyniu. Wyróżnione przez niego, pod drugą od góry gliną zwałową, rzekome „iły warwowe z warstewkami czekoladowymi, łupiące się" (str. 117) są piaskami burowęglowymi przedzielonymi pyłem oraz mułkami i należą do miocenu. Na błąd ten zwrócił już uwagę R. Błachowski (1939) w pracy nad stratygrafią utworów dyluwialnych (plejstoceńskich) na prawym brzegu doliny Wisły między Toruniem a Modlinem. Autor ten, podobnie jak jego poprzednicy, stwierdza między Włocławkiem (Szpetalem) a Dobrzyniem występowanie dwu poziomów glin zwałowych przedzielonych serią piaszczysto-żwirową z iłami warwowymi. Pod Wyszogrodem natomiast wydziela cztery poziomy glacjalne rozdzielone trzema poziomami fluwioglacjalnymi.

Do powojennych opracowań dotyczących szeroko pojętej geologii należą prace: R. Galona i E. Passendorfera (1948), J. Łyczewskiej (1958, 1959, 1960, 1964), A. Bera (1960, 1968), E. Passendorfera i A. Wilczyńskiego (1961), W. Jaroszewskiego (1963), S. Skompskiego (1969), W. Froehlicha (1970) i M. Banacha (1973a).

Budowę geologiczną opracowano na podstawie własnych badań terenowych, wierceń archiwalnych (J. Łyczewska 1951), wierceń geologiczno-inżynierskich wykonanych przez PGIBW „Hydrogeo" dla stopnia piętrzącego na Wiśle we Włocławku, innych wierceń zebranych w Instytucie Geologicznym oraz szeregu opracowań publikowanych i ar-



Ryc. 3. Lokalizacja zestawionych wierceń (załącznik II)

Distribution of listed bore holes (of Annex II)

http://rcin.org.pl

Załącznik II. Zestawienie wierceń (lokalizacja na rycinie 3)

List of bore holes sunk (their distribution is shown in figure 3)

Nr wiercenia	Miejscowość	Rzędna wiercenia w m npm.	Głębokość w m	Rok wykonania	Rok opracowania i autor	Rzędna stropu w m npm.			Miąższość w m					Ilość poziomów wodonośnych				
						Pl*	M*	Kr*.	Q*	Pl	M	Kr.	Kol*	Kol.	Q	Pl	M	Kr.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
1	Szpetal Dolny	45,0	30,9		A. Makowski	40,4	23,5	—	4,6	16,9	9,4	—	—	—	—	—	—	—
2		50,0	29,8		„	41,4	33,7	—	8,6	7,7	13,5	—	—	—	—	—	—	—
3		52,7	51,0	1961	1961 B. Fąferek	43,3	18,0	—	9,4	25,3	16,3	—	—	—	1	2	1	—
4		65,0	300,0		—	64,0	39,6	—35,0	1,0	24,4	75,6	200,0	—	—	—	—	—	—
5		60,0	54,0	1948	1949 J. Łyczewska	50,5	40,0	—	9,5	10,5	34,0	—	—	—	—	—	—	—
6		100,0	56,0		A. Makowski	96,0	52,5	—	4,0	43,5	8,5	—	—	—	—	—	—	—
7		75,0	62,5		B. Halicki	67,0	29,2	—	8,0	37,5	16,7	—	—	—	—	—	1	—
8	Szpetal Górny	108,0	260,0		—	34,5	28,5	8,2	73,5	6,0	20,3	160,2	—	—	—	—	—	—
8a		106,6	110,0	1971	1971 —	76,6	19,6	—	30,0	57,0	23,0	—	—	—	2	4	2	—
9		98,0	25,8	1942	1942 K. Sikorski	—	—	—	25,8	—	—	—	—	—	1	—	—	—
9a		98,0	38,0	1966	1966 —	62,5	—	—	35,5	2,5	—	—	—	—	2	—	—	—
10	Bogucin Nowy	93,7	67,0	1970	—	—	—	—	67,0	—	—	—	—	—	1	—	—	—
11	Fabianki	96,0	56,9	1942	1942 K. Sikorski	—	—	—	56,9	—	—	—	—	—	1	—	—	—
12	Cyprianka	90,0	53,0	1942	1942 „	—	—	—	53,0	—	—	—	—	—	1	—	—	—
13	Chelmica	85,0	46,5	1943	1943 „	—	—	—	46,5	—	—	—	—	—	1	—	—	—
14		92,0	80,0		B. Rychłowski	—	—	—	80,0	—	—	—	—	—	1	—	—	—
15		98,0	40,0	1944	1944 K. Sikorski	—	—	—	40,0	—	—	—	—	—	1	—	—	—
16	Suszyce	85,0	61,0		A. Makowski	76,6	29,1	—	8,4	47,5	5,1	—	—	—	1	2	1	—
17	Kulin	67,0	35,0		„	54,2	43,1	—	12,8	11,1	11,1	—	—	—	—	—	—	—
18		100,0	30,0	1944	1944 K. Sikorski	—	—	—	30,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
19		95,1	32,0	1954—7	1954—7 B. Fąferek i in.	77,3	< 63,1	—	17,8	14,2	—	—	—	—	2	1	—	—
20		94,8	60,0	„	„Hydrogeo"	71,0	46,1	—	22,8	25,5	11,3	—	—	—	—	3	1	—
21		94,4	23,3	„		—	—	—	23,3	—	—	—	—	—	1	—	—	—

http://rcin.org.pl

22	Kulin	94,1	60,0	1954-7	„Hydrogeo"	—	71,2	—	22,9	—	37,1	—	—	—	1	—	1	—
23		93,0	57,5	„	„	61,2	37,2	—	31,8	24,0	1,7	—	—	—	2	1	1	—
24		68,1	39,0	„	„	—	47,4	—	20,7	—	18,3	—	—	—	1	—	1	—
25		66,2	39,5	„	„	35,5	32,1	—	30,7	3,4	5,4	—	—	—	1	—	2	—
26		92,5	60,0	„	„	68,0	47,2	—	24,5	20,8	14,7	—	—	—	—	—	1	—
27		93,3	60,0	„	„	69,4	48,2	—	23,9	21,2	14,9	—	—	—	—	—	1	—
28		92,4	60,0	„	„	74,1	39,0	—	18,3	35,1	6,6	—	—	—	1	3	1	—
29		92,4	57,3	„	„	74,5	46,3	—	17,9	28,2	11,2	—	—	—	—	2	2	—
30		93,4	60,0	„	„	80,0	58,7	—	13,4	21,3	25,3	—	—	—	1	1	2	—
31		92,6	42,7	„	„	72,5	66,9	—	20,1	5,6	17,0	—	—	—	—	—	—	—
32		73,5	60,0	„	„	72,4	47,3	—	1,1	25,1	33,8	—	1,1	—	—	1	4	—
33		90,7	55,5	„	„	67,8	46,8	—	22,9	21,0	11,6	—	—	—	—	1	2	—
34		92,4	60, 0	„	„	63,6	43,3	—	28,8	20,3	10,9	—	—	—	1	1	1	—
35		92,6	56,5	„	„	72,1	65,4	—	20,5	6,7	29,3	—	—	—	—	—	1	—
36		68,5	40,0	„	„	40,5	<28,5	—	28,0	12,0	—	—	28,0	1	—	1	—	—
37		60,7	40,0	„	„	29,2	22,7	—	31,5	6,5	2,0	—	7,1	—	1	1	1	—
38		52,2	40,0	„	„	60,2	25,7	—	2,0	34,5	3,5	—	2,0	—	—	2	1	—
39		60,7	50,0	„	„	41,3	29,1	—	19,4	12,2	18,4	—	7,5	1	1	—	1	—
40		62,3	33,7	„	„	48,8	30,8	—	13,5	18,0	2,2	—	13,5	—	—	—	—	—
41		63,0	29,3	„	„	52,1	34,7	—	10,9	17,4	1,0	—	5,7	—	—	2	1	—
42		87,5	60,0	„	„	65,8	64,5	—	21,7	1,3	37,0	—	—	—	—	—	1	—
43		63,0	50,0	„	„	63,0	55,3	—	—	7,7	42,3	—	—	—	—	—	2	—
44		89,0	60,0	„	„	—	56,2	—	32,8	—	27,2	—	—	—	—	—	2	—
45		53,3	40,0	„	„	—	34,5	—	18,8	—	21,2	—	18,8	3	—	—	2	—
46		47,2	25,0	„	„	37,2	35,2	—	10,0	2,0	13,0	—	10,0	1	—	—	2	—
46a		47,0	8,0	„	„	40,0	—	—	7,0	1,0	—	—	7,0	1	—	—	—	—
46b		46,5	21,5	„	„	35,7	—	—	10,8	10,7	—	—	10,8	1	—	—	—	—
46c		46,4	20,0	„	„	31,6	—	—	14,8	5,2	—	—	14,8	1	—	—	—	—
46d		47,6	21,0	„	„	32,2	—	—	15,4	5,6	—	—	15,4	1	—	—	—	—
47		46,6	40,0	„	„	—	39,2	—	7,4	—	32,6	—	7,4	2	—	—	1	—
48		43,6	25,9	„	„	34,1	29,7	—	9,5	4,4	12,0	—	9,5	—	—	—	1	—
49		43,8	25,0	„	„	—	29,7	—	14,1	—	10,9	—	14,1	—	1	—	1	—
50		47,6	40,0	„	„	—	39,7	—	7,9	—	32,1	—	7,9	1	—	—	3	—

INSTYTUT GEOGRAFII
i przestrzennego zagospodarowania
Polskiej Akademii Nauk
Zakład Przestrzennego Zagospodarowania
00-330 Warszawa
ul. Nowy Świat Nr 72

http://rcin.org.pl

cd. załącznika

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
51		47,4	35,0	„	„	—	47,4	—	—	—	35,0	—	—	—	—	—	2	—
52		48,0	40,0	„	„	—	46,2	—	1,8	—	38,2	—	1,8	1	—	—	3	—
53		48,0	49,1	„	„	—	44,9	—	3,1	—	46,0	—	3,1	—	—	—	3	—
54		48,5	23,0	„	„	36,9	<25,5	—	11,6	11,4	—	—	11,6	1	—	1	—	—
55		49,6	40,0	„	„	37,3	23,1	—	12,3	14,2	13,5	—	12,3	1	—	2	1	—
56		43,4	35,0	„	„	40,1	32,8	—	3,3	7,3	24,4	—	3,3	—	—	—	2	—
57		48,9	40,0	„	„	—	45,0	—	3,9	—	36,1	—	3,9	—	—	—	2	—
58		47,2	16,0	„	„	45,6	<31,2	—	1,6	14,4	—	—	1,6	—	—	—	—	—
58a		47,4	15,0	„	„	37,4	—	—	10,0	5,0	—	—	10,0	1	—	—	—	—
59		99,4	80,0	1967	Przed. Hydrogeolog.	51,1	42,6	—	48,3	8,5	33,2	—	—	—	—	—	2	—
60	Zarzeczewo	55,7	45,0		A. Makowski	41,7	26,4	—	14,0	15,7	15,7	—	14,0	—	—	—	—	—
61		96,1	117,5	1967	1967 M. Miller	—	68,1	—7,9	28,0	—	76,0	13,5	—	—	—	—	2	1
62		67,0	45,5		A. Makowski	57,5	<21,5	—	9,5	36,0	—	—	—	—	—	—	—	—
63		62,0	39,0		A. Łuniewski	43,0	38,4	—	19,0	4,6	15,4	—	—	—	—	—	—	—
64	Nasiegniewo	100,0	113,0	1961	—	74,0	26,4	-12,0	26,0	57,6	38,4	1,0	—	—	1	1	5	—
65	Zaduszniki	99,6	134,0	1971	—	48,6	16,6	-16,4	51,0	32,0	33,0	18,0	—	—	1	—	—	1
66	Grochowalsk	98,7	42,0	1967	—	—	—	—	42,0	—	—	—	—	—	2	—	—	—
67	Bachorzewo	96,5	123,5		M. Miller	82,0	32,5	-20,0	14,5	49,5	52,5	7,0	—	—	1	—	1	1
68		70,0	12,8		A. Makowski	—	70,0	—	—	—	12,8	—	—	—	—	—	—	—
69		48,1	79,0	1948	1949 J. Łyczewska	—	48,1	—	—	—	79,0	—	—	—	—	—	2	—
70	Dobrzyń n/W	98,8	116,0	1971	1971 P. Sierżęga	79,2	7,0	—	19,6	71,4	25,0	—	—	—	1	—	1	—
71		99,7	114,0	1963	1963 —	80,7	21,7	—	19,0	59,0	36,0	—	—	—	1	2	2	—
72		98,8	122,0	1944	1944 K. Sikorski	77,3	6,9	—	21,5	70,3	30,2	—	—	—	—	—	1	—
73		98,9	70,0	1966	1966 „Hydrogeo"	—	82,5	—	16,4	—	55,6	—	—	—	1	—	3	—
74		100,1	70,0	„	„ „	82,6	<30,0	—	17,5	52,5	—	—	—	—	1	3	—	—
75		100,3	70,0	1965	1965 „	—	81,9	—	18,4	—	51,6	—	—	—	—	—	6	—
76		101,0	30,0	1971	1971 L. Kastory (I. G.)	82,0	—	—	19,0	11,0	—	—	—	—	1	1	—	—
77		100,7	64,0	1966	1966 „Hydrogeo"	82,3	<36,7	—	18,4	45,6	—	—	—	—	1	3	—	—
78		100,0	65,0	1861	1941 A. Frentzel	70,0	<35,0	—	30,0	35,0	—	—	—	—	1	—	—	—
79		99,2	30,0	1971	1971 L. Kastory (I. G.)	83,6	—	—	15,6	14,4	—	—	—	—	1	1	—	—

http://rcin.org.pl

80	Dobrzyń	98,4	30,0	1971	1971 L. Kastory (I. G.)	—	81,2	—	17,2	—	12,8	—	—	—	1	—	—	—
81		100,9	64,8	1965	1965 „Hydrogeo"	—	70,8	—	30,1	—	34,7	—	—	—	—	—	1	—
82		64,4	44,4	1966	1966 „	54,6	26,9	—	9,8	27,7	4,2	—	9,8	1	—	3	2	—
83		62,4	26,0	1957	1957 „	57,3	<36,4	—	5,1	20,9	—	—	5,1	—	—	2	—	—
84		55,4	13,0	„	„ „	50,4	—	—	5,0	8,0	—	—	5,0	1	—	—	—	—
85		51,7	20,0	„	„ „	44,8	<31,7	—	6,9	10,1	—	—	6,9	1	—	2	—	—
86		55,4	20,0	„	„ „	42,5	<35,4	—	12,9	7,1	—	—	12,9	3	—	3	—	—
87		61,3	30,0	„	„ „	44,3	<31,3	—	17,0	13,0	—	—	17,0	2	—	1	—	—
88		66,3	20,0	1971	1971 L. Kastory (I. G.)	64,4	—	—	1,9	18,1	—	—	1,9	—	—	—	—	—
89		84,6	30,0	„	„ „	76,3	—	—	8,3	21,7	—	—	8,3	1	—	—	—	—
90		73,0	51,0	1966	1966 „Hydrogeo"	72,0	< 22,0	—	1,0	50,0	—	—	2,5	—	—	3	—	—
91		51,8	25,0	„	„ „	49,2	<26,8	—	2,6	22,4	—	—	2,6	2	—	1	—	—
92		64,6	15,0	1971	1971 L. Kastory (I. G.)	60,8	—	—	3,8	11,2	—	—	3,8	1	—	—	—	—
93		70,7	20,0	„	„ „	60,7	—	—	10,0	10,0	—	—	10,0	—	—	—	—	—
94		76,0	20,0	„	„ „	70,3	—	—	5,7	14,3	—	—	5,7	—	—	1	—	—
95		93,9	30,0	„	„ „	82,7	—	—	11,2	18,8	—	—	—	—	—	1	—	—
96		90,5	30,0	„	„ „	82,5	—	—	8,0	22,0	—	—	—	—	—	—	—	—
97		51,7	20,0	1966	1966 „Hydrogeo"	45,8	< 31,7	—	5,9	14,1	—	—	5,9	2	—	3	—	—
98		66,7	50,0	„	„ „	52,3	35,9	—	14,4	16,4	19,2	—	14,4	1	—	2	3	—
99		90,0	150,0		A. Makowski	65,0	25,0	—	25,0	40,0	85,0	—	—	—	—	—	1	—
100		53,3	30,0	1966	1966 „Hydrogeo"	47,0	28,0	—	6,3	19,0	4,7	—	6,3	2	—	—	2	—
101		78,1	50,0	„	„ „	73,4	37,5	—	4,7	35,9	9,4	—	4,7	2	—	4	1	—
102		100,2	50,0	1965	1965	—	85,2	—	15,0	—	35,0	—	—	—	—	—	2	—
103	Lenie Wielkie	93,0	127,0	1967	1967	83,9	14,9	—	15,0	69,0	43,0	—	—	—	—	1	4	—
104	Kamienica	93,0	65,0	1941	1941 A. Frentzel	63,0	< 30,0	—	30,0	35,0	—	—	—	—	—	—	—	—
105	Lenie Małe	102,0	60,0	1942	1942 K. Sikorski	89,0	—	—	13,0	47,0	—	—	—	—	—	—	—	—
106	Chalin	107,0	31,2	1942	1942 „	—	—	—	31,2	—	—	—	—	—	1	—	—	—
107	Mokowo	107,0	40,0	1942	1942 „	100,4	—	—	6,6	33,4	—	—	—	—	1	—	—	—
108		107,0	60,0	1941	1942 A. Frentzel	75,6	—	—	31,4	28,6	—	—	—	—	2	—	—	—
109		102,0	128,5	1962	1962	58,0	0,0	—	44,0	58,0	26,5	—	—	—	2	—	2	—
110	Główczyn	98,0	26,2	1942	1942 K. Sikorski	89,0	—	—	9,0	17,2	—	—	—	—	—	—	—	—
111	Wielgie	112,0	128,0			52,0	7,0	—	60,0	45,0	23,0	—	—	—	—	—	1	—

* Kol. — koluwium (colluvium), Q — czwartorzęd (Quaternary), Pl — pliocen (Pliocene), M — miocen (Miocene), Kr. — kreda (Cretaceous)

http://rcin.org.pl

chiwalnych. Wykorzystano opisy 118 otworów wiertniczych. Materiał z wierceń jest niejednolity zarówno pod względem opisu petrograficznego skał, oznaczeń stratygraficznych, jak również z powodu nierównomiernego rozmieszczenia wierceń (ryc. 3). Spąg miocenu osiąga 6 wierceń, a spąg czwartorzędu 99 wierceń. Nie zamieszczono w zestawieniu wszystkich wierceń z tego obszaru. Pominięto te, które nie przebijają czwartorzędu i niewiele mówią o jego wykształceniu i miąższości. 56 wierceń jest głębszych od 50 m, w tym 14 głębszych od 100 m (zał. II).

W zachodzących w przeszłości i obecnie procesach powierzchniowych ruchów masowych na prawym zboczu doliny Wisły udział biorą utwory czwartorzędowe i neogeńskie, dlatego też one tylko są przedmiotem rozważań. Osady starsze pominięto, jako że nie mają widocznego wpływu na charakter niszczenia zbocza.

Neogen reprezentują utwory miocenu i pliocenu. Charakteryzuje je dość duża zmienność w profilu poziomym i pionowym. Granica między nimi jest prawie wszędzie bardzo ostra i odpowiada zmianie warunków sedymentacji. Miocen reprezentuje formacja węgla brunatnego, która jest zasadniczo piaszczysta. Pliocen wykształcony jest głównie jako pstre iły plastyczne zwane poznańskimi. Podrzędne wkładki odmiennego składu nie zmieniają charakteru obu formacji.

MIOCEN

Chronologiczny układ warstw formacji węgla brunatnego stwierdzany wierceniami, jak i w odsłonięciach zbocza jest zgodny z podanym przez J. Łyczewską (1959).

1. Podstawę formacji burowęglowej stanowią piaski różnoziarniste z przewarstwieniami żwirów, ku górze z przewarstwieniami mułków. Warstwy te, zwłaszcza piaski gruboziarniste i żwiry, są często scementowane w piaskowce (albo w zlepieńce, w przypadku materiału żwirowego) lepiszczem żelazistym lub krzemionkowym i tworzą ławice piaskowca brunatnego, żółtego lub białego o różnej spoistości ziarn. Miąższość tej warstwy wynosi około 10 m.

2. Wyżej leży warstwa mułkowo-piaszczysta składająca się z piasków drobnoziarnistych, mułków i mułków ilastych. Piaski i mułki zawierają cieniutkie smugi iłów węglistych. Miąższość całej warstwy wynosi około 10 m.

3. Nad warstwą mułkowo-piaszczystą występuje właściwa seria węgla brunatnego złożona z pokładów węgla brunatnego poprzedzielanych warstwami piasków, mułków i iłów pylastych o różnorodnych barwach i odcieniach. Pokłady węgla są przeważnie dwa, miejscami trzy lub więcej. Grubość ich jest zmienna. Najgrubszy a zarazem najbardziej stały pokład występuje w stropie serii na granicy iłów plioceńskich (tzw.

http://rcin.org.pl

pokład podstawowy). Miąższość jego wynosi około 1 m, wahając się od 0,5 do 2,0 m. Poniżej pokładu podstawowego warstwy węgla są znacznie cieńsze. Węgiel brunatny należy przeważnie do kategorii węgli brunatnych ziemistych, czasem jest to typ torfowy, rzadziej lignit. W dolnej części pokładu podstawowego węgiel najczęściej zawiera pewną domieszkę piasku. Prócz tego występują tu często bułowate skupienia białego pylastego gipsu ziemistego (fot. 4). Bliżej stropu węgiel jest niekiedy zanieczyszczony iłem. W warstwach węgla brunatnego i jego przewarstwieniach występują liczne dobrze zachowane szczątki roślinne, opracowaniem których z okolic Dobrzynia zajmował się S. Kownas (1955).

4. W stropie serii węgla brunatnego leży prawie wszędzie cienka warstewka (5—10 cm) iłu ciemnobrunatnego, najczęściej z wielką ilością kryształów gipsu. Jest to warstwa przejściowa do pliocenu.

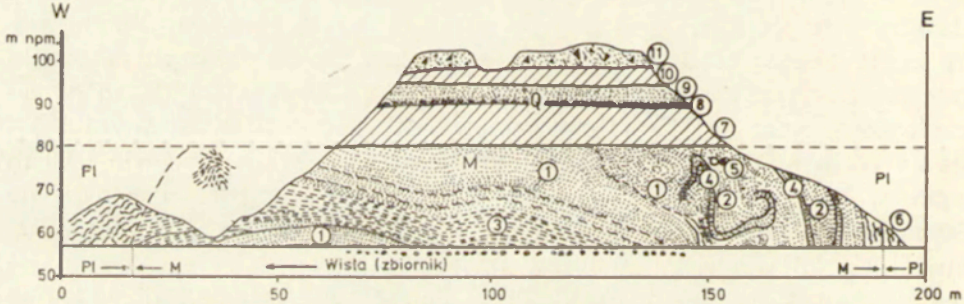
Opisane wyżej utwory powstały w zbiorniku słodkowodnym i należą do piętra helwetu, tortonu i sarmatu (J. Łyczewska, 1959). Ogólna miąższość całej serii utworów mioceńskich jest zróżnicowana nawet na niewielkich odległościach i waha się od 20 do 109 m. W Bachorzewie grubość serii mioceńskiej wynosi 52,5 m a 1 km dalej na wschód badawcze wiercenie wykonane u podstawy zbocza nie przebiło jej do 79 m. W zboczu osady te wznoszą się jeszcze do 30 m, czyli całkowita miąższość w tym miejscu przekracza łącznie z odsłonięciem 109 m (wiercenie 69) [3]. Spąg formacji burowęglowej jest mało urozmaicony i zalega na 35 m npm. w Szpetalu Dolnym, 8 m npm. w Zarzeczewie i 20 m npm. w Bachorzewie. Ku wschodowi obniża się i w Płocku schodzi do 80 m ppm. Szczegółowa analiza budowy geologicznej zbocza pozwoliła stwierdzić 28 wychodni utworów mioceńskich ponad bazę erozyjno-denudacyjną Wisły (zbiornika). Trzy dalsze wyniesienia, niewidoczne w zboczu, stwierdzono wierceniami (2 w Kulinie i 1 w profilu Wzgórza Szpetalskiego). Widoczne w zboczu utwory miocenu są silnie zaburzone. Są to zaburzenia głównie typu fałdowego. Można je prześledzić od Głowiny poprzez Dobrzyń do Bachorzewa oraz w Kulinie, gdzie wąskie wzniesienia w formie antyklin wychodzą do 30 m ponad bazę erozyjno-denudacyjną rzeki, osiągając rzędne 80—82 m npm. (fot. 5). Wyniesienia poprzedzielane są głębokimi i znacznie szerszymi od grzbietów obniżeniami, które schodzą poniżej bazy erozyjno-denudacyjnej. Bieg osi antyklin i synklin wykazuje generalnie kierunek NW—SE (wahając się od WNW—ESE do NNW—SSE). Skrzydła antyklin (siodeł) zapadają pod kątem 20—90°. Dominuje upad warstw 30—50°. Na odcinkach równoleżnikowego biegu Wisła przecina więc fałdowe struktury mioceńskie

[3] J. Łyczewska (1959, s. 83) podaje całkowitą miąższość utworów mioceńskich wynoszącą 119 m. Różnica 10 m wynika z niewłaściwej oceny wyniesienia miocenu w odsłonięciu; wynosi ona 30 m, a nie 40 m, jak podaje autorka.

http://rcin.org.pl

pod kątem bardziej rozwartym i dlatego są one tak wyraźnie czytelne w morfologii zbocza. Mimo zachodzącego tu procesu ruchów masowych zachowały się oba skrzydła antyklin. Gdy jednak Wisła przerzyna się przez fałdowe struktury mioceńskie pod bardziej ostrym kątem, tzn. gdy płynie bardziej równolegle do ich osi, wtedy wyrazistość i czytelność fałdów w zboczu jest zamazana. Skrzydło południowo-zachodnie jest zniszczone przez ruchy masowe. Na dużych odcinkach odsłania się tylko skrzydło północno-wschodnie antykliny, którego warstwy zapadają w kierunku przeciwnym nachyleniu zbocza, tj. ku NE. Ma to wyraźny wpływ na morfologię zbocza. Głębokie i rozległe nisze oddzielone wysokimi, wąskimi cyplami wysoczyzny typowe są dla tych odcinków zbocza doliny Wisły, gdzie rzeka przerzyna się przez struktury mioceńskie pod kątem zbliżonym do prostego. Natomiast, gdy rzeka płynie prawie równolegle do osi antyklin, wtedy wyrazistość nisz i cypli zaciera się całkowicie.

Szczegółowa analiza odsłonięć struktur mioceńskich wskazuje na istnienie różnych modyfikacji zaburzeń. Wyraźnie zarysowane, pełne fałdy są nieliczne. W większości przypadków są one ustawione izoklinalnie,



Ryc. 4. Budowa geologiczna Góry Zamkowej w Dobrzyniu (ściana południowa)

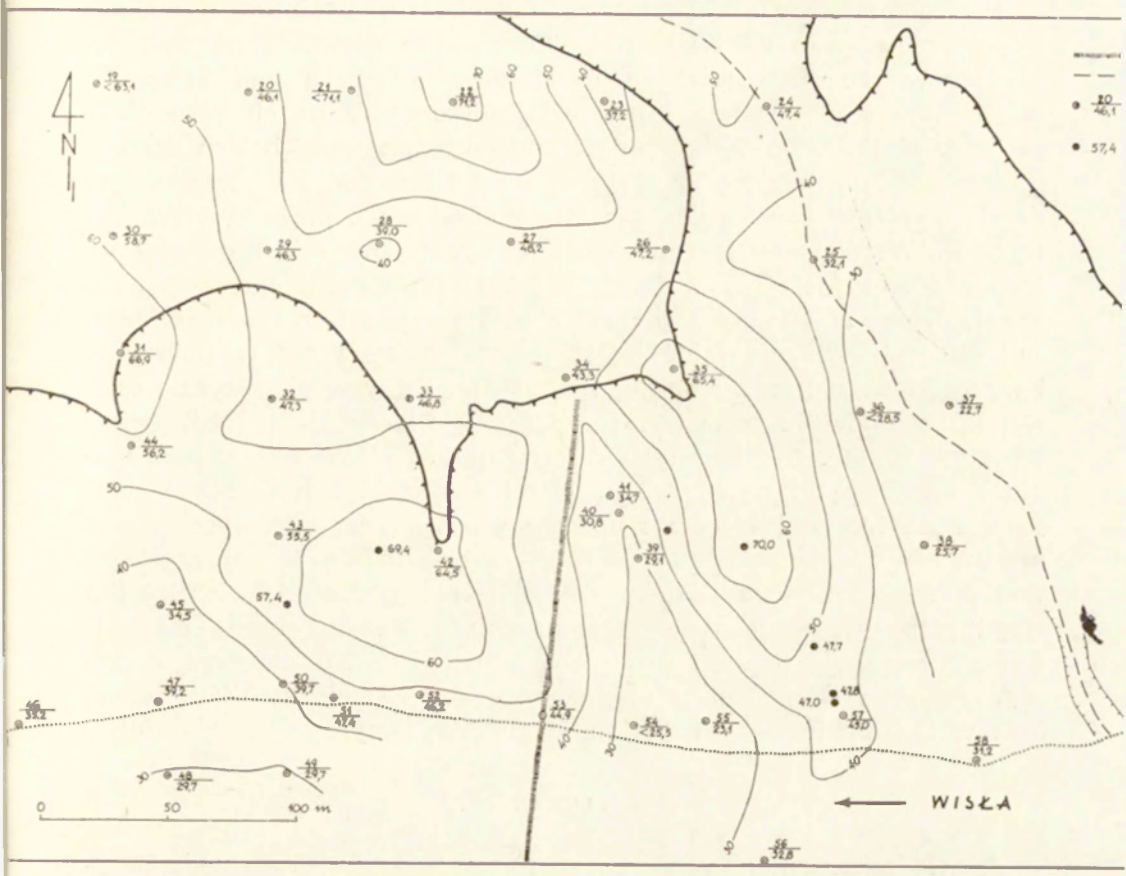
Neogen: *1* — piaski drobne, warstwowane, białe, *2* — piaski szare i brązowe z pyłem węgla brunatnego, *3* — mułki, *4* — węgiel brunatny, *5* — pnie drzew, *6* — iły ciemne i pstre; Czwartorzęd: *7* — glina zwałowa brązowo-szara, dolna, *8* — bruk morenowy, *9* — piaski warstwowane, *10* — glina zwałowa brązowo-żółta, górna, *11* — antropogen; M — miocen, Pl — pliocen, Q — czwartorzęd

Geological structure of Castle Hill at Dobrzyń (southern face)

Neogene: *1* — finegrained stratified white sands, *2* — grey and brown sands containing brown-coal dust, *3* — silts, *4* — brown coal, *5* — buried tree trunks, *6* — dark and variegated clays; Quaternary: *7* — greyish-brown lower boulder clay, *8* — moraine pavement, *9* — stratified sands, *10* — yellowish-brown upper boulder clay, *11* — anthropogene; M — Miocene, Pl — Pliocene, Q — Quaternary

a ich stropowe części zniszczone (ryc. 4; fot. 6). Nieprawdziwy więc wydaje się być schemat deformacji neogenu przedstawiony przez S. Skompskiego (1969, ryc. 29). Możliwe, iż autor znalazł złuskowane warstwy, ale nie jest to na pewno dominujący tu typ zaburzeń. Amplituda fałdów w okolicy Włocławka i Kulina dochodzi do 40 m. Ku wschodowi wzrasta, osiągając maksimum pod Dobrzyniem, gdzie przekracza

http://rcin.org.pl



Ryc. 5. Szkic stropu miocenu w Kulinie — wg M. Mielczarka (B. Fąferek i in. 1957—1958), uzupełniony

1 — oś zapory czołowej; 2 — oś wcięcia erozyjnego; 3 — wiercenia (w liczniku numer, w mianowniku rzędna stropu w m npm.); 4 — odsłonięcia, szurfy i sondy z rzędną stropu w m npm.

Inne objaśnienia patrz rycina 7

Sketh-map of Miocene top at Kulin — after M. Mielczarek (B. Fąferek *et al.* 1957/1958), supplemented by the author

1 — axis of weir front; 2 — axis of erosive incision; 3 — bore holes (number of hole in numerator, altitude of Miocene top in m a.s.l.) in denominator; 4 — exposures, test pits and shallow drillings, with altitude of Miocene top (in m a.s.l.) given

For further explanations of figure 7

75 m. Ku wschodowi wzrasta również intensywność zafałdowań, a zmniejsza się długość fałdów; tak więc od grzbietu fałdu szpetalskiego do kulińskiego jest prawie 2 km, natomiast pod Dobrzyniem odległość ta maleje do 500, a nawet 200 m (liczona prostopadle do ich kierunku). Na wschód od Dobrzynia, w kierunku Płocka strop miocenu zapada, schodzi poniżej poziomu Wisły. Głębokie i na 3 km szerokie obniżenie istnieje również między Glewem a Zarzeczewem.

http://rcin.org.pl

Szczegółowe badania geologiczno-inżynierskie związane z budową stopnia piętrzącego na Wiśle pod Włocławkiem pozwoliły na dość dokładne, wierne przedstawienie ukształtowania powierzchni stropowej miocenu w strefie zbocza i przyległej wysoczyzny na obszarze około 14 ha w Kulinie. Do wykreślenia mapy posłużyło 39 głębokich wierceń geologiczno-inżynierskich oraz szereg sond i szurfów. Na obszarze tym da się wyróżnić dwa wyniesienia i trzy obniżenia o przebiegu NW—SE (ryc. 5). Współczesne kierunki rozcięć wysoczyzny (nisze osuwiskowe i dolinki erozyjne) pokrywają się z osiami form negatywnych (synklinami), cyple wysoczyzny natomiast z pozytywnymi formami (antyklinami) miocenu. Długość fałdów jest jeszcze mniejsza niż w Dobrzyniu i wynosi 100—200 m, a amplituda 45—50 m. Fałdy w płaszczyźnie osiowej są zondulowane przez wyraźną depresję o kierunku NE—SW (wiercenia 24, 26, 32). Gradient tych deformacji jest nieznaczny w porównaniu z omówionymi wyżej deformacjami o przebiegu NW—SE. Powtarzające się kierunki biegów i upadów warstw oraz dość wysokie wyniesienie utworów miocenu sugeruje, iż deformacje te winny sięgać w głąb wysoczyzny. Jak daleko, dokładnie nie można odpowiedzieć bez siatki głębokich wierceń na zapleczu doliny Wisły. Zebrany materiał dokumentacyjny z tego obszaru pozwala twierdzić jednoznacznie, że ten sam charakter sfałdowań w ujściowym odcinku Chełmicy (Zarzeczewo) oraz w Dobrzyniu sięga 1—2 km w głąb Wysoczyzny Dobrzyńskiej.

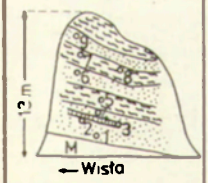
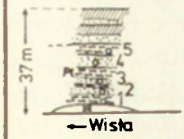
PLIOCEN

Prawie na całym obszarze badań formacja węgla brunatnego przykryta jest osadami pliocenu. Były one akumulowane w obrębie jeziorzyska zajmującego środkową część Polski. Rozległy i niegłęboki basen jeziorny był powoli zapełniany osadem iłów, pyłów i bardzo drobnych piasków kwarcowych, dziś określanych ogólną nazwą iłów poznańskich. Termin ten wprowadził do literatury A. Jentzsch w 1913 r., określając nim serię słodkowodnych osadów, głównie ilastych, spoczywających na utworach mioceńskich. Ich plioceński wiek udowodnił skamieniałościami zwierzęcymi (*vide* K. Meissner 1967). Podział stratygraficzny pliocenu na Niżu nie został dotychczas opracowany. J. Łyczewska (1959) na podstawie paleobotanicznego podziału W. Szafera dla Karpat próbowała wypełnić tę lukę. Przyjęła, że w pliocenie górnym powstały czerwone iły zawierające konkrecje sferosyderytów i drobnoziarniste piaski eoliczne. Niżej leżące iły szaroniebieskie zalicza do pliocenu środkowego i dolnego. Z braku dostatecznie pewnych podstaw do wydzielenia drobniejszych jednostek stratygraficznych należy niżowy pliocen traktować całościowo, choć niewątpliwie zróżnicowanie istnieje. Plamistość iłów nie wszędzie występuje i tłumaczona jest przez J. Samsonowicza i M. Książkiewicza (1952) procesami oksydacji zawartego w ile pyłu siarczków

http://rcin.org.pl

żelaza. A. S. Makowski (1947) podkreśla, że iły pstre na ogół występują w strefach zaburzeń glacjotektonicznych. Należy przypuszczać, iż barwa pstra powstała wtórnie i wskazuje zasięg procesów utleniających i wyznacza strefę zlużnienia i odprężenia osadu. Ich wartość stratygraficzna wydaje się wątpliwa. Podkreśla to K. Meissner (1967), znajdując iły pstre w odkrywkach rejonu Konina raz w stropie, raz w spągu kompleksu iłów lub w całej serii tych skał. Uważa szaroniebieskawe zabar-

Tabela 1. Skład mechaniczny utworów plioceńskich. Objaśnienia do szkicu stratygraficznego (patrz załącznik III)

Szkic stratygraficzny	Nazwa profilu i nr próbki		Procentowa zawartość frakcji o ⌀ w mm					Określenie osadu
			>1,0 zwir	1,0 - 0,1 piasek	0,1-0,02 pył	0,02-0,002 ił	<0,002 koloidy	
	Kulin 1	1	-	60,0	21,0	15,0	4,0	piasek mocno gliniasty
		2	-	38,0	12,0	50,0	-	glina ciężka
	Kulin II	1	-	34,0	55,0	7,0	4,0	pył
	Tulibowo	1	1,2	10,0	35,0	27,0	16,8	glina pylasta
		2	-	63,0	23,0	9,0	5,0	piasek lekko gliniasty
		3	-	50,0	31,0	13,0	6,0	piasek pylasty
		4	2,5	29,9	27,1	27,1	13,4	glina pylasta
	Bachorzewo I	1	-	65,0	23,0	8,0	4,0	piasek lekko gliniasty
		2	-	68,0	30,0	2,0	-	piasek pylasty
		3	-	6,0	75,0	11,0	8,0	pył zwykły
		4	-	15,0	10,0	23,0	52,0	glina ciężka
	Bachorzewo II	1	0,1	12,9	44,0	22,0	21,0	pył ilasty
		2	-	30,0	68,0	2,0	-	pył zwykły
		3	-	18,0	56,0	18,0	8,0	pył zwykły
		4	6,1	9,3	26,9	47,4	10,3	glina ciężka
		5	-	7,0	20,0	27,0	46,0	ił z pyłem
		6	-	10,0	56,0	18,0	16,0	pył ilasty
		7	-	-	8,0	15,0	77,0	ił
		8	0,2	11,9	4,9	32,0	51,0	ił
		9	-	12,0	36,0	25,0	27,0	glina pylasta
	Dobrzyń 1	1	-	60,0	21,0	19,0	-	piasek mocno gliniasty
		2	-	25,0	30,0	21,0	24,0	glina pylasta
	Dobrzyń II	1	0,2	5,8	7,0	37,0	50,0	ił
		2	-	17,0	45,0	20,0	18,0	pył ilasty
		3	-	22,0	62,0	10,0	6,0	pył zwykły
		4	-	40,0	46,0	11,0	3,0	pył
		5	-	7,0	42,0	48,0	3,0	ił

http://rcin.org.pl

wienie iłów za pierwotne. Fakt ten potwierdzają spostrzeżenia i obserwacje w dolinie Wisły.

