

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

Leszek Starkel

HISTORIA DOLINY WISŁY

od ostatniego zlodowacenia do dziś



monografie

2

MONOGRAFIE

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO
PAN

POLISH ACADEMY OF SCIENCES
STANISŁAW LESZCZYCKI INSTITUTE OF GEOGRAPHY
AND SPATIAL ORGANIZATION
MONOGRAPHS, 2

Leszek Starkel

EVOLUTION
OF THE VISTULA RIVER VALLEY
since the last glaciation till present



WARSZAWA 2001

<http://rcin.org.pl>

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO
MONOGRAFIE, 2

Leszek Starkel

HISTORIA DOLINY WISŁY
od ostatniego zlodowacenia do dziś



WARSZAWA 2001

<http://rcin.org.pl>

Recenzent: prof. dr hab. Elżbieta Mycielska-Dowgiałło

PL ISSN 1643-2312
ISBN 83-87954-12-8

Opracowanie redakcyjne: Ludmiła Kwiatkowska
Redakcja techniczna: Aleksandra Kurek
Fotografia na okładce: Zygmunt Babiński

© Copyright by Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
im. Stanisława Leszczyckiego PAN, Warszawa 2001

Druk: Warszawska Drukarnia Naukowa PAN,
ul. Śniadeckich 8, 00-656 Warszawa

<http://rcin.org.pl>

1. TŁO.....	7
1.1. Wstęp.....	7
1.2. Miejsce Wisły na tle rzek strefy umiarkowanej.....	10
1.3. Budowa geologiczna i rzeźba dorzecza Wisły.....	12
1.4. Sieć rzeczna dorzecza Wisły.....	15
1.5. Reżim opadowy.....	16
1.6. Reżim hydrologiczny.....	20
1.7. Transport rumowiska.....	25
2. METODY BADAŃ PALEOGEOGRAFICZNYCH.....	31
2.1. Metody geomorfologiczne.....	31
2.2. Metody litologiczno-sedymentologiczne.....	32
2.3. Metody petrograficzne i mineralogiczne.....	34
2.4. Metody gleboznawcze.....	35
2.5. Metody paleobotaniczne.....	35
2.6. Metody paleozoologiczne.....	36
2.7. Metody archeologiczne i historyczne.....	37
2.8. Metody chronostratygraficzne.....	37
2.9. Metody rekonstrukcji paleohydrologicznych.....	40
3. RZEŻBA I OSADY DNA DOLINY WISŁY (OD ŹRÓDEŁ DO UJŚCIA)... 43	
3.1. Podział doliny na odcinki.....	43
3.2. Wisła karpacka	45
3.3. Wisła w Kotlinie Oświęcimskiej.....	47
3.4. Wisła w Bramie Krakowskiej.....	57
3.5. Wisła w Kotlinie Sandomierskiej.....	61
3.6. Przełom Wisły przez pas Wyżyn Polskich.....	101
3.7. Wisła nizinna (mazowiecka) na przedpolu ostatniego zlodowacenia.....	106
3.8. Wisła kujawsko-pomorska w zasięgu ostatniego zlodowacenia.....	119
3.9. Delta Wisły.....	131

4. EWOLUCJA DOLINY WISŁY W PLEJSTOCENIE.....	139
4.1. Zmiany sieci rzecznej przed zlodowaceniami.....	139
4.2. Rola zlodowaceń w ewolucji doliny Wisły.....	141
4.3. Ostatnia transgresja i recesja lądolodu.....	147
4.4. Ewolucja dolin strefy peryglacjalnej w vistulianie.....	151
5. EWOLUCJA DOLINY WISŁY W HOLOCENIE.....	159
5.1. Przełom vistulianu i holocenu.....	159
5.2. Rytmika zmian klimatu i zmiany częstotliwości powodzi w holocenie...	168
5.3. Człowiek zmienia środowisko i reżim rzek.....	189
5.4. Regulacja koryt i inne przemiany systemu rzecznego (XIX-XX w.).....	195
6. WNIOSKI.....	205
6.1. Różnorodność przemian – typologia ewolucji dolin.....	205
6.2. Prawidłowości ewolucji doliny Wisły i dopływów.....	209
6.3. Zbieżność faz wzmożonej działalności rzek w Europie.....	212
6.4. Zbieżność holoceńskiej ewolucji dolin ze zmianami klimatycznymi.....	217
6.5. Uwagi końcowe.....	224
7. PODZIĘKOWANIA.....	227
8. BIBLIOGRAFIA.....	229
9. EVOLUTION OF THE VISTULA RIVER VALLEY since the last glaciation till present (summary).....	261

1. TŁO

1.1. Wstęp

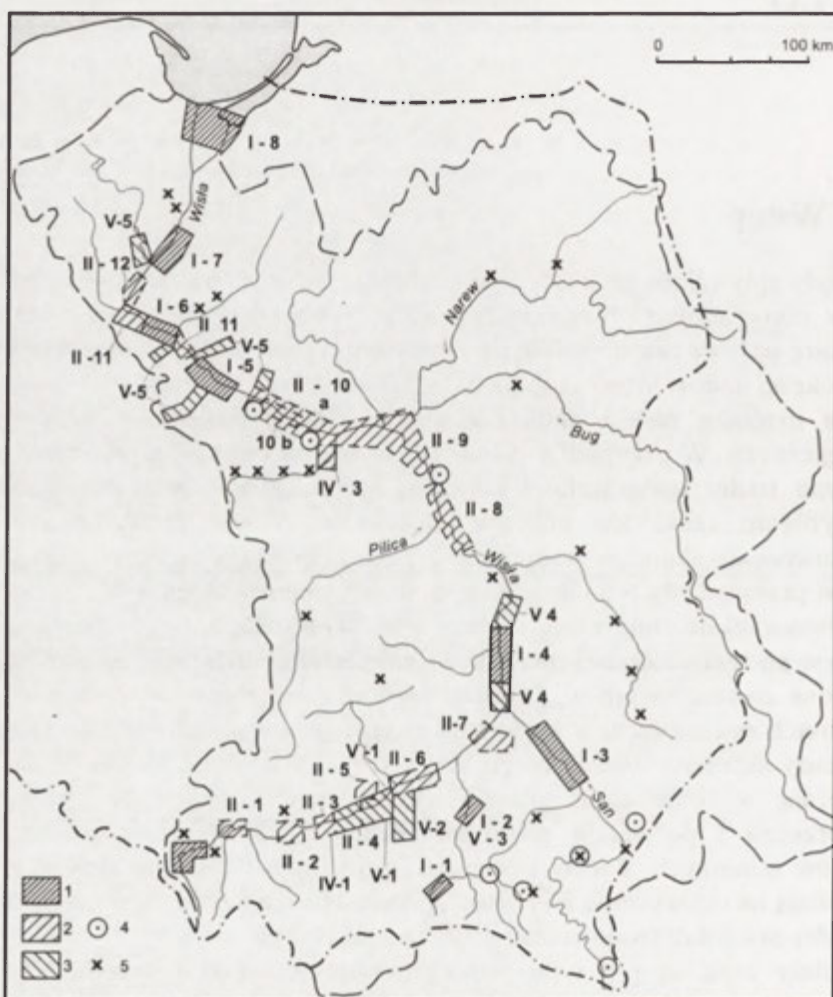
Wody spływające po kontynentach łącząc się w arterie rzeczne uczestniczą w nieustannym obiegu wody między oceanami, atmosferą i lądami. W miarę upływu czasu rzeźbią na powierzchni tych lądów różnej głębokości i szerokości doliny, które stabilizują położenie koryt rzecznych. Nie oznacza to, że przebieg rzek i dolin nie mógł ulegać zmianom w ciągu epok geologicznych. W przypadku doliny Wisły takimi motorami przemian były zarówno ruchy tektoniczne i kaptaze, które zadecydowały o płynięciu rzeki ku północy do niecki Morza Bałtyckiego, jak i zlodowacenia skandynawskie, które nasuwając się wielokrotnie ku południowi przegradzały ten odpływ i wymuszały zmiany biegu wód.

Równocześnie rzeki niosą wielkie, zmieniające się w czasie ilości rumowiska w postaci wleczonej (przy dnie), zawieszonej i rozpuszczonej. Jest ono znoszone ze stoków lub wydzierane z koryt i następnie składane niżej na równinach zalewowych, w korytach i wsypywane w postaci delty do morza.

Osady składane wzdłuż biegu Wisły w różnych okresach geologicznych zawierają w sobie zapis zdarzeń, które miały miejsce w przeszłości w dorzeczu i pozwalają na rekonstrukcję środowiska przyrodniczego okresów minionych. Formy i osady rzeczne śledzone wzdłuż doliny Wisły pozwalają na uchwycenie tej czasowej i przestrzennej zmienności, a zarazem ciągłości przemian środowiska od Karpat po Bałtyk.

Dolny rzek są nie tylko szlakami odpływu wód i przemieszczenia substancji mineralnych, ale również starymi szlakami komunikacyjnymi i przenieszczenia się grup ludzkich i kultur. Nad rzekami i przeprawami ogniskowało się życie polityczne i gospodarcze, wyrastały miasta. Doliny i rzeki ulegały przekształcaniu przez człowieka poprzez regulację biegu rzek i odpływu. Ta narastająca antropopresja znalazła swe odbicie w przekształcaniu rzeźby doliny i osadów rzecznych.

Analizując współczesny krajobraz doliny Wisły, funkcjonowanie rzeki i towarzyszących jej ekosystemów musimy zatem pamiętać, że składają się na nie elementy odziedziczone z różnych okresów przeszłości. Cała, licząca ponad 1050 km długości dolina składa się z odcinków o różnowiekowym założeniu, funkcjonujących wraz z dolinami dopływów jako jeden wielki organizm (por. Schumm 1977; Starkel 1995).



Ryc. 1. Mapa obszarów i stanowisk badawczych

1-4 – Odcinki doliny badane w ramach programu IGCP-158 i (lub) opublikowane w 6 tomach nt. ewolucji doliny Wisły (Starkel, red., 1982–1996): 1 – w latach 1981–1985, 2 – w roku 1987, 3 – w latach 1991–1995, 4 – ważniejsze stanowiska datowane, wymienione w tekście i na innych rycinach, 5 – inne odcinki objęte badaniami w ostatnich 20 latach

Celem niniejszej monografii jest przybliżenie czytelnikowi wyników badań nad ewolucją systemu dolinnego Wisły i jej dopływów, szczególnie w ciągu ostatnich 20 tysięcy lat – od momentu transgresji ostatniego lądolodu skandynawskiego po czasy współczesne i ukazanie, że korzenie dzisiejszego środowiska tkwią w przeszłości, że elementy utworzone przed tysiącami lat nadal oddziałują, nadal decydują o kierunku gospodarki zasobami wodnymi, o kierunku użytkowania ziemi w różnych odcinkach doliny Wisły i jej dopływów.

Po okresie międzywojennych studiów nad młodoczwartorzędową historią Wisły środkowej i dolnej (Lencewicz 1927; Galon 1934) w latach 50. i 60. XX w. pojawiły się opracowania szczegółowe dotyczące m.in. Kotliny Warszawskiej (Różycki 1967) czy przełomu przez Wyżyny Południowe (Pożaryski 1955) i liczniejsze przyczynki dotyczące małych odcinków i pojedynczych stanowisk.

L.Starkel (1960) na podstawie badań w dolinach Wisłoki, Wisłoka i Sanu u brzegu Karpat stwierdził, zgodnie z zapoznanymi potem pracami z okresu *Atlasu Geologicznego Galicji* (m.in. Friedberg 1903; Łomnicki 1895–1903), że zajmująca niemal całe dno doliny, okresowo zalewana terasa rędzinna, jest wieku holocenijskiego. Obecne w jej obrębie włożenia wiąże z okresami wilgotniejszymi (Starkel 1966). W 1967 roku ukazał się przewodnik geologiczny *Z biegiem Wisły* (C.Kolago, red.), a w 1972 r. 2-tomowa *Geomorfologia Polski* (red. M.Klimaszewski i R.Galon), w których poszczególnym odcinkom doliny Wisły poświęcono wiele miejsca. Równolegle prowadzone były prace nad przeglądową mapą geomorfologiczną Polski (L.Starkel, red., 1980). Studia nad zmianami koryt w holocenie (Falkowski 1967) i badania szczegółowe nad stratygrafią holocenijskich osadów z pierwszymi datowaniami ^{14}C w dolinach dopływów karpaccich (Klimek i Starkel 1974; Ralska-Jasiewiczowa i Starkel 1975; Starkel 1977b; Starkel, red., 1981) zwróciły uwagę na ewolucję dolin rzecznych w ostatnich 12 tysiącach lat. W 1977 roku zespół interdyscyplinarny pod kierunkiem L.Starkla rozpoczął w ramach międzynarodowego programu IGCP-158A – „Paleohydrologia strefy umiarkowanej w ostatnich 15 000 lat” i krajowego programu węzłowego CPBP03-13 szczegółowe studia nad młodoczwartorzędową historią doliny Wisły i niektórych jej dopływów (Wisłoki, Sanu, Nidzicy, Bzury). Wstępne podsumowanie stanu badań wskazało na złożoność rozwoju różnych odcinków doliny i na obecność różnowiekowych (po recesji lądolodu) stopni erozyjnych i rozcięć akumulacyjnych (Starkel 1981), również w samej dolinie Wisły (Mycielska-Dowgiałło 1977; Biernacki 1975; Drozdowski i Berglund 1976). Wspomniane szczegółowe badania w wybranych odcinkach na całej długości doliny Wisły prowadziły do pogłębienia naszej wiedzy, także dzięki zastosowaniu różnorodnych metod badawczych. Obok palynologicznych i sedymentologicznych

szeroko wprowadzono m.in. metodę paleomalakologiczną (Alexandrowicz 1987), dendrochronologiczną (Krapiec 1992), wykonano ponad 200 datowań metodą radiowęglową. Stwierdzono zarówno wpływ gwałtownych zmian klimatycznych w późnym wistulianie na transformację systemu rzeczno-jeziornego, jak również istnienie faz o większej częstotliwości zdarzeń ekstremalnych w holocenie, zarejestrowanych w sekwencjach osadów rzecznych (Starkel 1983). Produktem tych badań (ryc. 1) było – obok licznych artykułów i rozpraw – 6 tomów Prac Geograficznych (Geographical Studies) IGiPZ PAN zatytułowanych *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years* (Starkel, red., 1982, 1987, 1990, 1991, 1995, 1996). W tomach III i VI podsumowane są wyniki badań. Zaprezentowanie najważniejszych wyników tych studiów, opublikowanych w języku angielskim, jest głównym celem niniejszej monografii.

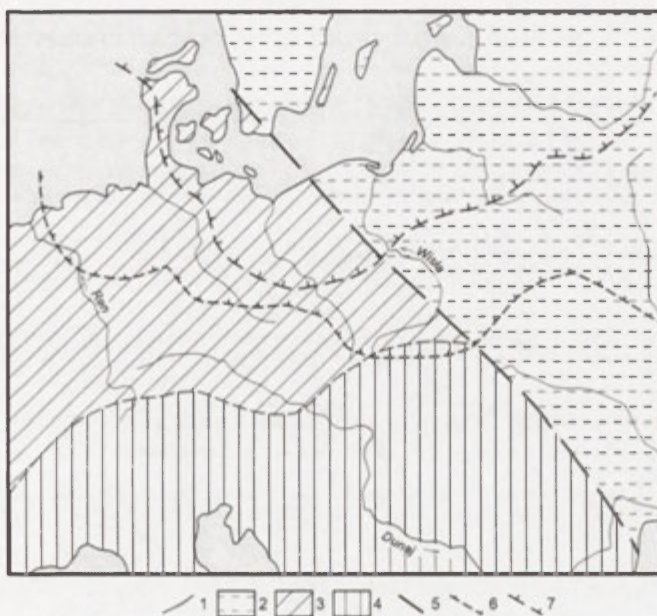
Należy też pamiętać, że na początku tego okresu (1982) ukazała się praca zbiorowa *Wisła – monografia rzeki* (red. A. Piskozub), ukazująca Wisłę na tle geografii Polski i jej rolę w historii i gospodarce. W 1983 roku zostają opublikowane wyniki badań zespołowych nad *Ekologicznymi podstawami zagospodarowania Wisły i jej dorzecza* (red. Z. Kajak), a później także liczne monografie hydrologiczne (np. Dynowska i Maciejewski 1992). Oba te studia ukazują szeroki wachlarz problemów związanych nierozłącznie z przyrodniczymi ramami doliny Wisły, jakie ukształtowane zostały w jej geologicznej przeszłości.

1.2. Miejsce Wisły na tle rzek strefy umiarkowanej

Na obszarze Europy występują 3 duże jednostki tektoniczne: tarczowo-płytkowa część północno-wschodnia, kaledońsko-warycyjska część zachodnia i południowa alpejska. O ile te dwie pierwsze są w części środkowoeuropejskiej nizinne, z wyjątkiem podniesionej na południu warycyjskiej strefy starych gór i wyżyn, o tyle część alpejska składa się z młodych łańcuchów górskich i dzielących je kotlin zapadliskowych. Dorzecze Wisły leży na pograniczu tych trzech jednostek, sięgając od łuku Karpat do misy Morza Bałtyckiego. Wisła jest jedną ze średnich rzek środkowoeuropejskich mających swe źródła w strefie młodych gór, a wielkość ich zlewni jest limitowana odległością do mórz Północnego i Bałtyku (Ren, Łaba, Odra, Wisła). Wyjątkowo duża długość Wisły (1092 km) wiąże się z jej krętym biegiem i odcinkami równoleżnikowymi.

Równocześnie Wisła jest rzeką typową dla większego regionu (obejmującego również Niemen i Dźwinę) ze względu na przykrywanie jej dolnego biegu przez transgredujące lądolody skandynawskie. W tych piętrach ziemnych czwartorzędu wyższe biegi rzek pozostawały w zasięgu klimatu

peryglacjalnego z wieloletnią zmarzliną (ryc. 2) i poza niewielkimi Tatrami nie miały większych lodowców w partiach źródłowych (jak Ren czy Dunaj). Jednak podobnie jak inne rzeki Europy zachodniej i południowej odcinek ujściowy Wisły (po ustąpieniu lodowca) był pod wpływem eustatycznych wahań poziomu morza, w odróżnieniu od rzek Fennoskandii, objętej ruchami glacjaizostatycznymi. Procesy te, zarówno peryglacjalne, jak same zlodowacenia i eustatyczne wahania poziomu morza, zdecydowały o odębności różnych odcinków doliny i dorzecza Wisły.



Ryc. 2. Położenie dorzecza Wisły na tle Europy Środkowej

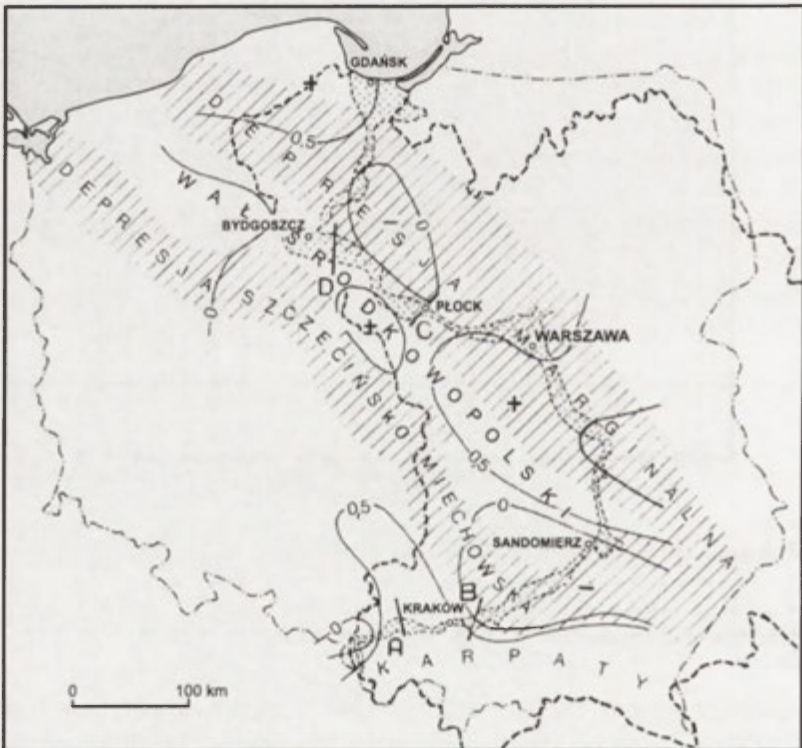
- 1 – linia wybrzeża, 2 – platforma wschodnioeuropejska, 3 – Europa zachodnia – waryscyjska,
4 – Europa południowa – alpejska, 5 – linia Teisseyre'a-Tornquista, 6 – maksymalny zasięg
ładolodów skandynawskich, 7 – zasięg ostatniego łożolodu

Przejściowy klimat Polski decyduje dziś o nierównomierności opadów. Köpen zalicza dorzecze Wisły do klimatu borealnego leśnego z udziałem opadów śniegu (Köpen i Geiger 1980). Przewaga opadów letnich decyduje o zasilaniu deszczowo-śnieżnym rzek, na nizinach rośnie zasilanie gruntowe, a ku wschodowi śnieżne zaczyna przeważać nad deszczowym (Dynowska 199). O ile w dorzeczu górnej Wisły przeważają wezbrania letnie, o tyle na niżuroztopowe (Mikulski 1963). Ku północnemu wschodowi coraz częstsze są powodzie zatorowe, czemu sprzyja wcześniejsze tajanie lodów w górnych biegach rzek leżących bardziej na południe. Krainy roślinne w dorzeczach Europy Środkowej charakteryzuje powolna przejściowość w kierunku

równoleżnikowym, ku wschodowi rośnie powoli udział elementów kontynentalnych, a maleje oceanicznych (Matuszkiewicz 1991).

Dorzecze Wisły cechuje zatem przejściowy charakter wszystkich elementów środowiska zależnych od klimatu, przeto Wisła ze swą doliną może być uznana za modelowy przykład rzeki środkowoeuropejskiej – zarówno gdy chodzi o jej przeszłość paleogeograficzną jak i o współcześnie modelujące ją procesy.

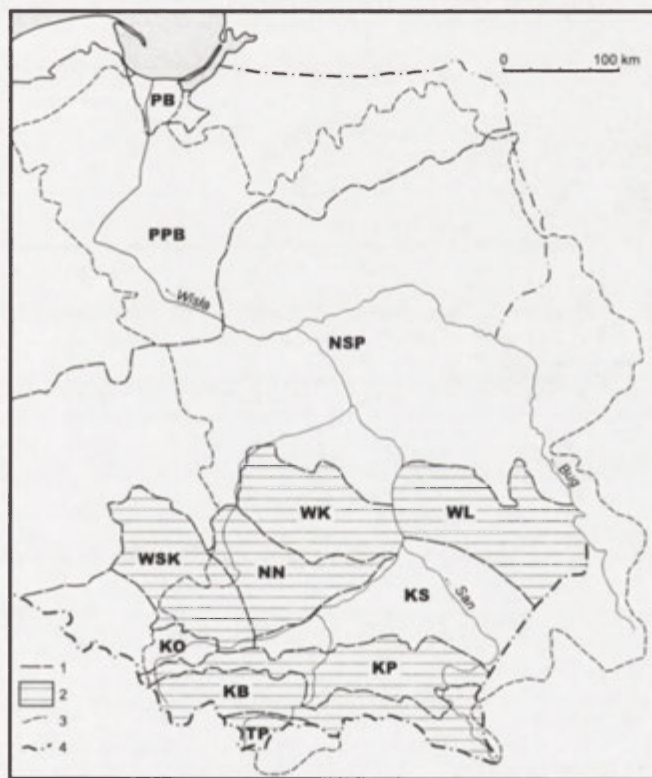
1.3. Budowa geologiczna i rzeźba dorzecza Wisły



Ryc. 3. Dolina Wisły na tle głównych jednostek strukturalnych (wg: Mojski i Starkel 1990)
 Zakropkowane dno doliny Wisły, szraf ukośny – obszary o tendencjach wginających, bez szrafu
 – obszary o tendencjach podnoszących, izolnie 0.0 i 0.5 mm · rok⁻¹ wg Liszkowskiego (1982)

Dorzecze Wisły obejmuje swym zasięgiem 3 główne jednostki tektoniczne Europy (Mojski 1980). Wisła i jej górskie dopływy biorą początek w Karpatach należących do młodych gór orogenezy alpejskiej i łączą się w rowie przedgórskim, tworząc równoleżnikowy pas kotlin

podkarpackich. Na wschód od doliny środkowej i dolnej Wisły rozciąga się prekambryjska platforma wschodnioeuropejska okryta osadami mezozoicznymi i kenozoicznymi. Na zachód od doliny leży platforma waryscyjska sfałdowanych skal paleozoicznych z wyniesionymi masywami orogenicznymi, wzniesionymi nad grubą pokrywą osadów mezozoicznych (ryc. 3). Obramowuje je od wschodu antyklinorium środkowopolskie o biegu NW–SE i synklinorium brzeżne tworzące szeroką bruzdę na pograniczu z platformą wschodnioeuropejską. Tą bruzdą wyznaczaną od dawna przez linię Teysseyre’a-Tornquista przebiega w przybliżeniu dolina środkowej i dolnej Wisły wycięta w młodszych osadach trzeciorzędowych i czwartorzędowych (Mojski i Starkel 1990).



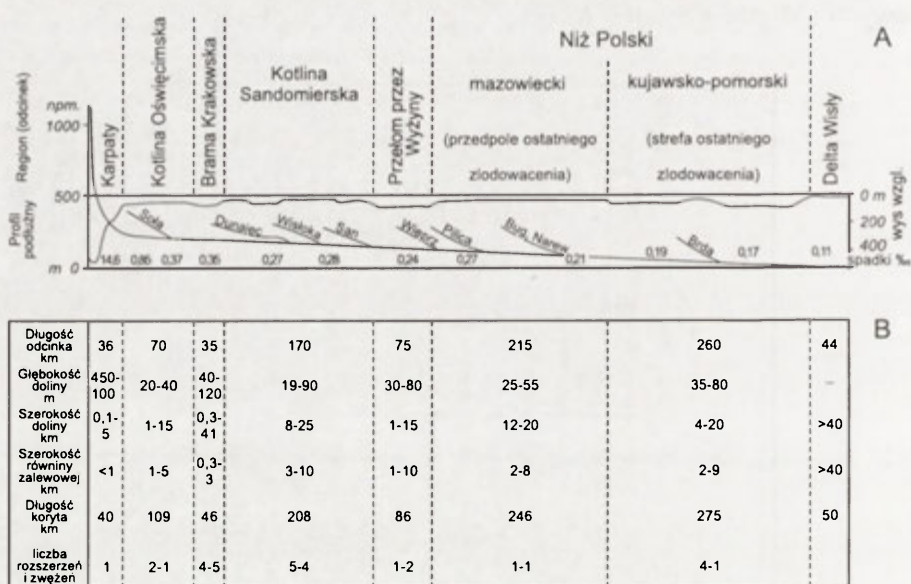
Ryc. 4. Jednostki geomorfologiczne w dorzeczu Wisły (wg: *Geografia Polski...*, 1991)

TP – Tatry i Podhale, KB – Karpaty Zewnętrzne – Beskidy i Bieszczady, KP – Karpaty – Pogórze, KO – Kotlina Oświęcimska, KS – Kotlina Sandomierska, WSK – Wyżyna Śląsko-Krakowska, NN – Niecka Niedziańska, WK – Wyżyna Kielecka, WL – Wyżyna Lubelska z Roztoczem, NSP – Niziny Środkowopolskie, PPB – Pojezierza Południowobałtyckie, PB – Pobrzeże Bałtyckie

1 – granice regionów, 2 – góry i wyżyny, 3 – dział wodny, 4 – granica państwa

Obszar dorzecza wykazuje współcześnie zróżnicowane tendencje tektoniczne (Liszkowski 1982). Gdy w Karpatach przeważają tendencje podnoszące, to Kotliny Podkarpackie (z wyjątkiem Bramy Krakowskiej) wykazują ruchy wginające, nawet do $0,5 \text{ mm} \cdot \text{rok}^{-1}$. Natomiast dolina środkowej i dolnej Wisły leży w obrębie obszaru podnoszonego. Wielkość ruchu w rejonie wału kujawskiego czy Pojezierza Kaszubskiego przekracza nawet $0,5 \text{ mm} \cdot \text{rok}^{-1}$ (ryc. 3).

Dzisiejsze położenie i kształt doliny Wisły zależy bardziej od czynników regionalnych i lokalnych. Wisła na całej swej długości przecina 8 jednostek i stref morfotektonicznych i morfogenetycznych (ryc. 4, 5).



Ryc. 5. Charakterystyka odcinków doliny Wisły na tle profilu podłużnego (wg: Starkel, red., 1990, zmienił)

A – profil podłużny Wisły, regiony geomorfologiczne i spadki, B – cechy morfometryczne odcinków doliny.

Krótki w porównaniu z prawobrzeżnymi dopływami karpaccimi odcinek górski Wisły (27 km) charakteryzuje znaczny spadek (średnio $14,6\%$) i koryto wycięte w sfałdowanych utworach fliszowych budujących Beskid Śląski. W Kotlinie Oświęcimskiej, wyciętej w utworach neogeńskich do 500 m miąższości, Wisła skręca na wschód, a następnie przebija się przez strefę ekshumowanych zrębów wapiennych Bramy Krakowskiej. W Kotlinie Sandomierskiej, rozszerzającej się ku północy, wypełnionej również mioceniem (do 2000-4000 m miąższości) płynie północno-zachodnim obrzeżeniem, spychana przez coraz to dłuższe dopływy karpaccie. Niewykluczone, że wykorzystuje tu linię tektoniczną obramowującą od południa

wyniesione wyżyny tzw. wału metakarpackiego (Nowak 1927). Poniżej Sandomierza aż po Puławy, Wisła przecina się przez Wyżyny Polskie szerokim kanionem wyciętym w wapiennych utworach kredy i jury. Dalej jej szeroka dolina biegnie na północ po Kotlinę Warszawską, będąc stale obramowaną wysoczyznami zbudowanymi z osadów czwartorzędowych starszych zlodowaceń skandynawskich. Poniżej Warszawy dolina Wisły skręca na WNW i składa się z kolejnych rozszerzeń kotlinowych o szerokości do 20 km oddzielonych zwężeniami przelomowymi. Krawędzie wysoczyzn z krajobrazem polodowcowym – pozostałością ostatniego pobytu lądolodu, przekraczają często wysokość 50 m. Od Fordonu Wisła skręca ostro ku północy i w wyciętej głęboko rynn timerza prosto do Zatoki Gdańskiej, której południowa część uległa zładowieniu przez wspanie delty.

1.4. Sieć rzeczna dorzecza Wisły

Dorzecze Wisły obejmuje obszar 194,424 km², a długość rzeki sięga 1092 km. Średnia wysokość dorzecza wynosi 270 m n.p.m., a najwyższy punkt zlewni w Tatrach sięga 2655 m n.p.m. Choć przeciętny spadek rzeki wynosi 1,04‰ i wyraźnie maleje z biegiem rzeki, to niemal 75% biegu rzeki ma spadek poniżej 0,3‰ (ryc. 5).

Kształt zlewni Wisły jest wyraźnie asymetryczny (ryc. 6), przeważają dopływy prawobrzeżne zarówno w górnym biegu, jak i w środkowym. W górnym biegu po ujście Sanu, dopływy karpackie charakteryzują się nie tylko większymi wezbraniem, ale także spadkami i dużą gęstością sieci rzecznej. Największymi z nich są: zlewnia Sanu o powierzchni 16 732 km² i zlewnia Dunajca o powierzchni 6798 km². W biegu środkowym dochodzą dwa duże dopływy prawostronne, najpierw Wieprz (10 422 km²), a potem Bug z Narwią (74 808 km² tj. 36,5 % całego dorzecza), a z lewej tylko Pilica (9245 km²). W biegu dolnym asymetria ulega zmianom, generalnie panuje większa równowaga. W obszarach niżowych nieorganizowana i na ogół rzadka sieć rzeczna jest wzbogacona przez sieć kanałów i rowów melioracyjnych (por. Wilgat i Kowalska 1975).

Koryto współczesnej Wisły, poza krótkim odcinkiem karpackim (i jego górskimi dopływami), ma spadek malejący od 0,36 w Kotlinie Oświęcimskiej do 0,1‰ w pobliżu ujścia do Bałtyku. Przed regulacją, która w drugiej połowie XIX w. objęła odcinki w Kotlinach Podkarpackich (w zaborze austriackim) i dolny bieg (w zaborze pruskim), Wisła miała w górnym biegu charakter rzeki meandrowej, roztokowej w odcinku środkowym i roztokowo-anastomozującej na długości co najmniej od Warszawy do Torunia (Babiński i Klimek 1990). Odcinki roztokowe pojawiały się u wylotów rzek górskich, przeciążonych rumowiskiem wleczonym (np. Soła,

Dunajec). Szerokość koryta Wisły przed regulacją wzrastała od około 20–50 m w Kotlinie Oświęcimskiej do 200 m w Kotlinie Sandomierskiej, osiągała 1000–1500 m w przełomie poniżej Zawichostu, a w odcinku niżowym nawet 2–3 km, przy zmieniającym się układzie odsypów i kształcie kępy po każdej większej powodzi. Po regulacji szerokość koryt zmniejszona została często więcej niż dwukrotnie, a spadek rzeki przy ścięciu meandrów w górnym biegu znacznie wzrósł, np. powyżej ujścia Przemszy z 0,25‰ do 0,41‰ (Punzet 1981). Towarzyszyło temu pogłębienie koryt (Klimek 1983).



Ryc. 6. Mapa sieci rzecznej dorzecza Wisły (wg: Soja i Mrozek 1990)

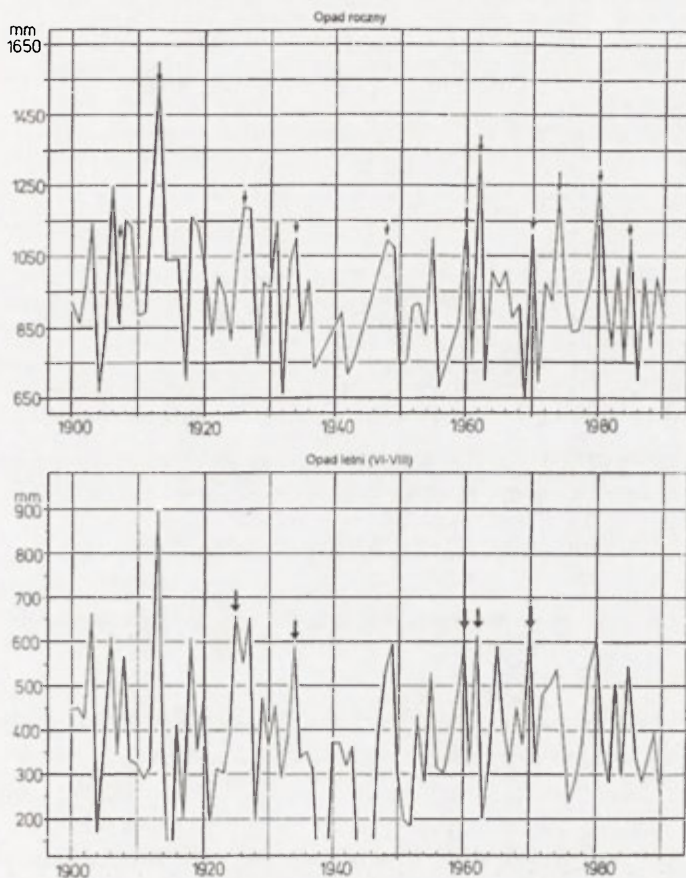
1 – granica państwa, 2 – działy wodne, 3 – punkty wodowskazowe (wymienione na ryc. 10, 13, 14): SK – Skoczów, DW – Dwory, TY – Tyniec-Kraków, JA – Jagodniki, SZ – Szczucin, SN – Sandomierz, ZW – Zawichost, PU – Puławy, WA – Warszawa, KE – Kępa Polska, TO – Toruń, TC – Tczew.

1.5. Reżim opadowy

Przejściowy klimat dorzecza Wisły odznacza się dominacją mas powietrza polarno-morskiego (65%), które w miesiącach letnich przynosi opady, natomiast zimą częstsze są napływy mas polarno-kontynentalnych i arktycznych (35–40%) przynoszące fale mrozów. Średnia liczba dni mroźnych (temp. max. 0°C) waha się od 35 do 65 na krańcach wschodnich,

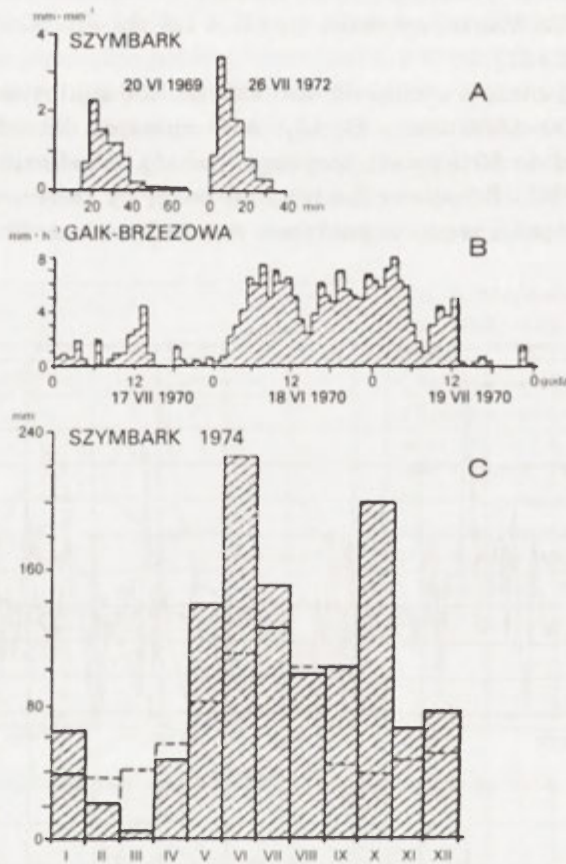
poszczególne zimy wykazują jednak znaczne odchylenia (średnia temperatura stycznia dla Warszawy waha się od $+1,4$ do $-7,1^{\circ}\text{C}$ – wg: Paszyński i Niedźwiedz 1991).

Średni opad roczny wynosi od 460 mm do 800 mm, tylko w Karpatach rośnie do 1200–1800 mm. Opady 3–4 miesięcy letnich stanowią na południu Polski do 50% opadu rocznego (ryc. 7). Współczynnik nieregularności sięga 200%. Również czas trwania pokrywy śnieżnej ulega licznym wahanom i retencja wody w pokrywie śnieżnej może zmieniać się między 50 a 500 mm.



Ryc. 7. Przebieg opadów rocznych i letnich (VI–VIII) w Łabowej koło Nowego Sącza w latach 1900–1990; (wg materiałów T.Niedźwiedzia i E.Cebulak zestawil L.Starkel, red., 1996a). Strzałki na górnym diagramie oznaczają epizody osuwiskowe, na dolnym – wybrane powodzie letnie

Wśród opadów wywołujących gwałtowny spływ i decydujących o retencji można wydzielić 3 typy (Starkel 1976, 1980; Słupik 1981, ryc. 8).



Ryc. 8. Przykłady trzech rodzajów ekstremów opadowych w dorzeczu górnej Wisły:

A – krótkotrwałe ulewy, B – opady rozlewne, C – pory opadowe; linią przerywaną podano wartości średnie z lat 1954–1970

Krótkotrwałe ulewy o wysokościach sięgających $50\text{--}100\text{ mm}\cdot\text{godz}^{-1}$, i o intensywności przekraczającej niekiedy $1\text{--}3\text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$, obejmują swym zasięgiem niewielkie zlewnie ($10\text{--}200\text{ km}^2$). Opad dobowy może sięgać 300 mm (Cebulak 1992). Opady takie były charakterystyczne m.in. dla maja 1996, a także lipca 1997 r. (Cebulak 1998). Mały ich zasięg wywołuje lokalne wezbrania, w czasie których współczynniki spływu sięgają na stokach $10\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$, a mogą nawet przekraczać 30 m^3 (Niedbała i Soja 1998). Towarzyszą im: intensywne splukiwanie, spływy ziemne i gruzowe na stokach bez pokrywy roślinnej (Kotarba 1992; Czyżowska 1996).

Opady rozlewne obejmują większe obszary; ich intensywność nie przekracza $5\text{--}20\text{ mm}\cdot\text{godz}^{-1}$, i $50\text{--}200\text{ mm}$ w ciągu doby. W ciągu 3–5 dni może spaść $200\text{--}500\text{ mm}$ opadu (Starkel 1980; Cebulak 1998, ryc. 9).

Woda infiltruje w glebę i przyczyną wezbrań jest najczęściej opóźniony spływ śródpokrywowy i nałożony nań spływ powierzchniowy. Opady takie zdarzają się najczęściej w górach z powtarzalnością raz na 10–20 lat i obejmują pojedyncze części Karpat (Punzet 1981) – istotną rolę w ich rozkładzie przestrzennym odgrywa orografia (Cebulak 1998). Prowadzą one do przekształcania koryt (Baumgart-Kotarba 1983; Soja 1977; Froehlich i Starkel 1991), a często towarzyszą im osuwiska (Ziętara 1968). Na przedpolu gór następuje depozycja mad (Klimek 1974a).



Ryc. 9 Mapa opadów w dorzeczu Wisły w czasie deszczu rozlewnego 15-19 lipca 1970 r. (wg monografii powodzi w 1970r., IMGW 1972)

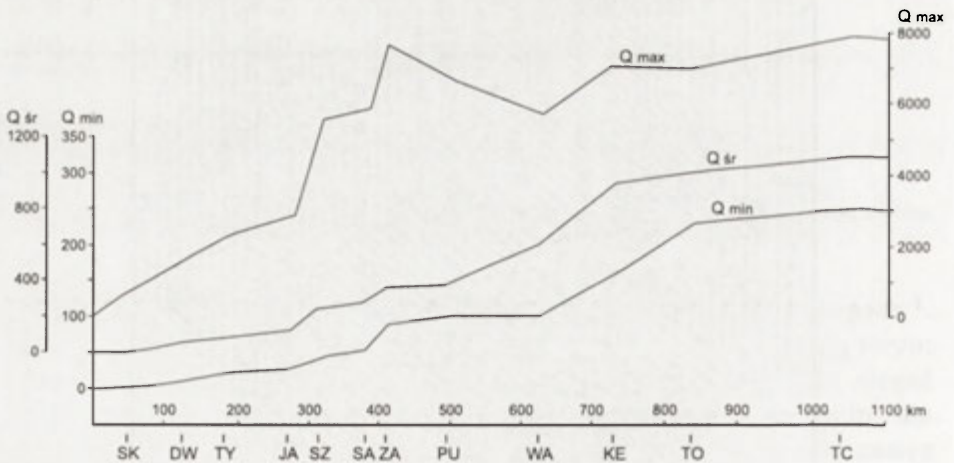
Opady w mm: 1 – do 50, 2 – 50–100, 3 – 100–150, 4 – 150–200, 5 – 200–250, 6 – 250–400

Długie okresy (pory) deszczowe przechodzące niekiedy w mokre lata stanowią inny rodzaj ekstremów. Sumy opadów przekraczają średnie wartości nawet o 50%, co prowadzi do reaktywacji osuwisk (Starkel 1997). Takim okresem było w Beskidzie Niskim drugie półrocze roku 1974, gdy stacja w Szymbarku zarejestrowała w samym tylko październiku opady wysokości 200 mm (Gil i Starkel 1979; Gil 1997).

1.6. Reżim hydrologiczny

Odptyw rzekami dorzecza Wisły stanowi jedynie 26,4% opadu, wahając się zależnie od charakteru zlewni i wysokości opadów od 17% (dorzecze Wieprza) do 62% (górną część dorzecza Dunajca, por. Mikulski 1963; Soja i Mrozek 1990).

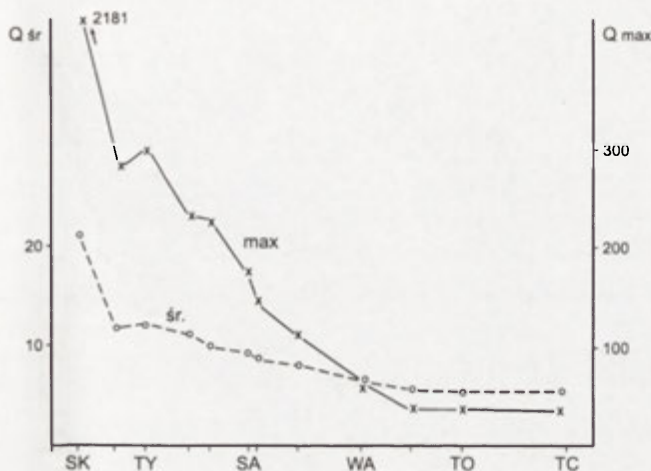
Na odptyw całkowity składają się: odptyw podziemny, odptyw podpowierzchniowy (śródpokrywowy) i powierzchniowy. Udział tego pierwszego jest najwyższy na pojezierzach i na wyżynach węglanowych (ponad 60%). Odptyw śródpokrywowy i powierzchniowy wiąże się z okresami wysokich opadów i roztopów. W dorzeczu górnej Wisły przeważa nieznacznie odptyw w półroczu letnim, natomiast w niższych partiach zlewni zdecydowanie dominuje półrocze zimowe (Wisła w Warszawie 67%).



Ryc. 10. Przepływy maksymalne, średnie i minimalne wzdłuż biegu Wisły w m^3s^{-1} (wg: Soja i Mrozek 1990). Skrótów jak na ryc. 6

Średni roczny przepływ Wisły rośnie z biegiem rzeki. Jeśli w Skoczowie wynosi on $6,23 m^3s^{-1}$, to w Tczewie sięga $1090 m^3s^{-1}$. Przepływy maksymalne wzrastają odpowiednio od $648 m^3s^{-1}$ do $7500 m^3$ w Zawichoście

i $7849 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ w Tczewie (ryc. 10), co świadczy niewątpliwie o ginięciu wód w aluwiach. Odpływ jednostkowy natomiast wyraźnie spada: z 20 do $5 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$ (ryc. 11).



Ryc. 11. Zmiana odpływu jednostkowego w profilu podłużnym Wisły w $\text{dm}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$. Skróty jak na ryc. 6.

Szczególnie wyraźna jest też różna nieregularność przepływów (stosunek Q_{max} do Q_{min}) w poszczególnych częściach dorzecza Wisły. O ile w górach sięga ona 1000–2000 razy, w strefie wyżyn (węglanowych) 40–140x, na niżu (Mazowsze, Podlasie) waha się od 70 do 450x, o tyle w strefie północnych pojezierzy spada do 5–15x (dane z okresu 1951–1970, Dynowska 1991). Świadczy to o różnej retencyjności i szybkości krążenia wody. Ze względu na wysokość opadów i spadki, najwyższe wartości jednostkowe obserwowane są w górach. Na ich przedpolu następuje koncentracja wód. Istotną rolę odgrywa zróżnicowanie warunków splywu i retencji, zależne od cech budowy geologicznej i rzeźby w dorzeczu górnej Wisły (ryc. 12, Starkel 1992).

Z przepływami, szerokością i głębokością koryt wiążą się wahania stanów wody, które są w pewnym stopniu zmodyfikowane przez wały przeciwpowodziowe usypane niemal na całej długości rzeki. Tabela 1 podaje wahania stanów wody na wybranych stacjach. Jeżeli w odcinku górskim wahania te sięgają najwyżej 2–4 metrów, to na przedpolu Karpat z obwałowaniami są rzędu 7–9 m, by na niżu zmniejszyć się do 5 m. W odcinku ujściowym wahania stanów ponownie wzrastają do 7–8 m. Skala wahań wskazuje, że gdyby nie było obwałowań, uległyby zalaniu szerokie dna dolin, co zdarza się w ostatnich dziesięcioleciach przeważnie w czasie przerwania wałów i ostatnio miało miejsce w lipcu 1997 r., np. koło ujścia Brenia (Gębica i inni 1998).

Wezbrania są najbardziej istotne z punktu widzenia przekształceń koryt i równin zalewowych. Można je podzielić na dwie główne grupy:

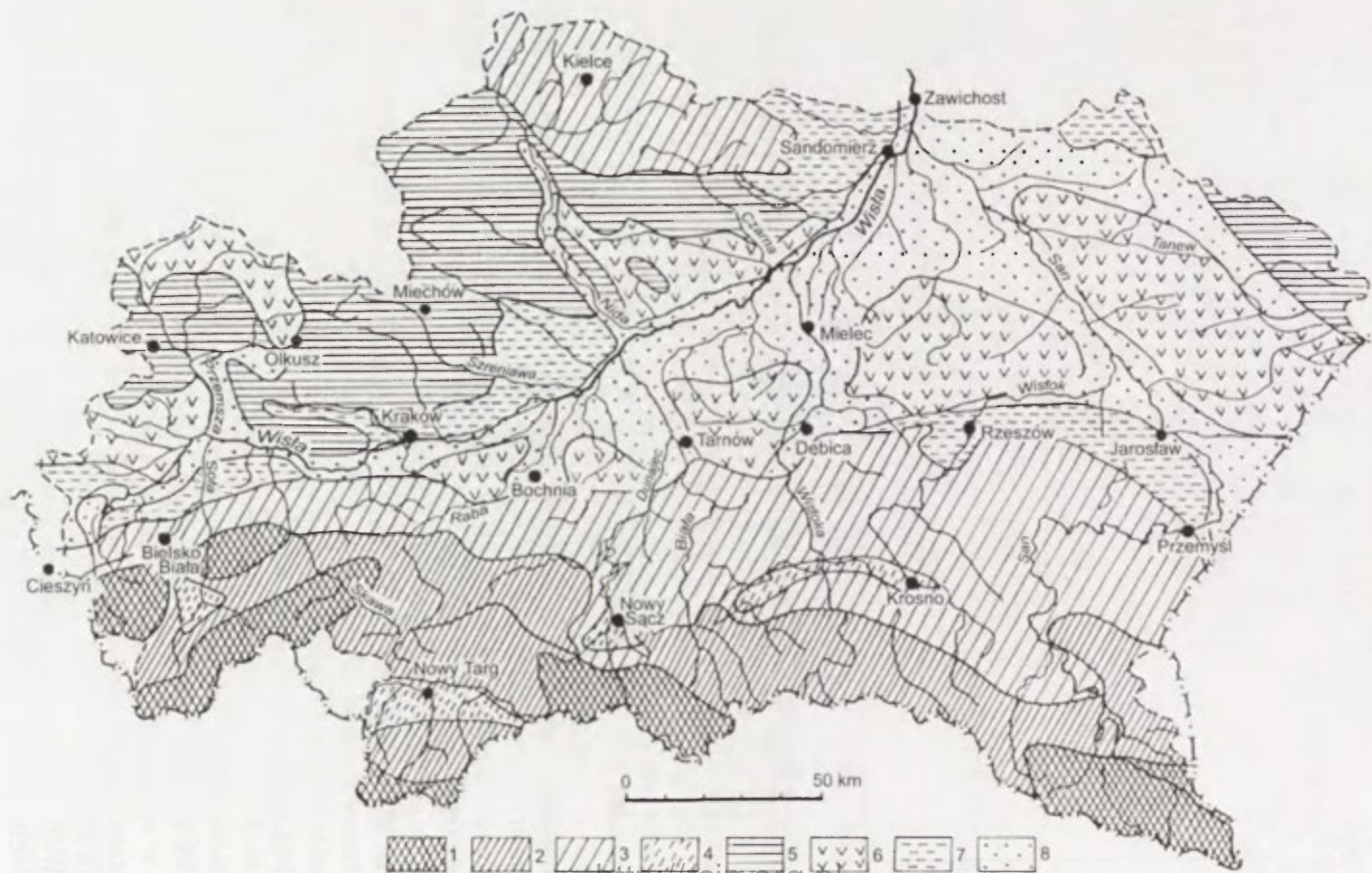


Tabela 1. Maksymalne i minimalne stany wody na Wiśle w okresie 1951-1980 (wg: Soja i Mrozek 1990)

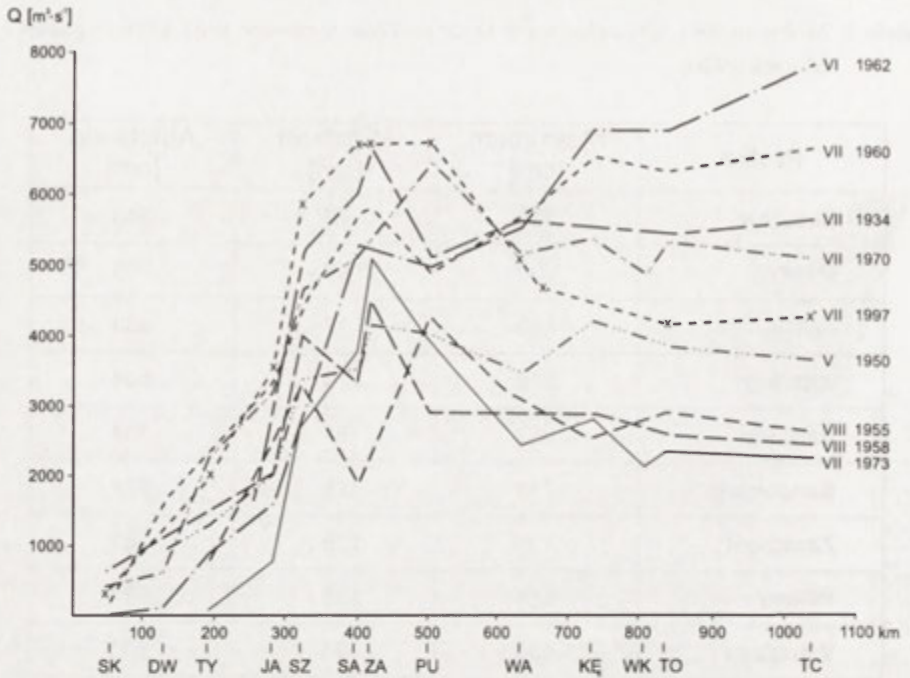
Profile	Maksimum [cm]	Minimum [cm]	Amplituda [cm]
Skoczów	430	81	349
Dwory	750	47	703
Tyniec	880	17	863
Jagodniki	878	170	608
Szczucin	892	154	738
Sandomierz	739	115	624
Zawichost	721	239	482
Puławy	675	138	537
Warszawa	624	93	531
Kępa Polska	640	140	500
Toruń	879	151	728
Tczew	1020	184	836

opadowe i roztopowe (w delcie Wisły odgrywają też pewną rolę wezbrania sztormowe).

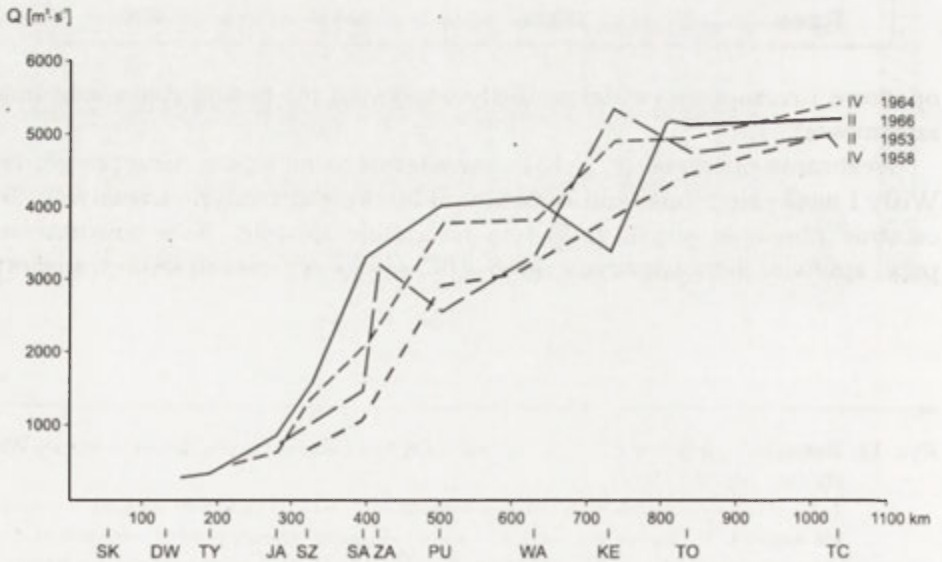
Wezbrania opadowe (ryc. 13) charakterystyczne są dla dorzecza górnej Wisły i wiążą się z opadami rozlewnymi lub krótkotrwałymi ulewnymi. Te ostatnie obejmują swym zasięgiem niewielkie zlewnie. Fala powodziowa przy spływie jednostkowym do $5-10 \text{ m}^3\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$ uruchamia transport

Ryc. 12. Retencja i odpływ w różnych regionach fizycznogeograficznych dorzecza górnej Wisły (wg: Starkel 1992)

1-3 – obszary nadwyżek wody i przyspieszonego odpływu (1 – najwyższe wartości, 2 – wysokie wartości, 3 – średnie wartości), 4 – obszary okresowej retencji (kotliny śródgórskie), 5 – obszary o przewadze głębokiej retencji (krasowej), 6 – obszary ograniczonego odpływu i zmiennej retencji, 7 – obszary przyspieszonego odpływu i deficytów wodnych, 8 – strefy znacznej retencji i przepływu wód powodziowych



Ryc. 13. Maksymalne przepływy w profilu podłużnym Wisły w czasie wybranych powodzi letnich (wg: Soja i Mrozek 1990, zmienione). Skróty jak na ryc. 6.



Ryc. 14. Maksymalne przepływy w profilu podłużnym Wisły w czasie wybranych powodzi roztopowych (wg: Soja i Mrozek 1990). Skróty jak na ryc. 6.

głazów o średnicy 1–2 m, co może spowodować pełną transformację koryt (Kaszowski 1973; Froehlich 1982, 1998).

W lipcu 1997 roku doszło do nałożenia lokalnych ulew na opady rozlewne (Niedźwiedź, Czekerda 1998) w efekcie czego doszło do przekroczenia wartości granicznych zarówno na stokach jak i w korytach potoków górskich (Kotarba 1998) i rejestrowane spływy jednostkowe sięgały $8 \text{ m}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$ (Froehlich 1998).

Roztopy wiążą się z retencją śnieżną, która w różnych piętrach gór może wahać się od 200 do 1200 mm (Niedźwiedź i Obrębska-Starkłowa 1991). Nagłe topnienie śniegu zwłaszcza przy przemarzniętej glebie wywołuje wezbrania roztopowe, którym niekiedy towarzyszą zatory lodowe (ryc. 14). Powodzie zatorowe typowe są w środkowym biegu Wisły i w dorzeczu Bugu z Narwią w związku z późniejszym tajeniem w dół biegu rzek (Mikulski 1963; Grześ 1985).

1.7. Transport rumowiska

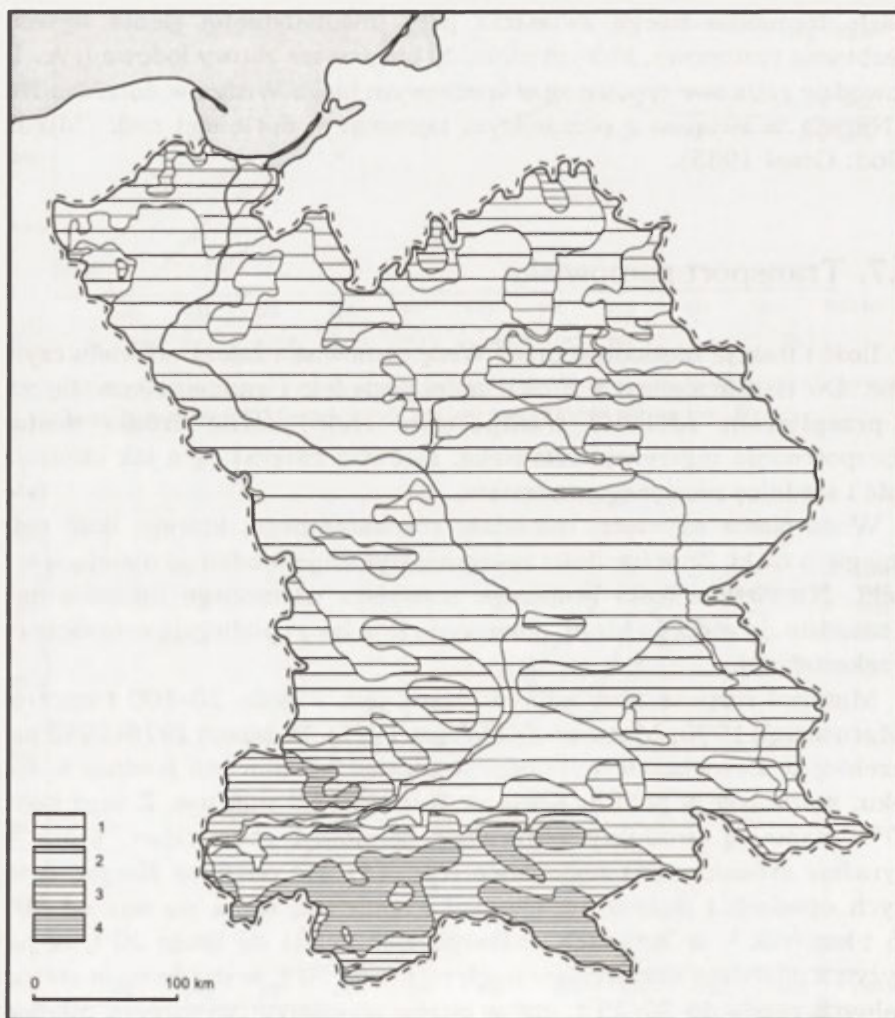
Ilość i frakcja niesionego przez Wisłę rumowiska zależy od wielu czynników. Do najważniejszych z nich należą spadek i zmniejszająca się wraz z przepływem zdolność transportowa rzeki, różne źródła dostawy i bezpośrednia ingerencja człowieka, zarówno zwiększająca jak obniżająca ilość i średnicę niesionego materiału.

Wiśła niesie najwięcej materiału rozpuszczonego, którego ilość rośnie z biegiem rzeki. Znaczne ilości zawiesiny wykazują tendencję malejącą w dół rzeki. Niewielkie ilości grubszego materiału wleczonego ograniczone są w zasobie do górnego biegu, piaszczyste dna koryt podlegają ustawicznemu przekształcaniu.

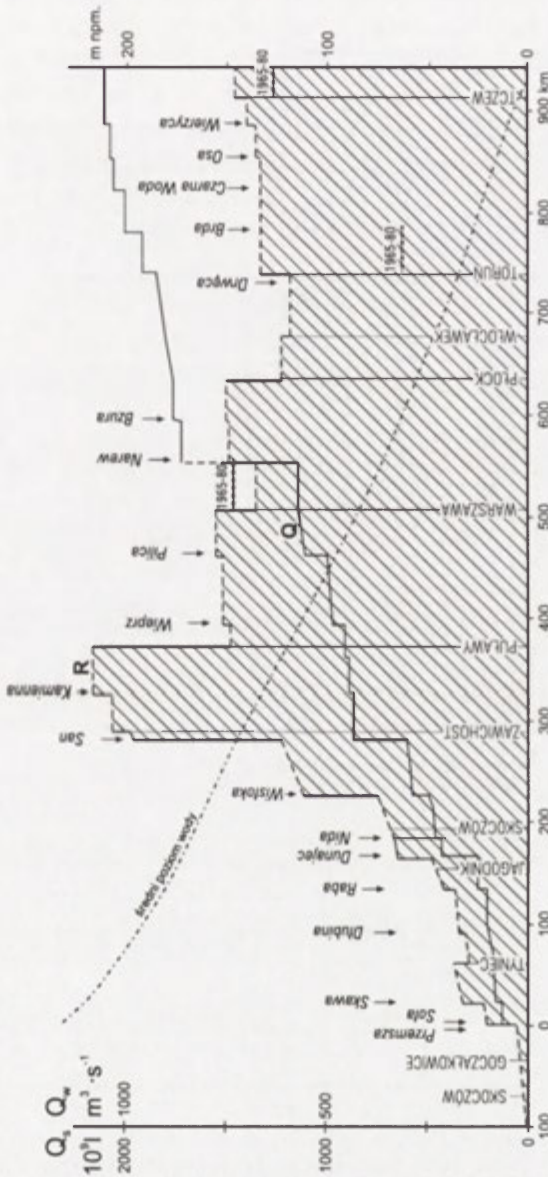
Materiał rozpuszczony odprowadzany jest w ilości $20\text{--}100 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\text{rok}^{-1}$ (Maruszczak 1990; Maruszczak i Wilgat 1997). W latach 1976–1985 przez przekrój w Zawichoście było odprowadzane 7,7 mln ton średnio w ciągu roku, natomiast w pobliżu ujścia w Tczewie 11,3 mln ton. Z tego poniżej 50% stanowią produkty naturalnej denudacji chemicznej, która jest wyraźnie zróżnicowana regionalnie (ryc. 15). Na obszarze Karpat o wyższych opadach i dużym udziale skał wapienistych waha się ona od 50 do $85 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\text{rok}^{-1}$, w kotlinach podkarpackich spada do około 20 t, w pasie wyżyn udziałem skał węglanowych rośnie do 50 t, w strefie nizin staroglaacjałnych spada do 10–25 t, aby w strefie pojezierzy (wysoczyzn młodoglaacjałnych) wzrosnąć ponownie do $20\text{--}30 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\text{rok}^{-1}$. W transporcie materiału rozpuszczonego niewielki udział mają zanieczyszczenia wód opadowych, chemizacja rolnictwa, natomiast istotne są zanieczyszczenia przemysłowe i miejskie (sięgające w różnych zlewniach od 2 do 90%).

Szczególne miejsce zajmują zasolone wody kopalniane, które według W. Szczepańskiego i innych (1995) doprowadzały w minionych latach do górnej Wisły 3653 t soli na dobę (tj. około 1,3 mln ton rocznie!).

Ilość niesionej zawiesiny wykazuje znaczne wahania w ciągu roku, a także z roku na rok. Są to wielkości sięgające w obszarach Pogórza Karpackiego i wyżyn lessowych do $100 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$, w pozostałych obszarach wyżynnych 20–40 t, natomiast na nizu 2–7 t (Maruszczak 1990; Łajczak 1990, 1997, ryc. 16). Roczna suma zawiesiny przepływająca przez



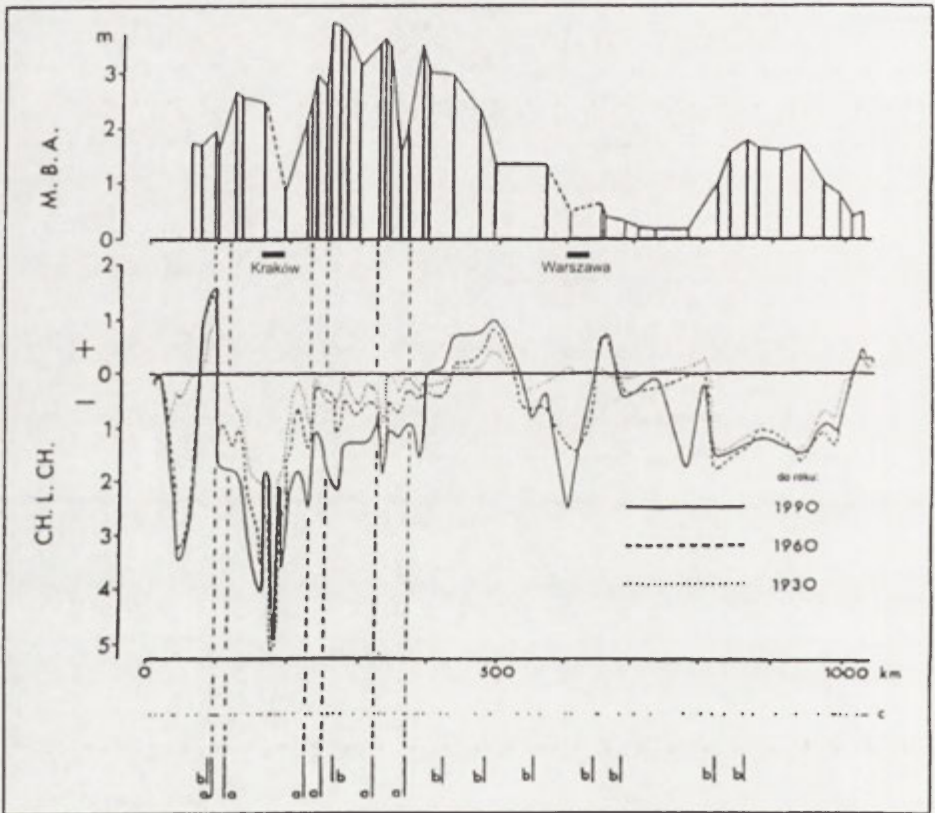
Ryc. 15. Odprowadzanie materiału rozpuszczonego z obszarów wiejskich (wg: Maruszczak i Wilgat 1997). Wskaźniki obliczone w stosunku do średniej koncentracji roztworów w latach 1976-1985 i średnich wieloletnich przepływów
1 – powyżej $30 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$, 2 – 30–60t, 3 – 60-90t, 4 – ponad 90t



Ryc 16. Zmiany transportu zawiesziny (R) na tle średnich przepływów (Q) w profilu podłużnym Wisły w latach 1956–1965 (Brański 1975)

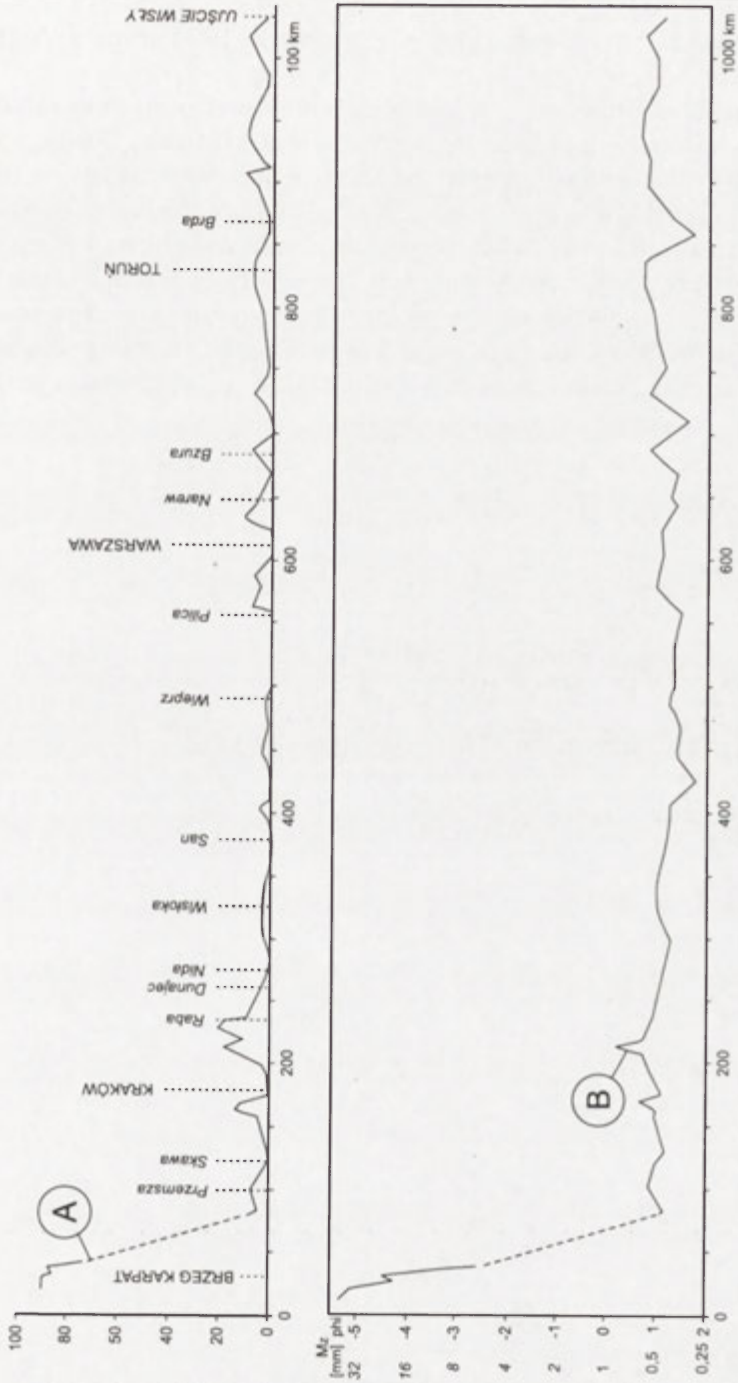
Linia kropkowa oznacza wielkości podane dla stacji w Warszawie, Toruniu i Tczewie przez Maruszczaka (1988) dla lat 1965–1980, uwzględniające rolę zbiornika we Włocławku (Starkel, red., 1990)

przekrój w Zawichoście (powierzchnia około 50 tys.km²) sięga 2 mln ton, natomiast u ujścia w Tczewie maleje do 1,36 mln t (Brański 1975). Blisko 90% zawiesiny odprowadzanej Wisłą pochodzi z obszaru Karpat. Znaczne ilości tej zawiesiny zatrzymywane są w czasie wezbrań na równinach zalewowych, szczególnie w strefie między wałami przeciwpowodziowymi na obszarze Kotliny Sandomierskiej (Dembowski 1984) i w przełomie Wisły między Zawichostem a Puławami, gdzie według A.Łajczaka (1997) deponowane jest średnio corocznie 570 tys. t (ryc. 17).



Ryc. 17. Średnia miąższość akumulacji pozakorytowej w okresie regulacji koryta Wisły – M.B.A. i zmiany pionowego położenia koryta – CH.L.CH. (wg: Łajczak 1997)
 a – ujścia dopływów karpackich, b – ujścia innych dopływów, c – położenie stacji wodowskazowych z pomiarami przekrojów

Transport materiału wleczonego odgrywa istotną rolę tylko w górach, gdzie stanowi średnio w skali wielolecia 5–15% materiału przemieszczanego mechanicznie (Froehlich 1975). Gruba frakcja o średnicy 0,5–1 m uruchamiana bywa w potokach beskidzkich i tatrzańskich podczas ekstremal-



Ryc. 18 Granulometria osadów koryta Wisły w profilu podłużnym (Kociszewska-Musiał 1990)

A – udział ziarn grubszych od 2 mm (%), B – średnia średnica ziarn w mm i skali phi

nych wezbrań, np. w lipcu 1997 r. (Kaszowski 1973; Froehlich 1998; Kortarba 1998).

O wielkości przemieszczanego materiału mówi pośrednio skład mechaniczny osadów budujących dno koryta (facja prądowa). Frakcja zwirowotoczakowa w górach stanowi niekiedy ponad 90% osadu, w Kotlinach Podkarpackich spada do 5%, na niżu do 2%, by wzrosnąć ponownie do 5% w dolnym biegu, gdzie Wisła przemywa osady morenowe i glaciofluwialne i rumowisko denne ma charakter bruku (Kociszewska-Musiał 1990). W korycie samej Wisły frakcja piaszczysta dominuje już od rejonu Goczałkowic. Ta frakcja przemieszczana jest w korycie na całej długości aż do ujścia, także w czasie średnich, a nawet niskich przepływów (ryc. 18).

2. METODY BADAŃ PALEOGEOGRAFICZNYCH

W czasie badań nad paleogeografią doliny Wisły i jej dopływów, prowadzonych w latach 80. i 90. został zastosowany szeroki wachlarz metod zarówno rekonstrukcji środowiska przyrodniczego jak i chronostratygraficznych. Wiele z tych metod doczekało się omówienia w czasie opracowywania pierwszej syntezy (Ralska-Jasiewiczowa i Starkel 1988; Starkel, red., 1990), a w okresie późniejszym szczegółowego sprecyzowania i podsumowania; wśród nich rekonstrukcja zmian szaty roślinnej Polski (Ralska-Jasiewiczowa 1989), metoda paleomalakologiczna (Alexandrowicz 1988), metody sedimentologiczne (Mycielska-Dowgiałło i Rutkowski 1996), metoda radiowęglowa (A.Pazdur i inni, red., 1999), analiza osadów laminowanych (Goslar 1997) i metoda dendrochronologiczna (Krapiec 1992, 1998).

2.1. Metody geomorfologiczne

Podstawą rozpoznania etapów ewolucji doliny Wisły na poszczególnych jej odcinkach było szczegółowe zdjęcie geomorfologiczne w skalach 1:50 000, 1:25 000 i 1:10 000, jak też zdjęcie w ramach *Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski*. Na obu typach map zarejestrowane zostały równiny zalewowe i stopnie terasowe często z inwentarzem drobnych form typu paleokoryt, odsypów, wałów przykorytowych i innych. Relacje przestrzenne zostały uchwycone na mapach w skali 1:200 000 (*Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski*) i 1:500 000 (*Przeglądowa Mapa Geomorfologiczna Polski*). Ta ostatnia stała się podstawą mapy dna doliny Wisły, zamieszczonej w opracowaniu syntetycznym (Starkel i Wiśniewski 1990). Do analizy rzeźby zostały wykorzystane na niektórych odcinkach zdjęcia lotnicze (m.in. Falkowski 1975; Mycielska-Dowgiałło 1978; Szumański 1986; Baumgart-Kotarba 1991), jak również stare mapy z XVIII i XIX stu-

lecia (Trafas 1975; Tomczak 1971; Szumański 1977; Klimek 1983; Klimek i Babiński 1990 i inni).

Kartowanie systemów terasowych i zestawianie ich w profilach podłużnych rzek ma długą tradycję zarówno nad niżową Wisłą (Lencewicz 1927; Galon 1934), jak i w dolinach rzek karpackich (Klimaszewski 1948) i przedpola Karpat (Laskowska-Wysoczańska 1971). Dla młodoczwartorzędowych teras całej doliny Wisły zostało ono zestawione w monografii z 1990 r. (Starkel i Wiśniewski 1990), a schematycznie dla okresów zlodowaceń przez L. Starkla (1994b, 1996b).

Równoległe badania budowy i wzajemnych relacji stopni terasowych pozwoliły na rekonstrukcję systemów rozcięć i włożeń, a równocześnie na odkrycie wielu kopalnych dziś stopni terasowych (m.in. Pożaryski 1953; Mamakowa i Starkel 1974; Laskowska-Wysoczańska 1971; Baraniecka i Konecka-Betley 1987 i inni). Baczną uwagę zwracano również na mikrorelief równin zalewowych i niskich teras, a szczególnie kształty, wielkości i stopień zachowania paleokoryt. Niektóre z nich, w ślad za klasycznymi badaniami w dolinie Warty i Proсны (Kozarski 1983; Rotnicki 1983), zostały szczegółowo rozwiercone i zrekonstruowano fazy ich odcięcia i wypełnienia (Starkel i inni 1991; Kalicki i inni 1996).

2.2. Metody litologiczno-sedymentologiczne

Wydzielone sekwencje osadów rzecznych były badane pod względem ich struktury i tekstury. Badania struktury obejmowały typy warstwowania osadów (Wiśniewski 1976; Mycielska-Dowgiałło 1978; Rutkowski 1987; Florek i inni 1987 oraz inne), nachylenia lamin i grubości ławic, pozwalające zrekonstruować reżim rzeczny i kierunki płynięcia wód, jak też określić relacje do innych osadów np. stożków dopływów, osadów stokowych czy eolicznych (Niedziałkowska i inni 1977; Jersak i inni 1992; Manikowska 1991).

Znacznie więcej uwagi poświęcono teksturze osadów. Były to przede wszystkim badania składu mechanicznego aluwów, których niestety nie prowadzono ujednoliconymi metodami laboratoryjnymi, choć wszędzie analiza sitowa i areometryczna były obowiązkowe. Stosowano wskaźniki Folka i Warda (1957), takie jak średnia średnica, stopień wysortowania (odchylenie standardowe), kurtoza i skośność. W zestawieniu z 1990 roku (Florek i inni 1990) zostały wykorzystane materiały z doliny Wisły koło Tarnobrzega (Mycielska-Dowgiałło 1978), koło Płocka (Florek i inni 1987) i doliny Wisłoki koło Dębicy (Starkel i inni 1982; Niedziałkowska 1991). Później liczba stanowisk szczegółowo zbadanych wzrosła (por. Starkel, red., 1991, 1995, 1996). Równoległe były prowadzone analizy stopnia obróbki

ziarn kwarcu z zastosowaniem graniformometru Krygowskiego (1964) pozwalające wydzielić ogniwa osadowe o wysokim stopniu eolizacji (akumulowane w czasie schyłku ostatniego zlodowacenia). W osadach aluwialnych ziarna eoliczne są na złożu wtórnym. Niestety porównywalność tych wyników jest utrudniona wskutek analizowania przez autorów różnych frakcji ziarn (0,5–0,8 mm lub 0,8–1,0 mm).

Metody sedimentologiczne pozwoliły na rozpoznanie sekwencji zdarzeń w czasie (w pionie), wzajemnych relacji osadów włożonych, a przede wszystkim na wydzielenie facji osadów charakterystycznych dla rzek roztokowych, meandrowych i mieszanych zarówno w obrębie górskich dopływów, jak i wzdłuż całej doliny Wisły (Florek i inni 1990).

Dla rzek roztokowych charakterystyczne są osady facji korytowej o zmiennym stopniu wysortowania ($\delta=0,5-2,5$) i niskim wskaźniku obróbki ($W_o=850-1100$). Osady pozakorytowe występują rzadko, są piaszczyste lub pylaste, często wykazują przeróbkę eoliczną (Cichosz-Kostecka i inni 1986).

Dla rzek meandrowych, charakterystycznych dla środkowych i dolnych biegów rzek w holocenie stwierdzono duże zróżnicowanie facjalne w grupie osadów korytowych, równiny zalewowej (pozakorytowych) i wypełnień starorzeczy. Osady korytowe odznaczają się dobrym i średnim wysortowaniem ($\delta=0,2-1,0$) oraz na ogół dobrą obróbką ziarn ($W_o=1000-1300$). Wśród nich można wydzielić podstawową subfację odsypów meandrowych oraz subfację przemytych bruków korytowych, wśród których spotyka się często grube otoczaki. Tę ostatnią charakteryzuje bardzo słabe wysortowanie ($\delta=1,5->3$) (Florek i inni 1990).

Wśród osadów facji pozakorytowej (*overbank facies*) można wydzielić osady wałów przykorytowych (*levee*), stożków (głifów) krewasowych oraz płaskich równin zalewowych i obniżen, często zabagnionych z wodą stagnującą po powodzi (*backswamps*). W wałach przykorytowych charakterystyczne są naprzemianległe warstwy o różnym wysortowaniu i składzie mechanicznym, zależnym od skali wezbrania. Natomiast osady stożków krewasowych nawet przy braku świeżych form charakteryzuje grubsza frakcja zależna od siły wód, częste warstwowanie przekątne lub deltowe. Podobny charakter mają osady stożków powstałe na przedpolu przerwanych wałów przeciwpowodziowych (Gębica i inni 1998). Wysortowanie osadów płaskich równin zalewowych jest złe – jest to efektem zmiennej siły transportowej wód zalewających równinę ($\delta=2-3$) i odkładania jednorazowo cienkich warstewek. Są to utwory gliniaste bardziej pylaste lub piaszczyste, na których równocześnie postępuje proces glebotwórczy. Dlatego nazwa „mada” - gleba na aluwiach - bywa rozciągana nie całkiem słusznie na osady facji pozakorytowej (por. Starkel, red., 1990, 1996). Subfacja zabagnionych obniżen odznacza się dużym udziałem frakcji ilastej, powsta-

lej w wyniku dekantacji z wód powodziowych. Duży jest udział części organicznych – często osady te przechodzą w torfy zailone (por. Gębica 1995).

Odrębną fację stanowią osady wypełnień starorzeczy. Ich strop na ogół nie różni się od osadów zabagnionych obniżzeń, ale w profilach wypełnień spotykamy najczęściej w spągu osady jeziorne, typu kredy jeziornej lub gytii, wyżej warstwy torfu, niekiedy przewarstwiane poziomami mineralnymi, nawet piaskami i żwirkami – wskazującymi na ingresje wód powodziowych (Ralska-Jasiewiczowa i Starkel 1988; Kalicki i inni 1996).

Obok tych 3 podstawowych facji spotykamy w obrębie teras osady stożków napływowych o dużej zmienności zarówno pionowej jak i przestrzennej (Niedziałkowska i inni 1977; Czyżowska 1997), oraz i osady środowisk obcych: stokowe – grawitacyjne (osuwiskowe, soliflukcyjne – por. Starkel 1968), eoliczne (por. Schild 1982) czy glacyjfluwalne (Wiśniewski 1976).

2.3. Metody petrograficzne i mineralogiczne

Ich zastosowanie w badaniach aluwii doliny Wisły jest stosunkowo niewielkie. Skład petrograficzny żwirów bywał od dawna stosowany do rekonstrukcji kierunków płynięcia wód w Karpatach i na przedpolu od pliocenu do najmłodszego czwartorzędu dzięki występowaniu otoczków skał pochodzenia tatrzańskiego lub prakarpackiego oraz eratyków fennoskandynawskich i świętokrzyskich (Klimaszewski 1967, Dżułyński i inni 1968; Laskowska-Wysoczańska 1971; Rutkowski 1977). Skład petrograficzny różni też wyraźnie poszczególne poziomy terasowe (Rutkowski 1990).

Zawartość metali ciężkich znajduje zastosowanie do oddzielenia osadów sprzed ingerencji człowieka, mad antropogenicznych i mad przemysłowych, szczególnie w dorzeczu górnej Wisły. Stwierdzono tam, że wraz z rozpoczęciem górnictwa cynkowo-ołowiowego, a potem budową kopalni węgla i hutnictwa w rejonie śląsko-krakowskim, o rząd nawet o dwa rzędy wielkości wzrósł udział metali ciężkich: Zn, Pb, Cu, Cd, Ni, Cr (Helios-Rybicka 1986; 1990, Klimek i Zawilińska 1985). Metale ciężkie w dolinie Wisły między Warszawą a Toruniem posłużyły do rekonstrukcji tendencji zmian koryta w ostatnich dwóch stuleciach (Skwarczewski 2000). Podobną rolę wskaźnikową spełnia obecność lekkich otoczków węgla karbońskich, które pojawiły się w osadach głównie facji pozakorytowej górnej Wisły w XIX wieku wraz z eksploatacją węgla i jego transportem barkami (Rutkowski 1986).

2.4. Metody gleboznawcze

Osady budujące gleby aluwialne zwane madami pochodzą z odprowadzonych z koryta rzeki lub ze stoków skal, zwietrzelin i utworów pokrywowych różnej genezy. Deponowane na równinie zalewowej osady przekształcane są zależnie od tempa sedymentacji przez procesy glebotwórcze. Z chwilą ustania sedymentacji zależnie od warunków klimatycznych dochodzi do powstania dojrzałych profilów glebowych, które na ogół ulegają nieznacznym późniejszym przemianom (por. Kowalkowski 1988, 1990). Kolejne ożywienie sedymentacji rzecznej prowadzi do przykrycia gleb, wówczas mówimy o glebach kopalnych (np. tzw. stara mada w przełomie Wisły – Pożaryski 1955). Gleby rozwinięte w profilach teras vistuliańskich są na ogół płytkie, mają cechy gleb arktycznych oglejonych, często z zachowanymi strukturami zmarzlinowymi (Jersak 1972). Gleby późnoglacialnych ociepleń, choć płytkie, są rozwinięte w obrębie utworów eolicznych w stropie aluwiów (Manikowska 1985; Baraniecka i Konecka-Betley 1987). Wyjątkiem jest gleba na aluwiach w Kanionie z interstadiału Epe (Cichosz-Kostecka i inni 1991). Dobrze wykształcone profile typu leśnych gleb brunatnych rozwinęły się na eo- i mezoholocenijskich pylasto-ilastych madach i przy braku przykrycia zachowały swe cechy odrębne od gleb wykształconych na młodszych aluwiach (Kowalkowski i Starkel 1977). Możemy zatem na podstawie typu gleb odróżnić serie różnowiekowych włożeń. Jest to metoda stosowana w dolinach rzek na obszarze Niemiec (Brunnacker 1978). Poziomy gleb kopalnych spotykane w szybko narastających osadach nie doszły do stadium dojrzałości – są one dobrym wskaźnikiem faz o dużej częstotliwości powodzi (Niedziałkowska i inni 1977).

2.5. Metody paleobotaniczne

Analiza pyłkowa osadów organicznych uzupełniona analizą makroszczątków stwarza możliwości zarówno śledzenia zmian szaty roślinnej, klimatu i stosunków wodnych, jak również datowania osadów rzecznych, w których one występują, a częściej podścielających je lub nadległych (Ralska-Jasiewiczowa i Starkel 1988). Szczególne znaczenie mają śródaluwialne soczewki torfów lub warstwy torfów okrywające aluwia, wyznaczające koniec sedymentacji rzecznej. Z kolei wkładki madowe w torfach informują o epizodach powodziowych (Ralska-Jasiewiczowa 1980). Sam skład gatunkowy drzew, a zwłaszcza roślin bagiennych i wodnych świadczy o zmianach hydrologicznych. Osady jeziorne i torfowe w spągu wypełnień opuszczonych meandrów najlepiej wyznaczają przybliżony czas odcięcia

zakola lub przerzutu koryta (Gębica i Starkel 1987; Kalicki i inni 1996). W wypełnieniach paleokoryt lub w seriach odsypów przykorytowych znajdują się soczewki sieczki organicznej, gałęzie i całe pnie drzew, które należy wykorzystywać dla rekonstrukcji paleogeograficznych z wielką ostrożnością w związku z możliwością redepozycji i występowania razem materiału różnowiekowego (Awskiuk i inni 1980, Kalicki i Krąpiec 1991a,b, 1995). Najpewniejsze do określenia wieku aluwiów są znaleziska pniaków zakorzenionych w aluwiach, przykryte młodszymi aluwiami, np. w Branicach (Kalicki i Starkel 1987).

Specyficzne warunki do zachowania pyłków i śledzenia sukcesji zmian stwarzają szybko narastające stożki napływowe. Diagram pyłkowy z osadów w Podgrodziu datowanych na 8400–7800 lat ^{14}C BP zachowuje czytelność zmian nie gorszą od klasycznych profilów torfowiskowych (Mamakowa i Starkel 1977).

2.6. Metody paleozoologiczne

Pośród szczątków grup zwierzęcych w aluwiach istotną rolę w rekonstrukcjach paleogeograficznych odgrywiają ślimaki i małże, grupy owadów i kręgowce.

W dolinach dorzecza Wisły szczególne znaczenie mają występujące w dużych ilościach ślimaki, dobrze zdefiniowane, gdy chodzi o ich wymagania ekologiczne (Łożek 1964; Alexandrowicz 1988, 1990). Ich stan zachowania, koncentracja i skład zespołów zależą nie tylko od dynamiki środowiska sedymentacyjnego i składu mechanicznego, ale także zawartości CaCO_3 , pH i związków humusowych. Cechą ślimaków jest reprezentowanie przez nie lokalnych siedlisk, gdyż ich skorupki nie znoszą dalekiego transportu. Dlatego tanatocenozy oddają w sposób bardziej wiarygodny niż pyłki charakter roślinności w dnie doliny i stopień zawiłgocenia. W osadach równiny zalewowej i w paleokorytach spotykamy ślimaki żyjące na miejscu. Dzięki analizie malakologicznej można było wykazać brak zadrzewienia płaskich den wyżynnych dopływów Wisły w ciągu całego holocenu, choć analizy palynologiczne wskazywały na przewagę zbiorowisk leśnych.

Na podstawie znalezionych szczątków ślimaków konstruowane są diagramy składu gatunkowego (MSS) i składu osobników (MSI), które w profilach osadów równin terasowych, wypełnień terasowych i martwic wapiennych pozwalają prześledzić sukcesję zmian klimatycznych i wodnych od okresu pleniglacjału poprzez późny glacjał i poszczególne fazy holocenu (Alexandrowicz 1984, 1987; Piechocki 1977), jak też etapy wypełniania i zarastania starorzeczy (Alexandrowicz 1980).

Owady z grupy *Coleoptera* nie znalazły szerszego zastosowania w rekonstrukcjach paleogeograficznych, choć były znajdowane w profilach aluwialnych i torfowiskowych dorzecza górnej Wisły (Pawłowski 1989).

Podobne minimalne znaczenie mają znaleziska ryjkowców i kości dużych ssaków plejstocenijskich w poziomach bruków w spągach serii aluwialnych (por. Kowalski 1973).

2.7. Metody archeologiczne i historyczne

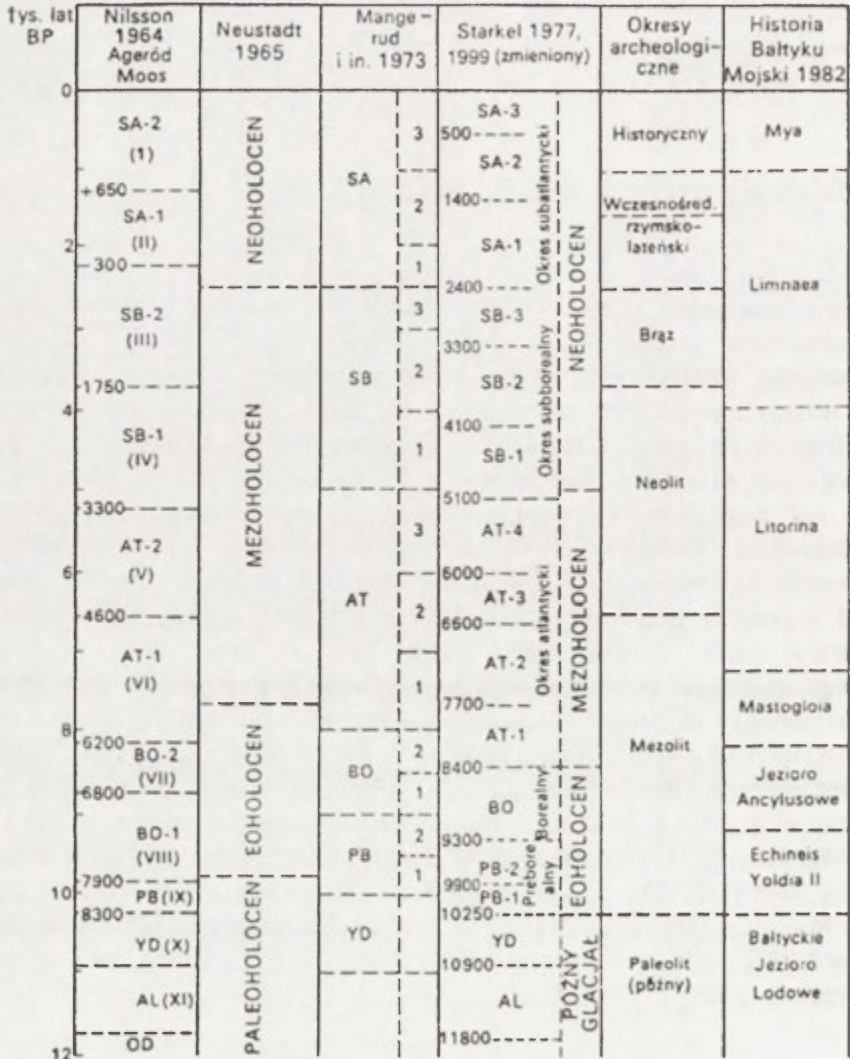
Znalezienie śladów działalności człowieka w dolinach rzecznych ma podwójne znaczenie: pozwala wydatować osady rzeczne, a równocześnie zrekonstruować środowisko w jakim żył pierwotny człowiek i które przekształcał. Dlatego obejmowanie przez osadnictwo kolejnych na ogół coraz niższych poziomów zalewowych jest pośrednio wskaźnikiem zmian hydrologicznych (por. Koc 1975; Biernacki 1975; Tomczak 1987), podobnie jak zasiedlanie wydym w obrębie den dolinnych (Schild 1982). Wiele też poziomów kulturowych zostało pogrzebanych pod osadami powodziowymi (Falkowski 1975; Radwański 1972). Za pomocą analizy rozmieszczenia stanowisk archeologicznych czy osad historycznych można śledzić zmiany i przerzuty koryt rzecznych (Zaki i inni 1970; Gębica i Starkel 1987; Maruszczak 1998). Rekonstrukcje archeologiczne i paleogeograficzne rzucają też światło na wiek i genezę pokryw proluwialnych u podnóża krawędzi lub u wylotów małych dolin (Wasylikowa i inni 1985; Kruk 1988; Kruk i inni 1996).

Podobną rolę spełnia dla ostatniego tysiąclecia analiza źródeł historycznych dotyczących np. powodzi (Girgus i Strupczewski 1965) czy też zmian koryt rzecznych. Do pionierskich prac z tego zakresu należą studia dotyczące XVII–XVIII -wiecznego Wisłoka (Strzelecka 1958), Wisły w okolicach Krakowa (Radwański 1972) i Torunia (Tomczak 1971). Od drugiej połowy XVIII wieku dysponujemy już w miarę dokładnymi mapami, np. dla byłej Galicji (Mieg 1779-1782).

2.8. Metody chronostratygraficzne

Spośród metod datowania bezwzględnego w badaniach doliny Wisły szerokie zastosowanie znalazła metoda radiowęglowa oraz ograniczona czasowo metoda dendrochronologiczna, a znacznie mniejsze metoda termoluminiscencyjna. Istotne znaczenie dla wykalibrowania skali czasowej miało odkrycie w Kotlinie Płockiej laminowanych osadów jeziora Gościąż.

Również znaleziska archeologiczne, historyczne czy też analiza metali ciężkich pozwalają w wielu profilach na postawienie granicy *ante quem* lub *post quem*.



Ryc. 19. Podziały stratygraficzne holocenu (wg: Starkel 1977, 1999)

Skróty: OD – starszy dryas, AL – alleröd, YD – młodszy dryas, PB – okres preborealny, BO – okres borealny, AT – okres atlantycki, SB – okres subborealny, SA – okres subatlantycki

Metoda radiowęglowa, dzięki czasowi połowicznego rozpadu izotopu węgla ^{14}C (5568 lat), pozwala na sięgnięcie wstecz do około 40 000 lat BP. Wśród materiałów datowanych w dolinie Wisły występowały torfy, mułki

organiczne, gytie, poziomy gleb kopalnych, detrytus roślinny, pnie drzew, węgle drzewne, kości i muszle ślimaków (por. Pazdur 1982). Do 1990 roku zostało wykonanych ponad 250 datowań z dna doliny Wisły i dopływów – około 90% w laboratorium Politechniki Śląskiej w Gliwicach, a poza tym w laboratoriach w Hannoverze, Leuven i innych. W ciągu kolejnych 10 lat liczba ta wzrosła o dalszych 100–150 datowań. Daty radiowęglowe przy granicy błędu ± 50 lat pozwalają na chronologię zdarzeń z dokładnością rzędu stulecia. Osady starsze od holocenu mają dokładność znacznie mniejszą: interpretację zdarzeń utrudniają częste inwersje datowań, a także tzw. plateau radiowęglowe, gdy np. na początku holocenu próbki z osadów składanych w ciągu kilkuset lat uzyskują w laboratorium identyczny wiek. Dużej ostrożności w interpretacji wymagają też redeponowane szczątki organiczne, dlatego wskazane jest interpretowanie profilów wspólnie z wykonującym datowanie (por. A. Pazdur i inni 1999). Ostatnio wypracowano metodę datowania węglanowych martwic, występujących w dnach dolin wyżynnych dopływów Wisły (A. Pazdur 1987; Pazdur i inni 1988).

Datowania metodą TL osadów pylasto-piaszczystych mają dokładność około 10-krotnie niższą i stosowano je w nielicznych profilach osadów samej Wisły; realizowane były w laboratorium lubelskim (J. Butrym) rzadziej w gliwickim (A. Bluszcz) lub gdańskim. Datowania tych samych próbek w różnych laboratoriach bywają rozbieżne (Bluszcz i inni 1989), dlatego różna musi być waga przykładana do znaczenia chronostratygraficznego wyników.

Pierwsze pomiary dendrochronologiczne tzw. czarnych dębów występujących w dużych nagromadzeniach w dolinach rzek przedpola Karpat zostały wykonane przez B. Beckera (1982). Szczegółowe studia podjęte w dolinie Wisły w ostatnim 10-leciu doprowadziły do opracowania w dorzeczu górnej Wisły 22 stanowisk. Pobrano z nich łącznie około 600 pni i skonstruowano na ich podstawie standardową chronologię obejmującą lata 474 BC–1529 AD (Krąpiec 1992, 1996). Ostatnio została ona połączona z dendrogramami żyjących drzew (Krąpiec 1998). Istnieją duże szanse na rozszerzenie jej do 4–5 tysięcy lat wstecz. Na tej podstawie dzięki bliskiej współpracy z geomorfologami (por. Kalicki i Krąpiec 1995; Starkel i inni 1996a), udało się skorelować fazy wzmożonej depozycji pni w młodszych seriach aluwialnych.

W profilu wytopiskowego jeziora Gościąż w Kotlinie Płockiej stwierdzono w 1984 r. serię rocznych lamin obejmujących ostatnie około 12 600 lat (Pazdur i inni 1987). Były one podstawą szczegółowych wielostronnych analiz i wykalibrowania metody radiowęglą (Goslar 1996; Ralska-Jasiewiczowa i inni 1998). Na tej podstawie m.in. stwierdzono, że dolna granica holocenu w latach kalendarzowych leży na poziomie 11 450 lat BP (w latach ^{14}C przyjmowano ją na 10 000 lub 10 250 lat BP). Dlatego

obecnie zaczynamy wprowadzać skalę kalendarzową do istniejących podziałów stratygraficznych późnego vistulianu i holocenu (ryc. 19). W niniejszej pracy będę posługiwał się obiema skalami.

2.9. Metody rekonstrukcji paleohydrologicznych

Rekonstrukcje bilansu wodnego w przeszłości, a szczególnie zmiany w reżimie rzeczonym, interesujące nas w przypadku ewolucji doliny, oparte są zarówno na analizie zmian parametrów koryt rzecznych, zmian facjalnych osadów, sekwencji rozcięć i włożeń, jak też na wnioskach płynących ze zmian szaty roślinnej, zbiorników jeziornych, malakofauny, sedymentacji martwic wapiennych i innych osadów (por. Starkel, red., 1990; Starkel i inni, red., 1991). Porównania wyników uzyskanych różnymi metodami, na podstawie różnych typów osadów, dokonano w części wnioskowej. Tutaj natomiast zaprezentowano drogi rekonstrukcji oparte na analizie form i osadów rzecznych, zapoczątkowane m.in. przez S.Schumma w jego klasycznych pracach: *Quaternary palaeohydrology* (1965) i *The fluvial system* (1977) oraz przez G.Dury'ego (1964).

Rekonstrukcja przepływów pełnokorytowych i średnich rocznych przepływów jest oparta na parametrach koryt meandrowych (szerokość, głębokość, promień krzywizny, spadek i inne) i pozwala porównywać ze sobą różnego wieku paleokoryta. K.Rotnicki (1983, 1991) zastosował zmodyfikowany wzór Chezy-Manninga dla paleokoryt Proсны. Jednak, jak zwraca uwagę R.Soja (1994, w: Starkel i inni 1996a), błędy w precyzowaniu wielkości parametrów nakładają się i błąd rekonstruowanego przepływu może przekroczyć 100%. Dlatego w pracach nad rekonstrukcją przepływów paleomeandrów Wisły, Wisłoki i Sanu (Starkel i inni 1982; Gębica i Starkel 1987; Starkel, red., 1990) zatrzymano się na rzędzie wielkości zmian, stwierdzając że późnoglacialne wielkie paleomeandry były kształtowane przez przepływy pełnokorytowe do 4x większe niż sprzed okresu regulacji, a do 10–15x większe niż w starszej części holocenu. Do szczegółowo zbadanego paleomeandru Wisły w Zabierzowie Bocheńskim zastosowano też wzór Chezy-Manninga (Kalicki i inni 1996):

$$Q = 1/n \cdot R \cdot 1/6 \cdot A \sqrt{R \cdot S}$$

gdy: Q – przepływ pełnokorytowy w m³s⁻¹

n – współczynnik szorstkości

R – promień hydrauliczny

A – powierzchnia przekroju w m²

S – spadek.

Stwierdzono, że Q kształtuje się zależnie od przekroju od 37,3 do $71 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. W przypadku paleokoryt przy rekonstrukcji przepływu okazało się, że każdy z parametrów jest bardzo trudny do określenia.

Znacznie trudniejsze są rekonstrukcje koryt rzek roztokowych typowych dla okresu zimnego, i odcinków współczesnych rzek karpackich. W czasie każdego wezbrania przekrój koryta ulega zasadniczym zmianom (Baumgart-Kotarba 1983). Według szacunków J. Maizels i J. Aitkena (1991) błąd rekonstruowanego przepływu dla późnoglacialnych koryt rzek Szkocji może wahać się od -50% do +350%.

Drogą prowadzącą do rekonstrukcji reżimu rzeczno jest też badanie osadów rzecznych, ich składu mechanicznego, struktury, facjalnego zróżnicowania w relacji do miąższości osadów i faz rozcięć i włożeń (por. Florek i inni 1990, Ralska-Jasiewiczowa i Starkel 1988). Wszystkie te analizy pozwalają jedynie na porównywanie ze sobą datowanych serii z różnych okresów i wyciąganie wniosków o częstoci powodzi i skali pojedynczych wezbrań – poprzez analogię do osadów tworzonych w czasie współczesnych wezbrań o znanym przepływie. Analiza osadów pozwala na uzyskanie więcej informacji o zdarzeniach niż o średnich przepływach rocznych czy pełnokorytowych, do których dostosowują się parametry względnie stabilnych koryt.

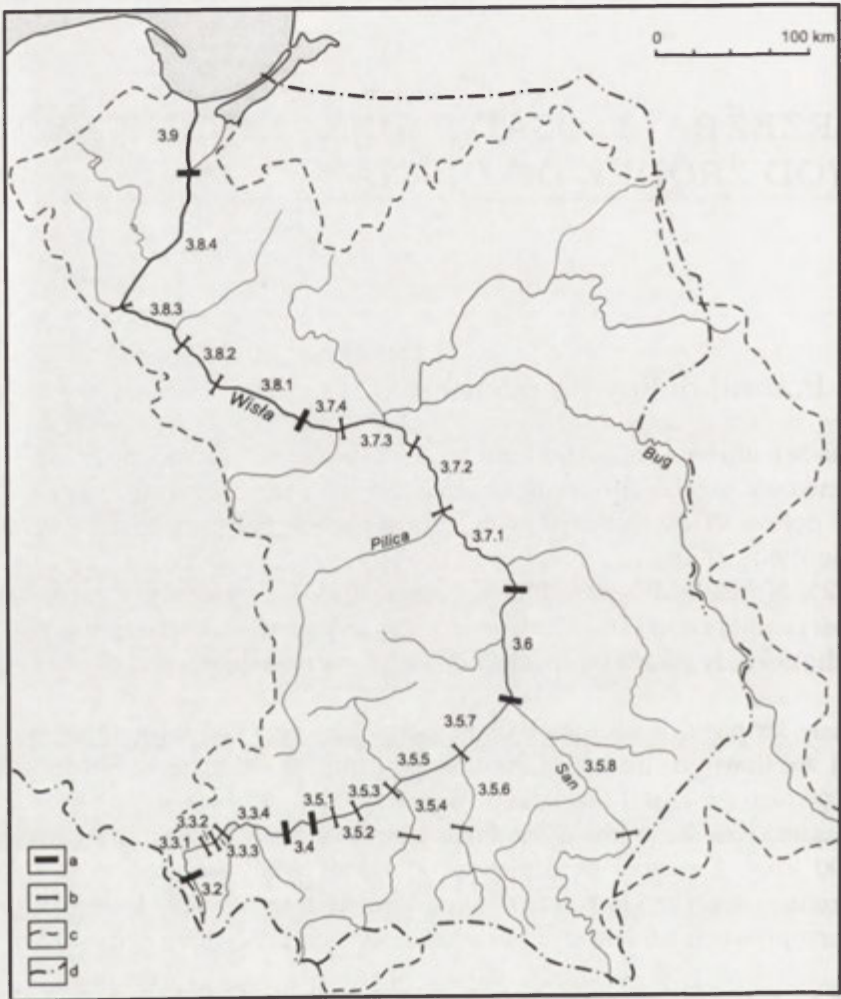
Omówione dwie drogi rekonstrukcji przepływów pokazują, jak daleko nam jeszcze do pełnych ilościowych rekonstrukcji paleohydrologicznych i jak niezbędne jest konfrontowanie wyników uzyskanych różnymi drogami dotyczących poszczególnych składowych obiegu wody: opadów, odpływu, parowania, retencji powierzchniowej i podziemnej (por. Starkel 1995f, 1996).