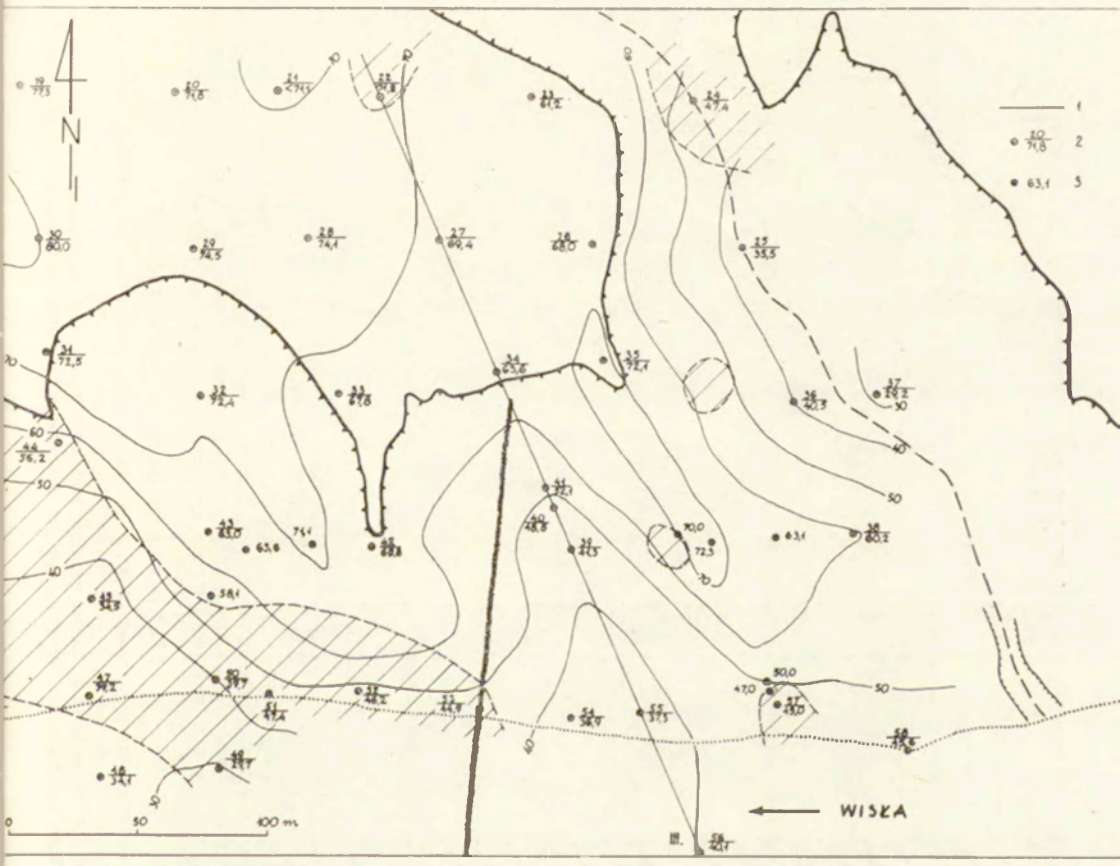
Utwory pliocenu nie są jednorodne litologicznie (tab. 1). Na podstawie ich składu granulometrycznego (zgodnie z PN—54/B—02480) można wydzielić iły, iły pylaste, gliny ciężkie i pylaste, pyły zwykłe i ilaste oraz piaski gliniaste i pylaste. Współczynnik zmienności tej serii wyliczony dla rejonu Konina oraz województw poznańskiego i bydgoskiego wynosi 50% (K. Meissner 1967). Przestrzennie nie stanowią one obecnie warstw czy poziomów, lecz przeplatają się nawzajem. Dominują utwory spoiste z przewarstwieniami, a nawet soczewkami skał sypkich. Zwykle są to piaski drobnoziarniste, jasnożółte, silnie pylaste. Kompleks ilasty tworzy jednolite pokłady o nieznacznych śladach uwarstwienia. Obserwowane w odsłonięciach tzw. uwarstwienie wtórne (J. Łyczewska 1959) jest wynikiem działania sił deformujących pierwotny układ (teksturę) skał oraz wynikiem działania infiltracyjnego wód.

Kompleks iłów wykazuje brekcjową teksturę. Charakteryzuje się ona rozwiniętym systemem szczelin, spękań i zlustrowań, co ujawnia się szczególnie dobrze w procesie wietrzenia skały (fot. 7). Iły poznańskie ulegają rozpadowi na bryłki o rozmiarach 1—5 cm, przeważnie ostrokrawędziste, o gładkich i lśniących, na ogół sferycznych powierzchniach. Wielkość fragmentów zależy od stopnia zbrekcjowania. Bryłka iłu rozpada się wzdłuż zarysowanych spękań i szczelin głównie wskutek ubytku wilgoci (fot. 8). System gęstego, chaotycznego złuskowania, zlustrowania i drobnych spękań stanowi drogę ruchu wody, która przenika z wyżej leżących utworów czwartorzędowych i gromadzi się w soczewkach bardziej sypkich utworów, jakie występują wśród iłów. Własności fizyczne i mechaniczne iłów poznańskich zależą przede wszystkim od stopnia ich zbrekcjowania i zawartości frakcji ilastej. Wydzielone wyżej odmiany granulometryczne wykazują odmienne wartości poszczególnych parametrów wytrzymałościowych. Najkorzystniejsze własności, z punktu widzenia zachowania stateczności zboczy, wykazują gliny ciężkie, iły pylaste i w końcu iły (K. Meissner 1967).

Licznie wśród iłów występują skupienia i kryształy gipsu oraz związki żelaza (fot. 9). Spotykane tu gipsy mają różnorodne postacie krystalograficzne, tworzą połączenia i kombinacje zrostów i przerostów we wszystkich możliwych kierunkach. Najciekawsze są różnorodne zbliźniaczenia i zrostki krystaliczne oraz różnorodne skupienia kryształów pojedynczych, miejscami z niedokończoną budową złożoną z „rumowiska" cząstek łuseczkowatych i gromadek drobnych narosłych kryształów. Wielkość kryształów waha się od najdrobniejszych do osiągających 10—12 cm długości (mierzonej w kierunku osi głównej). Gipsami okolic Dobrzynia zajmował się J. Tokarski (1909) i E. Gajdówna (1952). Związki żelaza są rozproszone lub tworzą skupienia w postaci warstw i ławic syderytycznych oraz konkrecji kulistych. Problemem tym zajmowała się J. Łyczewska (1959, 1961), która sądzi, że syderytyzacja nastę-

http://rcin.org.pl

powała w wyniku procesu wtórnego strącania kwaśnego węglanu żelaza z roztworów krążących w nielicznych warstwach luźnych. W nich to właśnie wytworzyły się lite warstwy syderytyczne. Ławice syderytów oraz sferosyderyty powstały w wyniku grawitacyjnego ześlizgiwania się osadów plioceńskich po pochyłości dna zbiornika (J. Łyczewska, 1961). Barwa konkrecji, jak i ławic jest zbliżona do brązowo-szarej. K. Wyrwicki (1966) opisane wyżej skupienia żelaziste jako syderyty określa „wapieniami ilastymi i piaszczystymi o pelitowej strukturze sferolitowej i mikrokrystalicznej" (s. 492). Nie zmienia to genezy tych form ani ich



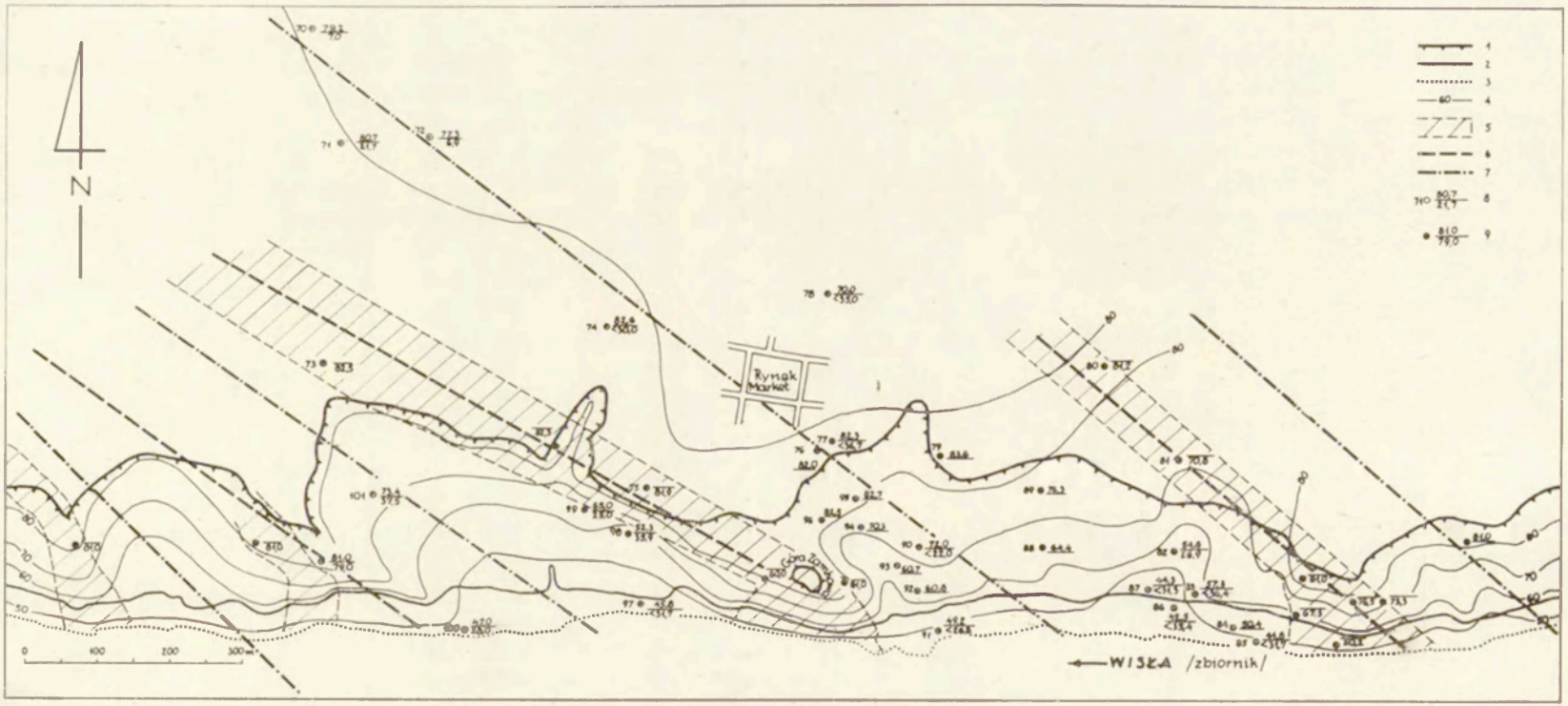
Ryc. 6. Szkic stropu neogenu w Kulinie — wg M. Mielczarka (B. Fąferek i in. 1957—1958), uzupełniony

1 — linia przekroju hydrogeologicznego III; *2* — wiercenia (w liczniku numer, w mianowniku rzędna stropu w m npm.); *3* — odsłonięcia, szurfy i sondy z rzędną stropu w m npm. Inne objaśnienia patrz ryciny 5, 7

Sketch-map of Neogene top at Kulin after M. Mielczarek (B. Fąferek *et al.* 1957/1958), supplemented by the author

1 — line of IIIrd hydrogeological cross-section; *2* — bore holes (hole number in numerator, Neogene top altitude in m a.s.l.) in denominator; *3* — exposures, test pits and shallow drillings, with Neogene top given in m a.s.l.
For further explanations of figures 5, 7

http://rcin.org.pl



Ryc. 7. Szkic stropu neogenu w Dobrzyniu

1 — krawędź wysoczyzny; *2* — linia brzegowa Wisły po spiętrzeniu (1973 r.); *3* — linia brzegowa Wisły przed spiętrzeniem (1964 r.); *4* — poziomice stropu neogenu w m npm.; *5* — wychodnie utworów mioceńskich; *6* — osie antyklin mioceńskich; *7* — osie synklin mioceńskich; *8* — wiercenia (z lewej strony numer, z prawej w liczniku rzędna stropu neogenu, w mianowniku rzędna stropu miocenu w npm.); *9* — odsłonięcia, szurfy i sondy (w liczniku rzędna stropu neogenu, w mianowniku rzędna stropu miocenu w m npm.)

Sketch-map of Neogene top at Dobrzyń

1 — plateau edge; *2* — Vistula bank line after ponding (1973); *3* — Vistula bank line prior to ponding (1964); *4* — contour lines of Neogene top in m a.s.l.; *5* — exposures of Miocene sediments; *6* — axes of Miocene anticlines; *7* — axes of Miocene synclines; *8* — bore holes (on left bore hole number, on right altitude of Neogene top in numerator and of Miocene top in denominator, both in m a.s.l.); *9* — exposures, test pits and shallow drillings (altitude of Neogene top in numerator, altitude of Miocene top in denominator, both in m a.s.l.)

http://rcin.org.pl

Fot. 17. Osuwisko powstałe wiosną 1970 r. w osi antykliny mioceńskiej w Dobrzyniu — 660,4 km (kwiecień 1973)

Slide developed in spring of 1970 in the axis of the Miocene anticline at Dobrzyń km 660.4 (April 1973)

Fot. 18. Dobrzyń. Wcięcie erozyjne silnie przekształcone przez człowieka (starasowane). Z prawej odsłonięte północno-wschodnie skrzydło antykliny mioceńskiej (kwiecień 1973)

Dobrzyń. Gully strongly transformed by human activity (terraced). On the right north-east flank of Miocene anticline is visible (April 1973)

http://rcin.org.pl

Fot. 19. Bachorzewo. Czołowa partia osuwiska (zerwy) powstałego w lutym 1971 r. w osi antykliny mioceńskiej, ze ścięcia utworów czwartorzędowych i neogeńskich (maj 1973)

Bachorzewo. Front part of slide developed in February of 1971 in the axis of the Miocene anticline from the shearing-off of Quaternary and Neogene deposits (May 1973)

Fot. 20. Bachorzewo. Cypel wysoczyzny morenowej przed powstaniem osuwiska (wrzesień 1970)

Bachorzewo. Spur of moraine plateau prior to formation of slide (September 1970)

http://rcin.org.pl

Fot. 21. Bachorzewo. Cypel wysoczyzny morenowej po powstaniu osuwiska. Czołowe partie formy znacznie już zniszczone przez abrazję zbiornika (czerwiec 1973)

Bachorzewo. Spur of moraine plateau after formation of slide, showing the front part of the slide considerably destroyed by basin abrasion (June 1973)

Fot. 22. Nisza osuwiskowa (osypiskowa) na zboczu doliny Wisły w Zarzeczewie — 673,5 km (lipiec 1973)

Slide niche in slope of Vistula bank at Zarzeczewo — km 673.5 (July 1973)

http://rcin.org.pl

Fot. 23. Centralne osuwisko w Dobrzyniu przy ul. Podzamcze, stale czynne. Intensywny rozwój po spiętrzeniu Wisły. Najbardziej zagraża zawartej zabudowie miasta. Miąższość koluwiów w środkowych partiach formy do 10 m (lipiec 1973)

Central slide area at Dobrzyń, Podzamcze street. It continues to be active, having strongly developed after the Vistula was ponded. Mostly endangered is the densely built part of the town. In the centre part of the slide the colluvia are 10 m thick (July 1973)

Fot. 24. Środkowa i górna część osuwiska centralnego w Dobrzyniu. Na pierwszym planie wyraźne załamania (uskoki) powierzchni koluwiów. Rosnące z lewej strony drzewo to analizowany w tekście punkt pomiarowy nr 6. Na dalszym planie zachodnia część niszy (kwiecień 1973)

Middle and upper part of the central slide area at Dobrzyń. In foreground visible is a distinct faulting of the colluvia surface. The tree seen on the left is point 6 of the measurements mentioned in the text. In background, western part of the niche (April 1973)

http://rcin.org.pl

Fot. 25. Północna część niszy osuwiska centralnego w Dobrzyniu. Ulica Podzamcze w pełni przejezdna (fot. wg B. Andrzejeszczak i in. 1966) (lato 1965)

Northern part of central slide at Dobrzyń. Podzamcze street fully open to traffic (Photo by S. Andrzejeszczak *et al.* 1966) (Summer of 1965)

Fot. 26. Północna część niszy osuwiska centralnego w Dobrzyniu. Ulica Podzamcze nieprzejezdna, na znacznym odcinku „włączona" w nurt osuwiska (kwiecień 1973)

Northern part of central slide area at Dobrzyń. Podzamcze street closed to traffic, a large part of it being included in the slide zone (April 1973)

http://rcin.org.pl

Fot. 27. Bachorzewo (664,2 km). Osuwisko powstało wiosną 1967 r. w łęku fałdu utworów plioceńskich. Warstwy osadów budujących wysoki brzeg zapadają przeciwnie do nachylenia zbocza (lipiec 1973)

Bachorzewo — km 664.2. View of slide, developed in spring of 1967 in the trough of a fold of the Pliocene sediments. The beds of the deposits forming the high bank dip in a direction opposed to slope inclination (July 1973)

Fot. 28. Płytkie osuwisko (zsuw) iłów plioceńskich na prawym stoku doliny Makaronicy w Stróżewie (maj 1973)

Shallow slide of Pliocene clays on right-hand slope of Makaronica valley at Stróżewo (May 1973)

http://rcin.org.pl

Fot. 29. Osuwisko—spływ rozwijające się na powierzchni iłów pliocеńskich w Dobrzyniu — 660 km. W czasie roztopów intensywny ruch w postaci strumienia przesyconych wodą iłów do głębokości 1, 2 m (maj 1970)

Slide of soilcreep, developing on surface of the Pliocene clays at Dobrzyn — km 660. During snowmelt a vigorous flow of watersoaked clays took place, reaching down to 1.2 m depth (May 1970)

Fot. 30. Dobrzyń — 660 km. W okresie lata strumienie ilaste zamierają i porastają roślinnością. Uruchamiają się ponownie z nadejściem roztopów (październik 1970)

Dobrzyń km 660. During summer, the clayey streams stop flowing and vegetation starts growing there; but with snowmelt setting in, they are active again (October 1970)

http://rcin.org.pl

Fot. 31. Osuwisko—złazisko rozwijające się na zadarnionym stoku doliny Wisły w Kamienicy (Soczewce) — 657,9 km. Wyraźne odmłodzenie na skutek silnego przesycenia wodami roztopowymi i podziemnymi wiosną 1970 r. W okresie następnych trzech lat nie stwierdzono tak intensywnego ruchu (maj 1970)

A slide of soilcreep type, developing on the turf-covered slope of the Vistula valley at Kamienica (Soczewka), at km 659.9. It was rejuvenated in the spring of 1970 due to strong infiltration of snowmelt water and underground waters. In the subsequent three years no such intensive movements were observed (May 1970)

Fot. 32. Bloki scementowanych piasków czwartorzędowych w pobliżu zbocza w Płocku znaczące dawny zasięg brzegu (fot. z 1900 r. wg P. Prawosławlewa 1905)

Blocks of cemented Quaternary sands near the slope at Płock, indicating the former bank range (Photo made in 1900 by P. Prawosławlew, 1905)

http://rcin.org.pl

cech odpornościowych na wietrzenie i ścinanie. Większe skupienia tego rodzaju skały w profilu zbocza wpływają dodatnio na jego stateczność.

Miąższość całej serii utworów plioceńskich jest zróżnicowana podobnie jak serii mioceńskiej i wynosi od zera do 70, a nawet więcej metrów (zał. II). Zróżnicowanie to uwarunkowane jest w głównej mierze ukształtowaniem powierzchni stropowej miocenu (zał. III). W osiach antyklin mioceńskich miąższości iłów są małe lub w ogóle ich brak, natomiast w synklinach osiągają wartości maksymalne. Stopień zdyslokowania plastycznych iłów poznańskich jest większy od zdyslokowania piaszczystych utworów mioceńskich. Mimo wyrównującej roli w stosunku do powierzchni formacji lignitowej, strop iłów plioceńskich jest również urozmaicony. Wyniesienie w Szpetalu Dolnym do 96 m npm. związane jest z wyciśnięciem plastycznych iłów w wyniku nacisku transgredującego lądolodu w czasie zlodowacenia krakowskiego (W. Froehlich 1970). Rozległe obniżenie, do około 20 m npm., między Suszycami a Kulinem powstało w wyniku erozji dopływu Prawisły, prawdopodobnie w interglacjale wielkim. Był to okres intensywnej erozji Wisły, a więc i jej dopływów, co podkreśla wielu badaczy czwartorzędu tego obszaru (M. Domosławska-Baraniecka, J. Mojski 1960; E. Rühle 1967; S. Skompski 1969). Dolina ta nazwana przez J. Lewińskiego (1924) suszycką ma przedłużenie w Wysoczyźnie Dobrzyńskiej, co stwierdzono wierceniami w Szpetalu Górnym. Wcięta jest do 45 m, zbocza ma strome. Dno jej zalega na 25 m npm., a więc spadek ku Wiśle jest nieznaczny. Podobnego charakteru jest obniżenie koło Zarzeczewa, którym obecnie w swym odcinku ujściowym płynie Struga Chełmicka. Trzy doliny kopalne zaznaczają się również w Kulinie (zał. III; ryc. 6). Dwie z nich wąskie, ale głębokie występują w osi zapory czołowej. Są krótkie i o dużym spadku. Trzecia z nich nieco szersza i płytsza przebiega około 200 m na wschód od zapory i ma przedłużenie w wysoczyźnie, podobnie jak dolina suszycka. Omówione wyżej formy negatywne w stropowej powierzchni neogenu naśladują przebieg synklin mioceńskich, a więc mają kierunek NW—SE. Dna tych obniżeń schodzą na ogół poniżej bazy erozyjno-denudacyjnej Wisły. Rzecz znamienna, że właśnie nad nimi zbocze kształtowane jest współcześnie głównie przez procesy erozji linijnej. Kwestia tej zbieżności zostanie omówiona w dalszej części tego rozdziału.

Od Zarzeczewa na wschód aż do Murzynowa (ujście Skrwy), strop pliocenu jest wyrównany i zalega na 70—80 m npm. Prawie nigdzie nie schodzi poniżej Wisły. Na wysoczyźnie rozpoznany został w Dobrzyniu (ryc. 7). Brak tu jakichkolwiek obniżeń linijnych. Powierzchnia neogenu zapada dość łagodnie ku NE, a więc w głąb wysoczyzny. W osiach antyklin mioceńskich brak ciągłości ilastej pokrywy plioceńskiej. Utwory te zostały zdarte a powierzchnia wyrównana. Nachylenie stropu w strefie zbocza doliny jest wynikiem zachodzących tu procesów

http://rcin.org.pl

grawitacyjnego przemieszczania mas ziemnych, głównie zsuwów rozwijających się w osiach synklin mioceńskich, co wiernie ilustruje rycina. Deniwelacje stropu pliocenu nie przekraczają na badanym obszarze 70 m. Na obrzeżeniach Kotliny Płockiej, poza obszarem badań, zaleganie pliocenu stwierdzono na 140 m npm. (Czerminek, na E od Gąbina), a deniwelacje dochodzą do 150 m (S. Skompski 1969). Kierunek przebiegu wyniesień, jak i obniżeń stropu neogenu zbliżony jest do NW—SE, a więc zgodny jest z przebiegiem struktur mioceńskich między Dobrzyniem a Włocławkiem.

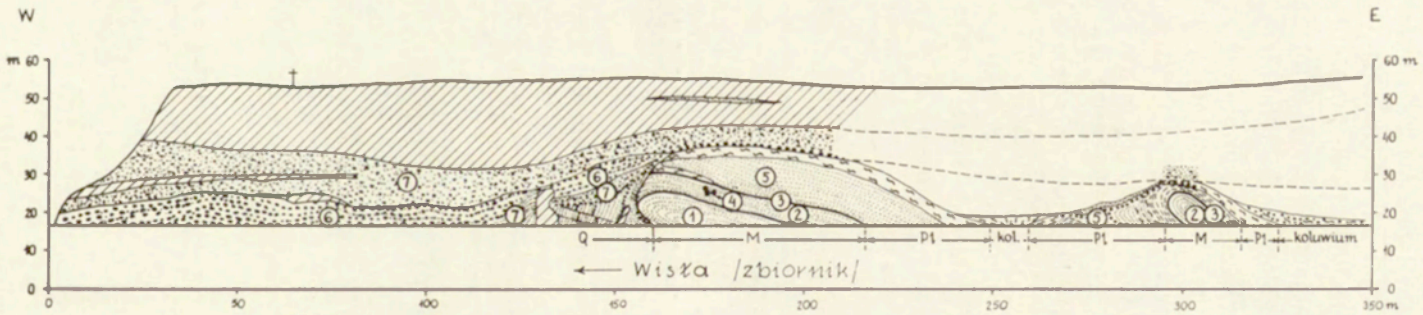
GENEZA I WIEK ZABURZEŃ NEOGENU

Geneza zaburzeń utworów neogenu jest problemem dyskusyjnym od początków XX w. Jedni autorzy generalną przyczynę wiążą z tektoniką wgłębną wywołaną podnoszeniem Wału Pomorsko-Kujawskiego, drudzy z glacjotektoniką. Dominuje pogląd o glacjogenicznym pochodzeniu struktur neogeńskich. Powstanie ich wiąże się ze statyczną i dynamiczną działalnością lądolodu „posuwającego" się po nierównym podłożu (P. Prawosławlew 1905; E. Ciuk 1955; E. Rutkowski 1959; T. Bartkowski 1960, 1968; B. Krygowski 1962, 1964). W wyniku tego powstają zaburzenia zarówno ciągłe — fałdy i diapiry, jak i zaburzenia nieciągłe — łuski, uskoki i kry. Deformacje te sięgają do 150 m głębokości. Występują głównie w obrębie zasięgu moren czołowych (E. Ciuk 1955) oraz w strefach dolinnych (B. Krygowski 1962), są różnowiekowe. W niżowej części Polski zachodniej B. Krygowski (1962) wyróżnia „co najmniej trzy generacje zaburzeń glacjotektonicznych, związane z trzema głównymi zlodowaceniami" (s. 321). Prawie równolegle rozwijała się koncepcja orogenicznego pochodzenia zaburzeń neogenu. Zapoczątkowana przez J. Lewińskiego (1924, 1930), rozwinięta została i udokumentowana przez J. Łyczewską (1959, 1961, 1964). J. Lewiński (1924) stwierdza powtarzający się charakter sfałdowań neogenu o przebiegu NW—SE, wyraźne pochylenie i obalenie fałdów ku NE, czyli zgodnie z nachyleniem podłoża trzeciorzędu. W deformacjach stwierdza brak potrzaskania przemarzniętych sztywnych mas, odkłutych od plastycznego nie przemarzniętego podłoża, jak to jest przyjmowane w glacjotektonice. Występujące tu formy fałdowe przemawiają za plastycznością materiału w momencie tworzenia się zaburzeń. Powyższe fakty pozwoliły mu postawić hipotezę, że zaburzenia neogenu zostały wywołane ruchem wydźwigania antyklinorium kujawsko-pomorskiego i ześlizgiwaniem się plastycznych, nawodnionych mas trzeciorzędowych w kierunku niecki mazowiecko-pruskiej. Opinię tę podziela również S. Z. Różycki (1961). Poziomo leżący na neogenie i nie biorący w zaburzeniach udziału czwartorzęd wskazuje na przedplejstoceński wiek deformacji. Za procesem spływów przemawiają również kuliste konkrecje syderytów występujące w iłach

http://rcin.org.pl

plioceńskich (J. Łyczewska 1961). Autorka ta w nawiązaniu do istniejących poglądów dotyczących spływania i deformacji osadów na nierównościach dna zbiorników zarówno morskich, jak i słodkowodnych (M. Książkiewicz 1949, 1958; K. Grzybek i B. Halicki 1958; B. Halicki 1960 — *vide* J. Łyczewska 1964) uznaje deformacje neogenu tego obszaru „za spływy grawitacyjne po pochyłościach zbiornika sedymentacyjnego" (s. 122). Spływy te według J. Łyczewskiej mogły powstawać zarówno dzięki „zwiększeniu mas skalnych wskutek sedymentacji", jak i przez „zakłócenie równowagi wskutek wstrząsów tektonicznych". Ruchy tektoniczne trzeciorzędowe i młodsze zostały stwierdzone zarówno na obszarze Polski, jak i Niemiec (R. Galon 1970; E. Rühle 1955, 1967, 1969; G. Viete 1960). Twierdzenie J. Lewińskiego (1924, 1930) wydaje się być słuszne, gdyż brak tu oderwania przemarzniętych warstw powierzchniowych i zdeformowania ich w stosunku do nie zamarzniętego plastycznego podłoża. Formy fałdowe neogenu, odsłonięte w zboczu, mogły więc powstać tylko w plastycznym stanie osadów. Utwory czwartorzędowe nie biorą udziału w zaburzeniach podłoża, które jest ścięte erozyjnie i wyrównane. Na tak wymodelowanym stropie neogenu leżą niezgodnie, a więc poziomo osady czwartorzędowe. Fakt ten wskazuje na przedplejstoceński wiek deformacji. Problem genezy i wieku zaburzeń podłoża nie zostanie tu w pełni wyjaśniony, ponieważ nie było to celem autora. W świetle jednak nowych publikacji, dostarczających dużo materiału analitycznego dowodowego (A. Ber 1968; W. Jaroszewski 1963; J. Łyczewska 1961, 1964), słuszna wydaje się być koncepcja tektonicznej ich genezy wysunięta przez J. Lewińskiego w 1924 r. Tektonika wgłębna wydaje się być pierwotnym czynnikiem deformującym. Nie wyklucza to oczywiście modyfikującego wpływu lądolodu na już wcześniej istniejące deformacje podłoża. Wiązanie a priori deformacji neogenu tego obszaru tylko z obecnością lądolodu, bez dostarczenia wiarygodnych przesłanek dowodowych, do przyjęcia za słuszne jest niewystarczające. S. Skompski (1969) widzi tu łuskowy charakter zaburzeń (fig. 29; s. 226). Świeże, współczesne odsłonięcia na znacznych odcinkach zbocza nie pozwalają potwierdzić powyższych założeń autora. Nie ma podstaw, by jak sugeruje również S. Skompski, uznać wypiętrzenia utworów neogeńskich pod Dobrzyniem za moreny czołowe spiętrzone najstarszego zlodowacenia. Wpływ lądolodu na obecną brekcjową teksturę iłów plioceńskich jest niewątpliwy, jako że podlegały one procesom naprężeń statycznych i dynamicznych oraz zamarzania i rozmarzania. Procesy te zmieniły dość znacznie właściwości mechaniczne skał podłoża w kierunku zmniejszenia ich parametrów wytrzymałościowych, ale nieznacznie zmodyfikowały już istniejące struktury. Dla ścisłości należy podać fakt stwierdzenia pojedynczym wierceniem kry trzeciorzędowej w Mokowie (wier. 109, zał. II). Na głębokości 21 m pod gliną zwałową szarą o miąższości 20 m nawier-

http://rcin.org.pl



Ryc. 8. Budowa geologiczna zbocza w Kulinie

Neogen: *1* — piaski drobne, kwarcowe, białe, *2* — piaski różnoziarniste z pyłem węgla brunatnego, *3* — węgiel brunatny, *4* — pnie drzew, *5* — pył; Czwartorzęd: *6* — żwiry z otoczakami, głazami, scementowane, rdzawe, *7* — piaski i żwiry

Inne objaśnienia patrz załącznik III

Geological structure of slope at Kulin

Neogene: *1* — white finegrained quartz sands; *2* — unequigranular sands containing brown-coal dust, *3* — brown coal, *4* — buried tree trunks, *5* — silt; Quaternary: *6* — rust-coloured cemented gravels with pebbles and boulders, *7* —sands and gravels

For further explanations of Annex III

http://rcin.org.pl

cono 15 m miocenu i 4,5 m pliocenu podścielonego piaskami czwartorzędowymi zalegającymi na iłach plioceńskich in situ. Dwa wiercenia zlokalizowane w sąsiedztwie, w tej samej miejscowości (wier. 107, 108) wykazały 25-metrowe deniwelacje w zaleganiu stropu trzeciorzędu. Podobnej wartości deniwelacje na nieznacznych odległościach stwierdzono w Kulinie. Tutaj też znaleziono przykład budowy geologicznej sugerujący glacjotektonikę (ryc. 8) — jest to jedyny przykład na badanym odcinku zbocza. W środkowej części rysunku zaznacza się wyraźne strzaskanie, przesunięcie i wyruszenie z pierwotnego ułożenia serii piaszczystej z przewarstwieniami żwirów z otoczakami. Wśród tej serii osadów znajdują się prawie pionowo stojące dwie bryły gliny zwałowej, tej samej, która cienką, nieciągłą warstwą zalega na zachód od wyniesienia neogenu. Osady neogenu nie wykazują deformacji nieciągłych, są nieco nasunięte w kierunku SW na utwory zakumulowane w dolinie dopływu Prawisły. Trudno powyższe zaburzenia w ciągłości warstw uznać za spękania mrozowe. Dodać również należy, co jest faktem niezaprzeczalnym, iż część fałdów neogenu pochylona jest ku SW, na co zwrócił uwagę S. Skompski (1969), a w przypadku Góry Zamkowej w Dobrzyniu — W. Jaroszewski (1963). Geneza i wiek zaburzeń neogenu na tym obszarze pozostają w dalszym ciągu problemem otwartym [4].

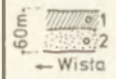
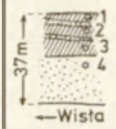
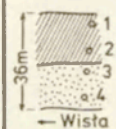
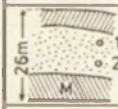
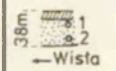
CZWARTORZĘD

Wzajemne nakładanie się procesów akumulacji i erozji w poszczególnych okresach plejstocenu uwarunkowało złożoną budowę geologiczną zarówno wysoczyzny morenowej, jak i doliny Wisły. Osady czwartorzędowe wysoczyzny odznaczają się dużą zmiennością w profilu pionowym oraz znaczną nieregularnością w rozmieszczeniu poziomym. Reprezentowane są zarówno przez utwory plejstocenu, jak i holocenu. Upraszczając nieco obraz budowy geologicznej czwartorzędu należy stwierdzić jeden pokład gliny zwałowej, dwudzielny, podścielony serią utworów piaszczysto-żwirowych i pylastych spoczywających na neogenie. Taki jest schemat budowy zbocza na odcinku Szpetal Dolny—Tulibowo. Dalej na wschód pojawia się drugi pokład gliny zwałowej podścielający serię piaszczysto-żwirową, a spoczywający bezpośrednio na neogenie lub w przypadkach jego obniżeń na serii utworów zastoiskowych. Na wyniesieniach neogenu stwierdza się zubożenie stratygraficzne czwartorzędu, w obniżeniach natomiast wykształcony jest pełniej.

[4] W 1974 r. ukazała się praca E. i M. Brykczyńskich „Geologia przekopu Trasy Łazienkowskiej na tle problematyki zaburzeń osadów trzeciorzędu i czwartorzędu w Warszawie". Autorzy dostarczają szeregu faktów przemawiających za glacjotektonicznym charakterem zaburzeń związanych z maksymalnym stadialem zlodowacenia środkowopolskiego.

http://rcin.org.pl

Tabela 2. Skład mechaniczny utworów czwartorzędowych. Objaśnienia do szkicu stratygraficznego (patrz załącznik III)

Szkic stratygraficzny	Nazwa profilu i nr próbki		Procentowa zawartość frakcji o ø mm					Określenie osadu
			> 1,0 żwir	1,0 - 0,1 piasek	0,1 - 0,02 pył	0,02 - 0,002 ił	< 0,002 koloidy	
	Suszyce I	1	4,2	24,8	32,9	17,2	20,9	glina pylasta
		2	-	70,0	21,0	8,0	1,0	piasek słabo gliniasty
	Suszyce II	1	9,9	41,4	19,8	14,5	14,4	glina lekko spiaszczona
		2	31,9	47,2	4,9	3,6	2,4	piasek i żwir
		3	12,3	38,7	13,2	33,5	2,3	glina średnia
		4	4,1	35,1	26,4	21,9	14,3	glina średnia pylasta
		5	0,1	94,9	2,0	2,0	1,0	piasek drobny
	Kulin I	1	0,9	35,1	25,0	23,0	16,0	glina średnia
		2	3,1	40,7	27,9	12,8	15,5	glina pylasta
		3	15,2	33,7	18,9	17,9	14,3	glina lekka śr. spiasz.
		4	66,9	28,7	2,4	2,0	-	żwir z piaskiem
	Kulin II	1	7,6	32,4	22,3	19,3	18,4	glina średnia
		2	0,2	28,0	25,0	27,0	19,8	glina średnia
		3	30,9	60,0	4,1	1,4	3,6	piasek i żwir
		4	65,0	27,7	5,4	1,9	-	piasek i żwir
	Zarzeczewo I	1	-	37,0	55,0	6,0	2,0	pył zwykły
		2	-	18,0	64,0	8,0	10,0	pył zwykły
	Zarzeczewo II	1	-	15,0	62,0	18,0	5,0	pył zwykły
		2	-	6,0	55,0	29,0	10,0	pył ilasty
	Dobrzyń I	1	-	36,0	32,0	18,0	14,0	glina pylasta
		2	-	89,0	8,0	3,0	-	piasek
		3	6,4	37,5	19,7	19,7	16,7	glina pylasta
	Dobrzyń II	1	3,8	27,0	35,5	19,2	14,5	glina pylasta
		2	83,0	17,0	-	-	-	żwir z piaskiem
		3	0,1	89,9	10,0	-	-	piasek drobny i średni
		4	2,6	41,8	25,2	17,6	12,8	glina spiaszczona
	Dobrzyń III	1	-	77,0	17,0	6,0	-	piasek słabo gliniasty
		2	3,6	56,0	14,5	10,5	15,4	glina spiaszczona
		3	5,2	43,6	22,8	15,1	13,3	glina spiaszczona

http://rcin.org.pl

Całkowita miąższość kompleksu osadów czwartorzędowych w wysoczyźnie wynosi od kilkunastu do 80 m.

W obniżeniach stropu neogenu, na ściętej erozyjnie powierzchni zalega bruk morenowy o miąższości 0,3—2,0 m. Jest to materiał głazowy zmieszany ze żwirem, przeważnie scementowany lepiszczem żelazistym. Wielkość głazów dochodzi do 1,0 m średnicy. Nad brukiem występuje seria osadów spokojnej akumulacji wodnej, warstwowanej poziomo. Na ogół rozpoczyna się piaskami różnoziarnistymi, przechodząc stopniowo w piasek bardzo drobny przewarstwiony mułkami i kończy się iłami warwowymi, miejscami są to mułki z przewarstwieniami piasków drobnych. Miąższość całej serii tych osadów wynosi 5—13 m. Jej stropowe partie leżące na rzędnych 74—81 m npm. są lokalnie zaburzone i wykazują ślady rozmywania w formie zagłębień wypełnionych materiałem grubszym (A. Ber 1960, 1968). Na powyższych osadach zalega glina zwałowa szara, w odsłonięciach brązowo-żółta, przeważnie spiaszczona ze znaczną domieszką żwirów i głazów. W składzie mechanicznym znaczny jest udział frakcji pylastej (tab. 2). Glina ta zalega zwartym pokładem od Tulibowa po Dobrzyń, dalej na wschód brak wyraźnej ciągłości. Zalega stosunkowo płasko na starszym czwartorzędzie lub bezpośrednio na neogenie, ale nie bierze udziału w zaburzeniach tego ostatniego, co przeczy twierdzeniu R. Galona i E. Passendorfera (1948), że glina dolna tego obszaru jest zafałdowana z podłożem. Zaznacza się pewna zależność stropu tej warstwy właśnie w obrębie obniżeń podłoża, tj. w obrębie synklin mioceńskich wypełnionych materiałem spoistym. Nie wszędzie zbieżność ta występuje. Miąższość omawianego poziomu gliny zwałowej dochodzi do 5—13 m, ku wschodowi wyraźnie wzrasta, co niewątpliwie wiąże się z niżej zalegającym trzeciorzędem.

Nad gliną szarą występuje zmiennej grubości, od kilku do kilkudziesięciu centymetrów poziom żwirowy z otoczakami i sporadycznie z głazami. Nie jest scementowany, w odróżnieniu od zalegającego w spągu czwartorzędu bruku morenowego, jedynie zabarwienie jego jest rdzawe. Wyżej zalega seria osadów piaszczystych z przewarstwieniami żwirów oraz mułków w stropie. Lokalnie frakcja pylasta (mułkowa) dominuje w profilu całej tej serii, np. w Zarzęczewie (tab. 2). Całkowita miąższość serii tych skał jest silnie zróżnicowana i waha się od kilku do 40—50 m. Najmniejsza jest między Dobrzyniem a Bachorzewem. W Suszycach i Kulinie, gdzie wypełnia obniżenia stropu neogenu osiąga wartości maksymalne. Tutaj też, na wschód od zapory spągowa część tej serii wykształcona w postaci żwirów i otoczaków tworzy zwarty kilkumetrowy pokład.

Na powierzchni wysoczyzny morenowej, przykrywając powyższe osady, zalega zwartym pokładem glina zwałowa brązowo-żółta z nieznaczną ilością głazów. W strefie przykrawędziowej wykazuje charakterystyczny słupowy cios, w wyniku czego tworzy wysokie, pionowe ściany.

http://rcin.org.pl

Tabela 3. Skład mechaniczny utworów powierzchniowych (wg IUNG w Puławach i Stacji Rolniczo-Chemiczne w Bydgoszczy)

Nazwa profilu i nr na mapie geologicznej 1 : 25 000	Głębokość pobranej próbki	Procentowa zawartość frakcji o ø w mm					Określenie osadu
		>1,0 żwir	1,0–0,1 piasek	0,1–0,02 pył	0,02–0,002 il	<0,002 koloidy	
Szpetal Górny 1	10–20	–	20	59	15	6	pył zwykły
	30–40	–	21	58	15	6	pył zwykły
	45–55	–	16	63	14	7	pył zwykły
	80–90	–	16	54	18	12	pył zwykły
	105–115	–	46	32	12	10	glina lekka pylasta
	135–140	2	55	21	13	11	glina lekka
Szpetal Górny 2	10–20	4	80	12	5	3	piasek słabo gliniasty
	25–35	5	89	10	3	4	piasek słabo gliniasty
	70–80	4	86	8	4	2	piasek słabo gliniasty
	125–135	2	83	13	2	2	piasek luźny
Nasiegniewo 3	5–15	3	59	27	10	4	piasek gliniasty lekki pylasty
	25–35	2	57	29	10	4	piasek gliniasty lekki pylasty
	45–55	6	58	28	11	3	piasek gliniasty lekki pylasty
	75–85	3	49	26	14	11	glina lekka pylasta
	105–115	2	47	23	14	16	glina lekka
	135–145	4	50	23	13	14	glina lekka
Tulibowo 4	10–20	–	15	45	40	12	pył ilasty
	25–35	–	7	38	55	26	il pylasty
	70–80	–	7	42	51	19	pył ilasty
	110–120	–	12	44	44	13	pył ilasty
Grochowalsk 5	10–20	–	23	50	27	10	pył zwykły
	25–35	–	25	51	24	8	pył zwykły
	50–60	–	17	54	29	13	pył zwykły
	70–80	–	19	54	27	11	pył zwykły
	110–120	–	53	25	22	12	glina lekka
Dyblin 6	20–30	–	43	38	19	3	piasek gliniasty mocny pylasty
	30–40	–	45	33	21	4	piasek gliniasty mocny pylasty
	60–70	–	40	26	34	18	glina lekka pylasta
	110–120	–	46	26	28	14	glina lekka pylasta
Bachorzewo 7	10–20	–	35	45	20	4	pył zwykły
	30–40	–	25	53	22	12	pył zwykły
	60–70	–	15	55	30	10	pył zwykły
	110–120	–	8	60	32	8	pył zwykły
Bachorzewo 8	10–20	–	23	52	25	5	pył zwykły
	30–40	–	22	53	25	3	pył zwykły
	70–80	–	46	27	27	11	glina lekka pylasta
	110–120	–	48	27	25	9	glina lekka pylasta
Dobrzyń 9	10–20	–	31	47	22	2	pył zwykły
	25–35	–	26	50	24	2	pył zwykły
	60–70	–	43	27	30	13	glina lekka pylasta
	110–120	–	46	28	26	7	glina lekka pylasta

http://rcin.org.pl

Lenie Wielkie	10—20	—	37	41	22	5	pyl zwykły
10	25—30	—	37	38	25	7	glina lekka pylasta
	50—60	—	37	38	25	7	glina lekka pylasta
	110—120	—	40	25	35	20	glina lekka
Lenie Wielkie	10—20	—	39	39	22	6	glina lekka pylasta
11	25—35	—	33	45	22	5	pył zwykły
	60—70	—	33	46	21	5	pył zwykły
	110—120	—	45	23	32	10	glina lekka
	10—20	—	51	33	16	2	piasek gliniasty mocny pylasty
amienica	25—35	—	51	33	16	2	piasek gliniasty mocny pylasty
12	50—60	—	56	31	13	2	piasek gliniasty lekki pylasty
	70—80	—	69	22	9	1	piasek słabo gliniasty
	110—120	—	51	25	24	12	glina lekka

Lokalizacja odkrywek na załączniku nr IV.

Mniej więcej w środku pokładu gliny występują przemazy lub wyraźne warstewki piaszczyste, a nawet nagromadzenia głazów. Świadczy to o przerwie akumulacyjnej. Na fakt ten zwracali już uwagę J. Łyczewska (1960) i A. Ber (1960, 1968). Miąższość tego kompleksu gliny zwałowej waha się od 2 do 40 m.

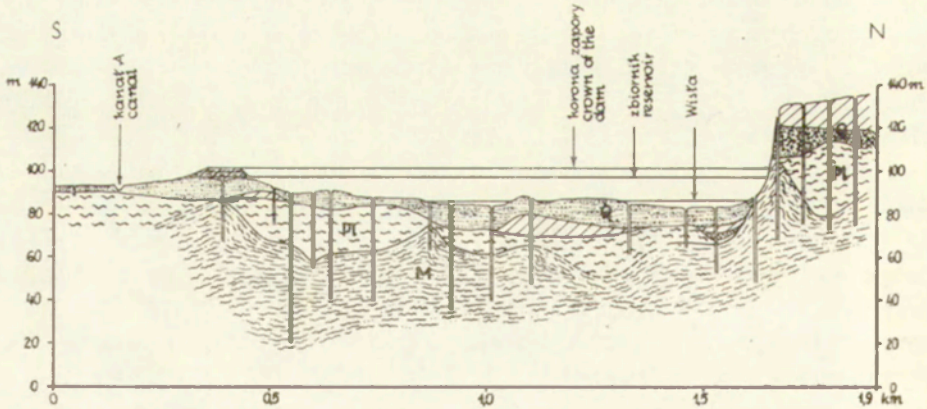
Po ustąpieniu lądolodu z tego obszaru rozpoczął się proces wietrzenia górnej gliny w warunkach klimatu peryglacjalnego, w wyniku czego jej przypowierzchniowa warstwa jest silnie pylasta (tab. 3, zał. IV). J. Lewiński (1924) różnicuje przestrzennie charakter tej gliny na powierzchni. Twierdzi, iż w Szpetalu, Zarzeczewie, Kuskach jest ona ciemnobrunatna, silnie ilasta, plastyczna i zlewna. W Kulinie, Glewie, Bachorzewie i Dobrzyniu natomiast jest jaśniejsza, silnie spiaszczona, pylasta i niezlewna. Przyczynę owego zróżnicowania widzi w podłożu; gdy glina leży na iłach pstrych — wtedy jest bardziej ilasta, gdy leży na fluwioglacjale — jest bardziej piaszczysta. Należy podkreślić, że na całym odcinku badań glina ta jest silnie pylasta i nie wykazuje wyraźnego zróżnicowania przestrzennego. Nigdzie nie zalega na iłach pstrych. Na glinie tej rozwinęły się żyzne gleby, zaliczane do pszenno-buraczanego dobrego i żytnio-ziemniaczanego bardzo dobrego kompleksu rolniczej przydatności.

Pozycja stratygraficzna omówionych poziomów plejstoceńskich jest różnie interpretowana w literaturze. J. Łyczewska (1959, 1960) wyróżnia trzy poziomy glacjalne; bruk morenowy w spągu uznaje za pozostałość po zlodowaceniu środkowopolskim i być może po zlodowaceniach starszych, zaś dwie gliny zwałowe przedzielone osadami piaszczysto-żwirowymi przyporządkowuje zlodowaceniu północnopolskiemu — dwom jego starszym stadiałom. A. Ber (1960, 1968) stwierdza w Dobrzyniu pięć poziomów glacjalnych; dolny w postaci bruku uznaje za pozostałość zlodowacenia południowopolskiego, dwa środkowe, leżące w profilu tuż nad sobą, to osady stadialne (stadium Radomki i Warty)

http://rcin.org.pl

zlodowacenia środkowopolskiego oraz dwa górne poziomy to osady dwu różnych faz stadiału Leszna zlodowacenia północnopolskiego. S. Skompski (1969) wyróżnia cztery poziomy glacjalne, wykształcone w postaci glin; dwie dolne zalicza do zlodowacenia południowo- i środkowopolskiego, a dwie górne, nakładające się na siebie do podfazy gąbińskiej i płockiej fazy poznańskiej zlodowacenia północnopolskiego. Brak więc w Kotlinie Płockiej, według S. Skompskiego, osadów fazy (stadium) leszczyńskiej, licznie wykształcone są osady młodsze; podczas gdy A. Ber dwudzielną glinę i podścielającą ją serię piaszczysto-żwirową zalicza właśnie do stadiału Leszna. Są to najnowsze wypowiedzi dotyczące stratygrafii tego obszaru. Określenie wieku wyłącznie w oparciu o sekwencję warstw, przy braku osadów organogenicznych, jest hipotetyczne. Bardziej prawdopodobna wydaje się być chronologia S. Skompskiego, oparta bowiem jest na analizie większego obszaru i bogatszym materiale analitycznym.

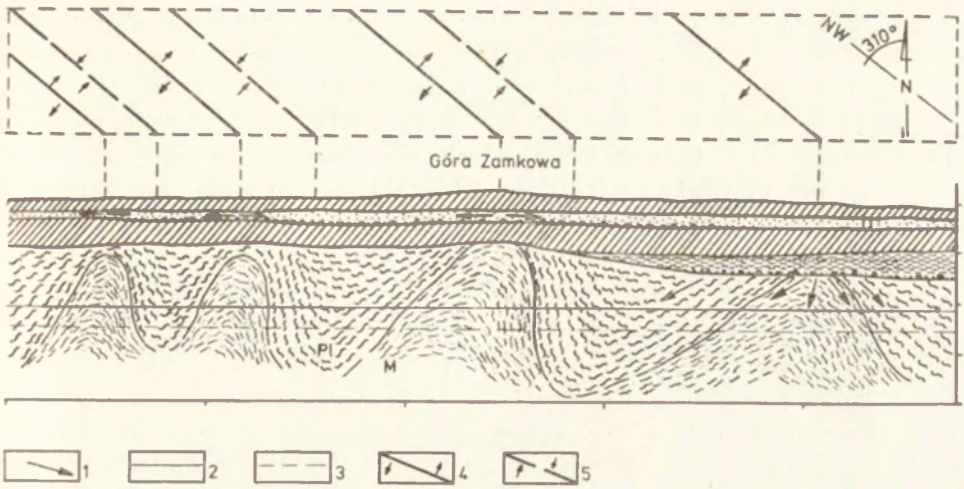
Dolina Wisły wyerodowana jest w utworach neogeńskich, których strop zalega na rzędnych od 5 do 30 m npm., podczas gdy na otaczających wysoczyznach morenowych na 80—90 m npm. Maksymalne wcięcie Wisły w podłoże zaznacza się w środkowej części doliny, a więc 5—7 km od obecnego koryta w kierunku Wysoczyzny Kujawskiej (J. Łyczewska 1960, ryc. 42; B. Fąferek 1960, ryc. 1; J. Adamiak i in. 1969, ryc. 33). Dolinę wypełniają utwory czwartorzędowe miąższości 40—50 m. Są one mniej zróżnicowane w profilu pionowym i poziomym od opisanych w wysoczyźnie. Dominuje frakcja piaszczysta. W wielu miejscach, w obniżeniach podłoża zachowały się gliny zwałowe oraz materiał żwirowo-głazowy. Ku powierzchni frakcja maleje. Lokalnie, przy trudnym przepływie wód w dolinie, tworzyły się mułki i iły (Papieżka, Glinki). Przekrój geologiczny przez współczesne koryto Wisły w Kulinie



Ryc. 9. Przekrój geologiczny koryta Wisły w Kulinie
Objaśnienia patrz załącznik III

Geological section across Vistula channel at Kulin
For explanations of Annex III

http://rcin.org.pl



Ryc. 10. Schemat krążenia wód podziemnych na tle budowy geologicznej przykrawędziowej strefy wysoczyzny w Dobrzyniu

1 — kierunki ruchu wód podziemnych; *2* — rzędna zwierciadła Wisły po spiętrzeniu; *3* — rzędna zwierciadła Wisły przed spiętrzeniem; *4* — kierunek osi antyklin mioceńskich; *5* — kierunek osi synklin mioceńskich
Inne objaśnienia patrz załącznik III

Pattern of circulation of underground waters consistent with the geological structure of the near-edge plateau zone at Dobrzyń

1 — flow directions of underground waters; *2* — level of Vistula water after ponding; *3* — level of Vistula water prior to ponding; *4* — direction of axes of Miocene anticlines; *5* — direction of axes of Miocene synclines
For further explanations of Annex III

ilustruje rycina 9. Według J. Łyczewskiej (1959) dolinę Wisły wypełniają utwory zlodowacenia środkowopolskiego i bałtyckiego (północnopolskiego). M. Domosławska-Baraniecka i J. Mojski (1960) stwierdzają również obecność osadów starszych.

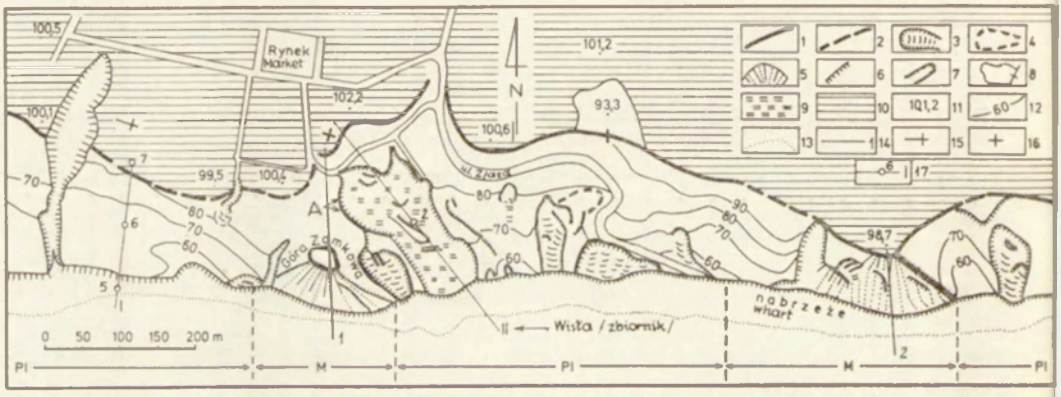
W holocenie w obniżeniach o różnej genezie tworzyły się osady organogeniczne. Nieco wyżej, na stokach oraz w dnach dolin gromadzą się osady deluwialne zróżnicowane litologicznie. Zbocza podlegające powierzchniowym ruchom masowym pokrywają koluwia. Najmłodsze osady rzeczne to utwory facji korytowej i mady na terasie zalewowej. Miąższość ich waha się od kilku do kilkunastu metrów.

WARUNKI HYDROGEOLOGICZNE

Zróżnicowana budowa geologiczna, szczególnie zaburzenia neogenu, determinują warunki hydrogeologiczne. Nie można tu mówić o wyraźnych poziomach wodonośnych związanych z różnymi litologicznie i stratygraficznie utworami. Wody zawarte w różnych stratygraficznie utworach łączą się często ze sobą. Schemat ich krążenia ilustruje rycina 10. Główną przyczyną tego zjawiska jest wyruszenie utworów podłoża

http://rcin.org.pl

z pierwotnego, horyzontalnego zalegania, w wyniku czego wody dolnego czwartorzędowego poziomu infiltrują w bardziej luźne przewarstwienia neogenu, jako że wykazują one różne upady warstw, miejscami postawione nawet pionowo. Istnieje więc ścisły kontakt wód w utworach neogeńskich i czwartorzędowych dolnych. Za istnieniem takiego kontaktu przemawiają następujące fakty: 1) poziom statyczny napiętych wód w utworach plioceńskich i mioceńskich układa się na rzędnej swobodnego zwierciadła wód w utworach czwartorzędowych, hydraulicznie związanego z Wisłą; 2) wody z utworów czwarto- i trzeciorzędowych w zasadzie nie wykazują różnic w składzie chemicznym (C. Kolago i in. 1966). Większość zbiorczych ujęć komunalnych czerpie te właśnie wody. Ich statyczne zwierciadło podnosi się 3—6 m w strefie zbocza, tj. 200—300 m od Wisły. Mniejszy spadek stwierdza się w obrębie antyklin mioceńskich, gdzie ze względu na przewagę utworów piaszczystych jest intensywniejszy drenaż. W związku z budową stopnia piętrzącego na Wiśle we Włocławku „Hydrogeo" z Warszawy założyło w 1966 r. cztery



Rys. 11. Szkic morfologiczny zbocza doliny Wisły w Dobrzyniu

1 — krawędź wysoczyzny wyraźna; *2* — krawędź wysoczyzny złagodzona; *3* — osuwiska (zsuwy, spływy i złaziska) czynne; *4* — osuwiska nieczynne; *5* — obrywy i osypy; *6* — załomy na zboczu i powierzchni osuwisk; *7* — wcięcia erozyjne; *8* — dolinki zawieszone; *9* — mokradła; *10* — wysoczyzna morenowa; *11* — punkty wysokościowe w m npm.; *12* — poziomice powierzchni topograficznej zbocza w m npm.; *13* — linia brzegowa Wisły przed spiętrzeniem; *14* — linia i numery przekrojów poprzecznych zbocza; *15* — kościół, *16* — resztki fundamentów kościoła; *17* — linia i numery przekrojów hydrogeologicznych z numerem archiwalnym piezometrów

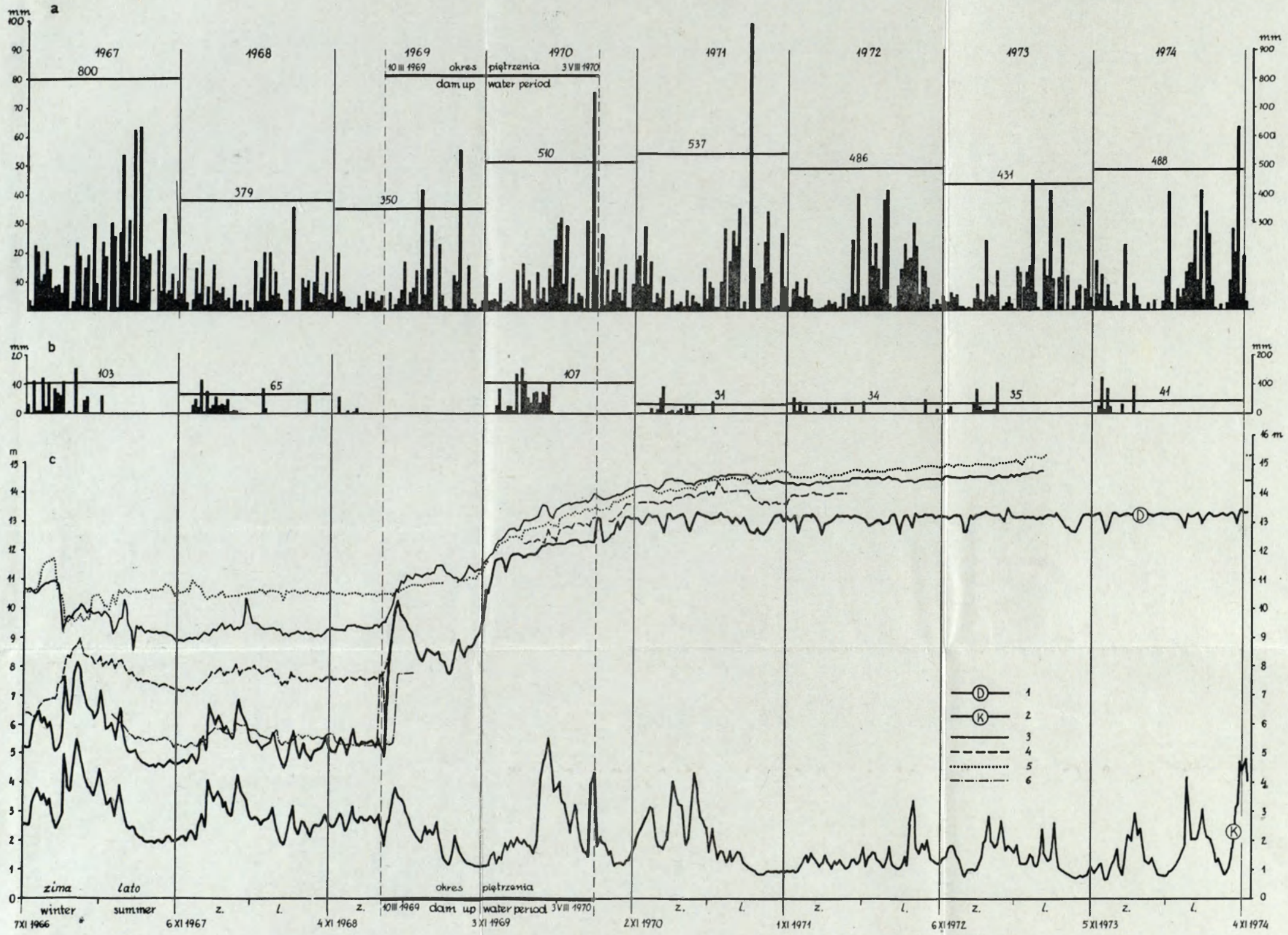
W dolnej części rysunku zaznaczono zasięg przestrzenny utworów neogeńskich bezpośrednio nad zwierciadłem Wisły (zbiornika)

Morphological tecture of slope of Vistula valley at Dobrzyń

1 — distinctly seen plateau edge; *2* — attenuated plateau edge; *3* — active landslides (mass creep, carthflow and slips); *4* — inactive landslides; *5* — rock falls and talus creep; *6* — creases in slope and slide surfaces; *7* — erosive incisions; *8* — hanging valleys; *9* — swamps; *10* — moraine plateau; *11* — altitude points, in m a.s.l.; *12* — contour lines following the topographical surface of the slope, in m a.s.l.; *13* — Vistula bank line prior to ponding; *14* — lines and numbers of slope cross-sections; *15* — church; *16* — relicts of church foundation; *17* — lines and numbers of hydrogeological cross-sections, with archive numbers given as shown on piezometters

In lower part of the picture is marked the spatial extent of the Neogene deposits laid down directly above the level of the Vistula basin

http://rcin.org.pl



Ryc. 12. Opady i stany wód w Dobrzyniu

a — sumy tygodniowe i roczne opadów; *b* — sumy tygodniowe i roczne opadów śniegu; *c* — średnie tygodniowe stany Wisły oraz stany wód podziemnych hydraulicznie związanych z Wisłą: *1* — stany Wisły w Dobrzyniu; *2* — stany Wisły w Kulinie (poniżej zapory); *3* — stanywód podziemnych w utworach mioceńskich na wysoczyźnie; *4* — stany wód podziemnych w utworach mioceńskich na zboczu; *5* — stany wód podziemnych w utworach plioceńskich na zboczu; *6* — stany wód podziemnych w utworach czwartorzędowych (koluwiach)

Precipitation and water levels at Dobrzyń

a — weekly and annual sums of precipitation; *b* — weekly and annual sums of snowfall; *c* —mean weekly levels of Vistula water and of underground waters hydraulically linked with the Vistula: *1* — Vistula levels at Dobrzyń; *2* — Vistula levels at Kulin (downstream of weir);*3* — level of underground waters in Miocene sediments upon the plateau; *4* — level of underground waters in Miocene sediments in slope; *5* — level of underground waters in Pliocene deposits in slope; *6* — level of underground waters in coluvia of Quaternary age

http://rcin.org.pl

piezometry w Dobrzyniu w celu poznania reżimu tych właśnie wód podziemnych, subartezyjskich, hydraulicznie związanych z Wisłą. Dwa piezometry ujmują wodę w utworach mioceńskich (piez. 6 i 7), jeden w utworach plioceńskich (piez. 2) i jeden w czwartorzędowych — koluwiach (piez. 5). Lokalizację piezometrów przedstawiono na rycinie 11.

Piezometr nr 2 zlokalizowano w połowie zbocza na czynnym osuwisku, na wschód od Góry Zamkowej. Wodę nawiercono w piaskach pylastych plioceńskich o współczynniku filtracji $k = 1{,}8 \times 10^{-6}$.

Piezometr nr 5 założono na starym nieczynnym osuwisku, na brzegu Wisły, na zachód od Góry Zamkowej. Wodę nawiercono pod gliną morenową w utworach piaszczysto-żwirowych, o współczynniku filtracji $k = 8{,}5 \times 10^{-3}$. Obecnie piezometr jest zalany na skutek spiętrzenia wód Wisły.

Piezometr nr 6 zainstalowano na zboczu, na nieczynnym starym osuwisku, 100 m od brzegu Wisły. Wodę nawiercono w mioceńskich piaskach pylastych o współczynniku filtracji $k = 1{,}5 \times 10^{-3}$. Obecnie piezometr jest zawalony.

Piezometr nr 7 założono na wysoczyźnie, około 20 m od krawędzi i około 200 m od Wisły. Wodę ujęto w drobnych piaskach mioceńskich.

Pomiary prowadzono raz w tygodniu, począwszy od listopada 1966 do czerwca 1973 r. Piezometry 2 i 7 posiadają pełny cykl obserwacyjny, pozostałe mają luki w pomiarach. Uzyskane dane zestawiono na wykresach w powiązaniu ze średnimi tygodniowymi stanami Wisły oraz tygodniowymi sumami opadów (ryc. 12).

W rocznym cyklu wahań, w okresie przed spiętrzeniem maksima związane są z wezbraniami wiosennymi (koniec marca — początek kwietnia), minima natomiast przypadają na późną jesień (listopad). Amplituda wahań dochodzi do 2 m, na ogół maleje z oddaleniem od rzeki. Wahania zwierciadła wód podziemnych są wypadkową wielu czynników, niekiedy współzależnych. Rozpatrywanie ich wpływu w oderwaniu od siebie jest błędem. Jednakże siła tych zależności jest różna. Decydującą rolę w rozpatrywanym przypadku odkrywają stany Wisły. Przebieg wahań wód podziemnych naśladuje stany rzeki. Amplituda wahań jest tylko około dwa razy mniejsza i przesunięta w czasie około jednego tygodnia. Wezbrania letnie wywołane dużymi opadami i jesienno-zimowe spowodowane ograniczonym parowaniem i zanikającą transpiracją zaznaczają się nieznacznie. Na podstawie pomiarów cotygodniowych nie można określić np. wpływu ciśnienia atmosferycznego chociaż wiadomo, że w przypadku solanek subartezyjskich głębokich wpływ ten może dochodzić do 62% wartości wahań (J. Dowgiałło, M. Krzywina 1973). W tym celu niezbędna jest jednak większa częstotliwość i dokładność pomiaru stanu wód i ciśnienia.

Z początkiem marca 1969 r. rozpoczęto piętrzenie Wisły, które z przerwami trwało do sierpnia 1970 r., kiedy to po raz pierwszy osiągnięto projektowaną rzędną. Średni poziom Wisły uległ przy zaporze

http://rcin.org.pl

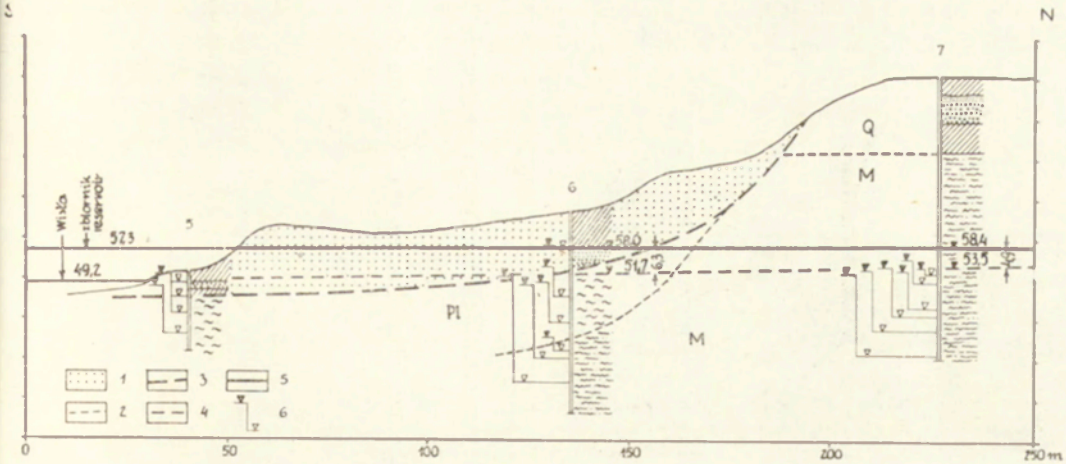
trwałemu podniesieniu o 11 m, a na wysokości Dobrzynia o 8,1 m. W chwili obecnej, tj. w cztery lata po spiętrzeniu, amplituda wahań Wisły nie przekracza 1,5 m, podczas gdy za okres dziesięciolecia przed spiętrzeniem (1959—1968) wynosiła 5,98 m (wg R. Glazika — informacja ustna). Wielkość wahań bazy erozyjno-denudacyjnej Wisły na odcinku Płock—Kulin uległa czterokrotnemu zmniejszeniu i regulowana jest obecnie potrzebami i bezpieczeństwem stopnia. Zmianie uległa nie tylko amplituda, ale i przebieg wahań w czasie. Brak obecnie wyraźnej cykliczności, jaka istniała w przebiegu rocznym w warunkach naturalnego odpływu, wyraźna jest natomiast cykliczność w przebiegu dobowym, z minimum w godzinach rannych.

Przed wybudowaniem stopnia spadek zwierciadła wód podziemnych hydraulicznie związanych z Wisłą był dwukierunkowy — równoległy i prostopadły do Wisły. Z biegiem rzeki zwierciadło statyczne obniżało się prostoliniowo zgodnie ze spadkiem, tj. 21 cm na każdy kilometr biegu rzeki. W kierunku prostopadłym natomiast spadek ten kształtował się według zależności zbliżonej do paraboli drugiego stopnia (B. Andrzejeszczak i in. 1966) i wynosił w strefie zbocza (200—300 m) 4—8 m. Po spiętrzeniu nastąpiło wyrównanie spadku wzdłuż biegu Wisły i wynosi obecnie 5 mm/km. W kierunku prostopadłym natomiast zwierciadło statyczne w dalszym ciągu kształtuje się według zależności zbliżonej do paraboli drugiego stopnia, ale początek jej przesunął się w pionie o 8,1 m, a w poziomie do nowej linii brzegowej, tj. o 20—40 m. Spadek zwierciadła w strefie zbocza uległ wyraźnemu zmniejszeniu i wynosi obecnie 1—4 m (por. ryc. 12c, 13 i 14). Większemu spłaszczeniu, bo prawie czterokrotnemu uległo zwierciadło wód w utworach mioceńskich bardziej luźnych o większej przepuszczalności (piez. 6 i 7). Mniejszemu, dwukrotnemu spłaszczeniu uległo zwierciadło wód w utworach plioceńskich zwięźlejszych o mniejszej przepuszczalności niż mioceńskie (piez. 2). Amplituda wahań wód podziemnych w strefie zbocza zmalała 5—8 krotnie i nie przekracza obecnie 30—50 cm. W utworach mioceńskich zwierciadło wód ustabilizowało się w kilkanaście tygodni od zakończenia piętrzenia Wisły, w utworach plioceńskich natomiast w trzy lata po zakończeniu piętrzenia wykazywało jeszcze tendencje wzrostu. Zjawisko to wynika z różnic filtracyjnych utworów. Zmniejszenie spadku oraz amplitudy wahań osłabiły ujemny wpływ powyższych wód na stateczność zbocza, tj. na rozwój osuwisk.

W Kulinie, w osi zapory obserwowano wody w utworach czwartorzędowych (131b[5]; 34), plioceńskich (131a; 34) i mioceńskich (131c, 163; 34, 44). Pomiary prowadzono przez sześć lat hydrologicznych —

[5] Numer archiwalny zainstalowanego piezometru, po średniku numer wiercenia w zestawieniu (zał. II) i na rycinie 6.

http://rcin.org.pl



Ryc. 13. Przekrój hydrogeologiczny I zbocza doliny Wisły w Dobrzyniu przez południowo-zachodnie skrzydło antykliny mioceńskiej (lokalizacja na rycinie 11)

1 — koluwia; *2* — granica stratygraficzna; *3* — powierzchnia odklucia; *4* — zwierciadło wód podziemnych przed spiętrzeniem Wisły; *5* — zwierciadło wód podziemnych po spiętrzeniu Wisły; *6* — poziom dynamiczny (a) i statyczny (b) wód podziemnych

Hydrogeological section I across the slope of the Vistula valley at Dobrzyń, cutting the SW wing of a Miocene anticline (site shown in figure 11)

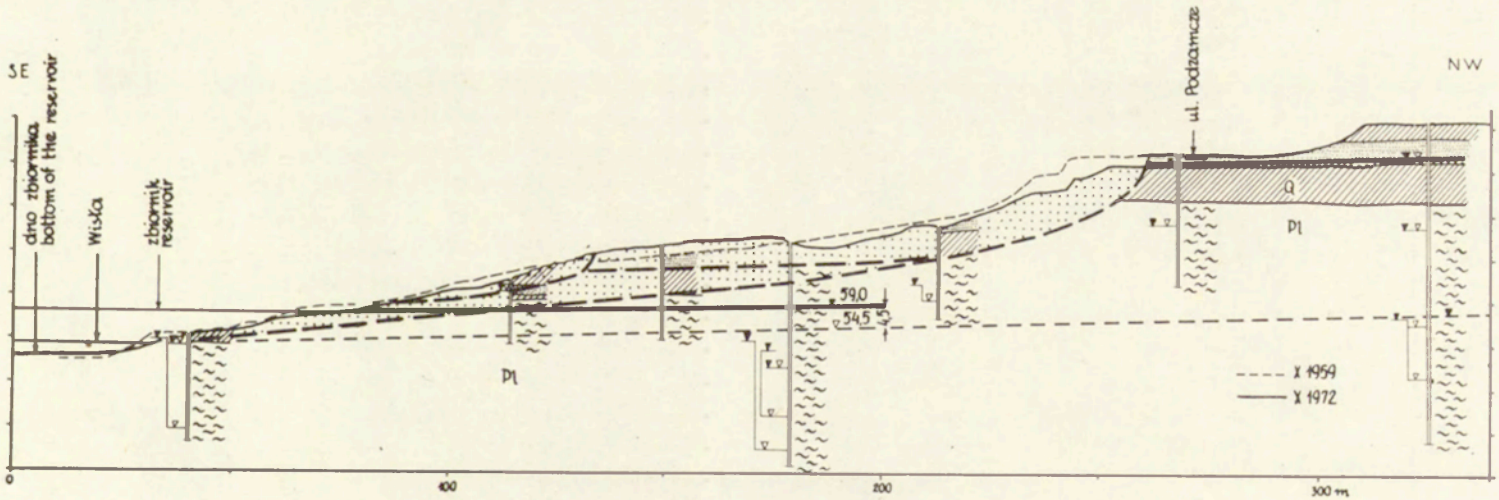
1 — colluvia; *2* — stratigraphical boundary; *3* — shear surface; *4* — level of underground waters prior to Vistula ponding; *5* — level of underground waters following the Vistula ponding; *6* — dynamic (a) and static (b) level of underground water

od listopada 1966 do października 1972 r. Związek z Wisłą posiadają wody stropowych partii miocenu (131c, 163). Wartości wahań w przebiegu rocznym przed spiętrzeniem nie przekraczały 2 m i były zbliżone do danych z Dobrzynia (por. ryc. 13, 15). Obecnie wahania podlegają wpływom Wisły oraz zbiornika. Ich wpływ na stateczność zbocza wyraźnie zmalał na skutek podparcia koroną zapory.