3. RZEŻBA I OSADY DNA DOLINY WISŁY (OD ŹRÓDEŁ DO UJŚCIA)

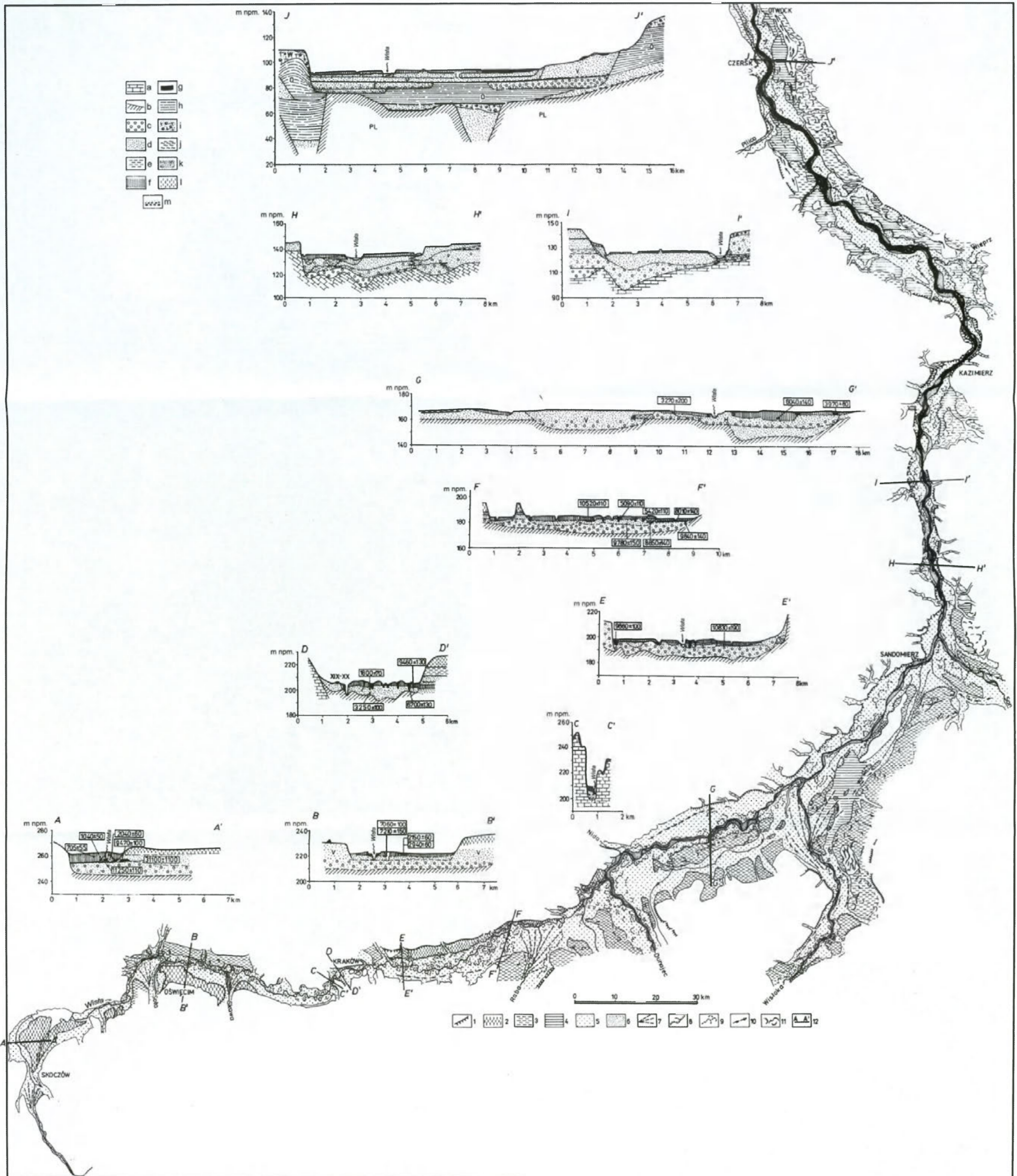
3.1. Podział doliny na odcinki

Pasowo ułożone jednostki tektoniczne i geomorfologiczne, a na Niżu równoleżnikowe przebiegi nasunięć lądolodów i ich faz recesyjnych przecinane przez dolinę Wisły, zadecydowały o odrębności poszczególnych odcinków, ich nierównej długości, zmiennej głębokości i szerokości dna doliny (ryc. 20, 21–22). Na całej długości doliny, liczącej 905 km, która jest mniejsza od długości samej rzeki (1060 km) wydzielono 8 podstawowych odcinków, dzielonych niekiedy na krótsze, zależnie od ich różnorodności:

1. Wisła karpacka – odcinek o biegu południkowym (36 km), złożony z części źródłowej o dużym spadku, wciętej do 500–600 m w blok Beskidu Śląskiego i z części pogórskiej (o około 100 m głębokości), w której dno rozszerza się do 4 km w Kotlinie Ustronia. Zlewnia karpacka ma tylko 300 km². Znacznie potężniejsze od samej Wisły karpackiej są prawostronne dopływy karpackie o powierzchniach zlewni 1–16 tys. km² i przepływach wielokrotnie przekraczających przepływy samej Wisły.
2. Wisła w Kotlinie Oświęcimskiej – odcinek długości około 70 km, wcięty 20–40 m w otaczające garby, złożony z 4 części o zmiennej szerokości (1–11 km): południkowo ukierunkowanych powierzchni stożka i zwężenia przełomowego koło Góry oraz dzielących je równoleżnikowych rozszerzeń, przyjmujących dopływy karpackie (Biała, Soła i Skawa) i wyżynne (Przemsza).
3. Wisła w Bramie Krakowskiej. Dolina ma zmienną głębokość 40–120 m w stosunku do otaczających zrębów. Połowa tego 35-kilometrowego odcinka to szerokodenna (3–4 km) dolina obrzeżona stromymi wzniesieniami od północy, a poniżej wąska, przełomowa (w Bramie Tynieckiej tylko 0,3 km szerokości).

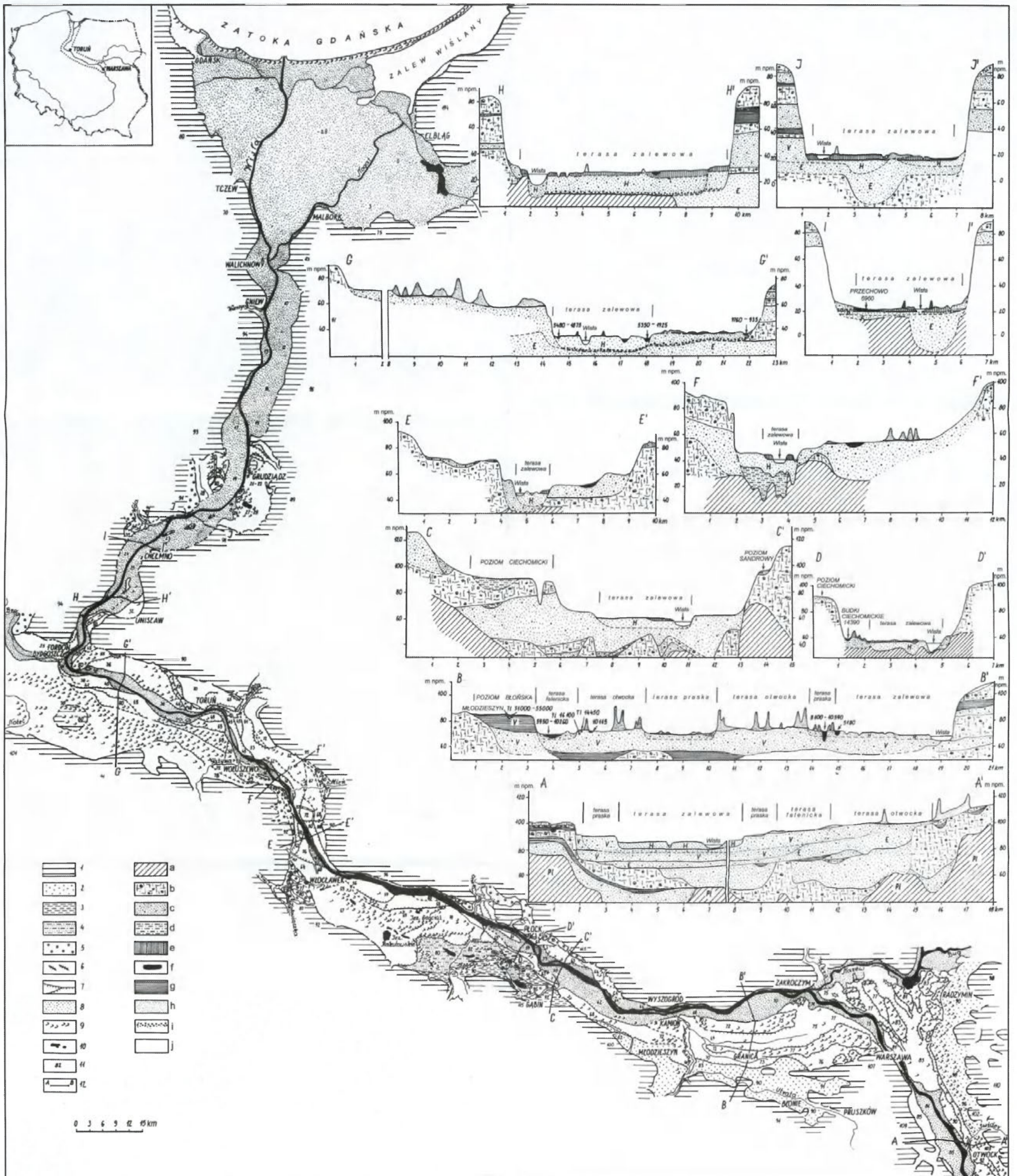


Ryc. 20. Odcinki dna doliny Wisły (prezentowane w tekście). Numery odpowiadają rozdziałom i podrozdziałom w tekście
 a – granice regionów, b – granice mniejszych odcinków opisywanych w tekście, c – dział wodny, d – granica państwa



Ryc. 21. Mapa geomorfologiczna i przekroje doliny górnej i środkowej Wisły (zestawione przez L. Starkla, - red., 1990)

Objaśnienia mapy: 1 - krawędzie wyżyn, 2 - przed-górnovistuliańska terasa okryta lessem, 3 - terasa górnovistuliańska, 4 - terasa późnoglacialna, 5 - holocenińska równina aluwialna, 6 - najniższa równina zalewowa, 7 - stożek napływowy, 8 - krawędź terasy, 9 - dawne biegi rzek, 10 - paleokoryta, 11 - wydmy, 12 - lokalizacja przekrojów;
 Objasnienia przekrojów: a - podłoże skalne (odporne), b - podłoże mało odporne (miocen), c - zwiry, d - piaski, e - pyły i mady, f - gliny powodziowe (mady), g - torf i inne wypełnienia paleokoryty, h - osady glaciojezorne, i - gliny morenowe, j - deluwia, k - piaski eoliczne, l - less, m - poziom bruku;
 Przekroje według: A-A' - Niedziałkowska i inni 1985; B-B' - Klimek 1987; C-C' i D-D' - Rutkowski 1987; E-E' - Kalicki i Starkel 1987; F-F' - Gebiła i Starkel 1987; H-H' - Pożaryski 1955; J-J' - Sarnacka 1987.



Ryc. 22. Mapa geomorfologiczna i przekroje doliny dolnej Wisły (zestawione przez E. Wisniewskiego - wg: Starkel, red., 1990)
 Objasnienia mapy: 1 - wysoczyzna morenowa, 2 - poziom zasypiania jeziora zastoiowego, 3 - poziom ciechomicki, 4 - poziom z fazy deglacjacji, 5 - równina sandrowa, 6 - oz, 7 - terasy późnoglacialne, 8 - holocenska równina aluwialna, 9 - wydmy, 10 - jeziora, 11 - wysokości teras n.p.m., 12 - lokalizacja przekrojów;
 Objasnienia przekrojów: a - podłoże przedczwartorzędowe, b - glina morenowa, c - piaski i żwiry, d - pyły i namuły, e - gliny powodziowe (mady), f - osady organiczne, g - ily zastoiowe, h - piaski eoliczne, i - poziom bruku, j - rzeka, wiek serii: E - eem, V - vistulian, H - holocen;
 Przekroje według: A-A' i B-B' - Baraniecka i Konecka-Betley 1987; C-C' - Wiśniewski 1987; D-D' - Florek i inni 1987; E-E' i F-F' - Wiśniewski 1982; G-G' - Niewiarowski i Tomczak 1973; H-H' - Niewiarowski 1987; I-I' i J-J' - Drozdowski 1982.

4. Wisła w Kotlinie Sandomierskiej – to odcinek o biegu SWW–NEE i długości 170 km. Dolina jest wyraźnie asymetryczna, od północy obrzeżona wzniesieniami 30–90 m wysokości. Samo dno ma zmienną szerokość 8–25 km, z czego niemal połowę zajmuje równina zalewowa. Rozszerzenia wiążą się ze stożkami u wylotu dopływów karpaccich: Raby, Dunajca, Wisłoki i Sanu.
5. Przełom Wisły przez pas Wyżyn Polskich o przebiegu południkowym o długości 75 km charakteryzuje dolina o stromych zboczach, wcięta w wyżyny i wysoczyzny 30–80 m i o dnie zmiennej szerokości 1–6 km (w rozszerzeniu Kotlinki Chodelskiej ponad 15 km).
6. Wisła mazowiecka na przedpolu ostatniego zlodowacenia. Długi, 215-kilometrowy odcinek, wcięty 25–55 m w otaczające wysoczyzny złożony jest z południkowej części – między Puławami a Warszawą, o dnie szerokości 12–15 km i równoleżnikowej – Kotliny Warszawskiej, o szerokości do 20 km od połączenia z Bugo-Narwią.
7. Wisła kujawsko-pomorska w strefie ostatniego zlodowacenia o szerokości dna od 4 do 20 km i głębokości 35–80 m, ma długość 260 km. Składa się ona z kilku rozszerzeń kotlinowych oddzielonych zwężeniami. W części wyższej, równoleżnikowej, o charakterze pradoliny są to Kotlina Płocka i Kotlina Toruńska, w części niższej, o biegu południkowym – mniejsze baseny: Unisławski i Grudziądzki.
8. Delta Wisły o długości 44 km, licząc od rozwidlenia na Wisłę właściwą (Leniwkę) i Nogat, obramowana jest od południa wysoczyznami (do 100 m wys. względnej) i rozszerza się ku północy wachlarzowato do około 50–60 km.

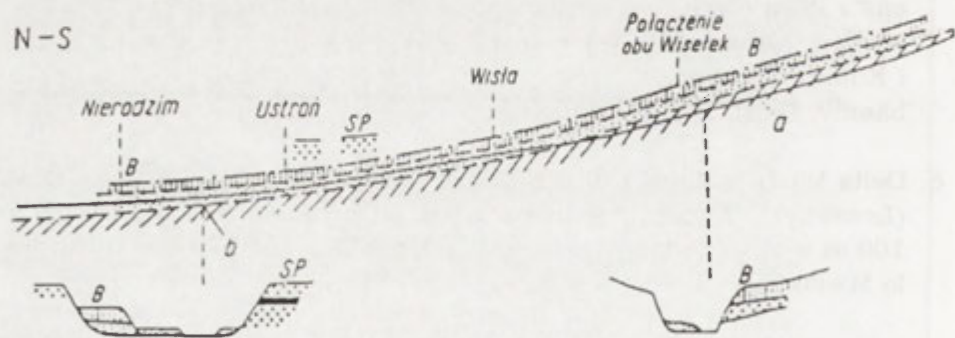
3.2. Wisła karpacka

Długość karpacciego odcinka Wisły wynosi tylko 40 km, z czego na część beskidzką przypada 25 km, a na pogórszką 15 km.

Wisła ma swe źródła pod szczytem Baraniej Góry (1214 m n.p.m.) w Beskidzie Śląskim. Oba potoki źródłowe: Biała Wisetka i Czarna Wisetka, o znacznym spadku, wcięte są do głębokości 200–500 m w piaskowce i łupki warstw istebniańskich i godulskich, tworząc liczne progi skalne. Blżej połączenia obu Wisetek ponad kamieńcem o szerokości niekiedy do 50 m, pojawiają się listwy terasowe o wysokości 2–3, 4–5 i około 7 m zbudowane z cokołów skalnych z cienką pokrywą żwirów. Nad nimi rysuje się

wysoki na 12–15 m poziom zbudowany z 3–8-metrowego cokołu z pokrywą żwirów okrytych 2–10-metrowej miąższości pokrywami soliflukcyjnymi, które otulają podnóża stoków górskich o nachyleniu 10° – 15° . Według L. Starkla (1967) jest to typowa sekwencja osadów terasy vistuliańskiej z rumoszem lub piaszczystymi glinami proluwialnymi w stropie. Cokół skalny jak i obserwacje skutków powodzi w latach 1958–1960 (Starkel 1967) świadczą o holocenijskim pogłębianiu doliny, które należy wiązać z młodymi ruchami podnoszonymi (ryc. 23). W odcinku beskidzkim dno doliny początkowo wąskie, o spadku do 20%, osiąga niżej, w obrębie rozszerzeń, 500 i więcej metrów. Towarzyszy mu 7–10-metrowa terasa, zbudowana ze żwirów z nadkładem glin soliflukcyjnych z rumoszem.

W odcinku pogórskim o spadku 10–5‰ niskie dno doliny rozszerza się do 1–2 km w kształcie stożka. Łącznie z wyższym, 10-metrowym stopniem szerokość kotlinki Ustronia rośnie do 4 km. W cegielni w Nierodzimiu odsłania się na żwirach pokrywa glin deluwialnych, miąższości do 5 m, w której spągu ciemne laminowane ility zawierają szczątki flory dryasowej (Starkel 1967; Niedziałkowska i Szczepanek 1994). Brak cokołu i szerokie kamieńce (istniejące przed regulacją koryta) wskazują na tendencję do agradacji (ryc. 23).



Ryc. 23. Schematyczne profile podłużne i poprzeczne karpackiego odcinka doliny Wisły (wg: Starkel 1967)

SP – dwudzielna pokrywa terasy ze zlodowacenia środkowopolskiego, B – pokrywa terasy vistuliańskiej (żwirów w spągu, pokrywy soliflukcyjne i deluwialne w stropie, a – profil współczesnego koryta, b – cokół skalny rozcięty w górnym biegu, niżej chowający się pod aluwia

W Ustroniu na prawym brzegu Wisły występuje listwa wyższej terasy 20-metrowej badanej przez Stupnicką (Stupnicka i Szumański 1957). Pod 10 metrami żwirów rzecznych leży 2-metrowe mięszcze ogniwo glin soliflukcyjnych z rumoszem i torfem złożonym wprost na żwirach dolnych, zazębiających się z utworami stokowymi. Drewna drzew iglastych i skład pyłków

wskazują na ciepły interstadial i były wiązane z dwudzielnym ostatnim piętrzem zimnym (Stupnicka 1963). Ale 20-metrowa wysokość i obecność niższego stopnia nawiązującego do podnóży stoków pokrytych soliflukcją świadczy, że jest to pokrywa z dwudzielnego zlodowacenia środkowopolskiego (Starkel 1967, 1972), gdy doliny Beskidów Morawsko-Sląskich były podparte przez łądolód odrzański. Poniżej ujścia Brennicy w strefie brzeżnej Karpat dolina Wisły zwęża się nieznacznie do 3 km.

3.3. Wisła w Kotlinie Oświęcimskiej

Odcinek doliny Wisły w Kotlinie Oświęcimskiej liczy około 70 km z tym, że przy spadku wahającym się między 0,2 a 0,4‰ koryto ma rozwinięcie sięgające do 180% i dlatego długość Wisły w Kotlinie sięga 109 km. Bieg Wisły można podzielić na kilka części, które nawiązują do cech tektonicznych i historii czwartorzędowej Kotliny Oświęcimskiej, która dawniej odwadniana w kierunku Odry była co najmniej dwukrotnie w zasięgu łądolodów i wód glacyofluwialnych (Klimek 1972, Starkel 1967, red.; 1990). Powtórne niwelacje przeprowadzone na południowym obrzeżeniu niecki węglowej (Kowalczyk 1964), wskazują na ruchy obniżające, które dowiązują wyraźnie do struktur blokowych podłoża osadów mioceńskich, ograniczonych w przybliżeniu południkowymi i równoleżnikowymi liniami tektonicznymi (por. Kuciński i Mitura 1958).

O ile Wisła opuszczająca Karpaty w Skoczowie o zlewni 300 km² i reżimie kształtowanym przez wezbrania letnie ma $Q_{\text{sr}}=6,32$; $Q_{\text{max}}=648 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (Stachy i inni 1979), o tyle Wisła po połączeniu z Sołą i Przemszą (wszystkie trzy o podobnych powierzchniach dorzeczy) ma już dorzecze o powierzchni 5312 km², $Q_{\text{sr}} = 62 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, a $Q_{\text{max}} 1490 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Tektonika, ewolucja sieci dolinnej (przed zlodowaczeniami również Soła i prawdopodobnie Skawa były dopływami Odry – por. Klimek 1972; Starkel, red., 1990) i zmiany reżimu wraz ze wzrostem zlewni zadecydowały o odrębności 5 odcinków w obrębie Kotliny Oświęcimskiej. Są to: wyciągnięty południkowo stożek Wisły, równoleżnikowy odcinek między Goczałkowicami a Górą, przełom koło Góry i węzeł oświęcimski wraz z równoleżnikową szeroką doliną między Oświęcimiem a wzgórzami Mirowa i Kamienia.

3.3.1. Stożek napływowy Wisły

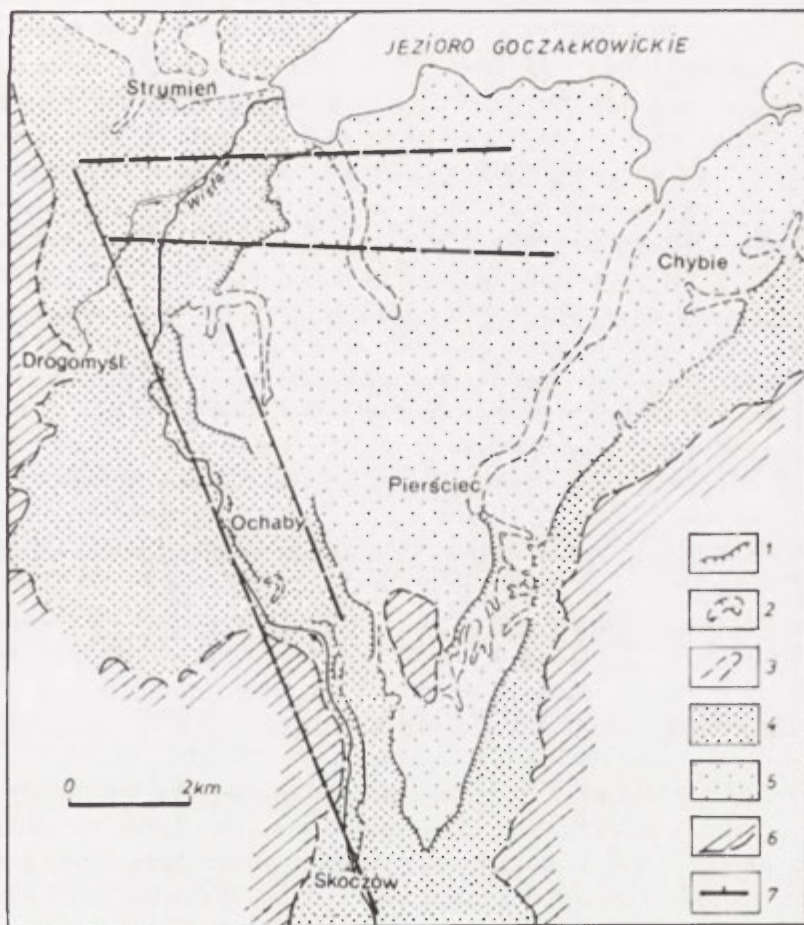
Długość stożka wynosi około 23 km. Jego nasada zaczyna się jeszcze na Pogórzcu, gdzie w obrębie stożka vistuliańskiego o szerokości 3–4 km wyżło-

bione są dwie marginalne rynny (Książkiewicz 1935; Niedziałkowska i inni 1985). Od brzegu Karpat stożek rozszerza się do 10 km. O ile stożek vistuliański ma spadek 2‰, o tyle niegdyś zalewowe holocenijskie dno ma spadek tylko do 1,5‰. Stożek vistuliański zajmuje część centralną o szerokości rosnącej od 3 do 8 km, jego powierzchnia urozmaicona jest płytkimi nieckowatymi obniżeniami, z których wschodnie ogranicza od zachodu wznoszący się do 7–10 m i szeroki na 1–1,5 km wał, za którym biegnie centralna ronna o szerokości do 1 km. Natomiast zachodnia ronna rozszerza się gwałtownie do 4,5 km, rozcięta krętym korytem maksymalnie do 6 m w części środkowej.

Miąszość osadów czwartorzędowych w obrębie stożka przeciętnie nie przekracza 15–20 m, ale w obrębie aktywnego rowu tektonicznego o przebiegu równoleżnikowym w rejonie Chybia rośnie do 30 m (ryc. 24). Spągową część budują piaski i żwiry, w których stropie (4,7–6,0 od powierzchni) stwierdzono torf datowany w spągu na > 41 000 lat (Gd 948) i w stropie na >45 000 lat (Gd 1460) (Niedziałkowska i inni 1985). Obecność w spągu dużej ilości pyłku *Alnus*, *Abies*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Picea* wskazuje albo na okres interglacjalny lub na ciepły interstadiał (typu brörup), zaś w stropie przewaga pyłku *Pinus* i *Betula* z udziałem *Artemisia* - na schyłek tego ocieplenia (Niedziałkowska i Szczepanek 1995).

Natomiast w południowej części stożka koło miejscowości Pierściec na wysokości 266–269 m n.p.m., a 4–14 m głębokości od powierzchni występuje 2–3 - metrowe ogniwo mułków organicznych z wkładkami torfów. Z nich pochodzą daty pomiędzy 29 200±1000 a 35 800±2500 lat BP. Analizy pyłkowe z dwóch profili z niską frekwencją i zmiennym udziałem pyłków drzew (AP 10-50%) wskazują na środowisko bezleśne z okresami występowania tundry parkowej, co może odpowiadać interstadiałowi Denekamp (Niedziałkowska i Szczepanek 1995). W ogniwie tym rośnie ku stropowi średnia średnica ziarna (od 7,4 do 6,2 phi) i poprawia się wysortowanie. Obok pyłków wskazuje to na kontynentalizację klimatu (ryc. 25). W profilu Pierściec 3, zlokalizowanym na wale, ponad mułkami organicznymi leży 6,5 m pyłów popielatych dobrze wysortowanych, a kolejno w ich stropie 4 m pyłów żółtych nieco piaszczystych. Jest to osad eoliczny budujący jakby wydmy lessową na wschodnim obrzeżeniu stożka. O ile poziom mułków bagiennych w przekroju Pierścica wskazuje na wylewy Wisły albo na nieznaczne wcięcie koryta, o tyle lessowa akumulacja mogła mieć miejsce, gdy stożek został już rozcięty i Wisła płynęła na niższym poziomie. W północnej części stożka początek sedymentacji szarych pyłów nastąpił znacznie później. Data z ich spągu wynosi zaledwie 16 800±400 lat BP. Należy wnioskować, że rozcięcie północnej części stożka było też późniejsze. Według E. Niedziałkowskiej i innych (1985) ostateczne rozcięcie nastąpiło jednak

znacznie przed *allerödem*, z którego torf leży już w poziomie dzisiejszego koryta.



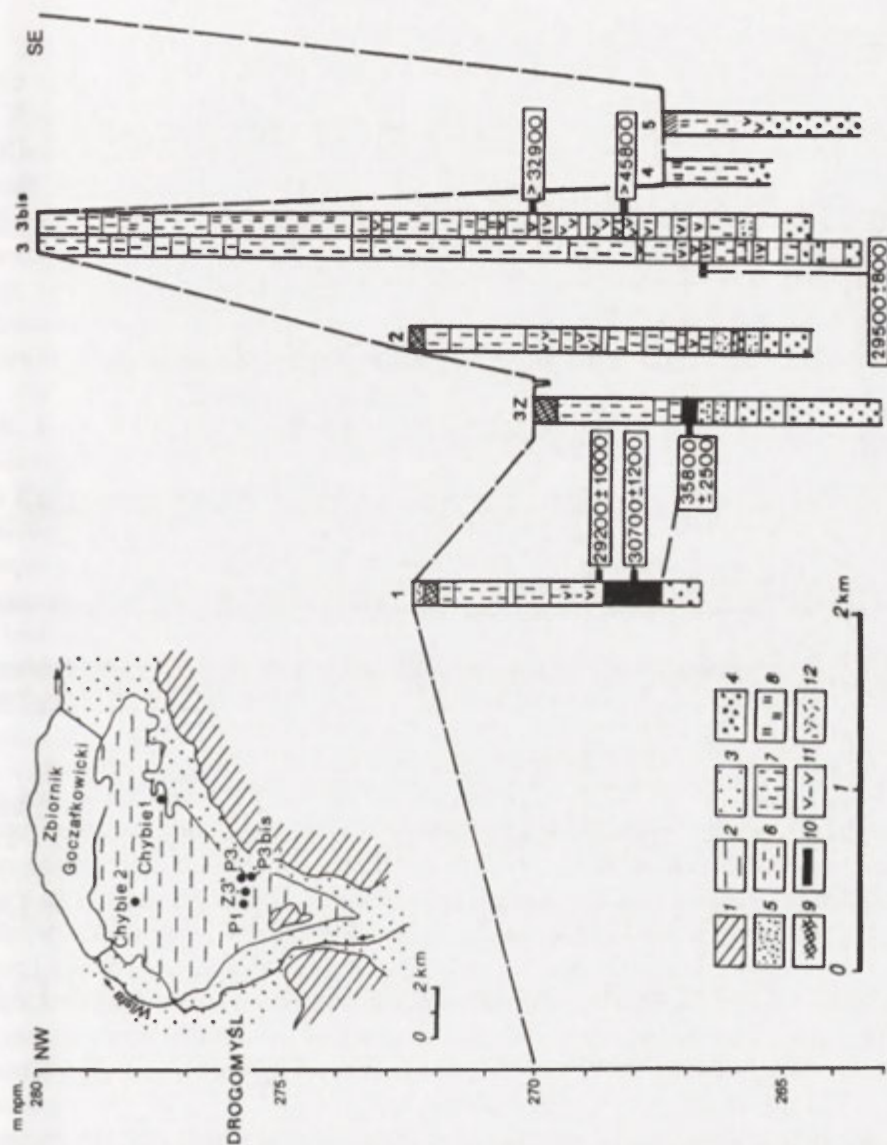
Ryc. 24. Szkic tektoniczny rejonu stożka Wisły na przedpolu Beskidu Śląskiego (wg: Niedziałkowska i inni 1985)

1 – krawędzie erozyjne, 2 – starorzecza, 3 – obniżenia nieckowate, 4 – równina zalewowa (dno) holocenińska, 5 – terasa i stożek vistuliański, 6 – wyższe pogórza i wysoczyzny, 7 – linie tektoniczne (prawdopodobnie aktywne)

Zachodnią rynnę, którą płynie Wisła, charakteryzuje płaskość powierzchni i gwałtowne zmniejszanie frakcji aluwów facji zarówno korytowej jak i pozakorytowej w odległości kilku kilometrów od brzegu Karpat, co jest prawdopodobnie wynikiem postępującej subsydencji (Kowalczyk 1964). Świadczy o tym stwierdzona przez W. Nowaka (por. Starkel 1967) w Ochabach sekwencja 3 nadległych ogniów żwirowych, przedzielonych

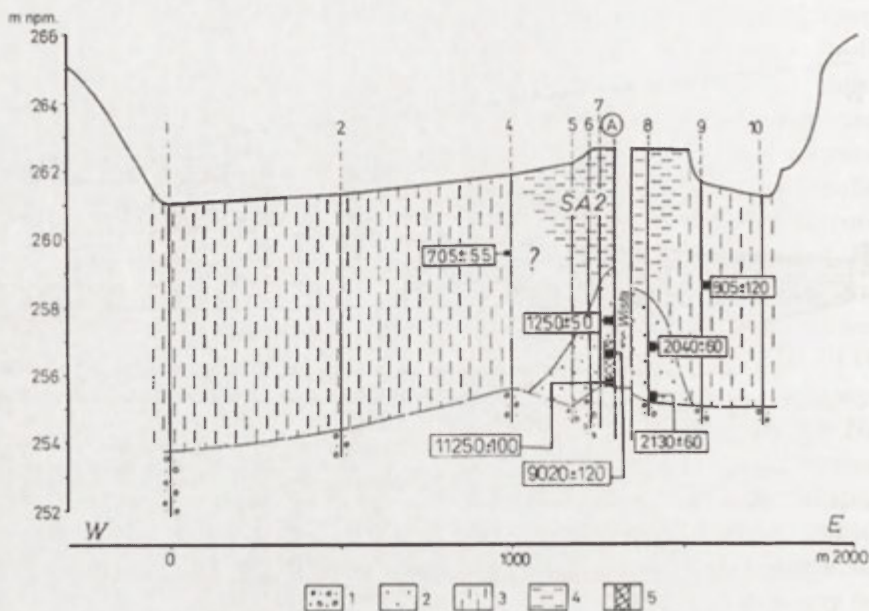
i przechodzących ku stropowi w pylasto-piaszczyste osady pozakorytowe. W Drogomyślu, na lewym brzegu Wisły odsłania się 7-metrowy profil w spągu z torfem, sygnalizowanym jeszcze przez A.Środonia (1952). Został on szczegółowo przeanalizowany przez E.Niedziałkowską i K.Szczepanka (Niedziałkowska i inni 1985; Niedziałkowska 1991; ryc. 26). Na żwirowo-piaszczystych aluwiach w zakłębieniu o charakterze koryta leżą mułki torfiaste z nadkładem 0,6 m torfu, który w spągu ma typowe spektrum późnoglacialne z ociepleniem *allerödu* i ochłodzeniem młodszego dryasu. Po niewyraźnie zarysowanej przerwie (prawdopodobnie erozyjnej) strop ma spektrum preborealno-borealne z wiązem, olchą, dębem, leszczyną i nawet lipą. Daty ze spągowej części torfu wynoszą $11\ 220 \pm 100$ lat i $11\ 250 \pm 110$ lat BP (starsza data z warstwy położonej 10 cm wyżej), natomiast strop wydatowany został również przez E.Gilot z Louvain na 9020 ± 120 lat BP. Na zerodowanej powierzchni torfu, a poza zasięgiem jego występowania wprost na żwirach leży ogniwo piasków różnoziarnistych miąższości 2–3 m, od spągu kolejno gorzej wysortowanych ($\delta = 1,1$), średnio (0,6) i znów słabiej (1–2). W piaskach tych w spągu występują pnie drzew wydatowane na 1250 ± 50 i 1040 ± 50 lat BP jak też detrytus roślinny (gałązki) datowany na 1150 ± 60 lat. Jest to osad korytowy złożony nie wcześniej jak w IX–X stuleciu. Natomiast znaleziony w pobliżu pień datowany na 3650 ± 50 należałoby uznać za redeponowany. Ku stropowi piaski przewarstwione są ilastymi mułkami. Jest to osad charakterystyczny dla wałów brzegowych, świadczący o bocznej migracji koryta. W stropie leżą osady pylasto-ilaste, pozakorytowe (Mz ponad 5 phi) o miąższości 2–5 m, budujące płaską równinę zalewową. Osad jest źle wysortowany ($\delta = 1,6–2,0$).

Wiercenia wykonane w przekroju poprzecznym przez dno doliny dały wgląd w budowę całej równiny (Niedziałkowska i inni 1985; ryc. 26). Zachodnią część równiny budują 7 m miąższości pylasto-ilaste osady pozakorytowe, w których brak pyłków drzew liściastych. Wskazuje to na ich późnoglacialno-wczesnoholoceński wiek (wiercenie nr 1). Natomiast bliżej koryta (wiercenie nr 4) równie miąższa seria pozakorytowych mułków i mad zawiera w ilastym spągu (Mz 8 phi) liczne pyłki dębu i lipy (okres borealny lub atlantycki). Stropowe 3–3,5 m budują coraz bardziej zapiaszczone gliny (Mz = 7–5 phi) z licznymi pyłkami jodły i buka i datą z głębokości 3 m 705 ± 55 BP. Wskazuje ona na intensywną nadbudowę równiny zalewowej w ostatnim tysiącleciu. Wiercenia wykonane w odległości kilkudziesięciu metrów od ściany odkrywki (nr 5–7) wykazały zmienny strop zalegania piasków korytowych, ale podobną głębokość zalegania żwirów (około 7 m), w których stropie w dwóch wierceniach natrafiono na pnie drzew datowane na 3410 ± 60 i 4460 ± 60 lat BP. Autorzy interpretują je jako dowód włożenia różnowiekowych aluwiów (por. ryc. 26), choć nie można też wykluczyć redepozycji.



Ryc. 25. Stożek vistuliański Wisły i jego przekrój poprzeczny wg E.Niedziałkowskiej (Starckel i inni 1999)

1 – Pogórze Karpackie, 2 – stożek vistuliański, 3 – młodsze dna dolin, 4 – żwiry, 5 – piaski, 6 – mułek, 7 – pył szary, 8 – pył żółty, 9 – gleba, 10 – torf, 11 – mułek torfiasty, 12 – nasyp



Ryc. 26. Przekrój równiny zalewowej doliny Wisły koło Drogomyśla (wg: Niedziałkowska 1991)

1 – osady facji korytowej – żwiry, 2 – osady facji korytowej – piaski, 3 – osady facji pozakorytowej - gliny i ily, 4 – osady wałów przykorytowych – gliny piaszczyste, 5 – torf (w odkrywce A – datowany spąg i strop); SA2 – młodsza część okresu subatlantyckiego

Na prawym brzegu Wisły ogniwo facji korytowej jest miększe (sięga 4 m od stropu), piaski subfacji wałów brzegowych sięgają niemal do stropu (wiercenie 8). Z głębokości 6,3–7,5 m pochodzą dwa pnie wydatowane na 2040 ± 60 i 2130 ± 60 lat BP. Leżą one w sekwencji stratygraficznej (górny – młodszy), co wskazywałoby na zaleganie *in situ* osadów powodziowych, które korelują czasowo z innymi stanowiskami w dorzeczu górnej Wisły (por. Starkel, red., 1990, 1996a). W obniżeniu u stóp krawędzi vistuliańskiego stożka (wiercenie nr 9), stropowe 2–4 m osadów pozakorytowych zawiera drewno datowane na 905 ± 120 BP, natomiast wkładka torfu z głębokości 5,2–5,9 m uzyskała datę 9490 ± 100 BP.

Badania stanowiska i przekroju w Drogomyślu dowiodły, że rynna zachodnia Wisły została głęboko wcięta już przed allerödem, że mamy do czynienia z bocznymi przemieszczeniami koryta w ciągu holocenu, ale w stosunkowo wąskiej strefie. Młodsze włożenia prowadziły do systematycznego podnoszenia stropu osadów korytowych. Najszybsze nadsypywanie równiny zalewowej miało miejsce już w okresie historycznym.

3.3.2. Odcinek równoleżnikowy Goczałkowice–Góra

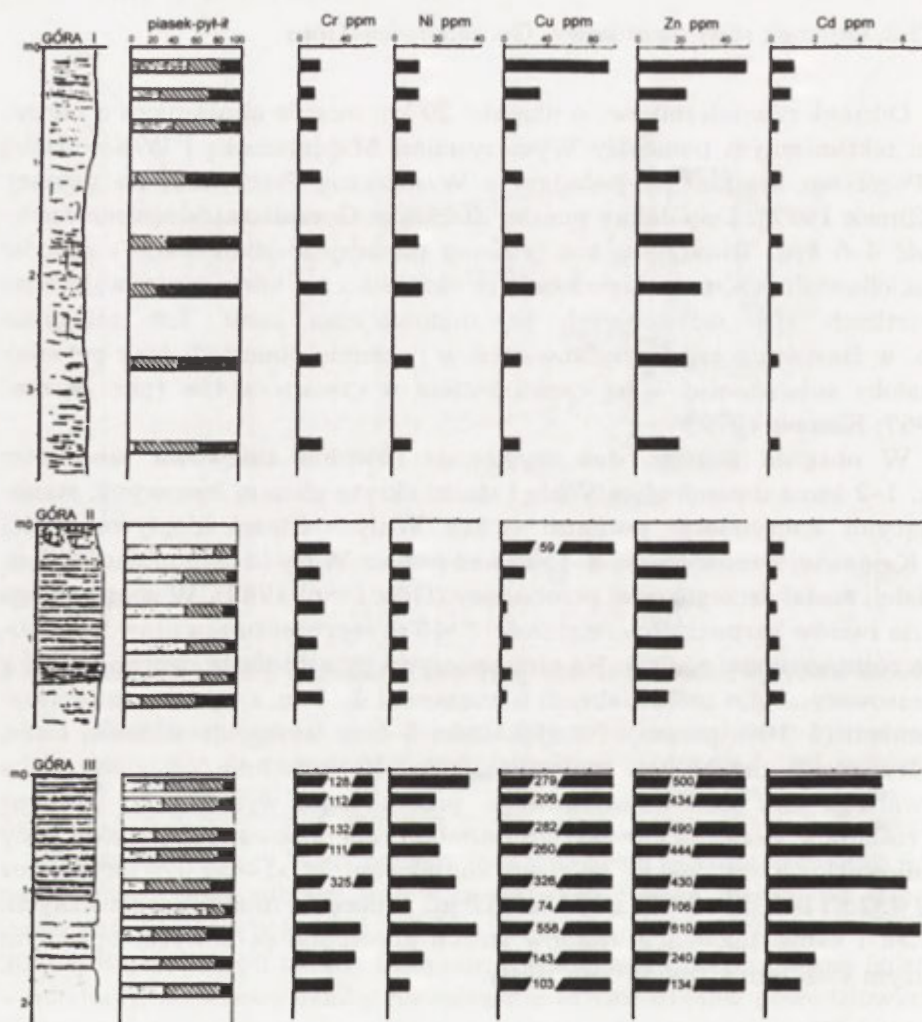
Odcinek równoleżnikowy o długości 20 km biegnie obniżeniem o założeniu tektonicznym pomiędzy Wysoczyznami Międzyrzeczką i Wilamowicką i Pogórzem Śląskim na południu a Wysoczyzną Pszczyńską na północy (Klimek 1972). Dno doliny poniżej Zbiornika Goczałkowickiego ma szerokość 4–6 km. Towarzyszą mu poziomy piaszczyste zbudowane z osadów glacyjfluwalnych, prawdopodobnie ze zlodowacenia odry, spoczywające na resztkach glin morenowych ze zlodowacenia sanu. Ich zaleganie np. w Bestwinie czy Goczałkowicach w poziomie obecnych rzek potwierdzałoby subsydencję w tej części kotliny w czwartorzędzie (por. Starkel 1967; Klimek 1972).

W obrębie samego dna występuje równina zalewowa szerokości ok. 1–2 km z meandrującą Wisłą i stożki pokryte glinami lessowymi, stanowiącymi kontynuację poziomu stożka Wisły. Stożek dopływu Białej w Kaniowie, wznoszący się 8–15 m nad poziom Wisły (a do 3 m nad poziom Białej) został szczegółowiej przebadany (Gilot i inni 1982). W spągu zalega seria żwirów karpackich o miąższości 8–15 m reprezentująca prawdopodobnie różnowiekowe ogniwa. Na nich spoczywa pylasto-ilaste ogniwo mułków i lessowatych glin proluwalnych o miąższości do 7 m, z wyraźnym zapiaszczeniem (5–10% piasku). Na głębokości 5–6 m występuje wkładka torfu, który został przebadany palynologicznie. Reprezentuje on zbiorowisko otwartego lasu sosnowo-brzozowego, przechodzące wyraźnie ku stropowi w roślinność bezleśną z większym udziałem redeponowanych pyłków. Daty radiowęglowe układają się od spągu konsekwentnie od $>39\ 020$ lat poprzez $32\ 432 \pm 1140$ do $27\ 470 \pm 800$ lat BP już w obrębie mułków organicznych. Wiek i sama sekwencja osadów stożka korespondują z wyżej opisanym dużym stożkiem vistuliańskim Wisły.

3.3.3. Odcinek przełomowy koło Góry

W rejonie Góry i Brzeszczy Wisła gwałtownie skręca ku północy, a dno doliny ulega zwężeniu do 0,6–1,2 km. Wisła płynie w rynnie wyciętej na 10–20 m w plejstocenijskich wysoczyznach (ryc. 21). Płytko pod pokrywą osadów czwartorzędowych występują utwory karbonu budujące zrąb tektoniczny Brzeszczy. Na południe od linii uskoku miąższość utworów miocenu rośnie gwałtownie do ponad 200 m. Szerokość dna doliny i prostoliniowy przebieg wskazywałby na czwartorzędową aktywność tektoniczną tego zrębu, przez który przełamuje się Wisła (por. Starkel 1967).

Poniżej Goczałkowic brak jest rozpoznania litologii i wieku aluwii wysięciających dno doliny poza profilami równiny zalewowej na prawym



Ryc. 27. Budowa i zawartość metali ciężkich w osadach równiny zalewowej Wisły w Górze powyżej Oświęcimia (wg: Klimek i Zawilińska 1985)

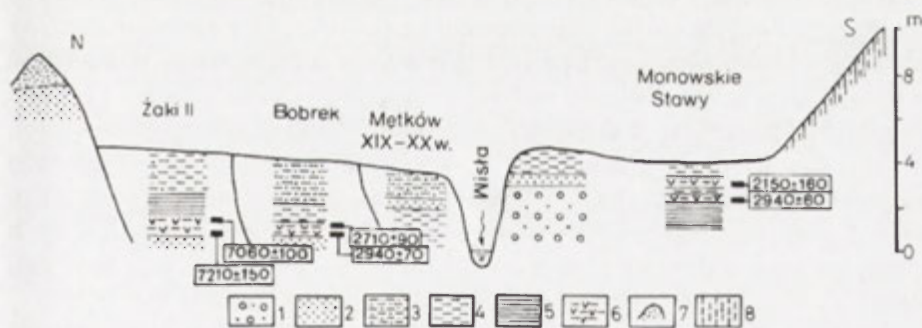
Profil: Góra I – budowa równiny 4-metrowej, Góra II – budowa włożenia w obrębie równiny 4-metrowej, Góra III – budowa niskiego stopnia o wysokości 2 m

brzegu meandrującego koryta Wisły o szerokości 20–30 m. Badania tu przeprowadzone (Klimek i Zawilińska 1985) pozwoliły stwierdzić w 4-metrowym profilu glin powodziowych ich zapiaszczenie w stropie (udział frakcji piaszczystej rośnie od 0–10% w spągu do 20–50% w stropie). Fragmenty niższej, 2-metrowej równiny zbudowane są natomiast w całości z piaszczystych glin. Ze zmianą składu mechanicznego koresponduje zróżnicowanie zawartości metali ciężkich: Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Cd i Pb (ryc. 27). O ile w spągu i środkowej części terasy zawartość miedzi wynosi

10–30 ppm, a cynku 10–25 ppm, o tyle w samym stropie do 74–282 ppm Cu i 106–610 ppm Zn. Oznacza to, że akumulacja głównej serii terasy zalewowej jest starsza od 200 lat (poza samym stropem), natomiast 2-metrowe włożenie powstało w XIX–XX wieku w okresie rozwoju przemysłu i górnictwa.

3.3.4. Węzeł oświęcimski i równoleżnikowa dolina po Mirów

Dolina Wisły po przyjęciu mniejszych dopływów lewostronnych Pszczyńki i Korzenicy, odwadniających szlak wód proglałacjalnych sandru tyskiego (Klimek 1972), rozszerza się do 10–12 km, łącząc ze stożkami dwu dużych dopływów: lewostronnej Przemszy i prawostronnej Soły. Sama Wisła przed połączeniem ma zlewnię 1748 km² (i średni przepływ 21,7 m³s⁻¹), dorzecze lewostronnej Przemszy 1996 km², a prawostronnej Soły 1386 km². Razem po połączeniu trzech rzek w Dworach przepływ średni Wisły wzrasta do 62,1 m³s⁻¹, zaś maksymalny obserwowany – do 1490 m³ (Stachy i inni 1979). Natomiast wahania stanów wody w okresie 1951–1980 przekraczały 650 cm (Soja i Mrozek 1990). Najbardziej aktywną rzeką jest Soła, dla której relacje między przepływem minimalnym a maksymalnym sięgają 1:72 (dla porównania Przemszy 2,9). 15 km niżej Wisła przyjmuje kolejny aktywny dopływ karpacki - Skawę.



Ryc. 28. Schematyczny przekrój włożeń aluwialnych w dolinie Wisły poniżej Oświęcimia zestawiony na podstawie prac K.Klimka 1987, 1988 (uzupełniony)

- 1 – żwir i piaski facji korytovej, 2 – piaski facji korytovej, 3 – mulki i gliny piaszczyste,
- 4 – gliny pylasto-ilaste, 5 – mulki ilaste, 6 – mulki organiczne z wkładkami torfu, 7 – piaski wydymowe na wyższej terasie, 8 – less w stropie terasy średniej

Na całej długości 35-kilometrowego odcinka występują w dnie doliny trzy elementy: prawobrzeżna terasa lessowa, szeroka do 3 km, lewobrzeżna terasa piaszczysta o szerokości 2,5–3 km i samo dno zalewowe o szerokości 3–4 km (Klimek 1987, ryc. 28).

Terasa lessowa o wysokości 15–20 m z wyraźną krawędzią zbudowana jest z lessów o miąższości 5–12 m, pod którymi leżą właściwe aluwia, piaszczyste w stropie i żwirowe w spągu. Jest to typowa sekwencja terasy wczesnovistuliańskiej okrytej lesssem, której profil odślony był w cegielni w Zatorze, gdzie flora tundrowa w mulkach torfiastych w spągu lessu została wydatowana metodą ^{14}C na $>40\,000$ lat BP (Koperowa i Środoń 1965).

Poziom piaszczysty u stóp Garbu Tenczyńskiego wznosi się do 8–12 m nad poziom Wisły, jest powierzchnią połączoną ze stożkami dopływów, nachyloną ku Wiśle i lokalnie zwydmioną, a zatem starszą od schyłku glacjału (Klimek 1987). Na stożku Przemszy o nachyleniu 0,75 ‰ występują radialne koryta systemu roztokowego wypełnione 1,5-metrową warstwą torfu. Spąg torfu został wydatowany na $11\,900 \pm 200$ lat BP K. Klimek (1995) wiąże je z istnieniem systemu roztokowego przed allerödem.

Samo dno doliny, w którym płynie dziś obwałowana i częściowo uregulowana Wisła, zajmuje równina aluwialna o wysokości 4–6 m. Buduje ją 2,5–5-metrowe ogniwo gliniasto-piaszczyste osadów pozakorytowych, podścielonych 8–10 metrami piasków i żwirów. W jego obrębie meandruje Wisła. Promień meandrów rośnie od 70–120 m wyżej ujścia Przemszy do 200–300 m niżej ujścia Soły. Soła przed regulacją miała koryto roztokowe z odsypami kamieńców. W dół biegu towarzyszy Wiśle strefa wału brzegowego o szerokości 500–800 m, za którą ciągnie się obniżenie (1–2 m) równoległe do koryta Wisły. Paleomeandry są stosunkowo nieliczne. Jedyne duże paleomeandry występujące nad Wisłą na prawym brzegu w Bieruniu Nowym został szczegółowo przebadany (Klimek 1995). Jego promień krzywizny sięga 650 m (jest około 5–6-krotnie większy od współczesnego), szerokość koryta przekracza 100 m. Spąg osadów organicznych miąższości 4 m został wydatowany na $12\,500 \pm 230$, zaś strop torfu przykrytego młodszą madą na 7180 ± 80 lat BP. Jest to jeden z kilku najstarszych dużych paleomeandrów znanych z obszaru Polski (por. Kalicki 1991; Starkel i inni 1996a).

O złożoności wiekowej aluwii i wystąpieniu różnowiekowych włożeń świadczą osady w nielicznych odkrywkach i żwirowniach. W Zakach pod osadami wału brzegowego na głębokości 3 m występują mulki organiczne wypełniające koryto. Ich spąg datowano na 7210 ± 150 lat BP, a strop 7060 ± 100 lat BP (Klimek 1987). W Bobrku wypełnienie kopalnego paleokoryta z wkładkami organicznymi zawierającymi pyłki jodły zostało wydatowane na 2940 ± 70 lat BP, a podmadowy strop na 2710 ± 90 lat BP (Klimek 1987). Na innym stanowisku koło Mątkowa z poziomu organicznego pochodzą daty 2940 ± 60 i 2150 ± 60 lat BP. Osady pozakorytowe na tym stanowisku zawierają niewielkie ilości: cynku 140–200 ppm, ołowiu 10–30 ppm i kadmu 1–8 ppm (Klimek 1993). W sąsiedztwie w strefie mię-

dzywała młodsze osady pozakorytowe zawierają wielokrotnie więcej tych metali: Zn 11 580 ppm, Pb 1745 ppm, Cd 138 ppm.

W dół biegu rzeki poniżej ujścia Skawy w dwóch zwirowniach zostały wydатовane metodą dendrochronologiczną pnie drzew w stropie aluwiów korytowych (Krapiec 1996). W Przeciszowie obok 2 pni z początku VIII wieku (powalonych po 700 i 716 AD) znaleziono pień datowany na 78 AD, natomiast w Smolicach pośród wielu pni wydатовano dwa pnie na 584 AD i 1057 AD oraz starsze od 7800 lat BP (Krapiec 1992). Najmłodsze pnie z wczesnego średniowiecza świadczą, że co najmniej w tym czasie, a może i później następowała intensywne przeróbka aluwiów facji korytowej, a po niej wzmożona akumulacja pozakorytowa w ostatnim tysiącleciu. Natomiast we wcześniejszych tysiącleciach wielokrotnie następowały przemieszczenia lub przerzuty koryta Wisły – z nich udało się wydатовać dwie fazy: około 3000 i >7200 lat BP

3.4. Wisła w Bramie Krakowskiej

Ten odcinek Wisły o długości 35 km składa się z dwóch niemal równych części. Część górna to równoleżnikowa dolina szeroka na 3–5 km, od południa ograniczona łagodnie wznoszącymi się garbami podnóża progów Pogórza Karpackiego, a od północy ostro podkreślona wypreparowanymi wapiennymi zrębami koło Mirowa, Kamienia i Czernichowa. Na obrzeżeniu dna doliny powyżej ujścia Skawinki występuje 20-metrowa listwa terasy ze zlodowacenia środkowopolskiego z wyraźnymi strukturami peryglacialnymi w stropie piasków i żwirów (por. Starkel 1967; Rutkowski 1987). Na tym odcinku liczne są systemy palomeandrów, które J. Rutkowski (1987) w zależności od ich parametrów i stopnia zachowania zaliczył do trzech różnowiekowych generacji w ślad za badaniami w dolinie Sanu (Szumański 1986) i Wisłoki (Starkel, red., 1981). W rejonie Jeziorzan powyżej wlotu do właściwego przełomu są one szczególnie dobrze rozwinięte (ryc. 29). Wielki meander w Jeziorzanach należy do generacji I ($r = 490$ m, szer. koryta 170 m) i pochodzi zapewne ze schyłku vistulianu. Dla generacji II o parametrach $r = 100-150$ m, szerokości 70-90 m uzyskano dwie daty: 4410 ± 180 i 4010 ± 180 lat BP. W zwirowni w Rusocicach koło Czernichowa zostały znalezione pnie dębów bez warstwy bielastej, wydатовane na po 501 i po 528 AD (Krapiec 1996).

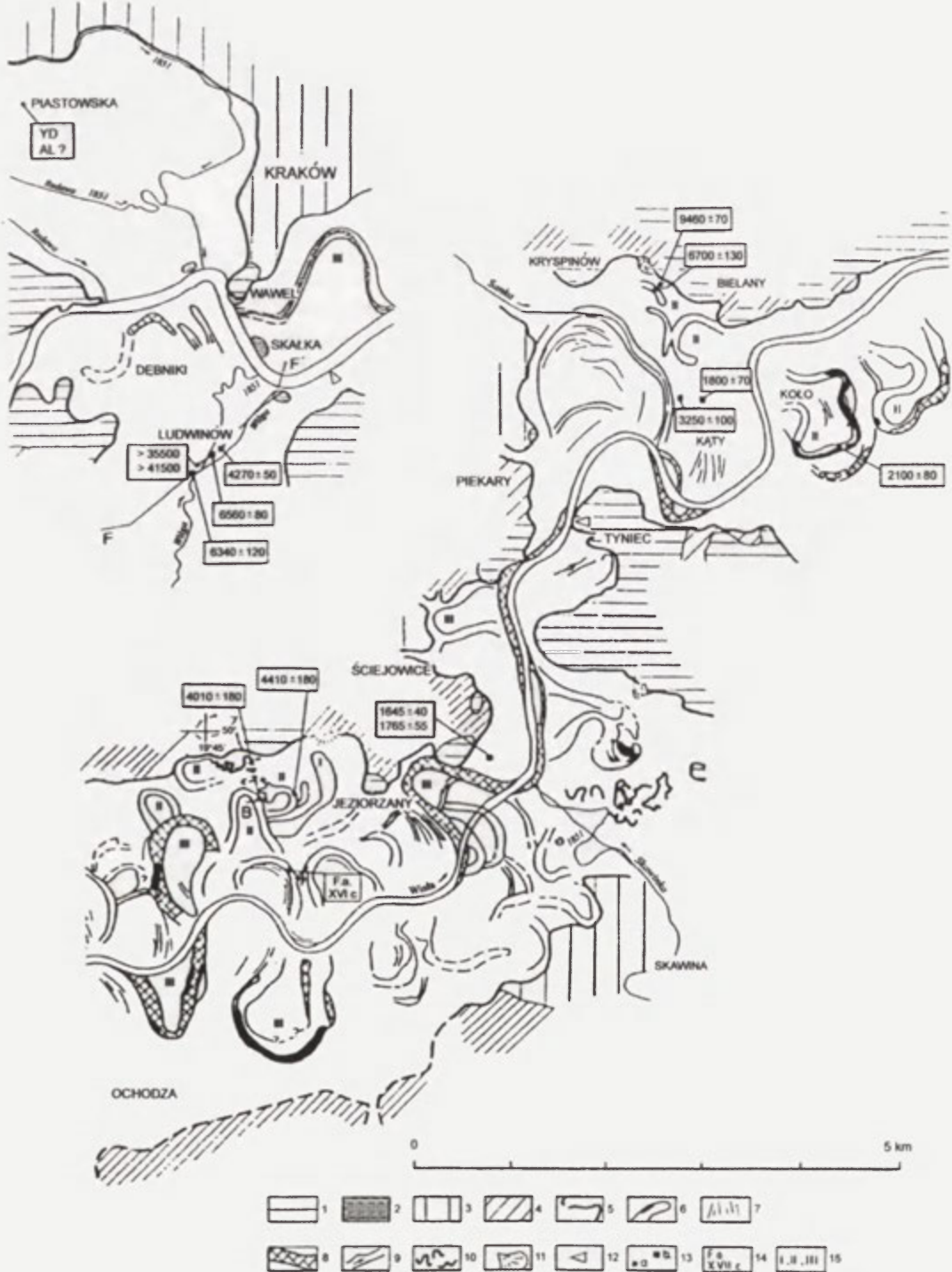
Poniżej ujścia Skawinki koło Sziejowic zaczyna się drugi odcinek właściwego przełomu. Wisła skręca na północ, a potem na wschód klucząc między zrębami Bramy Krakowskiej. W najwęższym odcinku w Tyńcu szerokość dna wynosi tylko 0,4 km, dalej dno rozszerza się do 2 km, by znów zwęzić się do 0,7 km w samym Krakowie. Tu do Wisły dochodzą lewobrzeżne

dopływy Sanka i Rudawa oraz prawobrzeżna Wilga. Zlewnia Wisły już w Tyńcu ma powierzchnię przekraczającą 7520 km², maksymalne przepływy sięgają 2310 m³s⁻¹ (Punzet 1981), a wahania stanów do 880 cm, co wiąże się niewątpliwie z pogłębieniem koryta wskutek regulacji, sięgającym w Krakowie 4 m w okresie 1813–1960 (Trafas 1975).

Dno doliny zajęte jest przez holocenijską równinę zalewową (tzw. terasę rędzienną), natomiast fragmenty wyższych pokryw aluwialnych (wysokości 15–25 m) zachowały się albo w cieniu zrębów albo w rozszerzeniach dolin dopływów.

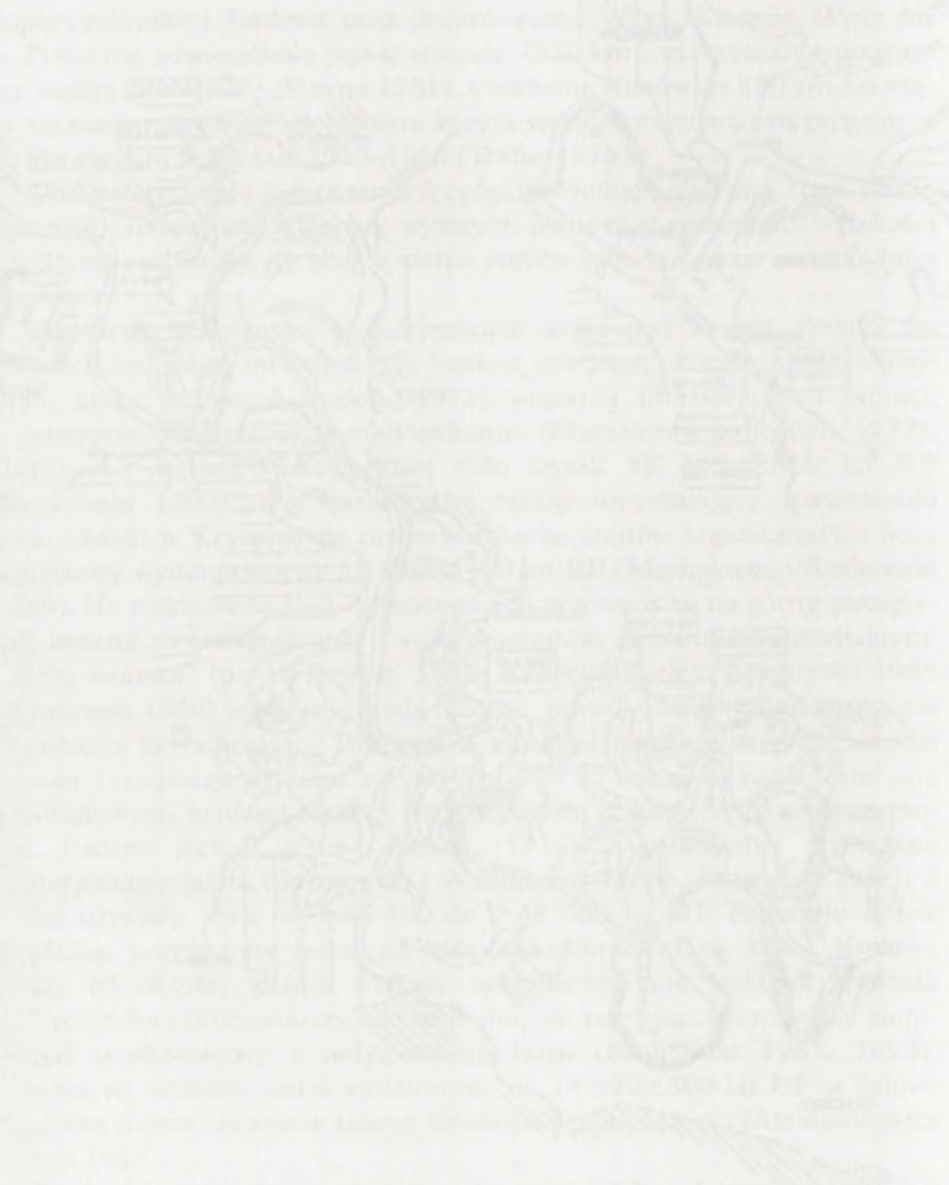
Najstarsze stanowisko w Ściejowicach kryje pod lessem złożony na aluwiach torf leśny, interstadialny, badany jeszcze w okresie międzywojennym, który później A.Środoń (1972) wiązał z interstadią brörup, a następnie z interstadią denekamp (Mamakowa i Środoń 1977). Datowanie metodą radiowęglową dało wynik 38 300±3600 lat BP (Rutkowski 1993). Płat piaszczystej terasy wypełniającej rozszerzenia doliny Sanki w Kryspinowie zawiera wkładkę osadów organicznych z florą lasotundry wydatowaną na 32 400±1100 lat BP (Mamakowa i Rutkowski 1989). Na stoku zrębu Lasu Wolskiego pod datowanymi na górny pleniglacjał lessami ze stanowiskami łowców mamutów, glebami interstadialnymi i glebą eemską (por. L.Sawicki 1952; Konecka-Betley; Madeyska 1985 i Kozłowski 1969) występują osady rzeczne, prawdopodobny ślad zasypania eemskiego lub starszego. Pokrywa z młodszej części vistulianu schodzi poniżej dzisiejszego poziomu koryta Wisły, na co wskazują zagrzebane pod powodziowymi madami mulki z florą dryasową u ujścia Wilgi w Ludwinowie, badane jeszcze przez J.Żmudę (1914), a ostatecznie powiązane z interpleniglacjałem (Sokołowski i Wasylińska 1984). Datowane z nich 3 próby uzyskały wiek od >35 500 do >43 000 lat BP. Podobnie stożek Prądnika, pozbawiony lessu, na którym rozbudował się stary Kraków, niższy od okrytej lessem terasy nowohuckiej nie jest jak uważała M.Tyczyńska (1968) starszy od vistulianu, ale reprezentuje młodszy pleniglacjał synchroniczny z sedymentacją lessu (Rutkowski 1987, 1993). Schylek tej ostatniej został wydatowany na 14 800±300 lat BP w dolinie Prądnika poprzez zbadanie skorup ślimaków w stropie lessu (Alexandrowicz i Ewin 1988).

W obrębie holocenijskiej równiny zalewowej Wisły i dopływów (ryc. 29) J.Rutkowski (1987, 1993) odkrył w odcinku Bramy Krakowskiej szereg różnowiekowych elementów (paleokoryt i włożeń). Do najstarszych należy torfowisko na Błoniach nad Rudawą, którego spąg sięga schyłku vistulianu (Mamakowa 1970). Generalnie dno wyściela 2–10-metrowa seria osadów korytowych, okryta na 2–5 m miąższym ogniwiem osadów pozakorytowych. Osady korytowe zwirowo-piaszczyste o średniej średnicy od 0,5 do 2,7 phi i słabym wysortowaniu ($\delta = 2-3$) przykryte są piaskami (Mz = 1,5–2,5 phi)



Ryc. 29. Rzeźba i wiek paleokoryt w dnie doliny Wisły w Bramie Krakowskiej (wg: Rutkowski 1987)

1 – Rzęby zbudowane z wapieni jurajskich, 2 – rzęby zagrzebane w aluwium, 3 – poziome terasy wistuliankiej, 4 – wzniesienia zbudowane z ilów mioceńskich, 5 – zasięg holocenijskiej równiny aluwialnej, 6 – paleomeandry i wiślicka, 7 – odsypy meandrowe, 8 – dawny zasięg wiślicki w 1851 roku, 9 – koryta powodziowe, 10 – paleomeandry dopływów Wisły, 11 – stożki napływowe, 12 – punkty wodowskazowe, 13 – datowania ¹⁴C: a – torfy i mulki, b – pnie drzew; 14 – paleokoryta wypełnione po XVII w., 15 – generacje paleokoryt



lepiej wysortowanymi ($\delta = 0,35-1,0$). Wśród żwirów przeważają otoczaki piaskowców karpackich. Natomiast mady pozakorytowe, przeważnie pylasto-ilaste, mają największy udział frakcji 5-7 phi, jedynie najmłodsze są wyraźnie zapiaszczone. J. Rutkowski (1987) wydzielił ilasto-pylaste mady starsze i pylasto-piaszczyste mady młodsze. Wśród paleokoryt II generacji (mniejszych) wydatowano zakole koło Bielán (data ze spągu 6700 ± 130 BP) i Koło Tynieckie (data ze spągu 2100 ± 80 BP). Z datą pierwszą korelują dobrze pnie drzew w piaskach wypełniających rynnę w Ludwinowie datowane na 6560 ± 80 i 6340 ± 120 BP (Sokołowski i Wasylićkowa 1984). W strefie młodszych włożeń z większymi paleomeandrami (generacja III) napotkano natomiast liczne pnie drzew, datowane w Sciejowicach na 1765 ± 50 i 1645 ± 40 BP, a koło Kątów – na 1800 ± 70 i 3250 ± 100 lat BP. Szczególnie ta ostatnia data jest istotna, gdyż pień leży w ogniwie żwirów wypełniających rynnę dociętą do ilów mioceńskich (ryc. 30), zatem nie można utrzymywać poglądu, że wyścielające dno gruboziarniste aluwia są w całości plejstocieńskie, a nawet starsze od vistulianu (Kmietowicz-Drathowa 1964; Tyczyńska 1968).

Również z rejonu Sciejowic pochodzi szereg pni dębów, które zostały powalone kolejno w I stuleciu BC i także równolegle u schyłku II wieku AD, natomiast z rejonu stopnia wodnego Kościuszkó (poniżej Tyńca) pochodzą dęby z pierwszej połowy XIII i przełomu XIII/XIV wieku oraz starsze z II i II wieku AD (Krapiec 1992).

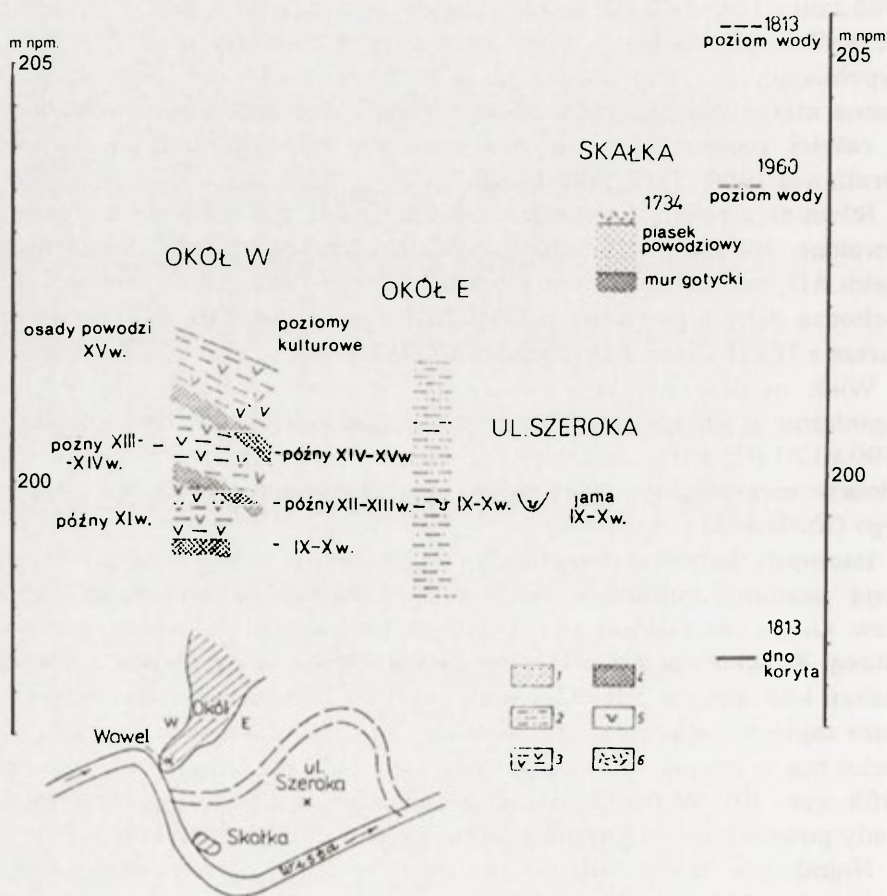
Wiek osadów pozakorytowych jest również zróżnicowany. Wkładki organiczne w ich spągu w dolinie dolnej Rudawy zostały wydatowane na 4590 ± 120 BP, w dolinie dolnej Raclawki są nawet starsze (5260 ± 110 BP) i dobrze korespondują z fazą zwilgocenia, a zarazem osadnictwa neolitycznego (Rutkowski i inni 1988).

Istotnych danych o powodziach i sedymentacji w średniowieczu dostarczają poziomy kulturowe na terenie Krakowa w otoczeniu Wawelu i tzw. Okołu (Radwański 1972). Poziom kulturowy z X wieku i pierwszej połowy XI wieku został przykryty osadami powodziowych mad, a wyższy poziom kulturowy z XII–XIII wieku okrywa kolejna warstwa będąca być może zapisem katastrofalnej powodzi z 1271 roku. W końcu poziom z XIV wieku ma w stropie warstwę powodziową z XV w. (Girgus i Strupczewski 1965, ryc. 30). W rejonie Skałki w położeniu o 2 m wyższym występują osady powodziowe na poziomie kulturowym z murem gotyckim.

Najmłodsze mady wiślane pochodzą z okresu przemysłowego, czyli z ostatnich 200 lat. Zostały one rozpoznane dzięki zastosowaniu metod mineralogicznych i chemicznych. Analiza tzw. mady przemysłowej w rejonie Tyńca wykazała wielokrotny wzrost zawartości metali ciężkich w porównaniu z madą starszą (Helios-Rybicka 1983; Helios-Rybicka i Rutkowski 1984). We współczesnych odsypach – zarówno na powierzchni

jak i w ich budowie – stwierdzono zaś obecność okruchów węgla kamiennego, który jako lżejszy występuje w dużej ilości we frakcji 8–16 mm, a nawet większej. Obecność węgla wskazuje, że depozycja nastąpiła nie wcześniej niż w pierwszej połowie XIX wieku, gdy węgiel był zarówno odprowadzany z wodami kopalnianymi do Wisły, jak i transportowany barkami w dół rzeki (Rutkowski 1986).

Badania aluwii dna doliny Wisły w Bramie Krakowskiej wskazują na ich przeważnie młody wiek (w granicach ostatnich 2000 lat), co wiąże się zarówno z koncentracją przepływu jak i przeróbką starszych aluwii w zwięzieniu doliny.



Ryc. 30. Osady powodzi historycznych w Krakowie – lokalizacja i położenie wysokościowe na podstawie badań K. Radwańskiego, 1972 (wg: Starkel 1995b)

1 – piaski, 2 – mulki piaszczyste, 3 – namuly z materiałem organicznym, 4 – poziomy kulturowe, 5 – jamy zasobowe, 6 – sztuczny nasyp

3.5. Wisła w Kotlinie Sandomierskiej

Od wylotu z Bramy Krakowskiej aż do przelomu przez Wyżyny Polskie poniżej ujścia Sanu, na całej długości 170 km, dolinie Wisły towarzyszy po lewej stronie zmiennej wysokości krawędź wyżyn i wysoczyzn. Równocześnie Wisła oddala się od brzegu Karpat, z których dopływają kolejne duże rzeki: Raba, Dunajec, Wisłoka i San z Wisłokiem. Ta asymetria odbiła się w morfologii dna i litologii osadów. Potężne stożki u wylotów dopływów przegradzane są odcinkami, w których rzeka swobodnie meandrowała (przed regulacją), a równocześnie następowały tu przerzuty koryt lub też istniały równoległe rynny wykorzystane przez mniejsze dopływy, takie jak: Drwinka, Uszwica, Breń i Mokrzychówka. L.Starkel (1972b, 1990), a następnie PGębica (1995a, b) wydzielili w obrębie Kotlin Podkarpackich 4 typy odcinków o różnych cechach rzeźby i systemie włożeń aluwialnych. Trzy z nich występują w samej dolinie Wisły. Te różnice typologiczne stały się też podstawą wydzielenia odcinków, które zostaną szczegółowo scharakteryzowane (i były na ogół badane przez różne osoby lub zespoły):

- odcinek Kraków–Niepołomice
- odcinek Niepołomice–ujście Raby
- strefa stożka Raby
- dolny bieg Dunajca i ujście do Wisły
- odcinek od ujścia Nidy do ujścia do Wisłoki
- dolny bieg Wisłoki i ujście do Wisły
- odcinek tarnobrzeski
- dolny bieg Sanu i ujście do Wisły.

3.5.1. Odcinek Kraków–Niepołomice

Od wylotu z Bramy Krakowskiej dno doliny Wisły szybko rozszerza się do 7 km (niżej nawet do 9 km), a pod Niepołomicami nieoczekiwanie zwęża się do 6 km. Zajmuje je poziom zalewowy do 6 km szerokości, obramowany 2–3 km szeroką, lewostronną terasą lessową o wysokości 15–20 m. Dno doliny na długości 19 km ma spadek około 0,3–0,4 ‰. Kręte koryto dziś o długości 22 km zostało w czasie XIX-wiecznej regulacji skrócone o 33,8% (Trafas 1975). Głębokie na 4–6 m i szerokie na 40–120 m koryto mieści się w obrębie międzywala o szerokości do 450 m. Dorzecze Wisły na tym odcinku, ze względu na brak większych dopływów, przyrasta jedynie o 670 km².

Dno doliny wypełnione jest serią żwirów wyścielających rynnę wyciętą w podłożu ilów miocenkich do 6–10 m niżej średniego poziomu wody na Wiśle. Terasę wysokości 15–20 m nad poziom rzeki buduje pokrywa

lessowa spoczywająca na mułkach z wkładkami torfu i żwirach, które wyrównują nierówny cokół ilów mioceńskich rozcięty rynnami zapewne interglacialnego wieku (Kleczkowski 1964). W ogniwie mułków odkryte zostały stanowiska paleolityczne (Kozłowski i inni 1970), a potem interstadialne torfy (Mamakowa i Środoń 1977), z których data $27\ 745 \pm 300$ lat BP określa wiek rozcinania terasy, a zarazem początek nadbudowywania lessami. Brak pokrywy lessowej na stożkach Prądnika i Dłubni świadczy, że były one tworzone jeszcze w górnym pleniglacjale.

Krawędź terasy lessowej o wysokości 10–12 m ma odcinkami przebieg prostoliniowy, a odcinkami jest podkreślana różnowiekowymi paleokorytami Wisły. U jej podnóża leży równina zalewowa, której budowa odsłonięta jest w kilkunastu żwirowniach. Pozornie jest to monotonna równina, rozczłonkowana tylko systemami zakoli (ryc. 31). Jej strop buduje pokrywa pozakorytowych glin o miąższości 1–3 m, podścielonych piaskami odsypów przykorytowych miąższości 2–6 m, z wielometrowym ogniwem żwirów w spągu. Na złożony wiek i liczne włożenia wskazują wkładki osadów organicznych i wypełnienia kopalnych starorzeczy, schodzące niekiedy 1–4 m niżej poziomu koryta Wisły. Osady te były przedmiotem szczegółowych badań T. Kalickiego i innych (Starkel i Kalicki 1987; Kalicki 1991, 1992a, b). Z nich pochodzi ponad 40 datowań radiowęgla, około 200 pni i pniaków dębów datowanych metodą dendrochronologiczną (Kalicki i Krąpiec 1991a, 1991b, 1995; Krąpiec 1992, 1996) i torfów zbadanych metodą palinologiczną (Mamakowa 1970; Wasylkowa i inni 1985; Nalepka 1991; Kalicki i Zernicka-Ja 1995). Jest to najlepiej rozpoznany odcinek doliny Wisły, w którym było możliwe wydzielenie stref różnowiekowych włożeń i określenie wieku praktycznie wszystkich generacji paleokoryt.

Lewobrzezna część dna odsłania co najmniej 7–8 różnowiekowych elementów (ryc. 32). Najstarszym z nich jest rynna do 4 m głęboka wypełniana mułkami i torfami późnego vistulianu i holocenu, których spąg został wydatowany na $13\ 260 \pm 160$ lat BP (Kalicki 1991; Nalepka 1991). Resztki paleokoryta z allerödu z wypełnieniem datowanym na $11\ 090 \pm 120$ BP zostały znalezione w Łęgu, gdzie akumulacja organiczna została przerwana przez osady madowe z fazy powodzi datowane na 6690 ± 130 lat

Ryc. 31. Fragment mapy geomorfologicznej dna doliny Wisły poniżej Krakowa, obejmujący stanowiska Pleszów, Branice, Kujawy, Brzegi i Grabie (wg: Kalicki 1991, 1995)

1–3 – krawędzie teras o wysokości: 1–3 m, 3–5 m, > 5 m; 4 – paleokoryta, 5 – małe dolinki erozyjne, 6 – terasa vistuliańska okryta lessem, 7 – holocenińska równina zalewowa, 8 – współczesna równina zalewowa (międzywale), 9 – szerokie obniżenia, 10 – stożki napływowe, 11 – wały brzegowe, 12 – łagodny skłon wypukłej części zakola, 13 – wały przeciwpowodziowe, 14 – punkty wysokościowe, 15 – datowane czarne dęby

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15

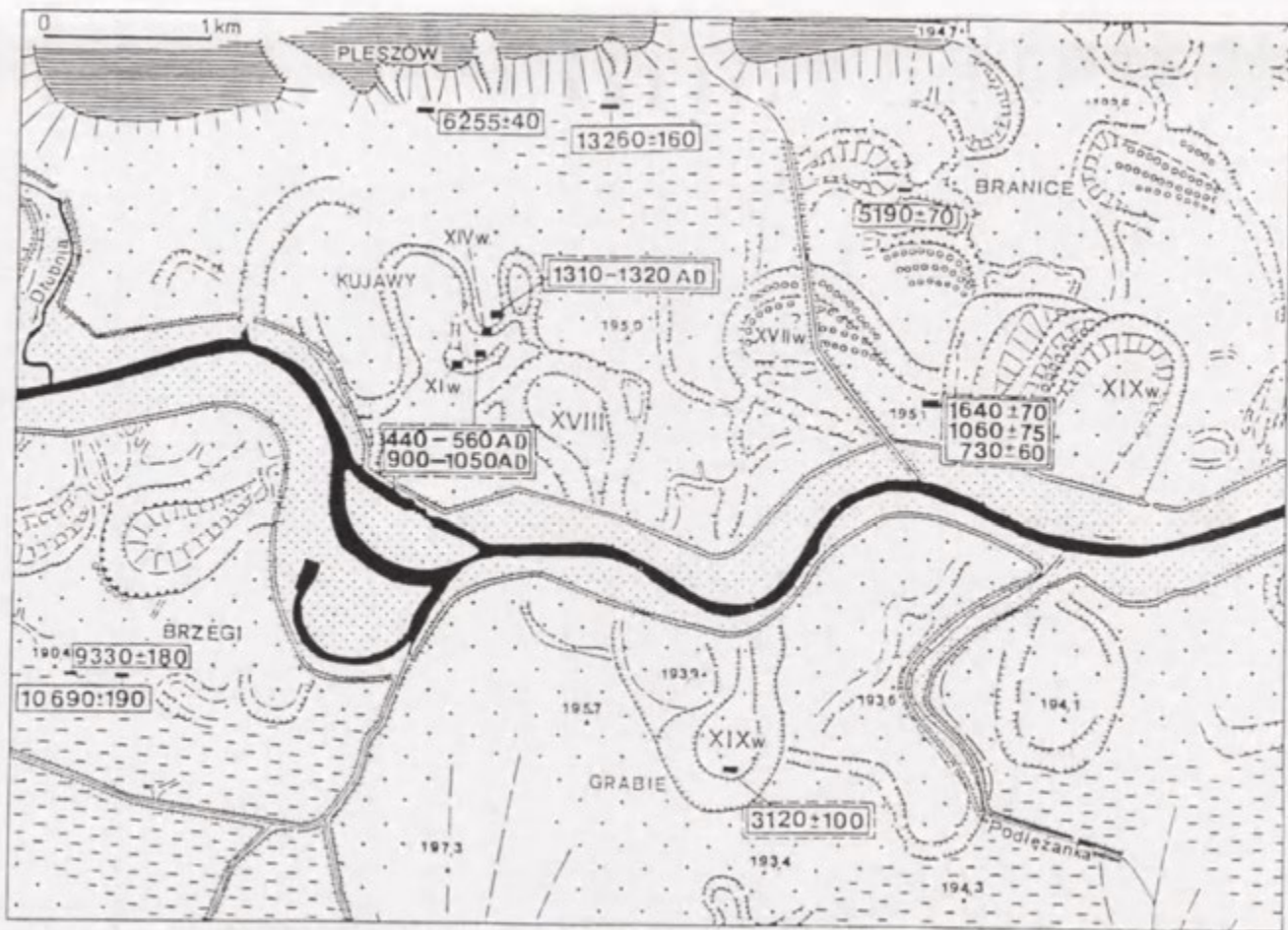


Tabela 2. Parametry wybranych paleomeandrów i ich zrekonstruowane paleoprzepływy (wg: Starkel i inni 1996)

Rzeka, miejscowość	Wiek wg ¹⁴ C lub palinologii	Szer. koryta W [m]	Promień meandry R [m]	Q _{sr} (m ³ s ⁻¹)	Q _b (m ³ s ⁻¹)	Źródło
Wisła Zabierzów Bocheński	wczesny XIX w.		580		1214	Trafas 1975
Wisłoka Grabiny	XIV-XVIII w.	(48-50)	170	19,5	110	Starkel 1995a
Raba Uście Solne	>2710±60	32 (24-40)	150-300	10,1	86-334	Gębica 1995a
Wisła Śmiłowice	>3090±140	~90	~340	48	426	Kalicki (w: Starkel i inni 1996)
Wisła Zabierzów Bocheński	>4410±130	42	190	16,1	136	Kalicki i inni 1996
Wisła Branice	>5190±70	30-50	220	14,8	182	Kalicki 1991b
Wisła Las Grobla (młodszy system)	>5090±110	58 (45-70)	125-165 (lub kręty)	28,0	60-103	Starkel i Kalicki 1984 Gębica, Starkel 1987 Starkel inni 1991
Wisła Las Grobla (odcięte zakola)	>5420±110	50	125-235	21,7	60-207	
Wisła Czyżyny	>6450±130	70	300	38,6	334	Kalicki 1991a
Wisła Rybitwy	>7740±90	(40-60)	100-220	21,7	38,7-182	Kalicki 1991a
Wisła Lasówka	>7980±160	(30-50)	130-240	14,8	65-215	Kalicki 1991a
Wisła Borek	>9800±80	(160-180)	670	176	1611	Kalicki (w: Starkel i inni 1996)
Wisłoka Wola Żyrakowska	późny młodszy dryas	128	750	108	2010	Starkel i Granoszewski 1995
Wisła Nowa Huta - Plac Centralny	>11 090±120	(120-130)	650	104	1519	Kalicki 1987, 1992

$$Q_{sr} = 0,027 W_b^{1,71},$$

gdzie W_b – szerokość koryta (wg: Inglis 1949, za G. Williamsem 1988)

$$Q_b = \left(\frac{14,7 R^{0,98}}{36} \right)^2$$

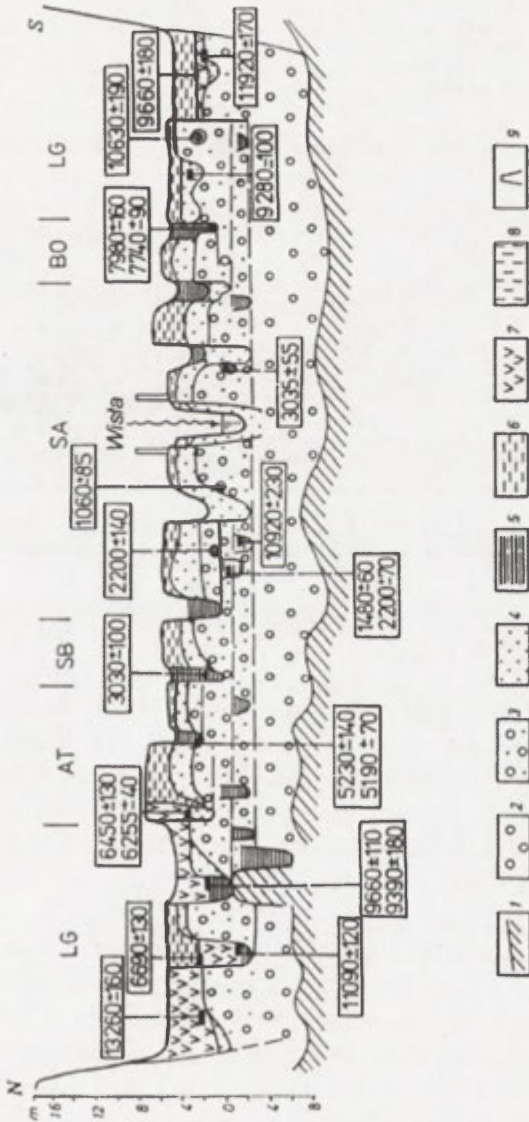
gdzie R – promień krzywizny meandry w stopach,

gdzie Q_b – przepływ pełnokorytowy w stopach sześciennych (wg: Leopold i Wolman 1960, za Williamsem 1988).

BP (Kalicki i Zernickaja 1995). W pełni zachowane paleomeandry opuszczone w młodszym dryasie zostały stwierdzone najpierw koło Ronda Mogińskiego (palinologicznie uchwycony schyłek vistulianu – Mamakowa 1970), a później koło Placu Centralnego w Nowej Hucie, gdzie rozwiercona została rynna o szerokości około 100 m i promieniu krzywizny $r = 650$ m (Kalicki 1987). Analiza pyłkowa ze spągu mułków wskazuje na schyłek allerödu, natomiast torf zaczął odkładać się od 9660 ± 110 lat BP (Kalicki i Zernickaja 1995). Zailenie torfu od poziomu datowanego na 8860 ± 160 lat BP sygnalizuje częstsze powodzie. Resztki osadów wypełnienia koryta

w poziomie 6,0 m od stropu terasy zostały znalezione pod młodszymi aluwiami w żwirowni Branice-Stryjów, skąd pochodzi data $10\ 920 \pm 230$ lat BP (Starkel 1984).

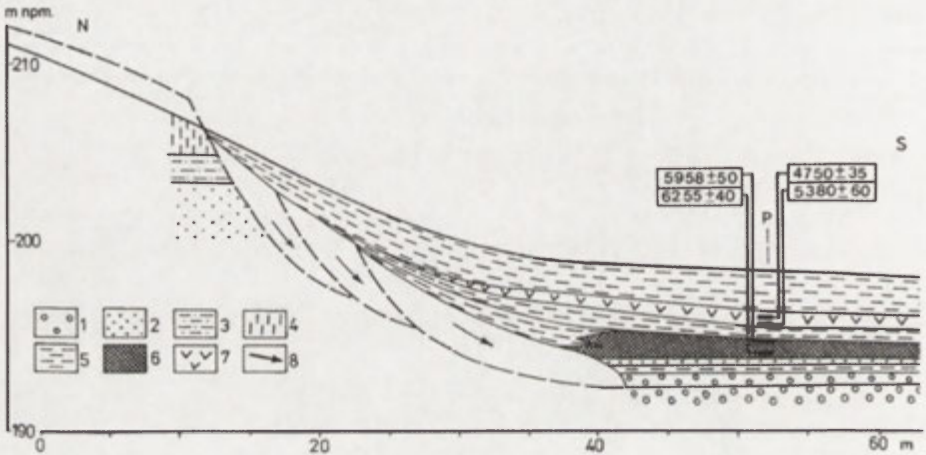
Kolejna generacja paleokoryt o wyraźnie mniejszych parametrach i towarzyszące im odsypy zostały zarejestrowane w Pleszowie (Wasylikowa



Ryc. 32. Schematyczny przekrój dna doliny Wisły między Krakowem a Niepołomicami (wg: Kalicki 1991, uzupełnione)

1 - il mąceńskie, 2 - żwiry, 3 - żwiry i piaski, 4 - piaski, 5 - mulki i inne osady wypełnień paleokoryt, 6 - pylaste osady poza korytami („mady”), 7 - osady organiczne, 8 - pine czarnych dębów, 9 - obwałowania

i inni 1985) i w Czyżynach (Kalicki 1991). W Pleszowie jest to rynna wycięta do 2,5 m w żwirach, o szerokości 80 m i promieniu krzywizny 300 m, w której sedimentacja torfu rozpoczęła się od 6255 ± 40 BP (ryc. 33). Została ona zahamowana po 5830 ± 45 lat BP splukiwaniem z terasy lessowej, związanym z wylesieniem i uprawą zbóż przez pierwszych rolników kultury wstęgowej. W serii deluwii rysuje się faza podtopienia terenu między 5380 ± 60 a 4750 ± 35 BP, podkreślona obecnością roślinności bagiennej i ślimaków wodnych. Dla zakola w Czyżynach, o głębokości do 5 m, uzyskano ze spągu wypełnienia datę 6450 ± 130 lat BP (por.tab.2).



Ryc. 33. Uproszczony przekrój geologiczny paleokoryta i krawędzi terasy lessowej w Pleszowie (wg: Wasylkowa i inni 1985)

1 – żwiry, 2 – piaski, 3 – pyły piaszczyste, 4 – less, 5 – deluwia, 6 – torf, 7 – mulki organiczne, 8 – skiby osuwiskowe

Kolejny system paleomeandrów położony jest wyraźnie dalej od krawędzi terasy lessowej. Mają one szerokość jedynie 40 m i promień krzywizny 200–300 m. W Branicach data 5190 ± 70 , a Przy Rondzie 5230 ± 40 BP wydają się wskazywać na synchroniczne opuszczenie całego systemu (Kalicki 1991). W Łęgu został stwierdzony jeszcze młodszy system, datowany na 3030 ± 100 BP, o większych parametrach ($w =$ do 100 m, $r = 300\text{--}400$ m).

W strefie o 1–1,5 km bliżej koryta występują liczne paleomeandry czynne niekiedy do XIX wieku, których parametry są znaczne, bo szerokości sięgają 80 m, a promienie krzywizny 400 m (Trafas 1975). W tej strefie zlokalizowane były liczne żwirownie, które dają wgląd w budowę młodszych włożeń datowanych poprzez wypełnienia kopalnych paleomeandrów, soczewki organiczne w obrębie odsypów korytowych, zagrzebane pniaki i pnie czarnych dębów, często redeponowane.

Najwcześniej zbadanym jest zespół zwirowni Branice-Stryjów (Starkel 1984; Kalicki i Krąpiec 1991). W części zachodniej pod ogniwnem pylasto-piaszczystych mad 1–1,5-metrowej miąższości ($Mz = 6-4 \text{ phi}$) zalega kompleks piasków z domieszką żwirów ($Mz = -1 \text{ do } +2 \text{ phi}$) o miąższości około 3 m. Pod nimi są resztki starszych włożeń wśród nich datowane na 2200 ± 70 i 1480 ± 60 lat BP. Jeden z pniaków zakorzenionych i ściętych ręką człowieka został wydatowany na 1850 ± 60 lat BP. W wyżej leżących piaskach występowały soczewki sieczki roślinnej i pnie o wieku niekiedy sięgającym 2700 lat, a zatem niewątpliwie redeponowane. W części wschodniej zarejestrowano szereg rynien meandrowych wskazujących na stopniowe przerzucanie zakola z biegiem rzeki, w których występujące pnie wskazywałyby na prawdopodobny czas przemieszczania zakola pomiędzy IV a XII stuleciem (ryc. 31).

Szczegółowe badania ponad 60 pni dębów pozwoliły na określenie czasu ich sedymentacji, która grupuje się w trzech okresach: II wiek BC–II w. AD, X w. AD i XII–XIV w. AD (Kalicki i Krąpiec 1991; Krąpiec 1992).

W zwirowni Kujawy (Kalicki i Krąpiec 1992; Krąpiec 1996) przeanalizowano 96 pni czarnych dębów, z których uformowano trzy chronologie. Powal dębów następował w okresie 450–570 AD (z maksimum 470–490), 850–1150 AD (z maksimum 910–920, 970–980 i 1060–1100 AD) oraz 1310–1320 AD. Kolejne stanowisko Wolica (Kalicki i Krąpiec 1995) mieści się w obrębie zakola o promieniu 350 m odciętego w 1817 roku (Trafas 1975). Pnie drzew występują tu w odsypach piaszczystych. Wśród nich są zagrzebane ścięte pniaki pionowo zakorzenione z XVI–XVIII wieku oraz kolejne zespoły po kilka pni, reprezentujące okresy 3020–3000 BP, 2700–2600 BP oraz powtarzające się w poprzednich zwirowniach 200–250 AD i 450–560 AD.

Prawobrzeżna równina aluwialna ma zmienną szerokość 2,5–4 km i składa się ze strefy z licznymi, różnej wielkości zakolami bliżej koryta i podmokłego płaskiego obniżenia nadbudowanego stożkami potoków rozcinających wyniesienia Przedgórze Karpat. W zwirowni Grabie zlokalizowanej w podobnym do Wolicy XIX-wiecznym zakolu, w spągu piasków znaleziono 30 redeponowanych pni drzew, które wszystkie zostały powalone pomiędzy 1280 a 1200 lat BC (Krąpiec 1996). W rejonie Lasówki i Rybitw występuje system mniejszych zakoli o szerokości 30–50 m, głębokości około 3 m i zmiennym promieniu 100–250 m (Kalicki 1992). Wypełnienia organiczne w spągu zostały wydatowane na 7980 ± 160 lat i 7740 ± 90 lat BP. W Lasówce torf został pokryty osadami powodziowymi po 6160 ± 110 lat BP, a zatem w okresie odcinania zakoli w Czyżynach i Pleszowie. W płaskim obniżeniu, odwadnianym przez potok Drwień zostały stwierdzone w Brzegach pod osadami pozakorytowymi piaski i żwiry rzeki roztokowej z pniem datowanym na $10\ 690 \pm 190$ lat BP,

natomiast w kolejne rozcięcie zostały włożone odsypy meandrowe. Z nich pochodzi detrytus organiczny w soczewkach mulkowych datowany na 9380 ± 180 i 9280 ± 100 lat BP (Kalicki 1992a). W sąsiednich Rybitwach kopalną równinę osadów korytowych okrywa warstwa torfu, którego spąg datowany na 11920 ± 170 lat BP wskazuje, że przed allerödem była to płaska równina koryta prawdopodobnie rzeki roztokowej. Tu również, podobnie jak na lewym brzegu koło krawędzi terasy lessowej, akumulacja organiczna została przerwana osadami powodziowymi (przed 9660 ± 180 lat BP).

Nałożony na równinę Drwienia stożek potoku Serafa kryje pod proluwiami wkładki mulków torfiastych datowane na późny vistulian-wczesny holocen (Kalicki 1997). Niewykluczone, że są one śladem wypełnienia paleokoryta o miąższości 1,8 m. Najniższa wkładka została datowana na $13\ 200 \pm 200$ lat BP, środkowa reprezentuje alleröd (między $11\ 950 \pm 150$ i $11\ 460 \pm 160$ BP), a górna okres borealny i początek atlantyckiego (8750 ± 170 do 7570 ± 250 BP).

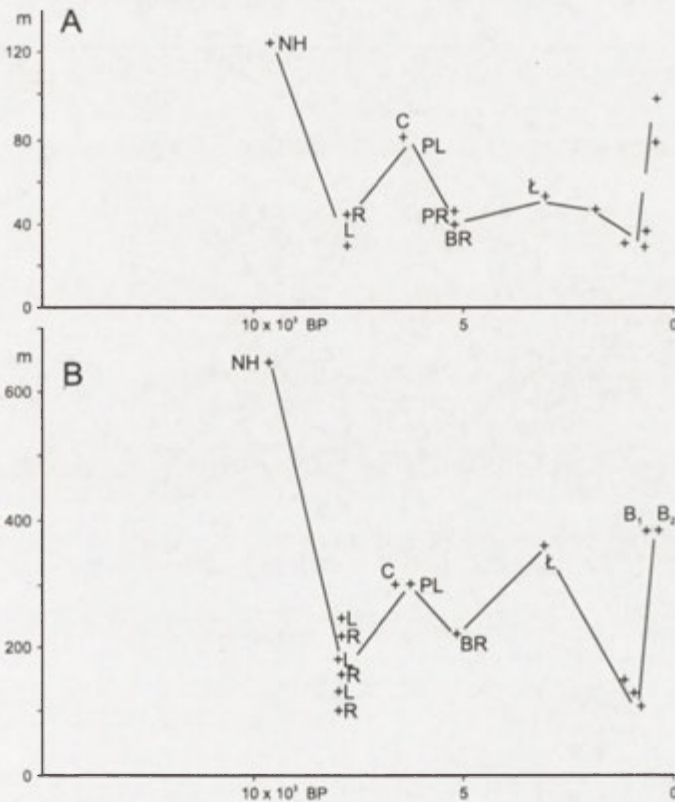
W dolnym biegu innego dopływu – Podłęzanki wypełnienie organiczne z allerödu i holocenu przerwane jest akumulacją mulków i piasków o miąższości do 50 cm, mieszczącą się między $11\ 610 \pm 100$ a 9180 ± 100 lat BP (Kalicki 1997).

Szczegółowe rozpoznanie serii włożeń i paleomeandrów oraz okresów powału pni dębów między Krakowem a Niepołomicami pozwoliło T.Kalickiemu (1991) na skonstruowanie syntetycznego przekroju doliny Wisły (ryc. 32), stwierdzenie wahań poziomu koryta i wydzielenie szeregu faz ożywienia działalności fluwialnej Wisły (ryc. 34) skorelowanych ze zdarzeniami rozpoznanymi wcześniej m.in. w dolinie Wiśłoki i innych (por. Starkel 1983). Przypadają one na okresy młodszego dryasu (z równoczesną zmianą na koryto roztokowe), słabo zaznaczoną fazą 9800–9300 BP, oraz kolejno 8800–8000, 6700–6000, 5500–4800, 4500–4000, 3200–3000, 2200–1800 i 1100–1000 lat BP. Równocześnie na okresy powodzi wskazują nagromadzenia czarnych dębów przypadające na około 3000, 2000–1800 lat BP oraz V–VI w., X–XI w. i XII–XIV w. (Krąpiec 1992; Kalicki i Krąpiec 1996).

Równocześnie została stwierdzona zmienność składu mechanicznego osadów pozakorytowych, zarówno w czasie jak i w przekroju poprzecznym doliny (Kalicki 1991). O ile średnie średnice ziarn osadów późnoglacialnych mieszczą się w granicach 5–7 phi, o tyle osady holocenijskie najczęściej między 6 a 10 phi. Od neolitu (około 6 ka BP) pojawiają się ponownie osady grubsze (Mz do 5 phi), zaś z ostatniego tysiąclecia średnie średnice wahań się między 4 a 8 phi. Równocześnie równowiekowe gliny powodziowe bliżej koryta (strefa wałów brzegowych) mają najczęściej Mz między 5,0

a 6,5 phi, zaś w obniżeniach dalszych, gdzie przeważa dekantacja, średnia średnica spada do 7–8,5 phi.

Grubieniu osadów pozakorytowych w ostatnich dwóch tysiącleciach towarzyszy tendencja do agradacji, przykrywanie starszych paleokoryt czy równin zalewowych przez osady korytowe. Dopiero w ostatnich stuleciach stwierdzono wyraźne powiększanie parametrów koryt i ich pogłębianie, przyspieszone w okresie regulacji koryta w XIX wieku.



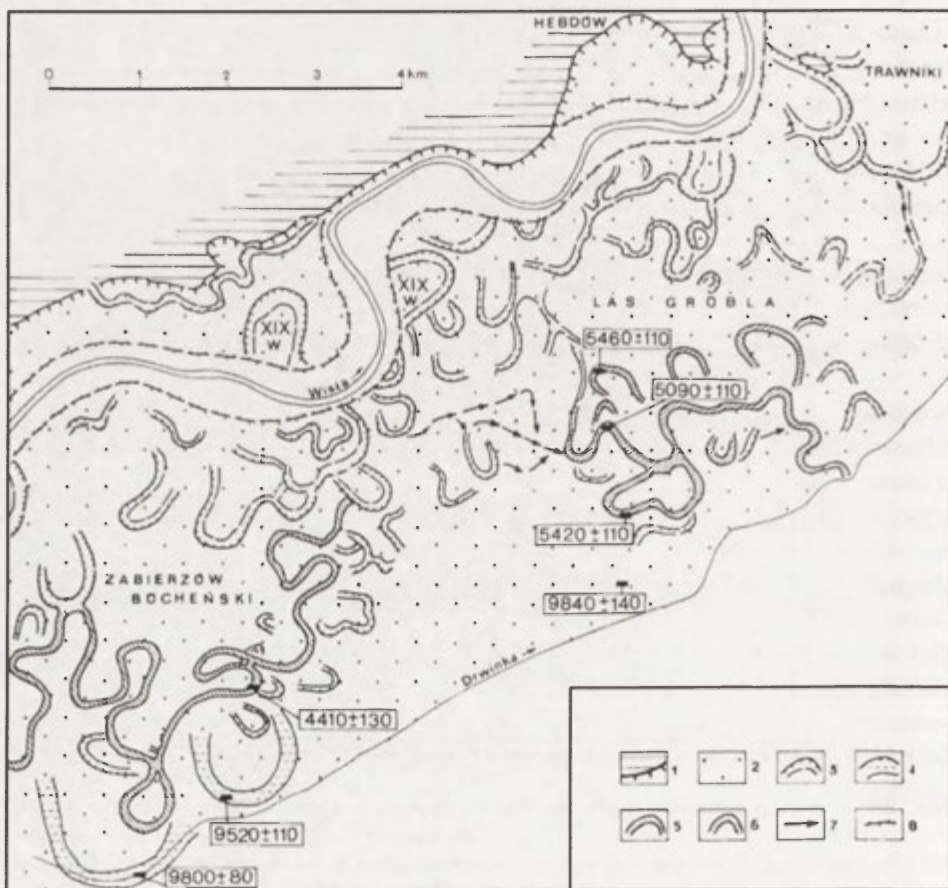
Ryc. 34. Zmiany parametrów paleokoryt Wisły poniżej Krakowa w holocenie (wg: Kalicki 1991)

A – szerokość, B – promień krzywizny meandru, NH – Nowa Huta, L – Lasówka, R – Rybitwy, C – Czyżyny, PL – Pleszów, BR – Branice, Ł – Łęg, B – Brzegi

3.5.2. Odcinek Niepołomice–ujście Raby

Poniżej zwężenia koło Niepołomic dno doliny ponownie rozszerza się do 7–9 km i na długości 20 km wykazuje wyraźną asymetrię związaną

z przesuwaniem koryta i osi doliny w kierunku wysokiego lewego brzegu Wysoczyzny Proszowickiej. Po lewej stronie krawędzi towarzyszy początkowo 13–17-metrowa terasa lessowa, która niżej Hebdowa zachowana jest tylko we fragmentach (Starkel 1967; Gębica 1995a, b). Samo dno zalewowe o szerokości 6–7 km i średnim spadku 0,26–0,3 ‰ zajmują systemy paleomeandrów i płaskich obniżeń. Ich północnym obrzeżeniem płynie uregulowana Wisła krętym korytem o szerokości 65–80 m i promieniu 370–900 m po ścieżcu wielkich meandrów w czasie regulacji (ryc. 35).



Ryc. 35. Szkic geomorfologiczny rejonu Zabierzowa Bocheńskiego i Lasu Grobla (wg: Starkel i inni 1991; Gębica 1995a; Kalicki i inni 1996)

1 – terasa średnia z lessem, 2 – równina zalewowa holocenińska, 3 – paleokoryta (różne), 4 – paleokoryta z pogranicza późnego glacialu i holocenu, 5 – system paleokoryt opuszczony ponad 5000 lat BP, 6 – system koryt opuszczony około 4400 lat BP, 7 – rynny i przepływy krewasowe, 8 – wal przeciwpowodziowy.