Oprócz powyższych wód subartezyjskich, posiadających kontakt między sobą i stabilizujących na rzędnej średniego poziomu Wisły, występują wody w odizolowanych przewarstwieniach i soczewkach luźnego materiału neogeńskiego, nie mające jednak kontaktu między sobą. Ich statyczne zwierciadło układa się na różnych rzędnych (ryc. 14, 15, piez. 131a). Wody z dolnych partii kompleksu mioceńskiego są pod znacznym napięciem i układają się niezależnie od Wisły. W Kulinie, w korycie Wisły mają charakter artezyjski; poziom statyczny kształtuje się 11 m ponad średni stan rzeki. W pasie przykrawędziowym wysoczyzny poziom ten zalega 3—4 m wyżej, co przemawia za nachyleniem ich zwierciadła z północy na południe.

W utworach piaszczysto-żwirowych międzyglinowych występuje pierwszy od góry poziom wodonośny o swobodnym na ogół zwierciadle. Warstwą nieprzepuszczalną jest dolna glina zwałowa, której ukształto-

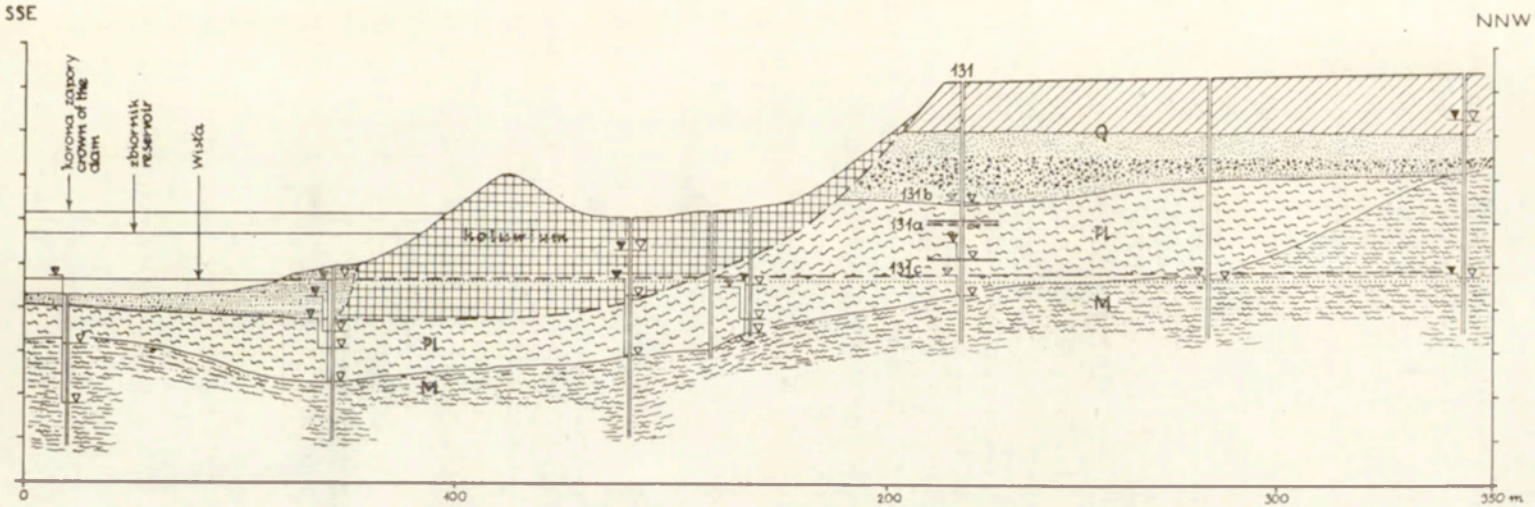
http://rcin.org.pl



Ryc. 14. Przekrój hydrogeologiczny II zbocza doliny Wisły w Dobrzyniu, w osi synkliny mioceńskiej (lokalizacja na rycinie 11) Objaśnienia patrz rycina 13

Hydrogeological section II across the slope of the Vistula valley at Dobrzyń, following the axis of a Miocene syncline (site shown in figure 11). For explanations of figure 13

http://rcin.org.pl



Ryc. 15. Przekrój hydrogeologiczny III zbocza doliny Wisły w Kulinie (lokalizacja na rycinie 6)
Objaśnienia patrz rycina 13

Hydrogeological section III across the slope of the Vistula valley at Kulin (site shown in figure 6)
For explanations of figure 13

http://rcin.org.pl

wanie stropu jest współzależne od ukształtowania podłoża. Antykliny mioceńskie przykryte czwartorzędem bez udziału pliocenu stanowią działy wodne dla tego poziomu (ryc. 10). Świadczy o tym brak wypływów na zboczu. W obrębie synklin mioceńskich natomiast, gdzie strop warstwy podścielającej obniża się lekko następuje koncentracja wód i stąd liczne wypływy na zboczu. Z tego poziomu czerpie wodę większość studni gospodarskich na wysoczyźnie. Jest on dość zasobny. Wahania zwierciadła na ogół nie przekraczają 0,8 m. Poziom ten został przez Wisłę na skutek erozji wgłębnej i bocznej w okresie postglacjalnym przecięty i dlatego jest obecnie zawieszony i nie posiada z nią kontaktu hydraulicznego. Wody te wypływają na zboczu i zasilają koluwia (ryc. 14, 15, piez. 131b).

W lokalnych przewarstwieniach lub soczewkach piaszczystych, żwirowych, a nawet kamienistych wśród górnej gliny zwałowej gromadzą się wody o swobodnym lub lekko napiętym zwierciadle. Są mało zasobne. Rzadko dają o sobie znać w formie wypływów na zboczu.

Najbardziej skomplikowany obraz stosunków hydrogeologicznych występuje w obrębie koluwiów, gdzie pierwotna struktura geologiczna została mocno naruszona osuwiskami. Wiercenia wykazują liczne poziomy wody o swobodnym lub subartezyjskim zwierciadle. Jest ich tym więcej, im miąższe i bardziej zróżnicowane litologicznie są koluwia. Wody te pochodzą z infiltracji opadów i wypływów podziemnych powyżej lub w obrębie nisz osuwiskowych. Krążą wzdłuż powierzchni odkłucia i przemieszczania materiału koluwialnego. Punktowe lub linijne wypływy stwierdza się na różnych wysokościach, niezależnie od rzędnej poziomów wodonośnych i warstw nieprzepuszczalnych w przykrawędziowej strefie wysoczyzny. Wszelkie obniżenia i zagłębienia na powierzchni osuwisk są jesienią, zimą i wiosną przesiąknięte wodą (małe parowanie, brak wegetacji) i dlatego nadmiar wód płynie po powierzchni. W czasie bezśnieżnych zim można bardzo dokładnie prześledzić wędrówkę tych wód po powierzchni osuwisk. Znaczą ją szlaki lodowe wzrastające stopniowo, o miąższości kilkunastu, a nawet kilkudziesięciu centymetrów. Szlaki te są wierną kopią, tylko w mniejszej skali nalodzi wód gruntowych — typowych dla strefy peryglacjalnej. Dość wiernie obraz tego zjawiska oddaje fotografia 10.

Zarówno na zboczu, jak i w pasie do 1 km od krawędzi wysoczyzny w obrębie antyklin mioceńskich brak wód ponad zwierciadłem Wisły. W obrębie synklin natomiast występuje co najmniej jeden, a miejscami dwa poziomy wodonośne, niezależnie od wód w koluwiach, wypływające na zboczu. One to głównie przy współudziale wód opadowych warunkują powstanie i rozwój form osuwiskowych typu zsuwów, spływów i złazisk.

http://rcin.org.pl

II. OPIS I DYNAMIKA OSUWISK

Dla jasności obrazu omawianych form osuwiskowych autor nawiązuje do klasyfikacji A. Kleczkowskiego (1955), którą uważa za w pełni wystarczającą dla wykazania morfologicznego zróżnicowania zbocza i roli ruchów masowych w jego ewolucji. Ogólnie można wyróżnić trzy grupy form: obrywy, zsuwy i spływy.

Obrywy, oberwiska, zwaliska — oderwanie się i runięcie w dół mas ziemnych (skalnych), połączone często z toczeniem się po zboczu. W procesie obrywania następuje nagłe przekroczenie wytrzymałości skał na ścianie mające na ogół charakter odłamania. Obrywy przeważnie występują w obrębie skał zwięzłych (litych). Na badanym obszarze zachodzą w skałach luźnych, ale spoistych (kohezyjnych), tj. w glinach zwałowych, zlepieńcach żwirowo-głazowych czwartorzędowych oraz utworach ilasto-mułkowych neogeńskich, bez obecności wody podziemnej.

Zsuwy (osuwiska w węższym znaczeniu) — formy powstałe w wyniku zsuwania się mas ziemnych (skalnych) wzdłuż określonej powierzchni poślizgu [6], tj. powierzchni osłabienia, którą mogą być spękania, granica zwietrzeliny lub powierzchnie uwarstwienia. Materiał podlegający przemieszczeniu (koluwium) jest wyraźnie oddzielony od pozostającego na miejscu. Odkształcenia wewnętrzne przemieszczającej się masy są niewielkie na skutek małego zróżnicowania prędkości koluwiów zarówno w pionie, jak i w poziomie. Przy rotacyjnych zsuwach ze ścięcia najwyższe szybkości występują wzdłuż wklęsłej powierzchni przemieszczania, a najmniejsze w punkcie zbliżonym do osi obrotu. Na badanym terenie występują zsuwy ze ścinania w materiale jednorodnym i warstwowanym. W zsuwach tych powierzchnia poślizgu uwarunkowana jest rozkładem naprężeń w zboczu, a nie jego budową geologiczną, jak to ma miejsce w przypadku zsuwów strukturalnych (A. Kleczkowski 1955). Zsuwy te zachodzą w materiale luźnym, ale spoistym i są pojedyncze jak i złożone, czyli terasowe.

Spływy i osypy powstają w wyniku płynięcia, spełzywania i osypywania się mas ziemnych bez określonej powierzchni poślizgu.

[6] Powierzchnia poślizgu to termin potoczny używany dla oznaczenia powierzchni ścięcia się gruntu, tj. kinematycznej linii nieciągłości (T. Jeske i in. 1966).

http://rcin.org.pl

Poszczególne partie biorące udział w ruchu przemieszczają się z różną prędkością. W procesie osypywania, które zachodzi bez udziału wody w materiale luźnym i sypkim brak również jednej powierzchni poślizgu. Poszczególne części gruntu przesuwają się względem siebie i podlegają selekcji. Sypki materiał dąży do ułożenia się pod kątem naturalnego stoku (kątem zsypu). Osypy tworzą się w czwartorzędowych utworach piaszczysto-żwirowych oraz mioceńskich piaskach i pyłach węgla brunatnego. Przy współudziale wody w utworach spoistych, ale rozluźnionych zachodzi ruch płynny. Forma spływu przyjmuje wtedy kształt wydłużony. Szybkość przemieszczania masy maleje z głębokością na skutek spadku uwodnienia, a tym samym wzrostu spójności. W zależności od stopnia przepojenia masy ziemnej wodą tworzą się strumienie gliniasto-ilaste i złaziska.

Osuwiska są zjawiskami złożonymi ze względu na genezę, przebieg ruchu i zmiany, jakim podlega odkłuta od podłoża masa koluwialna. Rzadkością są zupełnie czyste (klasyczne) typy osuwisk, najczęściej jeden typ ruchu przechodzi w inny. Niekiedy różne formy ruchu występują równolegle obok siebie. Dość często występują formy przejściowe, które trudno zaliczyć do którejś z podanych wyżej grup. Często osuwisko rozpoczyna się zsuwem i przechodzi w spływ (złazisko). Obrywom towarzyszy osypywanie się luźnego materiału u ich podnóża. Są to tylko wybrane możliwości połączeń różnych typów ruchów.

Analizowany odcinek zbocza można podzielić, biorąc za kryterium budowę geologiczną i warunki wodne, na mniejsze fragmenty pokrywające się ze strukturami neogeńskimi. Na odcinku 22 km odsłania się ponad zwierciadłem Wisły (zbiornika) 28 antyklin mioceńskich o łącznej długości 5,15 km. Na pozostałej długości brzegu strop miocenu schodzi poniżej zwierciadła Wisły. Ogólny opis charakteru zbocza przedstawiono w rozdziale II. Tutaj na wybranych przykładach omówiony zostanie charakter i tempo niszczenia zbocza na odcinkach struktur mioceńskich, a morfologicznie biorąc w strefach cypli i nisz.

STREFY ANTYKLIN MIOCEŃSKICH (CYPLI)

Powyższy tytuł jest pewnym uproszczeniem myślowym. Chodzi tu o procesy osuwiskowe rozwijające się nie tylko w utworach mioceńskich budujących siodło fałdu, ale i w jego nadkładzie plioceńsko-czwartorzędowym, tzn. w całym profilu zbocza.

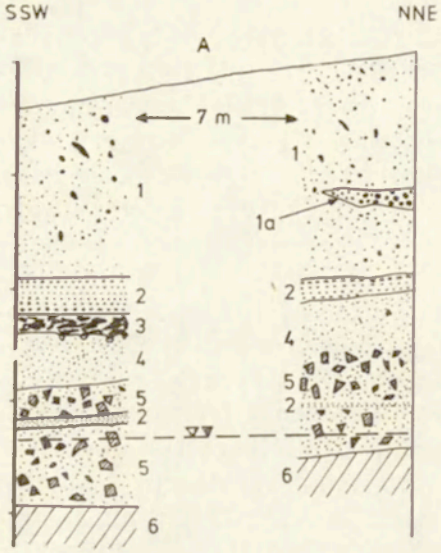
Strefy antyklin szczególnie tam, gdzie czwartorzęd spoczywa bezpośrednio na utworach mioceńskich posiadają najkorzystniejsze warunki stateczności z punktu widzenia warunków inżyniersko-geologicznych i hydrogeologicznych. Składa się na to przewaga utworów piaszczysto-żwirowych, a więc utworów o małym stopniu plastyczności, dużym kącie tarcia wewnętrznego i dość wysokim współczynniku wodoprzepuszczalności (filtracji). Szybka jest tu infiltracja i intensywny drenaż.

http://rcin.org.pl

Jeżeli dodatkowo uwzględnimy małą ilość wód podziemnych napływających z wysoczyzny (lokalne działy wód podziemnych) wtedy zrozumiałe staje się nienaruszanie tych stref przez stare, rozległe i głębokie osuwiska. Musi nastąpić silne podcięcie zbocza przez Wisłę, by równowaga jego uległa zachwianiu. Dlatego też zachowały się cyple (ostrogi), wyodrębniające się tak wyraźnie w morfologii zbocza. Budowa geologiczna zadecydowała o typie procesów niszczących, brak tu na ogół zsuwów, a dominują obrywy i osypy.

Najbardziej klasycznym przykładem cypla (ostrogi) jest Góra Zamkowa w Dobrzyniu (fot. 11, ryc. 11). Czwartorzęd wykształcony w postaci dwu różnych glin zwałowych przedzielonych warstwą piaszczysto-żwirową spoczywa na silnie zafałdowanych, w różnych kierunkch powyginanych warstwach mioceńskich (ryc. 4; fot. 6). Górna glina, brązowo-żółta, miąższości 2,5—3,0 m jest spękana, o przebiegu szczelin NW—SE i NE—SW wypełnionych naciekami węglanu wapnia. Słupowy cios ma wyraźne nachylenie ku NW pod kątem 60—75°. Dolna glina, brązowa, miąższości 11 m jest zbita, sprasowana, bez wyraźnych spękań. Szczytową partię Góry Zamkowej przykrywa czapa antropogenu, miąższości 3—4 m, będącego od 1970 r. obiektem badań archeologów toruńskiego ośrodka naukowego. Całkowita miąższość czwartorzędu spoczywającego na wyniesionej do 82 m npm. brachyantyklinie miocenu wynosi 20—22 m. Od zwartej zabudowy Górę Zamkową oddziela obniżenie 8—10 metrowe, wysłane 3—4 metrową warstwą kulturową. Znaczy ono przebieg dawnej fosy oddzielającej w tym miejscu zamek od miasta. Przemawia za tym ciągłość stratygraficzna warstw. W odsłaniających się w niszy osuwiskowej, na zapleczu Góry Zamkowej utworach brak jakichkolwiek przesunięć, a więc ścięcia warstw. Twierdzenie W. Jaroszewskiego (1961) o naturalnej, osuwiskowej genezie tej depresji nie ma podstaw. Dno obniżenia przecina wodonośne piaski międzyglinowe i kończy się w dolnej glinie (ryc. 16). Wypływające przy ulicy Podzamcze wody czwartorzędowe wypełniały fosę i mogły być odprowadzane do Wisły wcięciem erozyjnym po zachodniej stronie Góry, które do chwili obecnej częściowo się zachowało. Należy sądzić, że w czasie funkcjonowania fosy (XII—XV w.) brzeg Wisły był przesunięty na południe o minimum kilkadziesiąt metrów. Wskazują na to zapiski z drugiej połowy XIX w. G. Zieliński (1861) pisze, iż wieść ustna w 1858 r. niosła, jakoby część Góry przestała już istnieć na skutek oberwania się do Wisły. Nienaruszona część wynosiła jeszcze 65 kroków długości i 55 kroków szerokości. M. Wawrzeniecki (1913) twierdzi, iż powierzchnia grodziska w 1868 r. wynosiła 5 mórg 90 prętów, a w 1912 r. posiadała wymiary 75 × 46 kroków (ryc. 23). Przytaczane wymiary są nieprecyzyjne i nie pozwalają na dokładne i pewne porównanie zmian w przebiegu czasowym. Z całą pewnością można jednak stwierdzić wyraźne „kurczenie" się Góry w ciągu ostatnich 100 lat, pomimo prób umacnia-

http://rcin.org.pl



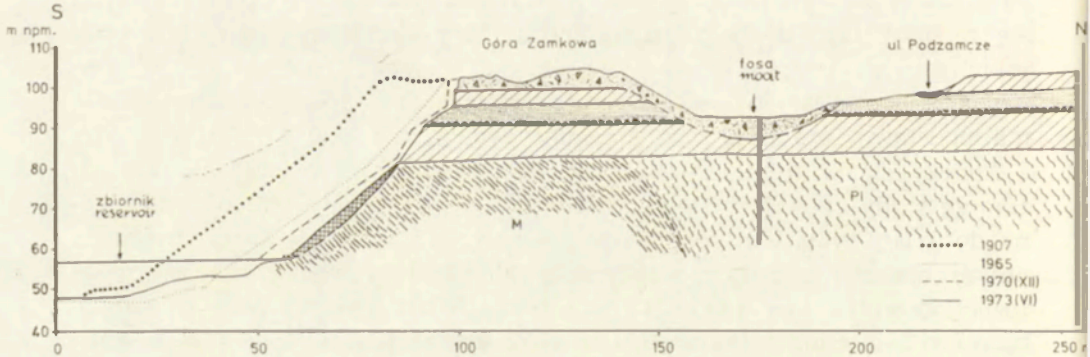
Ryc. 16. Budowa geologiczna obniżenia między Górą Zamkową a miastem, lokalizacja odkrywki (A) na rycinach 11, 23

Holocen: *1* — piasek różnoziarnisty szary, *1a* — żwiry i otoczaki, *2* — piasek różnoziarnisty warstwowany jasnożółty, *3* — piasek gliniasty czarny, *4* — piasek drobny jasnożółty, *5* — piasek różnoziarnisty ciemny z nagromadzeniem skorup ceramiki i węgli drzewnych; Plejstocen: *6* — glina zwałowa szara (dolna)

Geological structure of depression between Castle Hill and Dobrzyń town (site of exposure (A) shown in figures 11, 23)

Holocene: *1* — grey unequigranular sand, *1a* — gravels and pebbles, *2* — stratified light-yellow unequigranular sand, *3* — black clayey sand, *4* — light-yellow finegrained sand, *5* — dark unequigranular sand containing an accumulation of broken pottery and of wood-coal fragments; Pleistocene: *6* — grey (lower) boulder clay

nia jej przez człowieka; jeszcze w 1970 r. świeże zerwy odsłoniły po północno-wschodniej stronie resztki trzech pali drewnianych o średnicy 15 cm. W przeciągu ostatnich 70 lat brzeg Wisły na wysokości Góry Zamkowej uległ „przesunięciu" ku północy o ponad 20 m. Zbocze cofa się cyklicznie na całej swej wysokości (ryc. 17; fot. 12, 13). Ostatni większy obryw Góry nastąpił 12 XI 1970 r. Wyruszeniu uległo około



Ryc. 17. Przekrój poprzeczny zbocza na wysokości Góry Zamkowej w Dobrzyniu — 661,1 km

Profil z 1907 r. wyrysowano schematycznie z fotografii 12, dla innych okresów na podstawie pomiarów geodezyjnych (dla 1965 r. wg B. Andrzejeszczak i in. 1966), inne objaśnienia patrz zał. III

Section across valley slope in line wth Castle Hill at Dobrzyń, at km 661.1

A profile dated from 1907 is schematically shown in Photo 12; for other periods it is shown from geodetic measurements (for 1965 after B. Andrzejeszczak *et al.* 1966), for other explanations of annex III

http://rcin.org.pl

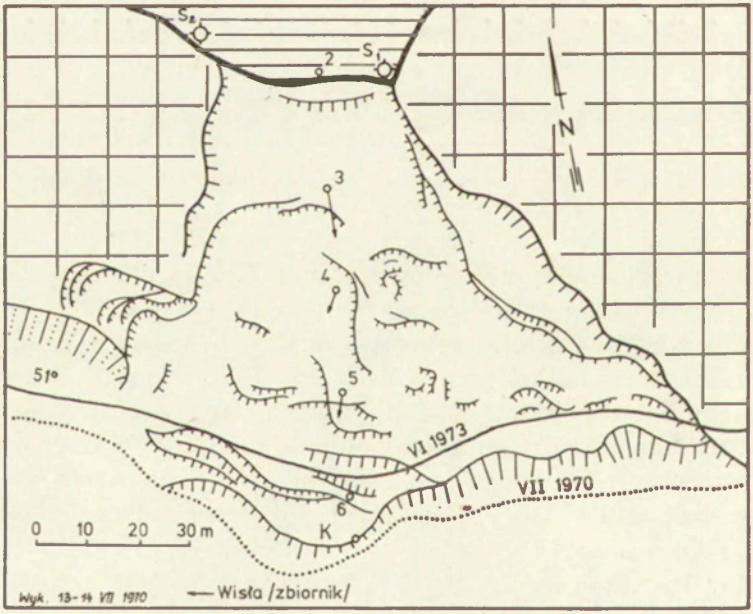
24 000 m³ utworów czwartorzędowych i mioceńskich. Południowa krawędź cofnęła się 5—7 m. Zdeponowane u podstawy zbocza koluwia weszły w strefę abrazyjnego niszczenia przez fale zbiornika. W miarę rozmywania koluwiów — uruchamiały się procesy osypywania materiału luźnego ze zbocza, którego kąt nachylenia zaczął znowu wzrastać, co w przyszłości doprowadzi do kolejnego obrywu. Niezależnie od niszczenia zbocza w makroskali — według schematu: obryw—abrazyjne rozmywanie koluwium—kolejny obryw, odbywa się ciągłe niszczenie w mikroskali spowodowane wietrzeniem, odpadaniem i wywiewaniem. Te oba procesy zachodzą równolegle. W początkach 1975 r. koluwia zostały już prawie całkowicie rozmyte, kąt nachylenia zbocza wzrósł do 48° (po obrywie wynosił 43°), widoczne są liczne odkształcenia szczelin w górnej glinie. Jest to już „przedział szybkiego narastania deformacji" (L. Wysokiński 1966) poprzedzający właściwy etap procesu obrywu. W górnej części zbocza zmiany są minimalne, w dolnej natomiast wzrósł wyraźnie kąt nachylenia i przesunięciu ku wysoczyźnie uległ brzeg Wisły o 1—3 m w porównaniu ze stanem z czerwca 1973 r. zilustrowanym na rycinie 17.

Prędkość płynięcia wód zbiornika jest nieznaczna i dlatego rozmywane, w przeważającej części piaszczyste utwory pozostają na miejscu, w wyniku czego strefa brzegowa zbiornika ulega powolnemu spłycaniu. To wskazuje na stopniowy wzrost stateczności zbocza w dalszej perspektywie czasowej. Obecny stan grodziska z dużym stopniem wierności ilustruje rycina 23. W planie tworzy ono czworobok zbliżony do prostokąta, którego dłuższa oś zgodna z kierunkiem biegu Wisły, tj. W—E ma 37 m, a krótsza nieco odchylona ku zachodowi — 27 m (wschodnia strona) i 22 m (strona zachodnia). Powierzchnia jest nierówna i obejmuje 10,5 ara. Najwyższy jest NE fragment z zabetonowanym w kopcu reperem. Największych zmian dokonano w okresie I i II wojny światowej, kiedy był tu przejściowy cmentarz oraz punkt obserwacyjno-strzelecki. Należy to uwzględnić przy porównywaniu fotografii 12 i 13. Ostatnie 4 lata to okres badań archeologicznych. Do 1974 r. przekopano antropogen wykopem z S na N o szerokości 3 m. Dolne warstwy kulturowe sięgają wczesnego średniowiecza. Główny impuls degradacji Góry Zamkowej postępuje od południa, dodatkowe impulsy, nie sięgające jeszcze czapy antropogenu, postępują od południowego i północnego wschodu. Wcięcie erozyjne od zachodu jest zamarłe, nieczynne. Mapa sytuacyjno-wysokościowa 1:500 Góry Zamkowej z otoczeniem, wykonana przez Bydgoskie Okręgowe Przedsiębiorstwo Miernicze w maju 1971 r., znajduje się w Powiatowym Biurze Geodezji w Lipnie.

Około 700 m na wschód od Góry Zamkowej (660,4 km biegu rzeki) odsłania się rozległa na 300 m (na wysokości średniego zwierciadła rzeki) antyklina mioceńska wyniesiona do 75 m npm., przykryta 24 metrową warstwą czwartorzędu, w profilu którego dominują utwory luźne

http://rcin.org.pl

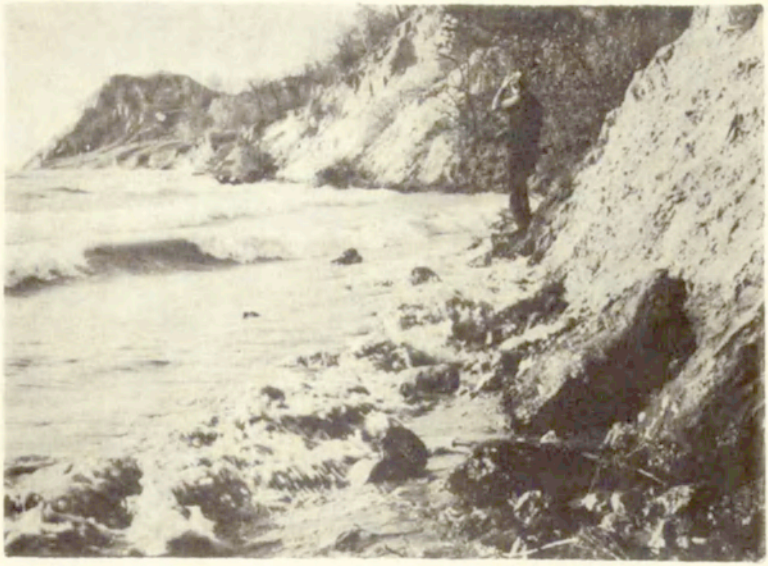
sypkie (piaski, żwiry, pyły). Mniejszy jest udział glin aniżeli w Górze Zamkowej i dlatego też nachylenie zbocza jest tu o 15° mniejsze. Przed spiętrzeniem wód Wisły zbocze podlegało intensywnemu niszczeniu, głównie w czasie długotrwałych wysokich stanów rzeki, kiedy to erozja boczna niszcząc podstawę stoku (podnóże) powodowała zachwianie jego stateczności. Tak było w 1967 r., kiedy wysokie stany Wisły trwające od marca do lipca zachwiały równowagę zbocza. Nastąpiło ścięcie warstw budujących cypel wysoczyzny i powstał próg o wysokości ponad 2 m (fot. 14). Poza tym na powierzchni zbocza nie zaszły prawie żadne zmiany. W trakcie piętrzenia Wisły, szczególnie od listopada 1969 r., zbocze podlegało dalszym odkształceniom, co uzewnętrzniało się powstaniem szczelin i spękań na całym profilu (fot. 15, 16). Dnia 27 XI 1969 r. założono sieć punktów pomiarowych (kołki drewniane o wymiarach 100 × 5 × 3 cm) w przekroju zbocza. Odległości pomierzono taśmą metalową wzdłuż powierzchni topograficznej z dokładnością 1 cm. Punkty odniesienia zlokalizowano na wysoczyźnie. Do końca kwietnia 1970 r. nastąpiła generalna zmiana powierzchni zbocza. Zruszone już jesienią masy ziemi zostały przemieszczone w dół. Zdeponowane w zbiorniku utwory uległy silnemu wymieszaniu. Drzewa i krzewy zostały pochylone, wywrócone i spiętrzone w dolnej części stoku, niektóre uległy rozerwaniu, co świadczy o różnej prędkości przemieszczania się mas.



Ryc. 18. Szkic morfologiczny osuwiska w Dobrzyniu — 660,4 km
K — krawędź; inne objaśnienia patrz ryciny 11, 23

Morphological sketch showing slide at Dobrzyń, at km 660.4
K — slide edge; for other explanations of figures 11, 23

http://rcin.org.pl



Fot. 33. Niszczenie klifowych brzegów w czasie folowania zbiornika, Dobrzyń (październik 1972)

Destruction of cliff-lined banks by wave action in the basin. Dobrzyń (October 1972)

Fot. 34. Niszczenie brzegów zbiornika w procesie spiętrzania lodów. Dobrzyń (luty 1971)

Destruction of basin banks by piled-up ice blocks. Dobrzyń (February 1971)

http://rcin.org.pl

Fot. 35. Zbocze doliny Wisły w Dobrzyniu, na wschód od Góry Zamkowej (fot. wg B. Andrzejeszczak i in. 1966) (lato 1965)

Slope of Vistula valley at Dobrzyń, east of Castle Hill (Photo by B. Andrzejeszczak *et al.*, 1966) (Summer of 1965)

Fot. 36. Zbocze doliny Wisły w Dobrzyniu, na wschód od Góry Zamkowej (kwiecień 1973)

Slope of Vistula valley at Dobrzyń, east of Castle Hill (April 1973)

http://rcin.org.pl

Fot. 37. Zbocze doliny Wisły w Dobrzyniu, na zachód od Góry Zamkowej (strzałka wskazuje miejsce wykonania fot. 38) (kwiecień 1973)

Slope of Vistula valley at Dobrzyń, west of Castle Hill (arrow indicates from where photo 38 was taken) April 1973

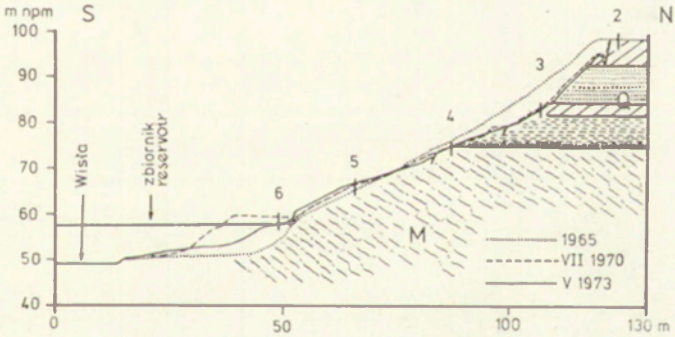
Fot. 38. Zbocze doliny Wisły w Dobrzyniu, z drugiej na zachód od Góry Zamkowej antykliny mioceńskiej (maj 1973)

Slope of Vistula valley at Dobrzyń, seen from the second Miocene anticline west of Castle Hill (May 1973)

http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl

Powstała wyraźnie zarysowana forma, wysunięta w zbiornik, o powierzchni 0,87 ha. Jej zarys i ukształtowanie z połowy lipca 1970 r. przedstawia rycina 18. Średni kąt nachylenia wynosił 28° (w 1965 r. — 27°), długość 95 m a szerokość u czoła 130 m. Wyruszeniu i przemieszczeniu uległo około 10—15 tys. m³ gruntu. Latem 1970 r. założono ponownie sieć punktów pomiarowych celem uchwycenia charakteru zmian masy koluwialnej po fazie właściwego ruchu osuwiska. Pomiarów dokonywano teodolitem metodą wcięć, z dwu stanowisk założonych na wysoczyźnie z dokładnością ± 2 cm (tab. 4a) oraz dodatkowo taśmą metalową (tab. 4b). Największe zmiany koluwiów zachodziły w półroczu zimowym, bezpośrednio po powstaniu formy. Z czasem intensywność zmian malała. W półroczu zimowym zmiany są 5 — 7 razy większe niż w półroczu letnim i nie wykazują prostej zależności od opadów. Zdeponowane u podstawy stoku koluwia były intensywnie rozmywane przez fale zbiornika w pierwszym półroczu. Mimo systematycznego „dopływu" koluwiów z wyższych partii zbocza brzeg podlega wyrównaniu i dalszemu skróceniu. Nachylenie wzrosło do 32°. Podwodna część stoku uległa wyraźnemu spłaszczeniu i wydłużeniu. Proces narastania platformy przybrzeżnej traci na intensywności. Zbocze na tym odcinku wchodzi w fazę przygotowania do nowego, kolejnego etapu degradacji, która odbywa się pod wpływem abrazji zbiornika, bez udziału wód podziemnych (ryc. 19; fot. 17).



Ryc. 19. Przekrój poprzeczny zbocza w Dobrzyniu — 660,4 km (dla 1965 r. wg B. Andrzejeszczak i in. 1966), inne objaśnienia patrz załącznik III

Section across slope of Vistula valley at Dobrzyń, at km 660.4 (for 1965 after B. Andrzejszczak *et al.* 1966), for other explanations of annex III

W zachodniej, mniej wyniesionej części antykliny, gdzie większy jest udział utworów pylastych czwartorzędowych rozwinęła się forma erozyjna, od ponad 30 lat nieczynna (starasowana i zagospodarowana). W okresie międzywojennym służyła za rynnę transportową płodów rolnych bezpośrednio z wysoczyzny na barki przycumowane na nabrze-

http://rcin.org.pl

Tabela 4. Przemieszczenia (w cm) punktów pomiarowych na osuwisku w Dobrzyniu — 660,4 km

a) pomierzonych geodezyjnie

Data	Przedział	P_3				P_4				P_5				Opad
		x	y	h	l	x	y	h	l	x	y	h	l	
26 IX 1970	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
27 V 1971	1	949	-210	-492	972	183	94	-168	206	218	95	-168	238	236,4
16 X 1971	2	3	1	-1	3	5	5	-4	7	7	10	-8	12	330,5
27 V 1972	3	1	-1	0	1	47	10	-38	48	78	33	-71	85	216,8
15 X 1972	4	4	-1	-2	4	5	0	-3	5	9	0	-6	9	271,8
19 V 1973	5	-1	1	21	1	16	10	-3	18	40	26	-63	47	153,6
1970—1973	1—5	456	-210	-474	981	256	119	-216	284	352	164	-316	391	1209,1

b) pomierzonych taśmą metalową

Data	P_1-P_2	P_2-P_3	P_3-P_4	P_4-P_5	P_5-P_6 P_5-K	P_6-K	P_2-K
27 XI 1969	65,20	—	—	—	—	—	68,34
14 VII 1970	65,20	22,50	21,00	20,70	20,80	9,00	94,00
13 V 1971	65,20	30,85	13,05	21,50	14,70*	—	80,10
20 X 1971	65,20	33,00	13,00	21,10	14,80*	—	81,90
9 V 1972	65,20	33,10	13,65	21,40	12,80*	—	80,95
5 X 1972	65,20	33,10	13,43	21,45	12,70*	—	80,68
18 V 1973	65,20	32,00	13,84	21,85	11,00*	—	78,69

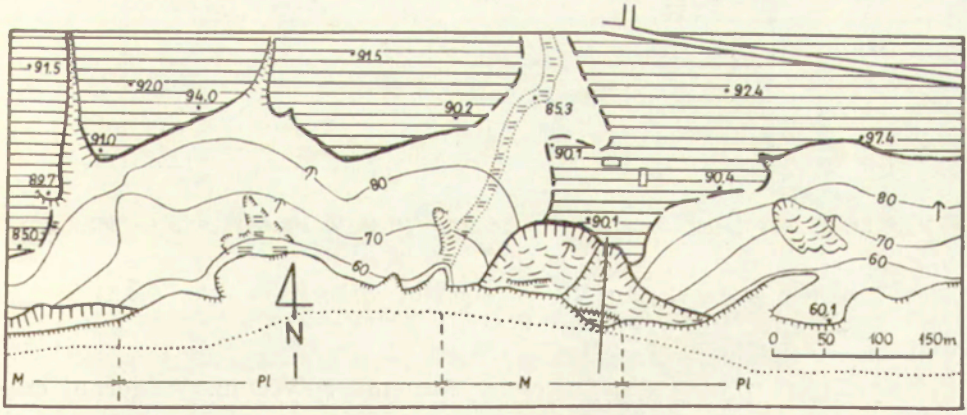
K — krawędź
* dotyczy P_5 — K

http://rcin.org.pl

żu przeładunkowym. Obecnie jest bardzo silnie niszczona przez fale zbiornika (fot. 18). Z wyraźnej formy erozyjnej pozostał już tylko górny fragment, u wylotu którego, tuż nad krawędzią wysoczyzny stoi dom mieszkalny, obecnie silnie zagrożony na skutek odkształceń skarpy, które w sąsiedztwie już dały znać o sobie.