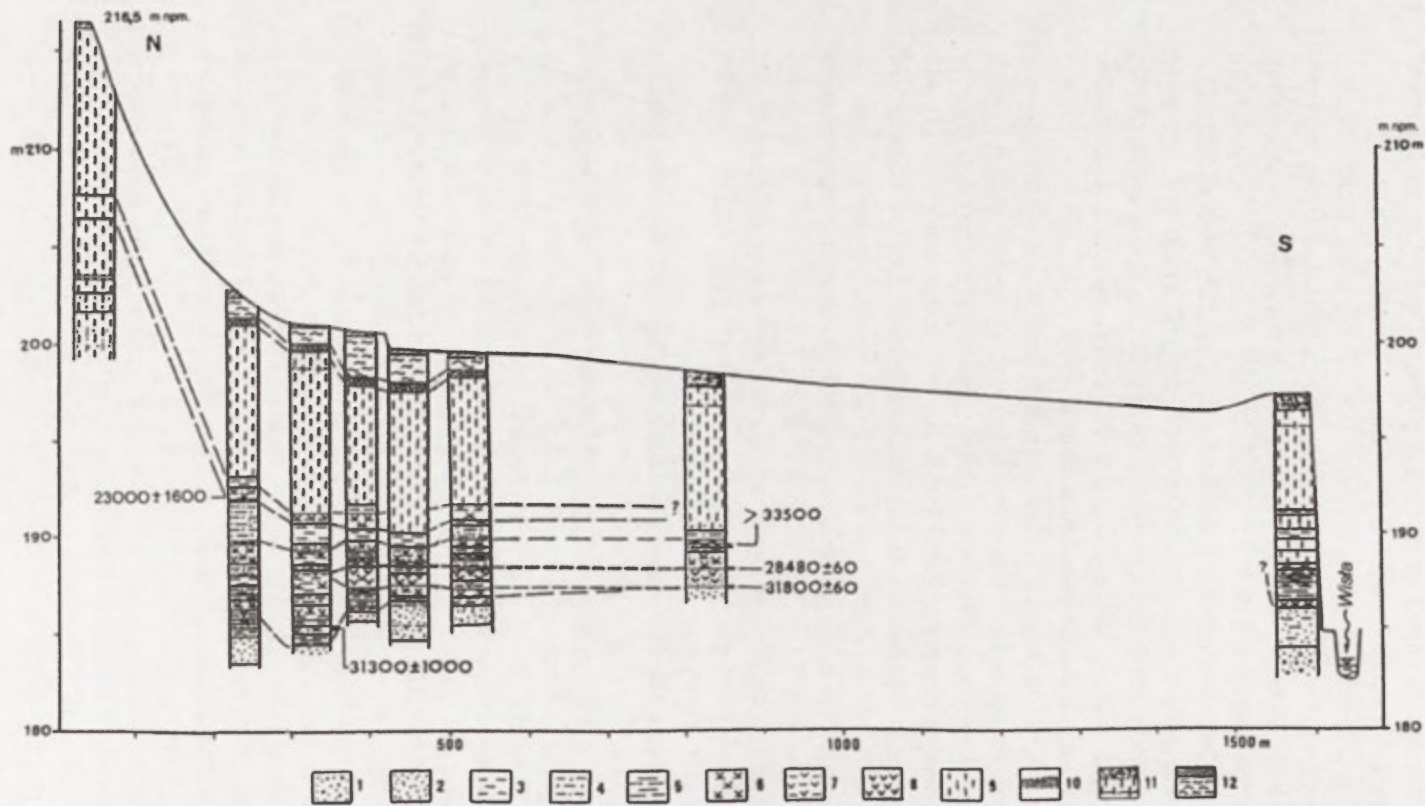
Po prawej stronie wznoszą się piaszczyste poziomy plejstocenijskich stożków Raby, z których najniższy wzniesiony jest tylko 10 m nad poziom Wisły (a jedynie 2–5 m nad obniżenie Drwinki).

Budowa terasy lessowej jest podobna jak w odcinku nowohuckim. Wiercenia w poprzek terasy w Nowym Brzesku dały wgląd w jej budowę (Gębica i inni 1998; Gębica i Pazdur, w: Starkel i inni 1999). W spągowych piaskach i żwirach wycięta jest rynna 2-metrowej głębokości wypełniona serią mułków z wkładkami torfów, które wkraczają na całą równinę. Spągowa data z wypełnienia wynosi $31\ 300 \pm 1000$ lat BP, strop (podlessowy) datowano na $23\ 000 \pm 1600$ BP. Glony z gatunku *Pediastrum* wskazują na okresowe zbiorniki wodne. Wyżej leżące pyły zawierają faunę mięczaków wodnych, wskazujących na środowisko podmokłe (ryc. 36).

Podcięcia krawędzi terasy pod Hebdowem i Smitłowicami dają lepszy wgląd w budowę. Strop w Hebdowie budują lessy. W spągowych mułkach występują małże z gatunku *Pisidium*, ślimaki wodne z gatunku *Gyraulus laevis*, ślimaki wilgociolubne z gatunku *Succinea*, wskazujące na płytkie zbiorniki wodne nieprzepływowe, typu ałasów (Gębica 1995a; Alexandrowicz i Gębica 1997). W Smitłowicach w kilku odkrywkach piaski sięgają do 4,5 m nad poziom rzeki, wyżej leżą ility i mułki zaburzone strukturami inwolucyjnymi z datami TL 42 ± 7 ka i 38 ± 9 ka BP. Na nich spoczywają piaski i żwiry stożków dopływów reprezentujące zapewne schyłek interplejstocenijski. Wyżej zalega płaszcz lessu z glebą typu czarnoziemiu datowaną na ponad 6000 lat BP, fosylizowaną deluwiami.

Na prawym brzegu Wisły poniżej Hebdowa występują dwa odizolowane pagóry meandrowe Trawniki i Skala, stanowiące resztki erozyjne niegdyś rozleglejszej terasy lessowej. Opisane w 1967 roku (Starkel 1967) i przebadane przez P.Gębicę (Gębica 1995a) wykazują budowę identyczną z terasą hebdowską. W Trawnikach strop piasków został wydatowany metodą TL na 69 ± 9 ka BP, wyżej leżące mułki z soczewkami piasków i zaburzeniami inwolucyjnymi na 37 ± 4 ka BP, a górne lessy, również z malakofauną wodną, na 23 ± 3 ka BP (ryc. 39). Pagór Skala odślania jedynie lessy, w których wycięte zostały jamy zasobowe z okresu późnorzymskiego i wczesnego holocenu (Żaki i inni 1970), przykryte u podnóża młodszymi madami (Starkel i inni 1991). Brak osadów rzecznych Wisły aż do stropu terasy, a przeciwnie – dowody dostawy ze stoków i występowania bezodpływowych obniżzeń przeczy koncepcji J.Jersaka i innych (1992) o wysokim zasypaniu w młodszym plejstocenie, w którym przeważało już wycinanie głębokiej rynny dolinnej (Gębica 1995 a, b).

Na lewym brzegu Wisły występują na ogół wąskie listwy holocenijskiej równiny zalewowej, której młodoholocenijski wiek został potwierdzony na dwóch stanowiskach. W strefie koryta Wisły w Brzesku Nowym występuje kilka generacji pni drzew (Krąpiec 1996). Najstarsze z nich zostały powało-



Ryc. 36. Przekrój geologiczny terasy lessowej w Brzesku Nowym (wg: Gębica, w: Starkel i inni 1999)

1 – piaski ze żwirami, 2 – piaski, 3 – pyły, 4 – pyły piaszczyste, 5 – iły, 6 – pyły z substancją organiczną, 7 – mulek torfiasty, 8 – torf, 9 – less (ze skorupkami ślimaków), 10 – czarnoziem kopalny, 11 – współczesna gleba, 12 – deluwia

ne w I–II wieku AD (maksimum 120–125 AD), młodsze kolejno około 498 AD, 791 AD i najmłodszy około 1324 AD. Natomiast w Śmiłowicach zachował się paleomeander o szerokości koryta około 90 m, promieniu krzywizny 340 m, którego odcięcie nastąpiło przed wypełnieniem datowanym na 3090 ± 140 lat BP (Starkel i inni 1996a).

Prawobrzeżna piaszczysta listwa o szerokości do 1 km wiąże się ze stożkiem Raby. W Mikuszowicach występują leżące na mułkach z piaskami piaski i żwiry z wyraźnymi inwolucjami i klinami, przykryte piaskami pokrywowymi (Gębica 1995a). Stopień zmatowienia i doskonała obróbka (przewaga ziarn grup RM) wskazuje na ich pochodzenie eoliczne. Zostały one powiązane z młodszym dryasem (Gębica i Woronko 1998), choć ostrożniej byłoby je wiązać ze schyłkiem pleniglacjału – późnym vistulianem.

Prawobrzeżna równina terasy rędzinnej została bardziej szczegółowo przebadana w dwóch przekrojach: zachodnim koło Zabierzowa Bocheńskiego – Woli Batorskiej i wschodnim – Lasu Grobla.

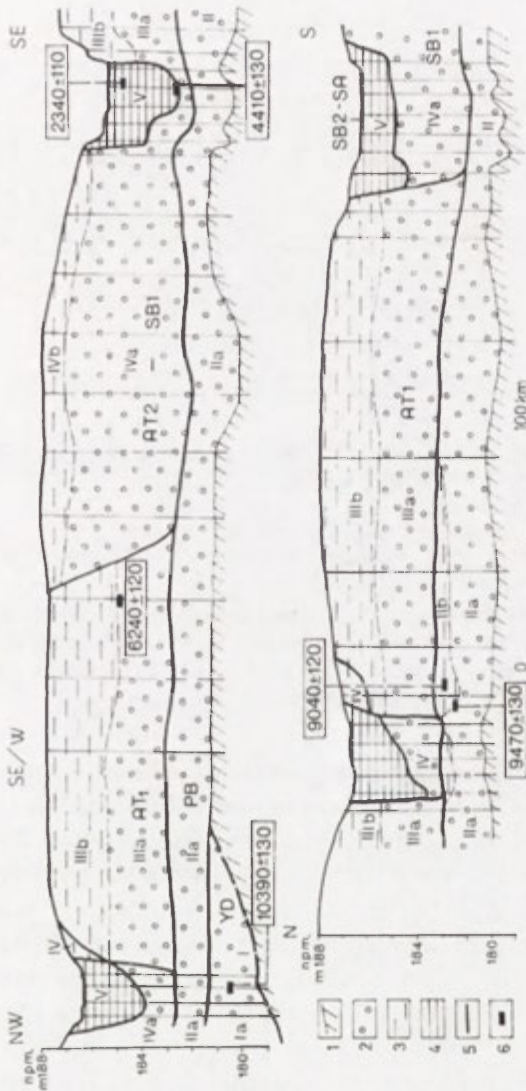
W części zachodniej ciągnie się w strefie brzeżnej podmokłe obniżenie, które w Woli Batorskiej wyścielają leżące na aluwiach korytowych torfy, przykryte glinami powodziowymi. Zostały one wydatowane na okres między 9200 ± 100 a 5380 ± 60 lat BP (Kalicki 1997). W tej samej strefie występują dwa równoległe paleomeandry, których czas powstania należałoby cofnąć do schyłku młodszego dryasu: zachodni rozpoznany później, zwany Borkiem ma szerokość 160–180 m, promień $r = 670$ z datą spągu wypełnienia 9800 ± 80 lat BP (Kalicki i inni 1996) i wschodni nad potokiem Drwinka, okryty madami, wypełniony gytą i torfem datowanym między 9520 ± 110 lat BP a 7980 ± 70 BP o zbliżonych parametrach $w = 135$ m, $r = 750$ m (Gębica i Starkel 1987; Nalepka 1991; Gębica 1995a).

Ku zachodowi równina wdzierza się w wyższy poziom piaszczysty owalnym zakłębnięciem Wielkiego Błota, które poza stwierdzeniem torfów z pogranicza młodszego dryasu i okresu preborealnego (Nalepka 1991), zostało wydatowane metodą ^{14}C w poszukiwaniu tzw. pelitu niepołomickiego. Okazało się, że w strefie przypominającej starorzecze występuje 14-cm warstwa kredy jeziornej z bogatą fauną ślimaków (Alexandrowicz 1991). Torf je podścielający został wydatowany na $10\ 550 \pm 170$ lat BP, a spąg nadległego torfu na 9250 ± 250 lat BP. Zarys półkola o promieniu do 1500 m wydaje się świadczyć, że mamy do czynienia z wielkim późnoglacialnym zakolem (starszym od dwóch wyżej wymienionych), które dzięki procesom termokrasowym wdarło się głęboko w starszą równinę piaszczystą. Natomiast do obniżenia Drwinki z paleokorytami wkracza od północy system paleomeandrów o długości 19 km i o rozwinięciu do 380%. Koryto wąskie na 25–60 m ma promień krzywizny średnio 178 m (tab. 2).

Jeden z takich paleomeandrów w Zabierzowie Bocheńskim stał się przedmiotem szczegółowych badań z zastosowaniem metody przekrojowej

stosowanej w ośrodku poznańskim. Na 8 przekrojach koryta i dwóch przez całą ostrogę meandrową wykonano łącznie 73 wiercenia, 1330 analiz granulometrycznych, 9 datowań radiowęglowych oraz analizę pyłkową wypełnienia paleomeandru (Kalicki i inni 1996). Powierzchnia terasy leży na wysokości 187–188 m npm., a obecne dno paleokoryta 1–2 m niżej. Strop ilów miocenijskich jest nierówny, waha się od 179 do 182 m npm. Leżące na nich aluwia rozdzielono na 6 różnowiekowych serii na podstawie powierzchni erozyjnych z brukami, ewidentnych włożeń (ryc. 37). Seria I ograniczona jest do wąskiej rynny wyciętej w ilach miocenu. W 2-metro- we ogniwa żwirów i piasków włożone są mułki datowane na $10\,390 \pm 30$ lat BP. Nadległa seria II miąższości 1–2,5 m składa się z piasków dość słabo wysortowanych ($\delta = 0,4\text{--}1,5$), którym towarzyszy 1 m miąższości wypełnienie paleokoryta datowane pomiędzy 9470 ± 130 (spąg), a 9040 ± 120 lat BP (strop). Seria III nadległa reprezentuje pełną sekwencję pokrywy aluwialnej od bruku poprzez odsypy piaszczyste ($\delta = 0,35\text{--}0,85$) do osadów pozakorytowych, w tym wałów brzegowych ($\delta = 1,9\text{--}2,3$). Warstwę mułków organicznych na przejściu obu facji wydatowano na 6240 ± 120 lat BP. Seria IV jest wyraźnie włożona w III, reprezentuje okres bocznego przemieszczania zakola na początku okresu subborealnego, gdyż ze spągu wypełnienia paleomeandru otrzymano datę 4410 ± 130 BP. Samo wypełnienie buduje seria V, o maksymalnej miąższości 3,25 m, w której wyróżnić można kilka ogniów (ryc. 38). Ogniwo Va reprezentują mułki, których sedymentacja trwała do 3590 ± 140 lat BP, zmieniona w ogniwie Vb w piaski, z substancją organiczną w stropie, z datą 3260 ± 110 lat BP. Kolejne ogniwo Vc, opisane w pracy jako bardziej organiczne, jest w spągu faktycznie wyraźnie piaszczyste (faza powodzi w rejonie Krakowa), dopiero wyżej leży mułek torfiasty, którego strop datowany został na 2720 ± 130 BP. Po epizodzie powodziowym (Vd) ustała dostawa zawiesiny i torf ogniwa Ve składany był do 2340 ± 100 lat BP. Strop okrywa warstwa pylasto-ilastych mad (Vf). System paleomeandrów został więc odcięty przed 4400 lat BP i jest młodszy od zakoli w Lesie Grobla (Starkel i inni 1991), a nie z nimi równowiekowy (Baumgart-Kotarba 1991).

System zakoli jest podcięty przez młodszą generację o większych parametrach ($w = 90\text{--}110$ m), które M. Baumgart-Kotarba (1991) próbowała uważać za starsze od 3 ka BP. W rzeczywistości spąg wypełnienia w tym systemie jest datowany na 3010 ± 70 lat BP (Kalicki 1998). Blżej obecnego koryta można wydzielić jeszcze 2 młodsze generacje paleokoryt. Szczegółowe pomiary parametrów koryta w wielu przekrojach w Zabierzowie Bocheńskim pozwoliły stwierdzić wielkie różnice lokalne, które rzutują na rekonstrukcję przepływów pełnokorytowych (Soja, w: Kalicki i inni 1996). Wskutek tego, że np. szerokość koryta waha się od 33 do 70 m, a głębokość wypełnienia od 1,75 do 3,25 m, to rekonstruowane Qb zmienia

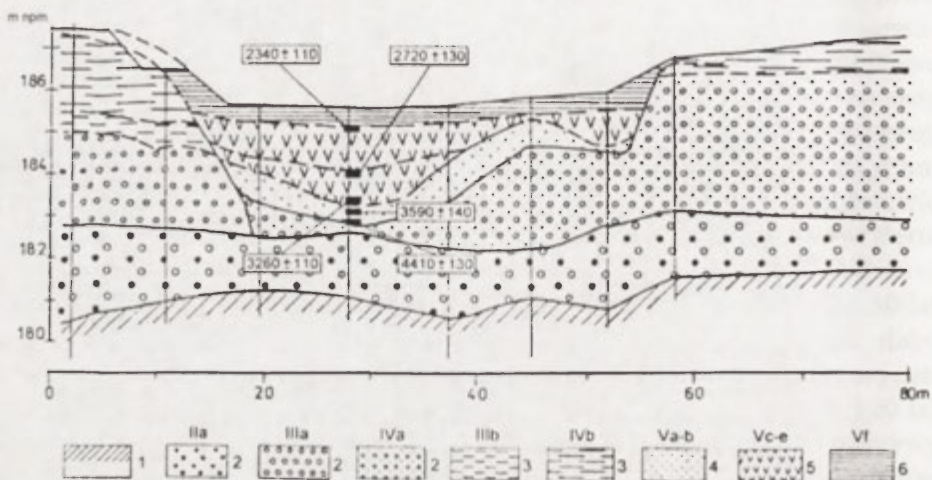


Ryc. 37. Przekroje przez paleomeander w Zabierzowie Bocheńskim na osi H-D i G-B (wg: Kalicki i inni 1996) rejestrujące włożenia różnowiekowe ogniw

1 – ily miocenińskie, 2 – żwiry i piaski facji korytowej, 3 – gliny i pyły facji pozakorytowej, 4 – mulki i osady organiczne wypełnień starorzeczy, 5 – granice wcięć erozyjnych, 6 – próbki datowane ^{14}C . Cyfry rzymskie oznaczają kolejne serie, litery – wiek aluwów

się od 37 do 71 m^3s^{-1} . Jeśli zastosujemy zamiast wzoru Chezy-Manninga (por. Rotnicki 1983) różne inne, to rekonstruowane przepływy będą różniły się nawet o kilkaset procent.

Przekrój doliny na osi Lasu Grobla i pagórków meandrowych był przedmiotem badań M. Bzowskiego (1973), a następnie zespołu Zakładu IGiPZ PAN w Krakowie (Starkel 1967; Starkel i Gębica 1987; Starkel i inni 1991; Baumgart-Kotarba 1991; Gębica 1995a). Idąc od brzegu doliny ku północy można wydzielić cztery strefy o różnej morfologii i budowie (rys. 35).



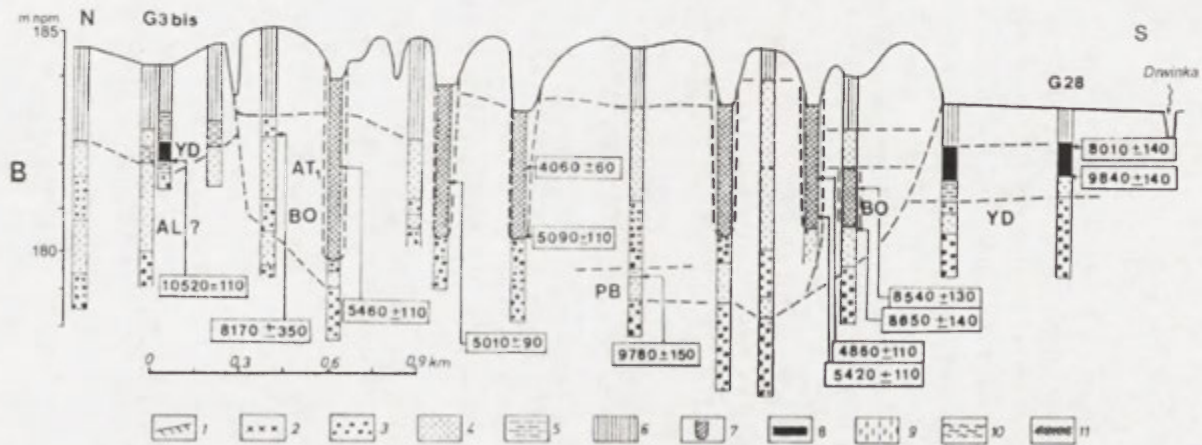
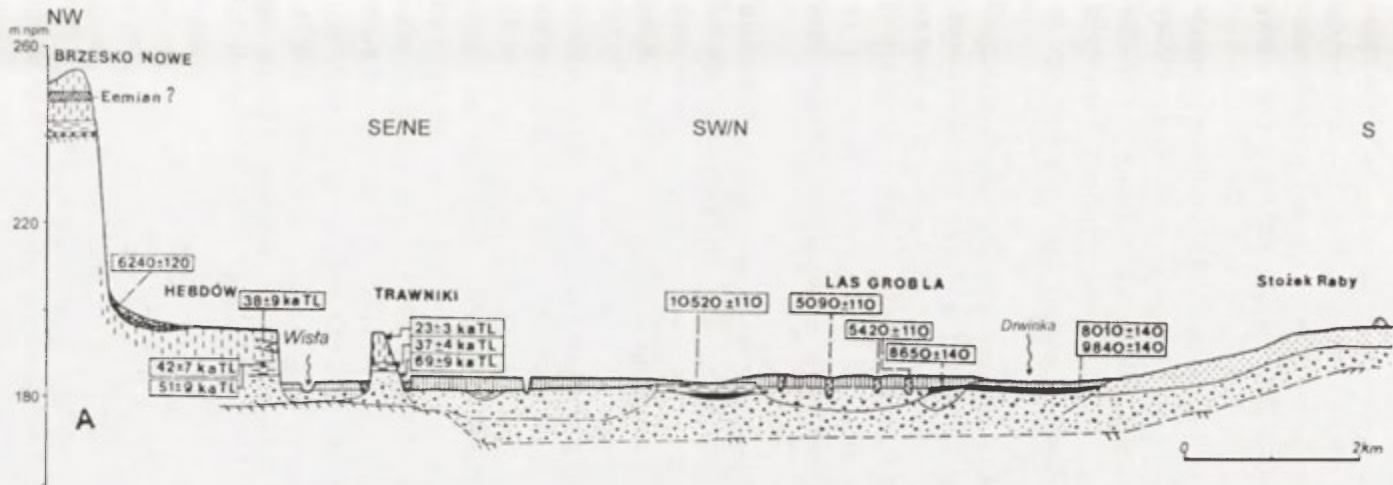
Ryc. 38. Wypełnienie paleomeandra w przekroju D rejestrujące przemienne fazy zatorfiania i akumulacji powodziowej (wg: Kalicki i inni 1996)

1 – il mioceński, 2 – żwiry i piaski korytowe różnowiekowych ogni, 3 – piaski i gliny facji pozakorytowej różnowiekowych ogni, 4 – piaski spągowe wypełnienia starorzecza, 5 – mulki, torfy i inne osady wypełnień starorzecza, 6 – stropowe mady. Fazy oznaczone cyframi rzymskimi jak na ryc. 37.

Płaskie i podmokłe obniżenie Drwinki o szerokości około 2 km wyścielają żwiry i piaski prawdopodobnie z młodszego dryasu (w stropie), gdyż na nich leży metrowy pokład torfu datowany między 9840 ± 140 a 8010 ± 140 lat BP. Przykrywa je również około metrowe ogniwo ilasto-pylastych mad. Interpretacja zdjęć lotniczych sugeruje odbicie w litologii i wilgotności podłoża zagrzebanego pod torfem systemu koryt roztokowych (Baumgart-Kotarba 1991). Na północ rozciąga się 1–2-metrowa wyższa strefa o szerokości 1,5 km, w obrębie której występuje kręta rynna meandrowa z odcinkami prostymi o szerokości 45–75 m, promieniu 125–165 m i jedynie 0,5–1 m głębokości. Wypełnienia rynny sięgają do 3 m. Z ich spągu uzyskano daty radiowęgla 5090 ± 110 i 5010 ± 90 lat (ryc. 39), które mówią o czasie opuszczenia systemu. Korytu temu towarzyszą jednak liczne

Ryc. 39. Przekroje przez dno doliny Wisły na osi Hebdów–Las Grobla–stożek Raby (wg: Starkel i inni 1991; Gębica 1995)

A – przekrój ogólny z datowaniami terasy lessowej, B – włożenia aluwii w lesie Grobla; 1 – ily mioceńskie, 2 – bloki eratyczne, 3 – żwiry, 4 – piaski, 5 – ily, 6 – gliny facji pozakorytowej, 7 – wypełnienia paleokoryt, 8 – torfy, 9 – less, 10 – deluwia, 11 – gleba kopalna



pojedyncze odcięte zakola o podobnej szerokości (45–55 m), ale większej krętości (tab. 2). Daty z wypełnień 5460 ± 110 i 5420 ± 110 lat BP świadczą, że zostały odcięte około 400 lat przed opuszczeniem przez Wisłę całego systemu. W wierceniach udało się uchwycić starsze kopalne paleokoryta o dnach na podobnej głębokości, ale wciętych w równinę obniżenia Drwiniki 1–2 m. Jedno z nich uzyskało dwie daty: dolną 8650 ± 140 i górną 8540 ± 130 lat BP

Część zachodnia systemu paleokoryt, bliższa Wisły, była później przemodelowywana przez wody powodziowe, które po przerzuceniu koryta Wisły na północ utworzyły rynny krewasowe i stożki, wkraczające na obszar paleokoryt (Baumgart-Kotarba 1991). Wyraźne na zdjęciach lotniczych systemy idące w poprzek do zakoli zostały przewiercone i okazało się, że stożki krewasowe osiągnęły miąższość do 2 m.

Na północ od strefy wału z paleokorytami ze schyłku okresu atlantyckiego ciągnie się pas o szerokości około 1 km, o 1 m niższy, bez paleokoryt, pokryty ilami podścielonymi mułkami o łącznej miąższości ponad 2 m. Jest to ostaniec późnoglacialnej równiny zalewowej. Spąg mułków torfiastych wydatowano na $10\,520 \pm 110$ lat, natomiast analizy pyłkowe wskazują, że sedymentacja powodziowych ilów trwała jeszcze w okresie atlantyckim (Nalepka 1991).

Bliżej koryta Wisły leży strefa z licznymi odciętymi paleomeandrami należącymi do co najmniej dwóch generacji. Starsze z nich okalają częściowo ostańce meandrowe terasy lessowej, młodsze o dużych parametrach (w >100 m, $r = 500\text{--}600$ m) są niekiedy dotychczas wypełnione wodą i zostały odcięte w ostatnich stuleciach albo w czasie regulacji (Trafas 1975; Gębica i Starkel 1987). Zalewowa część równiny szeroka do 600 m wznosi się 2,5–3,5 m nad średni poziom wody i ograniczona jest wałami przeciwpowodziowymi o wysokości 4–5 m.

Na omawianym odcinku poniżej Niepołomic stwierdzono niespotykane w takiej skali w górę biegu przerzuty koryta Wisły (około 5000 lat i ponad 4400 lat BP), boczną migrację koryta (ku krawędzi Wyżyny), a równocześnie utrzymywanie się koryta na podobnej wysokości. Nie została potwierdzona hipoteza o subsydencji regionu ujścia Raby oparta na stwierdzeniu w jednym wierceniach znacznej miąższości aluwii (Połtowicz 1967). Kolejne wiercenia wykazały, że rynna wycięta w miocenie obniża się powoli z biegiem Wisły (Gębica 1995a).

3.5.3. Strefa stożka Raby

Niemal 20-kilometrowy odcinek doliny Wisły między ujściem Raby a uchodzącymi z przeciwnych stron Dunajcem i Nidzią utrzymuje nadal asymetrię ze stromym i niekiedy podcinanym zboczem lewym. Dno doliny

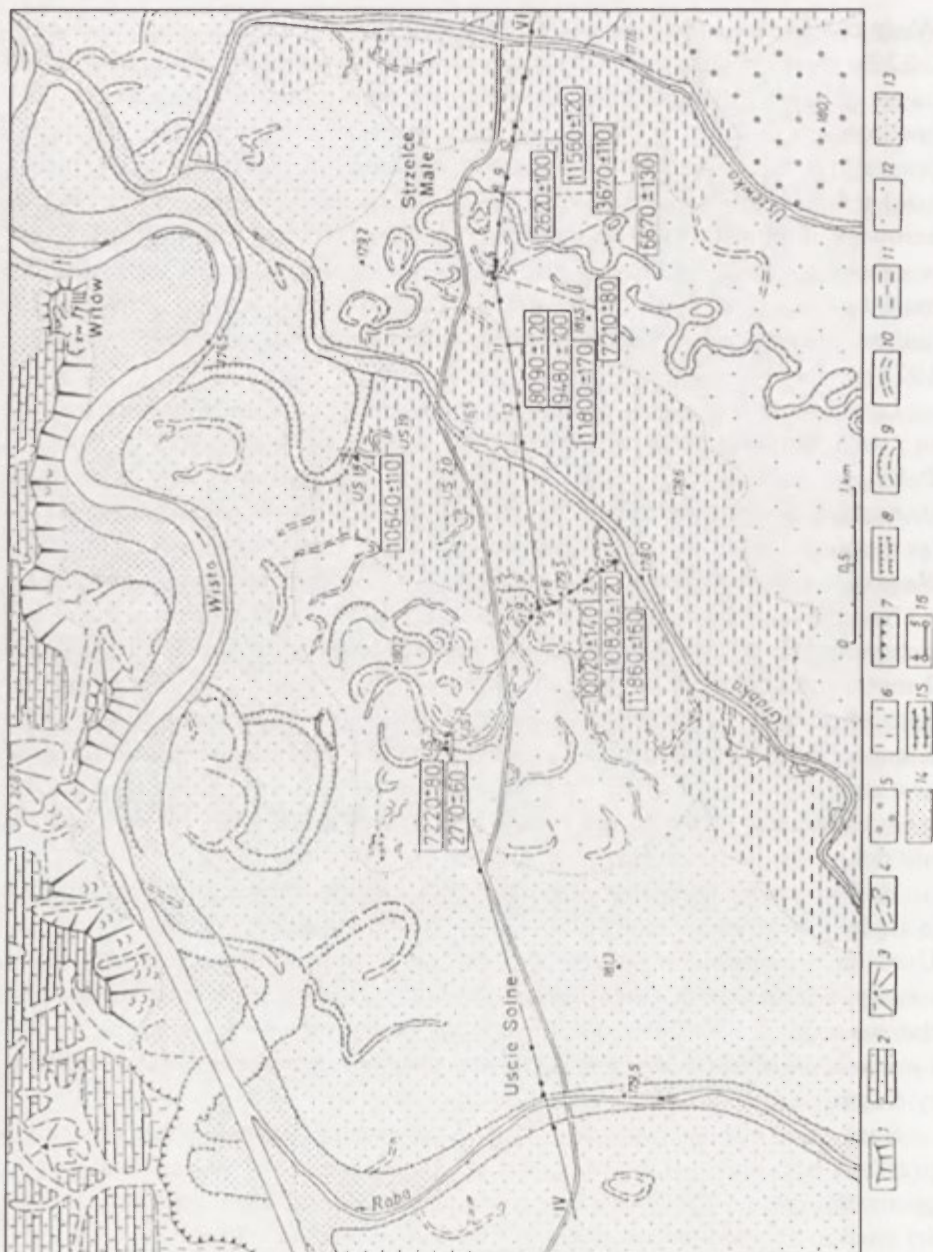
Wisły zwięza się tu do 2–4 km, co wiąże się ze spychaniem Wisły o spadku 0,32‰ przez stożek Raby o spadku 0,6–0,7‰, a dalej przez stożek Dunajca. Raba o dorzeczu blisko 1500 km² i maksymalnych odpływach jednostkowych 1 m³km⁻¹ notuje wahania stanów wody sięgające 10 m, co przyczynia się walnie do utrzymania wysokich przepływów Wisły, które niżej ujścia Raby w Jagodnikach sięgają 3000 m³ (Punzet 1978). Koryta zarówno dolnej Raby jak i Wisły są uregulowane i obwałowane, ale w czasie wielkich wezbrań wały te ulegają przerywaniu. W tym stuleciu mało to miejsce w 1934, 1960, 1970 i 1972 roku, powodując powstawanie kotłów eworsyjnych i stożków krewasowych (por. Starkel 1967; Powódź..., 1975).

Lewobrzeżne wzniesienia sięgające 90 m nad poziom Wisły zbudowane są z serii witowskiej. Są to żwiry i piaski pochodzące z karpackiego dorzecza Raby, uznawane za młodsze od pliocenu (Dżułyński i inni 1968). Ich staroczwartorzędowy wiek potwierdziły badania paleomagnetyczne (przynależność do epoki Matuyama ze zdarzeniem Jaramillo w spągu – Nawrocki i Wójcik 1990) oraz datowania TL i inne (Lindner i inni 1998).

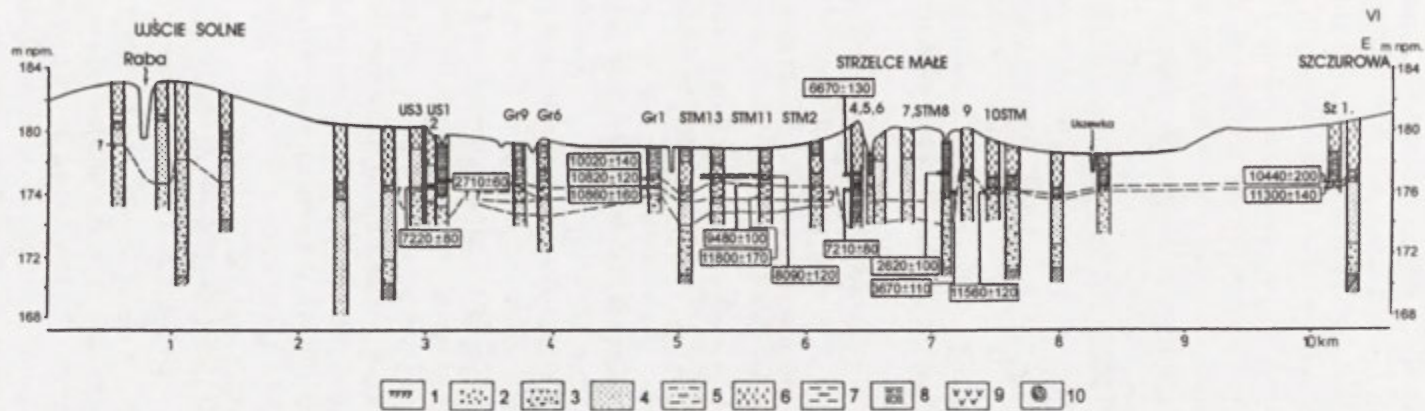
Naprzeciw ujścia Dunajca w Opatowcu odsłania się profil terasy lessowej o wysokości 17 m (Jersak 1976; Alexandrowicz i Jersak 1991). Na 2-metrowym cokole ilów miocenkich leży 2 m piasków i mułków, przykrytych mułkami organicznymi (1 m) będącymi odpowiednikiem gleby Komorniki i datowanymi na 31 200±1400 BP Wyżej spoczywa 8 m lessu, a w stropie 3,5 m piasków i mułków. Fauna wodna wskazuje na sedymentację w zbiornikach typu ałasowego, nie było zatem tak wysokiego zasypiania dolinnego w młodszym pleniglacjale (Jersak i inni 1992).

Prawobrzeżne pokrywy stożków vistuliańskich Raby i Dunajca zanurzają się ku północy pod osady holocenckie (Gębica 1995b). We Włoszynie nad Uszwicą na wysokości jedynie 6,5 m nad poziom Wisły występują piaski i żwiry z materiałem tatrzańskim z cienką warstwą torfu interstadialnego datowanego na 39 100±3000 lat BP, okryte 2-metrowym ogniwem żwirów i piasków ze strukturami pograżowymi. Jest to najdalej na zachód wysunięty fragment stożka Dunajca.

Sam holocencki stożek Raby i mniejszy stożek Uszwicy były przedmiotem szczegółowych badań (Gębica 1995 a, b). Wykonano zdjęcie geomorfologiczne i kilkadziesiąt wierceń na całej 12-kilometrowej szerokości stożka, co pozwoliło wydzielić 7 stref (ryc. 40, 41). Pierwsza – to strefa wałów przykorytowych współczesnej Raby 2–4 m wyższych od otoczenia, w obrębie których występują pojedyncze paleomeandry. Przechodzi ona w równinę zalewową Wisły, gdzie w kopalnym paleokorycie w Niedarach stwierdzono pnie drzew datowane na >4500 i >2600 lat BP (Gębica i Krąpiec 1993).



Ryc. 40. Mapa geomorfologiczna połączenia stożka Raby z doliną Wisły (wg: Gębica 1995)
 1 – krawędź wyżyny, 2 – Działy Proszowskie pokryte lessem, 3 – ostańcowe wzgórza, 4 – dolinki, 5 – żwirowa terasa vistuliańska, 6 – less okrywający terasę, 7 – krawędzie terasowe 5–10 m, 8 – krawędzie poniżej 5 m, 9 – paleokoryta, 10 – rynny krewasowe, 11 – obniżenia Gróbki i Uszewki, 12 – stare aluwialne grzędy z systemami paleokoryt, 13 – strefa współczesnych wałów przykorytowych, 14 – współczesna równina zalewowa (międzywale), 15 – obwałowania, 16 – linie przekrojów (V–VI – na ryc. 41)



Ryc. 41. Przekrój geologiczny stożka Raby (wg: Gębica 1995a, b)

- 1 – ły miocenijskie, 2 – żwir, 3 – piasek ze żwirami, 4 – piasek, 5 – mułki piaszczyste, 6 – mułki pyłaste, 7 – mułki ilaste, 8 – ły, 9 – torf, 10 – pnienie drzew

Na zachód od wałów przykorytowych Raby zarejestrowane zostały słabo zachowane małe paleokoryta Raby, wśród nich kręty system koło Mikuszowic. Natomiast na wschód od Raby zachował się fragment równiny o szerokości 1,5 km z dwoma generacjami zakoli: starszych odciętych o szerokości koryt 20–47 m i średnim promieniu krzywizny $r = 160$ m i młodszych, odcinkami wyprostowanych, o szerokości 24–40 m i $r = 145$ –315 m, opuszczonych kilkaset lat przed datowanym na 2710 ± 60 lat BP horyzontem organicznym. Na wschód ciągnie się o 1 m niższe, płaskie i szerokie obniżenie Gróbkki, wyścielone torfem datowanym między $11\ 860 \pm 160$ a $10\ 820 \pm 120$ lat BP leżącym na piaskach i żwirach. Wyżej spoczywają ility, a wśród nich wkładka organiczna datowana na $10\ 020 \pm 140$ BP Ku wschodowi torf był osadzany nieprzerwanie od allerödu do 9480 ± 100 lat BP, a sedymentację powodziową (2–3 m) trwającą w ciągu holocenu przerywa tylko epizod sedymentacji organicznej około 8090 ± 120 BP Ku północy w tę późnoglacialną równinę włożone są bezpośrednio neoholocenijskie aluwia Wisły.

Kolejną strefę, południkowo wyciągniętą na długości 10 km tworzy o 1–2 m wyższy wał o szerokości 1–1,5 km w rejonie Strzelec Małych. Jest to następna strefa włożeń osadów korytowych i przykorytowych z zachowanym w ich osi systemem paleokoryt. Pod wałem stwierdzono kopalne zakole z wypełnieniem do 5 m. Na wysokości 2 m od spągu występuje torf datowany na 7210 ± 80 BP. Prawdopodobnie już około 8 ka BP paleokoryto to zostało opuszczone. Natomiast widoczny na powierzchni system paleokoryt składa się podobnie jak w lesie Grobla z pojedynczych odciętych zakoli na obrzeżeniu i krętej rynny centralnej o szerokości około 25 m i promieniu krzywizny 90–100 m. Wypełnienie zakola jest przeważnie piaszczysto-pylaste w spągu, a pylasto-ilaste w stropie. Drewna ze spągu zostały wydatowane na 3670 ± 120 lat BP, organiczna wkładka 1 m wyżej – na 2620 ± 100 BP. Na wschód rozciąga się kolejne południkowe obniżenie drenowane przez Uszewkę, kryjące również torf z allerödu (data $11\ 560 \pm 120$). Na powierzchni natomiast występują ślady dwóch systemów paleokoryt o parametrach wskazujących raczej na ramię Raby lub na potok Uszwicę ($w = 10$ –20 m, $r = 30$ –90 m). Z równiną graniczy od wschodu stożek Uszwicy o nachyleniu 1,4‰ zbudowany z 4 metrów pylasto-piaszczystych glin podścielonych torfem z allerödu.

Przekrój stożka Raby ilustruje mechanizm jego tworzenia poprzez przerzuty koryta, wkładanie aluwii i powolną nadbudowę obniżeń międzywałowych. O ile osady korytowe poza brukami są z reguły podobne ($M_z = 1$ –3 phi) i zmiennie wysortowane ($\delta = 0,5$ –2,5), o tyle osady równiny zalewowej są odbiciem reżimu hydrologicznego różnych okresów (Gębica 1995a, b). Pleniglacialne osady pozakorytowe mają średnią średnicę $M_z = 4,5$ –6,5 phi, z młodszego dryasu $M_z = 7$ –9 phi, okresu preboreal-

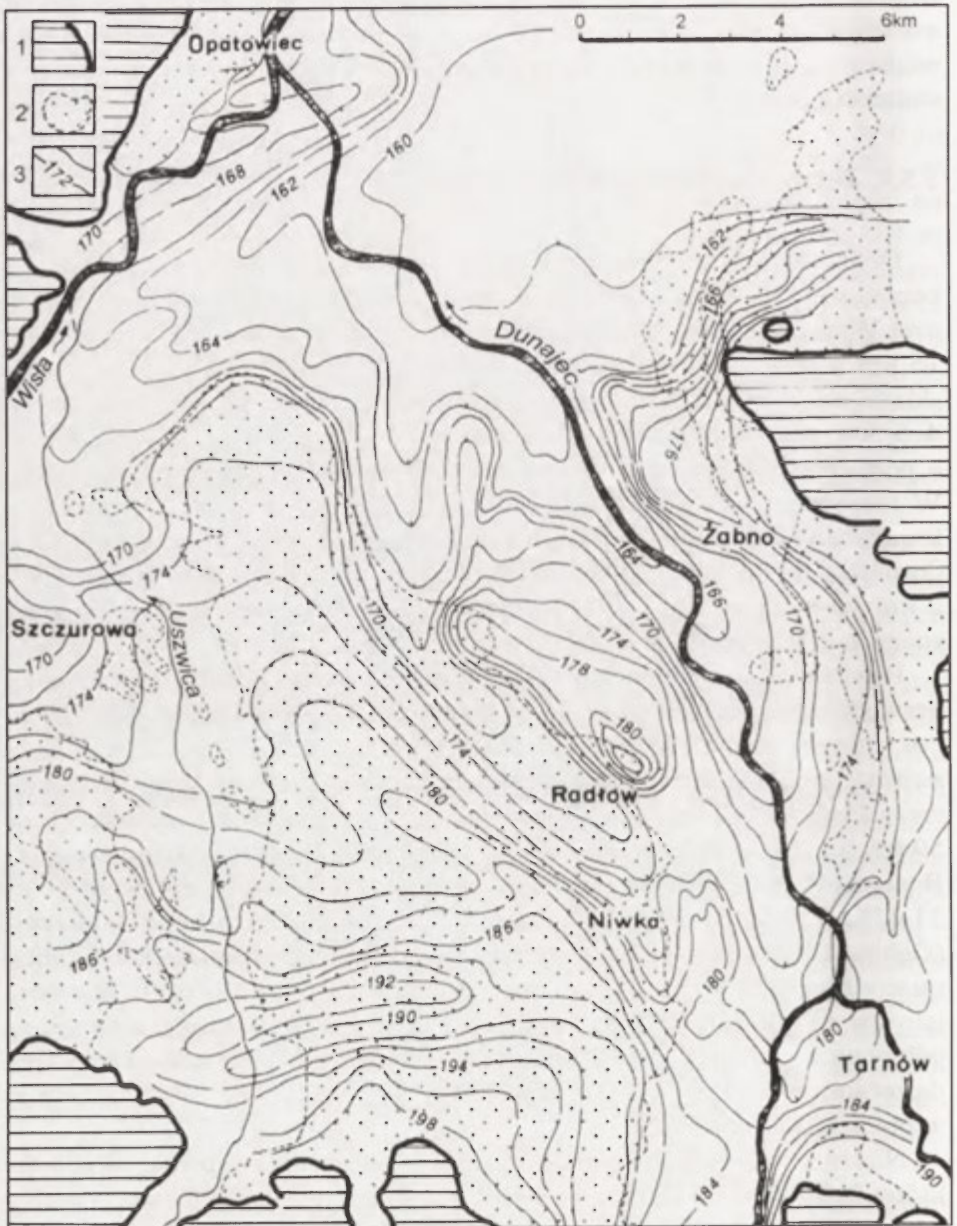
nego i borealnego 8–10 phi (najdrobniejsze), atlantyckiego 4–8 phi, a z subatlantyckiego znów 7,5–10 phi. Tak drobna frakcja w subatlantyku wiąże się z oddalaniem się koryt rzecznych od obniżzeń, w których następowała dekantacja.

3.5.4. Dolny bieg Dunajca i ujście do Wisły

Dolina Dunajca od wylotu z Karpat do ujścia do Wisły, na długości 20 km tworzy otwarty wachlarz, ograniczony wyraźniej tylko od wschodu krawędzią Wysoczyzny Tarnowskiej. Rozszerza się on od 4 km koło Wojnicza do 15 km u połączenia z podobnej szerokości dnem doliny Wisły. Dno doliny składa się z dwóch stopni: stożka vistuliańskiego, zajmującego szeroki na 4–6 km płat lewobrzeżny i wąskiej na 1–2 km listwy prawobrzeżnej, a pośrodku równiny holocenińskiej szerokiej na 4–7 km (Sokołowski 1995). W rzeźbie podłoża rysują się dwie rynny wycięte w miocenie, z których lewa biegnąca po części pod stożkiem vistuliańskim jest 2–4 m płytsza. Obie dochodzą do szerokiej równoleżnikowej niecki, której oś położona około 2 km na południe od współczesnej Wisły leży 12–15 m poniżej współczesnego koryta (ryc. 42).

Powierzchnia stożka vistuliańskiego jest płaska, urozmaicona wydymami, krawędź stożka obniża się od 10 m na południu do 3 m i mniej na pograniczu z dnem doliny Wisły i Uswicy. Blisko 20-metrowa dwudzielna seria żwirów i piasków ze znacznym udziałem materiału tatrzańskiego, będącego wyznacznikiem zasięgu stożka Dunajca została wydatowana metodą TL na 59 ± 9 ka BP (część spągowa) do 19 ± 3 ka BP (część stropowa koło Borzęcina). Obecność w żwirowni w Szujcu pnia sosny datowanego na $31\,425 \pm 530$ lat BP (Sokołowski 1995) i wspomnianego torfu we Włoszynie (Gębica 1995b) wskazuje na wyraźną przerwę w interpleniglacjale i kontynuację agradacji w czasie maksimum ochłodzenia, odrębnie niż to obserwujemy w dolinie samej Wisły (rozcięcie spągu terasy lessowej), a nawet na północno-wschodnim obrzeżeniu stożka koło Olesna, gdzie aluwia korytowe datowane na 44 ± 7 ka BP wypełniają głęboką rynnę wyciętą jeszcze w pleniglacjale (ryc. 42).

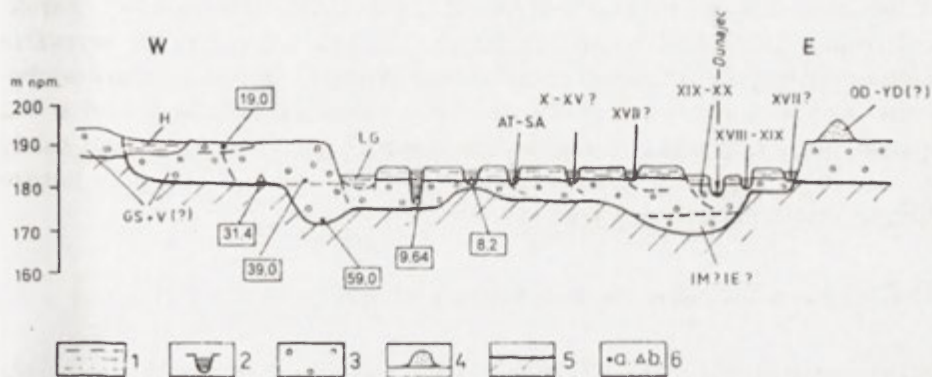
Niższą powierzchnię zajmuje równina holocenińskiego stożka, w obrębie której T.Sokołowski (1995) wydzielił kilka różnowiekowych stref z zachowanymi systemami paleokoryt (ryc. 43). Całą tę równinę budują osady facji korytowej o miąższości od 8 do 14 m, na których spoczywa ogniwo glin facji pozakorytowej o średniej miąższości 3 m (maksymalnie do 6 m). U podnóża krawędzi stożka vistuliańskiego w części północnej rozciąga się płaskie, podmokłe obniżenie z potokiem Kisielina o szerokości 2 km, będące prawdopodobnie rynną rzeki roztokowej (podobne do obniżenia Drwinki). Bliżej Dunajca występują kolejno: wąski pas z większymi



Ryc. 42. Rzeźba stropu osadów podczwartorzędowych w dolnym biegu doliny Dunajca (wg: Sokołowski 1995)

1 – wysoczyzny, 2 – Równina Radłowska i inne vistuliańskie terasy, wzniesione nad dnami dolin, 3 – izolinie rzeźby podczwartorzędowej

paleokorytami (w = 100–170 m, r = 450–550 m), określane jako terasa III B (Sokołowski 1995). Spąg wypełnienia jednego z nich datowany na 9640 ± 180 BP wskazuje na istnienie również nad Dunajcem fazy dużych zakoli ze schyłku glacjału, kwestionowanej poprzednio przez L.Starkla (red., 1990). Niewiele mniejsze koryta zostały wydatowane na 8200 ± 140 BP, co wskazywałoby na przetrwanie większych paleokoryt do okresu borealnego.



Ryc. 43. Syntetyczny przekrój dna doliny dolnego Dunajca (wg: Sokołowski 1995)

1 – facja pozakorytowa, 2 – facja starorzeczna, 3 – facja korytowa, 4 – piaski wydymowe, 5 – strop miocenu, 6 – daty: a – TL, b – ^{14}C ; skróty wiekowe: IM, IE – interglacjalny, GS – zlodowacenia środkowopolskie, PL – pleniglacial, V – vistulian, LG – późny glacjal, OD – starszy dryas, YD – młodszy dryas, AT – okres atlantycki, H – holocen, SA – okres subatlantycki, X–XX – stulecia AD

Najszerszą strefę (tzw. terasa III C) obejmują włożenia z korytami o różnych parametrach, prawdopodobnie różnowiekowe, niekiedy ciągnące się na dużej odległości o rozwinięciu nawet do 3,2. Są to najczęściej koryta o promieniu krzywizny 90–100 m, ale bywają i znacznie większe, do 400 m.

Strefa terasy III D ma znów większe zakola (r = 300–500 m) i zdaniem T.Sokołowskiego rozwijała się w okresie średniowiecza (przez analogię z innymi dolinami).

Najmłodszym elementem są fragmenty bliższe koryta (III E) ze świeżymi i dużymi paleokorytami o promieniu nawet do 700 m, którym w strefie międzywała odpowiada nieco niższa równina zalewowa, modelowana w ostatnich stuleciach. Przed obwałowaniem i regulacją obszar ten był stale zalewany. Koryto współczesne, pogłębione w ciągu ostatniego stulecia (1871–1974) o około 3 m, ma znaczny spadek w górnej części stożka (0,7‰), który niżej gwałtownie maleje (do 0,23‰) i staje się niższy od spadku koryta Wisły. Jest to przyczyną podpierania wód Dunajca, który

w czasie powodzi niesie do 4500 m³ wody (w 1934 r.), a wahania jego stanów zarejestrowane na wodowskazie w Żabnie sięgają 11,5 m (Punzet 1981). Wody rozlewają się na całą powierzchnię holocenińskiej równiny, szczególnie długo zalegając u zbiegu Dunajca i Wisły. Było to m.in. przyczyną opuszczenia po wezbraniu w 1271 roku grodu Demblin, położonego naprzeciw Opatowca (Gieysztor 1982), a który został założony w okresie mniejszych wezbrań w VI–VIII w. (Dąbrowska 1965).

Reżim hydrologiczny Dunajca (przed zbudowaniem zbiorników) charakteryzowały gwałtowne wezbrania letnie. Dlatego aluwia są tu wyraźnie grubsze i gorzej wysortowane niż w dolinie Wisły. O ile frakcje różnowiekowych osadów korytowych (poza brukami) mieszczą się między -4 a +2 w skali phi i są bardzo różnie wysortowane ($\delta = 1,0\text{--}3,5$), o tyle osady pozakorytowe wykazują duży rozrzut frakcji ($M_z = 2\text{--}8,5$ phi) przy bardzo złym wysortowaniu ($\delta = 3\text{--}4$).

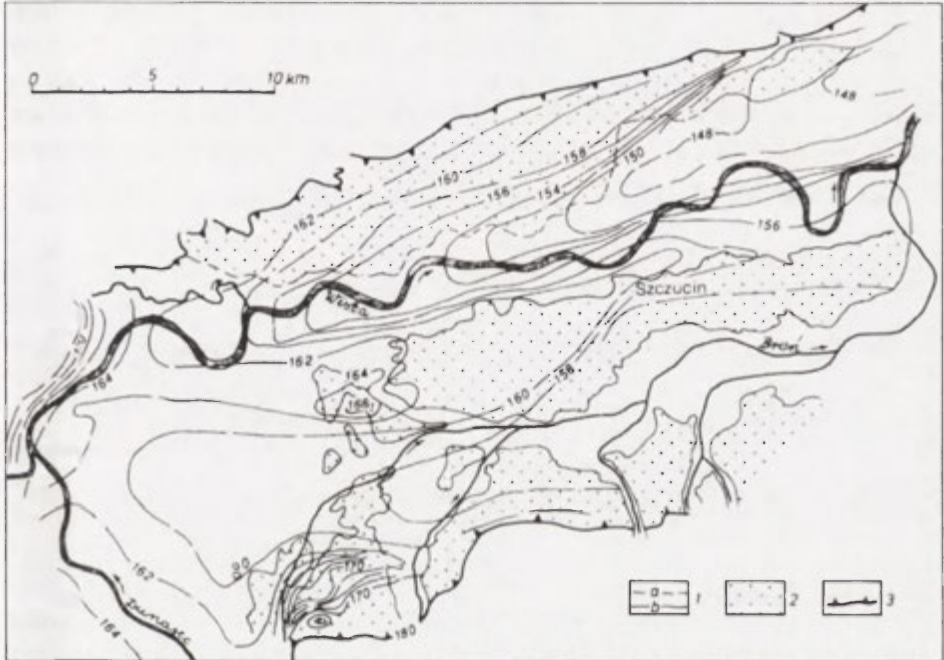
3.5.5. Odcinek od ujścia Nidy do ujścia Wisłoki

Pomiędzy ujściem Nidy i Wisłoki na długości 48 km dolina Wisły rozszerza się na 16–20 km, tworząc rozległe obniżenie między Wysoczyzną Tarnowską a wzniesieniami Niecki Niedziańskiej. Składają się na nie: zalewowe dno doliny Wisły o szerokości 7–9 km, Garb Szczuciński o szerokości 3–5 km, równoległe obniżenie Brenia 2–4 km i przywysoczyznowy piaszczysty poziom – odpowiednik Garbu Szczucińskiego o szerokości 2–5 km (ryc. 21). Odcinek ten był przedmiotem badań T.Sokołowskiego (1987).

Wisła po połączeniu z Dunajcem i Nidą jest potężną rzeką. Do przekroju w Szczucinie jej zlewnia sięga 23,9 tys. km², a przepływy powodziowe nawet 6300 m²s⁻¹ przy wahaniami stanów wody 7 m (Punzet 1981; Soja, w: Starkel i inni 1996a). Uregulowana Wisła płynie krętymi zakolami i ma spadek 0,28 ‰.

W podłożu czwartorzędu wycięte są dwie rynny (ryc. 44), z których północna, ku wschodowi coraz głębsza (do 5 m), schodzi do 5–10 m niżej poziomu średniego rzeki. Zasięg tych rynien nie pokrywa się w pełni z przebiegiem holoceniskich den dolin i dzielącego je Garbu Szczucińskiego, są więc od nich starsze (Sokołowski 1987). Sam Garb Szczuciński wznosi się 8–10 m nad poziom Wisły, a jedynie 1–4 m nad poziom holocenińskiej terasy rędzinnej i składa się z kilku płatów, które są jakby zatopione w madach. Nad płaską równiną Garbu wznoszą się pojedyncze wały wydymowe, które na wschód od obecnego ujścia Brenia do Wisły w Otałężu sterczą jeszcze z terasy holocenińskiej i noszą ślady osadnictwa z okresu późnorzymskiego (Starkel 1967). Garb Szczuciński budują piaski ze żwirkami w spągu

i przewarstwieniami mułków o zmiennej miąższości od 6 do 15 m (największej w rynnach). Ich górna część została wydatowana metodą TL na 17 ± 2 ka BP (Sokołowski 1995), dolna natomiast u wylotu z doliny Dunajca do obniżenia Brenia na 44 ± 7 ka BP (w Olesnie). Wkładka organiczna pod aluwiami holoceniowymi blisko ujścia Brenia uzyskała datę $36\ 000 \pm 1600$ lat BP



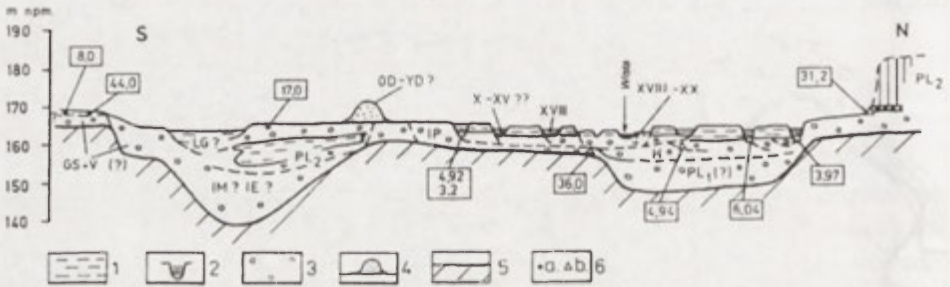
Ryc. 44 Rzeźba stropu osadów mioceńskich w dolinie Wisły między ujściem Dunajca i Brenia (wg: Sokołowski 1987)

- 1 - izolinie stropu miocenu (a - prawdopodobne, b - pewne), 2 - piaski terasy średniej, 3 - krawędzie dna doliny

Obniżenie Brenia, podmokłe i bez paleomeandrów, ma powiązanie ze stożkiem Dunajca. Prawdopodobnie była to rynna wykorzystywana przez roztokowy Dunajec w późnym vistulianie, płynący równolegle do Wisły. Raczej trudno zgodzić się z sugestią T. Sokołowskiego (1987), że przebiegało tędy główne koryto Wisły. Śladów późnoglacialnej roztokowej Wisły należy dopatrywać się na północnym obrzeżeniu głównej rynn dolinnej, pozbawionym śladów paleomeandrów (drenowanym przez potok Strumeń).

Paleomeandry skupione są w strefie o szerokości 3–5 km i tworzą równinę wzniesioną 4–6 m nad poziom średni Wisły, wyraźnie zróżnicowaną na trzy stęfy (Sokołowski 1987, ryc. 45). Najszersza z nich (tzw. poziom II A) ograniczona jest paleokorytami, niekiedy podcinającymi skłon Garbu

Szczucińskiego o zmiennej szerokości 90–160 m i promieniu krzywizny 150–630 m. Wypełnienia dwóch prawostronnych zakoli zostały wydатовane na 4920 ± 220 i 3270 ± 200 lat BP, natomiast dwóch lewostronnych na 6040 ± 140 i 3970 ± 80 lat BP. Poziom około 1–1,5 m niższy (tzw. II B) ma starorzecza o większych parametrach krzywizny (średnio 370 m). Zdaniem Sokołowskiego został uformowany ostatecznie w średniowieczu, gdyż osadnictwo wiejskie weszło na niego dopiero w wiekach XVI–XVIII (Matczew 1974). Najniższy segment II C obejmuje fragmenty równiny z pojedynczymi dużymi paleomeandrami o szerokościach do 300 m i promieniach krzywizny do 700 m, wskazującymi na większe przepływy. Jeden z nich był niewątpliwie aktywny jeszcze w XVII wieku (Michałowska 1978).



Ryc. 45. Syntetyczny przekrój dna doliny Wisły na wschód od ujścia Dunajca (wg: Sokołowski 1995)

- 1 – facja pozakorytowa, 2 – facja starorzeczna, 3 – facja korytowa, 4 – piaski wydmore, 5 – strop miocenu, 6 – daty w tys. lat: a – TL, b – ^{14}C . Skróty wiekowe jak na ryc. 43.

Najniższą powierzchnią mieszczącą się w obrębie obwałowań jest niższa równina zalewowa o szerokości 1–2 km, z korytem szerokości 300–900 m o przebiegu krętym (rozwiniecie 1,28), która zdaniem Sokołowskiego nosi ślady odsypów centralnych i zakolowych i wskazuje na szybką boczną migrację i na roztokowy charakter rzeki w XIX wieku. W ostatnim stuleciu (1871–1978) po regulacji, koryto Wisły wcięło się w tę równinę o 1 m głębiej (Punzet 1981).

Aluwia facji korytowej Wisły są drobniejsze niż Dunajca ($M_z = 0-3 \text{ phi}$), ale lepiej wysortowane ($\delta = 0,5-1,7$), natomiast pozakorytowe są pylaste ($M_z = 4-6 \text{ phi}$) i słabo wysortowane ($\delta = 1,8-2,5$). Istotną rolę w przeróbce aluwii odgrywają przerwania wałów przeciwpowodziowych w czasie wielkich powodzi. Jak pokazują wyniki badań P. Gębicy i innych (1998) po powodzi lipcowej 1997 roku, rynny krewasowe mogą osiągnąć głębokości do 10 m, a żwirowo-piaszczysty materiał z nich wyniesiony buduje stożki

krewasowe o powierzchni do kilkudziesięciu hektarów, które pokrywają równiny madowe płaszczem o miąższości do kilkudziesięciu centymetrów.

Odcinek doliny od ujścia Nidy do Wisłoki jest charakterystycznym typem doliny poniżej ujścia dużego dopływu (Dunajca). W okresach dużej dostawy materiału (w klimacie peryglacjalnym), wykształciły się dwie równoległe rynny, równocześnie funkcjonujące (por. Starkel, red., 1990; Gębica 1995 a, b).

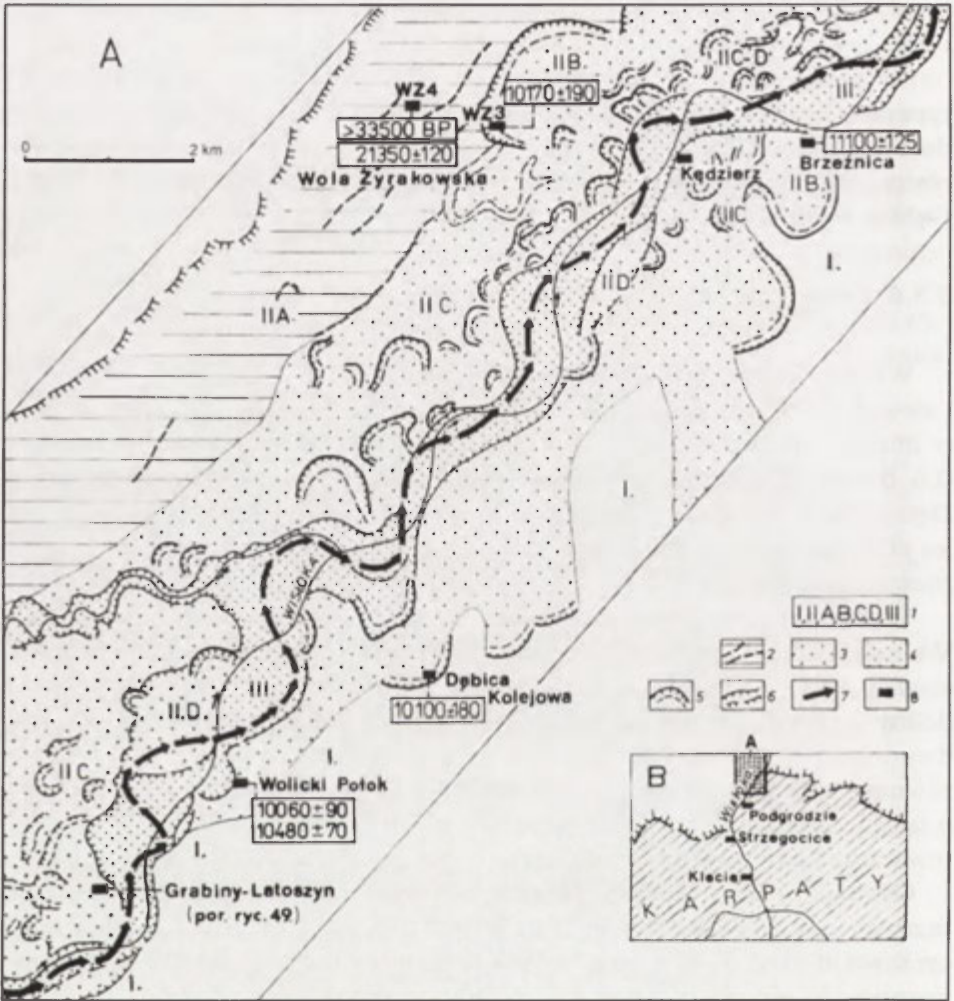
3.5.6. Dolny bieg Wisłoki i ujście do Wisły

Wisłoka jest prawobrzeżnym dopływem Wisły o długości 163,5 km i zlewni 4096 km² drenującej najwyższą część łuku Karpat. Dolny jej bieg o długości blisko 65 km od wylotu z Karpat koło Pilzna ma spadek 0,6–0,7‰. Dno doliny, ograniczone krawędziami płaskowyżów, a po Dębicę też Progiem Pogórza, ma szerokość rosnącą od 4 do 10 km w odcinku południowym o biegu SW–NE, a po skręcie na północ i wachlarzowatym rozszerzeniu się – do 20 km.

Wisłoka ma koryto o szerokości 40-75 m i kręty bieg po regulacji. Wahania stanów wody rejestrowane w przekroju pomiarowym Brzeźnica sięgają 8 m, a przepływy maksymalne 1820 m³s⁻¹ (Punzet 1978). Dno doliny zajmują: szeroki do 4–8 km zwydmiony poziom piaszczysty, często dwudzielny (o wysokości 15 i 25 m nad poziom rzeki) i dno właściwe równiny terasy rędzinnej o wysokości 6–12 m, złożone z kilku włożeń o łącznej szerokości od 3 km do ponad 10 km u zbiegu z Wisłą. Przykorytowa strefa zalewowej równiny łęgowej ma szerokość do 900 m (ryc. 46).

Odcinek doliny Wisłoki powyżej i poniżej Dębicy był przedmiotem licznych i szczegółowych badań na przestrzeni całego stulecia, dostarczających wielu danych stratygraficznych m.in. dzięki występowaniu w drobnoziarnistych aluwjach częstych wkładek osadów organicznych, jak też czarnych dębów. Aluwia holoceni i wistuliańskie były rejestrowane już przez W.Friedberga (1903), a później badane szczegółowo przez L.Starkla (1960) oraz L.Starkla i innych (1974, 1977), jak też przez A.Środonia (1965), a plejstoceni osady przez W. Laskowską-Wysoczańską (1971). Był to obszar, na którym zrodziła się (oparta na sekwencji rozcięć i włożeń, dziesiątkach datowań radiowęglą i kilkunastu stanowiskach zbadanych palynologicznie), koncepcja faz o różnej częstotliwości wezbrań w holocenie (Starkel 1983). Prezentowane obecnie poglądy opierają się na materiałach zestawionych w monografii z 1981 r. (Starkel, red., 1981) zweryfikowanych w okresie późniejszym (Starkel 1995; Starkel i inni 1996; Mamakowa i inni 1997).

Poziom piaszczysty 15-metrowy, rozwinięty na prawym brzegu, tworzy szeroką, zwydmioną powierzchnię maskującą krawędź wyższego



Ryc. 46. Mapa geomorfologiczna odcinka dna doliny Wisłoki koło Dębicy (A) oraz położenie odcinka wraz z trzema innymi stanowiskami (B) (wg: Starkel 1995a)

1 – równiny terasowe reprezentujące różne poziomy terasowe (od poziomu I – terasy 15 m),
 2 – terasa II A z fragmentami koryt roztokowych, 3 – włozenia aluwii w obrębie terasy rędzinnej IIB, IIC, IID, 4 – równina zalewowa III, 5 – paleokoryta, 6 – krawędzie teras, 7 – położenie koryta Wisłoki w roku 1780, 8 – ważniejsze datowane stanowiska

20–25-metrowego stopnia. Analiza rzeźby podczwartorzędowej wskazuje, że kryje się pod nim głęboka rynna erozyjna, schodząca do około 15 m niżej współczesnego koryta, wiązana z ostatnim interglacją (Laskowska-Wysoczańska 1971). Wskazywałoby na to stanowisko torfu wczesnoglacialnego z kośćmi mamuta w Rzochowie (Laskowska-Wysoczańska i Niklewski 1969) i flory dryasowe (Środoń 1965). W wyższej części równiny w serii

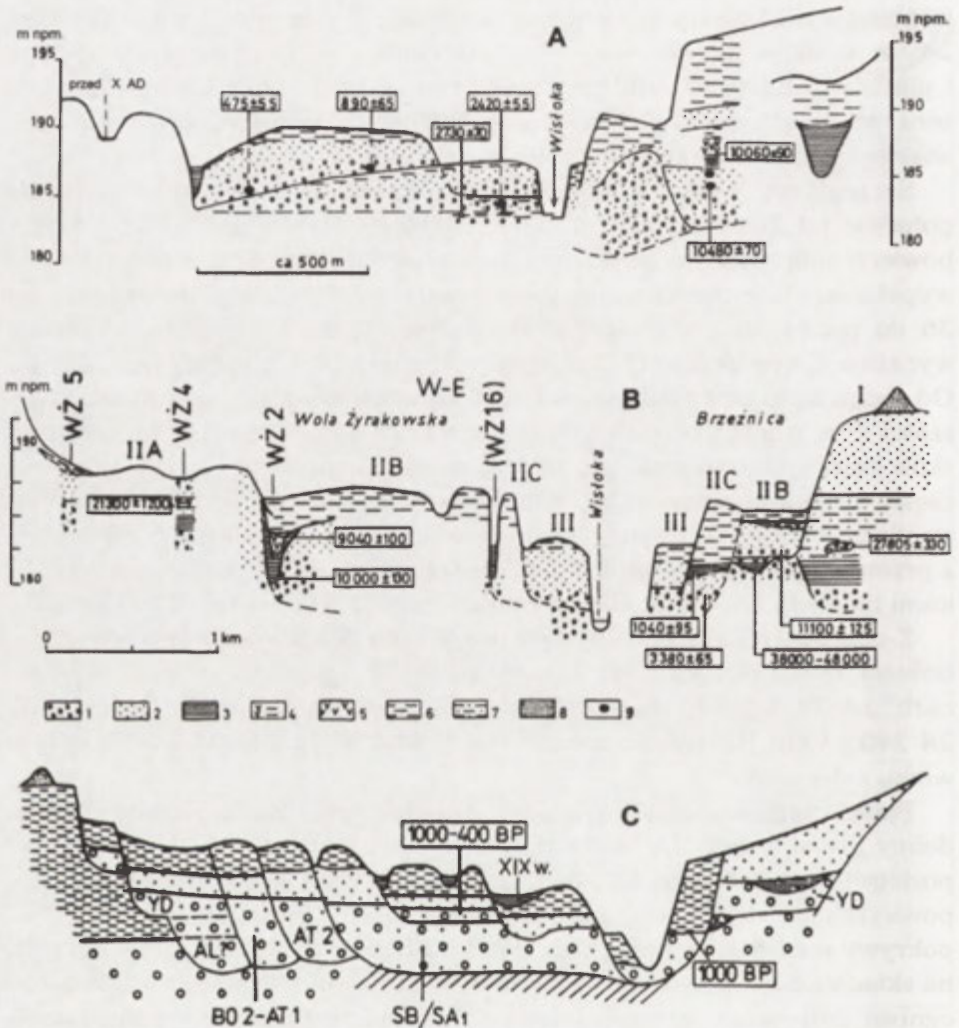
mięszszej na 32 metry stwierdzono 3 ogniwa: 4–5 m stropowych piasków, 24 m mułków przewarstwianych piaskami i 4 m spągowych żwirów i piasków. Mięszszść serii mułkowej przemawiałaby za starszym wiekiem serii i jej związkim ze zlodowaceniem środkowopolskim, a zatem i starszym wiekiem rynny (Starkel 1957, 1972).

Szczegółowy wgląd w budowę dał przekrój 3 stopni terasowych na południe od Brzeźnicy. W profilu 9-metrowej terasy pod późnoglacialną powierzchnią erozyjną 4 m nad poziomem koryta, stwierdzono resztki wypełnienia interpleniglacialnego paleokoryta z florą leśną, datowanego na 36 do ponad 48 tys. lat BP i włożoną w nią serią 15-metrowej terasy, wyraźnie czwórdzielnej (Mamakowa i Starkel 1974; Starkel, red., 1981). Od spągu są to żwiry (sięgające 1–2 m nad poziom rzeki), ify i mułki mięszszości 2 m, mułki i piaski laminowane mięszszości 5 m i stropowe 5 m piasków rzecznych otulonych pojedynczymi wydmmami (ryc. 47, 48). W dolnej części ogniwa laminowanego, składanego w czasie corocznych wezbrań w strefie przykorytowej, występowała soczewka torfu (8,30–8,45 m od stropu) z przewagą pyłków zielnych (66,8%) i krzewów (27,3%) datowana 4 próbkami na około 28 tys. lat BP (najstarsza data 28 200±1350–1100 lat BP).

Z pokrywy tej z dwóch wierceń, położonych 2–3,5 km na południe z głębokości 13–16 m wykonano kilka datowań TL i uzyskano wyniki w granicach 14–29 ka BP (niewątpliwie zanizonych) i jedno datowanie ^{14}C 28 240±3900 BP (Mamakowa i inni 1997), co świadczy o vistuliańskim wieku całej serii.

Poniżej tego poziomu I (ryc. 46, 47) występuje wzdłuż lewego brzegu doliny listwa terasy IIA, wznosząca się nieznacznie, bo jedynie 1–2 m nad poziom terasy rędzinnej (a 11–12 m nad koryto). Jest to szeroka na 2 km powierzchnia ze śladami płytkich (do 0,5 m) nieciągłych rynien bez pokrywy madowej (Starkel, red., 1981). Mięszsza na 9–12 m seria aluwialna składa się z dolnego ogniwa żwirowego z mułkami w stropie, środkowego ogniwa żwirowego, górnych mułków z wkładkami torfów wypełniających rynny o głębokości 1–2 m i stropowego ogniwa piasków ze żwirami o mięszszości 2–3 m (Starkel 1995a). Analiza pyłkowa mułków torfiastych wskazuje na zbiorowiska lasotundry, a datowania ^{14}C , pomimo inwersji datowań (np. data >33 500, a poniżej 21 300±1200 BP) – na okres interpleniglacialny (Mamakowa i inni 1997). Stropowe osady korytowe, brak facji pozakorytowej i ślady układu roztokowego wskazują, że równina terasy była kształtowana w okresie górnego pleniglacialu, ale przed rozcięciem poprzedzającym powstanie późnoglacialnych zakoli na niższym poziomie (por. ryc. 47).

Właściwa terasa rędzinna składa się z 3–4 włożeń, które cechują się różnej wielkości paleokorytami (określane numerami IIB, IIC i IID - por. Starkel, red., 1981, 1995).



Ryc. 47. Przekroje geologiczne dna doliny Wisłoki koło Dębicy (wg: Starkel 1995a, b):
 A – na linii Grabiny-Latoszyn-Potok Wolicki, B – na linii Wola Żyrakowska-Kędzierz-Brzeźnica, C – przekrój syntetyczny
 1 – żwiry, 2 – piaski, 3 – facja starorzeczna, 4 – mulki organiczne, 5 – torfy, 6 – gliny powodziowe, 7 – mulki pylasto-piaszczyste, 8 – piaski eoliczne, 9 – zagrzebane pnie drzew;
 C – objaśnienia znaków patrz ryc. 32

Terasę II B o wysokości 8–10 m nad poziom koryta obramowują wielkie paleomeandry podcinające wyższe terasy o szerokości 100–125 i promieniu 500–750 m (ryc. 46). Ich dna leżą na powierzchniach erozyjnych, ścinających starsze osady w poziomie 3–5 m powyżej dzisiejszych koryt. W Brzeźnicy takie zakole przemieszczało się już w schyłku allerrödu (data 11 100±125 BP), a jego wypełnianie rozpoczęło się na początku holocenu

(Mamakowa i Starkel 1974). Natomiast w Woli Zyrakowskiej zakole zaczęło być wypełniane torfem przed $10\ 000 \pm 130$ BP, zaś powyżej daty 9040 ± 100 BP rozpoczęła się akumulacja mułków, zrazu drobnych ($Mz = 7$ phi), potem grubszych (5–6 phi) – por. L.Starkel i W.Granoszewski (1995). W Brzeźnicy na torfie z okresu preborealno-borealnego, okrytym ilastą madą rozwinęła się bagienna gleba, której tworzenie przypadło na okres częstych powodzi (Kowalkowski i Starkel 1977).

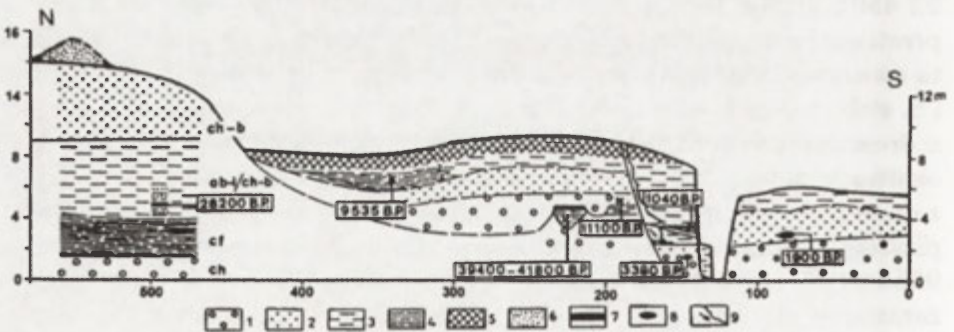
U progu Pogórza koło Dębicy paleokoryta z tego okresu zostały przykryte stożkami bocznych dopływów, powstałymi na pograniczu okresów borealnego i atlantyckiego. Najstarszą i najgłębszą rynnę schodzącą do poziomu dzisiejszego koryta wyścielają żwiry i piaski miąższości 4 m, w których stropie zalegają pnie sosen (opisane jeszcze w 1957 roku) datowane ostatnio na $10\ 480 \pm 70$ lat BP (Starkel 1995a). Przed tym datowaniem byłem skłonny wiązać je z interpleniglacjałem (Starkel 1977, 1981). Nad pniami leży torf osadzany od początku holocenu ($10\ 060 \pm 90$ BP), okryty stożkiem potoku Wolickiego, który to stożek przez analogię z profilem Podgrodzie należy odnieść do schyłku okresu borealnego. Podobną datę uzyskano dla paleokoryta zagrzebanego pod stożkiem potoku Gawrzyłowskiego w Dębicy ($10\ 100 \pm 260$ BP – por. Starkel, red., 1981).

Najpełniejszą sekwencję uzyskano dla profilu w Podgrodziu (Mamakowa i Starkel 1977; Niedziałkowska i inni 1977; Starkel i inni 1996a). Na 3,5-metrowym cokole ilastych koluwiów, zazębiających się z soczewkami żwirów spoczywa 0,65 m miąższa warstwa mułków. Ze spągu koluwiów fragment drewna został wydatowany na $33\ 350 + 750 - 660$ lat BP, a mułki o bardzo słabej obróbce ziarna kwarcowego ($Wo=770$) na $22\ 450 \pm 310$ lat BP. Spektrum pyłkowe o cechach lasotundry wskazuje na przetrwanie w sąsiedztwie kęp drzew. Na powierzchni erozyjnej paleokoryta spoczywa bruk korytowy o średnicy otoczków do 40 cm i piaski średnio i b. słabo wysortowane ($\delta=0,7-2,5$) i o wyższej obróbce ziarna ($Wo=1040$) z drewnem datowanym $10\ 130 \pm 115$ BP. Wyżej leży na 1,75 m miąższe ogniwo wypełnienia paleokoryta złożone z zailonego detrytusu organicznego z drewnami, wkładkami gytii i torfu w spągu, a wyżej z przewarstwieniami piaszczystymi, pochodzącymi z bocznej dostawy. Spąg został datowany na 9955 ± 100 lat BP, natomiast strop na 8390 ± 105 lat BP. Postępujące zarastanie starorzecza zostało też udokumentowane analizami malakologicznymi (Alexandrowicz 1980).

Nadkład buduje 9-metrowe ogniwo osadów stożka bocznego potoku Maga, złożone przeważnie z piasków przewarstwianych mułkami, wkładkami organicznymi i nierozwiniętymi poziomami glebowymi. Występowanie pionowo stojących pniaków, nachylenie do 10° ku północy, słaba obróbka i wysortowanie wskazuje, że jest to osad stożka szybko narastającego

(Niedziałkowska i inni 1977; Niedziałkowska 1991). Wskazuje na to również wysoka frekwencja dobrze zachowanych pyłków w osadzie i znaczny udział pyłków redeponowanych z miocenu budującego podnóże progu Pogórza (Mamakowa i Starkel 1977). Datowania radiowęglą potwierdzają wniosek o szybkiej sedymentacji – 5 m osadu zostało złożone między 8390 ± 105 a 7785 ± 145 lat BP, gdy powstała torfiasta gleba. Stropowe 3-4 m osadu są młodsze. Jest to osad o rzadko spotykanej w holocenie szybkości sedymentacji i częstości powodzi, korelujący z innymi synchronicznymi stanowiskami w Karpatach (Starkel 1984). Wstępna analiza wskazywała na zarejestrowanie co najmniej 24 powodzi w ciągu 600 lat (Niedziałkowska i inni 1977). Później badania cienkich lamin z zastosowaniem aparatury laserowej wykazały, że w ciągu 600 lat miało miejsce co najmniej 95 zdarzeń powodziowych zgrupowanych w 13 zespołach, przegradzanych fazami zabagnienia i akumulacji organicznej (Czyżowska 1997; Starkel, red., 1996a).

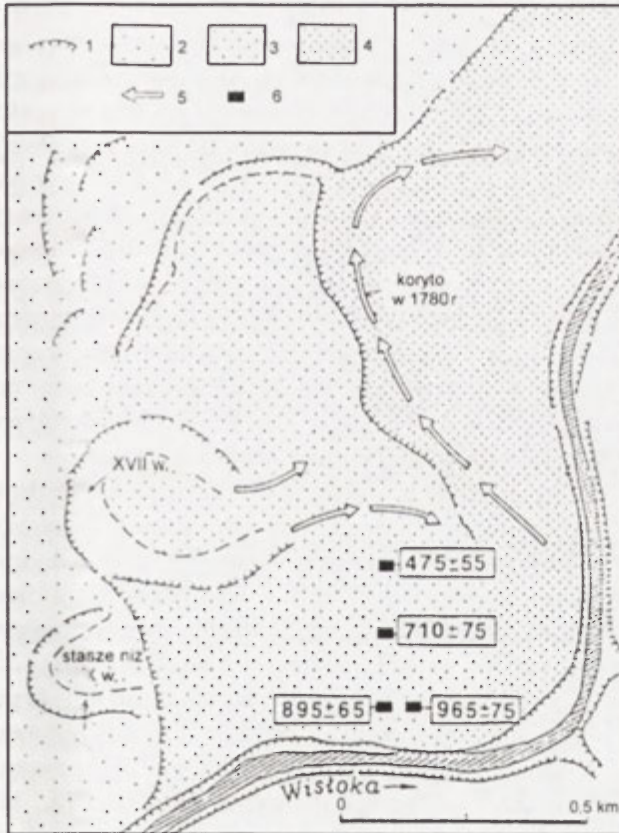
Kolejną strefę II C o podobnej wysokości (7–10 m) charakteryzują paleomeandry o małych promieniach ($r = 80\text{--}200$ m) i szerokościach ($w=30\text{--}50$ m), szczególnie dobrze rozwinięte na lewym brzegu w rejonie Dębicy. Należy też do niej, niesłusznie zaliczona do II D, odkrywka w Kędzierzu. W Brzeźnicy (ryc. 48) we włożeniu występują żwiry i piaski z pniem datowanym na 3380 ± 65 lat BP, przykryte osadami pozakorytowymi o miąższości 4,5 m, w spągu z mulkami z materią organiczną, datowanymi na 1040 ± 95 lat BP. Analiza pyłkowa z 6 kolejnych próbek wskazała na postępujące wylesienie obszaru w X wieku (Mamakowa, w: Starkel, red., 1981). Stropowe piaszczysto-pylaste mady różnią się zasadniczo ($Mz = 2\text{--}6$ phi) od mad z okresu atlantyckiego ($Mz = 8\text{--}10$ phi).



Ryc. 48. Przekrój N-S systemu teras w Brzeźnicy, odsłonięty w latach 1960.–1970. (wg: Starkel 1981)

1 – żwiry, 2 – piaski, 3 – gliny powodziowe, 4 – mulki i ropy wypełnień paleokoryt, 5 – gleba, 6 – piaski organiczne, 7 – torf, 8 – pień drzew, 9 – koluwia na kopalnej skarpcie

Profil w Kędzierzu odśladania w spągu ogniwo piasków i żwirów z kilkudziesięcioma redeponowanymi pniami, z których najmłodszy został wydatowany na 540 AD (bez warstwy bielastej), a najstarsze sięgają 3920 ± 50 i 4870 ± 60 lat BP (Starkel i Krąpiec 1995). Wkładki żwirów świadczące o podnoszeniu dna koryta sięgają do 6 m nad poziom rzeki, a stropowe mady reprezentują prawdopodobnie okres średniowiecza, z którego też zapewne pochodzi sąsiednie odcięte zakole.



Ryc. 49. Stopnie terasowe i paleokoryta Wisłoki w rejonie żwirowni Grabiny-Latoszyn (wg: Starkel 1995a)

1 – krawędzie teras, 2 – równina terasy 8–9 m (IIB–IIC), 3 – równina terasy 7–8 m (II D), 4 – równina zalewowa 4–5 m, 5 – bieg dawnego koryta, 6 – położenie drzew datowanych metodą ^{14}C .

Wyraźnie o 1–2 m niższa jest równina terasy II D, której budowa została rozpoznana w żwirowni w Grabinach-Latoszynie (Awskiuk i inni 1980; Starkel red., 1981), gdzie stwierdzono 4 ogniwa w profilu 6–7-metrowym (starsze żwiry były pod wodą). Dolne z nich buduje 2-metrowa warstwa żelazistych żwirów, w których stropie występują pnie datowane między 5985 ± 85 a 5915 ± 60 lat BP. Na nich leży ogniwo piaszczysto-żwirowe z soczewkami mułków, które wydatowano na 2855 ± 130 BP. Obok nich występują pnie datowane na 2200–2700 lat BP. Zatem całe ogniwo zostało złożone w pierwszym tysiącleciu BC, a starsze pnie są redeponowane. Potwierdzają to analizy dendrochronologiczne innych pni złożonych po 323

i 285 BC (Krąpiec 1996; Starkel 1995a). Wyżej natomiast spoczywa nałożone ogniwo osadów korytowych z madą w stropie o miąższości rosnącej od 4 do 6 m w kierunku odciętego paleomeandru (ryc. 49). W tym kierunku też w obrębie odsypów występowały pnie drzew wydatowane kolejno na 965 ± 75 , 890 ± 65 , 710 ± 75 i 475 ± 55 BP. A zatem paleomeander o parametrach $w = 45\text{--}55$ m i $r = 170$ m musi pochodzić z XVI–XVII w. Potwierdzają to pnie datowane dendrochronologicznie na 1441 AD, 1556 AD i po 1563 AD (Krąpiec 1996).

W Grabinach rozpoznano też budowę najniższej równiny zalewowej (poziom III), wznoszącej się do 5 m nad poziom koryta Wisłoki i osiagającej szerokość do 800 m. Była to równina rzeki roztokowej, po której rzeka przemieszczała swe koryto, szerokości 50–400 m w XVIII w. i do połowy XIX w. (Klimek, w: Starkel, red., 1981). Później równina ta w wyniku regulacji została rozcięta, a pogłębianie narastało wskutek eksploatacji żwirów po II wojnie światowej (około 2–3 m w obecnym stuleciu). Równolegle następowała nadbudowa odsypów piaszczystych. Miąższość pylasto-piaszczystych mad powodziowych, w obrębie których można wydzielić warstwy złożone w czasie poszczególnych powodzi, przekracza w rejonie Podgrodzia 2 m (Klimek 1974a). Równina ta, w odróżnieniu od wyższej (II D) zalanej po raz ostatni w 1934 r., była zalewana wielokrotnie, m.in. w 1939, 1941, 1948, 1952, 1960, 1970 i późniejszych latach.

Holocenna ewolucja doliny Wisłoki na przedpolu Karpat prezentuje system kolejnych rozcięć i włożeń przy równoczesnym zawężaniu strefy aktywnej. Inaczej wygląda system stopni terasowych u połączenia z doliną Wisły (niestety słabo rozpoznany). Już na południe od Mielca wysokie poziomy piaszczyste zaczynają rozszerzać się, towarzysząc krawędzi Wysoczyzny Kolbuszowskiej, a w obrębie samej terasy rędzinnej od Rzochowa ciągnie się u stóp poziomu zwydmionego płaskie obniżenie typu obniżenia Drwinki, wypełnione torfami reprezentującymi cały holocen (Mamakowa 1962). W rejonie Mielca pomiędzy wyspami poziomu zwydmionego biegną dwie szerokie rynny kierujące się na NE ku obniżeniu Trześniówki (por. Starkel, red., 1980), wskazujące na przepływ Wisłoki jeszcze może w późnym vistulianie. W obrębie terasy rędzinnej u zbiegu z obecną doliną Wisły wykształca się niższy stopień towarzyszący Wisłocce i drugi, około 2 m wyższy, przechodzący w obniżenie Trześniówki (opisane w odcinku następnym). Pod aluwiami przebiega tędy rynna wyłobiona w ilach miocennych, głębsza od rynny na zachód od Garbu Tarnobrzieskiego, wycięta według W.Łaskowskiej-Wysoczańskiej (1971) nie tylko przez Wisłokę, ale przez samą Wisłę w interglacjale.

3.5.7. Odcinek tarnobrzeski

W dolinie Wisły między ujściem Wisłoki i Sanu występują podobnie jak między Dunajcem a Wisłoką, dwie rynny oddzielone wyniesieniem (ryc. 21). Garb Tarnobrzeski wznosi się ponad 20 m nad dno doliny i ma szerokość 1–2 km i długość ponad 10 km. Budują go ility miocenijskie z resztkami glin morenowych zlodowacenia Sanu i osadów rzecznych (Laskowska-Wysoczańska 1971). Rynny po obu jego stronach wycięte są w ility miocenu do podobnej głębokości około 10–12 m niżej równiny terasy ędzinnej (Mycielska-Dowgiałło 1987). Laskowska-Wysoczańska (1971) uważa, że rynna wschodnia istniała już w interglacjale eemskim, natomiast zachodnia została wycięta dopiero w ostatnim glacijskim, gdyż drewna w osadach korytowych datowano na $40\,700 \pm 2000$ lat BP.

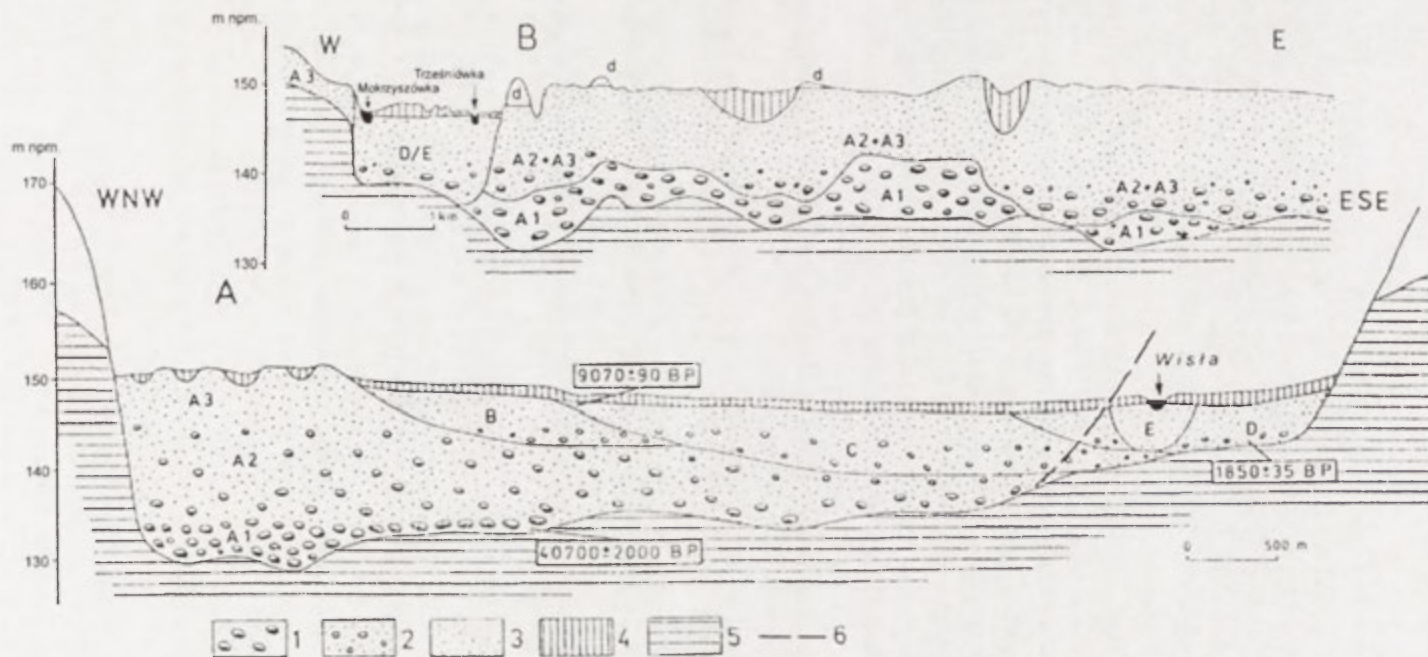
Zaciodnią rynną płynie obecna Wisła, która ma koryto szerokości 300–700 m, wcięte w równinę zalewową na 3–4 m. W Sandomierzu zlewnia Wisły przekracza 31 tys. km² i osiąga maksymalne przepływy 5690 m³. Przy sładku 0,27 ‰ wahania stanów wody sięgają 6,5 m, a zatem gdyby nie był obwałowań, to cała holocenijska równina byłaby zalewana.

Bucowa obu rynien dolinnych była przedmiotem szczegółowych badań E. Mycelskiej-Dowgiałło (1977, 1978, 1987).

Dno obecnej doliny Wisły o szerokości 6–7 km tworzą cztery stopnie terasowe (ryc. 50). Z nich najwyższy 7,5–9,5 m nad poziom rzeki, piaszczysty zachowany jest we fragmentach o szerokości 1–2 km. Roztokowe koryta, zwyżnienie powierzchni i nałożenie stożków napływowych dopływów wskazują na jego wistuliański wiek (por. budowa garbu szczucińskiego i terasy 11–12-metrowej w dolinie Wisłoki). Bezpośrednio niżej rozciąga się równina o wysokości 6,5 m z dużymi paleomeandrami o pronieniu krzywizny do 1000 m. Kolejny stopień o wysokości 4,5–6 m charakteryzują paleomeandry o promieniach 300–500 m i szerokościach 100–200 m, a zatem znacznie niższych od współczesnych. Jedno z brzeżnych zikoli zaczęło być wypełniane 9070 ± 90 lat BP.

Korutu towarzyszy około 1 m niższa równina zalewowa ze śladami koryt roztokowych, w obrębie której płynie uregulowana Wisła. Prawobrzeżna nieco wyższa listwa wycięta jest w ility miocenijskich. Stąd z odkrywki w Małowie pochodzi pień datowany na 1850 ± 35 lat (Mycielska-Dowgiałło 1977), jak też liczne pnie wydatowane metodą dendrochronologiczną na okres 1019–1032 AD (Krąpiec 1996). Świadczą one o młodoholocenijskiej przeróbce aluwii do głębokości 5–7 m.

Na wschód od Garbu Tarnobrzeskiego rozciąga się obniżenie Trześniówki, które razem z równiną piaszczystą rozszerza się do ponad 10 km, łącząc się z trasami Sanu. Na tym obszarze poza wyższą równiną piaszczystą wyróżniono system czterech poziomów (Mycielska-Dowgiałło 1978, 1987).



Ryc. 50. Syntetyczne przekroje: A – dno doliny Wisły koło Tarnobrzega i B – obniżenia Trześniówki (wg: Mycielska-Dowgiatło 1987)

1 – żwiry, 2 – piaski ze żwirami, 3 – piaski (niekiedy z mulkami), 4 – gliny powodziowe (mady), 5 – ily miocenijskie, 6 – zasięg dna doliny Wisły w vistulianie. Różnowiekowe ogniwa: A1 – dolny pleniglacjał, A2 – górny pleniglacjał, A3 – późny vistulian, d – zwymdione wały przykorytowe, B – osady rzeki meandrowej alleröd–młodszy dryas, C – starszy holocen (preboreal–atlantyck), D – młodszy holocen (subboreal–subatlantyck), E – osady współczesnej rzeki.

Najwyższy z nich o charakterze stożka z systemami wydmy i paleokorytem biegnącym na wschód ku dolinie Sanu został ostatecznie uformowany na początku późnego vistulianu, gdyż wypełnienie torfem rozpoczęło się przed $11\,640 \pm 100$ lat BP. Kolejnymi stopniami są równina z wielkimi zakolami od strony Sanu o promieniu krzywizny dotąd niespotykanym ($r = 2$ km), jak również rozległa powierzchnia ze śladami małych paleomeandrów. U wschodniego podnóża Garbu Tarnobrzeskiego biegnie natomiast szeroka na 1,5–2,5 km i około 2 m niższa strefa z systemem paleokoryt roztokowych, dziś odwadniana przez Trześniówkę. Zdaniem E. Mycielskiej-Dowgiałło (1987) jest to system młodoholoceniński związany z wodami powodziowymi Wisłoki w ostatnich stuleciach, co jest raczej trudne do wyobrażenia. Poznanie historii obniżenia między dolinami Wisłoki i Sanu wymaga dalszych badań. Osady korytowe z okresu zimnego są wyraźnie bardziej zróżnicowane i gorzej wysortowane niż holocenijskie. Również obróbka ziarna wśród osadów vistuliańskich jest gorsza ($W_o = 800\text{--}1200$) niż holocenijskich ($W_o = 1000\text{--}1400$). Te rozróżnienia były podstawą wydzielenia różnych środowisk sedymentacyjnych.

3.5.8. Dolny bieg Sanu i ujście do Wisły

Kolejny prawobrzeżny dopływ Wisły – San ma razem z Wisłokiem zlewnię o powierzchni $16\,824$ km² i na swej 444-kilometrowej długości przez 1/3 biegu płynie w szerokiej dolinie w Kotlinie Sandomierskiej. Przedmiotem szczegółowszych badań był 80-kilometrowy bieg dolny poniżej ujścia Wisłoka (Szumański 1977, 1982, 1983, 1986), rozpoznany już wcześniej przez innych autorów (Buraczyński i Wojtanowicz 1968; Laskowska-Wysoczańska 1971).

Dno doliny rozszerza się od 10 do 25 km i więcej na obszarze Równiny Rozwałowskiej, z czego pas szeroki na 3–6 km zajmuje holocenijska równina z systemami paleomeandrów (ryc. 21). Samo koryto Sanu o spadku około 0,33‰ uregulowane w latach 1907–1914 i obwałowane ma szerokość 80–200 m. Wahania stanów wody sięgają 5–6 m, a przepływy maksymalne 3700 m³s⁻¹ (Punzet 1991).

Ryina dolinna wycięta w latach miocenijskich koło Niska schodzi do 20 m poniżej współczesnego koryta i ma szerokość do 5 km (Buraczyński i Wojtanowicz 1968). U zbiegu z płytszą rynną Wisły zachowały się w niej resztki gliny morenowej ze zlodowacenia odry, które świadczą o przedodrzańskim wieku doliny Sanu, który był wówczas główną rzeką Kotliny Sandomierskiej (Pozaryski i inni 1994).

Rozległe zwydmione poziomy piaszczyste północnej części Kotliny Sandomierskiej reprezentują w swej części niższej już okres vistuliański, jak

na to wskazuje stanowisko interstadialnego torfu w Łążku datowane na $25\ 580 \pm 3270$ BP (Mamakowa 1968).

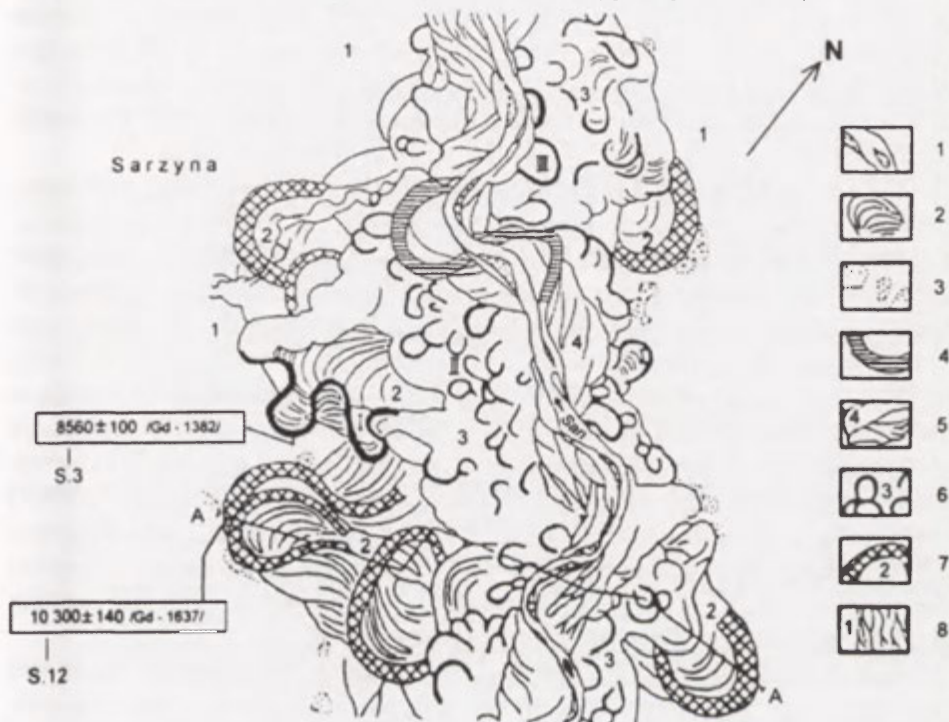
Wzdłuż Sanu ten poziom piaszczysty ma ślady koryt roztokowych. Podcinają go systemy wielkich zakoli, które leżą na wyższym stopniu (5–8 m nad poziom rzeki) terasy rędzinnej (ryc. 51). Zakola te mają szerokości zmienne od 80 do nawet 350 m, a promień krzywizny od 330 do 1100 m z wypełnieniami miąższości do 6 m, datowanymi w spągu na $10\ 590 \pm 130$ i $10\ 300 \pm 140$ BP. Zostały zatem opuszczone jeszcze w młodszym dryasie (Szumański 1983, 1986). Jedno z zakoli na południe od Sarzyny zostało zaadaptowane w holocenie i jest rozcięte paleokorytem o promieniu rzędu tylko 250 m. Po opuszczeniu ta kolejna rynna zaczęła być wypełniana od około 8560 ± 100 lat BP.

Główną część równiny zajmują systemy paleokoryt, wśród których można wydzielić, zdaniem A. Szumańskiego (1982), trzy różnowiekowe generacje, bliżej nie wydatowane: a) o promieniu 200–300 m i szerokości 70–100 m, b) małe o promieniu jedynie 80–180 m i szerokości 30–70 m i c) ponownie większe ($r = 200\text{--}300$ m, $w = 80\text{--}120$ m). Przypomina to sekwencję zakoli z doliny dolnej Wisłoki i dolnego Dunajca. Strop aluwiów budują osady pozakorytowe o miąższości zmiennej od 1 do 6 m. Dolna ich część to ilaste mady bezstrukturalne, oglejone, często z czarną kopalną glebą bagienną. Wyżej leżą pylaste żółte mady o miąższości do 3 m, będące zapewne już produktem erozji gleb w okresie historycznym. Torf w wypełnieniu jednego ze starszych zakoli został wydatowany w części centralnej na 7080 ± 90 lat BP, a zatem zakole zostało odcięte na początku okresu atlantyckiego.

Niższa o 2 m równina zalewowa o wysokości 3–4 m nad poziom rzeki ma szerokość 1–1,5 km i nosi liczne ślady koryt roztokowych (ryc. 51). Szczegółowa analiza starych map i opisów (m.in. Rehmana 1891) pozwoliła na rekonstrukcję zmian w ostatnich dwóch stuleciach (Szumański 1977, 1982). Koryto roztokowe Sanu miało w 1875 r. szerokość 200–900 m, ulegało stałym przemieszczeniom. Erozja boczna wynosiła średnio 10–15 m w ciągu roku, lokalnie sięgała nawet 60 m. W czasie regulacji w latach 1907–1914 nastąpiło 2–5-krotne zwężenie koryta i pogłębienie o 2–3 m. W ten sposób powstała 4-metrowa równina zalewowa, nadal nadbudowywana przez osady facji wałów brzegowych i stożków krewasowych.

W dolinie dolnego Sanu mamy zatem systemy włożeń i paleokoryt podobnie jak w innych dużych dolinach Kotliny Sandomierskiej, a holocenńska przeróbka aluwiów, według Szumańskiego, sięga 12 m. Podobne włożenia u wylotu z Karpat poniżej Przemyśla były już wcześniej rejestrowane (Starkel 1960), a ostatnio K. Klimek i M. Łanczont (1997) wykazali, że przedholocenские głębokie rozcięcie rozpoczęło się u schyłku pleniglacji. Wypełnienie paleokoryta koło Stubna, schodzącego 3 m poniżej

obecnego poziomu Sanu rozpoczęło się, jak wskazuje data ^{14}C , około $15\,200 \pm 500$ lat BP (kolejne daty reprezentują późny wistulian).



Ryc. 51. Szkic fotointerpretacyjny dna doliny Sanu w rejonie Leżajska (wg: Szumański 1986)

1 – koryto z odsypami piaszczystymi, 2 – ślady odsypów meandrowych, 3 – wydmy, 4 – meandry odcięte w czasie regulacji w 1903 r., 5 – równina zalewowa (4) z śladami współczesnych koryt roztokowych, 6 – terasa holocenińska (3) z małymi paleomeandrami (trzech generacji I, II, III), 7 – terasa późnoglacialna (2) z dużymi paleomeandrami, 8 – terasa wistuliańska (1) ze śladami koryt roztokowych

3.6. Przełom Wisły przez pas Wyżyn Polskich

Przełomowy odcinek doliny Wisły, długi na 75 km ma charakter południkowo biegnącej rynny o głębokości 30–80 m, wciętej w płaskowyże wapienno-margliste i lessowe oraz wysoczyzny. Faktyczna głębokość doliny jest większa, gdyż dolnoczwartorzędowe dno doliny jest zagrzebane na głębokości rosnącej od 25 do 35 m poniżej współczesnego poziomu Wisły (Pożaryski i inni 1994). Dno doliny o przeciętnej szerokości 3–5 km ograniczone jest wyraźnymi i często stromymi krawędziami i rozszerza się

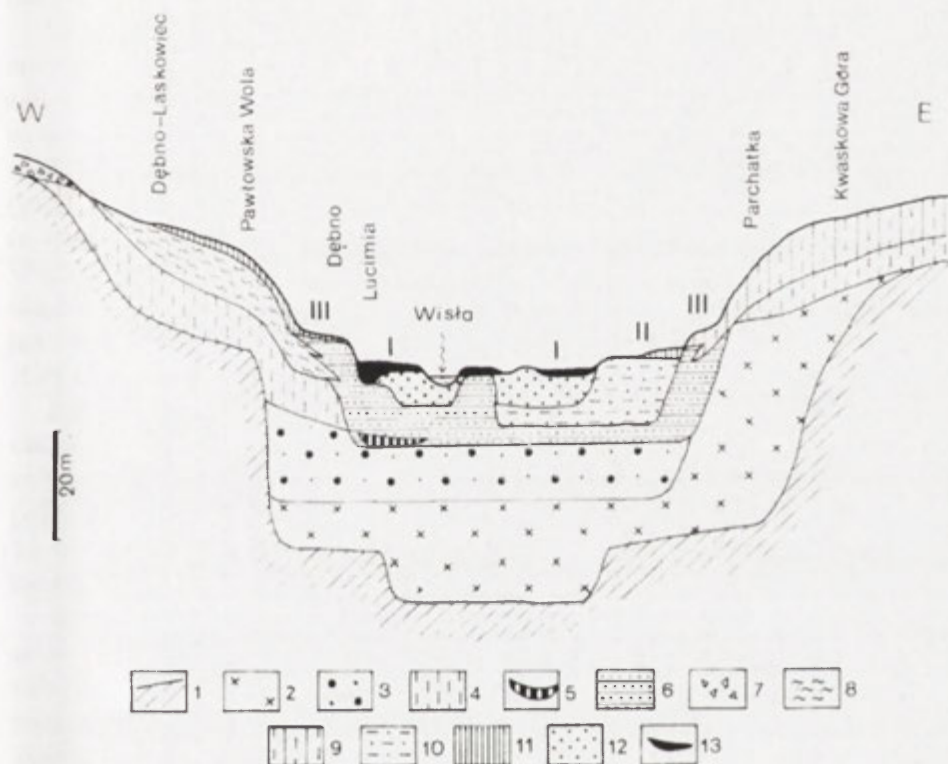
w odcinku środkowym (do 12–15 km), w którym Wisła przepływa przez Kotlinkę Chodelską. Powyżej, między Zawichostem a Solcem znajduje się górny odcinek przełomu o dnie szerokości 3–4 km, natomiast między Janowcem i Kazimierzem a Puławami – odcinek dolny, w którym dno doliny zwęża się nawet do 1 km. Wiąże się to z powstaniem epigenetycznego odcinka przełomu po zlodowaceniu Odry (Pozaryski 1953; Pozaryski i inni 1994).

Wisła w przełomie ma spadek podobny jak powyżej i poniżej przełomu, waha się on od 0,245‰ w Kotlinie Chodelskiej do 0,285‰ koło Józefowa. Koryto Wisły o przebiegu wyprostowanym ma zmienną szerokość 200–1200 m i charakter roztokowy (nazywana też rzeką dziką – Falkowski 1967). Cechuje je występowanie licznych zarośniętych kęp i ruchomych odsypów piaszczystych. Przepływy średnie w Zawichoście wynoszą $450 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Maksymalne rejestrowane sięgają 7459 m^3 i wyraźnie maleją w dół rzeki (Puławy $6580 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), co wskazuje na znaczną infiltrację w aluwia rzeczne (Soja i Mrozek 1990). Potwierdzają to pomiary zawiesiny, której transport spada właśnie na odcinku przełomu (Łajczak 1990, 1997) i następuje tu akumulacja roczna rzędu 45 tys. t na długości 1 km. Efektem regulacji koryt w b. zaborze austriackim jest erozja i wzmożony transport denny powyżej przełomu i równocześnie podniesienie poziomu koryta w przełomie o około 1 m w obecnym stuleciu.

Przełom doliny Wisły był przedmiotem badań od I wojny światowej (Ludomir Sawicki 1925). Szczegółowe badania, w tym dotyczące czwartorzędu, przeprowadził W.Pozaryski (1953–1955), który wydzielił system stopni terasowych z vistulianu (15–18,5 i 11–13,5 m), późnego vistulianu (7,5–9 i 5,5–7,5 m), eoholoceni (3–5 m) i trzy niższe równiny holoceni, które rozróżnił na podstawie występowania różnowiekowych mad. Najnowsze badania Pozaryskiego i innych (1999) potwierdziły górnovistuliański wiek deluwialno-proluwialnych piasków wysokiego zasypania koło Dębna i Woli Pawłowskiej, zasębiających się z aluwiami teras 18,5–13,5 m (daty TL 33-17 ka BP) i okrytych najmłodszym ogniwem lessu (ryc. 52). Less ten wydaje się być synchroniczny z tendencją do pogłębiania, objawiającą się tworzeniem niższych stopni teras 9–5,5 m nad poziom rzeki. Są one niewątpliwie starsze od allerödu i prawdopodobnie odpowiadają najniższemu poziomowi bez mad (wys. 10–12 m) na lewobrzeżu dna doliny Wisłoki poniżej Dębicy (Starkel 1995a). Rozpoznanie systemów paleokoryt wniosły prace E.Falkowskiego (1967, 1982), ale datowanie aluwii paleokoryt przyniosły dopiero ostatnie lata (Pozaryski i Kalicki 1995). Ci ostatni autorzy zwrócili uwagę na odrębny przebieg faz rozcinania i agradacji w różnych odcinkach przełomu zależnie od ich szerokości (ryc. 53).

Połowę długości przełomowego odcinka stanowi prostoliniowa dolina między Zawichostem a Solcem o szerokości 2,5–4 km, na którym vistuliań-

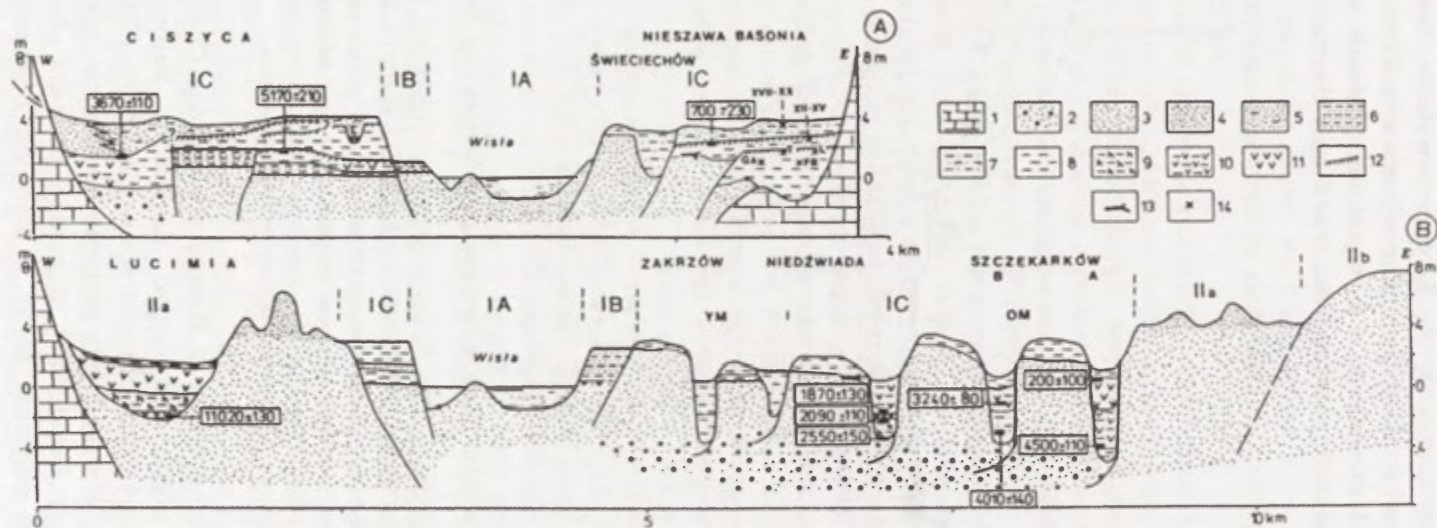
skie i późnoglacialne terasy zachowały się jedynie u wylotów bocznych dolinek, często jako fragmenty stożków. Samo dno zajmuje szerokie do 1 km koryto i stopnie równin zalewowych do 4 m wysokości (wahania stanów wody sięgają 5–6 m). Rzeka podmywa raz jedno, raz drugie zbocze.



Ryc. 52. Syntetyczny przekrój dna doliny Wisły w przełomie przez Wyżyny (wg: Pozaryski i inni 1999)

1 – podłoże kredowe, 2 – osady czwartorzędowe starsze od eemu, 3 – piaski i żwiry interglacjału lubawskiego i eemskiego, 4 – lessy młodsze dolne i środkowe (vistulian), 5 – torfy, gytie, namuly (vistulian), 6 – piaski i mulki teras wysokich III (vistulian), 7 – zwietrzliny (vistulian), 8 – piaski deluwialne wysokiego zasycania (vistulian), 9 – lessy młodsze górne, 10 – piaski i mulki teras średnich II (vistulian), 11 – pokrywowe utwory eoliczne (vistulian), 12 – piaski teras niskich (holocen), 13 – osady pozakorytowe młodoholocenijskie.

W profilu osadów pozakorytowych w Basonii stwierdzono (Falkowski 1982) ilaste mady z późnoneolitycznym poziomem kulturowym (3500–1700 BC), a na nich artefakty kultury trzcinieckiej (2000–1300 BC) i lużyckiej (1100–400 BC). W stropie leży późnośredniowieczna, piaszczysta mada. Schodzenie mady ilastej do 3 m poniżej poziomu obecnego koryta wskazuje na niższe położenie koryt w starszym holocenie. Na przeciwległym lewym brzegu w Ciszycy Przewozowej w tejże terasie



Ryc. 53. Schematyczne przekroje dna doliny Wisły w przełomie w odcinku zwężenia – A i rozszerzenia – B (wg: Pożaryski i Kalicki 1995)

1 – podłoże kredowe, 2 – piaski ze żwirami, 3 – piaski rzeczne, 4 – piaski eoliczne, 5 – piaski pylaste, 6 – piaski naprzemianległe z pyłami, 7 – pyły piaszczyste, 8 – pyły, 9 – mulki organiczne, 10 – mulki torfiste, 11 – torf, 12 – gleby kopalne, 13 – pnie drzew, 14 – znaleziska archeologiczne: FB – kultury ceramiki sznurowej, GA – kultury amfor kulistych, T – kultury trzcinieckiej, L – kultury lużyckiej. Oznaczenia cyframi rzymskimi i literami określają serie różnowiekowych włożeń.

4-metrowej odsłania się 3,5 m osadów pozakorytowych ($Mz = 6-7,5 \text{ phi}$) z trzema poziomami humusowymi, z których najniższy został wydatowany na 5170 ± 210 lat BP. Naprzeciw w Nieszawie niższy 3-metrowy stopień odsłania pod piaszczystą młodą madą ($Mz = 4-6 \text{ phi}$) poziom humusowy datowany na 700 lat BP.

W górę rzeki w strefie zwężenia dna (2,5–3 km) koło Świąciechowa przy zmiennej szerokości koryta 500–1500 m zachowały się w obrębie równiny zalewowej ze starą madą dwa paleomeandry: jeden o promieniu krzywizny około 1000 m, a drugi około 700 m, zajmując całą szerokość dna. Nie są one wydatowane, ale są większe parametrami od zakoli w Kotlinie Chodelskiej (patrz niżej). Podobne odcięte paleomeandry o parametrach mniejszych ($r = 500-600$ m) zarejestrowano również koło Annapola (Falkowski 1975). Wskazują one moim zdaniem na meandrowy charakter rzeki nawet w tak wąskim odcinku, zapewne przed zmianą na roztokowy, który zaczął rozwijać się w okresie częstszych powodzi i nasilenia uprawy roli w XVI–XVIII w. (por. Falkowski 1982).

Na odcinku Kotlinki Chodelskiej szerokość dna rośnie do 12 km. Na obrzeżeniu występuje równina terasy z późnego vistulianu, częściowo zwydmiona. W Lucinii, w obniżeniu deflacyjnym, schodzącym niżej poziomu rzeki występuje gytia podścielona torfem datowanym na $11\ 020 \pm 130$ lat BP (Pozaryski i Kalicki 1995). Na przeciwległym brzegu na rozległej równinie występuje kilka systemów paleomeandrów.

W Szczekarkowie starszy i większy paleomeander A ($r = 500$ m, $w = 250-300$ m) wypełnia 6 m osadów. Organiczne mulki piaszczyste datowane są na 4500 ± 110 lat BP wyznaczając fazę powodzi (odcięcie nastąpiło wcześniej), natomiast strop torfu wydatowano na około 200 ± 100 lat BP (po kalibracji wiek może wahać się od 1680–1800 AD (por. Pozaryski i Kalicki 1995). Paleomeander młodszy (B) jest mniejszy ($r =$ około 400 m) i jego 4-metrowe wypełnienie składa się z naprzemianległych piasków i mulków ograniczonych datami 4010 ± 140 i 3240 ± 80 lat BP. Wyżej leżący torf przykrywają osady z dekantacji ($Mz = 6,6-7,9 \text{ phi}$).

W Niedźwiadzie występuje zakole o promieniu większym ($r = 600$ m) i szerokości 300 m, spąg 4-metrowego wypełnienia datowano na 2550 ± 150 lat BP. Strop mulków pylastych wydatowano na 2090 ± 110 lat BP, na nich spoczywa ogniwo piaszczysto-żwirowe ($Mz =$ około 2 phi) wskazujące na okres powodzi wlewających się do starorzecza, a od 1670 ± 130 BP rozpoczyna się sedymentacja mulków organicznych (Kalicki, w: Starkel i inni 1999). Tej fazie powodzi odpowiada prawdopodobnie opuszczenie przez Wisłę dużego systemu zakoli, biegnącego przez całą szerokość równiny zalewowej niemal prostopadle do osi doliny.

W epigenetycznym przełomie poniżej Janowca brak jest paleomeandrów. Listwy równin zalewowych są stosunkowo wąskie. W Parchatce 3-metrową

równinę budują pylasto-piaszczyste mady ($Mz = 2-6 \phi$) złożone z różnoziarnistych przewarstwień, charakterystycznych dla przykorytowych wałów brzegowych. Jest to niewątpliwie osad powodzi ostatnich stuleci.

Odcinek przełomowy Wisły wskazuje na odrębny rozwój dna doliny w późnym vistulianie i holocenie. Po fazie pogłębiania dna nastąpiła stabilizacja w mezoholocenie, zarejestrowana poprzez ilaste osady pozakorytowe i paleokoryta o wyraźnie mniejszych parametrach. Poczynając od okresu odcięcia zakola w Niedźwiadzie, a szczególnie wyraźnie od średniowiecza, rozpoczęła się agradacja, której w ostatnich stuleciach towarzyszy zmiana koryt z meandrowych na wyprostowane – roztokowe. W. Pożaryski i T. Kalicki (1995) zwrócili uwagę na istotną rolę szerokości dna doliny. O ile w rozszerzeniach fazy o różnej częstotliwości powodzi mogły manifestować się przemieszczaniem, ścinaniem i przerzutami zakoli (m.in. przed 4500, 4000 i 2550 lat BP), o tyle w zwężeniach ich wpływ ograniczał się do pionowych wahań koryta i składania na poziomach glebowych nowych ogniw powodziowych (m.in. po 5170, po 3670 i 700 lat BP).

3.7. Wisła nizinna (mazowiecka) na przedpolu ostatniego zlodowacenia

Środkowy, nizinny odcinek doliny Wisły o długości 215 km – to szeroka na 12–20 km dolina wycięta w starogłacialnych wysoczyznach na 25–55 m, złożona z dwóch głównych części: doliny o przebiegu SSE–NNW i równoleżnikowego biegu Wisły w obrębie Kotliny Warszawskiej. Cechą tego odcinka jest znaczny przyrost dorzecza z 57 do 169 tys. km² związany z przyjęciem najpierw Wieprza i Pilicy, a potem Bugu z Narwią. Przyrost stosunkowo nieznacznie odbija się na przepływach maksymalnych (obniżających się do ujścia Bugu–Narwi), natomiast wyraźnie na stanach średnich (por. ryc. 10).

Obszar ten był w zasięgu co najmniej 6 zlodowaceń (Lindner i Marks 1995; Pożaryski i inni 1994) i z tym wiąże się rosnąca miąższość czwartorzędu w zagrzebanych dwóch–trzech głębokich, równoległych rynnach dolinnych (por. Baraniecka i Konecka-Betley 1987). Ostatnie zlodowacenia warty i wisły wymuszały przepływy marginalne systemami pradolinnymi, które krzyżują się albo nakładają (jak w Kotlinie Warszawskiej) na system dolinny Wisły. Stąd duża złożoność mazowieckiej doliny Wisły, która została zbadana w 1927 r. przez S. Lencewicza, a potem była przedmiotem szczegółowych studiów S. Z. Różyckiego (1972) i jego uczniów. Wisła mazowiecka obejmuje cztery odcinki:

1. Od Puław (wylotu z przełomu) do ujścia Pilicy (65 km);
2. Od ujścia Pilicy do Warszawy (55 km);
3. Kotlina Warszawska (55 km);
4. Od ujścia Bzury do Kotliny Płockiej (40 km).

3.7.1. Od Puław do ujścia Pilicy

Szerokie na 13–16 km dno doliny oddziela Równinę Radomską i niższą jej część – Kotlinę Kozienicką od Wysoczyzny Siedleckiej. Spadek Wisły, która rozlewa się krętą wstęgą o szerokości 0,5–2 km jest podobny jak w przełomie i waha się między 0,212–0,286‰ (Maruszczak 1997). Jest to odcinek doliny Wisły stosunkowo najslabiej rozpoznany, poza nielicznymi pracami J.Pawlaka i M.Milewskiego (1968), Z.Sarnackiej (1987), M.Żarskiego (1991, 1996) i H.Maruszczaka (1997).

W brzeźnych częściach dna doliny występują listwy teras z młodszego pleniglacjału: 12–15-metrowej terasy otwockiej i 7,5–10-metrowej terasy falenickiej (przez analogię z odcinkiem warszawskim – por. Sarnacka 1987), obie z systemami wydm na ich powierzchni. Niżej leży terasa praska oddzielona krawędzią 2–5-metrowej wysokości, powiązana w dół biegu rzeki z późnym glacjałem. W obrębie tej terasy występują równoległe, marginalne zabagnione obniżenia, które bywają zalewane w czasie powodzi, szczególnie zatorowych jak np. tzw. dolina maciejowicka. Część centralną dna o szerokości 4–8 km zajmuje dwudzielna równina zalewowa o wysokości 2–3 m i do 1,5 m nad średni poziom Wisły. Pokrywa madowa ma miąższość 3–5 m, a zatem schodzi do 2–3 m niżej średniego poziomu Wisły i świadczy o tendencji do agradacji. Na wyższej równinie występują liczne ślady paleomeandrów, których wiek określono z wykorzystaniem metod historycznych i archeologicznych (Maruszczak 1997). Na lewym brzegu Wisły naprzeciw ujścia Wieprza ciągną się dwa systemy paleokoryt o podobnych parametrach ($r = 0,3\text{--}0,5$ km, szerokość 100 m), znacznie zatem węższych od współczesnego koryta roztokowego. Nad zachodnim systemem leży osada Sieciechów, która znajdowała się kiedyś nad Wisłą blisko przeprawy i była siedzibą kasztelanii. To koryto było czynne w X–XI wieku. Powodzie w XIV–XV wieku zarejestrowane w kronikach zniszczyły kolejne wioski, kasztelania została przeniesiona do Stężycy na przeciwległym prawym brzegu (ryc. 54). Drugi system paleomeandrów datuje Maruszczak na XV wiek, przyjmując mechanizm bocznego przesuwania zakoli. Tymczasem zachowanie się równoległe całych systemów paleokoryt wskazuje na przerzuty koryta, być może związane z powodziami zatorowymi. Kolejny przerzut do współczesnego położenia koryta z wykorzystaniem ujściowego odcinka Wieprza miał miejsce wraz ze wzrostem częstości wezbrań u schyłku XVI wieku (Girgus i Strupczewski 1965).

Stare mapy wskazują, że w XVIII wieku utrwalił się już układ o charakterze roztokowego koryta. O roli powodzi zatorowych świadczą opisy podparć przez lód i rozlewisk z lat 1845, 1852 i 1854 (Kurzyń 1989).

Lokalizacja odcinka doliny u wylotu z przełomu, a także obecność marginalnych rynien w dnie doliny stwarzają szczególnie korzystne warunki dla przeczutów koryt w czasie powodzi zatorowych.



Ryc. 54. Zmiany biegu koryta Wisły poniżej Puław w ostatnim tysiącleciu (wg: Maruszczak 1997)

1 – współczesne roztokowe koryto Wisły, 2 – przebieg koryta w XV wieku, 3 – przebieg koryta w X–XI wieku.

3.7.2. Od ujścia Pilicy do Warszawy

Długi na 55 km odcinek doliny Wisły powyżej Warszawy ograniczony wysokimi do 30–50 m krawędziami nazwany został przez S.Z. Różyckiego (1972) Przełomem Mazowieckim. Choć granica południowa bywa stawiana różnie (por. Baraniecka i Konecka-Betley 1987), to dopiero na północ od tzw. guza warszawskiego południkowa dolina Wisły rozszerza się w równoleżnikową bruzdę Kotliny Warszawskiej. Spadek tej szerokiej na 12–14 km doliny sięga 0,37‰, jest więc wyższy niż powyżej ujścia Pilicy. Występuje w niej zespół kilku teras rozwiniętych głównie na brzegu prawym (ryc. 55), natomiast sama holocenińska równina zalewowa ma szerokość 4–6 km (Sarnacka 1987; Baraniecka i Konecka-Betley 1987). W Warszawie równina ta zwęża się do 1–1,5 km. Wisła płynie wzdłuż brzegu lewego, jej koryto o tendencjach roztokowych osiąga szerokość 600–1000 m. Jest ono kształtowane przez rzekę o wahaniach stanów wody 6–7 m i przepływach katastrofalnych do $5500 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Istotną rolę w ruchomości koryta odgrywa transport nie tylko zawiesiny, ale i rumowiska dennego (wleczonego), które jest szacowane na 45 tys. m^3 rocznie w przekroju Warszawy (Skibiński 1963).

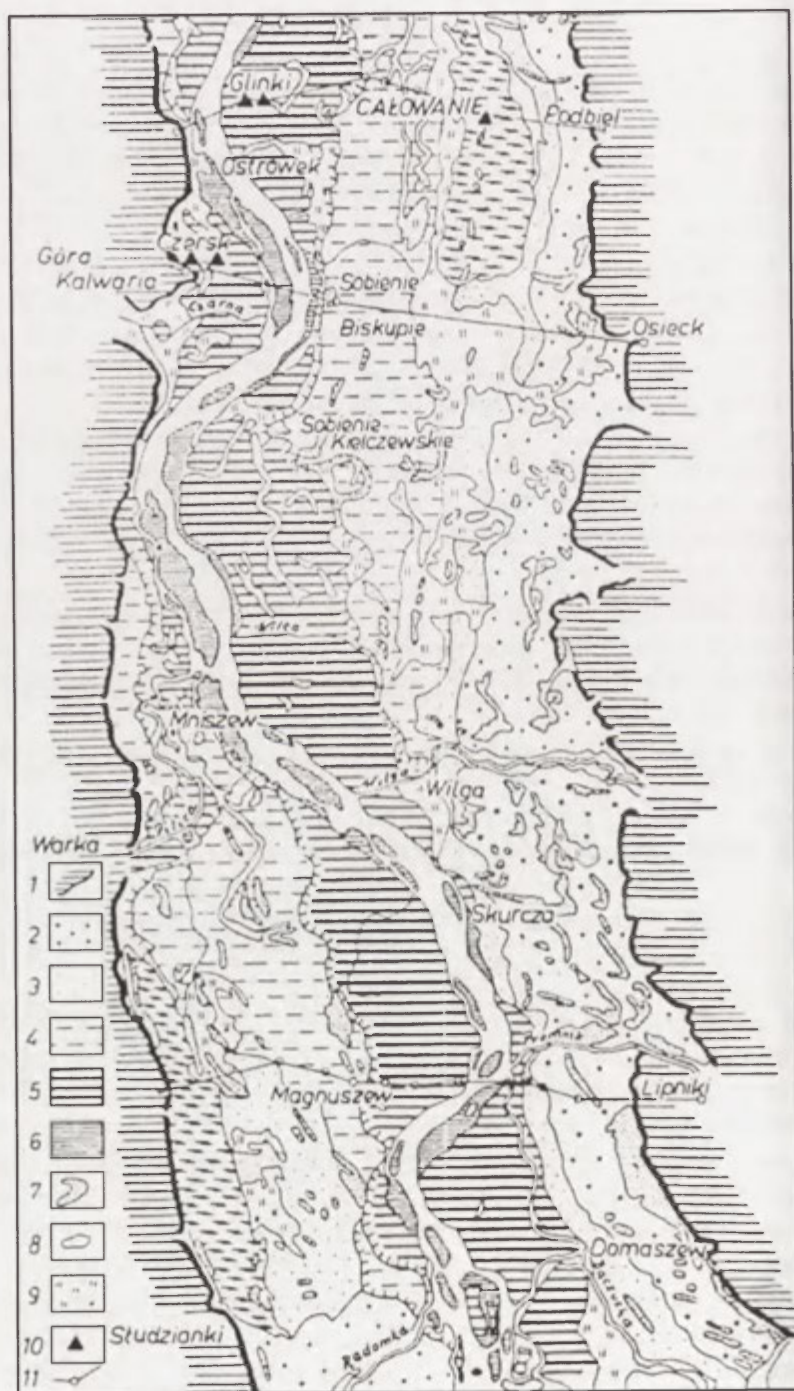
Terasy rzeczne i ewolucja doliny Wisły były przedmiotem badań S.Z. Różyckiego (1961, 1972) i jego uczniów (m.in. Baraniecka 1976; Biernacki 1968, 1975; Sarnacka 1964, 1978, 1982), a także archeologów (Ludwik Sawicki 1930; Schild 1969, 1975) i gleboznawców (Konecka-Betley 1982).

Osady vistulianu wypełniają rynny stosunkowo płytsze (20–25 m poniżej poziomu Wisły), niż głębsze o 40–50 m kopalne rynny starszych interglacjałów (Różycki 1972). W osady te włożone są aluwia kilku stopni terasowych, z których trzy główne: otwocki, falenicki i praski były dawniej związane z 3 fazami recesyjnymi: leszczyńską, poznańską i pomorską (Różycki 1961). Z. Biernacki (1975) wydziela nawet 6 stopni.

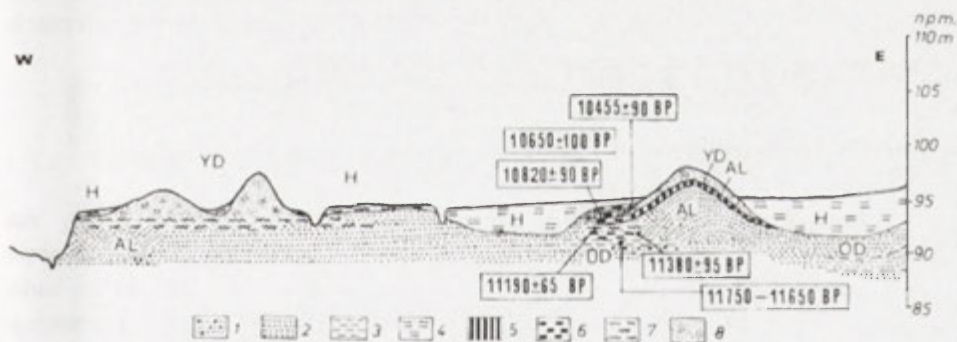
Nad terasami góruje poziom okryty iłami zastoisłowymi, związanymi niegdyś ze stadiem wkry (z recesji lądolodu warty – por. Różycki 1972), a później z interpleniglacjałem na podstawie datowań TL (Baraniecka i Konecka-Betley 1987).

Terasę otwocką w wysokości 12–17 m budują piaski miąższości do 15 m z rozwiniętymi w ich stropie wydmi. Akumulacja rzeczna zakończyła się najpóźniej w czasie fazy pomorskiej, jeśli gleba pod wydumą w Wiązowni ma datę sięgającą w spągu $13\,340 \pm 130 \text{ BP}$ (Konecka-Betley 1982).

Terasa falenicka tworzy wąską listwę rozszerzającą się koło Warszawy i ma odpowiadać ociepleniu böllingu, natomiast terasa praska rozszerzająca się nawet do 3,5 km i o wysokości 5–7 m tworzyła się w okresie allerödu.



Niewielkie wydmy rozwinięte na tej powierzchni m.in. koło Świdrów Wielkich odsłaniają w stropie poziom schyłkowo paleolitycznej kultury świdzkiej (Sawicki 1930; Schild 1975). Wiek terasy i jej ewolucja datuje precyzyjnie stanowisko archeologiczne w Całowaniu (Schild 1969, 1975), gdzie bezpośrednio na odsypach korytowych leży mada organiczna z poziomem kulturowym datowana na $11\,190 \pm 65$ lat BP (ryc. 56). Na glebie spoczywa gytia świadcząca o podniesieniu wody, datowana na początek ochłodzenia młodszego dryasu (pomiędzy datami $10\,820 \pm 90$ i $10\,650 \pm 100$ BP). Kolejny piasek eoliczny rejestruje epizod akumulacji wydmowej około 200-letni, ponieważ leżące na piasku węgielki wydatowano na $10\,450 \pm 90$ lat BP. Sąsiadujące od wschodu z wydumą obniżenie korytowe zostało opuszczone w *allerödzie*, jak na to wskazuje diagram pyłkowy Borówko-Dłużakowej. W serii torfu zaznacza się epizod powodziowy reprezentowany przez mułki datowane na 8360 ± 75 lat BP (Schild 1982), wskazujący na zalanie wodami powodziowymi. Późniejsze pogłębianie koryta nie pozwoliło na kolejne zalania (Starkel, red., 1990). Ale niższe części równiny terasy praskiej bliżej koryta Wisły mają ciekłą pokrywę madową złożoną w czasie historycznych powodzi (por. Biernacki 1975).



Ryc. 56. Przekrój terasy praskiej w Całowaniu (wg: Schild 1975, 1982; Sarnacka 1987)

1 – piaski ze żwirami, 2 – piaski, 3 – mułki, 4 – torf, 5 – gleba kopalna, 6 – gytia, 7 – mada, 8 – piasek eoliczny; różnowiekowe ogniwa, OD – starszy dryas, AL – *alleröd*, YD – młodszy dryas, PB – okres preborealny, H – holocen

Ryc. 55. Mapa geomorfologiczna doliny Wisły między ujściem Radomki a Czerniem (wg: Sarnacka 1987)

1 – krawędź wysoczyzny polodowcowej, 2 – najwyższa terasa nadzalewowa – otwocka, 3 – średnia terasa nadzalewowa – falenicka, 4 – niska terasa nadzalewowa – praska, 5 – wyższa równina zalewowa, 6 – niższa równina zalewowa, 7 – wydmy, 8 – paleokoryta, 9 – obniżenia zatorfione, 10 – stanowiska archeologiczne, 11 – linie przekrojów.

Równina zalewowa Wisły składa się z dwóch stopni. Górny, o wysokości 2–3 m, pokryty jest osadami pozakorytowymi o zmiennej miąższości 0,5–5 m, schodzącymi zatem często niżej średniego poziomu wody (Sarnacka 1987). Pod 0,3–0,5 m piaszczystej mady występuje ciemny poziom kulturowy, który w strefie tzw. terasy kielepińskiej zawiera kultury neolityczne, a na włożonej terasie czerskiej ślady ciągłego osadnictwa od VII–V wieku BC do XIV wieku AD. O znacznie niższym położeniu koryta i braku powodzi świadczą też jamy wybrane pod domami ze średniowiecza (Biernacki 1970, 1975). Dopiero od XV wieku datują się częstsze wylewy. Na równinie tej występują również pojedyncze paleomeandry, niektóre większe koło Karczewa wiązane z przejściem z reżimu późnoglacialnego na holoceniński (Baraniecka i Konecka-Betley 1987), inne odcięte w XV wieku (koło Saskiej Kępy, Różycki 1972), wskazujące na tendencję do wyprostowywania koryta.

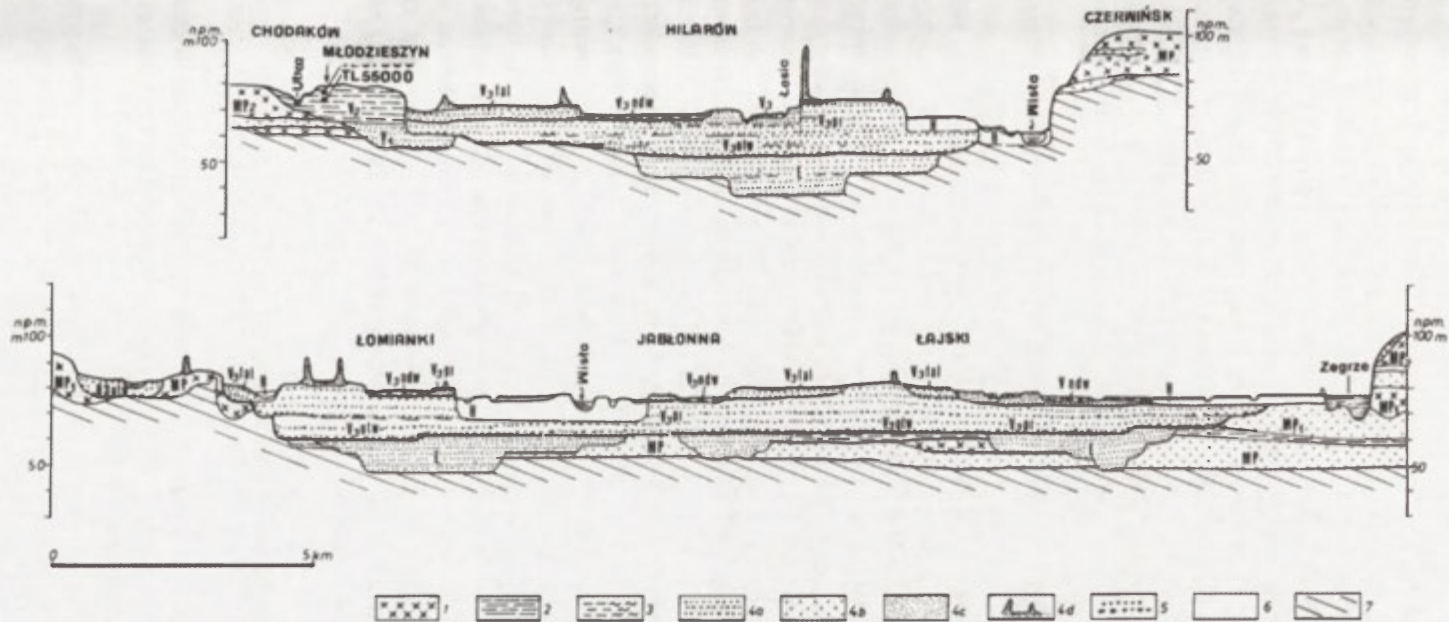
Niższa równina zalewowa wznosi się jedynie 1–1,5 m nad poziom średni Wisły i jest łożyskiem corocznych powodzi. Budują ją odsypy piaszczyste, niekiedy zarośnięte. Osiąga maksymalną szerokość do 1 km.

Wisła w Przełomie Mazowieckim wykazuje stałą tendencję do pogłębiania dna od czasu deglacjacji aż po eoholocen. Historia w mezoholocen nie jest bliżej rozpoznana. Niższe położenie koryta w ostatnich tysiącach przerwała tendencja do agradacji od XV–XVI wieku.

3.7.3. Kotlina Warszawska

Kotlina Warszawska poniżej poziomu Błonia-Radzymina tworzy na długości 55 km, między wlotem do Kotliny szerokiej rynny Bugu-Narwi a ujściem Bzury, szerokie do 20 km sterasowane dno (ryc. 22), które było przedmiotem badań najpierw S. Lencewicza (1927) i jego uczennicy J. Kaczorowskiej (1926), a później S. Z. Różyckiego (1961, 1972) i jego szkoły (Nowak 1964; Baraniecka i Konecka-Betley 1987). W poglądzie na stratyografię młodszego czwartorzędu Kotliny Warszawskiej istotne było stwierdzenie, że ility zastoiskowe Równiny Błońskiej (Passy) i Równiny Radzywińskiej (Ossów) są młodsze od interglacjału eemskiego, a według dat TL starsze od >50 ka BP (Karaszewski 1975; Sarnacka 1982). Wyraźny związek zastoiska z zasięgiem ostatniego lądolodu wskazuje jednak, że są to osady związane z wypełnieniem Kotliny Płockiej przez najmłodszy lądolód (Wiśniewski 1987; Starkel 1990). Sprawa zastoiska będzie dyskutowana jeszcze w odcinku następnym.

Dno Kotliny Warszawskiej w części wschodniej tworzy u wylotu z Przełomu Mazowieckiego wyraźny stożek Wisły, który spycha ku północy Bugo-Narwę o zlewni niewiele mniejszej od Wisły (74,8 tys. km² wobec 84,5 tys. km²), o wyrównanym reżimie rzeki niżowej. W obrębie stożka



Ryc. 57. Przekroje doliny Wisły w Kotlinie Warszawskiej na linii Chodaków-Czerwińsk i Łomianki-Legionowo (wg: Baraniecka i Konecka-Betley 1987)

1 - glina morenowa, 2 - iły zastoiskowe, 3 - pyły i mady, 4 - piaski (a - rzeczne, b - glacjafluwialne, c - eoliczne), 5 - żwiry, 6 - aluwia holocenijskie, 7 - starsze podłoże i różnowiekowe starsze ogniwa: MP - zlodowacenia środkowopolskie, E - eem, V₁-V₃ - vistulian; osady teras: V₃ otw - otwockiej, V₃ fal - falenickiej, V₃ pr - praskiej, V₃ ndw - nowodworskiej, H - holocen.

Wisły występują osady młodszego vistulianu i holocenu o miąższości do 20 m, złożone z wachlarzowato ułożonych fragmentów wyższych poziomów: otwockiego i falenickiego oraz dwudzielnego praskiego. Niższy stopień tego ostatniego, tzw. terasę nowodworską, budują aluwia okryte cienką warstwą holocenijskich mad (Nowak 1964; Biernacki 1975). Występowanie tej terasy w 4 smugach wskazuje na bifurkacje lub przerzuty Wisły zapewne jeszcze u schyłku późnego vistulianu. Rynnę lewą (zachodnią) wykorzystuje holocenijska równina zalewowa Wisły, szeroka na 2–3 km, z korytem rozlewającym się na 0,5–1 km. Północnym obrzeżeniem płynie Bugo-Narew podcinająca Wysoczyznę Ciechanowską, na jej lewym brzegu biegnie szeroka na 3–5 km równina zalewowa, ograniczona paleomeandrami podkreślającymi krawędź stożka Wisły.

Częścią zachodnią Kotliny Warszawskiej płynie równoleżnikowo potężna Wisła, ograniczona od północy wysoką na 50 m krawędzią wysoczyzn, a od południa systemem pasowo ułożonych teras wznoszących aż do stóp 20-metrowej krawędzi Równiny Błońskiej (80–89 m n.p.m.). Najlepiej wykształcony jest pasowy układ teras na przekroju Puszczy Kampinoskiej (ryc. 57). Od południa jest to obniżenie Nartu o szerokości 1–4 km leżące w poziomie terasy falenickiej z torfowiskami, których strop wydatowano na $10\ 115 \pm 55$ i $10\ 260 \pm 160$ lat BP (Borówko-Dłużniakowa 1982). Kolejny pas – to południowy, zwymiony wał Puszczy, około 2–5 m wyższy i szeroki na 1–2 km. Za nim rozciąga się podmokłe, szerokie na 3–5 km obniżenie Łasicy związane z terasą praską, a dalej drugi ciąg wydmowy podobnej szerokości z systemami wydm parabolicznych, modelowanych przez wiatry zachodnie. Wały te mają być strefami przewianej terasy otwockiej, natomiast obniżenia – zdaniem E. Wiśniewskiego (1987) – reprezentują połączony poziom terasy falenickiej i praskiej (również: Baraniecka i Konecka-Betley 1987). Roztokowemu korytu Wisły z ruchomymi łachami i kępami o szerokości 0,5–1,5 km towarzyszy dwudzielna równina zalewowa, włożona w rozcięcie terasy praskiej, głębokie na 7–9 m. W obrębie jej wyższego stopnia spąg torfu w rynnicy Wilkowa został wydatowany na 5180 ± 40 lat BP (Baraniecka i Konecka-Betley 1987). Na tym odcinku nie ma śladu paleomeandrów holocenijskich.

3.7.4. Od ujścia Bzury do Kotliny Płockiej

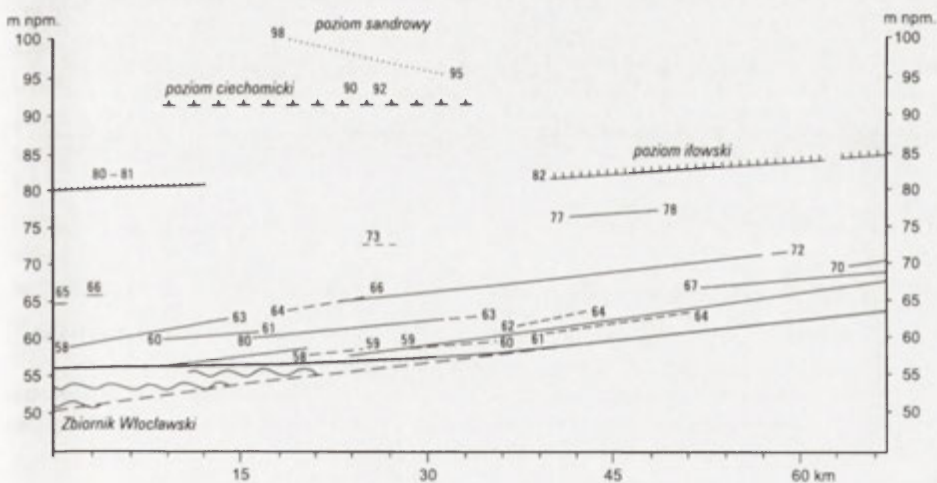
Odcinek od ujścia Bzury do zwężenia koło Dobrzykowa (powyżej Płocka) ma długość 40 km i jest ostatnim, który poza rejonem Dobrzykowa nie został objęty przez łądolód vistuliański.

Szerokość doliny ograniczonej wysoczyznami o 30–50 m wyższymi maleje od 15 do 6 km w dół rzeki. Z tego szerokość dna holocenijskiego (zalewowego) początkowo rośnie od stożka Bzury, od 2 km do 7 km i znów

zwęża się do 2 km. Wisła jest tu potężną rzeką o zlewni 167 tys. km² (Kępa Polska), korycie nieuregulowanym o szerokości 0,5–2 km z licznymi łachami i kępami, spadku poniżej 0,2‰, przepływach maksymalnych 6900 m³s⁻¹ i wahaniach stanów wody 500–650 cm (Florek i inni 1987; Soja i Mrozek, w: Starkel, red., 1990).

Ze względu na kluczową tematykę badawczą: zasięg zlodowacenia, zastoisko warszawskie, pradolinę warszawsko-berlińską, czas pogłębiania doliny i wiek wydm, teren ten stał się obszarem badań zarówno ośrodka warszawskiego (Makowska i Skompski 1966; Baraniecka i Konecka-Betley 1987; Florek i inni 1987; Chormański i Mycielska-Dowgiałło 1996) oraz łódzkiego (Jewtuchowicz 1967; Manikowska 1985, 1991), jak i toruńskiego (Wiśniewski 1987; Starkel i Wiśniewski 1990; Andrzejewski 1991, 1994, 1995; Wiśniewski i Andrzejewski 1994).

Na skutek występowania w dolinie poziomów i pokryw glaciofluwialnych, glajogenicznych, glajolimnicznych i fluwialnych jedną z powszechnie stosowanych metod stało się, obok badań struktury osadów i ich datowania (por. Manikowska 1985; Florek i inni 1987), porównywanie wysokości bezwzględnych i kreślenie profilów podłużnych teras (por. Wiśniewski 1987; Andrzejewski 1995).



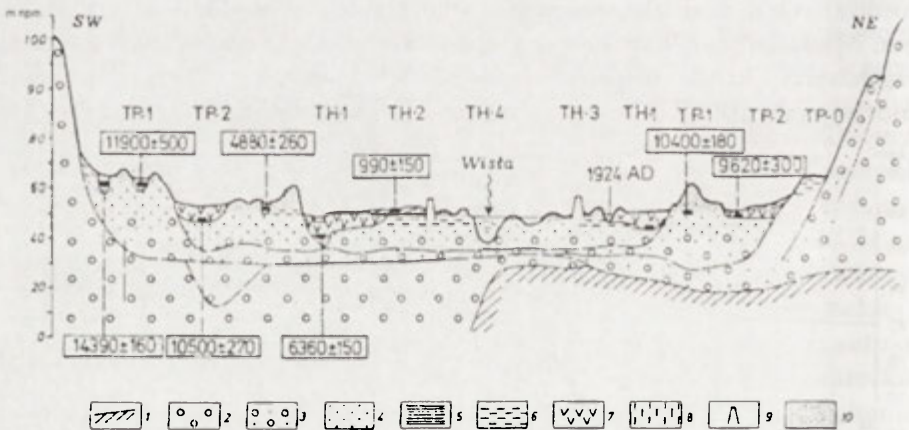
Ryc. 58. Profil podłużny terasy Wisły między Kotliną Warszawską a Kotliną Płocką (wg: Wiśniewski 1987)

Ciągła linia – lewobrzeżne terasy, przerywana – prawobrzeżne terasy, gruba linia – terasy na obu brzegach. Cyfry podają wysokość n.p.m., a – równina sandrowa, b – poziom ciechomicki (glajofluwialny), c – poziom ilowski (błoński) zbudowany z ilów zastoiskowych (por. ryc. 57)

Na pograniczu Kotliny Płockiej występuje nachylony w górę rzeki poziom sandrowy, opadający od 98 do 95 m n.p.m. (Skompski 1969) i nieco niższy poziom ciechomicki glajalny z formami wytopiskowymi, o wysokości

90–93 m npm. (ryc. 58). Podobną wysokość ma również prawobrzeżny oz w Dobrzykowie, natomiast w osi doliny pod aluwiami Wisły występuje rynna wypełniona, leżącymi na bruku morenowym osadami glaciofluwialnymi, interpretowanymi jako produkt erozji subglacialnych wód (Chormański i Mycielska-Dowgiało 1996). Znacznie niższy od dwóch poziomów jest występujący bliżej ujścia Bzury tzw. poziom iłowski o wysokości 82–84 m npm. okryty glaciolimnicznymi osadami (Wiśniewski 1987), będący kontynuacją Równiny Błońskiej (87–90 m), okrytej osadami zastoiszkowymi, datowanymi na młodsze od interglacjału eemskiego (por. rozdział 3.7.3).

Poniżej we właściwej dolinie Wisły występują dwa wyraźne zespoły stopni: trzy vistuliańskie i trzy holocenijskie (używając nomenklatury Florka i innych, 1987, terasy: TPO, TP1, TP2, TH1, TH2, TH3 - ryc. 59). Najwyższy TPO rozwinęty jest lokalnie u wlotu do Kotliny Płockiej (wys. około 75 m npm.).



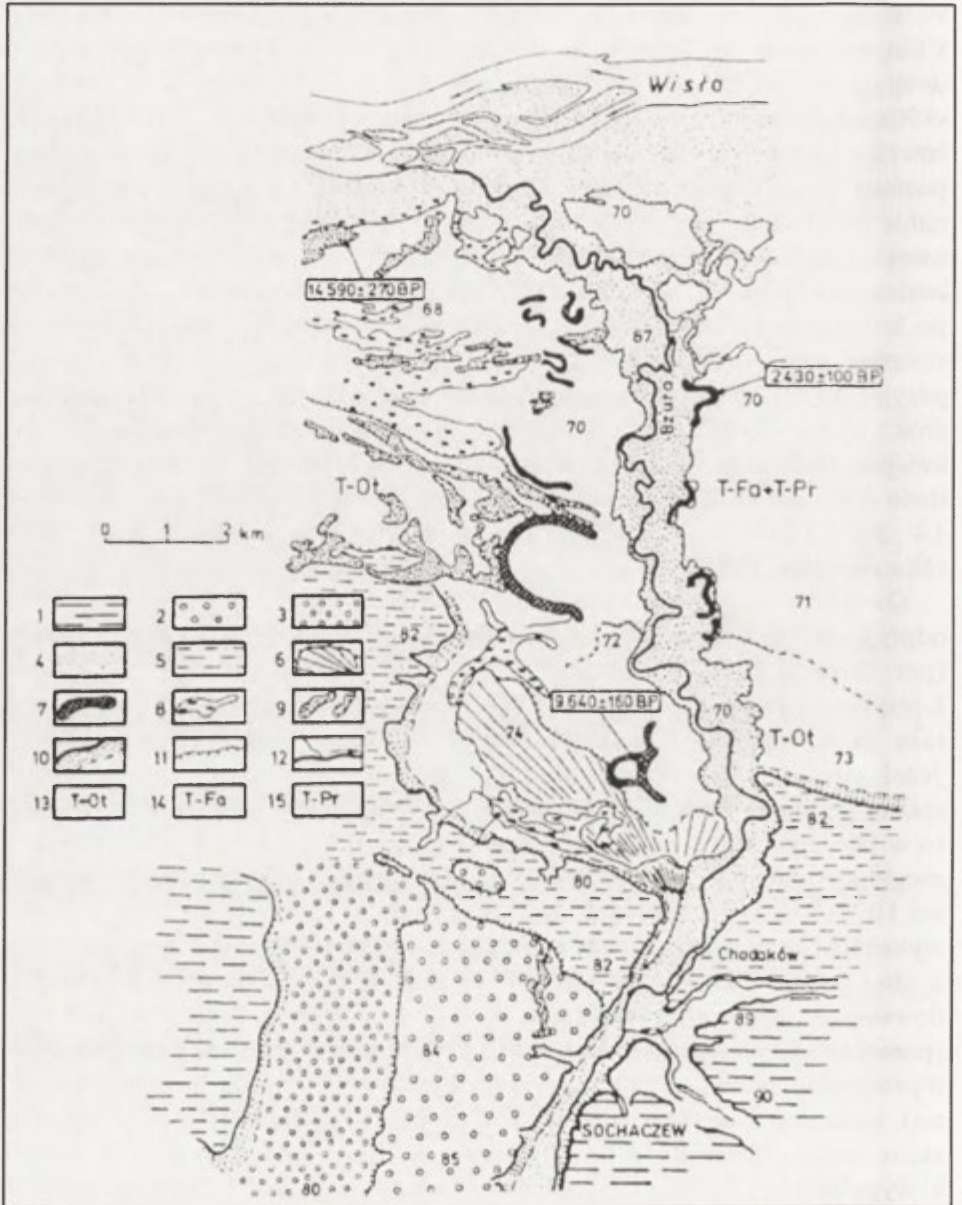
Ryc. 59. Syntetyczny przekrój dna doliny Wisły w Kotlinie Płockiej, powyżej zasięgu ostatniego lądolodu (wg: W.Florek, E.Florek i Mycielska-Dowgiało 1987)

1 – podłoże czwartorzędowe, 2 – żwiry, 3 – piaski i żwiry, 4 – piaski, 5 – wypełnienia paleokoryt, 6 – gliny powodziowe, 7 – osady organiczne, 8 – less, 9 – wały przykorytowe, 10 – piaski eoliczne. Numeracja teras TP1–TH4 objaśniona w tekście

Terasa TP1 rozległa na lewym brzegu rzeki, opada z biegiem rzeki od 72 do 62 m npm. (około 9 m nad poziom rzeki) i ma być odpowiednikiem otwockiej w rejonie Warszawy. W wydłużonych obniżeniach zalegają osady organiczne wydатовane w Bończy na $11\,900 \pm 500$ lat, a w Budkach Ciechomickich nawet na $14\,390 \pm 160$ lat BP (Florek i inni 1987). Wydmy na tej równinie zawierają gleby kopalne z allerödu (Liszyno $10\,400 \pm 180$ BP).

Terasa TP2 występuje odcinkami i obniża się od 69 do 59 m n.p.m. z biegiem rzeki. W Słupnie obniżenie wypełnia 3 metry torfu, datowanego w spąg na 9620 ± 300 lat BP (Florek i inni 1987). Natomiast wcześniej w Kamionie, niżej ujścia Bzury, na równinie wznoszącej się jedynie 2 m nad równiną zalewową, B.Manikowska (1982, 1985) stwierdziła w wydmie poziom gleby kopalnej z böllingu ($12\ 235 \pm 260$ BP), a niżej w wysokości około 67 m n.p.m. – 80 cm osadów powodziowych ze smugami organicznymi, zalegających na 2 metrach piasków korytowych. Dolna część tych mułków została wydatowana na $14\ 590 \pm 270$ lat BP (Lo 85). A zatem bezpośrednio po kulminacji fazy pomorskiej rozcięcie w dolinie Wisły zeszło do poziomu równiny zalewowej! Znaczenie tego odkrycia było tak istotne (wymagało przyjęcia, że terasa praska powstała nie u schyłku późnego vistulianu, ale znacznie wcześniej), że w ramach programu badań doliny Wisły wykonano kolejne datowania. Warstewka stropowa mułków powodziowych otrzymała dwie daty: dla kwasów humusowych $13\ 500 \pm 290$ (Gd 4343) i dla huminów $14\ 300 \pm 300$ (Gd 4344). Zatem wiek rozcięcia został potwierdzony (Manikowska 1991).

Osobnym zagadnieniem frapującym badaczy był zakładany od dawna odpływ wód z Kotliny Warszawskiej doliną Bzury i Neru do Warty i Odry (por. Różycki 1972). Badania w strefie działu wodnego Wisły i Odry koło Łęczycy, leżącego na wysokości 103 m n.p.m. nie dały odpowiedzi, gdyż brak tam m.in. wyraźnej, szerokiej formy pradolinnej (Jewtuchowicz 1967). Jeżeli strefa antyklinorium kujawsko-pomorskiego ulegałaby intensywniejszemu podnoszeniu (por. Brykczyński 1986) i dział byłby pierwotnie niższy, to w jaki sposób iły zastoiskowe koło Radzymina w Kotlinie Warszawskiej mogły być składane do 103 m n.p.m. (Wiśniewski 1987; Starkel i Wiśniewski 1990)? Szczegółowe badania L.Andrzejewskiego w dolinie dolnej Bzury wykazały, że poniżej dwóch poziomów glacjafluwalnych z osadami wód o charakterze roztokowym (85-80 m n.p.m.), nawiązujących do poziomu łódzkiego (jeziornego) występują dwa niższe stopnie. Na wyższym z nich (przechodzącym w terasę otwocką) wykształcił się potężny paleomeander o promieniu krzywizny 2 km, a na niższym poziomie (odpowiednik Kamiona), mniejszy o promieniu około 700 m. Bezpośrednio nad dnem holocenijskim występuje zakole o promieniu 400 m, opuszczone przed datą z wypełnienia 9640 ± 160 lat BP (Andrzejewski 1991, 1994, ryc. 60). Później okazało się poprzez badanie struktur sedymentacyjnych, że wody proglacialne płynące od czoła lądolodu dolinami Przysowej-Słudwii i Ochni, dopływów Bzury, kierowały się nie ku zachodowi, ale ku wschodowi, ku Kotlinie Warszawskiej (Wiśniewski i Andrzejewski 1994). Problem wymaga dalszych badań. Być może, że zarówno zastoisko warszawskie, jak i odpływ pradolinowy wyobrażamy sobie w sposób zbyt uproszczony jako jedno zdarzenie. Aluwia pod wydmą w Kamionie wskazują, że w ciągu



Ryc. 60. Mapa geomorfologiczna wylotu doliny Bzury do doliny Wisły (wg: Andrzejewski 1995)

1 – wysoczyzna morenowa, 2 – wyższy poziom wód roztopowych, 3 – niższy poziom wód roztopowych, 4 – holocenińska równina zalewowa, 5 – poziom zastoiska warszawskiego (iłowski), 6 – stożek napływowy Bzury (poźnoglacialny), 7 – paleokoryta, 8 – podmokłe obniżenia, 9 – wydmy, 10 – stoki, 11 – krawędzie, 12 – rzeki, 13 – terasa otwocka, 14 – terasa falenic, 15 – terasa praska. Poniżej ujścia Bzury datowane aluwia pod wydmą w Kamionie.

krótkiego stosunkowo okresu (2–3 tysięcy lat) Wisła pogłębiła koryto łącznie o około 30 m. Zdarzyło się wiele. Nie można wykluczyć, że zastoisko warszawskie przechodziło różne fazy. W czasie narastania został osiągnięty wysoki poziom 103 m n.p.m. koło Radzymina. Później mógł nastąpić przelew na zachód, a w czasie deglacjacji, gdy część wód mogła płynąć pod spękarzym lodem (ku rynnie Bachorzy?) wody roztopowe kierowały się obniżeniem Bzury w obrębie dna zbiornika nie wypełnionego przecież do stropu iltami zastoiskowymi.

Pogłębienie kolejne dna doliny Wisły (być może związane z przełomem dolnej Wisły?) doprowadziło do kształtowania się koryta i akumulacji na niższym poziomie. Tę głębszą rynnę wyścielają osady holoceni. Wyższą równinę holoceni (TH1) budują osady od okresu preborealnego po początek subborealnego. Kręte i meandrowe paleokoryta o promieniu krzywizny 1–2 km, szerokie na 200–500 m i często głębokie do 5 m, wypełniają osady mułkowe i organiczne datowane we Woli Ładowskiej na 8450 ± 105 BP, w Pogórze na 6295 ± 65 BP, w Wymyśle na 6360 ± 150 i 4680 ± 80 BP, w Wąsaczu na 5255 ± 245 BP i w Wykowie na 3850 ± 100 BP (Florek i inni 1987; Wiśniewski 1987). Czasy opuszczenia paleokoryt odpowiadają okresom większej częstości powodzi i przerzutom koryt w dorzeczu górnej Wisły (Starkel i inni 1996).

Niższy stopień TH2 kształtowany był w okresie subatlantyckim, występują na nim rynny i stożki krewasowe, ślady roztok. W jednej z rynien datowano osad organiczny na 990 ± 150 lat BP (Florek i inni 1987). Najniższa równina TH3 kształtowana jest przez współczesne, często coroczne wezbrania. Występują tu odsypy piaszczyste, często nałożone na starszą iltastą madę budującą strop starszej równiny TH1. Powierzchnia ta ulega zmianom wraz z boczną migracją koryta, a także częstymi tu powodziami zatorowymi, szczególnie po zbudowaniu zbiornika wrocławskiego (Grześ 1985).

3.8. Wisła kujawsko-pomorska, w zasięgu ostatniego zlodowacenia

Najdłuższy odcinek drogi pokonuje Wisła przecinając na drodze do Bałtyku obszar opuszczony przez ostatni lądolód skandynawski. Na długości 260 km biegnie dolina wcięta w polodowcowe wysoczyzny na głębokość 35–80 m (ryc. 22). Na całym szlaku rysują się dwa odrębne kierunki: od Płocka do Fordonu płynie Wisła ku NW–WNW szlakiem wód roztopowych Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej, od Fordonu skręca gwałtownie i przedziera się prosto ku N–NNE do Zatoki Gdańskiej. Dolina dol-

nej Wisły składa się z odcinków kotlinowych rozszerzeń, przekraczających nawet 20 km i zwężeń przełomowych o szerokości malejącej do 4–7 km. Jest tych rozszerzeń na tej drodze cztery: Kotlina Płocka, Kotlina Toruńska, Basen Unisławski i Basen Grudziądzki. O ile jednak w tych pierwszych włączają się głównie (poza Brdą) prawostronne szlaki sandrowe Skrwy i Drwęcy w system pradolinowy, o tyle Wisła niżej Fordonu, utworzona w czasie zamierania odpływu sandrowego dopływów lewobrzeżnych Wdy i Wierzycy, ma jedynie niewielkie rozszerzenia.

Równocześnie odcinek SE–NW biegnie równolegle do osi antyklinorium środkowopolskiego o aktywnej halokinezie, jego NE skłonem (Brykczyński 1986).

3.8.1. Kotlina Płocka

Kolejny 50-kilometrowy odcinek doliny Wisły biegnie przez szeroką do 18 km asymetryczną Kotlinę Płocką. Rzeka podcina wysoką do 50 m krawędź młodoglacjalnych wysoczyzn i przyjmuje szlak sandrowy Skrwy, natomiast ku południowi teren wznosi się stopniowo systemem teras. Te lewobrzeżne terasy z zespołami wytopiskowych mis jeziornych i wydm tworzą krajobraz Pojezierza Gostynińskiego, który od dziesięcioleci przyciągał uwagę badaczy (m.in. Lencewicz 1927, 1929; Mojski 1960; Skompski 1969).

W ramach programu doliny Wisły kotlina była badana częściowo przez E. Wiśniewskiego (1987), w części wschodniej przez E. Florka i innych (1987), a po odkryciu laminowanych osadów jeziora Gościąż przez B. Wicika i K. Więckowskiego w 1985 r. stała się przedmiotem szczegółowych badań interdyscyplinarnych (Ralska-Jasiewiczowa i inni 1998).

Na wschodnim obrzeżeniu Kotliny Płockiej występuje wspomniany już poziom sandrowy nachylony ku wschodowi od 98–95 m n.p.m., a poniżej dwa niższe stopnie z formami ozów i kemów (Skompski 1969). Są to poziomy: ciechomicki o wysokości 90–92 m n.p.m. i niższy – 80–82 m n.p.m. (ryc. 58). Poziomy te mają swe odpowiedniki w listwach terasowych u wylotu szerokiego na 4–5 km szlaku sandrowego Skrwy (Andrzejewski 1994). Poniżej występuje system teras o wysokości opadającej z biegiem rzeki: 75–72 m, 70–68 m (łączone przez T. Madeyską w jeden – por. w: Ralska-Jasiewiczowa i inni 1998), 65–60 m, 62–56 m i równina zalewowa na poziomie 59–55 m, dziś zalana przez zbiornik włocławski. Dwa najwyższe stopnie są zbudowane z osadów glaciofluwialnych powstałych zapewne przed fazą pomorską (ok. 15 000 lat ¹⁴C BP) z wyraźnymi ciągami dwóch rynien subglacjalnych, w przegłębieniach których po wytopieniu martwych lodów powstały jeziora. W rynn timer północnej zlokalizowane jest jezioro Gościąż, w którym po ostatecznym wytopieniu martwego lodu rozpoczęła

się jeziorna sedymentacja w późnym allerödzie (spąg laminacji około 12 840 lat kał. BP). Misy jeziorne powstały już po utworzeniu głównych ciągów wydmowych, ponieważ je przerywają. Niższy stopień (65–60 m npm.) korelowany przez T.Madeyską z tzw. terasą III (lub TP1 wg Florka i innych 1985 – por. odcinek powyżej do ujścia Bzury), wiązany był z fazą pomorską na podstawie datowań paleorynien. Ale powierzchnię niższej terasy II, opadającej od 62 do 56 m npm. urozmaicają jeszcze wały wydmowe. Dzięki datowaniu podwydmowych osadów facji równiny zalewowej w Kamionie na około 14 500 lat BP (Manikowska 1985) należałoby wiązać terasę II (TP2 wg Florka i innych) nie z późnym vistulianem, ale już z początkowym okresem recesji lądolodu z fazy pomorskiej. A zatem pogłębianie doliny Wisły, a także wkładanie aluwiów na tym odcinku postępowało bardzo szybko, co podkreślają zresztą wszyscy autorzy (Wiśniewski 1987; Manikowska 1991; Chormański i Mycielska-Dowgiąłło 1996). L.Andrzejewski (1994) szacuje, że tempo pogłębiania między 17 200 a 14 500 lat ^{14}C BP sięgało nawet $15 \text{ mm}\cdot\text{rok}^{-1}$.

Należy podkreślić, że w dół biegu Wisły w Kotlinie Toruńskiej terasa III o podobnej wysokości względnej miała być tworzona dopiero w allerödzie (Tomczak 1987), co wskazywałoby, że podobne stopnie terasowe nie są synchroniczne na dłuższym odcinku Wisły, ale pogłębianie postępowało jakby w ślad za recesją lądolodu (Wiśniewski, w: Starkel, red., 1990). Prawdopodobnie wiąże się to również z podnoszącymi ruchami glacjiostaticznymi towarzyszącymi recesji, a z kolei bardzo niskie dzisiejsze położenie stanowisk u ujścia Bzury ma zapewne swe źródło we wginaniu strefy wypiętrzania przed czołem lądolodu w czasie maksymalnego zasięgu (por. Walcott 1972; Starkel 1977).

O ile stopnie terasowe osiągają szerokość kilku kilometrów, o tyle równina zalewowa holocenińska zajmuje wraz z korytem 1,5–2 km. Niekiedy jej połowę przed powstaniem zbiorowiska włocławskiego zajmowało koryto roztokowe z odsypami i kępami, które ulegało transformacji po każdym większym wezbraniu (Koc 1972).

3.8.2. Zwężenie doliny między Włocławkiem a Nieszawą

Poniżej Włocławka głęboka na 50 m dolina Wisły zwęża się na odcinku 22 km do 7–10 km i skręca na północ, aby następnie poniżej Nieszawy skręcić na zachód w obrębie Kotliny Toruńskiej. Zwężenie to ma charakter przełomowy między Wysoczyzną Kujawską a Wysoczyzną Dobrzyńską (Wiśniewski 1976, 1982). Pod Włocławkiem uchodzi do Wisły dolina Zgłowiączki rozcinająca 2-stopniowy poziom glacjiofluwalny o wysokości 77–80 m npm., wnikający dalej w płaskie obniżenie Bachorzy, które biegnie aż do rynny górnej Noteci i stanowiło szlak wód roztopowych Wisły

z Kotliny Płockiej do pradoliny Noteci (Wiśniewski 1974, 1982). W odcinku przełomowym występuje zespół teras, który E. Wiśniewski (1982) skorelował z systemami terasowymi (11 teras) wyróżnionymi przez R. Galona (1934, 1961) w dolinie dolnej Wisły (ryc. 58). Brak powyżej Nieszawy teras wyższych od IX (72 m n.p.m.) i wchodzenie poziomu od niej wyższego w obniżenie Bachorzy ma wskazywać, że wcześniej obie Kotliny nie były ze sobą powiązane (Wiśniewski 1982). Terasy XI i X na obrzeżeniu Kotliny Toruńskiej (wys. 77-88 m n.p.m.) ukształtowane zostały zatem przez wody płynące od czoła lądolodu doliną Drwęcy, a także małą doliną Mieni, u wylotu której występuje listwa poziomu glacjofluwalnego (Andrzejewski 1994, 1995). Nie można jednak wykluczyć, że już na poziomie wyższym od około 78 m miała miejsce bifurkacja, to znaczy tylko część wód płynęła rynną Bachorzy (por. ryc. 74).

We wciętej do 25 m wąskiej rynnie równoleżnikowej doliny Mieni zachowały się wały kemowe i dwa stopnie teras jeziornych, wskazujące na etapowe wytapianie lodu. W samym zwężeniu dolinnym Wisła zmienia swe położenie od podcinania brzegu prawego naprzeciw Włocławka aż do podmywania wysokiego poziomu glacjofluwalnego pod Nieszawą (ryc. 22). Kolejne stopnie od terasy IX o wysokości względnej około 30 m świadczą o pogłębieniu, a obecność wyraźnych włożeń terasy nadzalewowej świadczy o przeróbce aluwiów i przerwach w pogłębieniu. E. Wiśniewski (1982) zwraca uwagę na występowanie powierzchni ześlizgowych (terasa VII-IV niżej Bobrownik, IV-I powyżej Bobrownik), co świadczy o lateralnym przemieszczaniu wyprostowanego koryta Wisły.

Doliny dopływów pogłębiały swe koryta z opóźnieniem i mają je przeważnie zawieszane na poziomie jednej z teras Wisły. W przypadku Zgłowiączki w dnie doliny szerokiej na kilkaset metrów zachował się szereg paleomeandrów o większych parametrach. Dwa z nich wydatowano na 10 160 ± 175 i na 9745 ± 95 lat ¹⁴C BP (Andrzejewski 1984). Wiek zakoli świadczy, że dolinna rynna wycięta w terasie VII musi być niewątpliwie starsza. Młodsze aluwia holocenijskie o miąższości 2-3,5 m włożone są w wyraźne kolejne rozcięcia.

W przypadku Mieni jej dno jest wyraźnie zawieszane, natomiast niżej potok rozciął terasy Wisły. Na tym odcinku występują na terasie nadzalewowej paleomeandry o promieniach krzywizny 3-4-krotnie większych od współczesnych ($r = 110-120$ m wobec 20-40 m). Natomiast na równinie zalewowej pośredniej wielkości zakola mają wypełnienia wydatowane na 1480 ± 90 i 1020 ± 50 lat ¹⁴C BP (Andrzejewski 1994). Wskazują one na większe przepływy kształtujące koryto przed wylesieniem zlewni.

Sama równina zalewowa tworzy wąskie listwy o wysokości 3-4 m nad średni poziom Wisły. Przed zbudowaniem zapory we Włocławku Wisła tworzyła liczne mielizny i kępy, szczególnie u wlotu do Kotliny Toruńskiej.

Samo koryto szerokie na 400–1100 m przy wahaniami poziomu wody do 5–6 m w czasie ekstremalnych wezbrań miało wyraźne dwie rynny marginalne, a w części centralnej przemieszczały się łachy piaszczyste (Tomczak 1987). Budowa zapory spowodowała ograniczenie dostawy rumowiska i erozję postępującą od zapory w dół biegu rzeki z szybkością około 1 km na rok. Wielkość wcięcia w ciągu 20 lat sięga 3,5 m na odcinku około 26 km (Babiński 1986, 1992).

3.8.3. Kotlina Toruńska

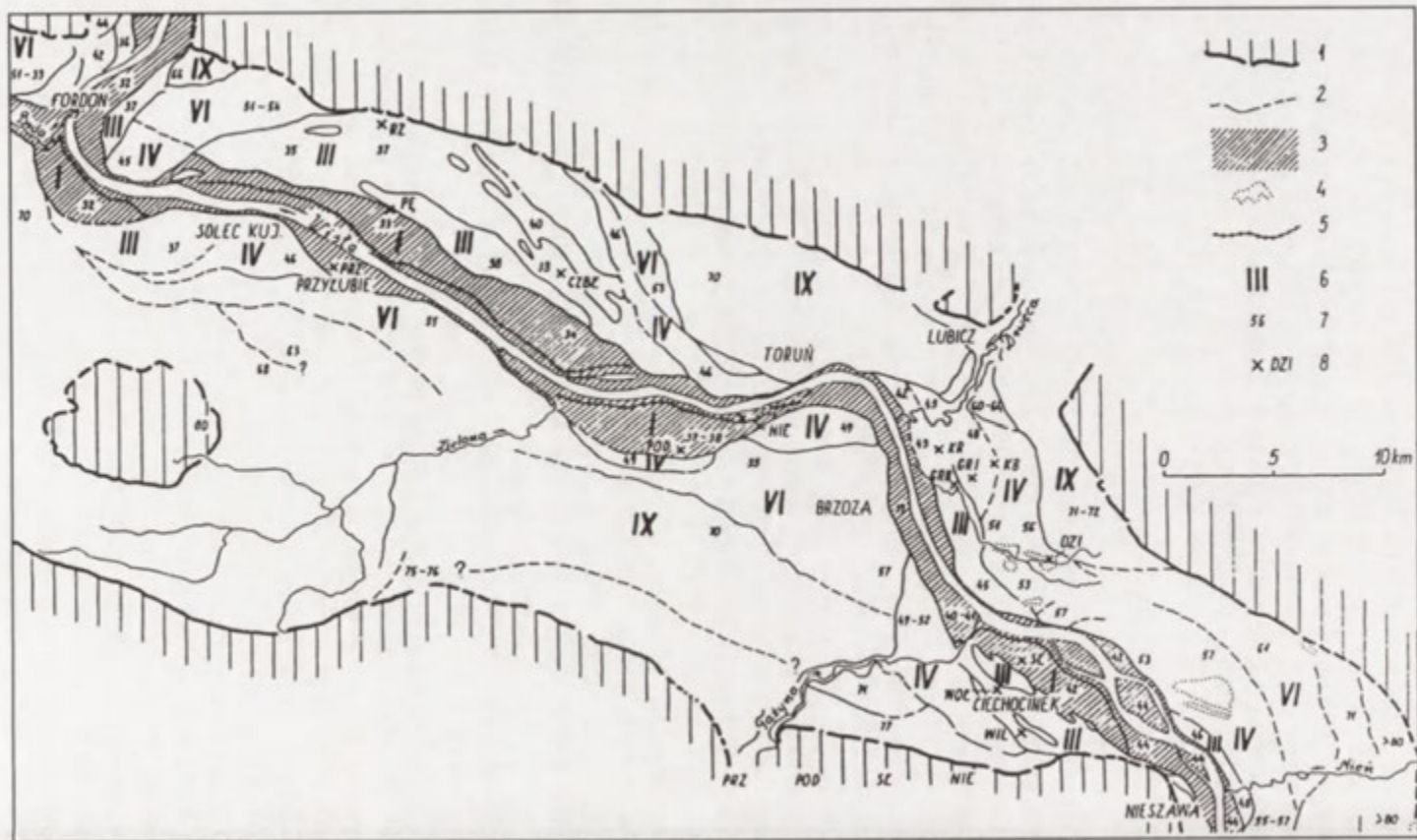
Długa na 75 km, a szeroka na 15–25 km Kotlina Toruńska o wrzecionowatym kształcie stanowi początkową część pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej i ma swe przedłużenie w dolinie dolnej Noteci i dalej Warty. Zaczyna się rozszerzeniem doliny Wisły koło Ciechocinka, z którą łączy się szlak sandrowy doliny Drwęcy. Jeszcze przed przyjęciem kolejnego szlaku sandrowego doliny Brdy sama Wisła skręca gwałtownie pod Fordonem na północ, wchodząc w ostatni, długi odcinek przełomowy.

Dzisiejsza Wisła pod Toruniem jest już potężną rzeką drenującą 181 tys. km², przepływy maksymalne mierzone w latach 1951–1980 sięgają 6900 m³s⁻¹ (Soja i Mrozek 1990), woda stuletnia obliczana jest na 9200 m³ (Tuszko 1977). Rzeka o spadku 0,175‰ ma po regulacji w latach 1880–1891 przebieg kręty, koryto o szerokości 400–900 m i głębokości 2,4 m (Tomczak 1982).

Po starych pracach Sonntaga (1916) region ten stał się obszarem klasycznych studiów R.Galona (1934, 1953, 1961, 1968), a później jego uczniów, którzy skupili się albo na dolinie samej Wisły (Kucharski 1966; Koc 1972; Niewiarowski i Tomczak 1973; Tomczak 1971, 1982, 1987; Wiśniewski 1976, 1982), albo na jej dopływach (Niewiarowski 1968; Andrzejewski 1994, 1995).

Kotlinę Toruńską tworzy system 11 stopni terasowych, z których wyższe aż do IV włącznie (używając numeracji wprowadzonej przez R.Galona, zaczynając od I – równiny zalewowej) zostały przekształcone w istotnym stopniu przez procesy wydmotwórcze w późnym vistulianie (Mrózek 1958). Największe powierzchnie zajmują poziomy IX (około 72–68 m n.p.m.), VI (61–51 m), IV (57–45 m) i III (46–35 m); (ryc. 61).

O ile dwa najwyższe wyznaczają zasięg wód glacjofluwialnych, zalewających kotlinę na całej szerokości, co sugerowało nawet obecność zastoiska (Sonntag 1916), o tyle terasa IX tworzona przy udziale wód Wisły również nie wykazuje wyraźnego spadku z biegiem rzeki, mając swe przedłużenie w pradolinie Noteci (Galon 1953). Zasięg terasy VI wskazuje, że wraz z pogłębianiem doliny o około 12–15 m strefa działania wód zawężyła się do 7–11 km. Miało to miejsce w czasie recesji lądolodu fazy pomorskiej około



14–13,5 ka BP (Tomczak 1987; Starkel i Wiśniewski 1990). Szlak Wisły zaczyna przybierać przebieg kręty.

Na poziomie IV następuje dalsze zwężenie dna do 3–8 km. Z analizy teras wzdłuż biegu dolnej Wisły i Brdy (Galon 1961) wynika, że na tym poziomie nastąpiła bifurkacja i przerzut wód Wisły do Zatoki Gdańskiej. Wytopisko w Dzikowie badane palynologicznie na tej terasie wskazuje, że miało to miejsce w starszym dryasie, a może wcześniej, gdyż datowanie ^{14}C dało wynik (zawyżony?) $13\,080 \pm 170$ lat BP (Tomczak 1987). Niewątpliwie miało to miejsce po recesji z moren gardzieńskich.

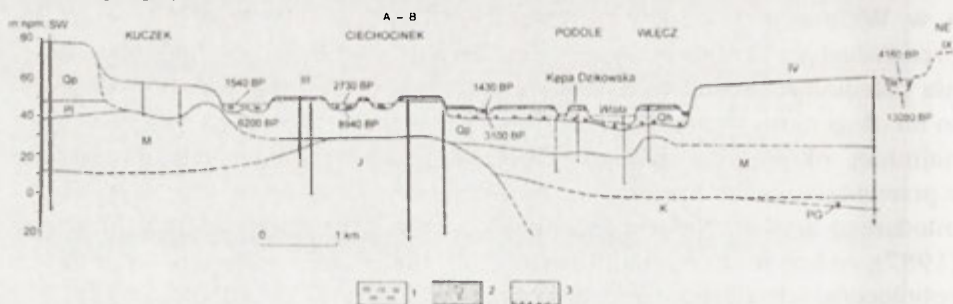
Kolejna terasa III, wznosząca się jedynie 6–8 m nad poziom Wisły, z nielicznymi formami wydmyowymi, tworzy odcinkami pas o szerokości 5–6 km, w obrębie którego zachował się pierwotny relief: występują zarówno koryta o szerokości 200–700 m, jak i wyższe do 3–4 m odsypy tworzące kępy (Tomczak 1987), co było przyczyną wyróżnienia w jej obrębie dwóch stopni terasowych przez E. Wiśniewskiego (1982). W jednej z rynien spąg torfowiska Czarne Błota sięga schyłku allerödu (Niewiarowski i Noryśkiwicz 1983), a w Rzęczkowie naprzeciw Solca Kujawskiego spąg jest datowany na 9760 ± 260 lat BP (Tomczak 1982). Inne z rynien koło Ciechocinka mają wypełnienia młodsze: w Wołoszewie 8940 ± 160 lat BP, a w Wilkowyjach 6200 ± 150 lat BP (Tomczak 1987). Natomiast na przeciwległym brzegu powyżej ujścia Drwęcy w Grabowcu spąg wypełnienia paleokoryta został wydатовany jedynie na 7310 ± 80 lat BP. Wskazuje to na długi okres modelowania tej terasy i przerzuty koryt od allerödu do co najmniej okresu borealnego. Obecność wydmy wałowych powstałych z przewiania wałów brzegowych świadczyłaby o aktywności rzeki w okresie młodszego dryasu. Nie jest jednak wykluczone, jak przypuszcza A. Tomczak (1987), że kolejnym etapem rozwoju było rozcinanie i wkładanie młodszych eoholocenijskich aluwii korytowych.

Najniższą równiną jest poziom zalewowy (wysokość 2–4 m), tworzący listwy wzdłuż koryta o maksymalnej szerokości do 2,5 km (ryc. 62). Była to powierzchnia aktywnie przekształcana przez wody powodziowe roztokowej Wisły przed budową obwałowań, w jej poziomie leżą też piaszczyste kępy między ramionami Wisły, zachowane dotąd w rejonie Ciechocinka (Tomczak 1971; Koc 1972). Choć w jej obrębie koryto było stale

Ryc. 61. Terasy Kotliny Toruńskiej (wg: Tomczak 1987)

1 – krawędź wysoczyzny, 2 – krawędzie teras, 3 – równina zalewowa, 4 – obniżenia wytopi-skowe, 5 – wały przeciwpowodziowe, 6 – numery teras, 7 – wysokości npm.; 8 – datowane stanowiska: DZI – Dzikowo, KB – Kopańskie Bagno, GR.I i GR.II – Grabowiec I i II, CZBŁ – Czarne Błota, RZ – Rzęczkowo, WOŁ – Wołoszewo, WIL – Wilkowyje, KR – Krusz. PE – Pędzewo, PRZ – Przyłubie, POD – Podgórz, SŁ – Słońsk, NIE – Nieszawa.

przemieszczane, to zachowały się tu fragmenty starszych włożeń i odsypów. W Słońsku torfy pod madą zostały wydatowane na okres między 3100 ± 70 a 1440 ± 50 lat BP (Tomczak 1987), a w sąsiednim Siarzewie torf pod madą leży na poziomie 2 m niższym od obecnego poziomu rzeki. Te fakty, jak również obecność osadnictwa kultury łużyckiej i lateńskiej (Cwetsch 1978), a także średniowiecznego osadnictwa (Koc 1972) wskazują, że były dłuższe okresy znacznie niższego położenia koryta Wisły i obecna równina zalewowa nie była często zalewana. W rynnice w Podgórzu naprzeciw Torunia stwierdzono torf datowany w spągu na 3190 ± 230 lat BP, przykryty madą młodszą od 705 ± 45 lat BP. Powyżej Solca Kujawskiego u podnóża krawędzi wyższych teras w paleokorytach po obu brzegach Wisły stwierdzono początek wypełniania torfem w Przyłubiu od 5480 ± 60 lat BP, a w Pędzewie od 5350 ± 75 lat BP. W obu stanowiskach nastąpiło przykrycie madami również niemal równocześnie: 1875 ± 70 i 1925 ± 65 lat BP (Tomczak 1982). Fakty te wskazują, że mimo cienkiej pokrywy madowej na piaskach (0,5–1 m) przykrycie torfu nastąpiło w późnym okresie rzymskim (znanym z powodzi w dolinie górnej Wisły) albo dopiero w średniowieczu. Natomiast opuszczanie i wypełnianie paleokoryt grupuje się w dwóch okresach 5500–5300 i 3200–3100 lat BP.



Ryc. 62. Przekrój doliny Wisły w rejonie Ciechocinka (wg: Tomczak 1987)

1 – torf, 2 – gliny powodziowe (mada), 3 – piaski i żwir holocenijskie, Qh – holocen, Qp – plejstocen, Pl – pliocen, M – miocen, PG – paleogen, K – kreda, J – jura

Na zmiany hydrologiczne reagowały również wcześniej opuszczone staro-rzeczna na III terasie nadzalewowej. W Rzęczkowie przykrycie madą nastąpiło po 935 ± 65 lat BP (a zatem w XI wieku), w Wilkowyjach wcześniej, bo 1540 ± 50 lat BP (pokrywa madowa na terasie sięga 1–2 m). Oznacza to późniejsze zalewanie wyższej terasy, co może mieć przyczynę w częstszych powodziach, a równocześnie wiązać się z agradacyjnym podniesieniem poziomu koryta. Natomiast charakterystyczna jest zmiana typu sedymentacji jeziornej na torfowiskową właśnie w okresach przerzutu koryt. W Rzęczkowie nastąpiło to po 5580 ± 120 lat BP, w Grabowcu po

4670±120 lat BP Uważam, że może to być sygnałem wycięcia przez Wisłę głębszej rynny i obniżenia poziomu wód gruntowych.

W dolinach dopływów również zarejestrowano zmiany. W dolnym biegu Drwęcy na odpowiedniku III poziomu stwierdzono paleokoryto z wypełnieniem z młodszego dryasu (Niewiarowski 1968). W dolinie dolnej Tażyny, którą niegdyś przez rynnę parchońską do obniżenia Bachorzy odpływały wody glacjafluwalne, nastąpiło odwrócenie biegu. Wycięta w stopniach terasowych rynna o szerokości 500–800 m ma dno złożone z teras regresyjnych (Andrzejewski 1994). W obrębie najniższego stopnia występują paleokoryta o parametrach ponad dwukrotnie większych od współczesnych ($r = 40\text{--}50$ m wobec dzisiejszych 15–25 m) odcięte przed 6600 lat BP

Kotlina Toruńska dostarcza informacji podstawowych dla ewolucji całej doliny dolnej Wisły. Wody jej płynęły poprzez Kotlinę już na poziomie IX terasy, tj. u schyłku fazy pomorskiej. Po około 20-metrowym rozcięciu nastąpił na początku późnego vistulianu przerzut z pradoliny Noteci na kierunek północny ku Zatoce Gdańskiej. Rynna dolinna została pogłębiona niżej dzisiejszego koryta już w allerödzie (spąg włożeń terasy III). Zatem pogłębienie to nastąpiło blisko 2 tysiące lat później niż w rejonie ujścia Bzury i nawiązywało do obniżonego poziomu Bałtyku (Tomczak 1987).

Holocenijskie zmiany klimatu przyniosły fazy rozcinania i agradacji. A. Tomczak (1987) wyróżniła zapisane w osadach i paleokorytach następujące fazy zwilgocenia: 7300–7100, około 6200, 5500–5300, 4700–4200 i 3200–3100 lat BP Są one synchroniczne z fazami wydzielonymi dotąd w dorzeczu górnej Wisły (Starkel, red., 1990; Kalicki 1991; Starkel i inni 1996).

3.8.4. Dolina dolnej Wisły z Basenami Unisławskim i Grudziądzkim

Dolina dolnej Wisły na swej 110-kilometrowej długości biegnie początkowo na północny wschód, a od Grudziądza skręca prosto na północ i poniżej Walichnowych przechodzi w równinę delty Wisły (ryc. 22). Na całej długości towarzyszą jej na 60–80 m wysokie i rozczłonkowane często dziesiątkami wąwozów krawędzie wysoczyń morenowych. Często o przebiegu krętym, podkreślają wymodelowanie doliny przez wody płynące zakolami Wisły. Poniżej zwężenia przełomowego koło Fordonu, gdzie dolina Wisły ma jedynie 3,5 km szerokości, dno rozszerza się kolejno w Basenie Unisławskim do 9 km, a dalej w Basenie Grudziądzkim do 18 km. Pomiędzy basenami dolina zwęża się do 6 km, rozszerzając nieznacznie w pobliżu biegnącego od moren fazy pomorskiej szlaku sandrowego Wdy (Czarnej Wody). To rozszerzenie bywa nazywane Basenem Chełmińskim (Galon 1934). Poniżej Basenu Grudziądzkiego dolina obramowana stromymi krawędziami ma szerokość 6–8 km i przed przejściem w deltę przejmują

je lewostronny dopływ – Wierzycę, drenującą strefę czołowych moren fazy pomorskiej.

Wisła ma tu spadek 0,18‰, malejący w dół rzeki, przepływy maksymalne sięgają $7970 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, a wahania poziomu wody maksymalnie 7–9 m (Siebauer 1947). Dlatego przeważająca część szerokości dna bywa w zasięgu ekstremalnych powodzi. Koryto Wisły, dziś o szerokości 400–500 m, przed regulacją w latach 1880–1992 miało charakter rzeki roztokowej z mieliznami i kępami do 1–1,7 km szerokości. W obecnym stuleciu uległo pogłębieniu o około 1 m, w przegłębieniach głębokość sięga 8 m (Drozdowski 1982; Niewiarowski 1987).

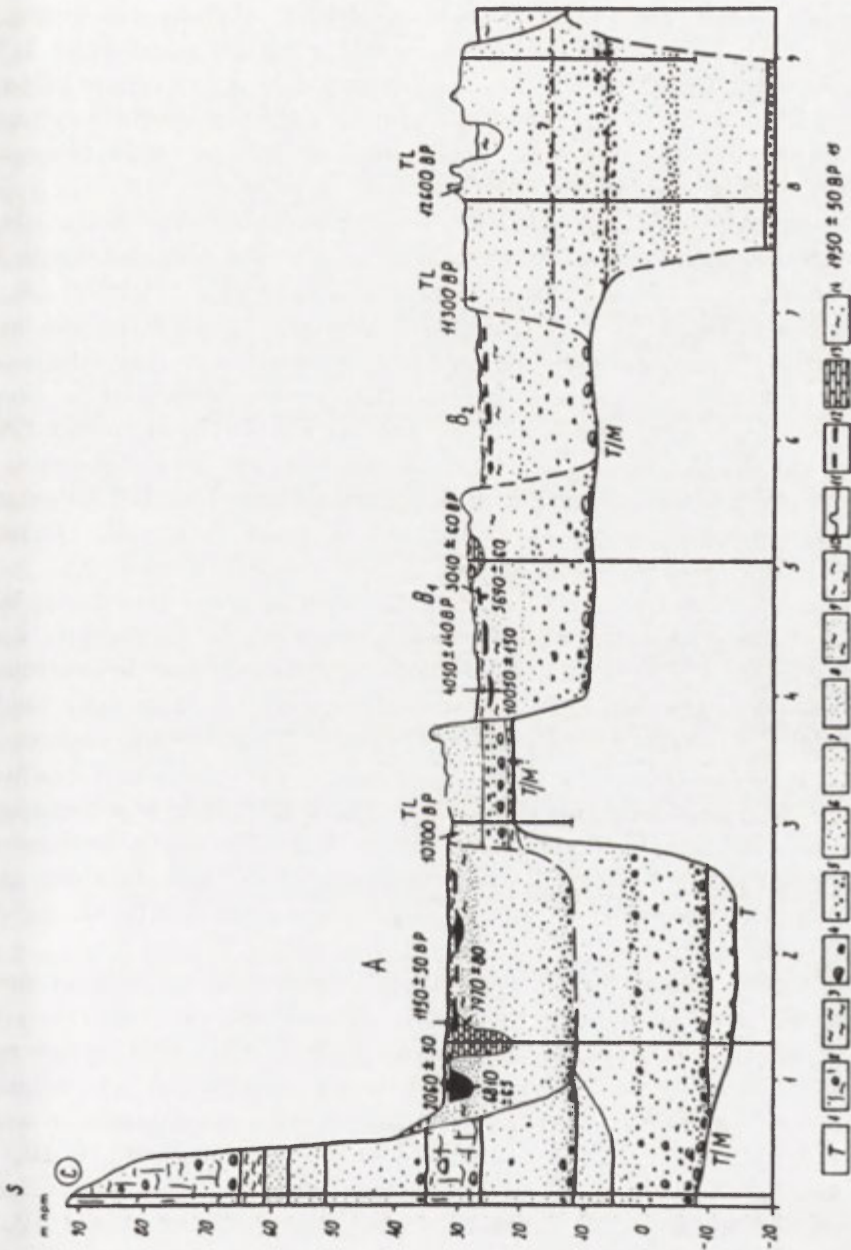
Dolina dolnej Wisły przed I wojną światową była terenem eksploracji A.Jentzcha (1911) i P.Sonntaga (1914), a po nich monograficznych badań R.Galona (1934), kontynuowanych później (1961, 1968), także przez jego uczniów (Drozdowski 1974; Niewiarowski 1970; Roszko 1968 i inne). W ramach opracowania doliny Wisły badano Basen Grudziądzki (Drozdowski 1982) i Unisławski (Niewiarowski 1987). Później doszły badania dolnej Wdy (Szupryczyński 1988a; Andrzejewski 1994, 1995) i Wierzycy (Błaszkievicz 1998).

Dolina dolnej Wisły ma założenia starsze. Obok osadów interpleniglacjalnych w Basenie Grudziądzkim występuje również głęboko zagrzebana i schodząca do 15 m niżej poziomu morza rynna interglacjalna (Drozdowski 1974, 1982).

W dolinie dolnej Wisły brak jest powyżej ujścia Wdy teras wyższych od VI według R.Galona (1961, 1968), który przyjmował bifurkację Wisły koło Fordonu już na poziomie IX. Zdaniem E.Wiśniewskiego (Wiśniewski i Starkel 1990) ostateczny przerzut Wisły na północ miał miejsce na poziomie terasy IV.

W zwiężeniu koło Fordonu występują jedynie poziomy VI (25 m wysokości względnej), IV (15–18 m), III (9 m) i 2–4-metrowa równina zalewowa (Galon 1934). W Basenie Unisławskim występuje dwudzielna równina zalewowa o łącznej szerokości 5 km i dwie nadzalewowe terasy 6–8 m i około 4 m (Niewiarowski 1987 – ryc. 63).

Wyższa z nich, zachowana w łuku podcięcia wysoczyzny nie ma płaszczki mad i zbudowana jest z piasków dobrze wysortowanych (50–75% ziarn o średnicy 1–2 phi, dobrze obtoczonych). Daty TL z piasków rzecznych grupują się między 12 600 a 10 700 lat. Strop piasków został zwydmiony zapewne jeszcze w młodszym dryasie. Niższa równina (tzw. terasa A wg Niewiarowskiego 1987) jest urozmaicona ciągami starych rynien. Spągi dwóch z nich, głębokich do 3,5 m, zostały wydatowane na 7970 ± 80 i 6810 ± 65 lat BP. Natomiast wiek stropu torfów przykrytych madami jest niemal identyczny (1950 ± 50 i 2060 ± 50 lat ^{14}C BP).



Ryc. 63. Przekrój południkowy doliny Wisły w Basenie Unisławskim (wg: Niewiarowski 1987)

1 – podłoże trzeciorzędowe, 2 – glina morenowa, 3 – ily, 4 – poziom bruku, 5 – żwiry i piaski, 6–8 piaski: 6 – gruboziarniste, 7 – średnioziarniste, 8 – drobnoziarniste, 9 – piaski wydymowe, 10 – pyły piaszczyste, 11 – wały brzegowe, 12 – torf, 13 – gytia, 14 – deluwia, 15 – daty ^{14}C .

Kolejne dwa włożenia występują w obrębie równiny zalewowej, na której rysują się zarówno współczesne wały brzegowe o wysokości 1–2 m i szerokości 250–375 m, jak i starsze, towarzyszące opuszczonym korytom, o szerokości 0,5–1,0 km. Piaski budujące wały są często zwydmione w stropie, co miało zapewne miejsce bezpośrednio po nadbudowywaniu wałów w czasie powodzi.

W obrębie starszego włożenia występują subfossylne torfy okryte 0,5–1,5-metrowym płaszczem mad. Wiek tych torfów o miąższości do 3 m w różnych profilach waha się między 10 050±150 i 5690±60 lat BP w spągu a 4050±140 i 3010±60 lat BP w stropie, zatem w obrębie terasy A i starszej B mamy podobnego wieku rynny, opuszczone (czy zatorfione?) między młodszym dryasem a okresem atlantyckim. Natomiast po okresie pogłębiania koryt rysuje się wyraźnie faza agradacji (Niewiarowski 1997), która zaznaczyła się przykryciem torfów osadami powodziowymi: na poziomie niższym już 3 ka BP, a na wyższym około 2 ka BP. Te ostatnie daty korespondują z wynikami badań w Kotlinie Toruńskiej (Tomczak 1987).

Niewielkie rozszerzenie koło Chełmna wiąże się z wylotem doliny Wdy, której towarzyszy obok 2 poziomów sandrowych w dolnym biegu (85–75 m npm.) 10 do 15 stopni terasowych w obrębie 50-metrowego rozcięcia (Andrzejewski 1994, 1995). Nie jest jasne, jak długo szlak sandrowy Wdy kierował się dalej ku południowi. Niewątpliwie szerokie na 150–250 m dno doliny jest odcinkami efektem wytapiania brył martwego lodu. W holocenie nastąpiła stagnacja w działalności rzek, w opuszczonych korytach osadzone były gytia i torf, m.in. koło Przechowa wydатовane w spągu na 5950±130 lat BP (Szupryczyński 1988a). U wylotu Wdy stare zatorfione obniżenie Wdy zostało wydатовane na 6960±60 lat BP (Drozdowski 1982).

W Basenie Grudziądzkim obok „wysp” wysoczyzny morenowej występują liczne wytopiska po martwym lodzie i komplet teras od najwyższej (IX) na poziomie 70–72 m npm. (Drozdowski 1974, 1982). O ile wyższe mają charakter erozyjny (z 1–2-metrową warstwą aluwiów), o tyle najniższa terasa ma 7-metrową pokrywę aluwiów, a włożenie aluwiów równiny zalewowej schodzi niemal do poziomu morza i osiąga miąższość 16–19,5 m. Terasa IV wznosi się na 42 m nad poziom Wisły. Jeśli na tym poziomie zaczęła się bifurkacja (por. Galon 1961), to późniejsze rozcinanie schodzące poniżej współczesnego koryta następowało bardzo szybko, gdyż wytopiska na terasie najniższej (II) ukształtowały się już w allerödzie.

Z całego systemu teras pierwsze datowania pochodzą z tzw. rynny fletnowskiej, która wytopiła się w obrębie teras IX–IV i w wypełnieniu stwierdzono osady młodszego dryasu (Roszko 1968). Ale sama terasa IV musi być starsza (Drozdowski 1982). We wschodniej części Basenu

Grudziądzkiego występuje rozległy obszar wytopisk w obrębie poziomu II z szeregiem jezior. W jeziorze Rudnickim Małym spąg osadów został wydатовany na $11\,630 \pm 265$ lat BP (Drozdowski i Berglund 1976). Samo dno osadów holocenijskich jest stosunkowo słabo rozpoznane. W pojedynczych wierceniach zarejestrowano poziomy organiczne. Torf o miąższości 5,2 m okryty 1,8 – metrową warstwą piasków w miejscowości Michale został wydатовany w spągu na 4940 ± 65 lat BP. Jest to zapewne jedno z paleokoryt. Tak niskie położenie koryt oraz występowanie bruku i poziomów erozyjnych na wysokości około 5 m n.p.m. (15 m niżej równiny zalewowej) wskazuje, że pierwotnie dolina była głębsza, co wiązało się z bardzo niskim poziomem Bałtyku w okresie Yoldia, schodzącym do 80 m niżej obecnego (Kępińska i inni 1978; Mojski 1990).

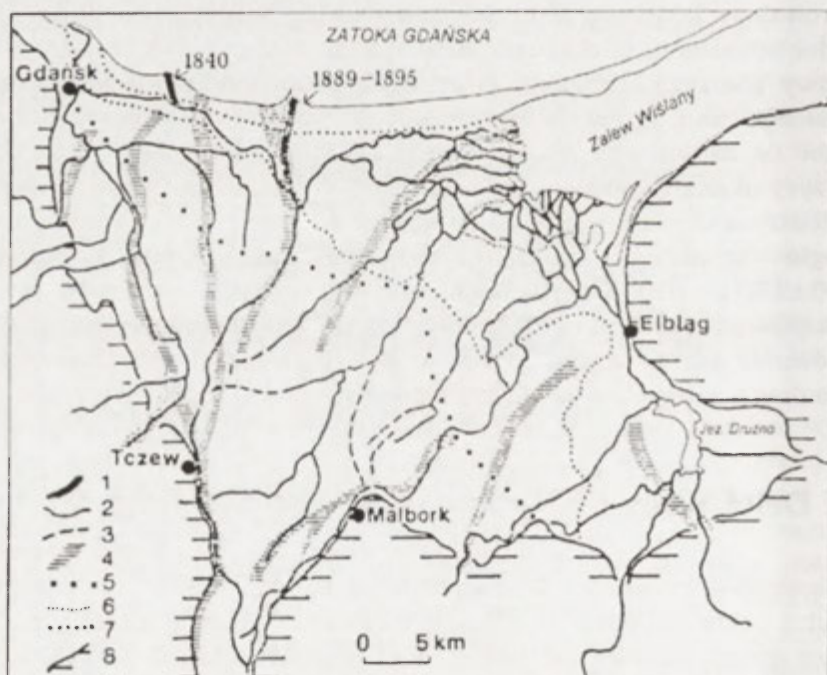
Płaska i szeroka na 6–8 km równina zalewowa Wisły między Grudziądzem a początkiem odnogi Nogatu i delty kryje prawdopodobnie odcinek o pierwotnie znacznym spadku. Tu dochodzi do Wisły szlak sandrowy Wierzycy. Występowanie w dolnym biegu Wierzycy teras kemowych sugerowałoby konserwację części doliny dolnej Wisły przez martwe lody. Z kolei schodzenie poziomu sandrowego do poziomu 5–8 m nad poziom ujściowy Wierzycy korespondującego z 17–20 m n.p.m. poziomem zastoiska gdańskiego niżej Tczewa wskazywałoby na szybkie docięcie się Wierzycy niemal do dzisiejszego poziomu rzeki (Błaszkiwicz 1998). Dno doliny Wierzycy ukształtowane zostało już przed holocenem i zapewne poszerzone w młodszym dryasie, jeśli koło Brodzkich Młynów pod krawędzią zbocza rozległe torfowisko zaczęło narastać od początku holocenu (9760 ± 170 lat BP). Szczątki organiczne w spągu włożenia młodszego rzeki meandrowej uzyskały datę 4170 ± 100 lat BP (za Błaszkiwiczem 1998).

Równina zalewowa dolnej Wisły w swym najniższym odcinku przechodzi bez żadnych załomów w powierzchnię delty.

3.9. Delta Wisły

Okolo 45–kilometrowy długi odcinek od wylotu z doliny przełomowej do Bałtyku pokonuje Wisła w obrębie deltowej równiny mającej określenie fizycznogeograficzne Żuław Wiślanych (Augustowski 1976). Jest to równina rozciągająca się od Gdańska aż poza Elbląg na przestrzeni do 70 km, ograniczona od zachodu, południa i wschodu wysoczyznami morenowymi wznoszącymi się do 60 m n.p.m., a od północy głębią Zatoki Gdańskiej (ryc. 64). W jej obrębie rysują się właściwa równina aluwialna delty Wisły obramowana od strony morza zwydmioną Mierzeją Wiślaną, a ku wschodowi połączona zatokowymi obniżeniami z wytopiskiem jeziora Drużno.

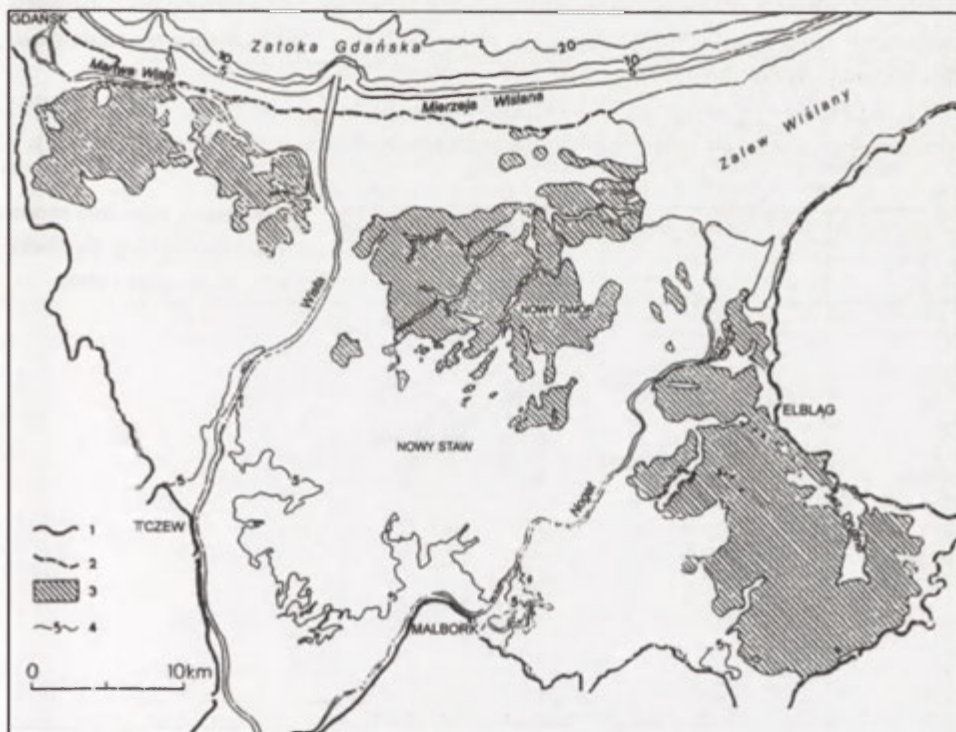
Wisła wpływająca na obszar delty koło Tczewa ma powierzchnię dorzecza przekraczającą 194 tys. km². Jej maksymalne przepływy sięgają 7840 m³s⁻¹ (woda stuletnia może być rzędu 10 000 m³ s⁻¹), a wahania stanów wody dochodzą do 10 m wskutek obwałowania groblami do 5 m wysokości (Mojski 1982; Soja i Mrozek 1990). Bieg Wisły został skrócony w wyniku zbudowania przekopu po powodzi w 1888 roku; dawniej Wisła płynęła ku zachodowi na zapleczu strefy wydym nadbudowujących mierzeję aż po Gdańsk korytem tzw. Martwej Wisły (Łomniewski 1960). Obszar delty Wisły był przedmiotem nielicznych badań niemieckich (Bertram i inni 1924 oraz inni), po wojnie prowadzono tu studia hydrologiczne i nad rekonstrukcją linii brzegowej (Łomniewski 1960; Majewski 1969; Rosa 1963, 1968; Cyberski i Mikulski 1976; Augustowski 1976). Dokładniejszy wgląd w budowę delty i strefy wybrzeża dały dopiero szczegółowe badania geologiczne (Makowska 1977, 1987; Mojski i Sylwestrzak 1977; Mojski 1979, 1982 i inni), podsumowane ostatecznie przez J.E.Mojskiego (1990, 1991, 1993, red., 1995 i inne).



Ryc. 64. Zmiany hydrograficzne na obszarze Delty Wisły (wg: Mojski 1990)

1 – historyczne ujścia Wisły (rok przekopu podany), 2 – współczesne koryta, 3 – współczesne ciekі okresowe, 4 – paleokoryta, 5 – zasięg morza około 4–5 ka BP, 6 – zasięg morza w zalewie do 1900 roku (za: Majewski 1969), 7 – brzeg morza około 890 AD wg Wulfstana (za: Uhle 1942), 8 – zasięg wysoczyzny morenowej

Rzeźba delty Wisły jest monotonna. Zaznaczają się jednak w jej obrębie szlaki dawnych koryt, biegnących promieniście od nasady, gdzie od głównej rzeki odłącza się ku wschodowi ramię nieczynnego dziś Nogatu (ryc. 64). Tym dwóm korytom towarzyszą szerokie na kilka kilometrów strefy wałów brzegowych widoczne zarówno w przebiegu poziomicy 5 m, jak i w przerwach między obszarami depresyjnymi (Mojski 1990). Te ostatnie tworzą 3 strefy w północnej części delty (ryc. 64, 65) i są położone do 1,7 m niżej poziomu morza, co jest zarówno efektem kompaktacji osadów organicznych, jak też wypompowywania wód gruntowych. Natomiast od północy biegnie wał mierzei o szerokości 1,5–2 km i wysokości wydmy niekiedy ponad 20 m. Występujące liczne obniżenia Moltawy, Linawy czy Świętej były niegdyś powiązane z Wisłą, która rozprowadzała swe wody po równinie deltowej. Ich śladem są strefy wałów brzegowych biegnące od Wisły właściwej i od Nogatu (ryc. 65).