Pomiędzy wcięciem erozyjnym a wyżej omówioną formą osuwiskową odsłania się fragment północno-wschodniego skrzydła antykliny mioceńskiej o upadzie 45° NNE, a więc przeciwnym do pochylenia zbocza i dlatego też nachylenie powierzchni przewyższa 50°. Odsłania się tu dobrze czytelna, górna część profilu miocenu niżowego, tzn. część serii piaszczysto-mułkowej i prawie pełna seria węgla brunatnego (fot. 18).

W Bachorzewie, na wysokości Rolniczej Spółdzielni Produkcyjnej (665,2 km), odsłania się nieznacznie wyniesiona ponad obecne zwierciadło rzeki antyklina mioceńska. W profilu zbocza udział biorą, oprócz serii węgla brunatnego, iły i pyły plioceńskie oraz dwie gliny zwałowe przedzielone piaszczystą wkładką. Zawarte w niej wody wypływają na zboczu powodując uwilgotnienie koluwiów. Wysokość zbocza osiąga 33 m. Po obu stronach owego wyniesienia strop miocenu schodzi poniżej bazy erozyjno-denudacyjnej Wisły. Krawędź wysoczyzny oddala się od rzeki tworząc wyraźnie zarysowane, rozległe na 0,5 km nisze, obecnie utrwalone, zakrzaczone i porośnięte drzewami, punktowo tylko naruszone przez drobne osuwiska (złaziska, spływy). Zbocze zbudowane z utworów plioceńskich i czwartorzędowych jest wklęsłe, a kąt nachylenia nie przekracza 15°. Nad wyniesieniem miocenu krawędź wysoczyzny morenowej zbliża się do Wisły na odległość około 50 m, tworząc wyraźnie zarysowany cypel podkreślony od zachodu przez dolinkę erozyjną (ryc. 20). Obecność wody podziemnej i znaczny udział kohezyjnych

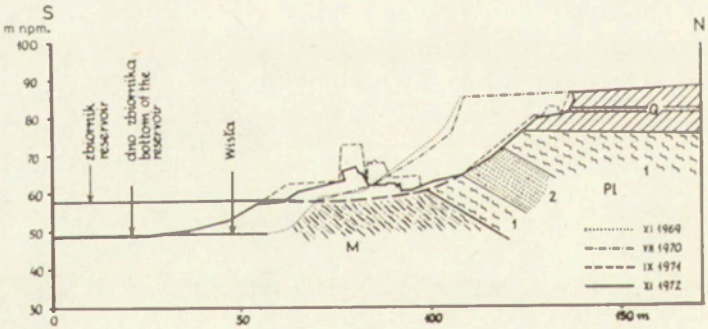


Ryc. 20. Szkic morfologiczny zbocza doliny Wisły w Bachorzewie — 665,2 km
Objaśnienia patrz rycina 11

Morphological sketch showing slope of Vistula valley at Bachorzewo, at km 665.2
For explanations of figure 11

http://rcin.org.pl

utworów plioceńskich w profilu zbocza warunkują odmienny nieco charakter jego niszczenia od opisanych wyżej dwu przykładów z Dobrzynia. W trakcie wstępnego rekonesansu w 1969 r. stwierdzono drobne osuwisko (około 13 arów) wcinające się w cypel od południowego zachodu. Część wschodnia cypla natomiast była intensywnie niszczona u podstawy. Nachylenie zbocza przekraczało 40° (w górnej części prawie 90°). Na zapleczu, powyżej krawędzi wysoczyzny następowało odkształcanie się masywu gruntowego wyrażone pojawieniem się szczelin. Ich wielkość stopniowo wzrastała. Latem 1970 r. wykonano przekrój poprzeczny zbocza i pomierzono odległość od krawędzi do stabilnego trwałego punktu na wysoczyźnie (budynek mieszkalny). W lutym 1971 r., w okresie odwilży zaszły generalne zmiany — nagłemu przemieszczeniu wzdłuż wklęsłej powierzchni uległ odkłuty już uprzednio masyw ziemny i zdeponowany u podstawy stoku. W zarysie linii brzegowej utworzył się wyraźny półwysep. Nachylenie zbocza zmalało do 20°. Zrzucone i zdeponowane na brzegu zbiornika utwory, w przeważającej mierze plioceńskie i czwartorzędowe, uległy nieznacznemu tylko zruszeniu i wymieszaniu. Przemieszczone z alei parkowej drzewa w dalszym ciągu rosną. Tylko czołowe partie odkłutej i zrzuconej masy uległy strzaskaniu i spiętrzeniu (fot. 19). Jednorazowemu przemieszczeniu uległo około 25 tys. m³ utworów czwartorzędowych i neogeńskich. Krawędź wysoczyzny cofnęła się o 25 cm. W miarę upływu czasu zdeponowane koluwia podlegają procesowi rozmywu przez fale zbiornika,



Ryc. 21. Przekrój poprzeczny zbocza doliny Wisły w Bachorzewie — 665,2 km
1 — iły pstre; 2 — piaski pylaste

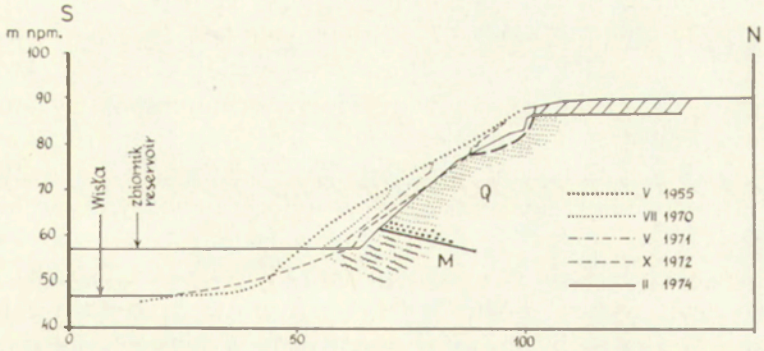
Section across slope of Vistula valley at Bachorzewo, at km 665.2
1 — variegated clays; 2 — flour sands

którego strefa przybrzeżna ulega wyraźnemu spłyceniu. W górnej części profilu stoku zachodzi proces powolnego, systematycznego niszczenia i cofania się ściany. Jest on wielokrotnie wolniejszy od abrazyjnego rozmywania koluwiów u podstawy stoku. Główny impuls degradacji zbocza pochodzi więc od Wisły (zbiornika). Z czasem abrazja zbiornika spo-

http://rcin.org.pl

woduje rozmycie koluwiów, a tym samym doprowadzi do niszczenia nienaruszonej ruchami masowymi podstawy stoku. W konsekwencji wywoła to kolejny obryw. Proces ewolucji zbocza na tym odcinku za ostatnie kilka lat przedstawiają rycina 21 i fotografie 20 i 21.

W Zarzeczewie i Kulinie odsłaniają się drobne, nieznacznie wyniesione ponad obecne zwierciadło rzeki struktury mioceńskie przykryte miąższą serią luźnych czwartorzędowych osadów żwirowo-piaszczystych lub pylastych. Udział utworów zwięzłych, gliniastych jest nieznaczny. Na znacznych odcinkach zbocze jest na 35—40 m wysokie i strome do 40°. Na 673,5 km biegu rzeki w profilu zbocza dominują drobne piaski pylaste przykryte cienkim płaszczem (2—3 m) gliny zwałowej. Krawędź wysoczyzny zbliża się do Wisły na 40—50 m. Od wschodu wcinają się w wysoczyznę dwie dolinki erozyjne, od zachodu natomiast rozciąga się rozległa na 200 m, stara, nieczynna obecnie nisza osuwiskowa. Przed spiętrzeniem profil zbocza był wyrównany, wypukło-wklęsły, o średnim nachyleniu 30°. Proces niszczenia zachodził w okresach wysokich stanów Wisły. W wyniku spiętrzenia zalaniu uległa dolna, wklęsła jego część. Długość stoku znacznie zmalała a nachylenie wzrosło. Rozpoczął się proces stałego, intensywnego niszczenia zbocza przez fale zbiornika. Cykliczność degradacji cypla nie jest tak wyraźna, jak w Dobrzyniu (Góra Zamkowa) i Bachorzewie. W miarę rozmywania podstawy stoku następuje stopniowe osypywanie się luźnego materiału z coraz to wyższych partii zbocza. Dopiero po trzech latach niszczeniem objęta została wysoczyzna morenowa. Brak tu wyraźnej powierzchni odkłucia. Oderwane, ścięte pakiety gruntu w miarę przemieszczania ku bazie erozyjno-denudacyjnej rozpadają się na drobniejsze grudki i pojedyncze ziarna. Jedynie pakiety spojone korzeniami drzew i krzewów spełzają w dół nierozkruszone. W cztery lata po spiętrzeniu brzeg cofnął się



Ryc. 22. Przekrój poprzeczny zbocza doliny Wisły w Zarzeczewie — 673,5 km (Zarys profilu z 1955 r. wg B. Fąferek i in. 1955)

Section across slope of Vistula valley at Zarzeczewo, at km 673.5 (Outline of 1955 profile after B. Fąferek *et al.* 1955)

http://rcin.org.pl

o 15 m (na wysokość zwierciadła wody w rzece), a krawędź wysoczyzny o 3 m. Przemieszczeniu i rozmyciu uległo około 13 tys. m³ koluwiów. Chronologiczny obraz rozwoju tego odcinka zbocza ilustruje rycina 22. W miarę ubywania materiału tworzyła się nisza osuwiskowa (osypiskowa) w kształcie trapezu; o długości 50 m, 80 m szerokości (u podstawy), a w odcinku górnym półkolista o szerokości około 10 m. Ściany niszy są strome o wysokości 1—3 m (fot. 22). Omówiony fragment zbocza w dalszym ciągu rozwija się intensywnie.

Powyższe wybrane cztery przykłady ilustrują odcinki zbocza o najkorzystniejszych naturalnych warunkach stateczności. W profilu dominują utwory niepodatne na ruchy masowe (niekohezyjne, warstwy neogenu zapadają ku wysoczyźnie). Udział wód podziemnych w degradacji jest nieznaczny. Po zmianie bazy erozyjno-denudacyjnej zachodzi intensywne niszczenie na skutek silnego podcięcia zbocza przez abrazję zbiornika. Niszczenie od dołu przewyższa proces dostarczania materiału z górnych części stoku. Zachwianie równowagi wywołane jest podcięciem zbocza, a nie jego obciążeniem i zmianą parametrów wytrzymałościowych gruntu na ścinanie, jak ma to miejsce w przypadkach, które zostaną niżej przedstawione.

STREFY SYNKLIN MIOCEŃSKICH (NISZ)

W strefach zejścia stropowych partii utworów mioceńskich poniżej bazy erozyjno-denudacyjnej Wisły, gdzie udział utworów ilastych plioceńskich w budowie zbocza jest znaczny, a miejscami nawet dominujący występują osuwiska stale lub okresowo czynne. Są to przeważnie zsuwy i spływy oraz złaziska. Ze względu na małą infiltrację i utrudniony drenaż udział wód w rozwoju osuwisk jest duży, dlatego też inny jest rodzaj ruchu masy koluwialnej od wyżej omówionych przykładów. Dynamika form w przebiegu rocznym zależy od ilości wód dostających się na zbocze; jeżeli udział wód podziemnych jest znaczny, wtedy występują osuwiska stale czynne. Prawie w każdej synklinie, która jest rozległa i dość głęboko wcięta w wysoczyznę morenową występują takie formy. Przestrzenne rozmieszczenie i rozwój form ruchów masowych w obrębie synkliny mioceńskiej zależy od wykształcenia litologicznego i intensywności zaburzeń osadów plioceńskich. Wpływ nadkładu czwartorzędowego odbija się jedynie na rodzaju ruchu masy koluwialnej, a nie na przestrzennym rozwoju formy. Fragmenty zbocza z przewagą piasków, pyłów i ławic syderytycznych w grzbietach fałdów są najodporniejsze na ruchy grawitacyjne. Każde wyniesienie na zboczu nie objętym aktualnie ruchami masowymi wskazuje na grzbiet fałdu lub grubsze ziarno osadu w podłożu.

Na wschód od Góry Zamkowej jest stale czynne, największe w okolicy Dobrzynia osuwisko o powierzchni 1,63 ha (ryc. 23; fot. 23). Jest

http://rcin.org.pl

Ryc. 23. Szkic morfologiczny osuwiska centralnego i Góry Zamkowej w Dobrzyniu

Zasięg niszy osuwiskowej: *1* — lipiec 1973 r., *2* — lipiec 1970 r., *3* — 1959 r., *4* — zbocze nie podlegające obecnie ruchom masowym; *5* — ostańce wysoczyznowe, *6* — szlak odpływu wód roztopowych i opadowych (nawalnych), *7* — stożki napływowe, *8* — fragmenty osuwiska nie podlegające widocznym zmianom w okresie badań, *9* — stanowiska pomiarowe; kierunek i wielkość przemieszczeń punktów pomiarowych: *10* — o pełnym cyklu obserwacyjnym, *11* — o niepełnym cyklu obserwacyjnym, *12* — droga dojścia na Górę Zamkową, *13* — wypływy i strumienie wód podziemnych oraz mokradła

Na szkicu naniesiono współrzędne geodezyjne (x,y). W dolnym lewym rogu szkic Góry Zamkowej z 1912 r. (wg M. Wawrzeniecki 1913), wymiary w krokach; a — „miejsca, gdzie dopełniano Górę wypalaną gliną"

Inne objaśnienia patrz rycina 11

Morphological sketch of central slide and Castle Hill at Dobrzyń

Extent of slide niche: *1* — in July 1973, *2* — in July 1970, *3* — in 1959, *4* — slope part at present not subject to mass movements, *5* — plateau inselbergs, *6* — flow track of meltwater and heavy-rainfall water, *7* — alluvial cones, *8* — slide fragment not revealing any changes during period of observations, *9* — survey stations; directions and extent of displacements of surveyed points: *10* — for full period of observations, *11* — for part of period of observations; *12* — road leading to Castle Hill, *13* — springs and creeks of underground waters, and swamps

http://rcin.org.pl

to zsuw ze ścięcia, w którym biorą udział utwory czwartorzędowe i plioceńskie. Ściany niszy, czyli górnej części, są strome (60—80°) i wysokie (3—5 m) zbudowane z gliny dolnej, piasków międzyglinowych i antropogenu. Środkowa i dolna część formy oddzielona jest od reszty zbocza wyraźnymi bocznymi powierzchniami poślizgu. Czołem swym osuwisko wkracza do Wisły tworząc, mimo ciągłego rozmywania przez fale, lekką wypukłość. W zarysie posiada szereg drobniejszych, bliźniaczych form, z których nie wszystkie są stale czynne i znajdują się poza głównym nurtem przemieszczających się mas. Powierzchnia jest nierówna, spękana z szeregiem zagłębień i wyniesień. W środkowej części ciągnie się wał podłużny ograniczony z obu stron podłużnymi zagłębieniami, z których zachodnie jest obecnie intensywnie wypełniane osadami stożka napływowego wód roztopowych i opadowych. W dolnej części wał „łamie się", występuje szereg tarasowatych uskoków (zerw) o wysokości do 0,5 m (fot. 24). Jest to spowodowane obecnością w podłożu pakietu dolnej gliny zwałowej niepodatnej na przemieszczanie. Obecnie osuwisko rozwija się w kierunku północno-zachodnim. Od 1959 r. górna krawędź niszy cofnęła się o 28 m (zasięg z 1959 r. wykreślono na podstawie zdjęć lotniczych). Rozwój jej odbywa się stopniowo — od powstania szczeliny poprzez uskok do włączenia się ściętego gruntu w nurt masy koluwialnej. Jest to uproszczony schemat rozwoju. Przestrzenny rozwój północnej części niszy za ostatnie 8 lat ilustrują fotografie 25 i 26 wykonane z wierzchołka Góry Zamkowej. Widoczna na zdjęciach ulica Podzamcze była w 1970 r. dostępna dla ruchu kołowego, a 10 lat wstecz stały zabudowania po jej południowej stronie. Obecnie ulica jest zamknięta, nisza objęła całą jej szerokość na odcinku 30 m. Istniejące w sąsiedztwie budynki są zagrożone i dzięki słusznej decyzji władz administracyjnych przeznaczone do rozbiórki. Widoczna na fotografii 24 stodoła po II wojnie światowej była już dwukrotnie przestawiana przez właściciela. Obecnie stoi w odległości 3 m od krawędzi niszy. Obok, z kierunku ul. Farnej spływają epizodycznym strumieniem wody roztopowe i opadowe żłobiąc wciętą już do 1,5 m V-kształtną formę erozyjną w piaskach międzyglinowych budujących ścianę niszy. Drugie wcięcie erozyjne, obecnie nieczynne, znajduje się we wschodniej części osuwiska. Osuwisko ma 190 m długości, szerokość głównej niszy wynosi 80 m, jęzora — 70 m, a w środkowej, przewężonej części — 56 m. Szacunkowa kubatura koluwiów wynosi około 160 tys. m^3 przy 10 metrowej głębokości odkłucia, nachylenie powierzchni 13°.

Celem poznania dynamiki tego najbardziej zagrażającego miastu zsuwu założono sieć punktów pomiarowych, których położenie określono według współrzędnych geodezyjnych z trzech stanowisk metodą wcięć za pomocą teodolitu. Pomiar wyjściowy („zerowy") wykonano 29 IX 1970 r. (metoda pomiaru we wstępie). Wyniki pomiarów za okres czterech lat (1970—1974) zestawiono w tabelach 5, 6 i 7.

http://rcin.org.pl

Tabela 5. Przemieszczenia (w cm) punktów pomiarowych na osuwisku centralnym w Dobrzyniu — 661 km, w latach 1970—1974

Lata	Przedział	P_2				P_3				P'_4				P_5				P'_6				P_7				P_8				P_{11}				P_{12}				P_{13}				$P_{15}(P'_{15})$				P_{16}				P_{17}				P_{18}				P_{19}				P_{10}				Opad w mm
		x	y	h	l	x	y	h	l	x	y	h	l	x	y	h	l	x	y	h	l	x	y	h	l	x	y	h	l	x	y	h	l	x	y	h	l	x	y	h	l	x	y	h	l	x	y	h	l	x	y	h	l	x	y	h	l	x	y	h	l	x	y	h	l	
29 IX 1970	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
28 V 1971	1	40	36	-67	53	117	-47	-63	126	246	-92	0	262	181	-117	3	215	287	-42	-52	290	288	10	-35	288	23	5	2	23	204	-239	-42	314	304	-224	-38	377	135	-31	-10	138	25	-41	-94	48	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	236,4
17 X 1971	2	9	5	-27	10	39	-19	-18	43	52	-26	+4	58	35	-19	-1	39	47	-8	-4	48	49	2	-16	49	12	3	-10	12	42	-42	-9	59	70	-30	-5	76	35	-4	-3	35	5	-6	-19	8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	330,5
29 V 1972	3	34	30	-62	45	122	-61	-68	136	248	-27	-34	250	80	-114	1	139	254	-57	-57	260	287	16	-91	287	—	—	—	—	201	-196	-30	280	309	-171	-76	353	91	-17	-18	92	P'15				—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	216,8
14 X 1972	4	21	6	-27	22	82	-45	-44	93	144	-172	-29	224	112	-71	2	132	144	-33	-38	147	166	14	-63	166	—	—	—	—	—	—	—	—	172	-91	-57	194	38	-8	-14	38	6	-11	-26	12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	271,8
17 XI 1972	5a	-1	2	-3	2	14	-8	-3	16	27	-14	-7	30	19	-11	1	41	23	-7	2	24	23	4	-3	23	—	—	—	—	—	—	—	—	30	-18	-6	35	4	-4	1	6	0	-2	0	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	14,5
17 XII 1972	b	6	1	-5	6	18	-12	-7	21	35	-15	-4	38	26	-12	-1	28	37	-9	-12	38	41	0	-21	41	—	—	—	—	—	—	—	—	35	-22	-10	41	9	2	-1	9	0	-5	-2	5	5	-2	3	5	1	3	1	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	16,1
14 I 1973	c	1	2	+5	2	5	-3	-2	6	9	-4	-2	10	7	-7	0	10	10	-3	2	11	7	0	7	7	—	—	—	—	—	—	—	—	9	-8	-1	11	0	-1	-5	1	0	-6	-1	6	2	0	0	2	1	0	-1	1	7	-3	1	8	6	-3	0	7	7	-3	-3	8	0,6
17 II 1973	d	6	1	-1	6	10	-6	-6	12	18	-8	-4	20	14	-8	1	16	23	-4	-5	23	22	4	3	22	—	—	—	—	—	—	—	—	18	-19	-3	25	8	-3	-2	9	2	2	-1	3	9	-6	2	11	20	2	0	20	13	-9	0	16	15	-8	-2	17	15	-8	-1	17	41,6
17 III 1973	e	5	1	-16	5	25	-17	-10	30	53	-25	-15	59	40	-23	-1	46	73	-14	-11	74	65	2	-20	65	—	—	—	—	—	—	—	—	48	-42	-13	64	12	-1	-4	12	2	-8	-16	8	23	-3	0	23	49	6	-10	50	39	-28	-4	48	50	-17	-16	53	29	-14	-3	32	25,0
14 IV 1973	f	6	5	-13	8	16	-11	-5	19	35	-13	-9	37	25	-19	-1	34	52	-12	-21	54	42	2	7	42	—	—	—	—	—	—	—	—	33	-22	-8	40	1	-1	-2	1	-4	-1	-3	4	15	-6	4	16	22	1	-7	22	23	-19	1	30	31	-10	1	33	51	-7	-7	51	9,5
19 V 1973	g	15	13	0	20	19	+2	-8	19	27	1	-3	27	17	0	0	17	36	-11	-10	38	28	2	2	28	—	—	—	—	—	—	—	—	30	-5	-9	31	6	-14	-2	15	18	1	-4	18	6	2	-7	6	0	-1	1	1	26	6	-16	27	28	-11	-4	30	19	-19	0	26	46,3
13 X 1973	6	-4	-6	-8	7	10	-22	-9	24	28	-24	-5	37	27	-24	-2	36	39	-8	-26	40	34	3	-3	34	—	—	—	—	—	—	—	—	23	-38	-2	44	5	-10	-3	11	-13	-8	3	15	5	-3	3	6	0	-1	-3	1	21	-22	0	30	11	-9	-12	14	26	7	-3	27	226,9
14 XI 1974	7	—	—	—	—	163	-123	-70	210	317	-135	-46	346	260	-146	-7	299	443	-95	-141	453	420	40	-1	423	—	—	—	—	—	—	—	—	320	-237	-86	398	99	-18	-20	101	3	-9	-11	9	80	-31	-3	86	123	14	-16	124	271	-1	-40	271	—	—	—	—	289	-96	-35	304	575,4
1970—1974	1—7	—	—	—	—	640	-372	-313	755	1239	-554	-158	1398	846	-571	-5	1052	1468	-303	-373	1500	1472	71	-234	1475	—	—	—	—	—	—	—	—	1401	-927	-314	1689	443	-88	-97	468	14	-47	-61	82	145	-49	2	155	216	24	-35	222	400	-76	-60	430	—	—	—	—	436	-140	-52	465	2011,4

http://rcin.org.pl

Tabela 6. Roczne wartości poziomych (l) i pionowych (h) przemieszczeń (w cm) punktów pomiarowych na osuwisku centralnym w Dobrzyniu —661 km

Lata	Przedział	P_2		P'_3		P_4		P_5		P_6		P_7		P_8		P_{11}		P_{12}	
		h	l	h	l	h	l	h	l	h	l	h	l	h	l	h	l	h	l
1970—1971	1—2	-94	63	-81	169	4	320	2	254	-56	338	-51	337	8	35	51	373	-43	453
1971—1972	3—4	-89	67	-112	229	-63	474	3	271	-95	407	-154	453	—	—	—	—	-133	547
1972—1973	5—6	-41	56	-50	147	-49	258	-3	228	-81	302	-28	262	—	—	—	—	-52	291
1973—1974	7	—	—	-70	210	-46	346	-7	299	-141	453	-1	423	—	—	—	—	-86	398
1970—1974	1—7	—	—	-313	755	-154	1398	-5	1052	-373	1500	-234	1475	—	—	—	—	-314	1689

Lata	Przedział	P_{13}		P_{15}/P'_{15}		P_{16}		P_{17}		P_{18}		P_{19}		P_{20}		Opad w mm	
		h	l	h	l	h	l	h	l	h	l	h	l	h	l	za okres	Σ
1970—1971	1—2	-33	173	-113	56	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	567	567
1971—1972	3—4	-32	130	P'_{15}		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	489	1056
1972—1973	5—6	-12	64	-24	61	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	381	1437
1973—1974	7	-20	101	-11	9	-3	86	-16	124	-40	271	—	—	35	304	575	2012
1970—1974	1—7	-97	468	-35	70	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2012	

Tabela 7. Sumy rocznych wartości poziomych (l) i pionowych (h) przemieszczeń (w cm) punktów o pełnym, czteroletnim cyklu pomiarów na osuwisku centralnym w Dobrzyniu — 661 km

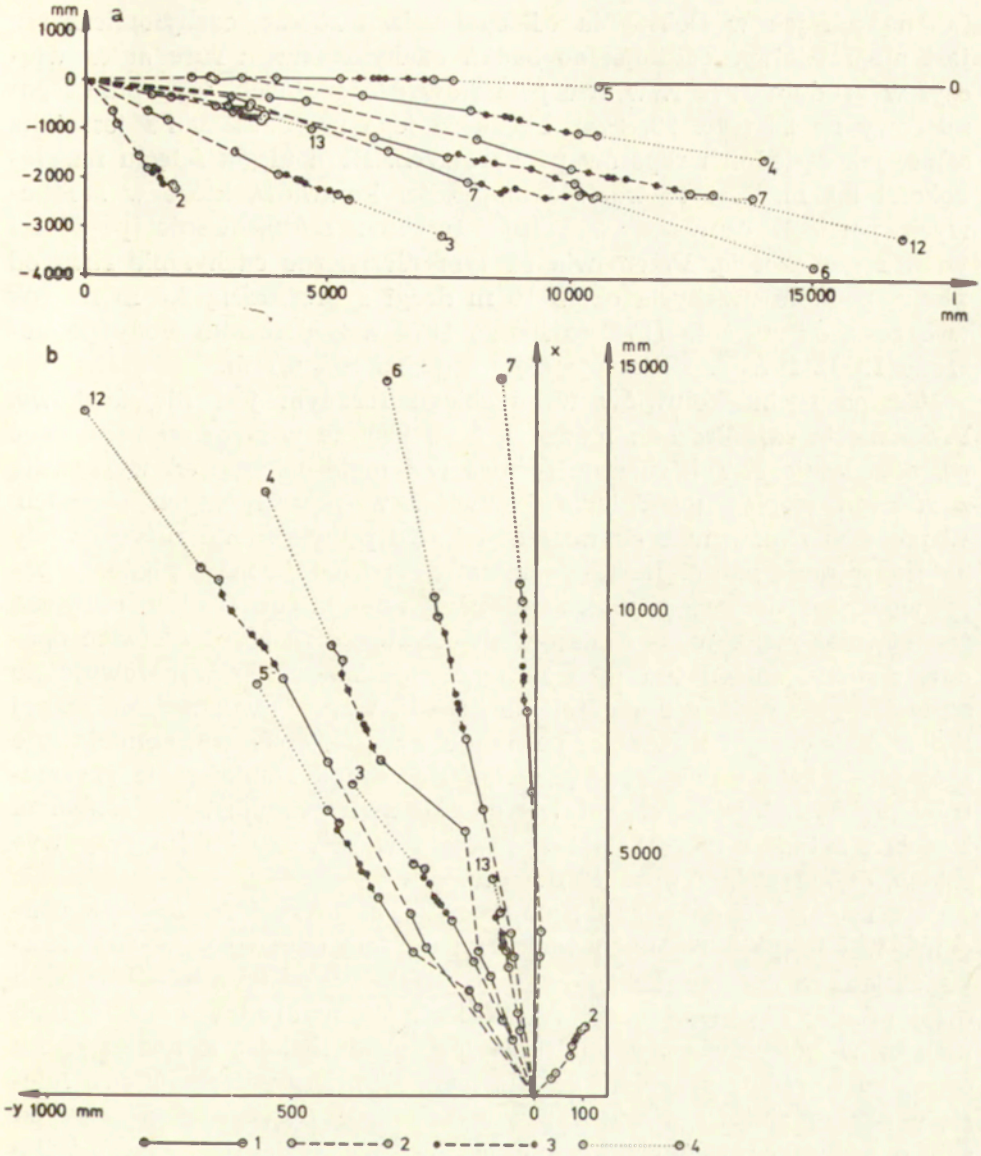
Lata	Przedział	P_2		P'_3		P_4		P_5		P_6		P_7		P_{12}		P_{13}		Opad
		h	l	h	l	h	l	h	l	h	l	h	l	h	l	h	l	w mm
1970—1971	1—2	-94	63	-81	169	4	320	2	254	-56	338	-51	337	-43	453	-33	173	567
1971—1972	3—4	-183	130	-193	398	-59	794	5	525	-151	745	-205	790	-176	1000	-65	303	1056
1972—1973	5—6	-224	186	-243	545	-108	1052	2	753	-232	1047	-233	1052	-228	1291	-77	367	1437
1973—1974	7	—	—	-313	755	-154	1398	-5	1052	-373	1500	-234	1475	-314	1689	-97	468	2012

http://rcin.org.pl

Największym przesunięciom podlega dolna część osuwiska (P_6, P_7), mniejszym — centralne jego partie (P_5), najmniejszym — górne, w obrębie niszy (P_2, P_3, P_{13}). Wysokie wartości przemieszczeń P_4 i P_{12} wynikają z dodatkowego spełzywania powierzchniowych partii masy koluwialnej, na co wskazuje wyraźne przechylenie kołków w kierunku ruchu. Górne partie osuwiska wykazują większe przemieszczenie w płaszczyźnie pionowej (h) aniżeli w poziomej (1), środkowe natomiast podlegają nieznacznym przesunięciom pionowym. Wartości przemieszczeń poziomych mieszczą się w granicach 4,7—16,9 m za okres 4,2 roku, przemieszczeń pionowych natomiast 0,05—3,73 m za ten sam okres. Z dużym prawdopodobieństwem można stwierdzić, iż obraz rzeczywistych przemieszczeń punktów przedstawiony na rycinie 24a jest odtworzeniem kształtu powierzchni odkłucia mas koluwialnych od nienaruszonych partii zbocza. Wędrówkę punktów w rzucie, w płaszczyźnie poziomej ilustruje rycina 24b. Przebyta droga jest kręta, falista. Uwzględniając nawet możliwość błędu pomiarów stwierdzić należy, iż koluwia nie przesuwają się ruchem jednostajnym. Kształt przebytej drogi wskazuje na ruch pulsujący odbywający się skokami.

Stwierdzono wyraźny wzrost prędkości osuwiska wzdłuż osi podłużnej, z tendencją wzrostową w miarę oddalania się od krawędzi niszy, tzn. w miarę wypłycania się koluwiów. Punkt 3, założony w górnej części na ściętym bloku dolnej gliny zwałowej, wykazuje prędkość 1,8 m/rok, P_5 założony na wale podłużnym w środkowej części formy przesuwa się 2,5 m/rok, a P_6 — założony w dolnej części zmienia położenie z szybkością 3,6 m/rok. Nie stwierdzono natomiast zdecydowanego zróżnicowania prędkości w przekroju poprzecznym (porównaj P_{18}, P_{19}, P_{20}, tab. 5). Pomierzone wartości przemieszczeń odnoszą się zasadniczo do powierzchniowej warstwy odkłutych mas. Rozkład odkształceń w pionie jest trudny do pomiaru. Pośrednio wskazują na to pewne cechy morfologii formy. Duża ilość szczelin, spękań i uskoków świadczy o dużym zróżnicowaniu odkształceń. Analizowane osuwisko wykazuje nieznaczne zróżnicowanie morfologii, poza dolną jego częścią — jęzorem. W centralnej partii — rynnie brak szczelin i spękań poprzecznych do kierunku ruchu. To wskazuje na dużą miąższość odkłutych mas, nieznaczne zróżnicowanie prędkości oraz wyrównany zarys powierzchni odkłucia. Są to tylko przypuszczenia oparte na przesłankach pośrednich. Stosowano różne sposoby bezpośredniego pomiaru odkształceń w pionie i wyznaczania powierzchni poślizgu. Ostatnio M. Jakubowski (1971) zaproponował stosowanie odchyłomierza oporowego własnego pomysłu, pozwalającego mierzyć odkształcenie do 80 cm (praktycznie 30—40 cm, ponieważ przy większych rura winidurowa pęka), przy zasięgu głębokości 25 m. W 1971 r. Instytut Geologiczny zastosował na osuwisku w Dobrzyniu dwa odchyłomierze, z których jeden przestał być użyteczny w miesiąc po założeniu, drugi po kilku pomiarach. Rury winidurowe założone

http://rcin.org.pl



Ryc. 24. Przemieszczenia punktów o pełnym czteroletnim cyklu pomiarowym na osuwisku centralnym w Dobrzyniu

a — rzeczywiste, *b* — poziome; *1* — półrocza letniego, *2* — półrocza zimowego, *3* — miesięczne, *4* — roczne

Displacements of surveying points observed throughout four-year observation of central slide at Dobrzyń displacement

a — true, *b* — horizontal; *1* — in summer half-year, *2* — in winter half-year, *3* — monthly, *4* — annual

w materiale in situ uległy ścięciu pod naporem ruchomej masy koluwiów (referat M. Jakubowskiego na otwartym zebraniu naukowym Instytutu Geologii Uniwersytetu Warszawskiego w dniu 2 I 1972 r.). Przy

http://rcin.org.pl

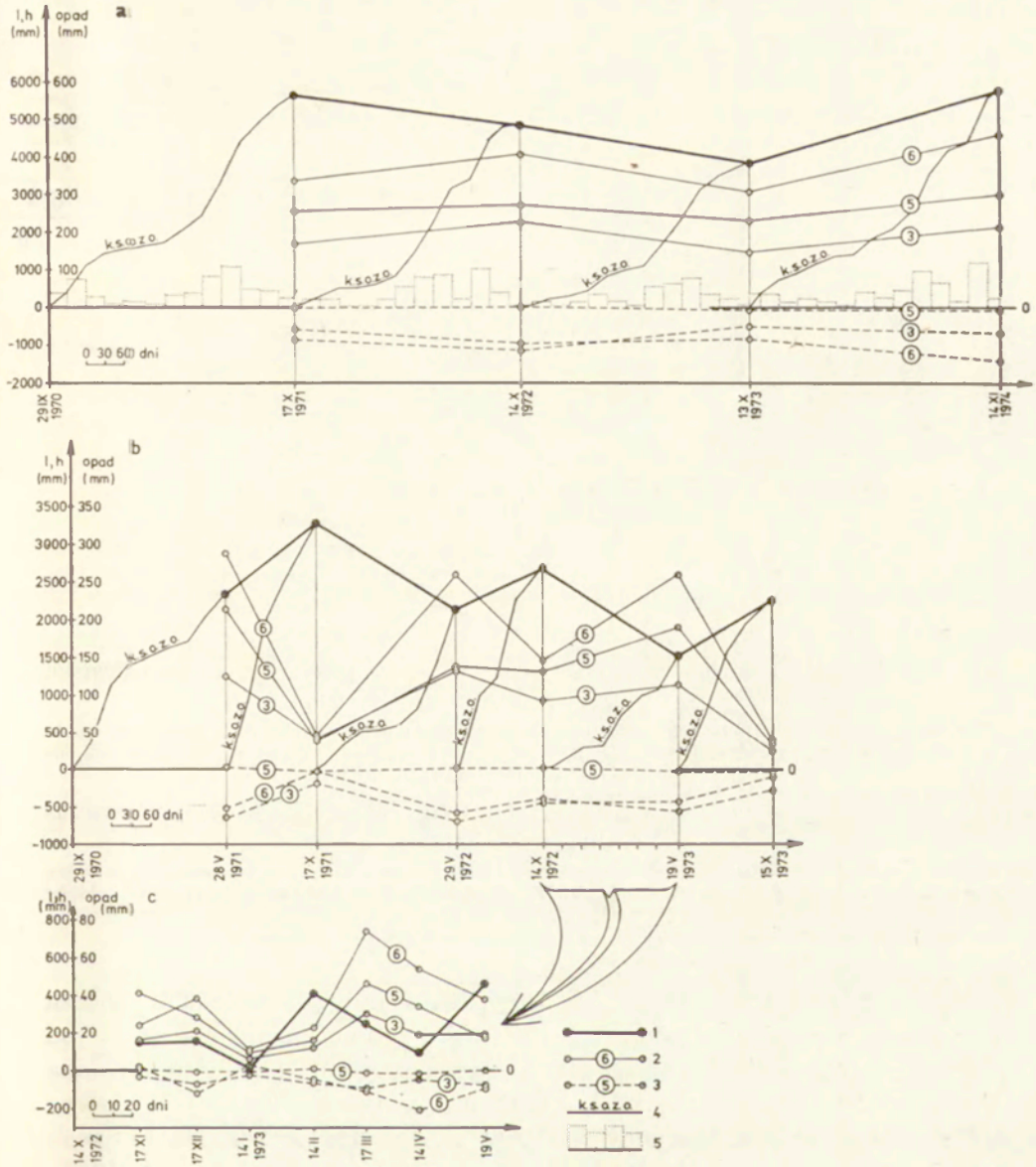
tak dużych jak w Dobrzyniu odkształceniach zbocza, odchyłomierz ten jest nieprzydatny. Założoną do badań odchyłomierzem rurę autor włączył w grudniu 1972 r. w sieć pomiarów geodezyjnych, jako punkt pomiarowy nr 20 (ryc. 23, 27a). Prędkość jego przemieszczania jest taka sama, jak sąsiednich reperów pomiarowych. Rura uległa ścięciu na głębokości 9,1 m. Jest to wartość miąższości koluwiów, które w środkowych partiach osuwiska wykazują znikome zróżnicowanie prędkości wraz z głębokością. Przemawia za tym nieznaczne odchylenie rury od pionu, pomimo przebycia około 10 m drogi z prędkością 2,5 m na rok w okresie od stycznia 1971 do lutego 1975 r. Zwierciadło wody pomierzone 19 II 1975 r. kształtuje się na głębokości 6,7 m.

Tempo ruchu koluwiów w przebiegu rocznym jest niejednakowe. Przesunięcia za półrocze zimowe są 3—6 krotnie większe od przesunięć półrocza letniego. Tak znaczne różnice w tempie odkształceń wypływają z różnego stopnia uwodnienia koluwiów w poszczególnych okresach. W półroczu zimowym brak wegetacji i stąd prawie żadne zużycie wody na transpirację roślin. Niskie temperatury powodują małą prężność pary wodnej i dlatego bezpośrednie parowanie z powierzchni osuwiska jest również małe. Woda dostająca się na zbocza za pośrednictwem opadów deszczu, śniegu lub jako zasilanie podziemne nie wyparowuje do atmosfery, a zwiększa uwilgotnienie gruntu. Wzrost uwilgotnienia różnej litologicznie masy koluwialnej powoduje wzrost jej ciężaru, zmniejszenie spójności i kąta tarcia wewnętrznego. Na skutek zmniejszenia parametrów wytrzymałościowych koluwia ulegają zwiększonym odkształceniom. Podobna sytuacja może zaistnieć również w półroczu letnim przy wysokich, długotrwałych opadach deszczu.

Na rycinie 25 dokonano próby powiązania ruchu osuwiska z opadami. W odstępach rocznych większym opadom odpowiada wyższe tempo zmian w obrębie koluwiów (ryc. 25a). W odstępach półrocznych owej prostej zależności brak. W półroczu letnim opad wzrasta, a ruch maleje, w półroczu zimowym natomiast opad maleje, a tempo ruchu osuwiska wyraźnie przybiera na sile (ryc. 25b). Dla poszczególnych miesięcy okresu zimowego widać pewną zależność zmienności osuwisk od sum opadów (ryc. 25c). Cykl comiesięcznych pomiarów dla jednego tylko półrocza zimowego nie pozwala wyciągnąć uzasadnionych wniosków co do prawidłowości tego zjawiska dla różnych lat. Stosowana częstotliwość pomiarów nie pozwala również określić opóźnienia, z jakim opady oddziaływają na dynamikę osuwisk.

Ze względu na nierówne okresy, w jakich dokonywano pomiarów sprowadzono dane do porównywalnej jednostki, za którą przyjęto natężenie opadów w mm/dobę i prędkość ruchu osuwiska również w mm/dobę. Wyliczone dane zestawiono w tabeli 8 i na rycinie 26. Wzajemne zależności prędkości ruchu osuwiska od natężenia opadów są zbliżone do wyżej omówionych a podanych w wartościach bezwzględnych.

http://rcin.org.pl



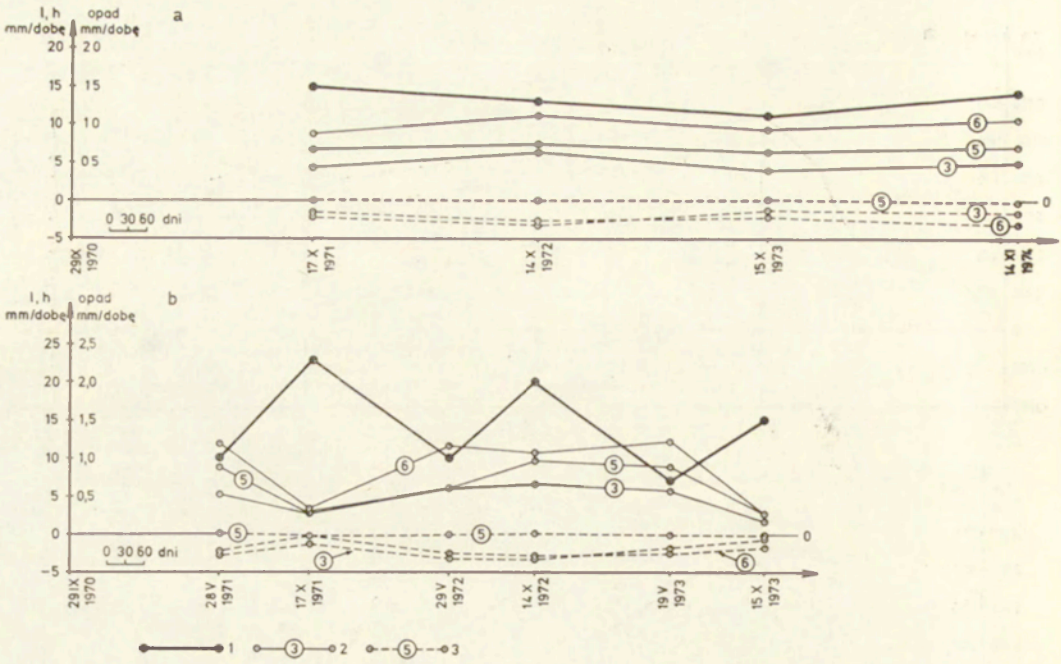
Ryc. 25. Próba zależności przemieszczeń wybranych punktów od sumy opadów w poszczególnych okresach pomiarowych

a — dla okresów około rocznych, *b* — dla okresów około półrocznych, *c* — dla okresów miesięcznych; *1* — sumy opadów dla stacji Dobrzyń n. Wisłą, *2* — przemieszczenia poziome (l) w mm, *3* — przemieszczenia pionowe (h) w mm, *4* — krzywa sumy opadów za okres pomiarowy (k.s.o.z.o), *5* — miesięczne sumy opadów

Suspected interdependence between displacements of selected points and sums of precipitation during particular surveying periods

a — for annual periods, *b* — for half-year periods, *c* — for monthly periods; *1* — sums of precipitation for Dobrzyń station, *2* — horizontal displacements (l), in mm, *3* — vertical displacements (h), in mm, *4* — curves showing sums of precipitation during period of surveying, *5* — monthly sums of precipitation

http://rcin.org.pl



Ryc. 26. Prędkość przemieszczeń wybranych punktów pomiarowych na osuwisku centralnym w Dobrzyniu a natężenie opadów

a — dla okresów około rocznych, *b* — dla okresów około półrocznych; *1* — natężenie opadu w mm/dobę dla stacji Dobrzyń n. Wisłą, *2* — prędkość przemieszczeń poziomych (l) w mm/dobę, *3* — prędkość przemieszczeń pionowych (h) w mm/dobę

Rate of displacements of selected survey points on central slide at Dobrzyń, versus intensity of precipitation

a — for annual periods, *b* — for half-year periods; *1* — precipitation intensity in mm/day for Dobrzyń station, *2* — rate of horizontal (l) displacements in mm/day, *3* — rate of vertical (h) displacements in mm/day

Dane z pomiarów dynamiki osuwisk na innych odcinkach zbocza pozwalają stwierdzić dość ścisłą zależność rytmu zmian koluwiów od warunków opadowych. Wyższym rocznym sumom opadów odpowiada większa ruchliwość osuwisk. Na fakt ten zwracano uwagę od dawna (K. Gelinek 1929; K. Jakubowski 1965; K. Pękala 1962, 1969; J. Sysak 1961a, 1961b; K. Terzaghi 1950; D. Varnes 1958; T. Ziętara 1964, 1968). Mało jest w polskiej literaturze danych ilościowych pomiaru osuwisk dla dłuższych okresów w powiązaniu z opadami. Jedną z pierwszych prób w Polsce podjął J. Sysak (1961b). Na podstawie danych niwelacji precyzyjnej za okres 6-letni wykazał zależność odkształceń osuwiskowego zbocza od opadów atmosferycznych, których natężenie rzędu 2 mm/dobę w przypadkach długiego ich trwania może wywołać odkształcenia rzędu 0,425 mm/dobę. Wydaje się, iż wyprowadzony przez autora wzór może mieć zastosowanie tylko do konkretnego osuwiska

http://rcin.org.pl

Tabela 8. Natężenie opadów atmosferycznych i prędkość przemieszczeń wybranych punktów pomiarowych na osuwisku centralnym w Dobrzyniu

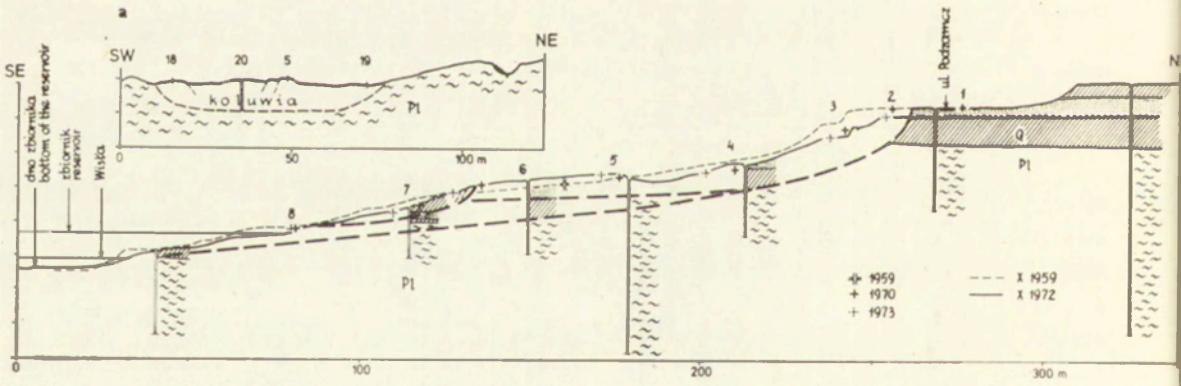
Przedział	Ilość dni		Natężenie opadu mm/dobę		Prędkość przemieszczeń punktów w mm/dobę											
					P_3				P_5				P_6			
	w przedziale	w przedziale około rocznym	w przedziale	w przedziale około rocznym	w przedziale		w przedziale około rocznym		w przedziale		w przedziale około rocznym		w przedziale		w przedziale około rocznym	
					h	l	h	l	h	l	h	l	h	l	h	l
1	242		1,0		-2,6	5,2			0,1	8,9			-2,2	12,0		
2	142	384	2,3	1,5	-1,3	3,0	-2,1	4,4	-0,1	2,8	0,1	6,6	-0,3	3,4	-1,5	8,8
3	225		1,0		-3,1	6,0			0,0	6,2			-2,5	11,6		
4	138	363	2,0	1,3	-3,2	6,7	-3,1	6,3	0,1	9,6	0,1	7,5	-2,8	10,7	-2,6	11,2
5	217		0,7		-1,9	5,7			-0,1	8,9			-2,5	12,1		
6	147	364	1,5	1,1	-0,6	1,7	-1,4	4,0	-0,1	2,5	0,1	6,3	-1,8	2,7	-2,2	8,3
7	427	427	1,4	1,4	-1,6	4,9	-1,6	4,9	-0,2	7,0	-0,2	7,0	-3,3	10,6	-3,3	10,6
1—7	1538	1538	—	1,[illegible]	—	—	-2,0	4,9	—	—	0,1	6,8	—	—	-2,4	9,8

http://rcin.org.pl

w Płocku. Został opracowany dla warunków nienaturalnych. Wstrząsy wywołane przejazdem pociągów przez górną część osuwiska nie pozostają bez wpływu na wielkość i rytm pionowych odkształceń zbocza. Dla badanego obszaru wzór ten jest nieprzydatny.

Na zdjęciach lotniczych z 1959 i 1970 r. zlokalizowano punkt pomiarowy nr 6 (drzewo owocowe — grusza, fot. 24). Przez 11 lat przesunął się on o prawie 29 m, a więc z prędkością 2,6 m rocznie. Przez ostatnie 4 lata przesuwa się znacznie szybciej, bo 3,6 m rocznie. Przyczyny intensyfikacji ruchu osuwiska mogą być trzy: wzrost opadów, wzrost tempa rozmywania deponowanych u podstawy stoku koluwiów lub wejście analizowanego (mierzonego) pakietu koluwiów w strefę zwiększonego ruchu. Nie stwierdzono w ostatnim okresie wzrostu opadów, tendencja jest raczej odwrotna — sumy roczne w Dobrzyniu oscylują nieco poniżej średniej wieloletniej. Dwie pozostałe przyczyny powodują wzrost dynamiki osuwiska, a szczególnie intensywne niszczenie jego czołowej partii po spiętrzeniu wód Wisły. Pomimo ciągłego dostarczania koluwiów z wyższych partii zbocza linia styku wody z lądem przesunęła się ku wysoczyźnie o ponad 5 m (ryc. 27, 28).

W Bachorzewie na 664,2 km biegu rzeki powstało wiosną 1967 r. osuwisko o powierzchni 1,04 ha. Jest to zsuw ze ścięcia utworów czwartorzędowych i częściowo plioceńskich. Te ostatnie budują dolną część formy. Osuwisko ma owalny kształt, dobrze wykształconą niszę o stromych (60—90°) i wysokich (3—5 m) ścianach zbudowanych z gliny mo-



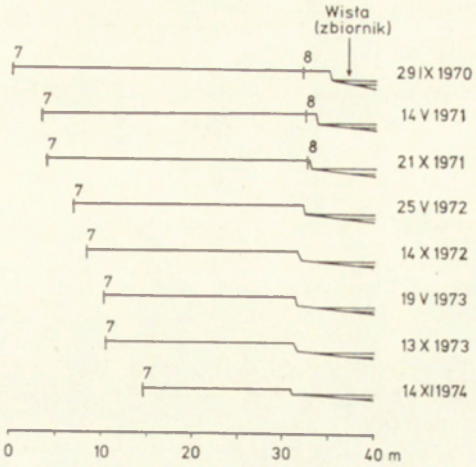
Ryc. 27. Przesunięcie punktów pomiarowych wzdłuż linii przekroju podłużnego osuwiska centralnego w Dobrzyniu

Tylko punkt 6 ma zaznaczoną lokalizację z 1959 r. U góry przekrój poprzeczny przez środkową, zwężoną część formy (a). Inne objaśnienia patrz rycina 13

Movements of survey points along the line of the longitudinal axis of the central slide at Dobrzyń

For point 6 only its original position is marked as it was in 1959. Higher up is shown the transverse section across the narrowed-down middle part of this central slide (a). For further explanations of figure 13

http://rcin.org.pl



Ryc. 28. Przesunięcia linii brzegowej Wisły wzdłuż ciągu pomiarowego na osuwisku centralnym w Dobrzyniu

Shifting of the Vistula bank line along the set of surveying points on the central slide at Dobrzyń

renowej i charakterystycznie zwężone zakończenie — wylot do Wisły (ryc. 29). Długość liczona od tylnej krawędzi niszy do Wisły wynosi 135 m, a szerokość maksymalna 115 m, średni kąt nachylenia 16°. Powierzchnia jest urozmaicona szeregiem zagłębień, wyniesień i progów (uskoków). Większość zagłębień wypełnia stale woda. Po spiętrzeniu wód Wisły osuwisko jest intensywnie niszczone od dołu przez abrazję. Od zakończenia spiętrzenia (sierpień 1970 r. ryc. 12c) do lata 1973 r. brzeg cofnął się o 5 m. W okresie tym w morfologii osuwiska zaszły nieznaczne zmiany wyrażone drobnym opadaniem zwietrzałych glin ze stromych, odkrytych fragmentów ścian niszy oraz powstaniem trzech uskoków (stopni) w zwężonej dolnej części formy — „szyjce" (ryc. 30).

O małej ruchliwości odkłutych mas świadczą nieznaczne, w porównaniu z podanymi dla osuwiska—zsuwu w Dobrzyniu, przemieszczenia poziome (l) i pionowe (h) założonych punktów pomiarowych (tab. 9). Mieszczą się one w granicach 18—132 cm dla poziomych wartości za cały okres pomiarowy. Dla P_6, P_{13} i P_{14} stwierdzono dodatnie wartości przemieszczeń pionowych, co świadczy o naporze koluwiów z wyższych partii osuwiska na niższe i niemożności wypchnięcia ich ku głównej bazie denudacyjnej. Przyczyna tego faktu wydaje się tkwić w litologii i upadzie warstw utworów budujących brzeg — podstawę stoku. Są to w przewadze plioceńskie, drobne piaski pylaste z przewarstwieniami ławic syderytycznych zapadające przeciwnie do nachylenia zbocza. W kompleksie osadów plioceńskich są to utwory o najwyższych wartościach kąta tarcia wewnętrznego. Osuwisko powstało w łęku zafałdowanych osadów plioceńskich (fot. 27).

W oparciu o wysokość ścian niszy osuwiska można wnioskować o głębokości powierzchni odkłucia, czyli o miąższości przemieszczonych mas. Wynosi ona 4—5 m. Całkowitą objętość koluwiów ocenić

http://rcin.org.pl

Ryc. 29. Plan osuwiska—zsuwu w Bachorzewie — 664,2 km

1 — wysokość załomów na zboczu i powierzchni osuwisk w m; *2* — brzeg Wisły: *a* — strefa abrazji, *b* — strefa akumulacji (plaża); *3* — złaziska; *4* — zagłębienia z wodą; *5* — punkty pomiarowe

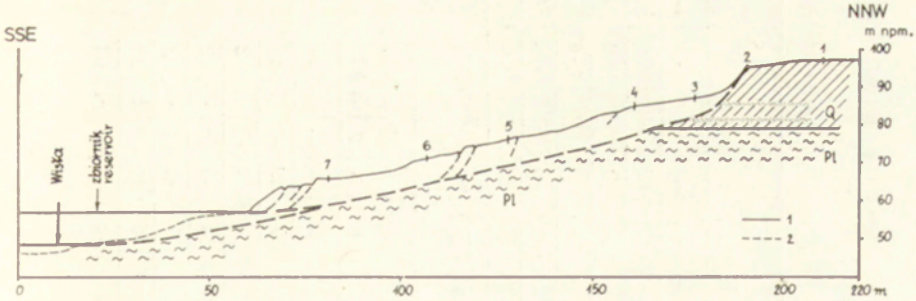
Inne objaśnienia patrz ryciny 11, 23

Map of the slide-slump at Bachorzewo, at km 664.2

1 — altitudes of creases in the slope and the slide surface, in m; *2* — Vistula bank: *a* — zone of abrasion, *b* — zone of accumulation (beach); *3* — soilcreep zones; *4* — water-filled depressions; *5* — survey points

For further explanations of figures 11, 23

http://rcin.org.pl



Ryc. 30. Przekrój podłużny przez osuwisko w Bachorzewie — 664,2 km

Zarys stoku: *1* — część nadwodna (25 VI 1973); *2* — część podwodna (16 II 1972)
Inne objaśnienia patrz ryciny 4, 13

Longitudinal section across Bachorzewo slide, at km 664.2

Slope outline: *1* — part above water level (June 25, 1973); *2* — part below water level (Feb. 16, 1972)
For other explanations of figures 4, 13

należy na 40—50 tys. m³. Wraz z powstaniem osuwiska zmianie uległy warunki wodne. Wzrosła infiltracja wód opadowych w głąb na skutek zruszenia struktury przemieszczonych mas. Zmieniły się również warunki hydrogeologiczne ukształtowane w przeszłości, wzrosło uwilgotnienie. Świadczy o tym obumieranie drzew owocowych porastających uprzednio ten fragment zbocza. Zmianie ulegają gatunki krzewów i traw. Zasilanie podziemne, ze względu na nieznaczny udział utworów wodonośnych w profilu zbocza, jest małe i stąd wielokrotnie mniejsza dynamika tej formy w porównaniu z osuwiskiem centralnym w Dobrzyniu.

Na stokach dolin bocznych Wisły rozwijają się również osuwiska różne wiekiem, wielkością i charakterem ruchu. Nie ma tu świeżych podcięć wychodni miocenu, dlatego też brak obrywów i osypów. Występujące osuwiska to przeważnie płytkie zsuwy, spływy i złaziska związane z wypływami wód podziemnych na stropie iłów plioceńskich. Generalnie są to formy mniejsze i płytsze od rozwijających się na zboczu doliny Wisły. Zajmują dolne części stoku po obu stronach cieku odwadniającego dolinę.

W Stróżewie na prawym stoku doliny Makaronicy, 1,2 km od jej wylotu do Wisły powstało w sześćdziesiątych latach osuwisko o powierzchni kilku arów, na wychodni iłów plioceńskich spod osadów czwartorzędowych. Od tego czasu rozwija się sukcesywnie w górę stoku, jest stale czynne. Posiada kształt wydłużony o orientacji NW — SE, dobrze wykształconą rynnę, ale niewyraźnie zarysowaną niszę łagodnie przechodzącą w stok. Według stanu z końca maja 1972 r. osuwisko miało powierzchnię 18 arów, 90 m długości i 20 m szerokości (ryc. 31). Powierzchnia jego jest lekko sfalowana, z dwoma zagłębieniami i drobnymi załamaniami. Średni kąt jej nachylenia wynosi 11°.

http://rcin.org.pl

Tabela 9. Przemieszczenia (w cm) punktów pomiarowych na osuwisku w Bachorzewie — 664,2 km

Data	Przedział	P_3				P_4				P_5				P_6				P_8				P_9			
		x	y	h	l	x	y	h	l	x	y	h	l	x	y	h	l	x	y	h	l	x	y	h	l
26 IX 1970	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
28 V 1971	1	8	-8	-9	11	93	-44	-62	103	49	-41	-8	64	17	-21	0	27	9	-8	-4	12	19	-4	6	20
17 X 1971	2	-1	2	1	2	2	-8	-8	8	1	-4	1	4	-1	2	2	2	2	3	-1	4	0	-2	0	2
28 V 1972	3	2	0	-2	2	5	6	-2	8	3	6	-2	7	1	9	-6	9	—	—	—	—	6	10	-4	12
14 X 1972	4	-1	2	-2	2	1	0	-1	1	0	2	-10	2	1	1	6	1	0	0	23	0	-2	3	-12	4
19 V 1973	5	-1	1	-3	1	12	-3	-13	12	18	-9	6	20	10	-3	4	10	5	0	-15	5	5	0	4	5
1970 – 1973	1 – 5	7	-3	-15	18	113	-49	-86	132	71	-46	-13	97	30	-12	6	49	—	—	—	—	28	7	-6	43

Data	Przedział	P_{10}				P_{13}				P_{14}				P_{15}				P_{16}				P_{17}			
		x	y	h	l	x	y	h	l	x	y	h	l	x	y	h	l	x	y	h	l	x	y	h	l
26 IX 1970	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
28 V 1971	1	9	-18	-5	21	16	-13	8	25	23	-4	13	23	34	-26	-18	43	18	-7	-8	20	19	-2	5	19
17 X 1971	2	0	2	2	2	0	-2	5	2	0	-2	-6	2	-1	0	0	1	-1	-1	0	1	1	-2	4	2
28 V 1972	3	2	3	0	4	0	9	-5	9	1	7	-8	7	0	0	0	0	-4	2	-3	4	-6	11	-5	12
14 X 1972	4	0	4	-19	4	0	0	7	0	-1	-1	3	1	2	0	-4	2	1	1	-3	1	-2	1	-6	2
19 V 1973	5	—	—	—	—	12	0	0	12	10	-3	8	10	-36	-2	-2	7	5	3	0	6	32	9	1	33
1970 – 1973	1 – 5	—	—	—	—	28	-6	15	48	33	-3	10	43	-1	-28	-24	53	19	-2	-14	32	44	17	-1	68

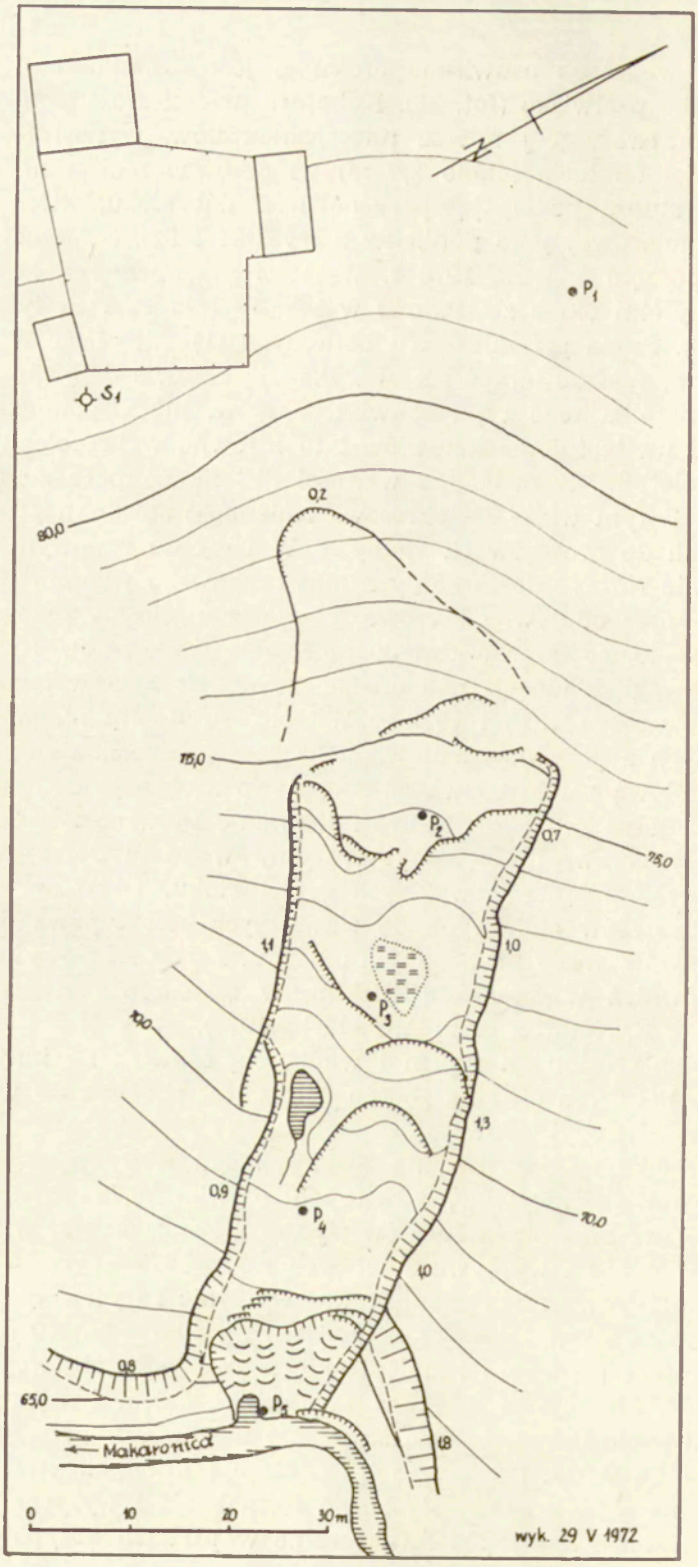
http://rcin.org.pl

W okresie wegetacji osuwisko porośnięte jest roślinnością i wykorzystywane jako pastwisko (fot. 28). Kubatura przemieszczanych mas ziemnych, w przeważającej mierze plioceńskich iłów, wynosi 3,6 tys. m^3. O głębokości odkłucia (około 2,0 m) wnioskować można na podstawie głębokości studni podlegającej ruchowi w dół stoku, którą włączono do sieci pomiarowej jako punkt nr 2 (ryc. 31 i 32). Systematyczne pomiary rozpoczęto jesienią 1970 r. Wartości przemieszczeń koluwiów za badany trzyletni okres zestawiono w tab. 10 (dla P_3 i P_4 tylko za lata 1971—1973). Suma przemieszczeń poziomych (1) mieści się w granicach 297—328 cm. Wyższe tempo ruchu wykazują koluwia dolnych partii osuwiska. Dynamika tego typu osuwisk, o czym już wspomniano, zależy głównie od uwilgotnienia koluwiów i to zarówno w przebiegu rocznym, jak i wieloletnim. Z podanych wartości „1" na półrocze zimowe przypada 87%. Z tym wiąże się okresowa zmienność stosunku procesów denudacyjnych do procesów fluwialnych. W półroczu zimowym rzeka nie jest w stanie rozmyć dostarczonych mas i osuwisko jęzorem wkracza do koryta blokując odpływ. Okresowo, przeważnie wiosną, przegradza całkowicie koryto, co doprowadza do powstania wodospadu. Jest to przypadek przewagi denudacji nad erozją rzeki. Tak było w analizowanym przykładzie wiosną 1972 i 1973 r. W półroczu letnim natomiast tempo dostarczanych z góry mas maleje, rzeka ponownie wcina się w koluwia niszcząc czołową partię osuwiska. Stopniowo zaczynają dominować procesy erozji, gdyż procesy stokowe i fluwialne są współzależne na zasadzie sprzężenia zwrotnego; efekt erozyjny w partii dolnej warunkuje tempo przemieszczania z wyższych części stoku. Okresowa zmienność stosunku procesów stokowych do fluwialnych jest typowa dla stoków dolin dopływów Wisły na badanym odcinku. Zależność powyższą stwierdza się również w Beskidzie Niskim, w sąsiedztwie większych rzek (L. Dauksza, A. Kotarba 1972; A. Kotarba 1974).

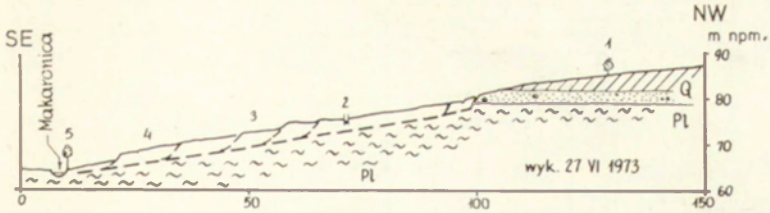
Dynamika zbliżonych typem i wielkością osuwisk na innych odcinkach dolin bocznych oraz na zboczu Wisły jest podobna do wyżej omówionych trzech przykładów.

Na wschód od Dobrzynia, na 660 km biegu Wisły występuje zespół czterech osuwisk—spływów, z których największe, czynne od wielu lat ma powierzchnię około 15 arów (ryc. 33). Założone jest w iłach plioceńskich, w miejscu wypływu zasobnych wód podziemnych. Górna część osuwiska to typowa nisza źródliskowa, wyraźnie zarysowana, intensywnie rozwijająca się w kierunku północnym i wschodnim. Ku dołowi osuwisko wyraźnie się zwęża i zmienia kierunek z południkowego na równoleżnikowy. Brekcjowa tekstura iłów plioceńskich, będąca wynikiem ich historii geologicznej, osłabia stabilność masywu gruntowego i sprzyja przenikaniu wody. Odsłonięte iły podlegają intensywnemu procesowi wietrzenia na skutek systematycznego rozmakania i wysychania, co dodatkowo osłabia ich związki strukturalne w partiach przypowierzchnio-

http://rcin.org.pl



http://rcin.org.pl



Ryc. 32. Przekrój podłużny przez osuwisko w Stróżewie
Objaśnienia patrz rycny 4, 13

Longitudinal section across slide at Stróżewo
For explanations of figure 4, 13

Tabela 10. Przemieszczenia (w cm) punktów pomiarowych na osuwisku w Stróżewie

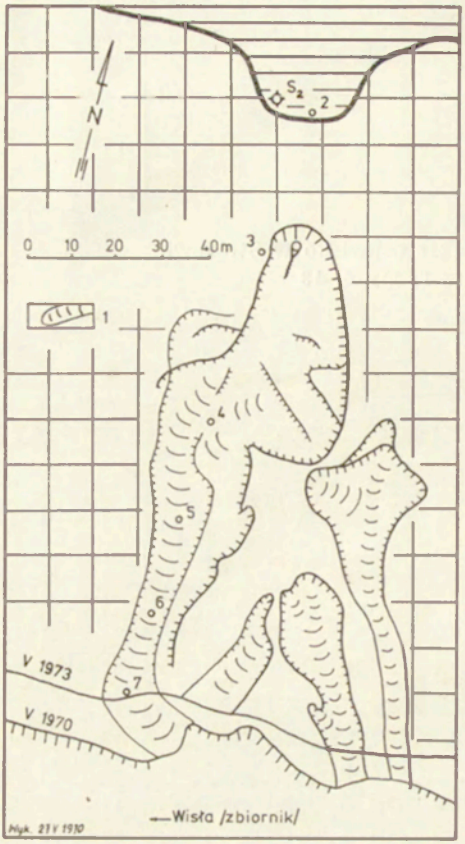
Data	Przedział	P_2				P_3				P_4			
		x	y	h	l	x	y	h	l	x	y	h	l
29 IX 1970	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
28 V 1971	1	118	29	-31	122	—	—	—	—	—	—	—	—
17 X 1971	2	19	5	-11	19	—	—	—	—	—	—	—	—
29 V 1972	3	35	18	-8	39	35	10	-15	36	26	15	-11	30
14 X 1972	4	6	14	-5	15	39	4	8	40	35	1	2	35
17 XI 1972	5a	6	2	-2	6	13	6	2	14	21	7	-4	22
17 XII 1972	b	17	3	-5	17	40	10	-10	41	47	16	-4	49
14 I 1973	c	4	7	6	8	5	0	7	5	3	1	5	3
17 II 1973	d	2	1	-2	2	5	2	-4	5	4	0	-2	4
17 III 1973	e	24	8	-5	25	61	15	-15	63	64	20	0	65
14 IV 1973	f	21	1	1	21	86	28	-13	91	87	13	-7	88
19 V 1973	g	14	4	-3	15	29	11	-6	31	12	4	-3	13
13 X 1973	6	8	-1	-10	8	2	0	0	2	4	1	-2	4
1970—1973	1—6	274	91	-75	297	315	86	-46	328	303	78	-26	313

wych. W okresach roztopów i długotrwałych opadów powierzchniowa warstwa iłów ulega więc silnemu przesyceniu wodą i zaczyna płynąć po zboczu, wzdłuż linii największych spadków. Założona jesienią 1970 r. sieć punktów pomiarowych „utonęła" wiosną 1971 r. w masie płynącej brei ilastej (fot. 29). W następnych latach mierzono szybkość „spływających" drzew owocowych z kierunku niszy. Ilasta masa koluwialna przesuwa się z prędkością od 5 do 33 m rocznie, a jej miąższość w ryn-

Ryc. 31. Plan osuwiska na prawym stoku doliny Makaronicy w Stróżewie
Objaśnienia patrz rycina 29

Map of landslide on right-hand slope of Makaronica valley at Stróżewo
For explanations of figure 29

http://rcin.org.pl



Ryc. 33. Szkic morfologiczny zespołu osuwisk—spływów w Dobrzyniu — 660 km

1 — jęzory spływowe iłów plioceńskich; inne objaśnienia patrz rycina 23

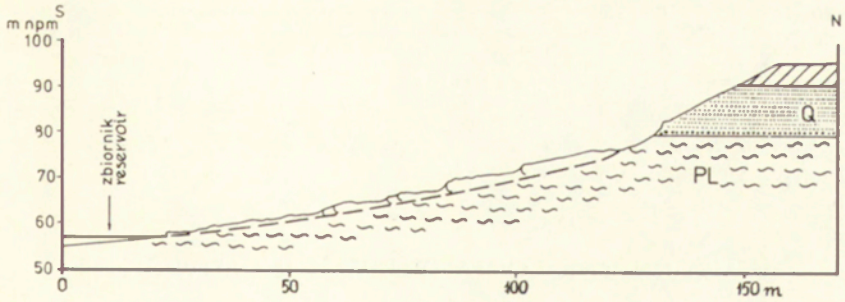
Morphological sketch of group of slides and soilcreeps at Dobrzyń — km 660

1 — flow tongues of Pliocene clays. For further explanations of figure 23

nie dochodzi do 1,2 m. Im większe przesycenie wodą, tym większa prędkość. W okresach zmniejszonego uwilgotnienia ruch wyraźnie maleje, forma zamiera, porasta roślinnością (fot. 30). Zbocze na tym odcinku, jak i samo osuwisko ma profil lekko wklęsły (ryc. 34). Średni kąt nachylenia powierzchni wynosi 12°. Proces abrazyjnego rozmywania brzegu przewyższa procesy stokowe, w wyniku czego brzeg przesunął się ku wysoczyźnie w ciągu 3 lat (1970—1973) o prawie 9 m.

W obrębie synklin (nisz) oprócz zsuwów i spływów rozwijają się złaziska. Zajmują nieznaczny procent powierzchni zboczy. Powstają w miejscach wypływów wód podziemnych i przeważnie nie mają kontaktu z bazą erozyjno-denudacyjną rzeki, kończą się na zboczu. Przemieszczanie materiału złaziskowego, głównie ilastego, nie zachodzi wzdłuż jednej określonej powierzchni poślizgu, odkształcenia następują w obrębie całej masy. Przebieg ruchu jest powolny, na ogół długotrwały. Złaziska nie powodują generalnych zmian w morfologii zbocza. Często modelują powierzchnię innych typów osuwisk. W okresie badawczym nie stwierdzono procesu ich ponownego, wyraźnego odmładzania (fot. 31). W przypadkach linijnego wypływu wód podziemnych

http://rcin.org.pl



Ryc. 34. Przekrój poprzeczny zbocza przez osuwisko—spływ w Dobrzyniu — 660 km
Objaśnienia patrz ryciny 4, 13

Transverse section of slope across slide and soilcreep at Dobrzyń — km 660
For explanations of figures 4, 13

tworzą się całe zespoły złazisk jak to ma miejsce w Dobrzyniu na ścianie starej, rozległej niszy osuwiskowej, na zachód od wcięcia erozyjnego koło kościoła — 661,6 km. Dość rozległa pokrywa złaziskowa rozwinęła się również na iłach brunatnych czwartorzędowych w Bachorzewie — 666,1 km, w górnej partii zbocza.