Ryc. 65. Hipsometria Delty Wisły (wg: Mojski 1990)

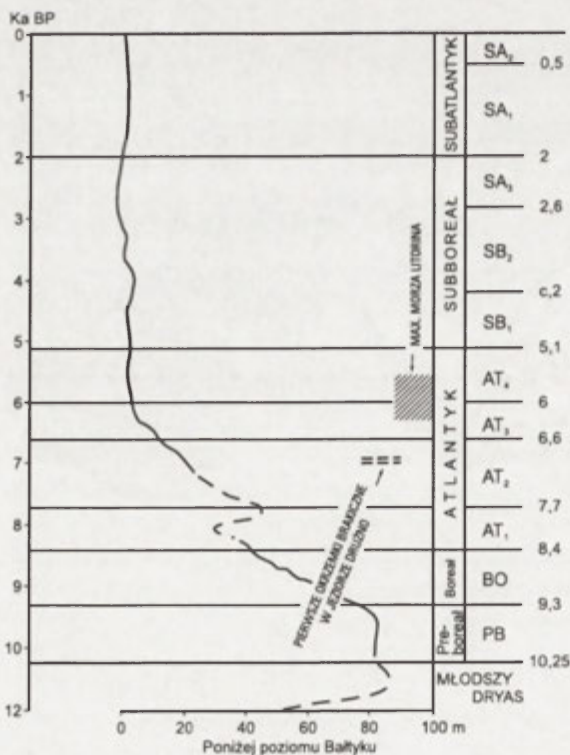
1 – zasięg wysoczyzny, 2 – granica Mierzei Wiślanej, 3 – obszar depresji, 4 – poziomica 5 m npm.

Najstarszym śladem przepływu wód jest wspomniany poziom glacjafluwalny 17–20-metrowy wiązany z poziomem zastoiska gdańskiego z okresu

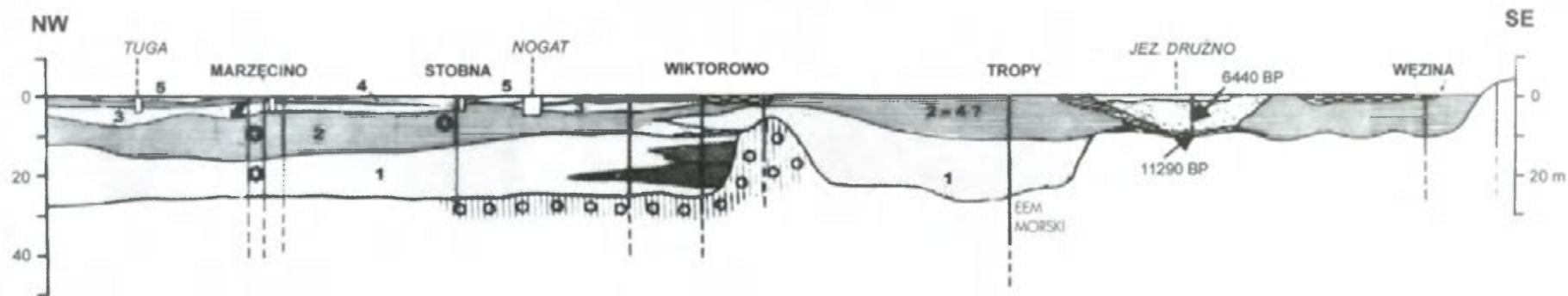
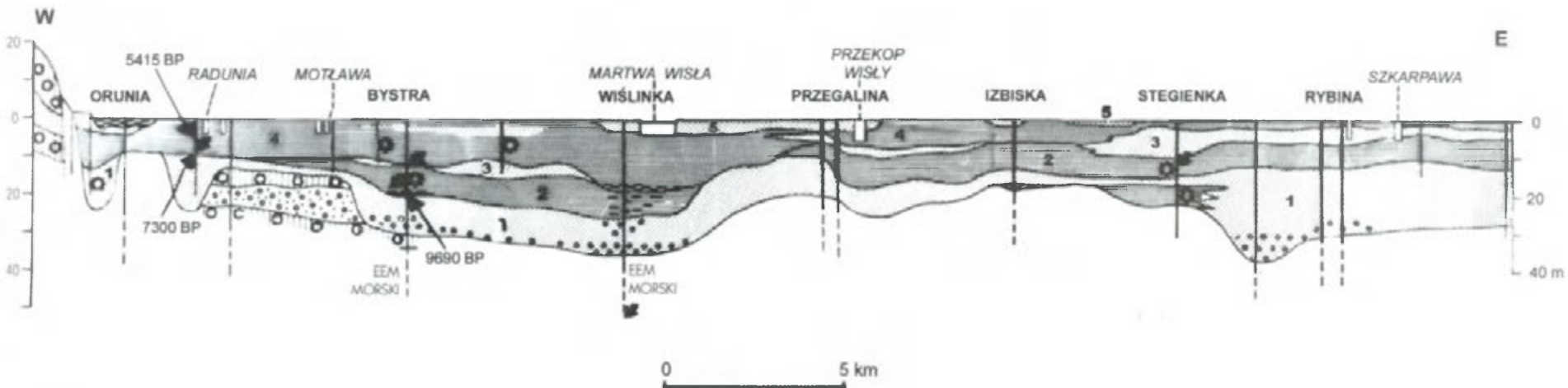
recesji lądolodu fazy pomorskiej (Kotański 1956; Błaszkiwicz 1998). Zastoisko miało przyspieszać recesję lądolodu z terenu obecnej delty.

Rzeźba przedholoceńska (przed późnovistuliańska) obszaru delty wykazuje znaczne deniwelacje do 40 m. Obok wyniosłości i nielicznych ostańców występują rynny schodzące do 37 m niżej pm. Jak zauważa J.E.Mojski (1990) rynny te są dawnymi korytami Wisły nie tylko z okresu późnego vistulianu, ale również młodszymi, ze środkowego holocenu. O ile występujące bezpośrednio pod osadami rzecznyymi nieliczne płyty glin morenowych czy osadów glacyofluwialnych są efektem erozji i złożonych procesów wytapiania, a tyle częste bezpośrednie zaleganie morskich osadów eemskich, a nawet starszych a także w podłożu osadów kredowych jest wynikiem egzaracji lodowcowej na osi głębokiej Zatoki Gdańskiej. Blżej nasady delty rysuje się wyraźna wyniosłość oddzielająca rynnę Nogatu. Dalej na północ na linii Gdańsk–Nowy Dwór–Elbląg przebiega jakby erozyjna listwa (ryc. 66) obcięta wyraźną krawędzią, będąca zapewne kopalnym klifem, związanym być może z maksymalnym zasięgiem litorynowej transgresji.

Kartowanie geologiczne podsumowane później (Mojski 1982, 1990) pozwoliło na wyróżnienie 5 ogniw – jednostek stratygraficznych (ryc. 67).



Ryc. 67. Wahania poziomu morza w Zatoce Gdańskiej (wg: Kępińska i inni 1979, za: Mojski 1990)



Ryc. 66. Przekrój geologiczny przez deltę Wisły między Orunią a Jeziorem Drużno (wg: Mojski 1982)

Poziomy litostratygiczne: 1 – osady korytowe schyłku glacialu i wczesnego holocenu, 2 – osady mulkowe i organiczne głównie fazy *Ancylus*, 3 – osady piaszczyste z początku fazy litorynowej, 4 – osady mulkowe i organiczne z okresu atlantyckiego i subborealnego, 5 – osady piaszczyste z okresu subatlantyckiego.

Najstarszym ogniwem (1) są zalegające na głębokości około 20 m poniżej poziomu morza osady typu mułków z wkładkami torfów (facji pozakorytowej) o miąższości około 2 m datowanymi w profilu Bystra na 9690 ± 150 lat BP (ryc. 66).

Ogniwo 2 budują piaski ze żwirkami o miąższości kilku metrów, zaś w rozcięciach rynnowych ogniwa 1 osiągające do 15 i więcej metrów z malakofauną rzeczną. W jego stropie leżą mułkowo-ilaste osady biogeniczne (ogniwo 3), wskazujące na zmniejszenie spadku Wisły. Są one datowane w spągu na 8020 ± 130 i 7580 ± 95 lat BP, a w stropie i w górę biegu jedynie na 6330 ± 60 lat BP (Mojski 1990).

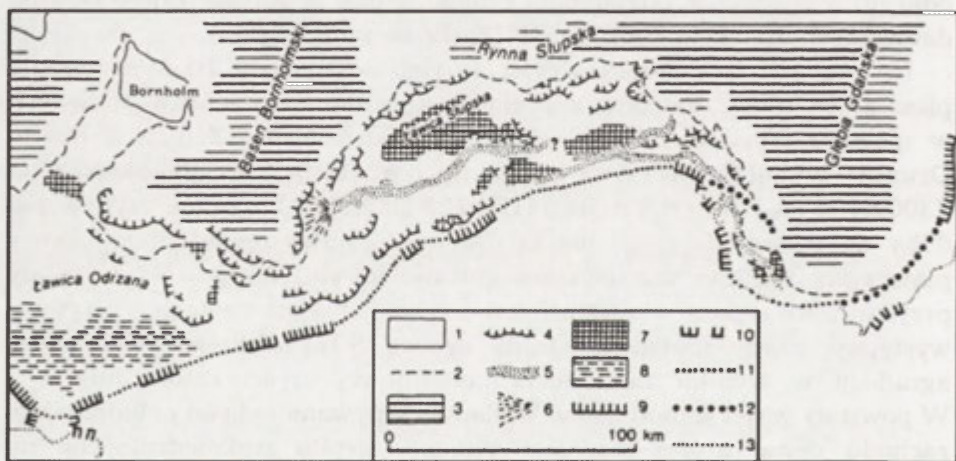
Rozcięcia ogniwa 1 należy wiązać z niskim poziomem Bałtyku w okresie morza Yoldia (80 m pod pm. – wg Kępińskiej i innych 1979), zaś zabagnienie i torfy – z postępującą transgresją litorynową, której wyraźne ślady odkryto w osadach z okrzemkami i malakofauną brakiczną jeziora Drużno datowanych na około 7000 lat BP (Zachowicz i inni 1982).

Na osadach facji pozakorytowej na głębokości rzędu 10 m występują piaszczyste osady morskie z poziomami bruku i toczeńców torfowych w spągu, z fauną morską, o miąższości kilku metrów. Z nich w profilu Orunia wydatowano dwa poziomy: z 11,3 m głębokości na 7300 ± 105 lat BP i z 6,3 m na 5415 ± 105 lat BP. Był to okres wsypywania delty do transgredującego morza. Ostatnie ogniwo reprezentują utwory piaszczyste i mułki towarzyszące głównie korytu Wisły – są to osady przykorytowe sypane w ostatnich 2,0–2,5 tys. lat. Poza strefą przykorytową występują osady mułkowe. Osady ogniwa 5 są efektem postępującej agradacji w wyniku zamknięcia południowej części zatoki mierzeją. W powstały w ten sposób Zalew Wiślany wsypywana była od południowego zachodu delta, której rozprzestrzenianie zostało zrekonstruowane na podstawie danych archeologicznych i historycznych (Bertram i inni 1924; Uhle 1942; Majewski 1969 – ryc. 64). Strop osadów jest z okresu historycznego, co jest wynikiem zarówno blokującej roli mierzei i osiadania osadów jak i wzmożonej dostawy. Między innymi w dolinie Raduni stwierdzono na głębokości 2 m drewniane łodzie z IX wieku (Lienau 1934).

Zamykającą obszar delty mierzeję budują formy wydmowe w obrębie których wydzielono 3 generacje (Mojski 1990). Od strony lądu jest to najpierw najszersza (1 km) strefa niskich form wałowych o biegu równoleżnikowym – wysokość ich wynosi przeciętnie do 4 m, a maksymalnie do 10 m. Są to wydmy tzw. brunatne, o dobrze rozwiniętym bielcowym profilu glebowym, niekiedy z poziomami gleby kopalnej (datowanej na 1210 ± 60 lat BP). Przez analogię z glebami u ujścia Świny (Plichta 1970) można uznać wydmy brunatne za subborealne, starsze od około 2000 lat. A zatem mierzeja jest formą tworzoną już w okresie subborealnym. Kolejna strefa wydym wysokich (niekiedy do 20–30 m) o biegu $75\text{--}85^\circ$ jest młodszą,

są to tzw. wydmy żółte tworzące oś mierzei. Wreszcie współczesnemu brzegowi towarzyszy wąska strefa niskich wydm białych. Nie wiemy czy wał wydym był stale przerwany w okolicach Gdańska i tamtędy odpływała stale część wód do Bałtyku, czy też – jak wskazywałaby topografia koryt i wałów brzegowych w okresie wczesnego średniowiecza i wcześniej – dominował odpływ ku wschodowi i delta rozbudowywała się, wypełniając Zalew Wiślany.

Rekonstrukcja budowy i ewolucji delty ma jeszcze szereg znaków zapytania (Mojski 1990, 1993). Niewątpliwie pierwszą fazą było wyżej położone zastoisko gdańskie, którego osady zostały rozcięte później w okresie bardzo niskiego poziomu Bałtyku (80 poniżej pm. albo -65 m wg Rosy 1987). Data $12\ 200 \pm 240$ BP (Mojski 1995) z zachodniego obrzeżenia Zatoki Gdańskiej wskazywałaby, że ta płytka część była bez lodu.



Ryc. 68. Rzeźba południowej części dna Bałtyku i przebieg najmłodszej pradoliny (wg: Pikies 1979 i Mojski 1990)

1 – płytkorównia i jej skłon, 2 – granica płytkorówni i jej skłonu, 3 – głębokorównia, 4 – paleoklify podwodne, 5 – pradoliny, 6 – stożek napływowy, 7 – zabudowane wysoczyzny z formami marginalnymi, 8 – dna zastoisk, 9 – klif czynny, 10 – klif martwy, 11 – brzeg wydmy, 12 – mierzeje właściwe, 13 – brzeg akumulacyjny w ujściach rzek.

Dokumentem docięcia się Wisły jedynie do minus 30–35 m jest najniższy odcinek biegu Wisły, dziś pod powierzchnią Bałtyku. Poza przybrzeżnym odcinkiem pradoliny Redy została zrekonstruowana rynna (ryc. 68) zaczynająca się na zachodnim obrzeżeniu Zatoki Gdańskiej, skręcająca na północ od nasady nieistniejącego wówczas półwyspu helskiego, biegnąca dalej ku zachodowi okrążając od południa strefę czołowomorenową Ławicy Słupskiej i uchodząca do Głębi Bornholmskiej (Pikies 1979; Mojski 1990, 1997; Mojski, red., 1995). Z sytuacji geomorfologicznej wynika, że eoholocenska akumulacja rzeczna nie miała charakteru deltowej.

Dopiero od około 7–6 ka BP rozpoczęło się poprzedzone akumulacją biogeniczną przyrastanie delty wsypywanej do płytkiej zatoki Zalewu Wiślanego, połączone z sypaniem stożka u wylotu z doliny przełomowej. Odgrodzenie mierzeją spowodowało, że akumulacja deltowa przesuwiała się stopniowo ku wschodowi. Od momentu skrócenia drogi Wisły na początku i na końcu XIX wieku (1895) i odizolowania Nogatu praktycznie sypanie delty ustało, choć równina Żuław bywa nadal zalewana i nadbudowywana w czasie powodzi. Na stromym skłonie Zatoki Gdańskiej poniżej Świbna sypany jest stosunkowo szybko stożek, do którego Wisła corocznie wynosiła (przed budową zbiornika we Włocławku) około 555 tys. m³ zawiesiny (Łomniewski 1960). Ze względu na to, że 60% to drobna zawiesina (poniżej 0,05 mm), znaczna jej część jest zapewne przemieszczana przez prądy przybrzeżne.

4. EWOLUCJA DOLINY WISŁY W PLEJSTOCENIE

4.1. Zmiany sieci rzecznej przed zlodowaczeniami

Układ sieci dolinnej dorzecza Wisły wyglądał zupełnie inaczej przed okresami zlodowaceń, z których najstarsze zlodowacenie narwi rozpoczęło się około 950 tys. lat temu (Lindner 1988; Mojski 1995). W pliocenie istniał zbiornik jeziorny na Niżu, nie było zatem dolnej Wisły, a wypreparowane w mało odpornych utworach górnego miocenu Kotliny Podkarpacie odwadniane były w innych kierunkach: ku dolinie Odry i do dorzecza Dniestru (ryc. 69). Przełomy zarówno przez średniogórze Polski (por. Sawicki 1925), jak i przez Bramę Krakowską jeszcze nie istniały. A zatem dolina Wisły w swym dzisiejszym przebiegu, a dorzecze w obecnym kształcie są tworamii młodymi, plejstocenijskimi.



Ryc. 69. Zmiany układu sieci rzecznej na przedpolu Karpat w czwartorzędzie (wg: Starkel 1984; Pożaryski i inni 1994, zmienione)

A – na początku plejstocenu, B – przed zlodowaczeniem sanu (krótkie strzałki oznaczają przepływy w czasie recesji lądolodu), C – w czasie recesji lądolodu odrzańskiego, D – w środkowej części zlodowacenia Wisły.

Żwiry karpacie odnoszone do pliocenu, prawdopodobnie plejstocenijskie, znajdują się na dziale górnej Wisły i dopływów Odry w rejonie Rybnika

i Gliwic (Kotlicka 1975; Klimek 1972). Również kierunek NNW dolin karpackich aż po Skawę na wschodzie włącznie wskazuje na odwodnienie w kierunku Odry (Klimaszewski 1958). Impulsem przerzutu najwyższej Wisły na wschód stały się dopiero zlodowacenia wymuszające odpływ marginalny przed czołem lądolodu ze zlodowacenia sanu II oraz odry.

Najbardziej złożoną historię miał odcinek doliny w Kotlinie Sandomierskiej. Miększa na ponad 50 m seria żwirów witowskich złożona z otoczków odporniejszych skał fliszowych o średnicy przekraczającej niekiedy 0,5 m i przyniesionych z dorzecza Raby została uznana za pochodzącą z pogranicza pliocenu i czwartorzędu (Dzudyński i inni 1968, 1974). Świadczyły o tym zarówno skład minerałów ciężkich odmienny od utworów glacjafluwialnych, jak i obecność obok redeponowanych pyłków mioceńskich, także toczeńców o spektrum lasostepu (Kucia-Lubelska 1966; Dzudyński i inni 1968). Datowania TL wskazały jednak na młodszy wiek części stropowej (952 ± 142 ka BP – Lindner 1988), a badania paleomagnetyczne na okres Matuyama i obecność w stropie epizodu Jaramillo (Nawrocki i Wójcik 1990). Osad wskazuje na ożywioną działalność erozyjną w górach (Rutkowski i Starkel 1995) i zakończenie akumulacji wraz z początkiem faz zlodowaceń (Lindner i inni 1998). Kontynuację tej serii upatruje się w żwirach w rejonie Majdanu – na północnej krawędzi Płaskowyżu Kolbuszowskiego (Dzudyński i inni 1968; Laskowska-Wysoczańska 1971) i wiąże się z odpływem w kierunku Dniestru. Równocześnie Laskowska-Wysoczańska (1971) na wschód od Dunajca i Wisłoki stwierdziła obecność równoleżnikowej paleoryny u stóp brzegu Karpat z wyraźnymi trzema stopniami terasowymi i rozległe poziomy w rejonie Brzozy Królewskiej. Występowanie materiału tatrzańskiego i świętokrzyskiego wskazuje, że wody płynęły w kierunku SE do Dniestru. Obecność wysokiego na 50–80 m nad poziom Sanu działu wodnego Wisły i Dniestru była od dawna wiązana z młodą tektoniką, będącą kontynuacją ruchów z okresu tworzenia rowu przedgórskiego (Ney 1968; Gofsztajn 1979).

Równocześnie istniały poglądy o starym przedczwartorzędowym założeniu przełomu Wisły przez Wyżyny między Zawichostem i Puławami (Sawicki 1925; Klimaszewski 1958; Pożaryski 1953), na co miał wskazywać materiał karpacki na północ od przełomu w utworach preglacialnych (Samsonowicz 1934; Różycki 1972). Podobnie opuszczone głębokie rynny ze żwirami preglacialnymi stwierdzono w odcinkach źródłowych Wieprza, przecinających wał Rostocza (por. Jahn 1956).

Jednak w samej dolinie przełomowej Wisły nie ma osadów starszych od interglacjału małopolskiego, poprzedzającego zlodowacenie sanu I, datowane na 680–610 ka BP (Pożaryski i inni 1994, 1995). Zatem należy przychylić się do poglądu, że przełom środkowej Wisły jako rzeki drenującej Kotlinę Sandomierską nie może być starszy od okresu interglacjału

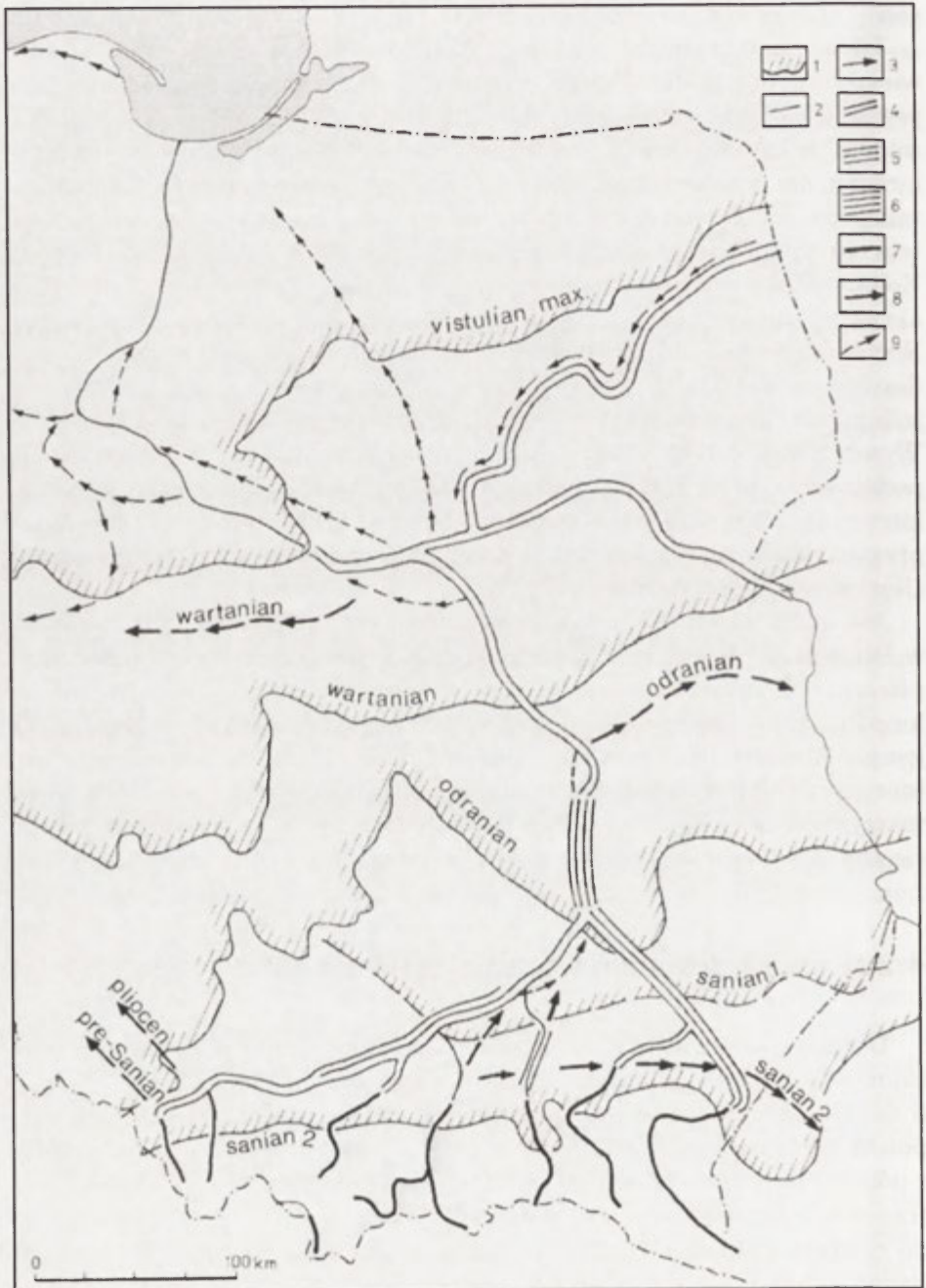
małopolskiego i zlodowaceń, które wkroczyły na obszar Kotliny, choć nie można wykluczyć, że może być młodszy od zlodowacenia maksymalnego san II (Laskowska-Wysoczańska 1995).

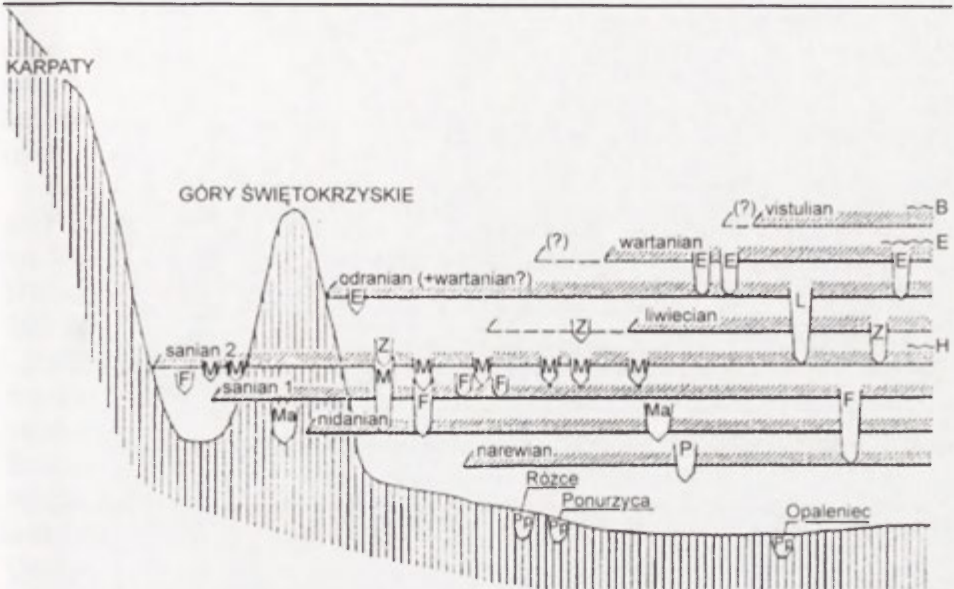
Układ sieci dolinnej w samej Kotlinie Sandomierskiej mógł ulegać wielokrotnym transformacjom w wyniku nie tyle inwazji lądolodów (o czym później), ile udowodnionej przez Laskowską-Wysoczańską (1992, 1995) młodej tektoniki, która prowadziła do piętrzenia płatów wyżynnych i zapadania rowów tektonicznych. Ruchy te spowodowały zróżnicowanie zalegania podobnych horyzontów przewodnych, sięgające 50–100 m, a zatem przypominające skalą deniwelacji północną krawędź Płaskowyżu Kolbuszowskiego, czy działu między Sanem a Dniestrem. Szczególnie aktywne ruchy miały miejsce na bezpośrednim przedpolu krawędzi Roztocza i wzdłuż linii Kurdwanów-Zawichost, obrzeżającej od NW Kotlinę Sandomierską. Trwały one jeszcze w środkowym i górnym plejstocenie, jeśli przemieszczenia horyzontów glacialnych sięgają 30–40 m (Laskowska-Wysoczańska 1995). Natomiast w przypadku młodoczwartorzędowego podnoszenia brzegu Karpat pogląd Laskowskiej-Wysoczańskiej pozostaje interesującą hipotezą, której przeczy obecność erozyjnych listw terasowych preglacialnych na wschód od Wisłoki rozpoznanych przez samą autorkę (Laskowska-Wysoczańska 1971).

Na niżu obecność rynien wypełnionych preglacialnymi żwirami w Ponirzycy i Rózcach na południe od Warszawy, a także w Opaleńcu na północ od Przasnysza wskazywałyby na kształtowanie się już odwodnienia ku północy na przedpolu pasa Wyżyn Polskich (Mojski 1993). Nie znajdujemy natomiast śladów preglacialnych rynien w pobliżu osi dolnej Wisły, której historia jest niewątpliwie młodsza. Zresztą rzeki płynące z Gór Świętokrzyskich czy z Wyżyny Lubelskiej były bez porównania mniejsze od dzisiejszej Wisły zasilanej przez opady w Karpatach.

4.2. Rola zlodowaceń w ewolucji doliny Wisły

Dorzecze dzisiejszej Wisły płynącej ku północy składa się z 2 głównych członów: na południu równoleżnikowo biegnących pasów o założeniach przedczwartorzędowych i Niżu wyścielonego miąższą, często ponad 100-metrową serią osadów przyniesionych zarówno przez lądolód z północy jak i przez rzeki z południa. Obszar ten był w zasięgu rytmicznych transgresji lądolodów skandynawskich, których miało być dawniej trzy do czterech (Szafer 1953), a najnowsze badania wskazują na obecność co najmniej 8–10 w ciągu ostatniego miliona lat (w tym 3 w ciągu ostatniego piętra zimnego wisły (Lindner i Marks 1994; Mojski 1993). Jedno z nich wkroczyło na obszar Pogórza Karpackiego (san 2), jedno lub dwa dalsze





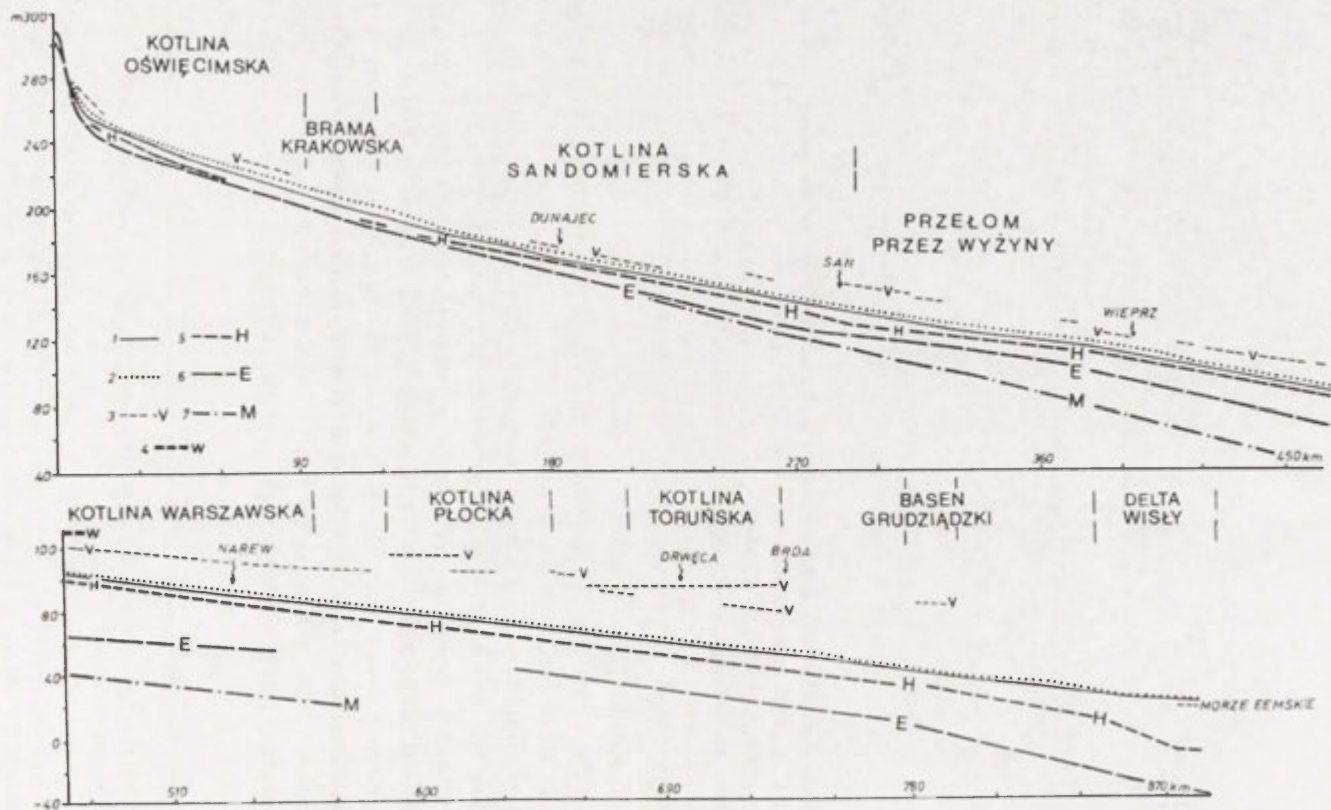
Ryc. 71. Zasięgi lodowców skandynawskich w dorzeczu Wisły (zaszrafowane) i wypełnienia rozcięć interglacialnych na tle schematycznego profilu wysokościowego (wg: Lindner i Marks 1994)

Pp – preplejstocen, interglacjały, P – podlasian, Ma – malopolian, F – ferdynandovian, M – mazovian, Z – zbońnian, L – lubawian, E – eemian; ingresje morskie, H – holsztyńska, E – eemska, B – bałtycka

dotarło do Kotlin Podkarpackich i objęło przeważającą część pasa Wyżyn (narwi, nidy i warty), a pozostałe, w tym 3 transgresje piętra wisły, zatrzymały się w obszarze niżowym (ryc. 70, 71). Każde z nich wyorywało materiał ze Skandynawii i z misy Bałtyku i składało go na przedpolu pasa wyżyn. Jak też w ich obrębie, przemieszany z osadami znooszonymi przez rzeki płynące z południa. Niekiedy w czasie maksymalnych zasięgów akumulacja następowała również w kotlinach podkarpackich. Prowadziło to do pochnoszenia dna doliny Wisły, która w obszarach opuszczonych przez lądolód każdorazowo była modelowana od nowa wraz z dolinami dopływów. Niska baza erozyjna późniejszego Bałtyku (od interglacjału mazowieckiego-holsztyńskiego) powodowała erozję (ryc. 72). Czasem odnawiane były stare

Ryc. 70 Wiek różnych odcinków doliny Wisły i dawne przepływy na tle zasięgu lodowców skandynawskich

1 – maksymalne zasięgi lodowców, 2 – bieg dolnej Wisły po recesji ostatniego lądolodu, 3 – ważniejsze przepływy pradolinne, 4 – odcinki dolin z interglacjału eemskiego i sprzed wartanianu, 5 – odcinki dolin sprzed odranianu (często kopalne), 6 – odcinki dolin sprzed sanianu, 7 – doliny karpackie o założeniach przedczwartorzędowych, 8 – dawne kierunki odpływu, 9 – kopalne rynny bliżej nieokreślone wiekowo (interglacialne)



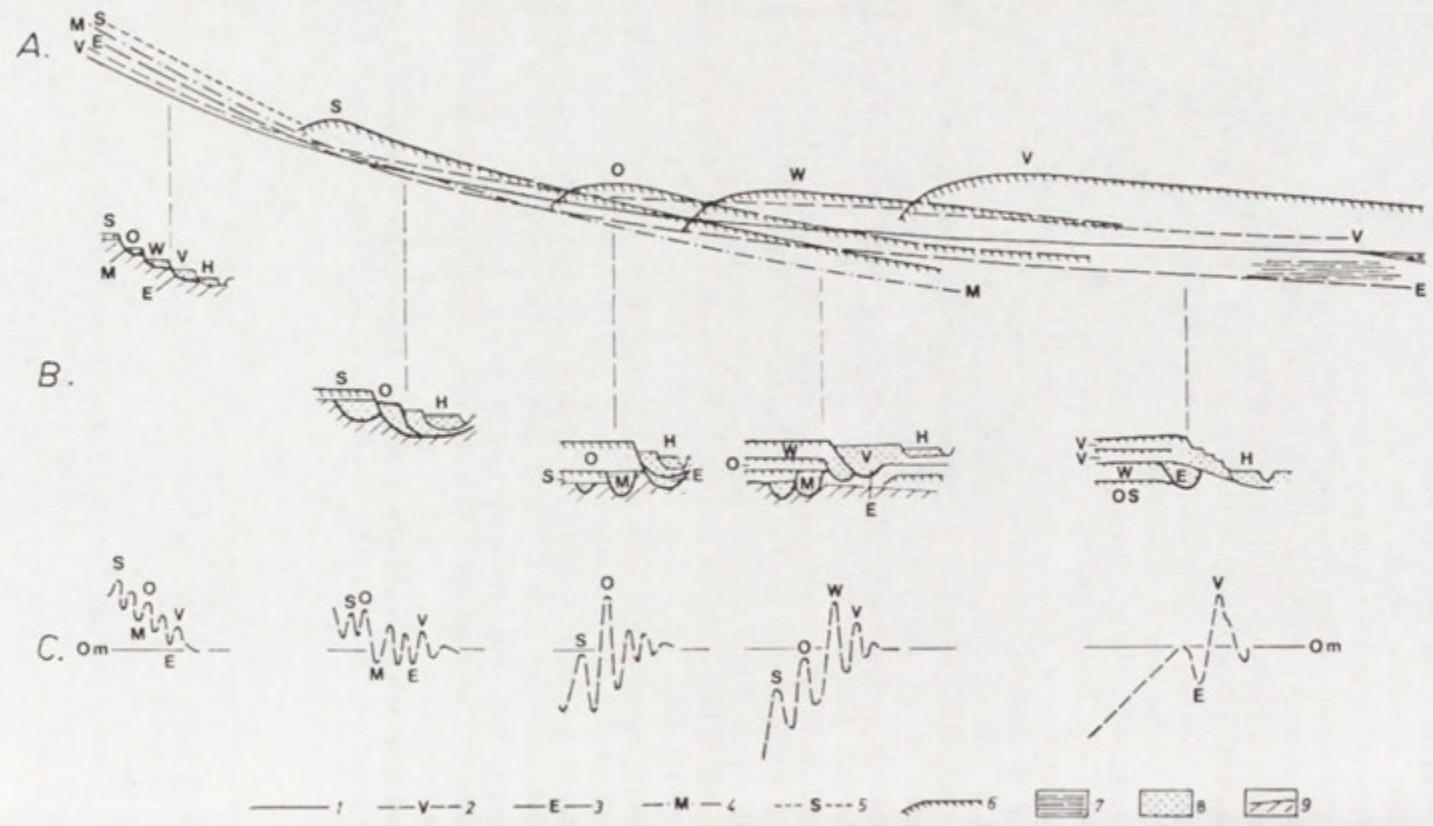
ciąg dolinne, choć częściej pozostawały one nieodgrzebane. Dalej na południe w strefie wyżyn przykrytych nierównym płaszczem osadów lodowcowych i wodnolodowcowych powstawały liczne odcinki epigenetycznych przełomów (Wisły, Przemszy, Pilicy i innych).

Zlodowacenie maksymalne (san II) uruchomiło odpływ u podnóża brzegu Karpat w kierunku Dniestru poczynając od rzek spływających z Beskidu Śląskiego i Żywieckiego (ryc. 69), prześlędzony dokładnie na wschód od Dunajca (Klimaszewski 1948, Laskowska-Wysoczańska 1971). O blisko 200 tys. lat młodsze zlodowacenie odry dotarło do Kotliny Oświęcimskiej i podparło wylot Wisły z Kotliny Sandomierskiej na północ (Klimek 1972; Starkel 1972; Laskowska-Wysoczańska 1995). Powstało wielkie zastoisko sandomierskie, a szlak wód roztopowych przez odpreparowane zręby Bramy Krakowskiej okazał się na tyle trwały, że Wisła złobiąc szeroką dolinę w północnej części Kotliny Sandomierskiej przyjęła od Sanu rolę rzeki centralnej. Wcześniej już doszło do odcięcia połączenia z dorzeczem Dniestru w wyniku ruchów podnoszących. Jedynie obszar Karpat tektonicznie podnoszony wykazuje tendencję pogłębiania dolin, sięgając w ostatnich 500 tys. lat (od zlodowacenia maksymalnego) do 30–50 m w osiach beskidzkich wypiętrzeń (Starkel 1965; Zuchiewicz 1995). Dna dolin z interglacjału eemskiego już w części Kotliny Sandomierskiej nie docięły się do den z interglacjału mazowieckiego (ryc. 72). W przełomie Wisły dno to leży tylko około 10 m niżej współczesnego koryta (Pożaryski i inni 1994). Dalej w kierunku Kotliny Warszawskiej szerokie na 10–25 km dno doliny eemskiej leży kilka do kilkunastu metrów poniżej współczesnych koryt (Sarnacka 1987; Marks i Pochocka 1999). Dalej dolina Wisły okryta płaszczem osadów ostatnich łądolodów vistulianu nie ma dokładnie zrekonstruowanego biegu – są co najmniej 2–3 rynny kopalne o różnym przebiegu (ryc. 70). Niewątpliwie w czasie recesji każdego łądolodu funkcjonował na niżu odpływ marginalny skierowany ku zachodowi do Morza Północnego.

Analizując sekwencję zlodowaceń, a szczególnie formy i osady pozostawione przez ostatni łądolód (rozdział 4.3), obserwujemy długotrwały trend

Ryc. 72. Podłużne profile teras i erozyjnych rynien Wisły od środkowego plejstocenu do holocenu (wg: Starkel 1994, uzupełnione na podstawie: Pożaryski i inni 1994 oraz Marks i Pochocka 1999)

1 – poziom współczesnego koryta, 2 – holocenińska równina zalewowa, 3 – terasa vistuliańska, 4 – terasa warciańska, 5 – spąg erozyjny osadów holocenijskich (rywna późnoglacialna), 6 – dno erozyjne z interglacjału eemskiego, 7 – dno erozyjne z interglacjału mazowieckiego



w ewolucji rzeźby obecnego dorzecza Wisły w kierunku spłaszczania profilu podłużnego doliny.

Aczkolwiek każde zlodowacenie pozostawia nowy płaszcz osadów i wywołuje agradację w profilach dolinnych, a każdy interglacjał pogłębianie koryt i wyprzątanie, to w miarę upływu czasu w plejstocenie strefa intensywnego pogłębiania skurczyła się i ograniczyła niemal wyłącznie do gór, a agradacja wnika głęboko w górę biegu dolin (ryc. 73).

Równocześnie przerabiane ustawicznie przez kolejne łądolody masy wydarte z basenu Bałtyku tworzą coraz szerszą i wyższą platformę akumulacyjną, przez którą muszą przebijać się rzeki takie jak Wisła, by osiągnąć niską bazę erozyjną oceanu światowego (w interglacjale mazowieckim, eemskim czy w holocenie) pozostawiając opuszczone piętrowo ułożone systemy recesyjnych pradolin. W odcinkowym pogłębianiu dolin i przemieszczaniu rumowiska niewątpliwą rolę odgrywały też zmieniające się wraz z wkraczaniem i recesją łądolodów ruchy glacioizostaticzne, których znaczenie nie zostało dotychczas rozpoznane (por. Brykczyński 1986; Wiśniewski i Andrzejewski 1994).

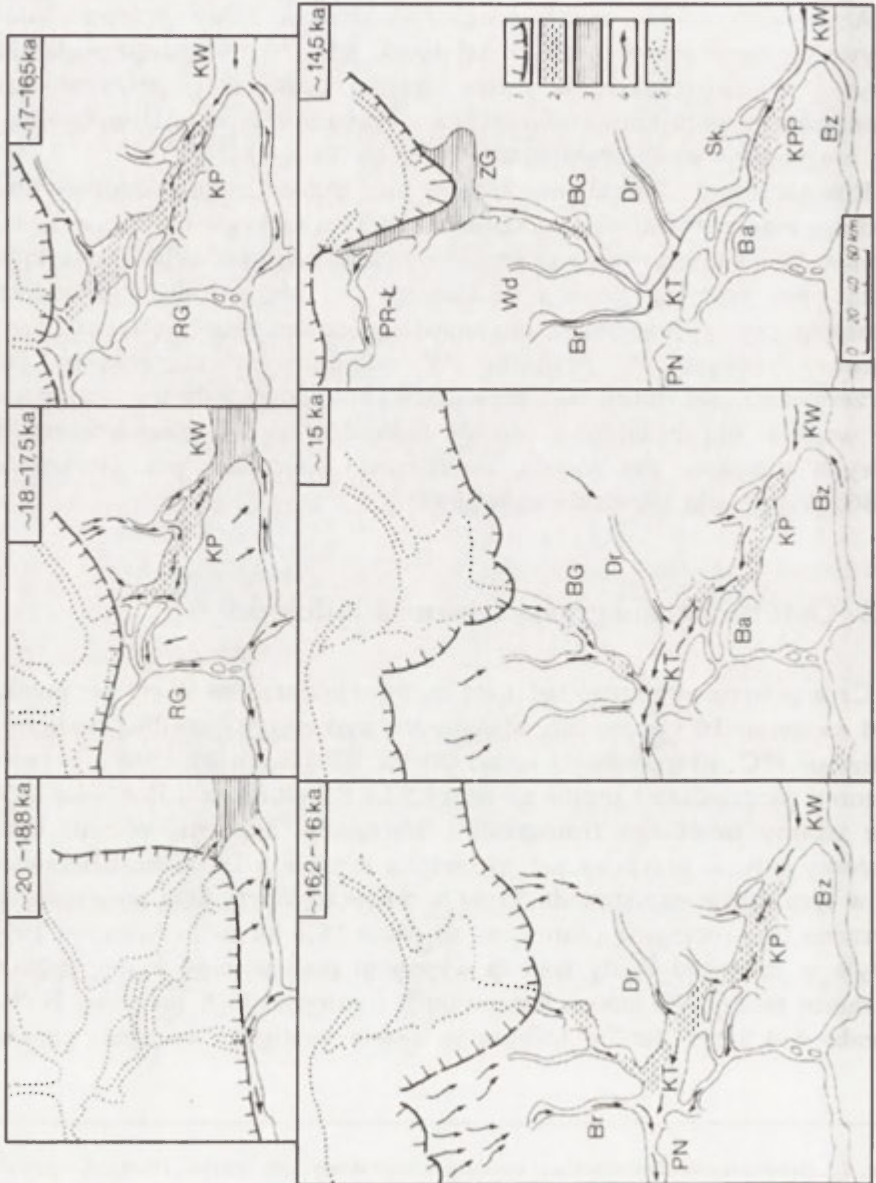
4.3. Ostatnia transgresja i recesja łądolodu

Czas pobytu ostatniego łądolodu na terenie dorzecza Wisły nie przekraczał zapewne 10 tysięcy lat. Maksimum jego zasięgu, według nielicznych datowań ^{14}C , przypadło na około 20 ka BP (Kozarski 1988), a recesję z moren gardzieńskich datuje się na 14,5 ka BP (Rotnicki i Borówka 1994). Nie znamy przebiegu transgresji i kierunków odpływu w tym czasie, możemy jedynie przypuszczać, że szeroka Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka w tym czasie egzystowała. O ile w dorzeczu Warty faza poznańska jest wyraźną fazą recesyjną (datowaną na około 18,8 ka BP – Kozarski 1995), o tyle w dorzeczu Wisły faza ta wyznacza maksymalny zasięg łądolodu. A zatem recesja od moren kutnowskich i gostyńskich po brzeg Bałtyku trwała 4–4,5 tys. lat, w którym to czasie nastąpiło wyraźne, ponowne

Ryc. 73. Schemat roli zlodowaceń w ewolucji doliny Wisły (wg: Starkel 1994): A – profil podłużny, B – przekroje poprzeczne z włożeniami, C – wahania poziomu koryta w cyklu glacialno-interglacialnym

1 – współczesny profil podłużny, 2 – profil podłużny w vistulianie, 3 – profil podłużny w interglacjale eemskim, 4 – profil w interglacjale mazowieckim, 5 – profil w czasie zlodowacenia sanu, 6 – osady lodowcowe, 7 – osady morskie, 8 – osady rzeczne, 9 – podłoże czwartorzędowe. Skróty: S, O, W, V – zlodowacenia sanu, odry, warty, wisły, E.M – interglacjale eemski, mazowiecki.

nasunięcie w okresie fazy pomorskiej (16,2 ka BP). Średnie tempo recesji było rzędu 1 km na 10 lat (ryc. 74).



Ryc. 74. Fazy recesji lądolodu i zmiany odpływu wód w dolinie dolnej Wisły (wg: Wiśniewski, w: Starkel, red., 1990, nieco zmienione i uzupełnione)

1 – zasięg lądolodu, 2 – obszar zalegania brył martwego lodu, 3 – jeziora zastoiskowe, 4 – kierunki odpływu wód, 5 – zasięgi współczesnych den dolin, kotlin i brzegu morza; KW – Kotlina Warszawska, KP – Kotlina Płocka, KT – Kotlina Toruńska, BG – Basen Grudziądzki, PN – Pradolina Noteci, PRŁ – Pradolina Redy-Łęby, ZG – Zastoiska Gdańskie, RG – Rynna Gopla, Bz – Bzura, Sk – Skrwa, Ba – Bachorza, Dr – Drwęca, Wd – Wda

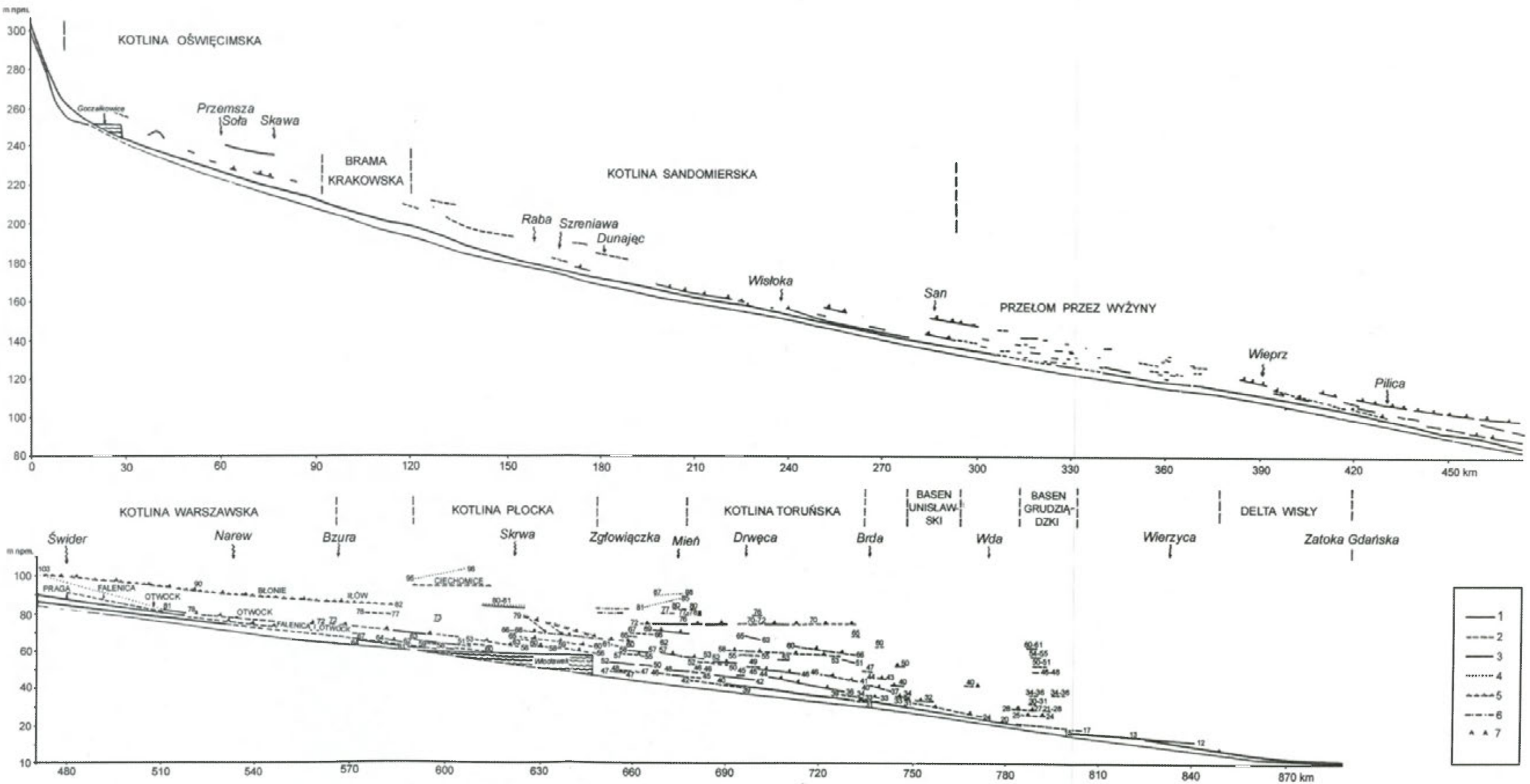
Odptyw wód roztopowych od doliny Niemna pradoliną Biebrzy i Narwi do doliny środkowej Wisły był niewątpliwy i wody gromadziły się w zastoisku warszawskim, osiągając wysokość 102 m npm. (por. Baraniecka i Konecka-Betley 1987; Sarnacka 1982), natomiast dalszy przepływ tych wód pradoliną warszawsko-berlińską w kierunku Odry i Łaby jest więcej niż wątpliwy. S. Jewtuchowicz (1967) nie znalazł jego potwierdzenia na dziale wodnym Bzury i Neru. Rynny wód roztopowych Ochni z dopływami, Prysowej-Słudwii i towarzyszący dalej Bzurze szlak sandrowy ze strukturami sedymentacyjnymi wskazuje na odptyw ku wschodowi, ku Kotlinie Warszawskiej na poziomie 80–82 m npm. (Wiśniewski i Andrzejewski 1994). Poziom stożka sandrowego na przedpolu lądolodu na osi samej Wisły leży wyżej, bo 98–95 m npm., podobnie jak na 90–92 m poziom ciechomicki z fragmentami ozów i kemów (Skąpski 1963). Nie jest zatem wykluczone, że poziom Blonia-Ilowa (80–82 m) jest powierzchnią erozyjną z początku recesji albo też pierwotne wysokościowe relacje zostały zaburzone przez ruchy glacioizostacyjne w strefie bezpośredniego przedpola lądolodu.

Zagadnienie zastoiska warszawskiego jest na tyle frapujące, że warto zastanowić się nad ewentualną kubaturą i czasem trwania zbiornika. Gdyby przyjąć dzisiejsze wysokości działu wodnego Bzury i Warty i maksymalnego zasięgu ilów zastoiskowych za maksymalny poziom jeziora (102 npm.), a poziom ilowski za dno zbiornika (82 m npm.), to na długości 150 km mielibyśmy zbiornik o przeciętnej szerokości 20 km i głębokości 10 m (por. ryc. 22). W takim zbiorniku, który by jeszcze „nie przelewał się” do dorzecza Warty miało szansę być zmagazynowane 30 km³ wody. Jeśli przyjmiemy, że zlewnia ówczesna Wisły z Niemnem sięgała 200 tys. km² i z niej pochodziło $\frac{2}{3}$ wody ($\frac{1}{3}$ z topniejącego lądolodu), to z 1 km² powierzchni pochodziłoby 100 000 m³. Gdyby przyjąć odptyw z 1 km² rzędu 1 l s⁻¹ (współcześnie ze zlewni niżowej spływa 2–3 l s⁻¹), to w ciągu roku zbiornik mógł być zasilony przez 31 500 m³ z 1 km². Ta prosta kalkulacja wskazywałaby, że zbiornik taki mógł być napełniony w ciągu 3–4 lat. Nie znamy wysokości opadów i parowania w tym surowym klimacie, znaczna część wody mogła być zatrzymywana w dnach dolin w potężnych naledziach, w tym czasie nad Niemnem prawdopodobnie istniał osobny zbiornik. Tak więc fakt, że w ciągu kilku lat mogło dojść do przerwania działu wodnego i przelania się zastoiska warszawskiego, wydaje się realny. Należałoby jednak wziąć pod uwagę, że w czasie recesji wraz z uruchomieniem odptywu pod lodem cienka pokrywa ilów mogła być łatwo zmyta, stożki sandrowe i stożek Wisły (poziomu otwockiego) mogły być budowane zarówno w czasie transgresji lądolodu (tworzenia zastoiska), jak i w czasie spływania zastoiska.

Warunkiem zaistnienia takiego scenariusza byłoby jednak nie tylko krótki czas trwania zbiornika, ale równoczesna niewielka dostawa drobnej zawiesiny warunkująca powstanie cienkiej pokrywy ilów zastoiskowych.

Obecność martwych łądolodów w czasie początkowej deglacjacji Kotliny Płockiej, a następnie Toruńskiej sprzyjała tworzeniu szlaków spływu wód roztopowych, których ślady znaleziono m.in. w dolinie Zgłowiączki, Bachorzy, a następnie Tążyny (Wiśniewski 1976; Andrzejewski 1994). Dołączyły do tych wód szlaki roztopowe Skrwy i Drwęcy. Tymczasem wraz z obniżaniem bazy i równoczesnym odciążaniem glacioizostaticznym rozcinanie u wyjścia Bzury i w całej Kotlinie Warszawskiej postępowało tak szybko, że osady równiny zalewowej na odpowiedniku terasy praskiej w Kamionie (69–67 m n.p.m.) o wysokości około 7 m nad poziom rzeki zostały złożone około $14\,390 \pm 270$ lat BP (Manikowska 1985). Z wypełnienia starorzecza na podobnej terasie uzyskano datę $14\,390 \pm 160$ BP (Florek i inni 1987). A zatem wyższe stopnie terasowe (otwocki, falenicki) w Kotlinie Warszawskiej musiały powstać wcześniej niż dotychczas przypuszczano (Baraniecka i Konecka-Betley 1987). Ten niezależny (w pewnym sensie) czas i mechanizm pogłębiania poszczególnych odcinków doliny czyni bezowocnymi próby korelacji wyższych stopni terasowych na całej długości doliny dolnej Wisły (ryc. 75, por. ryc. 58).

Po recesji łądolodu z moren fazy chodzieskiej (17,7 ka BP) wody utworzyły obniżenie Noteci i w ciągu około 4 tysięcy lat aż do bifurkacji i przedarcia się wód do Zatoki Gdańskiej funkcjonowała pradolina Toruńsko-Eberswaldzka i największe w Europie Środkowej dorzecze zbierające wody zarówno od czoła łądolodu fazy pomorskiej jak i rzek płynących od południa: Wilii, Niemna, Bugu, Wisły, Warty, Odry i Łaby. Rzeka, którą można nazwać proto-Wisłą kończyła się w północnej części zbiornika Morza Północnego i osiągała długość około 2000 km (ryc. 76). Na poziomie terasy IV w okresie böllingu (wg Galona 1934; por. Wiśniewski, w: Starkel, red., 1990) nastąpił po fazie bifurkacji przerzut wód Wisły ku Zatoce Gdańskiej. Towarzystwo mu gwałtowna erozja wsteczna, gdy poziom jeziora lodowego obniżył się na około 80 m poniżej współczesnego poziomu morza. Przez krótki okres wody Wisły płynęły pradoliną Redy-Łęby, a potem obniżeniem w poprzek Helu i wzdłuż obecnego wybrzeża, ograniczonym od północy strefą marginalną Ławicy Słupskiej, która obrzeżała martwiejące bloki lodowe Głębi Bornholmskiej i Zatoki Gdańskiej (por. Mojski 1990, 1995). Jeszcze na początku holocenu dno doliny Wisły w strefie delty było na poziomie 30 m poniżej poziomu morza (Mojski 1990). Opuszczone odcinki den pradolin np. Biebrzy czy Noteci ulegały zatorfianiu (por. Żurek 1975; Kozarski 1965), natomiast równocześnie kształtowana była sieć dolinna dopływów dolnej Wisły, poprzez transformację szlaków sandrowych na drodze wytapiania rynien subglacialnych i kaptaze w obrębie wysoczyzn



Ryc. 75. Profil podłużny teras Wisły (wg: Starkel i Wiśniewski, w: Starkel, red., 1990)

1 – prawobrzeżna terasa, 2 – lewobrzeżna terasa, 3 – terasa na obu brzegach, 4 – równina sandrowa, 5 – poziom jeziora zastoiskowego, 6 – przejściowy poziom glacjofluwalno-fluwialny, 7 – wydmy na terasie

morenowych (Koutaniemi i Rachocki 1981; Andrzejewski 1994; Błaszkiwicz 1998 i inni).



Ryc. 76. Zmiany biegu rzek i dorzecza Wisły w vistulianie (wg: Starkel, red., 1990)

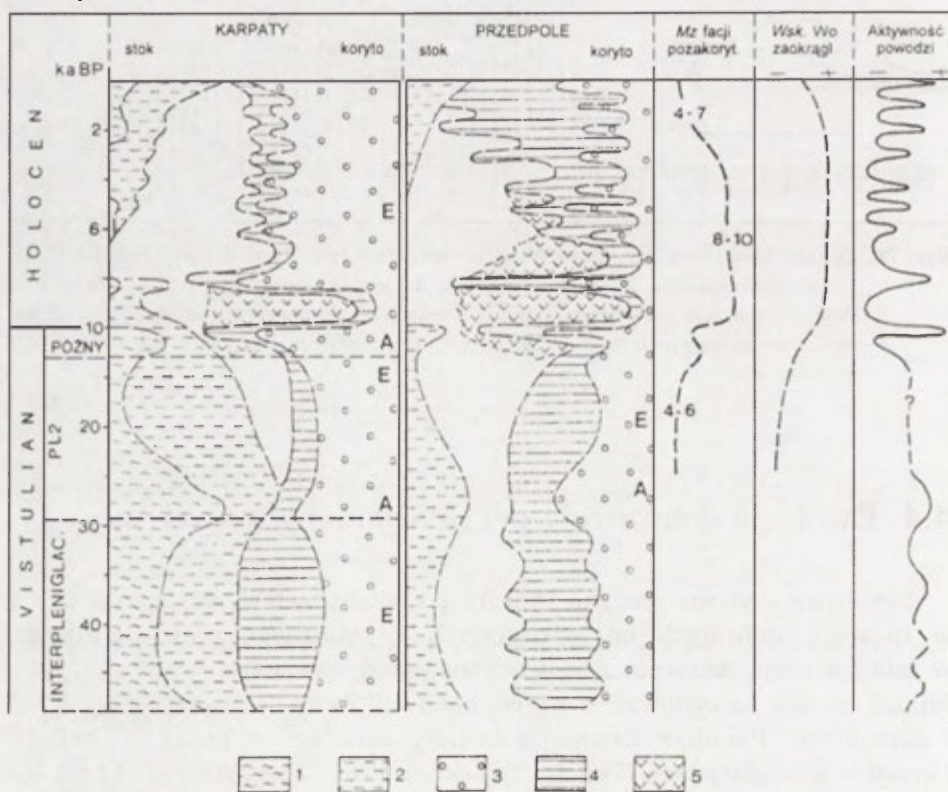
1 – zasięg faz lądolodu, 2 – kierunki odpływu, 3 – jeziora proglacjalne, 4 – dział wodny pra-Wisły, 5 – dorzecze pra-Wisły w fazie leszczyńskiej i poznańskiej w przypadku przyjęcia kwestionowanego przepływu do dorzecza Odry, 6 – część dorzecza włączona w czasie recesji i fazy pomorskiej

4.4. Ewolucja dolin strefy peryglacjalnej w vistulianie

Dzisiejsze systemy rzeczne (koryta i równiny zalewowe) rozwijają się w formach dolinnych odziedziczonych z ostatniego piętra zimnego, w którym poza obszarem zlodowacenia skandynawskiego zmieniający się klimat zimny decydował o warunkach odpływu i transportu, erozji i akumulacji. Panujące dawniej schematy agradacji w piętrach zimnych i erozji w interglacjalach (Penck i Brückner 1909; Soergel 1921) i późniejsze o przemożnej roli faz przejściowych w pogłębianiu dolin (Trevisan 1949; Jahn 1956) wymagają w świetle faktów modyfikacji, gdyż trwający 105 tysięcy lat vistulian złożony jest z szeregu oscylacji zimnych. Po okresie wczesnego vistulianu (115–75 ka), złożonego z dwóch wyraźnych ochłodzeń i ociepleń, nastąpił okres pleniglacjału (75–13 ka BP), w którym zaznaczyły się ochłodzenia starszego pleniglacjału (75–58 ka BP) i młodszego (górnego) pleniglacjału (28–13 ka BP) z nasunięciami lądolodu skandynaw-

skiego. Oddzielone są one okresem interpleniglacialnym (58–28 ka BP) złożonym de facto z serii krótkotrwałych, gwałtownych ociepleń (z wkraczaniem lasów borealnych) i ochłodzeń (Starkel 1994, 1995). Tak zwany późny vistulian (13–10 ka BP) jest okresem postępującego ocieplenia z krótkim epizodem zimnym młodszego dryasu (ryc. 77).

Obraz zróżnicowany jest też przestrzennie, chociażby w profilach podłużnych dolin (Starkel 1968, 1995b, ryc. 75). W dolinach rzecznych zarejestrowane zostały zarówno 2- lub 3-dzielne pokrywy rzeczne, stokowe i lessowe, jak i kilka stopni włożonych teras. Najlepszy zapis pochodzi z młodszej części pleniglacjału, gdyż dopiero od 35–40 ka BP posiadamy więcej wiarygodnych datowań radiowęglą i zachowanych szczątków organicznych.



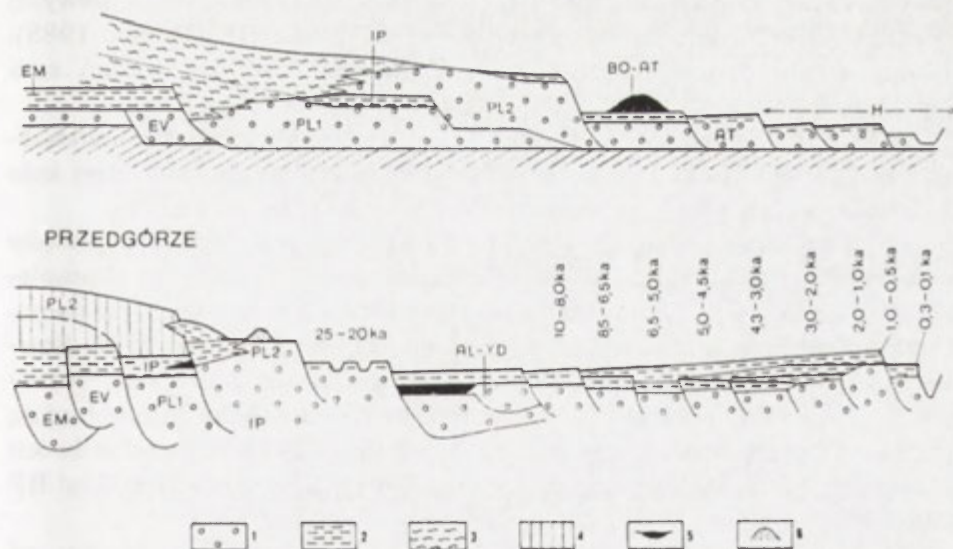
Ryc. 77. Sekwencja procesów i osadów w przekroju stok-koryto w młodszym vistulianie i holocenie (wg: Starkel 1995)

- 1 – facja koluwiów stokowych, 2 – facja deluwiów stokowych, 3 – facja aluwiów korytowych, 4 – facja aluwiów pozakorytowych, 5 – facja osadów organicznych.

W górnych biegach dolin (w Karpatach) osady rzeczne vistulianu budują na ogół jedną równinę terasową o wysokości 5–10 m (ryc. 78),

w obrębie której osady rzeczne zasiedlają się ze stokowymi (soliflukcyjnymi, deluwialnymi). Najczęściej sekwencję zmian kończą osady stokowe, rozpoznane np. w Dobrej i Lipowem w Beskidzie Wyspowym (Klimaszewski 1971; Starkel 1968) i w Uhercach Mineralnych nad Sanem (Starkel i inni 1999) lub utwory lessowe znane z Wadowic nad Sołą (Sobolewska i inni 1964) i rejon Przemysła (Łanczont 1995). Pozycja osadów interpleniglacjalnych w Dobrej, Białce Tatrzańskiej czy Uhercach Mineralnych świadczy o dwudzielności pokrywy aluwialnej (Starkel 1964, 1968). Natomiast rozcinanie tej pokrywy, jak wskazywałby niekiedy strop lessowy rozpoczęło się w większych dolinach raczej już przed wczesnym vistulianem. Za tym przemawia występowanie torfowiska na Grelu z böllingiem w spągu, na stopniu erozyjnym wyciętym we fluwioglacjalnej pokrywie Czarnego Dunajca (Koperowa 1962; Klimaszewski 1967), torf allerödski w spągu niskiej terasy holocenijskiej Ropy w Wysowej (Wójcik 1997) jak i odcięty paleomeander w obrębie równiny zalewowej Sanu koło Dubiecka wypełniany już od allerödu (Mamakowa 1962; Starkel 1995b). W strefach aktywnych tektonicznie przełomowych odcinków dolin Dunajca, Wisłoka i innych aluwia vistulianu spoczywają na cokołach skalnych (Froehlich i inni 1972; Zuchiewicz 1985, 1987).

KARPATY



Ryc. 78. Schemat budowy den dolin w Polskich Karpatach i na ich przedpolu wskazujący na kilka włożeń pleniglacjalnych i holocenijskich (wg: Starkel 1995)

1 – facja korytowa, 2 – facja pozakorytowa, 3 – facja stokowa, 4 – less, 5 – osady organiczne, 6 – wydmy, EM – eem, EV – wczesny vistulian, PL – pleniglacjal, IP – interpleniglacjal, AL – alleröd, YD – młodszy dryas, BO – okres borealny, AT – okres atlantycki

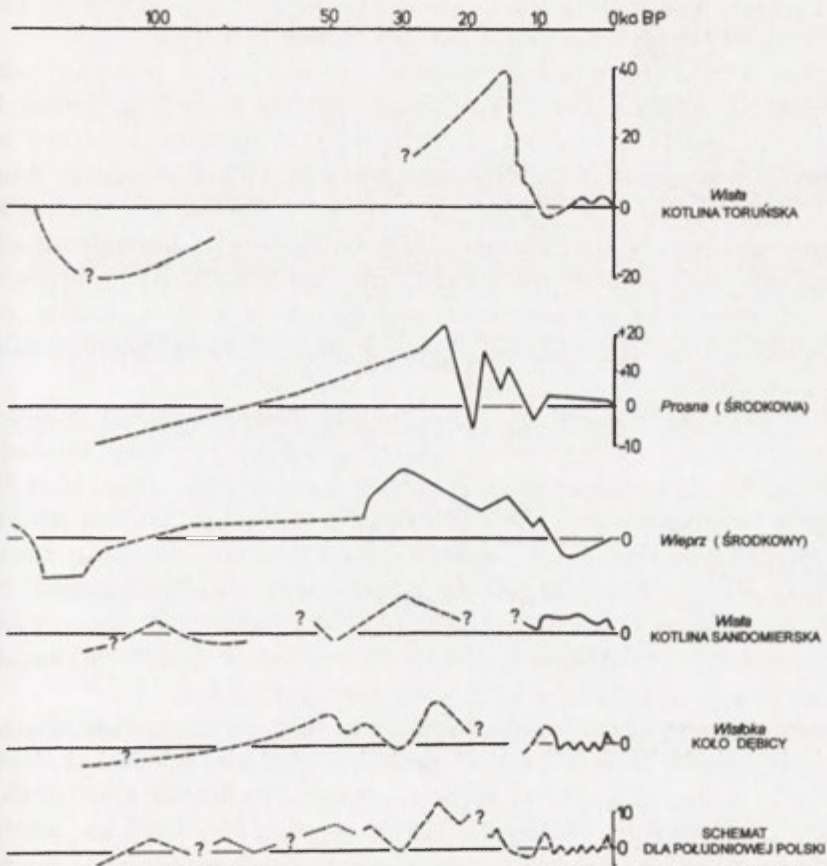
Strefa brzegu Karpat (Progu Pogórza) i stożków na ich bezpośrednim przedpolu dostarczają najwięcej faktów wskazujących na złożoność pokrywy vistuliańskiej i obecność kilku włożeń, przegradzanych fazami erozji (por. Starkel 1994b, 1995a, ryc. 78, 79). Stożek Wisły na przedpolu Beskidu Śląskiego okryty lessiem był modelowany do interpleniglacjału (Niedziałowska i Szczepanek 1995), torf z *allerödu* leży na poziomie współczesnego koryta w szerokiej rynnie, natomiast mniejszy stożek Białki sypany był do górnego pleniglacjału (Gilot i inni 1982). W Wadowicach nad Skawą pod złożoną serią osadów stokowych stwierdzono wczesnovistuliańskie włożenie z torfem z *brörupu* (Sobolewska i inni 1964). U wylotu doliny Dunajca z Karpat występują osady interpleniglacialne (torfy i pnie), rozdzielające 2 ogniwa żwirowe stożka (Sokołowski 1995; Gębica 1995a, b). Nad Wisłoką poniżej Dębicy stwierdzono w terasie 15-metrowej starszą serię zakończoną osadami starorzecznymi wieku 35–45 ka BP. Włożone w nie są aluwia z mułkami datowanymi blisko stropu na około 28 ka BP (Mamakowa i Starkel 1974; Alexandrowicz i inni 1981) i niższą terasę 10–12 m z osadami schyłku interpleniglacjału, ściętymi przez osady rzeki roztokowej, starszymi od późnego vistulianu (Starkel 1995; Mamakowa i inni 1997). Powyżej Dębicy osad facji powodziowej, datowany na $22\ 450 \pm 340$, występuje w Podgrodziu w poziomie jedynie 3,5 m nad poziom dzisiejszego koryta (Mamakowa i Starkel 1977), a powyżej Pilzna nieco powyżej poziomu Wisłoki, leżą mułki datowane na 24–25 ka BP (Pazdur 1985). Mamy zatem dowody częstych wahań poziomu koryta i włożeń serii aluwialnych.

W dolinie Wisłoka koło Rzeszowa terasę średnią okrywa less z młodszego pleniglacjału (Jahn 1957), natomiast torf interpleniglacialny niżej koło Łukawca odsłania się w poziomie koryta Wisłoka (Starkel 1977b).

Podobny obraz rysuje się w dolinie Sanu i jego podgórskich doływów powyżej Przemyśla, gdzie datowania i malakofauna wskazują, że akumulacja lessów rozpoczęła się na różnowiekowych listwach terasowych, już na początku pleniglacjału albo też w/po interpleniglacjalne (Łanczont 1995; Starkel 1995b). W widłach Wisłoka i Sanu występują 2 stopnie. Niższy z nich, wzniesiony jedynie 2–4 m nad poziom równiny holocenińskiej budują piaski, z których detrytus organiczny z głębokości 7,3–7,5 m został w dwóch różnych profilach wydатовany na $15\ 000 \pm 300$ lat BP i około 27 800 lat BP (Wójcik i inni 1999).

W kotlinowej części doliny Wisły występuje na całej długości od Oświęcimia i Zatora poprzez Ściejowice, Nową Hutę, Brzesko Nowe aż po Opatowiec szeroka platforma terasy lessowej o wysokości 15–20 m (ryc. 21, 36, 77). Tylko nieliczne stanowiska rejestrują pokrywę lessową starszą od 40 ka BP (Sobolewska i Środoń 1965). Najczęściej akumulacja rzeczna z osadami facji pozakorytowej i wypełnieniami starorzeczy sięgająca 5–8 m

nad poziom obecnej Wisły, zakończyła się między 28 a 23 ka BP (Mamakowa i Środoń 1977; Mamakowa i Rutkowski 1989; Alexandrowicz i Jersak 1991; Gębica 1995a; Starkel i inni 1999). Obecność soczewek żwirowych lub piaszczystych w wyżej leżącej 8–12-metrowej pokrywie lessowej wiąże się ze stożkami napływowymi dopływów (Gębica 1995a). Poniżej terasy lessowej występują odcinkami równiny piaszczyste zwydmione, wznoszące się do 2–4 m ponad holocenijskie dna dolin znane z rejonu Oświęcimia (Klimek 1987), Krakowa, lasu Grobla (Gębica, w: Starkel i inni 1999) i Garbu Szczucińskiego (Sokołowski 1987). Pokrywa ta reprezentuje prawdopodobnie młodszy pleniglacjał, jeśli w jej stropie występują wydmy (zapewne późnovistuliańskie), a najstarsze kopalne rynny pod aluwiami holocenijskimi zaczęły być wypełniane już 13 260±160 (Pleszów, por. Kalicki 1991) i 15 200±500 lat BP (Słubno nad Sanem - Klimek 1997).



Ryc. 79. Wahania poziomu koryta w różnych dolinach rzecznych Polski w vistulianie i holocenie (wg: Starkel 1994, 1995). Linia 0 oznacza współczesny poziom koryta. Zestawiono według prac autora, M. Harasimiuka (1991), T. Kalickiego (1991) i K. Rotnickiego (1987).

W dolinie przełomowej Wisły przez Wyżyny Polskie W. Pożaryski (1955) zarejestrował tzw. piaski wysokiego zasypania, sięgające do 18 m nad poziom Wisły i szereg niższych stopni (ryc. 52). Szczegółowe badania i datowania TL tych pokryw ostatnio przeprowadzone (Pożaryski i inni 1999) wykazały, że piaski budujące stopnie wyższe (18,5–13,5 m wysokości) osadzone były w okresie 33–17 ka BP i są synchroniczne z akumulacją lessu młodszego i utworów deluwialnych, zaś włożone aluwia terasy średnich (9–5,5 m) osadzone były do 13 ka BP i są synchroniczne z tzw. lessem nadległym. Rozcięcie przed późnym vistulianem musiało zejść już bardzo nisko, jeśli torf allerödski w Lucinii leży w obniżeniu na poziomie dzisiejszego koryta (Pożaryski i Kalicki 1995). Zatem odcinek przełomowy rejestruje bardzo wczesne rozcięcie głównej (wysokiej) pokrywy zasypania, a nawet wcześniej niż to ma miejsce w Kotlinie Warszawskiej (ryc. 57), gdzie piaski wydmore terasy otwockiej wydatowano metodą TL na 14,5–16,1 ka BP (Baraniecka i Konecka-Betley 1987).

W dolinach Wyżyn Polskich najczęściej obserwuje się pokrywy stokowe ząbwiąjące się z aluwiami i wyżej leżące młodsze lessy (por. Jersak 1985 i inni). W dolinach podkrakowskich spąg akumulacji lessowej został wydatowany na około 25 ka BP (Alexandrowicz 1989). W dolinie Wieprza na Wyżynie Lubelskiej występują obok siebie różnowiekowe miąższe serie: interpleniglacialna w Latyczowie (Harasimiuk 1991) i górnopleniglacialna w Tarczyniechach (data z głębokości 17 m: $18\,400 \pm 320$ BP – Jersak i inni 1992). Szczegółowe badania w kilku dolinach Wyżyny wykazały, mimo niedokładności metody TL, obecność 2–3 rozcięć i włożeń pleniglacialnych (Superson 1996).

W strefie ekstraglacialnej Nizu dowody rozcięcia przed maksimum zlodowacenia (24–20 ka BP) i włożenia pokrywy z fazy poznańskiej (18,5 ka BP) zostały najlepiej udokumentowane poza dorzeczem Wisły w dolinie Prośny (Rotnicki 1987). W dolinach Wyżyny Łódzkiej stwierdzono występowanie wyraźnych powierzchni erozyjnych z okresu maksimum ochłodzenia i zmianę na sedymentację zarówno zwirowo-piaszczystą, której towarzyszyły intensywne procesy zarówno kriogeniczne jak i eoliczne (Turkowska 1995; Klatkova 1989). W małych dolinach ta agradacja postępowała aż do schyłku pleniglacialu (Goździk 1994).

Porównanie wyników badań osadów i form w dolinach ekstraglacialnej części dorzecza Wisły wskazuje, że agradacja trwała (z małymi przerwami) przez cały pleniglacial nie tylko w najwyższych odcinkach górskich, ale także w małych dolinach niżowych i to zwłaszcza w obszarach zbudowanych z miąższych serii piaszczystych, uruchamianych jedynie w warunkach zmarzliny, np. na przedpolu Roztocza (Buraczyński 1994) lub Wyżyny Śląskiej (Jersak i Sendobry 1991). Okres interpleniglacialny częstych a gwałtownych wahań temperatury i zapewne też opadów (por. Dansgaard

i inni 1984) zaznaczył się zmianami w działalności rzek, co m.in. doprowadziło do powstania rozcięć i włożeń o znacznych amplitudach wysokości (Starkel 1995b). Osady interpleniglacialne budują trzon pokrywy wysokiego zasypania vistuliańskiego w dolinie Wisły (ryc. 79). Punktem zwrotnym w kierunku pogłębiania dolin stała się nie zmiana bazy erozyjnej w czasie recesji lądolodu, ale znacznie wcześniejsza (od około 25 ka BP) zmiana na klimat kontynentalny o niskich opadach, co m.in. znalazło odbicie we wzroście akumulacji lessu (Maruszczak 1987). Na progu późnego vistulianu koryta zarówno Wisły jak i jej głównych dopływów zeszyły do poziomu współczesnego, a niekiedy nawet niżej. Dokładna synchronizacja tych zdarzeń z etapami pogłębiania doliny Wisły środkowej będącej w zasięgu obniżanej bazy za ustępującym lodowcem, a równocześnie podlegającej ruchom glacioizostaticznym, wymaga jeszcze dalszych badań.

5. EWOLUCJA DOLINY WISŁY W HOLOCENIE

5.1. Przełom vistulianu i holocenu

Okres późnego vistulianu (13–10 000 lat ^{14}C BP, 15–11 500 lat kal. BP) był okresem złożonym. Rozpoczęło go szybkie ocieplenie böllingu kontynuowane w allerödzie po 200–300-letnim epizodzie starszego dryasu z wyraźną fazą wydmotwórczą (Manikowska 1995). Potem nastąpiło wyraźne oziębienie młodszego dryasu, trwające około 1150 lat, rozpoczęte gwałtownym spadkiem temperatury i zakończone równie gwałtownym ociepleniem (Goslar i inni 1995; Ralska-Jasiewiczowa i inni 1998, ryc. 80, 81, 82, 83).

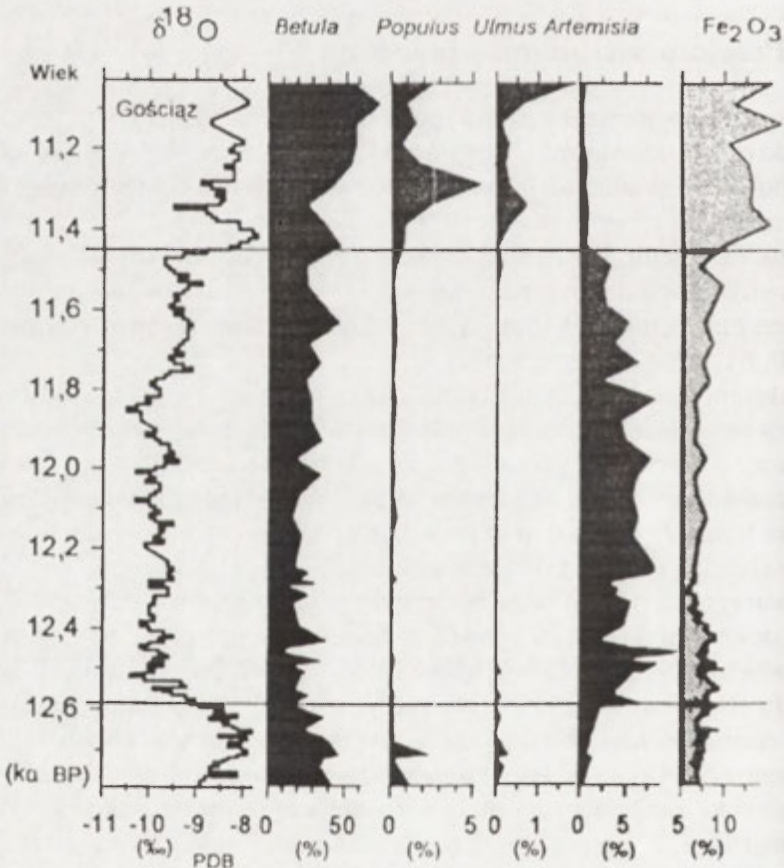
Efektom ocieplenia (temperatura lipca sięgnęła 14–16°C) była ekspansja zbiorowisk leśnych, które w allerödzie ustabilizowały się tworząc zwarty las iglasty z brzozą, jedynie na północy Polski bardziej otwarty (Ralska-Jasiewiczowa i inni 1989; Madeyska 1995). W Karpatach las dotarł do około 1000 m n.p.m. W młodszym dryasie nastąpiła jego recesja względnie rozrzedzenie (tundra parkowa na północy).

Towarzyszyła temu recesja zmarzliny i wytapianie martwych lodów, czego dowodem są warstwy torfu w początkowych, płytkich wytopiskach, datowane na bölling i powszechny rozwój zbiorników jeziornych w ciągu allerödu (Niewiarowski 1994; Nowaczyk 1994; Starkel i inni 1996).

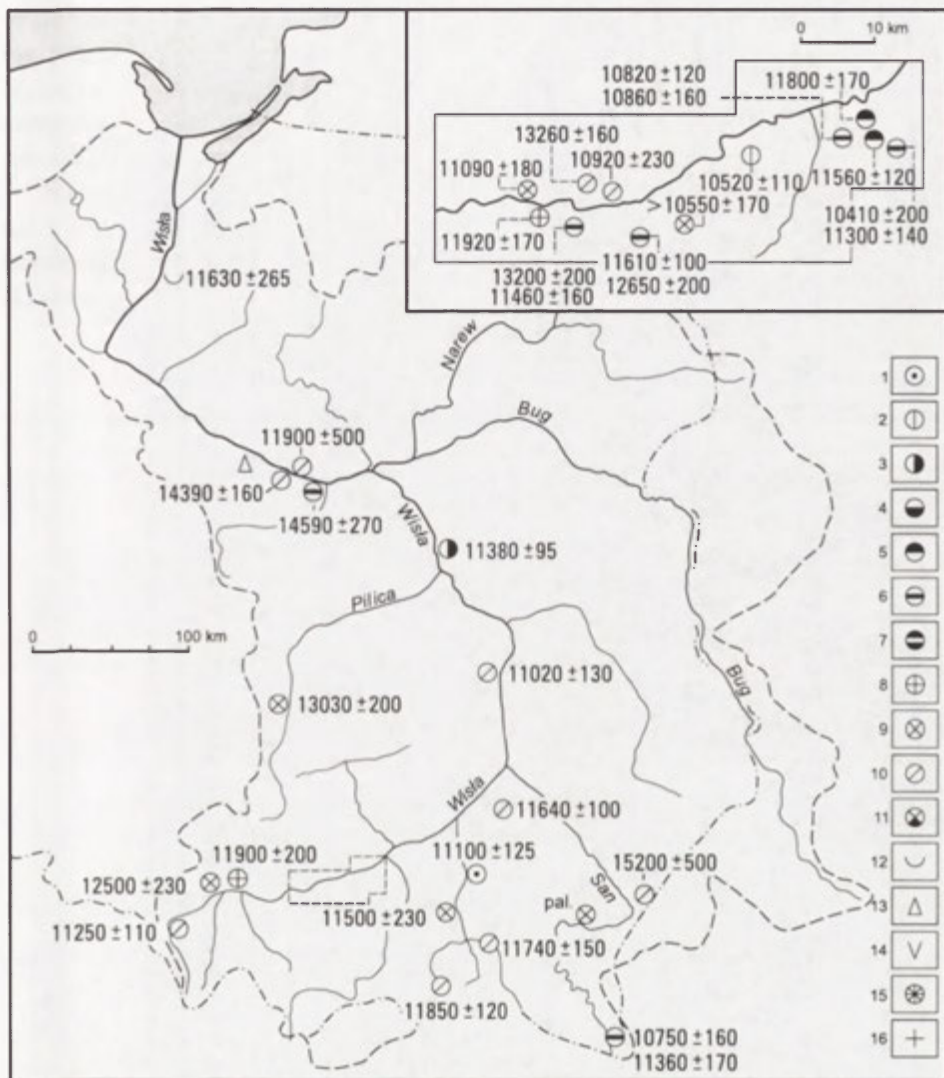
W dolinie dolnej Wisły wraz z dalej postępującym obniżaniem bazy erozyjnej (do 80 m u schyłku późnego vistulianu – por. Mojski 1990) następowało pogłębianie doliny. Na terasie nadzalewowej w Basenie Grudziądzkim występują wytopiska datowane na alleröd (Drozdowski 1974). W delcie Wisły osady późnoglacialne leżą na głębokości od 3 do 37 m poniżej poziomu Bałtyku (Mojski 1982).

Na całej długości doliny Wisły obserwujemy zmianę reżimu rzeczno-żeglarskiego. Zamiast corocznych wezbrań roztopowych pojawiają się opadowe, gwałtownie zmalała ilość rumowiska, zarówno wleczonego, jak i zawiesiny. Jak to już wcześniej zaobserwował E. Falkowski (1967) rzeki zaczęły zmieniać swoje

koryta z roztokowych na meandrowe. Duże meandry opuszczone już w böllingu spotykamy w Bieruniu koło Oświęcimia (12 500±230 BP, Klimek 1987) i w Pleszowie pod Krakowem (Kalicki 1991), natomiast znacznie częściej zaczęły być wypełniane w allerödzie (spotykane nad Wisłą, a także nad Wisłoką i Sanem – ryc. 83). Zmiana ta nie była synchroniczna. System roztokowy stożka Przemyszy przetrwał do początku allerödu (11 900±200 BP) (Klimek 1987), w przypadku Dunajca (Sokołowski 1995) do progu holocenu, a Soły nawet dłużej (Klimek 1987). Zmniejszenie odpływu i spadek dostawy zawiesiny sprzyjały zabagnieniu i zatorfieniu dolin w allerödzie, szczególnie opuszczonych odcinków pradolin (Biebrzy, Noteci).

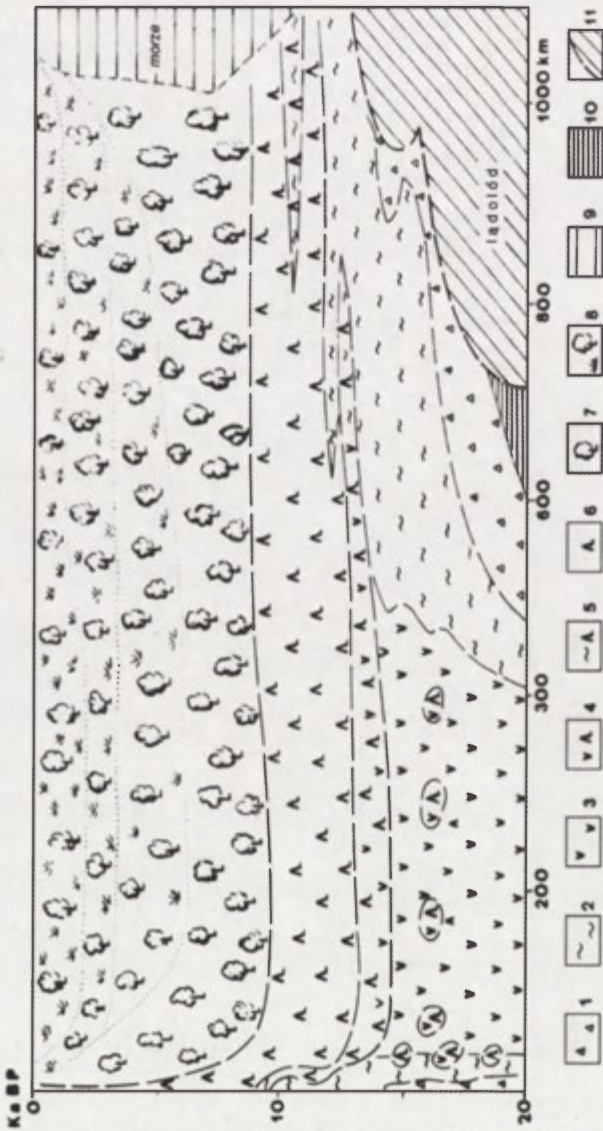


Ryc. 80. Wahania zawartości izotopu ¹⁸O w osadach laminowanych jeziora Gościąż, wskazujące na czas trwania młodszego dryasu i gwałtowne ocieplenie u progu holocenu, odzwierciedlone w zmianie roślinności, procesach chemicznych (wg: Ralska-Jasiewiczowa i inni 1998). Wiek w latach kalibrowanych.



Ryc. 81. Stanowiska datowane na okres późnego vistulianu (bölling, alleröd, młodszy dryas).

1 – osady facji korytovej, 2–7 – zmiana facji osadów (datowany osad organiczny): 2 – korytowe na pozakorytowe, 3 – korytowe na organiczne, 4 – organiczne na pozakorytowe, 5 – pozakorytowe na organiczne, 6 – sekwencje pozakorytowe–organiczne–pozakorytowe, 7 – wkładki mineralne wśród organicznych; 8 – spągi wypełnień paleokoryt roztokowych, 9 – spągi wypełnień paleokoryt meandrowych, 10 – spągi wypełnień innych koryt, 11 – stożek napływowy na osadach paleokorytowych, 12 – wytopiska na terasach, 13 – jezioro Gościąg, 14 – datowane osuwiska, 15 – wypełnienia wąwozów, 16 – nagromadzenia pni dębów; pal – stanowiska datowane palynologicznie.



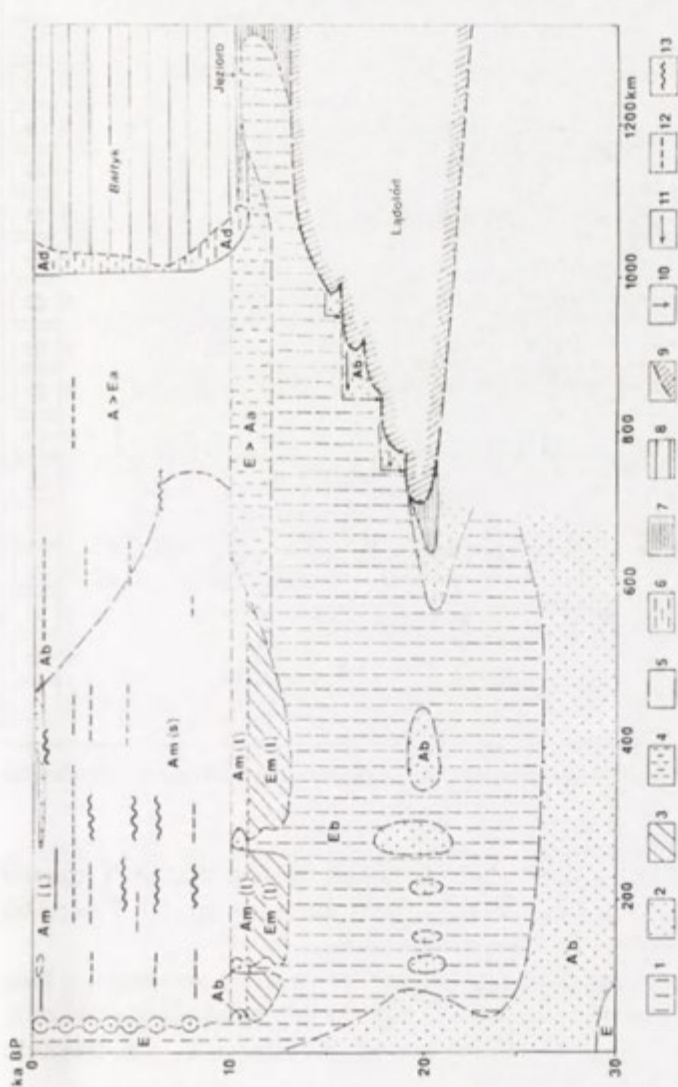
Ryc. 82. Przekrój paleogeograficzny wzdłuż doliny Wisły (wg: Starkel, w: Starkel, red., 1990)

1 – pustynia arktyczna, 2 – tundra, 3 – step, 4 – lasostep, 5 – laso-tundra, 6 – las borealny, 7 – las mieszany i liściasty, 8 – fazy wylesiania przez człowieka, 9 – morze, 10 – jezioro zastoiiskowe, 11 – lądolód

Ochłodzenie młodszego dryasu przyniosło w dolinach rzek karpaccich wzrost dostawy i częstości wezbrań rumowiska. Pojawiła się tendencja do przemieszczania wielkich paleomeandrów o parametrach 3–5-krotnie większych od holocenijskich, a na wielu odcinkach nastąpił nawet powrót do koryt roztokowych (por. ryc. 83). Te pierwsze zostały najliczniej zarejestrowane w dolinie dolnego Sanu (Szumański 1983, ryc. 51), a także Wiśłoki (Starkel 1995a, ryc. 46), natomiast roztokowe zostały stwierdzone m.in. na prawostronnej części doliny Wisły poniżej Krakowa (Kalicki 1991) oraz

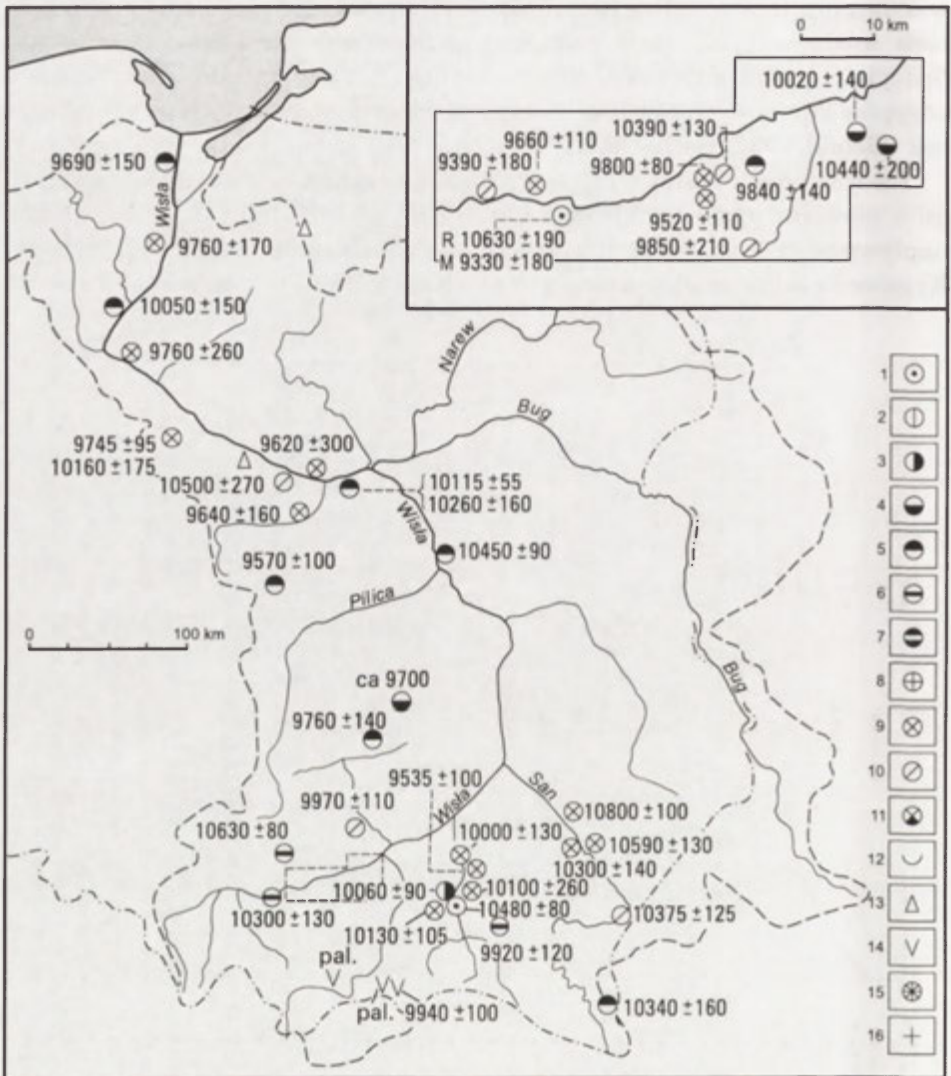
w obniżeniu Drwinki (Starkel i inni 1991). Prawdopodobnie wiele odcinków rzek miało w tym czasie charakter przejściowy, meandrowo-roztokowy. Sprzyjały temu procesy eoliczne, które prowadziły do transformacji odsypów korytowych i wałów brzegowych w formy wydmy (por. Całowanie - Schild 1982; Sarnacka 1987).

Na równinach zalewowych torfy zostały przykryte mułkami organicznymi i piaskami – do takich obszarów doliny należy m.in. równina stożka napływowego Raby (Gębica 1995a, b), obrzeżenie doliny Wisły niżej Krakowa okryte stożkami dopływów (Kalicki 1997), obniżenie Drwinki



Ryc. 83. Przekrój paleohydrologiczny wzdłuż doliny Wisły (wg: Starkel, w: Starkel, red., 1990, zmienił)

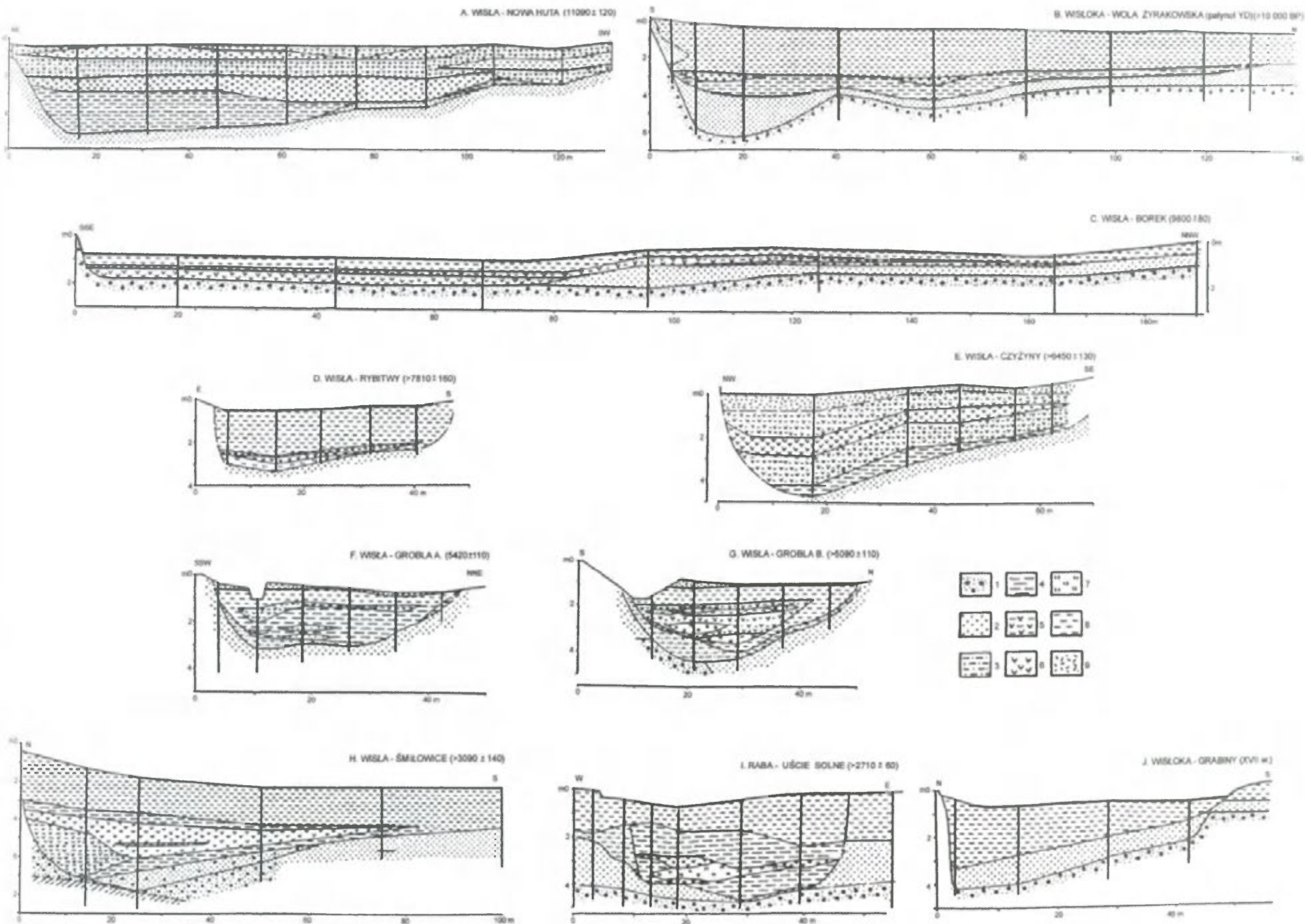
1 – rzeka roztokowa – przewaga erozji (Eb), 2 – rzeka roztokowa – przewaga akumulacji (Ab), 3 – rzeka meandrowa przewaga erozji – duże meandry (Em-1), 4 – erozja z udziałem akumulacji – rzeka amostomozująca lub kręta (E>Aa), 5 – przewaga akumulacji – rzeka meandrowa (małe meandry Am(s)) lub anastomozująca (A>Ea), 6 – strefa agradacji delty (Ad), 7 – jezioro zastoiłkowe, 8 – morze, 9 – łądołód, 10 – marginalny odpływ pradolinny, 11 – szlaki odpływu sandrowego, 12 – okresy zmian (erozja i agradacja), 13 – przerzuty koryt



Ryc. 84. Stanowiska datowane na przełom młodszy dryas-okres preborealny. Objasnienia znaków patrz ryc. 81.

(Starkel i inni 1991), jak też reperowy profil torfowiska w Tarnawie w Bieszczadach z wkładką mineralną datowaną między $10\ 750 \pm 160$ a $10\ 340 \pm 160$ BP) (Ralska-Jasiewiczowa 1980).

Z ożywieniem procesów fluwialnych i obniżeniem górnej granicy lasu wiążą się też zapewne torrencjalne stożki napływowe nałożone na równiny akumulacji soliflukcyjnej u wylotów rozcięć na stokach gór Beskidu Wyspowego (Starkel 1960b, 1968).



Ryc. 85. Przekroje wybranych paleomeandrów wieku późnoglacialnego i holocenijskiego (wg: Starkel i inni, nieco zmienione).

A - Wisła-Nowa Huta (> 11 090 ± 120 BP - Kalicki 1987, 1992b), B - Wisłoka - Wola Żyrakowska (> 10 000 BP, Starkel i Granoszewski 1995), C - Wisła-Borek (Kalicki) 9800 ± 80 BP), D - Wisła-Rybitwy (> 7810 ± 160 BP, Kalicki 1991a, b), E - Wisła-Czyżyny (> 6450 ± 130 BP, Kalicki 1991a, b), F - Wisła-Grobla A i G - Wisła-Grobla B (Starkel i Kalicki 1984; Gębica i Starkel 1987), H - Wisła-Śmiłowice (> 3090 ± 140 BP, wg: Kalicki), I - Raba-Uście Solne (> 2710 ± 60 BP - Gębica 1995a), J - Wisłoka-Grabiny (XVII w., Starkel 1995a).

1 - wiry z piaskami, 2 - piaski, 3 - piaski pylaste i pyły piaszczyste, 4 - mułki ilaste, 5 - mułki organiczne, 6 - torf, 7 - gytia, 8 - gliny facji pozakorytovej, 9 - nasyp

Najbardziej wyraźny przełom w działalności rzek został jednak zarejestrowany na pograniczu młodszego dryasu i eoholocenu (okresu preborealnego). Po młodszym dryasie o stosunkowo chłodnym kontynentalnym klimacie nadeszło gwałtowne ocieplenie (ryc. 80). Laminowane osady jeziora Gościąż dostarczyły najbardziej miarodajnych informacji. Od około 11 500 lat kal. BP (10 100 lat ^{14}C BP) w ciągu 80 lat nastąpiła zmiana zawartości ^{18}O od 9,8 do 7,8‰ PDB, odpowiadająca wzrostowi średniej temperatury lipca z 10–13° do 16°C (Goslar i inni 1995; Ralska-Jasiewiczowa i inni 1998). Towarzyszył temu spadek zawartości SiO_2 z 6–9% do 2%, wzrost Fe z 4–5 do 7%, a następnie znaczny wzrost CaCO_3 . Podobne zmiany zarejestrowane zostały wcześniej w jeziorze Woryty koło Olsztyna (Pawlikowski i inni 1982). W Gościążu towarzyszył temu szybki rozwój zbiorowisk leśnych, a także zmiana składu wioślarek (*Cladocera*), z których na czoło wysunęły się gatunki *Bosminia*, wskazujące na obniżenie się poziomu jeziora w wyniku wzrostu ewapotranspiracji (Szeroczyńska, w: Ralska-Jasiewiczowa i inni 1998).

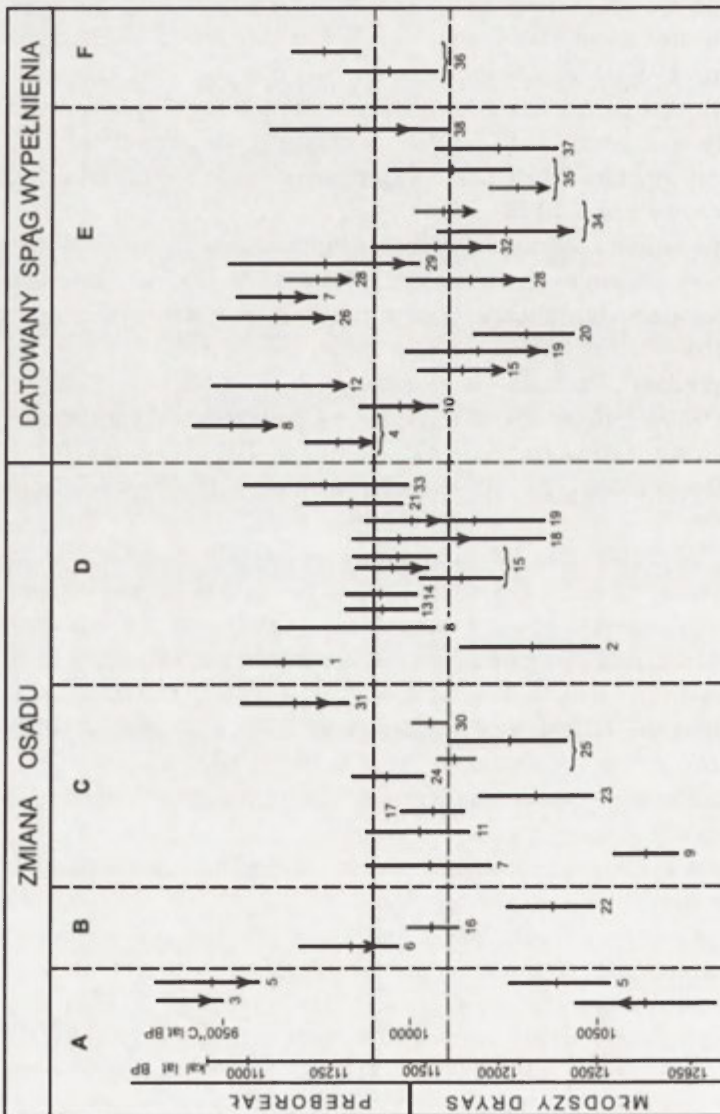
Taka gwałtowna zmiana klimatu i ekosystemów znalazła swe odbicie w ewolucji systemów fluwialnych (por. Starkel 1991, w druku), zarówno w zmianie typu i tempa sedymentacji, jak i w parametrach koryt rzecznych (ryc. 83, 84, 85, 86).

W Zrzegach poniżej Krakowa w osady rzeki roztokowej z pnem datowanym na 10 630±140 lat ^{14}C BP włożone są odsypy rzeki meandrowej z sieczką roślinną datowaną na 9330±180 lat BP (Kalicki 1991). W Zabierzowie Bocheńskim na ściętych erozyjnie osadach młodszego dryasu leżą utwory korytowe z wypełnieniem paleokoryta w stropie, datowanym na 9470±130 BP. W kilku stanowiskach natomiast osady korytowe nadbudowane są mułkami organicznymi lub bezpośrednio torfem.

Znacznie częściej spotykamy na szerokich równinach zalewowych zmianę sedymentacji z mułków piaszczystych na mułki organiczne i torfy – do takich należą m.in. stanowiska na stożku Raby, torf w Całowaniu, w Puszczy Kampinoskiej i Basenie Unisławskim. W dolinie górnej Wisły frakcja osadów pozakorytowych zmalała (Mz = 6–8 phi do 8–10 phi – Starkel i inni 1996). Również w wypełnieniach paleomeandrów odciętych wcześniej obserwujemy zmianę na osad organiczny, m.in. w Nowej Hucie, nad Rzbą u wylotu z Karpat, w odsłonięciu w Podgrodziu nad Wisłoką i Stubrie w dolinie Sanu.

Koncentracji spływu w dnach dolin towarzyszyła zmiana wielkości paleomeandrów. Szerokości koryta uległy zmniejszeniu 3–4-krotnemu, a promienie krzywizny nawet większemu zmniejszeniu (ryc. 85, 86; por. 88, tab. 2). Duże paleomeandry w dolinie dolnego Sanu, z których najmłodsze wypełnienie datowano na 10 300±110 lat BP (Szumański 1983, 1986) mają szerokości 80–350 m i promienie krzywizny 330–1100 m, podczas gdy

młodsze małe zakola (z nich jedno włożone – koło Jelnej datowane na 8560 ± 140 BP) mają $w = 30-120$ m i $r = 70-300$ m. Podobnie duże rozmiary mają paleomeandry nad Wisłoką czy Wisłą niżej Krakowa ($r = 650-750$). W dolnym biegu Wisły, gdzie nie zarejestrowano fazy wielkich paleomeandrów w podobnym czasie opuszczone zostały rynny o charakterze roztokowym z datami z wypełnień koło Wyszogrodu 9640 ± 100 i z Rzączkowa w Kotlinie Toruńskiej 9760 ± 260 BP. Również z tego okresu pochodzą paleokoryta z dolin mniejszych dopływów Wisły, np. Zgłowiączki (Andrzejewski 1984) i dopływów Bzury (Turkowska 1988).



Ryc. 86. Wiek osadów i paleokoryt na przełomie młodszego dryasu i holocenu (wg: Starkel – w druku)

Gruba linia oznacza wiek próbki metodą radiowęglą, strzałka – że zmiana jest młodszą lub starszą od daty. Numery oznaczają stanowiska w różnych dolinach na obszarze Polski.

A – data z osadów korytowych rzeki roztokowej (niżej), B – osady facy korytowej przykryte pozakorytowym lub torfem, C – osady facy pozakorytowej przykryte organicznymi, D – zmiana sedymentacji w wypełnieniach paleokoryt, E – spąg wypełnień dużych paleomeandrów, F – spąg wypełnień najstarszych małych paleomeandrów.

Porównując ze sobą czas zmian z kilkudziesięciu stanowisk, w tym z kilkunastu datowanych, opuszczonych paleomeandrów (ryc. 84, 86) należy pamiętać, że okres szybkich zmian klimatycznych w skali radiowęglowej mieści się między 10 150 a 9950 lat BP, który to okres ze względu na plateau radiowęglowe należałoby rozciągnąć w latach kalendarzowych na czas dwukrotnie dłuższy, tj. około 400 lat (por. Goslar i inni 1995). Szereg dużych paleomeandrów zostało opuszczonych już wcześniej, co może się wiązać z łagodnieniem zim i postępującym ociepleniem w ostatnich 300 latach młodszego dryasu (por. ryc. 80).

W opracowaniach podsumowujących badania w dolinie Wisły (Starkel, red., 1990, 1996) dokonano prób rekonstrukcji przepływów pełnokorytowych, odpowiadających zachowanym paleokorytom (oprac. R. Soja). Były one porównane na odcinku krakowskim Wisły z przepływami Wisły sprzed regulacji (por. Trafas 1975; Soja, w: Starkel, red., 1996).

Dla przepływu pełnokorytowego zastosowano wzór Leopolda i Wolmana (1960) zmodyfikowany przez Williamsa (1988):

$$Q_b = \left(\frac{4,7R^{0,98}}{36} \right)^2$$

gdzie R = promień paleomeandra w stopach, natomiast dla średniego przepływu rocznego zastosowano wzór Inglisa (1949) podany przez Williamsa (1988):

$$Q_{\text{sr}} = 0,027 W_b^{1,71}$$

gdzie W_b jest średnią szerokości koryta.

Dla starorzecza w Nowej Hucie (Plac Centralny) ze schyłku allerödu o szerokości koryta 120–130 m i promieniu krzywizny 650 m otrzymano wartość $Q_b = 1519 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, a przepływu średniego $104 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Zakole w Borku koło Zabierzowa Bocheńskiego ze schyłku młodszego dryasu ($>9800 \pm 80$ lat BP) o $r = 670$ m i $w = 160$ – 180 m pozwala natomiast zrekonstruować Q_b na $1611 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ i Q_{sr} na $176 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$.

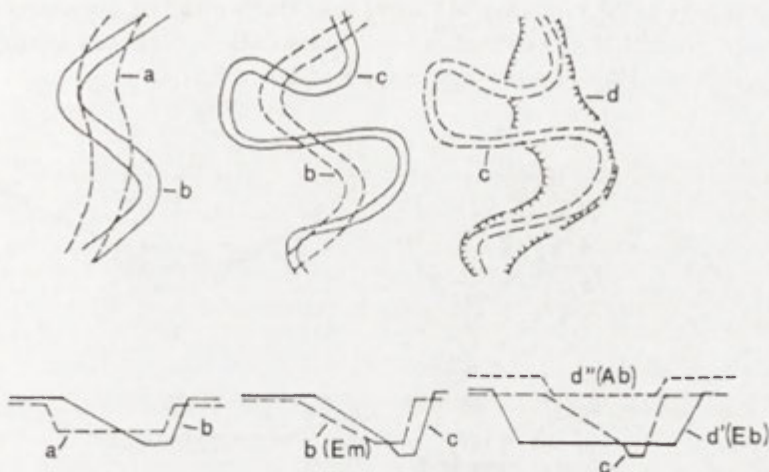
W porównaniu ze współczesnymi wartościami średnie przepływy w allerödzie były zbliżone do współczesnych (Tynec 91,7 m^3 , Jagodniki 138 m^3), natomiast w młodszym dryasie o 50–70% wyższe. Różnicę zasadniczą stwierdzamy w przypadku porównania z paleokorytami opuszczonymi przed 8000 lat BP przez podkrakowską Wisłę (por. Kalicki 1991). Dla zakola Lasówka otrzymaliśmy wartości $Q_b = 65$ – $215 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, zaś dla zakola Rybitwy $Q_b = 39$ – $182 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ i $Q_{\text{sr}} = 21,7 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Przepływy pełnokorytowe przed holocenem były około 8–20 razy wyższe, natomiast przepływy średnie również 7–12 razy wyższe niż w eholocenie (tab. 2).

Zmiana reżimu rzecznego i gwałtowny spadek ilości niesionego rumowiska spowodował zatem generalne zmniejszenie parametrów koryt, a równocześnie ich pogłębienie i zwężenie strefy zalewów. Dlatego aluwia holocenijskie (facji korytowej) są na ogół włożone w starsze, w centralnej części doliny, a równocześnie szeroka strefa wielkich paleomeandrów zachowała się nie zmieniona w brzeżnych częściach den dolin (por. ryc. 46, 51).

5.2. Rytmika zmian klimatu i zmiany częstotliwości powodzi w holocenie

W sukcesji roślinności i zmianach izotopowych ^{18}O w sekwencjach osadów jeziornych holocenu z obszaru Polski (Ralska-Jasiewiczowa, red., 1989; Róžański 1987) zaznacza się wyraźna trójdzielność, odpowiadająca krótkiemu okresowi wzrostu temperatury (eoholocen – trwający do około 8,4 ka BP), okresowi optimum klimatycznego (mezoholocenu 8,4–5,5 ka BP) i okresowi powolnego ochładzania (neoholocenu od 5,5 ka BP). W rzeczywistości liczba i częstość wahań termicznych, a szczególnie wilgotnościowych w ciągu holocenu była znacznie wyższa i jak pokazują wahania lodowców alpejskich, poziomu jezior i innych zjawisk (por. ryc. 117, Starkel 1985, 1995e) miały one swe główne źródło w wahanach aktywności Słońca. Okresom obniżonej działalności Słońca, a zarazem wzrostu promieniowania kosmicznego i produkcji ^{14}C odpowiadają okresy względnie wilgotniejsze i chłodniejsze (Magny 1993, 1998; Starkel 1994a). Na fazy te nakładają się niekiedy dodatkowo okresy o wyjątkowo wzmożonej działalności wulkanicznej, sprzyjające zwiększonej częstotliwości zdarzeń ekstremalnych (Bryson R.U. i R.A. 1998; Starkel 2000).

Badania prowadzone przez autora w dorzeczu górnej Wisły od ponad 40 lat (Starkel 1960, 1977b, 1981, 1983) wykazały obecność włożonych serii osadów rzecznych, które zostały wydatowane i skorelowane z fazami o wzmożonej częstości powodzi. Obserwacje zmian koryt i sedymentacji w okresie ostatniej takiej fazy odpowiadającej małej epoce lodowej (Starkel, red., 1981) wykazały, że w środkowych biegach dolin taką fazę rozpoczynało poszerzanie, wyprostowywanie i pogłębienie koryta, prowadzące często do zmiany koryta z meandrowego na roztokowe (ryc. 87, 88) albo też do przerzutu koryta i wkładania nowego ogniwa aluwioów. Ostatecznie u schyłku takiej fazy dochodziło do kształtowania się w obrębie włożonych osadów nowej rynniny meandrowej (Starkel 1994a, 1999).



Ryc. 87. Zmiany kształtu koryt w planie i przekroju w czasie rytmicznych zmian reżimu hydrologicznego w holocenie (wg: Starkel 1981, 1983)

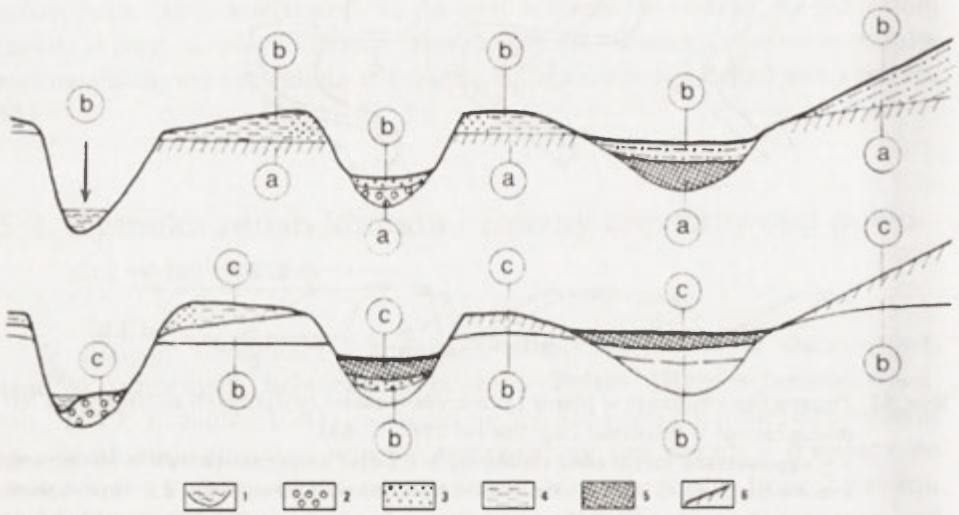
a – wyprostowane koryto rzeki roztokowej, b – koryto kręte przechodzące w meandrowe, z tendencją do erozji bocznej (Em), c – rozwinięte koryto meandrowe, d – wyprostowane koryto roztokowe powstałe w fazie częstych powodzi z tendencją do pogłębiania (Eb) lub do agradacji (Ab).

Każda z tych faz o czasie trwania od 200 do 600 lat została rozpoznana i datowana na podstawie różnych wskaźnikowych zmian w osadach i formach (por. Ralska-Jasiewiczowa i Starkel 1988; Starkel 1983, 1990, 1994a, 1999):

- występowania osadów bardziej gruboziarnistych, w tym włożenia osadów facji korytowej,
- nałożenia osadów powodziowych na organiczne lub na gleby kopalne,
- nałożenia osadów korytowych na powodziowe,
- szybszego tempa sedymentacji (z zachowaniem oddzielności warstw reprezentujących poszczególne zdarzenia),
- występowania nagromadzeń pni tzw. czarnych dębów,
- opuszczonych, odciętych paleokoryt lub opuszczonych wskutek przetrwania całych systemów korytowych.

Na podstawie badań przeprowadzonych głównie w dolinach górnej Wisły i jej dopływów zostały wyróżnione następujące fazy wzmożonej działalności rzek, reprezentowane przeważnie przez odrębne włożenia i systemy paleokoryt (Starkel 1983, 1990; Kalicki 1991; Starkel i inni 1991, 1996): 8,5(8,7)–7,8 ka BP; 6,5–6,0; 5,5–4,9; 4,4–4,1; 3,3–3,0; 2,7–2,4; 2,2–1,7 ka BP, V–VI wiek, X–XI wiek i od XIV do XVII wieku. Każda z tych faz zapisana jest przeważnie w kilku lub kilkunastu profilach (por. se-

ria mapek - ryc. 90 i dalsze), z każdej fazy pochodzą też opuszczone paleokoryta, z których łącznie wydatowano około 60 w dorzeczu górnej Wisły i dalszych 20 w dół jej biegu (ryc. 85, 88, 89).

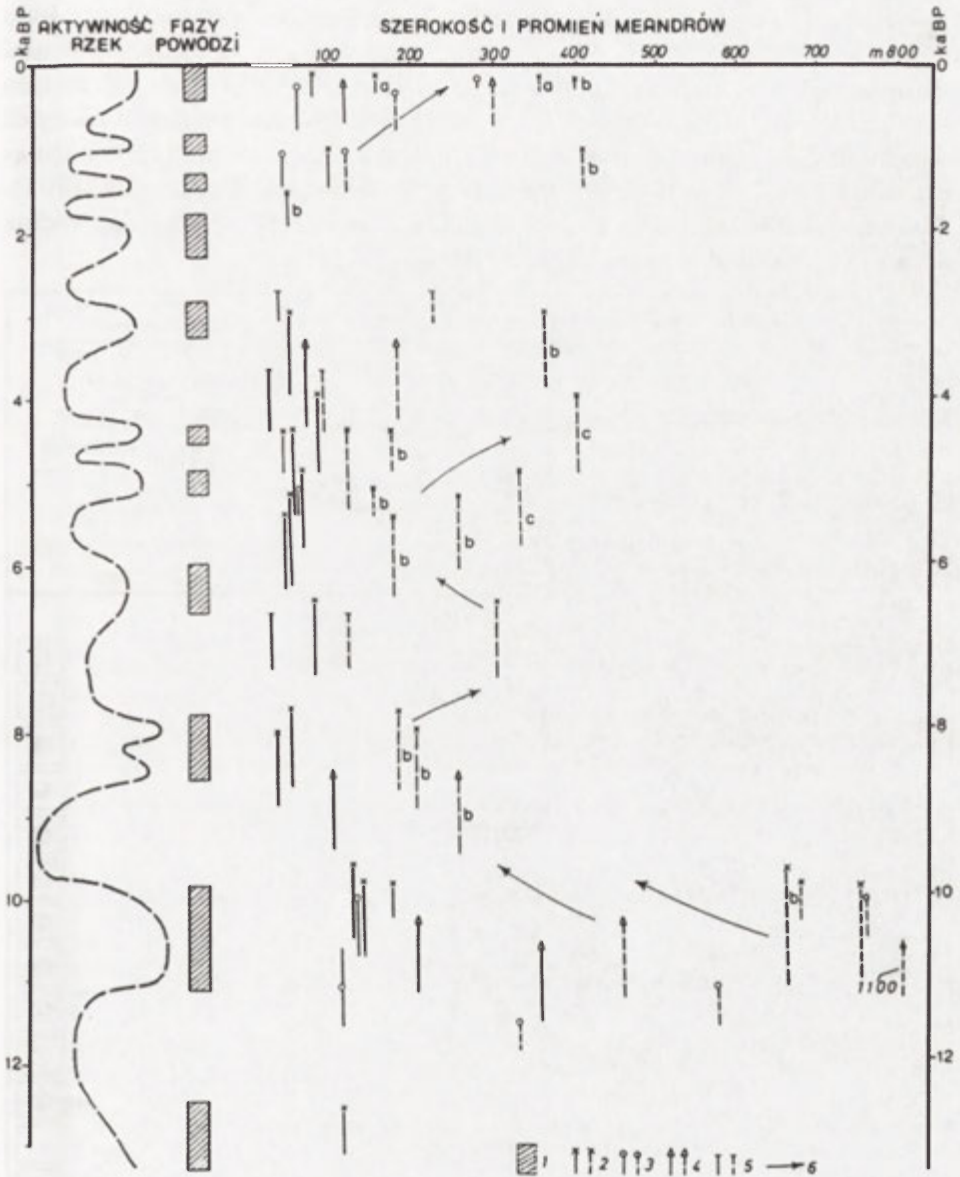


Ryc. 88. Schemat procesów akumulacji i erozji w paleokorytach, na równinie zalewowej i stożkach dopływów w fazie poprzedzającej częste powodzie (a), w czasie fazy o dużej częstotliwości powodzi (b) i następnej stabilizacji (c) według L.Starkla (Starkel i inni 1999)

1 – rzeka, 2 – osady korytowe – gruboziarniste, 3 – osady paleokoryt i wałów przykorytowych – piaszczyste, 4 – osady pozakorytowe, 5 – osady organiczne wypełnień starorzeczy, 6 – poziomy humusowe (glebowe).

5.2.1. Faza 8,5–7,8 ka BP

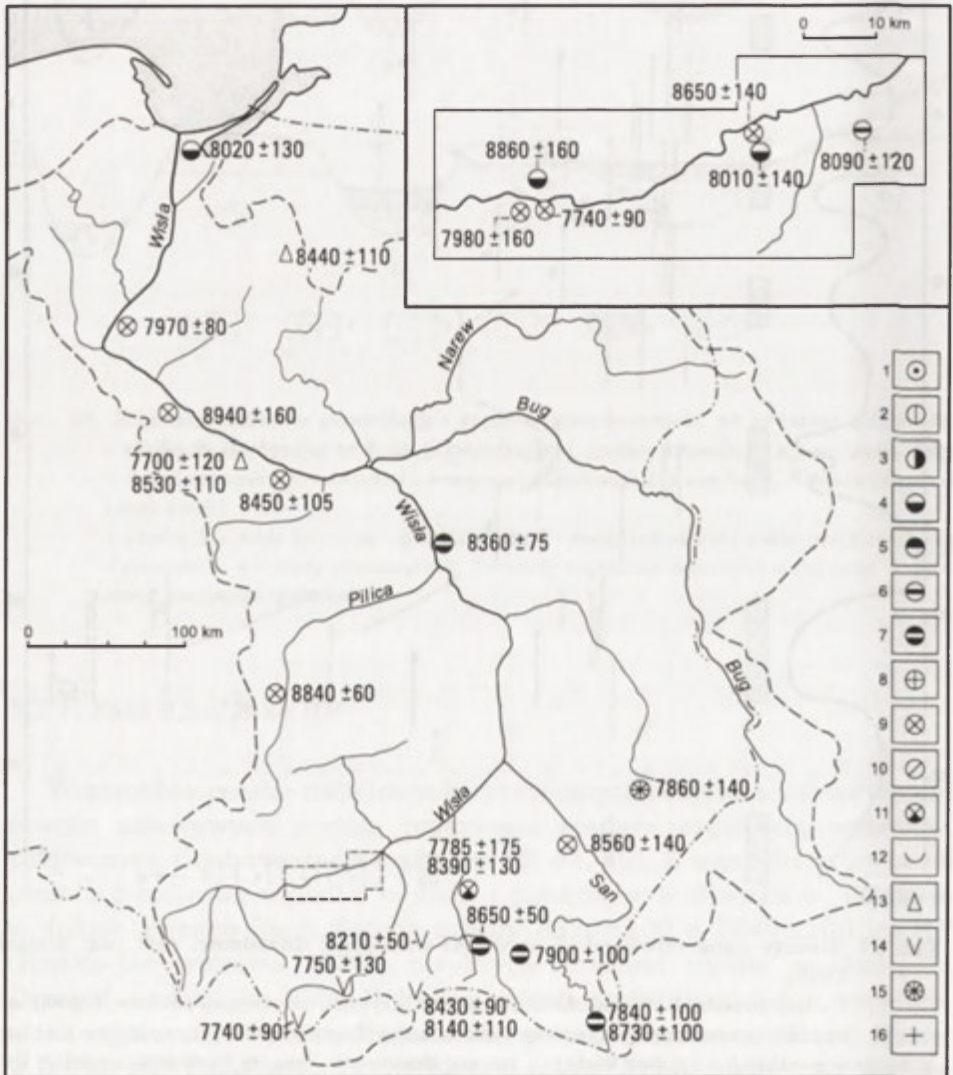
Wczesnoolocenska stabilizacja koryt rzecznych połączona z zatorfieniem równin zalewowych została przerwana rosnącą częstością wylewów, połączonych z sedymentacją mad (ryc. 32, 41, 89). Z tego okresu pochodzi około 0,5-metrowa wkładka mułków i piasków w torfowisku w Tarnawie w dolinie górnego Sanu złożona między 8370 ± 100 a 7840 ± 100 lat BP (Ralska-Jasiewiczowa 1980), przykrycie madami torfów w obniżeniu Drwinki i na stożku Raby. Wyraźne zailenia stwierdzono też w wypełnieniach organicznych późnovistuliańskich paleomeandrów w Nowej Hucie, w Borku koło Zabierzowa Bocheńskiego, w Woli Zyrakowskiej nad Wisłoką czy w Całowaniu. Na wielu stanowiskach obserwuje się wzmożony przyrost torfów, np. w obniżeniu Drwienia, czy w pradolinie Biebrzy (Zurek 1991), z czym wyraźnie koreluje pierwsze holocenske podniesienie poziomu wody



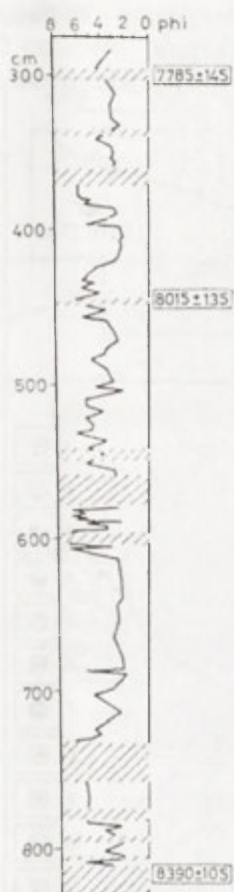
Ryc. 89. Zmiany parametrów zakoli na tle faz wzmożonej działalności rzek (wg: Starkel 1995)

1 – fazy powodzi, 2–5 – szerokości i promienie krzywizny określonych paleokoryt (górny zasięg słupka oznacza czas opuszczania zakola, sama długość odcinka przypuszczalny czas rozwoju zakola): 2 – dolina Wisły (a – powyżej Krakowa, b – między Krakowem a ujściem Dunajca, c – poniżej Dunajca), 3 – dolina Wiśłoki, 4 – dolina Sanu, 5 – dolina Raby, 6 – tendencje zmian wielkości paleomeandrów

w jeziorze Gościąg (Starkel i inni 1996b). Szczególnie spektakularne było odkrycie osadów stożka napływowego małego dopływu w Podgrodziu nad Wisłoką, gdzie w okresie między 8390 ± 105 a 7785 ± 145 lat BP zostało złożone 5,5 m osadów (ryc. 91), w których udało się wyróżnić 13 cykli sedimentacyjnych (przegrodzonych wkładkami organicznymi reprezentującymi przerwy), a w nich 95 zdarzeń powodziowych (Czyżowska 1997). Podobne stożki nałożone na wypełnienia starorzeczy występują wzdłuż progu Pogorza (por. Starkel, red., 1981).



Ryc. 90. Stanowiska datowane na okres 8500–7800 lat ^{14}C BP. Objasnienia znaków jak na ryc. 81.



Ryc. 91. Zapis zdarzeń powodziowych w profilu osadów stożka napływowego w Podgrodziu nad Wisłoką (Czyżowska 1997 oraz Starkel i inni 1996a). Zmiany średniej średnicy Mz, szrafem zaznaczono warstwy organiczne lub glebowe oddzielające 13 pakietów warstw, poszczególne zdarzenia wyróżnione według 4 kryteriów.

Równie liczne są też paleokoryta o małych parametrach, w których rozpoczęła się w tym czasie sedymentacja. Rejestrowane są one zarówno wzdłuż samej Wisły (koło Krakowa – Lasówka i Rybitwy, Wola Ładowska, Basen Unisławski), jak i w dolinie Dunajca (Sokołowski 1995). Okres ten reprezentuje również najstarszy pień dębu znaleziony w rejonie Smolic (Krapiec 1992).

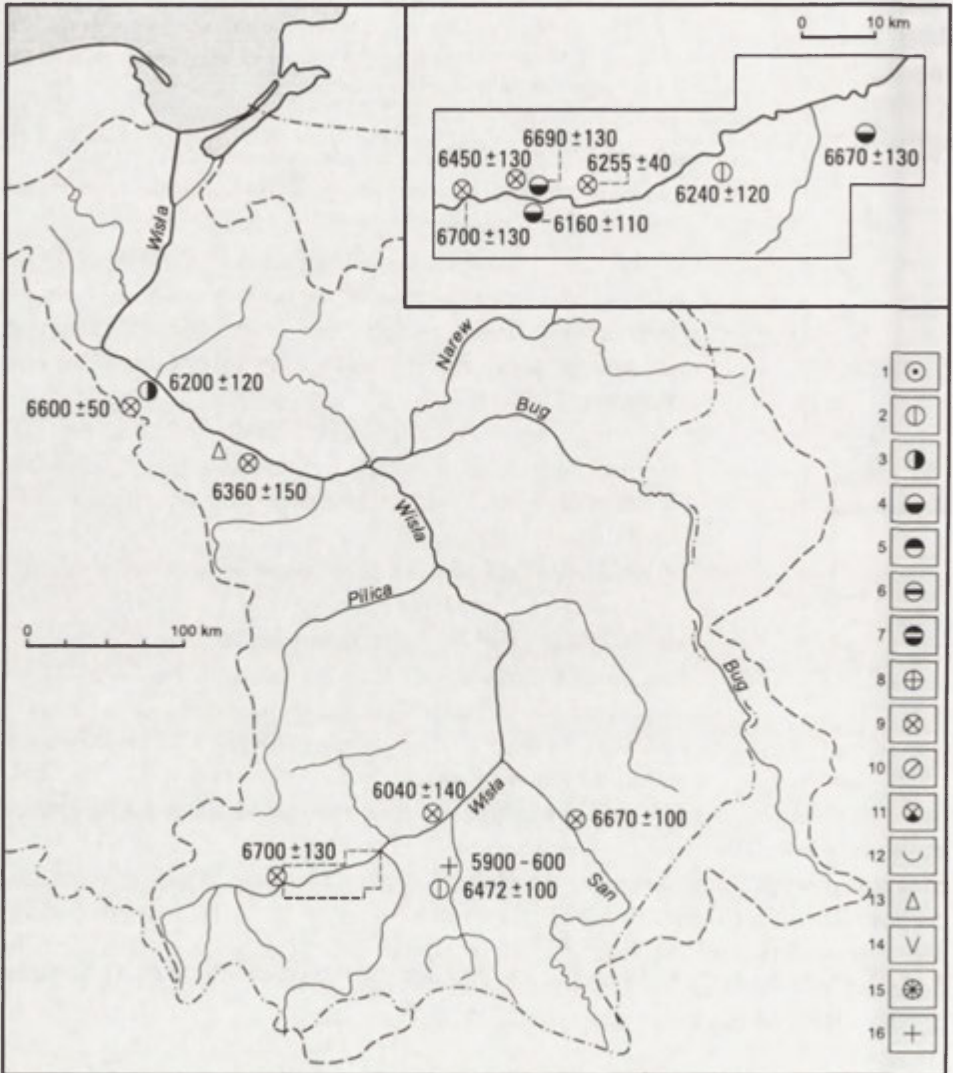
Po tej fazie, która wygasła około 7,8–7,7 ka BP, nastąpił okres stabilizacji trwający do około 6,6 ka BP. W okresie tym rysuje się jednak pewne wzmoczenie działalności rzek między 7,3 a 7,0 ka BP. Faza ta bywa wyodrębniana jako wyraźne ochłodzenie w Alpach (Zoller 1977; Burga 1985). M. Ralska-Jasiewiczowa (1987) stwierdza w tym czasie nasilenie tempa przebudowy zbiorowisk roślinnych, a W. Margielewski (2000) pojedyncze osuwiska.

Z tego okresu pochodzą spągi osadu wypełniającego paleokoryta w Zakach koło Oświęcimia (7210 ± 150 BP), jak i przykrycie mąką torfu w wielkim paleomeandrze koło Bierunia Nowego z datą 7150 ± 80 BP (Klimek 1987). Również spągi wypełnień paleokoryta Raby (Gębica 1995a) i Wisły w Grabowcu koło Torunia (Tomczak 1987) datowane są na te stulecia. Prawdopodobnie temu okresowi odpowiada też stropowa część stożka w Podgrodziu powyżej poziomu gleby kopalnej, skąd pochodzą daty 7785 ± 145 i 7820 ± 100 BP (Mamakowa i Starkel 1977).

5.2.2. Faza 6,6–6,0 ka BP

Mimo pełnego zalesienia u progu neolitu kolejna faza akumulacji i zmian koryt rysuje się w miarę wyraźnie (ryc. 92). Wśród opuszczonych paleokoryt z tego okresu daty spągu wypełnień przypadają na 6255 ± 40 BP w Pleszowie i 6450 ± 130 BP w Czyżynach. Oba paleomeandry o promieniu rzędu 300 m są dwukrotnie większe od eoholocenijskich (ryc. 85). Opuszczo-

ne koryta z tego okresu sygnalizowane są również z rejonu Bielan, Szczucina, Kotliny Płockiej, Kotliny Toruńskiej i doliny Tążyny.

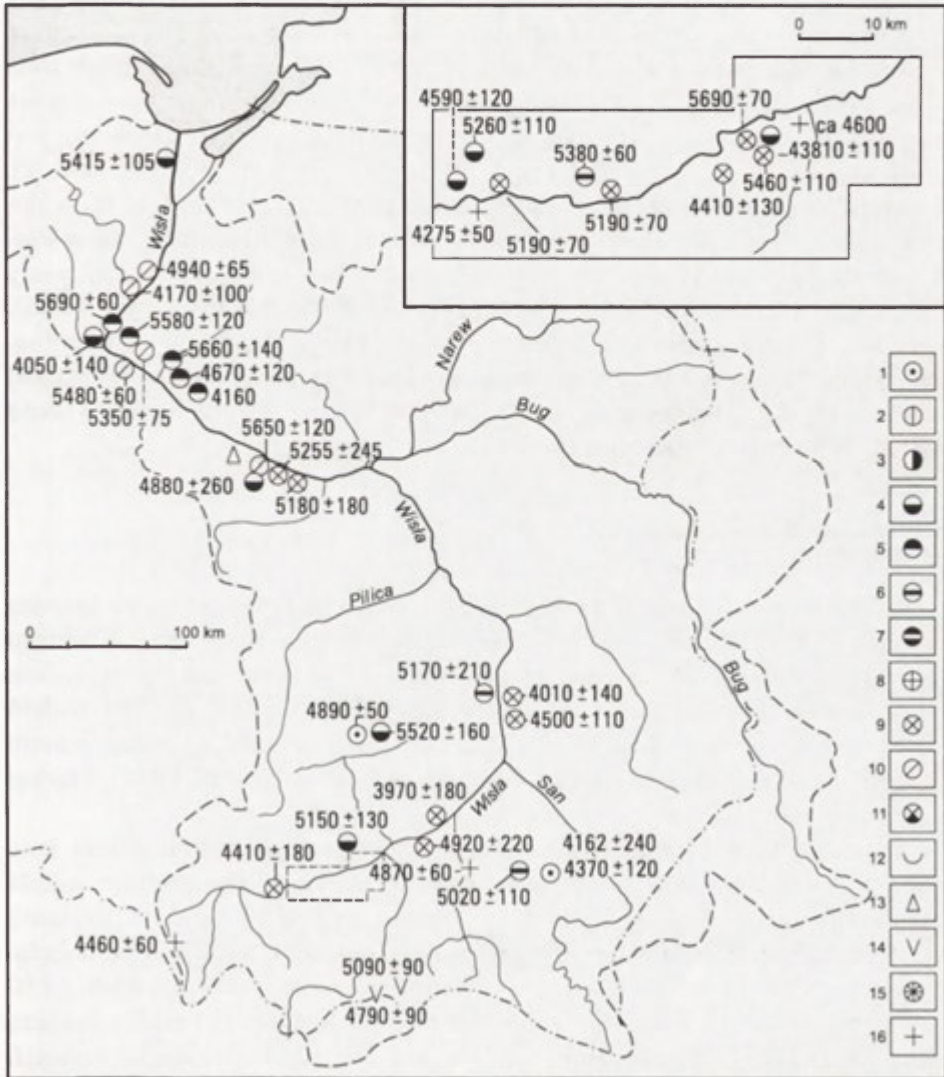


Ryc. 92. Stanowiska datowane na okres 6500–6000 lat ^{14}C BP. Objaśnienia znaków jak na ryc. 81.

Początek przykrycia madami osadów organicznych przypada też na ten okres, w tym w starych paleokorytach w Lasówce i w Łęgu i na stożku Raby. Nagromadzenia pni drzew datowanych metodą ^{14}C spotykamy w Ludwinowie u ujścia Wilgi i w Grabinach nad Wisłoką. Natomiast w dolinie Budzisz, dopływu Wielopolki w Rynnie Podkarpackiej prawdo-

podobnie na ten okres przypada warstwa piaszczysta rozdzielająca 2 poziomy organiczne wskazujące na stabilizację, datowane na 7450 ± 100 i 5670 ± 120 BP (Starkel i inni 1999).

5.2.3. Faza 5,5–4,9 ka BP



Ryc. 93. Stanowiska datowane na okres 5500–4000 lat ^{14}C BP. Objasnienia znaków jak na ryc. 81.

Jest to wyraźnie zarysowana faza zbiegająca się z przebudową zbiorowisk roślinnych u schyłku okresu atlantyckiego (por. Ralska-Jasiewiczowa 1987). Przypadają na ten okres liczne zmiany i przerzuty koryt rzecznych o promieniach paleomeandrów rzędu 200 m (ryc. 88, 93). Do nich należy paleomeander w Branicach, przy Rondzie, koło Szczucina, starorzecza koło Wilkowa w Kotlinie Warszawskiej, w Kotlinie Płockiej, w Kotlinie Toruńskiej i paleokoryto w Basenie Grudziądzkim. Najlepszy wgląd w mechanizm ewolucji i przerzutu koryt daje jednak system rzeczny paleokoryt w lesie Grobla poniżej Niepołomic (Starkel i inni 1991). Starsza generacja odciętych zakoli o promieniach 120–235 m została opuszczona u początku tej fazy (5420 ± 110 i 5460 ± 110 BP), natomiast opuszczenie bardziej wyprostowanego koryta o promieniach 125–165 m datowane jest na 2 stanowiskach na 5090 ± 110 i 5010 ± 90 BP (ryc. 35, 39, tab. 2). W wielu miejscach osady organiczne zostały przykryte madami, m.in. w dolinie dolnej Raclawki (Rutkowski 1991). W wypełnieniu starorzecza w Pleaszowie fauna wodna ślimaków wskazuje na podniesienie się poziomu wody gruntowej między 5380 ± 60 a 4750 ± 35 BP (Wasylikowa i inni 1985). W Ciszycy Przewozowej w przełomie Wisły mada okryła glebę kopalną. W Sędziszowie nad Budziszem, dopływem Wielopolki, gruboziarnisty osad powodziowy z fragmentami gałęzi w profilu madowym uzyskał datę 5020 ± 110 lat BP (Starkel i inni 1999).

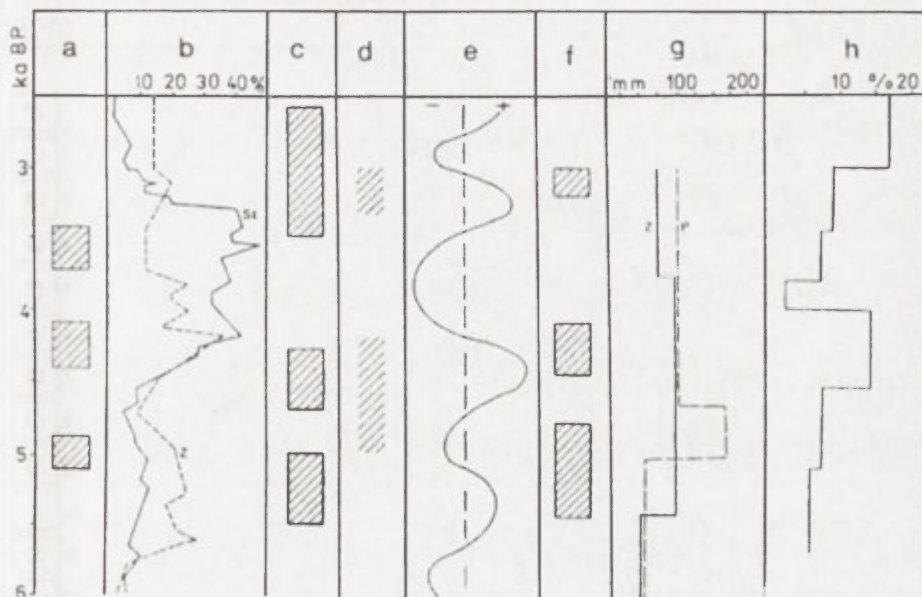
5.2.4. Faza 4,4–4,1 ka BP

Ta oddzielna faza zwilgocenia i częstych powodzi była uprzednio łączona z poprzednią (Starkel 1983) i dopiero stanowiska w rejonie Krakowa (Kalicki 1991) wskazały na jej odrębność. Pokrywa się to wyraźnie z dwudzielną fazą nasunięć lodowców alpejskich (Patzelt 1977) i wahań jezior szwajcarskich (Magny 1993), jak też koreluje z podtopieniem torfowisk i ekspansją świerka w Karpatach (por. Gil i inni 1974; Starkel 1995c, ryc. 94).

Z okresu tego pochodzi paleokoryto koło Tyńca i system zakoli koło Zabierzowa Bocheńskiego o promieniach 150–180 m. Opuszczone zakola z tego okresu znane są też z rejonu Szczucina, Kotliny Płockiej i z przełomu Wisły w rejonie Kotlinki Chodelskiej, gdzie 2 sąsiednie ścinające się zakola, wskazujące na dużą aktywność Wisły, zostały wydatowane na 4500 ± 110 i 4010 ± 140 BP (Pozaryski i Kalicki 1995). O aktywności rzek świadczą również przykrycia madami osadów organicznych w wypełnieniach paleomeandrów w lesie Grobla czy w Basenie Unisławskim. Towarzystwo temu spłyconie koryt i zatorfienie, które np. w Dzikowie w Kotlinie Toruńskiej rozpoczęło się po 4160 BP (Tomczak 1987). Również dopływy

dolnej Wisły rejestrują opuszczenie koryt (np. paleomeander w Brodzkich Młynach nad Wieżycą).

Wskaźnikiem częstych powodzi w tym okresie są też liczne pnie czarnych dębów, znalezione w rejonie Drogomyśla (Niedziałkowska i inni 1985), Ludwinowa (Rutkowski 1987) i Niedar u ujścia Raby (Krapiec 1992). O lokalnych ulewach świadczą wkładki żwirków z drewniakami w profilu stożka Słociny, dopływu Wisłoka w Rzeszowie, datowane na 4370 ± 120 i 4160 ± 240 BP (Starkel i inni 1999).

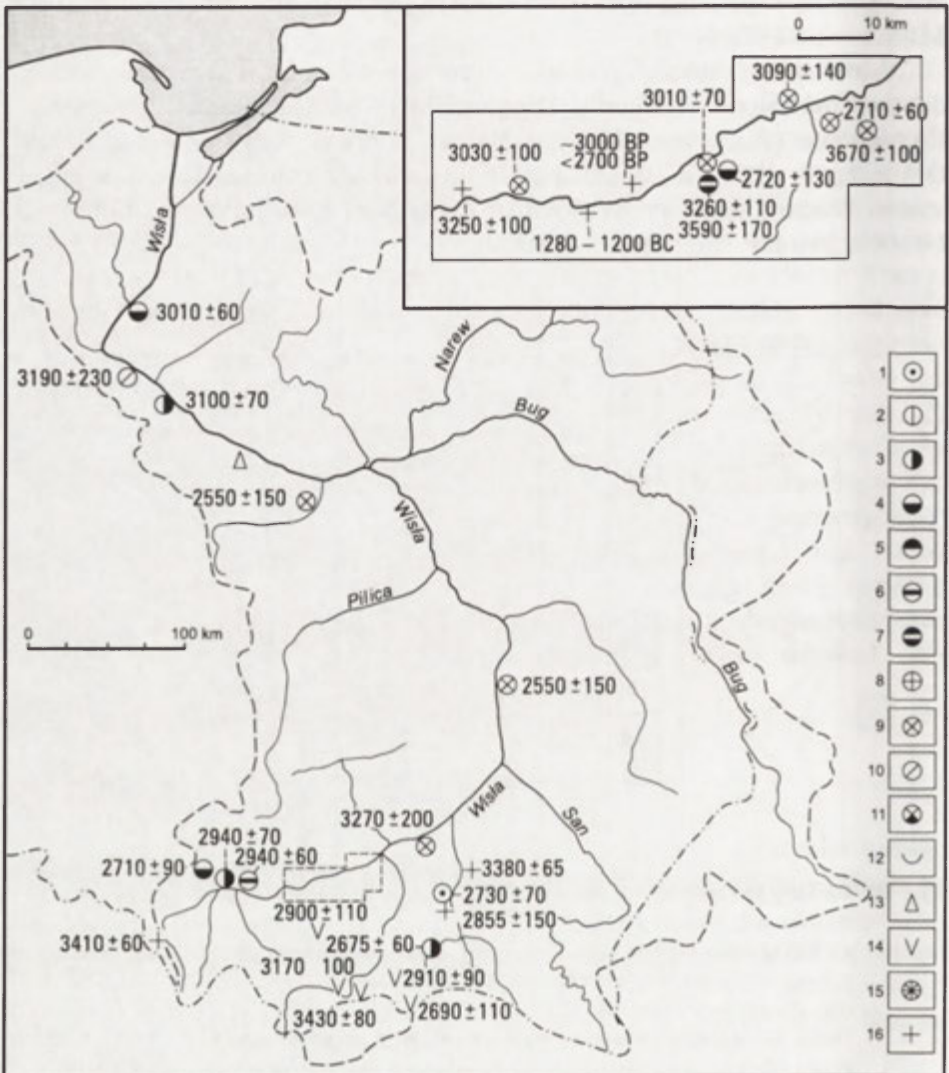


Ryc. 94. Zmiany środowiska na pograniczu okresów atlantyckiego i subborealnego (wg zestawienia L.Starkla 1995c)

a – fazy szybkiego tempa zmian roślinności (Ralska-Jasiewiczowa 1989), b – wahania krzywej świerka w Szymbarku (Sz) i Zieleńcu (Z) (Ralska-Jasiewiczowa 1989), c – nasunięcia lodowców alpejskich (Patzelt 1994), d – wysoki poziom jezior – N Polska (Ralska-Jasiewiczowa 1989), e – wysoki poziom jezior – przedpole Alp, Jura (Magny 1993), f – fazy powodzi – S Polska (Kalicki 1991; Starkel 1996), g – tempo przyrostu torfu w Zieleńcu (Z) i na Podhalu (P), h – stopień wylesienia wyżyn lessowych (Kruk 1988).

5.2.5. Faza 3,5–2,9 ka BP

Po kilkusetletniej przerwie zarówno opuszczone paleomeandry, jak i nagromadzenia czarnych dębów rejestrują kolejną fazę częstych powodzi (ryc. 95). W rejonie Oświęcimia kopalne koryto zaczęło być wypełniane około 2940 ± 70 lat BP i równocześnie inne od 2940 ± 60 BP Z zakola w Łęgu koło Krakowa pochodzi data 3030 ± 100 lat BP. Niemal równocześnie

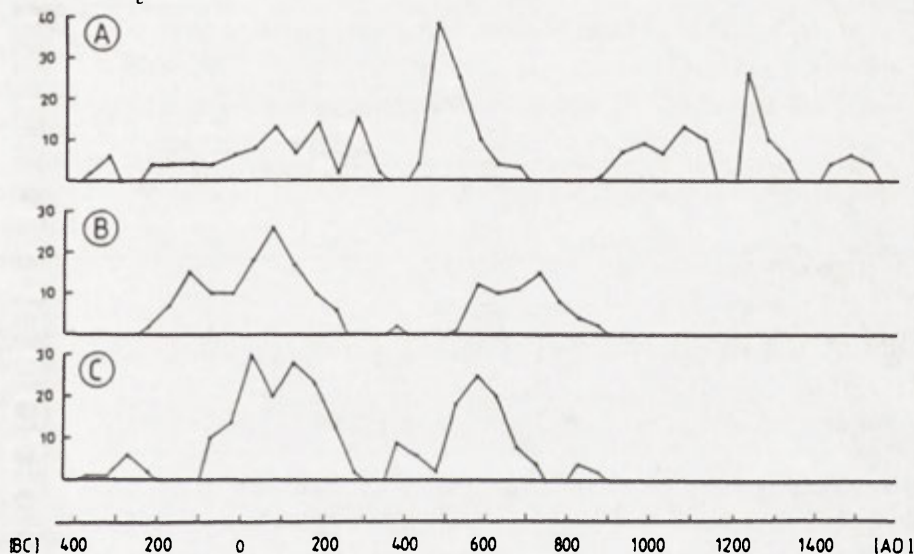


Ryc. 95. Stanowiska datowane na okres 3500–2500 lat ^{14}C BP. Objaśnienia znaków jak na ryc. 81.

śnie zostały opuszczone systemy zakoli w Łąkach koło Zabierzowa Bocheńskiego i w Śmiłowicach. Ten ostatni paleomeander jest wyjątkowo duży, o promieniu 340 m, co wskazywałoby na zwiększone przepływy. Nieco starsze są zakola koło Szczucina i w Pogórzcu koło Torunia. Niewątpliwym dowodem są nagromadzenia pni drzew z tego okresu (ryc. 96). Obok pojedynczych z Drogomyśla i Kątów koło Tyńca (Rutkowski 1987) na uwagę zasługują datowane dendrochronologicznie dziesiątki drzew

w Grabiach, Wolicy i Branicach poniżej Krakowa (Krapiec 1992; Krapiec, w: Starkel i inni 1996).

W Grabiach pował nastąpił między 1280 a 1200 lat kal. BC, zaś w Wolicy między 3025 a 3000 lat BP, co pokrywałoby się wprost idealnie z odcięciami zakoli w Łęgu i Łąkach. W profilu organicznego wypełnienia zakola w Zabierzowie Bocheńskim zaznacza się wkładka powodziowych namułów datowana między 3590 ± 17 a 3260 ± 110 lat BP (Kalicki i inni 1996). Również w Basenie Unisławskim torf został przykryty małą powodziową.



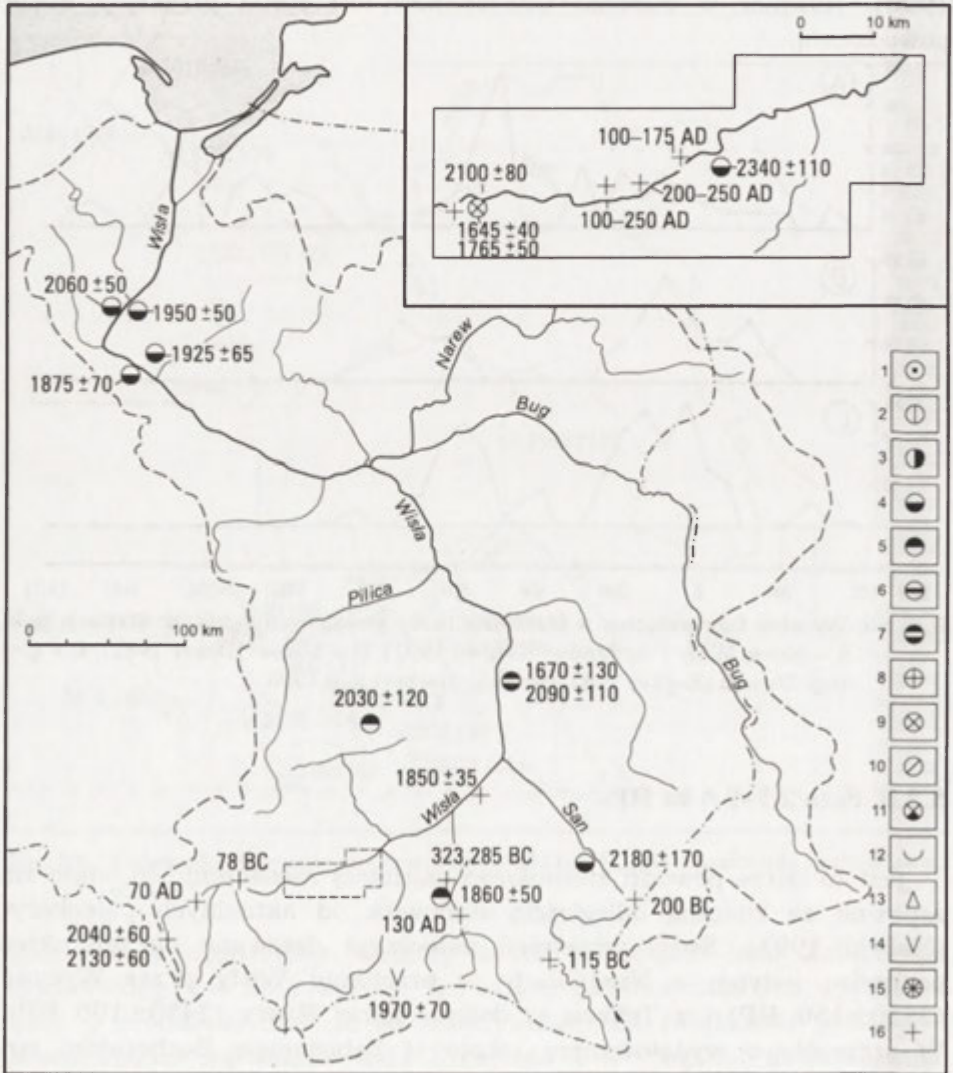
Ryc. 96. Wyraźne fazy widoczne w rozkładzie liczby powalonych dębów w aluwium rzek: A – górnej Wisły i dopływów (Krapiec 1992), B – Menu (Becker 1982), C – górnego Dunaju (Becker 1982); według: Starkel i inni 1996

5.2.6. Faza 2,7–2,4 ka BP

Jest to okres powodzi stosunkowo najstąbiej zaznaczony, co wiąże się zapewne ze znaczną odległością stanowisk od aktualnych paleokoryt (Kalicki 1991). Spągi wypełnień paleokoryt datowane na ten okres pochodzą jedynie z Niedźwiady w przełomie Wisły przez Wyżyny (2550 ± 150 BP) i z Tułowic w dolinie dolnej Bzury (2430 ± 100 BP). W szczególności wydatowanym zakolu w Zabierzowie Bocheńskim ten epizod reprezentują piaski (ryc. 38) przykrywające torf datowany w stropie na 2720 ± 130 lat BP (Kalicki i inni 1996). Natomiast z kilku miejsc sygnalizowane są pnie dębów m.in. z Wolicy koło Krakowa (2800–2600 BP), Niedar u ujścia Raby (2700–2500 BP) oraz Strzegocic i Grabin

nad Wisłoką. Należy podkreślić, że w Grabinach były też makroszczałki z ognia żwirowego datowane na 2420 ± 55 BP (Awskiuk i inni 1980).

5.2.7. Faza 2,2–1,7 ka BP (250 BC–250 AD)



Ryc. 97. Stanowiska i pnie dębów datowane na okres rzymski 2200–1700 lat BP. Objasnienie znaków jak na ryc. 81.

Okres ten wyraźnie zaznacza się w akumulacji mad i liczbie pogrzebanych czarnych dębów (ryc. 96, 97). Bywa on rozciągany na okres dłuższy (wg Kalickiego 2350–1800 BP). Mimo stwierdzonego podniesienia się poziomu jezior (por. Starkel i inni 1996b), trudny jest do rozpoznania jako wilgotniejsza faza klimatyczna z racji narastającej w tym czasie ingerencji człowieka, udokumentowanej m.in. pogrzebanymi, ściętymi pniakami drzew (Kalicki i Starkel 1987; Kalicki i Krąpiec 1991a).

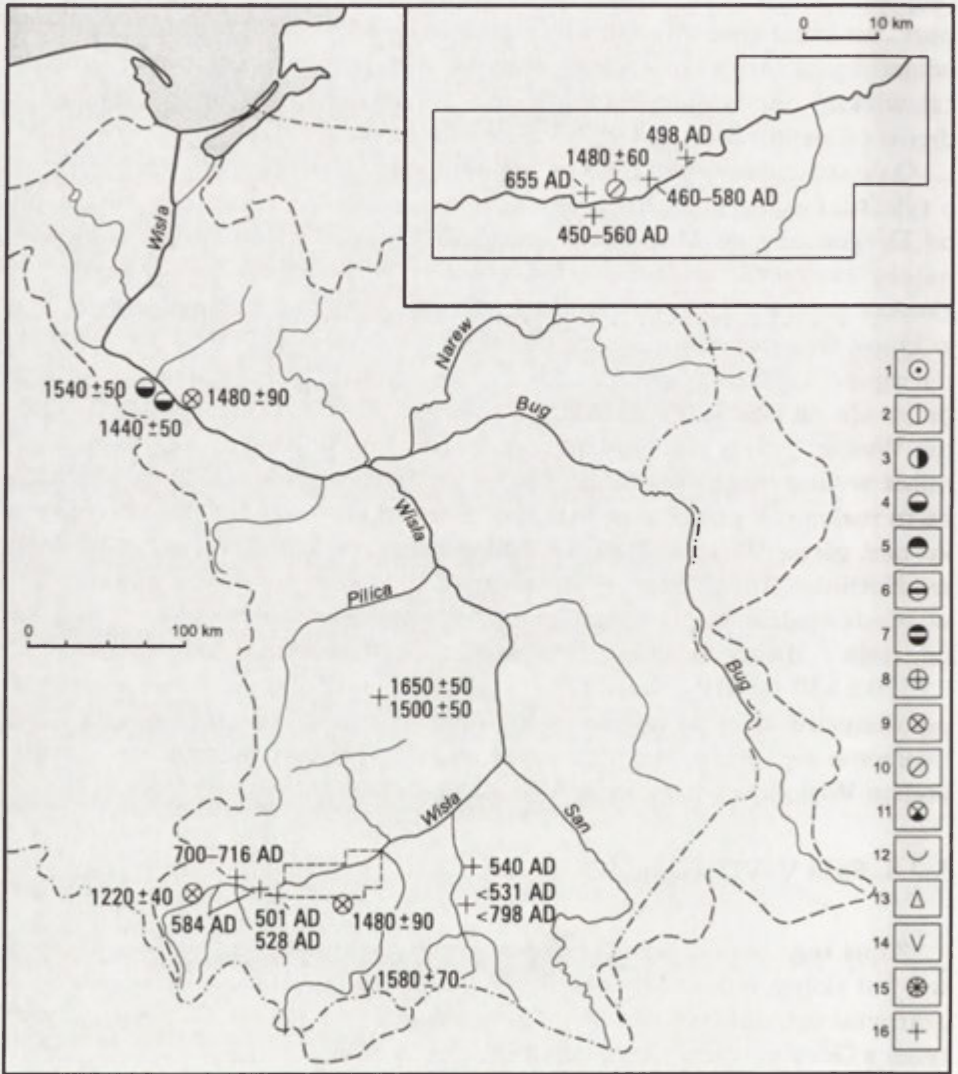
O ile stosunkowo nieliczne są wypełnienia paleomeandrów z tego okresu, o tyle subfosalne pnie drzew znajdujące się na całej długości górnej Wisły od Drogomyśla do Machowa (Krąpiec 1996). Do najobfitszych stanowisk należą zwirownia w Branicach-Stryjowie, gdzie najmłodsze pnie zostały złożone po roku 238 AD (Kalicki i Krąpiec 1991) i zwirownia w Wolicy, w której faza powału przypada podobno na okres 200–250 lat AD (Kalicki i Krąpiec 1995a). Natomiast kulminacja powału pni w Brzesku Nowym przypada na lata 120–125 AD (Krąpiec, w: Starkel i inni 1996a). W dolinie Wisłoki pnie z tego okresu znaleziono m.in. w Kleciu (129 AD), natomiast w Grabinach są starsze (323 i 285 BC – Starkel 1995a). Wskaznikiem rozległych powodzi są też mady okrywające osady organiczne nie tylko nad górną Wisłą w Stawach Monowskich, w Zabierzowie, ale również w Kotlinie Toruńskiej i Basenie Unisławskim. W paleomeandrze w Niedźwiadzie w przełomie przez Wyżyny warstwa żwirów z piaskiem oddziela dwa poziomy organiczne datowane na 2090 ± 110 i 1670 ± 130 lat BP (Kalicki, w: Starkel i inni 1999). W miejscach wyżej położonych i dalej od koryta podniesienie się poziomu wody spowodowało tworzenie się torfów, zarejestrowane m.in. w późnovistuliańskim paleomeandrze Wisłoki w Strzegonicach (Klimek 1992).

5.2.8. Faza V–VII wieku AD

Zapis tego okresu jako fazy przerzutów i akumulacji w facji pozakorytowej jest skąpy, natomiast najobfitszy w osadach korytowych przepełnionych czarnymi dębami (ryc. 98, 96). Paleokoryta z tego okresu są sygnalizowane tylko z Góry powyżej Oświęcimia i z doliny Mieni.

Pnie z VI–VII wieku znaleziono na odcinku powyżej Tyńca w Preciszowie, Smolicach, Rusolicach, Ściejowicach. W Wolicy pował pni nastąpił między 450 a 570 AD (Kalicki i Krąpiec 1995). Z 15 pni aż 9 przypada na lata 460–490 BP. Na przeciwległym brzegu w zwirowni w Kujawach wydatowano 24 pnie, które zostały powalone między 450 a 570 AD, z czego 10 między 465 BP a 485 AD, a zatem synchronicznie jak w Wolicy (Krąpiec, w: Starkel i inni 1996a). W Brzesku Nowym pojedyncze pnie datowano na 498 i 791 AD. Podobnego wieku pnie stwierdzono również w dolinie Wisłoki w Strzegonicach i w Kędzierzu. W dolnym biegu Wisły

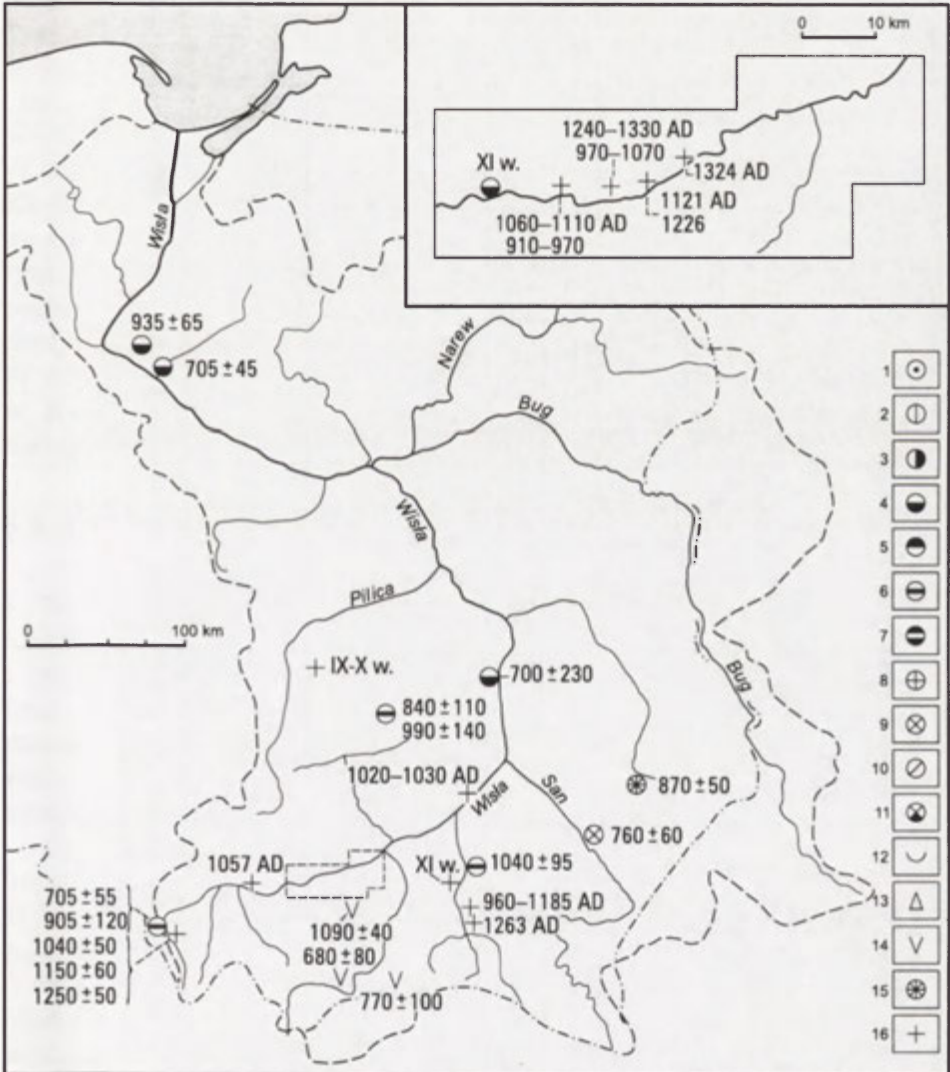
kontynuowane było nadbudowywanie madami podmokłych obniżeń, m.in. w Wilkowyjach koło Ciechocinka i w Siarzewie.



Ryc. 98. Stanowiska i pnie drzew datowane na V–VII wiek AD. Objasnienia znaków jak na ryc. 81.

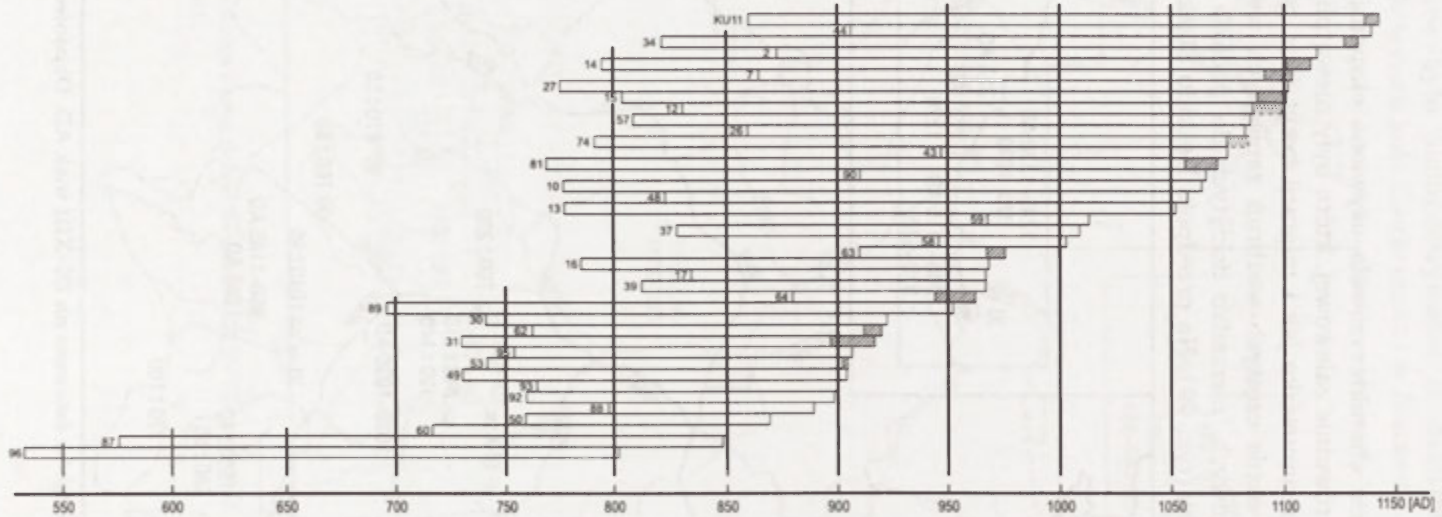
5.2.9. Faza X–XI wieku

Okres X–XI stulecia charakteryzowała ożywiona ekspansja osadnicza i wycinanie drzew na równinie zalewowej, które były niewątpliwą przyczyną wzrostu transportu rumowiska jak i migracji koryt (por. rozdział 5.3). Był to równocześnie okres częstych wezbrań zapisanych we włożonych seriach osadów korytowych, nierzadko dociętych do podłoża, z licznymi pniami czarnych dębów (ryc. 99). Na przedpolu Beskidu Śląskiego ogniwo



Ryc. 99. Stanowiska i pnie dębów datowane na IX–XIII wiek AD. Objaśnienia znaków jak na ryc. 81.

KRAKÓW - KUJAWY (KUA 1)



Ryc. 100. Korelacyjny diagram subfosalnych dębów ze żwirowni w Kujawach koło Krakowa z okresu 850–1150 AD – chronologia KUA 1 wg M. Krąpca (w: Starkel i inni 1996a). Odcinek zasrafiowany podaje liczbą lat z zachowaną warstwą bielu, odcinek pusty – okres zarejestrowany w słojach poszczególnych pni.

żwirowo-piaszczyste w Drogomyślu zawiera pnie drzew, zaś horyzont organiczny w spągu nadległych mad datowano na 905 ± 120 lat BP (Niedziałkowska i inni 1985). W samym Krakowie poziom kulturowy z początku XI wieku przykrywają osady powodziowe (Radwański 1972; Starkel 1995d), natomiast poniżej Krakowa w rozszerzeniu doliny występują liczne pnie zarówno w Branicach, gdzie stwierdzono pniak ścięty w 976 roku AD (Kalicki i Krąpiec 1992), jak szczególnie w Kujawach (ryc. 100), gdzie wśród 40 pni ich koncentracja powału wskazuje na dwie fazy powodziowe: 910–920 AD i 1060–1100 lat AD (Kalicki i Krąpiec 1992). Zaskakująco dobrze wpasowuje się związany z ulewą pował drzew w dolince Jędrzejówki na Rostoczcu datowany na 870 ± 50 lat BP (Jersak i inni 1992; Śnieszko 1995). W Machowie koło Tarnobrzega 6 pni zostało powalonych między 1019 a 1032 AD (Krąpiec, w: Starkel i inni 1996a). W dolinie Wisłoki z żwirowni w Strzegonicach pochodzą pnie datowane na XI–XII wiek (Starkel 1995a). W żwirowni w Grabinach stwierdzono ogniwo odsypów meandrowych wskazujących na lateralne przemieszczenie koryta, rozpoczęte około 965 ± 75 lat BP (Starkel, red., 1981). Z tego okresu pochodzą też aluwia facji korytowej z licznymi pniami drzew w dolinach dopływów Nidy i Pilicy, drenujących Góry Świętokrzyskie (Lindner 1977). W dolnym biegu Wisły zmiany sedymentacji są nieliczne. W Rączkowie w Kotlinie Toruńskiej na torfach występuje mada, a nieco wcześniej nastąpiło ścięcie paleomeandrów w dolinie dopływu Wisły – Mieni.

5.2.10. Częste powodzie od XIV do XVII wieku

Liczba zarejestrowanych powodzi i ich skutków w okresie historycznym rosła, dzięki zarówno poziomom kulturowym, zapiskom historycznym i czarnym dębom, a poczynając od XVII wieku również starym mapom (por. Girguś i Strupczewski 1965; Radwański 1972). Na tej podstawie można wydzielić okres częstych powodzi rozpoczynający się już w XIII–XIV stuleciu i pokrywający się w przybliżeniu z okresem tzw. małej epoki lodowej sensu lato.

Spośród powodzi powodujących zmiany koryt zarejestrowano zmiany koryta Wisły w Krakowie w I połowie XIV wieku (Bąkowski 1902). Przerzuty koryta Wisły koło Sieciechowa niżej Puław nastąpiły w czasie powodzi u schyłku XVI wieku. Tego wieku są odcięcia paleomeandrów dolnego Sanu. Analiza starych map wskazuje też na przerzut koryta Wisłoka poniżej Rzeszowa w wieku XVII (Strzelecka 1958). Przykrycie madami osadów organicznych i gleb kopalnych zarejestrowano od XV w. w Nieszawie w przełomie Wisły, w odcinku warszawskim i Pogórze koło Torunia, jak też w licznych dolinach pasa wyżyn, m.in. w dolinie Opatówki (XIV–XV wiek – Kosmowska-Sufczyńska 1983).

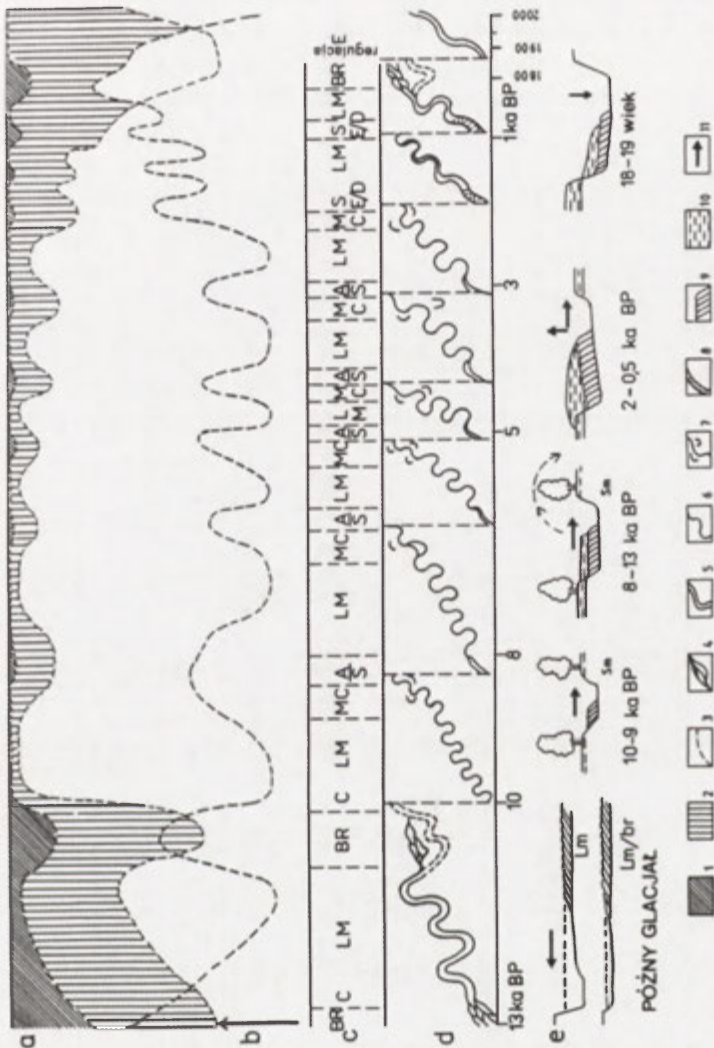
W zwirowni w Grabinach (ryc. 49) stwierdzono, że nastąpił w tym czasie wyraźny wzrost parametrów koryta Wisłoki od starszych od X wieku ($r = 120$, $w = 20-30$) do opuszczonych prawdopodobnie w XVII wieku ($r = 170$, $w = 50$ - Starkeł 1995a). Najmłodsze pnie czarnych dębów datowane są tu na 1563 AD. Podobnie w Branicach nad Wisłą paleomeander czynny jeszcze do XIV–XV wieku ma parametry wyraźnie większe od starszych (Kalicki i Krąpiec 1991). W Kujawach 3 pnie pochodzą z okresu 1310–1320 AD, nieco młodszy jest pień z Brzeska Nowego (1324 AD). Podobnie pojedyncze pnie z XIII–XIV wieku zarejestrowano w zwirowni w Kleciu powyżej Brzostka nad Wisłoką (Krąpiec, w: Starkeł i inni 1996a). Ubóstwo pni z wieku XV i późniejszych wiąże się z kompletnym wylesieniem równin zalewowych (Krąpiec 1992).

5.2.11. Ogólne prawidłowości

Wyraźna czytelność holocenijskich faz wzmożonej działalności rzek (poza najmłodszymi związanymi z ingerencją człowieka w reżim hydrologiczny) dzięki zachowaniu opuszczonych paleokoryt pozwala w przybliżeniu zrekonstruować reżim rzek, przy założeniu, że dobrze rozwinięte paleokoryta ukształtowane zostały przez reżim rzeki w okresie poprzedzającym fazę odcięcia lub przerzutu (ryc. 101). Z zestawienia zrekonstruowanych przepływów pełnokorytowych i średnich Wisły na odcinku poniżej Krakowa wynika, że przepływy pełnokorytowe u progu holocenu zmalały 8–20-krotnie (do $40-200 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$), natomiast ukształtowane po fazie 8,5–8,0 ka BP wzrosły dwukrotnie, by znów zmaleć do $60-200 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ w najmłodszym atlantyku (ryc. 88, tab. 2). Wyjątkowo duże parametry ma zakole w Śmiłowicach czynne przed 3090 ± 140 BP o przepływie Q_b przekraczającym $400 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Podobne są zakola Wisły sprzed regulacji (por. Trafas 1975) – zbliżają się parametrami do późnoglacialnych.

Wydzielone fazy wzmożonej działalności rzek: erozji, agradacji, przyspieszonej migracji, ścinania i przerzutów koryt, wyraźnie korelują w eo- i mezoholocenie z innymi zmianami zachodzącymi w środowisku (Starkeł 1977a, 1983, 1990, 1994a, 1999). W ostatnich tysiącleciach obraz przemian zaczyna być coraz bardziej złożony i wpływ klimatu mniej czytelny, na co niewątpliwie wpłynęła działalność gospodarza człowieka.

Fazy te znalazły potwierdzenie w zapisie zmian innych typów środowisk sedymentacyjnych, jak również w ewolucji ekosystemów (ryc. 102). Szata roślinna w ciągu holocenu wykazuje co najmniej 7 krótkich (200–400-letnich) epizodów istotnej transformacji zbiorowisk leśnych (Ralska-Jasiewiczowa 1987), z których większość pokrywa się z fazami powodzi. W historii torfowisk i jezior zaznaczają się wyraźnie fazy wilgotne, najpowszechniejsze u pogranicza okresów borealnego i atlantyckiego (8,4–8,0 ka),

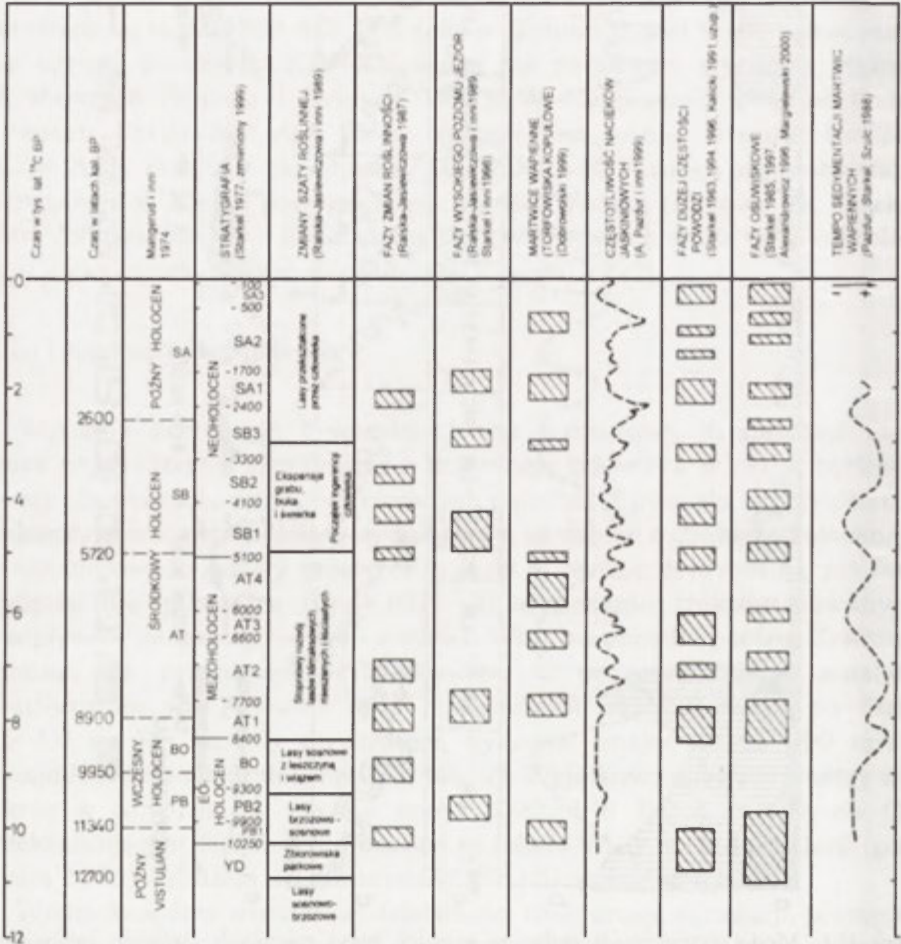


Ryc. 101. Model rytmicznych zmian w ewolucji koryt rzecznych i równin zalewowych w ostatnich 13 000 lat (oprac. L.Starkel, wg: Starkel i inni 1996a, nieco zmienione)

a – względne wahania dostawy i transportu rumowiska wleczonego (gęsty szraf) i zawiesiny; b – wahania w częstotliwości powodzi (Kalicki 1991; Starkel 1994); c – kierunki zmian koryt: BR – koryta roztokowe, C – koncentracja koryt, LM – boczna migracja, MC – ścinanie zakoli, A – przerzuty, S – wyprostowywanie, E – pogłębienie, D – agradacja; d – rytmiczne zmiany parametrów koryta, poszczególne rytmy oddzielone są zmianami progowymi z przelotami i wyprostowaniami koryta; e – schematyczne kierunki zmian przekroju poprzecznego w czasie różnych faz późnego wistulianu i holocenu.

1 – rumowisko wlezione, 2 – zawiesina, 3 – krzywa względnej częstotliwości powodzi, 4 – koryto roztokowe, 5 – duży meander, 6 – mały meander, 7 – zakole odcięte, 8 – pogłębienie i poszerzenie wyprostowanego koryta, 9 – odsypy meandrowe, 10 – nadbudowywanie równiny zalewowej, 11 – kierunki zmian koryta.

5,0–4,3 ka i 2,2–1,8 ka BP (Ralska-Jasiewiczowa i inni 1998; Starkel 1990). Ta ostatnia faza wyznacza maksymalny poziom większości jezior w Polsce (Niewiarowski, red., 1995; Ralska-Jasiewiczowa i inni 1998).



Ryc. 102. Korelacja zdarzeń paleohydrologicznych i paleogeograficznych na obszarze Polski (zestawienie wg różnych źródeł)

Rozwój torfowisk kopułowych daje nieco odmienny obraz (Dobrowolski 1998). Nacieki jaskiniowe natomiast wykazują pierwszy wzrost przyrostów od 8 ka BP z kulminacjami na początku okresu subborealnego i subatlantyckiego (Pazdur i inni 1999).

Szczególnie dobra zbieżność faz powodzi rysuje się w przypadku faz rozwoju osuwisk karpaccich (Starkel 1985, 1997a; Alexandrowicz 1996; Alexandrowicz S.W. i Alexandrowicz Z. 1999; Margielewski 1997, 2000) i spływów gruzowych w Tatrach (Kotarba i Baumgart-Kotarba 1997).

O ile jednak spływy gruzowe w Tatrach wiążą się z ulewami o dużych natężeniach, o tyle osuwiska – z opadami rozlewnymi i długotrwałymi okresami opadowymi (Gil i Starkel 1979). Wskazuje to na fakt, że okresy powodzi w holocenie odznaczały się dużą częstością różnego typu zdarzeń ekstremalnych (Starkel 1994a, 1997a), a nie tylko wyższymi opadami.

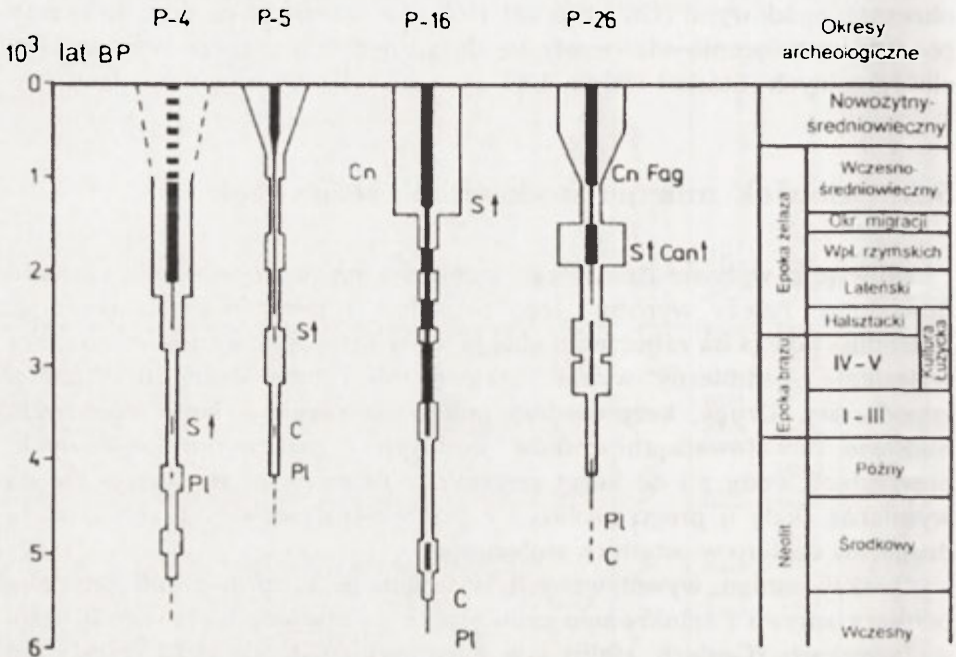
5.3. Człowiek zmienia środowisko i reżim rzek

Mówiąc o wpływie działalności człowieka na funkcjonowanie systemu fluwialnego należy wyróżnić jego pośrednią i bezpośrednią ingerencję. Pośrednia polega na zaburzeniu obiegu wody i transportu rumowiska przez wylesienie, nadmierny wypas, uprawę roli i inne formy działalności gospodarczej. Druga, bezpośrednia polega na regulacji koryt rzecznych, budowie obwałowań zbiorników wodnych i przeciwrumowiskowych, przerzutach wody z i do koryt rzecznych. Ta pierwsza rozpoczęła się na wymierną skalę u progu neolitu i z przybyciem pierwszych rolników, ta druga zaś dopiero w ostatnich stuleciach.

O skali zmian wywoływanych wylesieniem i uprawą roli pouczają pomiary spływu i splukiwania prowadzone na stacjach badawczych m.in. w Jaworkach (Gerlach 1966) i w Szymbarku (Słupik 1973, 1981; Gil 1976). Szczególnie istotny jest spływ w czasie krótkotrwałych ulew o dużym natężeniu $1\text{--}3\text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$, który może sięgać 25–50% opadu i powodować odprowadzanie zawiesiny rzędu $100\pm 150\text{ t ha}^{-1}$ i przekraczać o setki razy średnią roczną (Maruszczak i inni 1992). Porównując ze sobą różne użytki stwierdzamy, że na uprawach okopowych wielkości odprowadzania bywają o 2–4 rzędy wielkości wyższe niż na użytkach zielonych. Szczególną rolę w górach odgrywają drogi polne (Froehlich 1982). Przykładem ulewy w zlewni o powierzchni 1 km^2 , w przewadze zalesionej, może być opad rzędu 90 mm koło Szymbarku w dniu 7 czerwca 1985 r., gdy na blisko 3800 t osadu wyniesionego i złożonego w postaci stożka około 45% pochodziło z koryta potoku, 40% z dróg polnych, a 10% z upraw ziemniaczanych (Gil 1998). Cechą lokalnych ulew jest odprowadzenie materiału na niewielkie odległości i jego akumulacja u podnóża stoku albo wzdłuż koryta cieków I–II rzędu i u ich wylotu do większych dolin (Starkel, red., 1997; Rodzik i inni 1998). Natomiast w czasie opadów rozlewnych, gdy kształtują się fale wezbraniowe na dużych rzekach, materiał bywa przenoszony na większe odległości i składany często na przedpolu gór, dochodząc nawet aż do Bałtyku.

Diagramy pyłkowe, dane archeologiczne, cechy osadów i w końcu same formy dostarczają informacji o skali ingerencji człowieka w funkcjonowanie

systemów fluwialnych (Ralska-Jasiewiczowa i inni 1989, 1996; Kruk i inni 1996; Starkel 1987a, 1995d; ryc. 103).



Ryc. 103. Intensywność wylesienia (wpływ człowieka) w różnych regionach Polski na podstawie analizy pyłkowej pokazano szerokością słupka białego (wg: Ralska-Jasiewiczowa i Latałowa 1996)

Słupki czarne oznaczają udział wskaźników gospodarki rolnej. Pl – pojawienie się *Plantago lanceolata*, C – pojawienie się zbóż. Cn – pojawienie się *Centaurea cyanus*, S – wzrost uprawy żyta. Can – uprawa konopii, Fag – uprawa maku, stanowiska (regiony): P-4 – Dolny Jasielsko-Sanocki, P-5 – Tarnawa w Bieszczadach, P-16 – jezioro Goplo na Kujawach, P-26 – jezioro Woryty na Mazurach.

Przed neolitem człowiek wznicał lokalne pożary, które mogły wpływać na przyspieszenie sływu i transportu rumowiska. W okresie kultury wstęgowej rytej (wczesnego neolitu), obejmującego okres 6500–5500 lat ^{14}C BP (Godłowska i inni 1987), zasięg powierzchni upraw był nieznaczny, ograniczony do poletek. Większe obszary zajmowały tereny pastwiskowe. Zapis tej fazy znajdujemy na krawędzi terasy lessowej w Pleszowie, gdzie akumulacja torfu wypełniającego paleokoryto Wisły została przerwana serią deluwii, w których pyłki rejestrują 3 fazy osadnicze (Wasylikowa i inni 1985; ryc. 33). Początek tej sedymentacji zbiega się ze schyłkiem fazy dużej aktywności rzek, interpretowanej jako faza wilgotniejsza (6,6–6,0 ka BP). W czasie następnej kultury lendzielsko-podgórskiej (5450–4950 ^{14}C BP) trwa jeszcze kopieniactwo (Kruk 1993). Z tego okresu pochodzą pierwsze deluwia spotykane w dnach dolin wyżyn lessowych (Jersak i inni

1992; Śnieszko 1985, 1995), co znów koresponduje z wyraźną fazą częstych powodzi i przerzutu koryt w lesie Grobla (Kalicki 1991; Starkel i inni 1991). Jednak u schyłku tej fazy obszary wyżynne i wysoczyznowe opanowuje ludność prowadząca działalność wypaleniskową na dużą skalę, należąca do kultury pucharów lejkowatych (5150 do 4450 BP). Ekspansja rolnictwa spowodowała w czasie ulew intensywny spływ i zmyw na stokach, aż do powstania wąwozów, zarejestrowanych np. w Bronocicach (Kruk i inni 1996) i Kunowie (Jersak 1965), akumulację deluwiów u podnóży stoków i aluwiów w dnach dolin (Śnieszko 1985), a także przykrycie torfów madami (również na Wyżynie Lubelskiej – Nakonieczny 1967). O wylesieniu świadczą brak ślimaków leśnych w osadach (Alexandrowicz 1987). Ożywienie akumulacji w tym czasie stwierdzono też na przedpolu Pogórza Karpackiego w dolinie Wielopolki (Starkel i inni 1999). W czasie dużych powodzi materiał był przenoszony na większe odległości, tworząc w dolinach Wisły i jej głównych dopływach pierwsze ogniwa tzw. „starej” mady o przewodze frakcji 6–10 phi (Kalicki 1991; Pożaryski i Kalicki 1995; Starkel i inni 1996a). Z tego okresu pochodzą też najstarsze deluwia okrywające poziomy organiczne na Wysoczyźnie Chełmińskiej z datą 4690 ± 90 lat ^{14}C BP (Sinkiewicz 1994).

Po okresie przejściowym w czasie kolejnej kultury ceramiki sznurowej (4300–3750 lat BP) rozwija się pasterstwo, zaniechana zostaje uprawa roli (Machnik 1988; Kruk 1993). Zatem rejestrowana przed 4100 lat BP faza ożywionej działalności rzek i przerzutów koryt (m.in. w Zabierzowie Bocheńskim – Kalicki i inni 1996) ma naturę klimatyczną.

Okresem szerokiej ekspansji rolnictwa jest kultura łużycka (3300–2400 lat ^{14}C BP), w czasie której jednorazowo pod uprawą znajduje się do 10% powierzchni (Henneberg i Ostoja-Zagórski 1983). W tym czasie pojawiają się wśród powałów z okresu 3200–3000 lat BP także pierwsze pnie drzew obrobione ręką ludzką i ścięte pniaki (Krąpiec 1992; Krąpiec, w: Starkel i inni 1996). W dolinie małego potoku w Markowej (Wysoczyzna Kańczucka) z podmadowego, 2-metrowego ogniwa piasków z węglami drzewnymi pochodzą 2 daty 3450 ± 360 i 2870 ± 70 lat BP (Mamakowa i Wójcik 1999). Prawdopodobnie liczne stanowiska rejestrujące w okresie 3300–2500 lat BP przykrycie osadów organicznych madami są także odbiciem wzrostu ilości zawiesiny. Intensywna erozja gleb została również zarejestrowana wokół grodu Biskupińskiego (Sinkiewicz, w: Niewiarowski, red., 1995).

Niewątpliwie wzdłuż doliny Wisły okresem wzrostu osadnictwa, a również działalności przemysłowej (garncarstwo, hutnictwo) jest okres rzymski, z którego pochodzą stanowiska rejestrujące zarówno działalność człowieka, jak i różne typy osadów. Ścięte pniaki w rejonie Krakowa z I–II wieku AD mówią o karczowaniu lasów dębowych na równinie

zalewowej (Kalicki i Starkel 1987; Kalicki i Krąpiec 1991a; Krąpiec 1992), które spowodowało dziczenie koryt z tendencją do roztokowości i agradację. Ponowne zalesienie obszarów nadrzecznych nastąpiło dopiero u schyłku IV w. AD (Krąpiec 1992; ryc. 96). Z okresu rzymskiego pochodzą też deluwia na Wysoczyźnie Chełmińskiej (Sinkiewicz 1994), jak też równoczesna z podniesieniem poziomu wody w zbiornikach jeziornych akumulacja materiału terrygenicznego. Została ona zarejestrowana zarówno w południowej Wielkopolsce (data 1970 ± 80 lat BP – Borówko 1992), jak i na Pojezierzu Kaszubskim, gdzie nastąpił kilkakrotny wzrost tempa sedymentacji (Gołębiowski 1981).

Powodzie obejmowały całą dolinę Wisły. Przenosiły one zawiesinę w dół rzeki i dlatego nadbudowywanie osadami powodziowymi rejestrowane jest nawet w Kotlinie Toruńskiej i Basenie Unisławskim (Tomczak 1982; Nie-wiarowski 1987).

Wraz z rozwojem państwa polskiego w X–XI wieku notowane są liczne czarne dęby i pniaki. Mady rejestrowane są wzdłuż całej Wisły (ryc. 30). Według obliczeń H. Maruszczaka (1988, 1991) opartych m.in. na rekonstrukcjach K. Buczka (1960). 1000 lat temu blisko 20% obszaru było już pod uprawą, a transport zawiesiny był około 2-krotnie niższy niż dziś. O postępującym wylesieniu świadczą diagramy pyłkowe z szybko malejącym udziałem pyłku drzew (Ralska-Jasiewiczowa i inni 1996), m.in. z profilu osadów powodziowych w Brzeźnicy nad Wisłoką (Starkel red. 1981).

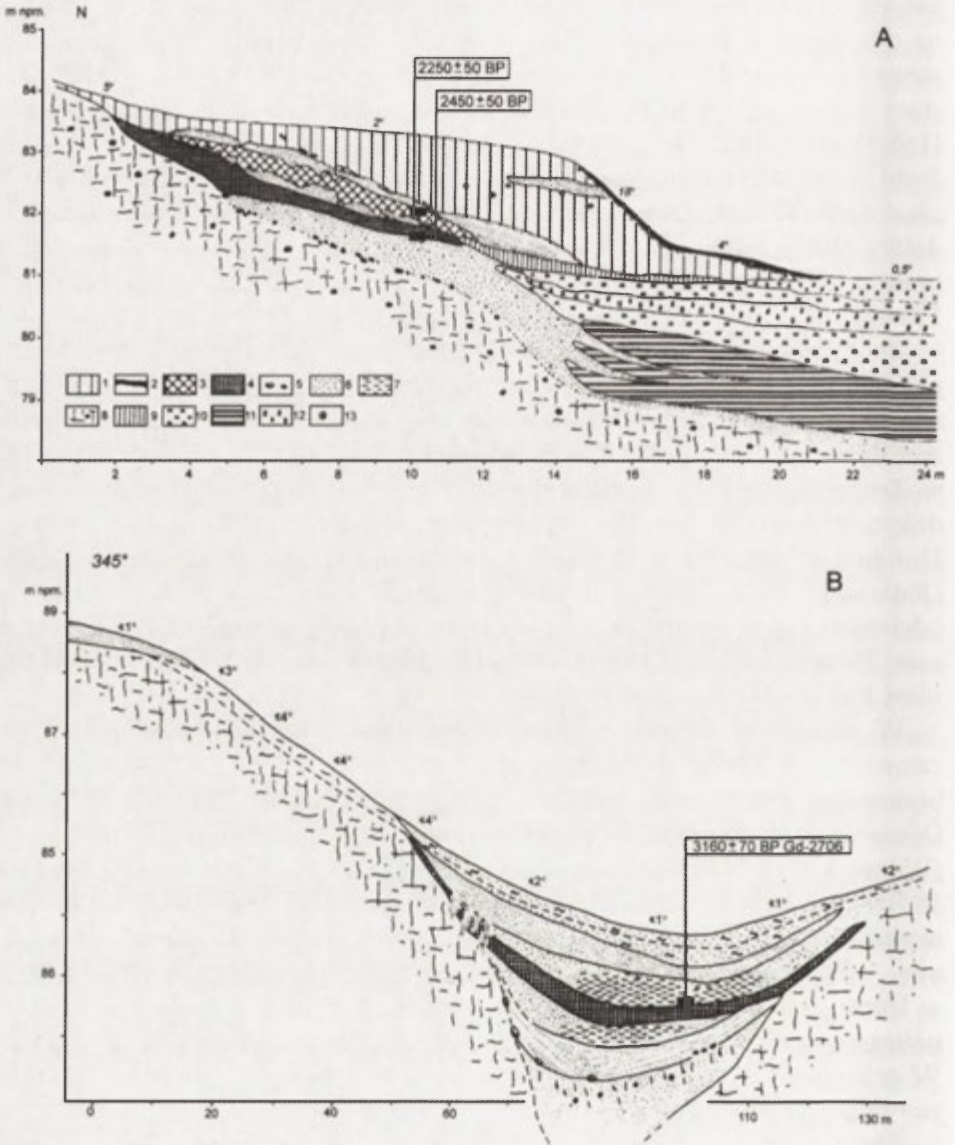
Wraz ze wzrostem liczby ludności i systemu uprawy nowe obszary były wylesiane, rolnictwo wchodziło w obszary wyżynne i górskie. W XIV wieku obszar upraw sięgał 35% powierzchni, w XV–XVI wieku 55–60% i wskutek różnych klęsk żywiołowych i wojen utrzymywał się na tym poziomie do XVIII wieku (Maruszczak 1991). Obszary świeżo wylesione były narażone na erozyjną działalność opadów i wód roztopowych. Szczególnie ostro zaznaczyło się to w obszarach lessowych np. w Jędrzejówce na Roztoczu po ulewach w XI wieku (870 ± 50 BP – Śnieszko 1991), gdzie zostało później złożone 9 m deluwiiów, czy też w dolinie Czyżówki na Wyżynie Opatowskiej, gdzie gleba torfiasta z XIV–XV wieku została przykryta 5-metrową warstwą mad (Kosmowska-Suffczyńska 1985). Stabilizacja granic polno-leśnych sprzyjała rozwojowi wąwozów (Maruszczak 1988). Kolonizacja części dorzecza górnego Sanu na pograniczu XV–XVI wieku znalazła bezpośrednie odbicie w akumulacji mad, zarówno w małych dolinkach (460 ± 50 , Starkel 1977b), jak i w samej dolinie Sanu (420 ± 150 , Starkel, w druku). Wzrost częstości i gwałtowności powodzi ma zapewne także związek z wylesieniem. Na przykład powódź z 1291 r. zniszczyła gród w Demblinie u ujścia Dunajca (Dąbrowska 1965), a liczne czarne dęby pod Krakowem (Krąpiec 1992) i odcięcie lessowych gór meandrowych poniżej Hebdowa (Star-

kel 1967) wskazują na wielką aktywność Wisły w tym czasie. Znaczna była na dolnej Wiśle liczba powodzi zatorowych – w okresie 1328–1896 zarejestrowano ich aż 174 (Danielewicz 1983). Wyżej leżące mady z okresu historycznego są wyraźnie piaszczyste. W całej dolinie Wisły Myślińska (1980) stwierdza, że gdy starsze mady zawierają 15–40% iltu, a tylko 5–30% piasku, to historyczne młodsze mady jedynie 5–10% iltu, a 30–70% piasku. W Kotlinie Sandomierskiej, a szczególnie w krakowskim odcinku doliny Wisły mady z ostatnich 2 tysięcy lat mają średnie średnice (M_z) przesunięte z 6–9 phi do 4–8 phi (Kalicki 1991; Kalicki, w: Starkel i inni 1996a).

Zwiększenie częstości wezbrań w okresie małej epoki lodowej (od XVI do połowy XIX w.), także wezbrań roztopowych-zatorowych, było przyczyną wyprostowywania, wcinania i powstawania koryt roztokowych. Te ostatnie zostały zarejestrowane na starych mapach z XVII–XVIII w. i początku XIX w. Znane są one m.in. z doliny dolnego Sanu (Szumański 1977), środkowo-dolnej Wisłoki (Klimek 1974b; Alexandrowicz i inni 1981; Starkel 1995a), Dunajca w Beskidach (Klimek i Trafas 1972) i w końcu samej Wisły (Falkowski 1975; Biernacki 1975; Tomczak 1982; Koc 1972). Z innych odcinków rejestrowane są albo znaczne lateralne przemieszczenia koryta niżej Krakowa (Trafas 1975), albo przerzuty koryta, np. w XV–XVI wieku niżej Puław (Maruszczak 1997).

W okresie średniowiecza rozpoczyna się też bezpośrednia ingerencja człowieka w obieg wody. Powódź 1270 roku w Krakowie wymusiła budowanie pierwszych budowli regulacyjnych (Trafas 1992). W Kotlinie Oświęcimskiej powstają liczne stawy rybne, regulujące odpływ powodziowy (Wilgat 1991). Na rzekach budowane były jazy, młyny wodne (Podwińska 1970). Ze względu na coraz większą rolę Wisły jako żegludowej i spławnej arterii (eksport polskiego drewna i zboża przez Gdańsk do Europy Zachodniej – Piskozub, red., 1982) budowane były porty rzeczne (wśród nich w Uściu Solnym do eksportu soli z Bochni). Zygmunt I wydaje w 1511 r. nakaz zniesienia na dużych rzekach jazów, grobli i młynów (Wolski 1849). W ochronie przed powodzią budowane są w obszarach miejskich krótkie wały przeciwpowodziowe.

Skala przemian antropogenicznych rzeźby jest znaczna. W obszarach lessowych wyżyn i pogórzy denudację należy oceniać na 0,5–2 m natomiast w obniżeniach akumulacja sięga niekiedy nawet 5–10 m, u podnóży stoków płaszcz deluwiów wynosi często 2–4 m (Starkel 1960, 1987a; Kowalkowski 1988; Śnieszko 1995). Bywa, że nawet na wysoczyznach morenowych miąższość deluwiów w obniżeniach sięga 2 m (Sinkiewicz 1994), choć znaczna część jest już efektem uprawy zmechanizowanej ubiegłego stulecia (ryc. 104). Przeciążone rumowiskiem potoki płyną często na poziomie równiny zalewowej, zmieniając swe koryta.



Ryc. 104. Denudacja na Równinie Chełmżyńskiej (NE od Torunia) związana z intensywną uprawą roli (wg: Sinkiewicz 1990).

A - terasa śródpolna u podnóża stoku. B - wypełnienie małego wytopiska

1 - diamikton glebowy, 2 - współczesny poziom humusowy, 3 - redeponowany poziom humusowy, 4 - kopalny poziom glebowy, 5 - glązy i żwiry, 6 - piaski, 7 - mulki, 8 - glina zwalowa, 9 - kopalny poziom próchniczo-orny, 10 - torf, 11 - gytia, 12 - namul organiczny, 13 - konkrecja

5.4. Regulacja koryt i inne przemiany systemu rzecznego w XIX i XX wieku

Okres ostatnich 2 stuleci był nie tylko okresem największych przemian, ale również jest dostępny do szczegółowych analiz dzięki bogatym materiałom kartograficznym (por. Trafas 1992) i obserwacjom stanów wody rozpoczętym w Toruniu już w 1760, w Warszawie w 1779, a w Krakowie od 1831 r. (por. Wilgat 1991). Wśród powodzi rejestrowanych wzdłuż Wisły przeważają wezbrania letnie, niżej częstsze są roztopowe, wśród nich zatorowe (por. Bielański 1984; Danielewicz 1982; Soja i Mrozek 1990). Na 32 wielkie powodzie zarejestrowane w Krakowie tylko cztery były roztopowe, a ich rozkład był bardzo nierównomierny, gdyż obok serii 3–4 powodzi w ciągu 5–7 lat zdarzały się ponad 20-letnie okresy posuszne (ryc. 105, Pauli-Wilga i Wojciechowski 1998). Znajdowało to swe odbicie w bardzo nierównomiernym przebiegu zarówno akumulacji, jak i erozji, a okresy z seriami kilku wezbrań stwarzały warunki do zmiany tendencji rozwoju koryt rzecznych, najczęściej w kierunku erozji wgłębnej (Soja 1977; Starkel 1996).

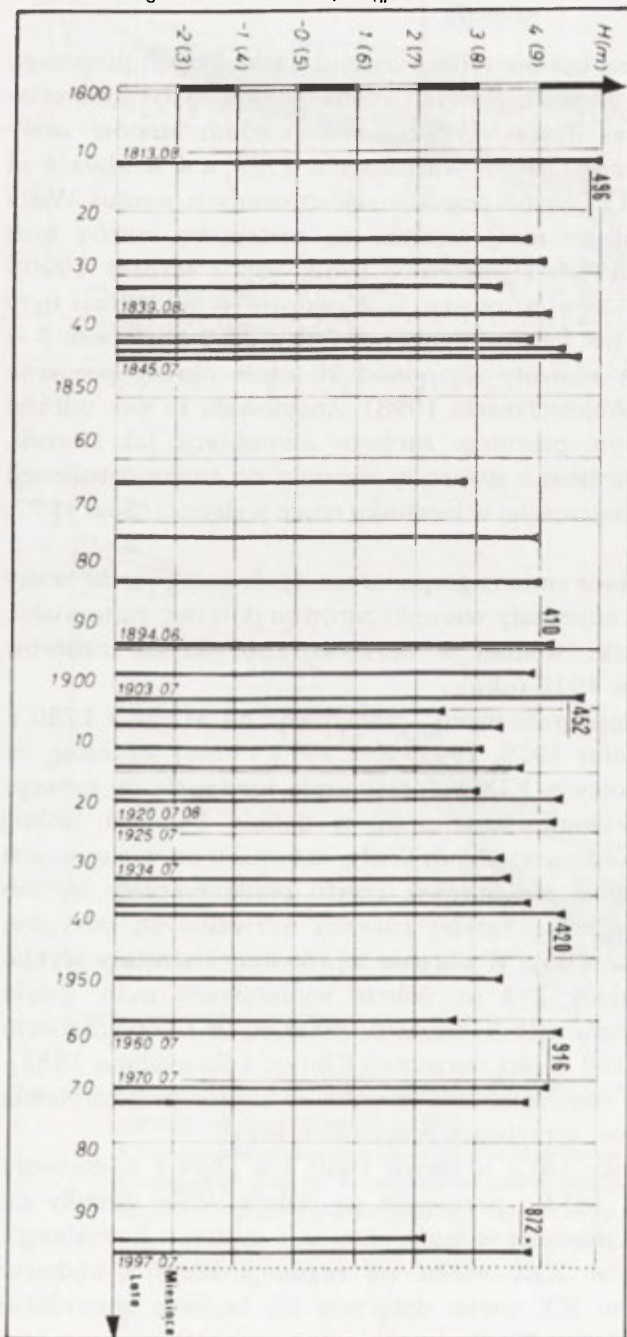
Równocześnie postępujące zmiany gospodarcze, społeczne (wzrost liczby ludności), jak i polityczne zmieniały warunki zarówno dostawy rumowiska, jak i planowej gospodarki wodnej w dorzeczu (po okresie zaborów uzyskanie niepodległości w 1918 roku).

Analiza starych map topograficznych – zaczynając od Miega z 1780 r. (por. Falkowski 1975; Trafas 1975, 1992; Koc 1972 i inne) wskazuje, że w XVIII i w pierwszej połowie XIX w. przeważała tendencja do rozwoju koryt roztokowych, udokumentowana m.in. w dolinie Dunajca, dolnej Wisłoki, dolnego Sanu, środkowej i dolnej Wisły, natomiast na wielu innych odcinkach rzeki koryta choć meandrowe, często przemieszczały się lub dzieliły na ramiona w obrębie niskiej równiny utrwalonych odsypów, corocznie zalewanych (ryc. 106). W obrębie tej równiny narastały szybko osady o miąższości niekiedy 2–3 m, dobrze wydatowane m.in. dzięki stwierdzeniu nagłego wzrostu metali ciężkich, związanych z kopalnictwem i hutnictwem rud w śląskiej części dorzecza (Klimek i Zawilińska 1985). Natomiast na rozległych równinach zalewowych w strefie przykorytowej sypane były wały brzegowe, sprzyjające przerzutom koryt.

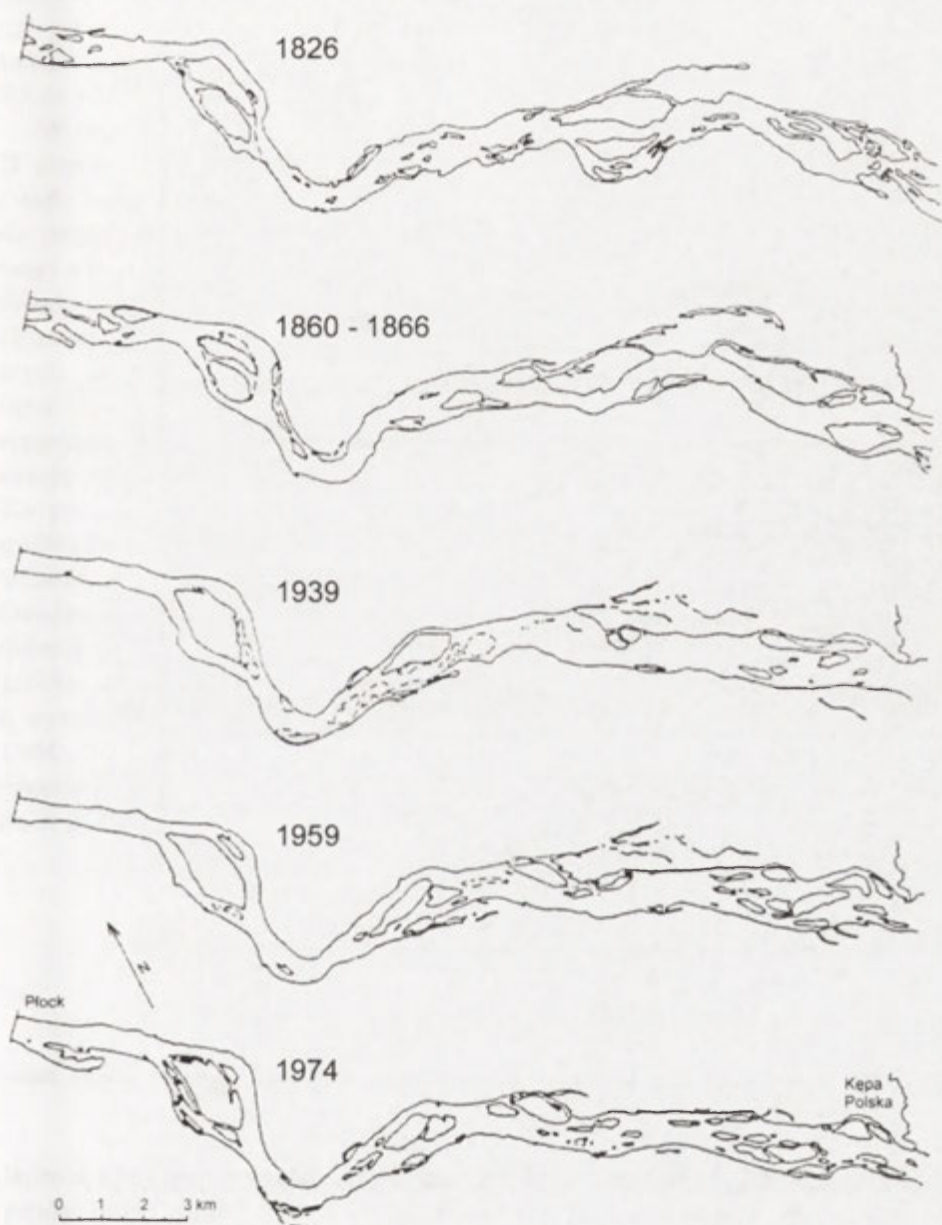
Wielkie powodzie w roku 1813, w latach 1840. i w 1884 r. w dorzeczu górnej Wisły, a w 1829, 1855 i późniejsze na dolnej Wiśle skłoniły do bezpośredniej ingerencji człowieka w funkcjonowanie systemu fluwialnego. Działalność ta polegała w XIX wieku na regulacji koryt i budowie obwałowań, do których w XX wieku dołączyły się budowa zbiorników retencyjnych i melioracje rolne. Nie jest moim celem szczegółowe prezento-

WODOWSKAZ KRAKOWSKI KM 78+500 (RZ,0^m198,963)

Uwaga: Po roku 1941 rzędną „o” obniżono o 5 m.

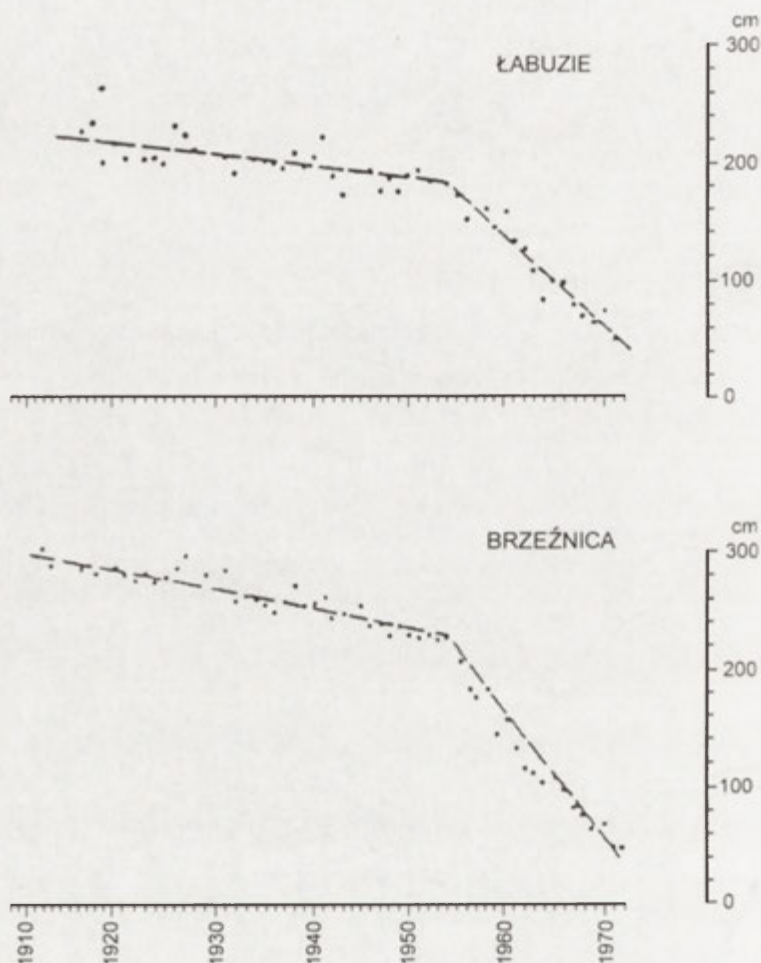


Ryc. 105. Powódzie na Wiśle w Krakowie w XIX i XX wieku (wg: Bielański 1984). Słupki pokazują maksymalne stany. Wyraźna różna częstotliwość wezbrań, m.in. okresy posuszne 1846–1866 i 1973–1994 oraz okres częstych wezbrań 1905–1935 związany także z regulacją Wisły powyżej Krakowa.



Ryc. 106. Zmiany koryta Wisły nie objętego regulacją powyżej Płocka w XIX i XX wieku (wg zestawienia: E. Florek i inni 1987)

wanie tych działań, jedynie zwrócenie uwagi na szczególną ich rolę w transformacji naturalnego systemu fluwalnego.

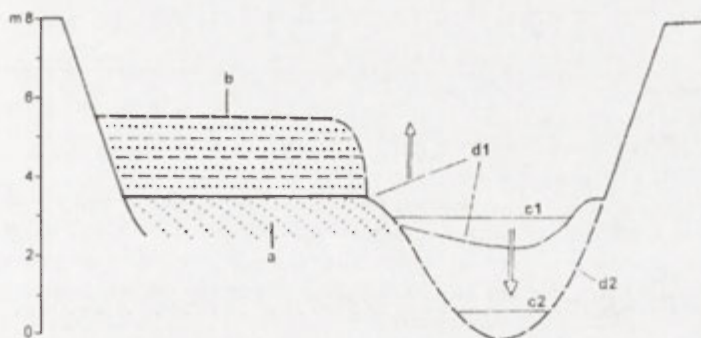


Ryc. 107. Pogłębienie koryta Wisłoki na brzegu Karpat na podstawie analizy stanów minimalnych (wg: Klimek 1974b)

Regulacja koryt i towarzysząca im budowa obwałowań nastąpiła niemal równocześnie w dawnym zaborze austriackim i w pruskim. Nad górną Wisłą i jej dopływami na przedpolu Karpat umacnianie brzegów i ścinanie koryt rozpoczęło się po 1830 roku i zintensyfikowało się w drugim półwieczu (Punzet 1981; Trafas 1992 i inni). W odcinku krakowskim nastąpiło ścięcie długości meandrowego koryta o 34%, a na całej długości Kraków-Zawichost o 12,6%. Zmniejszono szerokość koryt 2–3-krotnie, równocześnie budując obwałowania w odległości zwykle 100–200 m od

koryta, a zatem ograniczając obszar potencjalnych zalewów do 10% i mniej całej szerokości doliny. W przypadku koryt zbliżonych do roztokowych, takich jak dolina Sanu, szerokość koryta uległa zmniejszeniu z 330–900 do 85 m (Szumański 1977).

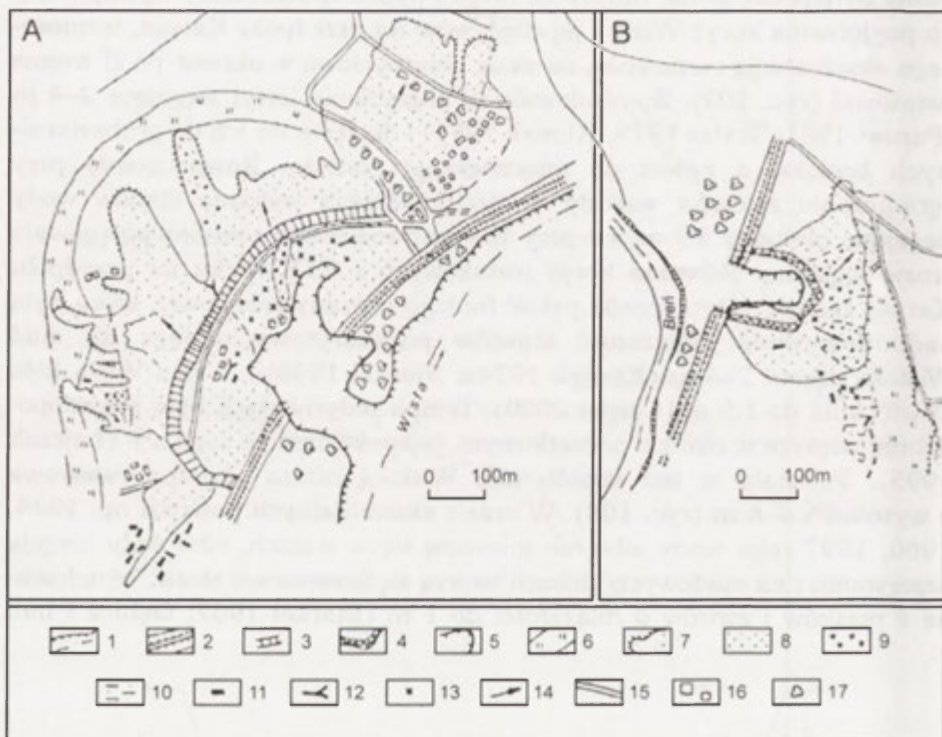
W okresie międzywojennym (szczególnie po powodzi w lipcu 1934) i po II wojnie światowej regulacji podlegały odcinki pogórskie dolin karpackich i wały były podnoszone. Skrócenie biegu i wzrost spadku stały się impulsem do pogłębiania koryt Wisły i jej dopływów na przedpolu Karpat, wzmoczonego eksploatacją rumowiska na skalę przemysłową w okresie po II wojnie światowej (ryc. 107). Spowodowało to pogłębienie koryt sięgające 2–4 m (Punzet 1981; Trafas 1975; Klimek 1991) i docięcie się ich do gruboziarnistych bruków, a nawet do mioceńskiego podłoża. Równocześnie przy ograniczeniu zalewów wzrosły w obwałowaniach wahania stanów wody sięgające niekiedy 10 m, co przy koncentracji nurtu również potęgowało erozję wgłębną. Równina koryt roztokowych z XIX wieku na przedpolu Karpat zaczęła w ten sposób pełnić funkcję równiny zalewowej, która była nadbudowywana. Miąższość aluwów pozakorytowych sięga np. nad Wisłoką często 2–3 m (Klimek 1974a; Starkel 1998b), a nad Wisłą koło Oświęcimia do 1,5 m (Czajka 2000). Tempo sedimentacji było prawdopodobnie większe w okresie początkowym, bezpośrednio po regulacji (Łajczak 1995). Powstała w ten sposób nad Wisłoką niższa równina zalewowa o wysokości 4–6 m (ryc. 108). W czasie ekstremalnych powodzi np. 1934, 1960, 1997 roku wody albo nie mieszczą się w wałach, albo wały ulegają przerwaniu i na madowych glebach tworzą się krewasowe stożki, zbudowane z piasków i żwirów o miąższości do 1 m (Starkel 1967; Gębica i inni



Ryc. 108. Schemat budowy niższej równiny zalewowej Wisłoki związanej z pogłębieniem koryta

a – odsypy korytowe sprzed regulacji, b – osady facji pozakorytovej młodszy, c – średni poziom wody: c1 – sprzed regulacji, c2 – współczesny, d – dno koryta: d1 – sprzed regulacji, d2 – współczesne. Strzałki oznaczają tendencje do pogłębienia koryta i nadbudowy niskiej równiny zalewowej.

1998; ryc. 109). Przyspieszenie spływu w górnym biegu spowodowało przyspieszoną sedimentację w obrębie nieuregulowanego roztokowego koryta Wisły Środkowej, w tym w odcinku przełomowym między Zawichostem a Puławami. Porównanie transportu rumowiska powyżej i poniżej przełomu wskazuje, że zmniejsza się on z biegiem ponad 3-krotnie (Łajczak 1995, ryc. 17).

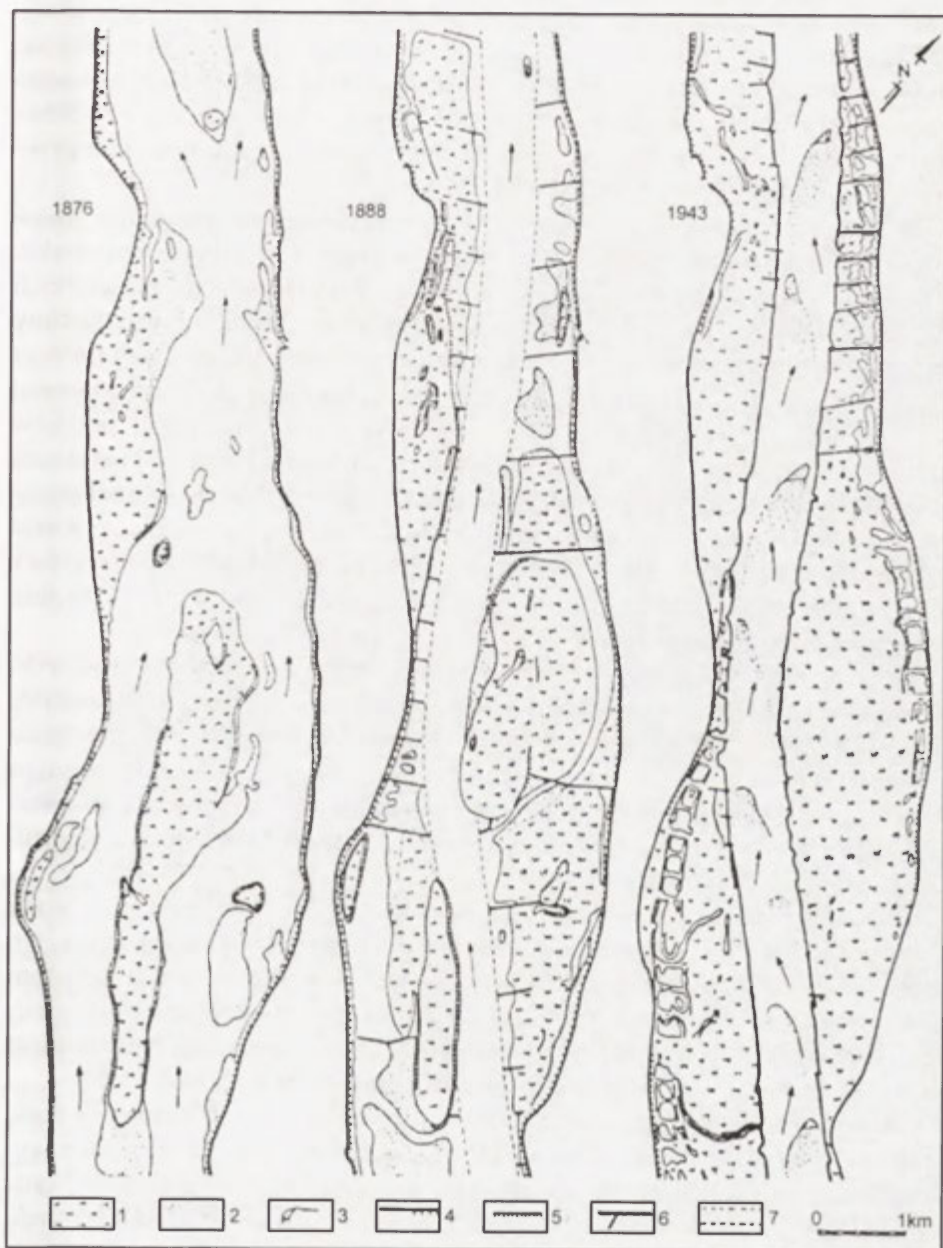


Ryc. 109. Skutki przerwania wałów przeciwpowodziowych Wisły i Brenia w lipcu 1997 r. (wg: Gębica i inni 1998):

A – Koło Komorowa, B – koło Otałęży

1 – koryta rzek, 2 – wał przeciwpowodziowy, 3 – usypany wał ziemny, 4 – wał z worków z piaskiem, 5 – zasięg rynien erozyjnych, 6 – dno starorzeczy, 7 – zasięg stożków krewasowych, 8 – piasek, 9 – żwir, 10 – mułek piaszczysty, 11 – pnie czarnych dębów, 12 – pnie współczesnych dębów, 13 – toczące się glazy, 14 – główne kierunki przepływu, 15 – drogi, 16 – budynki, 17 – drzewa (rosnące).

W dolinie Wisły poniżej Warszawy obserwuje się w ostatnich stuleciach transformację ruchomych odsypów korytowych, a także stale utrwalanych i ponownie niszczonej kęp (Koc 1972; Babiński i Klimek 1990; ryc. 106). Niewątpliwie istotną rolę odgrywają tu powodzie zatorowe, tworzące charakterystyczne rynny w obrębie równiny zalewowej (Karabon 1980).



Ryc. 110. Koryto Wisły koło Torunia przed i po regulacji (wg: Koc 1972)

1 – kępy z roślinnością, 2 – odsypy piaszczyste wznoszące się nad średni poziom wody, 3 – odsypy częściowo podwodne, 4 – brzegi koryta sprzed regulacji, 5 – krawędzie ustabilizowanych kęp, 6 – nieuregulowane brzegi koryta, 7 – planowane brzegi koryta po regulacji.

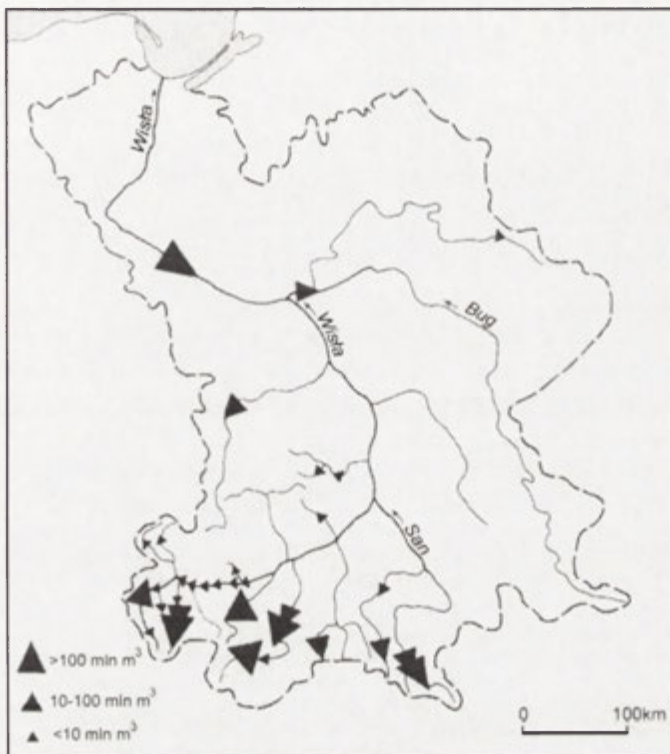
Natomiast w dolinie dolnej Wisły, w byłym zaborze pruskim, przeprowadzono w latach od 1830 do 1915 umocnienia brzegów i regulacje w celu zapewnienia żeglowności Wisły (Koc 1972; Babiński 1992). Koryto uległo znacznemu zwężeniu, np. koło Torunia z 2–3 km do 0,7 km (ryc. 110). Również w obrębie delty Wisły nastąpiły istotne zmiany koryta, łącznie z przekopaniem nowego ujścia (por. Mojski 1990).

Regulacjom poziomu koryta towarzyszyły również inne działania, które w łącznym efekcie przyspieszały spływ powodziowy i transport rumowiska, a także zmniejszały retencję. Do nich należą przeprowadzone na wielkich obszarach melioracje rolne, które np. w północno-wschodniej części Kotliny Sandomierskiej spowodowały 3-krotny wzrost gęstości sieci rzecznej (Wilgat i Kowalska 1975). Podobną rolę w obszarach górskich spełniło zwiększenie gęstości dróg na stokach i betonowa obudowa niektórych koryt potoków (por. Froehlich 1982). W części Kotliny Oświęcimskiej w ostatnich 200 latach zmalała 5-krotnie powierzchnia stawów rybnych retencjonujących wodę (Nyrek 1984). W mniejszych dolinach przyspieszony został spływ powodziowy także wskutek likwidacji jazów i młynówek (np. w dorzeczu Bystrzycy z 42 młynów wodnych został po II wojnie światowej tylko jeden – Wilgat 1991).

Dramatyczna sytuacja związana z kurczeniem się zasobów wodnych, a równocześnie gwałtownym wpływem powodziowym spowodowała budowę zbiorników wodnych i jazów na ogół o wielofunkcyjnej roli (zaopatrzenia w wodę, energetycznej, przeciwpowodziowej, rekreacyjnej, w minimalnym stopniu żeglugowej – ryc. 111). Od okresu przedwojennego łącznie powstało 14 zbiorników w Karpatach, 2 zbiorniki i 4 jazy na Wiśle oraz 2 zbiorniki na niżowych dopływach Wisły.

Karpackie zbiorniki retencjonują łącznie około 1280 mln m³ wody i w sposób istotny są w stanie regulować przepływy rzek. Jednak ich wielofunkcyjność powoduje często początkowo zatrzymywanie fali, a potem gwałtowne spuszczenie wody. Dlatego w dolinach ze zbiornikami ekstremalne opady nadal mogą wywołać groźne wezbrania poniżej zapór. Natomiast zbiorniki w istotny sposób zmodyfikowały transport rumowiska.

Do zbiorników wsypywane są delty, które rosną też powoli w górę rzek. Zbiornik roznowski o pojemności 229 mln m³ został już po 30 latach wypełniony w 23%. Zbiornik włocławski o pojemności 408 mln m³ jest wypełniany ze średnią szybkością 2,2 mln m³ rocznie (Szupryczyński 1988). Woda spuszczana poniżej zapór powoduje erozję wgłębną, która postępuje z biegiem rzeki. Poniżej tamy we Włocławku odcinek erozji w ciągu 20 lat wydłużył się do 26 km, a pogłębienie koryta sięgnęło 3,5 m (Babiński 1992). Szczególnie groźne w strefie cofki zbiornika włocławskiego są zatory lodowe – jeden z nich spowodował groźną powódź w 1982 r. (Grześ 1988).



Ryc. 111. Zapory i zbiorniki wodne w dorzeczu Wisły

Ingerencja człowieka w przebieg odpływu wody i rumowiska w istotny sposób zaburzyła naturalne funkcjonowanie systemu rzecznej Wisły. Stopień transformacji dotychczas nosi piętno podziału kraju między zaborców w XIX wieku. Pierwotne odcinki profilu podłużnego rzeki ze strefą akumulacji w Kotlinach Podkarpackich zmieniły swą funkcję w wyniku regulacji i budowy zbiorników. Retencja jest skoncentrowana w odcinkach, gdzie w warunkach naturalnych odbywało się odprowadzanie rumowiska. Erozja przeważa dziś w korytach rzek Kotlin Podkarpackich, a równina zalewowa ukształtowana w holocenie nie jest lub jest rzadko obejmowana przez ekstremalne powodzie. Bieg środkowy jest najbardziej zbliżony do naturalnego, choć jego roztokowość jest w znacznym stopniu wymuszona odprowadzaniem rumowiska z wyższej, wylesionej części dorzecza. Uregulowane koryto dolnej Wisły jest „niedożywione” rumowiskiem w wyniku budowy tamy we Włocławku. Sytuację systemu Wisły jako ekosystemu pogarszają zrzuty ścieków, które na szczęście w stosunku do lat 80. w 1996 roku zmalały o 22% – do 10 tys km³ (Wilgat 1999).

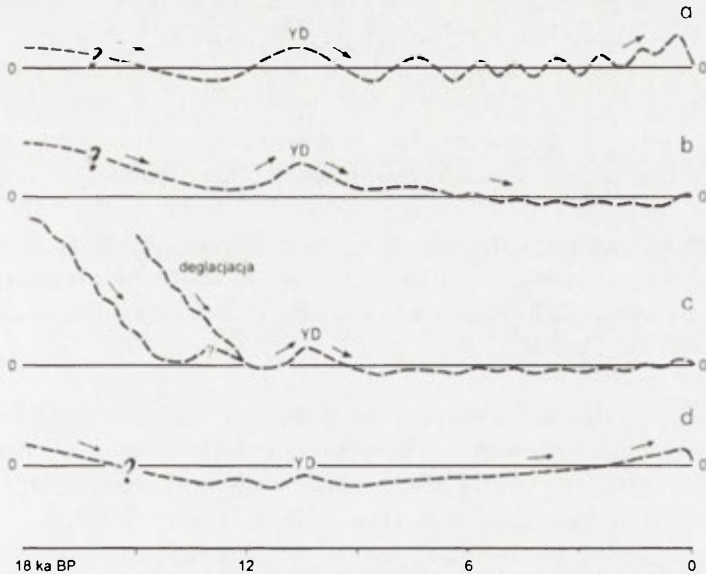
The first part of the paper discusses the geological and geophysical conditions of the study area. The second part describes the methodology used in the study, including the use of remote sensing data and field observations. The third part presents the results of the study, showing the spatial distribution of the studied phenomena. The fourth part discusses the implications of the study for the understanding of the studied phenomena. The fifth part concludes the paper with a summary of the main findings and a list of references.

The study area is located in the southern part of the study region. The geological conditions are characterized by the presence of various rock types, including igneous, sedimentary, and metamorphic rocks. The geophysical conditions are characterized by the presence of various geological structures, including faults, folds, and unconformities. The methodology used in the study includes the use of remote sensing data, such as satellite imagery and digital elevation models, and field observations, including geological mapping and sampling. The results of the study show that the studied phenomena are distributed in a spatially heterogeneous manner. The implications of the study are that the studied phenomena are related to the geological and geophysical conditions of the study area. The main findings of the study are that the studied phenomena are distributed in a spatially heterogeneous manner and that they are related to the geological and geophysical conditions of the study area.

6. WNIOSKI

6.1. Różnorodność przemian – typologia ewolucji dolin

W dolinie Wisły i jej dopływów zostały stwierdzone różnorodne typy transformacji den dolin w schyłkowym vistulianie i holocenie (ryc. 112). Miały na to wpływ różne czynniki, których znaczenie uległo zmianie w profilu podłużnym doliny. Wśród tych czynników największą rolę odegrały zmiany klimatu, decydujące o reżimie przepływu, a także o warunkach



Ryc. 112. Generalne kierunki zmian w pogłębianiu koryt i agradacji w dorzeczu Wisły u schyłku vistulianu i w holocenie

O – poziom odniesienia współczesnego koryta rzeki, a – rytm klimatyczny typowy dla górno-środkowego biegu Wisły i dolnych biegów jej karpackich dopływów, b – rytm klimatyczny z tendencją do pogłębiania, typowy dla podnoszonych obszarów źródłowych, c – rytm klimatyczny nałożony na recesję lądolodu, d – tendencja do agradacji w dolinach większości niżowych dopływów Wisły; YD – faza młodszego dryasu

dostawy i transportu rumowiska, modyfikowane przez narastającą w neoholocene ingerencję człowieka (ryc. 112a). Obok nich w dół biegu rzeki wzrastało znaczenie zmiany bazy erozyjnej, kontrolowanej przez wahania poziomu morza i nasunięcie lądolodu skandynawskiego (ryc. 112c). Z kolei na zmiany spadku koryt, a zatem na tendencje do pogłębiania dolin lub agradacji miały wpływ stałe lub okresowe ruchy tektoniczne (por. ryc. 112b).

Efektom złożoności czynników w różnych regionach, a zatem w różnych odcinkach profilu podłużnego (ryc. 112) są niżej przedstawione typy ewolucji odcinków dolin o różnej sekwencji rozcięć i włożeń (ryc. 113). Na tę złożoność wielokrotnie już zwracano uwagę w dotychczasowych pracach (Starkel 1968; 1977a, b, 1982, 1995b, g, 1998; Starkel, red., 1990, 1996a; Falkowski 1975; Kalicki 1991; Andrzejewski 1994; Gębica 1995a i inne). Najpełniejszy i najbardziej czytelny wyraz uzyskały te zmiany w środkowych biegach dolin o wykształconych kilku generacjach paleokoryt.

A. Doliny obszarów górskich charakteryzuje duży udział transportu rumowiska dennego i przewaga erozji nad akumulacją.

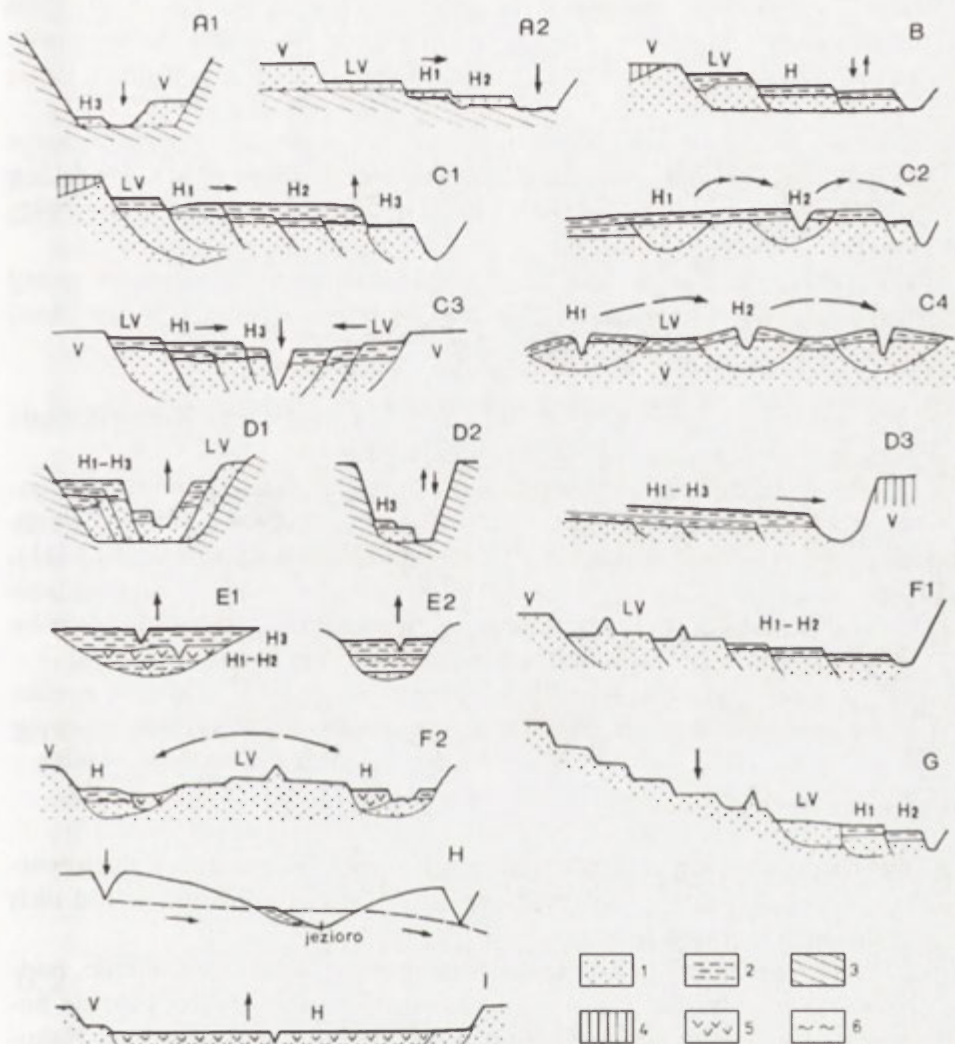
A1. W górnych biegach dolin o wąskich dnach następuje pogłębianie, a przemieszczane kamienie zajmują całą szerokość dna (ryc. 113-A1). W rozszerzeniach w wyniku wylesienia gór i częstych spływów gruzowych (por. Ziętara 1968; Starkel 1996a) proces pogłębiania został zastąpiony przez agradację, która w warunkach naturalnych ograniczała się do obszarów subsydencji (Baumgart-Kotarba 1983).

A2. W odcinkach przełomowych doliny Dunajca, Popradu, Wisłoka i innych o tendencjach podnoszących pokrywa aluwialna z ostatniego glacjału jest rozcięta, a niższe stopnie erozyjno-akumulacyjne mają wyraźne cokoły skalne (ryc. 113-A2; Froehlich i inni 1972; Zuchiewicz 1987; Starkel 1995).

B. Odcinki pogórskie dolin karpackich charakteryzuje obecność 2–3 włożeń w pokrywę vistuliańską. Głębokie rozcięcie miało tu miejsce już w późnym glacjału (Wójcik 1997 i inni), a nadbudowa madami wiąże się z wylesieniem przez człowieka (ryc. 113-B; Starkel 1995b).

C. Odcinki dolin w Kotlinach Podkarpackich wykazują największą różnorodność, zależną od szerokości dna, spadku i położenia w profilu podłużnym doliny. Można wyróżnić następujące typy (por. Starkel i inni 1996a; Gębica 1995a).

C1. Stożki napływowe u wylotu dolin z Karpat o ograniczonej szerokości i większym spadku ($>0,7\%$), złożone z szeregu włożeń i o wyraźnej tendencji do zawężania dna i pogłębiania, która w ostatnim tysiącleciu



Ryc. 113. Typy odcinków dolin A-I objaśnione w tekście

1 – osady facji korytovej, 2 – osady równiny zalewowej, 3 – cokół skalny, 4 – less, 5 – torf, 6 – osady węglanowe; symbole V, LV, H1-H3 oznaczają wiek; strzałki tendencję do pogłębiania, agradacji, migracji.

zmieniała się na tendencję do agradacji (stożek Wisłoki – Starkel i inni 1982; ryc. 113-C1).

C2. Stożki napływowe u ujścia dopływów karpaccich do Wisły (np. Raby, dolnej Wisłoki – ryc. 113-C2), nadbudowywane przez włozenia związane z systemami paleokoryt, przetrzucanych w ciągu holocenu (Gębica 1995a).

- C3. Odcinki dolin szerokie z boczną migracją koryt i pojedynczymi przerzutami z szeregiem włożeń wykazujących tendencję do zawężania aktywnej równiny zalewowej (Wisła poniżej Krakowa – Kalicki 1991; ryc. 113-C3).
- C4. Odcinki dolin szerokie i o małym spadku z przerzutami koryt i tendencją do agradacji, będące kontynuacją odcinków typu C3 (odcinek poniżej Niepołomic w rejonie lasu Grobla – Starkel i inni 1991; ryc. 113-C4).
- C5. Odcinki doliny, w których istnieją równoległe, opuszczone rynny oddzielone od aktywnego dna piaszczystą terasą vistuliańską (np. Garb Szczuciński – Sokołowski 1987).
- D. Odcinki zwężeń przełomowych w pasie Wyżyn Polskich i Kotlin Podkarpackich. Można wśród nich wyróżnić 3 rodzaje.
- D1. Przełom Środkowej Wisły przez Wyżyny Polskie z przewagą pionowych wahań poziomu koryta i pionowej nadbudowy włożeń równiny zalewowej nad boczną migracją (Pożaryski i Kalicki 1995; ryc. 113-D1).
- D2. Zwężenia w Bramie Krakowskiej, w których w każdej kolejnej fazie o dużej częstotliwości wezbrań następuje wyprzątanie starszych aluwiów i wkładanie młodszych (por. Rutkowski 1987 i ryc. 113-D2).
- D3. Asymetryczne zwężenia dna doliny Wisły (poniżej 2 km) w wyniku spychania przez stożki dopływów, podcinania krawędzi Wyżyny i wysypywania coraz młodszych aluwiów (poniżej ujścia Raby – Gębica 1995a – ryc. 113-D3).
- E. Doliny pasa wyżyn o płytkich korytach przy braku długotrwałych wezbrań mają dna płaskie, nadbudowywane zawiesiną. Można wśród nich wydzielić 2 najczęstsze typy:
- E1. Doliny płaskodenne, pogłębione jeszcze w późnym vistulianie, nadbudowywane akumulacją przeważnie organiczną w starszej połowie holocenu, a w neoholocenie okryte płaszczem mad i deluwiów (por. Nakonieczny 1975; Śnieszko 1985; Ludwikowska-Kędzia 1999 – ryc. 113-E1).
- E2. Doliny wąskie o zmiennym spadku, wycięte w skałach węglanowych z akumulacją martwic wapiennych przegradzaną fazami erozji, w ostatnich tysiącleciach nadbudowywane płaszczem mad (Alexandrowicz 1988; Rutkowski 1991; Jersak i inni 1992; Śnieszko 1995 – ryc. 113-E2).
- F. Dolina Środkowej Wisły na niżu i doliny dolnych biegów jej dopływów, cechują się występowaniem szeregu włożeń z tendencją do pogłębiania koryta i zawężania aktywnej równiny zalewowej m.in. w obrębie Kotliny

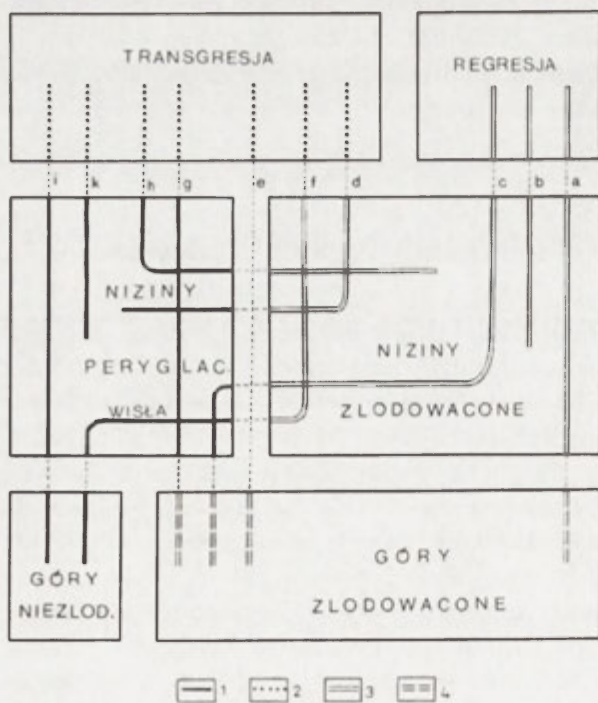
- Warszawskiej (por. Baraniecka i Konecka-Betley 1987 - ryc. 113-F1). Istnieją jednak odcinki, np. między Dęblinem a Otwockiem, w których występują wyraźne dwa równoległe ciągi obniżeń, drugie z nich bywa wykorzystywane w czasie powodzi zatorowych (por. Sarnacka 1987; Starkel, red., 1990; ryc. 113-F2).
- G.** Dolina dolnej Wisły z systemem teras erozyjnych, pogłębiana intensywnie w czasie recesji lądolodu aż po początek holocenu, później z tendencją do agradacji, wypełniona co najmniej dwudzielną serią aluwioów (Tomczak 1982; 1987; Wiśniewski 1987 i inni – ryc. 113-G). Rosnąca delta przeciwdziała wpływowi wahań morza na kształtowanie profilu podłużnego w dolnym biegu Wisły. Małe rzeki Przymorza pokazują, że wpływ transgresji litorynowej ograniczał się jedynie do kilku kilometrów w górę biegu (Florek 1991).
- H.** Doliny dopływów Wisły w obszarze młodoglacjalnym, złożone z odcików o różnej genezie, spadku i tendencjach erozyjnych lub akumulacyjnych, włączonych w jeden system, niekiedy z jeziorami przepływowymi (por. Koutaniami i Rachocki 1981; Andrzejewski 1994; Błaszkiwicz 1998 – ryc. 113-H).
- I.** Odcinki martwych pradolin (rzek niedożywionych), częściej zawieszonych na poziomie wyższych teras lub rzadziej włączonych w system równin zalewowych, zabagnione lub zatorfione, np. pradoliny Noteci (Kozarski 1962), Bachorzy (Andrzejewski 1994) czy Biebrzy-Narwi (Żurek 1975 – ryc. 113-I).

6.2. Prawidłowości ewolucji doliny Wisły i dopływów

System fluwialny Wisły i jej dorzecza jest układem złożonym, zarówno gdy chodzi o wiek i genezę poszczególnych jego części (ryc. 20, 70), jak też mechanizmy przepływu wody i przemieszczania rumowiska związane z dominacją powodzi opadowych kształtowanych w górskiej części dorzecza.

W jeden system rzeczny funkcjonujący w holocenie zostały włączone krajobrazy i doliny odziedziczone sprzed transgresji ostatniego lądolodu skandynawskiego, mające swe korzenie jeszcze w neogenie i krajobrazy powstałe po opuszczeniu północnej Polski przez lądolód i przez które ponownie przebiegała się Wisła w kierunku Bałtyku. W czasie recesji lądolodu nastąpiło etapowo niemal dwukrotne wydłużenie Wisły w stosunku do rzeki uchodzącej do zastoiska warszawskiego (ryc. 114), a równocześnie doszło do obniżenia bazy z poziomu około +102 m w zastoisku do poziomu

–80 m w stosunku do poziomu Bałtyku. Ta zmiana bazy znalazła swój wyraz w pogłębieniu doliny dolnej Wisły o ponad 50 m, a w strefie obecnej delty Wisły erozja zeszła do ponad 30 m niżej współczesnego poziomu Bałtyku (Mojski 1990). Ujście Wisły do Głębi Bornholmskiej leżało ponad 300 km w dół biegu poniżej obszaru obecnej delty, a zatem spadek ówczesnej dolnej Wisły był rzędu 0,17‰. Erozja w czasie recesji starała się zrównoważyć agradację lodowcową, która w ciągu całego plejstocenu prowadzi do stałego zasypywania bruzdy na przedpolu gór i wyżyn i spłaszczenia profilu podłużnego dolin je drenujących (ryc. 73). Jednak nie zmiana bazy była impulsem do rozpoczęcia pogłębienia w górnym biegu rzeki i w dolinach pasa wyżyn, ale zmiana klimatu w pleniglacie na bardziej kontynentalny. Nastąpiło to około 5 tysięcy lat wcześniej niż łądolód osiągnął swój maksymalny zasięg. Wskazuje na to synchroniczne ze wzrostem tempa sedymentacji lessu rozcięcie pokryw aluwialnych, rejestrowane m.in. w dolinie Prozny (Rotnicki 1987), Wieprza (Harasimiuk 1991; Superson 1996) i dolin Kotliny Sandomierskiej (Starkel i inni 1999). Doliny w dorzeczu górnej Wisły były tak głębokie jak dziś (poziom koryt) przeważnie już przed allerödem, a często przed böllingiem (Starkel i Gębica 1995). Nawet w górskich odcinkach o trwającej nadal intensywnej dostawie ze stoków w późnym vistulianie rozpoczęło się rozcinanie pokrywy akumulacyjnej, które było tam kontynuowane w holocenie (Starkel 1977b).



Ryc. 114. Typy dolin rzecznych i ich odcinków w strefie umiarkowanej (wg: Starkel 1979). Typ f reprezentuje dolinę Wisły.

1 – odcinki o założeniach starszych, w ostatnim glacie modelowane przez procesy peryglacjalne, 2 – odcinki zatopione przez transgresję flandryjską, 3 – odcinki rozwinięte po deglacjacji i recesji morza, 4 – odcinki przekształcone przez zlodowacenia górskie.

W środkowych biegach dolin dowodem przejściowego etapu są rozwijające się zamiast koryt roztokowych duże paleomeandry, świadczące o postępującej stabilizacji przepływów i dostawy rumowiska (ryc. 53).

Charakterystyczną cechą holocenu jest występowanie faz trwających 200–500 lat o zwiększonej częstości zdarzeń ekstremalnych, zarówno ulew lokalnych jak opadów rozlewnych, które były motorem przemian w dolinach. W okresach tych w środkowych biegach dolin dochodziło do wyprostowywania i pogłębiania koryt, połączonych ze wsypywaniem gruboziarnistych osadów korytowych (ryc. 87, 101). W dzielących je okresach dłuższych, bardziej stabilnych następował rozwój dojrzałych meandrów poprzez ich lateralne przemieszczania i dobudowywanie równiny zalewowej. Te rytmiczne zmiany prowadziły przeważnie do powstawania pozornie monotonicznych równin zalewowych, *de facto* złożonych z kilku generacji włożeń. W obszarach o określonych tendencjach tektonicznych rytm ten prowadził ostatecznie w kierunku pogłębiania doliny lub do agradacji. W dolinach mniejszych, poza Karpatami, bez wielkich tranzytowych powodzi rytm ten zaznaczył się w agradacji przerywanej tworzeniem gleb lub zabagnieniem. W ostatnich 2000 lat uprawa roli wzmogła generalny trend ku agradacji, dopiero w ostatnim stuleciu ograniczany przez wymuszone pogłębianie koryt (por. ryc. 101, 112d).

W przekształcaniu den dolin systemu rzecznego istotną rolę odgrywa typ wezbrania decydujący o rodzaju i długości transportu (Starkel 1996a). Ulewy o dużym natężeniu w górach przenoszą na niewielkie odległości olbrzymie masy rumowiska dennego. Podobnie w pasie wyżyn znoszą ze stoków i niekiedy przemieszczają wzdłuż koryt znaczne ilości zawiesiny. Dochodzi do nadbudowywania den górnych odcinków dolin (ryc. 113-E1). Natomiast powódzie po opadach rozlewnych w Karpatach obejmując jednocześnie duże obszary, uruchamiają wielkie masy rumowiska dennego i przenoszą je na dziesiątki kilometrów, niekiedy poza obręb gór. Zawiesina może być wówczas przenoszona na setki kilometrów i przy wysokiej fali lub spiętrzaniu zatorowym bywa składana nawet w dolnym biegu Wisły (np. mady z okresu rzymskiego w Kotlinie Toruńskiej – Starkel, red., 1990). Zatem rumowisko przenoszone jest etapami, a odległość jednorazowego przemieszczania zależy od charakteru opadu i wysokości fali powodziowej. Taką „skokową” drogą wyrównywany jest profil podłużny zarówno koryta jak i równiny zalewowej.

W profilu podłużnym rzeki i doliny istnieją także odcinki, na których zmiana może następować w sposób niemal gwałtowny. Do nich należą załomy spadku profilu podłużnego na brzegu gór związane z przebiegiem linii tektonicznej i różnym znakiem ruchów (np. na pograniczu Pogórza Śląskiego i Kotliny Oświęcimskiej), czy z ucieczką mas wody w przepuszczalne aluwia stożków napływowych (np. Dunajca i Wisłoki). Załamania

spadku wiążą się również często z różną litologią podłoża wymuszającą lokalne bazy erozyjne (por. Falkowski 1975), jak też przejściowo ze ścięciami zakoli i przerzutami koryt.

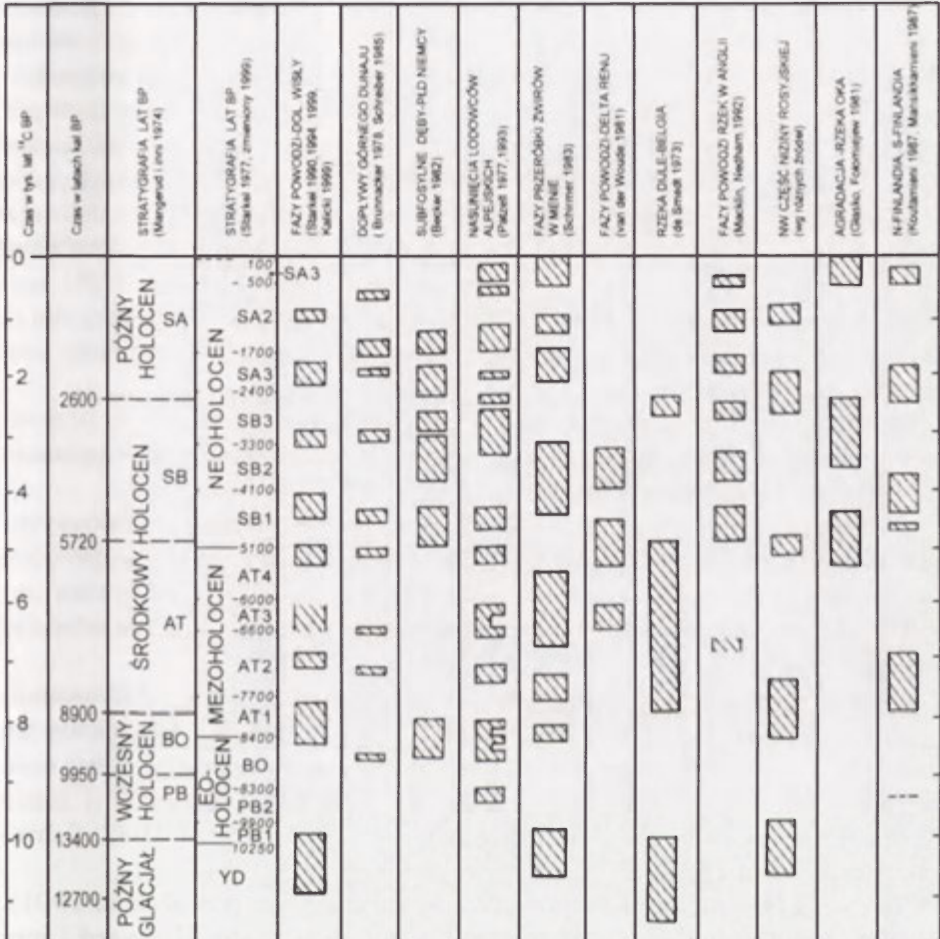
Regulacja koryt doprowadziła z kolei do przyspieszania spływu i powstania odcinków tranzytowych, na których nie odbywa się depozycja, z wyjątkiem wąskiej strefy wewnątrz obwałowań. Budowa zbiorników wodnych (a w pewnym stopniu też jazów) doprowadziła do zaburzenia swobodnego przepływu nie tylko wody ale i rumowiska (por. Łajczak 1990), jak również do powstania niezależnych podsystemów, w obrębie których łączność są w stanie przywrócić jedynie katastrofalne wezbrania.

6.3. Zbieżność faz wzmożonej działalności rzek w Europie

W podsumowaniach badań nad ewolucją doliny Wisły dokonano porównań sekwencji i rytmiki zmian systemów rzecznych strefy umiarkowanej (Starkel, red., 1990, 1996; Starkel 1991a, b, 1994a, 1995c, e, f, g; Starkel i Gębica 1995). Stwierdzono znaczną zbieżność faz. W ostatnich latach ilość informacji wzrosła, dokonano kolejnych cząstkowych podsumowań (Starkel 1997b, 1998a, w druku, Starkel i inni 1999) zwracając uwagę na generalne prawidłowości i zbieżności w ewolucji dolin przeważającej części obszaru Europy.

Porównując systemy rzeczne stwierdzamy różną ewolucję dolin w obszarach górskich i nizinnych (ryc. 115). Najbardziej typowe są rzeki biorące początek w górach, które wyciskają swe piętno na reżimie odpływu, przepływając następnie przez obszar nizinny (Starkel 1979; red. 1990). W takich dolinach proste i kręte koryta w górach zastępowane są u brzegu gór przez koryta roztokowe, które niżej przechodzą w koryta meandrowe i wreszcie jako rzeki kręte przejściowe do roztokowych lub amostozujące przechodzą w delty lub koryta strefy pływów (Starkel 1995e, g). Obraz ten jest zazwyczaj bardziej złożony, gdyż rzeki przecinają na swej drodze różne jednostki strukturalne o odmiennej litologii i tendencjach neotektonicznych, łączą jednostki o różnym wieku i genezie, co w efekcie powoduje różne tendencje ewolucji poszczególnych odcinków profilu podłużnego (Starkel, red., 1990).

Dlatego zapis zmian hydrologicznych może być albo bardzo bogaty w postaci paleokoryt z przerzutami całych generacji, włożeń, zmian facjalnych i w tempie sedymentacji (przedpole gór), albo ograniczony głównie do zmian sedymentologicznych (doliny niżowe) lub do *slack-water deposits* w odcinkach przełomowych (np. Dunaj w przełomie Żelaznej Bramy, Dunajec w Pieninach).



Ryc. 115. Fazy aktywności rzek w różnych częściach Europy (oparte na zestawieniach z 1990 i 1995 r., częściowo zaktualizowane)

W całej byłej strefie peryglacjalnej Europy (na przedpolu lądolodu) obserwujemy w biegach środkowych typową sekwencję zmian od koryt roztokowych do meandrowych, związaną ze spadkiem częstości wezbrań, zmianą typu wezbrań (z roztopowego na opadowy) i ograniczeniem dopływu rumowiska (ryc. 77, 101).

Została ona opisana przez S.A. Schumma (1965) i E. Falkowskiego (1975), później szeroko potwierdzona w dolinach: dorzecza Wisły (Szumański 1983, Starkel 1983), Warty (Kozarski i Rotnicki 1977), Mozy i rzek sąsiednich (Paulissen 1973; Bohncke i Vanderberghe 1991), górnego Dunaju (Buch 1988; Schreiber 1985 i inni), a ostatnio także wielu rzek na rozległym Nizu Wschodnioeuropejskim (Sidorchuk i inni 2000). Zmiana ta była

prawdopodobnie metachroniczna w przekroju południe–północ Europy, związana z postępującą recesją zmarzliny i ekspansją roślinności leśnej (Starkel 1991). Wielkie paleomeandry datowane na bölling i allerød zostały zastąpione na wydzielonych odcinkach rzek wyżynnych i przećpoli gór korytami roztokowymi w młodszym dryasie, na co zwracał już uwagę Falkowski (1975), a potwierdzili w dolinie Ahr Heine (1982), a następnie w dolinach górnej Wisły: Kalicki (1991), Starkel i inni (1991), w dolinach Anglii (Rose i Boardman 1983), w dolinie Mozy (Munault i Paulissen 1973), w dolinach Holandii (Vanderberghe i inni 1996); Huisink 1998), nad Niemnem (Voznyachuk i Walczyk 1977) i innych. Małe rzeki przymorza (Ślupia, Wieprza, Łupawa) dopiero na pograniczu holocenu zmieniły swe koryta z roztokowych na meandrowe (Florek 1997).

W obszarach recesji lodowców (doliny alpejskie) zmiany te były oczywiście opóźnione. U progu holocenu obserwuje się generalne zmniejszenie parametrów zakoli paleomeandrów.

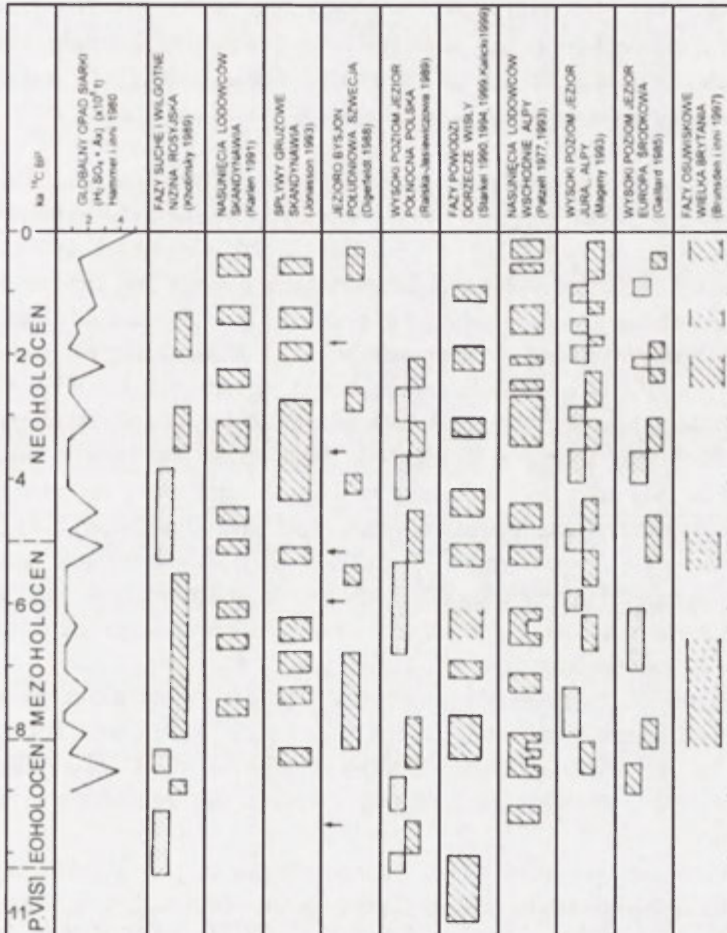
Okres holocenu szczególnie w dolinach Środkowej Europy charakteryzuje obecność mniejszej lub większej ilości włożeń aluwiów rzeki meandrowej i generalna tendencja do agradacji w ostatnich tysiącletniach, połączona nawet ze zmianą na koryta o tendencji roztokowej, przypisywaną narastającej ingerencji człowieka (Starkel 1983; Schirmer 1983).

W roku 1983, a następnie w 1991, 1996 i 1998 opublikowałem zestawienia faz wzmożonej działalności rzek w strefie umiarkowanej (ryc. 116). Powodzie i nowe włożenia aluwiów (synchroniczne z wahaniami lodowców) są szczególnie widoczne w okresach 8,5–8,0 ka BP i około 5,0 ka BP w dolinach otoczenia Alp (Schirmer 1983; Becker 1982; Schreiber 1985; Jorda 1985).

Ta druga faza okazała się być wyraźnie dwudzielna (por. Kalicki 1991). Fazy te zostały również zarejestrowane w dolinie Rodanu (Bravard i inni 1991) i Łaby (Hiller i inni 1991). W austriackim odcinku Dunaju fazy ożywionej działalności rzeki datowane są na 8,1–7,6; 5,1–4,5 i 3,0–2,7 ka BP, głównie na podstawie subfosylnych pni dębów (Fink 1977). W dolinie środkowego Dunaju w obniżanej tektonicznie kotlinie poniżej Bratysławy stwierdzono kilkumetrową serię aluwiów z pniami drzew, które wszystkie były datowane na okres 8,5–8,0 ka BP (Kvitkovič 1993). Natomiast bardzo niewyraźna jest faza ożywienia działalności rzek przed 7 ka BP (Schreiber 1985). Przerzuty koryt, szczególnie z pogranicza atlantyku i subboreału zostały szczegółowo udokumentowane na Wyżynie Szwajcarskiej (Wohlfarth i Amman 1991) i we wschodniej części Niziny Węgierskiej (Borsy i Felegyhazi 1983). W subboreale i subatlantyku kilka faz wzmożonej aktywności rzek rejestrują w dolinach dopływów górnego Dunaju Brunnacker (1978) i Schreiber (1985). Ze schyłku subboreału sygnalizowano

wane są wysoko położone osady powodziowe w przełomie Dunaju w Żelaznej Bramie (Brunnacker 1971).

Interesujące wydaje się być stwierdzenie faz agradacji w delcie Renu z okresami wzmożonej dostawy z Alp i nasunięć lodowców. W środkowym holocenie takie fazy przynależały: przed 6,0 ka BP, około 5,0 ka BP i 4,0 ka BP (van der Woude 1981). Również w delcie Dunaju można wyodrębnić kilka różnowiekowych delt – szczególnie wyraźna delta St. George była składana między 8,9 a 7,2 ka BP (Panin i inni 1983).



Ryc. 116. Fazy klimatyczne w Europie, zapisane w różnych środowiskach, osadach i formach (oparte na zestawieniach autora z 1990 i 1996 r., częściowo zaktualizowane). Szrafem oznaczono fazy wilgotniejsze, zakropkowano fazy suchsze (niższego poziomu jezior). Strzałki wskazują kierunek zmian.

Wahania przepływów w dolinach rzek nizinnych były w klimacie oceanicznym na ogół niewielkie. K. Turkowska (1989) i M. Kamiński

(1992) stwierdzili jednak w dolinach małych rzek w rejonie Łodzi przerzuty koryt i wzrost poziomu wód gruntowych około 8,5 ka, 5,5–4,5 ka oraz 3,5–3,0 ka BP, a więc synchronicznie jak w dorzeczu górnej i dolnej Wisły (por. Florek i inni 1987; Tomczak 1987). W dolinie Bobru wyraźna agradacja miała miejsce między 5,2 a 4,6 ka BP (Florek 1980), a w przymorskim dorzeczu Słupi duży paleomeander datowano na 8,3 ka BP (Florek 1986). Wreszcie nawet w dolinie środkowej Warty wiek opuszczonych paleomeandrów grupuje się w okresach 8,6–8,1; 4,1–4,0 i 2,5–2,4 ka BP (Kozarski 1991) – wyraźnych zwilgoceń. Bardziej różnorodny jest wiek pojedynczych odciętych zakoli Prosnę (Rotnicki 1991).

Ku wschodowi odcięte koryta i poziomy gleb kopalnych są wskaźnikami podobnych faz rozpoznanych z dorzecza Niemna (około 8,0; 6,1–3,9 i 2,9 ka BP – Gaigalas i Dvareckas 1987), zachodniej Dźwiny (Cebotareva i inni 1965), górnego Dniepru (Kalicki 1994) i Oki (Glasko i Folomejev 1981). Także w dorzeczu rzeki Sejm, dopływu Dniepru stwierdzono włożenia datowane na około 4,0 ka i 2,0 ka BP (Wohl i Georgiadi 1994).

Nawet w bardzo odległych obszarach fazy o większej aktywności rzek (częstości wezbrań) wydają się być synchroniczne. Rzeki Finlandii, młode, z niedojrzałymi profilami podłużnymi noszą jednak ślady przemian koryt w starszej części okresu subborealnego (około 4,5–4,0 ka BP), początku subatlantyckiego oraz trzykrotnie w ostatnich 2000 lat (Koutaniemi 1991). Mniej z dolinami Europy Środkowej, natomiast bardziej z wahaniami lodowców w Skandynawii korelują też fazy wzmożonej aktywności rzek Wysp Brytyjskich datowane na 4,8–4,2; 3,8–3,3; 2,8–2,4; 2,0–1,6 i 1,2–0,8 ka BP (Needham i Macklin 1992). Występująca tam częsta zbieżność z fazami intensyfikacji rolnictwa wyjaśniana jest słusznie jako *climatically driven but culturally blurred* (kierowana przez klimat, ale zatarta przez człowieka).

Z tego punktu widzenia interesujące są fazy wyróżnione w dolinach regionu śródziemnomorskiego. Między innymi w dolinie Tybru częste powodzie zarejestrowano między 100 BC a 150 AD i 500–700 AD (Camuffo i Enzi 1995), a zatem w podobnym czasie jak powodzie w dorzeczu górnej Wisły.

Zbieżność faz powodzi w rejonach karpackim i alpejskim została udowodniona synchronicznością faz powału subfosalnych dziś dębów w dolinach rzek od Renu i Dunaju po Wisłę (Becker 1982; Krąpiec 1992; Kalicki i Krąpiec 1996), co może być interpretowane jako położenie w jednej strefie o identycznych długookresowych waniach w cyrkulacji cyklonalnej. Potwierdzają to powodzie w ostatniej dekadzie.

O ile rytm tych wahań w przepływach i aktywności geomorfologicznej rzek w holocenie poza regionem Środkowej Europy jest mniej wyraźny, o tyle generalne zmiany na przejściu od klimatu peryglacjalnego do umiar-

kowanego są czytelne w całym pasie równoleżnikowym Europy od Atlantyku po dorzecze Dniepru i Wołgi.

Cd faz tych wyraźnie odbiegają rekonstrukcje zmian przepływów Proсны oparte na parametrach paleomendrów (Rotnicki 1991), jak też wahań przepływów Cisy i innych rzek na Węgrzech (Gabris 1985), wskazujące że wilgotniejsze i suchsze fazy są wyraźnie przesunięte w czasie. Wiąże się to z faktem, że rekonstruowane przepływy przypisywane są okresom początku wypełnienia opuszczonego paleokoryta (z którego pochodzi materiał organiczny), gdy tymczasem parametry paleokoryt ukształtowały się w długim okresie (co najmniej setek lat) poprzedzającym fazę powodzi, w którym nastąpiło odcięcie lub przerzut.

6.4. Zbieżność holocenińskiej ewolucji dolin ze zmianami klimatycznymi

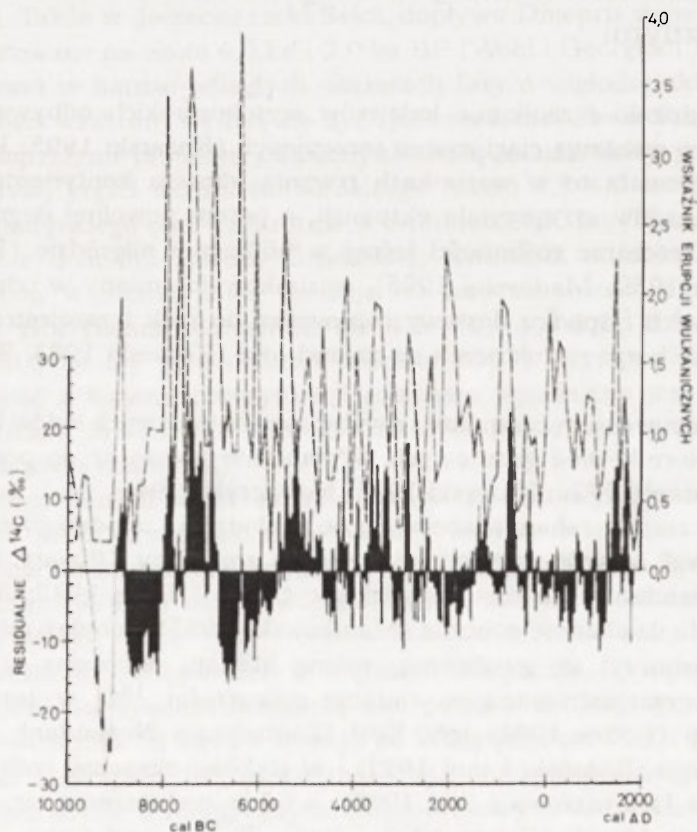
Recesja lądolodu i zanikanie lodowców wysokogórskich odbywało się etapowo, na co wskazują ciągi moren recesyjnych (Kozarski 1995; Patzelt 1977). Następowало to w warunkach trwania klimatu kontynentalnego i niedoboru opadów, co sprzyjało ekspansji, a potem powolnej degradacji zmarzliny. Wkraczanie roślinności leśnej w böllingu i allerödzie (Ralska-Jasiewiczowa 1989; Madeyska 1995), warunkowało zmiany w odpływie wód roztopowych i spadku dostawy rumowiska do rzek i zarejestrowane być w zmianie koryt roztokowych na meandrowe (Kozarski 1983; Starkel 1991).

Wraz z ustępowaniem zmarzliny i z wytapianiem martwych lodów kształtowały się zbiorniki wód gruntowych. Wytapianie trwało aż do początku holocenu (Starkel 1977a; Kozarski 1995; Nowaczyk 1994).

Procesy te zostały zahamowane w czasie ochłodzenia młodszego dryasu, gdy następował nawrót w tworzeniu płatów zmarzliny (Pissart 1987), pojawiła się tendencja do roztokowości koryt rzek (Heine 1982; Starkel 1990) i wzrosła działalność eoliczna (Manikowska 1985). Schyłek młodszego dryasu zaznaczył się gwałtowną zmianą klimatu dokonaną w ciągu dziesięcioleci zarejestrowaną w zmianie zawartości ^{18}O w jeziorach przedpola Alp (Lotter 1991), gór Eifel (Zolitschka i Negendank 1998) i Niżu Polskiego (Różański i inni 1992) i w szybkiej ekspansji roślinności leśnej (Ralska-Jasiewiczowa i inni 1998), a także podnoszeniu się górnej granicy lasu w Alpach (Burga 1993 i inni). Towarzyszył temu spadek przepływów rzek widoczny w zmianie typu sedymentacji powodziowej z piaszczysto-pylastej na ilastą i organiczną oraz w skokowym zmniejszeniu

parametrów koryt (Szumański 1983; Rotnicki 1991; Starkel 1991, 2001).

W ciągu holocenu stwierdzono istnienie wyraźnych faz względnie chłodniejszych i wilgotniejszych, manifestujących się wyższymi opadami, wyższą retencją i odpływem, a także większą częstością zdarzeń ekstremalnych (Starkel 1983; Magny 1993; Nessje i Johannessen 1992). Fazy te o różnym czasie trwania (200–700 lat), często z dwiema kulminacjami, oddzielone są okresami na ogół dłuższymi, o względnej stabilności, cieplejszymi i suchszymi. Zapis tych wahań znajdujemy w różnych typach osadów, form i szczątkach organicznych, w wahaniach lodowców i pięter wysokościowych w górach (wahania górnej granicy lasu, granicy zmarzliny i procesów soliflukcyjnych), zmianach zbiorowisk roślinnych, wahaniach poziomu jezior i wód gruntowych, tempie przyrostu torfu, procesów ługowania i akumulacji węglanów, zmianach malakofauny i innych grup zwierzę-



Ryc. 117. Wzrost produkcji ^{14}C jako wskaźnik osłabienia promieniowania słonecznego (wg: Hammer i inni 1980) i nałożony nań wskaźnik działalności wulkanicznej w ostatnich 12 000 lat (wg: Bryson 1999)

cych, występowaniu osuwisk i spływów gruzowych, typach koryt rzecznych i facji aluwiiów i wreszcie w zmianach izotopów, zarówno stabilnych, jak promieniotwórczych (Berglund, red., 1986; Ralska-Jasiewiczowa i Starkel 1988; Starkel i inni 1991; Starkel 1995; ryc. 117). Sposób i stopień wyrażania tych faz jest rozmaity i zróżnicowany przestrzennie – stosunkowo najwyraźniej objawiają się one w wysokich górach i w osadach korelatnych na ich przedpolu.

Najstarsza z tych faz przypada na okres 8,5–8,0 ka BP i może być rozszerzana w zależności od obserwowanych zjawisk w różnych częściach Europy nawet na okres 8,7–7,8 ka BP (por. Starkel 2000).

Najwyraźniej uwidacznia się ona w Alpach, gdzie w okresie między 8,7 a 8,0 ka BP nastąpiło trzykrotne nasunięcie lodowców, zwane w Austrii fazą Venediger (Patzelt 1977), a w Szwajcarii fazą Schams (Zoller 1977). Towarzystwo mu obniżenie górnej granicy lasu (Bortenschlager 1982; Burga 1988). Równie ostro zaznaczyły się w osadach jeziora Basso 3 poziomy makroszczałtków wskazujące na obecność częstych ulew w okresie 8,7–8,2 ka BP (Wick i Tinner 1997). W otoczeniu Alp podniósł się poziom jezior (faza Joux 8,5–8,1 ka BP w górach Jura – Magny 1993).

Lodowce i jeziora Skandynawii po recesji łądolodu reagowały z opóźnieniem i choć uważa się ten okres za fazę recesji (Karlen i Kaylenstierna 1996), to prawdopodobnie rozrastanie się lodowców górskich rozpoczęło się już 8,6 ka BP (Boulton i inni 1997). Poziomy mineralne w liczbie pięciu ograniczone datami 8575 ± 15 i 7830 ± 15 BP na torfowisku Rambjorgebotnen (Torske 1996), podobnie jak spływy gruzowe na obrzeżu jeziora Banktjörn powstałe między 8,2 a 7,8 ka BP (Sonstegaard i Mangerud 1977) wskazują, że był to okres ekstremalnych opadów. Poziom jezior podnosił się, i to zarówno w Karelii i krajach bałtyckich (Tarasov i Harrison 1998), jak i w południowej Francji (Harrison i inni 1993), a nawet w południowej Szwecji wykazywał powolny wzrost (Digerfeldt 1988). Szczegółowy zapis zawierają zbiorniki z osadami laminowanymi. W Schleinsee w SW Niemczech wyraźna domieszka części mineralnych datowana jest na 8,4–7,9 ka BP (Geyh i inni 1971). W naszym jeziorze Gościąż obok podniesienia lustra wody stwierdzono ekspansję wskaźnikowego gatunku wioślarek *Bosminia longirostris* między 8,6 a 7,8 ka BP, maksymalny opad pyłku około 8,2 ka BP i wzrost grubości lamin (Ralska-Jasiewiczowa i inni 1998). Jest to równocześnie na obszarze Polski okres wyraźnych przemian zbiorowisk roślinnych (8,2–7,7 ka BP – Ralska-Jasiewiczowa, red., 1987) i ekspansji torfowisk (Ralska-Jasiewiczowa, red., 1989; Żurek i Pazdur 1999). Rozwój zbiorowisk wilgotnych lasów atlantyckich sygnalizowany jest też m.in. z Niemiec i Jugosławii (Beug 1982). W obszarach zbudowanych ze skał węglanowych zarejestrowano wzrost akumulacji nacieków jaskiniowych, m.in. w jaskiniach Słowenii między 8350 a 8090 BP (Franke i Geyh 1971), na obszarze

Wyżyny Małopolskiej, Karpat i Masywu Czeskiego (Lożek 1991; Pazdur i inni 1999). W tym czasie progi martwicowe bywały rozcinane w czasie wezbrań (Pazdur i inni 1988). Zwilgocenie zaznaczało się również we wzroście liczby gatunków ślimaków wodnych w wypełnieniach małych dolin południowej Polski (Alexandrowicz 1984), jak też ekspansji gatunku *Avicola* wśród gryzoni na Węgrzech (Kordos 1978).

Występowanie długotrwałych opadów rejestrują też osuwiska znane nie tylko z obszaru Karpat – datowane na 8,4–7,8 ka BP (Starkel 1985, 1997; Alexandrowicz 1996; Margielewski 1998), ale również z terenu Wielkiej Brytanii, gdzie rozpoznali je Franks i Johnson (1964), a ostatecznie wydатовano je na okres 8,3–7,6 ka BP (Ibsen i Brunnsden 1997). Równoległe występowanie ulew sygnalizują też, obok profilów alpejskich i skandynawskich, wkładki gruboziarniste ze spływów gruzowych w wypełnieniach jezior tatrzańskich (Kotarba i Baumgart-Kotarba 1997).

Jeżeli dodamy szczególnie wyraźny zapis tej fazy w osadach rzecznych, jawi się ona jako dość wyjątkowa (ryc. 117), co zdaje się znajdować uzasadnienie w koincydencji osłabienia promieniowania słonecznego, wzrostu produkcji ^{14}C i niespotykanego w holocenie nasilenia działalności wulkanicznej (por. Bryson 1989; Stuiver i inni 1991; Starkel 2000). Niewątpliwie dowodem zwilgocenia klimatu i zwiększenia odpływu rzek jest podnoszenie się poziomu Morza Kaspijskiego (Chepalyga 1984).

Faza 7,3–7,0 ka BP jest stosunkowo najslabiej rozpoznana w osadach rzecznych. Lodowce alpejskie rejestrują niekiedy odrębne nasunięcia (Bortenschlager 1982), natomiast lodowce Skandynawii osiągają pierwszy maksymalny zasięg (Karlen i Kuylentierna 1996). Zapis w jeziorach przedpola Alp jest dość wyraźny (Magny 1993), natomiast w torfowiskach Europy zaznacza się przyrost – zarówno w Polsce (Zurek 1986) jak i w Anglii (Comvay 1972). Jest to też kolejny okres wyraźnej transformacji składu gatunkowego zbiorowisk roślinnych w Europie Środkowej (Ralska-Jasiewiczowa 1987). I w Karpatach, i w Wielkiej Brytanii zostały zarejestrowane pojedyncze osuwiska (Ibsen i Brunnsden 1997; Margielewski 1998).

Również faza 6,6–6,0 ka BP jest mniej wyraźna niż opisana sprzed 8 ka BP Są jednak rejestrowane w Alpach wyraźne nasunięcia lodowców (Patzelt 1977; Röthlisberger 1986) i wzrost poziomu jezior w górach Jura (Magny 1993). W jaskiniach tworzyło się więcej nacieków (Pazdur i inni 1999), natomiast osady martwic wapiennych były rozcinane (Pazdur i inni 1988). Ożywienie osuwisk w tym okresie w Karpatach datowane jest zwykle metodą paleobotaniczną (Starkel 1985; Margielewski 2000).

Przejście od okresu atlantyckiego do subborealnego charakteryzuje występowanie dwóch kolejnych wilgotniejszych faz: 5,5–4,9 i 4,5–4,1 ka BP (Kalicki 1991; Starkel 1994a, 1995c). Starsza z nich zaznacza się wyraźną transgresją lodowców alpejskich zwaną fazą Rotmoos I (Patzelt 1977;

Röthlisberger 1986), znaną również z obszaru Skandynawii (5,1–4,5 ka BP – Karlen 1991). Wyraźnemu obniżeniu ulega górna granica lasu (Burga 1988), czemu towarzyszy uaktywnienie procesów soliflukcyjnych w okresie między 5,2 a 4,5 ka BP (Gamper 1993; Matthews i inni 1993). Tempo przyrostu torfów ulega okresowemu przyspieszeniu w różnych częściach Europy (Aaby 1976; Wiltshire i Moore 1983; Żurek 1986). Transformacji zaczynają ulegać zbiorowiska leśne (5,1–4,9 ka BP – Ralska-Jasiewiczowa 1989). Z różnych części Europy Środkowej opisywany jest wzrost poziomu jezior (Gaillard 1985; Magny 1993), także ze wschodniej (jez. Pskowsko-Chudskoje – Kvasov i inni 1990). W obszarach krasowych Polski obserwuje się przyspieszenie sedymentacji węglanowej (Pazdur i inni 1999). Odpowiada tej fazie kolejny okres rozwoju osuwisk m.in. w Alpach (Porter i Orombelli 1981) i w Karpatach (Margielewski 1998), a także stożków usypiskowych na zboczach kanionów krasowych (Lozek 1991). Na wzrost wilgotności i ochładzanie reaguje też fauna gryzoni (Kordos 1978).

Po 300–500-letniej fazie cieplejszej i względnie suchszej następuje kolejny okres wilgotniejszy 4,5–4,1 ka BP, szczególnie wyraźny w rozwoju szaty roślinnej w Europie Środkowej, gdy ustępują zbiorowiska *Quercetum mixtum*, zaś ekspansja buka i jodły jest poprzedzana w górach wkroczeniem świerka, a wiele torfowisk ulega podtopieniu (Gil i inni 1974; Ralska-Jasiewiczowa, red., 1989). Poziom jezior wzrasta (Magny 1993), lodowce alpejskie (faza Rotmoss II – Patzelt 1977; Bortenschlager 1982) skandynawskie (Karlen 1991) reagują kolejną transgresją. Z Dolomitów znane są duże osuwiska datowane na 4,2–4,4 ka BP (Panizza i inni 1996), a ostatnio również w Karpatach fliszowych Margielewski (2000) stwierdził cztery osuwiska datowane między 4,2 a 3,7 ka BP

Okres 3,5–2,9 ka BP zapisany jest nie tylko w nagromadzeniach subfossilnych dębów, lecz również w podniesieniu poziomu jezior regionu alpejskiego (faza Pluvis - Joos 1985; Magny 1993), nasunięciach lodowców alpejskich fazy Loebben (Patzelt 1977) i w rozwoju procesów soliflukcyjnych w piętrze krioniwalnym Alp (Gamper 1993; Matthews i inni 1993). Również lodowce Skandynawii sygnalizują nasunięcia między 3,2 a 2,8 ka BP (Karlen 1991). Z tego okresu pochodzi też sześć karpaccich osuwisk (Alexandrowicz 1996; Margielewski 1998).

O ile epizod 2,8–2,5 ka BP jest stosunkowo słabo wyraźny w dolinach rzecznych, o tyle w obszarach górskich i w jeziorach zapisał się jako dość nagła zmiana, której van Geel i Reussen (1998) starają się przypisać rolę gwałtownego wahnięcia klimatycznego datowanego we Fryzji na około 2650 lat BP (800 BC), co potwierdzałyby przyrosty słoje drzew 855–835 BC (Leuschner 1992). Jeziora południowej Szwecji też rejestrują wzrost poziomu (jez. Bjäresjö) po 2680±50 BP (Berglund 1991), podobnie jeziora na Niżu Polskim (Niewiarowski 1992). W Anglii stwierdzana jest ekspansja

torfowisk (Kilian i inni 1995). Nasunięcia lodowców 800–600 lat BC sygnalizowane są z różnych części Alp (Patzelt 1977; Orombelli i Pelfini 1985; Pinna 1996). Towarzyszyły im obniżenie górnej granicy lasu (Burga 1993) i aktywizacja procesów soliflukcyjnych (Gamper 1993). Również w Skandynawii na ten okres przypadają nasunięcia lodowców (2600 BP – Nesje 1973) i aktywizacja lawin (Blikra i Nemeč 1993).

Z fazą tą niekiedy zająbia się dłuższy okres rzymski – ożywienia procesów fluwialnych i zwilgocenia, obejmujący czas od około 200(250) BC do 200(300) AD, w którym wylesienie i uprawa roli sprzyjały przyspieszeniu spływu i sedymentacji. O ile jednak fazy powodzi w dolinie Tybru i wysoki poziom jezior środkowych Włoch w okresie (100 BC–100 AD) mogą mieć złożoną genezę (Camuffo i Enzi 1995; Dragoni 1998), podobnie jak nagromadzenie pni drzew w dolinach rzek (Becker 1982; Delorme i Leuschner 1983; Krąpiec 1992), o tyle synchroniczna ekspansja lodowców w Alpach fazy Gäscherer (Bortenschlager 1982; Rötlişberger 1986) wskazuje na zwilgocenie i ochłodzenie. Podobnie jest w górach Skandynawii, gdzie obok lodowców rejestrowane są spływy gruzowe (Jonasson 1993) i lawiny (Blikra i Nemeč 1993). Na terenie Polski utrzymuje się wysoki poziom jezior (m.in. jeziora Gościąż – Ralska-Jasiewiczowa i inni 1998) i rozwój torfowisk (Zurek i Pazdur 1999), a także akumulacja martwic wapiennych (Pazdur i inni 1988; Dobrowolski 1998). Z okresu tego pochodzą też liczne osuwiska z obszaru Anglii (Ibsen i Brunnsden 1997), Pirenejów (Moya i inni 1997) i polskich Karpat (6 osuwisk datowanych między 2,35 a 1,9 ka BP – Margielewski 1998, 2000).

Epizod początku średniowiecza rysuje się ostro jedynie w powalach tzw. czarnych dębów w południowej Polsce (425-625 AD – Starkel i inni 1996a) i południowych Niemczech (500-800 AD – Becker 1982; Delorme i Leuschner 1983). Odpowiadają mu epizody wzmożonego przyrostu torfu (Żurek i Pazdur 1999), nasunięcia lodowców alpejskich (Pinna 1996). Z fazy tej pochodzą też pojedyncze osuwiska karpackie (370, 580 i 670 AD – Margielewski 1998).

Zwilgocenie i ożywienie działalności rzek w X–XI wieku chociaż, ma niewątpliwą komponentę antropogeniczną, jednak ich powszechność (Nedham i Macklin 1992; Starkel 1995) ma podtekst klimatyczny. Z tego okresu pochodzą również pojedyncze osuwiska karpackie (Margielewski 1998), a w Alpach niektóre lodowce wykazują nasunięcia (Magny 1993).

Ostatnią fazą, dobrze poznaną dzięki różnym źródłom informacji w tym zapiskom historycznym, mapom i pierwszym pomiarom temperatury i opadów, jest mała epoka lodowa, obejmująca kilka krótszych faz ochłodzeń mieszczących się między 1550 a 1850 lat AD. Jest to w Alpach i w Skandynawii faza najmłodszych nasunięć lodowców, którym towarzyszyły lawiny, spływy gruzowe, osuwiska i powodzie (Grove 1988; Starkel 1996a).

Szczególnie chłodne były okresy powtarzające się co około 100 lat, wśród nich 1690–1710 oraz 1800–1815. Wysokie opady i wzrost poziomu jezior rejestrowane są od południowej Francji (Guiot 1987) i Włoch (Dragoni 1998) aż po Rosję (Lyakhov 1984). W Karpatach wydzielone są dwie wyraźne fazy osuwiskowe 1260–1400 i od 1650 do 1850 (Alexandrowicz 1996; Margielewski 1998), a w Tatrach tego wieku są liczne spływy gruzowe (Kotarba 1994).

Porównując różne części Europy dostrzegamy wyraźną synchroniczność występowania faz w pasach równoleżnikowych (np. Alpy–Karpaty, Krapiec 1992) i różnice w przekroju południkowym (między Europą Środkową a Skandynawią), które mają swą przyczynę w zmianach strefowej cyrkulacji powietrza. Klimanov (1984, 1990) i Khotinsky (1984) stwierdzili, że w południowej części Europy wschodniej fazy zwilgoceń w starszym holocenie były synchroniczne z fazami cieplejszymi, natomiast w neholocenie fazom wyższych opadów odpowiadają względne ochłodzenia, podobnie jak to rejestrujemy w Europie zachodniej i środkowej.

Szukając przyczyn rytmicznych zmian klimatycznych należy w pierwszym rzędzie zwrócić uwagę na zmiany aktywności Słońca, których odwrotnym odbiciem są zmiany zawartości radioaktywnego izotopu ^{14}C , pochodzenia kosmicznego w substancji organicznej (Stuiver i inni 1991). Zdaniem szeregu autorów są one odpowiedzialne za ochłodzenia, nasunięcia lodowców alpejskich (Röthlisberger 1986) i podniesienie poziomu jezior (Magny 1993). Takimi okresami były m.in. fazy 8,5–8 ka BP i 6,7–6,0 ka BP (ryc. 117). Szczególnie dokładnie przeanalizowano okres około 850–760 BC (2750–2650 BP), stwierdzając w Europie synchroniczne zwilgocenie (Kilian i inni 1995; van Geel i Reussen 1998) i rozpoznając jego mechanizm. Komórka polarnej cyrkulacji powietrza uległa przesunięciu na południe, co spowodowało wzrost wilgotności w umiarkowanych szerokościach przy równoczesnym zmniejszeniu tzw. komórki Hadleya i zmniejszeniu opadów w strefie monsunowej.

Równolegle rozpoznano drugi istotny czynnik wpływający na wysokość i gwałtowność opadów - zawartość areozolu związaną z wybuchami wulkanicznymi. Zagadnienie to było od lat przedmiotem badań C.U. Hammera i innych (1980) i R.A. Brysona (1989) i posłużyło do budowania modeli zmian wysokości opadów w holocenie. Koncepcja ta została następnie rozbudowana w różnych strefach klimatycznych (Bryson R.U. i Bryson R.A. 1998). O ile jednak zrekonstruowany przebieg opadów wydaje się odbiegać od zmian rekonstruowanych innymi metodami, o tyle oscylacje lodowców Skandynawii i Alp odpowiadają czasowo kulminacjom wybuchów wulkanicznych (Nesje i Johannessen 1992). Kulminacje te przypadły (wg wcześniejszych prac Hammera i Brysona) na 8,7, 5,2, 4,6 i 2,1 ka BP, mniej wyraźne na 8,5, 7,4, 6,45, 3,15 oraz 1,1 ka BP (ryc. 117). Zweryfikowany

wskaźnik wulkaniczności (Bryson R.U. i Bryson R.A. 1998) wskazuje, że najwyższe kulminacje przypadają na około 8,5–7,9; 4,0–2,0 ka BP, a zatem są zbieżne z wyraźnymi „zwilgoczeniami” i fazami o dużej częstotliwości zdarzeń ekstremalnych. Okres niespotykanych w całym holocenie wezbrań w Europie 8,5–7,8 ka BP zbiega się z najwyższą w holocenie działalnością wulkaniczną, a zatem obniżeniem aktywności Słońca zmieniającym układy cyrkulacji atmosfery (Starkel 1998, 1999, 2000). Należy zatem przypuszczać, że również inne okresy zaburzeń pogodowych wysokich opadów i ochłodzeń w holocenie są wypadkową nakładania się tych dwóch czynników. Wydaje się, że zarówno w skali Europy, jak i całego globu wybuchy wulkaniczne były zjawiskami wywołującymi ekstremalne zjawiska meteorologiczne, znajdujące swe odbicie w systemach stokowych i dolinnych. Na różnorodność zdarzeń ekstremalnych w czasie większości faz wskazuje bogactwo zarejestrowanych zmian. Wysoki poziom jeziora czy nasunięcie lodowców wskazują bowiem na długi okres wilgotny, sploty gruzowe – na krótkotrwałe ulewy, duże powodzie i osuwiska zaś – na opady rozlewne.

6.5. Uwagi końcowe

Prezentowana praca, będąca podsumowaniem około 30-letniego okresu badań całego zespołu nad ewolucją Wisły, a zarazem zebraniem wyników opublikowanych w 6 tomach *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years* (1982–1996) w języku angielskim, nasuwa szereg komentarzy i generalnych wniosków.

System każdej rzeki i jej dorzecza związany jest nierozdzielnie z doliną, której rzeźba i budowa niosą w sobie zapis jej historii, a zarazem jest areną, na której nieustannie odbywa się ukierunkowany obieg wody i całej materii. Im większy jest to system, tym jest on bardziej złożony (Starkel 1999). Dlatego dolina Wisły, podobnie jak doliny innych rzek, składa się z elementów o różnej przeszłości geologicznej, czasie powstawania i genezie, które kiedyś (w przypadku Wisły po ustąpieniu ostatniego lądolodu) zostały włączone w funkcjonującą nadal całość. Pozornie jednolite elementy dna doliny: koryto i równina zalewowa mogą również zawierać zapis zmian zachodzących w ostatnich stuleciach czy tysiącletniach, w postaci systemów włożeń różnowiekowych aluwiów i paleokoryt. Transformacja systemu następuje w czasie zdarzeń ekstremalnych – im wyższa jest ich ranga (przepływ, obszar nimi objęty) tym istotniejsze zmiany powoduje w systemie, tym dalej w dół rzeki zaznacza się jego wpływ.

Obecny system rzeczny Wisły ulegał wielokrotnym i różnorodnym zmianom przez ingerencję człowieka. Nie tylko nastąpiło przyspieszenie odpływu i zwiększenie transportu rumowiska - przede wszystkim doszło do

sztucznego rozbitcia na fragmenty przestrzenne systemu funkcjonującego wcześniej jako całość. Budowa dróg i teras śródpolnych na stokach uniemożliwia obieg w obrębie podsystemów stokowych (kateny). Wały przeciwpowodziowe rozdzielają naturalny związek koryt i równin zalewowych. Z pory wodne i zbiorniki dzielą system rzeczny na autonomiczne całości obiegu wody i materii i dopiero katastrofalna powódź zmusza (lub wymusza) całą zlewnię rzeczna do zintegrowanego funkcjonowania.

Rzeka i jej dolina przecinająca różne jednostki krajobrazowe, różne dziedziny przyrodnicze i tworząca sama odrębne siedliska jest także elementem wiążącym, ułatwiającym komunikację i przemieszczanie gatunków roślin i zwierząt – mówimy o korytarzach ekologicznych (Kajak, red., 1992).

Równocześnie duża rzeka odegrała i odgrywa nadal istotną rolę w rozwoju kultur ludzkich, w przemianach polityczno-społecznych, w rozwoju gospodarczym (Piskozub, red., 1982). Wisła w swej historii bywała barierą działań ludzkich, szczególnie w czasie powodzi, ale przede wszystkim była osią, wzdłuż której osadzali się rybacy, powstawały grody strzegące przepraw, ośrodki miejskie, ogniskowało się życie państwowe, odbywał się transport kopalni, drewna, zboża, szczególnie w okresie rozkwitu gospodarki folwarcznej i swobodnego dostępu Polski do morza. W okresie zaborów jedne odcinki doliny Wisły poddano zabiegom regulacyjnym, w innych ich zaniechano i od drugiej połowy XIX wieku Wisła jest rzeką bez jednolitej gospodarki wodnej. Sytuację pogarsza stan zanieczyszczeń wód Wisły.

Wydaje się, że Wisła i jej dolina warta jest podjęcia raz jeszcze wielkiego programu zagospodarowania, zaspokojenia potrzeb gospodarki wodnej i ochrony środowiska. Trzeba jednak tego dokonać wspólnymi siłami - nie zrobi tego ani hydrotechnik ani ekolog w pojedynkę. Do uzdrowienia środowiska i gospodarki w systemie Wisły potrzebna jest wszechstronna wiedza na temat funkcjonowania tego systemu, jak też na temat długookresowych tendencji przemian, które zapisane są w osadach i formach odziedziczonych z przeszłości geologicznej. Dodatkowym wyzwaniem są towarzyszące globalnemu ocieplaniu klimatu ekstremalne opady i susze.

PODZIĘKOWANIA

Oddając do druku tę podsumowującą pracę pragnę ogarnąć pamięcią tych wszystkich badaczy poprzednich pokoleń, którzy opisywali Wisłę – królową rzek Polski, rejestrowali jej zmiany, badali osady i formy odtwarzając historię jej doliny.

Chciałbym wyrazić wdzięczność moim nauczycielom i kolegom, którzy przyczynili się do rozwoju badań nad ewolucją doliny Wisły, jak również do mojego zainteresowania tą problematyką. Myślę szczególnie o Profesorze A. Srodoniu – paleobotaniku, który podtrzymywał moją młodzieńczą fascynację czarnymi dębami i morfogenetyczną rolą holocenu i Profesorze J.E.Mojskim, który przed 40 laty namówił mnie do udziału w przewodniku geologicznym *Z biegiem Wisły*, co spowodowało moją pierwszą wędrówkę wzdłuż Wisły od źródeł po Tarnobrzeg.

Profesor Rajmund Galon poświęcił badaniu dolnej Wisły swe młode lata, rozpoznając w latach 30, złożony system terasowy z okresu recesji lądolodu. Profesor Władysław Pożaryski po II wojnie światowej wydzielił różnowiekowe pokrywy madowe, a w ostatnich latach z żarliwością młodzieńca wrócił nad środkową Wisłę i dokonywał rewizji swych poglądów. Profesor Edmund Falkowski pierwszy nad Wisłą powiązał zmiany typu paleokoryt ze zmianami klimatu.

Wyrażam gorące podziękowanie dziesiątkom Koleżanek i Kolegów, którzy uczestniczyli od połowy lat 70. w badaniach nad ewolucją doliny Wisły i jej dopływów i którzy są współautorami 6 tomów Prac Geograficznych (Geographical Studies) wydanych w latach 1982–1996 i współtworzyli obraz zmian doliny Wisły zaprezentowany w niniejszej pracy. Nazwiska te znajdziecie Państwo w spisie literatury.

W programie „wiślanym” wzięło udział wielu nie tylko geologów i geomorfologów, ale również paleobotaników, archeologów, hydrologów i innych specjalistów z ośrodka krakowskiego, warszawskiego, toruńskiego, gdańskiego, a także z Łodzi, Gliwic, Lublina i Sosnowca. Pragnę spośród nich wymienić szczególnie: (nagle zmarłego) Profesora M.Pazdura, kierownika laboratorium radiowęglowego w Gliwicach, który datował próbki

z dziesiątek wiślanych stanowisk, Profesora E. Wiśniewskiego z Torunia, z którym wspólnie opracowywałem mapę, profil podłużny i syntezę ewolucji doliny Wisły w jej profilu podłużnym, Doktora Marka Krąpca, który datował setki czarnych dębów metodą dendrochronologiczną i Profesor M. Ralską-Jasiewiczową, kierującą równolegle działającym zespołem paleoekologiczno-paleolimnologicznym, który badał zmiany zachodzące w zbiorowiskach roślinnych i budował podstawy nowoczesnej chronostratygrafii dorzecza Wisły.

Osobne podziękowanie składam moim kolegom i współpracownikom za pomoc w przygotowaniu pracy do druku: Pani mgr Marii Klimkowej i mgr. Pawłowi Prokopowi – opracowanie części graficznej i Pani Barbarze Gneli – przepisanie tekstu i bibliografii.

Szczególłą wdzięczność winien jestem Pani Profesor Elżbiecie Myciel-skiej-Dowgiałto za trud zrecenzowania pracy, za liczne uwagi merytoryczne oraz stylistyczne i wychwycenie wielu drobnych pomyłek, które znalazły się w tekście.

BIBLIOGRAFIA

- Aaby B., 1976, *Cyclic climatic variations over the past 5500 years reflected in raised bogs*, *Nature* 263, 281–284.
- Alexandrowicz S.W., 1981, *Wczesnoholocenijskie zespoły mięczaków z Podgrodzia nad Wisłoką*, *Rocznik PTGeol.* 50, 3–4, 391–408.
- 1984, *Late Quaternary molluscan successions of the Małopolska Upland*, *Bulletin Polish Acad. Sci., Earth Sci.* 32, 27–36.
 - 1987, *Analiza malakologiczna w badaniach osadów czwartorzędowych*, *Kwartalnik AGH, Geologia* 1–2, 3–120.
 - 1988, *The stratigraphy and malacofauna of the Holocene sediments of the Prądnik river valley*, *Bulletin Polish Acad. Sci., Earth Sci.* 36, 2, 109–120.
 - 1990, *The malakofauna preserved in Late Glacial and Holocene deposits within the Vistula catchment*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part III, red. L.Starkel, *Geographical Studies, Special Issue 5*, IGiPZ PAN, 178–184.
 - 1991, *Both malacofauna and age of the lacustrine chalk occurring in the Niepołomice Forest*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part IV, red. L. Starkel, *Geographical Studies, Special Issue 6*, IGiPZ PAN, 75–85.
 - 1996, *Holocenijskie fazy intensyfikacji procesów osuwiskowych w Karpatach*, *Kwartalnik AGH, Geologia* 22, 3, 223–262.
- Alexandrowicz S.W., Alexandrowicz Z., 1999, *Recurrent Holocene landslides: a case study of the Krynica landslide in the Polish Carpathians*, *The Holocene* 9, 1, 91–99.
- Alexandrowicz S.W., Ewin J., 1988, *O wieku lessów w Bibicach koło Krakowa*, *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Nauk PAN, Oddział Kraków*, 30, 1, 316–317.
- Alexandrowicz S.W., Gębica P., 1997, *Malakofauna lessów i osadów holocenu średniej terasy Wisły w Hebdowie koło Krakowa*, *Kwartalnik AGH, Geologia* 23, 1, 9–28.
- Alexandrowicz S.W., Jersak J., 1991, *Profil lessów w Opatowcu nad Wisłą*, [w:] *Podstawowe profile lessów w Polsce*, red. H.Maruszczak, UMCS, Lublin, 91–93.
- Alexandrowicz S.W., Klimek K., Kowalkowski A., Mamakowa K., Niedziałkowska E., Pazdur M., Starkel L., 1981, *The evolution of the Wisłoka valley near Dębica during the Lateglacial and Holocene*, red. L.Starkel, *Folia Quaternaria* 53, Kraków.
- Alexandrowicz S.W., Wyzga B., 1992, *Late Glacial and Holocene evolution of the Raba river floor in the vicinity of the Carpathian border, Southern Poland*, *Quaternary Studies in Poland* 11, 17–42.
- Andrzejewski L., 1984, *Dolina Zgłowiączki - jej geneza oraz rozwój w późnym glacie i holocenie*, *Dokumentacja Geograficzna* 3.

- 1991, *The course of fluvial processes in the lower Bzura river valley during the last 15 000 years*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part IV, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 6, IGiPZ PAN, 145–154.
- 1994, *Ewolucja systemu fluwialnego doliny dolnej Wisły w późnym wistulianie i holocenie na podstawie wybranych dolin jej dopływów*, Rozprawy UMK, Toruń.
- 1995, *Genesis of the fluvial system of the Lower Vistula river based on the selected side valleys*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part V, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 8, IGiPZ PAN 139–156.
- Augustowski B., 1976, *Charakterystyka geomorfologiczna*, [w:] *Zuławy Wiślane*. Gdańskie Tow. Nauk., Gdańsk, 175–188.
- Awskiuk R., Niedziałkowska E., Pazdur A., Pazdur M., Starkel L., Walanus A., 1980, *Preliminary results of studies on the age of the Holocene alluvia at the left bank of the Wisłoka river near Dębica*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 14, 33–42.
- Babiński Z., 1986, *Zmiany warunków hydrologicznych i morfologicznych Wisły poniżej stopnia wodnego Włocławek*, *Dokumentacja Geograficzna* 5, 41–54.
- 1992, *Współczesne procesy korytowe dolnej Wisły*, *Prace Geograficzne IGiPZ PAN* 157.
- Babiński Z., Klimek K., 1990, *The present-day channel and flood-plain of the Vistula river*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part III, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 5, IGiPZ PAN, 62–75.
- Baraniecka M.D., Konecka-Betley K., 1987, *Fluvial sediments of the Vistulian and Holocene in the Warsaw Basin*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part II, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 4, IGiPZ PAN, 151–170.
- Baumgart-Kotarba M., 1983, *Kształtowanie koryt i teras rzecznych w warunkach zróżnicowanych ruchów tektonicznych (na przykładzie wschodniego Podhala)*, *Prace Geograficzne IGiPZ PAN* 145.
- 1991, *The alluvial plain of the Vistula river near the Grobla Forest in the light of air photo interpretation*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part IV, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 6, IGiPZ PAN, 101–117.
- Bąkowski K., 1902, *Dawne kierunki rzek pod Krakowem*, *Rocznik Krakowski* 5, 138–172.
- Becker B., 1982, *Dendrochronologie und Paläoökologie subfossiler Baumstämme aus Flussablagerungen, ein Beitrag zur nacheiszeitlichen Auenentwicklung im südlichen Mitteleuropa*, *Mitteil. der Kommission für Quartärforschung*, Österreichische Akademie der Wissenschaften 5, Wien.
- Berglund B. (red.), 1986, *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, J.Wiley, Chichester.
- 1991, *The cultural landscape during 6000 years in Southern Sweden*, *Ecological Bulletins* 41.
- Bertram H., La Baume W., Kloepel O., 1924, *Das Weichsel-Nogat Delta. Beiträge zur Geschichte seiner landschaftlichen Entwicklung, vorgeschichtlichen Besiedlung und bauerlichen Haus- und Hofanlage*, Danzig.
- Beug H.J., 1982, *Vegetation history and climatic changes in central and southern Europe*, [w:] *Climatic changes in Later Prehistory*, red. A.F. Harding, Edinburgh Univ. Press, 85–102.

- Bielański A.K., 1984, *Materiały do historii powodzi w dorzeczu górnej Wisły*, przygotował i uzupełnił J.Fischer, Politechnika Krakowska, Kraków.
- Biernacki Z., 1968, *Wiek oraz przebieg przyrostu miąższości mad na tarasie zalewowym Wisły w rejonie Warszawy w świetle stanowisk archeologicznych*, Przegląd Geologiczny 16, 1, 13–20.
- 1970, *Paleohydrologia Wisły w rejonie Warszawy w okresie od wczesnego średniowiecza do początku XX w. zarejestrowana w zespołach sedymentacyjnych aluwiiów*, Warszawskie Materiały Archeologiczne 4–5.
 - 1975, *Holocene and late Pleistocene alluvial sediments of the Vistula river near Warsaw*, Biuletyn Geologiczny UW 19, 199–219.
- Biernat B., 1977, *Typowe okresy występowania wezbrań*, Gazeta Obserwatora IMGW 11.
- Blikra L.H., Nemeč W., 1993, *Postglacial avalanche activity in western Norway; depositional facies sequences, chronostratigraphy and palaeoclimatic implications*, Palaoklimaforschung 11, 143–162.
- Bluszcz A., 1999, *Results of TL dating of the loess profile at Odonów (Southern Poland) in the Gliwice TL Laboratory*, Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, Geochronometria 5, 91–103.
- Błaszkiwicz M., 1998, *Dolina Wierzycy, jej geneza oraz rozwój w późnym plejstocenie i wczesnym holocenie*, Dokumentacja Geograficzna 10.
- Bohncke S., Vanderberghe J., 1991, *Small river basins of S-Netherlands*, [w:] L.Starkel, K.J.Gregory J.B.Thornes (red.), *Fluvial processes in the temperate zone during the last 15 000 years*, J.Wiley, Chichester, 250–281.
- Borówka R.K., 1992, *Przebieg i rozmiary denudacji w obrębie śródwysoczyznowych basenów sedymentacyjnych podczas późnego vistulianu i holocenu*, Seria Geografia, Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
- Borówko-Dłużakowa Z., 1982, *Rezultaty badań paleobotanicznych spągu profilu w Puszczy Kampinoskiej*, Roczniki Gleboznawcze 33, 3–4, 113–118.
- Borsy Z., Felegyhazi E., 1983, *Evolution of the network of water courses in the North-Eastern part of the Great Hungarian Plain from the end of the Pleistocene to our days*, Quaternary Studies in Poland 4, Poznań, 115–124.
- Bortenschlager S., 1982, *Glacial fluctuations and changes in forest limit in the Alps*, [w:] M.J.Gaillard, (red.), 0., IGCP-158, Lundqua Report 27, 43–45.
- Boulton G.S., Mason P, Ballantyne C.K., Karlen W., Matthews J.A., Nesje A., 1997, *Holocene glacier fluctuations in Scandinavia*, Palaoklimaforschung 24, Stuttgart, 5–33.
- Brański J., 1975, *Ocena denudacji dorzecza Wisły na podstawie wyników pomiarów rumowiska unoszonego*, Prace IMGW 6, 5–58.
- Bravard J.P, Peiry J.L., Cadiolet P, 1991, *La formation de la plaine alluviale holocene du Rhone a l'amont de Lyon*, Physio-Geo, Travaux du Laboratoire de Geographie Physique, Meudon, 22–23, 167–172.
- Brunnacker K., 1971, *Geologisch-pedologische Untersuchungen in Lepenski Vir am Eisernen Tor*, Fundamenta, Reihe A, 3, 20–32.
- 1978, *Der Niederrhein im Holozan*, Fortschritte der Geologie Rheinland und Westfalen 28, 399–440.
- Brykczyński M., 1986, *O głównych kierunkach rozwoju sieci rzecznej Nizy Polskiego w czwartorzędzie*, Przegląd Geograficzny 48, 3, 411–440.
- Bryson R.A., 1989, *Late Quaternary volcanic modulation of Milankovitch climate forcing*, Theoretical and Applied Climatology 39, 115–125.

- Bryson R.U., Bryson R.A., 1998, *Application of a global volcanicity time-series on high-resolution paleoclimatic modelling of the Eastern Mediterranean*, [w:] A.S.Issar, N.Brown (red.), *Water, environment and society in times of climatic change*, Kluwer Academic Publisher, Dortrecht, 1–19.
- Buch M.W., 1988, *Spatpleistozane fluviale Geomorphodynamik im Donautal zwischen Regensburg und Straubing*, Regensburger Geographische Schriften, 21.
- Buczek K., 1960, *Ziemia polskie przed tysiącem lat (zarys geograficzno-historyczny)*, Prace Komisji Nauk Historycznych, Oddział PAN w Krakowie 5.
- Buraczyński J., 1994, *Zmienność procesów eolicznych na Roztoczu i w Kotlinie Sandomierskiej podczas piętra Wisły*, Annales UMCS sec. B, 49, 4, Lublin, 51–79.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1969, *Rozwój dolin Wisły i Sanu w czwartorzędzie w północnej części Niziny Sandomierskiej*, Annales UMCS sec. B, 21, 7, Lublin.
- Burga C.A., 1988, *Swiss vegetation history during the last 18 000 years*, *New Phytologist* 110, 581–602.
- 1993, *Swiss alpine palaeoclimate during the Holocene: Pollen analytical evidence and general features*, *Palaoklimaforschung* 11, 11–21.
- Bzowski M., 1973, *Rzeźba i stosunki wodne dna doliny Wisły w rejonie północnej części Puszczy Niepołomickiej*, *Studia Naturae*, ser. A, 7, 7–37.
- Camuffo D., Enzi S., 1995, *Climatic features during the Spörer and Maunder Minima*, [w:] *Solar output and climatic during the Holocene*, red. B.Frenzel, *Palaoklimaforschung*, Band 16, Fischer Verlag, Stuttgart, 105–124.
- Cebulak E., 1992, *Wpływ sytuacji synoptycznej na maksymalne opady dobowe w dorzeczu górnej Wisły*, *Folia Geographica, Series Geographica Physica* 23, Kraków, 81–95.
- 1998, *Przegląd wyjątkowych opadów ekstremalnych, które wywołały powódzie w XX wieku w dorzeczu Górnej Wisły*, [w:] "Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997r", Konferencja naukowa, Kraków, 7–9 maja 1998, Oddział PAN, Kraków, 21–37.
- Cebotareva N.S., Malgina E.A., Devirts A.L., Dobkina E.I., 1965, *On the age of river terraces in the northwestern part of the Russian plain (in Russian)*, [w:] *Upper Pleistocene and Holocene Palaeogeography and Chronology in the light of Radiocarbon Dating*, 51–66, Moscow.
- Chepalyga A.L., 1984, *Inland sea basins*, [w:] *Late Quaternary environments of the Soviet Union*, red. A.A.Velichko, Univ. of Minnesota Press, Minneapolis, 229–250.
- Chormański J., Mycielska-Dowgiałło E., 1996, *Ewolucja doliny Wisły od Kępy Płockiej do Płocka w okresie ostatniego zlodowacenia i holocenu*, [w:] *Ekologiczne podstawy zagospodarowania dolin rzecznych*, red. Z.Mikulski, Instytut Nauk Fizycznogeograficznych UW, Warszawa, 97–112.
- Cichosz-Kostecka A., Florek W., Mycielska-Dowgiałło E., 1986, *Cechy strukturalne i teksturalne osadów aluwialnych Wisły na odcinku Kępa Polska-Płock jako wskaźnik warunków hydrodynamicznych i wieku*, [w:] *I Sesja Naukowa Instytutu Nauk Fizycznogeograficznych UW*, Wyd. UW, Warszawa, 97–111.
- Cichosz-Kostecka A., Mycielska-Dowgiałło E., Manikowska B., 1991, *Late glacial aeolian processes in the light of sediment analysis from Kamion profile near Wyszogród*, *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.* Bd. 90, 45–50.
- Cremaschi M., Marchetti M., 1995, *Changes in fluvial dynamics in the Central Po Plain (Italy) from Late Pleistocene to Early Holocene*, *Palaoklimaforschung* 14, 173–190.

- Cwetsch M., 1978, *Archeologiczne badania powierzchniowo-rozpoznawcze na terenach zalewowych przysłego zbiornika wodnego "Ciechocinek"* (rękopis), Pracownie Konserwacji Zabytków, Oddział Poznań.
- Cyberski J., Mikulski Z., 1976, *Stosunki hydrologiczne Zuław*, [w:] *Zuławy Wiślane*, Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Gdańsk, 239–288.
- Czajka A., 2000, *Sedymentacja pozakorytowa aluwii w strefie międzywala Wisły w Kotlinie Oświęcimskiej*, *Przegląd Geologiczny* 48, 3, 263–267.
- Czyżowska E., 1996, *Skutki geomorfologiczne i sedymentologiczne gwałtownej ulewy w dolinie Kalinki 15 września 1995 r. (Wyżyna Miechowska)*, *Przegląd Geologiczny* 44, 8, 813–816.
- 1997, *Zapis zdarzeń powodziowych na pograniczu boreału i atlantyku w osadach stożka napływowego w Podgrodziu*, *Dokumentacja Geograficzna* 5.
- Danielewicz W., 1983, *Sto lat wiślanych lodolamaczy*, *Morze* 1/2.
- Dansgaard W., Johansen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N., Hammer C.U., Oeschger H., 1984, *North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores*, [w:] J.E. Hansen, T.Takahashi (red.), *Climate Processes and Climate Sensitivity*, Geophysical Monograph 29, A.G.U. Washington D.C., 288–298.
- Dąbrowska E., 1965, *Sprawozdanie z badań sondażowych przeprowadzonych na grodzisku wczesnośredniowiecznym w Demblinie, pow. Dąbrowa Tarnowska w 1963 roku*, *Sprawozdania Archeologiczne* 17, 265–277.
- Delorme A., Leuschner H.H., 1983, *Dendrochronologische Befunde zur jüngeren Flussgeschichte von Main, Fulda, Lahn und Oker*, *Eiszeitalter und Gegenwart* 33, 45–57.
- Digerfeldt G., 1988, *Reconstruction and regional correlation of Holocene lake-level fluctuations in Lake Bysjön, South Sweden*, *Boreas* 17, 2, 165–182.
- Dobrowolski R., 1998, *Strukturalne uwarunkowania rozwoju współczesnej rzeźby krasowej na międzyrzeczu Wieprza i Bugu*, Wydawnictwo UMCS, Lublin.
- Dragoni W., 1998, *Some considerations on climatic changes, water resources and water needs in the Italian region south of 43°N*, [w:] A.S.Issar, N.Brown (red.), *Water, Environment and Society in Times of Climatic Changes*, Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, 241–271.
- Drozdowski E., 1974, *Geneza basenu grudziądzkiego w świetle osadów i form glacialnych*, *Prace Geograficzne IG PAN* 104.
- 1982, *The evolution of the Lower Vistula river valley between the Chełmno Basin and the Grudziądz Basin*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, red. L.Starkel, *Geographical Studies, Special Issue 1*, IGiPZ PAN, 131–147.
- Drozdowski E., Berglund B.E., 1976, *Development and chronology of the lower Vistula River valley*, North Poland, *Boreas* 5, 95–107.
- Dury G.H., 1964, *Principles of underfit streams*, U.S. Geological Survey Professional Paper 452A, 1–67.
- Dynowska I., 1991, *Obieg wody*, [w:] *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, red. L.Starkel, PWN, Warszawa.
- Dynowska I., Maciejewski M. (red.), 1991, *Dorzecze górnej Wisły*, cz. I, PWN, Warszawa.
- Dżużyński S., Kryszowska-Iwaszkiewicz M., Oszałt J., Starkel L., 1968, *O staroczwartorzędowych żwirach w Kotlinie Sandomierskiej*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 2, 63–76.

- Dzulewski S., Rutkowski J., Shideler G.L., 1974, *An evaluation of flysh-derived fluvial gravels as provenance indicator*, Rocznik PTGeol. 44, 2–3, 171–180.
- Falkowski E., 1967, *Ewolucja holocenijskiej Wisły na odcinku Zawichost–Solec i inżyniersko-geologiczna prognoza jej dalszego rozwoju*, Biuletyn Inst. Geol. 198, Warszawa, 57–142.
- 1975, *Variability of channel processes of lowland rivers in Poland and changes of the valley floors during the Holocene*, Biuletyn Geologiczny UW. 19, Warszawa, 45–78.
 - 1982, *Some regularities of the valley floor evolution of the Middle Vistula river valley*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 1, IGiPZ PAN, 9–20.
- Fink J., 1977, *Jüngste Schotterakkumulationen im österreichischen Donauabschnitt*, [w:] *Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa*, Erdwissenschaftliche, Forschung 13, Wiesbaden, 190–211.
- Florek E., Florek W., 1986, *Age and development of the Stupia river floodplain terrace, Pomerania, Poland*, Quaternary Studies in Poland 7, 5–24.
- Florek W., 1980, *Późnolodocenijskie osady wypełniające paleomeander Bobru na północ od Wysokiej*, Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią 33, ser. A., 19–28.
- 1997, *Climatic and anthropogenic impulses in the Late Vistulian and Holocene development of the river channels and valleys of the Baltic Coastal Region and Pomerania*, Landform Analysis 1, 41–50.
- Florek E., Florek W., Mycielska-Dowgiallo E., 1987, *Morphogenesis of the Vistula valley between Kępa Polska and Płock in the Late Glacial and Holocene*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part II, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 4, IGiPZ PAN, 189–205.
- Florek W., Mycielska-Dowgiallo E., Starkel L., 1990, *Lithology and facies of fluvial deposits*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part III, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 5, IGiPZ PAN, 111–126.
- Folk R.L., Ward W.C., 1957, *Brazos river bar: a study of significance of grain size parameters*, Journal of Sedimentary Petrology 27, 3–26.
- Franke H.W., Geyh M.A., 1971, *¹⁴C-Datierungen von Kalksinter aus slovenischen Höhlen*, Der Aufschluss 22, 7/8, 235–237.
- Franks J.W., Johnson R.H., 1964, *Pollen analytic dating of a Derbyshire landslip: the Cown Edge landslides*, Charlesworth, New Phytologist 63, 2, 209–216.
- Friedberg W., 1903, *Atlas Geologiczny Galicji (objaśnienia do zesz. 16; ark. Dębica, Rzeszów, Rudnik)*, PAU, Kraków.
- Froehlich W., 1975, *Dynamika transportu fluwialnego Kamienicy Nawojowskiej*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN 114.
- 1982, *Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 143.
 - 1998, *Transport rumowiska i erozja koryt potoków beskidzkich pod-czas powodzi w lipcu 1997 roku*, [w:] „Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997r”. Konferencja naukowa, Kraków, 7-9 maja 1998, Oddział PAN, Kraków, 133–144.
- Froehlich W., Klimek K., Starkel L., 1972, *The Holocene formation of the Dunajec valley floor within the Beskid Sądecki in the light of flood transport and sedimentation*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica 6, 63–83.
- Froehlich W., Starkel L., 1991, *Wartości progowe w ewolucji rzeźby fliszowych Karpat i Dardzielińskich Himalajów*, Conference Papers, 14 IGiPZ PAN, 49–58.

- Gabris G., 1985, *An outline of the paleohydrology of the Great Hungarian Plain during the Holocene*, [w:] *Environmental and Dynamic Geomorphology*, red. M.Pecsi, Academia Budapest, 61–75.
- Gaigalas A., Dvareckas V., 1987, *Geomorphological structure and development of river valley during Last Glaciation and Holocene in the south peribaltic area*, [w:] *Palaeohydrology of Temperate Zone, Rivers and Lakes*, red. A.V.Raukas, Estonian Academy of Sciences, Tallin, 99–110.
- Gaillard M.J., 1985, *Postglacial paleoclimatic changes in Scandinavian and Central Europe: A tentative correlation based on studies of lake level fluctuations*, *Ecologia Mediterranea* 11, 235–237.
- Galon R., 1934, *Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla*, *Badania Geograficzne nad Polską Płn.-Zach.* 12–13, Poznań, 1–11.
- 1953, *Morfologia doliny i sandru Brdy*, *Studia Societatis Scientiarum Torunensis*, ser. C, 1, 6.
- 1961, *Morphology of the Noteć-Warta (or Toruń-Eberswalde) ice marginal streamway*, *Prace Geograficzne IG PAN* 29.
- 1968, *Ewolucja sieci rzecznej na przedpolu zanikającego lądolodu*, *Prace Geograficzne IG PAN* 74, 101–120.
- Gamper M., 1993, *Holocene solifluction in the Swiss Alps: dating and climatic implications*, *Paläoklimaforschung* 11, 1–9.
- Gerlach T., 1966, *Współczesny rozwój stoków w dorzeczu Górnego Grajcarcka (Beskid Wysoki - Karpaty Zachodnie)*, *Prace Geograficzne IG PAN* 52.
- Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, 1991, red. L.Starkel, PWN, Warszawa.
- Geyh M.A., Merkt J., Müller H., 1971, *Sediment – Pollen- und Isotopenanalysen an jahreszeitlich geschichteten Ablagerungen im zentralen Teil des Schleinsees*, *Archiv. der Hydrobiologie*, 3, Stuttgart, 366–399.
- Gębica P., 1995a, *Ewolucja doliny Wisły pomiędzy Nowym Brzeskiem a Opatowcem w wistulianie i holocenie*, *Dokumentacja Geograficzna* 2.
- 1995b, *Evolution of the Vistula valley and alluvial fans of the Raba and Uszwica rivers between Uście Solne and Szczurowa in the Vistulian and Holocene*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part V, red. L.Starkel, *Geographical Studies, Special Issue* 8, IGiPZ PAN, 31–50.
- Gębica P., Krąpiec M., 1993, *Nowe stanowisko czarnych dębów w Niedarach nad Wisłą*, *Sprawozdanie z Posiedzeń Komisji Naukowych*, Oddział PAN Kraków, 35, 1–2, 262–267.
- Gębica P., Patkowski B., Lasek A., Sokołowski T., 1998, *Geomorfologiczne i sedymentologiczne skutki przerwania wałów przeciwpowodziowych w dolinie Wisły w lipcu 1997 roku*, [w:] „Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 roku”, *Konferencja naukowa, Kraków, 7-9 maja 1998*, Oddział PAN, Kraków, 185–194.
- Gębica P., Starkel L., 1987, *The evolution of the Vistula valley at the northern margin of the Niepołomice Forest during the last 15 000 years*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part II, red. L.Starkel, *Geographical Studies, Special Issue* 4, IGiPZ PAN, 71–86.
- Gębica P., Woronko B., 1998, *Środkowo- i górnoplejstocieńskie formy i osady peryglacialne – wybrane przykłady z Wyżyny Miechowskiej i Kotliny Sandomierskiej, październik 1998*, [w:] *Seminarium: "Rola plejstocieńskich procesów peryglacialnych w modelowaniu rzeźby Polski"*, Katedra Badań Czwartorzędu Uniw.Łódzkiego, Łódź, 29–30.
- Gieysztor A., 1982, *Wisła w średniowieczu*, [w:] *Wisła. Monografia rzeki*, red. A. Piskozub, WKiŁ, Warszawa, 21–30.

- Gil E., 1976, *Splukiwanie gleb na stokach fliszowych w rejonie Szymbarku*, Dokumentacja Geograficzna 2.
- 1997, *Meteorological and hydrological conditions of landslides, Polish Flysch Carpathians*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 31, 143-158.
 - 1998, *Spływ wody i procesy geomorfologiczne w zlewniach fliszowych podczas gwałtownej ulewy w dniu 7 czerwca 1985 roku*, Dokumentacja Geograficzna 11, 85-107.
- Gil E., Gilot E., Kotarba A., Starkel L., Szczepanek K., 1974, *An early Holocene landslide in the Niski Beskid and its significance for paleogeographical reconstructions*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 8, 69-83.
- Gil E., Starkel L., 1979, *Long-term extreme rainfalls and their role in the modelling of flysch slopes*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 13, 207-220.
- Gilot E., Niedziałkowska E., Sobolewska M., Starkel L., 1982, *Pleniglacial alluvial fan of the Biała Stream at Kaniów near Czechowice (The Oświęcim Basin)*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 15, 115-124.
- Girgus R., Strupczewski W., 1965, *Wyjątki ze źródeł historycznych o nadzwyczajnych zjawiskach hydrologiczno-meteorologicznych na ziemiach polskich w wiekach od X do XVI*, Instrukcje i Podręczniki PIHM 87.
- Glasko M.P., Folomeyev B.A., 1981, *Method of estimation of the alluvial loam deposition rate for lowland rivers (with Middle Oka as example) on the base of archeologic and geomorphic records* (in Russian), *Geomorfologia* 3, 26-36.
- Godłowska M., Kozłowski J.K., Starkel L., Wasylkowa K., 1987, *Neolithic settlement at Pleszów and changes in the natural environment in the Vistula valley*, *Przegląd Archeologiczny* 34, 133-159.
- Gofshtein J.D., 1979, *Neotektonika zapadnoy Volyno-Podolii*, Naukova Dumka, Kiev.
- Gołębiewski R., 1981, *Kierunki i intensywność denudacji na obszarze zlewni górnej Raduni w późnym wurmie i holocenie*, Zeszyty Naukowe Uniw. Gdańskiego, Rozprawy i Monografie 26.
- Goslar T., 1996, *Naturalne zmiany atmosferycznej koncentracji radiowęglu w okresie szybkich zmian klimatu na przełomie vistulianu i holocenu*, Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, *Geochronometria* 15, Gliwice.
- Goslar T., Arnold M., Bard E., Kuc T., Pazdur M.F., Ralska-Jasiewiczowa M., Rózański K., Tisnerat N., Walanus A., Wicik B., Więckowski K., 1995, *High concentration of atmospheric ¹⁴C during the Younger Dryas*, *Nature* 377, 414-417.
- Goździk J., 1994, *Etudes des fentes de gel en Pologne Centrale*, *Biuletyn Peryglacjalny* 33, 49-78.
- Grove J.M., 1988, *The Little Ice Age*, Methuen, London.
- Grześ M., 1985, *Problem zatorów i powodzi zatorowych na dolnej Wiśle*, *Przegląd Geograficzny* 57, 4, 499-525.
- 1988, *Zatory i powódzie zatorowe na dolnej Wiśle*, [w:] *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, red. L.Starkel, Wszechnica PAN, Ossolineum, Wrocław, 225-246.
- Guiot J., 1987, *Late Quaternary climatic change in France estimated from multivariate pollen time series*, *Quaternary Research* 28, 100-118.
- Hammer C.U., Clausen H.B., Dansgaard W., 1980, *Greenland ice sheet evidence of post-glacial volcanism and its climatic impact*, *Nature* 288, 230-255.
- Harasimiuk M., 1991, *Vistulian glacial cycle of the fluvial processes development in the valley of the Middle Wieprz River (SE Poland)*, *Annales UMCS, sec. B*, 46, 5, Lublin, 81-109.

- Harrison S.P., Prentice I.C., Guiot J., 1993 *Climatic controls of Holocene lake-level changes in Europe*, *Climate Dynamics* 8, 189–200.
- Havlicek P., 1983, *Late Pleistocene and Holocene fluvial deposits of the Morava river (Czechoslovakia)*, *Geologisches Jahrbuch A71*, 209–217.
- Heine K., 1982, *Das Mündungsgebiet der Ahr im Spät-Würm and Holozän*, *Erdkunde* 31, 1, 1–11.
- Helios-Rybicka E., 1983, *The content and chemical forms of heavy metals in the river sediments of Cracow area – the role of clay minerals*, *Environmental Technical Letters* 4, 515–520.
- 1986, *Rola minerałów ilastych w wiązaniu metali ciężkich przez osady rzeczne górnej Wisły*, *Zeszyty Naukowe AGH, Geologia* 32.
 - 1990, *The mineral composition and concentration of heavy metals in the Vistula deposited alluvial loams*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part III, red. L.Starkel, *Geographical Studies, Special Issue* 5, IGIPZ PAN, 82–85.
- Helios-Rybicka E., Rutkowski J., 1984, *Wykształcenie litologiczne i zawartość metali ciężkich w madach terasy rędzinnej oraz w madach współczesnych w rejonie Tyńca-Kątów*, [w:] *Materiały Sympozjum Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, Kraków, 75–79.
- Henneberg M., Ostoja-Zagórski J., 1984, *Use of a general ecological model for the reconstruction of prehistoric economy. The Hallstatt period of Northern Poland*, *Journal of Anthropological Society* 3, 1, 41–78.
- Hiller A., Litt T., Eissman L., 1991, *Zur Entwicklung der jungquartären Tieflandstäler im Saale-Elle-Raum unter besonderer Berücksichtigung von C¹⁴ Daten*, *Eiszeitalter und Gegenwart*, 41, 26–42.
- Huisink M., 1998, *Changing river styles in response to climate change. Examples from the Maas and Vecht during the Weichselian Pleni- and Lateglacial*, *Vrije Universiteit Amsterdam*.
- Ibsen M.L., Brunsden D., 1997, *Mass movements and climatic variations on the south coast of Great Britain*, [w:] *Rapid mass movements as a source of climatic evidence for the Holocene*, red. B.Frenzel, *Paläoklimaforschung* 19, 171–182.
- Inglis C.C., 1949, *The behaviour and control of rivers and canals with the aid of models*. Central Board of Irrigation Poona, India, Navigation Research Station, Research Publications 13, 373–384.
- Jahn A., 1956a, *Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd*, *Prace Geograficzne IG PAN* 7.
- 1956b, *The action of rivers during the Glacial Epoch and the stratigraphic significance of fossil erosion surfaces in Quaternary deposits*, *Przegląd Geograficzny* 28, supplement, 101–104.
 - 1957, *Przyczynki do znajomości teras karpackich*, *Czasopismo Geograficzne* 28, 1, 171–185.
- Jentzsch A., 1901, *Erläuterungen zur geologischen Karte Blatt Graudenz*, Berlin.
- Jersak J., 1965, *Stratygrafia i geneza lessów okolic Kunowa*, *Acta Geographica Lodzienia* 20, Łódź.
- 1973, *Litologia i stratygrafia lessu wyżyn południowej Polski*, *Acta Geographica Lodzienia* 32, Łódź.
 - 1976, *Związek akumulacji lessu z rozwojem procesów rzecznych w dolinach przedpola Karpat i na wyżynach południowej Polski*, *Acta Geographica Lodzienia* 37, Łódź.

- Jersak J., Sendobry K., 1991, *Vistulian deposits in the valley of the Bierawka in Kotlarnia*, [w:] J.Jersak (red.), *Less i osady dolinne*, Univ. Śląski, Katowice, 93–118.
- Jersak J., Sendobry K., Snieszko Z., 1992, *Postwarciańska ewolucja wyżyn lessowych w Polsce*, Prace Naukowe Univ. Śląskiego, 1227, Katowice.
- Jewtuchowicz S., 1967, *Geneza Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej między Nerem i Moszczenicą*, Prace Geograficzne IG PAN 62.
- Jonasson C., 1993, *Holocene debris – flow activity in northern Sweden*, Palaeoclimate and Man 6, G.Fischer Verlag, Stuttgart, 179–195.
- Joos M., 1982, *Swiss Midland-lakes and climatic changes*, [w:] *Climatic changes in later Prehistory*, red. A.Harding, Edinburgh Univ. Press, 44–51.
- Jorda M., 1985, *La torrentialite holocene des Alpes francaises du Sud, Facteur antropiques et parameters naturels de son evolution*, Cahiers Lignes de Prehistoire et de Protohistoire 2, 49–70.
- Kaczorowska J., 1926, *Studium geograficzne Puszczy Kampinoskiej*, Przegląd Geograficzny 6, 45–91.
- Kajak Z., 1983, *Ekologiczne podstawy zagospodarowania Wisły i jej dorzecza*, PWN, Warszawa-Łódź.
- 1992, *The river Vistula and its floodplain valley (Poland): its ecology and importance for conservation*, [w:] *River Conservation and Management*, red. P.J.Boon, P.Calow, G.E.Petts; J.Wiley, Chichester, 35–49.
- Kalicki T., 1987, *Late Glacial paleochannel of the Vistula river in Kraków-Nowa Huta*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica 21, 93–108.
- 1991, *The evolution of the Vistula river valley between Cracow and Niepołomice in Late Vistulian and Holocene times*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part IV, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 6, IGiPZ PAN, 11–37.
 - 1992a, *The structure and age of the Drwień depression interrupting the Vistula flood-plain east of Cracow (South Poland)*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica 25–26, 89–113.
 - 1992b, *Zmiany rozwinięcia Wisły pod Krakowem w późnym vistulianie w świetle nowych stanowisk w Pleszowie i Łęgu*, Folia Geographica, Series Geographica-Physica 23, 111–124.
 - 1995, *Lateglacial and Holocene evolution of some river valleys in Byelorussia*, Paläoklimaforschung 14, 89–100.
 - 1997, *The reflection of climatic changes and human activity on sediments of small Forecarpathian tributaries of the Vistula river near Cracow, Poland*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica 31, 129–141.
- Kalicki T., Krąpiec M., 1991a, *Black oaks and subatlantic alluvia of the Vistula in Branice-Stryjów near Cracow*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part IV, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 6, IGiPZ PAN, 39–61.
- 1991b, *Subboreal black oaks identified from the Vistula alluvia at Grabie near Cracow (South Poland)*, Geologia 17, 1–2, Wyd. AGH, Kraków, 155–171.
 - 1992, *Kujawy site – subatlantic alluvia with black oaks*, [w:] *Excursion Guide-book, Symposium Global Continental Paleohydrology, Kraków-Mogilany, wrzesień 1992*, Zakład Geomorfologii i Hydrologii IGiPZ PAN w Krakowie, 37–41.
 - 1995a, *"Black oaks" in the recent centuries alluvia of the Vistula river at Wolica near Cracow (South Poland)*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the*

- last 15 000 years, part V, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 8, IGiPZ PAN, 19–21.
- 1995b, *Problems of dating alluvium using buried subfossil tree trunks: lessons from the "black oaks" of the Vistula Valley, Central Europe*, The Holocene 5, 2, 243–250.
- Kalicki T., Starkel L., 1987, *The evolution of the Vistula river valley downstream of Cracow during last 15 000 years*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part II, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 4, IGiPZ PAN, 51–70.
- Kalicki T., Starkel L., Sala J., Soja R., Zernickaya V.P., 1996, *Subboreal paleochannel system in the Vistula valley near Zabierzów Bocheński (Sandomierz Basin)*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part VI, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 9, IGiPZ PAN, 129–158.
- Kalicki T., Zernickaya V., 1995, *Paleogeography of the Vistula valley near Cracow based on sediments and palynology of the Alleröd paleochannel fill*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part V, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 8, IGiPZ PAN, 9–18.
- Kamiński M., 1993, *Późnoplejstocenińska i holocenińska transformacja doliny Moszczenicy jako rezultat zmian środowiska naturalnego oraz działalności człowieka* (praca doktorska, Wydział Geografii Uniw. Łódzkiego).
- Karabon J., 1980, *Morfogenetyczna działalność wód wezbraniowych związanych z zatorami lodowymi w dolinie Wisły Środkowej*, Przegląd Geologiczny 9, 512–515.
- Karaszewski W., 1975, *Age of the Warsaw ice dammed lake sediments*, Bulletin Polish Acad.Sci. 22, 3–4, 151–155.
- Karlen W., 1991, *Glacier fluctuations in Scandinavia during the last 9000 years*, [w:] *Temperate Palaeohydrology*, red. L.Starkel, K.J.Gregory, J.B.Thornes; J.Wiley, Chichester, 395–412.
- Karlen W., Kuylenstierna J., 1996, *On solar forcing of Holocene climate; evidence from Scandinavia*, The Holocene 6, 3, 359–365.
- Kaszowski L., 1973, *Morphological activity of the mountain stream (with Biały Potok in the Tatra Mts. as example)*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne 31.
- Kępińska U., Rosa B., Wypych K., Zaborowska K., Zachowicz J., 1979, *Zagadnienie podziału statygraficznego polodowcowych osadów dennych południowego Bałtyku i zmian poziomu morza w okresie polodowcowym*, [w:] *Materiały Sesji Naukowej PI&G*, Warszawa, 301–317.
- Khotinsky N.A., 1984, *Holocene climatic changes*, [w:] *Late Quaternary Environments of the Soviet Union*, red. A.A.Velichko, Univ. of Minnesota Press, Minneapolis, 305–312.
- Kilian M.,R., van der Plicht J., van Geel B., 1995, *Dating raised bogs: New aspects of AMS ¹⁴C wiggle, matching, a reservoir effect and climatic change*, Quaternary Science Reviews 14, 959–966.
- Klatkova H., 1989, *The incorporation of closed depressions into the open erosional system as one of the models of head valley stretch fashioning in the Vistulian*, *Quaestiones Geographicae*, Special Issue 2, 83–92.
- Klęczkowski A., 1964, *Budowa geologiczna i wody gruntowe wysokiego tarasu Wisły na wschód od Krakowa*, Rocznik PTGeol. 34, 1–2, 191–221.
- Klیمانov V.A., 1984, *Paleoclimatic reconstructions based on the information statistical method*, [w:] *Late Quaternary Environments of the Soviet Union*, red. A.A.Velichko, Univ. of Minnesota Press, Minneapolis, 297–304.

- 1990, *Kolicestvennyye charakteristiki klimata severnoj Eurazji u pozdnelednikovyje*, Izvestija Akad. Nauk SSSR, seria geograf. 4, 116–126.
- Klimaszewski M., 1948, *Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym*, Prace Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego B7, Wrocław.
- 1958, *Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym*, Przegląd Geograficzny 30.
- 1967, *Polskie Karpaty Zachodnie w okresie czwartorzędowym*, [w:] *Czwartorzęd Polski*, PWN, Warszawa, 431–497.
- 1971, *The effect of solifluction processes on the development of mountain slopes in the Beskidy (Flysch Carpathians)*, Folia Quaternaria 38, Kraków.
- Klimaszewski M., Galon R. (red.), 1972, *Geomorfologia Polski*, 2 tomy, PWN, Warszawa.
- Klimek K., 1972, *Kotlina Raciborsko-Oświęcimska*, [w:] K.M. Klimaszewski, R. Galon (red.), *Geomorfologia Polski*, t.I, PWN, Warszawa, 116-138.
- 1974a, *The structure and mode of sedimentation of the flood-plain deposits in the Wisłoka valley (South Poland)*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica 8, 137–151.
- 1974b, *The retreat of alluvial river banks in the Wisłoka Valley (South Poland)*, Geographia Polonica 28, 59–75.
- 1983, *Erozja wgłębna dopływów Wisły na przedpołu Karpat*, [w:] *Ekologiczne podstawy zagospodarowania Wisły i jej dorzecza*, red. Z.Kajak, PWN, Warszawa-Łódź.
- 1987a, *Vistula valley in the Oświęcim Basin in the Upper Vistulian and Holocene*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part II, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 4, IGI PAN, 13–29.
- 1987b, *Man's impact on fluvial processes in the Polish Western Carpathians*, Geografiska Annaler 69A, 1, 221–226.
- 1988, *An early antropogenic alluviation in the Subcarpathian Oświęcim Basin, Poland*, Bulletin Polish Acad. Sci., Earth Sci. 36, 2, 159–169.
- 1991, *Typy koryt rzecznych i ich funkcjonowanie*, [w:] *Dorzecze górnej Wisły*, cz.I, red. I.Dynowska i M.Maciejewski, PWN, Warszawa, 231–259.
- 1992, *The age of transformation of subcarpathian river channel pattern during Late Vistulian*, [w:] *Papers and Abstracts of Papers, Symposium on Global Continental Paleohydrology, Kraków-Mogilany, wrzesień 1992*, Zakład Geomorfologii i Hydrologii IGI PAN w Krakowie.
- 1993, *Środowisko sedymentacji antropogennych osadów pozakorytowych w dolinach Przemysłu i Wisły Śląskiej*, Georama 1, Uniw. Śląski, Sosnowiec, 3–15.
- 1995, *The role of drainage basin orography in the river channel pattern transformation during Late Vistulian, Subcarpathian Oświęcim Basin, Poland*, Questiones Geographicae, Special Issue 4, 147–153.
- Klimek K., Łanczont M., Bałaga K., 1997, *Późnovistuliańskie i holoceńskie wypełnienie paleomeandru w dolinie Sanu koło Słubnia*, [w:] *Seminarium terenowe: "Glacjał i peryglacjał Kotliny Sandomierskiej i Przedgórze Karpat w okolicy Przemyśla"*, Krasieczyn, 22–24 września 1997, Wyd. Instytutu Nauk o Ziemi UMCS, Lublin, 60–71.
- Klimek K., Starkel L., 1974, *History and actual tendency of floodplain development at the border of the Polish Carpathians*, Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften Göttingen, 3, 29, 185–196.

- Klimek K., Trafas K., 1972, *Young Holocene changes in the course of the Dunajec river in the Beskid Sądecki Mts. (Western Carpathians)*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 6, 85–92.
- Klimek K., Zawilińska L., 1985, *Trace elements in alluvia of the upper Vistula as indicators of palaeohydrology*, *Earth Surface Processes and Landforms* 10, 273–280.
- Kmietowicz-Drathowa J., 1964, *Rys budowy geologicznej czwartorzędu Krakowa*, Sprawozdanie z Posiedzeń Komisji Oddz. PAN w Krakowie, 269–274.
- Koc L., 1972, *Zmiany koryta Wisły w XIX i XX wieku między Płockiem a Toruniem*, *Przeegląd Geograficzny* 44, 4, 703–721.
- Kociszewska-Musiał G., 1990, *The grain-size of channel deposits of the Vistula*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part III, red. L.Starkel, *Geographical Studies, Special Issue 5*, IGIPZ PAN, 76–79.
- Kolago C. (red.), 1967, *Z biegiem Wisły. Przewodnik geologiczny*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Konecka-Betley K., 1982, *Gleby kopalne i reliktowe wydm okolic Warszawy*, *Roczniki Gleboznawcze* 33, 3–4.
- Konecka-Betley K., Madeyska T., 1985, *Loess section at Kraków-Zwierzyniec*, [w:] *Guide-book of International Symposium, "Problems of the stratigraphy and paleogeography of loesses", Poland, 6–10 September*, Instytut Nauk o Ziemi UMCS, Lublin, 175–178.
- Koperowa W., 1962, *Późnoglacialna i holocenska historia roślinności Kotliny Nowotarskiej*, *Acta Paleobotanica* 2/3, Kraków, 1–57.
- Koperowa W., Srodoń A., 1965, *Pleniglacial deposits of the Last Glaciation at Zator (West of Kraków)*, *Acta Paleobotanica* 6, 1, 3–31, Kraków.
- Kordos L., 1978, *A sketch of the vertebrate biostratigraphy of the Hungarian Holocene*, *Különnyomat a Földrajzi Közlemények* 1–3, 222–229.
- Kosmowska-Suffczyńska D., 1983, *Wpływ działalności ludzkiej na tempo przyrostu aluwii dolinnych i zmian w krajobrazie na przykładzie doliny Czyżówki (Wyżyna Sandomierska)*, *Prace i Studia Geograficzne UW* 4, Warszawa.
- Kotański Z., 1956, *Budowa geologiczna zachodniego brzegu Żuław*, *Biuletyn Inst. Geol., Z Badań Czwartorzędu w Polsce* 7, 291–354.
- Kotarba A., 1992, *Denudacja mechaniczna Tatr Wysokich pod wpływem opadów ulewnych*, *Prace Geograficzne IGIPZ PAN* 156, 191–208.
- 1994, *Geomorfologiczne skutki katastrofalnych letnich ulew w Tatrach Wysokich*, *Acta Universitatis N.Copernici, Geografia* 27, *Nauki Mat.-Przyr.* 92, Toruń, 21–34.
- 1996, *Sedimentation rates in the High Tatra lakes during the Holocene – geomorphic interpretation*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 30, 51–61.
- 1998, *Morfogenetyczna rola opadów deszczowych w modelowaniu rzeźby Tatr podczas letniej powodzi w roku 1997*, [w:] *Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach III*, *Dokumentacja Geograficzna* 12, 9–23.
- Kotarba A., Baumgart-Kotarba M., 1997, *Holocene debris-flow activity in the light of lacustrine sediment studies in the High Tatra Mountains, Poland*, *Palaoklimaforschung* 19.
- Kotlicka N., 1975, *Czwartorzęd okolic Kotłarni na zachód od Gliwic*, *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 282, 475–521.
- Koutaniemi L., 1991, *Glacio-isostatically adjusted palaeohydrology, the river Ivalojoki and Oulankajoki, Northern Finland*, [w:] *Temperate Palaeohydrology*, red. L.Starkel, K.J.Gregory, J.B.Thornes; J.Wiley, Chichester, 65–78.
- Koutaniemi L., Rachocki A., 1981, *Palaeohydrology and landscape development in the middle course of the Radunia basin, North Poland*, *Fennia* 159, 2, 335–342.

- Kowalczyk Z., 1964, *Analiza wyników badań geodezyjnych nad współczesnymi naturalnymi ruchami powierzchni płd. części Górnego Śląska*, Prace Komisji Nauk Technicznych, Oddział PAN Kraków, Geodezja 1.
- Kowalkowski A., 1988, *Wiek i geneza gleb*, [w:] *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, red. L.Starkel, Wszechnica PAN, Ossolineum Wrocław, 45–85.
- 1990, *Evolution of Holocene soils in Poland*, *Quaestiones Geographicae* 11/12, 93–120.
- Kowalkowski A., Starkel L., 1977, *Different age of soil cover at the Holocene terraces in Carpathian valleys*, *Folia Quaternaria* 49, 63–74.
- Kowalski K., 1973, *Rozwój fauny w czwartorzędzie Polski. Badanie szczątków kępalnych kręgowców*, [w:] *Metodyka badań osadów czwartorzędowych*, red. E.Rühle, Wyd. Geol., Warszawa.
- Kozarski S., 1962, *Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się Pradoliny Noteci–Warty*, *Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Prace Komisji Geogr.-Geol.* 2(3).
- 1965, *Zagadnienie drogi odpływu wód pradolinnych z zachodniej części pradoliny Noteci–Warty*, *Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Prace Komisji Geogr.-Geol.* 5, 1.
- 1983, *River channel changes in the middle reach of the Warta valley, Great Poland Lowland*, *Quaternary Studies in Poland* 4, 159–169.
- 1988, *Time and dynamics of the last Scandinavian ice-sheet retreat from northwestern Poland*, *Geographia Polonica* 55, 91–101.
- 1991, *Warta – a case study of a lowland river*, [w:] *Temperate Palaeohydrology*, red. L.Starkel, K.J.Gregory, J.B.Thornes; J.Wiley, Chichester, 189–215.
- 1995, *The periglacial impact on the deglaciated area of northern Poland after 20 kyr BP*, *Biuletyn Peryglacjalny* 34, 73–102.
- Kozarski S., Rotnicki K., 1977, *Valley floors and changes of river channel pattern in the North Polish Plain during the Late-Würm and Holocene*, *Quaestiones Geographicae* 4, 51–93.
- Kozłowski J.K., 1969, *Problemy geochronologii paleolitu w dolinie Wisły pod Krakowem*, *Folia Quaternaria* 31, 1–67.
- Kozłowski J.K., Kubiak H., Welc A., 1970, *A palaeolithic site with mammoth remains at Nowa Huta (Cracow, Poland)*, *Folia Quaternaria* 36, 1–20.
- Kozłowski J.K. (red.), 1974, *Upper Paleolithic site with dwellings of mammoth bones – Cracow, Spadzista Street B.*, *Folia Quaternaria* 44.
- Köppen W., Geiger R., 1980, *Die Klimate der Erde*, [w:] J.Blüthgen, W.Weischet (red.) *Allgemeine Klimageographie*, Walter de Gruyter, Berlin.
- Krąpiec M., 1992, *Skale dendrochronologiczne późnego holocenu południowej i centralnej Polski*, *Kwartalnik AGH, Geologia* 18, 3, 37–119.
- 1996, *Dendrochronology of "black oaks" from river valleys in Southern Poland*, [w:] *Hydrological changes of valley floor in the upper Vistula basin during late Vistulian and Holocene*, red. L.Starkel, *Geographical Studies, Special Issue* 9, 61–78.
- 1998, *Oak dendrochronology of the Neoholocene in Poland*, *Folia Quaternaria* 69, 5–134.
- Kruk J., 1980, *Gospodarka w Polsce południowo-wschodniej w V–III tysiącleciu p.n.e.*, IHKM PAN, Ossolineum, Wrocław.
- 1988, *The history of colonization of both the Vistula river valley and the loess-covered uplands*, [w:] *Excursion Guide-Book of the Symposium Vistula Basin 1988*, Wyd. AGH Kraków, 44–45.

- 1993, *Rozwój społeczno-gospodarczy i zmiany środowiska przyrodniczego wyżyn lessowych w neolicie (4800–1800 BC)*, Sprawozdania Archeologiczne 45, 7–17.
- Kruk J., Milisauskas S., Alexandrowicz S.W., Snieszko Z., 1996, *Osadnictwo i zmiany środowiska naturalnego wyżyn lessowych*, Instytut Archeologii i Etnologii PAN, Kraków.
- Krygowski B., 1964, *Graniformametrii mechaniczna – zastosowanie, teoria*, Prace Poznańskiego TPN, 2, 4.
- Książkiewicz M., 1935, *Utwory czwartorzędowe Pogórza Cieszyńskiego*, Prace Geologiczne PAU 2, Kraków.
- Kuciński T., Mitura F., 1958, *Wpływ tektoniki na rzeźbę powierzchni karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*, Prace Instytutu Naftowego 55, Kraków, 2–8.
- Kucharski M., 1966, *Geomorfologia i czwartorzęd doliny Wisły w okolicach Ciechocinka*, Zeszyty Naukowe UMK, Ser.Geogr. 5, 37–59.
- Kucia-Lubelska M., 1966, *Wiek serii witowskiej w świetle badań minerałów ciężkich*, Rocznik PTGeol. 36, 3, 303–313.
- Kurzyp K., 1989, *Strężyca nad Wisłą*, Lublin.
- Kvasov D., Martinson G.G., Raukas A.V., (red.), 1980, *Istoria ozior Ladoga, Onega, Pskovsko-Chudskoye, Baikal i Khanka*, [w:] *Historia Ozior SSSR*, Nauka, Lenin-grad.
- Kvitković J., 1993, *Intensita vertikalnych tektonických pohybov zemskej kory w Nizinach Slovenska v holocene*, Geografický Časopis, 45, 2–3, 213–232.
- Laskowska-Wysoczańska W., 1971, *Stratygrafia i paleogeomorfologia czwartorzędu Niziny Sandomierskiej i Przedgórze Karpat rejonu rzeszowskiego*, *Studia Geologica Polonica* 34.
- 1992, *Wpływ zjawisk neotektonicznych i glacialnych na ewolucję morfostrukturalną brzeżnej strefy Karpat i zapadliska przedkarpacckiego*, *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 63, 119–151.
- 1995, *Neotectonic and glacial control on geomorphic development of middle and eastern parts of the Sandomierz Basin and Carpathian margin*, *Folia Quaternaria* 66, 105–122.
- Laskowska-Wysoczańska W., Niklewski J., 1969, *Stratigraphic position of the skeleton of *Mammuthus trogontherii* from Rzochów near Mielec*, *Bulletin Polish Acad. Sci., ser.geol.geogr.* 2, 131–141.
- Lencewicz S., 1927, *Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla*, Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 2, 2, Warszawa, 66–194.
- 1929, *Pojezierze Gostynińskie*, *Przegląd Geograficzny* 9, 1–48.
- Leopold L.B., Wolman M.G., 1960, *River meanders*, *Bulletin Geological Society of America* 71, 769–794.
- Leuschner H.H., 1992, *Subfossil trees*, *Lundqua Report* 34, 193–197.
- Liachov M.E., 1984, *Klimatičeskie ekstremumy v centralnej časti Evropejskoj territorii SSSR v XII–XX wiekach*, *Izvestia AN SSSR, ser.geogr.* 6, 68–74.
- Lienau O., 1934, *Die Bootsfunde von Danzig-Oliva aus der Vikingerzeit*, Danzig.
- Lindner L., 1977, *Wiek tarasów zalewowych rzek świętokrzyskich w świetle datowania "poziomu czarnych dębów" metodą C¹⁴*, *Kwartalnik Geologiczny* 21, 2, 325–334.
- 1988, *Glacialne i interglacialne jednostki plejstocenu Wyżyny Miechowskiej i Niecki Nidy*, *Przegląd Geologiczny* 3, 140–147.
- Lindner L., Dzierżek J., Lamparski Z., Marks L., Nitychoruk J., 1995, *Zarys stratygrafii czwartorzędu Polski; główne poziomy osadów glacialnych i interglacialnych oraz ich rozprzestrzenienie*, *Przegląd Geologiczny* 437, 586–591.

- Lindner L., Marks L., 1994, *Pleistocene glaciations and interglacials in the Vistula, the Oder and the Elbe drainage basins (Central European Lowland)*, Acta Geologica Polonica 44, 1–2, 153–165.
- 1995, *Zarys paleogeomorfologii obszaru Polski podczas zlodowaceń skandynawskich*, Przegląd Geologiczny 43, 7, 591–594.
- Lindner L., Siennicka-Chmielewska A.E., 1998, *The Witów series and the problem of the Tertiary-Quaternary boundary in South-Eastern Poland*, Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO 60, 287–292.
- Liszkowski J., 1982, *Geneza pola współczesnych pionowych ruchów skorupy ziemskiej na obszarze Polski*, Rozprawy UW 174.
- Lotter A.F., 1991, *Absolute dating of the Late-Glacial period in Switzerland using annually laminated sediments*, Quaternary Research 35, 321–330.
- Ložek V., 1964, *Quartarmollusken der Tschechoslovakei*, Rozprawy Ustredneho Ustavu Geologickeho 31, Praha.
- 1991, *Palaeogeography of limestone areas*, [w:] *Temperate Palaeohydrology*, red. L.Starkel, K.J.Gregory, J.B.Thornes; Wiley, Chichester, 413–429.
- Ludwikowska-Kędzia M., 1999, *Ewolucja środkowego odcinka doliny rzeki Belianki w późnym glacie i holocenie*, maszynopis rozprawy doktorskiej, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa.
- Łajczak A., 1990, *Sediment yield within the Upper Vistula catchment*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part III, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 5, IGIPZ PAN, 90–95.
- 1995, *Potential rates of the present-day overbank sedimentation in the Vistula valley at the Carpathians Foreland, Southern Poland*, Quaestiones Geographicae 17/8, 1991/92, 41–53.
- 1997, *Anthropogenic changes in the suspended load transportation and sedimentation rates of the river Vistula, Poland*, Geographia Polonica 68, 7–30.
- Łanczont M., 1995, *Warunki paleogeograficzne akumulacji oraz stratygraficzne zórnienie utworów lessowych we wschodniej części Pogórza Karpackiego*, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi UMCS, Rozprawy Habilitacyjne 50, Lublin.
- Łomnicki M., 1995–1993, *Atlas geologiczny Galicji – teksty do zeszytów 7, 10, 12, 15*, Polska Akademia Umiejętności, Kraków.
- Łomniewski K., 1963, *Ujście Wisły*, Rocznik PTGeol. 29, 4, 391–416.
- Machnik J., 1988, *Wyniki najnowszych badań archeologicznych w Karpatach Poiskich oraz ich znaczenie dla innych dyscyplin naukowych*, Rocznik Oddziału PAN w Krakowie, 83–104.
- Madeyska T., 1995, *Roślinność Polski u schyłku ostatniego zlodowacenia*, Przegląd Geologiczny 43, 7, 595–599.
- Magny M., 1993, *Holocene fluctuations of lake levels in the French Jura and sub-Alpine ranges and their implications for past general circulations pattern*, The Holocene 3, 4, 306–313.
- 1998, *Reconstruction of Holocene lake-level changes in the French Jura: methods and results*, Palaoklimaforschung Stuttgart 25, 67–85.
- Maizels J., Aitken J., 1991, *Paleohydrological change during deglaciation in Upland Britain: a case study from Northeast Scotland*, [w:] *Temperate Palaeohydrology*, red. L.Starkel, K.J.Gregory, J.B.Thornes; Wiley, Chichester, 105–141.
- Majewski A., 1969, *Rozwój hydrograficzny delty Wisły w okresie historycznym*, Przegląd Geograficzny 14, 1, 3–42.
- Makowska A., 1987, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000*, Arkusz Elbaż N, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

- Mamakowa K., 1962, *Roślinność Kotliny Sandomierskiej w późnym glądiale i holocenie*, Acta Palaeobotanica, 3, 2, 1–57.
- 1968, *Flora z interstadiału Paudorf w Łązku kolo Zaklikowa*, Acta Palaeobotanica 9, 1, 29–44.
 - 1970, *Late Glacial and Early Holocene vegetation from the territory of Cracow*, Acta Palaeobotanica 11, 1, 3–12.
- Mamakowa K., Rutkowski J., 1989, *Wstępne wyniki badań litologicznych i paleobotanicznych profilu z Kryspinowa*, [w:] *Przewodnik 60 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, wrzesień 1989, Kraków.
- Mamakowa K., Starkel L., 1974, *New data about the profile of Young-Quaternary deposits at Brzeźnica in Wisłoka valley, Sandomierz Basin*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica 8, 47–59.
- 1977, *Stratigraphy of the Eo- and Mesoholocene alluvia in Podgrodzie upon Wisłoka river*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica 11, 101–110.
- Mamakowa K., Starkel L., Boratyn J., Brud S., 1997, *Stratigraphy of the Vistulian alluvial fills in the Wisłoka valley north of Dębica*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica 31, 83–99.
- Mamakowa K., Srodoń A., 1977, *O pleniglądialnej florze z Nowej Huty i osadach czwartorzędowej doliny pod Krakowem*, Rocznik PTGeol. 47, 4.
- Mamakowa K., Wójcik A., 1990, *Profil utworów rzecznych i jeziornych w rejonie Markowej*, [w:] *XI Konferencja stratygrafii plejstocenu Polski: "Czwartorzęd wschodniej części Kotliny Sandomierskiej"*, Czudec, PIG Kraków, 130–140.
- Manikowska B., 1982, *Gleby kopalne w wydmach środkowej Polski*, Roczniki Gleboznawcze 33, 3–4, 119–133.
- 1985, *O glebach kopalnych, stratygrafii i litologii wydm Polski środkowej*, Acta Geographica Lodziensia 52, Łódź.
 - 1991, *Dune processes, age of dune terrace and Vistulian decline in the Vistula valley near Wyszogród, Central Poland*, Bulletin Polish Acad. Sci., Earth Sciences, 39, 2, 137–148.
 - 1995, *Aeolian activity differentiation in the area of Poland during the period 20–8 ka BP*, Biuletyn Peryglądjalny 34, 125–165.
- Margielewski W., 1997, *Dated landslides of the Jaworzyna Krynicka and their relation to stages of relief development of the Carpathians*, Annales Societatis Geologorum Poloniae 67.
- 1998, *Landslide phases in the Polish Outer Carpathians in the Late Glacial and the Holocene*, Quaternary Studies in Poland 15, 37–53.
 - 2000, *Landslide phases in the Polish Outer Carpathians*, [w:] *Proceedings of 8th International Symposium on Landslides, 2000*, University of Cardiff, Cardiff.
- Marks L., Pochocka K., 1999, *River valleys of the Eemian Interglacial in Central Poland*, Geological Quarterly 43, 2, 163–168.
- Maruszczak H., 1987a, *Loesses in Poland, their stratigraphy and paleogeographical interpretation*, Annales UMCS 41, 2, sec.B, 15–54.
- 1987b, *Zmiany środowiska przyrodniczego kraju w czasach historycznych*, [w:] *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, red. L.Starkel, Wszechnica PAN, Ossolineum, Wrocław 109–135.
 - 1990, *Sediment transport in the Vistula drainage basin*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part III, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 5., IGiPZ PAN, 85–88.

- 1991, *Wpływ rolniczego użytkowania ziemi na środowisko przyrodnicze w czasach historycznych*, [w:] *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, red. L.Starkel, PWN, Warszawa, 190–205.
 - 1997, *Changes of the Vistula river course and development of the flood plain in the border zone of South-Polish uplands and Middle-Polish lowlands in historical times*, *Landform Analysis* 1, 33–39.
 - 1998, *Naturalne tendencje zmian krajobrazu Polski Środkowej w ciągu ostatnich piętnastu stuleci*, *Acta Geographica Lodziensia*.
- Maruszczak H., Rodzik J., Świeca A., 1992, *Denudacja mechaniczna i chemiczna w wschodniej części pasa wyżyn południowopolskich*, *Prace Geograficzne IGiPZ PAN* 155, 105–131.
- Maruszczak H., Wilgat M., 1977, *Structure of the solute yield in the Vistula river basin with special regards to antropogenic components*, *Geographia Polonica* 68, 31–50.
- Mateszew S., 1974, *Osadnictwo i stosunki własnościowe w powiecie dąbrowskim do końca XVIII wieku*, [w:] *Dąbrowa Tarnowska, zarys dziejów miasta i powiatu*, Warszawa-Kraków, 45–105.
- Matuszkiewicz W., 1991, *Szata roślinna*, [w:] *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, red. L.Starkel, PWN, Warszawa, 445–494.
- Matthews J.A., Ballantyne C.K., Harris Ch., Carroll D., 1993, *Solifluction and climatic variation in the Holocene: discussion and synthesis*, [w:] *Special Issue ESF Project European Paleoclimate and Man*, red. B.Frenzel, Akademie der Wissenschaften, Mainz, 339–361.
- Mieg F., 1779–1782, *Karte des Königreichs Galizien und Lodomerien (1:28 000)*.
- Mikulski Z., 1963a, *Zarys hydrografii Polski*, PWN, Warszawa.
- 1963b, *O najstarszych systematycznych obserwacjach wodowskazowych na ziemiach polskich*, *Przegląd Geofizyczny* 10, 2, 130–140.
- Mojski J.E., 1960, *Schylek plejstocenu w zachodniej części Kotliny Płockiej*, *Kwartalnik Geologiczny* 4, 1025–1038.
- 1979, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000*, arkusz Gdańsk, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
 - 1980, *Budowa geologiczna i tendencje rozwoju doliny Wisły*, *Przegląd Geologiczny* 6, 332–333.
 - 1982, *Geological section across the Holocene sediments in the Northern and Eastern parts of the Vistula Deltaic Plain*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part III, red. L.Starkel, *Geographical Studies, Special Issue 1*, IGiPZ PAN, 149–169.
 - 1990, *The Vistula river delta*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part III, red. L.Starkel, *Geographical Studies, Special Issue 5*, IGiPZ PAN, 126–141.
 - 1991, *Ewolucja południowego Bałtyku w czwartorzędzie*, [w:] *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, red. L.Starkel, PWN, Warszawa, 554–558.
 - 1993, *Europa w plejstocenie (evolucja środowiska przyrodniczego)*, Polska Agencja Ekologiczna, Warszawa.
 - 1995, *An outline of the evolution of the Southern Baltic area at the end of the last glaciation and beginning of the Holocene*, *Biuletyn Peryglacjalny* 34, 167–176.
 - 1997, *Polygenesis of the Southern Baltic floor relief*, *Landform Analysis* 1, 51–54.
- Mojski J.E. (red.), 1995, *Geological atlas of the Southern Baltic*, Państwowy Instytut Geologiczny, Sopot-Warszawa.

- Mojski J.E., Starkel L., 1990, *The physical setting, geological structure and morphology*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part III, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 5, IGiPZ PAN 34–41.
- Mojski J.E., Sylwestrzak J., 1977, *Mapa geologiczna Polski 1:200 000* arkusz Gdańsk, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Maya J., Vilaplana J.M., Corominas J., 1997, *Late Quaternary and historical landslides in the South-Eastern Pyrenees*, Palaeoclimate Research 19, 55–73.
- Mrózek W., 1958, *Wydmy Kotliny Toruńsko-Bydgoskiej*, [w:] *Wydmy śródlądowe Polski*, red. R.Galon, Polskie Towarzystwo Geograficzne, Warszawa, 2, 7–59.
- Munaut A.V., Paulissen E., 1973, *Evolution et paleo-ecologie de la vallee de la petite Nethe an cours du post-würm (Belgique)*, Annales de la Societe Geologique de Belgique 96, 2, 301–348.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1977, *Channel pattern changes during the Last Glaciation and Holocene in the northern part of the Sandomierz Basin and the middle part of the Vistula valley, Poland*, [w:] *River Channel Changes*, red. K.J.Gregory; J.Wiley, Chichester, 75–87.
- 1978, *Rozwój rzeźby fluwialnej północnej części Kotliny Sandomierskiej w świetle badań sedimentologicznych*, Rozprawy Uniwersytetu Warszawskiego 120.
 - 1987, *Morphogenesis of Vistula valley in northern part of Sandomierz Basin in the Late Glacial and Holocene*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part II, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 4, IGiPZ PAN, 115–190.
- Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J. (red.), 1995, *Badania osadów czwartorzędowych*. Wybrane metody i interpretacja wyników, Wyd. UW, Warszawa.
- Mysłińska E., 1980, *Inżyniersko-geologiczna charakterystyka maciej doliny Wisły*, Przegląd Geologiczny 28, 6, 348–351.
- Nakonieczny S., 1967, *Holocenińska morfogeneza Wyżyny Lubelskiej*, UMCS, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, rozprawa habilitacyjna.
- 1975, *The development of river valleys of the Lublin Upland during the Holocene*, Biuletyn Geologiczny UW 19, 219–222.
- Nalepka D., 1991, *Lateglacial and Early Holocene pollen diagrams in the western part of the Sandomierz Basin, preliminary results* [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part IV, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 6, IGiPZ PAN, 63–74.
- Nawrocki J., Wójcik A., 1990, *On age of the "Witów series" in the light of palaeomagnetic studies*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica 24, 3–11.
- Needham S., Macklin M.G., 1992, *Alluvial archaeology in Britain*, Oxbow Monograph 27, Oxford.
- Nessje A., 1997, *Holocene glacier and climate variations in the Jostedalbreen and Hardangerjokulen regions*, Southern Norway, Palaoklimaforschung 24, Stuttgart, 105–114.
- Nessje A., Johannessen T., 1992, *What were the primary forcing mechanisms of high-frequency Holocene glacier and climatic variations*, The Holocene 2, 1, 70–84.
- Ney R., 1968, *Rola rygla krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpackiego i rozmieszczenie złóż ropy i gazu*, Prace Geologiczne Oddziału PAN w Krakowie, 45.
- Niedźwiedz T., Czekiernia D., 1998, *Cyrkulacje uwarunkowania katastrofalnej powodzi w lipcu 1997 roku*, [w:] *"Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 roku"*, Konferencja naukowa, Kraków, 7–9 maja 1988, Oddział PAN Kraków, 53–66.
- Niedźwiedz T., Obrębska-Starkłowa B., 1991, *Klimat*, [w:] *Dorzecze górnej Wisły*, red. J.Dynowska, M.Maciejewski, PWN, Warszawa-Kraków, 68–84.

- Niedbała J., Soja R., 1998, *Odptyw z opadu nawalnego w dniu 18 maja 1995 roku w Sułoszowej*, Dokumentacja Geograficzna 11, 31–38.
- Niedziałkowska E., 1991, *The textural diversity of upper Quaternary fluvial deposits in the Carpathian foreland*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part IV, Geographical Studies, Special Issue 6, IGiPZ PAN, 119–146.
- Niedziałkowska E., Gilot E., Pazdur M., Szczepańska K., 1985, *The evolution of the Upper Vistula valley in the region of Drogomyśl in the upper Vistulian and Holocene*, Folia Quaternaria 56, 101–132.
- Niedziałkowska E., Skubisz A., Starkel L., 1977, *Lithology of the Eo- and Mezo-holocene alluvia in Podgrodzie upon Wisłoka river*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica 11, 89–100.
- Niedziałkowska E., Szczepanek K., 1994, *Utwory pyłowe vistulianskiego stożka Wisły w Kotlinie Oświęcimskiej*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica 27–28, 29–44.
- Niewiarowski W., 1968, *Morfologia i rozwój pradoliny i doliny Drwęcy*, Studia Societatis Scientiarum Torunensis 6, 6, sec.C.
- 1987, *The evolution of the lower Vistula valley in the Unisław Basin and the river gap to the north of Bydgoszcz–Fordon*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part II, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 4, IGiPZ PAN, 233–252.
- 1990, *Hydrological changes in the light of palaeolake studies*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part III, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 5, IGiPZ PAN, 170–178.
- Niewiarowski W. (red.), 1995, *Zarys zmian środowiska geograficznego okolic Biskupina pod wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych w późnym gólcjale i holocenie*, Turpress, Toruń.
- Niewiarowski W., Noryśkiewicz B., 1983, *Some problems concerning the development of the Vistula and Drwęca valley floors in the Toruń Region*, Petermann's Geographische Mitteilungen 282, 144–154.
- Niewiarowski W., Tomczak A., 1973, *Morfologia i rozwój rzeźby obszaru miasta Torunia i jego okolic*, Studia Societatis Scientiarum Torunensis ser.C, 6, 41–51.
- Nowaczyk B., 1994, *Wiek jezior i problemy zaniku brył pogrzebanego lodu na przykładzie sandru Brdy w okolicy Charzykowy*, Acta Universitatis Nicolai Copernici 27, 97–110.
- Nowak J., 1927, *Zarys tektoniki Polski*, Kraków.
- 1974, *Stratygrafia plejstocenu północnej części Kotliny Warszawskiej*, Biuletyn Instytutu Geologicznego 268, 91–164.
- Nyrek A., 1984, *Stan i potrzeby badań nad dziejami śląskiej gospodarki stawowej*, [w:] *Gospodarka stawowa Polski zachodniej wczoraj i dziś*, red. A.Draśniński; J.Papiesz, Wrocław.
- Orombelli G., Pelfini M., 1985, *Una fase di avan zata glaciaie nell 'Olocene superiore, precedente alla Piccola Glaciazione, nelle Alpi Centrali*, Rendes Societatis Geologica Italiana 8, 17–20.
- Panin N., Panin S., Herz N., Noakes J.E., 1983, *Radiocarbon dating of Danube delta deposits*, Quaternary Research 19, 249–255.
- Panizza M., Pasuto A., Silvano S., Soldati M., 1996, *Temporal occurrence and activity of landslides in the area of Cortina d'Ampezzo, Dolomites*, Geomorphology 15, 311–326.
- Paszyński J., Niedźwiedź T., 1991, *Klimat*, [w:] *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, red. L.Starkel, PWN, Warszawa, 296–356.

- Patzelt G., 1977, *Der zeitliche Ablauf und das Ausmass postglazialer Klimaschwankungen in den Alpen*, [w:] *Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Tirol*, red. B.Frenzel, Veröffentlichungen Museum Ferdinandeum 67, 93–123.
- Paulissen E., 1973, *De morfologie en de kwartairstratigrafie van de Maasvallei in Belgisch Limburg*, Verhandel. v.Konink. Academie v. Wetenschappen van België 35, 127.
- Pauli-Wilga J., Wojciechowski W., 1998, *Zagrożenie miasta Krakowa podczas powodzi w lipcu 1997*, [w:] *"Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 roku", Konferencja naukowa, 7–9 maja 1998 Kraków*, Oddział PAN Kraków, 87–102.
- Pawlak J., Milewski M., 1968, *Objaśnienia do szczegółowej mapy hydrogeologicznej Polski: arkusze Puławy, Kurów, Kazimierz Dolny cz. I*, Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Pawlikowski M., Ralska-Jasiewiczowa M., Schönborn W., Stupnicka E., Szeroczyńska K., 1982, *Woryty near Gietrzwałd, Olsztyn Lake District, NE Poland – vegetational history and lake development during the last 12 000 years*, Acta Palaeobotanica 22, 1, 85–116.
- Pawłowski S., 1989, *Chrząszcze – Coleoptera*, [w:] *Historia i ewolucja lądowej fauny Polski*, Folia Quaternaria 59.
- Pazdur A., 1987, *Skład izotopowy węgla i tlenu holocenijskich martwic wapiennych*, Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, Geochronometria 3, 1–93.
- Pazdur A., Bluszcz A., Stankowski W., Starkel L. (red.), 1999, *Geochronologia górnego czwartorzędu Polski w świetle datowania radiowęglowego i luminescencyjnego*, Instytut Fizyki Politechniki Śląskiej, Gliwice.
- Pazdur A., Pazdur M., Starkel L., Szulc J., 1988, *Stable isotopes of the Holocene calcareous tufa in Southern Poland as paleoclimatic indicators*, Quaternary Research 30, 2, 177–189.
- Pazdur M., 1982, *Badanie dokładności datowania metodą ^{14}C późnoplejstocenijskich i holocenijskich osadów organogenicznych*, Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, Seria Mat.-Fiz. 41, 1–81.
- 1985, *Datowanie metodą C^{14} osadów organogenicznych, sprawozdanie za rok 1983*, Sprawozdanie z badań naukowych Komitetu Badań Czwartorzędu PAN 6, 5–14.
- Penck A., Brückner E., 1909, *Die Alpen im Eiszeitalter*, 3 vols, Leipzig.
- Pfister Ch., 1979, *The reconstruction of past climate: The example of the Swiss historical weather documentation project (16th to early 19th century)*, Review papers, International Conference on Climate and History, Univ. of East Anglia, 128–147.
- Piechocki K., 1977, *The Late Pleistocene and Holocene Mollusca of the Kunów region (N-E margin of the Świętokrzyskie Mts.)*, Folia Quaternaria 49, 23–36.
- Piskozub A. (red.), 1982, *Wisła – monografia rzeki*, WKiŁ, Warszawa.
- Pinna M., 1996, *Le Variazioni del clima dall' Ultima Grande Glaciazione alle prospettive per il XXI secolo*, Franco Angeli, Milano.
- Pissart A., 1987, *Geomorphologie Periglaciare*, Universite de Liege, Laboratoire de Geomorphologie.
- Plichta W., 1970, *Wpływ wieku na stopień zbielicowania gleb wytworzonych z piasków wydmych mierzei Świny*, Studia Societatis Scientiarum Torunensis 7, 3, Sectio C.
- Podwińska Z., 1970, *Rozmieszczenie wodnych młynów zbożowych w Małopolsce w XV wieku*, Kwartalnik Historii Kultury Materialnej 18, 3.
- Połtowiec S., 1967, *Młode ruchy tektoniczne przedgórze Karpat w okolicy Krakowa i ich wpływ na ewolucję dolin Wisły i Raby*, Kwartalnik Geologiczny 11, 3, 699–706.
- Porter S.C., Orombelli G., 1981, *Alpine rockfall hazards*, American Scientist 69, 1, 67–75.

- Powódź w sierpniu 1972 roku, 1975, Monografia IMGW, Warszawa.
- Pożaryski W., 1953, *Plejstocen w przełomie Wisły przez Wyżyny Południowe*, Prace Instytutu Geologicznego, Warszawa.
- 1955, *Osady rzeczne w przełomie Wisły przez Wyżyny Południowe*, Prace Instytutu Geologicznego 9, Warszawa.
- Pożaryski W., Kalicki T., 1995, *Evolution of the gap section of the Vistula valley in the Late Glacial and Holocene*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part V, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 8, IGiPZ PAN, 111–137.
- Pożaryski W., Maruszczak H., Lindner L., 1994, *Chronostratygrafia osadów plejstoceńskich i rozwój doliny Wisły środkowej ze szczególnym uwzględnieniem przełomu przez wyżyny południowopolskie*, Prace Państwowego Instytutu Geologicznego 147.
- Pożaryski W., Maruszczak H., Lindner L., 1999, *Młodozwartorzędowe terasy akumulacyjne i osady deluwialne w dolinie środkowej Wisły*, Przegląd Geologiczny 47, 9, 808–812.
- Punzet J., 1978, *Zasoby wodne dorzecza górnej Wisły - przepływy maksymalne*, Materiały Badawcze IMGW, Seria Hydrologia i Oceanologia.
- 1981, *Zmiany w przebiegu stanów wody w dorzeczu górnej Wisły na przestrzeni 100 lat (1971–1970)*, Folia Geographica, Series Geogr.-Physica, 14, 5–28.
- 1991, *Przepływy charakterystyczne*, [w:] *Dorzecze górnej Wisły, cz.I*, red. I.Dynowska, M.Maciejewski, PWN, Warszawa-Kraków, 167–215.
- Radwański K., 1972, *Stosunki wodne wczesnośredniowiecznego Okołu w Krakowie, ich wpływ na topografię osadnictwa, próby powiązania tych zjawisk ze zmianami klimatycznymi*, Materiały Archeologiczne 13, 5–40.
- Ralska-Jasiewiczowa M., 1980, *Late Glacial and Holocene vegetation of the Bieszczady Mts. (Polish Eastern Carpathians)*, Acta Paleobotanica 20, Kraków.
- 1983, *The relationship between river activity and development of peat bogs on valley floors in the Polish Eastern Carpathians*, Geologisches Jahrbuch A71, 149–160.
- Ralska-Jasiewiczowa M. (red.), 1987, *Environmental changes recorded in lakes and mires of Poland during the last 13 000 years*, Acta Palaeobotanica 27, 1, Kraków.
- 1989, *Environmental changes recorded in lakes and mires of Poland during the last 13 000 years*, part III, Acta Palaeobotanica 29, 2, Warszawa-Kraków.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Goslar T., Madeyska T., Starkel L. (red.), 1998, *Lake Gościąg, Central Poland a monographic study*, [w:] *Szafer Institute of Botany*, Polish Academy of Sciences, Kraków.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Latałowa M., 1996, *Poland*, [w:] *Paleoecological events during the last 15 000 years*, red. B.E.Berglund, H.J.B.Birks, M.Ralska-Jasiewiczowa, H.E.Wright; J.Wiley, Chichester, 103–472.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Starkel L., 1975, *The basic problems of palaeogeography of the Holocene in the Polish Carpathians*, Biuletyn Geologiczny Uniwersytetu Warszawskiego 19, 27–44.
- 1988, *Record of the hydrological changes during the Holocene in the lake, mire and fluvial deposits of Poland*, Folia Quaternaria 57, 91–127.
- Rehman A., 1891, *Dolne dorzecze Sanu badane pod względem postaci, budowy i rozwoju gleby*, Sprawozdania Komisji Fizjograficznej AU 24, Kraków.
- Rodzic J., Janicki G., Zagórski P., Zgłobicki W., 1998, *Deszcze nawalne na Wyżynie Lubelskiej i ich wpływ na rzeźbę obszarów lessowych*, Dokumentacja Geograficzna 11, 45–68.

- Rosa B., 1963, *O rozwoju morfologicznym wybrzeża Polski w świetle dawnych form brzegowych*, *Studia Societatis Scientiarum Torunensis*, sec.C, 5.
- 1964, *O utworach aluwialnych i biogenicznych wyścielających dna dolin rzek nadbałtyckich, ich związki z transgresją morza i znaczenie dla badań nad neotektoniką obszaru*, *Zeszyty Naukowe UMK, Toruń, Geografia*, 10, 85–108.
- 1968, *Obszar południowobałtycki w okresie ostatniego zlodowacenia i w holocenie*, [w:] *Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce*, red. R.Galon, *Prace Geograficzne IG PAN* 74.
- 1987, *Pokrywa osadowa i rzeźba dna*, [w:] B.Augustowski (red.), *Bałtyk Południowy*, Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Gdańsk, 75–172.
- Rose J., Boardman J., 1983, *River activity in relation to short-term climatic deterioration*, *Quaternary Studies in Poland*, 4, 189–198.
- Roszkó L., 1968, *Z historii rozwoju doliny dolnej Wisły*, *Folia Quaternaria* 29, 97–108.
- Rotnicki K., 1983, *Modelling past discharges of meandering rivers*, [w:] *Background to Palaeohydrology*, red. K.J.Gregory; J.Wiley, Chichester 321–354.
- 1987, *Main phases of erosion and accumulation in the middle and lower Proсна valley in the last glacial-interglacial cycle*, *Geographia Polonica* 53, 53–65.
- 1991, *Retrodiction of palaeodischarges of meandering and sinuous alluvial rivers and its palaeohydroclimatic implications*, [w:] *Temperate Palaeohydrology*, red. L.Starkel, K.J.Gregory, J.B.Thornes; J.Wiley, Chichester, 431–471.
- Rotnicki K., Borówka R.K., 1994, *Stratigraphy, palaeogeography and dating of the North Polish Stage in the Gardno-Łeba Coastal Plain*, [w:] K.Rotnicki (red.), *Changes of the Polish Coastal Zone*, A.Mickiewicz University, Poznań, 84–88.
- Róžański K., 1987, *The ¹⁸O and ¹³C isotope investigations of carbonate sediments from the Lake Strazym (Brodnic Lake District)*, *Acta Palaeobotanica* 27, 1, 277–282.
- Róžański K., Goslar T., Duliński M., Kuc T., Pazdur M.F., Walanus A., 1992, *The Late Glacial-Holocene transition in laminated sediments of the Lake Gościąż, central Poland*, [w:] E.Bard, W.S.Broecker (red.), *NATO Workshop Erice 1990. The last deglaciation. Absolute and radiocarbon chronologies*, Springer Verlag., 69-80.
- Różycki S.Z., 1961, *Middle Poland, VIth INQUA Congress, Guide-book of excursion. From the Baltic to the Tatras, part II, vol.1*, Warszawa.
- 1967, *Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie*, II Wyd. PWN Warszawa.
- 1972, *Nizina Mazowiecka*, [w:] *Geomorfologia Polski*, tom 2, red. M.Klimaszewski, R.Galon, PWN, Warszawa, 271–317.
- Röthisberger F., 1986, *10 000 Jahre Gletschergeschichte der Erde*, Aarau, Verlag Sauerlander.
- Rutkowski J., 1986, *The occurrence of carboniferous coal of anthropogenic origin in the contemporaneous Vistula river sediments near Cracow (Southern Poland)*, *Earth Surface Processes and Landforms*, 11, 321–326.
- 1987, *Vistula river valley in the Cracow Gate during the Holocene*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part II, red. L.Starkel, *Geographical Studies, Special Issue 4, IGiPZ PAN*, 31–50.
- 1990, *The petrographical variability of gravels within the upper Vistula valley*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part III, red. L.Starkel, *Geographical Studies, Special Issue 5, IGiPZ PAN*, 79–82.
- 1991, *Holocen doliny dolnej Raclawki*, *Geologia* 17, 1–2, Wyd. AGH, Kraków, 173–190.

- 1993, *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski, 1:50 000*, arkusz Kraków, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Rutkowski J., Starkel L., 1995, *Stop 31, Witów – Early stages of the evolution of the Sandomierz Basin, Lower Quaternary gravels and Sanian glacial deposits*, [w:] *Excursion Guide-Book of INQUA Congress*, Berlin, 348–349.
- Samsonowicz J., 1934, *Objaśnienia arkusza Opatów. Ogólna Mapa Geologiczna Polski 1*, PiG, Warszawa.
- Sarnacka Z., 1964, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej 1:50 000, ark. Osieck*, Wyd. Geol., Warszawa.
- 1978, *Plejstocen rejonu doliny Wisły między Magnuszewem i Górą Kalwarią*, Biuletyn Instytutu Geologicznego 3.
- 1982, *Age revision of the Warsaw proglacial lake in the Warsaw region*, Biuletyn Instytutu Geologicznego 5, 59–70.
- 1987, *The evolution of the Vistula river valley between the outlets of Radomka and Swider rivers during Last Glacial and Holocene*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000*, part II, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 4, IGiPZ PAN, 131–150.
- Sawicki Ludomir, 1925, *Przełom Wisły przez Średniogórze polskie*, Prace Instytutu Geografii UJ 4.
- Sawicki Ludwik, 1930, *Wiek przemysłu świderskiego w świetle geomorfologii podwarszawskiego odcinka pradoliny Wisły*, [w:] *Księga Pamiątkowa ku czci W. Demetrykiewicza*, Poznań, 1–29.
- 1952, *Warunki klimatyczne akumulacji lessu młodszego w świetle wyników badań stratygraficznych stanowiska paleolitycznego, lessowego na Zwierzyńcu pod Krakowem*, Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego 66, 5–52.
- Schild R., 1969, *Uwagi o stratygrafii archeologicznej wydm śródlądowych*, [w:] *Procesy i formy wydmowe w Polsce*, Prace Geograficzne IG PAN 75, 145–162.
- 1975, *Późny paleolit, Prahistoria Ziemi Polskich 1*, IHKM PAN Warszawa, 159–338.
- 1982, *Stratygrafia archeologiczna wydm śródlądowych widziana z Mazowsza*, Roczniki Gleboznawcze 33, 3–4, 59–79.
- Schirmer W., 1983, *Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm*, Geologisches Jahrbuch, A 71, 11–43.
- Schreiber U., 1985, *Das Lechtal zwischen Schongau und Rain im Hoch-, Spät- und Postglazial*, Geologisches Institut Universität Köln, Sonderveröffentlichungen 58.
- Schumm S.A., 1965, *Quaternary paleohydrology*, [w:] *The Quaternary of the United States*, vol. for the VII Congress INQUA, 783–794.
- 1977, *The fluvial system*, Wiley – Interscience Publ., New York.
- Siebauer S., 1947, *Charakterystyczne stary wody i objętości przepływu w przekrojach wodowskazowych rzeki Wisły*, Wiadomości Służby Hydrologiczno-Meteorologicznej, 1, 1.
- Sidorchuk A., Borisowa O., Panin A., Chernov A., 2000, *Palaeohydrology of rivers on the East-European Plain at the Late Glacial and Holocene*, [w:] *Conference Papers and Abstracts. The Fourth International Meeting on Global Continental Palaeohydrology, Moscow, September 2000*, Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, 28–29.
- Sinkiewicz M., 1990, *Przydatność panchromatycznych zdjęć lotniczych w kartowaniu form i osadów związanych z denudacją antropogeniczną na polach uprawnych w okolicy Torunia*, Dokumentacja Geograficzna 1, 31–50.

- 1994, *Paleogeograficzna wymowa budowy stożków napływowych w okolicy Biskupina na Pojezierzu Gnieźnieńskim*, Acta Universitatis Nicolae Copernici, Geografia 27, 35–57.
- Skibiński L., 1963, *Włeczenie rumowiska dennego przez Wisłę w rejonie Warszawy*, Wiadomości Służby Hydrologiczno-Meteorologicznej 53.
- Skompski S., 1969, *Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej*, Biuletyn Instytutu Geologicznego 220, 175–258.
- Slupik J., 1973, *Zróżnicowanie splywu powierzchniowego na fliszowych stokach górskich*, Dokumentacja Geograficzna 2.
- 1981, *Rola stoku w kształtowaniu odpływu w Karpatach fliszowych*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN 142.
- Sobolewska M., Starkel L., Srodoń A., 1964, *Młodoplejstocenijskie osady z florą kopalną w Wadowicach*, Folia Quaternaria 16, Kraków.
- Soergel W., 1921, *Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion*, Berlin.
- Soja R., 1977, *Deepening of channel in the light of the cross profile analysis*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica 11, Kraków, 127–138.
- Soja R., Mrozek T., 1990, *Hydrological characteristics of the Vistula river*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part III, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 5, IGiPZ PAN, 45–62.
- Sokołowski T., 1987, *Vistula valley between the outlets of Dunajec and Breń rivers*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part II, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 4, IGiPZ PAN, 95–114.
- 1995, *Evolution of the lower course of the Dunajec valley during the Vistulian and Holocene*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part V, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 8, IGiPZ PAN, 51–71.
- Sokołowski T., Wasylkowa K., 1984, *Utwory czwartorzędowe den dolin Wisły i Wilgi w rejonie Ludwinowa*, [w:] *Holocen okolic Krakowa. Materiały sympozjum, wrzesień 1984*, Wyd. AGH, Kraków, 29–34.
- Sonntag P., 1914, *Die Ustromtaler des unteren Weichselgebietes*, Schriften der Naturforschenden Gesellschaft, Danzig, 25–58.
- 1916, *Altes und neues vom diluvialen Thorner Stausee*, Schriften der Naturforschenden Gesellschaft, Danzig, 14.
- Sonstegaard E., Mangerud J., 1977, *Stratigraphy and dating of Holocene gully sediments in Os, Western Norway*, Norsk Geologisk Tidsskrift, 57, 313–346.
- Stachy J., Biernat B., Dobrzańska J., 1979, *Odplyw rzek polskich w latach 1951–1970*, Materiały Badawcze IMGW, ser. specj. 6.
- Starkel L., 1957, *Rozwój morfologiczny progó Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzcianą*, Prace Geograficzne IG PAN, 11.
- 1960, *Rozwój rzeźby Polskich Karpat fliszowych w holocenie*, Prace Geograficzne IG PAN, 22.
- 1964, *Chronology of denudation processes in the last glacial period in the Flysch Carpathians*, Geographia Polonica 2, 61–67.
- 1966, *Post-glacial climate and the moulding of European relief*, [w:] *Proceedings of Symposium "World Climate from 8000 – OBC"*, London, 15–33.
- 1967, *Wisła wśród gór i wyżyn*, [w:] *Przewodnik geologiczny Z biegiem Wisły*, Wyd. Geol., Warszawa, 31–159.
- 1968, *Remarques sur l'etagement des processus morphogenetiques dans les Carpates au cours de la derniere glaciation*, Biuletyn Peryglacjalny 17, 205–220.
- 1972, *Kotlina Sandomierska*, [w:] *Geomorfologia Polski t. I*, red. M. Klimaszewski, PWN, Warszawa, 138–166.

- 1976, *The role of extreme (catastrophic) meteorological events in contemporary evolution of slopes*, [w:] *Geomorphology and Climate*, red. E. Derbyshire, Wiley, Chichester, 203–246.
- 1977a, *Paleogeografia holocenu*, PWN, Warszawa.
- 1977b, *Last Glacial and Holocene fluvial chronology in the Carpathian valleys*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 11, 33–51.
- 1979, *Typology of river valleys in the temperate zone during the last 15 000 years*, *Acta Universitatis Ouluensis A*, 82, *Geologia* 3, 9–18.
- 1980, *Erozja gleb a gospodarka wodna w Karpatach*, *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych* 235, 103–118.
- 1981, *Stan badań nad historią doliny Wisły w późnym glacie i holocenie*, *Przegląd Geograficzny* 53, 1, 3–16.
- 1983, *The reflection of hydrologic changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15 000 years*, [w:] *Background to Palaeohydrology*, red. K.J. Gregory; J. Wiley, Chichester, 213–234.
- 1984a, *Osady holocenijskie w żwirowni Branice-Stryjów*, [w:] *Holocen wokół Krakowa. Materiały Sympozjum, wrzesień 1984*, Wyd. AGH, Kraków, 51–57.
- 1984b, *The reflection of abrupt climatic changes in the relief and in the sequence of continental deposits*, [w:] *Climatic Changes on a Yearly to Millennial Basis*, red. N.A. Morner, W. Karlen; Reidel Publishing Company, Dordrecht, 135–146.
- 1985, *The reflection of the Holocene climatic variations in the slope and fluvial deposits and forms in the European mountains*, *Ecologia Mediterranea* 11, 91–97.
- 1987a, *Antropogenic sedimentological changes in Central Europe*, *Striae* 26, 21–29, Uppsala.
- 1987b, *Long-term and short-term rhythmicity in terrestrial landforms and deposits*, [w:] *Climate: History Periodicity and Predictability*, red. M.R. Rampino i inni, van Nostrand Reinhold, New York, 323–332.
- 1988, *Historia dolin rzecznych w holocenie*, [w:] *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, red. L. Starkel, Ossolineum, Wrocław, 87–107.
- 1991a, *Environmental changes at the Younger Dryas-Preboreal transition and during the early Holocene*, *The Holocene* 1, 3, 234–242.
- 1991b, *The Vistula river valley: a case study for Central Europe*, [w:] *Temperate Palaeohydrology*, red. L. Starkel, K.J. Gregory, J.B. Thornes; J. Wiley, Chichester, 171–188.
- 1992, *Geoekologiczne uwarunkowania obiegu wody*, [w:] *Dorzecze górnej Wisły cz. I*, red. J. Dynowska, M. Maciejewski, PWN, Kraków, 91–95.
- 1994a, *Frequency of floods during the Holocene in the Upper Vistula Basin*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 27–28, 3–13.
- 1994b, *Reflection of glacial-interglacial cycle in the evolution of the Vistula river basin, Poland*, *Terra Nova* 6, 1–9.
- 1995a, *New data on the Late Vistulian and Holocene evolution of the Wisłoka valley near Dębica*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part V, red. L. Starkel, *Geographical Studies, Special Issue* 8, IGiPZ PAN, 73–90.
- 1995b, *Evolution of the Carpathian valleys and the Forecarpathian Basins in the Vistulian and Holocene*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 29, 5–40.
- 1995c, *Reconstruction of hydrological changes between 7000 and 3000 BP in the upper and middle Vistula river basin Poland*, *The Holocene* 5, 1, 34–42.

- 1995d, *Odbicie ekstremalnych wezbrań okresu historycznego w osadach rzecznych i stokowych w dorzeczu górnej Wisły*, Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geographia 27, 13–20.
 - 1995e, *The pattern of the Holocene climatic variations in central Europe based on various geological records*, Questiones Geographicae, Special Issue 4, 259–264.
 - 1995f, *Palaeohydrology of the temperate zone* [w:] *Global Continental Palaeohydrology*, red. K.J.Gregory, L.Starkel, V.R.Baker; J.Wiley, Chichester, 233–257.
 - 1995g, *Changes of river channels in Europe during the Holocene*, [w:] *Changing river channels*, red. A.Gurnell, G.Petts; J.Wiley, Chichester, 27–42.
 - 1996a, *Geomorphic role of extreme rainfalls in the Polish Carpathians*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica 30, 21–38.
 - 1996b, *Cykle glacialno-interglacialne w ewolucji systemu rzecznoego Wisły*, [w:] *Geneza i litologia utworów czwartorzędowych t.2*, red. A.Kostrzewski, Wyd. UAM Poznań, 297–305.
 - 1997a, *Mass movements during the Holocene: the Carpathian example and the European perspective*, Palaoklimaforschung 19, 401–408.
 - 1997b, *The evolution of fluvial systems in the Upper Vistulian and Holocene in territory of Poland*, Landform Analysis 1, 7–18.
 - 1998a, *Frequency of extreme hydroclimatically – induced events as a key to understanding environmental changes in the Holocene*, [w:] *Water, environment and society in times of climatic changes*, red. A.S.Issar, N.Brown, Kluwer Academic Publisher Dordrecht, 273–288.
 - 1998b, *Funkcja powodzi w środowisku przyrodniczym dorzecza górnej Wisły*, [w:] *Konferencja naukowa "Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 roku"*, Kraków 7–9 maja 1998 r., Oddział PAN Kraków, 9–20.
 - 1999, *Space and time scales in geomorphology*, Zeitschrift fur Geomorphologie, Supplement-Bd 115, 19–33.
 - 2000, *8500–8000 yrs BP humid phase – global or regional?*, Science Reports of Tohoku University, 7th series, geography, 49, 2, 105–133.
- Starkel L. (red.), 1980, *Przeglądowa mapa geomorfologiczna Polski 1:500 000* (oprac. zespołowe), IGiPZ PAN, Warszawa.
- 1981, *The evolution of the Wisłoka valley near Dębica during the Late Glacial and Holocene*, Folia Quaternaria 53.
 - 1982–1996, *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part I–VI, Geographical Studies, Special Issue 1, 4, 5, 6, 8, 9, IGiPZ PAN.
 - 1997, *Rola gwałtownych ulew w ewolucji rzeźby Wyżyny Miechowskiej (na przykładzie ulewy w dniu 15 września 1995 roku)*, Dokumentacja Geograficzna 8.
- Starkel L., Gębica P., 1995, *Evolution of river valleys in Southern Poland during the Pleistocene-Holocene transition*, Biuletyn Peryglacialny 34, 177–190.
- Starkel L., Gębica P., Kalicki T., Ludwikowska M., Niedziałkowska E., 1999, *Chronostratygrafia aluwiów i form fluwialnych w południowej Polsce*, [w:] *Geochronologia górnego czwartorzędu Polski*, red. A.Pazdur i inni, Instytut Fizyki Polit. Śląskiej, Wrocław, 133–156.
- Starkel L., Gębica P., Niedziałkowska E., Podgórska-Tkacz A., 1991, *Evolution of both the Vistula floodplain and lateglacial-early Holocene palaeochannel systems in the Grobla forest (Sandomierz Basin)*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part IV, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 6, IGiPZ PAN, 87–99.

- Starkel L., Granoszewski W., 1995, *The Younger Dryas paleomeander of the Wisłoka river at Wola Zyrakowska near Dębica*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part V, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 8, IGiPZ PAN, 91–100.
- Starkel L., Gregory K.J., Thornes J.B. (red.), 1991, *Temperate Paleohydrology*, J.Wiley, Chichester.
- Starkel L., Grela J. (red.) 1998, *Konferencja; "Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 roku", Kraków 7–9 maja 1998 r.*, Oddział PAN w Krakowie.
- Starkel L., Kalicki T., Krąpiec M., Soja R., Gębica P., Czyżowska E., 1996, *Hydrological changes of valley floors in upper Vistula basin during the last 15 000 years*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part VI, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 9, IGiPZ PAN, 7–128.
- Starkel L., Klimek K., Mamakowa K., Niedzialkowska E., 1982, *The Wisłoka river valley in the Carpathian foreland during the Lateglacial and Holocene*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 1, IGiPZ PAN, 41–56.
- Starkel L., Krąpiec M., 1995, *The alluvial section with black oaks in Kędzierz upon the Wisłoka river, S.Poland*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part III, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 5, IGiPZ PAN, 101–109.
- Starkel L., Pazdur A., Pazdur M.F., Wicik B., Więckowski K., 1996, *Lake-level and groundwater-level changes in the Lake Gościąż area, Poland: palaeoclimatic implications*, *The Holocene* 6, 2, 213–224.
- Starkel L., Wiśniewski E., 1990, *The evolution of the Vistula valley*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part III, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 5, IGiPZ PAN, 141–153.
- Strzelecka B., 1958, *Historyczna dokumentacja niektórych młodszych zmian hydrograficznych na brzegu Karpat*, *Czasopismo Geograficzne* 29, 455–472.
- Stuiver M., Braziunas T.F., Becker B., Kromer B., 1991, *Climatic, Solar, Oceanic and Geomagnetic influences on Late Glacial and Holocene atmospheric $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ Change*, *Quaternary Research* 35, 1–24.
- Stupnicka E., 1963, *Utwory czwartorzędowe w dolinach górnej Wisły i Soły (Karpaty)*, *Biuletyn Geologiczny UW* 3, Warszawa, 184–262.
- Superson J., 1996, *Funkcjonowanie systemu fluwalnego wyżynnej części dorzecza Węprza w zlodowaceniu Wisły*, *Wydział Biologii i Nauk o Ziemi UMCS, Rozprawy Habilitacyjne* 53, Lublin.
- Szafer W., 1953, *Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej*, *Rocznik PTGeol.* 22, 1, 1–99.
- Szczepański W., Sokołowski E., Pniak G., Korol R., Godlewski B., 1995, *Wpływ słonych wód dołowych z kopalń węgla kamiennego na jakość wód Wisły i Odry, Zagrożenia i szanse gospodarki wodnej* 2, Katowice, 371–380.
- Szumański A., 1977, *Zmiany układu koryta dolnego Sanu w XIX i XX wieku oraz ich wpływ na morfogenezę tarasu łęgowego*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 9, Kraków, 139–154.
- 1982, *The evolution of the lower San river valley during the late glacial and the Holocene*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 1, IGiPZ PAN, 57–78.
- 1983, *Paleochannels of large meanders in the river valleys of the Polish Lowland*, *Quaternary Studies in Poland* 4, 207–216.

- 1986, *Postglacialna ewolucja i mechanizm transformacji dna doliny dolnego Sanu*, Kwartalnik AGH, Geologia 12, 1.
- Szupryczyński J., 1988a, *Morphology and ice melting in a Pomeranian outwash plain, Wda valley*, Geographia Polonica 55, 173–179.
- 1988b, *Wpływ włocławskiego zbiornika wodnego na środowisko geograficzne*, [w:] *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, red. L.Starkel, Wszechnica PAN, Ossolineum Wrocław, 203–224.
- Szwarczewski P., 2000, *Changes in the heavy metal content in river alluvia of lower Vistula during the last 100 years*, Miscellanea Geographica 9, Warszawa, 137–145.
- Snieszko Z., 1985, *Paleogeografia holocenu w dolinie Sancygniówki*, Acta Geographica Lodziensia 51.
- 1987, *The Late Vistulian and Holocene fluvial deposits of the middle Nidzica river in the area of Działoszyce*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part II, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 4, IGiPZ PAN, 87–94.
- 1995, *Ewolucja obszarów lessowych Wyżyn Polskich w czasie ostatnich 15 000 lat*, Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego 1496, Sosnowiec.
- Środoń A., 1952, *Ostatni glacjał i postglacjał w Karpatach*, Biuletyn Instytutu Geologicznego 67, Z badań nad czwartorzędem 3, 27–75.
- 1965, *O florach kopalnych dolin karpackich*, Folia Quaternaria 21, Kraków, 1–27.
- 1972, *Roślinność Polski w czwartorzędzie*, [w:] *Szata roślinna Polski t.I*, red. W.Szafer, PWN, Warszawa, 527–569.
- Tarasov P.E., Harrison S.P., 1998, *Lake status records from the former Soviet Union and Mongolia: a continental-scale synthesis*, Palaoklimaforschung 25, 114–130.
- Tomczak A., 1971, *Kępa bazarowa na Wiśle w Toruniu w świetle badań geomorfologicznych oraz archiwalnych materiałów kartograficznych*, Studia Societatis Scientiarum Torunensis, Toruń, Sec.C, vol.VII, No.6.
- 1982, *The evolution of the Vistula river valley between Toruń and Solec Kujawski in the Lateglacial and Holocene*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part I, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 1, IGiPZ PAN, 109–129.
- 1987, *The evolution of the Vistula valley in the Toruń Basin in the Late Glacial and Holocene*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part II, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 4, IGiPZ PAN, 207–231.
- Torske N., 1996, *Holocene vegetation, climate and glacier histories in the Jostedalsgreen region, Western Norway - palaeoecological interpretations from an alpine peat deposits*, [w:] B.Frenzel (red), *Holocene treeline oscillations, dendrochronology and palaeoclimate*, Palaoklimaforschung 20, 215–232.
- Trafas K., 1975, *Zmiany biegu koryta Wisły na wschód od Krakowa w świetle map archiwalnych i fotointerpretacji*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne 40.
- 1992, *Zmiany biegu Wisły pomiędzy ujściem Przemszy a Sandomierzem*, [w:] *Wisła w dziejach i kulturze Polski. Zmiany biegu górnej Wisły i ich skutki*, Wyd. UW, Warszawa, 31–61.
- Trevisan L., 1949, *Genese des terraces fluviales en relation avec les cycles climatiques*, C.C. Congress International Geographie Lisbonne, vol.2.
- Turkowska K., 1988, *Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w czwartorzędzie*, Acta Geographica Lodziensia 57.
- 1995, *Recognition of valley evolution during the Pleistocene-Holocene transition in non-glaciated regions of the Polish Lowland*, Biuletyn Peryglacialny 34, 209–227.

- Tuszek A., 1977, *Wisła przyszości*, Książka i Wiedza, Warszawa.
- Tyczyńska M., 1968, *Rozwój geomorfologiczny terytorium miasta Krakowa*, Prace Geograficzne UJ, 40.
- Uhle J., 1942, *Betrachtungen zur Entwicklungsgeschichte der Frischen Nehrung*, Beiträge zur Bodenforschung. Reich. Danzig 1, 121–242.
- Vandenbergh J., Kasse C., Bohncke S., Kozarski S., 1994, *Climate-related river activity at the Weichselian–Holocene transition: a comparative study of the Warta and Maas rivers*, Terra Nova 6, 476–485.
- Voznyachuk L.N., Valchik M.A., 1977, *Terraces of the Niemen river, its age and relations to the shorelines of glacial lakes and the Baltic Sea*, Baltica 6, 193–209, Vilnius.
- Walcott R.I., 1972, *Past sea levels, eustasy and deformations of the earth*, Quaternary Research 2, 1–14.
- Wasylikowa K., Starkel L., Niedziałkowska E., Skiba S., Stworzewicz E., 1985, *Environmental changes in the Vistula valley at Pleszów caused by Neolithic man*, Przegląd Archeologiczny 33, 19–55.
- Wick L., Tinner W., 1997, *Vegetation changes and timberline fluctuations in the Central Alps as indicators of Holocene climatic oscillations*, Arctic and Alpine Research 29, 445–458.
- Wilgat T., 1999, *Zmiany stosunków wodnych pod wpływem gospodarki*, [w:] *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, red. L.Starkel, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, 202–220.
- Wilgat T., Kowalska A., 1975, *Wpływ działalności gospodarczej na stosunki wodne Kotliny Sandomierskiej*, Dokumentacja Geograficzna 2, 5–6.
- Williams G., 1988, *Paleofluvial estimates from dimensions of former channel and meanders*, [w:] *Flood Geomorphology*, red. V.R.Baker, R.C.Kochel, P.C.Patton; J.Wiley, New York, 321–334.
- Wiltshire P.E.J., Moore P.D., 1983, *Palaeovegetation and palaeohydrology in upland Britain*, [w:] *Background to Palaeohydrology*, red. K.J.Gregory; J.Wiley, Chichester, 433–451.
- Wiśniewski E., 1976, *Rozwój geomorfologiczny doliny Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 119.
- 1982, *The evolution of the Vistula river valley between Włocławek and Ciechocinek during the last 15 000 years*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 1, IGiPZ PAN, 93–107.
- 1987, *The evolution of the Vistula river valley between Warsaw and Płock Basins during the last 15 000 years*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part II, red. L.Starkel, Geographical Studies, Special Issue 4, IGiPZ PAN, 171–187.
- Wiśniewski E., Andrzejewski L., 1994, *The problem of the Warsaw ice-dammed lake drainage through the Warsaw-Berlin Pradolina at the last ice-sheet maximum*, Zeitschrift für Geomorphologie N.F. 38, 2, 141–149.
- Wohl E., Georgiadi A., 1994, *Holocene paleomeanders along the Seim river, Russia*, Zeitschrift für Geomorphologie 38, 3, 299–309.
- Wohlfarth B., Ammann B., 1991, *The history of the Aare river and the forealpine lakes in Western Switzerland*, [w:] *Temperate Palaeohydrology*, red. L.Starkel, K.J.Gregory, J.B.Thornes; J.Wiley, Chichester, 301–318.
- Wolski L., 1849, *Rys hydrografii Królestwa Polskiego z wiadomością o sławach*, Biblioteka Warszawska 2–3.

- Woude van der J.D., 1981, *Holocene paleoenvironmental evolution of a perimarine fluviatile area*, Vrije Universitet, Amsterdam.
- Wójcik A., 1987, *Lateglacial lacustrine sediments from Roztoki and Tarnowiec near Jasło*, Acta Palaeobotanica 27, 1, 27–41.
- 1997, *Late Glacial deposits in the Ropa valley floor in Wysowa, Beskid Niski Mts., Carpathians*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica 31, 101–109.
- Wójcik A., Malata W., Szczepanek K., 1999, *Stanowisko Grodzisko Nowe. Problem wieku plejstoceńskiego teras piaszczystych w dolinie Sanu przy ujściu Wisłoka*, [w:] XI Konferencja stratygrafii plejstocenu Polski "Czwartorzęd wschodniej części Kotliny Sandomierskiej", Czudec, PIG Kraków, 115–117.
- Zachowicz J., Przybyłowska-Lange W., Nagler J., 1982, *The Late-Glacial and Holocene vegetational history of the Żuławy region, N Poland. A biostratigraphical study of Lake Drużno sediments*, Acta Palaeobotanica 22, 1, 141–161.
- Zieliński G.A., Mayewski P.A., Meeker L.D., Whitlow S., Twickler M.S. 1996, *A 110 000 yr record of explosive volcanism from the GISP2 (Greenland) ice core*, Quaternary Research 45, 2, 109–118.
- Zolitschka B., Negendank J.F.W., 1998, *A high resolution record of Holocene palaeohydrological changes from Lake Holzmaar, Germany*, Palaoklimaforschung 25, 37–52.
- Zoller H., 1977, *Alter und Ausmass postglazialer Klimaschwankungen in den Schweizer Alpen*, Erwissenschaftliche Forschung 13, 271–281.
- Ziętara T., 1968, *Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów*, Prace Geograficzne IG PAN 60, Warszawa.
- Zuchiewicz W., 1985, *Chronostratigraphy of Quaternary deposits of the Nowy Sącz Basin (Polish West Carpathians)*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 19, 3–28.
- 1987, *Evolution of the Beskid Niski Mts. and morphotectonics of the Polish Carpathians*, Zeszyty Naukowe AGH, Geologia 13, 3–4, 3–167.
- Zaki A., Fraś M., Olszowski J., 1970, *Stanowisko wczesnośredniowieczne w Grobli, pow. Bochnia*, Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych Oddziału PAN, Kraków, 14, 486.
- Żarski M., 1991, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1: 50 000, arkusz Dęblin*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- 1996, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1: 50 000, arkusz Kozienice*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Żmuda A.J., 1914, *Fossile Flora des Krakauer Diluviums*, Bulletin Acad. Sci. Pol. B., 4, Kraków, 209–235.
- Zurek S., 1975, *Geneza zabagnienia Pradoliny Biebrzy*, Prace Geograficzne IG PAN 110.
- 1986, *Szybkość akumulacji torfu i gytii w profilach torfowisk i jezior Polski na podstawie danych ¹⁴C*, Przegląd Geograficzny 58, 3, 459–477.
- 1990, *Związek procesu zatorfienia z elementami środowiska przyrodniczego wschodniej Polski*, Roczniki Nauk Rolniczych, seria D. Monografie 220.
- Zurek S., Pazdur A., 1999, *Zapis zmian paleohydrologicznych w rozwoju torfowisk Polski*, [w:] Geochronologia górnego czwartorzędu Polski, red. A.Pazdur i inni, Instytut Fizyki Politechniki Śląskiej, Gliwice, 217–228.

The first section of the article discusses the importance of understanding the needs and preferences of older adults in the design of health and social services. It highlights the role of gerontologists in conducting research and providing evidence-based practice. The second section focuses on the challenges faced by older adults, such as age-related decline, chronic conditions, and social isolation. It explores the impact of these challenges on their quality of life and the need for targeted interventions. The third section discusses the role of the family and community in supporting older adults. It emphasizes the importance of caregiver training and support, as well as the role of community-based organizations in providing social support and resources. The fourth section discusses the role of technology in improving the lives of older adults. It explores the use of assistive devices, telehealth, and digital literacy training. The fifth section discusses the role of policy and legislation in addressing the needs of older adults. It highlights the importance of advocating for policies that promote aging in place, access to healthcare, and social security. The article concludes by emphasizing the need for a holistic and person-centered approach to gerontology, one that recognizes the diversity and strengths of older adults and seeks to empower them to live their best lives.

EVOLUTION OF THE VISTULA RIVER VALLEY since the last glaciation till present (summary)

The present monograph describes the late Quaternary history of one of the largest river catchments in Central Europe located between the Carpathians and Baltic Sea, invaded by Scandinavian ice sheets during the Pleistocene. This monograph is based on the extended records gathered, during last 20–30 years by the team of more than 20 scientists participating in two national projects as well as in the IGCP Project No 158 Palaeohydrology of the temperate zone during last 15 000 years led by the present author. Most of these data have been published sub-sequently in 6 issues on the Evolution of Vistula valley, in the Geographical Studies in English (Starkel, ed., 1982, 1987, 1990, 1991, 1995, 1996). The presented monograph takes into consideration also other papers and materials published till year 2000.

The book consists of 6 parts. The first part describes the catchment and its environment. The second one presents a great variety of methods used including geomorphological, sedimentological, mineralogic, pedologic, palaeobotanical, palaeozoological, archeological and historical as well as chronostratigraphic approach based on at least 350 radiocarbon datings, some TL datings and dendrochronological examination of about 600 subfossil oaks. Some ways of palaeohydrological reconstructions are also considered.

Part three characterises the late Vistulian and Holocene evolution of 23 selected reaches from the Carpathians to the Baltic Sea including also lowest reaches of several tributaries, which were investigated in detail. The evolution of each of the reaches is illustrated by maps, cross-section and sometimes by key localities.

Part four summarises the history of Vistula valley during the Pleistocene. The location of Vistula valley at the junction of three main tectonic units of Europe is responsible for several changes in the river network in

the Neogene and in the Quaternary. But a substantial role was played by several advances of the Scandinavian ice sheets which blocked the outlet, covering 20–90% of the total catchment and created the systems of ice marginal streamways. Nevertheless during the last cold stage the valleys of southern part under the periglacial climate responded to fluctuations in the hydrological regime. Therefore when the incision in the lower reach was controlled by step-like lowering of the melting ice sheet, in the upper one the dissection of periglacial fill started with the turn to more continental climate much earlier ca 25 ka BP.

The first conclusion of the monograph are presented in part five. The distinct turn from braided overloaded rivers to meandering ones followed in two phases: at the beginning of the late Vistulian and after the rapid cooling of the Younger Dryas. During the Holocene have been recognised several phases of higher frequency of floods expressed in intensive erosion and/or deposition, straightening, shifting and avulsion of river channels (Starkel 1983, Kalicki 1991, Starkel et al. 1996): 8,5–7,8 ka BP, 6,5–6,0; 5,5–4,9; 4,4–4,1; 3,3–3,0; 2,7–2,4; 2,2–1,7 ka BP as well as V–VIc. AD, X–XIc. AD; XIV–XVIII c. AD. and less distinct ca 7,3–7,0 ka BP.

The deforestation and soil cultivation observed since Vth millenium BC had only a local response in soil erosion. The aggradation in main valleys is recorded either since Roman time and later during the mediaeval period. The climatic factor and extensive agriculture during the Little Ice Age coincide creating a tendency to braiding and aggradation. An opposite effects were caused by the channel regulation since mid – 19th century and through construction of water reservoirs in last decades.

More general conclusions are gathered in part six. The author distinguished at least 9 various types (reaches) of valley floor evolution, which reflect not only their position in the longitudinal profile, but also a role of inherited relief, tectonic tendency and scale of human intervention. In case of Vistula river the character of reaches on the length of the river has changed trough time (fig.114).

The phase of the increased fluvial activity correlate with other environmental changes during the Holocene on the territory of Poland: vegetation changes, lake water level fluctuations, rate of calcareous precipitation, formation of landslide in the Flysch Carpathians and of debris flow: in the Tatra Mountains (fig. 102).

Fluvial phases coincide with the higher flood frequency registered in other river valleys of Central Europe like Danube, Rhine etc. (fig 115). But of special importance is the coincidence of these phases in the Vistula catchment with the environmental evolutionary phases in various parts of Europe (fig. 116): glacial advances and retreats, upper tree line

fluctuations, lake level changes, precipitation of calcareous tuffa etc. (cf. Starkel, ed., 1990, 1996).

Phase of increased fluvial activity represent periods with high frequency of various extremes and relatively cooler. Among the causes of this rhythmicity the fluctuations in solar activity and ^{14}C production as well as the superimposed periods of high volcanic activity during the Holocene are taken into consideration. The processes during the last two millenia show an distinct acceleration caused by increased human intervention.

ISBN 83-87954-12-8

PL ISSN 1643-2312

Monografia ukazuje syntetycznie historię doliny Wisły od okresu ostatniego zlodowacenia do dziś, czyli w czasie ostatnich 15–20 tysięcy lat.

Główny nacisk położony jest na dokumentację roli czynników klimatycznych i narastającej integracji człowieka w ewolucji dolin rzecznych. Praca prezentuje wyniki zespołowych badań interdyscyplinarnych prowadzonych w latach 80 i 90, koordynowanych przez autora i Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN.

Większość z tych badań była prezentowana w 6 zeszytach anglojęzycznej serii Prac Geograficznych.