Wyróżniającą cechą ruchu złaziskowego jest pełznięcie zruszonych mas, gdzie odkształcenia plastyczne przebiegają ciągle, narastając stopniowo, szczególnie w okresach zwiększonego uwilgotnienia. Przesycenie wodą jest mniejsze w porównaniu ze spływami. Działalność erozyjna rzeki nie ma żadnego wpływu na rozwój tych form.

http://rcin.org.pl

III. CHRONOLOGIA ROZWOJU OSUWISK

Warunki sprzyjające rozwojowi procesu ruchów masowych istniały na badanym zboczu doliny Wisły już w okresie przedczwartorzędowym, kiedy obszar ten uległ wydźwignięciu spod jeziorzyska plioceńskiego na skutek ruchów epejrogenicznych. Ruchy pionowe skorupy ziemskiej pod koniec trzeciorzędu są powszechnie stwierdzane (E. Rühle, 1955, 1967, 1969; R. Galon 1970). Osady neogeńskie uległy wtedy zaburzeniom w warunkach subakwalnych. Wnikliwa analiza charakteru zaburzeń w naturalnych, świeżych odsłonięciach przemawia za słusznością twierdzenia J. Lewińskiego (1924, 1930) o ześlizgiwaniu się plastycznych, nawodnionych mas neogeńskich przed nasunięciem lądolodu, na skutek dźwigania się antyklinorium pomorsko-kujawskiego. Osłabiona struktura ilastego osadu plioceńskiego, ulegającego w miarę zbliżania się lądolodu wietrzeniu w warunkach klimatu peryglacjalnego, sprzyjała rozwojowi procesów grawitacyjnych na pochyłościach. Z kolei w każdym interglacjale, skoro tylko system odwadniania zdołał wciąć się w strop iłów, uruchamiały się procesy ruchów masowych. W miarę pogłębiania dolin wzrastał zasięg oddziaływania procesów grawitacyjnych. Podobnie działo się po okresie ostatniego zlodowacenia, kiedy Wisła zaczęła się wcinać w zasypaną dolinę eemską. W okresie największego wcięcia Wisły w podłoże na prawym, stromym i wysokim zboczu uruchamiały się procesy grawitacyjne o dużym zasięgu w głąb wysoczyzny. Sprzyjające temu warunki istniały na odcinkach zbocza o najniższych parametrach wytrzymałościowych, tzn. w strefach synklin mioceńskich. Mogły tu powstawać nawet osuwiska strukturalne. Odkłuciu i przesunięciu ulegały utwory czwartorzędowe i plioceńskie po stropie miocenu lub po zaburzonych powierzchniach nieciągłości w zbrekcjonowanych iłach plioceńskich. Nie w każdej synklinie musiały powstać głębokie i rozległe formy. O istnieniu starych osuwisk świadczy obecność nie naruszanych strukturalnie osadów czwartorzędowych w dnie nisz, znacznie niżej aniżeli zalegają w wysoczyźnie (ryc. 13). W wielu miejscach, w obrębie starych koluwiów stwierdza się upad warstw ku wysoczyźnie w głąb zbocza, co świadczy o rotacyjnym obrocie przy ścięciu warstw. Z rozległych starych form zachowały się do chwili obecnej jedynie tylko ich górne fragmenty, tzn. nisze, reszta uległa erozyjnemu rozmyciu przez

http://rcin.org.pl

Wisłę. Jeżeli w obrębie synkliny mioceńskiej brak jest na brzegu Wisły utworów czwartorzędowych, nie można wtedy jednoznacznie stwierdzić czy rozwijały się tu osuwiska o dużym zasięgu w głąb. Wydaje się, iż rozległa nisza na wschód od Góry Zamkowej w Dobrzyniu nie była objęta rozległymi i głębokimi osuwiskami. Morfologia zbocza, którą jeszcze w tej chwili obserwujemy tworzyła się pod wpływem erozyjnej działalności rzeki, szczególnie aktywnej w okresach wysokich stanów wód. Zbocze podlegało odkształceniom na skutek niszczenia jego podstawy (podnóża). Ostatnie 79—80 lat to okres intensywnego niszczenia prawego brzegu. W profilu Góry Zamkowej w Dobrzyniu Wisła przesunęła się ku Wysoczyźnie Dobrzyńskiej o ponad 20 m (ryc. 10). Na podstawie archiwalnych materiałów kartograficznych (katastrów rolnych) stwierdzono, że od 1891 do 1964 r. na wysokości wsi Glewo (6 km na zachód od Dobrzynia), w wyniku erozji bocznej Wisły, zniszczeniu uległ pas stoku o szerokości 150—200 m (M. Banach 1973b). W zarysie krawędzi wysoczyzny nie zaszły w tym czasie żadne zmiany. P. Prawosławlew (1905) w pracy o osadach lodowcowych północnej Polski załącza zdjęcie bryły piaskowca czwartorzędowego o rozmiarach około 3×3×3 m z 1900 r., na rozlewisku Wisły w Płocku, w odległości kilkudziesięciu metrów od zbocza (fot. 32). Autor sądzi, że bryła ta wyznacza dawny zasięg brzegu. Powyższe przykłady świadczą o tym, że Wisła między Płockiem a Włocławkiem intensywnie niszczy prawy brzeg. Poza ujściowym odcinkiem Skrwy brak tu poziomów terasowych. To również świadczy o przesuwaniu się Wisły w kierunku Ziemi Dobrzyńskiej. Zjawisko to należy tłumaczyć ruchami wypiętrzającymi antyklinorium pomorsko-kujawskiego, po którego północno-wschodnim skrzydle przepływa na tym odcinku Wisła. Istnienia młodych ruchów epejrogenicznych dowodzą ruchy sejsmiczne, zauważalne w Polsce w 1932 r. (E. Janczewski 1932). Były to wstrząsy podziemne o natężeniu co najmniej IV stopnia w skali Mercalliego-Siberga. W okolicy Płocka zjawiska te objęły obszar około 100 km². Na przestrzeni kilku kilometrów tworzyły się szczeliny biegnące prostolinijnie, przeważnie o kierunku NW—SE, rzadziej poprzecznie. S. Pawłowski (1955), na podstawie analizy materiałów geodezyjnych z lat 1870—1937, podał interesujące dane dotyczące ruchów pionowych skorupy ziemskiej. Obszar względnych dodatnich zmian (podnoszenie się terenu) obejmuje antyklinorium pomorsko-kujawskie. Wielkość zmian wynosi 1 mm rocznie. Zmiany ujemne (obniżenie się terenu) obejmują oba skrzydła antyklinorium. Zjawiska te uznaje S. Pawłowski za neotektonikę. C. Kowalski i J. Liszkowski (1974) przypuszczają, że obszar Polski znajduje się współcześnie w okresie wzmożonej aktywności ruchów neotektonicznych.

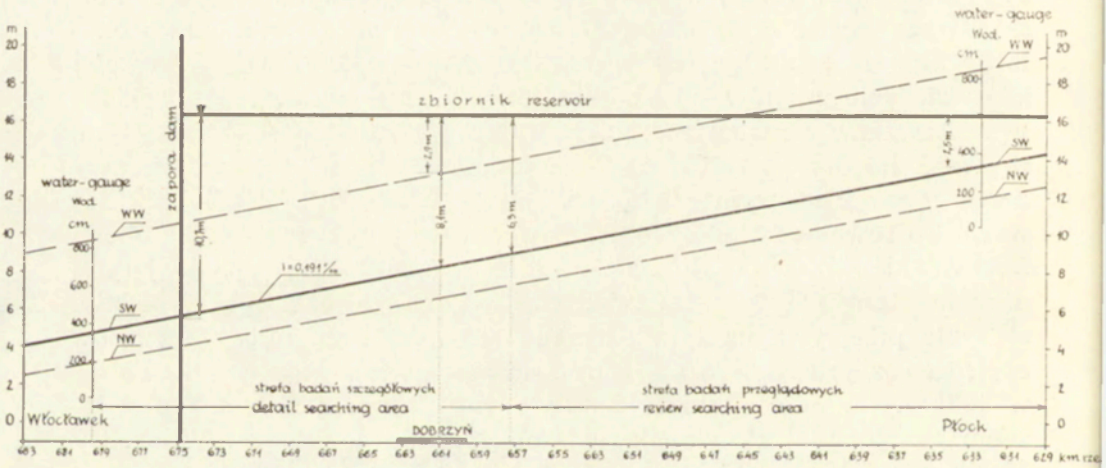
O istnieniu ruchów wydźwigających antyklinorium świadczą obserwacje zmian działu wodnego między dorzeczem Wisły i Warty. Według J. Łyczewskiej (1959) istniejący w starszym plejstocenie odpływ ku za-

http://rcin.org.pl

chodowi został przerwany i nastąpiło zatorfienie zamarłej pradoliny. W. Mrózek (1964) zmiany źródeł Noteci w ostatnich stuleciach tłumaczy nie tylko pracami melioracyjnymi, ale również młodymi ruchami pionowymi skorupy ziemskiej. Podobnie E. Wiśniewski (1974) interpretuje wyniesienie dna doliny Bachorzy na Wale Pomorsko-Kujawskim.

Podawane przez różnych autorów, a przytoczone wyżej fakty, przemawiają za możliwością „spychania" Wisły w kierunku Wysoczyzny Dobrzyńskiej. Proces ten z kolei był przyczyną zniszczenia poziomów terasowych na prawym brzegu i jest przyczyną stałego rozwoju osuwisk.

Ostatnie 5 lat to okres intensywnego rozwoju procesu ruchów masowych spowodowany zmianą bazy erozyjno-denudacyjnej Wisły. Podpiętrzenie o 10,7 m przy zaporze czołowej we Włocławku spowodowało podniesienie zwierciadła wód na wysokości Dobrzynia o 8,1 m. Przewyższa to o 2,9 m stany najwyższe z notowanych (ryc. 35). Przed wy-



Ryc. 35. Stosunek spiętrzonych wód Wisły do charakterystycznych stanów przed spiętrzeniem

WW — stan maksymalny notowany; SW — stan średni wieloletni (1959—1968); NW — stan minimalny notowany

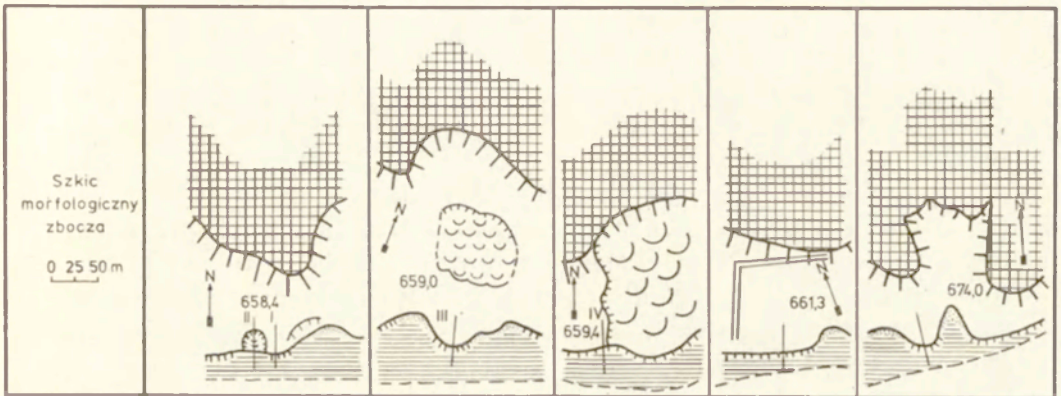
Relation of ponded Vistula waters to characteristic water levels prior to ponding

WW — recorded maximum level; SW — long-term mean water level (1959—1968); NW — recorded minimum level

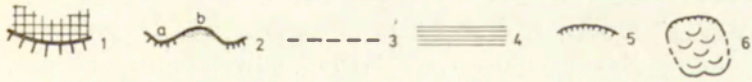
budowaniem stopnia piętrzącego głównym czynnikiem deformacji brzegu i rozwoju osuwisk była, poza opadami, erozja boczna Wisły w okresach wezbrań przy dużych prędkościach wody oraz ciśnienie spływowe wód podziemnych. Obecnie, po wybudowaniu rozległego akwenu, jakim jest zbiornik (70 km²), głównym czynnikiem deformacji brzegów i zbocza stała się abrazja falowa; erozja boczna na skutek znikomej prędkości

http://rcin.org.pl

wody straciła na znaczeniu, zmalała również rola ciśnienia spływowego wód podziemnych z powodu małych wahań stanów zbiornika (do 1,5 m). Zatopieniu uległa dolna, połoga część stoku stabilizująca dotychczas w pewnym stopniu zbocze. W strefę intensywnego rozmywania przez fale weszły utwory koluwialne o naruszonej strukturze, dlatego też w początkowym okresie po podniesieniu bazy erozyjno-denudacyjnej zachodziło najintensywniejsze niszczenie brzegu, odmłodzenie już istniejących i powstanie nowych osuwisk. Proces narastania platformy przy-



Nazwa i nr profilu	Kamienica I		Kamienica II		Kamienica III		Kamienica IV		Dobrzyń		Kulin	
Data \ Wielkość zmian	I	ΣI	I	ΣI	I	ΣI	I	ΣI	I	ΣI	I	ΣI
13 V 1971	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
20 X 1971	0,9	0,9	1,4	1,4	5,4	5,4	1,4	1,4	0,2	0,2	6,2	6,2
9 V 1972	2,5	3,4	3,6	5,0	0,0	5,4	1,5	2,9	1,1	1,3	2,8	9,0
5 X 1972	2,4	5,8	0,2	5,2	0,9	6,3	4,6	7,5	0,4	1,7	1,7	10,7
17 V 1973	2,7	8,5	0,9	6,1	7,6	13,9	1,5	9,0	0,6	2,3	1,6	12,3
21 IX 1973	3,2	11,7	0,5	6,6	5,6	19,5	0,4	9,4	0,2	2,5	0,1	12,4
17 V 1974	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,1	13,5
21 XI 1974	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,3	14,8



Ryc. 36. Wybrane przykłady abrazji brzegu (1 — wielkość cofania się brzegu w m)

1 — krawędź wysoczyzny morenowej; *2* — brzeg Wisły po spiętrzeniu: a — klifowy, b — akumulacyjny; *3* — brzeg Wisły przed spiętrzeniem; *4* — zalana strefa brzegu; *5* — załomy na zboczu; *6* — czynne osuwiska

Inne objaśnienia patrz ryciny 4, 13

Selected examples of bank abrasion (1 — distance of bank retreat, in m)

1 — edge of moraine plateau, *2* — Vistula bank after ponding: a — cliff-type, b — accumulative; *3* — Vistula bank prior to ponding; *4* — flooded bank zone; *5* — crease-like breaks in slope; *6* — active landslides

For other explanations of figures 4, 13

http://rcin.org.pl

brzeżnej był dopiero w zaczątku i stąd łatwość podejścia wysokich fal do brzegu. W miarę narastania płycizny przybrzeżnej efekt abrazyjnej działalności fal na brzeg malał, ulegały one załamaniu przed osiągnięciem podstawy zbocza (fot. 33). W dwa lata po spiętrzeniu szerokość płycizny przybrzeżnej wzdłuż klifowych brzegów dochodziła do 3—5 m. Zarys linii brzegowej podlega wyrównaniu, języki koluwialne wysunięte w zbiornik uległy znacznemu rozmyciu, a w zatokach akumulowane są osady. Akumulacyjne odcinki stanowią zaledwie kilka procent długości brzegu, reszta to odcinki klifowe różnej wysokości, stale niszczone. Natężenie procesu abrazji największe jest na wypukłych fragmentach, mniejsze na prostych, najmniejsze na wklęsłych. Brzegi zbudowane z sypkich utworów czwartorzędowych i mioceńskich są najbardziej podatne na niszczącą działalność fal, zaś brzegi zbudowane z iłów plioceńskich, nie objęte osuwiskami, są najodporniejsze na rozmywanie. Skalę niszczenia brzegu, poza podanymi przykładami, przy omawianiu osuwisk ilustruje rycina 36. Wyrównywanie linii brzegowej przyspiesza również proces spiętrzenia lodów na brzegu. Na zbiorniku lód jest systematycznie kruszony przez lodołamacze. Prąd rzeki przy współudziale wiatru powoduje spiętrzenie rozkruszonych brył na wszelkich wypukłościach brzegu (fot. 34). Udział wahań wód zbiornika jest tu nieznaczny. Ślady niszczenia brzegu przez lód są widoczne jeszcze po pół roku.

W cztery lata po spiętrzeniu zniszczeniu uległa strefa brzegu szerokości 10 m. Jest to średnia wartość z pomiarów prowadzonych, niestety, niesystematycznie na kilkunastu wybranych odcinkach. Problem dynamiki brzegów zbiornika włocławskiego będzie przedmiotem przyszłych badań.

Udział osuwisk w ogólnej powierzchni badanych zboczy za 1973 r. zestawiono w tabeli 11. Odcinek 26,45 km (21,8 km, zbocze Wisły + + 4,65 km zbocza dolin bocznych dokąd występują osuwiska), poddany analizie w pracy posiada średnią szerokość 200 m (przed spiętrzeniem 242 m). Ogólna powierzchnia zbocza po spiętrzeniu Wisły wynosi 528 ha. Aktualnie czynne osuwiska zajmują 70,1 ha (13,3%), stare, nieczynne 193,7 ha (36,7%). Pozostałe 264,2 ha (50%) nie objęte jest ruchami masowymi. Nierównomierne jest występowanie osuwisk na poszczególnych odcinkach. W Kulinie, Tulibowie, Glewie, Bachorzewie i Dobrzyniu nie objętych osuwiskami jest tylko 7,4—22,7% powierzchni zbocza, a współcześnie rozwijające się osuwiska stanowią około 30%. Doliny boczne w mniejszym stopniu kształtowane są przez procesy osuwiskowe aniżeli zbocze Wisły. Przyczyna tego wydaje się tkwić nie tylko w znaczniejszym wcięciu rzeki głównej i jej większej sile erozyjnej, ale również w kierunku działania siły tektonicznej.

Dobry wgląd w morfologię zbocza kształtowanego przez procesy powierzchniowych ruchów masowych (osuwiskowych) oraz jego najnowszą historię dają załączone zdjęcia (fot. 35, 36 oraz 37, 38).

http://rcin.org.pl

Tabela 11. Udział osuwisk w ogólnej powierzchni badanych zboczy

Lp.	Nazwa odcinka zbocza/doliny* (kilometr biegu rzeki)	Długość odcinka w m	Szerokość odcinka w m		Powierzchnia zbocza w ha		Zalana część zbocza		Osuwiska czynne		Osuwiska stare nieczynne		Zbocze nie objęte osuwiskami	
			przed spiętrzeniem	po spiętrzeniu	przed spiętrzeniem	po spiętrzeniu	ha	%	ha	%	ha	%	ha	%
1	Kamienica 657,60 – 659,85	2 250	207	160	46,6	36,6	10,0	21,4	5,6	15,3	16,9	46,2	14,1	38,5
2	Dobrzyń 659,85 – 663,10	3 250	182	145	59,3	47,4	11,9	20,1	12,8	27,0	30,1	63,5	4,5	9,5
3	Bachorzewo 663,10 – 667,70	4 600	170	125	78,0	57,3	20,7	26,6	10,4	18,2	38,9	68,0	8,0	13,8
4	Glewo 667,70 – 669,15	1 450	280	166	40,6	23,8	16,8	41,4	0,9	3,8	19,7	82,8	3,2	13,4
5	Tulibowo 669,15 – 671,65	2 500	225	169	56,2	42,2	14,0	24,9	12,8	30,3	19,8	47,0	9,6	22,7
6	Zarzeczewo 671,65 – 674,10	2 450	211	158	51,6	38,7	12,9	23,0	3,5	9,0	7,7	19,2	27,5	71,1
7	Włocławek 674,10 – 674,60**	500	156	134	7,8	6,7	1,1	14,1	2,1	31,3	4,1	61,3	0,5	7,4
	674,60 – 679,40***	4 800	325	325	156,0	156,0	–	–	11,4	7,5	31,4	20,0	113,2	72,5
1 – 7	Kamienica – Włocławek 657,60 – 679,40	21 800	227	187	496,1	408,7	87,4	17,6	59,5	14,6	168,6	41,3	180,6	44,1
8	Struga Głowińska	1 400	200	190	28,1	26,5	1,6	6,0	3,1	11,7	5,0	18,9	18,4	69,4
9	Makaronica	1 600	357	332	57,1	53,1	4,0	7,0	4,3	8,1	18,7	35,2	30,1	56,7
10	Chełmica	1 650	353	241	58,2	39,7	18,5	31,8	3,2	8,0	1,4	3,5	35,1	88,5
8 – 10		4 650	308	252	143,4	119,3	24,1	16,5	10,6	8,9	25,1	21,0	83,6	70,1
1 – 10	Kamienica – Włocławek	26 450	242	200	639,5	528,0	111,5	17,4	70,1	13,3	193,7	36,7	264,2	50,0

* dotyczy ujściowych odcinków prawobrzeżnych dopływów Wisły na badanym obszarze (lp. 8—10)
** powyżej zapory
*** poniżej zapory

http://rcin.org.pl

ZAKOŃCZENIE

Każde osuwisko niezależnie od typu przechodzi trzy fazy: przygotowania, ruchu i stabilizacji. Według E. P. Jemielianowej (1959, 1972), W. N. Sławjanowa (1964) i L. Wysokińskiego (1966) na „stateczne" zbocze zaczyna działać czynnik lub cały zespól czynników powodujących zmniejszenie stateczności bez jej naruszenia. Jest to etap narastania naprężeń, który z kolei doprowadza do naprężeń granicznych w masywie gruntu i zaczynają tworzyć się szczeliny. W tak wyrażone odkształcenia zbocza przenika woda, wzrasta ciśnienie hydrostatyczne i hydrodynamiczne oraz mechaniczne wietrzenie mrozowe. Jest to etap szybkiego narastania deformacji, który poprzedza właściwy ruch. Po powstaniu osuwiska następuje przedział chwilowej równowagi i stabilizacja. Jest to pełny schemat rozwoju procesów grawitacyjnych. W terenie nie zawsze możliwe jest dokładne określenie i prześledzenie wszystkich etapów.

Praprzyczyną rozwoju osuwisk (zsuwów i spływów) na badanym obszarze jest obecność w profilu zbocza iłów plioceńskich posiadających osłabioną strukturę wewnętrzną. By powstało osuwisko niezbędna jest jeszcze powierzchnia pochyła. Stwarza ją wcięta głęboko w neogen Wisła. Są to wystarczające warunki do powstania osuwisk w naszej strefie klimatycznej, niewystarczające jednak do ich ciągłego rozwoju. Konieczne jest usuwanie deponowanych u podstawy stoku koluwiów. Rolę tę spełniała erozja boczna Wisły w okresach wezbrań, obecnie — abrazyjna działalność fal zbiornika. Już w trakcie piętrzenia Wisły i tuż po jego zakończeniu proces niszczenia brzegu przybrał na sile. Rozpoczął się nowy etap w rozwoju zbocza. Ewolucji podlega profil poprzeczny i podłużny brzegu. Długoletnie badania nad przekształcaniem osuwiskowych brzegów zbiorników wodnych w ZSRR dostarczyły bogatych materiałów o charakterze i wielkości procesu. Skala w wielu przypadkach jest inna, ale proces ten sam (K. O. Lange 1960; L. B. Ikonnikow 1972). Na skutek równoległego cofania się ścian nisz osuwiskowych górna, wypukła część stoku wyraźnię się kurczy na korzyść części wklęsłej. Granica maksymalnego zasięgu współczesnych ruchów osuwiskowych już w wielu miejscach pokrywa się z zasięgiem nisz starych, rozległych i głębokich osuwisk naruszających wysoczyznę morenową, w głąb jednak nie sięga do poziomu dawnych powierzchni poślizgu. Na ogół przyj-

http://rcin.org.pl

muje się, że procesy osuwiskowe zmierzają do łagodzenia nachyleń i starzenia się krajobrazu. Tylko wczesne etapy ich rozwoju prowadzą do chwilowego ożywienia rzeźby w obrębie stoków. W przypadku prawego zbocza doliny Wisły, na skutek stałej, wzmożonej aktywności erozyjno-abrazyjnej rzeki, do trwałego złagodzenia zbocza nie dochodzi.

Większość dolin rozcinających stoki Beskidów jest założona na „bliznach" osuwiskowych (T. Ziętara 1964). W badanym obszarze często formy erozyjne są przyczyną rozwoju osuwisk.

Przestrzenne rozmieszczenie poszczególnych typów osuwisk uwarunkowane jest budową geologiczną i warunkami hydrogeologicznymi zbocza oraz sąsiadującej wysoczyzny. Dynamika osuwisk natomiast zależy od zmienności warunków meteorologicznych, głównie opadów i temperatury oraz aktywności erozyjno-abrazyjnej Wisły. W cztery lata po spiętrzeniu nie stwierdzono zmniejszania się tempa rozwoju ruchów masowych. Natomiast szybkość cofania się brzegów klifowych wydaje się maleć na skutek narastania płycizny przybrzeżnej.

A. Jahn (1954) denudacyjny bilans stoku określa równaniem:

$$A = S + R,$$

gdzie: A — akumulacja materiałów stokowych, czyli produkty wietrzenia i namywania; S — procesy spłukiwania i zwiewania powierzchniowego; R — ruchy masowe.

W przypadku rozwoju osuwisk na zboczu równoważny bilans denudacyjny stoku zmieni swój charakter na dodatni, ponieważ:

$$A < S + R.$$

Przy dodatnim bilansie szybkość transportu denudacyjnego przeważa nad szybkością produkcji wietrzeniowej, co wywołuje zmniejszanie się grubości warstwy zwietrzelinowej, odsłanianie świeżych utworów i przyspieszenie procesu wietrzenia. Prawe zbocze doliny Wisły między Dobrzyniem a Włocławkiem posiada permanentnie dodatni bilans denudacyjny. W dolinach prawobocznych dopływów Wisły, poza zasięgiem cofki, stwierdza się w przebiegu wieloletnim bilans równowagi denudacyjnej.

http://rcin.org.pl

LITERATURA

Adamiak J., Fąferek B., Głodek B., 1969, *Warunki geologiczno-inżynierskie w rejonie stopnia wodnego we Włocławku*, [w:] *Przewodnik XLI Zjazdu PTGeol. w 1969 r., w Koninie*, Warszawa.

Andrzejeszczak B., Kosmowska K., Łempicka M., 1966, *Stateczność skarpy prawego brzegu Wisły w Dobrzyniu*, Arch. PGIBW „Hydrogeo", Warszawa.

Auderska H., Łempicka Z., Skorupka S., 1968, *Mały słownik języka polskiego*, PWN, Warszawa.

Banach M., 1973a, *Budowa geologiczna a powierzchniowe ruchy masowe na prawym zboczu doliny Wisły między Płockiem a Włocławkiem*, Prz. Geogr., t. 45, z. 2.

— 1973b, *Powierzchniowe ruchy masowe na prawym zboczu doliny Wisły między Dobrzyniem a Włocławkiem*, [w:] *Przewodnik wycieczek XI Ogólnopolskiego Zjazdu* PTGeogr., Toruń.

Bartkowski T., 1960, *Niektóre problemy geomorfologiczne i hydrogeologiczne dorzecza Złotej Łączy (wysoczyzna zielonogórska)*, Zesz. Nauk. UAM w Poznaniu, nr 27, Geografia, z. 3.

— 1968. *O istocie glacitektoniki*, Prz. Geol., nr 10.

Bażyński J., Kuhn A., 1970a, *Rejestracja osuwisk w Polsce*, Prz. Geol., nr 3.

— 1970b. *Wyniki rejestracji osuwisk (opracowanie syntetyczne). Obszar Polski bez Karpat 1 : 500 000*, Wyd. CUG/IG/, Warszawa.

Ber A., 1960, *The Age of the Foldings near Dobrzyń*, Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. sc. geol., geogr., vol. 8, nr 1.

— 1968. *Stratygrafia czwartorzędu okolic Dobrzynia nad Wisłą*, Acta Geol. Pol., vol. 18, nr 3.

Błachowski R., 1939, *Próba stratygrafii utworów dyluwialnych na prawym brzegu Wisły między Toruniem a Modlinem*, Bad. Geogr., z. 20.

Brykczyńska E., Brykczyński M., 1974 *Geologia przekopu Trasy Łazienkowskiej na tle problematyki zaburzeń osadów trzeciorzędu i czwartorzędu w Warszawie*, Pr. Muzeum Ziemi, nr 22.

Chudziński B., 1929, *Obsuwiska itp. zjawiska w dolinie środkowej i dolnej Warty*, Bad. Geogr. nad Polską Płn-Zach., z. 4—5.

Churska Z., 1966, *Późnoglacjalne formy denudacyjne na zboczach pradoliny Noteci-Warty i doliny Drwęcy*, Studia Soc. Sci. Toruń., sec. C. vol. 6, nr 1.

Ciuk E., 1955, *O zjawiskach glacitektonicznych w utworach plejstoceńskich i trzeciorzędowych na obszarze zachodniej i północnej Polski*, Inst. Geol. Biul., 70.

Dauksza L., Kotarba A., 1972, *Rozwój stoku osuwiskowego*, Spraw. z Pos. Kom. Nauk. PAN w Krakowie, 26/2.

http://rcin.org.pl

Domosławska-Baraniecka M., Mojski J., 1960, *Z problematyki geologii czwartorzędu Mazowsza i Kujaw*, Prz. Geol. nr 4.

Dowgiałło J., Krzywina W., 1973, *Zastosowanie metody Clarka do analizy wahań zwierciadła wody w głębokich poziomach wodonośnych na przykładzie Swinoujścia*, Inst. Geol. Biul., 227, Z badań hydrogeologicznych w Polsce, t. 3.

Fąferek B., 1960, *Inżynierskie badania geologiczne dla stopnia wodnego we Włocławku*, Prz. Geol., nr 2.

Fąferek B., Niewiarowska U., Szyprowski Z., 1955, *Charakterystyka procesów zboczowych prawego brzegu Wisły na odcinku od Włocławka do Płocka — uzupełnienie orzeczenia wstępnego*, Arch. PGIBW „Hydrogeo", Warszawa.

Friedberg W., 1923, *Zasady geologii*, Wyd. M. Arct, Warszawa.

Froehlich W., 1970, *Geneza wzgórza nad doliną Wisły w Szpetalu koło Włocławka*, Prz. Geogr., t. 42, z. 4.

Gajdówna E., 1952, *Gips i towarzyszące mu minerały w Dobrzyniu nad Wisłą*, Wiad. Muzeum Ziemi, t. 6.

Galon R., 1934. *Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla*, Bad. Geogr. nad Polską Półn.-Zach., z. 12—13.

— 1970. *Uwagi o wpływie konfiguracji i struktury podłoża plejstocenu na rozwój sieci dolinnej polskiego niżu*, Acta Geogr. Lodzensia, nr 24.

Galon R., Passendorfer E., 1948, *Przewodnik XXI Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego na Kujawach i Pomorzu w 1948 roku*, Kraków.

Gelinek K., 1929, *Osuwiska nad Wisłą. Przyczynek do fizjografii wysokich brzegów nadwiślańskich*, [w:] *Pamiętnik II Zjazdu Geografów i Etnografów Słowiańskich w Polsce w 1927 r.*, t. 1, Kraków.

Gerlach T., 1966, *Współczesny rozwój stoków w dorzeczu Górnego Grajcarka (Beskid Wysoki — Karpaty Zachodnie)*, Pr. Geogr. IG PAN, nr 52.

Gerlach T., Pokorny J., Wolnik R., 1958, *Osuwisko w Lipowicy*, Prz. Geogr., t. 30, z. 4.

Grubecki J., Sysak J., 1960, *Geologia inżynierska*, Arkady, Warszawa.

Ikonnikow L. B., 1972, *Formirowanije bieriegow wodochraniliszcza*, Moskwa.

Jahn A., 1954, *Denudacyjny bilans stoku*, Czas. Geogr., t. 25, z. 1—2.

Jakubowski K., 1964, *Płytkie osuwiska zwietrzelinowe na Podhalu*, Pr. Muzeum Ziemi, nr 6.

— 1965. *Wpływ pokrycia roślinnego oraz opadów atmosferycznych na powstawanie osuwisk zwietrzelinowych*, Prz. Geol., nr 9.

— 1967, *Badania nad przebiegiem wtórnych przeobrażeń form osuwiskowych na obszarze fliszu karpackiego*, Pr. Muzeum Ziemi, nr 11.

— 1968, *Rola płytkich ruchów osuwiskowych zwietrzeliny w procesach zboczowych na terenie Wschodniego Podhala*, Pr. Muzeum Ziemi, nr 13.

— 1974, *Współczesne tendencje przekształceń form osuwiskowych w holoceńskim cyklu rozwojowym osuwisk na obszarze Karpat fliszowych*, Pr. Muzeum Ziemi, nr 22.

Jakubowski K., Ostaficzuk S., 1962, *Osuwisko w Pcimiu*, Prz. Geol., nr 11.

Jakubowski M., 1971, *Odchyłomierz oporowy do badania dynamiki osuwisk i wyznaczania powierzchni poślizgu*, Tech. Poszukiwań, nr 37.

Janczewski E., 1932, *Ruchy sejsmiczne zauważone w Polsce w lutym 1932 roku*, Pos. Nauk. PIG, t. 33.

Jaroszewski W., 1961, *Utwory antropogeniczne w Dobrzyniu nad Wisłą*, Prz. Geol., nr 4.

http://rcin.org.pl

— 1963, *Młode zaburzenia tektoniczne w Dobrzyniu nad Wisłą*, Biul. Geol. Wydz. Geol. UW, t. 3.

Jemielianowa E. P., 1959, *O pieriodicznosti opołzniewych procesow. Razwiedka i ochrana nedr*, nr 6, Moskwa.

— 1972, *Osnownyje zakonomiernosti opolzniewych procesow*, Moskwa.

Jeske T., Przedecki T., Rosiński B., 1966, *Mechanika gruntów*, Warszawa—Wrocław.

Kastory L., 1971, *Osuwiska w Godziszewie*, Czas. Geogr., t. 42, z. 3.

Kleczkowski A., 1955, *Osuwiska i zjawiska pokrewne*, Warszawa.

Klimaszewski M., 1963, *Geomorfologia ogólna*, PWN, Warszawa.

Kłębek A., Kociszewski R., 1970, *Warunki geologiczno-inżynierskie osuwiska w Sadownie*. Prz. Geol., nr 10.

Kolago C., Pich J., Płochniewski Z., 1966, *Warunki hydrochemiczne w dolinie dolnej Wisły* [w:] *Problemy geol.-inżynierskie i hydrogeolog. doliny dolnej Wisły*, Materiały 56 Sesji Nauk. Inst. Geol., Warszawa—Gdańsk.

Kotarba A., 1974, *Modelling of Flisch Slopes by Landslips Ilustrated by Exemples Chosen from the Polish Carpathians* [w:] *Sonderdruck aus d. Akademie d. Wissensch. in Göttingen*, Math.— Phys. Kl., 3 Folge, nr 29.

Kowalski C., Liszkowski J., 1974, *Współczesne pionowe ruchy skorupy ziemskiej w Polsce na tle jej budowy geologicznej*, Biul. Geol. Wydz. Geol. UW, t. 14.

Kownas S., 1955, *Trzeciorzędowa flora z Dobrzynia nad Wisłą*, Acta Geol. Pol., t. 5, nr 4.

Krygowski B., 1962, *Rola glacitektoniki w rozwoju niżowej rzeźby Polski Zachodniej*, Czas. Geogr., t. 33, z. 3.

— 1964, *O przetrwałości stref glacitektonicznych*, Zesz. Nauk. UAM w Poznaniu, nr 4.

Krzyżanowski J., 1971, *Badania nad statecznością wysokiego brzegu Wisły w rejonie stopnia wodnego*, Gosp. Wodna, nr 10—11.

Książkiewicz M., 1972, *Geologia dynamiczna*, Wyd. Geol., Warszawa.

Lange K. O., 1960, *Razwitije bieriegow Cymljańskogo wodochraniliszcza*. Trudy Inst. Geogr. Nauk ZSRR, t. 79, Morfołogija i dinamika bieriegow, nr 23, Moskwa.

Lencewicz S., 1927, *Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla*, Pr. PIG, t. 2, nr 2.

Lewiński J., 1924, *Zaburzenia czwartorzędowe i „morena dolinowa" w pradolinie Wisły pod Włocławkiem*, Spraw. PIG, t. 2., z. 3—4.

— 1930. *Dyluwium Polski i Danii*, Rocz. Pol. Tow. Geol., t. 6.

Łyczewska J., 1951, *Materiały Archiwum Wierceń*, t. 2, Arkusz Płock 1:300 000, PIG, Warszawa.

— 1959, *Utwory trzeciorzędowe Kujaw Środkowych i Wschodnich*, Inst. Geol. nr 1.

— 1959, *Utwory trzeciorzędowe Kujaw Środkowych i Wschodnich*, Inst. Geol. Biul., 130.

— 1960, *Uwagi na temat czwartorzędu Kujaw Wschodnich*, Inst. Geol. Biul., 150.

— 1961, *Syderyty plioceńskie z Dobrzynia nad Wisłą*, Prz. Geol., z. 11.

— 1964, *Deformacja utworów neogenu i plejstocenu Polski Środkowej i Zachodniej*, Rocz. Pol. Tow. Geol., t. 34, z. 1—2.

Makowski A. S., 1947, *Węgiel brunatny w środkowej Polsce*, Biul. PIG, nr 40.

Marsz A., 1964, *O rozcięciach erozyjnych krawędzi Pradoliny Kaszubskiej między Gdynią a Redą*, Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., t. 13.

http://rcin.org.pl

Meissner K., 1967, Własności inżyniersko-geologiczne iłów poznańskich rejonu Konina, Inst. Geol. Biul., 234.

Michalik A., 1962, *Osuwisko w Cichem na Podhalu.* Rocz. Nauk.-Dydakt. WSP w Krakowie, z. 10.

Mrózek W., 1964, *Zagadnienie źródeł Noteci.* Zesz. Nauk. UMK w Toruniu, z. 10.

Nechay W., 1927, *Utwory lodowcowe Ziemi Dobrzyńskiej,* Spraw. Pol. Tow. Geol., t. 4, z. 1—2.

Niewiarowski W., 1968, *Uwagi o morfologii, genezie i wieku form wklęsłych rozcinających zbocza dolinne i strefę przykrawędną wysoczyzny morenowej,* [w:] *Morfologia i rozwój pradoliny i doliny dolnej Drwęcy,* Studia Soc. Sci. Torun., t. 6, nr 6, Sec. C.

Nowowiejski A., 1931, *Płock (monografia),* Warszawa.

Ostaficzuk S., 1962, *Zastosowanie fotogrametrii przy opracowaniu osuwiska w Tresnej,* Biul. Geol. Wydz. Geol. UW, nr 2.

Ostaficzuk S., Wysokiński L., 1966, *Badania fotogrametryczne w Płocku,* [w:] *Problemy geol.-inżynierskie i hydrogeolog. doliny dolnej Wisły,* Materiały 56 sesji naukowej Inst. Geol., Warszawa—Gdańsk.

Oślizło E., 1964, *Geodezyjne pomiary ruchów osuwiskowych,* Prz. Geodez., nr 12.

Passendorfer E., Wilczyński A., 1961, *Przewodnik geologiczny po Kujawach i Pomorzu,* Warszawa.

Pawłowski S., 1955, *Przyczynek do poznania ruchów pionowych skorupy ziemskiej w Polsce,* Prz. Geol., z. 4.

Pękala K., 1962, *Osuwiska okolic Birczy i ich rola w kształtowaniu stoku,* Ann. UWSC, t. 7, nr 5, Sec. B.

— 1964, *Osuwiska okolic Krzywczy,* Tow. Przyj. Nauk, Przemyśl.

— 1969, *Rumowiska skalne i współczesne procesy morfogenetyczne w Bieszczadach Zachodnich,* Ann. UMCS, t. 24, Sec. B.

Piętkowski R., Czarnota-Bojarski R., 1964, *Mechanika gruntów,* Warszawa.

Prawosławlew P., 1905, *K izuczeniju lednikowych obrazowanij siewiernoj czasti Carstwa Polskago,* Trudy i protokoły zasiedanii Obszcz. Jestestwoispit. pri Warszaw. Uniw., t. 3, Warszawa.

Pulina M. Z., 1972, *Procesy osuwiskowe w środowisku sztucznym i naturalnym,* Dok. Geogr., z. 4.

Różycki S. Z., 1961, *From the Baltic to the Tatras,* INQUA. Guide-book of E'xscursion, part II, vol. 1, Micklle Poland VI-th Congress.

Ruhle E., 1955, *Przegląd wiadomości o podłożu czwartorzędu północno-wschodniej części Niżu Polskiego.* Inst. Geol. Biul., 70.

— 1967, *Podłoże czwartorzędu i jego wpływ na rozmieszczenie i charakter osadów czwartorzędowych w Polsce,* [w:] *Czwartorzęd Polski,* Warszawa.

— 1969, *Badania ruchów neotektonicznych w Polsce,* Geogr. Polon. t. 17.

Rutkowski E., 1959, *Uwagi o mechanizmie powstawania niektórych struktur glaciktektonicznych,* Prz. Geol., r. 7, nr 1.

Samsonowicz J., Książkiewicz M., 1952, *Zarys geologii Polski,* PWN Warszawa.

Sawicki L., 1917, *Osuwisko ziemne w Szymbarku i inne zsuwy powstałe w 1913 roku w Galicji Zachodniej,* Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. AU. 16, 1916, Ser. III, Dział A, Kraków.

Siemiradzki J., 1909, *Geologia ziem polskich,* t. 2, Kraków.

Skompski S., 1969, *Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej,* Inst. Geol. Biul., 220.

http://rcin.org.pl

Skrinnikow A., 1899—1900, *Matieriały k' poznaniju trieticznych otłożenij Carstwa Polskago*, Warszawa.

Sławjanow W. N., 1964, *Inżenierno geołogiczeskije prognozy ustojczivosti otkosow*, Moskwa.

Starkel L., 1960, *Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie*, Pr. Geogr. IG PAN, nr 22.

Subotowicz W., 1964, *Osuwisko w Nowem nad Wisłą.*, Zesz. Nauk. Polit. Gdań., nr 49, Bud. Wodne VI.

Sysak J., 1961a, *Stateczność osuwiskowych zboczy środkowej Wisły*, Arch. Inżynierii Lądowej PAN, t. 7, z. 2, Warszawa.

— 1961b, *Próba wyznaczania zależności między prędkością osuwiska a natężeniem opadów atmosferycznych*, Polit. Warsz.

Śliwa P., 1955, *Osuwisko Bachledzkiego Wierchu w Zakopanem*, Inst. Geol. Biul., 96.

Śliwa P., Wilk Z., 1954, *Osuwisko w Bańskiej Wyżnej na Podhalu*, Inst. Geol. Biul., 86.

Swiderski B., 1932, *Przyczynki do badań nad osuwiskami karpackimi*, Prz. Geogr., t. 12.

Teisseyre H., 1935. *Dalsze spostrzeżenia nad osuwiskiem w Krasnoili*, Spraw. PIG, nr 8.

— 1936, *Materiały do znajomości osuwisk w niektórych okolicach Karpat i Podkarpacia*, Rocz. Pol. Tow. Geol., t. 12.

Terzaghi K., 1950, *Mechanism of landslides. Application of geology to engineering practice*, Geol. Soc. of America, Berkey Volum, New York.

Tokarski J., 1909, *Przyczynek do znajomości luźnych kryształów gipsu z Dobrzynia*, Kosmos, t. 34, z. 7—9.

Varnes D., 1958, *Landslide Types and Processes*, [w:] *(Eckel E. B. — red.) Landslides and Engineering Practice*, Myghway.

Viete G., 1960, *Zur Entstehung der glazigenen Lagerungssterungen unter besonderer Besiicksichtigung der Fläzdeformationen im miteldeutschen Raum Freiberger Forsch.* C. 78, Geologie, Academie-Verlag, Berlin.

Wawrzeniecki M., 1913, *Slady kultury i osadnictwa przedhistorycznego Ziemi Kujawskiej*, Pam. Fizjogr., t. 21.

Wiśniewski E., 1974, *Dolina Bachorzy — problem jej genezy i znaczenia w okresie wczesnośredniowiecznym.* Prz. Geogr., t. 46, z. 2.

Wyrwicki K., 1966, *O rzekomej przydatności przemysłowej „syderytów" w Dobrzyniu nad Wisłą*, Prz. Geol., nr 11.

Wysokiński L., 1966, *Możliwość aktywizacji powierzchniowych ruchów masowych na skarpie płockiej po spiętrzeniu wód Wisły we Włocławku*, [w:] *Problemy geol.-inżynierskie i hydrogeol. doliny dolnej Wisły*, Materiały 56 sesji naukowej Inst. Geolog., Warszawa—Gdańsk.

Zieliński L., 1861, *O Ziemi Dobrzyńskiej*, Biblioteka Warszawska, t. 3.

Ziętara T., 1964, *O odmładzaniu osuwisk w Beskidach Zachodnich*, Rocz. Nauk.-Dydakt. WSP w Krakowie, z. 22.

— 1968, *Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów*, Pr. Geogr. IG PAN, nr 60.

— 1974, *Rola osuwisk w modelowaniu Podgórza Rożnowskiego* (Zachodnie Karpaty fliszowe), Studia Geomorph. Carpatho-Balc., t. 8.

Zuber R., Blauth J., 1907, *Katastrofa w Duszatynie*, Czas. Techn. nr 25, Lwów.

Żak M., 1964, *Pomiary osuwiska skalnego na fliszu karpackim*, Prz. Geodez., nr 12.

http://rcin.org.pl

ОБРАЗОВАНИЕ ОПОЛЗНЕЙ НА ПРАВОМ СКЛОНЕ ДОЛИНЫ ВИСЛЫ МЕЖДУ ДОБЖИНЕМ И ВЛОЦЛАВКОМ

Резюме

Вопрос развития оползневых процессов, рассматриваемых с точки зрения их количественной оценки, является частью большой проблемы — изучения изменений природной среды долины Вислы, связанных с образованием влоцлавского водохранилища. Развитие оползней представлено в хронологическом порядке с учётом динамики их развития, геологического строения коренного берега, гидрогеологических условий, колебаний уровня воды Вислы и атмосферных осадков. Исследования были начаты в конце 1969 года т. е. во время подъема вод Вислы. Использовался метод повторяемого геоморфологического и гидрографического картирования, стационарных геодезических измерений, фотодокументации оползневых форм в разные периоды. Постоянные и систематические наблюдения и измерения проводились в 1970—1973 годах.

Геологическое строение склона определяет характер оползней и их пространственное развитие. В движении масс грунта принимает участие неогеновые и четвертичные породы. Неоген представлен песчанистыми породами миоцена и пестроцветными плиоценовыми глинами. Небольшие прослои иного литологического состава не изменяют общего характера обеих формаций. Породы неогена подвержены складкообразным деформациям. В кровле миоцена наблюдаются поднятия и понижения. Поднятия видны высоко на склоне, понижения часто расположены ниже уреза реки. В широких крупных понижениях залегают сильно дислоцированные, отличающиеся брекчиевой структурой, пластичные плиоценовые глины. На дислоцированных, размытых и выравненных породах неогена несогласно (горизонтально) залегают четвертичные отложения, представленные преимущественно двумя моренами разделёнными песчано-гравиевыми осадками (рис. 4, 10, прил. III).

На исследуемом участке Висла размывает моренную возвышенность. Уступ высотой около 50 м, имеет резко очерченную бровку. Его наклон колеблется от 10 до 50°. На склоне развиты глубокие широкие ниши, разделенные не разрушенными еще частями высокого берега. Ниши напоминают ледниковые кары. У них крутые стенки и неровное дно. Ниши и выступы унаследуют направление осей миоценовых структур, т. е. направление СЗ—ЮВ. В нишах, образовавшихся в понижениях кровли миоценовых пород, интенсивно развивается движение грунтовых масс — оползней, оплывин и сползание грунта. Выступы расположены на поднятиях миоцена. Здесь происходят движения типа обвалов и осыпей (рис. 11).

Условия, благоприятствующие развитию процесса движения масс, существовали здесь уже в дочетвертичное время, когда территория подвергалась поднятию из под плиоценового озера. Нарушенная структура глин, подвергавшихся по мере приближения ледника выветриванию в условиях перигляциального климата, благоприятствовала развитию на склонах гравитационных процессов. В каждом межледниковьи, по мере врезания речной сети в кровлю глин, начинались движения земляных масс. По мере углубления долин предел влияния гравитационных процессов расширялся. Тоже происходило после последнего ледниковья, когда Висла начала врезаться в погребенную земскую долину. В то время, когда

http://rcin.org.pl

Висла была наиболее глубоко врезана в основание (вероятно в голоценовое, атлантическое время), на правом, высоком и крутом берегу начались оползневые движения, простирающиеся на большое расстояние в глубь моренного плато. Благоприятствующие условия существовали на участках с наименьшими параметрами устойчивости, т. е. в пределах миоценовых синклиналей. Здесь могли даже формироваться структурные оползни. Скалыванию и передвижению по поверхности кровли миоцена, или по деформированным поверхностям несогласия в брекчиевидных плиоценовых глинах, подвергались четвертичные и плиоценовые породы. Глубокие, крупные формы образовывались не в каждой синклинали. Вероятно так же, как и в настоящее время, не всюду одновременно развивались оползневые процессы одинакового масштаба (по вертикали и горизонтали). В своей глубокой долине Висла начала накоплять аллювий, в результате чего возросла устойчивость склона до полного прекращения глубоких оползней. Началось развитие оползней меньших размеров. Со временем мелкие оползни распространялись в глубь возвышенности. Процесс развивался до состояния относительной устойчивости, т.е. до состояния, которое существовало до подьема вод Вислы. Склон формировался под влиянием зрозионной деятельности реки, особенно активной во время половодий. После создания водохранилища наступил очередный этап формирования склона под влиянием абразии вод нового водоёма. Процессу усиленной абразии подвержены в настоящее время особенно выступы моренного плато. Классическим примером такого выступа является Гура Замкова в Добжине (рис. 17, фот. 11). Последний крупный обвал произошел в ноябре 1970 г. Переместилось около 24 000 куб. м. четвертичных и миоценовых пород. Южный склон отодвинулся на 5—7 м, в то время как за последние 70 лет коренной берег отступил на свыше 20 м. Склон отступает циклично на всей своей поверхности. Отложившийся у подножья склона коллювий находится в зоне абразионной деятельности волн водохранилища. По мере размывания коллювия развиваются осипы рыхлого материала со склона. Угол наклона последнего начал увеличиваться, что в будущем приведет к очерёдному обвалу. Подобным образом происходит отступание склона на тех участках, где отсутствуют глинистые породы (рис. 19, 22). Иначе идёт разрушение тех участков, где в строении берега принимают значительное участие пластичные плиоценовые глины. Здесь наблюдаются оползни движущиеся постоянно или периодически. Инфильтрация здесь невелика и отток вод встречает препятствия. Динамическое изменение форм в годовом цикле зависит прежде всего от количества вод, попадающих на склон. Если количество грунтовых вод велико, оползни развиваются постоянно. Типовым примером таких форм является оползень, расположенный на восток от Гуры Замковой в Добжине, площадь которого 1,6 га. Этот оползень найболее угрожает городу (рис. 23). Кубатура коллювия оценивается на около 160 000 куб. м. при 10 метровой глубине скола. Найболее интенсивно передвигается нижняя часть оползня, наименее интенсивно — верхняя, в пределах ниши. Величина горизонтального перемещения (t) составляет 4,7—16,9 м, вертикального (h) 0,05—3,73 м за 4,2 года (табл. 5). Построенный действительный путь, пройденный черезточки замеров указывает на пульсационное, скачкообразное, а не равномерное движение коллювия (рис. 24). Установлен неодинаковый темп движения коллювия в течение года. Величина перемещения за зимнее полугодие в 3—6 раз больше, чем за летнее полугодие. Разная скорость движения зависит от степени увлажнения масс. В зимнем полугодии прекращается вегетация и растительность не поглащает влаги. Благодаря низкой температуре испарение с поверхности оползней невелико. Потому влага, попадающая на поверхность склона в виде дождя, снега или грунтовой воды, не испаряется и увеличивает увлажение коллювия. Тем самым увеличивается тяжесть коллювия, уменьшается сцепление и угол внутреннего трения. Уменьшение величины параметров сопротивляемости ведет к увеличению перемещения коллювия.

Во время весеннего таяния, в местах сконцентрированного истока подземных вод, где преобладают когезоонные образования без растительного покрова, происходит сползание глинистых масс. Образуются формы величиной в несколько аров, мелкие, очень подвижные. Они развиваются периодически. Весной их перемещение достигает 33м (рис. 33, 34; фот. 29, 30). Величина площади, занимаемой в 1973 году оползнями на общей площади иссле-

http://rcin.org.pl

дуемого склона, показана на таблице 11. Движущиеся в настоящее время оползни занимают 13,3% поверхности склона; старые оползни, в настоящее время недвижимые — 36,7%. На остальных 50% поверхности склона массовые движения не происходят. На отдельных участках оползни распространены неравномерно. В Кулине, в Тулибове, Глеве, Бахожеве и Добжине движущиеся формы занимают около 30%.

Воды Вислы, после их подъёма, затопили нижнюю пологую часть склона, которая в некоторой мере способствовала устойчивости склона. В зону интенсивного размыва попала часть коллювия с нарушенной структурой. Это ослабило устойчивость склона. Однако произошли также благоприятные перемены. Амплитуда колебаний уровня вод Вислы уменьшилась в 4 раза, что понизило до минимум негативное влияние давления подземных водо В начале эксплуатации водохранилища процесс выработки прибрежной платформы толька начинался, а возможность разрушения берега высокими волнами была велика. Рост темп-развития движения масс после образования водохранилища не подлежит сомнению. Засе чённая на аэрофотоснимках точка замера на центральном оползне в Добжине передвигался в течение 11 лет со средней скоростью 2,6 м в год. В настоящее время, за последние 4 года — 3,6 м, т.е. гораздо быстрее. Причиной является рост темпа размыва поступающего в водоём коллювия. На разных участках склона образовались новые оползни.

После сооружения водохранилища начался новый этап формирования склона. Происходит перестройка поперечного и продольного профиля склона. Граница максимального предела современных оползневых движений уже во многих местах совпадает с пределом старых нишь, широких и глубоких оползней, разрушавших моренное плато, однако движения эти не достигают глубины древних поверхностей скола.

В геоморфологии обычно принято считать, что оползневые процессы ведут к уменьшению наклонов и сглаживанию рельефа. В конкретном случае в течение столетий оползневые процессы не привели к выполаживанию рельефа. Автор считает, что причиной этой эрозионной активности являются поднятия поморско-куявского антиклинория, вдоль северо-восточного крыла которого протекает Висла, продвигающаяся в сторону Добжинской возвышенности. За последние 70—80 лет берег Вислы отступил на свыше 20 м, 150—200 м в Глеве (6 км на запад от Добжиня). В общем для правого берега Вислы на всем участке между Добжинем и Влоцлавком характерен постоянный позитивный денудационный балланс.

Перевела Катажина Страшевска

http://rcin.org.pl

THE GROWTH OF LANDSLIDES ON THE RIGHT-BANK SLOPE OF THE VISTULA VALLEY BETWEEN DOBRZYN AND WŁOCŁAWEK

Summary

This study deals with part of the problems involved in estimating the changes which have taken place in the natural environment of the Vistula valley in consequence of the formation of a ponded-up basin at Włocławek. The topic chosen by the author refers to slide processes, considered from the aspect of their magnitude. He comments on the evolution of these slides in their chronological order, on their dynamics depending on geological structure and hydrogeological conditions, as well as on water levels in the Vistula valley and on atmospheric precipitation. These investigations were started towards the end of 1969, i.e. at the time when the Vistula had already been ponded up. The methods applied were: repeated morphological and hydrographic mapping, local geodetic surveying, and documented photographing of particular slide forms as had developed at successive periods. This kind of continuous systematic observations and measurements were carried on throughout the time from 1970 to 1973.

The geological structure of the valley slopes is of decisive influence upon the nature and the spatial extent of landslides. Participating in mass movements are Quaternary and Neogene deposits. The Neogene, meaning the Younger Tertiary, is represented by sandy Miocene sediments and by variegated Pliocene clays; in these deposits some minor intercalations of different material do not affect the nature of the two main formations mentioned. The Neogene deposits have suffered fold disturbances, so that the top of the Miocene distinctly shows humps and depressions. The humps are exposed high up in the slopes, the depressions often disappear under the water level. The widely spread depressed areas are filled with dislocated plastic Piocene clays showing a breccia texture. On top of the disturbed and erosively sheared and subsequently planated Neogene lie horizontally, discordantly, Quaternary deposits, mostly developed in the shape of two glacial horizons separated by intercalations of sand-gravel beds (figs. 4, 10, and Annex III).

In the investigated stretch, the Vistula is directly undercutting the moraine plateau which, on the whole, passes by a sharp bend into the valley slope — this slope being some 50 m high with an inclination of its strata ranging from 10 to 50°. This valley slope is severely dissected by deep and wide niches, separated from each other by enduring spurs of the high river bank. The niches resemble glacial "cirques", with steep walls and an uneven floor. Both the niches and the spurs follow the direction in which the axis of the Miocene structures extent, that is, from NW to SE. The niches, developed where the wavy top of the Miocene sediments in lowest, are the region of greatest intensity, of sliding mass movements, mainly of landslides, earthflow and mass creep. The land spurs, on

http://rcin.org.pl

the other hand, copy the hipher parts of the Miocene and here occur mass movements of the type of rockfalls and talus creep (fig. 11).

Conditions conducive to mass movements existed here even during the Pre--Quaternary, — the period when this area suffered its uplift from under a Pliocene lakelet. The weakened structure of the clayey deposit which, due to transgressing inland ice, underwent weathering in the then periglacial climate, promoted gravity-actuated processes on inclined planes. In turn, during each Interglacial, as soon as water infiltration had managed to incise the top of the clayey material, mass movements set in. With growing valley depth an increased range of the effect of gravity processe occurred. Similar were the processes that followed the last glaciation at the time when the Vistula started incising the filled-in Eemian valley. At the time of the most powerful incision of the Vistula into the substratum (probably during the Atlantic period of the Holocene), landslides reaching far back into the plateau started developing in the right-hand high and steep valley slope. This destruction proceeded easiest on slope parts that had the lowest parameters of resistance, i.e. in the Miocene synclines; here even structural landslides were apt to take place. This kind of shearing-off and displacement was also suffered by the Quaternary and Pliocene deposits resting on top of the Miocene, or along disturbed planes of discontinuity in the softened Pliocene clays. Yet, it was not in every syncline that deep and wide slide forms did develop, and most probably it did not happen at one and the same time — as is the case today — that landslides of identical extent, in both vertical and horizontal direction, were taking place. Subsequently the Vistula started filling the eroded valley with alluvia which, in turn, contributed to stabilizing the valley slopes and finally led to a complete cessation of slide-producing processes. However, what was initiated at that time were rather shallow slides of much smaller ranges, but gradually there set in a widening of these shallow slide depressions back into the slope, until finally a condition of a fairly stable plateau was patterned — that is, a land relief as it was up to the time the ponding of the Vistula was undertaken. But now the slopes came to be transformed by the erosive action of the river, particularly powerful at high water levels. After the new Włocławek basin was formed, the next step of transformations set in, promoted by bank abrasion due to wave action. At present, processes of increasing abrasion are particularly exposed the spurs jutting out from the plateau. The most classical example of this sort of spurs is Castle Hill at Dobrzyń (fig. 17, photo 11), on which the last more powerful landslide occurred in November 1970; 24 000 cu m Quaternary and Miocene deposits were sheared off at that time. The southern plateau edge receded 5 to 7 m; on the whole, during the recent 70 years the river bank "moved" a distance of more than 20 m into the plateau. On all their surfaces the slopes are periodically retreating, and the colluvia piled up at the slope bases have penetrated the zone exposed to wave-actuated abrasion. And at the rate at which the colluvia are washed away loose material starts sliding down the slopes; this again increases the slope inclination and is bound to lead in future to further slides. In much the same way proceeds degradation on slope sections which in their profiles lack clayey deposits (figs. 19, 22). On the other hand, in a different manner proceeds destruction on those slope parts in which plastic Pliocene clays predominate; here some slides occur, either continuously or periodically, and water infiltration is small and water runoff is limited. On an annual scale, the intensity of these processes depends mainly on the amount of water reaching the slopes; if in this respect the share of underground water is considerable, slides may turn into continuous processes. A typical example of this type of landforms is a slide niche east of Castle Hill of some 1.6 ha

http://rcin.org.pl

surface area which most seriously exposes Dobrzyń town to danger (fig. 23). Here the volume of the colluvia is some 160 000 cu m, with material sheared-off to the depth of 10 m. Soil displacement is here most intensive from the lower parts of the slides, and much less from the upper parts inside the niche. Expressed in figures, for a period of 4.2 years the horizontal displacement (1) is of the order of 4.7 to 16.9 m, the vertical (h) from 0.05 to 3.73 m (tab. 5). Pursuing graphically the track followed by movements of survey points, one observes a pulsating, step-by-step motion, not any kind of uniform motion of the colluvia throughout the year (fig. 24); in the winter half-year transformations surpass 3 to 6 times those of the summer half-year. These considerable differences in rates of transformation result from differences in water penetration into the ground. Ruling in the winter season is a lack of vegetation and practically no water absorption by plant transpiration; moreover, the prevailing low air temperature causes but little evaporation from the slide surfaces. This is why any water reaching slope surfaces by rain or snowfall, or as alimentation of underground waters, fails to evaporate into the atmosphere; instead, it increases the moisture content of the colluvia, increasing their weigh and reducing both their plasticity and their angle of interior friction. This decrease in the parameters of resistance promotes increases in colluvia deformation.

In the spring when snow is thawing, a dense loamy-clayey liquid is discharged from spots of concentrated outflow of underground waters, and wherever cohesive deposits predominate lacking a vegetation cover. However, the incisions in this way produced are rather small and usually shallow, mostly of only a few ares in area; but they use to be very agile. These displacements are liable to extend as far as to 33 m (figs. 33, 34; photos 29, 30).

The share of landslide areas in the whole surface of the investigated slope is listed for 1973 in table 11. On the whole, what may by called "active" slides occupy 13.3% of the slope surface, while older slides that at present are quiescent occupy 36.7%. The remaining 50% show no mass movements. Slide occurrences are unequal in particular slope sections; at Kulin, Tulibowo, Glewo, Bachorzewo and Dobrzyń, "active" landforms of this kind cover some 30% of the slope surfaces.

Ponding of the Vistula waters caused lower slope parts to be submerged which, so far, used to some degree to render the slopes stable. But into the zone of intensive wave action have penetrated colluvial deposits with a disturbed structure — and these facts tend to weaken the stability of these slopes. However, it must be admitted that changes have also occured here that in some respect are favourable: the fourfold lessening of the amplitude of changes in the Vistula water levels have reduced to a minimum the harmful effect o the pressure of flowing underground waters. During the initial stage of basin exploitation, the process of forming a terrace-like platform at the bank base was still under development, and this fact enabled high waves to directly hit the bank and to cause considerable damage; hence an initial increase in mass movements, shortly after the basin had been formed, is an undisputable fact. A survey point placed in the area of the central slide at Dobrzyń, shown on sirplane photos made in 1959 and, afterwards also in 1970, has been displaced during the period of 11 years at a mean annual rate of 2.6 n; as it appears at present, for the last four years the displacement amounted to 3.6 m per year; thus it proceeded recently at a much higher rate. The cause is a more rapid washing away of the colluvia accumulating at the basin's bank; in consequence, a number of new landslide forms have developed at several places of the valley slope.

http://rcin.org.pl

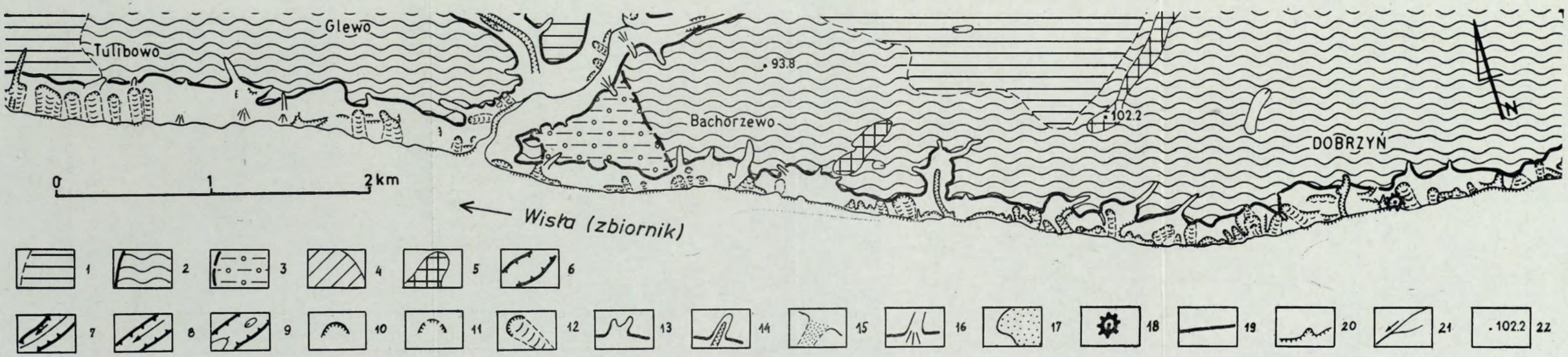
The formation of the Włocławek basin initiated a new stage in the evolution of this basin, — an evolution in both the longitudinal and the transverse profiles. The boundary line reached by the range of recent slide movements coincides at many places of the plateau surface with the range of older, wide and deep slide niches that previously have penetrated the moraine plateau; even so, in depth these new niches have not yet equalled the surfaces of the older slides.

In geomorphology it is commonly assumed that slide movements tend to reduce slope gradients and to contribute to landscape ageing. In our particular case a permanent mitigation of the slopes has not been attained during the past centuries. The author ascribes the erosive activity to the uplifting movements of the Pomeranian-Cuyavian Anticlinorium which along its northeastern flank is bordered by the Vistula which river is "pushed on" towards the Dobrzyń elevation; during the recent 70 to 80 years the Vistula bank has "shifted" somewhat more than 20 m at Dobrzyń, while at Glewo (6 km west of Dobrzyń) this distance is 150 to 200 m. On the whole it may be said, that, all over its stretch from Dobrzyń to Włocławek the eastern slope of the Vistula valley shows permanently an unquestionable active balance of denudation.

Translated by Karol Jurasz

http://rcin.org.pl

Zał. do poz. M. Banacha, Rozwój osuwisk na prawym zboczu doliny Wisły między Dobrzyniem a Włocławkiem



Załącznik I. Szkic morfologiczny

1 — wysoczyzna morenowa płaska; *2* — wysoczyzna morenowa falista; *3* — erozyjne powierzchnie wód roztopowych; *4* — wzgórze szpetalskie; *5* — odosobnione wały o nieznanej genezie; *6* — rynny subglacjalne; *7* — rynny wykorzystane przez rzeki i częściowo przez nie przekształcone; *8* — doliny wód roztopowych; *9* — wyniesienia i zagłębienia w rynnach; *10* — świeża nisza osuwiska; *11* — ustalona nisza osuwiska; *12* — jęzor osuwiska; *13* — rozcięcia erozyjne; *14* — współczesne rozcięcia w dnach dolinek erozyjnych, *15* — dolinki denudacyjne; *16* — stożki napływowe; *17* — współczesne powierzchnie akumulacji rzecznej (aluwia); *18* — grodziska; *19* — załomy wysoczyzny; *20* — klif brzegowy i załomy na powierzchni zboczy; *21* — ważniejsze cieki; *22* — punkty wysokościowe w m npm.

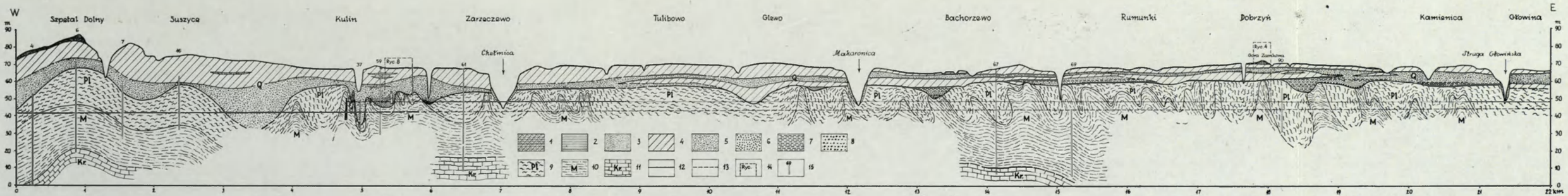
Morphological sketch map

1 — flat moraine plateau; *2* — undulate moraine plateau; *3* — planation surface of meltwater flow; *4* — Szpetal hills; *5* — isolated ridges of unknown origin; *6* — subglacial channels; *7* — channels occupied by rivers and partly transforned by them; *8* — valleys of meltwater streams; *9* — rises and hollows in channels; *10* — recent slide niche; *11* — stabilized slide niche; *12* — .slide tongue; *13* — erosive dissections; *14* — recent dissections in floors of erosive valleys; *15* — small denudation valleys; *16* — small alluvial cenes; *17* — modern sheets of fluvial accumulation (alluvia); *18* — strongholds; *19* — crease-like breaks in plateau surface; *20* — bank cliff and creases in slope surfaces; *21* — most important streams; *22* — altitude points in m a.s.l.

Zakład Narodowy im. Ossolińskich
Wydawnictwo Polskiej Akademii Nauk

Wrocławska Drukarnia Naukowa
Nakład 800 egz.

http://rcin.org.pl



Załącznik III. Przekrój geologiczny wzdłuż krawędzi wysoczyzny

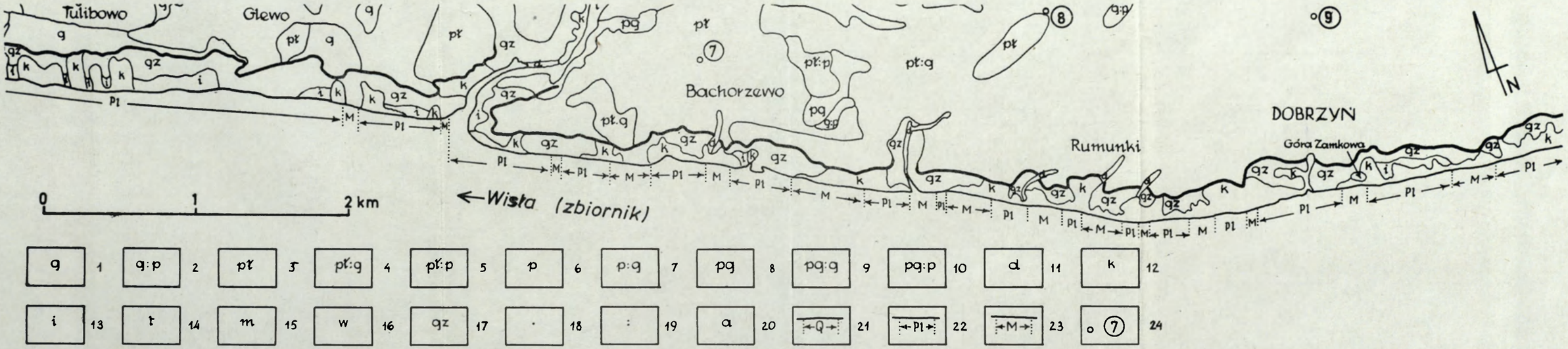
1 — antropogen; *2* — deluwia; *3* — piaski wydmowe; *4* — gliny zwałowe; *5* — piaski i żwiry; *6* — żwiry; *7* — mułki i iły zastoiskowe; *8* — bruk morenowy; *9* — utwory plioceńskie; *10* — utwory mioceńskie; *11* — utwory kredowe; *12* — poziom Wisły po spiętrzeniu; *13* — poziom Wisły przed spiętrzeniem; *14* — uszczegółowiony fragment przekroju (oddzielny rysunek); *15* — wybrane wiercenia

Geological cross-section along plateau edge

1 — anthropogene; *2* — deluvia; *3* — dune sands; *4* — boulder clay; *5* — sands and gravels; *6* — gravels; *7* — ice-dammed silts and clays; *8* — moraine pavement; *9* — Pliocene sediments; *10* — Miocene sediments; *11* — Cretaceous sediments; *12* — Vistula water level after ponding; *13* — Vistula water level prior to ponding; *14* — detailed fragment of cross-section (separate sketch); *15* — selected drillings

http://rcin.org.pl

Zał. do poz. M. Banacha, Rozwój osuwisk na prawym zboczu doliny Wisły między Dobrzyniem a Włocławkiem



Załącznik IV. Mapa geologiczna utworów powierzchniowych (część wysoczyznową opracowano na podstawie „Mapy glebowo-rolniczej 1 : 25 000" wykonanej przez WBG i UR w Bydgoszczy, 1965—1973)

1 — gliny zwałowe; *2* — gliny zwałowe na piaskach; *3* — pyły; *4* — pyły na glinach zwałowych; *5* — pyły na piaskach; *6* — piaski luźne; *7* — piaski na glinach; *8* — piaski gliniaste; *9* — piaski gliniaste na glinach zwałowych; *10* — piaski gliniaste na piaskach luźnych; *11* — deluwia; *12* — koluwia; *13* — iły; *14* — torfy; *15* — mursze (płytkie podtorfienia); *16* — wody; *17* — gliny zboczowe; *18* — podłoże zalega płytko (do 0,5 m); *19* — podłoże zalega średnio głęboko (0,5—1,0 m); *20* — aluwia. Dominujące utwory bezpośrednio ponad bazą erozyjno-denudacyjną Wisły; *21* — czwartorzędowe (Q); *22* — plioceńskie (Pl); *23* — mioceńskie (M); *24* — lokalizacja odkrywek

Geological map of surface deposits (on plateau part, based on "Soil-Field Map in 1:25 000 scale", prepared by WBG and UR at Bydgoszcz, 1965—1973)

1 — boulder clays; *2* — boulder clays on sands; *3* — silts; *4* — silts on boulder clays; *5* — silts on sands; *6* — loose sands; *7* — sands on clays; *8* — clayey sands; *9* — clayey sands on boulder clays; *10* — clayey sands on loose sands; *11* — deluvia; *12* — colluvia; *13* — clays; *14* — peats; *15* — marshes (shallow peat beds); *16* — waters; *17* — clope clays; *18* — shallow substratum (up to 0.5 m deep); *19* — substratum at moderate depth (0.5 to 1.0 m deep); *20* — alluvia. Deposits predominant directly above erosive-denuding base of Vistula river; *21* — Quaternary (Q); *22* — Pliocene (PL); *23* — Miocene (M); *24* — distribution of exposures

Zakład Narodowy im. Ossolińskich
Wydawnictwo Polskiej Akademii Nauk

Wrocławska Drukarnia Naukowa
Nakład 800 egz.

http://rcin.org.pl

109. Gawryszewski A., *Związki przestrzenne między migracjami stałymi i dojazdami do pracy oraz czynniki przemieszczeń ludności.* 1974, s. 155, 18 ilustr., zł 35,—

110. Żurek S., *Geneza zabagnienia Pradoliny Biebrzy.* 1975, s. 107, 28 ilustr., 22 fot., 10 wkładek za opaską, zł 30,—

111. Jankowski W., *Land use Mapping, Development and Methods.* 1975, s. 111, z. 35,—

112. Dramowicz K. K., *Symulacja cyfrowa i analiza systemowa w badaniach procesów urbanizacji wsi (model gromady Biała Stara, powiat płocki).* 1975, s. 110, 38 ilustr., zł 37,—

113. Żurek A., *Struktura przestrzenna przepływów ludności miast woj. kieleckiego.* 1975, s. 112, 33 ilustr., zł 25,—

114. Froehlich W., *Dynamika transportu fluwialnego Kamienicy Nawojowskiej.* 1975, s. 122, 54 ilustr., 12 fot., zł 35,—

115. Harasimiuk M., *Rozwój rzeźby Pagórów Chełmskich w trzeciorzędzie i czwartorzędzie.* 1975, s. 108, 43 ilustr., 14 fot., zł 26,—

116. Węcławowicz G., *Struktura przestrzeni społeczno-gospodarczej Warszawy w latach 1931 i 1970 w świetle analizy czynnikowej.* 1975, s. 120, 41 ilustr., zł 35,—

117. *Praca zbiorowa. Rozmieszczenie i migracje ludności a system osadniczy Polski Ludowej.* 1976, s. 343, 103 ilustr., zł 80,—

118. Szczepkowski J., *Struktura przestrzenna regionu bydgosko-toruńskiego. Ewolucja i dynamika.* 1977, s. 89, 7 ilustr., zł 22,—

119. Wiśniewski E., *Rozwój geomorfologiczny doliny Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską.* 1976, s. 124, 32 ilustr., 16 fot., zł 30,—

120. Kotarba A., *Współczesne modelowanie węglanowych stoków wysokogórskich (na przykładzie Czerwonych Wierchów w Tatrach Zachodnich).* 1976, s. 128, 28 ilustr., 4 fot., zł 32,—

121. Wójcik Z., *Charakterystyka siedlisk polnych na pogórzu Beskidu Niskiego metodami biologicznymi.* 1976, s. 111, 3 ilustr., zł 25,—

122. Gerlach T., *Współczesny rozwój stoków w polskich Karpatach fliszowych.* 1976, s. 116, 22 ilustr., 8 fot., zł 30,—

123. Hess M., Niedźwiedź T., Obrębska-Starklowa B., *Stosunki termiczne Beskidu Niskiego (metoda charakterystyki reżimu termicznego gór).* 1977, s. 101, 32 ilustr., zł 25,—

http://rcin.org.pl

Cena zł 27.—

http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl