

POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA  
im. Stanisława Leszczyckiego

Tomasz Kalicki

ZAPIS ZMIAN KLIMATU  
ORAZ DZIAŁALNOŚCI CZŁOWIEKA  
I ICH ROLA W HOLOCENŃSKIEJ EWOLUCJI  
DOLIN ŚRODKOWOEUROPEJSKICH



Warszawa 2006

## PRACE GEOGRAFICZNE IGiPZ PAN

185. Solon J., *Ocena różnorodności krajobrazu na podstawie kompleksowej analizy struktury przestrzennej roślinności*, 2002, s. 230, 80 il., 26 tab.
186. Soja R., *Hydrologiczne aspekty antropopresji w polskich Karpatach*, 2002, s. 130, 24 il., 12 tab.
187. Kulikowski R., *Syntetyczne metody badań produktywności i towarowości rolnictwa*, 2003, s. 152, 42 il.
188. Błażejczyk K., Krawczyk B., Kuchcik M. (red.), *Postępy w badaniach klimatycznych i bioklimatycznych*, 2003, s. 316, 93 il., 37 tab.
189. Kotarba A. (red.), *Holocene and late vistulian paleogeography and paleo-hydrology*, 2003, s. 298, 94 il., 3 tab., 9 fot.
190. Komorniki T., *Przestrzenne zróżnicowanie międzynarodowych powiązań społeczno-gospodarczych w Polsce*, 2003, s. 256, 90 il., 11 tab., 3 zał.
191. Starkel L., Singh S. (red.), *Rainfall, runoff and soil erosion in the globally extreme humid area, Cherrapunji Region, India*, 2004, s. 116, 30 il., 16 tab., 12 fot.
192. Błażejczyk K., *Bioklimatyczne uwarunkowania rekreacji i turystyki w Polsce*, 2004, s. 292, 106 il., 53 tab., 2 zał.
193. Gębica P., *Przebieg akumulacji rzecznej w górnym vistulianie w Kotlinie Sandomierskiej*, 2004, s. 230, 39 il., 4 tab., 8 fot.
194. Lamparski P., *Formy i osady czwartorzędowe w świetle badań georadarowych*, 2004, s. 116, 62 il., 10 tab.
195. Więckowski M., *Przyrodnicze uwarunkowania kształtowania się polsko-słowackich więzi transgranicznych*, 2004, s. 232, 42 il., 39 tab.
196. Śleszyński P., *Kształtowanie się zachodniej części centrum Warszawy*, 2004, s. 332 +1 zał., 72 il., 63 tab.
197. Kotarba A. (red.), *Rola małej epoki lodowej w przekształcaniu środowiska przyrodniczego Tatr*, 2004, s. 116, 33 il., 3 tab., 9 fot.
198. Korcelli-Olejniczak E., *Funkcje metropolitalne Berlina i Warszawy w latach 1990–2002. Współzależność pozycji w systemie miast Europy Środkowej*, 2004, s. 226, 11 il., 28 tab.
199. Roo-Zielińska E., *Fitoindykacja jako narzędzie oceny środowiska fizyczno-geograficznego. Podstawy teoretyczne i analiza porównawcza stosowanych metod*, 2004, s. 258, 65 il., 67 tab.
200. Mirosław Błaszkiwicz, Piotr Gierszewski (red.), *Rekonstrukcja i prognoza zmian środowiska przyrodniczego w badaniach geograficznych*, 2005, s. 395 + 6, 100 il., 21 tab., 32 fot.
201. Mirosław Błaszkiwicz, *Późnoglacialna i wczesnholocenska ewolucja obniżen jeziornych na pojezierzu Kociewskim (wschodnia część Pomorza)*, 2005, s. 192, 29 il., 2 tab., 18 fot.
202. Alina Potrykowska (red.), *Population and the environment*, 2005, s. 245, 23 il., 45 tab.
203. Wioletta Kamińska, *Pozarolnicza indywidualna działalność gospodarcza w Polsce w latach 1988–2003*, 2006, s. 236, 45 il., 43 tab.

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

PRACE GEOGRAFICZNE NR 204

GEOGRAPHICAL STUDIES

No. 204

**REFLECTION OF CLIMATIC CHANGES AND HUMAN  
ACTIVITY AND THEIR ROLE IN THE HOLOCENE EVOLUTION  
OF CENTRAL EUROPEAN VALLEYS**

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

PRACE GEOGRAFICZNE NR 204

Tomasz Kalicki

ZAPIS ZMIAN KLIMATU  
ORAZ DZIAŁALNOŚCI CZŁOWIEKA  
I ICH ROLA W HOLOCENŃSKIEJ EWOLUCJI  
DOLIN ŚRODKOWOEUROPEJSKICH



WARSZAWA 2006

<http://rcin.org.pl>

## KOMITET REDAKCYJNY

REDAKTOR: Grzegorz Węclawowicz

CZŁONKOWIE: Jerzy Grzeszczak, Barbara Krawczyk,  
Jan Matuszkiewicz, Jerzy Parysek

## RADA REDAKCYJNA

Bolesław Domański, Adam Kotarba, Jan Łoboda,  
Andrzej Richling, Jan S. Kowalski, Andrzej Lisowski,  
Eamonn Judge, Lydia Coudroy

## RECENZENCI TOMU:

Bolesław Nowaczyk, Elżbieta Mycielska-Dowgiałło

## ADRES REDAKCJI:

Dział Wydawnictw IGiPZ PAN  
ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa  
e-mail: e.janko@twarda.pan.pl

Opracowanie techniczne: Ewa Jankowska  
Zdjęcie na okładce: Tomasz Kalicki  
Fotografie: Tomasz Kalicki

© Copyright by Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN  
im. Stanisława Leszczyckiego, Warszawa 2006

PL ISSN 0373-6547  
ISBN 83-87954-58-6

Łamanie wykonano w Dziale Wydawnictw IGiPZ PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa  
Druk: Drukarnia KLIMIUK, ul. Foksal 11, 00-372 Warszawa; e-mail: drukarnia@klimiuk.com.pl

<http://rcin.org.pl>

## SPIS TREŚCI

Od autora .....	7
1. Przemiany i cechy środowiska geograficznego Europy środkowej .....	9
1.1. Czwartorzędowe przemiany środowiska geograficznego .....	9
1.2. Czwartorzędowa ewolucja dolin .....	12
1.3. Neolityzacja i przemiany gospodarcze .....	15
1.4. Środowisko geograficzne i granice obszaru badań .....	19
2. Cel i metody badań .....	31
2.1. Główne kierunki w badaniach nad ewolucją dolin w młodszym czwartorzędzie .....	31
2.2. Zarys celu i metod badawczych .....	34
3. Ocena jednorodności materiału dokumentacyjnego .....	37
3.1. Wybrane problemy datowania oraz charakterystyki osadów i form .....	37
3.1.1. Datowanie osadów korytowych .....	37
3.1.2. Datowanie paleopedologiczne .....	44
3.1.3. Datowanie starorzeczy i ich wypełnień oraz rekonstrukcje paleohydrologiczne ..	44
3.1.4. Datowanie i cechy osadów pozakorytowych .....	46
4. Regiony i obszary badawcze .....	51
4.1. Obszar zachodni (Niemcy, Czechy, Austria) .....	51
4.1.1. Obszar ekstraglacialny i staroglacjalny .....	51
4.1.1.a. Ren i jego dorzecze .....	51
4.1.1.b. Wezera i jej dorzecze .....	76
4.1.1.c. Łaba i jej dorzecze .....	86
4.1.1.d. Dunaj i jego dorzecze .....	100
4.1.2. Zapis zmian klimatu i działalności człowieka w dolinach Niemiec, Czech i Au-	
strii .....	126
4.2. Obszar centralny (Polska) .....	134
4.2.1. Obszar ekstraglacialny i staroglacjalny .....	134
4.2.2. Zapis zmian klimatu i działalności człowieka w aluwkach dorzecza Wisły górnej	
i środkowej .....	157
4.3. Region wschodni – Białoruś .....	160
4.3.1. Obszar staroglacjalny .....	161
4.3.1.1. Zlewisko Morza Czarnego (dorzecze Dniepru) .....	161
4.3.1.2. Zlewisko Morza Bałtyckiego (dorzecze Niemna) .....	182
4.3.2. Obszar młodoglacjalny .....	204
4.3.2.1. Zlewisko Morza Bałtyckiego (dorzecze Niemna i Dźwiny) .....	204
4.3.3. Zapis zmian klimatu i działalności człowieka w dolinach Białorusi .....	233
5. Zapis zmian klimatu i działalności człowieka w morfologii i aluwkach różnych typów	
równin zalewowych .....	247
5.1. Sposób zapisu w różnych typach dolin .....	247
5.2. Zmiany rozwinięcia i parametrów koryt .....	248

5.3. Zapis zmian klimatu i działalności człowieka w osadach .....	254
5.3.1. Osady korytowe .....	254
5.3.2. Osady pozakorytowe .....	262
5.3.2.1. Osady starorzeczne .....	262
5.3.2.2. Mady i zmienność ich uziarnienia .....	270
6. Rola zmian klimatu i działalności człowieka w kształtowaniu dolin środkowoeuropejskich .....	291
6.1. Fazy wzmożonej aktywności rzek środkowoeuropejskich .....	291
6.2. Fazy w dużych i małych dolinach .....	296
6.3. Fazy w neholocenie – klimat a człowiek .....	296
7. Wnioski końcowe .....	301
Reflection of climatic changes and human activity and their role in the Holocene evolution of Central European valleys (Summary) .....	347



## OD AUTORA

Pomysł tej pracy zrodził się w trakcie wspólnych badań i dyskusji prowadzonych do połowy lat 90. ubiegłego wieku wspólnie z prof. L. Starklem oraz Koleżankami i Kolegami z Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN w dolinie Wisły koło Krakowa nad jej późnoglacialną i holoceniową ewolucją.

Dodatkowym bodźcem były realizowane już od końca lat 80. wspólnie z naukowcami białoruskimi badania w dorzeczach Dniepru, Dźwiny i Niemna. Chciałbym w tym miejscu serdecznie podziękować prof. A.V. Matwiejewowi oraz prof. A.A. Machnaczeni, dyrektorom Instytutu Geochemii i Geofizyki NAN Białorusi, za stworzenie mi warunków organizacyjnych do prowadzenia tych badań nieprzerwanie od kilkunastu lat oraz przedwcześnie zmarłemu dr. M.A. Walczykowi, który wprowadzał mnie w problematykę fluwialną na obszarze Białorusi. Słowa mojej szczególnej wdzięczności należą się dr. W.P. Zernickiej, dr hab. A.F. Sańko, dr. S. Sawczikowi, dr. G.I. Litwinjukowi, dr. P.F. Kalinowskiemu, a także dr. N.N. Pietuchowej, dr. M.D. Michajłowowi, dr. N.A. Machnaczeni, dr. E.A. Krutous, dr. L.A. Neczyporenko, mgr. G.I. Simakowej oraz wszystkim nie wymienionym tu Koleżankom i Kolegom, którzy w trakcie prowadzenia wspólnych badań zawsze służyli mi pomocą, radą zarówno na ekspedycjach geologicznych, jak i przy kameralnym opracowywaniu zebranych materiałów.

Kształt tej pracy byłby zupełnie inny gdyby nie zastęp licznych badaczy, którzy poświęcili swój czas na pokazanie mi swoich obszarów badawczych i byli skłonni dyskutować szereg problemów w terenie. Moje wyrazy wdzięczności należą się badaczom niemieckim prof. W. Schirmerowi, dr. M.W. Buchowi, dr. U. Schreiberowi, dr. G. Caspersowi, dr. W. Paasowi, dr. R. Strasserowi, dr. R. Gerlach i czeskim dr. E. Růžičkovej, dr. E. Bžizovej, dr. D. Dreslerovej, dr. P. Havličkovi, a także rosyjskim dr. A.V. Paninowi, dr. hab. A. L. Aleksandrowskiemu i zachodnioeuropejskim dr. F. Petit, dr. G. Houbrechts z Belgii, dr. F. Pellicer, dr. A. Ollero z Hiszpanii, prof. A. Brownowi, prof. M. Macklinowi z Wielkiej Brytanii. Wreszcie wspólne prace i dyskusje z prof. E. Latrubesse z Brazylii pozwoliły mi z innej perspektywy spojrzeć na Europę środkową i jej systemy fluwialne.

Grupie archeologów, a szczególnie dr. H. Dobrzańskiej, dr. hab. K. Sobczykowi, jestem wdzięczny za dyskusje i przybliżenie mi „drugiej strony medalu”, czyli interakcji człowiek-środowisko geograficzne widzianej oczami badaczy-humanistów.

Pani mgr M. Klimek dziękuję za wykonanie większości rycin, prof. E. Mycielskiej-Dowgiałło i prof. B. Nowaczykowi za wnikliwe recenzje, które pomogły mi przygotować pracę do druku.

Rodzicom i Najbliższym chciałbym podziękować za pomoc i cierpliwość...

# 1. PRZEMIANY I CECHY ŚRODOWISKA GEOGRAFICZNEGO EUROPY ŚRODKOWEJ

## 1.1. CZWARTORZĘDOWE PRZEMIANY ŚRODOWISKA GEOGRAFICZNEGO

Europa składa się z bardzo zróżnicowanych wiekowo i genetycznie jednostek strukturalnych, od starych prekambryjskich masywów, poprzez rozległe, zniszczone systemy kaledońskie i hercyńskie, aż po najmłodsze, alpejskie systemy górskie. Niziny zajmują około 3/4 powierzchni kontynentu. Współczesne środowisko Europy jest wypadkową zmian klimatu i procesów tektonicznych, które zachodziły w ostatnim etapie historii Ziemi. W najmłodszym okresie dołączył do nich czynnik antropogeniczny.

Geologiczno-strukturalny oraz morfologiczny obraz Europy ukształtował się zasadniczo u schyłku trzeciorzędu. Nieco inaczej wyglądały tylko stosunki wysokościowe pomiędzy poszczególnymi jednostkami, a największe różnice dotyczyły zasięgu i przebiegu linii brzegowej (Mojski 1993). Jednym z najważniejszych wydarzeń neogeńskich było wycofywanie się morza miocenckiego z nisko położonych obszarów lądowych – zapadliska przedkarpackiego i panońskiego w kierunku Morza Czarnego, z przedpola Pirenejów do Atlantyku (Mojski 1993). Staropliocenckie morze panońskie obejmowało dzisiejszy basen czarnomorski i sięgało daleko ku zachodowi poprzez Nizinę Wołoską na Nizinę Węgierską, skąd licznymi, płytkimi zatokami wkraczało w boczne kotliny i większe doliny rzeczne np. Siedmiogrodu i dolinę Morawy (Fink 1966). U schyłku pliocenu wycofało się ono z niecki pannońskiej, a na jego miejscu powstał rozległy zbiornik śródlądowy, w którym osadzały się głównie mułki i ropy z poziomami gleb kopalnych (Ronai 1985). Również Morze Północne powoli zmniejszało swój zasięg wskutek szerokopromiennych, pionowych ruchów skorupy ziemskiej (Mojski 1993). Stopniowo wygasły zjawiska wulkaniczne wewnątrz łuku karpackiego (Marton 1985), w średniogórzu środkowoeuropejskim, w Owernii i na południu Europy, chociaż na niektórych z tych obszarów erupcje występowały przez cały plejstocen, a nawet w holocenie. W młodszym neogenie następowało ochłodzenie i wzrost kontynentalizmu klimatu Europy, co prowadziło do wymierania roślinności subtropikalnej i rozprzestrzeniania się zespołów arktycznych i holarktycznych (Stuchlik 1987). Te zmiany klimatyczne doprowadziły w czwartorzędzie do zlodowaceń.

W czwartorzędzie kontynent objęty był wielokrotnie zarówno rozległymi lądolodami, jak i dużymi lodowcami górskimi. Równocześnie na kontynencie zachodziły zróżnicowane genetycznie i ilościowo ruchy skorupy ziemskiej, których odzwierciedlenie znajdujemy w rzeźbie. O ile amplituda ruchów należących do tektonicznej epoki alpejskiej stopniowo słabła w czwartorzędzie, o tyle ruchy izostatyczne, związane z powstawaniem i zanikaniem lądolodów, miały charakter cykliczny. Glacjały i interglacjały powodowały również wahania poziomu mórz. Te zróżnicowane czynniki powodowały, że kształtujące się doliny rzeczne noszą bardzo indywidualne cechy w poszczególnych obszarach Europy (Hantke 1993).

Czwartorzędowa ewolucja sieci rzecznej przebiegała różnie na obszarach zlodowaconych i niezlodowaconych. W pierwszym przypadku, po każdym zlodowaceniu, kształtowała się nowa sieć hydrograficzna, często tylko częściowo nawiązująca do poprzednio istniejącej. Formująca się sieć powtarzała układ rynien subglacialnych i innych obniżzeń glacialnych łącząc je w jedną formę dolinną. Spadek dna doliny był nierówny i dlatego odcinkom o intensywnej erozji w głębszej towarzyszyły odcinki z przewagą akumulacji. Modelowanie sieci dolin ograniczone było jedynie do krótkiego okresu postglacialnego, a kolejne nasunięcie lądolodu przerywało jej rozwój.

W drugim przypadku procesy erozji i akumulacji zachodziły w dolinach już istniejących, które były modelowane w zmieniających się warunkach glacialnych i interglacialnych. Pierwotne koncepcje zakładały, że w okresach zimnych zachodziła akumulacja, natomiast w okresach ciepłych pokrywy były rozcinane, później stwierdzono dwie fazy agradacji (ciepłą i zimną) rozdzielone fazą erozji (Penck, Brückner 1909; Soergel 1921; Trevisan 1949; Woldsted 1952; Jahn 1956; Zeuner 1959; Klimaszewski 1966; Różycki 1967; Vandenberghe 2003). Wyniki nowszych badań pokazują bardziej skomplikowany obraz i wskazują na to, że włożenia aluwii formowane były również w okresach interpleniglacialnych (Briggs i in. 1975; Boenigk 1991; Starkel 1994; Vandenberghe 1995, 2002a, b; Gębica 2004). Jednak u schyłku glacjałów dominowała szybka erozja w głębsza i boczna, doprowadzająca do częściowego przynajmniej rozcięcia pokryw akumulacyjnych powstałych w okresie chłodnym. W przedoptymalnych częściach interglacjałów powstawały zróżnicowane fałdalnie serie aluwii.

Sporą grupę tworzą również doliny złożone, których poszczególne odcinki były modelowane w różnych warunkach, np. ich odcinki dolne lub górne były przykrywane przez lądolód lub lodowce górskie, natomiast pozostałe odcinki znajdowały się w obszarach ekstraglacialnych (Hantke 1993). Długość tych odcinków ulegała zmianie w okresie plejstocenu (Starkel 1979).

Zróznicowana historia czwartorzędowa pozwala na wydzielenie w Europie kilku obszarów (Mojski 1993). Na obszarze fennoskandyjskim przeważała egzaracja, erozja i denudacja. Uwarunkowana strukturalnie sieć rzeczna powstała u schyłku neogenu, gdy dyslokacje zostały odnowione na skutek podnoszenia się obszaru. Drenaż w tym okresie następował na południe bądź południo-zachód, a aluwia gromadziły się na obszarze dzisiejszego dolnego Renu (Zagwijn 1974) i Morza Północnego (górnopliocenijskie piaski kaolinowe). W czwartorzędzie duże, równoleżnikowe doliny na zachodzie Fennoskandii zostały przeobrażone glacialnie w fiordy (Musatow, Musatow 1989).

Tereny położone na północ od pasm alpejskich obejmują dwa obszary (Mojski 1993). Obszar perybałtycki obejmuje niziny środkowej i wschodniej Europy, aż po zasięg maksymalny przedostatniego zlodowacenia na południu i na wschodzie. W pliocenie na Nizinie Wschodnioeuropejskiej powstały w dolnych częściach zlewni rozległe i miększe pokrywy aluwialne, które współcześnie budują równiny wysoko wzniesione ponad dnami dolin. U schyłku tego okresu, w związku z szybkim zapadaniem się obszaru ponto-kaspijskiego, doszło do silnego przegłębienia (do około 300 m) południowych i środkowych odcinków dolin wschodnioeuropejskich. Zróznicowane, pionowe ruchy skorupy ziemskiej w czwartorzędzie doprowadziły do wzrostu deniwelacji pomiędzy sąsiadującymi blokami strukturalnymi. Dlatego akumulacja czwartorzędowa odbywała się na tym obszarze w już ukształtowanych systemach dolinnych, których lokalizacja była w dużym stopniu uwarunkowana siecią starych, różnowiekowych spękań. Miększość osadów czwartorzędowych, silnie zróznicowanych litofacjalnie (osady glacicogeniczne, fluwioglacialne, zastoisłkowe, stokowe, eoliczne i peryglacialne), wynosi zazwyczaj kilkadziesiąt metrów, maksymalnie przekraczając 400 m w różnowiekowych rynnach glacialnych, wciętych głęboko w podłoże osadów czwartorzędowych (np. Gorecky 1964, 1970, 1980, 1982). Zapis ich stratygrafii jest w miarę kompletny, choć nie pozbawiony hiatusów. W strefie tej jest najlepiej rozwinięta rzeźba polodowcowa, najświeższa w strefie ostatniego zlodowacenia, z bardzo dobrze zachowanymi zespołami form polodowcowych.

Położony bardziej na południu obszar peryglacialny obejmuje średniogórze i kotliny przedgórskie Pirenejów, Alp i Karpat (Mojski 1993). W trzeciorzędzie zróznicowane ruchy neotektoniczne na obszarze średniogórzy spowodowały powstawanie i rozwój rowów tektonicznych warunkujących współczesne duże formy rzeźby. Obniżaniu rowu Renu towarzyszyło podniesienie tarczy reńskiej od młodszego oligocenu po dzień dzisiejszy, co doprowadziło do powstania rzeźby o amplitudach 200 m (Buraczyński 1971). Rów górnoreński powstał pomiędzy górnym eocenem i akwitaniem, a rów środkoworeński ma założenia ze środkowego miocenu. Natomiast w Kotlinie Wie-

deńskiej stwierdzono od trzeciorzędu „migrację” Dunaju ku południowi przez kolejne bramy (Blühberger, Hausler 1995; Blühberger 1996). Spływające z wyiętrzanych średniogórzy przeciążone materiałem rzeki akumulowały osady (iły plioceńskie) w rozległym zbiorniku śródlądowym, który istniał w tym czasie na Niżu Polskim i Niemieckim (Baraniecka 1979). Natomiast rzeki na przedpolach łańcuchów alpejskich akumulowały grube aluwia żwirowo-piaszczyste (Dżułyński i in. 1968; Tyczyńska 1978). Na starszą, przedczwartorzędową rzeźbę (powierzchnie zrównań, rzeźba strukturalna i nawiązująca do tektoniki dysjunktywnej), nałożona jest rzeźba denudacyjna. Obszar przykrywają głównie osady ekstraglacialne (lessy, aluwia i pokrywy stokowe). Epiplejstocieńskie piaszczysto-żwirowe aluwia tworzą zazwyczaj pogrzebaną rzeźbę erozyjno-akumulacyjną. W obszarze tym, np. w dolinach Sekwany, Somy, Mozy, Renu, Mozeli, Dunaju, Łaby, Dniepru, występuje dobrze rozwinięty zespół osadów i form fluwialnych, tworzący złożone systemy terasowe, obejmujące cały czwartorzęd, a czasami sięgające aż do pliocenu (Činčura 1968; Brown 1974; Müller 1976; Briggs i in. 1975; Schirmer, red. 1990; Balatka, Sladek 1962; Balatka, Louckova 1991; Hantke 1993; Vandenberghe 1993a, b; Dolecki 1995; Antoine 1994; Antoine i in. 1999). Pokrywy lessowe, miejscami o miąższości ponad 40 m, składają się z oddzielnych pokryw rozdzielonych glebami kopalnymi. Rzeźba obszaru nosi wyraźne piętno środowiska peryglacialnego, które rozwijało się tu wielokrotnie.

## 1.2. CZWARTORZĘDOWA EWOLUCJA DOLIN

W interglacjale mazowieckim (holsztyńskim, lichwińskim) spadek profilu podłużnego dolin rzecznych i ich głębokość były nieco większe niż obecnie, co wynikało z większego aniżeli obecnie zasięgu w głąb lądu morza oraz nieco większego wyniesienia obszarów górskich. Przebieg głównych dolin europejskich tylko lokalnie różnił się od dzisiejszego, szczególnie na poprzednio zlodowaconych obszarach niżowych. Na Niżu Środkowoeuropejskim istniała zapewne walna dolina o kierunku równoleżnikowym, zbierająca wody od wschodu i uchodząca do wielkiego jeziora paludinowego w okolicach Berlina i stąd kierująca się do jednej z zatok morza holsztyńskiego. Wykorzystywała ona system pradolin, jakie powstały u schyłku zlodowacenia sanu II w czasie zaniku lądolodu (Mojski 1993). W dolinach rzecznych Niżu Polskiego prawdopodobnie powstało kilka interglacialnych pokryw aluwialnych, których akumulacja i rozcinanie nawiązywało do wahań klimatu (Różycki 1961, 1967). Pokrywy te są włożone w siebie lub nadbudowują się wzajemnie.

W dolinie Renu, od zlodowacenia elstery aż po wartę, były akumulowane cztery ogniwa piaszczysto-żwirowych aluwiiów terasy środkowej (Mittelterrasse) (Brunnacker 1986). Jednak ostatnio W. Boenigk (1991) stwierdził, że

w obrębie jednej morfologicznie terasy środkowego i dolnego Renu występuje kilka różnowiekowych włożeń.

W dolinach dużych rzek wschodnioeuropejskich, płynących w kierunku południkowym obserwujemy podobną sekwencję zmian. Wynika to z podobieństwa rzeźby, budowy geologicznej, położenia w stosunku do zasięgu lądolodu, ruchów neotektonicznych (obniżanie na południu i podnoszenie na północy). Podobne były również warunki klimatyczne, cechujące się równoleżnikowym układem stref klimatycznych, przy wspólnych cechach kontynentalizmu, którego stopień wzrastał ku wschodowi. W dolinach Dniepru, Wołgi, Donu, Oki, Kamy przeważała początkowo erozja wgłębna, później boczna, co doprowadziło do poszerzenia den, w których była akumulowana dwudzielna pokrywa aluwialna – seria krzywicka dolna (przedoptymalna i optymalna) i górna (pooptymalna) (Gorecky 1964, 1982). Erozja wgłębna nigdzie jednak nie sięgnęła głębokości występowania podłoża starszej, wenedzkiej serii osadów rzecznych i w dolinie Dniepru różnica wysokości pomiędzy spągami tych serii wynosi średnio 14–12 m, zmniejszając się do 9–7 m w obszarze ujściowym (Gorecky 1970). Lokalnie przebieg dolin był nieco inny od współczesnego, np. Dniepr poniżej ujścia Prypeci płynął 20–30 km bardziej na wschód. W ujściach rzek wpadających do morza wczesnoeuksyńskiego, o zasięgu nieco mniejszym aniżeli obecny zasięg Morza Czarnego, tworzyły się rozległe delty np. Dniepru. Pokrywa górnokrzywicka powstawała przy stopniowo obniżającej się bazie erozyjnej, na skutek zmniejszania się powierzchni zbiornika wczesnoeuksyńskiego. W pewnych odcinkach, np. środkowym biegu pra-Dniepru, gdzie zbocza doliny zbudowane były z mało odpornych skał dolnego trzeciorzędu, erozja boczna doprowadziła do powstania rozległej równiny aluwialnej zbudowanej z utworów drobnopiaszczystych i mad, z licznymi wkładkami organicznych wypełnień starorzeczy (krajobraz poleski).

W interglacjale eemskim (mikulińskim) Dunaj płynął doliną zbliżoną do dzisiejszej. Jedynie poniżej Budapesztu kierował się prosto na południowy-wschód łącząc się z Cisą, a za Żelaznymi Wrotami płynął w zachodniej części Niziny Wołoskiej nieco bardziej na północ aniżeli obecnie i uchodził do morza karangackiego, którego zasięg był zbliżony do obecnego Morza Czarnego (Pécsi 1959; Fink 1966). Początkowo następowało rozcinanie risskiej, wysokiej terasy (Hochterrasse, Terrasse IIb), której położenie na odcinku pomiędzy Bratysławą a Mohacsem, jest wyraźnie zaburzone tektonicznie. Na Małej i Wielkiej Nizinie Węgierskiej znajduje się ona poniżej powierzchni współczesnej i przykryta jest młodszymi aluwiami. Natomiast w przełomie Dunaju przez węgierskie średniogórza oraz w dolinach jego karpackich dopływów (Wag, Nitra, Hron) terasa ta, o wysokości względnej do 20–25 m jest dobrze zachowana (Pécsi 1959; Vaškovsky 1977).

W zachodniej Europie Ren płynął w tym interglacjale nie na zachód, ale ku północy, gdzie uchodził do morza eemskiego nieco na wschód od Zuider Zee (Zagwijn 1979). Natomiast z obecną doliną Renu w Holandii pokrywał się przebieg dolnej Mozeli. Aluwia tych rzek, zarówno w dolnych biegach jak i w Nadrenii, były gruboziarniste (dolna część formacji Kreftenheye) i przykryte zostały przez osady vistuliańskie (Brunnacker 1986). Również w dolinie Tamizy i innych rzek angielskich występują terasy o wysokości poniżej 10 m z interglacjału ipswich (Clayton 1977).

Dolne odcinki dolin rzecznych Niżu Środkowoeuropejskiego położone były na obszarze objętym zlodowaceniem. W dolinie Wisły na południe od Warszawy aluwia eemskie (piaski ze żwirami i wkładkami mułków) leżą przykryte piaskami vistuliańskimi terasy otwockiej (Sarnacka 1987; Baraniecka, Konecka-Betley 1987 i in.). W Kotlinie Warszawskiej dolina powstała na dużych wklęsłych formach terenu (rynni, zagłębienia końcowe lobów lodowcowych) powstałych z okresu zaniku lądolodu warciańskiego. Dolina była tutaj szersza i została wypełniona serią piaszczysto-żwirową z wkładkami drobnoziarnistych wypełnień starorzeczy, której strop był datowany TL na 108 ka BP (Karaszewski 1975). Wisła uchodziła do morza eemskiego, a jej spadek w młodszej części eemu był zapewne nieco mniejszy niżeli obecnie. W dolinie górnego i środkowego Niemna na początku interglacjału eemskiego (muraWińskiego) występowało słabe rozcinanie, które później zostało zastąpione przez akumulację i boczną migrację koryta (Voznyachuk, Val'chik 1978). Miąższość zróżnicowanych facjalnie aluwiów o sekwencji normalnej wynosi około kilkunastu metrów. Spadek rzeki był zbliżony do współczesnego.

Rozwój doliny Wołgi w interglacjale eemskim (mikulińskim) był uwarunkowany przez wiele czynników regionalnych, a nawet lokalnych, które decydowały o procesach czy składzie aluwiów (Moskwitin 1958; Obiedientowa 1977). Erozja dominowała w dolnym odcinku doliny na początku i u schyłku interglacjału. Natomiast w okresie optimum procesy erozyjne osłabły na całej długości doliny, a dna dolin jej dopływów, np. Oki, były szerokie i zabagnione, a aluwia słabo zróżnicowane facjalnie (Asew 1959). Ujście Wołgi znajdowało się około 300 km dalej na południe od współczesnego, gdyż Morze Kaspijskie było wtedy znacznie mniejsze.

Ostatnie wielkie zmiany w systemach rzecznych Europy rozpoczęły się wraz z deglacjacją lądolodu i lodowców vistuliańskich. Nastąpiła wtedy wyraźna transgresja morska, zmiana klimatu i przemieszczanie stref fizycznogeograficznych oraz gwałtowny rozwój kultur człowieka w holocenie, co doprowadziło do wykształcenia dzisiejszego oblicza Europy (Starkel 1977b, 1979; Tyraček 1995; Walker 1995).



### 1.3. NEOLITYZACJA I PRZEMIANY GOSPODARCZE

Przełomem w rozwoju dziejowym i w holocenijskiej ewolucji środowiska było wprowadzenie uprawy roślin i hodowli zwierząt, tzw. neolityzacja. W konsekwencji następowało przejście do osiadłego trybu życia. Intensywna eksploatacja zasobów określonych środowisk i przekształcanie ich w pola oraz pastwiska powodowała, po raz pierwszy w dziejach człowieka, jego istotną ingerencję w środowisko naturalne. Zmiany te prowadziły do odlesienia i nasilenia procesów erozyjnych. Następowaly one jednak w Europie w różnym czasie i z różnym nasileniem (Kaczanowski, Kozłowski 1998; Kozłowski 1999; *Archeologia Belarusi* 1997, 1999, 2000, 2001).

Neolityzacja Europy postępowała od 6000 BC na skutek migracji niewielkich grup ludów rolniczo-hodowlanych na północ. Grupy te zajmowały odmienne nisze niż ludność mezolityczna. Wykształciła się wtedy jednolita kultura ceramiki wstęgowej rytej (KCWR) (zachodnia kultura ceramiki linearnej) prowadząca gospodarkę rolną na obszarach lessowych, głównie na obrzeżeniach niskich teras, oraz na gliniastych glebach wysoczyzn morenowych. Trzebież i wypalanie lasów na urodzajnych glebach prowadziła do wieloletniego wykorzystywania pól otoczonych dość zwartymi lasami. Jednak również te lasy były wykorzystywane do wypasu leśnego nie tylko na niżu ale nawet w obszarach górskich Średniogórza (do 1000 m n.p.m.), co potwierdzają dane paleobotaniczne i archeologiczne (Valde-Nowak 1995, 1999). Kultura ta objęła północną część Basenu Panońskiego, Średniogórze Niemieckie, Niż Środkoeuropejski oraz południową część Niżu Wschodnioeuropejskiego (zach. Ukraina, Mołdawia). Pod koniec neolitu (od 4700/4600 BC) kultura ta uległa przeobrażeniu w kulturę ceramiki wstęgowej klutej (głównie obszar Niemiec) oraz kompleks lendzielsko-polgarski i kulturę malicką (południowa Polska). W tym okresie odlesiono i zajęto pod uprawę także wyżej leżące tereny, a wypas bydła powodował, że całkowity powrót lasów na odłogowane pola był niemożliwy.

Od przełomu IV i III tysiąclecia BC obserwujemy prawie w całej Europie wzrost znaczenia gospodarki pasterskiej i większą ruchliwość grup ludzkich. Będ może było to spowodowane osuszeniem klimatu w subboreale, co uwarunkowało zmianę gospodarowania od rolnictwa do nomadycznego pasterstwa. Na ile zwiększone tempo sedymentacji w dolinach rzek, odlesienie i stepowienie krajobrazu następujące w tym okresie było związane z ingerencją człowieka w środowisko, a na ile było to rezultatem zmian klimatu trudno dziś us alić. W starszym eneolicie (4100/3900–3200/3000 BC) nastąpiło ostateczne zakończenie neolityzacji Europy zachodniej i środkowej, w tym Polski. Wymagało to przekształcenia naddunajskiego modelu gospodarki rolniczo-hodowlanej na taki, który mógł być realizowany na glebach piaszczystych i w

innych, mniej korzystnych, warunkach ekologicznych. Wraz z przejściem do eneolitu wzrosła gęstość zaludnienia i intensywność eksploatacji rolniczo-hodowlanej środowiska. Rozległą uprawę obszarów wysoczyznowych umożliwiło pojawienie się na przełomie V. i IV. tysiąclecia BC sprzężajnego rolnictwa (radło ciągnięte przez zwierzęta). Taki typ gospodarki ukształtował się na Niżu Europejskim w obrębie kultury pucharów lejkowatych (KPL). Kultura ta objęła obszar od Holandii poprzez Niemcy aż po Wołyń i dorzecze Dniestru, pasem o szerokości od północnej Polski aż po Czechy i Dolną Austrię. W młodszym eneolicie (II połowa IV. tysiąclecia BC) nastąpiło przejście do typowej gospodarki pasterskiej realizowanej przez kulturę amfor kulistych, a później kulturę ceramiki sznurowej (kultura toporów bojowych). W młodszym eneolicie zupełnie odmiennie przebiega rozwój obszarów północno-wschodniej Polski i północnej części Niżu Wschodnioeuropejskiego, w tym Białorusi. Na obszary te nie docierały wpływy neolitu naddunajskiego, również wpływ kultury pucharów lejkowatych, zamykającej etap neolityzacji Europy, był bardzo słaby i ograniczony. Dlatego przetrwały tu, aż do połowy III. tysiąclecia BC, mezolityczne kultury zbieracko-łowiecko-rybackie (niemeńska, Narva, ceramiki grzebykowej) określane również mianem mezolitu ceramicznego (Kozłowski 2005).

We wczesnym brązie migracje nomadyczno-hodowlanej kultury pucharów dzwonowatych, która rozwinęła się w Europie zachodniej, spowodowały rozwój nowych kultur episznurowych na obszarze środkowej Europy: strubińskiej (Bawaria), unietyckiej (Saksonia, Turyngia, Dolny Śląsk, Czechy), mierzanowickiej (dorzecze górnej i środkowej Wisły). W starszym brązie (1700/1600–1400/1300 BC) następuje okres wędrówek ludów. Koczownicze plemiona z wyspecjalizowanym pasterstwem prowadziły walki z kulturami rolniczymi. Te przyczyny kulturowe, a być może również wyjąłowanie lekkich gleb piaszczystych, doprowadziły do zaniku ośrodków wczesnobrązowych. Jedynie kultura trzciniecka (1800–1300 BC), obejmująca lessowe obszary dorzecza Wisły, górnego Dniestru i Dniepru, zachowała rolniczy charakter gospodarki, uzależniony ściśle od warunków glebowych. W środkowym i młodszym brązie na obszarze zachodniej i środkowej Europy doszło do unifikacji kulturowej – szerzenia się kultur pól popielnicowych: pilińskiej (basen środkowego Dunaju), łużyckiej (Czechy, Morawy, Polska, wsch. Niemcy), południowoniemieckiej (pd. Niemcy), środkowodunajskiej (Austria, Morawy, Węgry), dolnoreńskiej (zach. Niemcy), francusko-katałońskiej (Francja, Hiszpania). W okresie tym wzrosła rola i intensywność rolnictwa, dominował osiadły tryb życia, jednak stopień rozwoju kulturowo-gospodarczego w różnych kulturach był bardzo zróżnicowany. Maksymalny rozwój notuje się na Słowacji, Węgrzech, w Austrii, pd. Niemczech. Kultury te (np. łużycka) w późnym

brązie skolonizowały nowe obszary na niżu oraz pogórzach i zajęły pod uprawę także mniej urodzajne, piaszczyste gleby.

We wczesnej epoce żelaza (okres halsztacki), od VIII w. BC, na obszarze dawnej kultury pól popielnicowych, od wschodniej Francji aż po dorzecza Renu, Dunaju, Łaby i Odry, rozwija się kultura halsztacka, która powstawała pod wpływem najazdów nomadów (Kimmerów) i wpływów śródziemnomorskich. W tym okresie większość obszaru Polski zajmowała kultura łużycka. Typ gospodarki od epoki brązu nie uległ istotnym zmianom i np. we wczesnej epoce żelaza brak jest śladów hutnictwa żelaza na obszarze Polski. Dopiero u schyłku okresu halsztackiego następuje duża koncentracja ludności w grodach, co mogło prowadzić do przekroczenia wydajności środowiska. Nałożyły się na to zmiany klimatyczne na początku subatlantyku, co w konsekwencji na północy Europy spowodowało zmiany sposobu uprawy ziemi – porzucenie gleb ciężkich i zakładanie pól na glebach lżejszych, piaszczystych. Zmiany te wywołały reorganizację sieci osadniczej. Późniejsze najazdy scytyjskie i sarmackie spowodowały upadek kultury łużyckiej i kryzys osadniczy. Pod koniec tego okresu na obszarze Polski rozwinęła się kultura pomorska, która tworzyła bardziej rozproszone struktury osadnicze niż poprzednio. Mobilne, niewielkie grupy ludności zajmowały się rolnictwem na suchszych, wyżej położonych glebach. Dalej na wschód, w północno-zachodniej części Niżu Wschodnioeuropejskiego rozciągały się obszary zajęte przez kultury kurhanów zachodniobałtyjskich i ceramiki sztrychowanej. Rolnictwo odgrywało tu zdecydowanie mniejszą rolę, podstawą była hodowla, a znaczną rolę pełniło zbieractwo i łowiectwo.

W okresie przedrzymskim (cztery ostatnie stulecia BC) w południowej części środkowoeuropejskiego Barbaricum rozwijają się kultury związane z Celtami: lateńska, puchowska. Skoncentrowane w dużych ośrodkach hutnictwo żelaza (np. Góry Świętokrzyskie) prowadziło do rozwoju technologicznego w rolnictwie. Wprowadzono radlice i kroje płużne z żelaza, pierwsze żniwiarki. Osady tych kultur lokowane były na dobrych glebach południowych Niemiec, Morawach, Słowacji, Dolnym Śląsku i w Małopolsce. Na północ od kultur celtyckich, w zachodniej części Niżu Środkowoeuropejskiego rozwijał się krąg jastorfski, w środkowej Polsce kultura przeworska, a w północnej oksywska. Osady tych kultur położone są niżej niż osady pomorsko-kloszowe, co spowodowane było prawdopodobnie zmianami klimatycznymi i różnicami w gospodarce. Od II w. BC nastąpiły zmiany w strukturze gospodarki rolnej. Spadła rola gospodarki przerzutowo-wypaleniskowej na rzecz dominującej przemienno-odłogowej. Zmieniły się sposoby uprawy ziemi, gdyż narzędzia motykowe zostały zastąpione przez radła rylcowe i płozowe (spulchnianie ziemi przez rycie bruzd). Orka była prowadzona poprzecznie lub wie-

lokierunkowo. Rozpowszechnienie radlic umożliwiło zmiany osadnicze, np. kultura przeworska zajęła pod uprawę ciężkie gleby. Hodowla (bydło, trzoda) miała mniejsze znaczenie niż rolnictwo, a marginalnie zajmowano się łowiectwem i rybołówstwem. Dalej na wschód, zarówno na obszar dorzecza środkowego Dniepru (kultura zarubiniecka), jak i szczególnie w północno-zachodniej części Niżu Wschodnioeuropejskiego (kultura kurhanów zachodniobałtyjskich, kultura ceramiki sztrychowanej), wpływy kultury lateńskiej docierały tylko w niewielkim stopniu. Panował na tych terenach zupełnie odmienny obraz kulturowy i model społeczno-gospodarczy typowy dla starszych okresów (schyłek brązu i wczesna epoka żelaza). Gospodarka rolniczo-hodowlana uzupełniana była w znacznym stopniu przez zbieractwo, łowiectwo i rybołówstwo, a produkcja żelaza była znikoma.

W okresie rzymskim zmiany na obszarze Barbaricum miały znacznie mniej radykalny charakter niż w poprzednim. Wraz z rozwojem kręgów i regionów kulturowych następowała stopniowa unifikacja kulturowa tego obszaru, szczególnie w części zachodniej i środkowej aż po dorzecze Wisły. Na obszarze Swebii Tacyta wyróżnia się kulturę Germanów reńsko-wezerskich, krąg nadłabski (Niemcy, Czechy, Słowacja), kulturę wielbarską i przeworską (Polska). W pierwszym stuleciu po Chrystusie (faza B1) na obszarach zajmowanych przez kulturę przeworską zwiększała się gęstość zaludnienia i wyodrębniały się skupiska osadnicze (np. Kujawy) oddzielone od innych pustkami (np. większość Górnego Śląska, dorzecza górnej Pilicy i Warty). Zajęte zostały też nowe obszary (np. na Dolnym Śląsku czy Opolszczyźnie). W kolejnych dziesięcioleciach (faza B2) w dalszym ciągu rosła gęstość zaludnienia, powstawały nowe skupiska osadnicze. Zaznaczyła się ekspansja tej kultury w kierunku południo-wschodnim, jednak na Mazowszu i Podlasiu została ona zastąpiona kulturą wielbarską. W III w. kultura przeworska wkroczyła w obszar beskidzki. Od końca III w. (faza C1b) i w IV w. na obszarze środkowej Europy, ale tylko zajęty przez kulturę przeworską, powstały duże, a może raczej długotrwałe (por. Dobrzańska 1990; Dobrzańska i in. 2004) ośrodki garncarskie (np. rejon podkrakowski). Obszary w strefie leśnej i leśno-stepowej wschodniej Europy podlegały mniejszym wpływom rzymskim (kultura zarubiniecka i kultury postzarubinieckie, kultura ceramiki sztrychowanej i kultura dnierzańsko-dźwińska) i wykazywały mniej zaawansowany poziom rozwoju społeczno-gospodarczego, taki sam jak w okresie lateńskim i niewiele odbiegający od wczesnej epoki żelaza. Na podłożu postzarubinieckim wykształciła się w III w. kultura kijowska (grupa środkowo- i górnodnierzańska, naddesneńska, dnierzańsko-dońska) stanowiąca pośredni etap rozwoju pomiędzy kulturami środkowoeuropejskimi, a wschodnioeuropejskimi kulturami strefy leśnej.

W okresie wędrówek ludów (V–VI w.), który zapoczątkowała ekspansja Hunów na stepy czarnomorskie, nastąpiły daleko idące zmiany. Ruchy ludności spowodowały wyludnienie pewnych obszarów w Europie środkowej. Tak stało się w dorzeczu górnej Wisły zajęтым przez kulturę przeworską, gęsto zasiedlonym w I. poł. V w. i pozbawionym osad w II. poł. V w., na Śląsku, gdzie zanik osadnictwa nastąpił już w IV/V w., czy na Mazowszu i Podlasiu w V w. Tego typu nieciągłości kulturowej brak jest jednak w środkowej Polsce lub na północy w kręgu kultur zachodniobałtyjskich. W V w. w dorzeczu górnego Dniepru i Desny na bazie kultury Kołoczin, wywodzącej się z kultury kiowskiej, pojawiają się Słowianie. Stworzyli oni kilka jednostek kulturowych (praska, Korczak, Pieńkówka, Kołoczin, Banczerowszczyzna-Tuszeźla). Od tego czasu rozpoczyna się ich kilkunastomilionowa migracja na zachód, południe i północ, która objęła znaczną część środkowej, południowej i wschodniej Europy. Od VI w. na obszary południo-wschodniej Polski, wcześniej opuszczone przez kulturę przeworską, zaczyna napływać ludność słowiańska (Sklawiniowie). W drugiej poł. VI w. i VII w. Słowianie zajęli Pomorze, Morawy, Czechy i międzyrzecze Odry i Łaby. Na obszarze Polski (kultura praska) lokowali swoje niewielkie siedziby w pobliżu regionów o zróżnicowanym środowisku, często w pobliżu cieków na terasach nadzalewowych lub wzniesieniach wśród bagien. Tylko lokalnie tworzyli większe skupienia osadnicze (Kraków Nowa Huta-Igołomia), podobne do osiedli na Ukrainie. Gospodarka opierała się na rolnictwie z dużym udziałem hodowli (bydło). Spore znaczenie miało również łowiectwo, rybołówstwo i zbieractwo. Brak było centrów produkcji żelaza. Od VII w. zaczęła ponownie rosnąć gęstość zaludnienia i stopniowo zagęszczała się sieć osadnicza (pierwsze grodziska). Jednak brak było w tym okresie istotnych zmian w stosunkach gospodarczych. Dopiero następnego stulecia przyniosą zmiany społeczno-gospodarcze, które doprowadziły do powstania pierwszych struktur państwowych na obszarze środkowej i wschodniej Europy.

#### 14. ŚRODOWISKO GEOGRAFICZNE I GRANICE OBSZARU BADAŃ

Od neoplejstocenu na obszarze perybałtyckim i peryglacialnym wyodrębnił się jako całość obszar dzisiejszej Europy środkowej (ryc. 1) położony pomiędzy dwoma pasażami europejskimi: północnomorsko-adriatyckim na zachodzie i bałtycko-czarnomorskim na wschodzie (Wojtanowicz 1999). Odnosi się to szczególnie do warunków klimatycznych, które były w eemie zbliżone do współczesnych, oraz florystycznych (Zelikson 1983; Starkel 1989b; Wojtanowicz 1999). Również w okresie maksimum ostatniego zlodowacenia obszar ten, ograniczony przez izotermy średniej rocznej temperatury 0°C na zachodzie i -10°C na wschodzie, zaznaczał swoją odrębność (Panov 1964; Griczuk



Ryc. 1. Podział fizycznogeograficzny Europy (Wojtanowicz 1999). 1 – geometryczny środek Europy, 2 – pasáže europejskie: (a) – pasaż bałtycko-czarnomorski (ok. 1200 km), (b) – pasaż północnomorsko-adriatycki (ok. 950 km), 3 – granice części Europy w podziale fizycznogeograficznym: CE – Europa środkowa, WE – Europa zachodnia, EE – Europa wschodnia, NE – Europa północna, SE – Europa południowa

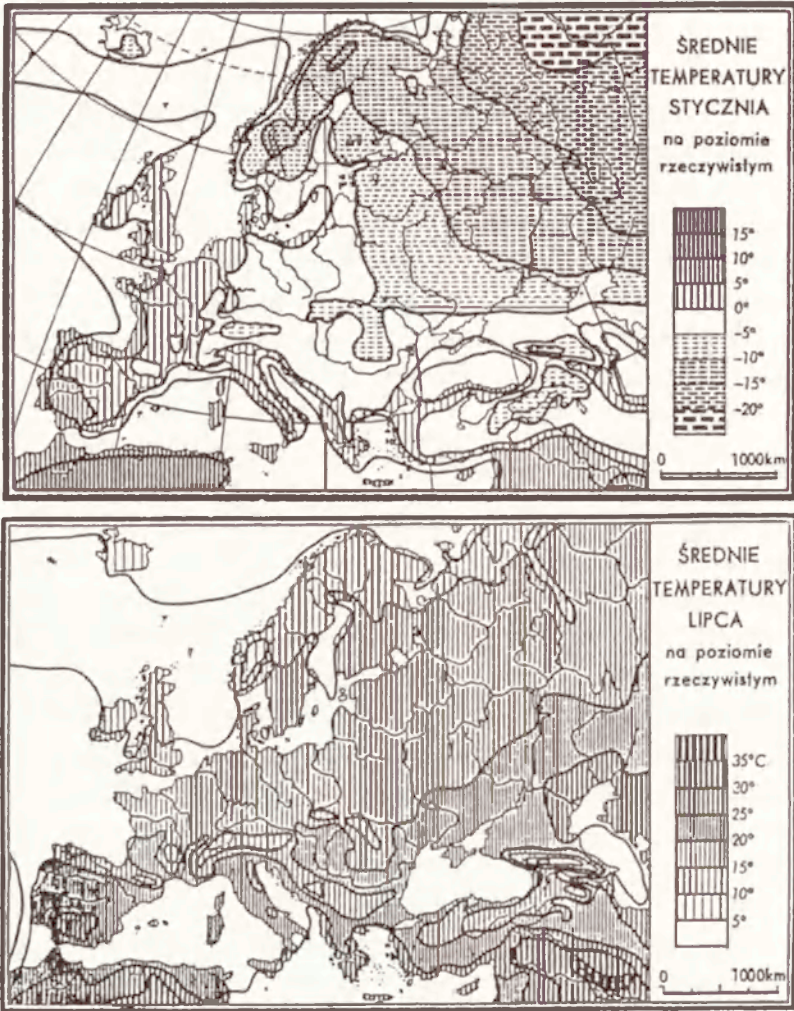
Physicogeographical division of Europe (Wojtanowicz 1999). 1 – geometrical centre of Europe, 2 – European passages: (a) – Baltic-Black Sea passage (about 1200 km), (b) – North Sea-Adriatic passage (about 950 km), 3 – boundaries of the parts of Europe in the physicogeographical division: CE – Central Europe, WE – Western Europe, EE – Eastern Europe, NE – Northern Europe, SE – Southern Europe

1973). Głównymi cechami wyróżniającymi tej części Europy są mozaikowość i przejściowość komponentów środowiska geograficznego.

Jeśli opierać się na granicach zaproponowanych przez J. Wojtanowicza (1999) to obejmuje ona Nizinę Środkowoeuropejską (Niemiecką i Polską) i Wschodnioeuropejską od Renu aż po Dniepr-Dźwinę na wschodzie (ryc. 1). Obszary nizinne mają rzeźbę polodowcową w różnym stopniu zniszczoną wyrównaną. Najświeższa, akumulacyjna rzeźba młodoglacjalna występuje na północ od linii Hamburg-Leszno-Wilno-Wołogda, w obszarze ostatniego zlodowacenia. Od południa Nizinę Środkowoeuropejską ogranicza strefa starych gór i wyżyn o średnich wysokościach, z rzeźbą erozyjną. Jednak granica południowa jest niewyraźna, gdyż nizinny krajobraz wkracza w hercyńskie baseny i na wyżyny. Najbardziej na południu rozciągają się obniżenia przedalpejskie i przedkarpackie ograniczone od południa młodymi górami alpejskimi o znacznych wysokościach. Te młode systemy alpejskie będą stanowić dla nas południową granicę rozpatrywanego obszaru, gdyż stanowią one bardzo wyraźną barierę. Wypiętrzane Karpaty i obniżany Basen Panoński (por. Nador i in. 2003), wliczane do Europy środkowej przez J. Wojtanowicza (1999), są wyraźnie różnymi obszarami fizycznogeograficznymi, których czwartorzędowa ewolucja przebiegała odmiennie niż obszarów położonych na północ (Mojski 1993). Dlatego nie będą one w dalszej części tej pracy rozpatrywane.

Rozczłonkowanie kontynentu oraz ukształtowanie pionowe ułatwiają dalekie oddziaływanie Atlantyku w środkowej części Europy, natomiast układ gór ogranicza północny zasięg klimatu podzwrotnikowego (por. Lewin i in. red., 1995). Dlatego obszar nizin i wyżyn cechuje się dużą zmiennością klimatu w kierunku równoleżnikowym od oceanicznego po kontynentalny. Jednak za cechę typową dla Europy środkowej można uznać przejściowość jej klimatu, co odzwierciedla się w dużej niestabilności pogody. Obejmuje ją jedna dziedzina klimatów umiarkowanych morskich, gdyż wpływy oceaniczne sięgają do linii Dniepru-Dźwiny i tylko dotąd występują w zimie odwilże (ryc. 2, 3).

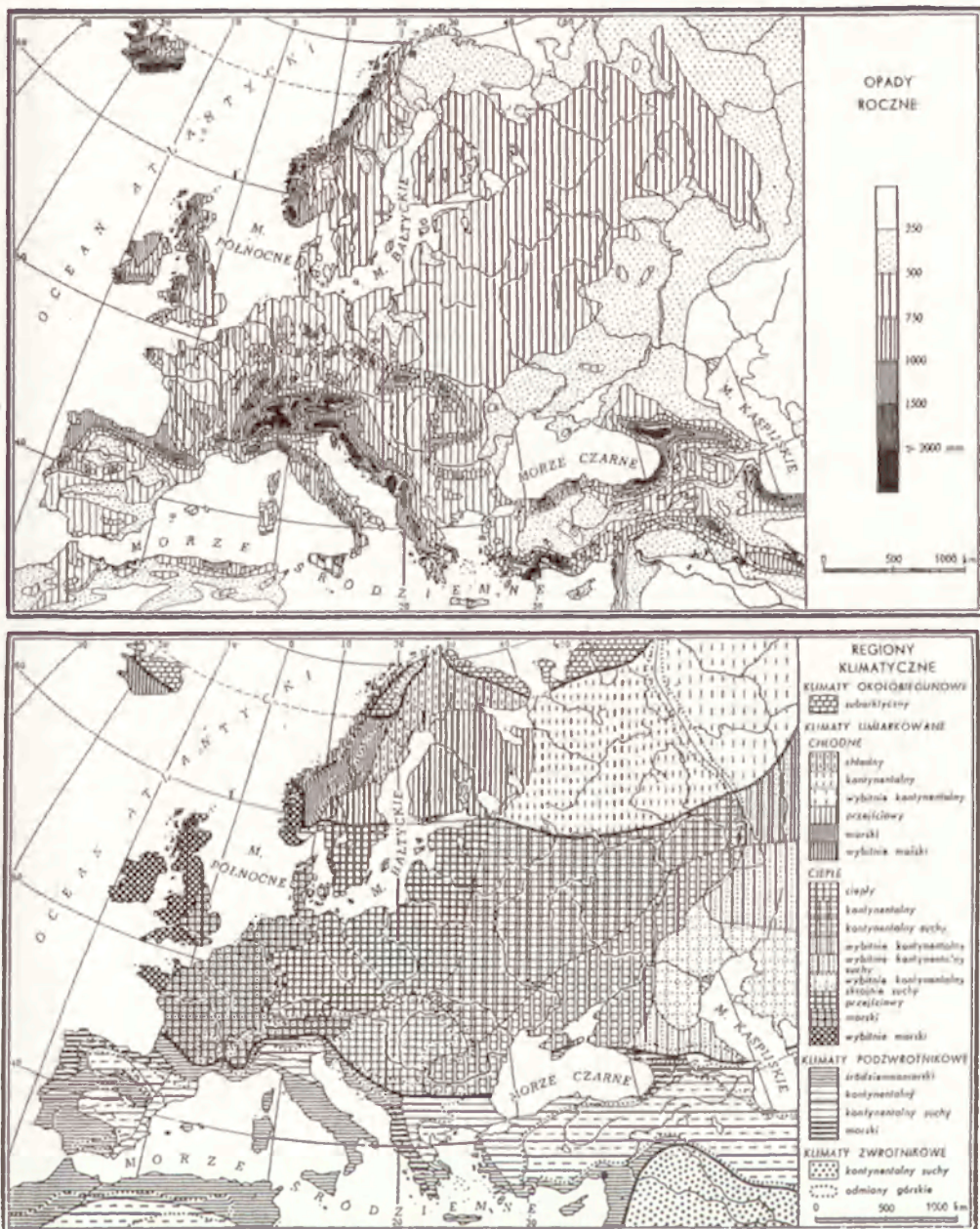
Izotermy stycznia przebiegają w tej części Europy niemal południkowo, a izoterma  $0^{\circ}$ , oddzielająca obszary z zimą łagodną na zachodzie od obszarów z zimą mroźną na wschodzie, przebiega od Cieśnin Duńskich do Renu i dalej do zachodnich podnóży Alp (ryc. 2). Od wschodu ogranicza obszar izoterma  $-6^{\circ}$  niemal pokrywająca się z linią Dniepr-Dźwina. Oprócz wąskiego pasa wzdłuż Renu mrozy trwają na tym obszarze 2–4 miesiące. Izotermy lipca przebiegają równoleżnikowo, a izoterma  $20^{\circ}$ , oddzielająca obszary o upalnych latach od obszarów o ciepłych latach, stanowi na dużych odcinkach południową granicę badanego obszaru. Izoterma ta biegnie po północnej stronie Pirenejów i Alp, zachodniej stronie Gór Dynarskich i wschodniej stronie Rodopów, Sta-



Ryc. 2. Charakterystyka klimatu Europy: średnie temperatury stycznia i lipca (Czepe 1976)

Climate of Europe: mean temperature of January and July (Czepe 1976)



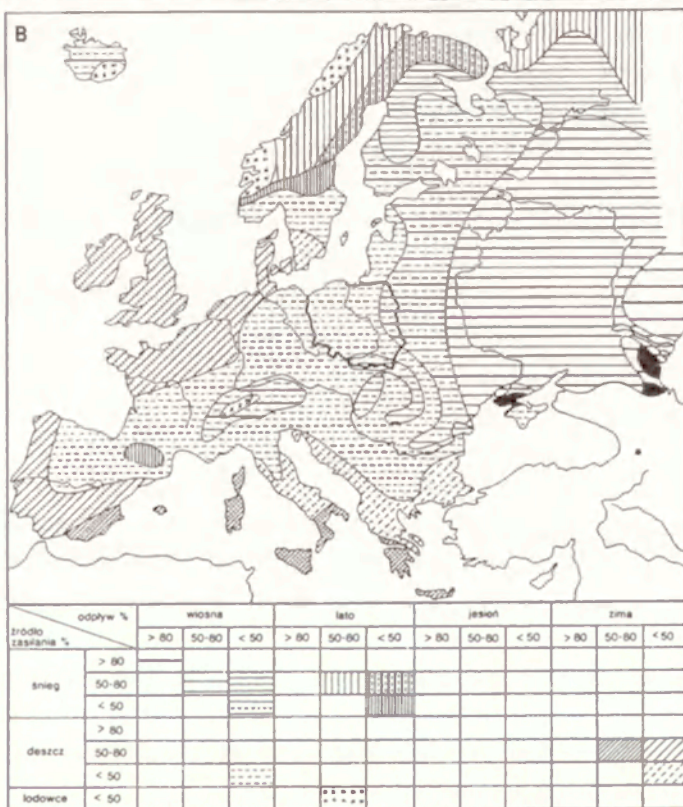
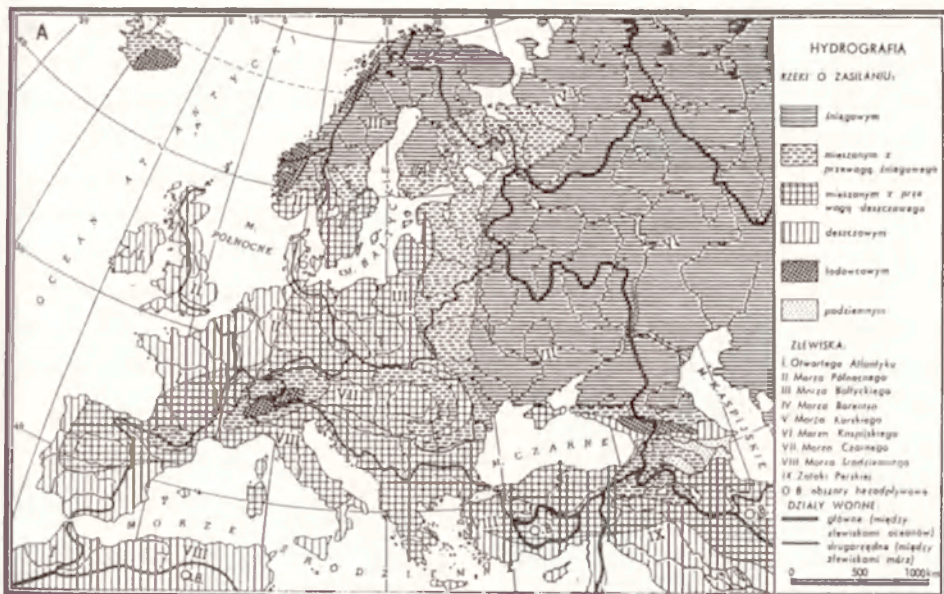


Ryc. 3. Charakterystyka klimatu Europy: opady roczne i regiony klimatyczne (Czepe 1976)  
 Climate of Europe: mean annual precipitation, climatic regions (Czepe 1976)

rej Płaniny i Karpat Wschodnich, po czym skręca ku północnemu-wschodowi w kierunku Kujbyszewa, co dobrze odzwierciedla klimatyczną rolę pasm górskich. Najbardziej północne obszary nizin mają temperatury lipca niższe tylko o 2–3°. Roczne amplitudy temperatury w Europie środkowej są niewielkie i zawierają się pomiędzy 17,5° na zachodzie a 25° na wschodzie (Czepe 1976).

Średnia roczna ilość opadów waha się od 500 do 2000 mm, a ich ilość rośnie na ogół ku zachodowi i w miarę wzrostu wysokości (średniogórza) osiągając maksymalne wysokości w masywach górskich ograniczających pas nizin i wyżyn od południa (ryc. 3). Opady występują w ciągu całego roku, jednak na całym obszarze Europy środkowej przeważają opady letnie, co odróżnia ją od obszarów położonych na zachód od Renu, gdzie przeważają opady jesienno-zimowe. Na północ od alpejskiej i karpackiej bariery maksimum opadów przypada na lipiec, natomiast na południe od niej na czerwiec. Pokrywa śnieżna w Europie, poza górami, utrzymuje się krótko na zachodzie (poniżej 1 miesiąca przy częstych odwilżach) i znacznie dłużej na wschodzie (około 3 miesiące) (Czepe 1976).

W przeciwieństwie do homogenicznej Niziny Wschodnioeuropejskiej, gdzie rozwinęły się potężne systemy rzeczne o dorzeczach przekraczających 200 tys km<sup>2</sup>, Europa środkowa jest silniej rozczłonkowana i dlatego tego typu systemy rzeczne występują tylko na jej obrzeżeniach (Ren, Dunaj, Dniepr). Obszar ten, poza dorzeczem górnego Dunaju, Dniestr i Dniepru, które należą do zlewiska Morza Czarnego, odwadniany jest do Bałtyku i Morza Północnego (ryc. 4). Dla układu sieci rzecznej dorzeczy Wezery, Łaby, Odry, Wisły charakterystyczne jest silniejsze rozwinięcie prawych dopływów, co związane jest z układem pradolin. Jednak w pozornie dość homogenicznej Europie środkowej rzeki różnią się między sobą pod względem sposobów zasilania, spadków i przepływów, czasu zamarzania itp., gdyż reżim rzek kształtowany jest głównie przez ukształtowanie powierzchni i cechy klimatu. Większość dużych i długich rzek ma ustrój złożony, zmieniający się wraz z ich biegiem. W Niemczech, Polsce i Białorusi występuje środkowoeuropejski typ reżimu rzecznoego, przejściowy między atlantyckim (wysokie i wyrównane wodostany przez cały rok) a wschodnioeuropejskim (wysokie i długotrwałe wiosenne wezbrania roztopowe tzw. połowodie). Rzeki środkowoeuropejskie od Renu aż po Dniepr mają zasilanie mieszane (pluwialno-niwalne), przy czym udział zasilania deszczowego przeważa na zachodzie i maleje ku wschodowi, gdzie dominuje zasilanie śnieżne. Zasilanie śnieżne przeważa również w rzekach karpackich i alpejskich, a górne biegi tych ostatnich mają zasilanie lodowcowe. We wszystkich jednak tych przypadkach zasilanie dominujące nie przekracza 50% (Lwowicz, Owczinnikowa 1964; Dynowska 1971).



Ryc. 4. Hydrografia i reżimy hydrologiczne rzek w Europie: A (Czeppe 1976) i B (Łwowiec, Owczinnikowa 1964)

Hydrography and hydrological regime of European rivers: A (Czeppe 1976) i B (Łwowiec, Owczinnikowa 1964)

Najniższe stany rzek przypadają na jesień i zimę. Okres zlodzenia rzek środkowoeuropejskich skraca się ze wschodu na zachód od 120 dni na Dźwinie i Dnieprze, około 60 dni na Wiśle pod Warszawą, 39 dni na Łabie pod Hamburgiem do około 20 dni na Renie pod Kolonią.

Dominuje odpływ wiosenny, nie przekraczający jednak 50% odpływu rocznego (Lwowicz, Owczinnikowa 1964), gdyż rzeki mają dwa wysokie wodostany: wiosenny – związany z roztopami, i letni – z opadami. Ten ostatni jest wyraźniejszy w rzekach mających swoje źródła w górach lub mających liczne dopływy karpackie lub alpejskie, co w znaczący sposób modyfikuje reżim górnej Wisły i Dunaju, rzek płynących kotlinami przedgórkami (Dynowska 1971; Soja 1997).

W półroczu zimowym występują wezbrania (Lambor 1954; Mikulski 1963; Soja 1997):

– **roztopowe** – przeważające na obszarach nizinnych i związane z gwałtownym topnieniem śniegu (roztopy adwekcyjne, a szczególnie adwekcyjno-opadowe i opadowe). Przy roztopach radiacyjnych (solarnych), typowych dla klimatu kontynentalnego, rytm odpływu nawiązuje do dobowych wahań temperatury, podobnie jak przy zasilaniu lodowcowym. Wezbrania roztopowe dominują na wschodnich obszarach.

– **zatorowo-lodowe** – towarzyszące zwykle roztopom, gdy spiętrzenie wywołane jest zatorem w czasie spływu lodów. Powodziom tym sprzyja południowy układ biegu głównych rzek zlewiska bałtyckiego. Szybsze topnienie lodów w południowej części dorzecza powoduje gromadzenie się spływającego lodu w niższym biegu. Ich powstawaniu sprzyjają odcinki meandrowe, z przeszkodami w korycie, np. powalone pnie drzew.

– **zatorowo-śryżowe** – występujące lokalnie (XII–I) na rzekach nizinnych, gdy przekrój rzeki zostanie zamknięty przez śryż.

Powodzie półroczna letniego spowodowane są lokalnymi (obszar maksymalnie 100–150 km<sup>2</sup>) opadami ulewnymi (wezbrania opadowo-nawalne, głównie VII–VIII) lub rozlewnymi (wezbrania opadowo-rozlewnne, głównie VI–IX), które trwają dłużej i obejmują większe obszary (Starkel 1996; Soja 1997).

Gleby dominujące na obszarach Niziu Środkowoeuropejskiego to strefowe gleby brunatnoziemne i bielicoziemne, przy czym udział tych ostatnich rośnie ku wschodowi wraz z postępującą kontynentalizacją klimatu (Bednarek, Prusinkiewicz 1977). Na lessach spotykanych głównie na obszarze starych gór i wyżyn oraz w kotlinach przedgórkich rozwinęły się czarnoziemy, natomiast w dolinach rzecznych dominują mady (ryc. 5).

Obszar badań obejmuje jedną prowincję geobotaniczną, niżowo-wyżynną, środkowoeuropejską, w której panowały lasy liściaste i mieszane (Medwecka-Kornaś 1977) (ryc. 5). Szata roślinna uległa jednak bardzo dużym zmia-



Ryc. 5. Gleby i strefy roślinne Europy (Czepe 1976)  
Soils and vegetation zones of Europe (Czepe 1976)



Ryc. 6. Główne czynniki kontrolujące późnoglacialną i holocেনską ewolucję systemów fluwialnych w Europie (Starkel 1995c, częściowo zmodyfikowane). 1 – strefa ostatniego zlodowacenia i deglacjacji, 2 – stare peryglacialne niziny, wyżyny i średnio-górze (klimat i roślinność są głównymi czynnikami kontrolującymi), 3 – góry i kotliny z tektonicznym czynnikiem kontrolującym

Leading controlling factors of the evolution of fluvial systems in Europe during Late Glacial and Holocene (Starkel 1995c, slightly modified). 1 – zone of last glaciation and deglaciation, 2 – former periglacial plains and uplands (climate and vegetation are main controlling factors), 3 – mountains and basins controlled by tectonic factors

nom wskutek narastającej atropopresji (Kornaś 1977), a odlesienie obszarów osiągnęło ogromne rozmiary i współcześnie formacje drzewiaste, w zdecydowanej większości wtórne, zajmują tylko około 1/3 powierzchni (Mydel, Groch, red. 2000).

Wszystkie systemy rzeczne Europy Środkowej należą w zasadzie do jednej strefy klimatyczno-roślinnej (typ 1.3 wg L. Starkla 1979), choć oczywiście nie należy zapominać o wzrastającym na wschód kontynentalizmie i piętrowości. W rozważaniach nie będą uwzględniane najwyższe, górskie części dorzeczy, a także najniższe, ujściowe odcinki dolin, co pozwoli uniknąć wpływu

postglacjalnych wahań poziomu Atlantyku i Bałtyku, choć ostatnie badania V. Florka (1991) wskazują na to, że wpływ ten jest przestrzennie bardzo ograniczony. Ruchy neotektoniczne (np. Meshcheryakov 1961) na obszarze środkowoeuropejskim na północ od Alp i Karpat są stosunkowo niewielkie, choć oczywiście poszczególne regiony, które rzeki przecinają na swojej drodze oznaczają się odmiennymi tendencjami. Także ruchy glaciostatyczne były tu stosunkowo niewielkie, a na pewno nie osiągały wartości charakterystycznych dla Półwyspu Skandynawskiego czy nawet Estonii (por. Eberhards, Miidel 1984; Koutaniemi 1987; Raukas, Miidel 1995). Dlatego wydaje się, że ruchy pionowe, biorąc pod uwagę również krótkie ramy czasowe (około 15 000 lat), miały niewielki wpływ na postglacjalną ewolucję dolin rozważanego obszaru i mogą być uwzględniane tylko jako jeden z lokalnych czynników, nie wpływający w sposób istotny na generalne tendencje rozwoju (ryc. 6). W tym stosunkowo homogenicznym zbiorze cieków środkowoeuropejskich można jednak wydzielić kilka grup różniących się wpływem vistuliańskiego lądolodu i lodowców na przepływy, obciążenie, spadek i długość rzek (klasyfikacja wg Starkla 1979 i typologia wg Starkla 1991). Do pierwszej zaliczyć należy Łen i Dunaj oraz ich alpejskie dopływy, zasilane przez lodowce górskie i wysokie opady letnie, i mocno obciążone materiałem, a w holocenie wartości wszystkich tych parametrów zmalały w stosunku do późnego glaciału (typ 2.1. oraz g). Do drugiej należą rzeki nizinne (np. Niemen, Dźwina) i mające źródła w niezlodowaconych górach (np. Wisła), których dolne odcinki były blokowane przez lądolód vistuliański, a w późnym glacie i holocenie nastąpiło głębokie rozcięcie i zmiana kierunku ich płynięcia (typ 2.2. i odpowiednio typ d oraz f). Do trzeciej grupy należą rzeki (np. Dniepr, Berezyna), których odbywał się odpływ wód proglacjalnych na południe, a w okresie deglacjacji nastąpił gwałtowny i bardzo duży spadek ich przepływów (typ 2.3. i h). Czwartą grupę stanowią systemy obszaru młodoglacjalnego (np. Dźwina), które powstały dopiero po wycofaniu się ostatniego lądolodu (typ 2.4.). Wreszcie ostatnia grupa to rzeki mające swe źródła w niezlodowaconych górach średnich (np. Wezera, Łaba) lub na nizinach (Prypeć), na których doliny nie podlegały bezpośredniemu wpływowi ostatniego lądolodu (typ 2.5. i odpowiednio typ i oraz k).





## 2. CEL I METODY BADAŃ

### 21. GŁÓWNE KIERUNKI W BADANIACH NAD EWOLUCJĄ DOLIN W MŁODSZYM CZWARTORZĘDZIE

Ewolucja dolin rzecznych w młodszym czwartorzędzie wzbudza zainteresowanie badaczy już od wielu lat i przegląd literatury z lat 50–70. ubiegłego wieku można znaleźć m.in. w pracy L. Starkla (1977a). Na gruncie polskim jedną z ważniejszych koncepcji wypracowaną w tym okresie był schemat zmian rozwinięcia koryt od późnego glacjału (Falkowski 1967, 1970, 1975; Szumański 1977) potwierdzony później datowaniami po raz pierwszy w dolinie Warty i Sanu (Kozarski, Rotnicki 1977, 1978; Szumański 1982). W Niemczech rozwijały się w tym okresie badania geologiczno-dendrochronologiczno-aluwiów (Becker, Schirmer 1977; Becker 1982) i paleopedologiczne, co pozwoliło na wydzielenie w holocenijskich dnach dolin szeregu różnowiekowych włożeń powstających w okresach wzmożonej aktywności fluwialnej (Schirmer 1974; Brunnacker 1978). W literaturze rosyjskojęzycznej, oprócz dotychczas aktualnych prac omawiających aluwia rzek nizinnych strefy umiarkowanej (np. Shantser 1951), pojawiły się opracowania prezentujące skomplikowaną budowę równin zalewowych rzek na Nizinie Wschodnioeuropejskiej (Ciebotareva i in. 1965; Voznyachuk, Val'chik 1978).

Późniejszy międzynarodowy program IGCP-158A (Starkel, Thornes 1981) oraz polskie programy krajowe (CPBP-03.13, MRI-25) koordynowane przez prof. L. Starkla przyczyniły się do rozkwitu tego kierunku badań nie tylko w Polsce, ale w szeregu krajów (Starkel 1991). Prace te były kontynuowane w ramach komisji INQUA-GLOCOPH, a ostatnio przez FLAG (Vandenbergh, Maddy 2001). Zaowocowało to szeregiem monografii (np. Starkel, red. 1982, red. 1987b, red. 1990, red. 1991, red. 1995; Schirmer, red. 1983; Gregory, red. 1983; Gregory i in., red. 1987; Petts i in., red. 1989; Starkel i in., red. 1991; Needham, Macklin, red. 1992; Schellmann, red. 1994; Gregory i in., red. 1995; Gurnell, Petts, red. 1995; Hagedorn, red. 1995; Starkel, Kalicki, red. 1996; Bravard, Prestreau, red. 1997, Kalicki, red. 1997, Benito i in., red. 1998, Brown, Quine, red. 1999; Vandenberghe, Maddy, red. 2000; Bravard, Maddy, red. 2002; Gregory, Benito, red. 2003; Howard i in., red. 2003; Van Baten i in., red. 2003), jak i olbrzymią ilością szczegółowych opracowań i artykułów. Mimo tak licznych prac szereg zagadnień pozostaje otwartych lub dyskusyjnych.

W trakcie badań nad późnoglacialną i holocenią ewolucją dolin rzecznych wyodrębniły się cztery grupy hipotez wyjaśniających przyczyny zmian dynamiki fluwialnej:

1. Za powstawanie teras holoceniowych odpowiedzialne są procesy kierujące autogeniczną dynamiką rzeki, a pozostałe wpływy, jak wahania klimatu czy użytkowanie ziemi, zaznaczały się jedynie jako modyfikacje głównego trendu. Według koncepcji R.D. Heya (1979) rozwój systemu fluwialnego rozpoczyna się od impulsu początkowego, naruszającego stabilność systemu. System dochodzi do kolejnego stanu równowagi, poprzez stopniowo zmniejszające się odchylenia i w końcu ich zanik, o ile nie pojawił się kolejny impuls. Wpływ klimatu na morfodynamikę jest możliwy, ale w największym stopniu uzależniony od stanu systemu fluwialnego (entropii), czy znajduje się on daleko, czy na skraju wartości granicznych mogących wywołać zmiany w systemie. I tak jeśli fluwialny system, a nawet jego odcinek, znajduje się blisko takiej granicy (*threshold*), to jej przekroczenie może wywołać nawet jedno niewielkie zdarzenie – powódź (*event*), natomiast jeśli system jest stabilny, to nawet seria takich zdarzeń (powodzi) może nie spowodować przekroczenia bariery. Teoria ta ma niewielu zwolenników. Jedynie M.W. Buch, K. Heine (1988, 1995) uważają, że zarówno vistuliańska jak i holocenią historia Dunaju poniżej Ratyzbony jest efektem takiego wewnątrzsystemowego (autogenicznego) rytmu cyklu erozyjno-akumulacyjnego niezależnego od wahań klimatycznych, a także czynnika antropogenicznego.

2. Bardzo duża grupa badaczy uważa, że przebieg procesów erozji i akumulacji fluwialnej był uwarunkowany globalnymi wahaniami klimatu, a wpływy antropogeniczne miały znaczenie drugorzędne (np. Žebera 1958; Grove 1966; Starkel 1983, 1985; Bravard, Bethemont 1989; Růžicková i in. 1993; Růžicková, Zeman 1994a). Idea uwarunkowanych klimatycznie faz wzmożonej akumulacji, której początki sięgają jeszcze prac C. Trolla (1957) o stożkach fluwialnych, została wypracowana w Niemczech przez K. Brunnackera (Brunnacker i in. 1976; Brunnacker 1978) i jego kontynuatora W. Schirmera (1973, 1983, 1995) wraz z uczniami (np. Schellmann 1990; Feldman 1991a, b). K. Brunnacker (1978) wyróżnił 7 faz aktywnych (Aktivitätsphasen) nad dolnym Renem, a W. Schirmer (1995) 7 teras holoceniowych nad górnym Mennem oraz we wszystkich badanych dolinach niemieckich. Ostatnio 7 teras zostało znalezionych przez badaczy niemieckich nawet nad Dniestrem (Huhmann, Brückner 2002; Huhmann i in. 2004). Na grunt Polski idea faz została przeszczepiona przez L. Starkla (Alexandrowicz i in. 1981) i była rozwijana, weryfikowana i uszczegółowiana w ośrodku krakowskim (np. Starkel 1983; Kalicki 1991c; Starkel i in. 1996). Również na innych obszarach Europy, zarówno w klimacie morskim jak i kontynentalnym, wydzielonych zostało sze-

reg faz o różnej częstotliwości powodzi. Dla rzek brytyjskich fazy powodzi korespondują ze zmianami hydrologicznymi mającymi miejsce w Wielkiej Brytanii, Skandynawii i północnej Europie (Macklin, Needham 1992; Macklin, Lewin 1993). Również we wschodniej Europie stwierdzono fazy akumulacji i powstawania gleb na równinach zalewowych (np. Alexandrovskiy, Krenke 2004) i przedstawiono hipotezę o wyraźnie cyklicznym charakterze tych przemian (Sycheva 2003; Sycheva i in. 2003).

3. Druga duża grupa badaczy wyraża przeciwną opinię i uważa, że formowanie równin zalewowych przebiegało w sposób ciągły, a wzrost aktywności fluwialnej i „fazy akumulacji mad” (Auenlehm-Bildungsphasen) były uwarunkowane antropogeniczną ingerencją w środowisko poprzez wylesienie i rolnicze zagospodarowanie dużych obszarów, które rozpoczęło się już w neolicie. Stworzenie krajobrazu rolniczego jest odpowiedzialne za zmiany hydrologiczne i wzrost erozji gleb, a okresy wzmożonej akumulacji korelowane są z fazami prehistorycznego osadnictwa (np. Wildhagen, Meyer 1972a, b; Richter 1986; Klimek 1988; Andel i in. 1990; Hiller i in. 1991; Brown, Keough 1992a, b; Robinson 1992; Rulf 1994b; Beneš 1995; Klimek i in. 1997).

4. Część autorów stara się znaleźć złoty środek i uważa, że dynamika fluwialna w holocenie jest sumarycznym efektem nakładania się na siebie tych trzech elementów w różnych kombinacjach (np. Needham, Macklin 1992, red.; Macklin i in 1992; Berglund 2003; Starkel 2005). Niektórzy badacze sądzą, że klimat grał decydującą rolę, podczas gdy wpływ człowieka miał mniejsze znaczenie (np. Magny, Richard 1992) inni zaś, że proporcje te zmieniały się w czasie i wpływ człowieka był decydujący w ostatnich 2000 lat (np. Starkel 2001, 2005), a lokalne czynniki powodują, że fazy agradacji w różnych dolinach mogą być asynchroniczne (Starkel 1985) i dlatego ich korelacja nawet dla obszarów położonych blisko siebie jest niemożliwa (Lewin 1992). Ten ostatni wniosek wydaje się jednak nieuzasadniony, szczególnie w świetle precyzyjnych i dobrych telekoneksji dendrochronologicznych pni z aluwiiów (por. Becker 1982; Kalicki, Krąpiec 1996; Krąpiec 1998). Nieco inne podejście prezentuje C. Dałchow (1989), który powstanie mady staro-środkowoholocenijskiej przypisuje klimatycznie uwarunkowanemu procesowi rozcinania późnoplejstocenijskiej terasy niskiej (Niederterrasse), natomiast akumulację młodoholocenijskich mad wiąże z działalnością człowieka. Również K. Heusch i in. (1996) wiążą osadzanie żwirów z fazami uwarunkowanymi klimatycznie, natomiast sedymentację mad z działalnością człowieka zapominając, że niemal jednocześnie akumulacja obu tych facji jest typowa dla rzek meandrowych.

## 2.2. ZARYS CELU I METOD BADAWCZYCH

Na obecnym etapie badań, pomimo wielu publikacji i podsumowań (np. Starkel, red. 1987a, 1988, 1989a, 2005), rozwoju badań geoarcheologicznych (np. Needham, Macklin, red. 1992; Brown 1997; Howard i in., red. 2003; Dobrzańska i in., red. 2004) oraz specjalnych programów, np. ESF *Project European Palaeoclimate and Man*, którego wyniki badań zostały opublikowane w latach 90. w niemal 30 tomach *Paläoklimaforschung* redagowanych przez B. Frenzla (np. Frenzel, red. 1992, 1995, 1998), ustalenie proporcji, który z czynników – klimat czy wpływ człowieka – był decydujący w formowaniu równin zalewowych, jest trudne i dyskusyjne. Temat wciąż pozostaje aktualny i inspirujący dla badaczy, o czym świadczą kolejne konferencje (np. Abłamowicz, Śnieszko, red. 2004; Kocel, red. 2005), sesje na kongresach archeologicznych (np. Dobrzańska i in. 2002, 2003; Burnouf i in. 2004; Kalicki, Szmoniewski 2005), tomy i opracowania z ostatnich lat (np. Knox 2001; Szwarczewski, Smolska, red. 2002; Heine, Niller 2003; Oldfield, Dearing 2003; Smolska, Szwarczewski, red. 2003; Waga, Kocel, red. 2003; Dobrzańska i in., red. 2004; Kukulak 2004; Turkowska, red. 2004; Wachecka-Kotkowska 2004).

Odcinek doliny Wisły pomiędzy Krakowem a ujściem Raby jest jedną z najszczegółowiej zbadanych równin zalewowych nie tylko w Polsce, ale również w Europie, a może nawet na świecie. Kilka tysięcy wierceń archiwalnych i kilkaset badawczych, a także kilka tysięcy analiz granulometrycznych, zawartości próchnicy i węglanów pozwoliło na szczegółowe rozpoznanie budowy geologicznej. Chronostratygrafia aluwiów została oparta na kilkuset datowaniach radiowęglowych, kilkuset datowaniach denrochronologicznych, a także diagramach palinologicznych (np. Kalicki 1991c; Starkel i in. 1991; Gębica 1995; Kalicki, Krąpiec 1996; Kalicki i in. 1996), co dało unikalną możliwość wydzielenia szeregu faz wzmożonej aktywności Wisły i ustalenia następstwa zdarzeń w ich obrębie (Kalicki 1996a, c; Starkel i in. 1996) nie w oparciu o pojedyncze dane, ale o „masę statystyczną”. Równocześnie liczne i szczegółowe badania prowadzone w dolinach dopływów wyżynnych (np. Rutkowski 1991; Alexandrowicz 1997) i pogórskich (np. Kalicki 1997b) pozwalają na korelowanie zdarzeń i faz zapisanych w głównej dolinie i dolinach niższego rzędu. W ostatnim czasie fazy z doliny Wisły pod Krakowem zostały skorelowane, dzięki kilkudziesięciu datowaniom, z fazami powstawania osuwisk w Beskidach (Margielewski 1998, 1999), a ich zapis został prześledzony w dolinie Wisły i jej karpackich dopływach (Starkel 2001). Rejon Krakowa daje także unikalną szansę na rozwiązanie kilku innych zagadnień i postawienia pewnych generalnych hipotez, które mogą być sprawdzane na innych obszarach. Do nich należy np. problem datowania aluwiów za pomocą pni czarnych dębów (Kalicki, Krąpiec 1994, 1995b), czy hipoteza antropogenicznego uwa-

runkowania faz reforestacji równin zalewowych oparta o analizę danych paleogeograficznych, dendrochronologicznych i archeologicznych (Dobrzańska, Kalicki 2003, 2004). Wreszcie bardzo duża ilość danych pozwala na przejście przy omawianiu pewnych zagadnień od ujęcia jakościowego do ilościowego (por. Kalicki 1991c, 1996b, 2000a) lub przetestowanie wybranych metod geofizycznych (Kalicki, Mościcki 1997), czy ilościowych, np. paleohydrologicznych (Kalicki i in. 1996). Szczegółowa, wypracowana pod Krakowem, metodologia badań pozwala na jej przeniesienie i zastosowanie w innych obszarach. Tego typu „przeszczepienie myśli” na nowy grunt ułatwia czasem wykrycie prawidłowości dotychczas niezauważanych, np. stwierdzenie późnoglacialnych systemów koryt transformacyjnych w dolinie Warty podobnych do systemów znanych z doliny Mozy w Holandii (Vandenberghe i in. 1994).

Celem prezentowanej pracy jest przetestowanie na materiale zebrany w dolinach środkowoeuropejskich hipotezy wypracowanej w dolinie Wisły pod Krakowem, że w środkowoeuropejskich dolinach rzecznych różnego typu i rzędu (I. rząd – ciek uchodzący do morza – por. Bajkiewicz-Grabowska, Mikulski 1996) zaznaczają się późnoglacialne i holocenijskie fazy wzmożonej aktywności uwarunkowane zmianami klimatu.

Jak zaznaczono we wstępie (patrz rozdział 1.4.), klimat, a z nim i reżim rzeczny, zmieniają się z zachodu na wschód, dlatego Europa Środkowa została podzielona na trzy obszary testowe: zachodni (dorzecze Renu, Dunaju, Wezery i Łaby w Niemczech, Austrii i Czechach), środkowy – bazowy (dolina Wisły koło Krakowa) i wschodni (dorzecze Niemna, Dżwiny i Dniepru na Białorusi). Pozwoliło to na objęcie analizą porównawczą rzek różnego typu: rzek podgórskich, płynących obniżeniami na przedpolu Alpidów zlodowoczących i niezlodowoczących, rzek średniogórzy hercyńskich, a także rzek nizinnych obszaru staro- i młodoglacialnego. Objęcie analizą tej ostatniej grupy jest o tyle istotne, że część autorów (np. Andrzejewski 1994) kwestionuje istnienie takich faz w dolinach Niżu Polskiego.

Kolejnym zagadnieniem jest korelacja faz (ich zgodność lub niezgodność czasowa) pomiędzy dolinami tych trzech obszarów, a także pomiędzy dolinami głównymi i dolinami niższych rzędów. Występujące okresowo zmiany warunków hydrologicznych mogą nie obejmować całych obszarów, a tylko ich części. Również odpowiedź dużego i małego systemu fluwialnego, a nawet ich odcinków, na ten sam czynnik może być zróżnicowana.

Neolityzacja Europy Środkowej (patrz rozdział 1.3.) przebiegała nierównomiernie, dlatego na zachodnim i centralnym obszarze rozdzielenie wpływów człowieka i klimatu w mezo-, a szczególnie w neholocenie jest trudne i dyskusyjne. Umożliwia to obszar wschodni, gdyż kultury zbieracko-łowiec-

kie lub z przewagą tego typu gospodarki utrzymywały się w jego środkowych i północnych częściach niemal do wczesnego średniowiecza. Dlatego powinno to pozwolić na ustalenie klimatycznego i/lub antropogenicznego uwarunkowania faz, szczególnie mezo- i neholoceńskich.

Wszystko to powinno pozwolić ustalić rolę zmian klimatu i antropopresji w postglacjalnej ewolucji dolin.

W badaniach dolin rzecznych stosowany jest bardzo szeroki wachlarz metod, które wykorzystywane są jednak z różnym natężeniem w poszczególnych krajach. Wśród metod geomorfologicznych dominuje kartowanie równiny zalewowej i systemów terasowych, jednak w różnych skalach. Wśród metod litologiczno-sedymentologicznych dominują badania tekstury aluwii, a nie struktury, gdyż aluwia równin zalewowych są stosunkowo rzadko dostępne w odsłonięciach (szczególnie w zachodniej i centralnej części omawianego obszaru Europy środkowej, gdzie rzeki są uregulowane), a ich rozpoznanie opiera się w znacznym stopniu na wierceniach (patrz rozdz. 4.1., 4.2.). Oprócz analizy facjalnej osadów wykonywane były głównie badania uziarnienia (jednak różnymi metodami), zawartości próchnicy i węglanów. Tego typu analizy ilościowe są bardzo rzadkie na obszarze wschodnim (patrz rozdz. 4.3.) oraz trudno dostępne (dane te nie są publikowane) z obszaru zachodniego (rozdz. 4.1.). Z kolei metody geochemiczne, szeroko stosowane na wschodzie, są rzadko lub wręcz sporadycznie stosowane na pozostałych obszarach. Metody gleboznawcze są jedną z podstawowych metod chronostratygraficznych na obszarze zachodnim, natomiast są niemal pomijane w Polsce i na Białorusi. Metody paleobotaniczne (palinologia, makroszczątki) i paleozoologiczne (malakologia, owady i kręgowce) stosowane są z różnym natężeniem na wszystkich obszarach. Podobnie jest z metodami archeologicznymi, a szczególnie historycznymi. Na zachodnim obszarze (patrz rozdz. 4.1.) dane historyczne sięgają nawet do 2000 lat wstecz, natomiast w Polsce i na Białorusi zaczynają się 1000 lat później i obejmują właściwie tylko ostatnie stulecia. Wśród metod chronostratygraficznych datowania radiowęglowe wykorzystywane są dość powszechnie, choć ich ilość jest silnie zróżnicowana dla poszczególnych obszarów i dolin. Analizy dendrochronologiczne czarnych dębów z aluwii obejmują cały holocen w Niemczech, neholocen w Polsce i praktycznie brak ich jest na Białorusi.

To silne zróżnicowanie metod badawczych rodzi określone konsekwencje w jednorodności materiału dokumentacyjnego. Najważniejsze zagadnienia z tym związane zostaną przedyskutowane w następnym rozdziale.

### 3. OCENA JEDNORODNOŚCI MATERIAŁU DOKUMENTACYJNEGO

Mimo dużej liczby monografii dotyczących ewolucji dolin rzecznych, większość z nich stanowi zbiór artykułów, a próby syntez wybranych zagadnień (np. Starkel 1995a; Vandenberghe 2003), siłą rzeczy, ze względu na małą objętość, nie przeprowadzają krytycznej oceny źródeł (prac dokumentacyjnych), z których czerpią wnioski. Dlatego moja praca jest próbą wypełnienia tej luki i przy omawianiu poszczególnych dolin będzie często prowadzona dyskusja z autorami oryginalnych opracowań. Niemal wszystkie przedstawiane doliny na zachodnim obszarze Europy środkowej miałem okazję poznać osobiście i prowadzić bezpośrednią dyskusję z autorami je opracowującymi, a tego typu konfrontacja wniosków i hipotez z profilami w terenie jest oczywiście najowocniejsza. Badania w przełomie Wisły przez wyżyny środkowopolskie i dolin na Białorusi, prowadzone przeze mnie od 1986 roku, były realizowane podobnymi metodami, jak w ośrodku krakowskim, co zapewnia pełną porównywalność ich wyników, a także pozwoliło na przetestowanie pewnych metod i interpretacji wypracowanych w tym ośrodku.

Oczywiście stopień rozpoznania dolin na poszczególnych obszarach jest bardzo różny. Jednak pełna porównywalność wyników badań doliny Wisły pod Krakowem i z przełomu oraz dolin Białorusi jest istotniejsza zwłaszcza, że niejednorodność materiałów jest ogromna i wychodzi to dopiero w całej pełni, gdy usiłuje się zestawić materiały źródłowe z obszaru zachodniego. Aż trudno uwierzyć, jak „szkoły” i przyzwyczajenia w poszczególnych krajach lub jego częściach wpływają na wnioski końcowe zawarte w tych pracach. Brak danych podstawowych, które są najczęściej niepublikowane, powoduje czasem niemożność weryfikacji wyników badań.

#### 3.1. WYBRANE PROBLEMY DATOWANIA ORAZ CHARAKTERYSTYKI OSADÓW I FORM

##### 3.1.1. DATOWANIE OSADÓW KORYTOWYCH

Datowanie osadów korytowych bazuje najczęściej na datowaniu materiału organicznego znajdującego w aluwiach (Becker, Schirmer 1977; Starkel, Thornes 1981). Są to występujące w osadach pnie drzew i tworzące czasem warstewki w osadach korytowych fragmenty drewna, sieczka organiczna (detrytus).

Od XIX wieku znajdujemy wzmianki o występowaniu pni czarnych dębów w aluwiach rzek środkowoeuropejskich. Ich wiek oceniany był w polskich pracach z lat 50–60. XX wieku na starszy holocen lub początek subatlantyku. Datowania radiowęglowe pni z aluwiiów Wisły i Odry, podobnie jak w dorzeczu Dunaju, Renu, Wezery, Łaby i ostatnio Niemna (Bitvinskas i in. 1978; Kalicki, Kalinowski 1997; Krąpiec i in. 1998), pokazały jednak, że czarne dęby pochodzą z okresu całego holocenu (Kalicki, Krąpiec 1994, 1995 tam literatura), a w osadach późnoglacialnych zastępują je pnie sosen (Becker 1993; Friedrich i in. 1999).

W dotychczasowych badaniach pnie drzew datowane radiowęglowo lub dendrochronologicznie wykorzystywane były bardzo często do wyznaczenia wieku aluwiiów. Do standardów niemal należy tego typu podejście w pracach niemieckich (np. Schirmer 1995) czy czeskich (np. Ružičková, Zeman, red. 1994). W pracach tych dopuszczano co prawda teoretycznie możliwość redepozycji pni, jednak nie brano tego pod uwagę przy interpretacji. Badania w dolinie Wisły (Kalicki, Krąpiec 1991a, b, 1995a, 1997) wykazały jednoznacznie, że nie można bezkrytycznie opierać się na datowaniach pojedynczych pni lub nawet ich generacji, ponieważ większość czarnych dębów jest redeponowana (Kalicki, Krąpiec 1994, 1995b). Niezgodność wieku może dochodzić nawet do kilku tysięcy lat, gdy starsze pnie zostały włączone do dużo młodszej serii aluwiiów (por. Kalicki, Krąpiec 1991b, 1992). Dlatego datowanie tego typu niesie tylko informację, że osad, w którym znajduje się drewno, nie jest starszy od otrzymanej daty.

Włączenie starszych pni w obręb młodszych aluwiiów jest łatwe do stwierdzenia dla najbliższych nam czasów, gdy pomocne mogą być dane kartograficzne, historyczne, sedymentologiczne czy archeologiczne. Dlatego też w pracach niemieckich przy datowaniu najmłodszych teras nie wykorzystuje się pni czarnych dębów zastępując je artefaktami i szczegółową analizą danych historycznych i wtedy autorzy ci uznają czarne dęby za redeponowane (np. Schirmer 1983a, b; Schellmann 1990). Nie ma powodu sądzić jednak, że redepozycja pni zachodziła jedynie w ostatnich stuleciach i nie miała miejsca we wcześniejszych okresach. Badania paleobotaniczne osadów dostarczają dowodów na to, że taka redepozycja miała rzeczywiście miejsce. Włączenie starszych pni w obręb młodszych osadów zostało opisane w dolinie Wisłoki, gdzie pnie z około 6000 BP zalegały w aluwiach datowanych palinologicznie na około 3000 BP (Alexandrowicz i in. 1981). Również K. Turkowska (1988) stwierdziła redepozycję preborealnego dębu spoczywającego w osadach korytowych z początku atlantyku. Natomiast metoda paleopedologiczna stosowana w pracach niemieckich (np. Schirmer 1983a, b, 1991, 1995) jest zbyt mało precyzyjna i bardzo subiektywna, jak wskazuje porównanie prac





Fot. 1. „Czarne dęby” (średnica do 2 m) w piaszczysto-żwirowych aluviach korytowych Wisły w Kujawach koło Krakowa (zachodnia część Kotliny Sandomierskiej) (T.Kalicki)

Photo 1. Subfossil oaks (diameter up to 2 m) in sandy-gravel channel deposits of the Vistula river at Kujawy near Cracow (eastern part of Sandomierz Basin) (T. Kalicki)



Fot. 2. Katena glebowa i różnowiekowe włożenia na równinie zalewowej Rady w Skołoszowie (wschodnia część Kotliny Sandomierskiej) (T. Kalicki). Z tyłu: gleba kopalna w dnie doliny przykryta madami około 2180±170 BP (profil Skołoszów VI). Z przodu: W lewym profilu (Skołoszów I) trzy gleby kopalne datowane kolejno od dołu na 7070±290, 3670±270 i 1760±190 BP. Gleby kopalne obniżają się ku osi doliny (centrum zdjęcia profil Skołoszów II), a dolna z nich przechodzi w warstwę torfów (6780±60 BP). Z prawej kompleks z glebami podcięty przez wypełnione starorzecze, pod którym zalegają źródłiskowe martwice wapienne (Skołoszów IV). Najbardziej z prawej najmłodsze włożenie datowane na około 1030±100 BP (Skołoszów III)

Photo 2. Catena of soils and alluvial bodies of different age on Rada flood plain at Skołoszów (eastern part of Sandomierz Basin) (T. Kalicki). Back side: buried soil in valley bottom covered with overbank deposits about 2180±170 BP (Skołoszów VI section). Front side: Three buried soils dated from the bottom on 7070±290, 3670±270 and 1760±190 BP (Skołoszów I section) Buried soils lowered to the valley axis (middle part of photo – Skołoszów II section) and lowest soil changed to peat layer (6780±60 BP). Member with buried soils are cut by filled palaeochannel on the right side. Sediments of the abandoned channel are underlying by spring calcareous tufa (Skołoszów IV section). Youngest member (most right) dated on 1030±100 BP (Skołoszów III)

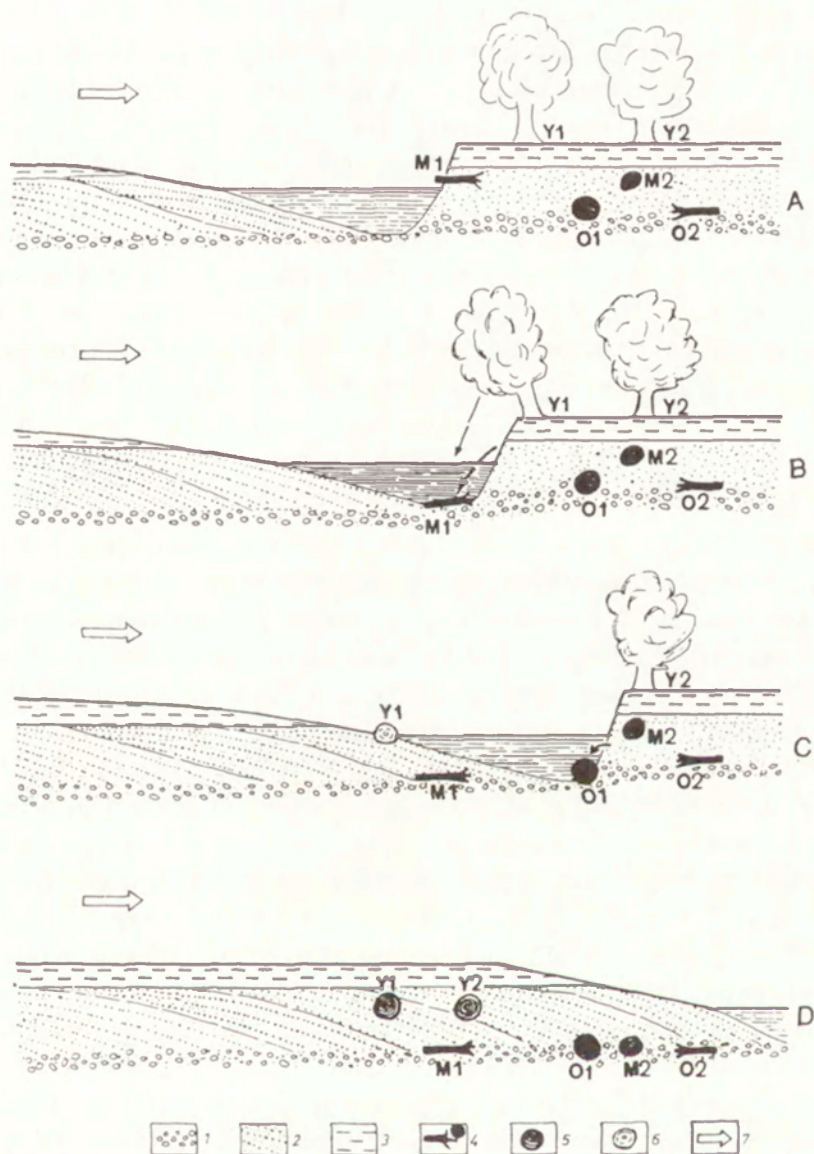
M.W. Bucha (1988) i G. Schellmanna (1990) dotyczących doliny Dunaju. Metoda ta nie pozwala na stwierdzenie redopozycji pni w starszych okresach, gdyż stopień wykształcenia gleb na wszystkich terasach ze środkowego holocenu jest podobny.

Również mechanizm formowania nagromadzeń pni w aluwiach był niejasny. Pierwotnie dominował pogląd, że jest to efekt jednorazowych, katastrofalnych powodzi powodujących powalenie większości drzew na równinie zalawowej, co miało prowadzić do powstawania horyzontów „czarnych dębów” spotykanych w aluwiach. Powodzie te były często związane ze zwilgotnieniem na początku subatlantyku. Dopiero później zwrócono uwagę na rolę bocznej migracji koryta (Kalicki, Krąpiec 1994, 1995 tam literatura).

Pnie, poza nielicznymi wyjątkami, spoczywają w osadach korytowych często w dużych nagromadzeniach i ich pogrzebanie następowało wskutek narastania osadów w strefach odsypów przy bocznej migracji koryta (fot. 1). Podmywane dęby po dostaniu się do koryta rzeki były unoszone przez wodę na niewielką odległość i zakotwiczone przy najbliższej strefie odsypów, a następnie, stanowiąc naturalną przeszkodę, szybko przykrywane osadami (por. Florek 1978; Domogashew, Sergutin 1987). Tylko w takim przypadku może zachować się na nich kora, a czasem nawet owoce (Petrbok 1937), które uległyby zniszczeniu w ciągu kilku lat (Schirmer, red. 1980; Ružičkova, Zeman 1994c; Kalicki, Krąpiec 1995b). Jeszcze szybsze pogrzebanie w osadzie następuje przy nagromadzeniach kilku czy kilkunastu pni, przy czym w „przegrodach” tego typu spotykane są pnie połamane i rozłupane. Duża ilość pni może być w pewnych sytuacjach przyczyną zmian koryta. Odnosi się to zarówno do pni transportowanych przez rzekę i tworzących przegrody w korycie (Domogaszew, Sergutin 1987; Gregory, Gurnell 1988), jak i do pni subfosalnych, włączanych ponownie do obiegu. W Branicach-Stryjowie pnie wymywane ze starszych osadów wywoływały przyspieszoną akumulację w strefach odsypów, co powodowało szybki wzrost krzywizny koryta i jego częściowe odcinanie (chute cut off) w okresach powodzi (Kalicki, Krąpiec 1991a). Do powaleń drzew mogło dochodzić także w momencie awulsji koryta. Natomiast w dolinach z wciętymi meandrami powalone drzewa w okresie powodzi akumulowane są w miejscach zmiany kierunku koryta, na erozyjnym brzegu. Niepogrzebane pnie po spadku poziomu wody ulegają zniszczeniu i dlatego aluwia tych rzek są „czyste”, niemal pozbawione subfosalnych pni, a nawet detrytusu roślinnego (por. Latrubesse, Kalicki 2002; Kalicki 2002b). Mechanizm powalania i akumulacji pni wygląda prawdopodobnie nieco inaczej w wypadku małych rzek, kiedy rozmiary drzew przekraczają wielkość koryta (np. Klimek i in. 1998; Klimek 1999; Malik 2002; Kowalski 2002; Klimek, Krąpiec 2003).

Dotychczasowe badania w licznych dorzeczach (np. Schirmer 1979; Becker 1982; Hiller i in. 1991; Kalicki, Krąpiec 1991a, b, 1995a, 1997; Ružicková, Zeman 1994c; Krąpiec 1998) pokazują, że typowym zjawiskiem jest występowanie różnowiekowych pni w obrębie jednego stanowiska. Dla prawidłowej interpretacji tego typu stanowisk niezwykle istotna jest analiza przestrzennego i pionowego rozmieszczenia pni w aluwiach. Dla przykładu w dnie doliny Menu drzewa dłużej rosnące (do 400 lat), przy średniej wieku dla wszystkich pni około 200 lat, znajdowane były bliżej zboczy doliny, co wskazuje na większą stabilność podzboczowych siedlisk chronionych przed lateralną migracją rzeki (por. Becker, Schirmer 1977). Pnie mogą być spotykane na różnych poziomach lub gdy przerabianie aluwiów było odpowiednio głębokie, zalegają na jednym poziomie tworząc tzw. horyzont czarnych dębów. Niestety w literaturze, nawet przy opracowaniach stanowisk, stosunkowo rzadko znajdujemy szczegółową lokalizację znalezisk pni drzew zarówno w przestrzeni, jak i w profilu (np. Becker, Schirmer 1977; Alexandrowicz i in. 1981; Salisbury i in. 1984; Kalicki, Krąpiec 1991a, b). Brak takiej lokalizacji w pracach powoduje duże niejasności i niemal zupełnie uniemożliwia reinterpretację szeregu starszych stanowisk. Niedociągnięcie to jest szczególnie istotne w pracach niemieckich (por. Schirmer 1980; Becker 1980), czy ostatnio czeskich (Ružicková, Zeman 1994c), w których stratygrafia aluwiów oparta jest na datowaniach pni drzew.

Lateralna migracja koryta i przemywanie starszych aluwiów z czarnymi dębami powoduje, że często na stanowisku wszystkie pnie lub ich generacje były redeponowane (ryc. 7). W takim przypadku mogłoby się wydawać, że najmłodsze pnie wyznaczają wiek osadów (np. Schirmer 1980, 1983a, b). Jednak sytuacja komplikuje się dodatkowo w ostatnich stuleciach, gdy wskutek antropogenicznego wylesienia równin zalewowych spotykamy się z faktem braku pni lub ich sporadycznym występowaniem od XIII–XV w. w dolinach południowych Niemiec (Becker 1982; Delorme, Leuschner 1983) i od XVI–XVIII w. w dorzeczu Wisły (Krąpiec 1992). Dlatego w większości badanych żwirowni, zlokalizowanych wzdłuż współczesnego koryta, w bardzo młodych aluwiach zalegają jedynie pnie starsze (por. Kalicki, Krąpiec 1991a, b), nie mogące datować najmłodszych włożeń czy teras (por. Schirmer 1983a, b, c). Przy lateralnej migracji koryta i przerabianiu starszych serii aluwiów z pniami drzew może dochodzić do tworzenia w aluwiach sekwencji „pozornej agradacji” (Kalicki, Krąpiec 1995b). Pnie dębów zalegające w aluwiach szybko uzyskują pływalność ujemną i przy przerabianiu aluwiów, jako cięższe od wody, osadzone są w spągu młodszej serii na poziomie bruku korytowego. Tego typu horyzonty czarnych dębów mogą również powstawać na skutek wielokrotnego przemywania starszych serii. Dlatego w ich obrębie, w jednym poziomie,



Ryc. 7. Schemat powalania i akumulacji pni w aluwjach oraz tworzenia „sekwencji pozornej agradacji” i „poziomów czarnych dębów” (Kalicki, Krąpiec 1995b). 1 – osady bruku korytowego – żwiry, 2 – osady odsypów meandrowych – piaski, 3 – osady pozakorytowe (mułki), 4 – czarne dęby starszej (O) i średniej (M) generacji, 5 – czarne dęby najmłodszej (Y) generacji, 6 – pnie dębów, 7 – kierunek lateralnej migracji koryta

Scheme of tree accumulation in alluvia and formation the „simulate aggradation sequence” and „level of black oaks” (Kalicki, Krąpiec 1995b). 1 – lag deposits – gravels, 2 – point bar deposits – sands, 3 – overbank deposits – silts, 4 – subfossil trunks („black oaks”) of the older (O) and middle (M) generation, 5 – subfossil trunks („black oaks”) of the youngest (Y) generation, 6 – trunk of oak, 7 – direction of the lateral migration of channel

występują różnowiekowe pnie (por. Kalicki, Krąpiec 1995b; Krąpiec i in. 1998) i błędne jest przyjmowanie dla nich wieku opartego na jednym datowanym pniu z takiego horyzontu, jak stało się w wypadku „poziomów” z dolin świętokrzyskich (por. Lindner 1977; Kowalski, Swałdek 1991). Pnie transportowane przez rzekę i których wiek jest podobny jak osadów, są natomiast akumulowane na wyższym poziomie w obrębie odsypów meandrowych lub na granicy osadów korytowych i mad. W efekcie otrzymujemy serię aluwiów, która może być na podstawie datowania pni drzew błędnie interpretowana jako dwie różnowiekowe serie aluwiów świadczące o agradacji rzeki. Dlatego część dotychczas opisanych stanowisk wymaga reinterpretacji według tego schematu, a jego zastosowanie daje bardzo dobre wyniki np. w dolinie górnej Odry, gdzie w poziomie bruku korytowego aluwiów z ostatnich stuleci zalegają różnowiekowe czarne dęby datowane na okres pomiędzy 4330 a 760 BP (por. Czudek 1997).

Przedstawiony powyżej schemat powstawania „sekwencji pozornej agradacji” wymaga jednak uzupełnienia i uwzględnienia prądów poprzecznych występujących w korycie meandrowym. Silne prądy, zwłaszcza w okresach wezbrań, kiedy dochodzi nie tylko do erozji brzegu zewnętrznego, ale również do znacznego rozmywania dna koryta (por. Rotnicki, Młynarczyk 1989), mogą wymywać z bruku korytowego subfossylne pnie i przemieszczać je wyżej w profilu w obręb piaszczystych odsypów zaburzając tym samym „idealne” rozmieszczenie pni w aluwiach przedstawione w pracy T. Kalickiego i M. Krąpca (1995b). Taka sytuacja rzeczywiście ma miejsce, czego dowodzą pnie z Branic-Stryjowa zalegające w „nietypowej” pozycji, w dolnej części piaszczystych odsypów, około 1 m powyżej bruku korytowego. O tym, że były redeponowane świadczy ich wiek ( $2220 \pm 120$  BP). Są one starsze niż zalegające poniżej wypełnienie kopalnego starorzecza ( $1480 \pm 60$  BP) i wkładki sieczki organicznej ( $1660 \pm 120$  BP) (Kalicki, Krąpiec 1991a, 1994). Podobne inwersje datowań występują w dolinie Łaby (Ružičková, Zeman, red. 1994), co świadczy o bardzo głębokim rozmywaniu dna w korycie tej rzeki. Obwałowanie rzek spowodowało, że współcześnie, w momencie przerwania wału przeciwpowodziowego, może dochodzić do wymywania czarnych dębów z aluwiów i składania ich na powierzchni równiny zalewowej (Gębica, Sokołowski 2001).

Proces lateralnej migracji i przemywania starszych aluwiów powoduje, że tylko nieliczne pnie mogą datować osad, w którym są znajdowane. W celu stwierdzenia czy dany pień był redeponowany lub występuje *in situ* niezbędna jest ocena stanu jego zachowania (obecność kory i/lub warstwy bielastej, występowanie fragmentów konarów, dobre zachowanie systemu korzeniowego) oraz jego położenia w aluwiach (Kalicki, Krąpiec 1995b). Wyjątkowo ko-

rzystne do datowania osadów są znajdowane w profilach odziomki ściętych przez człowieka drzew przykryte młodszą akumulacją. Pniak *in situ* ma zachowane drobne korzenie, które ulegają zniszczeniu, jeśli był transportowany lub redeponowany. Jednak znaleziska takie są rzadkie (np. Fink 1977; Starkel 1984; Kalicki, Starkel 1987; Kalicki, Krąpiec 1992) i możliwe przy agradującej i migrującej lateralnie rzece na kompletnie zachowanych (Kalicki, Krąpiec 1994) lub częściowo zerodowanych (Kalicki, Krąpiec 1992) fosylnych równinach zalewowych, na równinach nadbudowywanych mięszszą warstwą mad przy stabilnym w planie korycie rzeczonym (Brown, Keough 1992a, b) i na stożkach napływowych (Alexandrowicz i in. 1981; Ružičkova, Zeman, red. 1994).

Uwagi o redepozycji pni odnoszą się w jeszcze większym stopniu do drobnych fragmentów drewna, detrytusu itp., włączanych do młodszych aluwiów w trakcie przemywania starszych serii. Jednak o ile w przypadku pni dysponujemy cechami diagnostycznymi pozwalającymi stwierdzić ich zaleganie *in situ* lub redepozycję, o tyle w wypadku drobnych fragmentów takich możliwości brak. Dlatego wszelkie próby datowania aluwiów z pomocą wkładek sieczki organicznej dały wiek wyraźnie postarzony w stosunku do wieku aluwiów. Najliczniejsze tego typu datowania są z Branic-Stryjowa (Starkel 1984; Kalicki, Krąpiec 1991a), gdzie rzeka, w trakcie przerabiania starszych aluwiów, wymywała z nich nie tylko starsze pnie ( $2220 \pm 120$  BP), ale również szczątki organiczne ( $2700 \pm 70$ ,  $1660 \pm 120$  BP) i włączała je w postaci wkładek sieczki w piaszczystych odsypach meandrowych w obręb swoich dużo młodszych aluwiów.

Wszystkie te zastrzeżenia i uwagi powodują, że nie ma podstaw do przeprowadzania rzeczywistych korelacji opartych na tym sposobie datowania i porównywaniu wieku serii aluwiów korytowych z Polski i Niemiec. W Polsce datowania włożeń opierają się głównie na datowaniach paleomeandrów, natomiast stratygrafia niemiecka aluwiów bazuje na datowaniu pni drzew, które jak pokazano w tym rozdziale bardzo rzadko mogą datować aluvia bezpośrednio.

### 3.1.2. DATOWANIE PALEOPEDOLOGICZNE

Jedną z szeroko stosowanych, ale tylko w pracach niemieckich, metod przy datowaniu serii aluwiiów, w tym korytowych, jest metoda paleopedologiczna. Gleba tworząca się na aluwiiach „zamyka” wiekowo serię fluwialną z czarnymi dębami (Schirmer 1983a). Metoda ta z dorzecza Renu (np. Brunacker 1978; Wollersen 1982; Schröder 1979, 1983; Schirmer 1983a, b) została przeniesiona w dorzecze Dunaju, Wezery i innych rzek (np. Schellmann 1990, 1993; Schirmer 1995). Opiera się ona na założeniu, że stopień rozwoju gleby na poszczególnych segmentach równiny zalewowej jest różny i wzrasta wraz z wiekiem. Jednak skład aluwiiów, gdy są to osady ubogie w węglany lub bezwęglanowe, często spotykane w dolinach np. Średniogórza Niemieckiego, w znacznym stopniu ograniczają możliwość identyfikacji różnowiekowych teras tą metodą (Schirmer 1995). Również o ile generalne rozróżnienia wiekowe są możliwe (np. wczesny i późny holocen: Parabraunerde-Pararendzina), o tyle bardziej szczegółowe rozróżnienia wydają się wątpliwe, co najlepiej widać na przykładzie doliny Dunaju poniżej Ratzbony i przy porównaniu wydzieliń M.W. Bucha (1988) i G. Schellmanna (1990). Stosunkowo rzadka jest sytuacja, taka jak w dolinie Menu (Schirmer 1983b), gdzie każdy kolejny poziom równiny zalewowej jest niższy i rozwijał się bez wpływu powodzi. Najczęściej gleby na równinach zalewowych są glebami akrecyjnymi (Lowe, Walker 1997), wśród których można wyróżnić co najmniej dwa typy: pasów meandrowych i basenów powodziowych różniące się zasadniczo warunkami powstawania. Chociaż szybkość akumulacji osadów spada wraz z odległością od koryta to jednak gleby basenów powodziowych nie są lepiej rozwinięte (bardziej dojrzałe) niż gleby pasów meandrowych, ponieważ zły drenaż oraz powolna, ale stała sedymentacja zatrzymują wietrzenie i ograniczają procesy glebotwórcze (Aslan, Autin 1998). Te różnice w katenie glebowej równiny zalewowej nie są brane pod uwagę w metodzie niemieckiej i przy niezróżnicowanej wysokościowo równinie zalewowej, jak np. Renu poniżej Bonn, metoda ta nie daje oczekiwanych rezultatów (R. Gerlach inf. ustna).

Metoda ta nie znalazła szerszego zastosowania w Polsce czy na Białorusi, choć zostały stwierdzone różnice w wykształceniu gleb na różnych stopniach morfologicznych równiny zalewowej Wisłoki (Kowalkowski, Starkel 1977).

### 3.1.3. DATOWANIE STARORZECZY I ICH WYPEŁNIEŃ ORAZ REKONSTRUKCJE PALEOHYDROLOGICZNE

Jak pokazują prace M.W. Bucha (1988) dotyczące doliny Dunaju poniżej Ratzbony, reakcja koryta rzeki może bardzo się różnić w poszczególnych odcinkach, gdyż duże powodzie w okresie małej epoki lodowej spowodowały



w niektórych miejscach bardzo szybkie i istotne zmiany (np. trzy meandry w rejonie Pfatter), a w innych koryto było stabilne. Racjonalne wyjaśnienie przyczyn tak dużych różnic pomiędzy odcinkami jest na tym etapie badań trudne. Do zmian koryta (odcinania meandrów, awulsji) może dochodzić i prawdopodobnie dochodziło w „dowolnym” czasie, co mogło być uwarunkowane klimatem (duże powodzie), ale również autonomicznym dojrzewaniem systemów (por. Buch, Heine 1988, 1995).

Jak wspomniano powyżej przez datowanie meandrów datuje się pośrednio osady korytowe związane z tym starorzeczem. Datowania wypełnień starorzeczy określają początek ich wypełniania, a często dopiero początek narastania osadów organicznych. Należy więc wiek paleomeandrów postarzyć i za okresy ich funkcjonowania, a zarazem tworzenia aluwii korytowych, przyjąć czas bezpośrednio poprzedzający datę wypełnienia (np. data odcięcia AT 3, czyli okres funkcjonowania AT-2 wg podziału holocenu Starkla 1977). Do jak wielkich błędów może doprowadzić odnoszenie zakoli i ich parametrów do wieku ich wypełnień, pokazuje dobitnie praca G. Gabrisa (1985) z Niziny Węgierskiej, gdzie odtwarzane maksymalne przepływy „przeniosły się” z późnego glacjału do okresu borealnego.

Często datowanie starorzeczy (szczególnie w starszych pracach, a wspólnie w pracach z obszaru Niemiec i Białorusi) ogranicza się do palinologii, co daje tylko bardzo ogólny wiek trudny lub wręcz nieprzydatny do szczegółowych korelacji. Znane są również problemy z odmładzaniem lub postarzeniem dat radiowęglowych ze starorzeczy w stosunku do wyników analiz pyłkowych (por. Nalepka 1991), choć częściej zgodność taka jest bardzo duża (por. Kalicki, Zernickaya 1995; Kalicki i in. 1996; Kalicki i in. 2004a, b, c). Stosunkowo niewiele starorzeczy posiada datowania radiowęglowe zweryfikowane metodą paleobotaniczną lub paleozoologiczną. Najmłodsze starorzecza mogą być datowane z wykorzystaniem źródeł historycznych i kartograficznych. Jednak o ile na zachodzie, szczególnie na granicy Cesarstwa Rzymskiego i Barbaricum (Ren, Dunaj), dane takie sięgają 2000 lat wstecz i były szeroko wykorzystywane (np. Hoppe 1970; Strasser 1990, 1992), o tyle dla Polski wrywkowe dane historyczne obejmują okres o ponad 1000 lat krótszy, a kartograficzne ostatnie niecałe 300 lat (np. Trafas 1975, 1992; Maruszczak 1997; Kalicki, Plit 2003), a dla Białorusi brak jest tego typu opracowań.

Jeszcze większe trudności sprawia datowanie osadów organicznych w aluwach, które np. w literaturze rosyjskojęzycznej uznawane są zawsze za wypełnienia paleokoryt (np. Voznyachuk, Val'chik 1978; Val'chik 1985). Szczegółowe badania w dolinie Dźwiny pokazały jednak, że we wszystkich tych przypadkach były to osady organiczne basenów powodziowych, a nie staro-

rzeczy, co z punktu widzenia interpretacji jest bardzo istotne (por. Kalicki i in. 1997b). Niejasna sytuacja jest również w dorzeczu Niemna, skąd znane są również liczne profile określane jako starorzeczne, a część z nich uznawana jest za stratotypowe, np. Łatyszy dla późnego glacialu (Voznyachuk, Val'chik 1978). Dopiero wizja lokalna na tych stanowiskach pozwala ustalić ich niejednokrotnie niejasną sytuację morfologiczną, a często podważa taką interpretację lub zmusza do uznania tych osadów za wypełnienia nie paleomeandrów, ale koryt roztokowych (np. profil Łatyszy). W pracach radzieckich brak jest także korelacji pomiędzy osadami i morfologią, gdyż badane profile bazują najczęściej na przypadkowych odsłonięciach, a nie na systematycznych badaniach form. Są to badania patrolowe (ekspedycyjne) często bardzo długich (kilkaset kilometrów) odcinków, które siłą rzeczy pozwalają ustalić tylko bardzo ogólne wnioski i prawidłowości. Również na zachodzie (Niemcy, Austria, Czechy) tylko stosunkowo nieliczne starorzecza były datowane radiowęglowo i palinologicznie i są one rozproszone w różnych dorzeczach.

To rozproszenie i pojedyncze datowania nie dają podstaw do wydzielania generacji starorzeczy zarówno na wschodzie jak i na zachodzie omawianego obszaru, które można byłoby porównać z takimi generacjami wydzielonymi w dolinie Wisły pod Krakowem (Kalicki 1991b), gdzie na krótkim odcinku było datowanych ponad dwadzieścia starorzeczy.

Próby rekonstrukcji paleohydrologicznych w oparciu o przekroje paleomeandrów lub osady dennokorytowe (por. Rotnicki 1983, 1991; Gonera 1986; Gonera, Kozarski 1987; Kaczmarzyk 1995) spotykane są w literaturze niemieckiej wyjątkowo (Herget 1998). Były one testowane w dolinie Wisły pod Krakowem (Kalicki i in. 1996), jednak ich metodyka i dokładność budzi wiele wątpliwości i zastrzeżeń (np. Soja 1994; Reinfelds, Bishop 1998).

### 3.1.4. DATOWANIE I CECHY OSADÓW POZAKORYTOWYCH

Osady pozakorytowe (mady) są deponowane przez wody powodziowe na zróżnicowanej morfologicznie równinie zalewowej i budują strop aluwiiów. Są to najczęściej bardzo źle i źle wysortowane osady drobne – pyły i iły, ale również piaski zaglinione, a w obrębie wałów przykorytowych także piaski. W pracach dotyczących klasyfikacji osadów pozakorytowych (np. Allen 1965; Starkel, Thornes 1981; Zwoliński 1985; Teisseyre 1985, 1988; Gradziński i in. 1986) wyróżnia się kilka facji mad nawiązujących do warunków sedymentacji i morfologii równiny zalewowej. Są to facje wału przykorytowego (lv), równiny zalewowej (fp), basenów powodziowych (bs), krewas (cr) oraz wypełnień starorzeczy (cf). Oprócz powyższych należy jeszcze wydzielić fację mad sedymentujących w starorzeczach (ob-cf) na końcowym etapie ich wypełnia-

nia, gdy zanika już różnica wysokościowa pomiędzy paleokorytem a równiną na odsypach meandrowych. W związku z tym mechanizm ich wytrącania jest analogiczny jak typowych mad, natomiast zasadniczo różni się od osadów wypełniających koryto w pierwszych etapach (Kalicki 1996b, 2000a). Zróżnicowanie facjalne mad powinno być uwzględniane przy analizach faz ich akumulacji i absolutnie musi być uwzględniane przy analizach zmienności ich uziarnienia.

Obiektywne trudności sprawiają same profile madowe, gdyż zawierają „niemy materiał”. Postsedymentacyjne procesy glebowe i późniejsza penetracja korzeni zniszczyła pierwotny zapis zdarzeń, o ile taki istniał. Dat radiowęglowych, rzadziej palinologicznych (np. Caspers 1992), ze spągu profilów madowych nie można odnosić do całej pokrywy madowej, ale tylko do jej dolnej części bezpośrednio nad datą. Za granice pokryw madowych w takich profilach można przyjąć zmianę sekwencji w osadzie. Górna część profilu może być interpretowana wiekowo tylko w nawiązaniu do znajomości ogólnej sytuacji geomorfologicznej, chyba że zmiana składu geochemicznego lub zawartości np. węgla wskazuje, że mamy już do czynienia z madą przemysłową (np. Klimek, Zawilińska 1985; Rutkowski 1986a, b; Lewin, Macklin 1987; Macklin 1992; Szwarczewski 1997).

Szybkość narastania osadów pozakorytowych jest różna w czasie i przestrzeni i w jej ocenie może być pomocne rozmieszczenie artefaktów (Glasko, Folomeev 1981; Brown 1997) oraz występowanie kopalnych poziomów glebowych (paleogleb – Ruhe 1965) dość powszechnych nie tylko w środkowo-europejskich dolinach różnej wielkości (np. Aleksandrovsky 1983; Aleksandrovsky i in. 1987; Brown 1990; Hilgart 1995; Alexandrovskiy, Krenke 2004). Gleby agradacyjnej równiny zalewowej nadają się do interpretacji historii depozycji i hydrologii, natomiast tylko w niewielkim stopniu do odtwarzania paleoklimatów (Aslan, Autin 1998). Powstawanie poziomów gleb kopalnych uwarunkowane jest naprzemiennie występującymi warunkami, gdy procesy glebotwórcze nadążają lub przewyższają szybkość akumulacji i gdy są one wolniejsze od sedymentacji (akrecji). Większość gleb na równinach zalewowych (aluwia, koluwia) ma cechy gleb połączonych (zespolonych) (*welded soil*), gdyż najczęściej profil młodszej gleby przykrywa (nadbudowuje) lub zlewa się ze starszym, a przykryta przez osady gleba może być modyfikowana fizycznie (np. penetracja przez korzenie) lub chemicznie (np. przesiąkanie substancji rozpuszczonych) przez działalność późniejszych procesów glebotwórczych działających na nowej powierzchni gruntu (Lowe, Walker 1997 tam literatura). Często są to też gleby akrecyjne (*accretionary soils*) formujące się, gdy depozycja koluwiów, aluwiów lub osadów eolicznych na glebie jest na tyle wolna, że procesy formowania gleby pozostają w równowadze z agrada-

cją (Catt 1990). Profil glebowy rozwija się w górę i często doprowadza to do powstania miększych, bogatych w substancję organiczną poziomów (poziom A). W pewnych warunkach procesy postsedymentacyjne, wahania poziomu wód gruntowych doprowadzają do zmian własności fizycznych i chemicznych osadów, takich jak struktura mikroszkielecowa, zawartość węglanów i substancji organicznej oraz utlenienie żelaza (Kemp i in. 1994). Na równinach zalewowych tworzą się wtedy pseudogleby – wyraźne, kolorowe poziomy w sekwencjach osadów, uwarunkowane nagromadzeniem i powierzchniową akumulacją żelaza, magnezu i innych elementów w czasie diagenety (Kemp 1985, 1998; Kemp i in. 1994; Catt 1990; FitzPatrick 1993). Rozróżnienie paleogleb od pseudogleb umożliwiłoby badanie paleokaten, czyli stopniowych, zmian w profilach glebowych nawiązujących do zmian morfologii (Berry 1990; Gerard 1990). Jednak tylko nieliczne odsłonięcia na równinach zalewowych (fot. 2) dają możliwość studiów nad toposekwencjami glebowymi (por. Kalicki, Sańko 1998b; Kalicki 2000c). Według wyników badań mikromorfologicznych (np. Havliček, Smolíkova 1994) nie wszystkie poziomy „gleb kopalnych” noszą ślady procesów glebotwórczych (Budek 2004), co ma istotne znaczenie interpretacyjne.

Gleby kopalne stanowią jeden z najtrudniejszych materiałów do datowania radiowęglowego, gdyż jako system dynamiczny zachowują materię organiczną przez długi czas i dlatego datowania gleb po ich przykryciu są obciążone błędem (mean resistance time) (Geyh i in. 1971, 1983; Pazdur 1982; Mathews 1985). W pracach rzadko spotykamy dokładną informację, czy był datowany cały, czy część poziomu próchnicznego (np. Sycheva i in. 2003), co jest istotne, jeśli chcemy wiedzieć, czy data jest uśrednioną wartością dla okresu formowania gleby, w którym powódzie były rzadkie, czy też jest to moment jej przykrycia. W prowadzonych przeze mnie badaniach na Białorusi i w Polsce przyjęto zasadę datowania z odsłoneń stropowych 5 cm gleby kopalnej, co daje dość zbliżony wiek jej przykrycia, jak pokazuje to sytuacja z doliny Rady (Kalicki 2000c) (fot. 2). Datowania śródmadowych poziomów humusowych i gleb kopalnych pozwalają ustalić wiek serii osadów pozakorytowych bezpośrednio nadległych i z dużym przybliżeniem (starsza od...) serii podścielającej.

Kolejną trudnością jest nierównomierna reprezentacja różnych środowisk sedymentacyjnych, gdyż większość badanych profili pochodzi ze starorzeczy lub obniżów powodziowych, gdzie występują pod lub nad madami poziomy organiczne umożliwiające datowanie.

W ostatnim dwudziestolecu rośnie szybko liczba profili madowych datowanych  $^{14}\text{C}$ , ale tylko niewiele z nich posiada dane ilościowe dotyczące składu granulometrycznego mad (Starkel red., 1982, 1987b, 1990). Do wyjątków

należą tu prace z doliny górnej Wisły (Niedziałkowska i in. 1985; Niedziałkowska 1991; Kalicki 1991b, c, 1992a, b; Kalicki, Krąpiec 1991a, b; Starkel i in. 1991; Gębica 1995) i jej dopływów karpaccich – Wisłoki (Kowalkowski, Starkel 1977; Starkel, Granoszewski 1995; Starkel, Krąpiec 1995) oraz Raby (Alexandrowicz, Wyźga 1992). W Niemczech tego typu dane dostępne są np. dla Dunaju i Altmühl koło Ratyzbony (Buch 1988; Hilgart 1995).

Dodatkowe trudności spotykamy przy zestawianiu wyników prac realizowanych w różnych ośrodkach lub przez różnych autorów. Najczęściej bowiem brak jest pełnej informacji o przyjętych metodach i technikach badawczych. Nawet przy pozornej jednolitości opracowań realizowanych przez jeden zespół w dolinie Wisły pomiędzy Krakowem a ujściem Raby (Kalicki 1991c, 1992a, b; Starkel i in. 1991; Gębica 1995) spotykamy się z różną gęstością opróbowania profili. W ostatnim czasie wystąpiły dodatkowe trudności metodyczne, gdyż starsze profile były badane metodą aerometryczną, a nowsze metodą laserową Fritscha. Także spotyka się różną metodykę liczenia wskaźników Folka-Warda, co dotyczy szczególnie interpolacji krzywej w obrębie drobnych frakcji, a więc typowych dla profili madowych. W opracowaniach z doliny Wisły poniżej Krakowa przyjęta została jednolita metodyka przedłużania krzywej kumulacyjnej do  $14\phi$  (Folk, Ward 1957). Niemożliwe jest niestety przeliczenie danych ze starszych prac, gdyż brak jest kompletnych ilościowych materiałów wyjściowych. Wszystkie te niejednorodności należy brać pod uwagę przy interpretacji wyników, szczególnie w przypadku wartości bezwzględne.

Wszystko to powoduje, że obiektywne porównywanie materiałów publikowanych w różnych pracach jest bardzo trudne i często może nasuwać wiele wątpliwości, a przejście od porównań jakościowych do ilościowych jest niemal niemożliwe. W pracach niemieckich i radzieckich najczęściej brak szczegółowych analiz składu mechanicznego, poza nielicznymi wyjątkami, a wskaźniki uziarnienia liczone są według innych wzorów.



## 4. REGIONY I OBSZARY BADAWCZE

### 4.1. OBSZAR ZACHODNI (NIEMCY, CZECHY, AUSTRIA)

#### 4.1.1. OBSZAR EKSTRAGLACJALNY I STAROGLACJALNY

Dla Średniogórza Niemieckiego charakterystyczny jest mozaikowy układ teras, co komplikuje ich kartowanie i identyfikację (por. Schirmer 1995). Dodatkowo na dużych obszarach podłoże krzemionkowe (paleozoiczne i triasowe) powoduje, że aluwia są ubogie w węglany lub całkowicie bezwęglanowe (np. Men, górna Wezera, Ruhra, Sieg), dlatego na terasach holocenijskich występują różne typy gleb brunatnych. Zdaniem W. Schirmera (1995) ogranicza to możliwość identyfikacji oddzielnych teras metodą pedologiczną. Tylko lokalnie, jak nad górnym Renem, zawartość węglanu wapnia w aluwjach wynosi średnio 20%, co powoduje silne zróżnicowanie gleb i stwarza optymalne warunki dla zastosowania tej metody.

#### 4.1.1.A. REN I JEGO DORZECZE

##### GÓRNY REN

Górny Ren płynie rowem tektonicznym wypełnianym aluwiami od wczesnego czwartorzędu (Fetzer i in. 1995; Ellwanger i in. 1995), a w jego obrębie, oprócz systemów teras, występują także ostańce starszych skał, np. trzeciorzędowe wzgórze Keiserstuhl (Totenkopf – 552 m) koło Fryburga (Freiburg).

Właśnie w rejonie Fryburga stwierdzono zmiany wywołane zwilgotnieniem i ochłodzeniem klimatu w XIV–XVI wieku (ryc. 8 obszar nr 1). Wysokie powodzie spowodowały reaktywowanie starego „wschodniego ramienia Renu”, co doprowadziło do wyludnienia położonych tu wsi. Jednak Ren nie opływał od wschodu wzniesienia Keiserstuhl, gdyż został zablokowany przez stożek Dreisam koło Gottenheim, przed którym tworzyło się okresowe jezioro (obecnie Wasenweiler Ried) (Mäckel, Zollinger 1995).

Na mapach G. Maire i in. (1972) niemal całe dno doliny w obniżonym tektonicznie rowie górnego Renu było jeszcze, z wyjątkiem wąskiego pasa wzdłuż koryta, zaznaczane jako obszar Wurmskiej akumulacji. Jednak badania prowadzone 25 km na północ od Strasburga pokazały, że w budowie dna doliny znacznie większą rolę pełnią osady holocenijskie zajmujące połowę szerokości lewobrzeżnej równiny zalewowej Renu (ryc. 8 obszar nr 2). W jej obrębie wyróżniono szereg różnowiekowych stref morfologicznych (Schirmer, Striedter 1985; Schirmer 1988).



Ryc. 8. Lokalizacja obszarów badawczych w dolinach Niemiec, Czech i Austrii omawianych w pracy. 1 – granice państw, 2 – maksymalny zasięg lądolodu skandynawskiego i lodowców alpejskich w vistuliania, 3 – badane odcinki: dorzecze Renu – górny Ren: 1 – koło Fryburga, 2 – poniżej Strasburga, 3 – odcinek Ludwigshaven-ujście Menu; 4 – doliny Schwarzwald, 5 – dolny Neckar, 6 – środkowy Neckar; środkowy Ren: 7 – w basenie Neuwied, 8 – koło ujścia Ahr, 9 – dolny Ren, 10 – górny i środkowy Men oraz Regnitz; 11 – dolny Men, 12 – Grünbach, 13 – Kinzig, 14 – Wetter, 15 – Lahn, 16 – Mozela koło Trewiru, 17 – Mozela koło Crevechamps, 18 – Saara, 19 – Sieg, 20 – Lippe; dorzecze Wezery: 21 – górna Werra, 22 – środkowa i dolna Werra, 23 – górna Wezera, 24 – górna i środkowa Wezera, 25 – środkowa Wezera, 26 – dolna i środkowa Leine, 27 – górna Leine, 28 – Ilme; dorzecze Łaby: 29 – górna Łaba, 30 – środkowa Łaba, 31 – Mulda, 32 – Soława, Biała Elstera, Pleisse i Geisel, 33 – Sprewa; dorzecze Dunaju – Dunaj: 34 – koło Ulm, 35 – odcinek Dietfurt-Ratyzbona-Pasawa, 36 – Linzener Donuafeld, 37 – Machland, 38 – Tullner Feld, 39 – Basen Wiedeński, 40 – Altmühl, 41 – Bogenbach, 42 – Wyzyna Bawarska, Kleine Laaber, 43 – Morawa i jej dorzecze, 44 – Lech, 45 – górna Izara i Amper, 46 – środkowa i dolna Izara, 47 – Inn, 48 – Saalach, 49 – Reutz



Brzeźną część równiny na granicy z trzeciorzędowymi wzgórzami zajmuje najniższa na całej równinie strefa Ried (ryc. 9). Jest ona wyraźnie niższa, o 1–3 m, od strefy następnej, czyli wzniesiona jest zaledwie około 1 m nad rzekę. Równocześnie jej szerokość dochodzi do 5 km, czyli zajmuje ona połowę lewo-brzeżnej równiny zalewowej. W żwirach (Hahnhoffen) brak jest pni, co według W. Schirmera (1988) ma świadczyć, podobnie jak pozycja morfologiczna, o późnowurmskim wieku aluwiów. Potwierdzają to częściowo torfy z tej strefy, których spąg był wcześniej datowany palinologicznie na ten okres (Hatt 1937). W pracy W. Schirmera (1995) strefa ta korelowana jest z późnoglacialną terasą Ebing na innych rzekach. Na żwirach zalegają dwa ogniwa madowe rozdzielone glebą kopalną. W zależności od morfologii gleba ta, podobnie jak współczesna, jest inaczej wykształcona. W obniżeniach są to gleby glejowe, przy czym kopalną glebę, można datować palinologicznie na subboreal lub subatlantyk (Ertl za Schirmerem 1988). W glebie tej występują już pyłki związane z działalnością człowieka (*Secale*, *Plantago lanceolata*). Na nieco wyższych obszarach, dolne ogniwo mad (90 cm) jest pylasto-drobnopiaszczyste i zamyka je kopalna gleba parabrunatna. Natomiast w stropie górnego ogniwa, drobnopiaszczystych madach (70 cm) z ceramiką, wykształciła się gleba brunatna.

Strefa Ried podnosi się stopniowo do strefy Matten (szerokość 0,5–2,0 km) zajętej przez łąki i wzniesionej około 4 m nad poziom rzeki. Ze żwirów tej strefy (Gambshheim-„Steinwald”) datowane były dwa czarne dęby: pierwszy zalegający głęboko, poniżej poziomu wód gruntowych na  $5810 \pm 70$  BP, drugi z najwyższej partii żwirów na  $4430 \pm 65$  BP. Żwiry przykryte są piaszczysto-pylastymi madami, na których rozwinął się pseudo-czarnoziem, później transformowany w glebę para-brunatną. Obie gleby są całkowicie odwapnione.

Location of study areas in the valleys of Germany, Czech and Austria. 1 – state borders, 2 – maximum of the Scandynavian ice sheet and the Alpine glaciers during the Vistulian, 3 – studied sections: Rhein basin – upper Rhein: 1 – near Freiburg, 2 – downstream of Strasbourg, 3 – section Ludwigshaven-mouth of Main; 4 – valleys of Schwarzwald, 5 – lower Neckar, 6 – middle Neckar; middle Rhein: 7 – in Neuwied’s basin, 8 – near mouth of Ahr; 9 – lower Rhein, 10 – upper-middle Main and Regnitz; 11 – lower Main, 12 – Grünbach, 13 – Kinzig, 14 – Wetter, 15 – Lahn, 16 – Mosel near Trier, 17 – Mosel near Crevechamps, 18 – Saara, 19 – Sieg, 20 – Lippe; Weser basin – 21 – upper Werra, 22 – middle and lower Werra, 23 – upper Weser, 24 – upper and middle Weser, 25 – middle Weser, 26 – lower and middle Leine, 27 – upper Leine, 28 – Ilme; Elbe basin – 29 – upper Elbe, 30 – middle Elbe, 31 – Mulde, 32 – Saale, Weisse Elster, Pleisse and Geisel, 33 – Spree; Danube basin – Danube: 34 – near Ulm, 35 – section Dietfurt-Regensburg-Passau, 36 – Linzener Donuaufeld, 37 – Machland, 38 – Tullner Feld, 39 – Vienna basin; 40 – Altmühl, 41 – Bogenbach, 42 – Bavarian Upland, Kleine Laaber, 43 – Morava and its basin, 44 – Lech, 45 – upper Isar and Amper, 46 – middle and lower Isar, 47 – Inn, 48 – Saalach, 49 – Reutz

Kolejną strefą jest strefa Felder (szerokość około 2 km), najwyższa część równiny zalewowej 4–6 m nad poziom rzeki. Usytuowana jest w tej strefie najstarsza sieć komunikacyjna i osadnicza, o czym świadczy toponimika (końcówka nazw wsi – heim). Granice morfologiczne tej strefy są niewyraźne. W jej obrębie W. Schirmer (1988) wydziela dwie, a nieco dalej na północ K. Striedter (1988) trzy terasy. Dolna z tych teras wznosi się około 0,5 m nad strefę Wörth i jest niższa o około 1 m od wyższego poziomu. W żwirach tej terasy (Offendorf- „Sandwörth”) został znaleziony czarny dąb datowany dendrochronologicznie na 589 AD, co pozwala wiązać tę akumulację z wczesnym średniowieczem lub okresem młodszym, a nie jak sądzi W. Schirmer (1988) ze średniowieczem lub okresem starszym (sic!). Pnie z tego okresu występują często w tym rejonie (Becker 1982). Żwiry tej terasy przykrywają mady piaszczysto-pylaste o miąższości do 1,4 m z odwapnioną (zawartość węgla wapnia w poziomie A – 5%, B – 14%, C – 19%) i rozwiniętą glebą w stropie – pararendziną – glebą brunatną (A – miąższość 30 cm, B<sub>v</sub> – 35 cm). W żwirach wyższego poziomu (Gamsheim- „Gräbelstücke”) znaleziono trzy pnie na głębokości 8, 12 i 17 m, z których najpłycej zalegający datowany był na 3030±55, a najgłębiej na 3600±55 BP. Na żwirach tej terasy zalegają mady pylasto-piaszczyste o miąższości 60 cm, całkowicie odwapnione, z rozwiniętą glebą brunatną.

Dalej na wschód występuje strefa Wörth (Wörth znaczy wyspa w korycie rzeki) zajęta przez pola i łąki (szerokość około 1 km), zalewana jeszcze kilkadziesiąt lat temu przez wszystkie większe powodzie i wzniesiona około 3,5 m nad poziom rzeki. Strefa ta ma urozmaiconą rzeźbę z zachowanymi i dobrze czytelnymi w morfologii dużymi paleomeandrami, częściowo wypełnionymi wodą. W aluwiach znaleziono kamień milowy (Gamsheim- „Kälbergrün”), ceramikę i czarny dąb ze śladami ścinania (Offendorf- „Sandwörth”), co pozwalało na datowanie żwirów korytowych na średniowiecze. Występujący wyraźny hiatus czasowy pomiędzy formowaniem tej strefy i poprzedniej, co w konsekwencji powoduje, że żwiry tej strefy wiązane są ze starszą częścią średniowiecza (Schirmer 1988). Żwiry przykryte są przez warstwę węglanowych (18%) mad piaszczystych o miąższości 0,5–1,0 m, z rozwiniętą w stropie słabo odwapnioną (12% CaCO<sub>3</sub> w poziomie B) pararendziną o miąższości 20–25 cm. W dolnej części żwirów pod obiema terasami zalega bardzo duża ilość pni czarnych dębów, co według W. Schirmera (1988) ma świadczyć o tym, że „żwiry tych obydwu teras zalegają na zróżnicowanych żwirach ze starszych okresów holocenu”. Wydaje się jednak bardziej prawdopodobne, że tego typu sytuację należy interpretować jako występowanie różnowiekowych pni czarnych dębów w poziomie bruku korytowego, a w aluwiach „sekwencji pozornej agradacji” (por. Kalicki, Krąpiec 1995b).

Bezpośrednio przy rzece, na terenie międzywala, występuje zadrzewiona strefa Auwald o szerokości 1 km i wzniesiona 2 m nad poziom rzeki. Mapa J.G. Tulli (1838) pokazuje, że strefa ta przed regulacją, była w początkach XIX w. aktywną równiną aluwialną. Poniżej badanego odcinka w aluwiach stwierdzono młode artefakty (Geissert i in. 1976). Natomiast w żwirowni (Ofendorf-, „Fahrkopf“) w żwirach korytowych znaleziono dwa czarne dęby ze śladami ścinania przez człowieka, jednak nie datowane. Na osadach korytowych spoczywa 60-centymetrowa warstwa węglanowych (19–23%) mad piaszczystych z rozwiniętą w stropie słabo odwapnioną (14%) parareżdziną o miąższości 10 cm (Schirmer 1988).

Pomiędzy Ludwigshafen i ujściem Menu (ryc. 8 obszar nr 3) w obrębie dna doliny wydzielono 11 systemów meandrów (Scharpff 1977), które w późniejszej pracy, w oparciu o badania glebowe, zostały połączone w trzy różnowiekowe systemy (Weidner 1990). Najstarszy, zachowany w brzeźnych częściach dna, przykrywa piaszczysto-pylaste mady węglanowe z charakterystycznym poziomem węglanowym w spągu mad (Rheinweiss). Ma on cechy przejściowe pomiędzy systemem meandrowym i wielokorytowym, na co wskazuje zmniejszenie parametrów starorzeczy i wzrost udziału drobnej frakcji w aluwiach (Scharpff 1977). Analizy pyłkowe (wyłącznie pyłek sosny wśród AP) wskazują na plejstocenijski wiek torfów i eoholocenijski wiek osadów wypełniających starorzecze. Na tym fragmencie równiny zalewowej rozwinęły się zdegradowane czarnoziemy uznawane powszechnie za borealne (Fetzer i in. 1995). Analiza mapy pokazuje, że do tego systemu został włączony fragment dna doliny wzdłuż prostoliniowej krawędzi pomiędzy Worms i Guntersblum, a z drugiej strony także fragmenty koło Bobstadt, gdzie znajdują się bardzo dobrze rozwinięte paleomeandry. Dlatego wydaje się, że autorzy w tym systemie połączyli niesłusznie dwa różnowiekowe fragmenty, odpowiadające roztokowemu rozwinięciu Renu u schyłku plejstocenu lub może w okresie młodszego dryasu, jak opisuje to w sąsiedztwie K. Heine (1982), oraz meandrowemu z późnego glacjału lub eoholocenu (system 3, preborealny wg H.J. Scharpffa 1977). Średni system meandrowy z ilasto-pylastymi madami obejmuje większą część doliny, a duże krzywizny i mała szerokość paleokoryt wskazuje na rozwój swobodnego meandrowania w holocenie, aż do końca subboreału (Scharpff 1977 i Weidner 1990). Jednak na diagramie H.J. Scharpfa (1977) zwraca uwagę okres około 5000 BP, w którym nastąpiła bardzo wyraźna zmiana składu mad i stały się one na krótko bardzo piaszczyste, a także doszło do odcięcia meandrów 7. i 8. systemu (datowania palinologiczne). W subatlantyku, od okresu rzymskiego, zaczął być kształtowany najmłodszy system meandrowy z piaszczysto-pylastymi madami, zachowany wzdłuż współczesnego koryta (Weidner 1990). Wyprostowanie biegu rzeki i poszerzenie koryta wskazuje na

tendencję do roztokowania (Scharpff 1977). Zmiany te wiązane są jednoznacznie nie z klimatem, ale z działalnością człowieka w dorzeczu Renu (Fetzer i in. 1995).

#### DORZECZE GÓRNEGO RENU

W małych dopływach ze Schwarzwaldy (ryc. 8 obszar nr 4) stwierdzono wzrost aktywności fluwialnej od neolitu, nawiązującej do działalności człowieka (Mäckel, Zollinger 1995). W dolinie Sulzbach najstarsza, późnoglacialna seria żwirowo-piaszczysta z węgielkami (Oberdottingen: 12 600±240 BP) została przykryta przez neoholocenyckie żwiry. Podobnie w dolinie Brettenbach stwierdzona została, uwarunkowana klimatycznie oraz wzmocniona antropogenicznie, wczesnosubborealna faza akumulacji żwirowej, gdyż drzewo z górnej partii tych żwirów było datowane na 3760±55 BP. Następną taką fazę wystąpiła w okresie przedrzymskim w dolinie Sulzbach, w okresie lateńskim (2260±55 BP) w dolinie Möhlin koło Ehrenstetten, a także w dolinie Altbach na NE od Fryburga, gdzie żwiry przykrywają osady pozakorytowe z węgielkami datowanymi na 2290±70 i 2150±60 BP. Faza ta jest wiązana z odlesieniem wskutek budowy fortyfikacji celtyckich oraz rozszerzeniem obszarów uprawnych, co było wymuszone pogorszeniem się klimatu. Od okresu rzymskiego (I–IV w. n.e.) notuje się silne antropogeniczne zmiany morfodynamiki fluwialnej. W dolinie Sulzbach starsze, subborealne i subatlantyckie, aluwia zostały przykryte przez nowe ogniwa żwirowe datowane na 1900±70 i 1855±55 BP (węgielki), a na obszarze lessowym rozwinęły się płaskodenne wąwozy. Kolonizacja germańska zapisała się serią osadów pozakorytowych datowanych radiowęglowo na V–VII w. n.e. Jednakże najsilniejsza akumulacja mad nastąpiła w późnym średniowieczu i na początku czasów nowożytnych. Jej maksimum jest ściśle związane z historią osadnictwa i dlatego na zachodnich skłonach (dolina Sulzbach) wystąpiło w XI–XIII w., w centralnych partiach gór w XI w., a w najsłabiej dostępnych i najpóźniej skolonizowanych dolinach dopiero w XV–XVII w.

Osady stożka Neckaru poniżej Heidelbergu (ryc. 8 obszar nr 5) narastały od eemu (osady na głęb. 25–30 m), poprzez interpleniglacjał (osady na głęb. 15 m – 54 000±600 BP a na głęb. 7 m – 27 660±440 BP) i schyłek plejstocenu, kiedy nastąpiły na nim zmiany kierunku płynięcia rzeki z S–N na S–NW, o czym świadczy starorzecze odcięte przed 10 690±75 BP (Löscher i in. 1983). Zmiany te spowodowały znaczne skrócenie biegu rzeki a w konsekwencji rozcięcie osadów plejstocenyckich oraz utworzenie dwóch teras. Starsze osady holocenyckie (około 3–4 m miąższości) zalegają na osadach interpleniglacialnych zaburzonych w stropie kriogenicznie. W bruku korytowym starorzecza wypełnionego mułkami z małakofauną (Neckarhausen) znaleziono cztery czarne dęby

datowane na  $8505\pm60$ ,  $8205\pm60$ ,  $7775\pm65$  i  $6910\pm90$  BP. W młodszych osadach czarne dęby były datowane na  $5420\pm80$  i  $1975\pm55$  BP, węgle drzewne na  $3360\pm85$  i  $495\pm60$  BP, a drewno na  $1845\pm55$  BP. W dolinie środkowego Neckaru koło Heillbronn (ryc. 8 obszar nr 6) wyróżniono 8 teras, a w obrębie równiny zalewowej 12 włożeń związanych z różnowiekowymi paleomeandrami (datowania palinologiczne), które formowały się w czasie 4 faz wzmożonej aktywności (Bibus, Wesler 1995). Najstarsze włożenie z wysoko zalegającym stropem żwirów jest oddzielone od młodszych ogniwi wyraźną 3-metrową krawędzią i jest związane z pierwszą fazą aktywności obejmującą młodszy dryas i eoholocen. Rozcięcie tego poziomu i obniżenie na nim poziomu wód gruntowych nastąpiło w okresie zwilgocenia około 8000 BP, dlatego w optimum holocenu rozwinęła się na nim bardzo dobrze wykształcona gleba brunatna (parabraun) oraz lokowane były osady neolityczne. W czasie drugiej fazy aktywności, w wilgotnym atlantyku, kształtowane już było dno doliny, które zostało przykryte miększymi (do 3 m) ilastymi i węglanowymi madami. Na końcu tej fazy, na przełomie atlantyku i subboreału, zostały odcięte dwa paleomeandry. Trzecia faza obejmuje okres subboreału i początek subatlantyku. Rzeka docięła się w tym okresie do podłoża, a zmiany koryta następowały pomiędzy 4–3 (generacja 3 i 4) i 2,7–2,5 ka BP (generacja 5). Czwarta faza jest datowana na 1,5–0,8 ka BP, a wszystkie starorzecza (generacje 6, 7, 8) powstały pod jej koniec, około 1000 BP i w małej epoce lodowej. Trudno do końca zgodzić się z zaprezentowaną wyżej interpretacją E. Bibusa, J. Weslera (1995) i za fazy aktywności trzeba raczej uznać okresy zmian koryta, a nie fazy rozwoju meandrów, których czas trwania jest niemożliwy do określenia. Prawdopodobnie również wyższy poziom (faza 1) był formowany nie przez rzekę meandrową a roztokową, o czym może świadczyć tak duża różnica zalegania stropu facji korytowej pomiędzy tym poziomem a ogniwami rzeki meandrowej (por. Kalicki 1992b, c). W dorzeczu górnego Neckaru ilasto-organiczne mady (Basismudde) zalegające bezpośrednio na vistuliańskich żwirach były datowane na  $9290\pm190$  BP (Groschoff 1961).

#### *DOLINA ŚRODKOWEGO I DOLNEGO RENU*

Vistuliańska terasa niska (Niederterrasse – Kaiser 1903) w dolinie środkowego i dolnego Renu ma skomplikowaną budowę. W obrębie jednego poziomu morfologicznego występuje kilka różnowiekowych włożeń (Ahrens 1927; Brunacker 1978; Boenigk 1991). Powszechnie wydzielane są dwie jej części. Akumulacja starszej części zakończyła się jeszcze w młodszym pleniglacjale (przed böllingiem), gdyż już w böllingu nastąpiło 10-metrowe rozcięcie tej terasy (Brunacker 1978). Młodsza część niskiej terasy, z wkładkami alerödskiego tufu wulkanicznego Laachar See (10 966 cal BC – Baales 2001)

była akumulowana w młodszym dryasie. Lokalnie, koło Düsseldorfu i w basenie Neuwied (ryc. 8 obszar nr 7), pomiędzy tymi dwoma włozeniami występuje poziom wiązany za W. Schirmerem (1990) z böllingiem. U ujścia Ahr (Goldene Meile) na niskiej terasie (NT2) stwierdzono, że na osadach korytowych tej terasy zalegają pylaste, drobniejące ku górze, przedallerödskie mady rzeki meandrowej (bölling-alleröd), na których rozwinęła się allerödзка gleba (ryc. 8 obszar nr 8). Została ona przykryta przez tuf Laacher See, na którym zostały złożone młododryasowe osady pozakorytowe akumulowane na tej terasie równoległe z tworzeniem roztokowych aluwiów korytowych terasy NT3, bardziej gruboziarnistych niż analogiczne osady NT2, co świadczy o zmianie warunków hydrodynamicznych (ryc. 9). W stropie terasy NT3 stwierdzono redeponowany tuf Laacher See (Heine 1982; Schirmer 1990). Również w innych dolinach w Hesji stwierdzono gruboklastyczne (żwiry, piaski) osady młododryasowe, często podścielone warstewkami allerödskiego (12 930 cal BP) pyłu wulkanicznego Laacher See (Andres i in. 1999; Schmincke i in. 1999). Pod koniec młodszego dryasu sformowany został poziom erozyjny („dezintegracji niskich teras”), często zwydmiony i z krioturbacjami w aluwiach (Brunnacker 1978). Rozcinanie niskiej terasy miało trwać aż do preboreału (Klostermann 1992), jednak w świetle danych z dorzecza Renu np. dolina Saary (Zandstra 1954), Wetter (Houben 1997), gdzie terasy niskie zostały rozcięte jeszcze przed późnym glaciałem, przyjmowanie tak dużego opóźnienia fazy erozji w dolinie głównej w stosunku do dopływów wydaje się nieuzasadnione.

W holocenie kształtowane było dno doliny, jednak nad środkowym Renem brak jest szczegółowych badań równiny zalewowej. Jedynie w kotlinie Neuwied (ryc. 8 obszar nr 7) rozpoznano mady, które w okresie rzymskim przykryły drogę rzymską na odcinku Koblenca-Andernach (Hirschfeld za Schirmerem 1973).

Nad dolnym Renem (ryc. 8 obszar nr 9) szerokość dna rośnie w dół rzeki od 2–6 km na południe od Duisburga do 8 km pomiędzy Duisburgiem i Xanten oraz do 13 km poniżej Xanten (Klostermann 1992). Początkowo w jego obrębie wydzielano dwa segmenty, wyższy (borealny) i niższy (Braun 1968). W oparciu o mapę geomorfologiczną zamieszczoną w pracy K. Brunnackera (1978) i własne obserwacje terenowe można w dolinie dolnego Renu wydzielić dwa odcinki. Do Düsseldorfu równina zalewowa Renu jest wąska (maksymalnie 2–3 km) i ograniczona krawędziami niskiej terasy, co uniemożliwiało swobodne meandrowanie rzeki. Dlatego w dnie brak jest paleomeandrów, a rozwój równiny zalewowej następował tu na zasadzie dobudowywania strefy odsypów bez zmiany koryta. Natomiast poniżej ujścia Lippe dno się rozszerza i rzeka mogła już swobodnie meandrować. Zachowane tu liczne paleomeandry i włozenia związane są z poszczególnymi fazami rozwoju doliny.

Dla poznania doliny dolnego Renu podstawowe znaczenie ma praca K. Brunnackera (1978) omawiająca ewolucję w holocenie. Bogata dokumentacja zawarta w tym opracowaniu pozwala na zweryfikowanie poglądów autora i reinterpretację niektórych profili zgodnie ze współczesnym stanem wiedzy o aluwiach. Nowsze podsumowanie (Klostermann 1992) w znacznym stopniu bazuje na pracy K. Brunnackera. W dnie doliny, które ma „wyspawą” budowę, wydzielane są włożenia formowane od boreału przez rzekę o dwóch typach rozwinięcia: bifurkacyjnym (typ przejściowy pomiędzy roztokowym a meandrowym – terasy 2 i 4) oraz meandrowym (terasy 1, 3 i 5). Jednak typ rozwinięcia został określony tylko w oparciu o kształt starorzeczy w rejonie Xanten (Klostermann 1989).

W okresie holocenu K. Brunnacker (1978), a później podobnie J. Klostermann (1992), wydzielili kilka faz aktywności fluwialnej. Charakteryzowały się one dominacją erozji w środkowym Renie i południowym odcinku dolnego Renu, gdzie zbocza doliny są relatywnie wysokie. Materiał dostarczony przez tą erozję był akumulowany w niższym odcinku dolnego Renu w formie aluwialnych stożków na przedpolu Sredniogórza. Po fazie sypania stożków rzeka meandrowała. W schemacie tym dopiero faza meandrowania po 1000 AD wiązana jest z podniesieniem poziomu morza. J. Klostermann (1992) uważa, że rozwój Renu nawiązuje do zmian klimatu (fazy bifurkacji – sypanie stożków) i transgresji morskich (fazy meandrowe). Patrząc krytycznie na wyżej przedstawione poglądy trzeba podkreślić, że omawiany odcinek oddalony jest około 150–100 km od Morza Północnego, a badania W. Florka (1991) wykazały, że wpływ wahań poziomu morza jest bardzo ograniczony i wygasa na znacznie krótszym odcinku. Być może więc zmiany te należałoby wiązać jednak ze zmianami klimatycznymi w Europie środkowej.

Stopień rozwoju gleb (por. Schröder 1983; Paas 1983a, b; Stephan 1993) pozwolił wydzielić różnowiekowe segmenty równiny zalewowej. Pomocne są również stanowiska archeologiczne, gdyż na nie zalewanych obszarach dna lokalizowane były osady prehistoryczne. Natomiast J. Klostermann (1992) nie stwierdza związku pomiędzy wiekiem aluwiów, a składem minerałów ciężkich (por. Schröder 1983) i uważa też, że malakofauna nie ma znaczenia stratygraficznego.

K. Brunnacker (1978) wydziela w starszym holocenie 2 lub 3 fazy rozwoju (AH I, AH II) i związane z nimi włożenia aluwiów, które według J. Klostermanna (1992) były formowane przez rzekę bifurkacyjną. Na segmentach tych brak osad mezolitycznych. Od końca neolitu następowało zmniejszanie przepływów i były w tym okresie akumulowane ility znane na N od Duisburga. W środkowym holocenie (MH I) autor ten wydziela fazę sedymentacji mad, które są przykryte przez kolejne ogniwo aluwiów (MH II), starsze niż kultura

pól popielicowych (*Urnenfelder*). J. Klostermann (1989, 1992) z atlantyckim ociepleniem i podniesieniem poziomu morza (7600–6000 BP) wiąże pierwszą fazę meandrowania (terasa 1.). Po niej, wskutek zatrzymania transgresji oraz oziębienia i zwilgotnienia klimatu, nastąpiła druga faza budowy stożków (6000–5500 BP) przez rzekę bifurkacyjną (terasa 2.). Być może, wskutek rozcięcia nastąpiło osuszenie równiny zalewowej, na którą wkroczyło osadnictwo neolityczne, a na terasie 1. zostały złożone piaszczyste mady (odwapnienie do 1,5 m). Od 5500 BP następowało szybkie podnoszenie poziomu morza, wzrost temperatury i opadów, co wywołało drugą fazę meandrowania (terasa 3. = MH II) połączoną z erozją i osuszeniem dalszych części równiny, na których lokowane były liczne stanowiska neolityczne. Były akumulowane mady, odwapnione do 0,8–1,0 m. Kolejne włożenie datowane jest przez K. Brunnackera (1978) na koniec okresu brązu (MH III), a zatorfienie paleomeandrów od około 3100 BP J. Klostermann (1992) wiąże ze wzrostem opadów i wahaniami temperatury, co w konsekwencji doprowadziło do podniesienia poziomu wody gruntowej w delcie Renu. Kolejne włożenie było związane przez K. Brunnackera (1978) z okresem rzymskim (II w. AD) (JH I). Podobnie J. Klostermann (1992) wiąże z okresem zwiększonych opadów formowanie bifurkacyjnej terasy 4. W tym czasie (od początku naszej ery do początku III w. n.e.) notowane jest także silne zamulanie starorzecza koło Xanten, gdzie położony był port Colonia Traiana (Petrikovits 1952). Od 500 BC rozpoczęła się wyraźna (powyżej 1 m/300 lat) transgresja morza (Dunkierka I), po której nastąpiły kolejne. Spowodowały one, że od około 1000 AD rozpoczęła się faza bardzo intensywnego meandrowania rzeki (JH II = terasa 5.). W neholocenie sedymentowały mady węglanowe (Klostermann 1992).

W pracy K. Brunnackera (1978) brak jest genetycznej interpretacji osadów, co prowadzi miejscami do mylnych wniosków i uogólnień. Z mułkowych wypełnień starorzeczy, osadu typowego dla zanikających paleomeandrów, autor wyciągnął wniosek o fazie osadzania mad (*Verschlamungsphase*) w środkowym holocenie (MH I pomiędzy 5–4 ka BP). Jednak dzięki bardzo dobrej dokumentacji zawartej w tej pracy możliwa jest reinterpretacja szeregu profili i przekrojów, co pozwala na wyciągnięcie bardzo interesujących wniosków. I tak analizując szczegółowo kolejne włożenia, szczególnie JH I i JH II widać wyraźnie, że w ich obrębie występuje kilka generacji paleomeandrów, np. w JH II minimum 5. Jest tu więc zdecydowanie więcej ogniw aluwialnych niż wydzielono w tej pracy i niż przyjmuje W. Schirmer (1995) dla wszystkich rzek niemieckich. Interesujących danych dostarcza także przekrój równiny zalewowej JH I koło Borth, nieco powyżej ujścia Lippe (Brunnacker 1978). W obrębie jednego poziomu morfologicznego widoczne są dwa włożenia zamaskowane przez pokrywą osadów pozakorytowych o różnej miąższości.



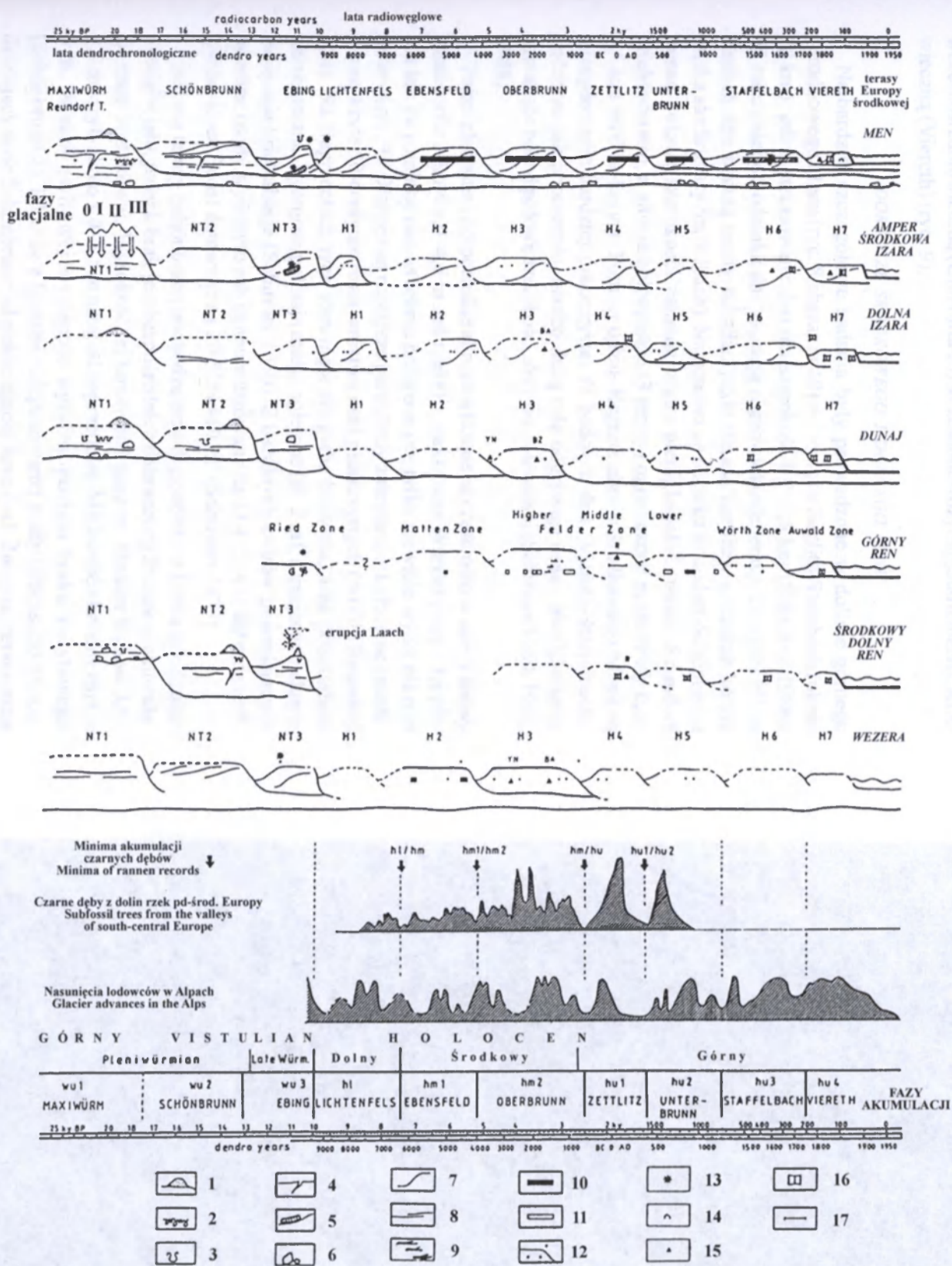
Poniżej Lippe, osady pozakorytowe zostały rozdzielone na kilka pokryw w zależności od ich węglanowości. Staro- (AH I) i środkowoholocenijskie (MH I) gleby kopalne przykryte są przez młodsze, bardziej gruboziarniste mady z młodszego holocenu (JH I) (Brunnacker 1978). Część z nich jest węglanowa (jak w profilu R 11), ale najczęściej są to mady odwapnione, co może sugerować, że są to jednak osady starsze niż sądził autor i mogą pochodzić ze środkowego holocenu. Staroholocenijskie gleby kopalne przykryte są przez młodsze, bardziej gruboziarniste mady z młodszego holocenu, w spągu węglanowe (jak np. w profilu R 11). Szczegółowa analiza składu granulometrycznego najmłodszych mad pozwala zauważyć tendencję do grubienia tych osadów ku stropowi, podobnie jak w madach z ostatniego tysiąclecia w Polsce (Kalicki 1997a, 2000a). Również nowsze prace zmuszają do weryfikacji poglądów K. Brunnackera i zakwestionowania w dużym stopniu metody glebowej do wyznaczania różnowiekowych fragmentów równiny zalewowej.

Koło Xanten J. Klostermann (1989) wydzielił 7 generacji starorzeczy (qh1–qh7). Pierwsza z nich (qh1) datowana jest tylko pośrednio (8–6 ka BP) i wiązana z terasą Ebensfelder Menu. Terasa qh2 przykryta jest madami z okresu rzymskiego, gdyż drewno w ich spągu było datowane na  $2200 \pm 50$  BP. W wypełnieniu starorzecza znalezione zostały artefakty rzymskie, a Rzymianie założyli w tym starorzeczu port. J. Klostermann (1989) wiąże to włożenie z okresem 6–5 ka BP, pomimo że wysokość nad poziom rzeki, artefakty w starorzeczu, datowanie, a nawet gleby, na co zwraca uwagę sam autor (sic!), nie potwierdzają tak starego wieku. Wydaje się, że włożenie to należy wiązać z subatlantykiem (okresem rzymskim?), kiedy rzeka prostowała już swoje koryto. Starorzecze omawiane powyżej podcina paleomeander Dombogens, którego wypełnienie było datowane paleobotanicznie na średniowiecze. Po drugiej stronie Renu J. Klostermann (1989) wydziela terasę qh3 datowaną na okres 4–3 ka BP, gdyż na odsypach paleomeandra stwierdzono osadę neolityczną, w jego wypełnieniu znaleziono artefakt z okresu późnego żelaza, a na erozyjnym brzegu znajdowała się duża osada germańska, jakie były zwykle lokowane nad starorzeczami. Terasa qh4, na którą składają się w mojej opinii dwa włożenia, J. Klostermann uznaje za starszą niż II w. AD, gdyż ceramika z tego okresu została znaleziona w młodszym włożeniu, a na madach znajduje się cmentarz z 450 AD. Rzymska (20–50 AD) akumulacja wałów przykorytowych (do 1,5 m miąższości) przykrywająca osadę starszą niż Colonia Traiana była opisywana z rejonu Xanten już wcześniej (Petrikovits 1952). Pozostałe trzy włożenia są historyczne: qh5 (500–1590 AD), qh6 (1590–1650 AD) i qh7 (od 1655 AD).

Na SE od Rees znajduje się starorzecze Reeser Bruch, w którego wypełnieniu znajdujemy zapis zmian sedymentacyjnych (Klostermann, Paas 1989). Jak

wskazuje niepublikowany diagram pyłkowy (P. van Gool 1980) starorzecze zostało odcięte około 5000 BP. Do około 3000 BP w paleomeandrze były akumulowane węglanowe mułki ilaste, organiczne. Później narastały torfy, które około 500 AD zostały przykryte przez mady średniowieczne.

Koło Kleve stwierdzone zostało subborealne i subatlantyckie zatorfienie dna doliny oraz dwa włożenia neholoceńskie, z których starsze, subborealne (4700–3000 BP lub starsze) obejmuje segment wczesnoholoceńskiej (AH-II) równiny zalewowej wg K. Brunnackera (1978), a młodsze jest subatlantyckie (2200–2000 BP). Podobnie koło Leverkusen, starorzecze Worringen odcięte, jak dokumentuje to diagram pyłkowy, około 1000 BP leży w obrębie wczesnoholoceńskiego segmentu K. Brunnackera. W okresie rzymskim (2000–1800 BP) odcięte zostało też starorzecze w Wessel koło Xanten (Urban i in. 1983). W wypełnieniach obu tych starorzeczy znajduje się zapis zmian sedymentacji w subatlantyku. Po fazie rzymskiej, ze zmianami koryt i tworzeniem nowych włożeń, musiało nastąpić uspokojenie procesów fluwialnych, gdyż w Wessel od  $1740 \pm 80$  BP narastały torfy datowane w środkowej partii na  $1480 \pm 70$  BP i zostały przykryte przez mady dopiero w okresie frankońskim (datowanie palinologiczne). Zapis zmian w ostatnim tysiącleciu, znacznie zróżnicowany w zależności od położenia profilu w obrębie starorzecza (por. Zabierzów Bocheński – Kalicki i in. 1996), znajdujemy w Worringen, gdzie na mułkach z malakofauną osadzone zostały piaski (20 cm) i dopiero później zaczęły narastać torfy. Podobny zapis znajdujemy na odcinku pomiędzy Rees i Emmerich w paleomeandrze Grietherbusch poniżej Xanten, który został odcięty na początku XIV w. (minimum Spörrera małej epoki lodowej), a typ sedymentacji zmieniał się wraz z coraz większym traceniem kontaktu starorzecza z rzeką (Lange 1978). Z wyników niepublikowanych badań R. Gerlach (inf. ustna) równiny zalewowej koło Emmerich i Kleve (taki sam obszar badań jak Urbana i in. 1983) wynika, że występuje tu zróżnicowanie glebowe na różnowiekowych włożeniach od subboreału do dziś (datowania w oparciu o dane historyczne R. Strassera – inf. ustna) i wraz z wiekiem następuje coraz silniejsze odwapnienie gleb. Ch. Hoppe (1970), badając, w oparciu o dane historyczne, kartograficzne etc., zmiany koryta Renu na odcinku pomiędzy Kolonią i Kleve, stwierdziła koło Duisburga odcięcie meandra około 200 AD i akumulację pozakorytową z podobnego okresu, która przykryła groby rzymskie położone na starszym fragmencie równiny zalewowej. Natomiast w latach 1200–1700 powstało 6 nowych starorzeczy na badanym odcinku. Również, w oparciu o podobne dane, H. Scheller (1970) odtwarzał zmiany Renu koło Duisburga od 200 AD do dziś, a R. Strasser (1990) w podobnym okresie na odcinku Dormagen-Düsseldorf. Szczegółowe badania nad historycznymi zmianami koryta były prowadzone też koło Düsseldorfu (Flinspach 1991) i Du-



Ryc. 9. Fazy aktywizacji depozycji w dolinach środkowoeuropejskich od plenivistulianu, skorelowane z depozycją czarnych dębów i fazami nasunięć lodowców alpejskich (Schirmer 1995)

Długość narysowanej terasy odpowiada okresowi depozycji jej aluwii. Belki odpowiadają chronologicznemu datowaniu osadów korytowych. Czarne belki są datowaniami czarnych dębów. Puste belki odnoszą się do datowania terasy, ale pochodzą ze starszych żwirów (cokołu) zalegających poniżej młodszej terasy. Terasa Staffelbach Menu jest datowana przez ceramikę. Chronologie, datowania radiowęglowe, prehistoryczne i historyczne dane odnoszą się do poziomej skali czasu. Symbole wewnątrz teras są danymi pochodzącymi z osadów korytowych, natomiast czarne symbole powyżej teras z osadów pozakorytowych. Puste symbole powyżej teras są *termini post quem* dla jej aluwii. Pionowe odległości pomiędzy powierzchnią terasy a jej spągami nie są narysowane w skali, ale wskazują tylko relację do następnej terasy. Górna skala czasu oznacza lata kalendarzowe (AD) i lata radiowęglowe (BP) przed narodzeniem Chrystusa. Dolna skala odpowiada latom kalendarzowym (AD) i latom dendrochronologicznym (BC) (kalibracja lat radiowęglowych i dendrochronologicznych wg. Stuiver, Becker 1993; Kromer, Becker 1993).

Dane dla poszczególnych rzek zaczerpnięte z następujących prac: Men (Schirmer 1983b, 1988 i niepublikowane), Amper i środkowa Izara (Feldmann 1990 i Feldmann i in. 1991), dolna Izara (Schellmann 1990, 1991, 1993), Dunaj (Buch 1988; Schellmann 1988, 1990), górny Ren (Schirmer, Striedter 1985; Striedter 1988), środkowy i dolny Ren (Schirmer 1974, red. 1990; Klostermann 1989), Wezera (Schmidt 1977; Schellmann 1993 i niepublikowane dane G. Schellmanna, U. Schirmer i W. Schirmera). Dane dotyczące częstości występowania czarnych dębów uzyskano z prac Beckera (1982, 1993). Krzywa lodowców oznacza nasunięcia lodowców w stosunku do pozycji współczesnej (linia podstawy) wg Röthlisberger, Geyh (1986) i Maisch i in. (1993).

1 – wydmy/piaski eoliczne, 2 – struktury kropłowe, 3 – krieturbacje, 4 – wypełnienie klinów mrozowych, 5 – reliktywne pakiety przemarznętego gruntu w aluwiiach, 6 – bloki, 7 – żwiry rzeki meandrowej, 8 – żwiry rzeki roztokowej, 9 – poziomy czarnych dębów (nadległe), 10 – chronologia czarnych dębów ze żwirów terasy, 11 – chronologia czarnych dębów ze żwirów cokołu, 12 – datowanie <sup>14</sup>C, 13 – datowanie palinologiczne, 14 – skorupka *Dreissena polymorpha*, 15 – archeologiczne artefakty: YN – młodoneolityczne, B – brązowe, R – rzymskie, 16 – dokumenty historyczne, 17 – fazy powodzi historycznych

Phases of increased deposition on Middle European rivers since the Pleniwurmian compared with rannen records from river deposits and glacier advance phases in the Alps (Schirmer 1995).

The length of a drawn terrace surface indicates the deposition period of the terrace body. Beams are chronologies dating the channel deposits. Black beams are chronologies to the terrace age, but originating from socle gravels preserved beneath younger terraces. The Staffelbach terrace of the Main river is dated by a ceramic chronology. Chronologies, <sup>14</sup>C data, prehistorical and historical data refer to the horizontal time scale. Symbols within a terrace body are data coming from channel deposits. Black symbols above a terrace body are data coming from floodplain deposits. Empty symbols above a terrace body are *termini post quem* for this body. The vertical distances of the terrace surface and base lines only indicate the relation to the joining terraces, but are not on scale.

The upper one of a time scale pair indicates calendar years AD, and <sup>14</sup>C years (BP) before Christ. The lower one indicates calendar years AD, and dendro years BC (calibration of the <sup>14</sup>C and dendro years after Stuiver, Becker 1993; Kromer, Becker 1993).

The data for the individual rivers are taken from the following papers: Main (Schirmer 1983b, 1988 and unpublished); Amper and middle-Isar (Feldmann 1990 and Feldmann et al. 1991); lower-Isar (Schellmann 1990, 1991, 1993); Donau (Buch 1988, Schellmann 1988, 1990); Oberrhein (Schirmer, Striedter 1985, Striedter 1988); middle and lower Rhein (Schirmer 1974, ed. 1990, Klostermann 1989). Weser: Schmidt 1977, Schellmann 1993 and unpublished data from Schellmann, U. Schirmer and W. Schirmer). The rannen record presents the rannen frequency gained from long log collecting (composed after Becker 1982 and 1993). The glacier curve indicates glacier advance periods compared with the recent glacier position (base line) (after Röthlisberger, Geyh 1986 and Maisch et al. 1993).

1 – dune/acolian sand, 2 – drop soil, 3 – cryoturbation, 4 – ice wedge fill, 5 – gelsolium slab, 6 – boulders, 7 – L-gravel, 8 – V-gravel, 9 – superposition of rannen layers, 10 – rannen chronology from terrace gravel, 11 – rannen chronology from socle gravel, 12 – <sup>14</sup>C data, 13 – pollen data, 14 – river conch *Dreissena polymorpha*, 15 – prehistoric finds: YN – Young Neolithic, B – Bronze Age, R – Roman period, 16 – historical documents, 17 – phases of historical flooding



isburga (Gerlach 1991). W. Schirmer (1990) wydzielił w obrębie odsypów meandrowych starorzecza w Dormagen 4 terasy (włozenia): rzymską (Zeitlitz), wczesnośredniowieczną (Unterbrunn), wczesnonowożytną (Staffelbach), XIX-wieczną (Viereth) (ryc. 9).

#### *DORZECZE ŚRODKOWEGO I DOLNEGO RENU*

Najbardziej szczegółowe badania były prowadzone w dolinie górnego i środkowego Menu (ryc. 8 obszar nr 10) na odcinku Zettlitz-Steinbach (około 70 km), gdzie sterasowane dno ma szerokość 0,7–1,5 km (Schirmer 1986). W zależności od odcinka dno zajmują różnowiekowe terasy. Powyżej ujścia Rodach dno budują osady subatlantyckie (terasa Zettlitz), a wzdłuż koryta wąska strefa terasy Staffelbach). Natomiast na odcinku Reundorf-Schönbrunn ponad połowę szerokości zajmują osady pleniglacialne (terasy Reundorf i Schönbrunn), a aluwia holocenijskie (3 terasy) ograniczone są do strefy 0,3–0,5 km wzdłuż koryta. Poniżej ujścia Regnitz aluwia środkowego Menu są zdecydowanie bardziej piaszczyste. W budowie dna (Viereth-Staffelbach), podobnie jak poprzednio, bardzo dużą rolę odgrywają osady pleniglacialne zajmujące ponad połowę szerokości równiny zalewowej (Schirmer 1980, 1981, 1988).

Późnoglacialne i holocenijskie aluwia włożone są częściowo w osady terasy Reundorfer (około 4,0–4,5 m nad rzekę) z maksimum Würmu (wul.). Jej płaska lub zwydmiona powierzchnia położona jest tylko niewiele wyżej niż dno doliny (ryc. 9). Dlatego jej najniższe partie były zalewane w holocenie i zostały przykryte 50-centymetrową warstwą mąd piaszczystych (profile Reundorf 3, 4). Na fragmentach tych rozwinęła się gleba brunatna, a na pozostałych parabrnatna. Rynny wypełniają mułki oglejone (do 2 m), a miejscami aluwia zaburzają krioturbacje (Schirmer 1980). Z bazalnych żwirów pościelających młodsze osady wydobyto żąb mamuta datowany na 23 415±475 BP oraz torfy (Abtswiesen Beds) datowane na 20 525±410 BP (Schirmer 1978).

Aluwia terasy Schönbrunn pochodzą prawdopodobnie z końca młodszego pleniglacialu, jednak brak jest bezpośrednich datowań tej żwirowej akumulacji rzeki roztokowej. Wysokość tej terasy nad górnym Menem wynosi 3,5–4,5 m, czyli około 1,0–1,5 m niżej od poprzedniej. Miąższość aluwii osiąga 6 m. W serii żwirowej występuje wyraźny poziom bruku korytowego (Schönbrunn 2), lokalnie z bryłami redeponowanej mady (Ebensfeld 8), rozdzielający serię Schönbrunn od pościelającej Reundorf. Żwiry tej terasy mają miąższość 3,5–4,0 m są lokalnie zaburzone przez krioturbacje (profil Schönbrunn 18) (Schirmer 1980). W odsłonięciu Schönbrunn 13 torfy wypełniające paleokoryto (Nahtrinne) były datowane pyłkowo na schyłek allerödu (Ertl 1987). W starorzeczu tym występują wyraźne zmiany typu sedymenta-

cji. Młododryasowe piaski i mułki spoczywają pomiędzy dwoma seriami organicznymi – allerödzką i preborealną (Ertl 1980). Jednakże pomiędzy stropem żwirów tej terasy, a torfem występuje seria koryt wyciętych w tej terasie i wypełnionych przez żwiry bez szczątków paleobotanicznych czy paleozoologicznych (Schirmer 1980) i dlatego W. Schirmer (1995) uważa fację korytową terasy Schönbrunn za starszą niż alleröd. Na żwirach tej terasy leży miąższa (do 1,5 m) pokrywa madowa składająca się z trzech ogniw rozdzielonych glebami kopalnymi (Schirmer 1990). Na najstarszych, późnoglacialnych madach (0,5 m) rozwinął się czarny pseudoczarnoziem o miąższości 40 cm (gleba Trieb) (Becker, Schirmer 1977). Spektrum pyłkowe wskazuje na to, że gleba powstała w okresie allerödu (Ertl 1987), natomiast datowanie radiowęglowe ( $7980 \pm 110$  BP) gleby dało wiek odmłodzony (Becker, Schirmer 1977; Schirmer 1978). W profilu Ebensfeld 9 wypełnienie małej rynny rozdziela glebę Trieb na dwa poziomy, z których starszy był datowany pyłkowo na preboreal (Borger w Schirmer 1980). W sąsiedniej żwirowni (Ebensfeld-Kläranlage) glebę Trieb zaburzają do głębokości 1,5 m epigenetyczne krioturbacje, prawdopodobnie młododryasowe (Schirmer 1980). Niepewny jest początek formowania tej gleby i można go odnosić do Meiendorfu lub böllingu (Schirmer 1995). Równocześnie niezgodność datowania i krioturbacji nasuwają wątpliwości, czy w obu przypadkach mamy do czynienia z tą samą glebą kopalną, jak sądzi w swoich pracach W. Schirmer. Gleba ta została sfosylizowana przez drugie ogniwo mad środkowo-młodoholoceńskich (rzymskich) o podobnej miąższości (0,6–1,0 m) kończące się kolejną glebą kopalną – Hochstadter Boden (profil Trieb 7b). Jest ona przykryta przez najmłodsze, średniowieczne ogniwo mad pylasto-drobnopiaszczystych (Schirmer 1990).

Na początku późnego glacjału musiało dojść do zmiany rozwinięcia koryta Menu, gdyż wczesnomłododryasowa terasa Ebing (wu3) była już kształtowana przez rzekę meandrową (Schirmer 1995). W żwirowych aluwiach występują duże pakiety obsuniętego gruntu (Schirmer 1983a, b, c), ze spektrum pyłkowym charakterystycznym dla późnego Würmu (Ertl 1987) i stopniem rozwoju gleby typowym tylko dla allerödu (Schirmer 1995). Włączanie tych pakietów do aluwiów mogło mieć miejsce w warunkach marzłociowych, przy przemarzniętym gruncie (*gelisolom slabs*) (Schirmer 1983b). W stropie terasy stwierdzone zostały epigenetyczne krioturbacje (Schirmer 1995) oraz paleokoryta wypełnione osadami powodziowymi z młodszego dryasu (Schirmer i in. 1988).

Terasa Lichtenfels (h1) jest pierwszą, w której żwirowych aluwiach występują pnie drzew, głównie czarne dęby i pnie innych gatunków liściastych (Schirmer 1979). Pochodzą one z całego preboreału. W dolinie Menu zachowała się ona tylko w niewielkich fragmentach, jednak jest łatwa do zidentyfikowania

przez miąższy i czarny pseudoczarnoziem rozwinięty w stropie serii fluwialnej. Wiek tej gleby zaczyna się od preboreału (Schirmer 1988b). Była ona datowana na  $7980 \pm 110$  BP (Schirmer 1973).

Terasa Ebensfeld (hm1) o wysokości 3,7–3,8 m jest najlepiej datowana na Menie przez dużą ilość subfosalnych pni. Datowane przez B. Beckera (6900–6250 BP) pnie czarnych dębów (Schirmer 1980) wskazują na to, że depozycja żwirów 5860–4300 BC (Schirmer 1988b) następowała przez znaczną część atlantyku. Aktywności rzek towarzyszy faza nasunięcia lodowców alpejskich (Schirmer 1995). Terasa ta jako ostatnia posiada rdzawą glebę płową (Parabraunerde), która rozwinęła się na cienkiej pokrywie madowej i wnika do głębokości 2 m w żwiry (Schirmer 1980). Młodsze terasy mają gleby brunatne (Braunerde). Zróżnicowanie to może być wskaźnikiem przy wydzielaniu starszych i młodszych fragmentów dna doliny (Schirmer 1995). Gleba parabrunatna została przykryta dwoma młodszymi pokrywami madowymi o sumarycznej miąższości około 1 m (Ebensfeld 13) (Schirmer 1980).

Terasa Oberbrunn (hm2) powstawała w czasie najdłuższej fazy akumulacyjnej, trwającej przez znaczną część subboreału. Wskazuje na to wiek czarnych dębów znajdujących w aluwiach, których rozkład jest bimodalny (Schirmer 1973; Becker, Schirmer 1977). Oba maksima są bliskie w czasie i są odbiciem wyjątkowo wysokiej aktywności rzeki. Stwierdzono jednak, że ani morfologia, ani rozwój gleb nie odbijają tej dwudzielności (Schirmer 1995). Dwa maksima pni ograniczają dwa okresy nasunięcia lodowców alpejskich. Serię fluwialną tej terasy zamyka bardzo dobrze rozwinięta gleba brunatna.

Terasa Zettlitz (hu1) wznosi się około 2,5 m nad rzekę, a jej powierzchnię rozcinają liczne rynny powodziowe (Hochstadt). Według W. Schirmera (1980) aluwia tej terasy spoczywają na żwirach plejstocenijskich o miąższości 2,0–2,5 m, jednak prezentowane w tej pracy diagramy uziarnienia nie pokazują wyraźnego poziomu bruku korytowego, który rozdzielałby te serie. Depozycja żwirów tej terasy, o miąższości 2,5–3,5 m, była połączona z ekstremalnie wysoką akumulacją pni datowanych na przełom er (170 BC–80 AD) (Delorme, Leuschner 1983). Również rzymska akumulacja była wcześniej stwierdzana w dolinie Menu koło Bambergu (Pescheck 1970), a mady z tego okresu przykryły rzymskie twierdze Wörth i Trennfurt (Kessler 1962). W Alpach występował wtedy okres wyraźnego nasunięcia lodowców (Schirmer 1995). Jednak w głębszej części żwirowni Hochstadt, blisko zbrocza doliny zalegały także starsze pnie datowane na 1620–1450 BC (Becker 1980). Najstarsze dokumenty archeologiczno-historyczne świadczą również o wzroście częstości występowania powodzi i fazy akumulacyjnej (Schirmer 1973). Razem z tą terasą na większości rzek zaczyna się zwiększanie ilości osadów powodzi-

wych (mad). W żwirowni Hochstadt około 1,5-metrowa pokrywa mad jest rozdzielona glebą kopalną Hochstadter Boden.

Terasa Unterbrunn (hu2), podobnie jak poprzednia, tworzy oddzielne obszary, możliwe do skartowania. Jest ona datowana dendrochronologicznie pomiędzy 550–900 AD przez bardzo wyraźne nagromadzenie pni. Maksimum aktywności lodowców alpejskich jest notowane nieco później niż maksimum pni. Żwirowe aluwia tej terasy są włożone częściowo w osady starszych teras holocenijskich, a poziom koryta zaczyna się stopniowo podnosić.

Dynamika fluwialna Menu w okresie wpływu człowieka od późnego średniowiecza (lata 1400–1900) była badana przez R. Gerlach (1990). Obserwowana tendencja do dziczenia rzeki w czasach historycznych była następstwem bezpośredniej działalności człowieka (budowa jazów dla młynów, niszczenie brzegów przez flisactwo) i pośredniej (wzrost erozji oraz splukiwania wskutek odlesienia stoków i wprowadzenia uprawy ziemniaka). Jednak pomimo tych licznych ingerencji antropogenicznych rzeka zachowała naturalny rytm dynamiki kierowany przez wahania klimatyczne.

Terasa Staffelbach (hu3) towarzyszy współczesnemu biegowi rzeki niemal bez przerw. Wylesienie równin zalewowych, które nastąpiło wcześniej, spowodowało niemal zupełny brak pni włączanych do jej osadów korytowych. Stąd krzywa pni kończy się na terasie Unterbrunn. Chronologia ceramiki z doliny Menu datuje tę terasę na XV–XVII wiek (Schirmer, Willmes 1988), a więc formowała się ona w małej epoce lodowej z wyraźnym nasunięciem lodowców alpejskich (Schirmer 1995).

Terasa Viereth (hu4) jest dużo węższa od starszych teras i towarzyszy rzecce jako mała listwa oddzielona jednak wyraźną krawędzią od wyższej terasy Staffelbach. Jej żwirowe aluwia mają mniejszą miąższość i są częściowo włożone w osady terasy Staffelbach. Na podstawie map i danych historycznych terasa ta może być datowana na okres od schyłku XVIII do połowy XIX wieku (Gerlach 1990). Okres ten zbieżny jest z dobrze udokumentowaną fazą nasunięcia lodowców w Alpach w latach 1820–1850.

W ujściowym odcinku Menu, koło Frankfurtu n. Menem, było badane starorzecze (Riedwiesen) tej rzeki zachowane, podobnie jak w Lesie Grobla, jako łąka wśród lasu (ryc. 8 obszar nr 11). Zostało ono odcięte prawdopodobnie w preboreale i początkowo było wypełniane torfami z przewarstwieniami mułków. Około 5335±125 BP torfy zostały przykryte madami, w których stwierdzono ceramikę późnoneolityczną i pyłek zbóż. Dlatego ta zmiana sedymentacji wiązana była z przyczynami antropogenicznymi (Jockenhövel 1986). W późniejszym okresie (około 3000 BP) w starorzeczu sedymentowały mułki, w których stwierdzono dwa poziomy z artefaktami z okresu brązu rozdzie-



lone „czystymi” madami. W stropie zalega warstwa najmłodszych osadów pozakorytowych wyraźnie bardziej piaszczysta.

W dolinach dopływów Menu w kierunku ich górnych części dorzeczy wzrasta znaczenie osadów pozakorytowych w porównaniu z korytowymi. Jako przykład może tu służyć dolina Brombach (Schirmer, red., 1980; Ertl 1987; Schirmer 1995), w której znajduje się sekwencja późnowürmskich/holocenijskich osadów. Występuje tu pięć serii fluwialnych, gdzie na osadach korytowych leżą mady i ewentualnie przykryte są jeszcze cienką warstwą młodszych osadów pozakorytowych. W ten sposób płaska równina zalewowa na powierzchni jest zbudowana tylko z osadów powodziowych najmłodszej serii fluwialnej z obu stron cieków. Te najmłodsze, antropogeniczne mady przykrywają całkowicie starsze serie i maskują starszą morfologię tak, że dno doliny sprawia wrażenie jednej równiny zalewowej (*monoplain terrace pattern*). W dół rzeki, gdzie dno doliny poszerza się, rzeźba górnowürmskich i holocenijskich teras jest wyraźna, gdyż osady powodziowe, mimo dużej ilości, ulegają „rozproszczeniu” i okrywają starsze formy tylko cienką warstwą. Współcześnie rzeźba jest dość wygładzona i następuje stopniowe zapełnianie den dolin (Schirmer 1995).

W dorzeczu Menu prowadzono szczegółowe badania na obszarze lessowym w małej dolinie Grünbach (ryc. 8 obszar nr 12), dopływie rzeki Tauber, która uchodzi do Menu poniżej Würzburga (Hahn 1992). Procesy erozji gleb były bardzo mało aktywne aż do VIII w., czyli głównej fali zasiedlenia rejonu. Dlatego tylko około 10% mad można wiązać z okresem neolitycznym i lateńskim. Późniejsza erozja doprowadziła do „zatopienia” kościoła z XIII w. na dnie doliny Grünbach pod 4-metrową warstwą mad. Narastanie tej pokrywy następowało w trzech etapach: wczesnośredniowiecznym (maksymalna aktywność), późnośredniowiecznym i od XIX wieku. Główną rolę w tworzeniu tych osadów odgrywało użytkowanie ziemi (60%), występowanie opadów ekstremalnych (20–30%), natomiast średnia ilość opadów miała znaczenie drugorzędne (10–20%). Ważną rolę ekstremalnych wezbrań dla procesów erozyjno-akumulacyjnych na obszarach lessowych pokazały też ostatnio prace E. Czyżowskiej (1996).

Zwilgotnienie na początku atlantyku zaznaczyło się fazą ożywienia aktywności rzeki Kinzig (ryc. 8 obszar nr 13), dopływu Menu koło Hanau (Seidenschwann, Auer 1981). Jednak główna masa akumulacji pozakorytovej może być tu datowana na wczesne średniowiecze (Seidenschwann 1985).

W dolinie górnej Wetter (ryc. 8 obszar nr 14), dopływie Menu koło Frankfurtu, na obszarze lessowym (50% zlewni), koncentracja koryta roztokowego w system jednokorytowy nastąpiła jeszcze przed böllingiem, co spowodowało silną erozję u schyłku pleniglacjału, gdyż starorzeczka datowane na

13 000±190, 12 372±74 i 12 250±90 BP rozcięty serię vistuliańską (26 042±190 BP) i wcięły się w podłoże (Houben 1997, 2003). W późnym glacie występowała stała tendencja do agradacji. Epizody akumulacji osadów piaszczystych były związane z powrotem rzeki do rozwinięcia roztokowego w okresach ochłodzeń starszego i młodszego dryasu, kiedy powstały piaszczyste terasy (odpowiednio LGT1 i LGT2). Natomiast w böllingu i allerödzie sedymentowały pylaste osady pozakorytowe (OF3–OF6) datowane na 13 687±194, 13 337±148 BP oraz 12 248±67, 11 586±87, 11 189±66 BP. Również w eoholocenie meandrowa rzeka (starorzecze odcięte 8990±75 BP) akumulowała osady korytowe (9920±114 BP) i pylaste mady (OF7), na których rozwinęła się gleba. Została ona sfosylizowana około 8580±95 BP i przykryta przez najmłodsze ogniwo mad (OF8). Najmłodsze włożenia korytowe były datowane na X w. (1123±32, 1117±32, 1086±34, 1042±36, 1028±31, 987±32 BP) i ostatnie stulecia (464±82 BP), a mady akumulowane od X w. (1153±32 BP) przykryły całe dno doliny. W niższym odcinku koło Ober-Hörgern, A. Lang i S. Nolte (1999) oraz P. Houben (2003) stwierdzili dużą aktywność rzeki w młodszym dryasie, kiedy rzeka przerabiała vistuliańską serię piaszczysto-żwirową i docinała się do podłoża trzeciorzędowego. Daty z tych osadów, 11 848±159, 11 390±50 i 11 176±50 BP, są starsze, ale dane palinologiczne wskazują na okres młodszego dryasu. W serii tej wycięte są dwa koryta, aktywne w młodszym dryasie, a opuszczone w eoholocenie, gdyż torfy były w nich datowane odpowiednio na 9815±67 i 9810±53 BP oraz na 9590±70 i 9570±50 BP. Później torfy zostały przykryte w pierwszym starorzeczu około 9389±48 BP przez mułki piaszczyste, a w drugim około 8930±70 BP przez mady pylaste. Od 8648±58 BP sedymentowały w dnie doliny czarne ily pozakorytowe (Houben 2003). Po wkroczeniu na obszar zlewni kultur neolitycznych erozja gleb i agradacja w dnie doliny wzrosła tylko nieznacznie, gdyż w tym okresie, pomiędzy 6912±45 a 5712±48 BP, w dalszym ciągu sedymentowała powoli seria czarnych, organicznych mad pylasto-ilastych o małej miąższości, które przykryły jednak oba starorzecza. W brzeżnej części doliny, gdzie agradacja była najwolniejsza, w stropie tej serii wykształciła się gleba. Kolejna seria mad pylasto-ilastych (mady starsze) została złożona bliżej osi doliny w okresie około 3442±41, 3360±47 i 3215±70 BP. Bardzo duża zmiana w typie sedymentacji nastąpiła dopiero w okresie lateńskim i rzymskim, kiedy zaczęła się akumulacja najmłodszego ogniwa mad na całym dnie doliny. Doprowadziło to do fosylizacji gleby około 2270±60 i 2040±60 BP (Ober-Hörgern) oraz przykrycia torfów około 1804±40 BP (Oppershofen). Mady tego ogniwa, osiągające miąższość 2 m, narastały w kilku fazach, na co wskazują spotykane w nich przewarstwienia torfowe datowane na 1238±47 BP, a także datowania IRSL dokumentujące maksymalną szybkość agradacji w średniowieczu, około 1000 AD, a potem jej spadek aż do dziś.

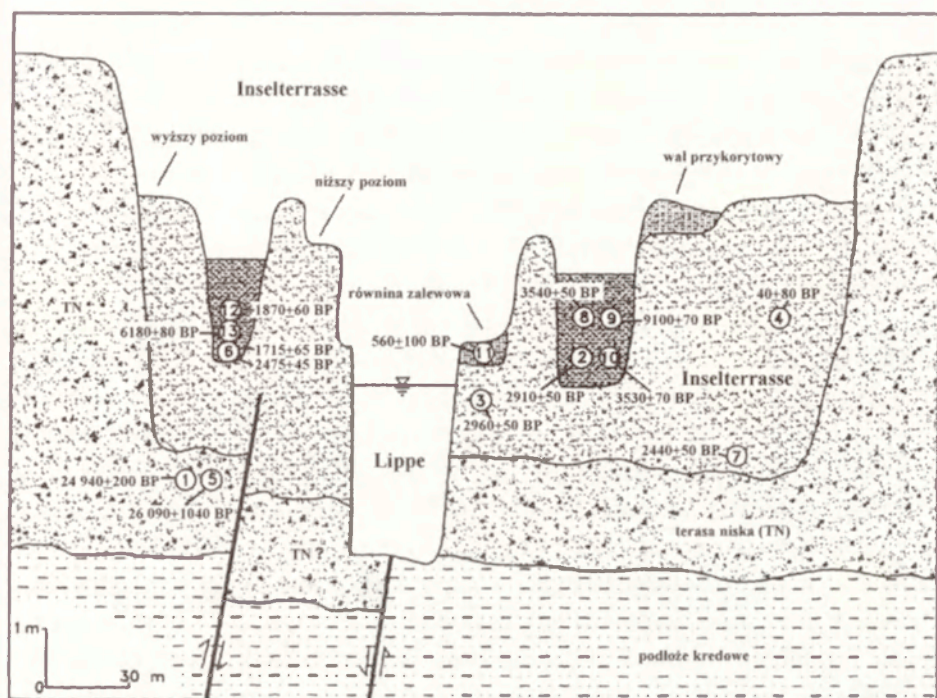
Na obszarach lessowych akumulacji najmłodszych mad odpowiadała faza powstawania koluwiów (Fetzer i in. 1995). Powstawały one wskutek erozji gleb i rozwoju rynien erozyjnych w obrębie plejstocenijskich niecek denudacyjnych (Sabel 1983; Thiemeyer 1988). Najstarsze, wczesnoatlantyckie koluwia pojawiły się na tym obszarze wraz z wczesnoneolitycznymi rolnikami. Proces narastania koluwiów nie był ciągły, ale nawiązywał do zmian w intensywności gospodarowania. Intensywne fazy akumulacji przypadają na okres rzymski, wczesne średniowiecze oraz okres nowożytny, natomiast bardzo wyraźny spadek związany jest z okresem po upadku cesarstwa rzymskiego (Fetzer i in. 1995).

W dolinie Lahn (dopływ Renu koło Koblenz) koło Giessen (ryc. 8 obszar nr 15) brak jest śladów długich okresów erozji lub akumulacji, a cykle erozyjno-akumulacyjne związane były z lateralną erozją koryta meandrowego i bocznym przyrostem aluwiów (Mackel 1969). Dlatego równina zalewowa zbudowana jest z różnowiekowych fragmentów, gdzie osady korytowe przykrywają mady (AS1–AS6) sedymentujące przez cały późny glacjał (AS1 – alleröd, gdyż są starsze niż przewarstwienia tufów Laacher See, AS2 – młodszy dryas lub preboreał) i holocen, jednak z różną szybkością. Gleba, rozwinięta na pylasto-piaszczystych madach w okresie stabilnym i przykrywająca starsze fragmenty równiny zalewowej, była datowana palinologicznie na preboreał-boreał, jednak poniżej tej kopalnej gleby zalega dąb datowany na  $7100 \pm 110$  BP. Osady pozakorytowe z atlantyku (AS3a) i subboreału (AS3b) są bardzo rzadkie i występują tylko lokalnie jako wypełnienia paleokoryt. Na subboreał, przez zalegający w niej pień *Alnus* ( $4100 \pm 45$  BP), datowana jest też jedna z serii żwirowych, choć autor, w oparciu o datowanie palinologiczne przewarstwienia mułkowego, uważa ją za atlantycką. Jednak, jak słusznie zauważa W. Schirmer (1973), osady te mogły być redeponowane z mad atlantyckich i włączone w obręb młodszej serii. Pierwotna rzeźba, z krawędziami rozdzielającymi poszczególne fragmenty dna, została zamaskowana pokrywą pylastych i piaszczystych mad średniowiecznych (AS4 – od IX–X w. – data  $1070 \pm 80$  BP z drewna pochodzącego z tej pokrywy) i nowożytnych (AS5 – XVII w.), których akumulacja była związana z równolegle rozwijającą się silną erozją gleb i sedymentacją koluwiów (Bork 1983). Te pylaste mady okryły różnowiekowe włożenia korytowe lub sedymentowały na starszych osadach pozakorytowych. Widoczne obecnie w dnie doliny dwa stopnie są bardzo młode i powstały po regulacji i kanalizacji rzeki około połowy XIX w., gdy rozpoczęła się sedymentacja mad pylasto-organicznych (AS6) (Mackel 1969). Analizując przekroje (przekrój 6.2) z tej pracy (Mackel 1969) można dojść do wniosku, że w dnie doliny zachowały się jednak również fragmenty roztokowej równiny aluwialnej z młodszego dryasu, gdyż podobnie jak w dolinie Wisły (Kalicki

1992b) strop osadów korytowych zalega lokalnie znacznie wyżej niż spąg allerödskich mad i tufów Laacher See. W górnym biegu koło Marburga stwierdzone zostały eoholocenijskie, czarne mady organiczne (Lehmmudde), które akumulowały w wilgotnym obniżeniu u schyłku boreału (datowanie pyłkowe) przed datą  $6930 \pm 60$  BP (Huckriede 1972a, b; Rittweger 1996).

W dolinie środkowej Mozeli stwierdzono ścisły związek pomiędzy akumulacją mad i działalnością antropogeniczną nasilającą erozję gleb (Hard 1970; Weidenfeller 1990). Koło Trewiru (ryc. 8 obszar nr 16) została stwierdzona silna erozja gleb od końca I w. n.e. i jej wyraźne zahamowanie w IV w. n.e. (Lohr 2000). Nad górną Mozelą we Francji koło Crevechamps (ryc. 8 obszar nr 17) dno doliny wypełniają późnoglacialne żwiry (5 m) (Buzzi i in. 1993). W ich obrębie wydzielono dwa ogniwa rozdzielone powierzchnią erozyjną. Toczyńce mułków torfiastych zalegające w spągu starszego ogniwa (seria 1) bezpośrednio na podłożu były datowane na  $12\ 640 \pm 105$  BP, natomiast podobne toczyńce w spągu młodszego ogniwa (serie 2a i 2 b) z głębokości 3 m były datowane na  $11\ 615 \pm 95$  BP. W osadach żwirowych wycięte są prostoliniowe starorzecza, z których jedno zostało odcięte około  $8040 \pm 75$  BP, a drugie około  $5650 \pm 65$  BP. Dwa pozostałe pochodzą z XVIII w. i z roku 1950. Lokalizacja na równinie zalewowej osady (5 chat i 50 jam zasobowych) wskazuje, że od środkowego brązu ( $3450$ – $3250$  BP) do początku okresu żelaza ( $2700$ – $2400$  BP), czyli przez około 800 lat, brak powodzi umożliwił trwałe zasiedlanie dna doliny. Warunki te uległy zmianie po 2,4 ka BP.

W dolinie środkowej Saary (dopływ Mozeli) stwierdzono dwudzielność niskiej terasy (Niederterrace) (Zandstra 1954) (ryc. 8 obszar nr 18). Wyższy poziom był akumulowany w maksimum ostatniego glacjału i został rozcięty jeszcze przed allerödem, gdyż w tym okresie koryto było już wcięte w podłoże. Na niższym poziomie, młododryasowym, w piaskach (o miąższości do 6 m) na głębokości 3,5 m stwierdzono rynny z torfami, które narastały w późnym glacialu i preboreale. Borealne zatorfienie obniżenia na wyższym poziomie niskiej terasy (Zandstra 1954) może wskazywać na zwilgotnienie klimatu, które było prawdopodobnie związane z fazą na przełomie boreału i atlantyku. Niższy poziom terasy niskiej został w holocenie przykryty madami. Miąższość osadów pozakorytowych dochodzi do 6 m, a ich skład granulometryczny jest zróżnicowany w profilu poprzecznym doliny – grubsze osady wałów przykorytowych i drobniejsze dalej od koryta (Zandstra 1954; Schneider 1991). Pomiedzy późnoglacialnymi aluwiami korytowymi i madami często występują torfy, które były palinologicznie datowane od preboreału do subatlantyku (Firtion, Schröder 1961; Braun 1990). W dnie doliny występują różnowiekowe włożenia (Schneider 1991), z których jedno ogniwo żwirowe akumulowało w okresie rzymskim (monety rzymskie) (Zandstra 1954; Fetzer i in. 1995).



Ryc. 10. Schematyczny przekrój przez dno doliny dolnej Lippe z datowaniami  $^{14}\text{C}$  (Herget 1998)

Schematic section across valley bottom of the lower Lippe river with  $^{14}\text{C}$  datings (Herget 1998)

Neoholocenes (SB and SA) anthropogenic mounds were still covered by gravelly sands from side valleys (Zandstra 1954). In the Merzig basin the youngest fire hearth mounds accumulated at the end of the XVIII c., when in its vicinity (to 3 m depth) there is a coal seam (Zöller 1985).

In the Sieg valley, right tributary of the Renu below Bonn (fig. 8 area nr 19), there are, besides the low terrace (Niederterrace), three morphological levels of the floodplain (Heusch et al. 1996). The highest (OAT) was formed in the Halstattian, in the middle (MOT) there are two fire hearths – Late Iron Age (archaeological dates 2210±70 BP) and Medieval/Early Modern (archaeological dates 800±50 BP), and the lowest (UAT) comes from the last 200 years. Accumulation of gravel in the spate of all fire hearths K. Heusch et al. (1996) is linked with climate fluctuations, and the covering of them by carbonaceous mounds by human activity.

In the Lippe valley, right tributary of the Renu near Wesel (fig. 8 area nr 20), the valley bottom (fig. 10), cut into the low terrace sediments, is occupied by the Inselterrasse, which was formed in relation to palynological dates (Delbrück: Atlantic torf) and radiocarbon dates (Dorsten: dates of silt 8100±150 BP to 775-

980 AD), niemal przez cały holocen (Herget 1998). W odcinku pomiędzy Datteln i Haltern-Flaesheim pod aluwiami tej terasy zalega seria vistuliańska z mułkami organicznymi datowanymi na  $26\ 090 \pm 1040$  i  $24\ 940 \pm 200$  BP. Inselterrasse dzieli się tu na dwa poziomy morfologiczne jednak oba były kształtowane przez niemal cały holocen. W spągu aluwii wyższego poziomu (głęb. 4,5 m) znaleziono pień czarnego dębu ( $2440 \pm 50$  BP), piaski organiczne (głęb. 2,55–2,6 m) były datowane na  $2960 \pm 50$  BP, natomiast drewno z wyżej zalegających piasków (głęb. 1,9 m) pochodziło z ostatnich stuleci ( $40 \pm 80$  BP cal. 1700–1955 AD). Natomiast starorzeczca na tym poziomie zostały odcięte w okresach atlantyckim ( $6180 \pm 80$  BP), lateńskim ( $2475 \pm 45$  BP) i rzymskim ( $1870 \pm 60$  BP). Paleokoryta lateńska było intensywnie zapełniane w okresie rzymskim (drewno z głęb. 2,4 m –  $1715 \pm 65$  BP). Starorzeczca na niższym poziomie były odcięte około  $9100 \pm 70$  BP, dwa kolejne około  $3540 \pm 50$  i  $3530 \pm 70$  BP (głęb. 1,85–1,9 m) oraz następne około  $2910 \pm 50$  BP. J. Herget (1998) uważa, że aż do około 2000 BP rzeka anastomozowała i dopiero prace regulacyjne Rzymian spowodowały zmianę rozwinięcia koryta w meandrowe. Jednak jak sam zauważa, brak jest dotychczas bezpośrednich dowodów archeologicznych lub historycznych na udokumentowanie takiej hipotezy. Później (od XII w.) rozpoczęły się intensywne prace regulacyjne i sztuczne skracanie biegu, gdyż rzeka stanowi północną granicę Zagłębia Ruhry. Osady najniższego stopnia (Aue), podcięte przez aluwia Inselterrasse ( $2960$  BP), powstały od XIX w., choć redeponowane drewno z głęb. 0,5 m było datowane na  $560 \pm 100$  BP.

#### *PÓŻNOGLACJALNA I HOLOCEŃSKA EWOLUCJA DORZECZA RENU*

U schyłku plenniglacjału w dorzeczu Renu wystąpiła intensywna erozja i doszło do rozcięcia pokryw vistuliańskich. Jednak skala tej erozji była uwarunkowana ruchami tektonicznymi. W dolinie Menu była ona mniejsza niż erozja przedwürmska i terasy holocenijskie są włożone w pokrywę vistuliańską, natomiast w jego dorzeczu mniejsze rzeki (np. Wetter) wcięły się w böllingu w podłoże. W obszarach podnoszonych, np. w dorzeczu Saary, rzeka docięła się do podłoża skalnego i poszerzała dno doliny. W obszarach obniżanych, jak np. górny Ren, żwiry holocenijskie są nałożone na żwiry würmskie. Erozji tej sprzyjała koncentracja koryt małych rzek (np. Wetter), która nastąpiła jeszcze przed późnym glacjałem. Jednak w głównych dolinach, np. Renu, rozcinanie i wyprzątanie aluwii przebiegało wolniej i w późnym glacjałem były kształtowane najniższe stopnie (włożenia) teras niskich. Mogło to być związane z późniejszą zmianą rozwinięcia koryta.

W okresie holocenu większość rzek miała rozwinięcie meandrowe. Do wyjątków należy anastomozująca Lippe, która uzyskała takie rozwinięcie dopiero w ostatnich 2000 lat, być może na skutek bezpośredniej ingerencji czło-

wieka. Migrujące lateralnie rzeki meandrowe formowały różnowiekowe włożenia w dnach dolin, których liczba jest jednak różna w poszczególnych odcinkach, np. nad środkowym Neckarem 12 włożeń, nad górnym Renem 11 lub 5, nad dolnym Renem 8–7 włożeń, nad środkowym i górnym Menem 7, nad środkowym Sieg 3 oraz kilka włożeń nad Saarą. Jednak w zwężeniach, np. dolina dolnego Renu do Dusseldorfu, rozwój dna doliny następował tylko wskutek dobudowywania stref odsypów meandrowych bez zasadniczych zmian koryta i formowania starorzeczy. Struktura den dolinnych uzależniona jest od ruchów tektonicznych. Nad Lahn, dolnym i górnym Renem w niemal jednym poziomie morfologicznym, podobnie jak w dolinie Wisły koło Krakowa (Kallicki 1991c), występują szerokie i nieco niższe strefy późnoglacialne (Ried) oraz kilka włożeń holocenijskich. Jednak częściej włożenia były formowane na coraz niższych poziomach (np. Men). Na przedpolu Średniogorza w kilku fazach były sypane włożenia dolnego Renu w formie „stożków napływowych” (Brunnacker 1978). Okresy sypania tych stożków były uwarunkowane klimatycznie, natomiast rozdzielające je fazy meandrowania wiązane są z podniesieniem poziomu morza (Klostermann 1992), jednak ten ostatni związek może budzić sporo wątpliwości, gdyż odcinek ten jest znacznie oddalony od wybrzeża. Stopniowe wyprostowywanie i poszerzanie koryta Renu obserwowane od subboreału koło Ludwigshafen wiązane jest z antropogenicznymi zmianami w dorzeczu.

Akumulacja mad w dolinach odbywała się przez cały późny glacjał i holocen (np. Wetter, Lahn). Zachodziła ona w podobnych okresach, choć z różną intensywnością. Wkroczenie kultur neolitycznych nie spowodowało istotnego wzrostu tempa akumulacji oraz miąższości osadów pozakorytowych i koluwiów nawet w małych zlewniach obszarów lessowych (np. Wetter, Grünbach). Podobna sytuacja utrzymała się tam w okresie brązu. W kolejnej fazie narastania tych pokryw obserwuje się wyraźne zróżnicowanie regionalne, co mogło wynikać z nierównomierności zasiedlenia, np. mady lateńskie są małej miąższości w dolinie Grünbach, ale mady lateńsko-rzymskie osiągają znaczne miąższości w dolinach Wetter, środkowej Mozeli, podobnie jak koluwia na obszarach lessowych. Jednak zasadnicza zmiana nastąpiła na wszystkich obszarach (np. Grünbach, Kinzig, Wetter, Lahn) dopiero w średniowieczu i była związana z działalnością człowieka. Na obszarach lessowych powstały wtedy koluwia o bardzo dużej miąższości. Dna małych dolin w dorzeczu Menu (np. Grünbach, Brombach) zostały przykryte osadami pozakorytowymi (do 4 m miąższości), co zamaskowało pierwotną budowę równin zalewowych ze starszymi włożeniami i pokrywami madowymi. W niższych biegach rzek dna dolin są szersze i sterasowane, gdyż mady uległy „rozproszczeniu” i okrywają starsze włożenia tylko cienką warstwą (np. Lahn).

W dorzeczu Renu zapisane zostały późnoglacialne i holocenijskie zmiany klimatyczne. Wahnięcia klimatyczne starszego dryasu zaznaczyło się w dorzeczu Renu tylko w dolinie Wetter, w której zostało złożone ogniwo piaszczyste, natomiast ślady ochłodzenia młodszego dryasu są wyraźne i powszechne. Doprowadziło ono do ponownego roztopienia koryt w pewnych odcinkach, np. Renu u ujścia Ahr i Wetter, a z szeregu dolin różnego rzędu są znane włożenia tego wieku (środkowy i dolny Ren, górny i środkowy Men, środkowy Neckar, Lahn, Wetter, Saara). Duża aktywność rzek powodowała lokalne docinanie się koryt do podłoża (Wetter), a także zmiany ich przebiegu (Neckar, Men). W starorzeczach Menu allerödskie torfy zostały przykryte przez mułki i piaski.

Na początku eholocenu doszło do znacznej przebudowy systemów rzecznych Menu i Wetter, o czym świadczą liczne paleokoryta z tego okresu. Później natomiast zmiany koryt czy typu sedimentacji były wyjątkowe i znane są tylko z doliny Wetter i Lippe.

Na przełomie boreału i atlantyku (8650–8050 BP) nastąpiło ożywienie działalności rzek w dorzeczu Renu. Doszło wtedy do zmian koryta górnej Mozeli, fazy erozji i powalenia pni w dolinie Neckaru, a w dorzeczu Menu w dolinach małych cieków (np. Kinzig i Wetter) rozpoczęła się akumulacja czarnych mad i nastąpiła fazylizacja gleby. Zatorfienie obniżen na niskiej terasie Saary może wskazywać na zwilgotnienie klimatu.

W dorzeczu Renu znajdujemy tylko bardzo nieliczne ślady wzrostu dynamiki fluwialnej w mezoholocenie. Należą do nich: fazylizacja gleby w dolinie Lahn około 7100 BP, bardzo duża grupa czarnych dębów z aluwiiów terasy Ebensfeld powalana w dolinie Menu w okresie 6900–6250 BP i starorzecze Lippe (6180 BP).

Następna wyraźna faza wzmożonej aktywności fluwialnej przypadła na schyłek atlantyku (5650–5300 BP). W dorzeczu Renu doszło do licznych zmian koryt, np. w dolinie środkowego i dolnego Renu (7. i 8. system paleomeandrów poniżej Ludwigshafen, Reeser Bruch), środkowego Neckaru i górnej Mozeli. Osady pozakorytowe środkowego Renu stały się bardziej gruboziarniste, a nad dolnym Renem wystąpiła faza silnego zamulania paleomeandrów. Także w starorzeczu dolnego Menu torfy zostały przykryte madami, a nad górnym Renem i Neckarrem zostały powalone pnie dębów.

W subboreale kolejne pnie zostały złożone w aluwiiach górnego Renu około 4430 BP, a seria aluwiiów korytowych Lahn była akumulowana około 4100 BP, a Brettenbach w Schwarzwaldzie około 3760 BP.



Kolejna wyraźna faza ożywienia fluwialnego nastąpiła pod koniec subbo-realu (3600)3550–3000(2900) BP. Oprócz akumulacji pni w aluwiach górnego Renu (3600, 3030 BP) doszło też do zmian koryta środkowego Neckaru (generacja 3. i 4. paleomeandrów), Lippe (3540, 3530 i 2910 BP). Wzrost częstości powodzi spowodował przykrycie przez mułki poziomów z artefaktami z okresu brązu w starorzeczu dolnego Menu i złożenie w osi doliny Wetter kolejnej serii mad (3442–3215 BP). Uspokojenie procesów fluwialnych pod koniec tej fazy (od około 3100 BP) i wysoki poziom wód gruntowych doprowadził do zatorfienia paleomeandrów dolnego Renu. Odmienne przedstawiała się sytuacja w dolinie górnej Mozeli, gdzie osadnictwo od 3450–3250 do 2700–2400 BP zeszło na równinę zalewową.

W okresie halsztackim tylko nieliczne fakty wskazują na ożywioną działalność rzek. Doszło wtedy do zmiany koryta środkowego Neckaru (generacja 5.), a w dolinie Sieg była akumulowana seria aluwiów.

Bardzo wyraźna faza, być może dwudzielna (np. w dorzeczu Menu), ożywienia działalności rzek przypada natomiast na okres lateński i rzymski (2400 1800 BP). W dolinie dolnego Renu dochodziło do zmian koryta koło Xanten i Duisburga (200 AD), formowały się nowe włożenia lub strefy odsypów (2200–1800 BP) koło Kleve, Xanten i Dormagen, a intensywne akumulacje osadów pozakorytowych z podobnego okresu znana jest z rejonu Koblenckji, Duisburga i Xanten. Podobne procesy zachodziły też w dorzeczu Renu. Nowa seria osadów korytowych i starorzecze (2210 BP) znane są z doliny Sieg. W dolinie Lippe doszło do powalenia pnia (2440 BP), odcięcia starorzeczy (2475 i 1870 BP) i ich intensywnego zapełniania (1715 BP). W dolinie Menu akumulowane były aluwia terasy Zettlitz z ogromną ilością pni (170 BC–80 AD). W jego dolinie (Worth – gleba kopalna Hochstad) i dorzeczu (Wetter: po 2270–2040 BP i po 1804 BP) dwufazowo narastały mady oraz powstawały liczne koluwia na obszarach lessowych. W dolinie Neckaru powalony został pień (1975 BP). Również w dorzeczu Mozeli, w dolinie Saary powstała seria żwirowa w okresie rzymskim, a w samej dolinie Mozeli koło Trewiru wystąpiła intensywna erozja gleb (od końca I do IV w. n.e.). Także zniknięcie osadnictwa z dna doliny górnej Mozeli po 2,4 ka może wskazywać na częstsze powodzie. Akumulacja serii żwirowych i mad nastąpiła też w dolinach małych cieków w Schwarzwaldzie, np. Sulzbach (okres przedrzymski oraz 1900–1855 BP), Möhlin (2260 BP), Altbach (2290–2150 BP), co było wywołane pogorszeniem klimatu i antropogenicznym wylesieniem. Po okresie rzymskim musiało nastąpić uspokoienie procesów fluwialnych, gdyż w okresie 1740–1480 BP w starorzeczu dolnego Renu (Wessel) narastały torfy.

Kolejne nagromadzenie faktów świadczących o wzmożonej aktywności rzek w dorzeczu Renu występuje we wczesnym średniowieczu (VI w.). W dolinie Menu akumulowane były aluwia terasy Unterbrunn z licznymi czarnymi dębami (550–900 AD), a pojedyncze pnie nad górnym Renem były datowane na 589 AD. W lessowym dorzeczu Menu wystąpiła wtedy faza intensywnej akumulacji pozakorytowej (Kinzig, Grünbach), a w paleomeandrach dolnego Renu torfy zostały przykryte przez mady (Reeser Bruch, Wesel). Kolonizacja germańska zapisała się serią osadów pozakorytowych (V–VII w.) w dolinach Schwarzwald. Później nastąpiło uspokojenie procesów fluwialnych, gdyż np. w dolinie Wetter (3. rząd), dopływie Menu, od około 1238 BP warstwa mad rozdzielona jest torfami.

Jednak już około 1000 BP nastąpiła kolejna faza wzrostu aktywności. Zostały wtedy odcięte starorzecza Renu (Worringen) i środkowego Neckaru. W dolinie Wetter powstała seria korytowa (1123–987 BP), a na równinie zalewowej były intensywnie akumulowane mady (od 1153 BP), podobnie jak w dolinie Lahn (IX–X w.).

Późniejsze zmiany w systemach rzecznych były już w znacznym stopniu uwarunkowane antropogenicznie, jednak odbywały się w warunkach małej epoki lodowej. Faza powodzi notowana była nad górnym Renem w XIV–XVI wieku doprowadziła też do odcięcia meandra w dolnym biegu (Grietherbusch), a na odcinku pomiędzy Kolonią a Kleve powstało 6 nowych starorzeczy (1200–1700 AD). Również w dolinie Mozeli znane jest starorzecze odcięte w XVIII w. W dolinie dolnego Renu (Dormagen) i środkowego i górnego Menu akumulowane były osady terasy Staffelbach (XV–XVII w.) i Viereth (XVII–XIX w.), w dolinie Sieg seria średniowieczno/nowożytna ze starorzeczem odciętym około 800 BP, a w dolinie Wetter seria korytowa datowana na 464 BP. Na równinach zalewowych deponowane były pokrywy najmłodszych mad, np. w dolinie Lahn mady nowożytne (AS5–XVII w. i AS6–XIX w.), a w dolinie Saary najmłodsze mady z mułem węglowym (od XVIII w.). W dolinach Schwarzwald akumulacja mad w dolinach rzecznych ściśle nawiązuje do historii zasiedlania tego masywu.

#### 4.1.1.B. WEZERA I JEJ DORZECZE

Na obszarze bezlessowym Średniogórza Niemieckiego w dolinie Werry, która po połączeniu z Fuldą tworzy Wezerę, prowadzono badania na kilku odcinkach. Górna Werra (ryc. 8 obszar nr 21) aż do młodszego atlantyku była rzeką roztokową i w dnie doliny sedymentowały zwirowe aluwia korytowe (Hong 1995). Dopiero później nastąpiła koncentracja koryta i na równinie zalewowej (B222) około 5620±60 BP osadziły się humusowe piaski, w których stopie wycięte są rynny starorzeczy wypełnione mułkami, które autor uznaje

za najstarsze osady pozakorytowe związane z neolityczną działalnością człowieka. Jednak w dolnych i środkowych odcinkach dopływów Werry z Lasu Turyńskiego w dalszym ciągu następowała akumulacja żwirów, a w dolinach małych dopływów, a także w najwyższych odcinkach dużych dopływów, dominowała erozja. W neoholocenie u wylotu dużych dopływów rozwinęły się stożki, jednak ich dokładne datowanie jest niemożliwe. Być może ich formowanie, podobnie jak w dolinie górnej Wezery (Thomas 1992), następowało w okresie brązu. Ze zwiększoną erozją w tym okresie S.J. Hong (1995) wiąże też piaski (S2) datowane palinologicznie na subboreał, które przykryły najstarsze mady w dolinie Werry. W okresie żelaza i w średniowieczu w dolinie Werry sedymentowały atropogeniczne, starsze mady (A2/A3) z przewarstwieniami piaszczystymi (S3). Dopiero w średniowieczu nastąpiła zmiana rozwinięcia koryt dużych dopływów z roztokowego na meandrowe, a w dnach dolin zaczęły sedymentować najpierw osady piaszczyste (w górnym biegu Rautenbach datowane na  $420 \pm 50$  BP), a potem osady pozakorytowe. Mady te w dolnym biegu Rautenbach i środkowym Hungershauserbach były datowane pyłkowo na średniowiecze. Również w dolinach małych dopływów w średniowieczu rozpoczął się podobny typ sedymentacji, o czym świadczy datowane na  $760 \pm 50$  BP drewno z piasków (B174). U wylotu dopływów rozwinęły się stożki. Wszystkie te zmiany były wynikiem antropogenicznych przekształceń środowiska, m.in. rozwoju hutnictwa szkła od XIV w. Później w dolinie Werry osadziły się najmłodsze ogniwa piaszczyste (w XVI–XVIII w. – S4 oraz w XIX w. – S5), podścielające najmłodsze mady, i nastąpiła kolejna faza nadbudowy stożków. Nierównoczesność zmian typów sedymentacji świadczy o różnicach w rozwoju głównej doliny i jej dopływów.

Natomiast w dolnym i środkowym biegu Werry (ryc. 8 obszar nr 22) stwierdzono, że rozcięcie niskiej terasy (5–8 m) nastąpiło prawdopodobnie w późnym glacie przez funkcjonujące w tym okresie płytkie (0,5–1,0 m) koryta roztokowe (Brosche 1984). Takie preallerödskie starorzecze koło Eschwege wypełniają tufy Laacher See i mułki z detrytusem sedymentujące prawdopodobnie w eoholocenie. Podobnie jak w dolinie Leine, występują tu dwie pokrywy madowe rozdzielone przez czarną glebę kopalną, która powstała po klimatycznym optimum holocenu.

W odcinku górnej Wezery bezpośrednio poniżej połączenia Werry i Fuldy (ryc. 8 obszar nr 23) na jednym poziomie morfologicznym występują zarówno plejstoceńska terasa niska, jak i osady holocenijskie. Akumulacja „starszych żwirów terasy niskiej” (Niederterrassen) przez rzekę roztokową miała miejsce w okresie maksimum ostatniego zlodowacenia (Thomas 1991, 1992, 1993). Również tutaj ta vistuliańska pokrywa została rozcięta w późnym glacie (Hüttengrund – datowanie palinologiczne) przez rzekę roztokową (Neuer Gra-

ben), a jej fragmenty zachowały się tylko w brzeźnych częściach doliny (np. Ballertasche). Przerabiane żwirry zostały złożone w wyciętej rynnie, jako tzw. „żwirry młodsze terasy niskiej”. W obrębie tego ogniwa zachowane są eoholoceny starorzecza rzeki wielokorytowej, które od preboreału (datowania palinologiczne) były wypełniane mułkami pylastymi z przewarstwieniami torfów. Mniejsze paleokoryta (Mölmkebach) zostały wypełnione całkowicie już do końca tego okresu. Natomiast w większych (Neuer Graben, Dölkental) w boreale nadal były akumulowane podobne osady. Mułki te, składane od późnego glacjału do atlantyku w paleokorytach, nazywane są „starszą madą” (Thomas 1993). Szczegółowa analiza danych z tej pracy wskazuje jednak, że na przełomie boreału i atlantyku nastąpiła zmiana typu sedymentacji w starorzeczach, co można wiązać z okresem powodzi. W pierwszym z nich osady organiczne zostały przykryte przez mułki, a do drugiego zostały wysypane piaski. Już od późnego glacjału, rozcinane dno doliny było równocześnie zasypywane gruboklastycznymi stożkami napływowymi dopływów. W oparciu o ekspertyzy palinologiczne mogą być one datowane na późny glacjał (Hüttengrund) i eoholocen (Schiffbach – stożek na preborealnej serii żwirowej). W mezoholoceniu w dalszym ciągu trwała redepozycja aluwiiów żwirowych, były akumulowane „starsze mady” i stożki z bocznych dolin (Thomas 1993). Świadczą o tym subfosylny pień powalony około  $6115 \pm 80$  BP (Ballertasche), a także stożek wyspany na przełomie atlantyku i subboreału (datowanie palinologiczne) do starorzecza Dölkental. Również na przełomie tych okresów (ekspertyzy palinologiczne) pojawiły się najstarsze osady pozakorytowe na równinie zalewowej (Ballertasche) i zostało porzucone młodsze starorzecze w Mölmkebach, gdyż w starszym subboreale było już wypełniane mułkami. Ten etap rozwoju doliny trwał aż do późnego subboreału, kiedy to nastąpiła zasadnicza zmiana, wiązana przez J. Thomasa (1993) z działalnością człowieka. Był to okres aktywizacji erozji w bocznych dolinach i sypania u ich wylotów gruboklastycznych stożków napływowych. Wzrost dostawy z bocznych zlewni osadów drobnoklastycznych spowodował także pierwszą fazę akumulacji mad („młodsze mady” z okresu brązu) w dnie doliny. Datowania paleobotaniczne pokazują, że w tym okresie osady pozakorytowe: przykryły torfy z przełomu subboreału i subatlantyku (Vaake Süd I), zostały złożone na niższym stopniu równiny wyciętym w żwirach (Dölkental), a lokalnie osiągnęły nawet miąższość do 2 m (Schiffbach). Intensywna akumulacja mad spowodowała wypełnienie bocznych ramion rzeki i doszło do „wymuszonej” koncentracji koryta. Rzeka z wielokorytowej stała się jednokorytową, krętą. Jednak ta zmiana rozwinięcia nie spowodowała wyraźniejszego rozcięcia (Thomas 1993) podobnego do opisanego z doliny Dunaju (por. Buch 1988). Lateralna migracja koryta Wezery była niewielka, choć średniowieczne (datowanie artefaktami

archeologicznymi) włożenie piaszczysto-żwirowe z redeponowanymi pniami ( $6115 \pm 80$  BP) i gałęziami ( $1725 \pm 130$  BP) wskazuje na to, że lokalnie (Ballertasche) miała ona miejsce. Dlatego w dnie doliny nie wykształciły się różnowiekowe terasy (Thomas 1993), znane z innych dolin niemieckich (por. Schirmer 1995). Bardzo intensywna nadbudowa pylastymi osadami pozakorytowymi (średniowieczne „młodsze mady”) całego dna doliny (także osadów terasy niskiej) rozpoczęła się w średniowieczu (Thomas 1993). W Ballertasche mady te przykryły strefę korzeni ( $770 \pm 70$  BP cal. 1210–1290 AD) w starszych żwirach niskiej terasy, a na innych stanowiskach (Werder Gimte, Vorwerk Eichhof, Ballertasche, Vaake Süd II, Roter Pump, Gieselwerder) osady powodziowe były datowane palinologicznie. Te drobnoklastyczne osady, o miąższości do 4 m, dodatkowo utrwaliły jednokorytowe rozwinięcie i przebieg rzeki, a nadbudowa dna uniemożliwiała jego częste zalewanie. Dlatego w okresie nowożytnym serie piaszczysto-żwirowe i węglanowe „najmłodsze mady” akumulowane były wzdłuż współczesnego koryta. Jak pokazują dane kartograficzne, te najmłodsze osady powodziowe wypełniły też do początku XX w. ostatnie starorzecza rzeki wielokorytovej (Thomas 1993) i powstał jeden poziom morfologiczny obserwowany współcześnie.

W dolinie górnej Wezery, powyżej Porta Westfalica (ryc. 8 obszar nr 24), poniżej terasy z pokrywą lessowo-piaszczystą (Übergangsterrasse), wzniesioną około 10 m nad rzekę, występują trzy stopnie terasy niskiej (6–4 m) i siedem włożeń holocénskich (4–2 m) (Schellmann 1993). Akumulacja aluwów niskich teras następowała w warunkach peryglacialnych, gdyż stwierdzono w nich epigenetyczne krioturbacje i toczne starszych osadów pozakorytowych. Terasa NT1 została utworzona przez rzekę roztokową w maksimum ostatniego zlodowacenia, a na jej powierzchni zachowane są koryta tego typu (ryc. 9). Zmiana rozwinięcia górnej Wezery nastąpiła prawdopodobnie na przełomie młodszego pleniglacialu i późnego glacialu, gdyż na terasie NT2 koło Grossenwieden zachowany jest wielki paleomeander, a w rejonie Hameln spąg wypełnienia starorzecza z tego poziomu był palinologicznie datowany na alleröd. Prawdopodobnie od tego okresu formowany był najniższy poziom (NT3), gdyż w jego obrębie mułkowe wypełnienie starorzecza było datowane palinologicznie na alleröd, a gałąź ze spągu tych osadów radiowęglowo na około 11 550 BP (Hameln). Jednak zachowane w aluwach wskaźniki warunków peryglacialnych wskazują na to, że znaczne obszary tej terasy akumulowane były także w młodszym dryasie. W obrębie dna doliny w oparciu o metodę pedologiczną i datowania zostało wyróżnionych 7 włożeń. Najstarsze włożenie (H1) było formowane w eoholocene, gdyż pojedyncze czarne dęby z aluwów pochodzą z wczesnego borealu (Schellmann 1993). Pięćdziesiąt czarnych dębów z osadów H2 (Fischbeck i Rinteln-Friedhof) było datowanych

radiowęglowo na okres 8100–5500 BP, natomiast 115 pni (Fischbeck) było datowanych dendrochronologicznie na okresy 8100–6900 BP (80%) i 5800–5400 BP (15%). W aluwiach subborealnego włożenia H3 znaleziono późno-neolityczno/brazowe artefakty, a 5 czarnych dębów z 3 żwirowni było datowanych radiowęglowo na okres 4700–2900 BP, natomiast drewna za spągu wypełnień starorzeczy tego ogniwa były datowane na 2650 BP (odcinek koło Costedt) i 2400 BP (Engern). Poniżej Porta Westfalica koło Windheim (ryc. 8 obszar nr 24) na tym włożeniu była usytuowana osada z okresu żelaza. Włożenie H4 formowało się w okresie żelaza, rzymskim i ewentualnie wczesnym średniowieczu, gdyż w jego aluwiach stwierdzono fragmenty cegieł, a pnie czarnych dębów były datowane na 2230, 2040 i 1150 BP (Tündern). Te części dna doliny zostały zasiedlone w średniowieczu (Fischbeck). Morfologia młodszych włożeń (H5–H7) jest bardziej urozmaicona. Sformowały się one w stosunkowo krótkim czasie, co było spowodowane wzrostem dynamiki fluwialnej w subatlantyku, a wczesnośredniowieczne powodzie ekstremalne zalewały także niżej leżące poziomy niskiej terasy. Dlatego w rejonie Hameln terasa NT2 została przykryta dwudzielnymi madami (około 1 m), ze spągu których węgle drzewne były datowane na 1425±65 BP cal. 560–675 AD. Drewno ze spągu mułkowego wypełnienia paleomeandra w obrębie ogniwa H5 było datowane na 680 BP. Najstarsze nazwy topograficzne na tym włożeniu pochodzą z połowy XV w. W aluwiach późnośredniowieczno/wczesnonowoczesnego ogniwa H6 liczne są fragmenty cegieł, a nazwy topograficzne sięgają do połowy XVIII w. Od połowy XVIII w. akumulowane były aluwia ogniwa H7, które przykrywają węglanowe mady (Schellmann 1993).

W dolinie środkowej Wezery koło Stolzenau (ryc. 8 obszar nr 25) o szerokości prawie 20 km zaznaczają się w morfologii dwa poziomy (Meinke 1995). W obrębie niskiej terasy (Stolzenauer Terrasse), mającej 4,5 km szerokości i wzniesionej około 6 m nad równinę zalewową, można wyróżnić dwa obszary kształtowane przez rzekę o różnym rozwinięciu (Lipps, Caspers 1990). Pierwszy z nich, z zachowanymi śladami koryt roztokowych prawdopodobnie ze schyłku plenniglacjału, podcinają cztery wielkie paleomeandry. W allerödzie rzeka już meandrowała i akumulowała mady (Lipps, Caspers 1990). Zmieniła ona rozwinięcie najpóźniej w allerödzie (Caspers 1991, 1992), choć mogło to nastąpić nieco wcześniej, jeszcze w böllingu (Lipps, Caspers 1990), gdyż wypełnienia wielkich paleomeandrów zaczynają się z początkiem allerödu. W wypełnieniach tych stwierdzono warstwy tufu Laacher See, co potwierdza, że zostały odcięte w allerödzie, natomiast kliny mrozowe stwierdzone w piaszczystych odsypach można wiązać z ochłodzeniem młodszego dryasu. W wypełnieniu wielkiego paleomeandra koło Stolzenau (profil Schönebusch) znajdujemy świetny, palinologiczny zapis zanikania jeziora i przekształcania go

w torfowisko od allerödu do preboreału (Caspers 1991). Zaznacza się w nim także zmiana typu sedymentacji (torfy allerödskie przykrywają mułki młododryasowe), a osady akumulowane w młodszym dryasie osiągają dużą miąższość około 1 m. Sytuacja jest więc bardzo zbliżona do tej, jaką obserwujemy w dolinie Wisły koło Krakowa, w paleomeandrze w Nowej Hucie (Kalicki, Zernickaya 1995). Jednak odmiennie niż w Nowej Hucie w paleomeandrze Wezery przez cały holocen narastają torfy o niezaburzonej stratygrafii i brak jest tutaj zapisu drobnych wahań klimatycznych, gdyż rzeka rozcięła ten poziom i paleomeandry znalazły się na terasie 4–5 m powyżej równiny zalewowej, aktywnej w holocenie. W innych paleomeandrach na tej terasie w eoholocenie i atlantyku powoli były akumulowane osady organiczne (preboreał – gytie węglanowe, boreał i atlantyk – torfy), a dopiero od początku średniowiecza w starorzeczach osadzały się mułki. Powodzie, prawdopodobnie tylko późnośredniowieczne, wkraczające na terasę powodowały wycinanie erozyjnych rynien w wypełnieniach starorzeczy, które później były zapełniane gytiami (Lipps, Caspers 1990).

Szerokość równiny zalewowej wzniesionej 2,5–3,0 m nad poziom rzeki dochodzi na tym odcinku do 3 km. S. Lipps (1988) przyjmowała tylko nieznaczne pogłębienie w późnym glacie, główna faza erozji (3 m), która rozcięła terasę Stolzenau, miała nastąpić dopiero u schyłku atlantyku. Pogląd ten został pow-tórzony w pracy S. Lipps i G. Caspersa (1990). Jednak dno doliny musiało być kształtowane znacznie wcześniej, prawdopodobnie co najmniej od początku holocenu, gdyż najstarsze paleomeandry na równinie zalewowej zaczęły być wypełniane już w boreale (Caspers 1991, 1992). To rozcięcie i obniżenie poziomu wód gruntowych mogło być przyczyną tak powolnej akumulacji w paleomeandrach na terasie Stolzenau. W obrębie dna doliny zostały wydzielone cztery, różnowiekowe segmenty – qh (Strautz 1963). Najstarszy fragment (qh1), kształtowany od boreału do wczesnego atlantyku (starorzeczka datowana pyłkowo na V zonę Firbasa), zachowany jest obecnie tylko w brzeżnych częściach doliny. Rozwinęła się na nim dobrze wykształcona gleba, a najstarsze osadnictwo pochodzi z II w. p.n.e. Segment qh2, zajmujący niemal całą szerokość doliny, akumulowany był pomiędzy wczesnym subatlantykiem a XII stuleciem n.e. (starorzeczka – IX zona) i w XII w. był silnie zasiedlony. Segment qh3 (XVI–XIX w.) tworzy strefę wzdłuż współczesnego koryta i przykryty jest piaszczystymi madami, w spągu których znaleziono artefakty z XVI wieku. Wąskie listwy wzdłuż koryta (qh4), niższe o około 1 m i przykryte piaszczystymi madami, powstały od połowy XIX wieku. W innym odcinku środkowej Wezery, poniżej Minden były wydzielane 3 segmenty równiny zalewowej korelowane z trzema starszymi segmentami koło Stolzenau (Wortmann 1968).

W dolinie brak jest mięjszych i szeroko rozprzestrzenionych pokryw madowych z preboreału, boreału i atlantyku, gdyż osady pozakorytowe sedymentowały prawdopodobnie tylko wzdłuż koryta (Lipps, Caspers 1990) oraz w obniżeniach, jak w rynnice koło Liebenau (Lüttig, Meyer 1980). Sedymentacja mad na równinie zalewowej rozpoczęła się dopiero w subboreale i jest jednoznacznie korelowana z odlesieniem i działalnością człowieka (Lipps 1988; Caspers 1991, 1992). Zmiany zasiedlenia i spadku aktywności ekonomicznej, jak okres wędrówek ludów czy wojna trzydziestoletnia, odbijały się bezpośrednio na spadku intensywności akumulacji mad (Caspers 1991, 1992). Wy różnia się kilka różnowiekowych pokryw: z okresu brązu i żelaza (qh1), średniowiecza (qh2) i czasów nowożytnych (qh3) (Lipps 1988). Aż do średniowiecza mady były ilaste, a ich sedymentacja była przerwana słabą fazą erozji w okresie rzymskim (Lipps 1988; Lipps, Caspers 1990). Od początku średniowiecza rozpoczęła się ciągła, intensywna sedymentacja mad w dnie doliny i okresowa na terasie Stolzenau. Na terasie są to osady dużo drobniejsze niż mady wcześniejsze (późnoglacialne i holocenijskie) (Lipps, Caspers 1990), natomiast na równinie zalewowej od około 900 AD, a w niższym biegu koło Verden od 1200 AD, akumulowały mady pylaste (Lipps 1988). Od XIV–XV w., wskutek wzrostu opadów w tym okresie, w dolinach Wezery i Aller mady stały się piaszczyste, a wielkie powodzie, wkraczały także do paleomeandrów na terasie Stolzenau (Lipps 1988; Lipps, Caspers 1990). W czasach nowożytnych i obecnie były akumulowane mady pylaste, a blisko – koryta węglanowe (Lipps 1988). Stwierdzone przez S. Lipps (1988) różnice w składzie granulometrycznym różnowiekowych mad Wezery były przez nią interpretowane jako odbicie zmian klimatycznych, natomiast J. Hagedorn i N. Rother (1992) widzieli w tym zapis zmian procesów erozyjnych w zlewni Leine. Dostawa frakcji ilastej z obszarów lessowych miała powodować sedymentację ilastych osadów pozakorytowych, natomiast rozcinanie piaskowców podłoża – akumulację w XIV w. piaszczystych mad w dolinie rzeki głównej. Zmiany sedymentacji na równinie zalewowej zaznaczyły się również w starorzeczach. Jednak w zwężeniu doliny koło Estorf, w paleomeandrze położonym około 1 km od koryta Wezery i odciętym około 2500–2200 BP, narastające w tym starorzeczu torfy uległy zaileniu około 1000 BP, a dopiero w ostatnim stuleciu osady organiczne zostały zastąpione mułkami (por. diagram Caspersa 1991).

W dorzeczu środkowej Wezery, w dolinie Leine (dopływ Aller) poniżej i powyżej Hannoveru (ryc. 8 obszar nr 26) wydzielano odpowiednio 4 i 3 segmenty równiny zalewowej (Strautz 1963; Lüttig 1960a, b). Koło Getyngi (Göttingen) (ryc. 8 obszar nr 27) seria żwirowa była datowana na okres rzymski, a starorzecze z tego okresu wypełniają mułki (Willerding 1960). W dorze-



czu tej rzeki wpływ człowieka nie był obserwowany przed okresem żelaza (Hagedorn, Rother 1992) i dopiero później w górnym biegu powstały stożki bocznych dopływów (Wildhagen, Meyer 1972a, b), a mady były akumulowane od 800 AD, czyli w średniowieczu i w czasach nowożytnych, po wylesieniu obszarów lessowych (Mensching 1951a, b). Jednak w dolinie środkowej Leine mady były akumulowane przez cały holocen. K. Pretzsch (1994) wydzielił kilka generacji osadów pozakorytowych, najstarsza (Schwemmlöss) z nich, preborealna, jest starsza niż  $8970 \pm 245$  BP. Od atlantyku aż do początku subatlantyku (datowanie palinologiczne) ulegały sedymentacji „najstarsze mady”, później od początku subatlantyku do młodszego subatlantyku (XII–XIII w.) – „stare mady”, dalej od XII/XIII w. do 1850 AD – „młodsze mady” i w końcu po 1850 r. – „najmłodsze mady”. W dolinie górnej Leine wydzielały były starsze, datowane pyłkowo na wczesne średniowiecze, i młodsze, nowożytne mady (Willerding 1960; Rohdenburg 1965).

W spągu wypełnienia doliny Ilme (ryc. 8 obszar nr 28), małego dopływu Leine (dł. 30 km) odwadniającego obszar lessowy koło Hanoweru ( $394 \text{ km}^2$ ), zalegają vistuliańskie żwiry roztokowe (Hagedorn, Rother 1992). Autorzy ci zwracają uwagę, że zmiana rozwinięcia tej rzeki nie była związana ze zmianami klimatu na granicy późnego glacjału i holocenu, ale nastąpiła dopiero w subatlantyku razem z akumulacją „starszej mady łąkowej” (VIII–XIV w.) i była związana z działalnością człowieka. Jednak roztokowe rozwinięcie w holocenie budzi wątpliwości, szczególnie w świetle osadów akumulowanych w tym okresie. Dlatego niewykluczone, że w holocenie funkcjonowała rzeka anastomozująca z korytami utrwalonymi w osadach drobnej frakcji (por. Teisseyre 1991a, b). Na gruboklastycznych aluviach zalegają bowiem wczesno-średniewholocenijskie bezwęglanowe mady humusowe („spagowy poziom humusowy”) o miąższości 2–3 m w dolnym i do 1 m w górnym biegu, na których około  $5400 \pm 185$  BP został złożony lessowy stożek koluwalny (1. faza powstawania koluwiów i stożków: neolit-średniowiecze). Dużo później (VIII w. – początek XIV w.) „poziom humusowy” został przykryty przez bezwęglanowe mady lessowe („mady łąkowe starsze”), których miąższość dochodzi do 1 m. Spadek szybkości akumulacji pozakorytovej nie był związany z wcinaniem się koryta, ale z nadbudową jego brzegów (por. model SBAB Browna, Keogha, 1992a, b) i coraz rzadszym zalewaniem dna, dlatego w stropie tego ogniwa mad rozwinęła się gleba. Została ona sfosylizowana przez węglanowe mady lessowe („mady łąkowe młodsze”), akumulowane od XV w. do dziś, gdy był niszczone erozyjnie poziom C w lessach i nastąpiła druga faza powstawania koluwiów i stożków. Faza ta zaznaczyła się zarówno w dolinach Ilme (Hagedorn, Rother 1992), jak i górnej Leine (Wildhagen, Meyer 1972a, b) i powstało w niej więcej stożków niż w okresie żelaza. Powstawały one

teraz nie tylko u wylotu zlewni lessowych, ale również u wylotu nielessowych dolinek wyciętych w wapieniach, które nie były raczej nigdy użytkowane rolniczo (suche, strome zbocza) i dlatego erozja w nich była uwarunkowana zmianami klimatycznymi. Podobny rozwój erozji wąwozowej w tym okresie opisał H.R. Bork (1981) na obszarze położonym 40 km na SE od Ilme.

#### *PÓZNOGLACJALNA I HOLOCEŃSKA EWOLUCJA DORZECZA WEZERY*

Od schyłku pleniglacjału następowało rozcinanie pokryw i wyprzątanie aluwii z maksimum vistulianu. Jednak w głównych dolinach, np. górnej i środkowej Wezery, w późnym glacie były kształtowane jeszcze najniższe stopnie (włozenia) teras niskich (11 550 BP). Intensywna erozja sprzyjała też formowaniu aż do eholocenu gruboklastycznych stożków napływowych dopływów górnej Wezery.

Koncentracja koryta górnej i środkowej Wezery nastąpiła już na początku późnego glacjału, gdyż jej najstarsze paleomeandry datowane były na alleröd. Jednak w najwyższym odcinku Wezery, podobnie jak w dolinie Werry, koryto roztokowe funkcjonowało nie tylko w późnym glacie, ale również przez większą część holocenu. Górna Werra zmieniła rozwinięcie w późnym atlantyku, a najwyższy odcinek Wezery dopiero na przełomie subboreału i subatlantyku. Ta ostatnia zmiana została „wymuszona” akumulacją w dnie doliny mięjszych pokryw osadów pozakorytowych. Podobna sytuacja miała miejsce w dolinie Ilme, gdzie zmiana rozwinięcia wymuszona została akumulacją „starszej mady łąkowej” (VIII–XIV w.). Również w średniowieczu nastąpiła koncentracja koryt dopływów górnej Werry (np. Rautenbach, Hungershauserbach). W odcinkach meandrowych, np. górna i środkowa Wezera powyżej i poniżej Porta Westfalica, rzeki formowały w holocenie różnowiekowe włozienia aluwii (4–7 ogniw), natomiast jest ich brak w odcinkach z rozwinięciem roztokowym, np. najwyższy odcinek Wezery.

Akumulacja mad w dolinach dorzecza Wezery odbywała się przez cały późny glacjał i holocen, choć z różną intensywnością. Osady pozakorytowe z późnego glacjału, eo- i mezoholocenu nie tworzą szeroko rozprzestrzenionych pokryw, gdyż akumulowane były prawdopodobnie wzdłuż koryta, w paleomeandrach i innych obniżeniach na równinie zalewowej, np. środkowej i górnej Wezery, środkowej Leine. Jedynie w małych zlewniach lessowych (Ilme) ich miąższość może dochodzić do 1–3 m i przykrywają one całe dno („spagowy poziom humusowy”). U schyłku atlantyku pojawiają się pierwsze mady (górna Werra) i koluwia (Ilme), których akumulacja miała być związana z działalnością człowieka w neolicie. Jednak zasadnicza zmiana typu sedymentacji nad górną i środkową Wezerą nastąpiła dopiero w późnym subboreale, gdy w dolinie tej pojawiły się miąższe (do 2 m) i rozległe pokrywy osa-

dów pozakorytowych, co związane jest ze zmianami antropogenicznymi w okresie brązu. Jednak dopiero od średniowiecza rozpoczęła się ciągła i intensywna sedymentacja mad, np. w dolinie środkowej i górnej Wezery, Leine, Werry, Ilme („starsza mada łąkowa”), w której zapisane są ruchy ludności i spadki aktywności ekonomicznej, takie jak okres wędrowek ludów czy wojna trzydziestoletnia. Doprowadziło to do wyrównania rzeźby den dolinnych, np. górnej Wezery i Ilme, i przykrycia starszych ogniw. Akumulacja mad, stożków napływowych i koluwiów następowała także w okresie nowożytnym, zarówno w głównych dolinach (np. Wezera) jak i w mniejszych (np. Leine, Werra, Ilme), również nie zagospodarowanych przez człowieka, co było wywołane klimatem małej epoki lodowej.

W dorzeczu Wezery zapisane zostały późnoglacialne i holocenijskie zmiany klimatyczne. Jednak w późnym glacialu, eo- i niemal całym mezoholocenie nie można wydzielić wyraźnych faz wzmożonej aktywności fluwialnej, co może spowodowane jest dużą fragmentarycznością danych. Ochłodzenie młodszego dryasu zaznaczyło się tylko w allerödskim paleomeandrze środkowej Wezery, w którym na torfach leżą mułki młododryasowe osiągające dużą miąższość. W tym okresie akumulowane też były najmłodsze ogniwa aluwii terasy niskiej nad górną Wezerą. Na początku eholocenu doszło do znacznych zmian koryta Wezery i w jej starorzeczach w preboreale narastały torfy. Później na przełomie borealu i atlantyku torfy w starorzeczach górnej Wezery zostały przykryte przez mady lub wyspane do nich piaszczyste wkładki. W dolinie tej akumulowane były aluwia terasy H2, z których ponad sto czarnych dębów było datowanych radiowęglowo i dendrochronologicznie na okres 8100–5500 BP, kolejnych kilkadziesiąt na 8100–6900 BP, a pojedynczy pień w górnym biegu rzeki na 6115 BP.

Jedyna wyraźniejsza faza wzmożonej aktywności fluwialnej zaznaczyła się u schyłku atlantyku, kiedy to w dolinie górnej Wezery zostało powalonych kilkadziesiąt pni (5800–5400 BP), zostało odcięte starorzecze, a na jej równinie zalewowej złożone zostały najstarsze ogniwo osadów pozakorytowych oraz stożek bocznego dopływu. W dorzeczu Wezery, w dolinie Werry akumulowane były piaski humusowe (5620 BP), a rynny powodziowe w ich stropie były szybko zapełniane mułkami, natomiast w dolinie Ilme usypany został „lessowy” stożek koluwalny (5400 BP).

Również w neoholocenie mała liczba danych uniemożliwia wydzielenie wyraźnych okresów wzrostu dynamiki fluwialnej. W okresie 4700–2900 BP były powalane pojedyncze pnie nad górną Wezerą. Intensywna faza akumulacji stożków bocznych dopływów i mad miała miejsce w późnym subboreale nad górną Wezerą, co wymusiło zmianę jej rozwinięcia z wielo- na jednokorytowe. W okresie halsztackim nastąpiły zmiany koryta górnej Wezery (2650 BP).

W okresie lateńskim i rzymskim doszło do zmian koryta Wezery, zarówno w jej górnym (2400 BP) jak i środkowym biegu (2500–2200 BP), a migrująca lateralnie rzeka powaliła pnie (2230, 2040 BP). We wczesnym średniowieczu (1425 BP cal. 560–675 AD) mady przykryły terasę niską górnej Wezery, co wskazuje na wzrost wielkości powodzi w tym okresie. Wyraźniejszy wzrost aktywności rzek nastąpił około 1000 BP. W tym okresie nad górną Wezerą powalony został pień (1150 BP), a nad środkową uległy zaileniu torfy w paleomeandrze. W dolinie Leine akumulowana była seria żwirowa, a starorzecze zostało wypełnione mułkami.

Późniejsze zmiany w systemach rzecznych były już w znacznym stopniu uwarunkowane antropogenicznie, jednak odbywały się w warunkach małej epoki lodowej. W małych dopływach Werry osadzały się korytowe piaski (760 i 420 BP) przykryte później przez mady, natomiast serie piasków w dnie doliny Werry są młodsze (XVI–XVIII w. i XIX w.). Zmiany sedymentacji w tym obszarze związane były z rozwojem hutnictwa szkła. Dochodziło też do zmian koryta górnej Wezery (680 BP) i były akumulowane jej najmłodsze włożenia. Od średniowiecza (770 BP) notowana jest bardzo intensywna akumulacja mad nad górną Wezerą, podobnie jak w środkowym i dolnym biegu, gdzie od średniowiecza w paleomeandrach zanikła akumulacja torfów na rzecz deponowania mułków. Od późnego średniowiecza (XIV–XV w.) powodzie wkraczały na terasę Stolzenau nad środkową Wezerą. W dolinie Leine mady sedymentowały od 800 AD, a w dolinie jej dopływu Ilme powstało kilka pokryw mad (VIII–XIV, XV–XX w.).

#### *4.1.1.C. ŁABA I JEJ DORZECZE*

Łaba ma swoje źródła w Karkonoszach, skąd spływa w obręb Masywu Czeskiego, w którego dolinach zachowana jest cała sekwencja teras ze schyłku trzeciorzędu i czwartorzędu (Balatka, Sladek 1962; Balatka, Loučkova 1991). Również w dolinie Łaby pliocenские i czwartorzędowe terasy zachowane są w formie nieciągłych fragmentów (Kalvoda, Balatka 1995), jednak główny przebieg doliny nie zmieniał się w plejstocenie (Růžičková, Zeman 1994a).

Rozwój doliny w holocenie najpełniej został opracowany w Czechach na kilku odcinkach jej środkowego i górnego biegu (Růžičková, Zeman red., 1994). Na całym czeskim odcinku doliny autorzy ci wyróżniają trzy stopnie równiny zalewowej odpowiadające poszczególnym etapom rozwoju. Włożenia zostały sformowane w wyniku powtarzających się faz erozji i akumulacji, które były datowane w oparciu o różne metody. Rozwój ten warunkowały głównie globalne fluktuacje temperatury i opadów, które prowadziły do zmiany warunków hydrologicznych. Ewolucja była uwarunkowana również przez lokalne



Ryc. 11. Schematyczny przekrój geologiczny przez dolinę środkowej Łaby (Ružičková, Zeman 1994b). 1 – gómkredowe margle, 2 – górnoplejstocenijskie fluwialne żwiry z piaskami, 3 – piaski fluwialne z domieszką żwirów, 4 – piaski eoliczne lokalnie z wkładką wulkanicznych (?) pyłów (zaznaczonych jako czarne soczewki), 5 – górnoholocenijskie gliny i gliny piaszczyste, 6 – gliny fluwialne (mady), 7 – osady wypełniające starorzecza (gliny i piaski), 8 – średnioziarniste piaski fluwialne z domieszką żwirów, 9 – pnie czarnych dębów, 10 – fragmenty cegieł, 11 – przypuszczalne granice geologiczne, BS – poziomy kopalny, 12 – wały przeciwpowodziowe

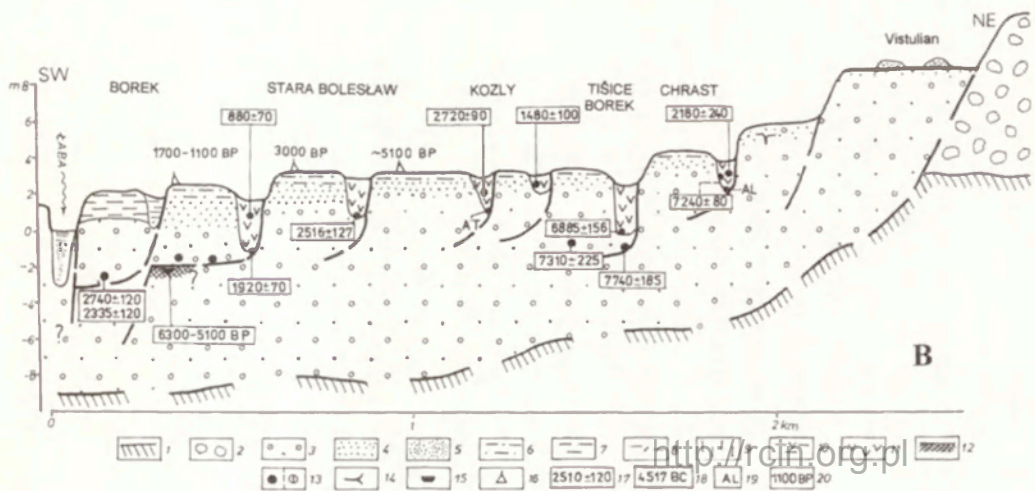
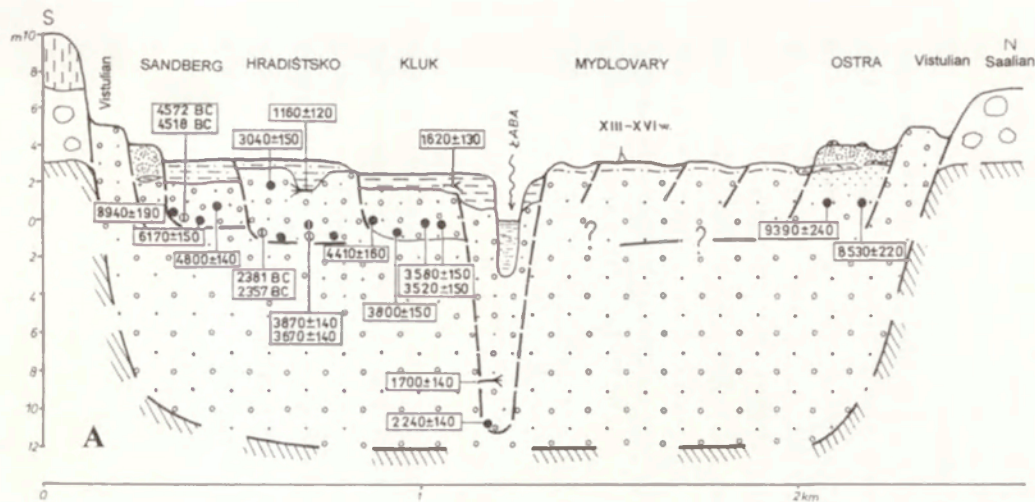
Schematic section across flood plain in the middle course of the Elbe river (Ružičková, Zeman 1994b). 1 – Upper Cretaceous marlstones, 2 – fluvial sandy gravels of the Upper Pleistocene, 3 – fluvial sands with admixture of gravels, 4 – wind-blown sands locally with an interlayer of ? volcanic material (marked with black lens), 5 – loams and sandy-loams of the Upper Holocene, 6 – fluvial loams („flood loams”), 7 – deposits filling up ox-bow lakes (loams and sands), 8 – medium-grained fluvial sands with admixture of gravels, 9 – trunks, 10 – admixture of fragments of bricks, 11 – geological boundary supposed, BS – buried surface, 12 – flood dam

czynnikami związane z kolonizacją przez ludzi i wpływ ten był asynchroniczny na różnych odcinkach (Ružičková, Zeman 1994b). Aluwia holocenijskie mają miąższość około 3 m w górnym biegu i około 10 m w środkowym. Są to piaszczysto-żwirowe osady korytowe przykryte na dwóch niższych stopniach przez mady. W środkowym biegu osady holocenijskie podścielają piaszczysto-żwirowe aluwia górnoplejstocenijskie o miąższości 4–8 m (Ružičková, Zeman 1994b).

W górnym biegu powyżej zbiegu z Białą Łabą rozwinięte są głównie dwa dolne stopnie równiny zalewowej 0,5–2,0 m i 2–3 m, a najwyższy, 4–5 m, zachowany jest fragmentarycznie (ryc. 8 obszar nr 29). Wszystkie zbudowane są z piaszczysto-żwirowych aluwii. Drewna z aluwii najniższego stopnia były datowane radiowęglowo na 370–180 BP (Spindleruv Młyn), co wskazuje na to, że stopień ten kształtowany był od średniowiecza (Ružičková, Zeman 1994a; Jilek i in. 1995).

Również w środkowym biegu rzeki (ryc. 8 obszar nr 30) pomiędzy Kolinem a Łysą nad Łabą stwierdzono 3 stopnie równiny zalewowej (ryc. 11), z których tylko najniższy zachowuje ciągłość. Szerokość doliny w rejonie Ostrej

dochodzi do 2 km. Najwyższy stopień (4 m), wczesnoholoceński zachowany jest w brzeżnej części doliny, a w jego morfologii widoczne są ślady meandrów. Piaszczysto-żwirowe aluwia o sekwencji prostej i miąższości 9–10 m przykrywa cienka warstwa pylastych osadów piroklastycznych (?), a wyżej zalegają piaski eoliczne (Ostra). Pnie czarnych dębów znalezione na tym stanowisku (w wyrobisku na poziomie wody) były datowane na  $9390 \pm 240$  i  $8530 \pm 220$  BP (Ružičková, Zeman 1994c; Šilar i in. 1994; Jilek i in. 1995). W Sandbergu aluwia tego poziomu wykazują także zróżnicowanie facjalne z sekwencją prostą i piaszczysto-pylastą facją pozakorytową w stropie (Ružičková, Zeman 1994a). Niski stopień koło Ostrej ma wysokość 2,5–3,0 m i zajmuje niemal całe dno doliny o szerokości 2 km. Na tym stopniu zlokalizowane są ruiny zamku Mydlovary. Osady tego poziomu były szczegółowo badane na stanowiskach Sandberg i Hradištsko. W Sandbergu na piaszczysto-żwirowych aluwiach korytowych spoczywa warstwa pylasto-piaszczystych mad o miąższości do 1,5 m. Pnie czarnych dębów z osadów korytowych były datowane na  $6170 \pm 150$  BP z głębokości 3 m, na  $8940 \pm 190$  BP z 2,5 m oraz na  $4800 \pm 140$  BP z 2,0 m (Ružičková, Zeman 1994c; Šilar i in. 1994; Jilek i in. 1995). Dodatkowo dendrochronologicznie były stąd datowane dwa czarne dęby na 4572 BC i 4518 BC, jednak ich pozycja geologiczna jest nieznana (Leuschner, Kyncl 1994). Na stanowisku Hradištsko w aluwiach korytowych stwierdzono kości fauny plejstocenijskiej zalegające prawdopodobnie w bruku korytowym (Ružičková, Zeman 1994a). Pnie czarnych dębów są młodsze niż w Sandbergu. Pień z aluwiów korytowych z głębokości 1,5 m był datowany na  $3040 \pm 150$  BP, natomiast gałąź dębu z głębokości 2 m na granicy mad i podścielających aluwiów korytowych była datowana na  $1160 \pm 120$  BP. Dla pozostałych drewn datowanych radiowęglowo na  $3870 \pm 140$  i  $3670 \pm 140$  BP oraz dendrochronologicznie na 2381 BC i 2357 BC brak jest szczegółowej lokalizacji, natomiast pnie czarnych dębów zalegające głębiej (3–4 m) nie były datowane (Leuschner, Kyncl 1994; Ružičková, Zeman 1994c; Šilar i in. 1994; Jilek i in. 1995). Także miąższość mad piaszczystych jest wyraźnie mniejsza niż w Sandbergu i dochodzi do 0,25–0,35 m (Ružičková, Zeman 1994a). Dlatego trudno zgodzić się z interpretacją autorów (Ružičková, Zeman 1994a, b), że w obrębie niższego stopnia równiny zalewowej mamy do czynienia z tym samym włożeniem, w którym można wydzielić dwie serie aluwiów: dolną, starszą (7700–6900 BP) i górną, młodszą (około 3750 BP). Są to raczej dwa różnowiekowe włożenia, czego może pośrednio dowodzić wiek czarnych dębów i różna miąższość mad. Wiek młodszego włożenia można wiązać z subatlantykiem, a pokrywa mad pochodzi z ostatniego tysiąclecia. W obrębie tego młodszego włożenia paleomeandry wypełniają mułki o miąższości 1,6 m (Hradištsko). Uziarnienie osadów przedstawione w pracy E. Ružičkovej, A. Zeman



Rye. 12. Schematyczne przekroje geologiczne (A i B) przez równinę zalewową Łaby (oprac. T. Kalicki w oparciu o materiały publikowane w pracach Ružičkova, Zeman red. 1994; Dreslerova 1994, 1995a, b; Brizova 1999a, b). 1 – podłoże, 2 – aluwia żwirowe (Saalian), 3 – piaski ze żwirami, 4 – piaski, 5 – piaski eoliczne, 6 – mułki piaszczyste, 7 – mułki, 8 – pył wulkaniczny, 9 – lessy, 10 – mułki torfiaste i torfy ilaste, 11 – torfy, 12 – kopalna równina zalewowa, 13 – pnie czarnych dębów i innych drzew, 14 – gałęzie i detrytus, 15 – ceramika *in situ*, 16 – osadnictwo na terasie, 17 – datowania  $^{14}\text{C}$ , 18 – datowania dendrochronologiczne, 19 – datowania palinologiczne, 20 – datowania archeologiczne

Schematic geological sections (A and B) across flood plain of Elbe river (by T. Kalicki based on the data published in papers of Ružičkova, Zeman red. 1994; Dreslerova 1994, 1995a, b; Brizova 1999a, b). 1 – background, 2 – gravels (Saalian), 3 – gravels with sands, 4 – sands, 5 – wind-blown sands, 6 – sandy silts, 7 – silts, 8 – volcanic tufa, 9 – loess, 10 – peaty silts and silty peats, 11 – peats, 12 – buried flood plain, 13 – subfossil trees, 14 – branches and detritus, 15 – pottery *in situ*, 16 – settlements on the terrace and flood plain, 17 –  $^{14}\text{C}$  datings, 18 – dendrochronological datings, 19 – palinological datings, 20 – archaeological datings

(1994a) wskazuje na to, że w wypełnieniu zaznacza się wyraźna tendencja do grubienia osadów ku górze od mułków pylasto-ilastych w spągu do mułków piaszczystych w stropie. Najniższy stopień, współczesna równina zalewowa, jest wąska, gdyż powstała po regulacji i wyprostowaniu rzeki. W spągu zalegają korytowe piaszki ze żwirami o miąższości 10–12 m z artefaktami od okresu brązu do średniowiecza, kośćmi zwierzęcymi i ludzkimi (Borek) oraz licznymi pniami czarnych dębów zalegającymi na różnych głębokościach (Kluk). Najgłębiej zalegające były datowane na subatlantyk. W pracach E. Ružičkovéj, A. Zeman (1994c) i Šilar i in. (1994) odłamek drzewa z 11 m był datowany na  $1700 \pm 140$  BP, a pień z 9,5 m na  $2240 \pm 140$  BP. Natomiast na przekroju żwirowni w Klukach (Ružičková i in 1993) starszy pień zalega na głębokości 11 m, a młodszy odłamek na 8 m i ma datę  $1620 \pm 130$  BP. Jak sytuacja wyglądała naprawdę, trudno rozsądzić, jednak w syntetycznym przekroju (Ružičková, Zeman 1994b) autorzy rysują starszy pień głębiej, a odłamek z młodszą datą wyżej. Na stanowisku Kluk najliczniejszą grupę tworzą pnie z głębokości 2,5–3,0 m datowane na  $3800 \pm 150$  BP (3 m),  $4410 \pm 160$ ,  $3580 \pm 150$  i  $3520 \pm 150$  BP (wszystkie z głębokości 2,5 m). Najpłycej zalegająca gałąź z 0,7 m była datowana na  $1620 \pm 130$  BP (Ružičková, Zeman 1994c; Šilar i in. 1994; Jilek i in. 1995). Osady korytowe w Klukach są przykryte w stropie 2-metrową warstwą mad. Analizując sytuację geologiczną w Klukach trudno raczej zgodzić się z interpretacją E. Ružičkovéj i A. Zemana (1994b), którzy uważają aluwia w tej żwirowni jako jednowiekowe i pochodzące z małej epoki lodowej. Wydaje się, że w wyrobisku w Klukach mamy raczej do czynienia z dwoma włoženiami, które nie zostały zauważone, gdyż erozyjna granica znajdowała się pod wodą (por. ryc. 5 w pracy Ružičková i in. 1993). Spąg starszego włożenia wyznaczają subborealne czarne dęby, redeponowane i nagromadzone w poziomie bruku korytowego na głębokości 2,5–3,0 m. W osadach młodszego włożenia, dokumentującego głębokie rozcięcie aluwii aż do 11 m, zalegają pnie subatlantyczne.

Jeszcze bardziej skomplikowana i miejscami niejasna sytuacja jest na odcinku pomiędzy Brandysem (Stara Bolesław) a Mielnikiem. Sterasowane dno doliny ma tutaj szerokość 2–3 km, a starsze fragmenty zachowały się głównie na prawym brzegu. Na stanowiskach Borek-Stara Bolesław, tzw. „Würmska terasa” składa się z kilku włożeń na podobnym poziomie. W aluwii stwierdzono kliny mrozowe, co wskazuje, że jej fragmenty rzeczywiście formowały się w plejstocenie. Jednak te starsze fragmenty są podcięte przez dobrze wykształcone holocenijskie paleomeandry. W ich korytowych aluwiiach piaszczysto-żwirowych na głębokości 3 m został znaleziony czarny dąb datowany na  $7310 \pm 225$  BP (Ružičková, Havlíček 1981). Dwa starorzecza w rejonie Stara Bolesław, położone także na tym poziomie, są znacznie młodsze. Spąg wypeł-



nienia (2 m) starszego z nich (SBL) był datowany na  $2516 \pm 127$  BP, a podcinającego go młodszego (SB, SBS) na  $1920 \pm 70$  BP. Obie daty potwierdzają diagramy palinologiczne (Brizova 1998, 1999a,b). Również w obrębie tej terasy prawdopodobnie występuje kopalna równina zalewowa z okresu neolitu-eneolitu (Dreslerova 1995b). Sytuacja geologiczna niestety nie jest jasna, ale z przedstawionych w pracy materiałów wynika, że najprawdopodobniej powierzchnia kopalnej równiny zalewowej z okresu 6300–5100 BP (ceramika *in situ* kultury ceramiki linearnej i kultury Michelsberg) znajduje się poniżej bruku korytowego z pniami czarnych dębów na głębokości 4–5 m poniżej współczesnego poziomu terasy. Na współczesnej terasie bezpośrednio nad kopalną równiną stwierdzono osadnictwo późnorzymskie (200 AD) i wczesnośredniowieczne (800 AD) (Borek I), a 200 m na wschód (Borek II) także osadnictwo z okresu późnego brązu (3000 BP), co pozwala wiązać agradację z okresem schyłku atlantyku i subboreałem. Na niższym stopniu równiny zalewowej (Borek IV), w obrębie paleomeandra podcinającego bezpośrednio wcześniej omawiane stanowiska (Borek I i II) stwierdzono na głębokości 4–5 m, w osadach korytowych pień czarnego dębu, który był datowany na  $2335 \pm 120$  BP i  $2740 \pm 120$  BP (Dreslerova 1995b). Prawdopodobnie z tego poziomu równiny pochodzi też drewno datowane na  $1670 \pm 130$  BP, jednak jego pozycja w aluwiach nie została opisana (Jilek i in. 1995).

Ślady tej agradacji znajdujemy również na stanowisku Kozły-Ovčary. W tym rejonie na tzw. „Würmskiej terasie”, zbudowanej z piaszczysto-żwirowych osadów korytowych przykrytych w stropie przez piaszczyste mady (0,4 m), występuje szereg różnowiekowych paleomeandrów. Najstarszy z nich (Chrast-CH, CHR), bezpośrednio pod krawędzią terasy z okresu Riss, pochodzi jeszcze z późnego glaciału. Spąg jego wypełnienia był datowany paleobotanicznie na *alleröd*. Torfy narastały w nim do początku atlantyku, a potem ponownie od starszego subatlantyku (Brizova 1999a, b). Hiatus w narastaniu torfów mógł być spowodowany zdrenowaniem równiny zalewowej na skutek głębokiego wcięcia się rzeki w atlantyku i formowaniem w okresie neolitu niskiej równiny, której kopalne fragmenty opisane zostały w Borku. Kolejne dwa paleomeandry (Kozły) są znacznie młodsze. Starszy z nich (KZ), podcinający terasę risską, nie ma datowanego spągu wypełnienia, a górne 0,5 m torfu pochodzi z subatlantyku (daty  $1480 \pm 100$  BP i wyżej  $720 \pm 130$  BP). Podcinający starsze starorzecze młodszy paleomeander (KZL, KZY) zaczął być wypełniany osadami w atlantyku (datowanie paleobotaniczne – Butler 1993), a górne 0,6 m torfów zaczęło narastać po  $2720 \pm 90$  BP (Brizova 1999a, b). Wznowienie akumulacji torfów we wszystkich trzech starorzeczach może nawiązywać do podniesienia poziomu wód gruntowych po subborealnej agradacji, która doprowadziła do fosylizacji niskiej równiny zalewowej z okresu neo-

litu. Położone na południe od wyżej wymienionych paleomeandrów ślady starorzeczy były datowane archeologicznie jako jednowiekowe ze stanowiskami kultury pucharów dzwonowatych (Dreslerova 1994, 1995a, b). Wynika stąd, że ta część tej „Würmskiej terasy” jest równiną zalewową z okresu schyłku eneolitu (3800 BP), a niższy stopień równiny zalewowej położony na S od omawianego obszaru powstał u schyłku subboreału lub subatlantyku. Jeśli tak, to mielibyśmy tu potwierdzenie szybkiego podwyższenia poziomu równiny zalewowej od 5100 BP (Borek) do 3800 BP.

Również na stanowisku Tišice w obrębie tzw. „Würmskiej terasy” został stwierdzony atlantycki paleomeander. Pień zalegający na głębokości 3,3 m w jego piaszczysto-żwirowych osadach korytowych był datowany na  $7740 \pm 175$  BP, a potwierdzona paleobotanicznie data z drewna *Fraxinus* ze spągu torfowego wypełnienia wynosi  $6885 \pm 156$  BP. Z tego stanowiska pochodzą też dwa inne datowane drewna ( $7510 \pm 170$  i  $5920 \pm 150$  BP), jednak ich pozycja w osadach nie została niestety opisana (Jilek i in. 1995). W południowej części paleomeander jest zasypany przez neolityczne koluwia, gdyż artefakty z okresu brązu zostały znalezione na powierzchni tych osadów (Dreslerova 1995b).

Przedstawione tu materiały pozwalają zrekonstruować ewolucję holocen-ską doliny i częściowo zmodyfikować dotychczasowe poglądy (Ružičková, Zeman 1994b). U schyłku plejstocenu nastąpiło głębokie rozcięcie vistuliańskich, grubych żwirów piaszczystych (Ružičková, Zeman 1994b). Jego wielkość można szacować na około 4–5 m i było prawdopodobnie związane ze zmianą rozwinięcia rzeki (ryc. 12). Zmiana ta nastąpiła jeszcze w późnym glacie, gdyż na tzw. erozyjnym poziomie terasy vistuliańskiej w Ostrej (Ružičková, Zeman 1994a) zachowały się ślady koryt meandrowych, a wypełnianie paleomeandra Chrast rozpoczęło się w allerödzie. Wcinanie się rzeki następowało etapami. Formowanie najwyższego stopnia równiny zalewowej przypada na wczesny holocen i zakończyło się na granicy boreału i atlantyku. Dowodzą tego daty najmłodszego pnia czarnego dębu (8530 BP) na wyższym poziomie i spągu wypełnienia najstarszego paleomeandra (6885 BP) na niższym poziomie. W atlantyku (do około 6170 BP) migrująca lateralnie rzeka meandrowa podcinała starsze aluwia i włączała występujące w nich wczesnoholocenские czarne dęby do młodszych aluwiiów (Sandberg) i akumulowała je w poziomie bruku korytowego. Erozja boczna dostarczała też do koryta pnie atlantyckie (Tišice, Borek, Sandberg) i doprowadzała do odcinania meandrów (Kozly, Tišice). Kolejny impuls do erozji wgłębnej pojawił się około 6300–6200 BP. Brak jest tej fazy w pracy E. Ružičkovej i A. Zemana (1994b), ale na jej istnienie, w świetle materiałów archeologicznych, zwracała uwagę D. Dreslerova (1995a) i datowała ją na 7000–6300 BP. Jed-

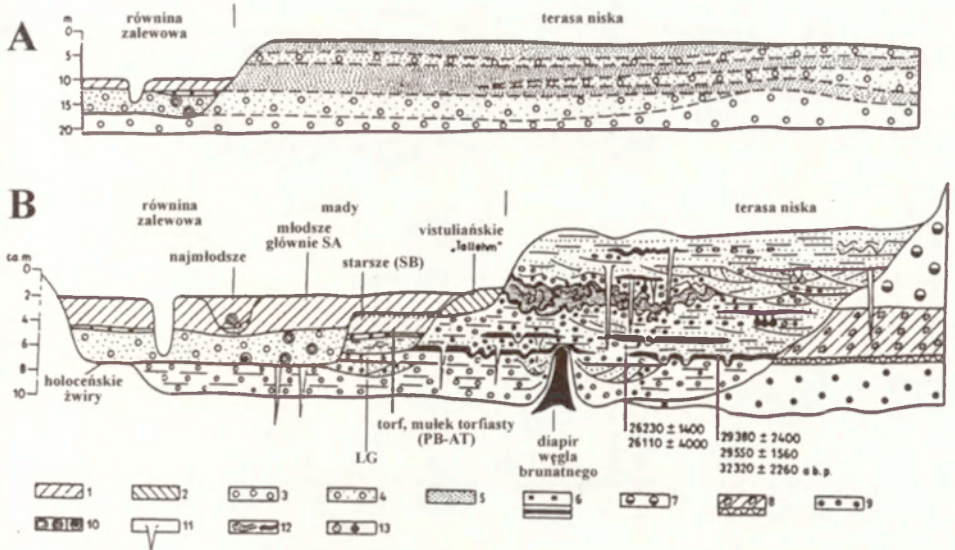
nak na późniejsze rozpoczęcie tej fazy wskazuje pień czarnego dębu z Sandbergu (6170 BP) położony bardzo wysoko i dokumentujący wysokie położenie koryta rzeki jeszcze w tym okresie. Rozcięcie i zdrenowanie wyższego poziomu równiny zalewowej mogło być przyczyną przerwy w narastaniu torfów w starorzeczach (Chrast), która nastąpiła po 7240 BP. Rozcięcie i utworzenie niższego stopnia równiny ograniczone było prawdopodobnie tylko do stosunkowo wąskiej, kilkusetmetrowej, strefy wzdłuż koryta. Może na to wskazywać lokalizacja stanowisk, gdzie zachowała się fosiłna równina zalewowa z okresu neolitu. Wszystkie stopnie równiny zalewowej były zasiedlone w neolicie i okresie brązu (Dreslerova 1995a), a pierwsze ślady wycięcia (pniak w Klukach) pochodzą z około 5500 BP (Ružičková, Zeman 1994b). Na przełomie atlantyku i subboreału nastąpiła też zmiana tendencji i rozpoczęła się szybka agradacja. W jej wyniku nastąpiła fosylizacja niższego, neolitycznego stopnia równiny zalewowej (po 5100 BP), a rzeka już około 4800 BP akumulowała pnie na wyższym poziomie (Sandberg) (ryc. 12). Tej fazy agradacji brak jest w pracy E. Ružičkovej i A. Zemana (1994b), a D. Dreslerova (1995a) datuje ją na okres pomiędzy 5100 a 4300 lub 3000 BP. W subborealnej rzeka ponownie meandruje na poziomie niższej równiny zalewowej dobudowując do niej młodsze włożenia. Jednak subborealne włożenia zachowały się tylko sporadycznie, gdyż zostały zniszczone w subatlantyku. Jako subborealne można chyba uznać aluwia z Hradištsko, gdzie dęby (4400–3700 BP) wymyte ze starszej subborealnej serii spoczywają w poziomie bruku korytowego, natomiast w górnej części aluwii korytowych stwierdzono pień datowany na około 3040 BP. Również z przełomu subboreału i subatlantyku pochodzą aluwia związane z korytem, które zostało opuszczone przed około 2500 BP (Stara Bolesław). Agradacja i podniesienie poziomu wody gruntowej, a być może także zmiany klimatyczne spowodowały, że w starorzeczach (Chrast, Kozly) ponownie zaczynają narastać torfy (od 2720–2180 BP). Nowa fala kolonizacji związana jest z wczesnym okresem żelaza i z okresem rzymskim (Dreslerova 1995a). Początek tworzenia niższego stopnia równiny zalewowej można datować na okres lateński, gdyż wypełnianie osadami starorzeczka położonego w jej obrębie (Stara Bolesław) rozpoczęło się około 1920 BP. Lateralna migracja koryta spowodowała, że w subatlantyckich aluwiach w poziomie bruku korytowego występują subborealne (4410–3520 BP) czarne dęby (Kluk) wymyte ze starszych, zniszczonych serii. Analogicznie w najmłodszych aluwiach w bruku korytowym występują pnie ze starszego subatlantyku (np. Borek). Narastanie pokryw madowych w dnie doliny było datowane tylko w kilku miejscach i rozpoczęło się od 1620 BP (Kluk) i 1160 BP (Hradištsko), co w tym drugim przypadku dowodzi, że powódzie w tym okresie docierały również na wyższy poziom równiny i spowodowały opuszczenie

osiedli wczesnośredniowiecznych (Dreslerova 1995a), podobnie jak stało się to w dolinie dolnej Ohre, dolnej Łaby w Czechach, w basenie praskim (Hrdlička 1972; Kotyz 1990). Około 1250 AD notuje się kolejną fazę powodzi (Ružičkova, Zeman 1994b). Po niej musiała nastąpić faza spokojniejsza lub rzeka była głębiej wcięta, gdyż na wyższej równinie w okresie od XIII–XVI w. funkcjonuje gród Mydlovary. Kolejna faza powodzi przypadła na okres 1550–1700 AD i związana była z ochłodzeniem i zwilgotnieniem klimatu (Ružičkova, Zeman 1994b). Według tych autorów również głębokie rozcięcie w ostatnich stuleciach było związane z czynnikami naturalnymi i okresem małej epoki lodowej. Jednak wydaje się, że tak głębokie rozcięcie, podobnie jak na innych rzekach (np. Trafas 1975), mogło być wywołane pracami regulacyjnymi, budową stopni, znacznym skróceniem biegu i kanalizacją rzeki w XIX wieku. Spowodowały one, najgłębsze (do 10 m) w holocenie, rozcięcie aluwii (Kluk), w których spągu stwierdzono redeponowane drewna subatlantyckie (2240–1700 BP) (ryc. 12). Pod koniec XIX w. równina zalewowa została ponownie zasiedlona (Dreslerova 1995b).

W niemieckim dorzeczu Łaby badania koncentrowały się w zlewniach Soławy (Saale, Sale) i Muldy (Mulde) na przedpolu Lasu Turyńskiego i Rudaw. A. Hiller i in. (1991) udowodnili, że osady niskiej terasy Muldy (ryc. 8 obszar nr 31) są młodsze niż sądzono poprzednio i pochodzą z końca środkowego pleniglacjału, gdyż dwa poziomy torfu ze spągu tej terasy były datowane na 26–32 ka BP (ryc. 13). Piaszczysto-żwirowe aluwia tej terasy o miąższości do 7 m były akumulowane w warunkach peryglacialnych młodszego pleniglacjału (Mol 1995).

W późnym glacialu (alleröd-młodszy dryas) nastąpiło w dolinie Białej Elstery (ryc. 8 obszar nr 32) rozcięcie (5–10 m) tej terasy przez funkcjonujące w tym okresie koryta meandrowe (Cospuden: 10 260±110 BP), których osady wykazują już wyraźne zróżnicowanie facjalne (ryc. 14). Pnie sosen (7 pni) akumulowane w osadach korytowych Muldy (Goitsche) były datowane na późny glacial i eoholocen (daty od 11 440±130 do 9120±130 BP), a zaburzone krioturbacyjnie osady pozakorytowe Białej Elstery (Merseburg-Ost) były datowane na 10 950±190 i 10 350±190 BP (Hiller i in. 1991; Mol 1995). W dolinie Geisel (ryc. 8 obszar nr 32), małego dopływu Soławy koło Merseburga, w okresach ochłodzeń akumulowały mułki i powstawały kliny mrozowe (młodszy dryas), natomiast w okresach ociepleń sedymentowały osady organiczne, a w allerödzie tuf Laacher See i martwice (Mania i in. 1993).

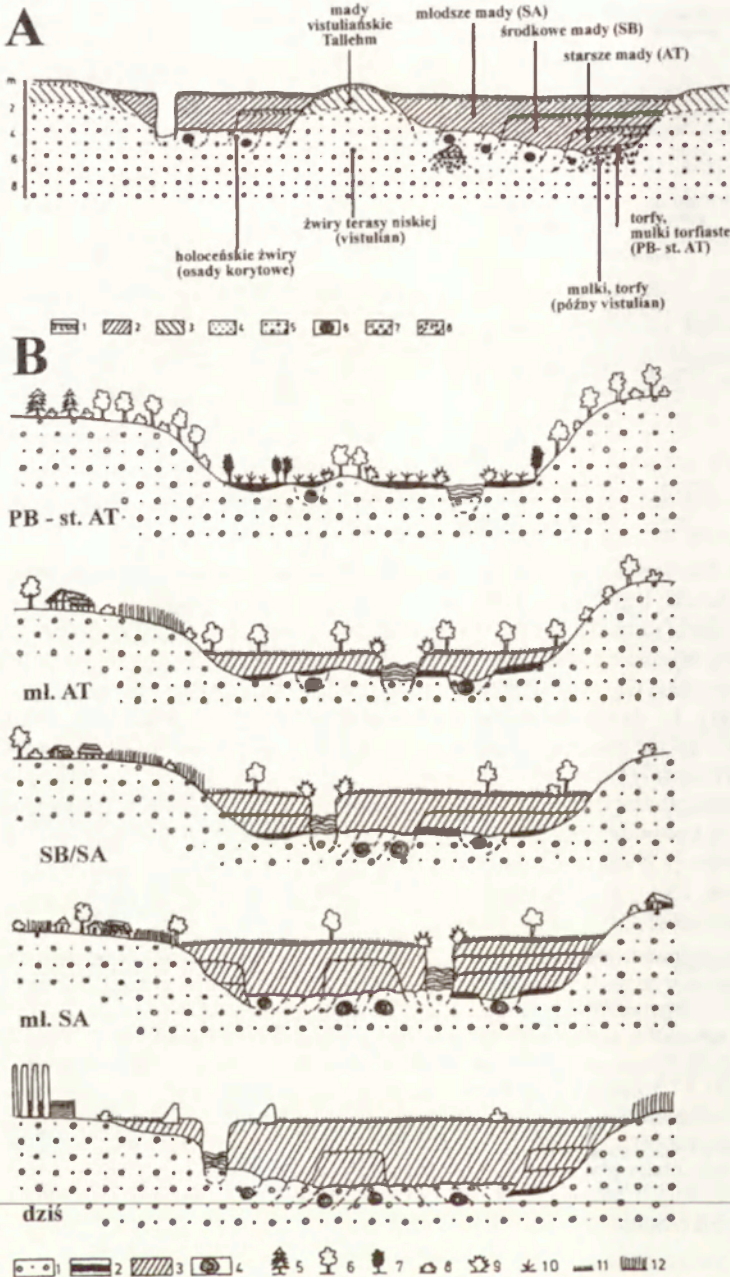
Najmłodszy, górny system meandrowy w obu tych dolinach był aktywny od początku holocenu, gdyż drewno z osadów stożka krewasowego (Goitsche) było datowane na 10 135±25 BP, a z piaszczystych odsypów meandrowych (Merseburg-Ost) na 9315±80 BP (Mol 1995). W aluwii korytowych



Ryc. 13. Następstwo osadów i morfologia młodoczwartorzędowych dolin w północnej części Zatoki Lipskiej w oparciu o odślonienia w kopalniach węgla brunatnego, żwirowniach oraz wierceniach. Przekrój geologiczny (wierceniach) przez terasę niską i równinę zalewową Muldy na południe od Bad Dübena (A) i przekrój schematyczny (kopalnie odkrywkowe i wierceniach) przez dolinę Muldy powyżej Bitterfeld (B) (Hiller i in. 1991). 1 – mady holoceni (Auelehme), 2 – mułki piaszczyste (Tallehm), 3 – żwiry, 4 – żwiry piaszczyste i piaski ze żwirami, 5 – piaski, 6 – torfy, mułki torfiaste (u góry) i namuły (na dole), 7 – Krippenhnaer żwiry (kataglacjał zlodowacenia Elstery), 8 – morena zlodowacenia Elstery (nierozdzielona) podścielona iltami Dehltiz-Lipsk, 9 – żwiry Soławy/Białej Elstery (anaglacjał zlodowacenia Elstery), 10 – subfosylne pnie dębów (z lewej) i drzew iglastych (z prawej), 11 – kliny mrozowe, 12 – warstwy zaburzone, 13 – struktury kropkowe; LG – późny glacjał, PB – preboreał, AT – atlantyck, SB – subboreał, SA – subatlantyck

Sediment aftermath and morphology of young Quaternary valleys in the northern part of Leipzig Bay based on sections both in open mines of brown coal and gravel pits and borings. Geological section (borings) across lower terrace and flood plain of Mulde river southward of Bad Dübena (A) and schematic section (open mines and borings) across Mulde river valley upstream of Bitterfeld (B) (Hiller et al. 1991). 1 – Holocene overbank deposits (Auelehme), 2 – sandy silts (Tallehm), 3 – gravels, 4 – sandy gravels and sands with gravels, 5 – sands, 6 – peats, peaty silts (above) and muds (below), 7 – Krippenhnaer gravels (Late Elster glaciation), 8 – tills of Elster glaciation (unseparated) underlying by Dehltiz-Leipzig clays, 9 – gravels of Saale/Weisse Elster rivers (Early Elster glaciation), 10 – subfossil trees of oaks (left) and conifers (right), 11 – ice wedges, 12 – turbated layers, 13 – drop structures; LG – Late Glacial, PB – Preboreal, AT – Atlantic, SB – Subboreal, SA – Subatlantic

występują tu liczne subfosylne pnie gatunków liściastych, głównie dębów, z których najstarszy był datowany na  $8790 \pm 140$  BP (Hiller i in. 1991). Pierwotny pogląd (Händel 1967, 1982), że w dorzeczu Białej Elstery występują tylko dwie serie aluwów korytowych (atlantycka i średniowieczno-nowożytna) nie może być utrzymany w świetle licznych (49) datowań pni (Hiller i in. 1991). W dolinie Muldy ich największe nagromadzenie (13) wystąpiło w eoho-



Ryc. 14. Schematyczny przekrój geologiczny przez dolinę Białej Elstery (A) i jej holocenijska ewolucja (B) (Hiller i in. 1991). A: 1 – poziomy glebowe, 2 – mady holocenijskie (Auelehm) (mulki piaszczyste, ilaste, hurusowe, brązowe), 3 – plejstocenijskie mady (gliny dolinne – Tallehm) (mulki piaszczyste, jasnobrązowe), 4 – piaski, 5 – żwiry, 6 – subfossilne drewna i pnie, 7 – torfy i mulki torfiaste, 8 – krioturbacyjnie zdeformowane mulki z warstwami torfów; B: 1 – żwiry i piaski,

locenie pomiędzy  $10\ 100 \pm 160$  a  $8590 \pm 120$  BP, trzy były akumulowane na przełomie atlantyku i subboreału ( $5520 \pm 90$ ,  $4640 \pm 60$ ,  $4290 \pm 80$  BP), a pozostałe w subatlantyku ( $1940 \pm 100$  i  $370 \pm 60$  BP). W dolinie Białej Elstery większość pni (25 pni) została powalona pomiędzy schyłkiem boreału i wczesnym subboreałem. Wydaje się, że w tym okresie rysują się trzy niezbyt wyraźne skupienia. Pierwsze cztery pnie zostały powalone na przełomie boreału i atlantyku ( $8790 \pm 140$ ,  $8720 \pm 170$ ,  $8300 \pm 90$ ,  $8200 \pm 135$  BP), następna grupa w środkowym atlantyku ( $6700 \pm 110$ ,  $6610 \pm 70$ ,  $6490 \pm 120$ ,  $6270 \pm 100$ ,  $6130 \pm 80$ ,  $5880 \pm 90$  BP), a najmłodsza na początku subboreału ( $4880 \pm 100$ ,  $4670 \pm 90$ ,  $4580 \pm 80$ ,  $4470 \pm 80$ ,  $4390 \pm 90$  BP). Pozostałe cztery pnie były datowane na  $7600 \pm 120$ ,  $7210 \pm 120$ ,  $5440 \pm 100$  i  $5210 \pm 160$  BP. Po dłuższej przerwie bez akumulacji pni występuje najwyraźniejsza holocenińska koncentracja 7 pni powalonych w bardzo krótkim okresie u schyłku subboreału ( $3070 \pm 80$ ,  $2930 \pm 70$ ,  $2910 \pm 80$ ,  $2900 \pm 80$ ,  $2850 \pm 70$ ,  $2840 \pm 70$ ,  $2650 \pm 70$  BP). W obu dolinach, kilka włożeń aluwii korytowych, formowanych wskutek ciągłej lateralnej migracji koryta meandrowego, zostało całkowicie zamaskowanych przez spoczywające na nich trzy pokrywy antropogenicznych mad, które są rozdzielone glebami kopalnymi (Hiller i in. 1991; Litt 1992), których akumulacja była wcześniej łączona z postglacjalnym, eustatycznym podnoszeniem poziomu Bałtyku (Händel 1967).

W dolinie Białej Elstery (Merseburg-Ost) i jej dopływu Pleisse (ryc. 8 obz. nr 32) najstarsza, atlantycka pokrywa zalega na torfach narastających ciągle od preboreału (zony pyłkowe VI–IV Firbasa) i w stropie datowanych na  $6960 \pm 130$  BP. Pokrywę tę zamykają od góry dwie gleby kopalne (Löbschutzer Bodenbildung) z artefaktami kultur liniowych datowane na  $5680 \pm 60$  (dolna) i  $5110 \pm 60$  BP (górna). Środkowa pokrywa pochodzi z subboreału i zamyka ją gleba datowana na  $3340 \pm 60$  i  $2940 \pm 80$  BP, natomiast najmłodsze mady pochodzą z subatlantyku. W oparciu o artefakty początek akumulacji tego najmłodszego ognia może być datowany na II wiek n.e. Nadbudowa madami,

2 – torfy lub mułki torfiaste, 3 – mady holoceniskie, 4 – subfosylne pnie, 5 – sosny, 6 – dęby i inne drzewa liściaste, 7 – olchy, 8 – krzewy, 9 – wierzby, 10 – łąki mokre, 11 – łąki świeże, 12 – pola zbóż; PB – preboreał, AT – atlantyk, SB – subboreał, SA – subatlantyk, mł. – młodszy, st. – starszy

Schematic geological section across Weisse Elster river valley (A) and the Holocene evolution (B) (Hiller et al. 1991). A: 1 – soil horizons, 2 – Holocene overbank deposits (Auelehm) (sandy, clayey and organic silts, brown), 3 – Pleistocene overbank deposits valley loams (Tallehm) (sandy silts, light brown), 4 – sands, 5 – gravels, 6 – subfossil trees, 7 – peats and peaty silts, 8 – silts with lenses of peats, cryoturbated. B: 1 – gravels and sands, 2 – peats and peaty silts, 3 – Holocene overbank deposits, 4 – subfossil trees, 5 – pines, 6 – oaks and other deciduous trees, 7 – alders, 8 – bushes, 9 – willows, 10 – wet meadows, 11 – fresh meadows, 12 – corn fields; PB – Preboreal, AT – Atlantic, SB – Subboreal, SA – Subatlantic, ml. – younger, st. – older, dziś – present day

których miąższość dochodzi do 2–4 m, dna doliny dolnej Białej Elstery doprowadziła do zaniku krawędzi morfologicznej oddzielającej niską terasę od równiny zalewowej (Neumeister 1964; Händel 1967; Schirmer 1974; Hiller i in. 1991). Natomiast w dolinie Muldy akrecja mad rozpoczęła się dopiero w subboreale i różnice te wiązane są z różnoczasowym zasiedleniem obu dorzeczy (Hiller i in. 1991).

K.D. Jäger (1962) stwierdził na obszarach lessowych Turynгии 2 fazy osadzania mad: starszą, z późnego brązu/wczesnego okresu żelaza (mniejsza miąższość pokryw) i młodszą, ze średniowiecza. Charakterystyczny jest brak mad neolitycznych, których znaczenie tak było podkreślane na polskich wyżynach lessowych (Kruk 1993). Subatlantyckie mady były opisywane w licznych dolinach tego obszaru (Schirmer 1974). W dolinie środkowej Soławy 4-metrowej miąższości ogniwo zwirowe było datowane przez artefakty ceramiki na XV–XVII w. n.e. (Steinmüller 1971), a w górnym biegu podobne ogniwo pochodzi ze środkowego średniowiecza lub okresu późniejszego (Jäger 1962).

W nizinnej części dorzecza Łaby, w dolinie Sprewy (Unterspreewald) stwierdzone zostały cztery etapy zmian rozwinięcia rzeki od późnego glacjału (ryc. 8 obszar nr 33). Koryto roztokowe uległo koncentracji prawdopodobnie jeszcze u schyłku młodszego pleniglacjału, gdyż wielki paleomeander koło Jeziora Kötchen był wypełniany osadami już w böllingu. Później, w wyniku naturalnych i antropogenicznych zmian hydrologicznych w zlewni, holocenijskie koryto meandrowe o małych parametrach zmieniło się w anastomozujące (Błaszkiwicz, Juschus 1999). Także w pradolinie berlińskiej stwierdzone zostały późnoglacialne wielkie paleomeandry Sprewy (Carls 1997; Schulz, Strahl 1997), gdyż do koncentracji koryta doszło na tym obszarze na początku późnego glacjału (Kasse i in. 2003).

#### *PÓZNOGLACJALNA I HOLOCEŃSKA EWOLUCJA DORZECZA ŁABY*

U schyłku pleniglacjału oraz w późnym glacijskim w dorzeczu Łaby wystąpiła intensywna erozja i doszło do rozcięcia pokryw vistuliańskich. Erozji sprzyjała koncentracja koryt, do której w nizinnej części dorzecza doszło już na początku późnego glacjału, jak to dokumentuje wypełnienie wielkiego paleomeandra Sprewy pochodzące z böllingu. Jednak w allerödzie koryta meandrowe funkcjonowały już także w przedgórskiej (Biała Elstera) i górskiej części dorzecza (górna Łaba).

W holocenie rzeki miały koryta meandrowe. Do wyjątków należy Sprewa, która z rozwinięcia meandrowego (wielkie meandry późnoglacialne i małe holocenijskie) przeszła w anastomozujące, co wiązane jest z naturalnymi i antropogenicznymi zmianami hydrologicznymi. Rzeki meandrowe, np. górna i środkowa Łaba, Biała Elstera, Mulda, formowały różnowiekowe włożenia



holoceńskie. Obecnie ich czytelność w morfologii jest różna. Nad środkową Łabą część z nich zaznacza się jako wyraźne terasy, a pozostałe (w tym również kopalne) tworzą jeden poziom morfologiczny w dnie doliny. W dorzeczu Soławy różnowiekowe włożenia zostały zamaskowane mięszymi pokrywami mad, które doprowadziły do zaniku krawędzi oddzielającej niską terasę od równiny zalewowej (np. Biała Elstera).

Akumulacja mad w dolinach dorzecza Łaby odbywała się przez cały późny glacjał i holocen (np. środkowa Łaba, Mulda, Biała Elstera). W dorzeczu Soławy najstarsza pokrywa pochodzi z mezoholocenu i rozwinęły się na niej dwie gleby sfosylizowane w późnym atlantyku (Biała Elstera). Od subboreału rozpoczęła się akumulacja mad w sąsiednim dorzeczu Muldy i to opóźnienie w stosunku do doliny Białej Elstery związane jest z różną historią zasiedlania obu zlewni. Z subboreału pochodzi też środkowa pokrywa osadów pozakorytowych w dorzeczu Białej Elstery („zamknięta” od góry glebami kopalnymi ze schyłku subboreału), a z okresu późnego brązu/wczesnego żelaza niezbyt mięszsze mady z obszarów lessowych Turynгии. Najmłodsze mady o bardzo dużej mięszszości zaczęły być akumulowane w dolinie Białej Wezery w okresie rzymskim (II w. n.e.), a na obszarach lessowych Turynгии od średniowiecza.

W dorzeczu Łaby zapisane zostały późnoglacialne i holoceńskie zmiany klimatyczne. Jednak w okresie holocenu informacja ograniczona jest głównie do czarnych dębów i ich większa ilość może świadczyć o wzmożeniu aktywności rzeki.

W młodszym dryasie w dolinie Muldy akumulowane były aluwia korytowe z pniami sosen (11 440–9120 BP) i powstał stożek krewasowy (10 135 BP), natomiast w dolinie Białej Elstery osadzały się mady (10 950, 10 350 BP) i został odcięty paleomeander (10 260 BP).

W eo- i mezoholocene koryta meandrowe migrowały lateralnie (np. seria odsypów meandrowych Białej Elstery – 9315 BP) powalając drzewa na równinie zalewowej górnej Łaby (9390, 8940 BP) i Muldy (kilkanaście pni powalonych w okresie 10 100–8590 BP). Kolejne pnie były powalane na przełomie boreału i atlantyku nad górną Łabą (8530 BP) i Białą Elsterą (8790, 8720, 8300, 8200 BP). Również w mezoholocene dochodziło do akumulacji pojedynczych pni w aluwiach górnej Łaby (7740, 7510, 7310 BP) i Białej Elstery (7600, 7210 BP). Nieco później w dorzeczu Łaby doszło do przykrycia torfów przez mady w dolinie Białej Elstery (6960 BP) i odcięcia starorzecza w dolinie górnej Łaby (6885 BP), a także powalenia kolejnych drzew nad górną Łabą (6170, 5920 BP, 4572 i 4518 BC) i Białą Elsterą (6700, 6610, 6490, 6270, 6130 BP). Nieco wyraźniejsza faza wzmożonej aktywności fluwialnej przypadła na schyłek atlantyku. Nastąpiła wtedy wyraźna agradacja nad górną Łabą,

pnie były powalane w dolinie Muldy (5520 BP) i Białej Elstery (5880, 5440, 5210 BP), a w tej ostatniej powstały dwie gleby kopalne zalegające nad sobą i datowane odpowiednio na 5680 oraz 5110 BP.

Na początku subboreału tylko pojedyncze drzewa zostały powalone w dolinie Białej Elstery (4880 BP) i nad górną Łabą (4800 BP), natomiast większe nagromadzenie pni, świadczące o wzroście dynamiki fluwialnej, nastąpiło dopiero w okresie 4650–4300 BP. Pnie w tym czasie były powalane nad górną Łabą (2381, 2357 BC), w dolinie Muldy (4640, 4290 BP) i Białej Elstery (4670, 4580, 4470, 4390 BP).

Wyraźna faza ożywienia działalności rzek nastąpiła pod koniec subboreału. Początkowo były powalane tylko pojedyncze pnie nad górną Łabą (3870, 3800 BP). Później ilość pni w aluwjach wzrosła zarówno nad górną Łabą (3670, 3580, 3520, 3040 BP) czy Białą Elsterą (3070, 2930, 2910, 2900, 2850, 2840 BP). W tej ostatniej dolinie doszło też do fosylizacji gleby około 3340 i 2940 BP.

W okresie halsztackim tylko pojedyncze pnie zostały powalone nad górną Łabą (2740 BP) i Białą Elsterą (2650 BP), natomiast wzrost dynamiki fluwialnej nastąpił w okresie lateńskim i rzymskim. W dorzeczu Łaby powstały wtedy starorzecza górnej Łaby (2516 i 1920 BP), czarne dęby były akumulowane nad górną Łabą (2335, 2240, 1700, 1670, 1620 BP) i w dolinie Muldy (1940 BP), a w dolinie Białej Elstery osadzone były najmłodsze mady od II w. n.e.

Około 1000 BP nastąpił wzrost wielkości powodzi nad górną Łabą. Zalewały one wyższy stopień równiny zalewowej i osadzały mady oraz aluwia korytowe (1160 BP)

Późniejsze zmiany w systemach rzecznych były już w znacznym stopniu uwarunkowane antropogenicznie, jednak odbywały się w warunkach małej epoki lodowej. Pnie z aluwii górnej Łaby były datowane na ostatnie stulecia (370, 180 BP), podobnie jak w dolinie Muldy (370 BP), gdzie faza powodzi przypadła na lata 1550–1700. W dorzeczu Soławy znane są serie żwirowe ze średniowiecza i z XV–XVII w.

#### 4.1.1.D. DUNAJ I JEGO DORZECZE

Jako ogniwo łączące przedgórze Alp ze Średniogórzem został wybrany Dunaj. Jego reżim jest bardzo złożony, głównie uwarunkowany przez południowe alpejskie dopływy, ale również przez północne wyżynne dopływy.

Skomplikowana historia rozwoju doliny w czwartorzędzie była badana na różnych odcinkach. Źródłowy odcinek Dunaju został skaptowany jeszcze w późnym vistulianie przez rzekę Wutach do dorzecza Renu (Einsele, Ricken 1995). W Kotlinie Wiedeńskiej stwierdzono od trzeciorzędu „migrację” rzeki

ku południowi przez kolejne bramy (Blühberger, Hausler 1993; Blühberger 1996), natomiast na obniżanej Wielkiej Nizinie Węgierskiej miąższość aluwów, akumulowanych w ciągu ostatnich 2,6 miliona lat, dochodzi do 500 m (Nador i in. 2003).

Geologiczna struktura osadów młodoplejstocenijskich i holocenijskich teras Dunaju jest relatywnie dobrze poznana pomiędzy Ulm i Pasawą w Niemczech (Homilius i in. 1983), a także w Austrii (Piffl 1971; Fink, Piffl 1975; Fink 1973, 1977). Jednak stratygraficzna interpretacja osadów i morfogenetyczna interpretacja mechanizmu kontrolującego morfodynamikę rzeki jest silnie zróżnicowana.

#### GÓRNY DUNAJ

W dolinie górnego Dunaju koło Ulm (ryc. 8 obszar nr 34) preborealne torfy są przykryte przez 4-metrową serię żwirową z subboreału (Groschopf 1961), a w sąsiedztwie (Kammlach) także młododryasowy poziom przykrywają subborealne aluvia (30 cm) (German, Filzer 1964).

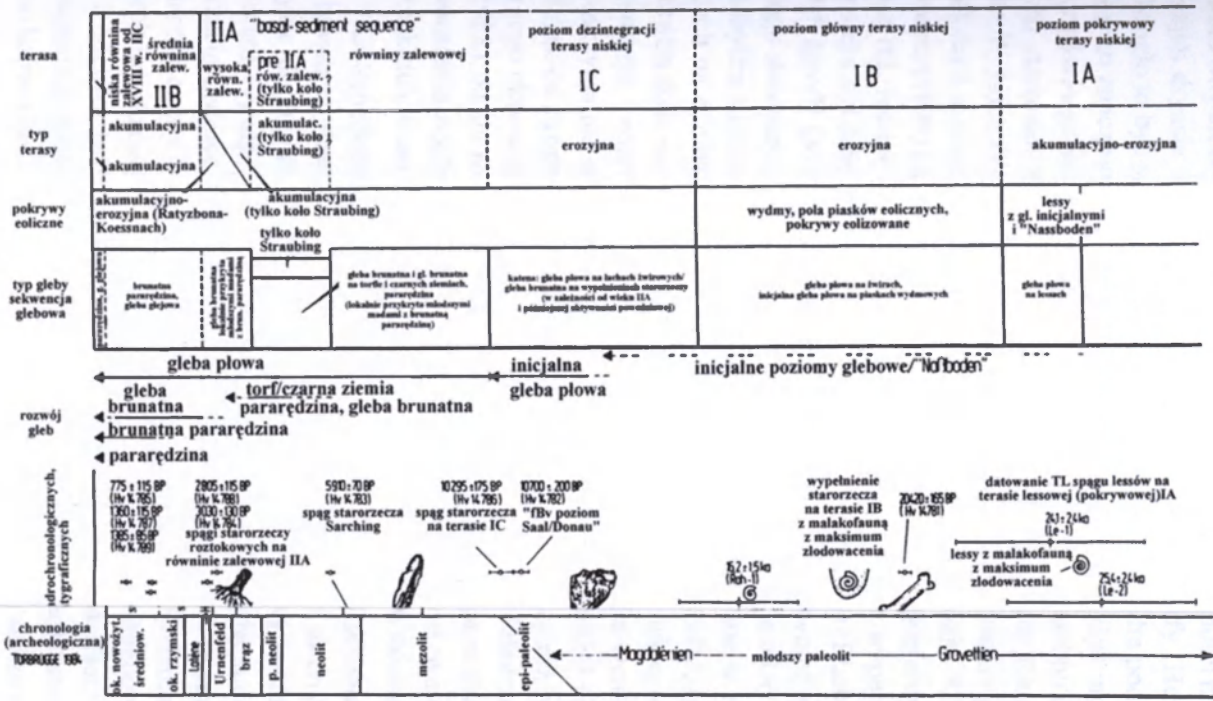
Współcześnie G. Schellmann (1988, 1990, 1991) w odcinku Dunaju pomiędzy Ratzboną i Pasawą (ryc. 8 obszar nr 35) oraz Izary pomiędzy Landshut i jej ujściem do Dunaju (ryc. 8 obszar nr 46) wyróżnił terasę przejściową (Übergangterrasse) przykrytą lessiem vistuliańskim oraz trzy niskie terasy bez pokrywy lessowej. Wszystkie te niskie terasy są analogiczne do teras stwierdzonych przez W. Schirmera (1983b) w dolinie Menu i Regnitz (ryc. 9). Najwyższą dolną terasę (NT1) wiąże G. Schellmann (1990) z maksimum zlodowacenia Würm (terasa Reundor). Młodsza dolna terasa (NT2) koreluje z terasą Schönbrunn i wiąże z najstarszym dryasem, gdyż na jej powierzchni poniżej Ratzbony spoczywają artefakty kultury magdaleńskiej, której koniec przypada na starszy dryas (Korn w: Schirmer 1995). Kolejna niska terasa (NT3) formowała się w fazie Ebing w okresie przejściowym pomiędzy starszym dryasem, allerödem i młodszym dryasem. W młodszym dryasie Dunaj blisko ujścia Izary był ponownie rzeką roztokową (Schellmann 1990).

M.W. Buch (1988) na podstawie wyników swoich badań w tym samym regionie co G. Schellmann, czyli na odcinku Ratzbona-Straubing (ryc. 8 obszar nr 35) konkluduje, że agradacja żwirów niskich teras następowała przed maksimum Würmu, a całe ogniwo żwirowe niskiej terasy jest ciągłą akumulacją od spągu aż po strop (ryc. 15). Datowanie tej akumulacji opiera się na badaniach pokrywy lessowej, o miąższości 1,5–3,5 m, spoczywającej na najwyższym poziomie niskiej terasie IA (Deckniveau – odpowiednik Übergangterrasse wg Schellmanna) w basenie Straubing koło Lerchenfeld (Buch 1988) i w przełomie Kelheim-Ratzbona (Hilgart 1995). W lessach tych nie znaleziono środkowo-Würmskiej paleogleby – „Lohner Boden” (Stillfried B), a prze-

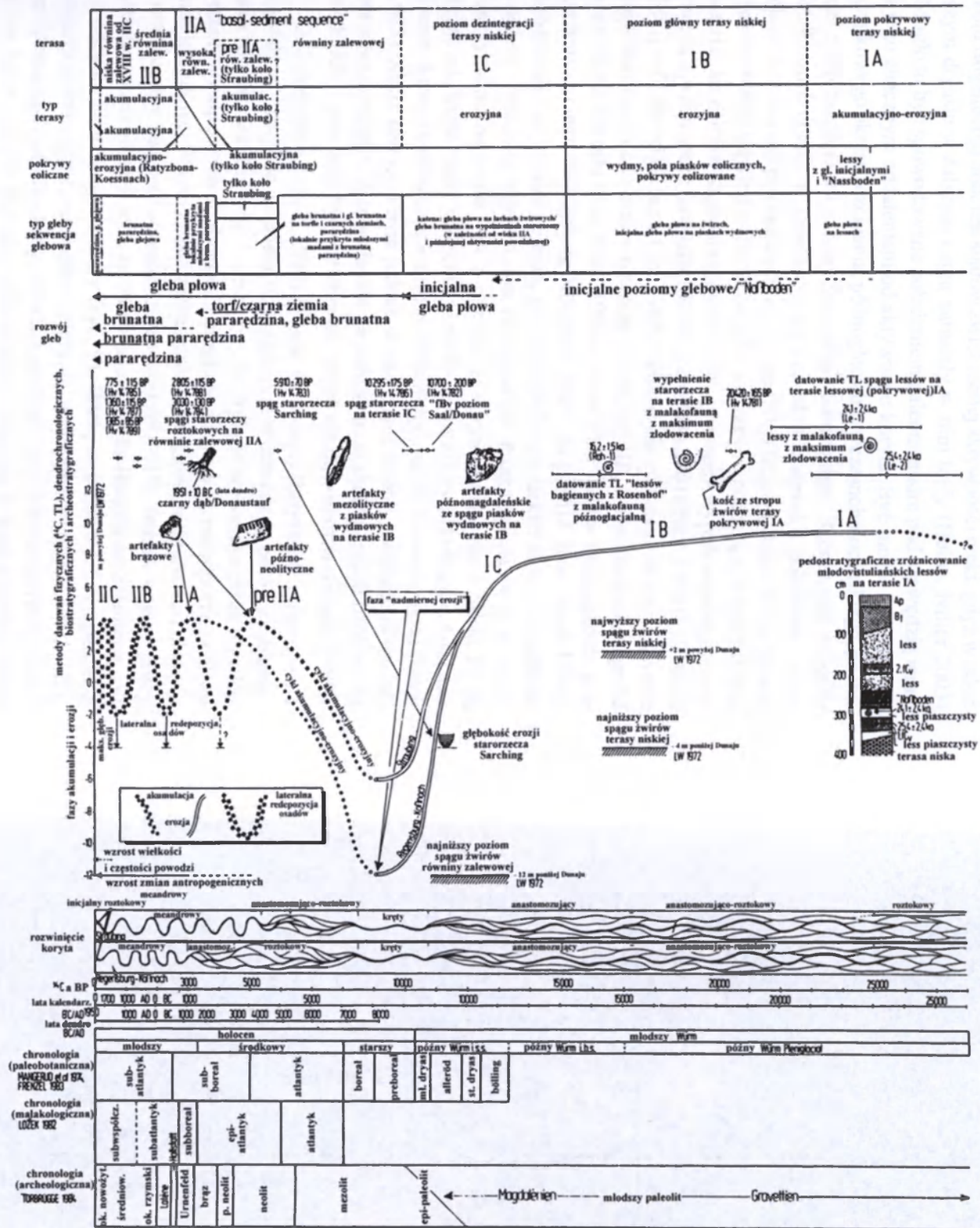
dzielone są one tylko przez słabo rozwiniętą glebę. Spąg lessów z glacialną malakotanatocenozą (Buch 1988) był datowany TL na 24,1–25,4 ka (Buch, Zöller 1990). Dlatego M.W. Buch (1988) sądzi, że agradacja podścielających lessy żwirów terasowych zaczęła się we wczesnym Würmie i trwała aż do maksimum glacjału. Dowodem na to jest datowanie radiowęglowe ( $20\ 420 \pm 165$  BP) fragmentu kości pochodzącego ze środkowej części tych żwirów w przełomie poniżej Kelheim (Buch 1988; Hilgart 1995), dlatego nieuzasadnione wydaje się kończenie tej akumulacji około 27 ka BP (por. Buch, Heine 1995). Również W. Bauberger i H.J. Unger (1984) stwierdzili, że w kolejnym przełomie koło Pasawy na żwirach dolnej terasy spoczywa węglanowy less. Podobna sytuacja została opisana z doliny Renu koło Landau (Unger 1983), gdzie dwa poziomy żwirów dolnej terasy przykryte są przez późno-Würmski less. Także w dolinie Iller (Fellheimer Feld i Rothtal Niederterrasse) lessy, o miąższości do 4 m, leżą na późnowürmskich żwirach sandrowych (Brunnacker 1953), które były deponowane zanim rzeka zmieniła swój bieg w czasie maksimum zlodowacenia (Doppler w: Habbe 1985a,b). Less przykrywa też aluwia starszej, dolnej terasy na północnym przedpolu Harzu (Ricken 1983), w dolinie rzeki Enz na NW od Stuttgartu (Bibus 1989) oraz w dolinach Soławy i Mulde (Hiller i in. 1991).

Trzy niskie terasy wydzielane przez M.W. Bucha (1988) zostały wycięte w jednej pokrywie aluwialnej na skutek wcinania się rzeki, która zmieniła rozwinięcie z roztokowego na anastomozujące (ryc. 15, 16, 17). Strop żwirów poziomu IA (Deckniveau), IB (Hauptniveau) i IC (Auflösungsniveau) wzniesiony jest odpowiednio 10,0–8,5, 9,0 i 8,0–5,0 m nad Dunajem, a miąższość aluwii waha się od 11 do 2 m. Granicę pomiędzy poziomami IA i IB tworzą naturalne wały przykorytowe (Uferwall) zbudowane z lessów i lessów piaszczystych (Buch 1988). Formowanie poziomu IB musiało zakończyć się najpóźniej w późnym pleniglacjale. Wskazuje na to wiek wypełnień starorzeczy na tym poziomie z malakofauną lessową porzuconych jeszcze w pleniglacjale (Parkstetten) oraz wiek lessów bagiennych z malakofauną późnoglacialną (Rosenhof) datowanych TL na 16,2 ka (Buch, Zöller 1990). Na poziomie tym koło Rosenhof stwierdzono artefakty późnomagdaleńskie w spągu piasków wydmowych (Reisch 1974) i mezolityczne w ich obrębie (Schönweiss, Werner 1974). O znacznej szybkości rozcinania niskiej terasy świadczy allerödski paleomeander położony na równinie zalewowej koło Bogenbergu (Heine, Niller 2003), a także data  $10\ 700 \pm 200$  BP uzyskana z węgielków w paleoglebie położonej na terasie NT<sub>e</sub> w przełomie powyżej Ratyzbony (Untersaal) tylko 3,5 m powyżej poziomu Dunaju (Buch 1988; Hilgart 1995). Paleogleba ta wykształciła się na późnoglacialnych madach i została sfosylizowana, jak wskazuje datowanie, na początku młodszego dryasu. Również poziom IC poniżej Raty-



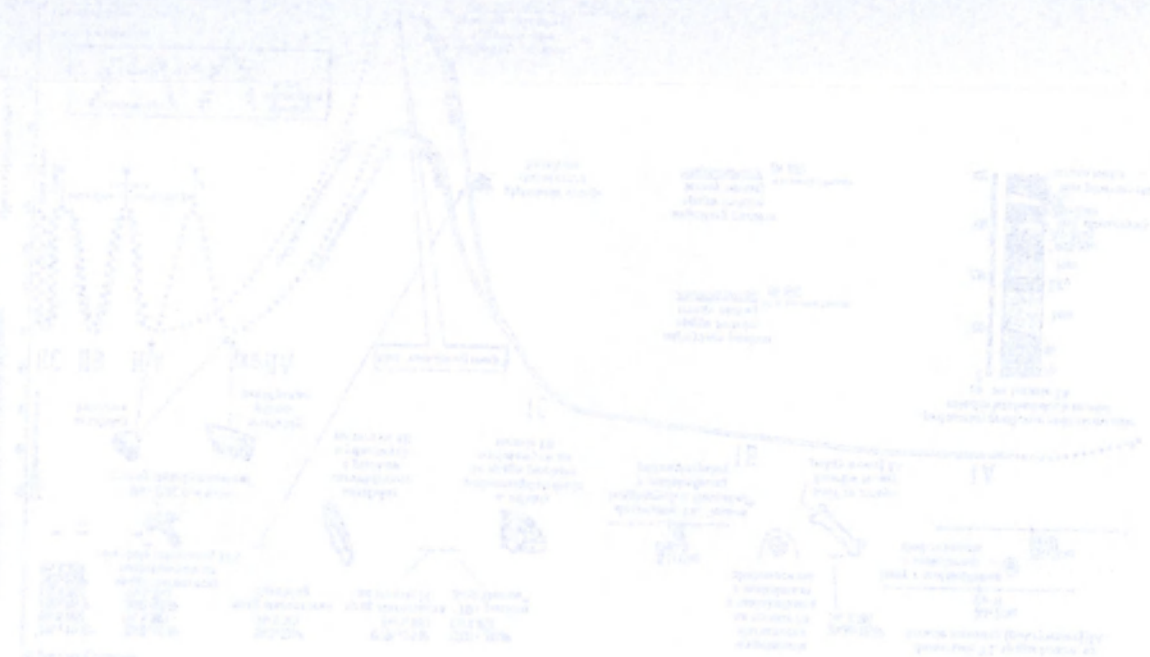


Ryc. 16. Późnoplejstoceńska i holocenska fluwialna geodynamika Dunaju pomiędzy Ratzboną a Straubing (Buch, Heine 1995)  
 Late Pleistocene and Holocene fluvial dynamic of Danube between Regensburg and Straubing (Buch, Heine 1995)



Ry. 16. Późnoplejstocenska i holocenska fluwialna geodynamika Dunaju pomiędzy Ratzbzoną a Straubing (Buch, Heine 1995)

Late Pleistocene and Holocene fluvial dynamic of Danube between Regensburg and Straubing (Buch, Heine 1995)

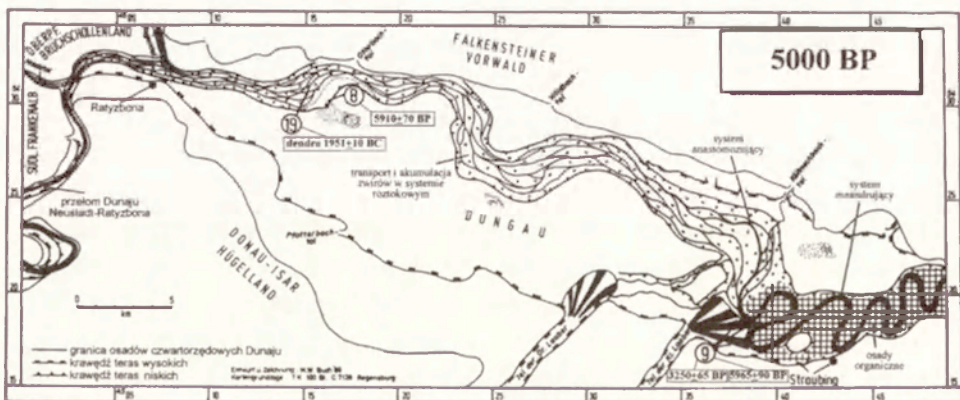
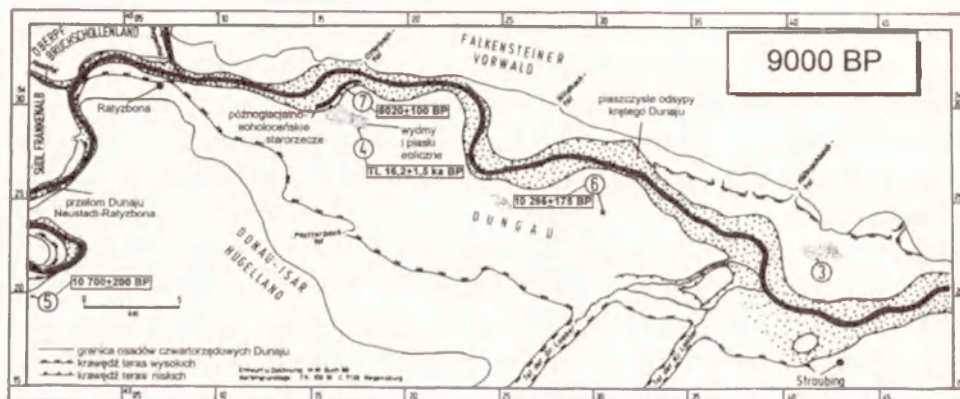
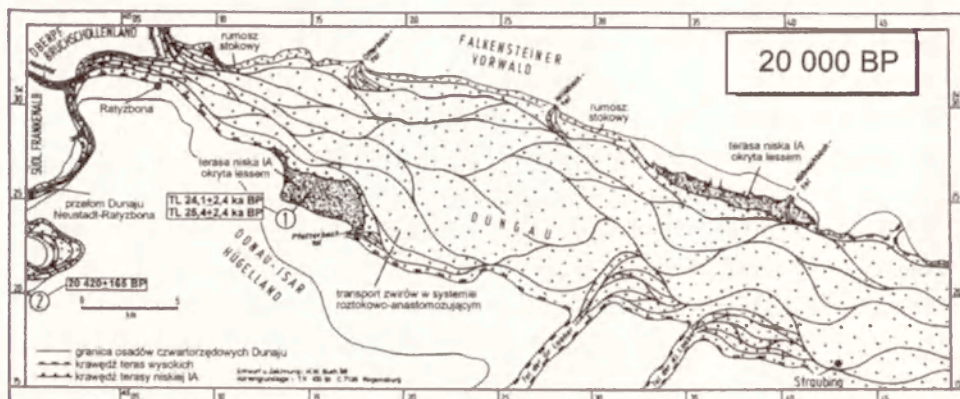


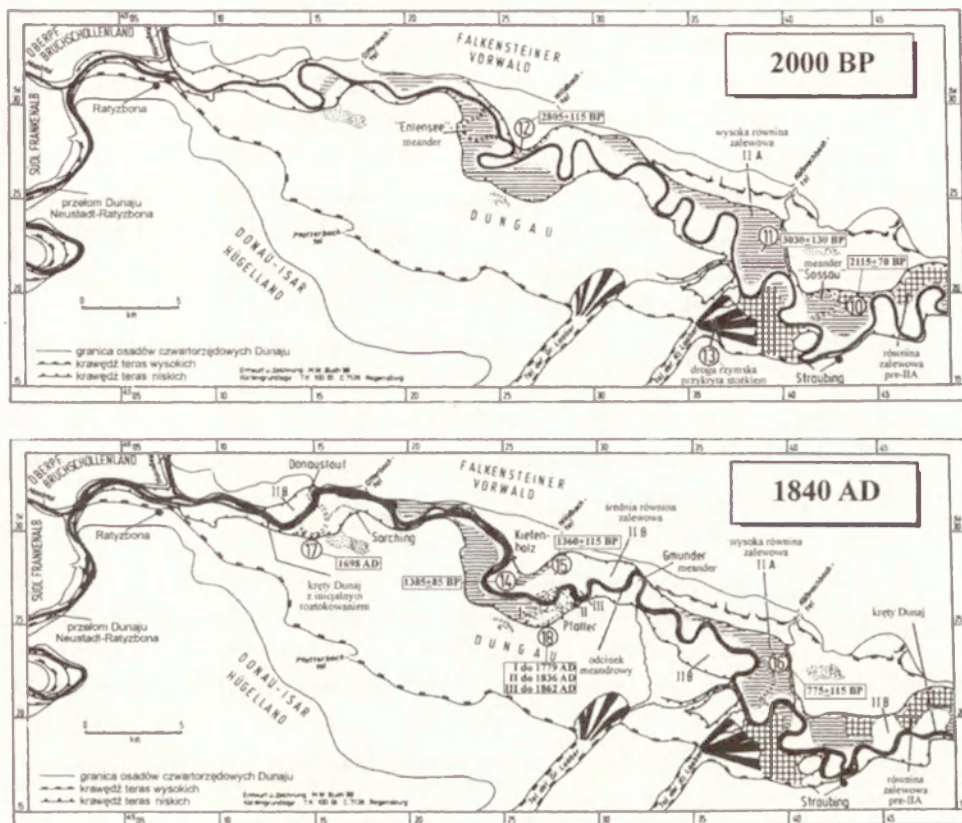
Lp. (No.)	Nazwa (Name)		Opis (Description)		
	Symbol	Opis	Opis	Opis	Opis
1	IC	Wapienie	Wapienie	Wapienie	Wapienie
2	IS	Wapienie	Wapienie	Wapienie	Wapienie
3	IV	Wapienie	Wapienie	Wapienie	Wapienie



zbony musiał być okresowo zalewany w tym okresie, gdyż szczątki roślinne ze spągu mulkowo-piaszczystego wypełnienia starorzecza koło Ortschaft Griesau były datowane na  $10\ 295 \pm 175$  BP (Buch 1988). Natomiast w starorzeczu koło Bogenbergu brak jest śladów zwiększonej aktywności rzeki, gdyż w młodszym dryasie w dalszym ciągu narastały w nim torfy (Heine, Niller 2003). Mogło to być spowodowane położeniem paleomeandra pod krawędzią terasy i jego znacznym oddaleniem od aktywnego koryta. Być może, że z tego początkowego okresu rozcinania, późnoglacialno/wczesnoholocenijskiego, pochodzi starorzecze Dunaju koło Saarching (Saarching Rinne), jak sugeruje M.W. Buch (1990) w oparciu o jego stosunkowo wysokie położenie – tylko około 3 m poniżej poziomu niżówkowego (NW) Dunaju. Również G. Schellmann (1990) klasyfikuje ten obszar jako wczesnoholocenijską równinę zalewową H1. Jednak jest to problem dyskusyjny, gdyż spąg wypełnienia tego starorzecza był datowany na  $6020 \pm 100$  BP (profil Do 270) (Buch 1990) i  $5910 \pm 70$  BP (profil Do 85) (Heine i in. 1988). Błędne jest również zakwalifikowanie tego starorzecza do obszaru równiny zalewowej IIB, a więc formowanego od schyłku subborealu (por. Buch 1988) i nie wydzielanie w późniejszych pracach na odcinku Regensburg-Kösnach poziomu pre-IIA (por. Buch 1990). Erozja stała się jeszcze szybsza, gdy rozcięta żwiru niskiej terasy i dotarła do podłoża – piasków, pyłów i ilów mioceńskich. Rzeka wcięła się w te osady maksymalnie na około 9 m, a poziom jej koryta obniżył się o około 20 m, licząc od stropu terasy niskiej i był około 6,5 m niższy niż obecnie. Osadami z tego okresu są piaszczyste aluwia (Basalfolge des Talauenschotters) (Buch 1988). Skala rozcięcia była jednak w znacznym stopniu uwarunkowana odpornością podłoża. Wzrastała ona na przejściu od skał twardych (4–5 m) do miękkich, a sam próg był kształtowany przez erozję wsteczną (Hilgart 1995).

G. Schellmann (1988, 1990) uważa, że poniżej Ratzbony utrzymywała się stała tendencja do wcinania, od maksimum Würmu aż do połowy subatlantyku (do fazy Zettlitz – hu 1 – por. ryc. 9). Było to wywołane przez wysokie przepływy alpejskich dopływów, a mogło temu sprzyjać nieodporne podłoże trzeciorzędowe. W tym czasie rzeka miała rozwinięcie meandrowe i ukształtowała cztery poziomy równiny zalewowej (H1–H4). Jednak w jego pracy brak jest dokumentacji tej tezy, zarówno z odcinka Ratzbona–Straubing, jak i z odcinka poniżej ujścia Izary (ryc. 9). Wiek, wydzielonych w oparciu o badania pedologiczne, poziomów opiera się, w przypadku starszych (H1–H2), na datowaniach z doliny Izary. Młodsze poziomy były datowane tylko poniżej ujścia Izary: poziom H3 jako subborealny w oparciu o wiek czarnego dębu z aluwii koło Forstern ( $3430 \pm 115$  BP) i artefakty późnoneolityczno-wczesnobrązowe, a poziom H4 jako subatlantycki (do okresu wczesnego średniowiecza) na podstawie czarnego dębu z Altenufer ( $2115 \pm 55$  BP).





Ryc. 17. Paleogeograficzna rekonstrukcja ewolucji Dunaju poniżej Ratyzbony w ostatnich 20 000 latach (Buch 1990)

Palaeogeographical reconstruction of Danube evolution downstream of Regensburg during the last 20 000 years (Buch 1990)

M.W. Buch (1988) sądzi, że po okresie silnej erozji, która miała mieć miejsce na granicy późnego glacjału i holocenu (Buch, Heine 1995), musiał nastąpić okres stałej agradacji żwirów, związanej z rzeką roztokową. Nie jest jasne, kiedy ta agradacja się rozpoczęła, gdyż tylko w górnej części tej serii był datowany dendrochronologicznie pień czarnego dębu na  $1951 \pm 10$  BC (Becker 1982; Buch 1988). Jednak najstarsze pnie w dorzeczu Dunaju były datowane na  $12\ 100 \pm 220$  BP (Fink 1977), a na agradacyjnym stożku rzeki Iller w basenie górnego Dunaju na  $9700 \pm 120$  BP (Becker 1982). Dlatego M.W. Buch (1988) uważa, że agradacja rozpoczęła się na granicy późnego glacjału i holocenu. Strop tej żwirowej agradacji (równina zalewowa IIA) jest tylko 1–3 m niższy niż poziom żwirów na terasie IC. Dlatego starorzeczca na poziomie IC były okresowo zalewane i sedymentowały w nich mady holocenijskie. Również pomiędzy Kelheim i Ratyzboną stwierdzono na terasie NT<sub>E</sub>, fazę akumulacji mad z pierwszej połowy mezoholocenu. Poprzedzona ona była jednak okresem spokoju, kiedy na tej terasie rozwinęła się gleba brunatna (np. C6-Herm-saal/Saaler Tal, C10 Sinzing). Typ wykształconej gleby wskazuje na niskie położenie koryta Dunaju w eoholocenie, niższe niż obecnie (Hilgart 1995).

M.W. Buch (1990) bardzo wyraźnie podkreśla różnicę pomiędzy dwoma odcinkami doliny: poniżej Straubing i Ratyzbona-Straubing (ryc. 17). Według jego koncepcji różny spadek powodował odmienną ewolucję. Poniżej Straubing już na początku mezoholocenu doszło do koncentracji koryta. Rzeka meandrowa poszerzała tu dno doliny i kształtowała poziom pre-IIA. Na poziomie tym, pod zboczem doliny w rejonie Öberau, zlokalizowane są dwa paleomeandry Öberau I i II. Wypełnienie pierwszego z nich datowane było paleobotanicznie na drugą połowę atlantyku (po 6000 BP) i subboreału (Fleischmann 1990). Wiek wypełnienia drugiego (profil Str 282) jest podobny, a jego spąg był datowany na  $5965 \pm 90$  BP i znajduje się, podobnie jak w starorzeczcu koło Saarching, około 2 m poniżej poziomu NW Dunaju. W tym czasie powyżej Straubing rzeka miała rozwinięcie roztokowe. Odcinek meandrowy przesunął się stopniowo w górę rzeki, jednak agradacja i tworzenie poziomu IIA przez rzekę roztokową trwało tu niemal do końca subboreału, o czym świadczą starorzeczca na tym poziomie datowane na  $3030 \pm 130$  (Pittrich) i  $2805 \pm 115$  BP (Kiefenholz) (Buch 1988). Daty te odpowiadają końcowemu etapowi agradacji trwającej nieprzerwanie od późnego glacjału.

Koncepcja ta ma jednak swoje słabe strony. Z jednej, to występowanie na odcinku Ratyzbona-Straubing poziomu starszego niż IIA z zachowanym starorzeczczem Saarching i nie będącym korytem roztokowym (por. wyżej), z drugiej, w rejonie Straubing na poziomie pre-IIA, a więc na tym samym co atlantyckie paleomeandry, występuje również koryto roztokowe (profil Mü 300), którego spąg wypełnienia był datowany na  $3250 \pm 65$  BP (Buch 1990). Także

poniżej Straubing koło Bogenbergu, pod krawędzią risskiej terasy lessowej, znajduje się paleomeander, w którym torfy narastały od allerödu (Heine, Nillner 2003). Niewykluczone więc, że etap roztokowania rzeki nie był ciągły i nie trwał od późnego glacjału, ale był krótkotrwały (AT/SB? lub tylko nasunięcie Löbben w Alpach?) i objął równocześnie cały badany odcinek rzeki do Straubing.

Równocześnie od późnego neolitu (5–4 ka BP) na równinie zalewowej powyżej Ratzbony były lokowane osady, również na obszarach współcześnie zalewanych, co może wskazywać na małą częstość powodzi w tym okresie (Hilgart 1995). Brak powodzi w okresie 4500–2500 BP, z krótką fazą zwiększonej częstości około 3500 BP, był notowany również przez M.W. Bucha (1990) poniżej Ratzbony. Na początku subboreału wraz ze zmianą rzeki z roztokowej na krętą nastąpiła zmiana procesów fluwialnych. Dłatego poziomu IIB równiny zalewowej był już kształtowany przez lateralną redepozycję osadów, a na poziomie IIA, zasiedlonym przez późnoneolityczne/wczesnobrązowe ludy (osada Oberau koło Straubing; Böhm, Schmotz 1979) i rzadko zalewanym, rozwijała się aż do okresu rzymskiego gleba brunatna (Buch 1989, 1990). Również akumulacja stożka bocznego dopływu (Kleine Laaber) w tym regionie musiała być już zakończona przed okresem środkowego brązu, kiedy pojawiają się na nim osady kultury pól popielnicowych, a jego obszar był uprawiany w okresie brązu i halsztackim (Buch 1989). Także poniżej Straubing osady wczesnego i środkowego brązu były lokowane na równinie zalewowej. Później jednak nastąpiło porzucenie osady Bogenberg i sąsiednich z okresu późnego środkowego brązu, co było związane prawdopodobnie z katastrofalnymi powodziąmi, które zdarzały się aż do okresu żelaza, gdyż osady przeniosły się na wyżej położone tereny (Heine, Nillner 2003). Spąg wypełnienia paleomeandra Neubruch na poziomie IIB był datowany w dwóch przekrojach odpowiednio na  $1385 \pm 85$  i  $1360 \pm 115$  BP (Buch 1988), a spąg wypełnienia paleomeandra Pichsee na  $775 \pm 115$  BP (Buch 1990). Okres formowania poziomu IIB odpowiada trzem fazom wzmożonej aktywności wydzielanym przez W. Schirmera (1983): Zettlitz, Unterbrunn i Staffelbach. Od fazy Unterbrunn (od 1500 BP) rozpoczęła się zdaniem G. Schellmanna (1990) akumulacja na odcinku poniżej Ratzbony.

Powyżej Ratzbony kolejna faza powodzi i akumulacji mad nastąpiła w późnym okresie lateńskim około 2000 BP, gdy gleby zostały przykryte osadami pozakorytowymi z żużlem (C4-Kelheimwinzer). Kolejna, jeszcze silniejsza, nastąpiła od średniowiecza i była związana z odlesieniem i małą epoką lodową. Te najmłodsze mady mają dużo większe miąższości niż starsze i zostały złożone na dużo wyższych poziomach, co doprowadziło do wyrównania rzeźby dna doliny. Wskazuje to na wyraźny wzrost częstości i wielkości powodzi

w ostatnim tysiącleciu. Krótkie epizody z mniejszymi powodziami zaznaczyły się wykształceniem w tych madach gleb – inicjalnych-poziomów humusowych (Hilgart 1995). Poniżej Ratzbony węglanowe mady, zalegające na glebie brunatnej na terasie IIA, wskazują na fazę częstszych powodzi. Także pole urn rzymskich z II w. n.e. na krawędzi poziomu IIB zostało przykryte przez mady. Podobnie najmłodsze osady stożka rzeki Naab, zawierające żużel hutniczy i pochodzące z okresu intensywnego rozwoju hutnictwa i rozległego wylesienia w XIV w., spoczywają na dobrze rozwiniętej glebie brunatnej (Buch 1988, 1990).

Źródła historyczne dokumentują, że szczególnie w czasie małej epoki lodowej (1560–1860 r.), bardzo częste były powodzie połączone z zatorami lodowymi. Morfologiczna odpowiedź rzeki na te warunki była różna. W odcinkach krętego koryta, w czasie formowania poziomu IIC w XVIII w., pojawiła się tendencja do dziczenia rzeki (łachy śródkorytowe). W odcinkach meandrowych, lateralna migracja była ograniczona tylko do jednego miejsca (Pfatter), tuż poniżej odcinka krętego (Buch 1989). Od połowy XIX w. rozpoczęła się regulacja Dunaju (Bauer 1965).

W oparciu o różną interpretację lessów przykrywających najstarszą terasę dolną M.W. Buch (1988) i G. Schellmann (1990) przedstawiają odmienny schemat i przyczyny zmian w ewolucji doliny. G. Schellmann (1990) konkluduje, że morfodynamika koryta Dunaju poniżej Ratzbony jest bezpośrednio kontrolowana przez historię klimatu w czwartorzędzie. Mozaikowa tekstura holocenijskich teras z kilkakrotnie podciętymi ostrogami meandrowymi jest charakterystyczna dla obszarów wyżynnych, a układ zakolowy (*loop pattern*) występuje koło Straubing, gdzie jest miękkie podłoże (Schirmer 1995). Jednak bezpośrednie powiązanie teras Dunaju ze stadiami Würmu i z klimatycznymi zjawiskami jest kwestionowane przez innych badaczy. M.W. Buch (1988) konkluduje, że późnoglacialne i holocenijskie formowanie teras Dunaju było determinowane nie tyle przez rozwój zlodowacenia alpejskiego, co głównie przez wewnątrzsystemowy rozwój Dunaju. Również agradacja w okresie wistulianu byłaby wywołana wewnątrzsystemowym (autocyklicznym) rytmem cyklu erozyjno-akumulacyjnego, niezależnym od wahań klimatycznych (Buch, Heine 1995). Z następstwa szerokich basenów i wąskich przełomów wynikało działanie specyficznej dynamiki dla poszczególnych odcinków rzeki. Taki pogląd był już wcześniej przedstawiany przez J. Finka (1977) i H. Kohla (1978) dla austriackiego odcinka Dunaju.

Austriacki bieg Dunaju był badany przez J. Finka (1973, 1977) i został podzielony na kilka odcinków. Datowania aluwów opierały się w głównej mierze na subfosylnych pniach. Stosując nową metodę interpretacji (por. Kalicki, Krąpiec 1995b) można częściowo zrewidować dotychczasowe poglądy.

W obrębie Linzer Donauefeld (ryc. 8 obszar nr 36) wydzielone zostały dwie terasy (Niederterrasse). W aluwiach wyższej stwierdzono krioturbacje oraz pień datowany na  $12\ 100 \pm 220$  BP. W dolinie występują trzy poziomy morfologiczne równiny zalewowej. W obrębie najwyższego stopnia występują prawdopodobnie dwie serie aluwiów, starsza z około 4000 BP przykryta jest młodszą datowaną na około 2500 BP. Dwa niższe stopnie formowały się w subatlantyku (po 2500 BP). Pod ich aluwiami spoczywają pnie datowane na 3600–1500 BP, a w bruku korytowym najniższego nawet na 4000 BP (Fink 1973, 1977). Gleba przykrywająca starsze fragmenty równiny zalewowej koło Linzu była datowana na  $7380 \pm 250$  BP (Kohl 1968).

W odcinku Machland (ryc. 8 obszar nr 37) wydzielono jedną terasę (Niederterrasse) z krioturbacjami oraz dwa stopnie równiny zalewowej. Pod niższym stopniem równiny w bruku korytowym występują pnie datowane na 6000 i 2000 BP, z czego można wnosić, że podobnie jak koło Linzu, rozcięcie wyższej równiny zalewowej nastąpiło na początku subatlantyku. Zalegające wyżej w aluwiach korytowych niższego stopnia pnie pochodzą z około 300 BP.

W obrębie Tullner Feld (ryc. 8 obszar nr 38) stwierdzono także jedną niską terasę z krioturbacjami, na której krawędzi ulokowany był obóz rzymski. Natomiast w obrębie równiny zalewowej występują trzy poziomy morfologiczne. Subfosalne sosny z aluwiów w spągu najwyższego poziomu były datowane na 9700–9200 BP, pnie z bruku krytowego środkowego na 3150–1750 BP, natomiast stojący pniak w aluwiach najmłodszego poziomu pochodził z 315 BP. Z przytoczonych danych wynika, że faza erozji, podobnie jak poprzednio, może być datowana na subatlantyk, gdyż subborealne pnie są prawdopodobnie redeponowane, a cały środkowy stopień raczej nie jest starszy niż okres rzymski.

W odcinku Wiedeń-ujście Morawy (Marchfeld) terasa (poziom) Prater tworzy co prawda jeden poziom morfologiczny, jednak jest różnowiekowa (ryc. 8 obszar nr 39). Starszy fragment budują aluwia plejstocenijskie z krioturbacjami, natomiast młodszy jest eo- i mezoholocenijski, gdyż w spągu aluwiów subfosalne pnie były datowane na 8700–5700 BP. Różnowiekowe pnie stwierdzone są w obrębie jednej żwirowni (np. daty z pni 8700, 6100 i 5700 BP, a w innej dwie generacje dendrochronologiczne 8500 i 7000 BP), co wskazuje, że pnie były redeponowane i tylko w bardzo ograniczonym zakresie mogą datować aluwia (por. Kalicki, Krąpiec 1995b). „Strefa najmłodszych meandrów” kształtowana była w neholocenie, prawdopodobnie w subatlantyku, gdyż w spągu aluwiów pnie były datowane na 3200 i 1150 BP, a wyżej stwierdzono pnie z 800 i 560 BP. Struktura równiny zalewowej na tym odcinku Dunaju przypomina więc bardzo sytuację z doliny Wisły pod Krakowem (por. Kalicki 1991c).

## DORZECZE GÓRNEGO DUNAJU

## DOPLYWY ZE ŚREDNIOGÓRZA, WYŻYNY BAWARSKIEJ, WYŻYNY CZESKO-MORAWSKIEJ I KARPAT

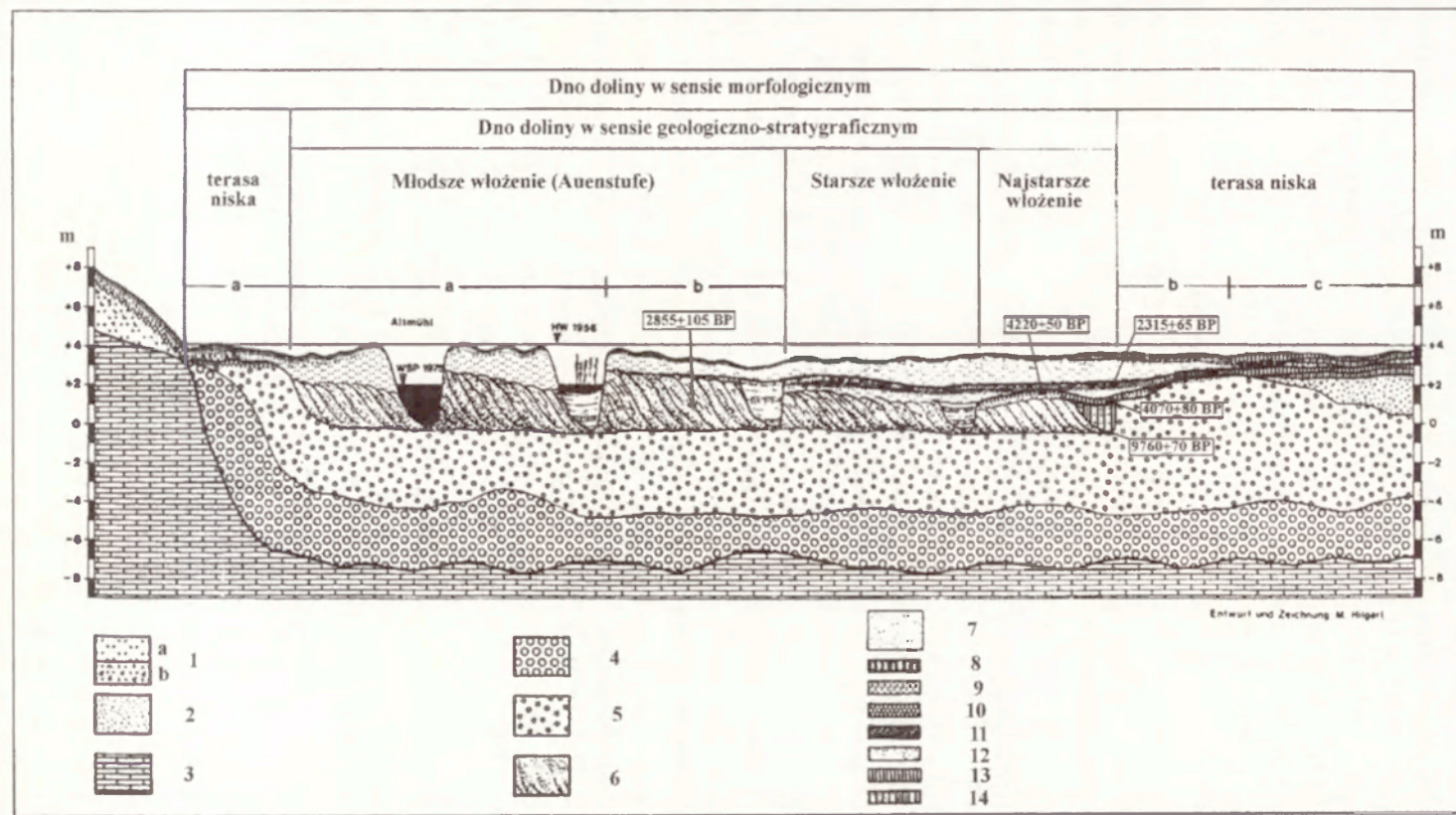
W dolinie rzeki Altmühl (ryc. 8 obszar nr 40), odwadniającej Jurę Francką, w dnie doliny (3–4 m nad poziom rzeki) pomiędzy Dietfurt i Deising, na jednym poziomie morfologicznym (ryc. 18), występuje zarówno plejstoceńska terasa niska, jak i trzy włożenia holoceni: najstarsze (2,3–2,6 m), starsze (3,0–3,2 m) i młodsze (3,5–3,9 m). Włożenia holoceni mają podobną budowę. Na osadach korytowych rzeki meandrowej leżą mady, na których wykształciła się gleba. Kolejne młodsze pokrywy madowe przykrywają starsze i dlatego włożenia holoceni różnią się od siebie ilością pokryw madowych, od trzech na najstarszym do jednej na najmłodszym, rozdzielonych przez gleby kopalne (Hilgart 1995). Osady niskiej terasy były akumulowane dwufazowo, a oba ogniwa rozdziela poziom toczeńców (A1 – profil Diet 200). Rozcięcie żwirów vistuliańskich tej terasy nastąpiło w wyniku erozji wstecznej postępującej od Dunaju oraz zmiany rozwinięcia rzeki z roztokowego na meandrowy. Rozcięcie to i włożenie holoceni osadów korytowych musiało nastąpić przed 9760 BP, bo koryto tak datowane znajduje się już w obrębie najstarszej równiny zalewowej. Brak akumulacji mad i niższy poziom wód gruntowych w pierwszej połowie holocenu umożliwił rozwój gleby na niskiej terasie.

Najstarsze włożenie było kształtowane prawdopodobnie już od schyłku późnego glacjału, gdyż starorzecze koło Deising (A6) zostało odcięte około 9760±70 BP. Warto podkreślić, że paleomeander ten znajduje się w centrum doliny, a więc wpływ koryta na warunki sedymentacji w nim był bardzo duży, a zmiany typu osadów mogą być interpretowane jako zmiany w częstotliwości powodzi. W eoholocenie w starorzeczu narastały torfy (1 m), co wskazuje na stabilne warunki sedymentacji, bez powodzi. Zailenie torfów i sedymenta-

Ryc. 18. Schematyczny przekrój geologiczny przez dolinę Altmühl koło Dietfurt (Hilgart 1995). 1a – plejstoceńskie piaski eoliczne, 1b – plejstoceńskie piaski eoliczne zazębające się z gruzem stokowym, 2 – piaski różnoziarniste, 3 – podłoże (dogger), 4 – żwiry Altmühl/Dunaju cokołu doliny (Riss), 5 – vistuliańskie żwiry Altmühl terasy niskiej, 6 – holoceni żwiry Altmühl z lateralnej migracji, 7 – holoceni osady pozakorytowe; Poziomy glebowe: 8 – A<sub>n</sub>, 9 – A<sub>p</sub>, 10 – B<sub>1</sub>, 11 – B<sub>v</sub>, 12 – aM<sub>v</sub>, 13 – A<sub>v</sub>, 14 – nH

Schematic geological section across Altmühl river valley near Dietfurt (Hilgart 1995). 1a – Pleistocene blown wind sands, 1b – Pleistocene blown wind sands interfinger with slope deposits, 2 – sands, 3 – background (Dogger), 4 – Altmühl/Donau gravels of valley socle (Riss), 5 – Vistulian gravels of Altmühl lower terrace, 6 – Holocene gravels of Altmühl flood plain, 7 – Holocene overbank deposits; Soil horizons: 8 – A<sub>n</sub>, 9 – A<sub>p</sub>, 10 – B<sub>1</sub>, 11 – B<sub>v</sub>, 12 – aM<sub>v</sub>, 13 – A<sub>v</sub>, 14 – nH





cja mułków torfiastych (0,5 m) pojawia się dopiero na przelomie boreału i atlantyku (datowanie palinologiczne). Być może również w tym okresie (datowania palinologiczne) na południe od Dietfurt w żwirach holocenijskich najstarszego włożenia, wycięte zostały trzy rynny powodziowe (A1), gdyż wypełniają je atlantyckie mułki i torfy, a także doszło do zatorfienia obniżenia podboczowego w obrębie starszej równiny zalewowej (C1 „Irrlewiesen”), w którym torfy narastały od 8,0 do 4,5 ka BP.

Najstarsze mady pojawiły się dopiero na przelomie atlantyku i subboreału, jednak powódzie nie objęły wtedy wyżej położonych obszarów niskiej terasy. Obecność w nich pyłkowych wskaźników antropopresji (A1, A6) sugeruje, że faza powodzi była wywołana odlesieniem zlewni przez ludność neolityczną (Hilgart 1995). Na starszej równinie, dalej od koryta w paleomeandrze pod zboczem doliny (C1), około 4500 BP (datowanie palinologiczne), doszło do zailenia torfów i aż do średniowiecza akumulowały mułki torfiaste. Natomiast najstarsza równina zalewowa (A1 – profil Diet 200: ogniwo III) została wtedy nadbudowana przez mady (o miąższości 0,3–0,6 m) z pyłkiem roślin antropogenicznych. Na tych osadach pozakorytowych wykształciła się następnie gleba, a w późnym neolicie była tu ulokowana osada datowana na około 4220±50 BP (średni wiek z 7 datowań radiowęglowych) (Hilgart 1995). Również w eoholocenijskim starorzeczu (A6) w mułkach torfiastych, których górna część była datowana na 4070±80 BP, pojawia się pyłek roślin związanych z człowiekiem. Później nastąpiła na najstarszej równinie (A1 – profil Diet 200) sedimentacja kolejnej pokrywy mad (o miąższości 0,5–0,6 m) z artefaktami późnego brązu (1400–1300 BC), halsztatu (600/500 BC) i średniowiecza (IX–XII w. AD). W stropie tych osadów pozakorytowych (ogniwo II) również wykształciła się gleba sfosylizowana następnie przez najmłodsze mady (ogniwo I). Także w starorzeczu (A6) powyżej mułków torfiastych zalegają dwa ogniwa węglanowych mułków rozdzielone glebą kopalną. W dolnym ogniwie (1,4 m) na mułkach piaszczystych zlegających bezpośrednio na mułkach torfiastych leżą mułki pylaste, na których wytworzyła się gleba. Została ona sfosylizowana około 2315±65 BP przez górne ogniwo – bardzo piaszczyste mułki (1,5 m). U schyłku subboreału i w subatlantyku aktywny pas meandrowy stanowiła młodsza równina zalewowa, gdyż drewno z odsypów paleomeandra koło Deising (A4 „Einsiedelwiesen”) było datowane na 2855±105 BP.

Od okresu rzymskiego wyraźnie wzrosła wielkość powodzi, co było wywołane antropogenicznym odlesieniem zlewni, a zaburzenie obiegu wody doprowadziło do podniesienia poziomu wód gruntowych w dnie doliny (Hilgart 1995). Najmłodsze mady (ogniwo I w A1 i A6) przykryły całkowicie nie tylko różnowiekowe segmenty równiny zalewowej, ale także terasę niską, a subatlantyckie paleomeandry młodszej równiny zalewowej wypełniły mułki war-

stwowane (A4). Natomiast dalej od koryta, w przyboczowych obniżeniach starszej równiny zalewowej, od średniowiecza (C1 – datowanie palinologiczne) na mułkach torfiastych ponownie zaczęły narastać torfy.

W dolinie Bogenbach (ryc. 8 obszar nr 41) na południowych skłonach Lasu Bawarskiego znaczna energia rzeźby powodowała, że w holocenie w dnie doliny sedymentowała seria piaszczysto-żwirowa, a pierwsze mady pojawiły się dopiero na przełomie atlantyku i subborealu (6500–5100 cal. BP) (Heine, Niller 2003). Jednak dorzecze to zostało zasiedlone w późnym okresie środkowego brązu, a jego górne części dopiero w średniowieczu, co w obu tych przypadkach wywołało antropogeniczną erozję gleb. Od 1100 AD na korytowych piaskach ze żwirami były składane mady, a w XIV w. katastrofalne powodzie spowodowały wcięcie się cieku (Scheibe 2003).

Lessowa Wyżyna Bawarska została zasiedlona już w neolicie (kultura ceramiki linearnej), jednak intensywne osadnictwo notowane jest dopiero od okresu lateńskiego (Heine, Niller 2003). Koło Seedorf nieprzerwany rozwój gleb trwał aż do około 3000 BP i dopiero w okresie brązu pojawiły się koluwia datowane na 2930±90 i 2910±60 BP. Później erozja gleb doprowadziła do obniżenia wierzchowin i zasypania den dolin mięszymi koluwiami. W dolinie Kleine Laaber (ryc. 8 obszar nr 42) K. Heine i H.P. Niller (2003) w eoholocenie wydzielają pierwszą fazę zatorfienia dna. Jednak wydaje się, że nie był to okres zatarfiania, lecz w dnie doliny występują torfowe wypełnienia kopalnych starorzeczy datowane na 9995±115, 9820±90 i 9675±95 BP. Również najstarsze koluwia datowane na 8429±127 BP są starsze od neolitu, a kolejna pokrywa powstawała w subboreale (3627±73 BP). Na podobny okres było datowane (3240±75 BP) wypełnienie kolejnego kopalnego starorzecza. Pomimo znacznie starszego zasiedlenia dorzecza dno doliny o szerokości około 500 m zostało przykryte madami dopiero po 2520±55 BP, a stoki zostały okryte mięszymi koluwiami w średniowieczu i czasach nowożytnych (Heine, Niller 2003). Również stożek napływowy tego cieku koło Straubing jest starszy niż okres środkowego brązu, gdyż zlokalizowane były na nim osady kultury półpopielnicowych, a jego obszar był uprawiany w okresach brązu i halsztackim (Buch 1989).

W Czechach badania dolin rzecznych koncentrują się w dorzeczu środkowej i dolnej Morawy (ryc. 8 obszar nr 43) (Ružička 1968; Zeman 1968, 1973; Havlíček 1977, 1980, 1983, 1988, 1991a, b, 1993; Havlíček, Svobodova 1984; Havlíček, Smolíkova 1992, 1994; Havlíček i in. 1983; Opravil 1983). Jej większe dopływy, takie jak Dyja (Dyje), Iglawa (Jihlava), Svatka, Svitava, odwadniają Wyżynę Czesko-Morawską, natomiast Beczwa oraz małe cieki, jak Nivnička, Boršický potok, Svodnice i Radejovka spływają odpowiednio z Jaworników i z Białych Karpat (ryc. 19).



Ryc. 19. Mapa osadów czwartorzędowych dorzecza Morawy z lokalizacją profilów osadów pozakorytowych (Havliček, Smolikova 1994). 1 – osady równin zalewowych, 2 – piaski eoliczne, 3 – lessy, 4 – fluwialne piaski ze żwirami, 5 – badane profile: 1 – Valtrovice, 2 – Kridlůvky, 3 – Pohansko u Nejdku, 4 – Ivan, 5 – Brno-Komarov, 6 – Velke Nemčice, & – Uhersky Ostroh (żwirownia), 6 – Nivnice, 9 – Hluk, 10 – Blatnice, 11 – Radejov.

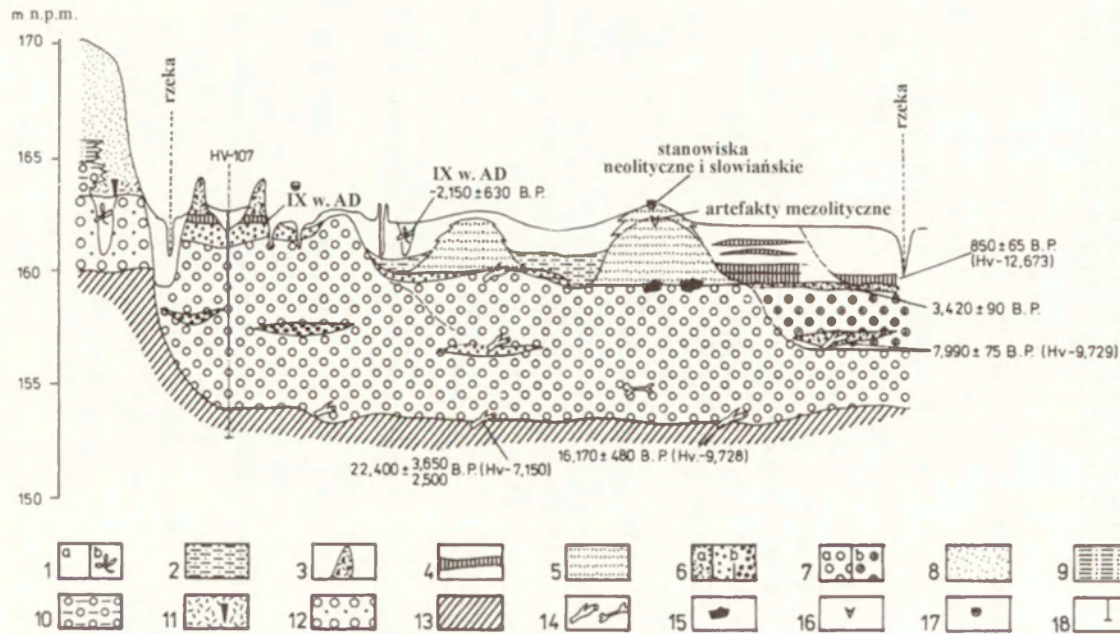
Map of Quaternary sediments Morava Basin with profile location of overbank deposits (Havliček, Smolikova 1994). 1 – flood plain sediments, 2 – wind-blown sands, 3 – loess, 4 – fluvial sands with gravels, 5 – studied profiles: 1 – Valtrovice, 2 – Kridlůvky, 3 – Pohansko u Nejdku, 4 – Ivan, 5 – Brno-Komarov, 6 – Velke Nemčice, & – Uhersky Ostroh (gravel-pit), 6 – Nivnice, 9 – Hluk, 10 – Blatnice, 11 – Radejov.

Dno doliny Morawy u zbiegu z Dyją wypełniają czwartorzędowe aluwia żwirowo-piaszczyste o miąższości do 40 m (ryc. 20). Były one składane w młodszym pleniglacjale, gdyż węgle drzewne w ich spągu datowano na  $46\ 750 \pm 3940/2630$  BP (Straznice-Privoz), a pnie z osadów Dyi na  $22\ 400 \pm 3650/2500$  BP (Lanzhot) i  $16\ 170 \pm 480$  BP (Brzeclaw-Postorna) (Havliček i in. 1983, Havliček 1988). W rejonie Ostrozskiej Novej Vsi w stropie tej serii (na głębokości 8–10 m) stwierdzono kości fauny plejstoceniowej, a w osadach z odwiertu chłodną tanatocenozę małżoraczków (Havliček 1991b). Na tej serii zalegają do głębokości 6–8 m holocenijskie osady korytowe, żwirowo-piaszczyste, które w dolinie Dyi były datowane w oparciu o pnie drzew na  $7990 \pm 75$  BP (Brzeclaw), a w dolinie Iglawy na  $3420 \pm 90$  BP (Ivan) (Havliček 1988, 1991a, b; Havliček, Smolikova 1992). W korytowych osadach holocenijskich znajdowano także fragmenty ceramiki neolitycznej i łużyckiej (Uherske Hradište), średniowieczną podkowę (Kostelany) i obudowę dębową drzwi (Kunovice) (Ha-

vliček 1991a, b, 1993). W dolinach Beczwy (Ružička 1968), Hany (Zeman 1968) i Dyi (Havliček 1991b) stwierdzono w morfologii trzy holocenijskie, różnowiekowe stopnie równiny zalewowej. Aluwia dwóch najniższych stopni równiny zalewowej Beczwy (Przerów) pochodzą z ostatnich stuleci, gdyż znajdowane są w nich cegły, fragmenty ceramiki z XVII i XVIII w. i moneta z 1800 r. (Havliček 1988), podobnie jak najmłodsze aluwia Dyi (Kridlůvky) z ceglami i żuźlem (Havliček 1993). Formowanie tych najmłodszych włożeń aluwiiów korytowych związane jest z ochłodzeniem małej epoki lodowej (Havliček 1993).

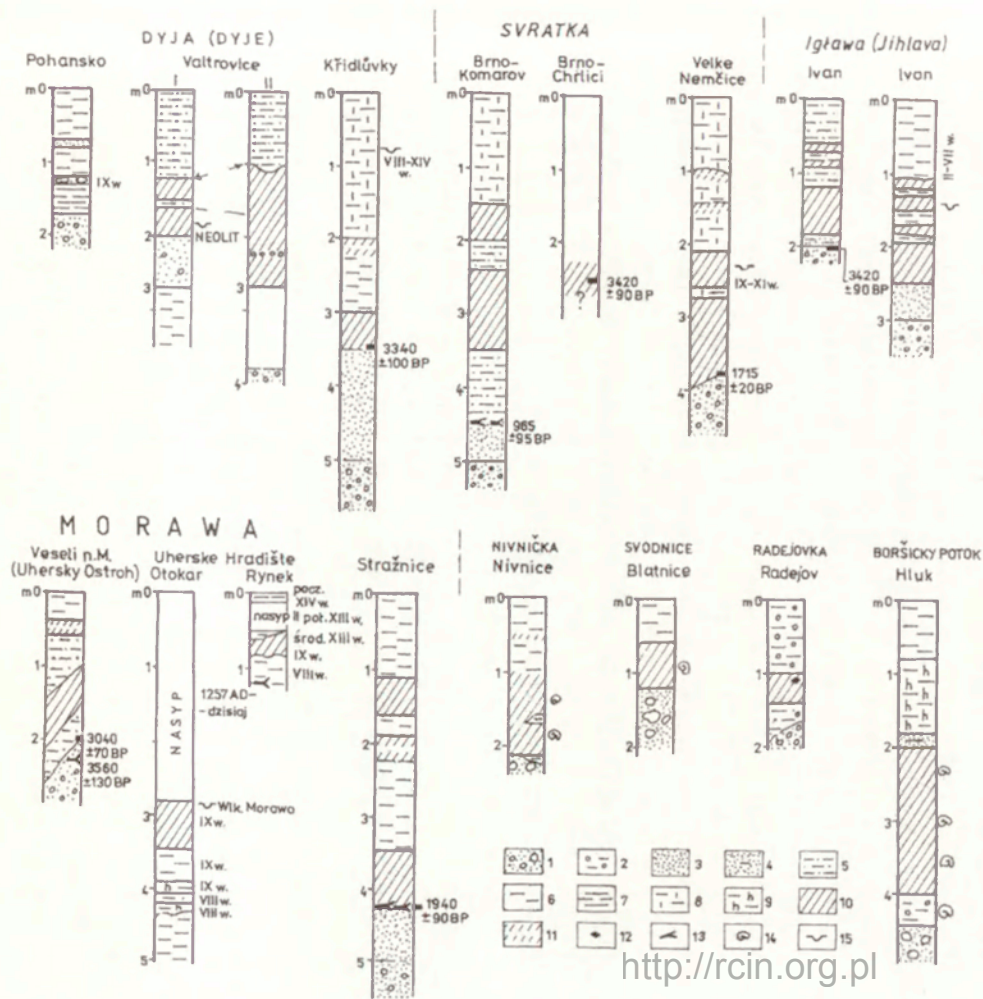
Lokalnie w dolinach Morawy (Kvasice-Hulin) i Dyi (Dolni Vestonice), a także u zbiegu tych rzek, na osadach fluwialnych spoczywają pokrywy eoliczne i wydmy. Na granicy pomiędzy aluwiami i osadami eolicznymi spotyka się graniaki (Mikulčice) (Havliček 1988; Havliček, Nehyba 1997). Wydmy tworzyły się z przerwami, o czym świadczą gleby kopalne (Mikulčice), od górnego plejstocenu aż po neholocen. Były one zasiedlone od mezolitu aż do średniowiecza. W VI–IX w. zlokalizowane były na nich duże ośrodki państwa wielkomorawskiego (Mikulčice, Pohansko k. Brzeclawia, Dolni Vestonice), a największa gęstość osadnictwa przypada na okres środkowego Bourgwallow (od ok. 1150 do 1000 BP), co świadczy o braku dużych powodzi oraz niskim zaleganiu wód gruntowych w tym okresie (Havliček 1988). Jednak od XII–XIII w. (koniec okresu Hillfort) wydmy położone na równinach zalewowych były zalewane i osadnictwo wycofało się na wydmy położone na wyższych poziomach (np. Brzeclaw-zamek) (Havliček 1993). W dolinie Dyi (Dolni Vestonice-Vysoka zahrada) na poziomach kulturowych z XI–XII w. spoczywa metrowa warstwa mad (Havliček i in. 1983).

Najstarsze osady pozakorytowe (mułki piaszczyste) zostały stwierdzone w dolinie rzeki Hana i były datowane malakologicznie na przedatlantyckie (Havliček i in. 1983; Havliček 1991b) (ryc. 21). Od środkowego, a szczególnie młodszego holocenu rozpoczyna się akumulacja mad, których średnia miąższość osiąga 3–4 m. Akumulacja ta następowała w kilku etapach rozdzielonych okresami formowania się gleb. Gleby te były fosylizowane (1–4 gleby kopalne) w czasie kolejnej fazy sedymentacji osadów pozakorytowych (Havliček 1988; Havliček, Smolikova 1992, 1994). Intensywność akumulacji mad narasta w okresie środkowego Burgwalu od około 1000 do 750 BP i w średniowieczu (Havliček 1988). Mady te wyrównały, pierwotnie urozmaiconą, rzeźbę równin zalewowych (Havliček 1988). Akumulacja mad wiązana jest z działalnością człowieka, wylesieniem i nasilającą się erozją stoków. Rozpoczynające się w subatlantyku wylesienie, a także roślinność synantropijna stwierdzona została w diagramach palinologicznych w dolinach Morawy (Uherske Hradište), Dyi (Pohansko, Kridlůvky), Svratki (Velke Nemčice) i Igławy



Ryc. 20. Schematyczny przekrój geologiczny przez równinę zalewową Morawy i Dyji oraz ich dopływów (Havliček 1993). 1 a – mady, 1 b – osady organiczne (starorzecza), 2 – starsze mady, 3 – warstwy kulturowe, 4 – gleby kopalne, 5 – piaski eoliczne, 6 – piaski fluwialne: a) eoholocenijskie, b) późnoplejstocenijskie, 7 – fluwialne piaski ze żwirami: a) późnoplejstocenijskie, b) eoholocenijskie, 8 – lessy, 9 – ropy i piaski, 10 – fluwialne zaglinione piaski i żwiry, 11 – gliny lessowe z artefaktami paleolitycznymi, 12 – fluwialne piaski ze żwirami, 13 – trzeciorzędowe piaski, mułki i ropy, 14 – czarne dęby, 15 – graniaki, 16 – artefakty mezolityczne, 17 – ceramika, 18 – wiercenia

Sketch showing an idealised geological section of the alluvial plain of the Morava and Dyje rivers and its tributaries (Havliček 1993). 1 a – flood loams, 1 b – organic sediments (abandoned channels), 2 – older flood loams, 3 – cultural horizons, 4 – subfossil soils, 5 – wind-blown sands, 6 – fluvial sands: a) Early (Lower) Holocene, b) Late (Upper-) Pleistocene, 7 – fluvial sandy gravel: a) Late (Upper) Pleistocene, b) Early (Lower) Holocene, 8 – loess, 9 – clay and sands, 10 – fluvial clayed sands and gravels, 11 – loess loams with Palaeolithic finds, 12 – fluvial sandy gravels, 13 – Tertiary sands, silts, clays, 14 – coalified tree trunks, 15 – wind faceted pebbles, 16 – Mesolithic finds, 17 – pottery, 18 – borehole.



Ryc. 21. Profile osadów pozakorytowych z glebami kopalnymi w dorzeczu Morawy (zestawił T. Kalicki w oparciu o prace Havlička 1993, Havlicka, Smolikovej 1994 i in.). 1 – piaski ze żwirami, 2 – żwiry zaglinione, 3 – piaski, 4 – piaski zaglinione, 5 – mułki piaszczyste, 6 – mułki pylaste, 7 – mułki ilaste, 8 – mady lessowe, 9 – mułki organiczne, 10 – gleby kopalne, 11 – inicjalna gleba kopalna, 12 – okruchy cegieł, 13 – drewna, 14 – malakofauna, 15 – ceramika

(Ivan) (Havlicek 1991b). Zmiany koryta Morawy od 1836 r. były badane koło miejscowości Stražnice (Kirchner, Novacek 1991).

Wydatowane paleomeandry Dyj pochodzą z dolnego subatlantyku (Pohansko) (Havlicek 1988) i IX w. (Dolní Vestonice) (Havlicek 1993), a paleomeander Morawy w Mohelnicach był datowany na  $2150 \pm 630$  BP (Havlicek 1993).

#### ALPEJSKIE DOPLÝWY DUNAJU

Badania były prowadzone także w dolinach alpejskich dopływów. Na stożku Iller koło Ulm (ryc. 8 obszar nr 34) stwierdzona została seria żwirowa z okresu rzymskiego (Brunnacker 1959; Groschopf 1961).

W dolinie Lecha na przedpolu Alp (ryc. 8 obszar nr 44) wyróżniono kilkanaście teras, których żwirowe aluwia różnią się składem granulometrycznym (Schreiber, Herpin 1991) w zależności od tego, czy były akumulowane u schyłku vistulianu, czy w holocenie (Schreiber 1985; Schreiber, Müller 1991). U. Schreiber i in. (1990) prowadził badania na późnoneolitycznym stanowisku Pestenacker w dolinie Loosbach, dopływie Lecha. Stwierdzane tu naprzemienne występowanie torfów i martwic wapiennych (zmiany stosunków hydrologicznych) jest związane z fazami erozji i akumulacji w głównej dolinie Lecha (Schreiber 1985). Podtopienie osady Pestenacker pod koniec neolitu jest związane z pogorszeniem i zwilgotnieniem klimatu około 5000 BP oraz fazą akumulacji teras 13. i 14. w dolinie Lecha (Schreiber i in. 1990). W okolicy Epfach na przedpolu moren vistulianskich stwierdzono serię żwirową (2 m) z okresu rzymskiego przykrytą martwicami (1,5 m). Akumulację tę można bardzo dokładnie datować, od wczesnego okresu rzymskiego do IV w. n.e., gdyż rzymskie konstrukcje znajdują się *in situ* zarówno poniżej jak i powyżej tej serii (Brunnacker 1959; Diez 1968).

Ewolucja doliny Amper i Izary u wylotu z Alp (ryc. 8 obszar nr 45) była badana przez L. Feldmanna (1991a, b). Schemat budowy dna doliny nawiązuje do modelu Trolla (1926) opisującego strukturę teras jako włożone w siebie stożki fluwioglacjalne nawiązujące do rozcinania kolejnych wałów morenowych przy recesji lodowca. W holocenie utrzymał się podobny schemat budowy i kolejne stopnie były wkładane na coraz niższym poziomie. Sytuacja jest więc analogiczna jak w dolinie Lech, gdzie U. Schreiber (1985) wyróżnił 15 stopni. Jednak w dolinie Izary U. Feldmann (1991a, b) wydzielił, jak wszyscy ze „szkoły” W. Schirmera, 7 stopni (ryc. 9). Starsze z nich były datowane w oparciu o subfosylne pnie z aluwiiów: poziom H1 (daty 9270, 9105 i 8975 BP), H2 (data 6465 BP), H3 (daty 4590, 4280, 3875 i 3420 BP) i H4 (data 1900 BP). Trzy najmłodsze zostały wydatowane ceramiką i osadnictwem na wczesne średniowiecze (H5), XV–XVIII w. (H6) i lata 1750–1900 (H7).



Również odcinek Izary poniżej Landshut (ryc. 8 obszar nr 46), oddalony od złodowaceń alpejskich, był szczegółowo badany (Schellmann 1988, 1990). Dolina jest tu skrzynkowo wycięta w osadach mioceńskich. Starsze terasy jedynie przy ujściu do Dunaju zajmują większą powierzchnię i tworzą południowe obramowanie doliny. W innych odcinkach zachowane są jedynie fragmentarycznie, gdyż zostały zniszczone w okresie vistulianu. Starsze osady zostały wyprżnięte do podłoża, gdyż starsze żwiry zalegające pod holocenijskimi poziomami H5–H7 są prawdopodobnie również wieku holocenijskiego. Terasa przejściowa (*Übergangsterrasse*), zbudowana z roztokowych aluwiiów z okresu Rissu, ewentualnie najwcześniejszego Würmu, przykryta jest lessem środkowo- i wczesnovistuliańskim.

W dolinie o szerokości 4,5 km występują 3 terasy vistuliańskie i 7 włożeń holocenijskich (ryc. 9). Dwie najwyższe, vistuliańskie terasy (NT1, NT2) są całkowicie włożone i wznoszą się odpowiednio 2,0–2,5 m i 1 m powyżej równiny zalewowej. Na terasy te nałożone są duże stożki późnoglacialne.

W dnie doliny największy obszar zajmuje terasa NT3. W przełomie między Landshut-Lailling zajmuje ona prawie połowę szerokości dna, natomiast poniżej została zniszczona przez przesuwaną się na północ rzekę. Terasa ta podcina wyższe poziomy łagodnymi łukami, co być może jest śladem formowania się krętego koryta. Pod krawędziami tymi rozwinęły się rozległe torfowiska niskie (miąższość 2–4 m) zacierające pierwotną morfologię. Torfowiska te przykryte są przez małe stożki i deluwia, które G. Schellmann (1990) wiąże z działalnością człowieka w okresie subborealnym i wczesnośredniowiecznym, jednak nie podając na to żadnych konkretnych dowodów. Terasa ma płaską powierzchnię wyrównaną przez miąższą pokrywę mad spoczywającą na roztokowych żwirach. W morfologii terasy zaznaczają się pojedyncze rynny powodziowe. Jak stwierdzono na stanowisku Degernau wycięte są one w grubych żwirach NT3, a na ich wypełnienie składają się dwa cykle sedimentacyjne rozdzielone kilkoma fazami glebotwórczymi o różnym stopniu rozwoju. Pierwszy cykl zamyka powstanie rynny. Akumulowały się wtedy piaski średnie i drobne rozdzielone dwoma horyzontami zwietrzałych i słabo odwapnionych żwirów wskazujące na początek procesów glebotwórczych. W drugim etapie sedymentowały osady pylasto-ilaste rozdzielone glebami kopalnymi lub poziomami organicznymi. Na stanowisku Rothaus była datowana na  $8205 \pm 100$  BP gałąź pochodząca ze spągu wypełnienia takiej rynny, dlatego G. Schellmann (1990) uważa, że rynny powodziowe oraz mady na NT3 tworzyły się na przełomie preboreału i boreału, gdy kształtowana była już terasa H1. Natomiast wiek żwirów tej terasy cofają do późnego glacialu, mimo że na stanowisku Ganacker został wybagrowany pień datowany na  $9620 \pm 90$  BP. Uważa, że pień ten pochodzi z piasków wypełniających w pierwszym etapie

rynny powodziowe, a nie ze żwirów NT3. Autor nie ma na to jednak dowodów i być może, że strefa NT3 była jeszcze aktywnie kształtowana we wczesnym holocenie.

Włóżenia holoceńskie H1–H7 zajmują tylko małe powierzchnie i były kształtowane przez rzekę meandrową. Wspólną cechą włożeń H1–H3 (wyższe terasy wg Schellmanna 1990) jest brak miększej pokrywy madowej, szczególnie w najwyższych partiach odsypów, gdzie na powierzchni odstaniają się żwiry. W pokrywie madowej brak jest gleb kopalnych, natomiast wypełnienia paleomeandrow są bardziej zróżnicowane i osady organiczne są przewarstwiane klastycznymi (Degernau). Powstanie mułków torfiastych w paleomeandrach i silnie humusowych gleb tego obszaru wiąże on z wysokim poziomem wód gruntowych, który utrzymywał się aż do końca subboreału, czyli do końca funkcjonowania teras H2 i H3. W żwirach aluwiów H1 znaleziono liczne pnie sosen datowanych dendrochronologicznie na 9200 BP i radiowęglowo z głębokości 3,35 m na 9080±90 BP (Gottfriedingerschwaige) oraz z głębokości 3,0 m na 8400±80 BP (Loiching). Dlatego wiek tego włożenia G. Schellmann (1990) datuje na przełom preboreału i boreału. Ze żwirów włożenia H2 wybagrowano liczne czarne dęby, z których dwa były datowane radiowęglowo na 5995±105 i 5990±105 BP (Loiching), a dwa dendrochronologicznie na 4190 i 4150 BC (Mamming), co jest podstawą datowania aluwiów na okres atlantycki. Terasa H3 ma silnie rozwinięte meandry i odcina się wyraźnie w morfologii od starszych jak i od młodszych teras. Ma ona bardzo cienką pokrywę mad, a w aluwiach nie znaleziono czarnych dębów. Dlatego jej subborealny wiek został określony pośrednio w oparciu o wybagrowane z aluwiów artefakty z okresu brązu i ewentualnie halsztackie oraz przebieg drogi rzymskiej z połowy I w. AD (Schellmann 1990). Dane te pozwalają określić jedynie znacznie szerszy okres czasu (4000 BP–50AD), kiedy terasa ta mogła być kształtowana.

Młodsze włożenia (H4–H7), które powstawały w okresie ostatnich 2000 lat, aż do regulacji pod koniec XIX w., różnią się od starszych nieco niższym położeniem, świeższą morfologią, dużo większą miąższością mad i typem gleb. Zajmują one 1/3 szerokości równiny zalewowej – największe fragmenty H7, a niewielkie H4. Terasa H4 ma znacznej miąższości (do 0,8–1,0 m) piaszczystą pokrywę madową, występującą jednak głównie w rynnach. G. Schellmann (1990) uważa, że terasa ta była formowana w okresie żelaza i rzymskim (2600–1500 BP), gdyż meander w jej obrębie zniszczył drogę z I w. n.e. W żwirowni Mamming-Rosenau, wybagrowane, a więc głębiej zalegające pnie czarnych dębów były datowane dendrochronologicznie na 350 BC, natomiast pień zalegający na głębokości 1,6 m, na granicy żwirów i piaszczystych mad, był datowany radiowęglowo na 1775±60 BP. Pozycja w osadzie tego ostatniego pnia

wskazuje na to, że zalegał on *in situ* (por. Kalicki, Krąpiec 1995b) i dlatego wiek tego pnia może być uznany za najbliższy wiekowi aluwii. Na terasie tej zlokalizowane są osiedla z XIII–XIV w.

Terasa H5 (Lerchenfeld Stufe wg Hofmanna 1973) zajmuje rozległe powierzchnie. Jej morfologię urozmaicają liczne rynny, a żwiry okryte są mięszszymi (średnio 0,5–1,2 m) madami. Ze żwirów tych wybagrowany został z głębokości poniżej 2,2 m czarny dąb datowany dendrochronologicznie na 500 AD (Isarkies). Wcześniej B. Hofmann (1973) datował czarny dąb z głębokości 2,5 m na 1505±65 BP (430–640 AD). Na terasie tej zlokalizowane jest osadnictwo z XV–XVI w. i G. Schellmann (1990) uznaje to włożenie za wczesno- i pełnośredniowieczne. Pod żwirami tego włożenia zalegają starsze, grube żwiry z dużymi toczęncami ilasto-torfowymi.

Terasa H6 (Dichtl Stufe wg Hofmanna 1973) podcina z reguły H5 i graniczy z dzisiejszym korytem. Często brak na niej mięszszej pokrywy mad, a powierzchnię rozcinają wyraźne rynny. Podobnie jak poprzednio pod aluwiami tego włożenia zostały stwierdzone starsze, grube żwiry z toczęncami gliniasto-torfowymi z których jeden był datowany na 5570±60 BP (Isarkies). Z aluwii H6 w Mammingserschwaigen był datowany redeponowany czarny dąb na 1775±50 BP (Schellmann 1990) oraz pień topoli ze żwirów na głębokości 1,5 m na 310±50 BP czyli 1470–1640 AD (Hofmann 1973). W aluwiiach występują liczne cegły, a terasa jest starsza niż plan katastralny z 1769 r. Dlatego G. Schellmann (1990) uznaje ją za późnośredniowieczną/wczesnonowożytną.

Terasa H7 składa się z dwóch poziomów. Na starszym, wykorzystywanym rolniczo, występują dwie generacje paleomeandrów, a spotykana w aluwiiach *Dreissena polymorpha* (Isarkies) świadczy, że poziom ten powstawał od połowy XVIII w. Młodszy, zajęty jest przez lasy łęgowe, ze starorzeczami i rynnami był formowany po 1810 r., co dokumentują mapy historyczne.

W dolinie Innu (ryc. 8 obszar nr 47) stwierdzone zostały fazy intensywnej akumulacji przypadające na okresy ochłodzenia i zwilgotnienia klimatu oraz fazy erozji w okresach suchszych. Najsilniejsza faza akumulacji wystąpiła 7000 lat temu (Patzelt 1996).

W dolinie Saalach, dopływie Innu, w kotlinie śródgórskiej koło Reichenhaller (ryc. 8 obszar nr 48) na granicy Alp Bawarskich i przedgórze stwierdzono 3 fazy aktywności fluwialnej. W fazach tych następowało rozcinanie (około 4300 BP) lub formowanie nowych serii około 3000 BP i II w. AD (data z drewna 1900±50 BP). Żwirowe aluwia były przykrywane przez mady i torfy w okresach spokoju (Brunnacker i in. 1976).

W dolinie Reutz (ryc. 8 obszar nr 49), dopływie Innu, stwierdzono jedną fazę aktywności sedymentacji spływów i powodzi korelowaną z fazą ochł-

dzenia (Göschel 2) starszą niż 1370±55 BP. Faza ta poprzez okres przejściowy pomiędzy 1370±55 a 1145±55 BP przeszła w fazę stabilną z małą aktywnością pomiędzy 1145±55 a 965±55 BP, korelowaną z optimum średniowiecznym. Po 965 BP nastąpiła kolejna faza przejściowa z nieco podwyższoną aktywnością (Blättler i in. 1995).

#### *PÓŻNOGLACJALNA I HOLOCENSKA EWOLUCJA DORZECZA DUNAJU*

U schyłku pleniglacjału we wszystkich analizowanych dorzeczach wystąpiła intensywna erozja i doszło do rozcięcia pokryw vistuliańskich. Jednak w głównych dolinach, np. Dunaju, Izary, rozcinanie i wyprzątanie aluwiów przebiegało wolniej i w późnym glacjale były kształtowane najniższe stopnie teras niskich. Dlatego pień z aluwiów tej terasy w odcinku austriackim Dunaju był datowany na 12 100 BP. Mogło to być spowodowane nieco późniejszą i różnicową koncentracją koryt większych cieków, np. Dunaju, który początkowo poniżej Ratzbony był rzeką anastomozującą, a poniżej Straubing meandrową już w allerödzie. Skala rozcięcia późnoglacialno/eoholocenijskiego w dolinie Dunaju (10–20 m) była w znacznym stopniu uwarunkowana odpornością podłoża.

Niewykluczone, że także w holocenie występowały znaczne różnice w rozwinięciu Dunaju, co było uwarunkowane różnicami w spadku. Na pewnych odcinkach (np. Ratzbona-Starubing) roztokowe koryto utrzymało się aż niemal do końca subboreału, a poniżej Straubing rzeka meandrowała już od początku holocenu, a nawet od allerödu. Jednak niewykluczone, że etap roztokowania nie był ciągły od początku holocenu, ale doszło do krótkotrwałej zmiany rozwinięcia na granicy atlantyku i subboreału lub około 3000 BP.

Meandrujące rzeki (np. Izara, Altmühl, Beczwa, Hana, Dyja) już od początku holocenu formowały różnowiekowe włożenia, których liczba jest różna (3–15 teras). Na przedpolu Alp, np. w dolinie Izary i Lecha, terasy te mają charakter włożonych w siebie kolejnych młodszych stożków fluwioglacialnych, a później napływowych (por. Troll 1926). Większość autorów wiąże ich formowanie ze zmianami klimatycznymi, jednak w dolinie Dunaju koło Ratzbony ich akumulacja miała być niezależna od wahań klimatycznych, ale spowodowana wewnątrzsystemową dynamiką systemu fluwialnego (por. Buch 1988).

Akumulacja mad w dorzeczu Dunaju odbywała się przez cały późny glacjal i holocen, a wzrost intensywności akumulacji pozakorytowej jest zgodny z fazami zwiększonej aktywności rzek. Sytuacja jest więc analogiczna jak w dolinie Wisły pod Krakowem (por. Kalicki 1996b). Późnoglacialne i eoholocenijskie mady (np. dolina Dunaju koło Ratzbony, dolina Hany), jak rów-

niez najstarsze koluwia (8429 BP) w dolinie Kleine Laaber wyraźnie wyprzedzają wkroczenie kultur neolitycznych. Faza akumulacji mad z przełomu atlantyku i subborealu wystąpiła zarówno w zlewniach niezasiedlonych (Bogenbach), jak i zmienionych przez człowieka (Altmühl – osady z pyłkiem roślin synantropijnych). Również na Wyżynie Bawarskiej i dolinie Kleine Laaber, mimo że były zasiedlone od neolitu, pierwsze koluwia pojawiły się dopiero pod koniec subborealu (3600–2900 BP), podobnie jak kolejna pokrywa mad w dolinach (np. Altmühl, Bogenbach). Akumulacja mad w dnie doliny Kleine Laaber miała miejsce dopiero od okresu lateńskiego (2520 BP). Dopiero od średniowiecza w większości dolin depozycja osadów pozakorytowych była bardzo intensywne, co spowodowało wyrównanie pierwotnie urozmaiconej rzeźby równin zalewowych (np. Altmühl, dorzecze Morawy).

W dorzeczu Dunaju zapisane zostały późnoglacialne i holocenijskie zmiany klimatyczne. Stosunkowo znaczna ilość danych pozwala na wydzielenie kilku faz aktywizacji procesów fluwialnych.

W dolinie Dunaju koło Ratzbony młododryasowe powódzie zalewały niższe części niskiej terasy, co doprowadziło do fosylizacji gleby (10 700 BP) i wypełnienia mułkami powodziowymi starorzeczy (10 295 BP) na tym poziomie.

Na początku eholocenu doszło do znacznej przebudowy systemów rzecznych, dlatego w licznych starorzeczach zaczęły narastać torfy, np. w dolinach Altmühl (9760 BP), Kleine Laaber (9995, 9820, 9675 BP). O lateralnej migracji koryt i akumulacji aluwii świadczą pnie subfosylnych drzew spotykane, np. w dolinie Dunaju poniżej ujścia Iller (9700 BP) i Tullner Feld (9700–9200 BP) oraz Izary (9620, 9270, 9200, 9105, 9080, 8975 BP).

Pierwsza wyraźna faza ożywienia działalności rzek w holocenie może być datowana na przełom borealu i atlantyku. Pnie były wtedy powalane w dolinie Dunaju koło Wiednia (daty  $^{14}\text{C}$ : 8700–5700 BP i dendrochronologiczna generacja około 8500 BP), a także w jego dorzeczu – w dolinie Izary (8400 BP) i Dyi (7990 BP). W tym czasie w dolinie Altmühl nastąpiło zailenie torfów w starorzeczu, zatorfienie obniżenia podzboczowego i rozcięcie rynnami powodziowymi serii zwirowej na starszej równinie zalewowej. W dolinie Izary tego typu rynny powodziowe zostały wycięte nawet na niskiej terasie (8205 BP). Doszło także do uruchomienia procesów stokowych, gdyż w dolinie Kleine Laaber najstarsze koluwia datowane są 8429 BP, czyli przed neolitem.

Po tej fazie nastąpiło uspokojenie procesów fluwialnych, choć w dolinie Dunaju koło Wiednia generacja czarnych dębów jest datowana dendrochronologicznie na 7000 BP.

Kolejna wyraźna faza zwiększonej aktywności rzek nastąpiła w środkowym atlantyku (6500–6000 BP). Subfossylne pnie z tego okresu zalegają w osadach Dunaju (Machland – datowane na 6000 BP) i w aluwiach terasy H2 Izary (6465, 5995 i 5990 BP oraz 4190 i 4150 BC). Doszło też wtedy do odcięcia meandru Dunaju koło Ratzbony (6020–5910 BP) i dwóch kolejnych koło Straubing (datowanie palinologiczne – 6000 BP i drugi 5965 BP).

Następna faza wzmożonej aktywności fluwialnej przypadła na schyłek atlantyku (5500–5000 BP). W dorzeczu Dunaju, w dolinie Bogenbach w Lesie Bawarskim oraz w dolinie Altmühl akumulowane były najstarsze mady (atlantyk/subboreał). Jednak w tej ostatniej dolinie powodzie zalewały tylko niższe obszary dna nie wkraczając na niską terasę. O zwilgotnieniu klimatu może świadczyć podtopienie osady późnoneolitycznej (Pestenacker) w dolinie Losbach, dopływie Lecha, który akumulował w tym okresie aluwia 13. i 14. terasy.

Na początku subboreału częstość powodzi musiała zmaleć, gdyż osadnictwo w tym okresie zeszło na równinę zalewową Dunaju.

Większe nagromadzenie pni, świadczące o wzroście dynamiki fluwialnej, nastąpiło dopiero około 4500–4000 BP. Pnie były wtedy powalane nad Dunajem koło Ratzbony (1951 BC) i w dolinie Izary (4590, 4280, 3875 BP), a serie aluwiów korytowych były akumulowane m.in. w dolinie Dunaju koło Linzu (około 4000 BP), Izary (terasa H3). W dorzeczu Dunaju doszło do zailenia torfów w paleomeandrze Altmühl i nadbudowania madami jego najstarszej równiny zalewowej, choć około 4220 BP istniała na niej osada, co może świadczyć o okresowym spadku częstości powodzi. W dolinie Saalach (3. rząd), dopływie Innu, faza wzrostu aktywności była datowana na 4300 BP.

Kolejna wyraźna faza ożywienia fluwialnego nastąpiła pod koniec subboreału. Z tego okresu pochodzą liczne pnie w aluwiach, np. Dunaju poniżej ujścia Izary (3430 BP), w odcinku austriackim (Tullner Feld 3150–1750 BP i koło Wiednia 3200 BP), Izary (3420 BP) oraz Igławy (3420 BP). W dolinie Saalach faza aktywności i akumulacja nowej serii była datowana na 3000 BP. Doszło też do zmian koryta Kleine Laaber (3240 BP) i być może także roztkowania Dunaju koło Strauning ze starorzeczami datowanymi na 3250, 3030 i 2805 BP. W tym samym odcinku Dunaju notuje się także wzrost częstości powodzi około 3500 BP, gdyż mułki torfiaste w paleomeandrze Saarching zostały przykryte madami (3415 BP). Na lessowej Wyżynie Bawarskiej nastąpił kolejny okres depozycji koluwiów w dolinie Kleine Laaber (3627 BP) i koło Seedorf (2930, 2910 BP).

Bardzo wyraźna faza ożywienia działalności rzek przypada także na okres lateński i rzymski. W dolinie Dunaju znajdujemy pnie i serie aluwiów z tego okresu poniżej ujścia Izary (2115 BP), koło Linzu (po 2500 BP) i na odcinku

Machland (2000 BP), jak również w dolinach jego alpejskich dopływów, np. seria żwirowa z okresu rzymskiego na stożku Iller, seria żwirowa w dolinie Lecha koło Epfach (wczesny okres rzymski – IV w. n.e.), aluwia terasy H4 w dolinie Izary z pniami datowanymi na 350 BC, 1900 BP i dwoma na 1775 BP (jeden z nich zalega *in situ*), aluwia z II w. n.e. z pniem (1900 BP) w dolinie Saalach. Powodziowe mady doprowadziły też w dolinie Dunaju koło Ratyzbony do fosylizacji gleb (od 2000 BP) i przykryły cmentarzysko z II w. n.e. Do fosylizacji gleby (2315 BP) doszło też na równinie zalewowej Altmühl, a mady przykryły całe dno łącznie z niską terasą. Również dno doliny Kleine Laaber zostało przykryte madami po 2520 BP. Znane jest także starorzecze Morawy z tego okresu (2150 BP). Na podwyższenie poziomu wód gruntowych w dolinie Dunaju może wskazywać krótkotrwałe zatorfienie paleomeandra Saarching (2225 BP) zapełnianego potem madami.

Kolejne nagromadzenie faktów świadczących o wzmożonej aktywności rzek występuje we wczesnym średniowieczu. W dolinie Dunaju mamy starorzecze datowane na 1385 i 1360 cal. 540–780 AD. W jego dorzeczu formowane są aluwia terasy H5 Izary koło Lanshut z pniami (500 AD i 1505 BP), a w dolinie Reutz wystąpiła faza powodzi (starsza od 1370 BP). Później nastąpiło uspokojenie procesów fluwialnych, gdyż w dolinie Reutz w okresie 1370–1145 BP notowany był spadek aktywności powodziowej.

Kolejna faza wzrostu aktywności przypada na około 1000 BP. Pnie z tego okresu znane są z aluwiów Dunaju koło Wiednia (1150 BP), a seria aluwiów z doliny Izary (terasa H5). Jedynie w dolinie Reutz faza stabilna z małą aktywnością powodzi była datowana na 1145–965 BP.

Późniejsze zmiany w systemach rzecznych były już w znacznym stopniu uwarunkowane antropogenicznie, jednak odbywały się w warunkach małej epoki lodowej. Na 775 BP było datowane starorzecze Dunaju, a najmłodsze mady akumulowane od średniowiecza wyrównały rzeźbę dna doliny powyżej Ratyzbony, co wskazuje na wyraźny wzrost wielkości powodzi w ostatnim tysiącleciu. W pokrywie tej krótkiej epizody bez powodzi zaznaczyły się glebami inicjalnymi. W aluwiach Dunaju na odcinku Machland występują pnie datowane na 300 BP, koło Wiednia na 800 i 560 BP, a w aluwiach Tullner Feld stwierdzono stojący pniak (315 BP). W dorzeczu Dunaju, w Lesie Bawarskim po antropogenicznym wylesieniu w dolinie Bogenbach od 1100 AD na korytowych piaskach ze żwirami były składane mady, a w XIV w. katastrofalne powodzie spowodowały wcięcie się cieku. Także w dorzeczu Morawy nastąpił wzrost częstości powodzi i intensywne akumulacje mad od XI–XII w. Formowanie najmłodszych włożeń Beczwy i Dyi datowane jest na małą epokę lodową. Również z tego okresu pochodzą aluwia teras H6 (XV–XVIII w.) i H7 (1750–1900 AD) w dolinie Izary, a także pień koło Lanshut (310 BP).

Natomiast w dolinie Reutz nastąpił tylko słaby wzrost aktywności powodziowej po 965 BP. Na ożywienie procesów stokowych w średniowieczu i czasach nowożytnych wskazuje sytuacja z doliny Kleine Laaber, której zbocza zostały w tym czasie pokryte mięszszymi koluwiami.

#### 4.1.2. ZAPIS ZMIAN KLIMATU I DZIAŁALNOŚCI CZŁOWIEKA W DOLINACH NIEMIEC, CZECH I AUSTRII

U schyłku pleniglacjału we wszystkich analizowanych dorzeczach wystąpiła intensywna erozja i doszło do rozcięcia pokryw vistuliańskich. Jednak skala erozji późnowurmiskiej oraz holocenińskiej była różna i uwarunkowana ruchami tektonicznymi. W dolinie Menu była ona mniejsza niż przedwurmiska. Dlatego poczynając od terasy Schönbrunn (17–13 ka BP) wszystkie terasy są włożone w aluwia pochodzące z maksimum Würmu. W okresie 17 000–1500 BP (od fazy Schönbrunn do Zettlitz) kolejne serie aluwii były wkładane całkowicie, natomiast młodsze serie (od fazy Unterbrunn do Viereth) były wkładane tylko częściowo. W obszarach podnoszonych, jak np. wzdłuż Saary, holocenińskie rozcięcie miejscami osiągnęło średni poziom erozji wurmiskiej (Schirmer 1983b), a tam gdzie holocenińskie żwiry dochodzą do podłoża skalnego, rzeka głównie poszerzała dno doliny (Schirmer 1995). W obszarach obniżanych, jak np. górny Ren, obserwuje się agradację i żwiry holocenińskie (Schirmer 1988a; Striedter 1988) nałożone są na żwiry wurmiskie (Löscher i in. 1983).

Erozja ta dotarła w dorzeczu Renu nawet do dolin trzeciego rzędu (Wetter) i starorzecza odcięte w böllingu (13 000, 12 372, 12 250 BP) wycięte są w podłożu przedczwartorzędowym. Z tego okresu (12 600 BP) pochodzą najstarsze serie korytowe w dolinach (Sulzbach) małych dopływów ze Schwarzwald. Erozji sprzyjała koncentracja koryt małych rzek (np. Wetter), która nastąpiła jeszcze przed późnym glacjałem, o czym świadczą osady pozakorytowe starsze od böllingu (13 687, 13 337 BP), a także najstarsze wypełnienia wielkich paleomeandrów Sprewy pochodzące z böllingu. Jednak w głównych dolinach, takich jak Ren, Dunaj, Wezera, rozcinanie i wyprątanie aluwii przebiegało wolniej i w późnym glacjałe były kształtowane najniższe stopnie (włożenia) teras niskich. Dlatego pień z aluwii tej terasy w odcinku austriackim Dunaju był datowany na 12 100 BP, a starorzecze górnej Wezery na 11 550 BP. Mogło to być spowodowane nieco późniejszą koncentracją koryt większych cieków (np. Men, Werra, Wezera, Biała Elstera, Dunaj), ale rozwinięcie meandrowe było już dość powszechne w allerödie, jak na to wskazują datowane na ten okres paleomeandry górnej i środkowej Wezery, górnej Łaby i Dunaju, a także osady pozakorytowe dużych i małych rzek tego wieku (np. Wetter – 12 248, 11 586, 11 189 BP). Intensywna erozja późnoglacialna sprzyjała też



formowaniu w tym okresie stożków napływowych dopływów górnej Wezery. Wahnięcie klimatyczne starszego dryasu zaznaczyło się tylko w dorzeczu Renu, gdzie w dolinie 3. rzędu (Wetter) zostało złożone ogniwo piaszczyste.

Natomiast ochłodzenie młodszego dryasu zaznaczyło się bardzo wyraźnie we wszystkich dorzeczach. Doprowadziło ono do ponownego roztokowania koryt w pewnych odcinkach, np. Renu u ujścia Ahr, Wetter i Dunaju u ujścia Izary. Z szeregu dolin różnego rzędu są znane włożenia tego wieku. W dolinie środkowego i dolnego Renu akumulowana była wtedy niższa część terasy niskiej, a w jego dorzeczu osady terasy Ebing w dolinie Menu, serie aluwiów korytowych nad środkowym Neckarem i w dolinie Lahn, a także ogniwa w dolinach trzeciego rzędu, np. w dolinach heskich (Wetter), czy najniższa część niskiej terasy w dolinie Saary. Duża aktywność rzek powodowała lokalne docinanie się koryt do podłoża (Wetter), a także zmiany ich przebiegu, o czym świadczą starorzecze Neckaru (10 690 BP), czy Menu odcięte u schyłku allerödu. W dolinie Menu w starorzeczach akumulowane były mułki i piaski spoczywające czasem na allerödzkich torfach. Również w allerödskim paleomeandrze środkowej Wezery na torfach leżą mułki młododryasowe osiągające dużą miąższość. W dorzeczu Łaby, w dolinie Muldy akumulowane były aluwia korytowe z pniami sosen (11 440–9120 BP) i powstał stożek krewasowy (10 135 BP), natomiast w dolinie Białej Elstery osadzały się mady (10 950, 10 350 BP) i został odcięty paleomeander (10 260 BP). W dolinie Dunaju koło Ratyzbony powódzie w tym okresie zalewały niższe części niskiej terasy, co doprowadziło do fosylizacji gleby (10 700 BP) i wypełnienia mułkami powodziowymi starorzeczy (10 295 BP) na tym poziomie.

Na początku eoholocenu w dolinach głównych, jak i w mniejszych (2. i 3. rzędu), doszło do znacznej przebudowy systemów rzecznych. Dlatego w licznych starorzeczach zaczęły narastać torfy, np. w dolinach Altmühl (9760 BP), Kleine Laaber (9995, 9820, 9675 BP), dolnego Menu i Wezery (preboreał) oraz Wetter (9815, 9810, 9590, 9570 BP) lub w preboreale były akumulowane mułki (trzy starorzecza górnej Wezery). O lateralnej migracji koryt i akumulacji aluwiów (np. seria korytowa Wetter – 9920 BP i seria odsypów meandrowych Białej Elstery – 9315 BP) świadczą pnie drzew spotykane we wszystkich dorzeczach, np. nad górną Wezerą (wczesnoborealne czarne dęby), w dolinie górnej Łaby (9390, 8940 BP) i Muldy (kilkanaście pni powalonych w okresie 10 100–8590 BP), Dunaju poniżej ujścia Iller (9700 BP) i Tullner Feld (9700–9200 BP) oraz Izary (9620, 9270, 9200, 9105, 9080, 8975 BP). O występujących w tym okresie powodziach świadczą również eoholoceńskie osady pozakorytowe akumulowane w dolinach małych rzek, np. Leine (przed 8970 BP) i Wetter. Jednak odcięcia starorzeczy i zmiany typu sedymentacji w starorzeczach w tym okresie są wyjątkowe i znane tylko z doliny

Wetter, gdzie starorzecze było datowane na 8990 BP, a przykrycie torfów przez mułki piaszczyste następowało koło 9389 i 8930 BP, a także z doliny Lippe, gdzie starorzecze było datowane na 9100 BP. Nad górną Wezerą w eoholocene były sypane stożki napływowe jej dopływów.

Pierwsza wyraźna faza ożywienia działalności rzek w holocenie może być datowana na około (8700) 8500–8000 BP. Jej ślady znajdujemy we wszystkich dorzeczach i w dolinach różnej wielkości. W dorzeczu Renu doszło do zmian koryta górnej Mozeli (8040 BP), fazy erozji i powalenia pni w dolinie Neckaru (8505, 8205 BP), a w dorzeczu Menu w dolinach małych cieków (np. Kinzig i Wetter) rozpoczęła się akumulacja czarnych mąd (8648 BP) i nastąpiła fosylizacja gleby (8580 BP). Natomiast w dolinie Saary uległy zatorfieniu obniżenia na niskiej terasie, co może wskazywać na zwilgotnienie klimatu. W starorzeczach górnej Wezery doszło w tym czasie (ekspertyzy palinologiczne) do przykrycia torfów przez mady i wsypania do nich piaszczystych wkładek. W dolinie tej akumulowane były aluwia terasy H2, z których 50 czarnych dębów było datowanych radiowęglowo na okres 8100–5500 BP, a kolejnych kilkadziesiąt dendrochronologicznie na 8100–6900 BP. Pnie w tym okresie były powalane także nad górną Łabą (8530 BP) i Białą Elsterą (8790, 8720, 8300, 8200 BP) oraz w dolinie Dunaju koło Wiednia (daty <sup>14</sup>C: 8700–5700 BP i dendrochronologiczna generacja około 8500 BP), a także w jego dorzeczu – w dolinie Izary (8400 BP) i Dyi (7990 BP). W dorzeczu Dunaju w dolinie Altmühl na przełomie boreału i atlantyku nastąpiło zailenie torfów w starorzeczu, zatorfienie obniżenia podzboczowego i rozcięcie rynnami powodziowymi serii żwirowej na starszej równinie zalewowej. W dolinie Izary tego typu rynnę powodziowe zostały wycięte nawet na niskiej terasie (8205 BP). Doszło także do uruchomienia procesów stokowych, gdyż w dolinie Kleine Laaber najstarsze koluwia datowane są na 8429 BP, czyli przed neolitem.

Po tej fazie nastąpiło uspokojenie procesów fluwialnych, choć pojedyncze pnie zostały powalone w dorzeczu Łaby, nad górną Łabą (7740, 7510, 7310 BP) i Białą Elsterą (7600, 7210 BP), a w dolinie Dunaju koło Wiednia generacja czarnych dębów jest datowana dendrochronologicznie na 7000 BP. Około 7100 BP doszło też do fosylizacji gleby w dolinie Lahn w dorzeczu Renu, a nieco później w dorzeczu Łaby do przykrycia torfów przez mady w dolinie Białej Elstery (6960 BP) i odcięcia starorzecza w dolinie górnej Łaby (6885 BP).

Faza zwiększonej aktywności ze środkowego atlantyku (6500–6000 BP) nie jest wyrażona tak wyraźnie jak z przełomu boreału i atlantyku. W dorzeczu Renu reprezentuje ją tylko starorzecze Lippe (6180 BP) i bardzo duża grupa czarnych dębów powalana w dolinie Menu (6900–6250 BP), które zalegają w aluwiach terasy Ebensfeld. Jej śladem w dolinie górnej Wezery może

być pień datowany na 6115 BP, a w dorzeczu Łaby dęby powalane nad górną Łabą (6170, 5920 BP, 4572 i 4518 BC) i Białą Elsterą (6700, 6610, 6490, 6270, 6130 BP). W dorzeczu Dunaju, subfosalne pnie z tego okresu zalegają w osadach Dunaju (Machland – datowane na 6000 BP) i w aluwjach terasy H2 Izary (6465, 5995 i 5990 BP oraz 4190 i 4150 BC). Doszło też wtedy do odcięcia meandru Dunaju koło Ratyzbony (6020 – 5910 BP) i dwóch kolejnych koło Straubing (datowanie palinologiczne – 6000 BP i drugi 5965 BP).

Następna bardzo wyraźna faza wzmożonej aktywności fluwialnej przypadała na schyłek atlantyku (5500–5000 BP). W dorzeczu Renu doszło do licznych zmian koryt. W dolinie środkowego i dolnego Renu doszło do odcięcia meandrów 7. i 8. systemu poniżej Ludwigshafen oraz meandra Reeser Bruch (około 5000 BP). W dolinie środkowego Neckaru dwa starorzecza były datowane na przełom AT/SB, a starorzecze górnej Mozeli na 5650 BP. Osady pozakorytowe środkowego Renu stały się grubsze, a nad dolnym Renem wystąpiła faza silnego zamulania paleomeandrów. Także w preborealnym starorzeczu dolnego Menu torfy zostały przykryte madami (5335 BP). Nad górnym Renem (5810 BP) i Neckarrem (5420 BP) zostały powalone pojedyncze pnie dębów. Natomiast w dolinie górnej Wezery kilkadziesiąt pni było datowanych dendrochronologicznie na 5800–5400 BP, a datowania palinologiczne wskazują na to, że na przełomie atlantyku i subboreału odcięte zostało starorzecze i że na jej równinie zalewowej złożone zostały najstarsze ogniwo osadów pozakorytowych oraz stożek bocznego dopływu. W dorzeczu Wezery, w dolinie Werry akumulowane były piaski humusowe (5620 BP), a rynny powodziowe w ich stropie były szybko zapełniane mułkami. Natomiast w dolinie Ilme (4. rząd) usypany został „lessowy” stożek koluwalny (5400 BP). W dorzeczu Łaby notowana była agradacja nad górną Łabą na przełomie atlantyku i subboreału, pnie były powalane w dolinie Muldy (5520 BP) i Białej Elstery (5880, 5440, 5210 BP), a w tej ostatniej powstały dwie gleby kopalne zalegające nad sobą i datowane odpowiednio na 5680 oraz 5110 BP. Również w dorzeczu Dunaju, w dolinie Bogenbach w Lesie Bawarskim oraz w dolinie Altmühl akumulowane były najstarsze mady (atlantyk/subboreał). Jednak w tej ostatniej powodzi zalewały tylko niższe obszary dna nie wkraczając na niską terasę. O zwilgotnieniu klimatu może świadczyć podtopienie osady późnoneolitycznej (Pestenacker) w dolinie Loosbach (3. rząd) w dorzeczu Lecha, który akumulował w tym okresie aluwia 13. i 14. terasy.

Na początku subboreału częstość powodzi musiała zmaleć, gdyż osadnictwo w tym okresie zeszło na równinę zalewową Dunaju. Tylko pojedyncze drzewa zostały powalane nad górną Łabą (4800 BP) i w dolinie Białej Elstery (4880 BP).

Większe nagromadzenie pni, świadczące o wzroście dynamiki fluwialnej, nastąpiło dopiero około 4500–4000 BP. Pnie były wtedy powalane nad górnym Renem (4430 BP), w dorzeczu Łaby – nad górną Łabą (2381, 2357 BC), w dolinie Muldy (4640, 4290 BP) i Białej Elstery (4670, 4580, 4470, 4390 BP), w dorzeczu Dunaju – nad Dunajem koło Ratzbony (1951 BC) i w dolinie Izary (4590, 4280, 3875 BP). Serie aluwiów korytowych były akumulowane w tym okresie m.in. w dolinie Dunaju koło Linzu (około 4000 BP), Izary (terasa H3) i w dorzeczu Renu w dolinie Lahn (4100 BP). W dorzeczu Dunaju doszło do zailenia torfów w paleomeandrze Altmühl i nadbudowania madami jego najstarszej równiny zalewowej, choć około 4220 BP istniała na niej osada, co może świadczyć o okresowym spadku częstości powodzi. Jednak w dolinie Saalach (3. rząd), dopływie Innu, faza aktywności była datowana na 4300 BP.

Kolejna wyraźna faza ożywienia fluwialnego nastąpiła pod koniec subboreal. Początkowo były powalane tylko pojedyncze pnie nad górną Łabą (3870, 3800 BP) i powstała seria aluwiów korytowych Brettenbach w Schwarzwaldzie (3760 BP). Później ilość pni w aluwiach wzrosła zarówno nad górną Łabą (3670, 3580, 3520, 3040 BP), jak i w innych dolinach, np. nad górnym Renem (3600, 3030 BP), Dunajem poniżej ujścia Izary (3430 BP), w odcinku austriackim (Tullner Feld 3150–1750 BP i koło Wiednia 3200 BP), nad Izarą (3420 BP), Iglawą (3420 BP) czy Białą Elsterą (3070, 2930, 2910, 2900, 2850, 2840 BP). W dorzeczu Dunaju, w dolinie Saalach (3. rząd, dopływ Innu) faza aktywności i akumulacja nowej serii była datowana na 3000 BP. Doszło też do zmian koryta środkowego Neckaru (generacja 3. i 4. paleomeandrów), Lippe (3540, 3530 i 2910 BP), Kleine Laaber (3240 BP) i być może także roztokowania Dunaju koło Strauning ze starorzeczami datowanymi na 3250, 3030 i 2805 BP. W tym samym odcinku Dunaju notuje się także wzrost częstości powodzi około 3500 BP, np. mulki torfiaste w paleomeandrze Saarching zostały przykryte madami (3415 BP). Podobnie w innych dolinach, akumulacja mulków z około 3000 BP przykryła poziomy z artefaktami z okresu brązu w preborealnym starorzeczu dolnego Menu, a w dolinie Wetter kolejna seria mad była deponowana w osi doliny od 3442, 3360 i 3215 BP. Intensywna faza akumulacji stożków bocznych dopływów i mad miała miejsce w późnym subboreal nad górną Wezerą, co wymusiło zmianę jej rozwinięcia z wielo- na jednokorytowe. W dolinie Białej Elstery doszło do fosylizacji gleby około 3340 i 2940 BP. Na lessowej Wyżynie Bawarskiej nastąpił kolejny okres depozycji koluwiów w dolinie Kleine Laaber (3627 BP) i koło Seedorf (2930, 2910 BP). O zwilgotnieniu klimatu i podniesieniu poziomu wód gruntowych w tym okresie może świadczyć zatorfienie paleomeandrów dolnego Renu od około 3100 BP. Odmienne przedstawiała się sytuacja w dolinie Mozeli, gdzie osadnictwo w okresie od 3450–3250 do 2700–2400 BP zeszło na dno doliny.

W okresie halsztackim (2700–2600 BP) tylko nieliczne fakty wskazują na ożywioną działalność rzek. W dorzeczu Renu doszło do zmiany koryta środkowego Neckaru (generacja 5.), a w dolinie Sieg była akumulowana seria aluwii. Również nastąpiły zmiany koryta górnej Wezery (2650 BP), a nad górną Łabą (2740 BP) i Białą Elstera (2650 BP) zostały powalone pojedyncze pnie.

Bardzo wyraźna faza ożywienia działalności rzek przypada natomiast na okres lateński i rzymski. W dolinie dolnego Renu formowały się nowe włozenia koło Kleve (2,2–2,0 ka BP) i Xanten (II w. AD), a intensywne akumulacje osadów pozakorytowych znana jest z rejonu Koblenckiej (przykrycie drogi rzymskiej), Duisburga (przykrycie rzymskich grobów) czy Xanten, gdzie nadbudowywane były wały przykorytowe (2200 BP), a w paleomeandrze intensywnie akumulowane były mułki (0–III w. n.e.). Doszło też do odcięcia meandrów Renu koło Xanten i Duisburga (200 AD). Podobne procesy zachodziły w dorzeczu Renu. W dolinie Lippe doszło do powalenia pnia (2440 BP), odcięcia starorzeczy (2475 i 1870 BP) i ich intensywnego wypełniania w okresie rzymskim (1715 BP). W dolinie Menu deponowane były aluwia terasy Zettlitz z ogromną ilością pni (170 BC–80 AD) oraz mady, np. koło Worth, choć rozdzielająca je gleba kopalna (Hochstad) może wskazywać na dwudzielność fazy w dolinie Menu. Pewną dwudzielność można zauważyć także w narastaniu serii mad w dorzeczu Menu, gdyż w dolinie Wetter (3. rząd) osady pozakorytowe akumulowane były od 2270 i 2040 BP, jednak torfy zostały przykryte dopiero około 1804 BP. Na obszarach lessowych dorzecza Menu powstawały też liczne koluwia. W dolinie Neckaru powalony został pień około 1975 BP, a w dolinie Sieg powstała w okresie lateńskim seria żwirowa i starorzecze (2210 BP). Również w dorzeczu Mozeli, w dolinie Saary (3. rząd) powstała seria żwirowa w okresie rzymskim, a w samej dolinie Mozeli koło Trewiru wystąpiła intensywna erozja gleb (od końca I do IV w. n.e.). Także zniknięcie osadnictwa z dna doliny górnej Mozeli po 2,4 ka może wskazywać na częstsze powodzie. Akumulacja serii żwirowych i mad nastąpiła też w dolinach małych cieków w Schwarzwaldzie (2290–1855 BP). Doszło do zmian koryta Wezery, zarówno w jej górnym (2400 BP) jak i środkowym biegu (2500–2200 BP), a migrująca lateralnie rzeka powaliła pnie (2230, 2040 BP). Podobnie w dorzeczu Łaby znane są z tego okresu starorzecza górnej Łaby (2516 i 1920 BP) oraz czarne dęby nad górną Łabą (2335, 2240, 1700, 1670, 1620 BP) i w dolinie Muldy (1940 BP), a w dolinie Białej Elstery akumulowane były najmłodsze mady od II w. n.e. Również w dolinie Dunaju znajdujemy pnie i serie aluwii z tego okresu poniżej ujścia Izary (2115 BP), koło Linzu (po 2500 BP) i na odcinku Machland (2000 BP), jak również w dolinach jego alpejskich dopływów, np. seria żwirowa z okresu rzymskiego na stożku Iller,

seria żwirowa w dolinie Lecha koło Epfach (wczesny okres rzymski – IV w. n.e.), aluwia terasy H4 w dolinie Izary z pniami datowanymi na 350 BC, 1900 BP i dwoma na 1775 BP (jeden z nich zalega *in situ*), aluwia z II w. n.e. z pniem (1900 BP) w dolinie Saalach (3. rząd), dopływie Innu. Powodziowe mady doprowadziły też w dolinie Dunaju powyżej Ratzbony do fosylizacji gleb (od 2000 BP), a poniżej tego miasta przykryły cmentarzysko z II w. n.e. Podobnie do fosylizacji gleby (2315 BP) doszło na równinie zalewowej Altmühl, a mady przykryły całe dno doliny łącznie z niską terasą. Również dno doliny Kleine Laaber zostało przykryte madami po 2520 BP. Na podwyższenie poziomu wód gruntowych w dolinie Dunaju może wskazywać krótkotrwałe zatorfienie paleomeandra Saarching (2225 BP) zapełnianego potem madami. Starorzecze z tego okresu w dorzeczu Dunaju znane jest tylko z doliny Morawy (2150 BP).

Kolejne nagromadzenie faktów świadczących o wzmożonej aktywności rzek występuje we wczesnym średniowieczu. W dorzeczu Renu, w dolinie Menu akumulowane były aluwia terasy Unterbrunn z pikiem pni (550–900 AD), pojedyncze pnie, np. nad górnym Renem, były datowane na 589 AD. W lessowym dorzeczu Menu na wczesne średniowiecze przypada też faza intensywnej akumulacji pozakorytowej w dolinie Kinzig (3. rząd) i Grünbach (4. rząd). Równocześnie w paleomeandrach dolnego Renu torfy zostały przykryte przez mady około 500 AD (Reeser Bruch) i w okresie frankońskim – VI w. (Wesel). Na wzrost wielkości powodzi w tym okresie (1425 BP cal. 560–675 AD) wskazuje także przykrycie przez mady niskiej terasy górnej Wezery. Wreszcie w dolinie Dunaju mamy starorzecze datowane na 1385 i 1360 cal. 540–780 AD. W jego dorzeczu formowane są aluwia terasy H5 Izary koło Lanshut z pniami (500 AD i 1505 BP), a w dolinie Reutz (3. rząd), dopływie Innu, wystąpiła faza powodzi (starsza od 1370 BP).

Później nastąpiło uspokojenie procesów fluwialnych, gdyż np. w dolinie Wetter (3. rząd), dopływie Menu, od około 1238 BP warstwa mad rozdzielona jest torfami, a w dolinie Reutz (3. rząd), dopływie Innu, w okresie 1370–1145 BP notowany był spadek aktywności powodziowej (faza przejściowa).

Kolejna faza wzrostu aktywności przypada na około 1000 BP, kiedy to zostało odcięte starorzecze Renu (Worringen ok. 1000 BP) i starorzecza nad środkowym Neckarem. W okresie tym w dolinie Wetter powstała seria korytowa (1123, 1117, 1086, 1042, 1028, 987 BP), a mady od około 1153 BP były intensywnie akumulowane na całym dnie, podobnie jak w dolinie Lahn (AS4 – IX–X w.). W dorzeczu Wezery doszło do powalenia pnia nad górną Wezerą (1150 BP), zailenia torfów w paleomeandrze środkowej Wezery, a w dolinie Leine (3. rząd), dopływie Aller, akumulowana była seria żwirowa, a starorzecze zostało wypełnione mułkami. Również nad górną Labą gałąź z aluwiiów

była datowana na 1160 BP, a powodzie zalewały wyższy stopień równiny zalewowej i osadzały mady. Pnie z tego okresu znane są również z aluwiów Dunaju koło Wiednia (1150 BP), seria aluwiów z doliny Izary (terasa H5). Jedynie w dolinie Reutz faza stabilna z małą aktywnością powodzi była datowana na 1145–965 BP.

Późniejsze zmiany w systemach rzecznych były już w znacznym stopniu uwarunkowane antropogenicznie, jednak odbywały się w warunkach małej epoki lodowej. Faza powodzi notowana była nad górnym Renem w XIV–XVI w. Doprowadziła ona też do odcięcia meandra dolnego Renu (Grietherbusch) na początku XIV w., a na odcinku pomiędzy Kolonią i Kleve pomiędzy 1200 a 1700 AD powstało 6 nowych starorzeczy Renu. Również w dolinie Mozeli znane jest starorzecze odcięte w XVIII w. W dolinie Menu akumulowane były terasy Staffelbach (XV–XVII w.) i Viereth (XVII–XIX w.), w dolinie Sieg seria średniowieczno/nowożytna ze starorzeczem odciętym około 800 BP, a w dolinie Wetter seria korytowa datowana na 464 BP. W dolinach deponowane były pokrywy najmłodszych mad, np. w dolinie Lahn mady nowożytne (AS5 –XVII w. i AS6 – XIX w.), a w dolinie Saary najmłodsze mady z mułem węglowym (od XVIII w.). W dorzeczu Wezery, w małych dopływach Werry osadzały się korytowe piaski (760 i 420 BP) przykryte później przez mady. Natomiast serie piasków w dnie doliny Werry są młodsze (XVI–XVIII w. i XIX w.). Dochodziło też do zmian koryta górnej Wezery (680 BP) i były akumulowane jej najmłodsze włożenia (terasy). Od średniowiecza (770 BP) notowana jest bardzo intensywna akumulacja mad nad górną Wezerą, podobnie jak w środkowym i dolnym biegu, gdzie od średniowiecza w paleomeandrach zanikła akumulacja torfów na rzecz deponowania mułków. Od późnego średniowiecza (XIV–XV w.) powodzie wkraczały na terasę Stolzenau nad środkową Wezerą. W dolinie Leine (3. rząd) mady sedymentowały od 800 AD, a w dolinie jej dopływu Ilme (4. rząd) powstało kilka pokryw mad (VIII–XIV, XV–XX w.). Pnie z aluwiów górnej Łaby były datowane na ostatnie stulecie (370, 180 BP), podobnie jak w dolinie Muldy (370 BP), gdzie faza powodzi przypadła na okres 1550–1700. W dorzeczu Soławy znane są serie żwirowe średniowieczne i z XV–XVII w. Na 775 BP było datowane starorzecze Dunaju, a najmłodsze mady akumulowane od średniowiecza wyrównały rzeźbę dna doliny powyżej Ratzbony, co wskazuje na wyraźny wzrost wielkości powodzi w ostatnim tysiącleciu. W pokrywie tej krótkie epizody bez powodzi zaznaczyły się glebami inicjalnymi. W aluwiach Dunaju na odcinku Machland występują pnie datowane na 300 BP, koło Wiednia na 800 i 560 BP, a w aluwiach Tullner Feld stwierdzono stojący pniak (315 BP). W dorzeczu Dunaju, w Lesie Bawarskim po antropogenicznym wylesieniu w dolinie Bogenbach od 1100 AD na korytowych piaskach ze żwirami były składane mady,

a w XIV w. katastrofalne powodzie spowodowały wcięcie się cieku. Także w dorzeczu Morawy nastąpił wzrost częstości powodzi i intensywna akumulacja mad od XI–XII w. Formowanie najmłodszych włożeń Beczwy i Dyi datowane jest na małą epokę lodową. Również z tego okresu pochodzą aluwia teras H6 (XV–XVIII w.) i H7 (1750–1900 AD) w dolinie Izary, a także pień koło Lanshut (310 BP). Natomiast w dolinie Reutz (3. rząd), dopływie Innu, nastąpił po 965 BP tylko słaby wzrost aktywności powodziowej. Na ożywienie procesów stokowych w średniowieczu i czasach nowożytnych wskazuje sytuacja z doliny Kleine Laaber, której zbocza zostały w tym czasie pokryte miększymi koluwiami.

## 4.2. OBSZAR CENTRALNY (POLSKA)

### 4.2.1. OBSZAR EKSTRAGLACJALNY I STAROGLACJALNY

Omawiane tu dwa odcinki doliny Wisły położone są na obszarze ekstraglacialnym i staroglacialnym, pierwszy wraz z dopływami wyżynnymi i pogórkami w zachodniej części Kotliny Sandomierskiej, a drugi w przełomie przez wyżyny. Ze względu na liczne publikowane artykuły i notatki szczegółowe oraz objętość tej pracy przedstawione one będą tylko w syntetyczny sposób.

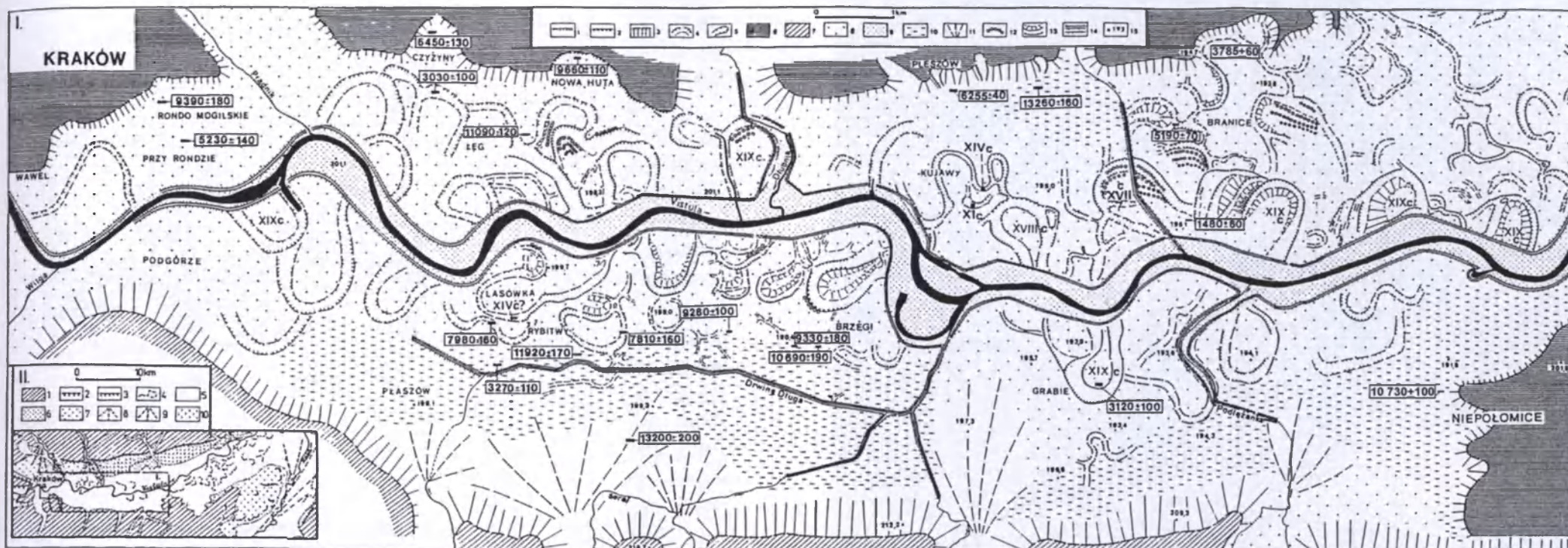
#### *WISŁA GÓRNA*

#### *DOLINA WISŁY I JEJ DOPLÝWY W ZACHODNIEJ CZĘŚCI KOTLINY SANDOMIERSKIEJ*

Wisła po wylocie z Bramy Krakowskiej płynie przez zachodnią część Kotliny Sandomierskiej (ryc. 22). Od północy dolinę ogranicza erozyjna krawędź Działów Proszowskich, a na południu Wysoczyzny Gdowskiej. Erozyjna rzeźba rozwinięta na łożach mioceńskich okryta jest przez zróżnicowane osady czwartorzędowe. Największe obszary zajmują lessy spoczywające na wysoczyznach i obu wysokich terasach Wisły (8–12 i 15–25 m). Strefa stożków Prądnika i Dłubni oraz wyższych teras zwięza się ku wschodowi wskutek migracji Wisły spychanej ku północy przez Rabę (Smoleński 1923; Gębica 1995). Poniżej Niepołomic na prawym brzegu Wisły występuje rozległy, piaszczysty i zwydmiony plejstoceniński stożek Raby.

Szeroka (3–7 km) równina zalewowa wzniesiona 4–5 m nad poziom Wisły ma bardzo złożoną budowę (ryc. 23). W jej obrębie zachowały się fragmenty późnoglacialnych, roztokowych równin aluwialnych. Na odcinku pomiędzy Krakowem a Niepołomicami zajmują one brzeżne części, głównie w szerokim obniżeniu Drwienia na południu (Kalicki 1992b) oraz w niewielkich fragmentach pod krawędzią terasy lessowej na północy (Kalicki 1992c). Poniżej Niepołomic (ryc. 24, 25) ciągną się one wzdłuż południowego zbocza doliny (obniżenie Drwinki) i występują jako erozyjne „ostańce” w środku doliny (Gębica,

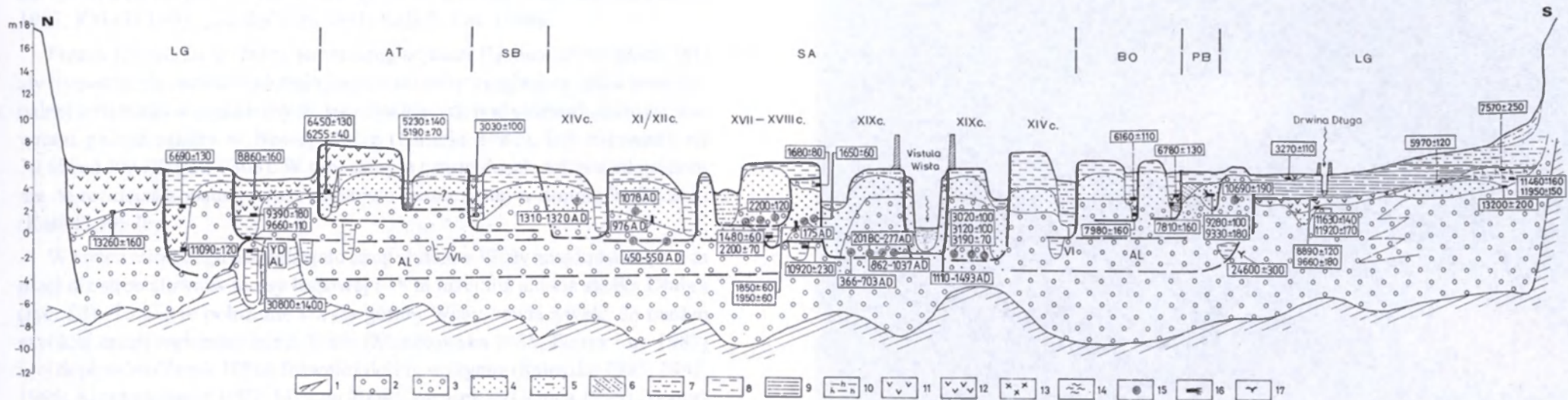




Ryc. 22. Mapa geomorfologiczna doliny Wisły pomiędzy Krakowem a Niepołomicami (I) wraz ze szkicem geomorfologicznym odcinka Wisły pomiędzy Krakowem a ujściem Raby (II) (oprac. T. Kalicki w: Kalicki 1991c, częściowo zmienione i uzupełnione). I: 1 – krawędzie poniżej 3 m, 2 – krawędzie 3–5 m, 3 – krawędzie powyżej 5 m, 4 – paleomeandry, 5 – dolinki erozyjne, 6 – terasy plejstocenijskie, 7 – Wysoczyzna Gdowska, 8 – późnoglacialna i holocenijska równina zalewowa Wisły, 9 – współczesna równina zalewowa (międzywale), 10 – młodopleniglacialne i późnoglacialne, roztokowe równiny aluwialne funkcjonujące w holocenie jako baseny powodziowe (szerokie obniżenia w obrębie równiny zalewowej), 11 – holocenijskie stożki napływowe (głównie postatlantyckie), 12 – odsypy meandrowe, 13 – nachylone powierzchnie odsypów meandrowych, 14 – wały przeciwpowodziowe, 15 – koty wysokościowe; II: 1 – Płaskowyż Proszowski i Wysoczyzna Gdowska, 2 – krawędzie tektoniczne do 100 m wysokości, 3 – krawędzie erozyjne powyżej 20 m wysokości, 4 – paleomeandry, 5 – późnoglacialna i holocenijska równina zalewowa, 6 – terasa młodopleniglacialna, 7 – terasa staropleniglacialna, 8 – holocenijskie stożki napływowe, 9 – Vistulijskie stożki napływowe, 10 – lessy przykrywające terasy

Geomorphological map of the Vistula river valley between Cracow and Niepołomice (I) and geomorphological sketch of the Vistula river valley between Cracow and Raba river mouth (by T. Kalicki in: Kalicki 1991c, partly modified and completed). I: 1 – edges below 3 m high, 2 – edges 3–5 m high, 3 – edges above 5 m high, 4 – palaeomeanders, 5 – small erosional valleys, 6 – the Pleistocene terraces of the Vistula river, 7 – Gdów Upland, 8 – Lateglacial and Holocene Vistula's flood plain, 9 – modern flood plain (inter-dike area), 10 – Young Pleniglacial and Lateglacial braiding alluvial plain as backswamps during the Holocene (wide depression on flood plain), 11 – Holocene alluvial fans (mainly post-Atlantic), 12 – point bars, 13 – sloping surface on the convex meander side, 14 – dikes, 15 – altitude (m a.s.l.); II: 1 – Proszowice Plateau and Gdów Upland (Miocene clay hills cover by loess), 2 – tectonic scarps up to 100 m high, 3 – erosional edges more than 20 m high, 4 – palaeomeanders, 5 – Lateglacial and Holocene flood plain, 6 – Younger Pleniglacial terrace, 7 – Older Pleniglacial terrace, 8 – Holocene alluvial fans, 9 – Vistulian alluvial fans, 10 – loess overlying the terrace sheets





Ryc. 23. Schematyczny przekrój geologiczny przez dno doliny Wisły pomiędzy Krakowem a Niepołomicami (T. Kalicki). 1 – łył mioceniękie, 2 – żwiry, 3 – żwiry z piaskami, 4 – piaski, 5 – piaski zaglinione, 6 – piaski z przewarstwieniami mułkowymi, 7 – mułki piaszczyste, 8 – mułki pylaste, 9 – mułki ilaste, 10 – mułki organiczne, 11 – mułki torfiaste i torfy zailone, 12 – torfy, 13 – silnie zanieczyszczona mada „przemysłowa”, 14 – gytie, 15 – pnie czarnych dębów, 16 – pniaki ścięte przez człowieka (czarne dęby) i pnie innych drzew, 17 – poroże renifera.

Schematic geological section across the Vistula flood plain between Cracow and Niepołomice (T. Kalicki). 1 – Miocene clays, 2 – gravels, 3 – gravels and sands, 4 – sands, 5 – silty sands, 6 – sands with silty intercalations, 7 – sandy silts, 8 – silts, 9 – clayey silts, 10 – organic silts, 11 – peaty silts and clayey peats, 12 – peats, 13 – industrial mada (silts), 14 – gytija, 15 – subfossil tree trunks, 16 – trunks cut by man, 17 – reindeer's antler; Age designations: AL – Allerod, AT – Atlantic, BO – Boreal, LG – Lateglacial, SB – Subboreal, SA – Subatlantic.

13 - ...  
 14 - ...  
 15 - ...  
 16 - ...  
 17 - ...



Starkel 1987; Starkel i in. 1991; Kalicki i in. 1996). Ich niewielkie fragmenty zachowały się również na północy, pod krawędzią terasy lessowej w Zofipolu i Igołomi (Kalicki i in. 2005). Na pozostałym obszarze dna doliny występują liczne paleomeandry o zróżnicowanych parametrach: duże, późnoglacialne (Kalicki 1987, 1992; Kalicki, Zernickaya 1995) i z ostatnich stuleci (Trafas 1975) oraz kilka generacji małych, holocenijskich (Kalicki 1991b, c) lub całe ich systemy porzucone w wyniku awulsji (Starkel, Kalicki 1984; Gębica, Starkel 1987; Kalicki 1991c; Starkel i in. 1991; Kalicki i in. 1996).

Proces rozcinania wyższej, staropleniglacialnej (Gębica 2004) terasy Wisły rozpoczął się prawdopodobnie jeszcze w interpleniglacialu, gdyż strop kopalnej serii mułków organicznych, spoczywających pod późnoglacialnymi aluwiami paleomeandra w Nowej Hucie (Kalicki 1987), był datowany na  $30\ 800 \pm 1400$  BP (Gd-9305). W tym samym czasie doszło też prawdopodobnie do rozcięcia kopalnej terasy mułkowo-piaszczystej w dolinie Podłęzanki (Kalicki 1997b).

W końcu młodszego pleniglacialu strop aluwiów Wisły znajdował się o 4 m niżej niż strop aluwiów terasy lessowej i 18 m niżej niż aluwia stożka Dłubni (ryc. 23). To niskie położenie koryta górnej Wisły nawiązywało do bardzo szybkiej erozji wgłębnej dolnej Wisły (Manikowska 1985; Florek i in. 1987) i jej dopływów (Żurek 1986). Również doliny wyżynne (Śnieszko 1985, 1987, 1995; Alexandrowicz 1997; Michno 2004), karpackie (Gębica 1995) i pogórskie (Kalicki 1997b) uległy silnemu pogłębieniu przed późnym glacialu. W dolinie Podłęzanki głęboka rynna schodząca 5–6 m poniżej współczesnej powierzchni terenu (por. przekroje Lipki i in. 1975) została wycięta jeszcze przed najstarszym dryasem, gdyż spąg wypełniających ją osadów był datowany palinologicznie na ten okres (Nalepka 1991, 1994). Intensywna erozja w pogórskiej zlewni Serafy umożliwiała sypanie u wylotu doliny piaszczystego stożka napływowego starszego niż  $13\ 200 \pm 200$  BP (Osiedle Kolejowe) i ząbwiącającego się ze zwirowo-piaszczystymi aluwiami Wisły (Kalicki 1997b).

Jak dokumentują to osady korytowe z położonego pod krawędzią terasy lessowej Pleszowa II (starsze niż  $13\ 260 \pm 160$  BP) i położonych w obniżeniu Drwienia Osiedla Kolejowego OK2 (starsze niż  $13\ 200 \pm 200$  BP) i Rybitw R1 (starsze niż  $11\ 920 \pm 170$  BP), w najstarszym dryasie i böllingu Wisła była rzeką roztokową i płynęła całą szerokością doliny (Kalicki 1992a, b, c; 1997b). Funkcjonowały wtedy płytkie (do 2 m) i szerokie koryta (Pleszów II, Rybitwy), których poziom był zbliżony do współczesnego, a strop aluwiów wznosił się do 2 m nad poziom rzeki (Kalicki 1991b, c). Zatorfieniu uległy na stożku Raby nieczynne równiny aluwialne Gróbki około  $11\ 860 \pm 160$  (Gróbka Gr1) i  $11\ 800 \pm 170$  BP (Strzelce Małe STM11) oraz Uszewki około  $11\ 560 \pm 120$  (Strzelce Małe STM10) i  $11\ 300 \pm 140$  BP (Szczurowa Sz1) (Gębica 1995).

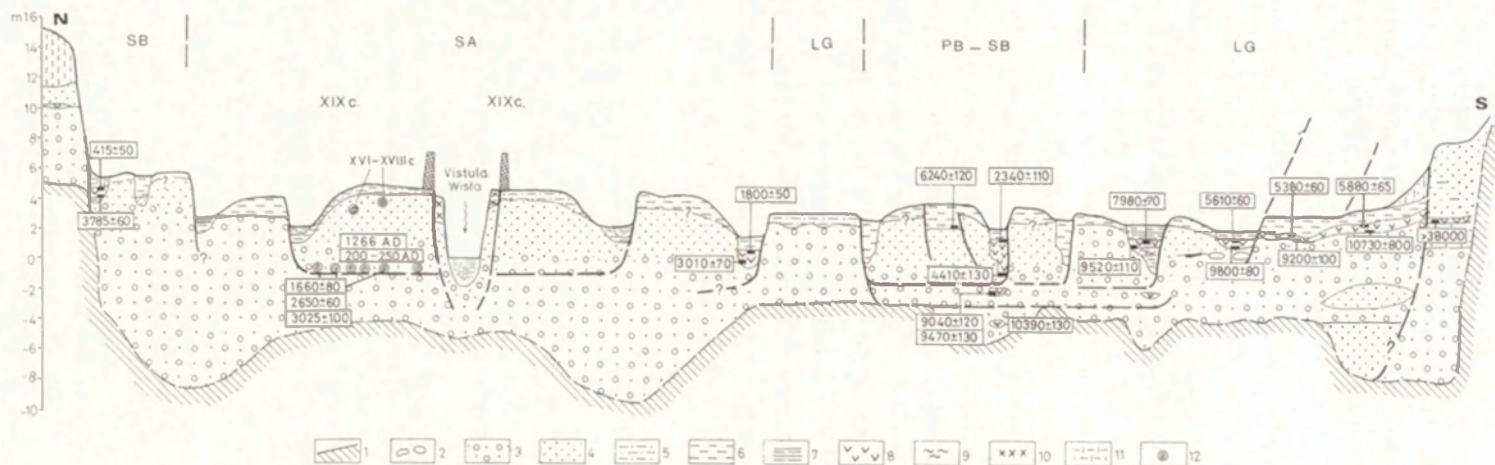


Erozja w pogórskiej zlewni Serafy doprowadziła do rozcięcia agradacyjnej serii mułków (Bogucice) w dnie doliny, co pozwoliło na wykształcenie w jej stropie poziomu organicznego datowanego na  $11\ 580 \pm 80$  BP. U wylotu doliny spowodowała sypanie na stożku napływowym (Osiedle Kolejowe) kolejnej serii pylasto-piaszczystej pomiędzy  $13\ 200 \pm 200$  a  $11\ 950 \pm 150/11\ 830 \pm 130$  BP (Kalicki 1997b).

W allerödzie Wisła zmieniła swoje rozwinięcie z roztokowego na meandrowe (ryc. 26). Skoncentrowanie koryta spowodowało głębokie rozcięcie do 3 m poniżej dzisiejszego poziomu Wisły (Łęg B, Branice-Stryjów) (Kalicki, Starkel 1987; Kalicki 1991c, 1992c; Kalicki, Krąpiec 1991a). Równocześnie jednak strop facji korytowej w obrębie odsypów podniósł się w stosunku do rzeki roztokowej o ponad 2 m (Kalicki 1991c), a najstarsze osady facji pozakorytowej zostały złożone na dawnych roztokowych równinach aluwialnych (Rybitwy R1 i R87) przed  $11\ 920 \pm 170$  i  $11\ 630 \pm 140$  BP (Kalicki 1992b, 1997b). Brak zwartej roślinności (Nalepka 1991) umożliwiał swobodną lateralną migrację koryta po całej równinie zalewowej, czego śladem są wkładki osadów starorzecznych spotykane w całym przekroju dna (VI poziom wkładek – Kalicki 1991c). Doprowadziło to też do poszerzenia dna doliny w wyniku podcięcia plejstocenijskich stożków Prądnika i Dłubni przez zakola o dużych parametrach (Rondo Mogiłskie, Nowa Huta), a lokalnie, do wycięcia półek erozyjnych w płytko zalegającym w tej strefie stropie iłów miocenijskich (Mamakowa 1970; Kalicki 1987, 1992; Kalicki, Zernickaya 1995).

Ryc. 24. Mapa geomorfologiczna doliny Wisły pomiędzy Branicami-Stryjowem i Zabierzowem Bocheńskim. 1 – krawędzie poniżej 5 m, 2 – krawędzie powyżej 5 m, 3 – paleomeandry, 4 – dolinki erozyjne, 5 – Działy Proszowskie (iły miocenijskie przykryte lessami), 6 – plejstocenijski stożek napływowy Raby, 7 – plejstocenijska wyższa terasa Wisły (aluwia przykryte lessami), 8 – plejstocenijska niższa terasa Wisły (aluwia przykryte lessami), 9 – późnoglacialna i holocenijska równina zalewowa Wisły, 10 – współczesna równina zalewowa (międzywale), 11 – późnoglacialne, roztokowe równiny aluwialne funkcjonujące w holocenie jako baseny powodziowe (szerokie obniżenia w obrębie równiny zalewowej), 12 – holocenijskie stożki napływowe, 13 – nachylone powierzchnie odsypów meandrowych, 14 – wały przeciwpowodziowe

Geomorphological map of the Vistula river valley downstream of Cracow between Branice-Stryjów and Zabierzów Bocheński. 1 – edges below 5 m high, 2 – edges above 5 m high, 3 – palaeomeanders, 4 – small erosional valleys, 5 – Proszowice Upland (Miocene clay hills covered with loess), 6 – Pleistocene Raba alluvial fan, 7 – Pleistocene Vistula's higher terrace (alluvia covered with loess), 8 – Pleistocene Vistula's lower terrace (alluvia covered by loess), 9 – Lateglacial and Holocene Vistula's flood plain, 10 – modern flood plain (inter-dike area), 11 – Lateglacial braiding alluvial plain as backswamps during the Holocene (wide depression on flood plain), 12 – Holocene alluvial fans, 13 – sloping surface on the convex meander side, 14 – dikes



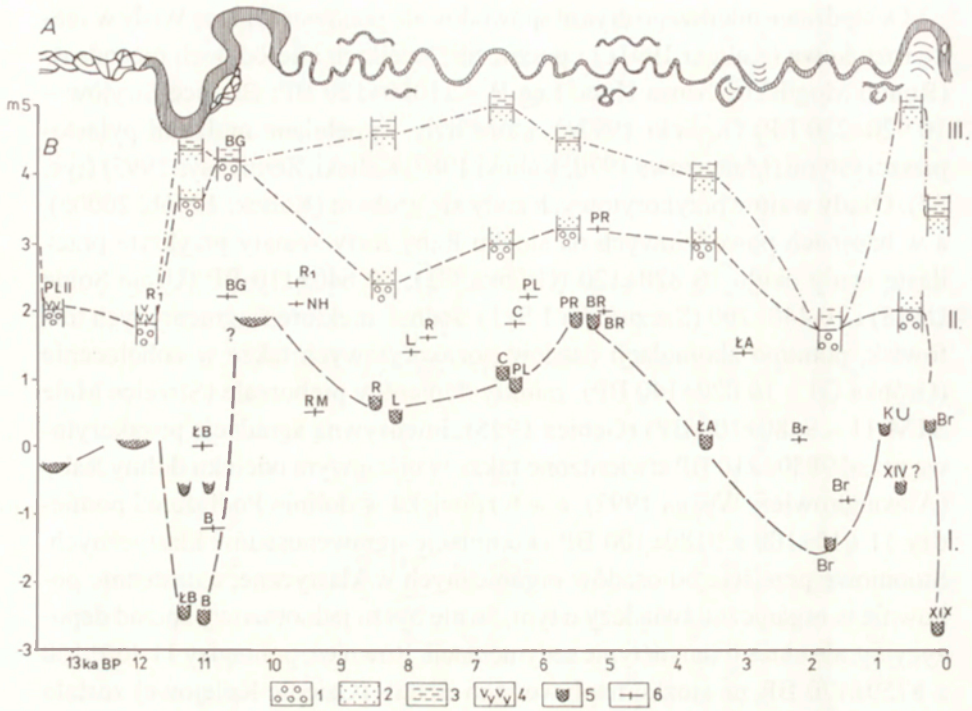
Ryc. 25. Schematyczny przekrój geologiczny przez dno doliny Wisły pomiędzy Niepołomicami a Igołomią. 1 – ility miocenne, 2 – żwiry bardzo gruboziarniste, 3 – żwiry z piaskami, 4 – piaski, 5 – mułki piaszczyste, 6 – mułki pyłaste, 7 – mułki ilaste, 8 – torfy, 9 – gytie, 10 – silnie zanieczyszczona mada „przemysłowa”, 11 – deluwia lessowe, 12 – pnie czarnych dębów; Okresy: LG – późny glacjał, AL – alleröd, BO – boreał, SB – subboreał, SA – subatlantyk.

Schematic geological section across the Vistula flood plain between Niepołomice Igołomia. 1 – Miocene clays, 2 – pebbles, 3 – gravels and sands, 4 – sands, 5 – sandy silts, 6 – silts, 7 – clayey silts, 8 – peats, 9 – gyttja, 10 – industrial muck (silts), 11 – loess deluvia, 12 – subfossil tree trunks; Age designations: LG – Lateglacial, AL – Alleröd, BO – Boreal, AT – Atlantic, SB – Subboreal, SA – Subatlantic.



Ochłodzenie młodszego dryasu spowodowało ponowną zmianę Wisły w rzekę roztokową (Kalicki 1991c) i porzucenie wielkich alleroźdzkich meandrów (Rondo Mogilskie, Nowa Huta, Łęg B – 11090±120 BP; Branice-Stryjów – 10 920±230 BP) (Kalicki 1992c), które były wypełniane mułkami pylasto-piaszczystymi (Mamakowa 1970; Kalicki 1987; Kalicki, Zernickaya 1995) (ryc. 27). Osady wałów przykorytowych stały się grubsze (Kalicki 1996b, 2000a), a w basenach powodziowych na stożku Raby torfy zostały przykryte przez ilaste mady około 10 820±120 (Gróbka G1), 10 640±110 BP (Uście Solne US18) i 10 440±200 (Szczurowa I Sz1). Jednak niektóre fragmenty tych torfowisk, pomimo akumulacji osadów pozakorytowych także w eoholocene (Gróbka G1 – 10 020±140 BP), zanikły dopiero w preboreale (Strzelce Małe STM-11 – 9480±100 BP) (Gębica 1995). Intensywną agradację pozakorytową przed 9850±210 BP stwierdzono także w ujściowym odcinku doliny Raby (Alexandrowicz, Wyżga 1992), a w torfowisku w dolinie Podłężanki pomiędzy 11 610±100 a 9180±100 BP akumulację ogniwoosadów klastycznych. Stopniowe przejście od osadów organicznych w klastyczne, a następnie ponownie w organiczne świadczy o tym, że nie był to jednorazowy epizod depozycyjny, ale okres o innym typie sedymentacji. Również, pomiędzy 11 460±160 a 8750±170 BP, na stożku napływowym Serafy (Osiedle Kolejowe) zostało złożone kolejne ogniwo osadów klastycznych (Kalicki 1997b).

Notowane około 10 730±100 BP (Kalicki i in. 2005) zatorfienie fragmentów starszych, nieaktywnych równin aluwialnych (Niepołomice-Korce) było możliwe tylko w obszarach oddalonych od aktywnej strefy koryta Wisły (Brzegi), gdzie następowała wyraźna agradacja piaszczysto-żwirowych aluwiów datowanych na 10 690±190 BP (Kalicki 1992b), która sięgnęła 4 m powyżej współczesnego poziomu Wisły (Kalicki 1991c). W tym czasie, jako aktywna równina aluwialna (por. Bzowski 1973), funkcjonowało również obniżenie na północ od Lasu Grobla i obniżenie Drwinki, co potwierdzają datowania osadów korytowych, które są odpowiednio starsze niż 10 520±110 i 9840±140 BP (Gębica, Starkel 1987; Starkel i in. 1991). Epizod rzeki roztokowej musiał być jednak krótki, gdyż już pod koniec młodszego dryasu koryto uległo ponownej koncentracji, o czym świadczą najstarsze, kopalne wypełnienia starorzeczy poniżej Niepołomic (Zabierzów Bocheński H3, Las Grobla G23) datowane na 10 390±130 BP (Kalicki i in. 1996) i 9780±150 BP (Starkel i in. 1991). Funkcjonowały w tym okresie prawdopodobnie duże, płytkie zakola zachowane w morfologii koło Zabierzowa Bocheńskiego. Spąg organicznego wypełnienia starszego z nich (Borek) był datowany na 9800±80 BP (Kalicki i in. 1996), a młodszego (Drwinka) na 9520±110 BP (Gębica, Starkel 1987; Nalepka 1991). Koryta te zmniejszyły swoje parametry (Brzegi) i migrowały swobodnie po równinie zalewowej, czego ślady znajdujemy w obniżeniu Drwie-



Ryc. 26. Zmiany rozwinięcia (A) i zmiany pionowe (B) koryta Wisły koło Krakowa w późnym glacieale i holocenie (Kalicki 1991c, częściowo zmienione i uzupełnione). I – poziom koryta, II – strop osadów korytowych, III – strop osadów odsypów meandrowych; 1 – żwiry, 2 – piaski, 3 – mułki (osady pozakorytowe), 4 – torfy, 5 – spąg wypełnienia starorzecza, 6 – daty radiowęglowe

Changes of both channel pattern (A) and vertical position of the Vistula river bed (B) during the Late Glacial and the Holocene (Kalicki 1991c, partly changed and completed). I – channel level, II – top of channel deposits, III – top of point bar deposits; 1 – gravels, 2 – sands, 3 – silts (overbank deposits), 4 – peats, 5 – basal part of abandoned channel fill  $^{14}\text{C}$  datings

nia (Brzegi, Przewóz), gdzie ich osady korytowe były datowane na  $9330 \pm 180$  BP i  $9280 \pm 100$  BP (Kalicki 1992b), a spąg i strop ich organicznego wypełnienia, zachowanego w formie kopalnej w Zabierzowie Bocheńskim, odpowiednio na  $9470 \pm 130$  BP i  $9040 \pm 120$  BP (Kalicki i in. 1996). Ostatnie badania pokazują, że być może poniżej Niepołomic nastąpiła bifurkacja Wisły i jedno koryto przebiegało wzdłuż obniżenia Drwinki, a drugie znajdowało się blisko krawędzi terasy w Zofipolu, gdyż wypełnienie paleomeandra (Koźlica Igołomska A) o bardzo małych parametrach było datowane w środkowej części na  $8620 \pm 50$  BP (Kalicki i in. 2005). Na równinach aluwialnych osadzały się mady datowane w obniżeniu Drwienia (Rybitwy) na  $9660 \pm 180$  BP (Kalicki 1992b). Nastąpiła też zmiana typu sedymentacji w starych alerödzkich paleomeandrach (Nowa Huta, Rondo Mogilskie), gdzie, odpowiednio, od  $9660 \pm 110$  BP (Kalicki 1987) i  $9390 \pm 180$  BP (Mamakowa 1970) na młododryasowych mułkach zaczęły narastać torfy.

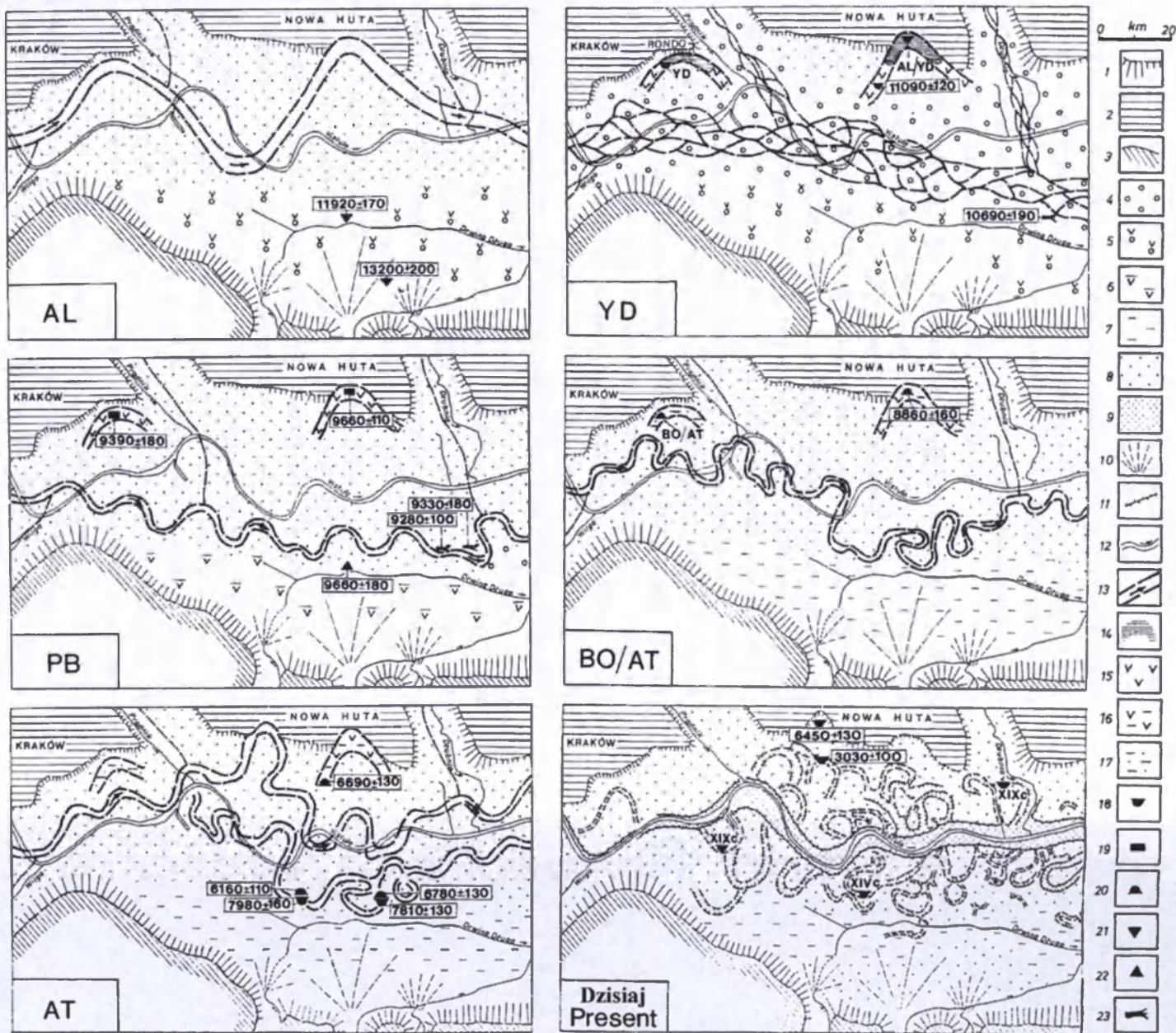
W eo- i mezoholocene występowała stała tendencja do powolnej agradacji (ryc. 26). Poziom koryt, strop facji korytowej i strop bardzo mięjszych, piaszczystych odsypów meandrowych podniósł się w tym okresie o ponad 2 m (Kalicki 1991c). We wczesnym holocenie Wisła w rejonie Nowej Huty płynęła wzdłuż obniżenia Drwienia, a poniżej Niepołomic wzdłuż obniżenia Drwinki. W tym okresie funkcjonowały już małe meandry o skomplikowanych, nieregularnych kształtach, co związane jest prawdopodobnie z utrwaleniem brzegów koryta przez roślinność i stosunkowo niewielkie przepływy. Dna koryt z tego okresu wznoszą się około 0,5 m, a strop osadów korytowych podnosi się do 4,5 m ponad poziom Wisły (Kalicki 1991c). Uspokojenie procesów fluwialnych i odsunięcie się Wisły na południe umożliwiała narastanie niezailonych torfów w starorzeczach allerödskich, a w diagramach palinologicznych zanikły krzywe pyłku redeponowanego (Mamakowa 1970; Kalicki, Zernickaya 1995). Nastąpiła też zmiana torfu zailonego na mszysty na ul. Piastowskiej (Mamakowa 1970), a na równinach aluwialnych koło Woli Batorskiej rozpoczęło się od 9200±100 BP narastanie torfów (Kalicki i in. 2005).

Ochłodzenie i zwilgotnienie klimatu na przełomie boreału i atlantyku (Ralska-Jasiewiczowa, Starkel 1988) i związane z tym częstsze powodzie spowodowały zailenie torfów w starorzeczu w Nowej Hucie po 8860±160 BP (Kalicki 1988; Kalicki, Zernickaya 1995). Bliżej koryta, w obniżeniu Drwienia (Rybitwy R/87), torfy zostały przykryte przez pylasto-ilaste mady po 8890±120 BP (Kalicki 1997b), a w bezpośrednim sąsiedztwie Wisły (Rondo Mogilskie) przez mady piaszczyste (Mamakowa 1970). W rejonie Lasu Grobla dochodziło w tym czasie do odcinania meandrów, o czym świadczy zachowane kopalne wypełnienie datowane w spągu na 8650±140 BP (Starkel i in. 1991). Jednak akumulacja organiczna w tym starorzeczu została szybko przerwana (8540±130 BP) przez mady ilaste. Ilaste mady przerwały też narastanie torfów w obniżeniu Drwinki (8010±140 BP) i paleomeandrze Drwinka (7980±80 BP) (Gębica, Starkel 1987; Starkel i in. 1991). Około 8000 BP nastąpiły również duże zmiany koryta Wisły w rejonie Nowej Huty. Początkowo doszło do wyprostowania koryta w wyniku odcięcia pojedynczego meandra (Rybitwy), a następnie do awulsji (Lasówka) Wisły na północ. W porzuconym systemie od 7980±160 BP i od 7810±160 BP rozpoczęła się akumulacja osadów organicznych (Kalicki 1991b, c). W oparciu o materiały publikowane przez P. Gębicę (1995) można sądzić, że w podobnym okresie musiało dojść do zmian koryta Raby na jej stożku. Najpierw rzeka wyprostowała koryto w obrębie starego pasa meandrowego, gdyż środkowa część wypełnienia kopalnego starorzecza była datowana na 7210±80 BP (Strzelce Małe STM4). Później nastąpił przerzut Raby na zachód lub bifurkacja, na co wskazuje pień powalony około 7220±80 BP (Uście Solne 3) w tym nowym, zachodnim pa-

się meandrowym. Zmiany te umożliwiły krótkotrwałe, około  $8090 \pm 120$  BP (Strzelce Małe STM11), zatorfienie części basenu powodziowego położonego wzdłuż starego pasa meandrowego. Jednak torfowisko to zostało szybko przykryte przez pylaste mady. Natomiast na stożku Serafy (Osiedle Kolejowe) pomiędzy  $8750 \pm 170$  a  $7570 \pm 250$  BP osadzały się mulki organiczne, co wskazuje na wolne tempo akumulacji (Kalicki 1997b).

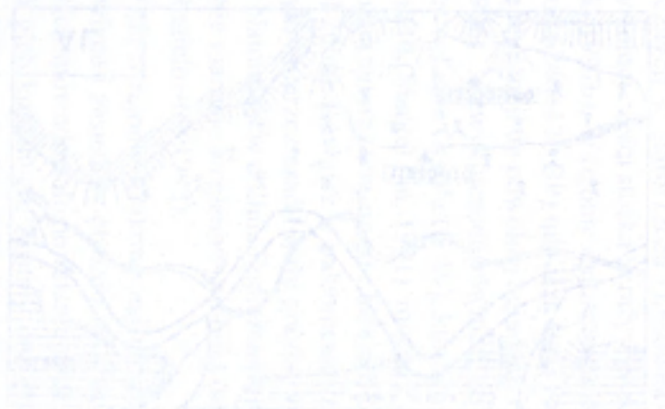
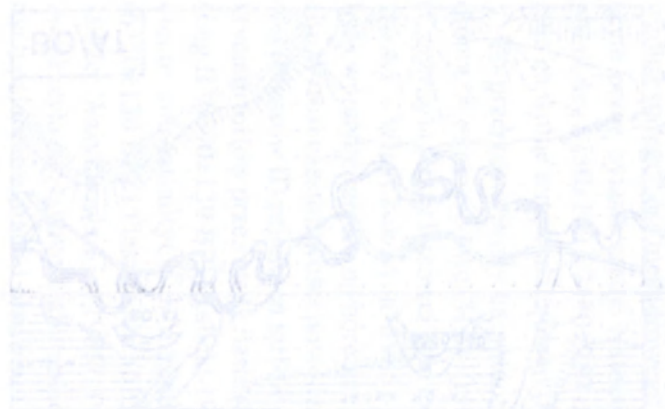
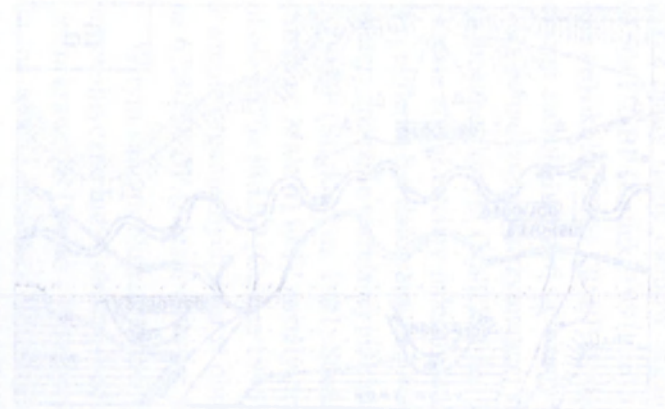
Po przetrzucie Wisły na północ rozpoczął się drugi etap poszerzania dna doliny w rejonie Nowej Huty (ryc. 27). Podcinana krawędź stożka Dłubni (Czyżyny) i terasy lessowej była lokalnie przekształcana przez osuwiska (Pleszów I – Wasylikiowa i in. 1985). Agradacyjne koryto Wisły w tym okresie było wyraźnie szersze od borealnego i wzniesione około 1 m nad poziom Wisły. Wzrost częstotliwości powodzi zaznaczył się pod krawędzią terasy lessowej (Pleszów II) zaileniem torfów ( $6750 \pm 130$  BP), a w paleomeandrach przykryciem torfów przez mady ilaste (Rybitwy R3:  $6780 \pm 130$  BP) lub piaszczyste (Łęg B:  $6690 \pm 130$  BP) (Kalicki 1991b, c, 1992). Nieco później nastąpiło odcięcie staroatlantyckich meandrów, a w starorzeczach w Czyżynach ( $6450 \pm 130$  BP) i Pleszowie I ( $6255 \pm 40$  BP) zaczęły narastać torfy (Kalicki 1992c; Wasylikiowa i in. 1985). Po zmianach koryta w rejonie Nowej Huty zwiększyła się szybkość akumulacji mad w położonych na południu borealnych paleomeandrach i obniżeniu Drwienia. Doprowadziło to do przykrycia przez mady ilaste osadów organicznych w starorzeczu (Lasówka) około  $6160 \pm 110$  BP (Kalicki 1991b, c) i w dolnej części stożka Serafy (Osiedle Kolejowe) około  $5970 \pm 120$  BP (Kalicki 1997b). W rejonie Zabierzowa Bocheńskiego zaczęła tworzyć się wtedy (od  $6240 \pm 120$  BP) młodsza seria odsypów (IV), świadcząca o utrzymującej się tendencji do powolnej agradacji i migracji bocznej koryta (Kalicki i in. 1996). Niewykluczone również, że w tym okresie został odcięty paleomeander w Lesie Grobla (G 19), którego środek wypełnienia był datowany na  $5460 \pm 110$  (Starkel i in. 1991), musiał być więc odcięty znacznie wcześniej niż sądzili ci autorzy wiążąc go z fazą około 5500–5000 BP (Starkel i in. 1991; Starkel 2001). Również w paleomeandrze Raby (Strzelce Małe 4) torfy zostały przykryte przez osady wału przykorytowego około  $6670 \pm 130$  BP (Gębica 1995). Natomiast w dolinie Podłęzanki przewarstwienie organicznych mad w obrębie martwic węglanowych było datowane na  $6750 \pm 50$  BP (Alexandrowicz, Chmielowiec 1992).

W tym samym okresie pojawiły się w rejonie Krakowa najstarsze, wczesneolityczne ludy rolniczo-hodowlane i zasiedliły obszary lessowe. Odlesienie krawędzi Działów Proszowskich spowodowało powstanie u ich podnóża, na terasie lessowej pierwszych gleb kopalnych. Zostały one przykryte deluwiami około  $6530 \pm 140$  BP (Śmiłowice) i  $6240 \pm 120$  (Hebdów) (Gębica 1995). Osadnictwo objęło także samą terasę lessową (Godłowska 1984, 1986).



Ryc. 27. Paleogeograficzna rekonstrukcja ewolucji dna doliny Wisły w rejonie Nowej Huty w okresie 12 000–6000 BP i sytuacja współczesna (oprac. T. Kalicki w: Kalicki, Zernickaya 1995). 1 – krawędzie morfologiczne, 2 – terasy nadzalewowe Wisły, 3 – Wysoczyzna Gdowska, 4 – aktywna równina rzeki roztokowej, 5 – zatorfiona stara (nieaktywna) równina rzeki roztokowej, 6 – torfowiska na starej równi rzeki roztokowej przykryte przez mady, 7 – stara równia rzeki roztokowej przykryta przez mady, 8 – równina zalewowa, 9 – współczesna równina zalewowa, 10 – stożki napływowe, 11 – wały przeciwpowodziowe, 12 – współczesne koryto Wisły, 13 – rekonstrukcja przebiegu koryta Wisły, 14 – starorzecza (wiśliska), 15 – torfy, 16 – torfy zailone, 17 – mady piaszczyste, 18 – datowanie odcięcia starorzeczy: radiowęglowe, paleobotaniczne (oznaczenia literowe) oraz w oparciu o dane historyczne i kartograficzne, 19 – datowanie radiowęglowe początku narastania torfów w starorzeczach. 20 – datowanie radiowęglowe i paleobotaniczne (oznaczenie literowe) momentu przykrycia torfów starorzecznych przez mady, 21 – datowanie radiowęglowe początku narastania torfów na nieaktywnej równi rzeki roztokowej, 22 – datowanie radiowęglowe przykrycia torfów na równi roztokowej przez mady, 23 – datowanie radiowęglowe pni drzew z osadów korytowych

Palaeogeographical reconstruction of the Vistula river valley near Nowa Huta during 12 000–6000 BP and present situation (by T. Kalicki in: Kalicki, Zernickaya 1995). 1 – morphological edges, 2 – overflow terraces of the Vistula river, 3 – Gdów Upland, 4 – active braided alluvial plain, 5 – older braided alluvial plain overgrown by peat, 6 – peat-bogs on the older braided alluvial plain covered by muds, 7 – braided alluvial plain covered by muds, 8 – flood plain, 9 – modern flood plain (inter-dyke area), 10 – alluvial fans, 11 – dykes, 12 – present Vistula channel, 13 – reconstruction of the Vistula channel, 14 – oxbow lakes, 15 – peats, 16 – clayey peats, 17 – sandy muds, 18 – cutoff: radiocarbon, palynological (indicated by letters) datings or based on historical and cartographical data, 19 – peat initiation in abandoned channels radiocarbon and palynological (indicated by letters) datings, 20 – superposition of the muds and clayey peats on peats in abandoned channels radiocarbon and palynological (indicated by letters) datings, 21 – peat initiation on braided alluvial plain radiocarbon datings, 22 – superposition of the muds on peats on braided alluvial plain radiocarbon datings, 23 – channel deposits radiocarbon datings. AL. – Alleröd, YD – Younger Dryas, PB – Preboreal, BO – Boreal, AT – Atlantic



W okresach suchszych (5830–5380 BP) pola uprawne koło Pleszowa znajdowały się nawet w obrębie równiny zalewowej, natomiast w wilgotniejszych (5380–4750 BP) człowiek wycofywał się na tereny wyżej położone. Uprawa roli i okresowe wylesianie krawędzi terasy sprzyjało erozji i tworzeniu u jej podstawy miększych serii deluwii lessowych (5830–5380 BP i po 4750 BP) przerywających akumulację organiczną w obrębie staroatlantyckiego starorzecza (Wasylikowa i in. 1985; Godłowska i in. 1987).

Tempo późnoatlantycko-wczesnosubborealnej lateralnej migracji koryta Wisły było bardzo słabe i na podstawie wyników badań systemu w Zabierzowie Bocheńskim (Kalicki i in. 1996) może być szacowane na 200 m/1800 lat, czyli średnio 0,1 m/rok. Było to prawdopodobnie spowodowane znacznym umocnieniem brzegów przez roślinność, a Wisła płynęła krętymi, nieregularnymi meandrami. Poziom jej koryta był wyższy od współczesnego o ponad 2 m (Kalicki 1991c). W rejonie Branicy Wisła podcinała wtedy krawędź wysokiej terasy, natomiast poniżej Niepołomic płynęła nadbudowanym pasem meandrowym wzdłuż obniżenia Drwinki. W tym okresie doszło do zasadniczych zmian przebiegu koryta Wisły pomiędzy Krakowem a ujściem Raby (ryc. 24, 25). Początkowo, zaniknęły torfowiska w szerokich obniżeniach w Niepołomicach-Korcach około 5880±65 BP oraz w Woli Batorskiej po 5380±60 BP i w wielkim paleomeandrze w Borku po 5610±60 BP, gdyż powodziowe mady przykryły osady organiczne (Kalicki i in. 2005). Nastąpiło też odcięcie pojedynczych meandrów w Lesie Grobla przed 5420±110 BP (Starkel i in. 1991) i na odcinku nowohuckim przed 5230±140 BP (Przy Rondzie) i 5190±70 BP (Branice) (Kalicki 1991b). Później (około 5090±110 BP) w rejonie Lasu Grobla doszło do awulsji koryta Wisły na północ pod krawędź terasy lessowej (Starkel, Kalicki 1984; Starkel i in. 1991), gdzie Wisła musiała znajdować się na pewno już około 4690±90 BP, o czym świadczy datowanie czarnego dębu z aluwii w Niedarach (Gębica, Krąpiec 1993). Przerzut doprowadził do sytuacji, że przez kilkadziesiąt lat Wisła na odcinku pomiędzy Zabierzowem Bocheńskim a Ispiną płynęła praktycznie w poprzek swojej doliny. Akumulacja wałów przykorytowych szybko przerwała łączność pomiędzy porzuconym systemem paleomeandrów, a aktywnym korytem Wisły. Dlatego w wypełnieniach starorzeczy (Starkel, Kalicki 1984) po szybkiej początkowej akumulacji mułków piaszczystych rozpoczęła się akumulacja organiczna, w środkowej części datowana na 4380±110 BP (Starkel i in. 1991). Na kolejnym etapie, około 4410±130 BP, nastąpiła awulsja koryta Wisły na północ na odcinku Wola Batorska-Zabierzów Bocheński (Kalicki i in. 1996). Około 4310±70 BP zakończyła się akumulacja zailonych torfów w rejonie Pleszowa II (Kalicki 1992a, c), co było prawdopodobnie związane z porzuceniem przez Wisłę systemów meandrów podcinających w rejonie Branicy i Wyciąża terasę lessową.

Potwierdza to data  $3785\pm 60$  BP uzyskana ze środkowej części wypełnienia paleomeandra w Wyciążu (Kalicki i in. 2005). W konsekwencji zmian koryta, Wisła odsunęła się na południe od terasy lessowej powyżej Niepołomic, natomiast poniżej doszło do zmiany kierunku płynięcia z W-E na SW-NE i zaczął być kształtowany pas meandrowy o szerokości 2-3 km ciągnący się wzdłuż współczesnego koryta. Również w podobnym okresie musiało dojść do odcięcia meandra Raby (Strzelce Małe 8) w obrębie starego pasa meandrowego na jej stożku, gdyż fragmenty drewnien w spągu jego wypełnienia były datowane na  $3610\pm 110$  BP (Gębica 1995).

Porzucenie bardzo krętych systemów meandrów pod krawędzią terasy lessowej w rejonie Branic, Zabierzowa Bocheńskiego i Lasu Grobla spowodowało wyprostowanie i skrócenie biegu Wisły o kilkadziesiąt kilometrów, a w efekcie erozję wgłębną (ryc. 26). To było prawdopodobnie przyczyną zmiany tendencji ze słabej agradacji na erozyjną stwierdzaną już wcześniej w subboreale, ale jej uwarunkowania nie były dotąd jasne (Kalicki 1991c). Pod koniec subborealu to pogłębienie osiągnęło w dolinie Wisły na odcinku nowohuckim prawie 2 m, a strop odsypów obniżył się o około 1 m (Kalicki 1991c). Za taką lokalną przyczyną rozcięcia może przemawiać fakt braku takiego epizodu w dolinach wyżynnych dopływów, gdzie po rozcięciu późnoglacialnym, aż do średniowiecza dominuje agradacja (Alexandrowicz 1997).

W subboreale stopniowo zaczynają narastać zmiany antropogeniczne w zlewni górnej Wisły. Obszary lessowe na wyżynach były gęsto zasiedlone już od neolitu (Kruk 1988, 1993; Kruk i in. 1996) i w dnach wyżynnych dopływów Wisły, np. Rudawy i Prądnika, rozpoczęła się depozycja mad organicznych (Rutkowski 1984, 1991; Pazdur, Rutkowski 1987; Rutkowski i in. 1988; Alexandrowicz 1988, 1997). Szczegółowa analiza tych prac pozwala wysnuć wniosek, że narastanie tych mad było o kilkadziesiąt lat wcześniejsze w ich górnych biegach (dolina Raclawki: 5260-4990 BP; dolina górnego Prądnika: 4970 BP) niż dolnych (dolina Rudawy: 4680-4590 BP; dolina dolnego Prądnika: 4480 BP) i następowało w kilku etapach. Również w dolinach Sancygniówki (Biedrzykowice -  $4530\pm 180$  BP) (Kruk i in. 1996) i dolnej Nidzicy koło Kazimierzy Małej od  $4970\pm 80$  (D14) i  $4600\pm 70$  BP (D10) (Michno 2004) zaczęła się sedymentacja serii mineralno-organicznej. W późnym neolicie człowiek wkroczył na Pogórze Karpackie, a na przełomie neolitu i brązu w Beskidach (Valde-Nowak 1988). Od tego momentu (jakiś czas po 5970 BP) zakończyła się organiczna akumulacja na stożku Serafy i rozpoczęła się jego intensywna nadbudowa osadami pylasto-piaszczystymi (Kalicki 1997b), gdyż człowiek zagospodarowywał nie tylko obszary lessowe tej zlewni, ale również piaszczyste (Drobniewicz i in. w druku). Również w Beskidach pojawiła się najstarsza mada (Jordanów -  $4060\pm 50$  BP) (Alexandrowicz 1996).



W samej dolinie Wisły w suchszym okresie i przy pogłębionym korycie osadnictwo kultury łużyckiej schodziło na równinę zalewową (Radwański 1972). Koryto Wisły było tylko niewiele szersze od atlantyckiego, ale meandry miały wyraźnie większy promień i regularny kształt, świadczący o bocznym przemieszczaniu (Kalicki 1991b, c). Lateralna migracja koryta spowodowała, że w aluwiach, obok pojedynczych drzew datowanych na  $3250 \pm 100$  i  $2895 \pm 70$  BP (Środoń 1980; Rutkowski 1987), pojawiała się pierwsza, liczna generacja czarnych dębów (Grabie, Branice-Stryjów) datowana na 3200–3000 BP (1500–1300 cal. BC) (Kalicki, Krąpiec 1991a, b, 1996). Migracja doprowadziła też do poszerzania dna doliny poprzez podcinanie terasy lessowej w rejonie Starego Brzeska, a w końcu do odcięcia pojedynczych regularnych meandrów w Śmiłowicach przed  $3090 \pm 140$  BP (Gd-9402), Łęgu A przed  $3030 \pm 110$  BP (Kalicki 1991b) i Zabierzowie Bocheńskim-Łąkach przed  $3010 \pm 70$  BP (Kalicki i in. 2005). To uruchomienie bocznej migracji koryta Wisły mogło być, przynajmniej częściowo, związane z wycinaniem lasów bezpośrednio na równinie zalewowej (Kalicki 1991c), czego pierwsze ślady w postaci pniaków przypadają na ten okres (Kalicki, Krąpiec 1991b, 1996). Powodzie pomiędzy  $3590 \pm 140$  BP a  $3260 \pm 110$  BP wsypały piaszczyste przewarstwienia (ogniwo Vb) do wypełnienia systemu paleomeandrów w Zabierzowie Bocheńskim (Kalicki i in. 1996). Bezpośredni dostęp wód powodziowych do systemu zabierzowskiego był możliwy w wyniku podcięcia go przez meander Wisły w Zabierzowie Bocheńskim-Łąkach. Większa częstość powodzi, a być może również początek funkcjonowania systemu w Kujawach, były przyczynami ponownego zailenia torfów pod krawędzią terasy lessowej (Pleszów II) po  $3260 \pm 80$  BP (Kalicki 1992c). Natomiast w basenach powodziowych (Płaszów) akumulacja organiczna była początkowo przerywana wkładkami piaszczystych mad. Później, wskutek podniesienia poziomu wód gruntowych i długiego stagnowania wód, nastąpiło trwałe zatorfienie tego fragmentu obniżenia Drwienia od około  $3270 \pm 110$  BP (Kalicki 1992b). Na ten okres (Kobylany po  $3330 \pm 100$  BP lub  $3300 \pm 100$  BP, gdyż w pracach S.W. Alexandrowicza (1996, 1997) jest różna data (sic!) z tym samym numerem laboratoryjnym Gd-2589; Więckowice po  $3300 \pm 100$  BP; Rudawa po  $2930 \pm 150$  BP) przypada również kolejny etap narastania pokryw madowych w zlewni górnej Rudawy (Pazdur, Rutkowski 1987; Alexandrowicz 1996, 1997). W podobnym czasie zaczyna się też narastanie mad w dorzeczu Nidzicy (Bronocice –  $3460 \pm 90$  BP, Biedrzykowice –  $3090 \pm 100$  BP) (Kruk i in. 1996) i Nidy (Busko –  $3410 \pm 90$  BP) (Alexandrowicz 1996).

Na początku subatlantyku w dalszym ciągu zachodził proces wcinania się koryta Wisły, a maksymalne pogłębienie około 2000 BP wyniosło około 3 m, gdy poziom koryta był zbliżony do allerödźskiego (Kalicki 1991c; Kalicki,

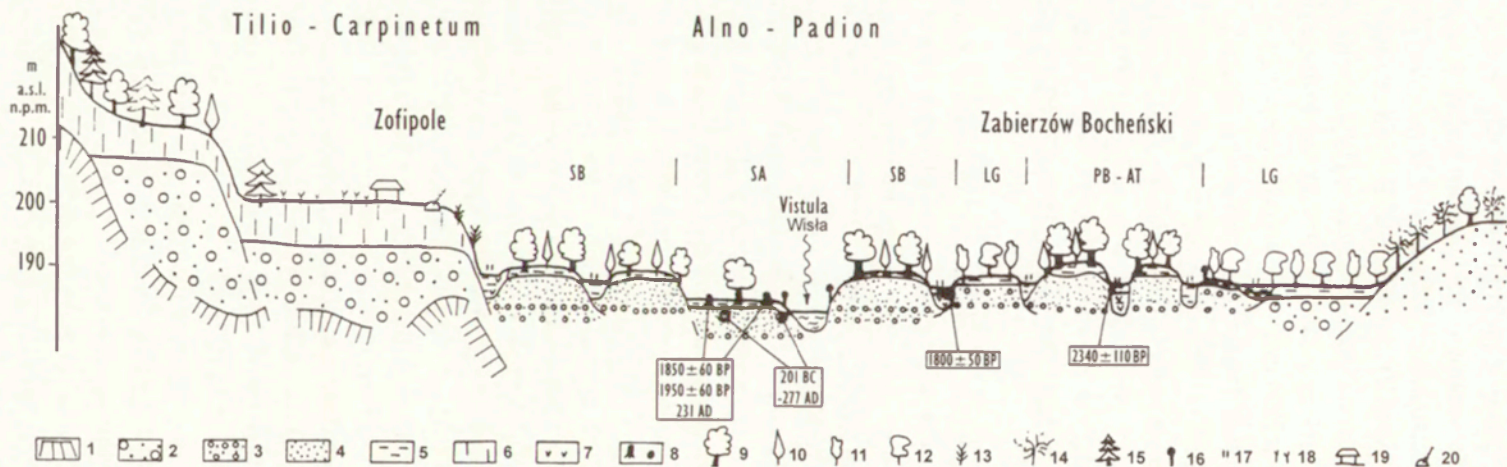
Krapiec 1991a, 1994) (ryc. 26). Jednak erozja ta musiała mieć charakter lokalny, gdyż w szerokich dnach dopływów wyżynnych stwierdzana jest wtedy stabilizacja, a rozcinane są jedynie najwyższe, jarowe odcinki w tych zlewniach (Alexandrowicz 1997). Natomiast zmiana bazy erozyjnej mogła być jedną z przyczyn zmian koryta Raby na jej stożku i ostatecznego porzucenia starego pasa meandrowego pod koniec subboreału. Jak pokazują wyniki badań P. Gębicy (1995), już około 2710±110 BP (Uście Solne 1) kształtowany był nowy pas meandrowy. W paleomeandrze (Strzelce Małe 8) starego pasa około 2620±100 BP narastały torfy, co było możliwe tylko w znacznej odległości od aktywnego koryta Raby. Rozcięcie i meandrowanie Wisły musiało doprowadzić do utworzenia niższego stopnia równiny zalewowej ciągnącego się wzdłuż ówczesnego koryta (Dobrzańska, Kalicki 2003, 2004) (ryc. 28). Jednak głębokość rozcięcia umożliwiała jeszcze wsypanie przez powódzie po 2720±130 BP piaszczystego ogniwa (Vd) do wypełnienia systemu w Zabierzowie Bocheńskim. Zmiany morfologiczne i lepszy drenaż wyższej równiny zalewowej spowodował osuszenie siedlisk i większe wahania poziomu wód gruntowych w dnie doliny, co było prawdopodobnie przyczyną zniszczenia pyłku w warstwie torfów narastających w tym paleomeandrze pomiędzy 2720–2340 BP (Kalicki i in. 1996). Powódzie na początku subatlantyku powaliły również pnie w rejonie Niedar (2880±60 BP), w Bramie Krakowskiej i Kotlinie Oświęcimskiej (Krapiec 1992; Gębica, Krapiec 1993).

Narastająca antropopresja (rozwijające się rolnictwo i postępujące wylesienie zlewni górnej Wisły) wzmagała erozję, która dostarczała do koryt coraz większą ilość materiału. Mady wiślane stały się bardziej pylasto-piaszczyste (Kalicki 1991c), choć ich skład jest mocno zróżnicowany w zależności od facji (Kalicki 1996b, 2000a).

Na wzrost wielkości i częstotliwości powodzi w okresie rzymskim mogą wskazywać żwiry z piaskami przykrywające torfy (al. Pokoju po 2370±100 BP) (Kalicki 1991b) składane prawdopodobnie na wałach przykorytowych (Kalicki 1996b). Wzmogło to erozję boczną swobodnie meandrującej Wisły, o czym świadczą liczne pnie z tego okresu (225 BC–325 AD), spotykane powszechnie w aluwiach (Tauber 1968; Mycielska-Dowgiałło 1972; Środoń 1980; Rutkowski 1987; Kalicki, Krapiec 1995b, 1996; Krapiec 1996, 1998), a także odcięte około 2100±80 BP zakole w Bramie Krakowskiej (Rutkowski 1987). Z drugiej strony mógł to być impuls do agradacji, co sprzyjało szybkiemu pogrzebaniu i zachowaniu pni w rozwijających się odsypach meandrowych. Jednak ta zwiększona aktywność rzeki była ograniczona do stosunkowo wąskiej strefy niższego stopnia równiny zalewowej (ryc. 28). Na wyższy stopień równiny wody powodziowe, niosące wtedy tylko drobną frakcję, wstępowały jedynie w okresie maksimum wezbrania i zalewały prawdopodobnie jedynie

obniżenia, takie jak starorzecza. Dlatego w paleomeandrach w Zabierzowie Bocheńskim (Kalicki i in. 1996) i Zabierzowie Bocheńskim-Łąkach (Kalicki i in. 2005) akumulację organiczną zastąpiły ilaste mady (Mz powyżej 7,0φ) odpowiednio po 2340±110 BP (ogniwo Vf) i po 1800±50 BP. Jednak dalej od aktywnego koryta, w paleomeandrach pod krawędzią terasy (Wyciąże), osady organiczne narastały aż do 415±50 BP cal. 1410-1640 AD, kiedy to zostały przykryte deluwiami lessowymi (Kalicki i in. 2005), co dowodzi, że do starorzecza nie docierała zawiesina niesiona przez wody powodziowe. Kolejny etap agradacji mad od 2150±60 BP cal. 210–60 BC został stwierdzony także w Kotlinie Oświęcimskiej (Klimek 1988), w dolinie dolnej Nidzicy koło Cła (C2) od 1950±70 BP (Michno 2004), w dolinie Prądnika (Ojców) po 2280±80 BP (Alexandrowicz 1988, 1997), a także w dolinach Pogórza Wiśnickiego po 2170±140 i 2000±80 BP (Bluszcz, Pietrzak 2001) oraz 1845±35 BP (Kalicki, Pietrzak 2004).

Pomimo częstszych niekorzystnych zjawisk klimatycznych zarówno w okresie przedrzymskim jak i rzymskim człowiek gospodarował intensywnie nie tylko na terasach nadzalewowych, ale wkraczał również na jej równinę zalewową. Penetracja gospodarcza miała jednak głównie charakter okresowy, a jej śladami (Branice-Stryjów) są pniaki dębów ściętych przez człowieka około 2260±80, 1950–1850 BP i 231 AD (Starkel 1984; Kalicki, Starkel 1987; Kalicki, Krąpiec 1991a, 1996) na niższej równinie zalewowej (Dobrzańska, Kalicki 2003, 2004). Pozyskiwanie drewna dębowego, wykorzystywanego wielostronnie i stanowiącego główny surowiec opałowy w piecach garncarskich usytuowanych w osadach na krawędzi odlesionej terasy lessowej (Dobrzańska i in. 2005), mogła ułatwiać lokalna sytuacja w dolinie Wisły koło Krakowa. Penetracji tego obszaru sprzyjało zdrenowanie dna doliny wskutek głębokiego wcięcia rzeki i ograniczenie jej aktywności do stosunkowo wąskiej strefy niższej równiny zalewowej (ryc. 28). Strop tej równiny, zachowany w formie kopalnej w Branicach-Stryjowie, u schyłku okresu rzymskiego (1680±80 BP cal. 250–450 AD), gdy już rozpoczęła się kolejna faza agradacji, był niższy o ponad 1 m niż współczesny poziom równiny zalewowej (Kalicki, Krąpiec 1994). Dlatego w brzeźnych partiach dna na kontakcie ze skłonem terasy lessowej (Kraków-Pleszów, Grobla) oraz na nieco wyżej wzniesionych odsypach subborealnych paleomeandrów (Kraków-Wyciąże), odkrywane są także ślady dłuższego pobytu człowieka (Kalicki 1991c; Dobrzańska, Kalicki 2003, 2004). Pyłek zbóż został stwierdzony również w diagramie z wypełnienia paleomeandra w Zabierzowie Bocheńskim około 2340 BP (Kalicki i in. 1996). Nawiązujące do poziomu Wisły, wcięcie się koryt dopływów w ujściowych odcinkach umożliwiło, prawdopodobnie, rozwój mikroregionu osadniczego na stożku Raby (Okoński 1999–2000) nawet w jego niższej, późnoglacialnej części (Dobrzańska, Kalicki 2003), a także pozyskiwanie iłów miocenijskich



Ryc. 28. Schematyczny przekrój paleogeograficzny doliny Wisły poniżej Niepołomic w okresie rzymskim (oprac. T. Kalicki w: Dobrzańska, Kalicki 2003). 1 – iły miocenne, 2 – plejstocenne żwiry i piaski, 3 – holocenne żwiry i piaski, 4 – piaski, 5 – mady pylaste (osady pozakorytowe), 6 – lessy, 7 – torfy, 8 – pnie i pniaki, 9 – *Quercus sp.*, 10 – *Carpinus betulus*, 11 – *Alnus sp.*, 12 – *Salix sp.*, 13 – *Corylus avellana*, 14 – *Pinus sylvestris*, 15 – *Picea excelsa*, 16 – *Carex sp.*, 17 – łąki, 18 – zboża, 19 – osada: strefa mieszkalna, 20 – osada: strefa produkcyjna. Określenie wieku: LG – okres późnoglacialny, AT – okres atlantycki, SB – okres subborealny, SA – okres subatlantycki. Daty radiowęglowe i dendrochronologiczne w ramkach.

Schematic palaeogeographical section across the Vistula river valley downstream of Niepołomice in the Roman period (by T. Kalicki in: Dobrzańska, Kalicki 2003). 1 – Miocene clays, 2 – Pleistocene gravels with sands, 3 – Holocene gravels with sands, 4 – sands, 5 – silts (overbank deposits), 6 – loess, 7 – peats, 8 – trees and trunks cut by man, 9 – *Quercus sp.*, 10 – *Carpinus betulus*, 11 – *Alnus sp.*, 12 – *Salix sp.*, 13 – *Corylus avellana*, 14 – *Pinus sylvestris*, 15 – *Picea excelsa*, 16 – *Carex sp.*, 17 – meadows, 18 – cereals, 19 – dwelling zone of the settlement 20 – production zone of the settlement. Age designations: LG – Lateglacial, AT – Atlantic, SB – Subboreal, SA – Subatlantic. Radiocarbon and dendrochronological datings in boxes

u podnóża terasy w Zofipolu (Kalicki i in. 2005) wykorzystywanych przy produkcji ceramiki (Dobrzańska 2000). Kres intensywnego osadnictwa kultury przeworskiej na wschód od Krakowa nastąpił w 3. ćwierćwieczu IV w. n.e., co mogło się wiązać z pojawieniem się Hunów i początkiem okresu wędrówek ludów w Europie (Dobrzańska 1997), a część ludności mogła przenieść się z doliny Wisły i zasiedlić południową krawędź Wyżyny Krakowskiej (Dobrzańska, Kalicki 2003, 2004).

Zachowanie pniaków *in situ* w aluwiach (Branice-Stryjów) (Kalicki, Krąpiec 1991a, 1994) świadczy o tym, że już w okresie lateńskim rozpoczęła się powolna agradacja (ryc. 26). Jej przyczyn należy chyba upatrywać w narastającej ingerencji człowieka w środowisko zlewni górnej Wisły (Kalicki 1991c) lub w wyrównaniu się spadku profilu podłużnego rzeki. Jednak jeszcze około 1480±60 BP (Branice-Stryjów) poziom koryta Wisły znajdował się około 1,5 m poniżej współczesnego, a więc niemal na poziomie allerödskim (Kalicki 1991c; Kalicki, Krąpiec 1991a). Wraz z agradującym korytem rozpoczęło się nadbudowywanie ilastymi madami dna doliny, co dokumentuje poziom z późnorzymskimi artefaktami, przykryty osadami pozakorytowymi (Kraków-Wyciąże). Na intensyfikację erozji bocznej wskazuje liczna generacja pni akumulowanych w aluwiach w okresie 425–575 (625) n.e. (Kalicki, Krąpiec 1996).

W dnach wyżynnych dopływów Wisły rozpoczęło się narastanie lessowej mady rolniczej: w dolinie Szklarki po 1570±100 BP cal. 250–660 AD (Alexandrowicz 1989), w dolinie Rudawy w Rowie Krzeszowickim od 1520±90 BP cal. 440–630 AD (Rutkowski 1991), w dolinie środkowego Prądnika od 1510±100 BP cal. 440–640 AD (Alexandrowicz 1997), a w dolinie środkowej Nidzicy od 1510±90 BP (Kruk i in. 1996). Zjawisko to może być świadectwem występowania w tych niewielkich dolinach powodzi wywołanych krótkotrwałymi ulewami (por. Soja, Partyka 2004), a nie narastającej antropopresji, jak sądzili Alexandrowicz i Rutkowski. Do takich wniosków skłaniają dane archeologiczne (Poleski 1995; Michno 2004; Dobrzańska w druku), wskazujące na bardzo rzadką, wczesnosłowiańską sieć osadniczą i spadek intensywności gospodarowania w tym okresie. Zmiany sieci osadniczej, wyludnianie się doliny Wisły i penetracja gospodarcza południowej części Wyżyny Krakowskiej, spowodowały, że wcześniej odlesione obszary wierzchowinowe były źródłem materiału dla mady rolniczej. Jej akumulacja miała miejsce w fazie uwarunkowanej klimatycznie z większą ilością zdarzeń ekstremalnych (Dobrzańska, Kalicki 2003, 2004). Natomiast w Karpatach, prawdopodobnie wtedy pojawiły się antropogeniczne mady w Pieninach (1430±60 i 1380±40 BP) i Beskidzie Średnim (Jodłownik – 1380±70 BP) (Alexandrowicz 1996).

Stopniowa agradacja (ryc. 26) spowodowała, że osadnictwo wczesnośredniowieczne, lokowane na równinie zalewowej w VII–IX w. (Radwański 1972), wycofało się na wyższe terasy. Powodzie z IX–XI w. pozostawiły nie tylko wkładki mad w torfowiskach równiny zalewowej, ale zmusiły również mieszkańców Okołu w centrum Krakowa do budowy wałów przeciwpowodziowych (Radwański 1972), a jamy zasobowe (950–1250 AD) były lokowane na pagórkach meandrowych koło Trawnik i Skały (Żaki i in. 1971). Z tego okresu pochodzi też kolejna generacja „czarnych dębów” (900–1150 AD) (Kalicki, Krąpiec 1991a, 1996), a w wiślicku w Śmiłowicach doszło do przykrycia torfów przez mulki ilasto-pylaste po  $990 \pm 110$  BP (Gd-10192) cal. 960–1190 AD. Jednak również w tym okresie ludzie eksploatowali dąbrowy równiny zalewowej, co pokazuje pniak dębu *in situ* (Kujawy) z 976 roku AD (Kalicki, Krąpiec 1995b). W tym okresie (Zagórze –  $1090 \pm 40$  BP) rozpoczęła się też akumulacja mad w dolinie górnej Podłężanki (Alexandrowicz, Chmielowiec 1992), Nidy (Piotrkowice –  $950 \pm 50$  BP) (Alexandrowicz 1996), a w dnie doliny dolnej Nidzicy koło Kazimierzy Małej (D1,2) zakończyła się ( $1060 \pm 70$  i  $1020 \pm 50$  BP) sedymentacja serii mineralno-organicznej i rozpoczęła akumulacja glin (Michno 2004).

Średniowieczne (X–XIV w.), agradacyjne koryta (Kujawy) były początkowo jeszcze wąskie i miały niewielkie promienie (Kalicki 1992a; Kalicki, Krąpiec 1992, 1995b, 1997), a poziom koryta na początku XIV w. (Rybitwy) był niższy jeszcze o około 0,5 m od współczesnego (Kalicki 1991c). Jak dokumentują to pnie czarnych dębów z aluwiiów (Kalicki, Krąpiec 1995b; Krąpiec 1996), w połowie XII w. został prawdopodobnie odcięty starszy meander (najstarsze pnie z około 1140 r.), a w pierwszej połowie XIV w. (najstarsze pnie 1316 r.) porzucony cały system meandrów w Kujawach. Nastąpiło to wskutek awulsji koryta, typowej dla rzek agradujących. W podobnym czasie nastąpiła też zmiana koryta Wisły w pobliskich Rybitwach datowana według źródeł historycznych pomiędzy 1306 a 1358 r. (Bąkowski 1902). Lokalnie, w dolinie Nidzicy koło Morawian, dopiero koło  $510 \pm 80$  BP cal. 1290–1530 AD zakończyła się akumulacja serii mineralno-organicznej przykrytej przez gliny (Michno 2004), a w dnach dolinek podkrakowskich dorzecza Rudawy od  $480 \pm 35$  lub od  $480 \pm 35$  BP cal. 1400–1480 AD (Psary), bo w pracach S.W. Alexandrowicza (1989 i 1996) różna data (sic!) z tym samym numerem laboratoryjnym (Gd-5280), i od  $180 \pm 50$  BP cal. 1640–1890 AD (Dol. Będkowska) (Alexandrowicz 1989) oraz Pogórza Wiśnickiego od  $315 \pm 35$  BP cal. 1510–1600 AD (Kalicki, Pietrzak 2004) notuje się wyraźną agradację pozakorytową.

W czasach nowożytnych parametry meandrów (ryc. 26) wyraźnie wzrosły osiągając wartości niemal zbliżone do koryta późnoglacialnego (Nowa Huta). Koryto uległo poszerzeniu i spłyceciu, w rzece pojawiły się liczne łachy śród-

korytowe. Jego poziom był wyższy od współczesnego, a strop bardzo miększej piaszczystej serii odsypów meandrowych (Branice-Stryjów) osiągnął poziom atlantycki (Kalicki 1991c, 1992). Najmłodszym włożeniem w opisywanym rejonie jest seria aluwiów związana z paleomeandrem w Holendrach. Został on naturalnie odcięty w końcu XVIII w., prawdopodobnie w okresie wielkich powodzi 1785–88 (Trafas 1975).

Naturalny rozwój tego odcinka doliny został przerwany w XIX w. pracami regulacyjnymi, skróceniem biegu rzeki, obwałowaniem i w końcu budową stopni wodnych w XX w. Silne pogłębienie koryta (ryc. 26), notowane na wodowskazach krakowskich (Trafas 1975), spowodowało, że meandry odcięte sztucznie w połowie XIX w. położone są już na poziomie allerödskich (Kalicki 1991c), a powodzie ograniczone są do międzywala (Dynowski 1966; Fiszler 1998).

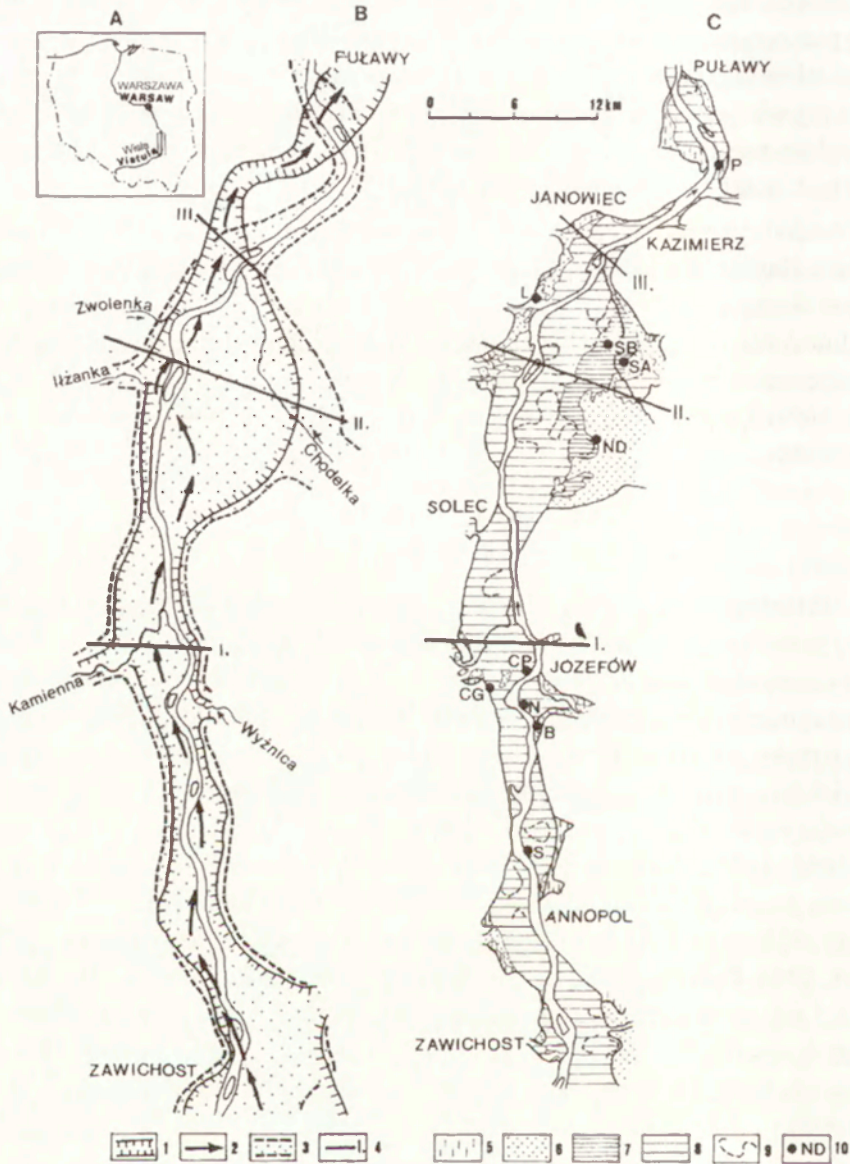
#### *WISŁA ŚRODKOWA*

##### *PRZEŁOMOWA DOLINA WISŁY PRZEZ WYŻYNY*

Wisła wypływając z wyścielonej łałami mioceńskimi Kotliny Sandomierskiej przecina obszar wyżyn południowopolskich zbudowanych z odpornych skał mezozoicznych. Przebieg i szerokość (1,2–12 km) antecedentnego przełomu pomiędzy Zawichostem a Puławami o długości około 70 km (390–475 km biegu rzeki) jest zmienna i uwarunkowana odpornością podłoża (ryc. 29). Różnowiekowe, żwirowo-piaszczyste serie aluwiów czwartorzędowych wypełniają głęboką na 30 m dolinę, która powstała w interglacjale małopolskim (Pożaryski 1953, 1955; Pożaryski i in. 1993, 1994a, b). Vistuliańskie osady rzeczne tworzą piaszczyste terasy: wysoką III (11,0–18,5 m) i średnią II (3–9 m) (Sawicki 1925, 1933; Pożaryska 1948; Pożaryska, Pożaryski 1951; Pożaryski 1952, 1953, 1955; Pożaryski i in. 1999). Natomiast holoceniską równinę zalewową I (1–3,5 m), składającą się z segmentów utworzonych przez rzekę meandrową i roztokową (Falkowski 1967, 1982), budują piaski przykryte madami (Krishtofowich 1896, 1904; Samsonowicz 1934; Pożaryski 1955; Pożaryski, Kalicki 1995).

Przełomowa dolina Wisły dzieli się wyraźnie na trzy odcinki różniące się budową i morfologią. Pozornie jednolita równina zalewowa ma zróżnicowaną strukturę i jest różnowiekowa, a jej skomplikowaną budowę maskuje najczęściej miększa pokrywa mad (ryc. 30).

W wąskich, przełomowych odcinkach (Zawichost-Solec i Janowiec-Puławy) szerokość doliny nie przekracza 3 km. Wąskie listwy wyższych teras zachowały się tylko szczątkowo, najczęściej przy ujściach dopływów Wisły. Całe dno doliny zajmuje natomiast równina zalewowa. Jej starsze fragmenty utworzone zostały przez rzekę meandrującą, a młodsze przez rzekę roztokową. Tylko



Ryc. 29. Lokalizacja (A) oraz mapa geologiczna (B) (Pożaryski i in. 1994b, zmieniona) i morfologiczna (C) (Pożaryski 1955, zmieniona) przełomu Wisły przez wyżyny (Pożaryski, Kalicki 1995). 1 – pre-Odranian dolina Wisły, 2 – oś pre-Odranian doliny Wisły, 3 – post-Odranian dolina Wisły, 4 – linie przekrojów przez dolinę (patrz Pożaryski, Kalicki 1995), 5 – plejstocenyjskie wysokie terasy (III), 6 – późnoglacialne terasy średnie (II), 7 – holocenyjska „staromadowa” równina zalewowa (I), 8 – holocenyjska „młodemadowa” równina zalewowa (I), 9 – paleomeandry, 10 – stanowiska: B – Basonia, CG – Ciszycza Górna, CP – Ciszycza Przewozowa, L – Lucimia, N – Nieszawa, ND – Niedźwiada, P – Parchatka, Ś – Świeciechów, SA – Szczekarków A, SB – Szczekarków B



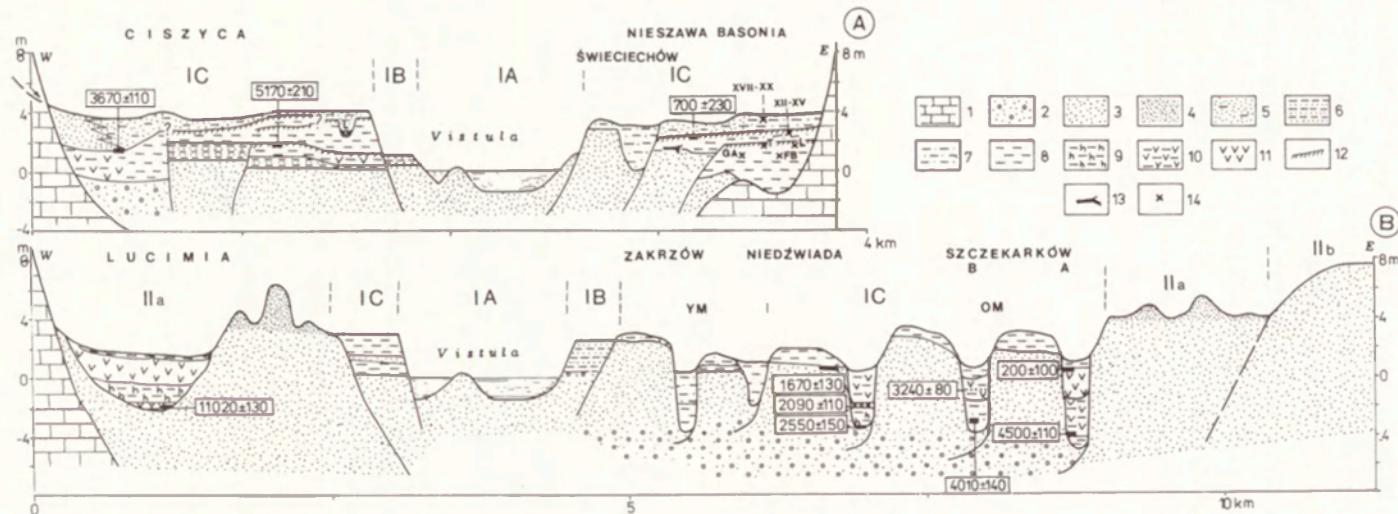
sporadycznie widoczne są ślady paleomeandrów. Mała szerokość doliny utrudniała z jednej strony swobodne meandrowanie i prawdopodobnie rzeka miała tu stałe tendencję do anastomozowania, a z drugiej utrudniała też przetrwanie starszych serii aluwiiów korytowych. Jednak na nielicznych zachowanych starszych fragmentach znajdujemy zapis zmian typu i szybkości sedymentacji na równinie zalewowej. Tworzą go tu kolejne pokrywy madowe rozdzielone glebami kopalnymi. Natomiast w obrębie młodszych włożeń mady były składane bezpośrednio na osadach korytowych. Dlatego też mady tego samego wieku są tu zróżnicowane facjalnie i występują na różnych poziomach (Pożaryski, Kalicki 1995).

W rozszerzeniu Kotliny Chodelskiej (od Solca do Janowca) niemal połowę szerokości doliny zajmują zachowane w brzeżnych partiach duże płyty piaszczystych i zwydmionych teras średnich. Półkoliste podcięcia wskazują na to, że były one niszczone przez meandrującą Wisłę. Szerokie dno doliny z licznymi paleomeandrami przykrywają mady, daleko od koryta i w paleomeandrach – ilaste, a bliżej – bardziej piaszczyste (terasa staro- i młodomadowa wg Pożaryskiego (1955). Budowa równiny zalewowej jest analogiczna jak w Kotlinie Sandomierskiej, czyli występuje tu obok siebie na jednym poziomie szereg różnowiekowych włożeń aluwiiów związanych ze swobodnie meandrującą rzeką (Pożaryski, Kalicki 1995).

Roztokowa Wisła w końcu pleniglacjału, a być może także na początku późnego glacjału, tworzyła terasy średnie (IIb,a). Proces ten zakończył się przed allerödem, jak na to wskazuje datowanie spągu torfowiska (11 020±130 BP) w Lucimii zajmujące deflacyjną nieckę na eolicznie przekształconych terasach IIa i IIb (Pożaryski, Kalicki 1995).

Prawdopodobnie w allerödzie, jak to już wcześniej sugerował nie dysponujący datowaniami E. Falkowski (1967, 1982), nastąpiła koncentracja koryta i w konsekwencji wcięcie się rzeki. Związane z tym obniżenie poziomu wód gruntowych umożliwiło rozwój procesów eolicznych na wyższych, piaszczystych terasach i ich zwydmienie. Rozcięcie wyższej terasy pod koniec allerödu stwierdzone zostało także w profilu w Całowaniu (Schild 1969, 1975; Sarnacka 1987). E. Falkowski (1982) uważa, że w badanym odcinku rozcięcie sięgnęło do 3 m poniżej dzisiejszego poziomu wody w Wiśle, czego mają dowodzić znalezione na tej głębokości mady tworzące kopalną równinę zale-

Location (A), geological (B) (Pożaryski *et al.* 1994b, modified) and morphological (C) (Pożaryski 1955, modified) maps of Vistula gap section (Pożaryski, Kalicki 1995). 1 – pre-Odranian Vistula valley, 2 – axis of pre-Odranian Vistula valley, 3 – post-Odranian Vistula valley, 4 – section lines across the valley (see Pożaryski, Kalicki 1995), 5 – Pleistocene high terraces (III), 6 – Late Glacial middle terraces (II), 7 – Holocene „old mada” flood plain (I), 8 – Holocene „young mada” flood plain (I), 9 – palaeomeanders, 10 – studied sites: B – Basonia, CG – Ciszycza Górna, CP – Ciszycza Przewozowa, L – Lucimia, N – Nieszawa, ND – Niedźwiada, P – Parchatka, S – Swieciechów, SA – Szczekarków A, SB – Szczekarków B



Ryc. 30. Schematyczne przekroje geologiczne przez dolinę Wisły w zwężeniach (A) i rozszerzeniach (B) przełomu przez wyżyny (oprac. T. Kalicki w: Pożaryski, Kalicki 1995, uzupełnione). 1 – margle i kredy, 2 – żwiry z piaskami, 3 – piaski, 4 – piaski eoliczne i wydmy, 5 – piaski zaglinione, 6 – przewarstwienia piasków i mułków, 7 – mułki piaszczyste, 8 – mułki, 9 – mułki organiczne, 10 – mułki torfiaste, 11 – torfy, 12 – gleby kopalne, 13 – czarne dęby, 14 artefakty archeologiczne: FB – kultury pucharów lejkowatych, GA – kultury amfor kulistych, T – kultury trzcinieckiej, L – kultury łuszyckiej

Schematic geological sections across the Vistula river valley floor in the narrow section (A) and wide section (B) (by T. Kalicki in: Pożaryski, Kalicki 1995, completed). 1 – marls and chalk, 2 – gravels with sands, 3 – sands, 4 – eolian sands and dunes, 5 – silty sands, 6 – intercalation of sands and silts, 7 – sandy silts, 8 – silts, 9 – organic silts, 10 – peaty silts, 11 – peats, 12 – buried soils, 13 – subfossil trees, 14 – archaeological artifacts; FB – Funnel Beaker Culture, GA – Globular Amphora Culture, T – Trzciniec Culture, L – Lusatian Culture

wową. Jednak jeśli różnica między dnem koryta meandrowego a powierzchnią równiny zalewowej wynosi w przełomie około 7 m, to koryto allerödskie byłoby wcięte 9–10 m poniżej współczesnej Wisły. Osady organiczne w Zawichoście znajdujące się na tym poziomie mogą być wypełnieniem kopalnego paleomeandra z tego okresu, a nie osadami eemskimi jak sądził W. Pożaryski (1955). Nie wyklucza tego ekspertyza paleobotaniczna M. Gołąbowej, która za jedną z dwóch możliwych interpretacji wiekowych tych osadów przyjmowała schyłek allerödu (Pożaryski 1955). Bardzo głębokie wcięcie rzeki w badanym odcinku potwierdza pośrednio także brak późnoglacialnych mad na terasie IIa. Mady takie były opisywane w niżej położonym odcinku warszawskim (Biernacki 1968, 1970, 1975; Sarnacka 1987). Bardzo głębokie położenie allerödskich paleomeandrów Wisły zostało dobrze udokumentowane w Kotlinie Sandomierskiej koło Krakowa (Kalicki 1991c; Kalicki, Krąpiec 1991a), a wcześniej w pogórskich odcinkach Sanu (Starkel 1960; Mamakowa 1962) i Wisłoki (Wójcik 1987).

Zatorfienie obniżen deflacyjnych na wyższych terasach pod koniec allerödu (Lucimia) mogło być wywołane lokalnymi czynnikami, np. zatamowanie odpływu Zwolenki przez wydmy lub być związane z generalną tendencją – początkiem akumulacji młododryasowej i podniesieniem poziomu wód gruntowych. Z tym czynnikiem wiązana była zmiana typu sedymentacji i osadzenie w młodszym dryasie warstwy gytii rozdzielającej dwa poziomy torfów na torfowisku Całowanie w Kotlinie Warszawskiej (Borówko-Dłużakowa 1961; Sarnacka 1987), które położone jest w podobnej sytuacji morfologicznej jak Lucimia. Agradacja rzeki z tego okresu znana jest również z Kotliny Sandomierskiej koło Krakowa (Kalicki 1991c, 1992). Powolna, lecz stała tendencja do podnoszenia poziomu koryta, jak i równiny zalewowej umożliwiła egzystowanie tych torfowisk lub podmokłości w ciągu całego holocenu.

W atlantyku na równinie zalewowej Wisły sedymentowały ilaste mady, a zróżnicowanie w obrębie facji wałów przykorytowych nie było zbyt duże. Rozwijały się też gleby, co świadczy o małej intensywności akumulacji powodziowej (Ciszycza Przewozowa) (Pożaryski, Kalicki 1995). Jest to wyraźnie sprzeczne z twierdzeniami E. Falkowskiego (1982), który z tym okresem wiązał gwałtowne narastania mad.

Na przełomie atlantyku i subboreału koryto Wisły znajdowało się około 5 m poniżej (Szczekarków A), a równina zalewowa była wzniesiona około 2 m powyżej dzisiejszego poziomu wody (Ciszycza Przewozowa). W tym okresie w węższych odcinkach doliny szybsza sedymentacja mad pylasto-ilastych doprowadziła do fosylizacji gleby na starszych fragmentach równiny zalewowej (Ciszycza Przewozowa – 5170±210 BP), a w rozszerzeniach następowały zmiany koryta, o czym świadczą odcięte paleomeandry w Szczekarkowie A

przed  $4500 \pm 110$  BP, a w Szczekarkowie B przed  $4010 \pm 140$  BP (Pożaryski, Kalicki 1995).

W subboreale stanowiska kultury łużyckiej schodziły na dno doliny. Zlokalizowane były jednak na starszych i wyższych fragmentach równiny zalewowej nadbudowanych madami na przełomie atlantyku i subboreału (Ciszycza Przewozowa) (Pożaryski 1955) lub przyboczowych fragmentach dna (Basonia) (Falkowski 1982). Intensywna gospodarka na obszarach lessowych (Kruk 1988) wywołała tworzenie stożków u wylotu rozcięć erozyjnych i dopływów wyżynnych, co spowodowało zmianę typu sedymentacji w przyboczowych obniżeniach (Ciszycza Górna) i przykrycie namulów organicznych przez drobne piaski około  $3670 \pm 110$  BP (Pożaryski, Kalicki 1995). Osady klastyczne zostały wsypane do paleomeandra Szczekarków B po  $3240 \pm 80$  BP (Kalicki, Plit 2003).

Na początku subatlantyku ( $2550 \pm 150$  BP) nastąpiły zmiany koryta Wisły w Kotlinie Chodelskiej i odcięcie meandra w Niedźwiadzie. Pomiedzy  $2550 \pm 150$  BP a  $2090 \pm 110$  BP był on wypełniany mułkami pylastymi z prze-warstwieniami organicznymi, co świadczy o spokojnych warunkach sedymentacji. Jednak później aż do  $1670 \pm 130$  BP akumulacji ulegało ogniwo piaszczysto-żwirowe z wkładkami drobniejszych osadów wskazujące na dużą zmienność warunków sedymentacji w starorzeczu i częste powodzie dostarczające grubszy materiał do starorzecza. Jest to prawdopodobnie ślad powodzi i migracji lateralnej koryta, co było wtedy powszechne w całym dorzeczu górnej Wisły (Kalicki 1996c; Kalicki, Krąpiec 1996).

Kolejną fazą wzmózonej akumulacji mad pylastych było młodsze średniowiecze, co doprowadziło do fosylizacji kolejnej gleby około  $700 \pm 230$  BP cal. 1030–1450 AD (Nieszawa, Świeciechów) (Pożaryski, Kalicki 1995) z artefaktami z XI–XV wieku (Basonia) (Falkowski 1982). Liczne czarne dęby z tego okresu w Kotlinie Sandomierskiej (Kalicki, Krąpiec 1991a) świadczą o wzmózonej aktywności rzeki nie tylko w przełomie Wisły.

Dopiero w ostatnich stuleciach obserwuje się na całej równinie zalewowej powszechną zmianę warunków sedymentacji. Wywołane było to prawdopodobnie nasilającymi się zmianami antropogenicznymi w zlewni Wisły, co wywołało najpierw tendencję do dziczenia rzeki (od XV w.), a później od XIX w. zmianę rozwinięcia w roztokowe (Falkowski 1982; Pożaryski, Kalicki 1995; Kalicki, Plit 2003). W pobliżu koryta następuje zmiana składu granulometrycznego mad na osady piaszczyste z artefaktami z XVII–XX w. (Basonia) (Falkowski 1982). Mają one często charakter facji wałów przykorytowych (Parchatka) (Pożaryski, Kalicki 1995; Warowna 2003). W zwężeniach doliny ten typ najmłodszych mad przykrywa często całe dno doliny spoczywając bezpośrednio na pylastych madach średniowiecznych i nie będąc od nich oddzielony glebą kopalną, która nie zdążyła się wytworzyć (Nieszawa, Świeciechów).

Wzrost częstotliwości, ale również prawdopodobnie wielkości powodzi spowodował na najwyższej położonych fragmentach równiny zalewowej fosylizację najmłodszych gleb rozwiniętych na madach ilastych (Ciszycza Przewozowa). Gleby te zostały przykryte przez madę pylasto-piaszczystą. W rozszerzeniach doliny najmłodsze mady facji wałów przykorytowych osadzone były wzdłuż Wisły, natomiast daleko od koryta w obszarach nisko położonych (do 1,5 m nad poziom rzeki), jak paleomeandry lub torfowiska (Szczekarków A, Lucimia), na osadach organicznych wytrącały się mułki ilaste, składem zbliżone do mad atlantyckich. W paleomeandrze Szczekarków A początek akumulacji tych mad był datowany na  $200 \pm 100$  BP, tj. cal. po 1490 AD (Pożaryski, Kalicki 1995).

#### 4.2.2. ZAPIS ZMIAN KLIMATU I DZIAŁALNOŚCI CZŁOWIEKA W ALUWIACH DORZECZA WISŁY GÓRNEJ I ŚRODKOWEJ

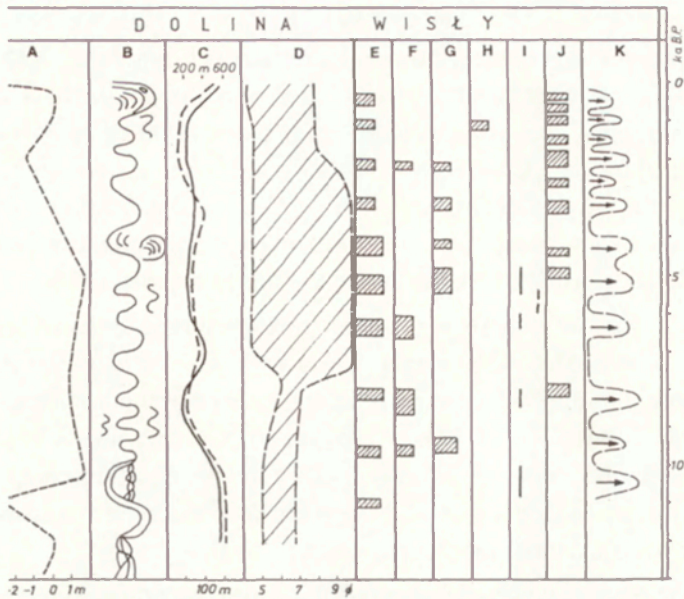
Szczegółowo poznana szeroka równina zalewowa Wisły w Kotlinie Sandomierskiej ma bardzo złożoną budowę (ryc. 23, 25). W jej obrębie zachowały się fragmenty późnoglacialnych, roztokowych równin aluwialnych zajmujące głównie brzeżne części, a czasem występujące jako erozyjne „ostańce” w środku doliny. W okresie holocenu funkcjonowały one jako starsze równiny zalewowe na zewnątrz pasów meandrowych, a później jako baseny powodziowe. Następowo w nich pionowe narastanie mad w wyniku dekantacji okresowo zaburzane bliskością koryta i akumulacją osadów równin zalewowych, gliców krewasowych lub stożków napływowych bocznych dopływów Wisły. Na pozostałym obszarze dna doliny występują liczne paleomeandry lub całe ich systemy, świadczące o lateralnej migracji koryta i jego awulsjach. Wypełnione osadami organicznymi i madami opuszczone starorzecza są z reguły widoczne w morfologii. W specyficznych warunkach, jak bliskość czynnego pasa meandrowego, może nastąpić pełne sfosylizowanie starorzecza i przykrycie go osadami wałów przykorytowych lub równiny zalewowej. Z meandrowaniem rzeki związane jest występowanie na jednym poziomie kolejnych włożeń aluwii i licznych pni w osadach. Duża szerokość równiny powoduje, że poszczególne włożenia aluwii przykrywają najczęściej mady o wieku analogicznym do wieku osadów korytowych. Do wyjątków należą profile fosylnych równin zalewowych zachowane pod pokrywą młodszych mad i brak jest tutaj staroholocenijskich równin zalewowych nie przykrytych młodszymi osadami, jakie spotykamy w dolinie Wiśłoki.

W przełomie Wisły przez wyżyny (ryc. 30), w rozszerzeniach budowa równiny zalewowej jest podobna jak w Kotlinie Sandomierskiej. Występuje tu obok siebie na jednym poziomie szereg różnowiekowych włożeń aluwii związanych ze swobodnie meandrującą rzeką. Jednak brak jest tutaj szerokich ob-

nież póżnoglacialnych, a osady tego wieku budują piaszczyste, zwydmione terasy. Dno doliny z licznymi paleomeandrami przykrywają mady, daleko od koryta i w paleomeandrach – ilaste, a bliżej – bardziej piaszczyste. Natomiast w zwężeniach całe dno doliny zajmuje równina zalewowa niemal bez śladów paleomeandrów, gdyż rzeka przez cały holocen miała tu prawdopodobnie stałą tendencję do anastomozowania, a w ostatnich stuleciach do roztokowania. Mała szerokość doliny ograniczała z jednej strony lateralną migrację, a z drugiej utrudniała przetrwanie starszych serii aluwiów korytowych. Jednak na nielicznych zachowanych starszych fragmentach znajdujemy zapis zmian typu i szybkości sedymentacji na równinie zalewowej. Tworzą go tu kolejne pokrywy madowe rozdzielone glebami kopalnymi. Natomiast w obrębie młodszych włożeń mady były składane bezpośrednio na osadach korytowych. Dlatego też w tych odcinkach mady tego samego wieku są zróżnicowane facjalnie i występują na różnych poziomach.

W morfologii i osadach Wisły odcinka krakowskiego, a także na stożku Raby i w przelomie Wisły przez wyżyny znajdujemy wyraźny zapis faz z większą aktywnością rzek (Kalicki 1991c, 1996) w młodszym dryasie, w holoceenie: 9800–9600, 8800–8000, 6700–6000, 5500–5000, 4500–4000, 3500–3000, 2700–2600, 2350–1800 BP oraz w wiekach V–VI, X–XI, XIII–XIV i XVI–połowa XIX (mała epoka lodowa) (ryc. 31). Zaznaczają się one erozją lub akumulacją, tworzeniem nowych serii aluwialnych z nagromadzeniami pni drzew, ścinaniem zakoli lub przerzuceniem całego koryta, zmianami typu sedymentacji w obrębie równiny zalewowej, to znaczy jej lokalnym zatorfieniem lub przykryciem osadami powodziowymi (madami) osadów organicznych lub poziomów kulturowych. Ich szczegółowe omówienie w nawiązaniu do innych dolin w Polsce i w Europie, korelacja z wahaniami poziomu jezior, zmianami roślinności, fazami akumulacji martwic i nacieków jaskiniowych, fazami osuwiskowymi itp. znajduje się między innymi w pracy L. Starkla i in. (1996) i dlatego nie będzie tu szerzej przedstawiane. Ostatnio fazy te zostały prześledzone także w dorzeczu Wisły (Starkel 2001) i większość z nich czytelna jest także nad dolną Wisłą.

W małych dolinkach pogórskich znajdujemy zapis tylko póżnoglacialnych wahań klimatycznych, natomiast brak jest takiego zapisu dla okresu pełnego zalesienia w eo- i mezoholocene (Kalicki 1997b). Okresy cieplejsze (bölling, alleröd i eoholocen), z bogatszą szatą roślinną były fazami stabilizacji procesów zarówno w zlewniach jak i na stożkach, i z tych okresów pochodzą warstwy organiczne. W okresach ochłodzeń (starszy i młodszy dryas), przy rozrzedzonej roślinności, zachodziła akumulacja osadów klastycznych na stożku Serafy i na torfowisku w dolinie Podłęzanki. Zmiany w młodszym dryasie następowały więc zarówno w dużych systemach takich jak Wisła, w małych



Rye. 31. Zapis zmian klimatycznych i antropogenicznych w morfologii i aluwjach doliny Wisły koło Krakowa w ostatnich 13 000 lat. A–I i K (Kalicki 1991c, zmienione): A – pionowe zmiany koryta Wisły, B – zmiany rozwinięcia rzeki, odcięcia starorzeczy i awulsje, C – zmiany szerokości (linia ciągła) i promienia meandrów (linia przerywana), D – zmiany średniej średnicy Mz osadów wypełniających starorzecza i mad, E – odcięcia starorzeczy i awulsje, F – mady przykrywające osady organiczne, G – zatorfienie, początek narastania torfów, H – poziomy kulturowe przykryte przez mady, I – dane paleobotaniczne dokumentujące wilgotny (linia ciągła) i suchy (linia przerywana) klimat, J – pnie drzew w aluwjach (Krapiec 1992), K – fazy wzmożonej aktywności Wisły

Reflection of the climatic and anthropogenic changes in both morphology and alluvia of the Vistula river valley near Cracow during the last 13 000 years. A–I and K (Kalicki 1991c, modified): A – vertical changes of the Vistula river channel, B – channel pattern changes, cut offs and avulsions, C – meander's width (continuous line) and meander's radius (broken line) changes, D – mean diameter Mz changes of abandoned channel and overbank deposits, E – cut offs and channel avulsions, F – superposition of the overbank sediments on organic deposits, G – peat initiation, H – cultural horizons beneath the overbank deposits, I – palaeobotanical data indicating a humid (continuous line) and a dry (broken line) climate, J – tree trunks in the alluvia (Krapiec 1996), K – phases of an increase of the Vistula activity

ciekach, jak Serafa czy Podłęzanka. Jest to tym ciekawsze, że okres ten bardzo słabo zaznacza się w diagramach palinologicznych z zachodniej części Kotliny Sandomierskiej, jako tylko „nieznaczne rozluźnienie lasów sosnowych z brzozą, świerkiem i być może bardzo niewielkie rozszerzenie zarośli jałowca”, co uwarunkowane było lokalnym klimatem innym niż na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej (Nalepka 1994).

W eo- i mezoholocene, przy zwartej pokrywie roślinnej, brak było istotnych zmian typu akumulacji na stożku i w dnie doliny Serafy i Podłęzanki, co wskazuje na to, że holocenijskie fazy wzmożonej aktywności fluwialnej Wisły,

dobrze czytelne w całym odcinku koło Krakowa (Kalicki 1991c, 1996) i uchwytnie nawet na jednym stanowisku (Zabierzów Bocheński – Kalicki, Starkel 1996), nie zaznaczyły się w małych dolinkach pogórskich. Szczególnie zastanawiający jest brak w nich śladów fazy około 8000 BP, gdy w dorzeczu Wisłoki następowała wtedy (8390–7785 BP) intensywne nadbudowa stożków małych cieków (Alexandrowicz i in. 1981; Czyżowska, Starkel 1996). Wezbrania Serafy musiały mieć niewielkie rozmiary, bo na stożku w tym okresie (8750–7570 BP) następowała akumulacja osadów organicznych.

Zmiana procesów naturalnych nastąpiła wraz z wkroczeniem na ten obszar społeczeństw rolniczo-hodowlanych, które wpływały w istotnym stopniu na środowisko naturalne. Odkrywane są tu stanowiska archeologiczne począwszy od około 5400–5300 BC (okres atlantycki), tj. od momentu kiedy tereny lessowe Małopolski zostały zasiedlone przez ludność kultury ceramiki wstęgowej rytej, wprowadzającej model gospodarki rolniczej, do czasów związanej z nowożytną działalnością człowieka.

Antropogeniczne wylesienie w neoholocene spowodowało niemal całkowitą zmianę typu sedymentacji w małych dolinkach (Kalicki 1997b). W zlewni Podlężanki stopniowo wzrastała ilość substancji mineralnej w torfach, co doprowadziło ostatecznie do przykrycia zatorfionego dna doliny przez gliny próchniczne. U wylotu Serafy i prawdopodobnie także innych dolin, np. Uszwicy (Gębica 1995), nastąpił etap intensywnego nadbudowywania stożków napływowych osadami różniącymi się zasadniczo od składanych tam w eo- i mezoholocene (Kalicki 1997b), a także denudacyjnego przekształcania zboczy parowów (Starkel 1960). Na sąsiednim Pogórzu Wiśnickim intensywne wypełnianie den małych dolinek datowane było na okres rzymski (Bluszcz, Pietrzak 2001) i ostatnie stulecia (Kalicki, Pietrzak 2004). Zmiany typu sedymentacji następowały w tym okresie również w dnach małych dolinek wyżynnych (Alexandrowicz 1988, 1997; Rutkowski 1991; Śnieszko 1995; Michno 2004).

#### 4.3. REGION WSCHODNI – BIAŁORUŚ

Czwartorzędowa historia rozwoju sieci rzecznej Białorusi jest bardzo skomplikowana (Gorecky 1970, 1980; Pawłowska 1996). Wielokrotne nasunięcia lądolodu skandynawskiego powodowały każdorazowo wielkoskalową przebudowę sieci hydrograficznej. Intensywna erozja wgłębna w fazach kataglacjalnych doprowadzała do licznych kaptazy i zmian przebiegu wódz działu europejskiego w czwartorzędzie (Val'chik 1992).

Ostatnia wielka przebudowa systemów rzecznych była związana z nasunięciem i deglacjacją lądolodu vistuliańskiego. W stadiale maksymalnym (bran-



denburskim, ozierskim) tego zlodowacenia, czyli około 18–17 000 BP (Halicki 1951; Voznyachuk, Arslanov 1971; Voznyachuk 1973), łądolód przykrył cały obszar republik nadbałtyckich i Pojezierze Białoruskie (ryc. 32). Doprowadziło to do niemal całkowitego zniszczenia sieci hydrograficznej zlewiska Bałtyku. Zachowało się jedynie dorzecze górnego Niemna, który wpadał w położony w zachodniej części Niziny Górnioniemeńskiej zbiornik przylodowcowy (Skidelski). Również Nizina Naroczano-Wilejska w dorzeczu Wilii zajęta była przez jezioro przylodowcowe, a wody tego jeziora spływały wzdłuż brzegu łądolodu do zaporowego jeziora Skidelskiego, a stąd razem z wodami rzecznyymi odprowadzane były ku zachodowi. Na wschodzie Białorusi łądolód dotarł do wododziału bałtycko-czarnomorskiego, a miejscami go przekroczył deformując górne biegi niektórych rzek płynących na południe. Wody proglacjalne formowały sandry na przedpolu łądolodu oraz sandry dolinne w rynnach i dolinach Dniepru, Berezyny i innych. Dlatego sieć rzeczna Białorusi rozwijała się inaczej w zlewisku bałtyckim i czarnomorskim (Val'chik 1985, 1992). Równocześnie w obu zlewiskach istniały odcinki dolin rozwijające się autonomicznie, „niezależnie” od łądolodu i wód proglacjalnych.

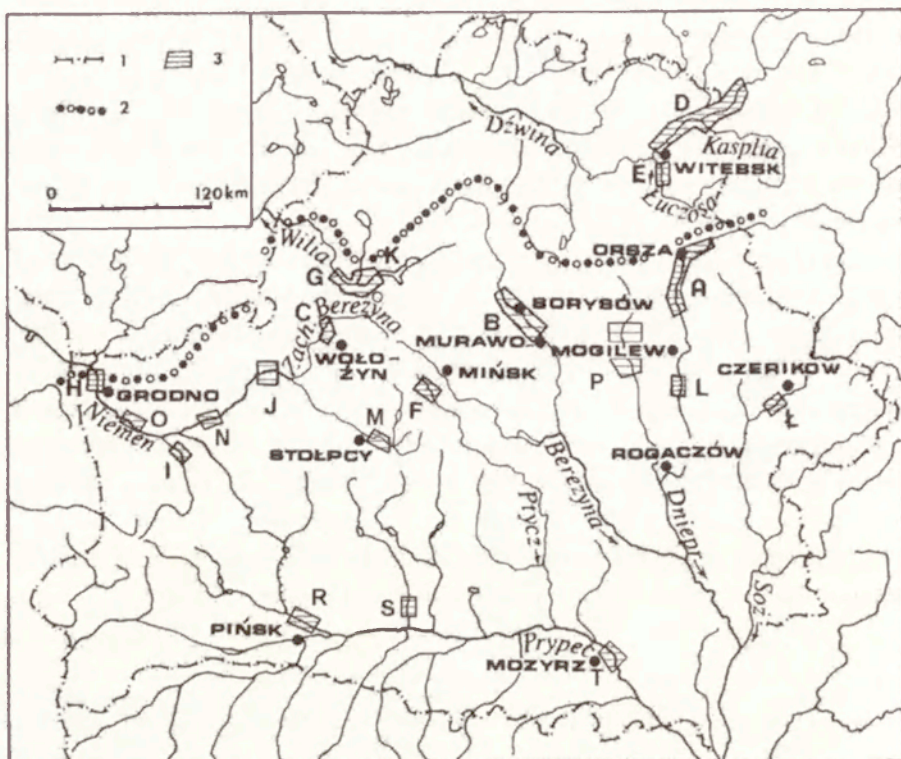
#### 4.3.1. OBSZAR STAROGLACJALNY

##### 4.3.1.1. ZLEWISKO MORZA CZARNEGO (DORZECZE DNEPRU)

##### 4.3.1.1.1. DOLINY ODPROWADZAJĄCE WODY PROGLACJALNE

Dniepr i jego dopływy przez cały czwartorzęd należały do zlewiska Morza Czarnego (Gorecky 1970). Moreny maksymalnego stadiału zlodowacenia vistuliańskiego, których położenie było uwarunkowane starszą rzeźbą, tworzą dziś dział wodny między zlewiskiem Bałtyku i Morza Czarnego. Jednak w czasie maksimum ostatniego zlodowacenia w górnych biegach Berezyny i Dniepru (tab. 1), nieco powyżej badanych odcinków koło Borysowa (ryc. 32 obszar B) i Orszy (ryc. 32 obszar A) (Kalicki 1991a; Kalicki, Sanko 1992), utworzyły się przylodowcowe jeziora zaporowe – Górnoberezyńskie i Orszańskie (Krasninskie). Ich powstanie wskazuje na to, że wcześniejszy przebieg wododziału europejskiego musiał być inny (Kvasov 1976). Przelanie się wód proglacjalnych z tych jezior do dolin Berezyny i Dniepru spowodowało rozcięcie wododziału i przesunięcie go na północ. Nastąpił kaptaż starszej sieci rzecznej i włączenie jej do zlewiska Morza Czarnego, co jest bardzo dobrze czytelne w dolinie Berezyny powyżej ujścia Gajny (Kalicki 1991a).

Rzeki czarnomorskie, Dniepr, Berezyna, Adrow, Orszyca, były aż do momentu szybkiego cofnięcia się łądolodu zasilane wodami proglacjalnymi (Kvasov 1976; San'ko 1987), dlatego współcześnie są ciekami „niedożywionymi” (por. Dury 1970). Rozwój ich dolin następował w rezultacie regresywnego



Ryc. 32. Lokalizacja badanych przez autora odcinków dolin rzecznych na Białorusi 1 – granice państwa, 2 – maksymalny zasięg lądolodu wistulianskiego (poozierskiego), 3 – badane odcinki: A – Dniepr koło Orszy, B – Berezyna koło Borysowa, C – Zachodnia Berezyna koło Wołożyna, D – Dźwina powyżej Witebska i dolna Kasplia, E – dolna Łuczosa, F – Ptycz koło Mińska, G – Wiliya koło Smorgonii, H – Niemen poniżej Grodna, I – Zelwianka koło Piasków, J – Niemen koło Morino, K – Wiliya pomiędzy Wilejką a Smorgoniami z dopływami Naroczanką i Uszą, L – Dniepr poniżej Mogilewa, Ł – Soż poniżej Czerikowa, M – Niemen powyżej Stołpców, N – Niemen koło Łatyszy i Korytnicy, O – Niemen koło Łunna, P – Druć (Guta-Pilshiczi) i Neropla koło Białynicz, R – dolna Jasiolda (2003, niepublikowane), S – Cna koło Diatłowiczi (2004, niepublikowane), T – Prypeć koło Mozyrza (2005, niepublikowane).

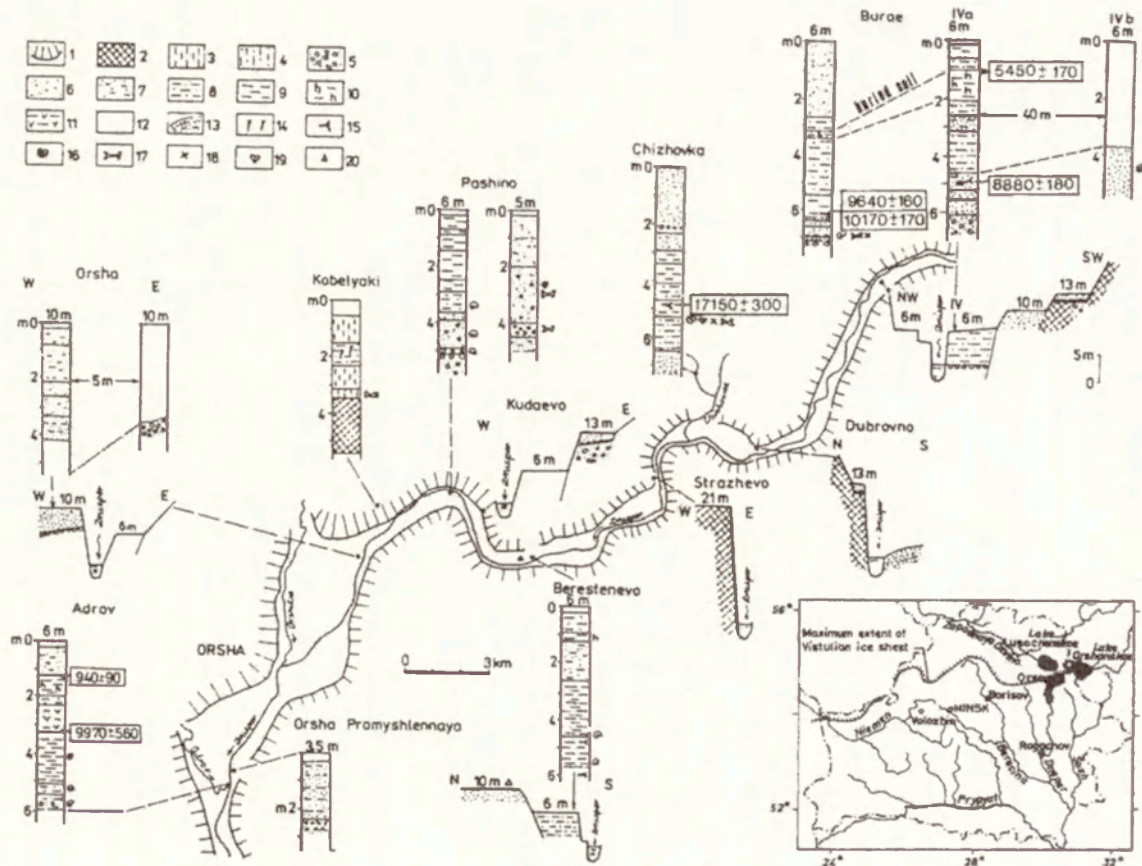
Location of section of the Belorussian river valley studied by author. 1 – state borders, 2 – maximum of the Vistulian ice sheet, 3 – studied sections: A – Dnieper near Orsha, B – Berezina near Borysov, C – Zapadnaya Berezina near Volozhin, D – Zapadnaya Dzvina upstream of Vitebsk and lower Kasplya, E – lower Luchosa, F – Ptich near Minsk, G – Viliya near Smorgon, H – Niemen downstream of Grodno, I – Zelwianka near Pieski, J – Niemen near Morino, K – Viliya between Vileyka and Smorgon with tributaries Narochanka and Usha, L – Dnieper downstream Mogilov, Ł – Sozh downstream of Chericov, M – Niemen upstream of Stolbtsy, N – Niemen near Latyszy and Korytnitsa, O – Niemen near Lunno, P – Druts (section Guta- Pilshichi) and Neropla near Belynichi, R – lower Yasielda (2003, unpublished), S – Tsna near Diatlovichi (2004, unpublished), T – Pripyat (2005, unpublished).

przemieszczania źródeł w ślad za lądolodem. Jednak proces ten zakończył się szybko, zaraz po ustąpieniu lądolodu z moren fazy maksymalnej (Val'chik 1992).

Zwiększone przepływy, związane z odprowadzaniem wód proglacialnych na południe, wywołały w dolinach erozję boczną. W odcinkach dolin położonych bezpośrednio na przedpolu lądolodu uległy zniszczeniu starsze terasy: wczesnovistuliańską terasę 13-metrową Berezyny (Murawo), gdzie aluwia przykrywają osady eemskie, stwierdzono ponad 100 km od czoła lądolodu (Kalicki 1991a; Sańko i in. 1998, 1999), a w dolinie Dniepru środkowo-vistuliańskie aluwia datowane na 36–40 000 lat BP opisane zostały prawie 200 km od czoła lądolodu w rejonie Rohaczewa (Arslanov i in. 1971; Zimenkov, Kuznetsov 1985). Analogiczne położenie aluwii wczesnovistuliańskich znajdujemy na terasach nadzalewowych Oki i Kamy, które również odprowadzały wody proglacialne (Baler 1957; Aseev 1959; Aseev, Vedenskaya 1962; Kvasov 1987).

Blżej czoła lądolodu, starsze aluwia zachowały się lokalnie w formie kopalnej i oddzielone są często od nadległych, młodszych aluwii poziomami ze strukturami mrozowymi, np. stanowiska Dubrownio i Mitkowszczyzna na 10-metrowej terasie Dniepru (Kalicki, Sanko 1992) i Gliwino 1 na terasie 8-metrowej Berezyny (Kalicki 1991a). Erozja boczna doprowadziła do poszerzenia doliny Berezyny i powstania „erozyjnych listew” młodovistuliańskich teras spotykanych w przełomie przez Grzędy Borysowskie. Piaszczyste, niezróżnicowane facjalnie aluwia tych erozyjno-akumulacyjnych teras 8 m i 5 m (Leszczyny, Gliwino) (Kalicki 1991a) świadczą o tym, że były akumulowane przez rzekę roztokową w zimnym klimacie (por. Shantser 1951, 1982; Aseev 1960). Dolina Dniepru powyżej Orszy (ryc. 33) uzyskała w tym czasie lekko kręty przebieg z wciętymi meandrami (wariant c-1 wg klasyfikacji Dury'ego (1970), a w rejonie Ujścia i Szklowa (ryc. 34) dzieliła się na dwa ramiona (typ Dniepru rzek niedożywionych – wg Kalicki, Sanko 1992). Śladem tego są współcześnie prostolinijne, zatorfione „martwe doliny” równoległe do aktywnej doliny. Mają one długość 9–14 km i szerokość około kilometra, i zachowane są w poziomie terasy 10-metrowej (Kalicki, Sanko 1992).

W badanych odcinkach Berezyny i Dniepru liczba i wysokość młodovistuliańskich teras jest różna w obu dolinach, jednak mają one podobną budowę – niezróżnicowane facjalnie, piaszczyste lub piaszczysto-żwirowe osady korytowe rzek roztokowych. Jak świadczą o tym badania w dolinie Dniepru, terasy powstały po maksimum zlodowacenia i związane są z kolejnymi stadiami recesyjnymi lądolodu. Przez analogię również w dolinie Berezyny terasy 8 i 5-metrowe należy prawdopodobnie wiązać z kolejnymi fazami recesji i zanikiem Jeziora Górnoberezyńskiego.



Ryc. 33. Szkic doliny Dniepru pomiędzy Buroje i Adrowem z lokalizacją badanych profilów geologicznych (Kalicki, Sanko 1992, uzupełnione). 1 – zbocza doliny, 2 – glina morenowa, 3 – lessy, 4 – lessy piaszczyste, 5 – piaski ze żwirami, 6 – piaski, 7 – piaski zaglinione, 8 – mułki piaszczyste, 9 – mułki, 10 – mułki organiczne, 11 – mulki torfiaste, 12 – gleba współczesna, 13 – piaszczyste stożki napytowe, 14 – kopalne kliny mrozowe, 15 – detrytus roślinny, 16 – małżoraczki, 17 – małżoraczki, 18 – kości, 19 – entomofauna, 20 – stanowiska archeologiczne

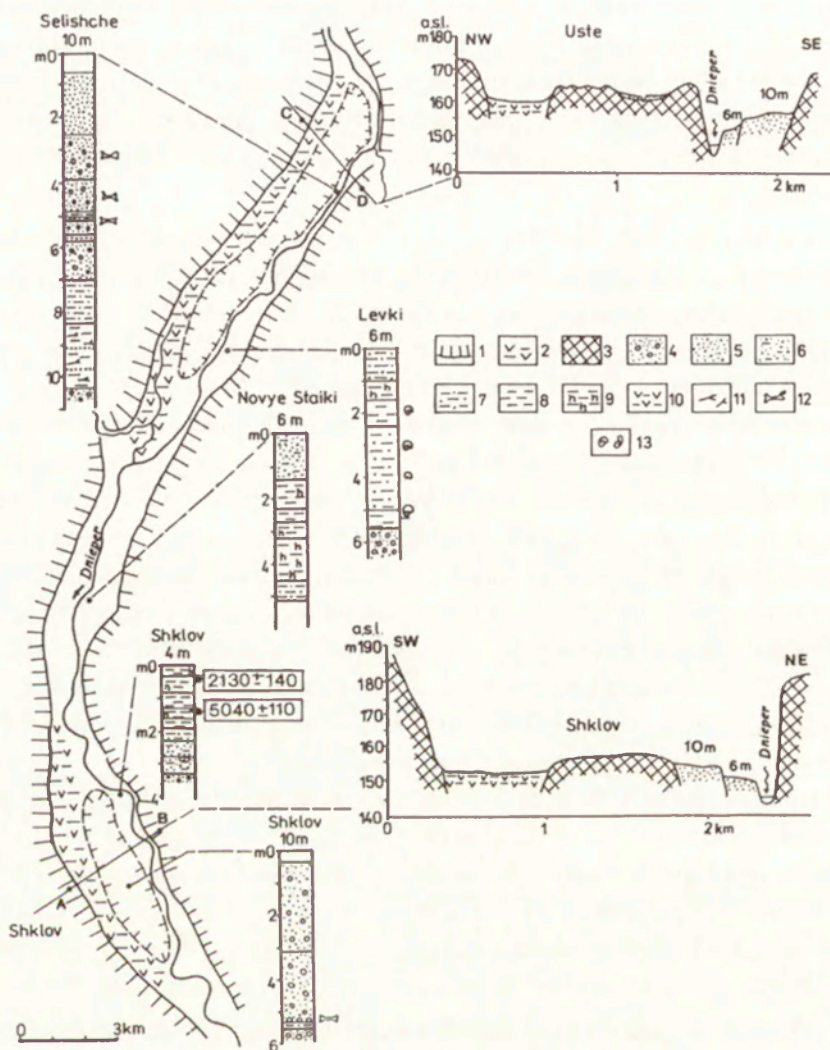
Sketch of the Dnieper valley between Buroje and Adrov with location of studied geological profiles (Kalicki, Sanko 1992, completed). 1 – valley sides, 2 – till, 3 – loess, 4 – sandy loess, 5 – sands with gravels, 6 – sands, 7 – silty sands, 8 – sandy silts, 9 – silts, 10 – organic silts, 11 – peaty silts, 12 – recent soil, 13 – sandy alluvial fans, 14 – fossil ice wedges, 15 – detritus, 16 – malacofauna, 17 – bones, 18 – ostracodes, 19 – insects, 20 – archaeological sites

Erozyjna terasa 13-metrowa Dniepru, która zazębia się z najwyższym poziomem przyłodowcowego Jeziora Łuczoskiego, zachowana jest w formie wąskich (20–200 m) listew na obu brzegach doliny, a na jej powierzchni występują wydmy i termokrasowe zagłębienia (Buroje). Na cokole spoczywają piaszczyste aluwia z brukiem korytowym w spągu o bardzo małej miąższości 1,5–2,5 m.

Akumulacyjna terasa 10-metrowa jest najlepiej zachowaną terasą nadzalewową Dniepru, o szerokości 50–100 m i z mezolitycznym stanowiskiem archeologicznym na powierzchni. Jej piaszczysto-żwirowe aluwia osiągają miąższość od 2,5 m (Buroje, Beresteniewo) do 10 m (Seliszcze). Znalaziona w tych aluwiach malakofauna (Mitkowszczyzna) oraz kości dużych ssaków tundrowych (mamutów, koni, reniferów, nosorożców włochatych i wołów piżmowych) i gryzoni (głównie lemingów i normików) (Seliszcze) są charakterystyczne dla klimatu chłodnego (Kalinovsky 1983). Wyniki badań paleobotanicznych (palinologicznych i makroszczątków) na stanowisku Seliszcze wskazują na małą zawartość pyłku traw (64%) w osadach i znaczny udział ziarn redeponowanych (Velichkevich 1982; San'ko 1987). W dolinie Czyżowki, małego dopływu Dniepru, aluwia tej terasy przykrywają osady organiczne datowane na 17 150±300 BP. Dane paleobotaniczne (pyłki i makroszczątki) i paleozoologiczne (kości, owady i małżoraczki) wskazują na akumulację, w ekstremalnie chłodnych, peryglacialnych warunkach, aluwiów na tym stanowisku (San'ko 1987; Kalicki, Sanko 1992). Brak pokrywy lessowej na tej terasie pokazuje natomiast, że musiała być ona aktywną równiną akumulacyjną aż do około 15 000 lat temu, gdyż wtedy zakończyła się akumulacja osadów eolicznych (Voznyachuk 1973). Równocześnie w mezolicie poziom ten musiał być już nadzalewowy lub rzadko zalewany. Po ustaniu zasilania wodami proglacialnymi Dniepr porzucił martwe ramiona, które zostały zajęte przez torfowiska.

W późnym glacialu w obu dolinach nastąpiła zmiana koryta roztokowego na meandrowe. Spowodowało to zróżnicowanie facjalne aluwiów, które spotykamy po raz pierwszy na terasie 3-metrowej Berezyny w Leszczynach (Kalicki 1991a). Również w tym okresie rozcięta równina aluwialna Dniepru zmieniła się w równinę zalewową, która zaczęła być intensywnie nadbudowywana osadami pozakorytowymi (Kalicki, Sanko 1992). Zagłębienia w stropie osadów korytowych spotykane na terasie 6-metrowej Dniepru (Buroje, Adrow), a będące prawdopodobnie śladami koryt roztokowych, wypełniane były drobnymi piaskami lub mułkami piaszczystymi.

Postglacialna ewolucja obu dolin przebiegała odmiennie, co być może wiąże się ze zróżnicowanymi ruchami tektonicznymi. Dniepr płynie w strefie z wyraźnymi ruchami wypiętrzającymi (por. Kalicki, Sanko 1992), natomiast w dolinie Berezyny, jeśli takie ruchy w ogóle zachodzą, to są dużo słabsze (por.

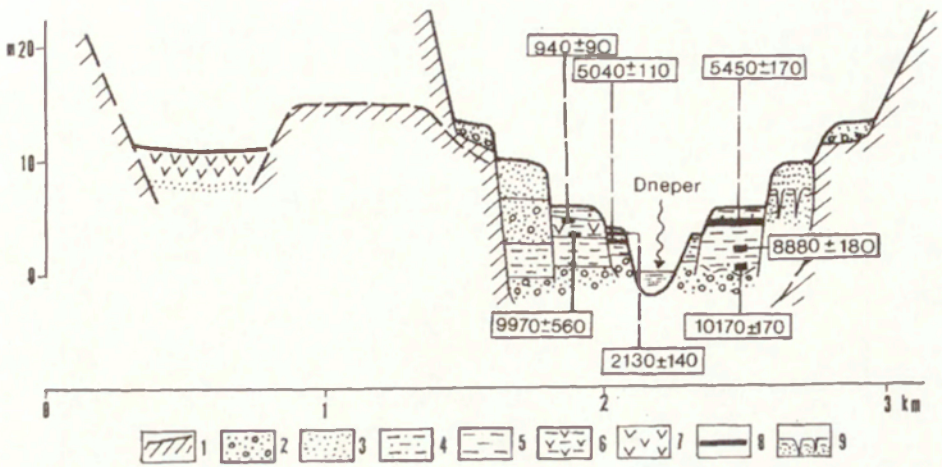


Ryc. 34. Lokalizacja oraz szkic doliny Dniepru pomiędzy Adrowem i Szklowem z profilami geologicznymi (Kalicki, Sanko 1992, uzupełnione). 1 – zbocza doliny, 2 – torfowiska, 3 – glina morenowa, 4 – piaski ze żwirami, 5 – piaski, 6 – piaski zaglinione, 7 – mułki piaszczyste, 8 – mułki, 9 – mułki organiczne, 10 – mułki torfiaste, 11 – detrytus, 12 – kości, 13 – malakofauna

Location and sketch of the Dnieper valley between Adrov and Shklov with geological profiles (Kalicki, Sanko 1992, completed). 1 – valley sides, 2 – peat bogs, 3 – till, 4 – sands with gravels, 5 – sands, 6 – silty sands, 7 – sandy silts, 8 – silts, 9 – organic silts, 10 – peaty silts, 11 – detritus, 12 – bones, 13 – malacofauna

Kalicki 1991a). Znalazło to swoje odbicie w budowie równin zalewowych obu rzek, a fazy częstszych powodzi zapisały się odmiennie w każdej z dolin.

W holocenie Dniepr wcinął się i dlatego jego dolina jest bardzo wąska z listwami teras i równin zalewowych (ryc. 35). Duża stabilność wcinającego

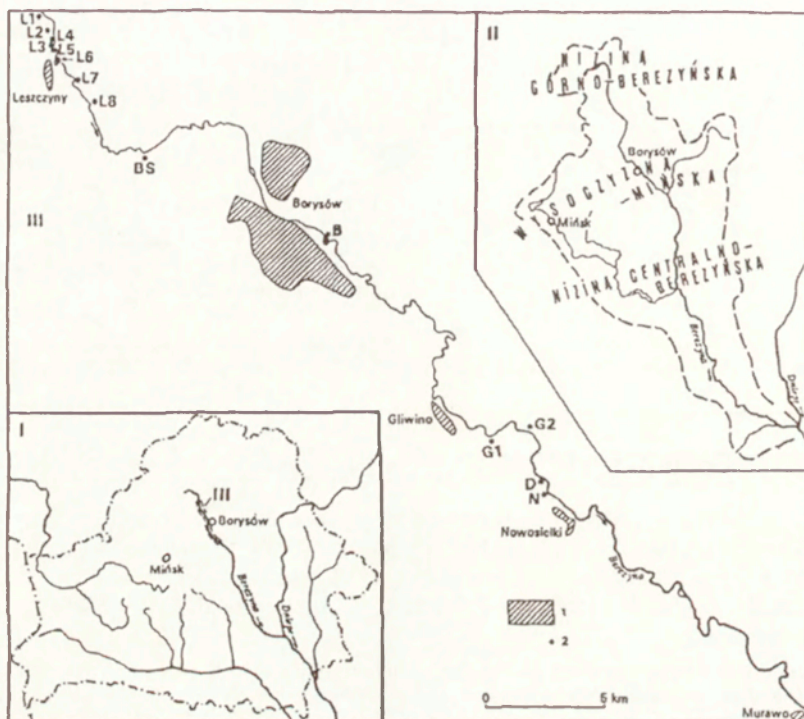


Ryc. 35. Schematyczny przekrój geologiczny przez dolinę Dniepru pomiędzy Orszą i Szkwłem (oprac. T. Kalicki w: Kalicki, Sanko 1998a). 1 – przedvistulianskie osady podłoża, 2 – piaski ze żwirami, 3 – piaski, 4 – piaski zaglinione i mułki piaszczyste, 5 – mułki, 6 – mułki torfiaste, 7 – torfy, 8 – gleby kopalne, 9 – kliny mrozowe i krioturbacje

Schematic geological section across the Dnieper river valley between Orsha and Shklov (by T. Kalicki in: Kalicki, Sanko 1998a). 1 – deposits older than Vistulian, 2 – sands with gravels, 3 – sands, 4 – sandy silts and silty sands, 5 – silts, 6 – peaty silts, 7 – peats, 8 – buried soils, 9 – fossil ice wedges and cryoturbations

się koryta ograniczała modelowanie obu poziomów równiny zalewowej jedynie do pionowego przyrostu osadów pozakorytowych. Zwiększenie tempa sedymentacji maď powodowało fosylizację gleb rozwijających się na równinach zalewowych.

Akumulacyjna terasa 6-metrowa, która jest zalewana obecnie tylko w czasie katastrofalnych powodzi, ma szerokość 100–200 m i ciągnie się nieprzerwanie wzdłuż całego badanego odcinka Dniepru. Charakterystyczną cechą jej budowy jest bardzo mięjsza, kilkumetrowa warstwa mułkowych osadów pozakorytowych z glebami kopalnymi, zalegająca na piaszczystych aluwium korytowych (fot. 3). W piaskach tej terasy (Buroje, Paszyno) zostały znalezione kości wczesnoholoceńskich gryzoni (głównie normików) z domieszką fauny tundrowej (Kalinovsky 1983), co wskazuje na to, że terasa ta zaczęła być formowana pod koniec Vistulianu. Podobne rezultaty dało badanie małżoraczek ze spągu mułków pozakorytowych w Buroje, gdyż przeważają gatunki typowe dla zimnego klimatu (Zubovich 1981), a drewno ze spągu (głęb. ok. 6 m) tych osadów było datowane na  $10\,170 \pm 170$  lub  $9640 \pm 160$  BP (San'ko 1987). Diagram palinologiczny również wskazuje na akumulację mułków w preboreale (Kalicki, Sanko 1992) i boreale, co potwierdza drewno ze środkowej części mułków pozakorytowych (głęb. ok. 4,5–5,0 m) datowane na  $8880 \pm 180$  BP (Kalicki, Sanko 1998a). Również skład malakofauny (21 ga-



Ryc. 36. Lokalizacja badanego odcinka Berezyny (I), szkic morfologiczny zlewni (II) i badane stanowiska (III) (Kalicki 1991a). 1 – obszary zabudowane, 2 – stanowiska: L – Leshchiny – Bolszoe Stachowo, B – Borysów, G – Gliwino, D – Dołgoje, N – Nowosielok

Location of study section of Berezina river valley (I), morphological sketch of the drainage basin (II) and studied sites (III) (Kalicki 1991a). 1 – built-up areas; 2 – studied sites: L – Leshchiny – Bolshoc Stakhovo, B – Borisov, G – Glivino, D – Dolgoje, N – Novosielok

tunków lądowych i 29 wodnych) pochodzącej z mułków pylastych (Adrow:  $Mz=5,9\varphi$ ;  $\delta=2,3$ ) w dolnej części profilu tej terasy (Buroje, Paszyno, Beresteniewo, Lewki, Adrow) wskazuje na szybką sedymentację mułków (dość monotonna tanatocenoza) zachodzącą na podmokłej równinie w późnym glajale i wczesnym holocenie (Kalicki, Sanko 1992, 1998). Intensywna nadbudowa równiny i równoczesne wcinanie się rzeki oraz suchszy klimat spowodował lokalnie (Adrow, Paszyno) wyraźne osuszenie siedlisk malakologicznych w dnie doliny już na granicy holocenu (Kalicki, Sanko 1992). W mezoholocenie i częściowo w neoholocenie akumulacja osadów pozakorytowych była mniej intensywna. W Adrowie osadzały się wtedy mady organiczne ( $Mz=6,2-6,4\varphi$ ;  $\delta=2,4-2,5$ ), których spąg datowano na  $9970\pm 560$ , a strop na  $940\pm 90$  BP cal. 960–1280 AD (Kalicki, Sanko 1992). Jednak warstwa grubszych mad ( $Mz=5,9\varphi$ ;  $\delta=2,1$ ) w tym profilu, jak i gleba kopalna w Buroje rozwinięta na głębokości 1,0–2,5 m, której strop był datowany na  $5450\pm 170$  BP (Kalicki





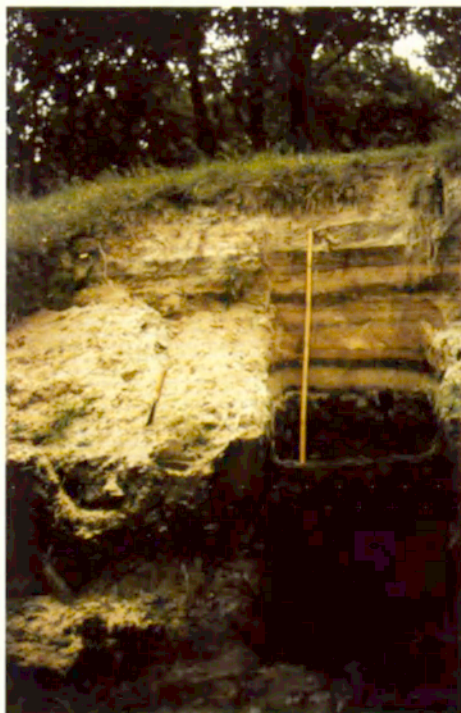
Fot. 3. Pylaste osady pozakorytowe (o miąższości 6 m) akumulowane od późnego glacjału na wyższej równinie zalewowej Dniepru w profilu Adrow. W górnej części gleba kopalna przykryta przez piaszczyste mady około  $940 \pm 90$  BP (T. Kalicki)

Photo 3. Silty overbank deposits (6 m thick) accumulated on the upper flood plain of Dnieper river at Adrov since the Late Glacial. Buried soil (upper part of profile) covered with sandy overbank deposits about  $940 \pm 90$  BP (T. Kalicki)

Fot. 4. Pylaste osady pozakorytowe (o miąższości 4 m) akumulowane w holocenie na niższej równinie zalewowej Dniepru w profilu Szklów. Dwie gleby kopalne datowane na  $5040 \pm 110$  BP (dolna) i  $2130 \pm 140$  BP (górna) (T. Kalicki)

Photo 4. Silty overbank deposits accumulated on the lower flood plain of Dnieper river at Shklov during the Holocene. Two buried soils dated on  $5040 \pm 110$  BP (lower one) and  $2130 \pm 140$  BP (upper one) (T. Kalicki)





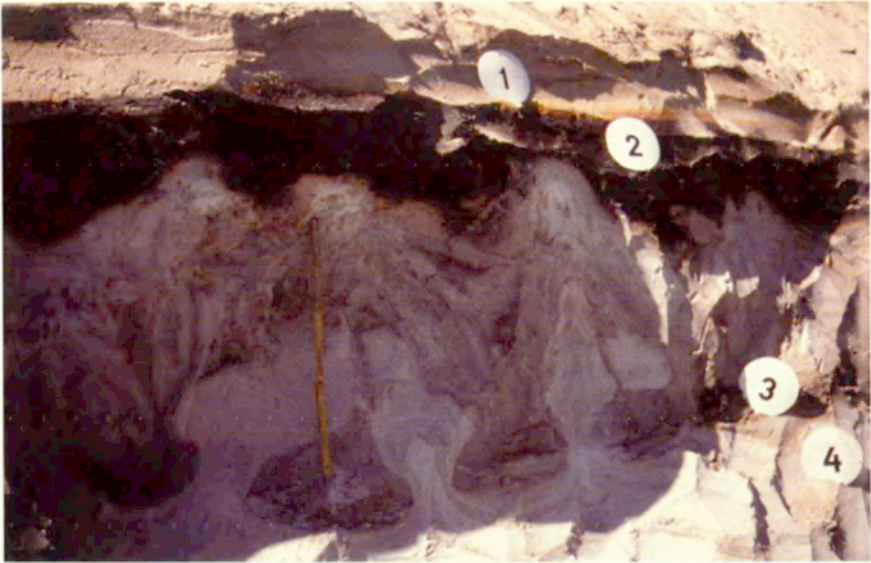
Fot. 5. Osady (torfy przykryte madami) wypełniające paleo-meander Berezyny w Dołgoje (T.Kalicki). Spąg torfów był datowany na  $3120 \pm 40$  BP, a strop na  $1000 \pm 50$  BP.

Photo 5. Sediments (peats covered with overbank deposits) filled abandoned channel of Berezina river at Dolgoje (T.Kalicki). Radiocarbon datings of peats:  $3120 \pm 40$  BP (bottom) and  $1000 \pm 50$  BP (top)



Fot. 6. Współczesne deluwia z poziomem węgla drzewnych (czarna warstwa) i redeponowanymi artefaktami przykrywające piaszczystą terasę vistuliańską w Gucie. W terasę włożona jest późnoglacialno-holocenna równina zalewowa Druci (T.Kalicki)

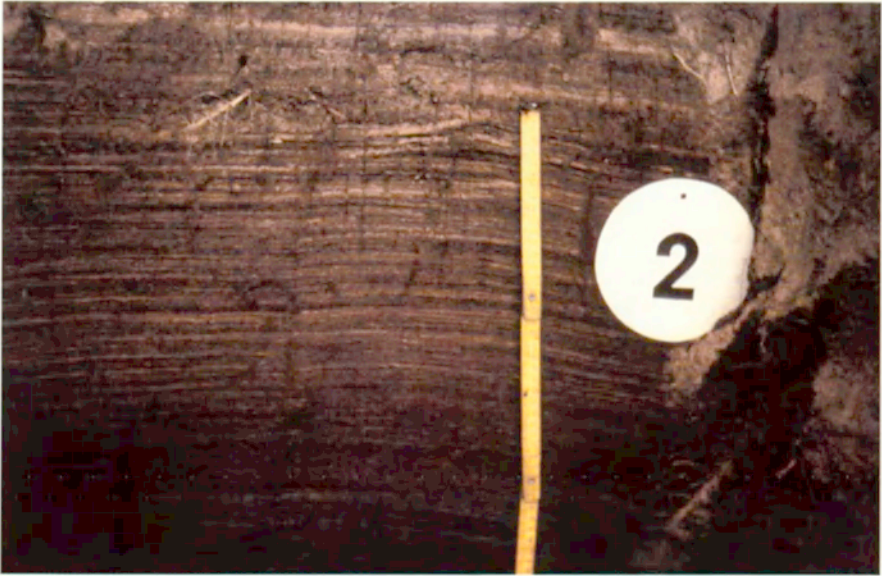
Photo 6. Recent deluvia with charcoal layer (black level) and redeposited artifacts on sandy Vistulian terrace at Gucia. The Lateglacial-Holocene flood plain of Drut river cut into the terrace (T. Kalicki)



Fot. 7. Struktury kropłowe i zaburzenia krioturbacyjne osadów starorzecznych (mułki i torfy allerödckie) w profilu Łatyszy na terasie T1A Niemna (T. Kalicki)  
 Photo 7. Drop structures and cryoturbation of abandoned channel fill (silts and peats from Allerød) at Łatyszy section on T1A terrace of Niemen river (T. Kalicki)



Fot. 8. Osady wypełniające paleomeander Zelwianki w profilu Piaski 1 (T. Kalicki). Numery na zdjęciu: 1 – piaski eoliczne, 2 – mady piaszczyste, warstwowane, 3, 4 – torfy z pniami drzew (spąg torfów był datowany na  $4195 \pm 60$  BP, a strop na  $885 \pm 50$  BP), 5 – piaski korytowe  
 Photo 8. Sediments filled abandoned channel of Zelwianka river at Piaski 1 section (T. Kalicki). Numbers on photography: 1 – blown-wind sands, 2 – sandy overbank deposits, laminated, 3, 4 – peats with subfossil trees (radiocarbon datings of peats:  $4195 \pm 60$  BP from the bottom and  $885 \pm 50$  BP from the top), 5 – channel sands



Fot. 9. Wczesnosubatlantyckie roczne (?) rytmy w wypełnieniu subborcalnego palcomeandra (Piaski 10) Zelwianki (T. Kalicki)  
 Photo 9. Early Subatlantic annual (?) „varves” filled Subborcal palacomeander (Piaski 10) of Zelwianka river (T. Kalicki)



Fot. 10. Seria limniczna przykryta przez osady pozakorytowe Łuczosa w profilu Wołosowo 2 (T. Kalicki). Numery na zdjęciu: 1-3 – mezo- i neoholocenijskie pylaste osady pozakorytowe (1 – subatlantycka gleba kopalna), 4-7 – eoholocenijskie mułki jeziorne z malakofauną, 8 – młodopleniglacialno/późnoglacialne rytmy zagłębienia wytopiskowego  
 Photo 10. Limnic sediments covered with overbank deposits of Luchosa river at Wołosowo 2 section (T. Kalicki). Numbers on photograph: 1-3 – Mezo- and Neoholocene overbank silts (1 – Subatlantic buried soil), 4-7 – Eoholocene limnic silts with malacofauna, 8 – Young Pleniglacial /Lateglacial varves

1995b), dokumentują fazy częstszych powodzi i szybszej akumulacji. Jak wskazuje profil w Adrowie, mady pylaste i organiczne zostały w ostatnim tysiącleciu przykryte madami piaszczysto-pylastymi ( $Mz=4,1-5,0\phi$ ;  $\delta=1,7-1,9$ ). W Gniezdowie koło Smoleńska (Aleksandrovsky i in. 2005), około 70 km w górę rzeki od badanego odcinka, na tym poziomie zostało stwierdzone starorzecze. Pień ze spągu wypełnienia był datowany na  $2230\pm 40$  BP, a akumulowane w paleokorycie mulki torfiaste zostały przykryte przez piaski w jego brzeżnej części około  $1530\pm 40$  BP, natomiast w centralnej przez piaski z przewarstwieniami mulków torfiastych około  $1330\pm 30$  BP. W podobnym okresie (VII/VIII w.) nastąpiła też fosylizacja trzeciej, najniższej gleby kopalnej na odsypach meandrowych, gdyż węgielki z przykrywających ją mad były datowane na  $1200\pm 100$  BP. Druga, środkowa gleba jest łączona przez autorów ze stwierdzanym w starorzeczu poziomem kulturowym z X i pocz. XI w. i została przykryta przez mady na początku ostatniego milenium. Później, po upadku grodziska, w czasie krótkiego okresu stabilizacji na odsypach rozwinęła się górna gleba ze śladami roślinności leśnej. Gleba ta, podobnie jak poziom kulturowy, została przykryta przez mięszce (2,0–2,8 m) osady pozakorytowe, których intensywna akumulacja rozpoczęła się od  $550\pm 100$  BP cal. 1260–1530 AD.

Współczesna równina zalewowa 4-metrowa jest wąska (od kilku do kilkudziesięciu metrów) i zaczęła się formować po rozcięciu wyższego poziomu. Na stanowisku Szklów (fot. 4) w dwumetrowej warstwie mad pylastych wykształcone są dwie gleby kopalne, z których dolna była datowana na  $5040\pm 110$  BP (Kalicki, Sanko 1992), a górna na  $2130\pm 140$  BP (Kalicki 1995b). Starorzecze na tym poziomie poniżej Rzeczycy (Koloczin) było wypełniane na przełomie atlantyku i subborealu początkowo mulkami z dominującą malakofauną reofilną (0,16 m), a później organicznymi gytiami (0,16 m) z malakofauną stagnofilną, które ku górze przechodzą w mulki ilaste (0,66 m), a wypełnienie kończy mięszca (1,76 m) seria drobnoziarnistych piasków (Badiał 2003b).

W przeciwieństwie do Dniepru, Berezyna w holocenie wyraźnie poszerzała swoją dolinę podcinając i niszcząc terasy młodovistuliańskie, co spowodowało powstanie bardzo rozległej równiny zalewowej z licznymi starorzeczami. Zajmuje ona w wielu miejscach niemal całą szerokość doliny. Dlatego w obrębie równiny zalewowej znajdujemy włożenia różnowiekowych serii aluwów. W okresach wzmożonej aktywności rzeka odcinała zakola i dochodziło do zmiany typu sedymentacji w starorzeczach. Te ostatnie mogły być również powodowane przesuwaniem koryta.

W badanym odcinku doliny Berezyny (ryc. 36) występują dwa poziomy równiny zalewowej, wyraźniej rozdzielone dopiero poniżej Borysowa (tab. 1). Ich aluwia są wyraźnie zróżnicowane facjalnie. Na wyższym poziomie (ryc. 37)

Rzeka	Rząd	Długość km	Zlewnia km <sup>2</sup>	Spadek ‰	Przepływ średni m <sup>3</sup> /s	Przepływ średni maksymalny m <sup>3</sup> /s	Przepływ maksymalny m <sup>3</sup> /s
Niemen (na Białorusi)	1	937 (459)	98 200 (25 000) <sup>1</sup>	0,21	685 (214)		
Usa	2	115	1345	1,3	6,3		
Zachodnia Berezyna (Nerowy)	2	226	4000 (1100)	0,8	30 (7)	(85)	(210)
Zelwianka (Piaski)	2	170 (156)	1940 (1800)	0,4	11 (9,42)	(79)	(289)
Wilja (na Białorusi)	2	498 (264)	25 100 (11 000)	0,3	186		
Naroczanka	3	75	1650	0,4	11,9		
Usza	3	75	780	2,2	6,01		
Dźwina (Witebsk)	1	1020 (380)	87 900 (27 300)	0,12	666 (221)		(3320)
Łuczosa	2	90	3510	0,3	21,4	249	738
Kasplia	2	136	5410	0,2	35		
Dniepr (Orsza-Szklów)	1	2285	504 000 <sup>2</sup> (20 000)	0,08 (0,1-0,3)	1670 (125)	(937)	(2000)
Adrow	2	75	676	0,9	4,4		
Orszyca	2	33	519	0,4	3,3		
Poczalica	3	19	104	2,5			
Druć (Białynicze)	2	295	5020 (2850)	0,4 (0,4-0,5)	31,6 (16,8)	(269)	(1200)
Neropla	3	30	200	1,6			
Berezyna (Borysów)	2	613	24 500 (5700)	0,11	142 (40)	(218)	(460)
Soż	2	648	42 100	0,17	219		
Prypeć	2	761	121 000	0,1	450		
Ptycz	3	421	9470	0,4	49,7		
Cna	3	126	1130	0,4	7,23		
Jasiołda	3	250	7790	0,15	35,8		

Tabela 1. Podstawowe parametry badanych rzek na Białorusi

<sup>1</sup> bez dorzecza Wili

<sup>2</sup> bez dorzecza Prypeci

1995b), dokumentują fazy częstszych powodzi i szybszej akumulacji. Jak wskazuje profil w Adrowie, mady pylaste i organiczne zostały w ostatnim tysiącleciu przykryte madami piaszczysto-pylastymi ( $Mz=4,1-5,0\phi$ ;  $\delta=1,7-1,9$ ). W Gniezdowie koło Smoleńska (Aleksandrovsky i in. 2005), około 70 km w górę rzeki od badanego odcinka, na tym poziomie zostało stwierdzone starorzecze. Pień ze spągu wypełnienia był datowany na  $2230\pm 40$  BP, a akumulowane w paleokorycie mulki torfiaste zostały przykryte przez piaski w jego brzeżnej części około  $1530\pm 40$  BP, natomiast w centralnej przez piaski z prze-warstwieniami mulków torfiastych około  $1330\pm 30$  BP. W podobnym okresie (VII/VIII w.) nastąpiła też fasylizacja trzeciej, najniższej gleby kopalnej na odsypach meandrowych, gdyż węgielki z przykrywających ją mad były datowane na  $1200\pm 100$  BP. Druga, środkowa gleba jest łączona przez autorów ze stwierdzanym w starorzeczu poziomem kulturowym z X i pocz. XI w. i została przykryta przez mady na początku ostatniego milenium. Później, po upadku grodziska, w czasie krótkiego okresu stabilizacji na odsypach rozwinęła się górna gleba ze śladami roślinności leśnej. Gleba ta, podobnie jak poziom kulturowy, została przykryta przez miększe (2,0–2,8 m) osady pozakorytowe, których intensywna akumulacja rozpoczęła się od  $550\pm 100$  BP cal. 1260–1530 AD.

Współczesna równina zalewowa 4-metrowa jest wąska (od kilku do kilkudziesięciu metrów) i zaczęła się formować po rozcięciu wyższego poziomu. Na stanowisku Szklów (fot. 4) w dwumetrowej warstwie mad pylastych wykształcone są dwie gleby kopalne, z których dolna była datowana na 5040  $\pm$  110 BP (Kalicki, Sanko 1992), a górna na 2130  $\pm$  140 BP (Kalicki 1995b). Starorzecze na tym poziomie poniżej Rzeczycy (Koloczin) było wypełniane na przełomie atlantyku i subboreału początkowo mulkami z dominującą malakofauną reofilną (0,16 m), a później organicznymi gytiami (0,16 m) z malakofauną stagnofilną, które ku górze przechodzą w mulki ilaste (0,66 m), a wypełnienie kończy miąższa (1,76 m) seria drobnoziarnistych piasków (Badiał 2003b).

W przeciwieństwie do Dniepru, Berezyna w holocenie wyraźnie poszerzała swoją dolinę podcinając i niszcząc terasy młodovistuliańskie, co spowodowało powstanie bardzo rozległej równiny zalewowej z licznymi starorzeczami. Zajmuje ona w wielu miejscach niemal całą szerokość doliny. Dlatego w obrębie równiny zalewowej znajdujemy włożenia różnowiekowych serii aluwii. W okresach wzmożonej aktywności rzeka odcinała zakola i dochodziło do zmiany typu sedymentacji w starorzeczach. Te ostatnie mogły być również powodowane przesuwaniem koryta.

W badanym odcinku doliny Berezyny (ryc. 36) występują dwa poziomy równiny zalewowej, wyraźniej rozdzielone dopiero poniżej Borysowa (tab. 1). Ich aluwia są wyraźnie zróżnicowane facjalnie. Na wyższym poziomie (ryc. 37)

Rzeka	Rząd	Długość km	Zlewnia km <sup>2</sup>	Spadek ‰	Przepływ średni m <sup>3</sup> /s	Przepływ średni maksymalny m <sup>3</sup> /s	Przepływ maksymalny m <sup>3</sup> /s
Niemen (na Białorusi)	1	937 (459)	98 200 (25 000) <sup>1</sup>	0,21	685 (214)		
Usa	2	115	1345	1,3	6,3		
Zachodnia Berezyna (Nerowy)	2	226	4000 (1100)	0,8	30 (7)	(85)	(210)
Zelwianka (Piaski)	2	170 (156)	1940 (1800)	0,4	11 (9,42)	(79)	(289)
Wilia (na Białorusi)	2	498 (264)	25 100 (11 000)	0,3	186		
Naroczanka	3	75	1650	0,4	11,9		
Usza	3	75	780	2,2	6,01		
Dźwina (Witebsk)	1	1020 (380)	87 900 (27 300)	0,12	666 (221)		(3320)
Łuczosa	2	90	3510	0,3	21,4	249	738
Kasplia	2	136	5410	0,2	35		
Dniepr (Orsza-Szklów)	1	2285	504 000 <sup>2</sup> (20 000)	0,08 (0,1-0,3)	1670 (125)	(937)	(2000)
Adrow	2	75	676	0,9	4,4		
Orszyca	2	33	519	0,4	3,3		
Poczalica	3	19	104	2,5			
Druć (Białynicze)	2	295	5020 (2850)	0,4 (0,4-0,5)	31,6 (16,8)	(269)	(1200)
Neropla	3	30	200	1,6			
Berezyna (Borysów)	2	613	24 500 (5700)	0,11	142 (40)	(218)	(460)
Soż	2	648	42 100	0,17	219		
Prypeć	2	761	121 000	0,1	450		
Ptycz	3	421	9470	0,4	49,7		
Cna	3	126	1130	0,4	7,23		
Jasiołda	3	250	7790	0,15	35,8		

Tabela 1. Podstawowe parametry badanych rzek na Białorusi

<sup>1</sup> bez dorzecza Wili

<sup>2</sup> bez dorzecza Prypeci

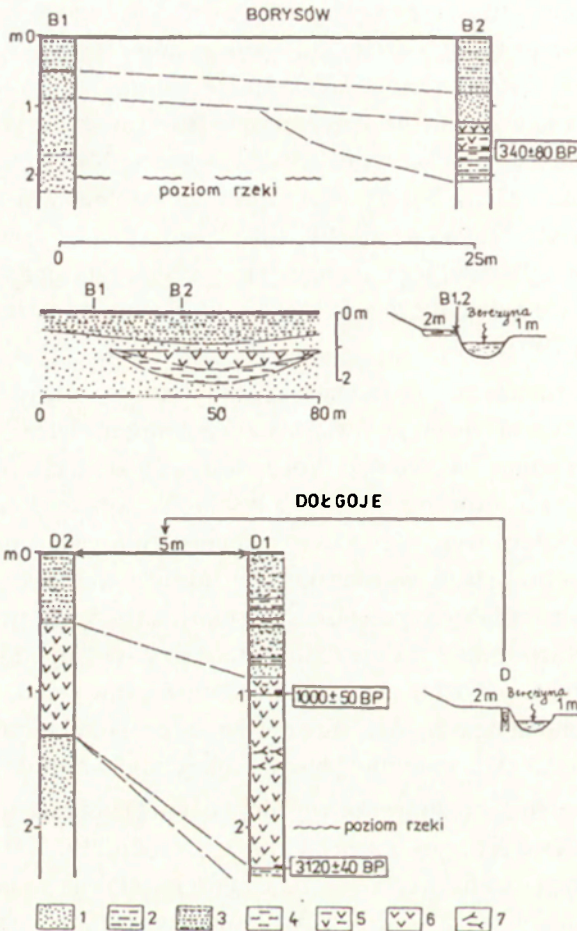


torfy wypełniające starorzecze przykryte są piaszczysto-mułkowymi osadami wału przykorytowego (Dołgoje) (fot. 5). Spąg osadów organicznych był datowany na  $3120 \pm 40$  BP, a strop na  $1000 \pm 50$  BP cal. 950–1170 AD (Kalicki 1991a). Organiczne wypełnienie starorzecza w Borysowie, przykryte piaskami z przewarstwieniami mułkowymi, było datowane na  $340 \pm 80$  BP cal. 1400–1850 AD (Kalicki 1991a). Niższy poziom równiny zalewowej zajmuje największy obszar (ryc. 38). Występują tu liczne jeziora starorzeczne, w różnych stadiach zarastania, świadczące o lateralnej migracji koryta i jego zmianach, z których najmłodsze mogą być datowane kartograficznie na ostatnie trzydzieście lat (Kalicki 1991a).

Współczesne zmiany w obu dolinach są kontynuacją tendencji charakterystycznych dla holocenu. Nieuregulowana Berezyna migruje lateralnie i formuje niższy poziom równiny zalewowej. Proces wcinania się rzeki przyspieszają prace regulacyjne i bagrowanie piasków z koryta. W dolinie Dniepru wyższy poziom równiny zalewowej, który został nadbudowany w ciągu ostatniego tysiąclecia ponadmetrową warstwą mad piaszczysto-pylastych, jest zalewany już tylko w czasie katastrofalnych powodzi. Natomiast na niższym stopniu równiny zalewowej Dniepru oraz w dnie doliny Berezyny sedymentują współcześnie bardzo charakterystyczne mady nie obserwowane w starszych osadach. Tworzą je naprzemianległe cienkie warstewki piasków i mułków. Osiągają one miąższość około 0,5 m, a w dolinie Dniepru miejscami nawet do 2,5 m.

Adrow jest małym, „niedożywionym” dopływem Dniepru w rejonie Orszy (ryc. 32 obszar A) wykorzystującym dolinę o szerokości 0,6–0,8 km, którą przez Wysoczyznę Orszańską spływały wody progłacialne na południe w okresie maksimum zlodowacenia (tab. 1). W dolinie występuje terasa 5-metrowa i równina zalewowa wzniesiona 2,0–1,0 m nad poziom rzeki (Savchik 2002; Kalicki i in. w druku).

W dnie doliny koło Lomaczino i Werowoisza w profilu Adrow II na piaskach (2,5–1,68 m) zalega seria limniczna (z pyłkiem *Lemna*, *Sparganium*, *Myriophyllum*) o miąższości 0,7 m składająca się z mułków torfiastych (do 1,47 m), osadów węglanowych (do 1,35 m), których strop był datowany na  $8151 \pm 220$  BP (IGSB–620) i z torfów węglanowych (do 1 m), których strop był datowany na  $3431 \pm 114$  BP (IGSB–618). Serię tę przykrywają metrową warstwą pylaste osady pozakorytowe składane na trawiastej równinie zalewowej (pyłek *Artemisia* i *Lycopodium L.*). Były one akumulowane w kilku fazach zapisanych w ich składzie granulometrycznym i geochemicznym. Pierwsze grubsze i gorzej wysortowane osady występują w profilu na głębokości 0,8–0,6 m, gdzie pojawia się też po raz pierwszy pyłek *Secale* (0,7 m), dlatego ich sedymentację można wiązać z rozwojem rolnictwa i zwiększoną erozją gleb w zlewni. Drugi, zdecydowanie mniej wyraźny, epizod składania grub-

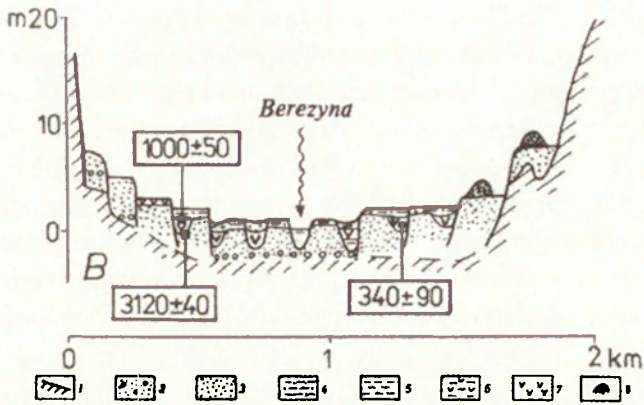


Ryc. 37. Profile wyższej równiny zalewowej Berezyny w Borysowie i Dołgoje (Kalicki 1991a). 1 – piaski, 2 – mułki piaszczyste, 3 – przewarstwienia mułków i piasków (osady pozakorytowe), 4 – mułki, 5 – mułki torfiaste, 6 – torfy, 7 – drewna

Profiles of the Berezina's higher flood plain in Borisov and Dolgoje (Kalicki 1991a). 1 – sands, 2 – sandy silts, 3 – intercalations of silts and sands (overbank deposits), 4 – silts, 5 – peaty silts, 6 – peats, 7 – woods

szych i gorzej wysortowanych mad jest zapisany w profilu na głębokości 0,4–0,2 m i nie towarzyszy mu pojawienie się pyłku roślin uprawnych.

W sąsiednim profilu Adrow IV (Savchik 2002, inf. ustna) na mułkowo-piaszczystych osadach spoczywają (10 cm) atlantyckie torfy (6899±160 BP; IGSB-625) przykryte mięszą (0,95 m) serią mułków węglanowych z mala-kofauną. Ta węglanowa sedymentacja dobiegła końca w subatlantyku, gdy została złożona seria piaszczystych mad (1,2 m). Zaczyna się ona warstwą piaszczystych mułków organicznych (0,35 cm), których spąg był datowany na 749±100 BP cal. 1030-1410 AD (IGSB-624), natomiast strop na



Ryc. 38. Schematyczny przekrój geologiczny przez dolinę Berezyny (Kalicki 1993c)  
 1 – przedvistulianskie osady podłoża, 2 – piaski ze żwirami, 3 – piaski, 4 – piaski zaglinione i mułki piaszczyste, 5 – mułki, 6 – mułki torfiaste, 7 – torfy, 8 – wydmy  
 Schematic geological cross-section of the Berezina river valley (Kalicki 1993c). 1 – deposits older than Vistulian, 2 – sands with gravels, 3 – sands, 4 – sandy silts and silty sands, 5 – silts, 6 – peaty silts, 7 – peats, 8 – dunes

2278±140 BP (IGSB-623). Inwersja datowań jest spowodowana prawdopodobnie tym, że na glebie kopalnej *in situ* (ciemnoszare mułki) zostały złożone jasnoszare mułki, w których substancja organiczna pochodzi z erodowanego w zlewni poziomu próchnicznego gleb.

Również prawdopodobnie doliną Soży spływały na południe wody proglacjalne z rejonu Smoleńska (tab. 1). Dalej od granicy ostatniego zlodowacenia rzeka wykorzystuje stare rynny glacialne i w rejonie Prisny (ryc. 32 obszar Ł) nosi cechy rzeki niedożywionej (Sanko i in. 2000; Zernitskaya i in. 2003). Holocenska równina zalewowa ze śladami lateralnej migracji koryta zajmuje niemal całe dno doliny. Jednak, w jego obrębie występuje też „martwa dolina”, która wzniesiona jest około 2 m powyżej poziomu rzeki i oddzielona od strefy meandrowania przez izolowane i wyciągnięte zgodnie z przebiegiem doliny, piaszczyste ostańce z paleogeńskim cokółem, wzniesione 7–8 m nad równinę zalewową. Brak śladów meandrowania w tej strefie świadczy o tym, że „martwa dolina” w późnym glacialu i holocenie funkcjonowała w znacznym stopniu niezależnie od rzeki. W młodszym dryasie oraz eholocenie w położonych tu niewielkich zbiornikach wodnych były akumulowane jeziorne kredy i mułki węglanowe z malakofauną. Analiza palinologiczna wskazuje na to, że ten typ sedymentacji utrzymywał się również we wczesnym holocenie, co potwierdza datowanie radiowęglowe małego fragmentu drewna z górnej części mułków węglanowych (8700±100 BP). W malakotanatocenozie dominującą grupę stanowią gatunki okresowo wysychających zbiorników, a także gatunki jeziorne i euryekologiczne (*Valvata cristata*, *V. pulchella*, *Gyraulus*

*rossmaessieri*, *Pisidium obtusale*, *Viviparus contectus*, *Bithynia tentaculata*, *Armiger crista*), co wskazuje na izolowany od rzeki zbiornik wodny. Tylko w końcowym etapie sedymentacji mułków i kredy strefa ta zaczęła spełniać rolę basenu powodziowego, o czym świadczy pojawienie się pierwszych, pojedynczych skorupki reofilów *Lithoglyphus naticoides* i *Sphaerium rivicola*. Osady jeziorne przechodzą ku górze w torfy trzciniowo-mszyste, a zmiana sedymentacji nastąpiła około 6300±200 BP. W młodszym holocenie najpierw doszło do zapiaszczenia osadów bagiennych, a w ostatnim tysiącleciu zostały one przykryte przez pozakorytowe piaski z przewarstwieniami mułków.

W aktywnym pasie meandrowym wzniesionym 3,0–3,5 m, w Litwinowiczach koło Kormy na mułkach piaszczystych i piaskach drobnoziarnistych (2,9–2,5 m), interpretowanych jako wypełnienie starorzecza i datowanych palinologicznie na przełom atlantyku i subboreału (AT3–SB1), spoczywają piaszczysto-żwirowe (2,5–2,1 m) i piaszczyste (2,1–0,8 m) osady korytowe z malakofauną, głównie reofilną. Charakterystyczny jest wysoki udział *Lithoglyphus naticoides*, którego rozprzestrzenianie się w dorzeczu Dniepru było związane z rolniczą działalnością człowieka, a masowe pojawienie się nastąpiło w okresie brązu. Powyżej (0,8–0,0 m) zalegają piaszczyste osady pozakorytowe (Kuznetsov i in. 1998). Profil w Litwinowiczach, o ile interpretacja spągowych mułków jako osadów starorzecznych jest prawidłowa, może wskazywać na neoholoczeńską agradację, gdyż zalegające powyżej osady mają typową dla rzeki meandrowej sekwencję. Na nadbudowę równiny zalewowej w pasie meandrowym, na odcinku pomiędzy Czerikowem i Homlem, wskazują także subatlantyckie gleby kopalne (np. Odnopol'e) występujące w piaszczystych i mułkowych osadach pozakorytowych (Kuznetsov i in. 1998, 2000; Veremchuk 2001).

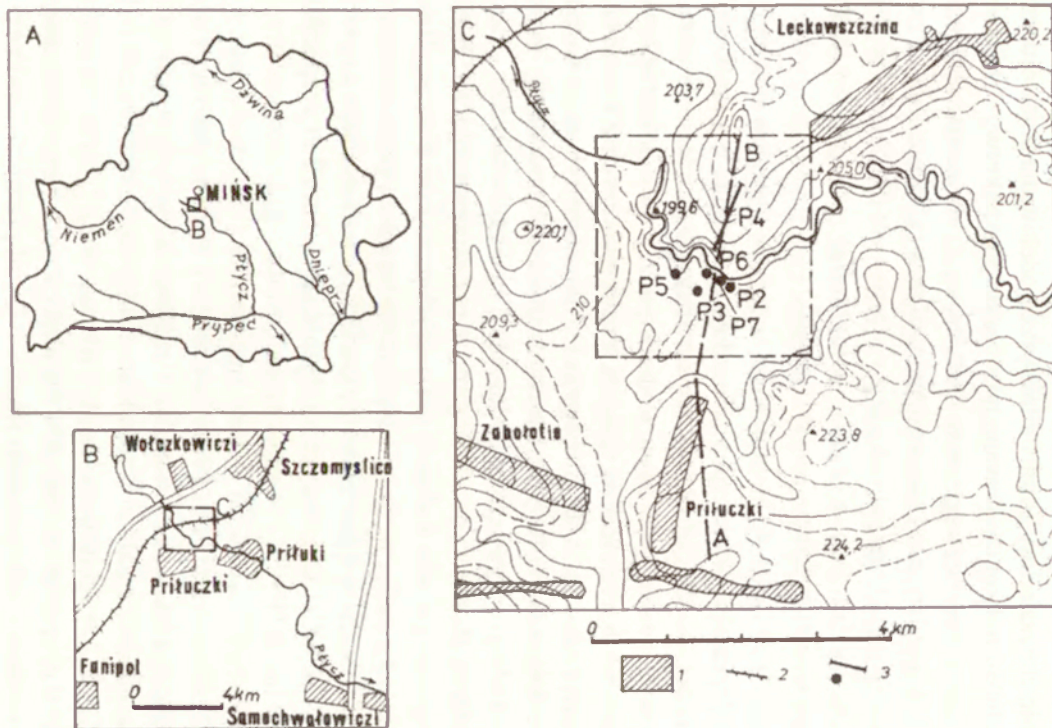
#### 4.3.1.1.2. DOLINY AUTONOMICZNE

W okresie vistulianu dorzecze Prypeci rozwijało się niezależnie od lądolodu (tab. 1). W głównej dolinie, w zależności od odcinka, wykształciło się kilka typów równin zalewowych (Moiseenko 1981), jednak dotychczas brak tu, podobnie jak w prawobrzeżnej części dorzecza, szczegółowych badań paleo-geo-graficznych. Jedynie koło Chwojenska w dolinie Prypeci opisano fosylizację mezoholoczeńskiej gleby na przełomie atlantyku i subboreału (Kuznetsov i in. 2000), a w dolinie rzeki Uborć, prawobrzeżnym dopływie, jeden z czarnych dębów był datowany na około 7800 BP (Y.A. Chyzykyov inf. ustna). Również w torfowiskach położonych na równinach zalewowych w dorzeczu Prypeci stwierdzane jest zailenie wczesnosubborealnych (SB-1) torfów, co związane jest z częstszymi powodziami dostarczającymi osadów klastycznych (Velichkevich i in. 2002).

Jej lewobrzeżne dopływy, Ptycz i Swisłocz, drenujące Wysoczyznę Mińską, strefę marginalną zlodowacenia dniewprowskiego, wykorzystują głębokie rynny polodowcowe. Badaniami objęto górny bieg Ptyczy (ryc. 32 obszar F), która meandruje po płaskim, niesterasowanym dnie takiej rynny o szerokości 0,5–1,0 km (Kalicki i in. 1997a; Zernickaja, Kalicki 1998, 1999; Makhnach i in. 1999; Zernitskaya i in. 2003) (ryc. 39).

W Vistulianie zbocza rynny zostały silnie przemodelowane przez procesy stokowe. U podnóży były akumulowane miększe do 5 m pokrywy deluwiiw starszych, a w dnie doliny bezwęglanowe mułki pylaste (Mz około 6φ; δ około 1,8) (seria I), z pojedynczymi okazami malakofauny (głównie *Valvata cristata* i *V. piscinalis*), spektrum palinologicznym typowym dla chłodnego klimatu (*Larix*, *Juniperus*, *Betula*, *Pinus*, *Selaginella*) i redeponowanym, przedczwartorzędowym pyłkiem (*Tsuga*) (ryc. 40).

W późnym glacie i wczesnym holocenie, wraz z postępującym ociepleniem klimatu i degradacją wieloletniej zmarzliny, zmienił się typ osadów na stokach i w dnie doliny. Młodsze deluwia są bardziej zróżnicowane i grubsze, a aktywizacja wód gruntowych doprowadziła początkowo do zatorfienia (wkładka silnie rozłożonych torfów ilastych, bezwęglanowych z *Comarum*, *Equisetum*, *Thelypteris* – seria II), a następnie do akumulacji martwic węglanowych w dnie doliny (seria III–IV). Uruchomienie węglanów nastąpiło już w allerödzie i młodszym dryasie, a na podmokłym i zabagnionym dnie doliny z licznymi źródłami zboczowymi i dennymi (w malakotanatocenozie dominuje euryekologiczny gatunek *Valvata piscinalis*) deponowane były węglanowe (25–50% CaCO<sub>3</sub>) mułki torfiaste i organiczne, w górze przewarstwione cienkimi (do 2 cm) warstewkami martwicy (seria III). Sedymentacja martwic wapiennych (50–80% CaCO<sub>3</sub>), których miąższość przekracza 2 m, rozpoczęła się w preboreale (seria IV). Są one silnie zróżnicowane – gruzełkowate, miejscami ilaste i warstwowane. Skład malakotanatocenozy (*Valvata cristata*, *Bithynia leachi*, *Valvata cristata* i *Planorbarius corneus*), diagram pyłkowy i makroszczątki wskazują na to, że akumulacja zachodziła na wilgotnym dnie, porośniętym przez łąki i z małymi zbiornikami wodnymi. Koryto Ptyczy, o ile było wystarczająco skoncentrowane, miało małe znaczenie, o czym świadczy minimalny udział gatunków reofilnych w malakocenozach i spotykane sporadycznie w martwicach cienkie wkładki (maks. 1–2 cm) pylastych osadów pozakorytowych. Drewno ze środkowej części tej serii było datowane na 9600±50 BP (Alexandrowicz, Sanko 1997), natomiast z osadów węglanowych uzyskano daty 8200±120 (głęb. 1,85–1,90 m), 7890±160 (głęb. 1,35–1,40 m) i 3990±162 BP (głęb. 1,07–1,12 m) (Zernitskaya i in. 2003).



Ryc. 39. Lokalizacja obszaru badań w dolinie górnej Ptyczy (Kalicki i in. 1997a). 1 – wsie, 2 – linia kolejowa, 3 – badane profile i przekroje

Location of studied area in the upper Ptych river valley (Kalicki et al. 1997a). 1 – villages, 2 – railway, 3 – studied profiles and cross-sections

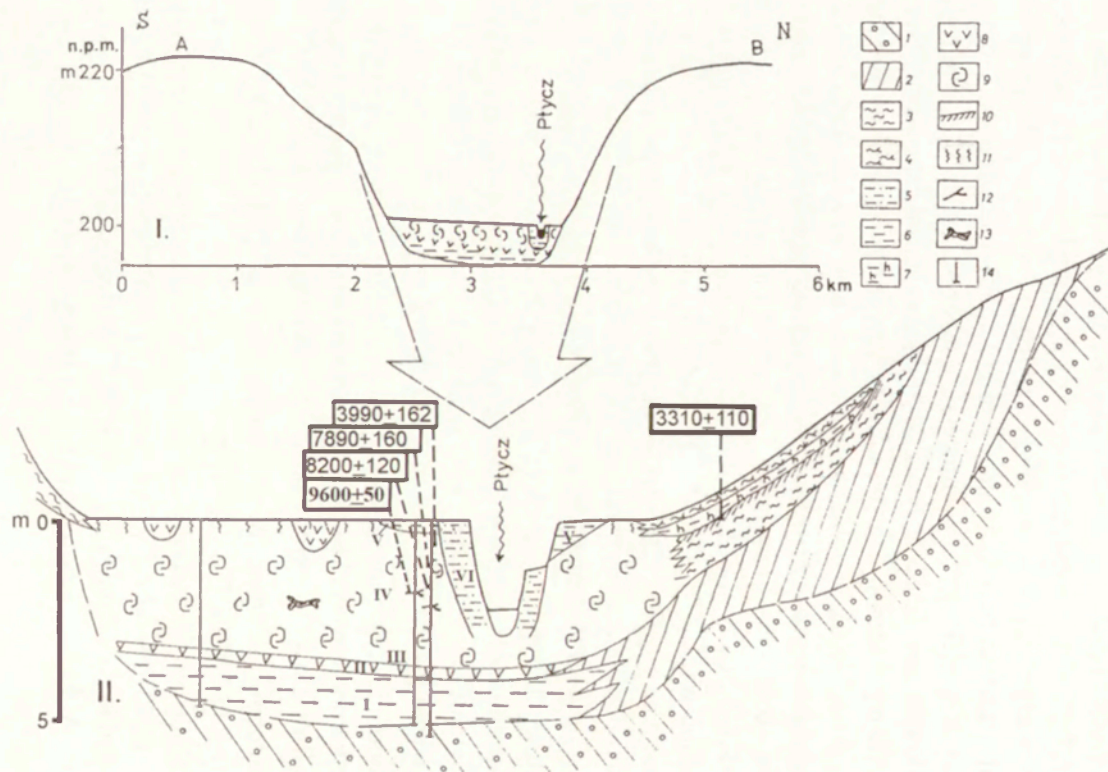
Zwilgotnienie atlantyckie i, prawdopodobnie, skoncentrowanie koryta Ptyczy spowodowało rozcięcie dna doliny przez rzekę i utworzenia terasy „martwicowej”. Lepszy drenaż doprowadził do ustania akumulacji martwic w atlantyku, a jednocześnie wyrównane przepływy zapobiegały zalewaniu dna doliny i sedymentacji mad. Na zalesionych zboczach, na młodszych deluwiach (naprzemianległe warstewki jasno-szarych mułków i drobnopięknych piasków), które zalegają się z martwicami w dnie doliny rozwijała się gleba. Dlatego górna część martwic (około 0,5 m), z poziomami konkrecji żelazistych i manganowych oraz silnie skorodowanym pyłkiem, jest zmieniona przez procesy glebotwórcze.

W neoholoceniu, około 3310±110 BP, erozja zboczy doliny doprowadziła do fozylizacji gleby u podnóża stoku (Kalicki i in. 1997a). Czarna gleba kopalna (0,25 m) jest przykryta początkowo ciemnobrązowym poziomem deluwiów pochodzących z niszczenia tej gleby w wyższym położeniu na stoku (0,4 m), a wyżej beżowymi deluwiami (0,55 m) pochodzącymi z erozji horyzontu C w części wierzchowinowej i górnej części stoku. W tym okresie w pobliżu koryta martwice zostały przykryte osadami pozakorytowymi Ptyczy (seria V). Są to organiczne (około 5% substancji organicznej) mułki pylaste ( $Mz=6,7-7,0\phi$ ;  $\delta=1,5-1,8$ ), w dolnej części mocno węglanowe (około 50%  $CaCO_3$ ) z przewarstwieniami martwicy. Węglanowość mułków szybko spada ku górze do około 15%. Stropowe 0,5 m tworzą mułki pylaste, źle wysortowane ( $Mz=5,1-5,5\phi$ ;  $\delta=1,4-1,6$ ), organiczne (4–7% substancji organicznej) i bardzo słabo węglanowe (poniżej 5%  $CaCO_3$ ), z dużą ilością węgielków (koncentracja na głębokości 0,5 m). W diagramie pyłkowym pojawiają się licznie gatunki porastające pogorzelska, a w malakocenozie gatunki siedlisk otwartych (*Pupilla muscorum*, *Vallonia pulchella*).

Aluwia korytowe (seria VI), występują w dnie rynny tylko w bardzo wąskiej strefie wzdłuż rzeki, w wewnętrznej strefie meandrów, co świadczy o bardzo ograniczonej lateralnej migracji koryta. Są to mułki piaszczyste, w których udział piasku rośnie ku spągowi ( $Mz=5,1-4,1\phi$ ;  $\delta=1,8-1,9$ ).

Podobnie wykształcone osady (Badiał 2003a) wyścielają dno rynny na kilkunastokilometrowym odcinku, co wskazuje na słabą dynamikę tych systemów fluwialnych w okresie późnego vistulianu i holocenu.

Podobnie jak Ptycz, również „niedożywiona” rzeka Druć w rejonie Białynicz (odcinek Guta-Pilsziczi) (ryc. 32 obszar P, tab. 1) wykorzystuje starą rynnę glacialną ze zlodowacenia sońskiego rozcinającą Środkowoberezyńską Równinę glacialfluwialną, która jest przykryta cienką warstwą osadów lessopodobnych (Matveyev i in. 1988). Szerokość doliny waha się od 1,5 do 2,5 km. W dolinie zachowane są wąskie listwy młodovistuliańskiej terasy o wy-



Ryc. 40. Przekrój poprzeczny (I) przez dolinę Płycz na linii A-B (patrz ryc. 39) oraz schematyczny przekrój geologiczny (II) przez dno doliny (oprac. T. Kalicki w: Kalicki i in. 1997a, uzupełnione). 1 – śródkowopolska glina morenowa, 2 – vistulianskie deluwia starsze, 3 – późnoglacialne i wczesnoholocenijskie deluwia młodsze, 4 – subatlantyckie deluwia najmłodsze, 5 – mułki piaszczyste i piaszki gliniaste, 6 – mułki pylaste, bezwęglanowe, 7 – mułki organiczne, 8 – torfy, 9 – martwica wapienna, 10 – gleba kopalna, 11 – gleba, 12 – gałęzie, 13 – kości, 14 – wiercenia

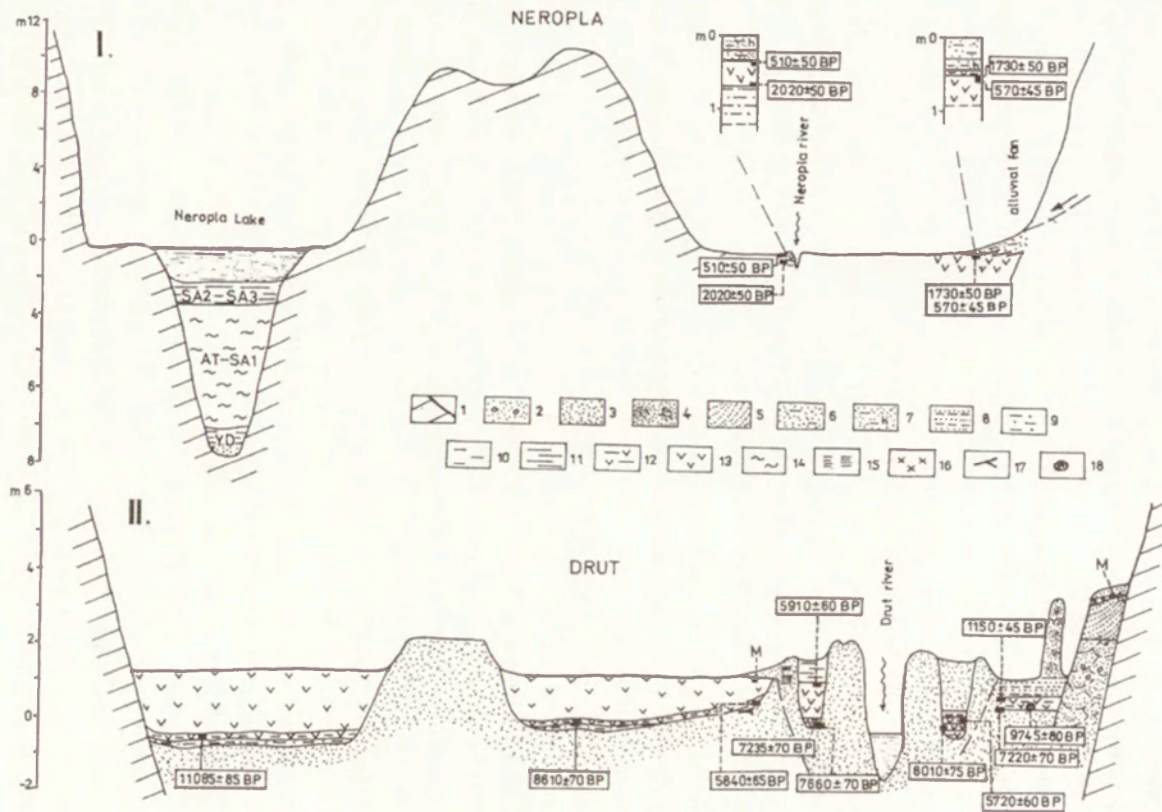
Morphological section (I) across the Płycz valley (line A-B on Fig. 39) and schematic section (II) across the valley floor (by T. Kalicki in: Kalicki et al. 1997a, completed). 1 – till of Middle Polish glaciation, 2 – Vistulian older deluvia, 3 – Late Vistulian and Early Holocene younger deluvia, 4 – Subatlantic youngest deluvia, 5 – sandy silts and silty sands, 6 – non-calcareous silts, 7 – organic silts, 8 – peats, 9 – calcareous tufa, 10 – buried soil, 11 – soil, 12 – branches, 13 – bones, 14 – borings



sokości 5–6 m. W jej piaszczystych aluwiach stwierdzone zostały ślady klinów mrozowych (Guta). Ostańce tej terasy występują również w dnie doliny, które ma szerokość 0,5–1,5 km i wzniesione jest 1,5–2,0 m nad poziom rzeki. W jego obrębie można wyróżnić dwie strefy odpowiadające dwóm głównym etapom rozwoju równiny zalewowej (ryc. 41).

Pierwsza z nich jest starsza i obejmuje około 3 szerokości dna (Malinowka). Rozwijała się ona w młodszym pleniglacjale/późnym glacjale, kiedy następowało formowanie, a następnie rozcinanie piaszczystej terasy 5–6-metrowej, której ostańce zachowały się w tej strefie. Rozcinanie to było związane prawdopodobnie z koncentracją koryta i osiągnęło poziom około 3 m poniżej dna doliny. Od schyłku allerödu (11 085±85 BP; Rome 1710) strefa ta przestała być aktywną i w najgłębszych, przyboczowych obniżeniach zaczęły rozwijać się torfowiska (Malinowka-1). Wraz z rozwojem torfowiska osady organiczne wkraczały na wyższe obszary łach korytowych zajmując w atlantyku całą powierzchnię basenu powodziowego i dlatego spąg torfów w środkowej części (Malinowka-6) był datowany na 8610±70 BP (Rome 1713), a w najbliższej korytu (Malinowka-3) na 5840±65 (Rome 1712). Torfy, z mułkami torfiastymi w spągu i stropie, osiągają miąższość 1,6 m, a występujące w nich pojedyncze ziarna pyłku *Nuphar luteum* (głęb. 0,95 cm) wskazują na „okna wodne” istniejące okresowo na torfowisku.

Młodszy, wąski pas meandrowy rozwijał się w holocenie i składa się z szeregu różnowiekowych włożeń związanych z lateralną migracją koryta. W eholocenie lateralnie migrujące koryto powodowało powalanie drzew na równinie zalewowej, które były akumulowane w piaszczystych aluwiach (Barok). Obszar ten stał się w mezoholocenie basenem powodziowym, gdyż od 7220±70 BP (Rome 1708) na piaskach zaczęły narastać torfy. Ostatnie etapy aktywności tej strefy zapisane zostały w redeponowanych z podległych, starszych piasków fragmentów drewnien zalegających w spągu torfów i datowanych na 9745±85 BP (Rome 1709). Najstarsze stwierdzone starorzecza w pasie meandrowym pochodzą ze starszego atlantyku. W paleokorycie odciętym przed 8010±75 BP (Rome 1703) narastały powoli gytie z pyłkiem *Nuphar luteum* i *Typha latifolia* aż do 5720±60 BP (Rome 1702), kiedy osady organiczne zostały przykryte przez mady (Mezinec). Starorzecze w Pilsziczki zostało także odcięte w starszym atlantyku, gdyż mułki torfiaste zaczęły w nim narastać od 7660±70 BP (Rome 1706). W jego wypełnieniu zaznacza się bardzo wyraźnie powódź około 7235±70 BP (Rome 1705), która wsypała wkładkę mułków piaszczystych w torfy narastające nieprzerwanie aż do 5910±60 BP (Rome 1704). Torfy te marastały w bardzo wilgotnym środowisku z licznymi „oknami wodnymi” (w całym profilu pyłek *Typha latifolia*, *Myriophyllum*, *Nuphar luteum*, *Nymphaea alba*), jednak ku górze profilu systematycznie rosła



Ryc. 41. Schematyczne przekroje geologiczne przez dolinę Neropli i Druci (oprac. T. Kalicki w: Kalicki i in. w druku). 1 – podłoże, 2 – piaski ze żwirami, 3 – piaski, 4 – piaski eoliczne (wydmy), 5 – deluwia piaszczyste, 6 – piaski zaglinione, 7 – organiczne piaski zaglinione, 8 – przewarstwienia piasków i mułków, 9 – mułki piaszczyste, 10 – mułki, 11 – mułki ilaste, 12 – mułki torfiaste, 13 – torfy, 14 – gytie, 15 – rudy darniowe, 16 – artefakty, 17 – detrytus roślinny, 18 – subfosalne pnie drzew

Schematic geological sections across Neropla and Druts river valleys (by T. Kalicki in: Kalicki et al. in print). 1 – bedrock, 2 – sandy gravels, 3 – sands, 4 – eolian sands (dunes), 5 – sandy delluvia, 6 – silty sands, 7 – organic silty sands, 8 – sands with intercalations of silts, 9 – sandy silts, 10 – silts, 11 – clayey silts, 12 – peaty silts, 13 – peats, 14 – gyttja, 15 – meadow ores, 16 – archaeological artifacts, 17 – detritus, 18 – subfossil trees

dostawa osadów klastycznych. Mogło to być spowodowane stopniowym zbliżaniem się do starorzeczka aktywnego koryta Druci, którego bliskość spowodowała przykrycie osadów organicznych około 5910 BP (głęb. 0,6 m). W nadległych, dość homogenicznych, mułkach organicznych dopiero wyżej (głęb. 0,4 m) stwierdza się w diagramie pyłkowym obecność *Cerealia*, a ich maksimum wypada jeszcze znacznie wyżej (głęb. 0,2 m). Działalność człowieka nie wywołała więc istotnej zmiany uziarnienia pozakorytowych osadów deponowanych w tym starorzeczu.

Około 1150±45 BP cal. 770-990 AD (Rome 1707) torfy narastające w lewobrzeżnym basenie powodziowym (Barok) zostały przykryte przez warstwiane osady wału przykorytowego. Na osady te wkroczyła wydma, prawdopodobnie wskutek antropogenicznej deforestacji piaszczystych teras i uruchomienia procesów eolicznych. Naturalny lub wywołany działalnością człowieka pożar lasu spowodował też erozję zboczy doliny i złożenie w ostatnim stuleciu na aluwiach terasy warstwy węgla drzewnych (<200 BP, Rome 1701) o miąższości 0,35–0,2 m przykrytych przez 30-centymetrową warstwę deluwiów piaszczystych z redeponowanymi artefaktami neolitycznymi i z okresu żelaza (Guta) (fot. 6). W dnie doliny, w sąsiedztwie koryta Druci, doszło do przykrycia torfów w prawobrzeżnym basenie powodziowym (Malinowka-3) przez osady pozakorytowe (okres współczesny, Rome 1711), a w latach 70. XX wieku torfowisko zostało zmeliorowane.

Neroplia, dopływ Druci, na badanym odcinku pomiędzy Poczepok i Michajłowem (ryc. 32 obszar P, tab. 1) jest typową rzeką „niedożywioną” płynącą dawnym szlakiem odpływu wód proglacialnych i transformującą fluwialnie tylko bardzo wąski pas wzdłuż koryta (Kalicki i in. w druku). Dolina dzieli się miejscami na kilka ramion rozdzielonych ostańcami erozyjnymi, a w dnie występują obniżenia zajęte dawniej przez jeziora (ryc. 41). Jedno z takich jezior, Neroplia (pow. 0,26 km<sup>2</sup>), występuje również współcześnie. Do regulacji w późnych latach 80. XX wieku jezioro to było przepływowo ze zlewnią 52,4 km<sup>2</sup>. Jezioro wypełnia 9-metrowa seria osadów limnicznych. W okresie pomiędzy 8300±110 BP (IGSB–798) i 4010±80 BP (IGSB–795) w mezotroficznym zbiorniku akumulowana była kreda jeziorna (do 70% węglanów) z niewielką domieszką substancji organicznej (20%) i osadów klastycznych (<10%). Pomiedzy 4010±80 BP (IGSB–795) i 2470±70 BP (IGSB–793) wskutek eutrofizacji jeziora wyraźnie spadła węglanowość oraz wzrósł udział substancji organicznej i części mineralnych w osadach. Było to związane prawdopodobnie z intensyfikacją erozji w zlewni wywołaną antropogenicznie, gdyż synchronicznie w diagramie pyłkowym pojawia się pierwsze maksimum *Triticum t.* i *Secale t.* Stały wzrost eutrofizacji i dostawy części klastycznych do jeziora notowany jest od 2470±70 BP (IGSB–793), któremu towarzyszy wzrost

pyłkowych wskaźników antropopresji. Jednak morfogenetyczne skutki antropopresji w samej dolinie są znacznie młodsze. Małe rozmiary cieku w stosunku do doliny powodowały zabagnienie jej dna. Spąg torfowiska położonego w pobliżu koryta (Michajłow) był datowany na  $2020 \pm 50$  BP (Rome 1715). Torfy o niewielkiej miąższości (0,35 m) zostały około  $510 \pm 50$  BP cal. 1300–1480 AD (Rome 1714) przykryte przez piaski gliniaste (0,35 m) wału przykorytowego. Również w podobnym okresie podstokowe torfowisko zostało nadbudowane stożkiem napływowym okresowego cieku akumulowanym u wylotu erozyjnego rozcięcia zbocza (Poczepok). Strop torfów był datowany na  $570 \pm 45$  BP cal. 1300–1440 AD (Rome 1717), natomiast zalegające powyżej mułki torfiaste, prawdopodobnie wskutek dostawy starszej substancji organicznej z glebowego poziomu A erodowanego w zlewni cieku, były datowane na  $1730 \pm 50$  BP (Rome 1716). Później erodowane poziomy glebowe B i C dostarczyły osadów, które utworzyły na stożku półmetrową warstwę piasków gliniastych.

W podobnym okresie doszło także do zmian sedymentacji w dolinie Poczalicy (ryc. 32 obszar A, tab. 1), dopływie Orszycy, która wpada do Dniepru w rejonie Orszy (Savchik, Makhnach 2000; Savchik 2002; Kalicki i in. w druku). Dolina Poczalicy, o szerokości 100–300 m, rozcina Wysoczyznę Orszańską, a jej dno wznosi się 1,0–1,5 m nad poziom rzeki. Na odcinku Popowka-Braginowo (profil Poczalica) na korytowych piaskach (2,25–2,00 m) zalegają zailone torfy (2,0–1,5 m) z pyłkiem *Alisma*, *Sparganium*, *Urticularia*, *Typha L.* Wskutek zwiększonej dostawy osadów klastycznych akumulacja torfów została zastąpiona sedymentacją organicznych mułków pylastych (10 cm) datowanych na  $515 \pm 80$  BP cal. 1290–1530 AD (IGSB–627). Zmiana ta została wywołana działalnością człowieka, gdyż w spągu tych osadów występuje maksimum pyłku *Cerealia*, *Fagopyrum*, *Vicia*. Leżąca powyżej warstwa pylastych osadów pozakorytowych, o miąższości 1,4 m, była składana w kilku fazach o różnej intensywności, zaznaczających się w uziarnieniu i składzie geochemicznym. Wyraźnie grubsze i gorzej wysortowane osady występują w profilu na głębokości 0,6–0,45 i powyżej 0,2 m.

#### 4.3.1.2. ZLEWISKO MORZA BAŁTYCKIEGO (DORZECZE NIEMNA)

Najbardziej złożony był rozwój dolin położonych na skłonie zlewiska Bałtyku. Z jednej strony występują tu odcinki dolin, które w okresie ostatniego zlodowacenia rozwijały się autonomicznie (górną Niemen). Z drugiej strony następowała tu zmiana kierunku odpływu i formowanie marginalnego spływu wód proglacialnych i rzecznych ku zachodowi, a przed czołem lądolodu utworzyły się przepływowe jeziora zaporowe. Aż do fazy pomorskiej (wg Val'chika 1992 – 15,5–15,0 ka BP; wg Kozarskiego 1995 – 16,2 ka BP) odpływ z jezior zaporowych Naroczano-Wilejskiego i Skidelskiego oraz wód rzecz-

nych górnego Niemna następował doliną Łosośny, jej dopływu Tatarke i przełomem Pripilin-Nurki do Biebrzy i Narwi (Val'chik 1992; Żurek 1994). Jeziora te były połączone odcinkiem pradolinym wykorzystywanym obecnie przez Zachodnią Berezynę i Niemen na odcinku mosteckim. Postępująca fazowa deglacja, zapisana ciągami moren recesyjnych i towarzyszącymi im zaporowymi jeziorami przepływowymi, warunkowała dalszy rozwój dolin również na obszarze staroglacjalnym. Cofaniu łądolodu towarzyszyło obumieranie jednych pradolin i formowanie nowych. Poziom jezior zaporowych przed czołem łądolodu obniżał się i koryta rzek wydłużały się, na drodze transgresywnej, w kierunku ustępującego łądolodu (Voznyachuk, Val'chik 1978; Val'chik 1992). W fazie środkowolitewskiej (około 13,8–13,7 ka BP) doszło do całkowitego zdrenowania jezior zaporowych (istniejących od fazy pomorskiej) i rozcięcia ich dawnych den przez Wilię (Dvareckas 1976) i transgresywny, mosteckie odcinek Niemna wraz z ujściowymi odcinkami dopływów (Val'chik 1992). Złożona historia powstawania dolin rzecznych zlewiska Bałtyku u schyłku plejstocenu znalazła swoje odbicie w morfologii i aluwiach (Voznyachuk, Val'chik 1978), jak również warunkowała kierunki rozwoju w holocenie różnych odcinków dolinnych.

#### 4.3.1.2.1. DOLINY O AUTONOMICZNYM ROZWOJU

Do tego typu odcinków należy dolina górnego Niemna (ok. 170 km) powyżej ujścia Zachodniej Berezyny (tab. 1). Odcinek stołpecki i lubczański (Voznyachuk, Val'chik 1978) powstał w okresie kataglacjalnym przedostatniego zlodowacenia, a zlodowacenie vistuliańskie nie wywarło na niego większego wpływu. Również „fale” erozji wstecznej, związane z drenażem jezior zaporowych na przedpolu łądolodu vistuliańskiego i ruchami izostatycznymi, nie docierały tu lub były bardzo słabe. Niewyraźnie zaznaczona w morfologii dolina stopniowo rozszerza się od 1,5–5,5 km do 20 km w obrębie Niziny Nalibockiej, co uwarunkowane jest ruchami wginającymi lub wykorzystywaniem przez rzekę dużej depresji glacialnej. Starsze terasy, eemsko-wczesnoglacialne i pleniglacialne, tworzą tylko wąskie listwy, natomiast większe obszary (szer. 1–4 km) zajmuje terasa kataglacjalna (3,5–4,5 m), dwudzielna (T1A i T1B) na Nizinie Nalibockiej (szer. 9–10 km). Dno doliny (0,5–5,0 km) tworzy akumulacyjna, wysoka równina zalewowa (1,5–2,5 m), a w jej obrębie spotyka się erozyjne ostańce pierwszej terasy nadzalewowej. Zabagniony, niższy stopień równiny (do 1 m) towarzyszy swobodnie meandrującemu korytu. Szerokość pasa meandrowego rośnie od 130–200 do 700–800 m.

Brak szczegółowych badań nie pozwala na skonstruowanie schematu budowy i ewolucji dna doliny. Prawdopodobnie istnieje tu szereg włożeń związanych z lateralną migracją koryta. W aluwiach (6–8 m) występuje sekwencja

prosta, a miąższość piaszczysto-pylastych mad osiąga nawet 2–3 m. Poniżej Stołpiec (pomiędzy Żukow Borok i Burnosy) opisana została kopalna gleba darniowa (Voznyachuk, Val'chik 1978).

W oparciu o jedyny szczegółowo badany profil Niżnij Swierżeń (ryc. 32 obszar M), interpretowany jako wypełnienie starorzecza, przyjmuje się, że dno doliny było kształtowane od młodszego dryasu, gdyż sedimentacja piasków z drewnami w spągu tego profilu była datowana pyłkowo na okres od młodszego dryasu do końca boreału (Litvinyuk 1975; Voznyachuk, Val'chik 1978; Zimenkov, Kolkovsky 1981). Jednak charakter osadu oraz duży udział pyłku *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus* wskazuje raczej na redepozycję i dlatego wiek odcięcia tego starorzecza można oceniać raczej na podstawie wieku osadów organicznych. Ich subatlantycki wiek został stwierdzony palinologicznie (Voznyachuk, Val'chik 1978) i radiowęglowo, gdyż spąg, środek i strop torfów był odpowiednio datowany na 2050±80, 1990±80 i 1820±80 BP (Zimenkov, Kolkovsky 1981). Pewne wątpliwości co do subatlantyckiego wieku torfów może budzić jedynie występowanie w ich obrębie na diagramie pyłkowym trzech pików *Picea*, z których najstarszy datowany jest na Białorusi na okres 5000–4200 BP, a ostatni na około 1000 BP (Zernitskaya i in. 2003). Wtedy wiek odcięcia starorzecza należałoby przesunąć na koniec atlantyku, a przykrycie torfów przez dwumetrową warstwę piasków wiązać z ostatnim tysiącleciem. Niestety, mimo podjętych prób, nie udało się odszukać odstonięcia, co uniemożliwiło wykonanie badań porównawczych.

Ponadto w dolinie Usy, prawego dopływu odwadniającego południowe skłony Wysoczyzny Mińskiej, drewno z osadów wypełniających starorzecze (głęb. 2,2 m) było datowane na 5780±70 BP (Zimenkov, Kolkovsky 1981).

#### 4.3.1.2.2. PRADOLINY

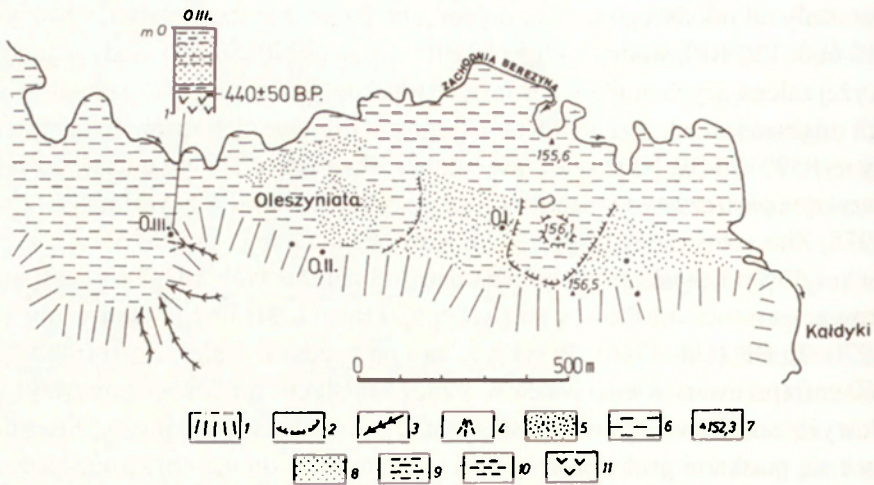
Tego typu charakter ma odcinek moriński Niemna (Voznyachuk, Val'chik 1978) pomiędzy ujściem Zachodniej Berezyny i Mołczadi (około 80 km), a także dolina samej Zachodniej Berezyny, którymi na zachód odpływały wody proglacjalne z przylodowcowego jeziora Naroczano-Wilejskiego.

Szerokość doliny Niemna w tym odcinku (ryc. 32 obszar J) jest zmienna i waha się od 6 do 16 km, a w jej obrębie, poniżej Morina, występują ostańce erozyjne (Voznyachuk, Val'chik 1978). Zachowana jest tutaj kataglacialna, dwudzielna, pierwsza terasa nadzalewowa (TIA i TIB).

Wysoką równinę zalewową budują różnicowane facjalnie aluwia z sekwencją prostą i pokrywą piaszczystych mad nie przekraczającą 1 m. W profilu Morino, który był interpretowany jako wypełnienie starorzecza oraz datowany pyłkowo i radiowęglowo, na grubych piaskach korytowych zalega warstwa organiczna. Diagram pyłkowy pokazuje, że torfy o miąższości 0,4 m

narastały od młodszego dryasu do boreału, co potwierdzają daty z ich spągu (10 660±130 BP), środka 9970±110 BP i stropu (8940±80 BP). Sedymentacja wyżej zalegających mułków torfiastych musiała być stosunkowo szybka, gdyż ich miąższość dochodzi do 0,6 m, a fragment drewna z ich stropu był datowany na 8590±90 BP. Na przełomie boreału i atlantyku osady organiczne zostały przykryte piaszczystymi madami (2,5 m) z glebą kopalną (Voznyachuk, Val'chik 1978; Zimenkov, Kolkovsky 1981). Nowe badania tego profilu pokazują, że na korytowych piaskach grubo- i bardzo gruboziarnistych zalega 63-centymetrowa warstwa mułków gytiowatych, których strop był datowany na 8970±70 BP (Gd-7746). Przykryte są one osadami wału przykorytowego (60 cm) (przewarstwienia piasków różnoziarnistych i mułków piaszczystych). Powyżej spoczywa ogniwo piaszczyste (1,9 m) z sekwencją prostą, zaczynające się piaskami grubymi ze żwirkami o średnicy do 0,2 cm i kończące się piaskami pylistymi. Inne profile tego poziomu były również analizowane pyłkowo i interpretowane jako wypełnienia starorzeczy (Voznyachuk, Val'chik 1978). U ujścia Kremuszewki na piaskach zalegają młododryasowe i preborealne mułki torfiaste (0,5 m), a wyżej borealne (spąg datowany na 9320±100 BP) torfy (0,7 m), które zostały przykryte piaskami na przełomie boreału i atlantyku (w diagramie początek krzywej Tilia, czyli około 8,4–8,2 ka BP – Zernitskaya i in. 2003). W Ogorodnikach na późnoatlantyckich piaskach zalegają torfy (0,6 m), których spąg był datowany na 3820±100 BP. Narastały one w subboreale (dolna część – 3530±100 BP) i w subatlantyku (środkowa część – 2720±20 BP), a około 1680±85 BP zostały przykryte przez piaszczyste mady, których miąższość osiąga 1,7 m (Zimenkov 1987; Velichkevich i in. 2002).

W badanym odcinku Zachodniej Berezyny (ryc. 32 obszar C, tab. 1) został stwierdzony cykl zmian koryta od roztokowego poprzez wielkopromienne meandry do małych meandrów (Kalicki 1993a, b). Z okresem maksymalnych przepływów oraz z kolejnymi fazami recesyjnymi lądolodu należy wiązać powstanie wysokich (10- i 5-metrowej) teras fluwioglacjalnych, obserwowanych w przełomowym odcinku pomiędzy Uglami a Kałdykami. Budują je piaszczysto-żwirowe i piaszczyste aluwia korytowe rzeki roztokowej. Słabe różnicowanie facjalne piaszczysto-żwirowych aluwii zaznacza się po raz pierwszy na terasie 2,0–2,5 metrowej (Sawiczi). Jednak była ona prawdopodobnie kształtowana jeszcze przez rzekę roztokową, o czym świadczą prostoliniowe podcięcia wyższych teras oraz zachowane na jej powierzchni ślady koryt roztokowych. W rejonie Oleszyniat (ryc. 42) terasa ta jest podcięta przez dwa wielkopromienne (około 200 m) i szerokie (powyżej 100 m) paleomeandry, a trzeci z nich wycięty jest w zboczu doliny. Brak datowań uniemożliwia określenie szczegółowo okresów zmian koryta, jednak jak wskazują badania w dolinie Niemna (Voznyachuk, Val'chik 1978; Val'chik, Zimenkov 1988; Kalicki



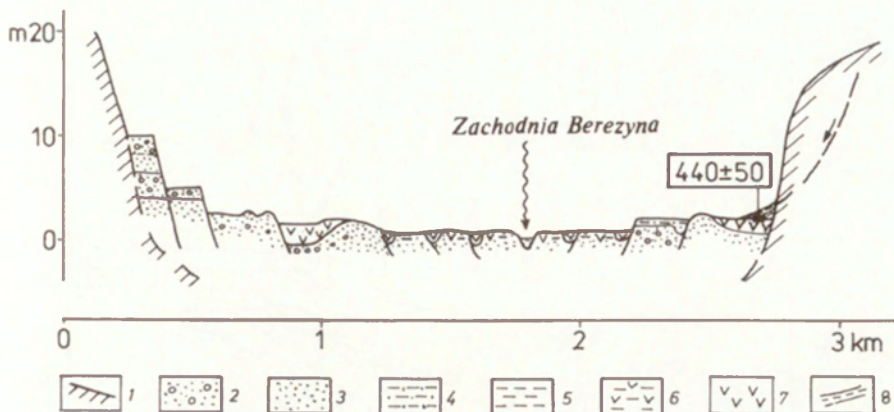
Ryc. 42. Szkic geomorfologiczny fragmentu doliny Zachodniej Berezyny w rejonie Oleszynie i profil geologiczny (OIII) stożka napływowego (Kalicki 1993a, b). 1 – zbocze doliny, 2 – krawędzie erozyjne, 3 – młode dolinki erozyjne, 4 – stożki napływowe, 5 – piaszczysty poziom rzeki roztokowej, 6 – dno doliny i równina zalewowa, 7 – punkty wysokościowe, 8 – piaski, 9 – mułki piaszczyste, 10 – mułki, 11 – torfy

Morphological sketch of the Western Berezina river valley near Oleszynie and geological profile (OIII) of alluvial fan (Kalicki 1993a, b). 1 – valley slopes, 2 – erosional scarps, 3 – young erosional valleys, 4 – alluvial fans, 5 – sandy level of the braided river, 6 – valley floor and flood plain, 7 – height spots, 8 – sands, 9 – sandy silts, 10 – silts, 11 – peats

2002a) zmiana rozwinięcia rzek z roztokowych na meandrowe nastąpiła na tym obszarze w późnym glacie.

Słabe ruchy wypiętrzające (por. Meshcheryakov 1961) oraz gwałtowny i bardzo duży spadek przepływów spowodował, że Zachodnia Berezyna miała w holocenie bardzo małą siłę erozyjną i tylko nieznacznie rozcięła poziom z zachowanymi dużymi paleomeandrami (ryc. 43). W obrębie równiny zalewowej występują małe paleomeandry, o promieniach nie przekraczających 30–40 m i szerokości 15–20 m, które funkcjonowały w holocenie. Rozcięcie wyższego poziomu i zmiana parametrów meandrów nastąpiło prawdopodobnie jeszcze na granicy holocenu, gdyż najstarsze wypełnienia starorzeczy z dna doliny pochodzą już z przełomu boreału i atlantyku (stanowisko Brod – Val'chik i in. 1992). Dane paleobotaniczne i paleozoologiczne z tego profilu wskazują na to, że torfy narastały aż do przełomu atlantyku i subboreału (w diagramie pyłkowym widoczny jest pierwszy *pik Picea* – por. wyżej), kiedy zostały przykryte przez poziomo warstwowane osady pozakorytowe, humusowe piaski gliniaste i mułki, o miąższości 0,7–0,9 m. Słaby drenaż doprowadził do znacznego zabagnienia i zatorfienia całego dna doliny. W ostatnich stuleciach wraz z wejściem badanych obszarów w obręb dóbr wołożyńskich (od XV w.) nasiliła się działalność człowieka (Słownik ... 1893). Znaczne wylesienie spowo-





Ryc. 43. Schematyczny przekrój geologiczny przez dolinę Zachodniej Berezyny (Kalicki 1993c). 1 – przedvistulianskie osady podłoża, 2 – piaski ze żwirami, 3 – piaski, 4 – piaski zaglinione i mułki piaszczyste, 5 – mułki, 6 – mułki torfiaste, 7 – torfy, 8 – stożki napływowe

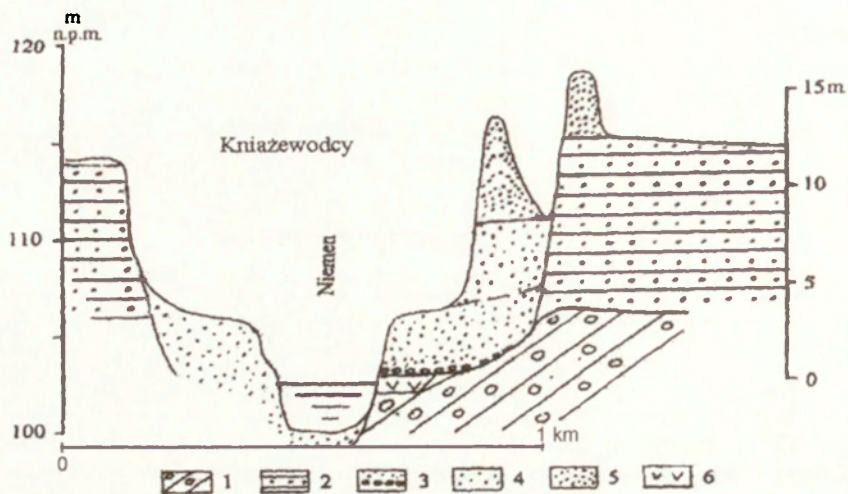
Schematic geological section across the Zapadnaya Berezyna (Kalicki 1993c). 1 – deposits older than Vistulian, 2 – sands with gravels, 3 – sands, 4 – sandy silts and silty sands, 5 – silts, 6 – peaty silts, 7 – peats, 8 – alluvial fan

dowało, że u wylotu świeżych, erozyjnych rozcięć zboczy doliny powstały stożki napływowe zasypujące zatorfione dno doliny. Strop torfu przykrytego przez piaszczyste osady stożka napływowego był datowany na  $440 \pm 50$  BP cal. 1400–1530 AD (Kalicki 1993a, b).

#### 4.3.1.2.3. DOLINY W DNACH DAWNYCH ZBIORNIKÓW

Odcinek mosteckiej doliny Niemna (Voznyachuk, Val'chik 1978) pomiędzy ujściem Mołczadi i Kotry (około 135 km), a także dolny odcinek doliny Zelwianki w rejonie Piasków wycięte są w deltowych i limnoglacialnych osadach akumulowanych w zaporowym jeziorze Skidelskim (Kalicki i in. 2000). W okresie maksimum zlodowacenia vistulianskiego sięgało ono w górę biegu Niemna niemal do ujścia Mołczadi.

Transgresyjne odnowienie drenażu na Nizinie Górnoniemeńskiej następowało etapami w dwóch pierwszych fazach deglacjacji po fazie pomorskiej ostatniego zlodowacenia wraz z ustępowaniem jeziora Skidelskiego w stronę Wysoczyzny Grodzieńskiej, stopniowym obniżaniem jego poziomu i okresową stabilizacją na wysokościach od 130–128 do 125 m n.p.m., później 120–118 m n.p.m. i w końcu 115 m n.p.m. Dlatego doliny na tym obszarze są znacznie młodsze niż ich odcinki położone powyżej (Voznyachuk, Val'chik 1978). Rozcinanie serii limnoglacialnej następowało bardzo szybko i zakończyło się w fazie środkowoliteńskiej około 13,8–13,7 ka BP (Val'chik 1992). Prawdopodobnie w tym okresie powstała bifurkacja Zelwianki oraz erozyjne, wcięte meandry zachowane koło Piasków (Kalicki i in. 2004a, b, c).



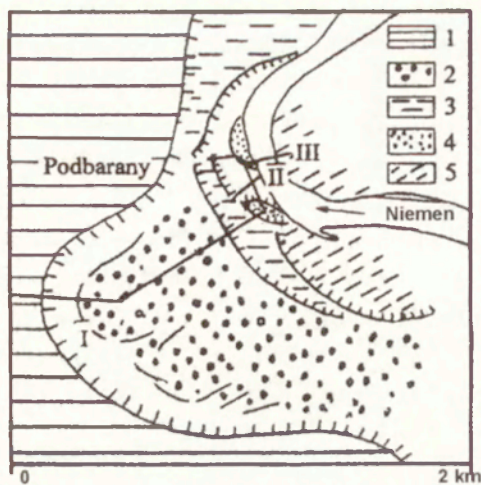
Ryc. 44. Przekrój geologiczny przez dolinę Niemna koło Kniazewodców (oprac. T. Kalicki w: Kalicki i in. 2000). 1 – glina morenowa, 2 – osady limnoglacialne, 3 – piaski i żwiry, bruk korytowy, 4 – piaski fluwialne, 5 – piaski eoliczne (wydmy), 6 – torfy eemskie

Geological section across the Niemen river valley near Kniazhevodcy (by T. Kalicki in: Kalicki et al. 2000). 1 – till, 2 – limnoglacial deposits, 3 – sands and gravels, lag deposits, 4 – fluvial sands, 5 – eolian sands (dunes), 6 – Eemian peats

Głębokość doliny Niemna rośnie od 12–13 m koło Mostów do 15–16 m koło ujścia Kotry (Voznyachuk, Val'chik 1978). Głębokie rozcięcie spowodowało, że w dnie doliny znajdują się wychodnie starszych, eemskich serii organicznych związane z przedvistuliańską historią doliny Niemna (np. Kniazewodcy) (Kalicki i in. 2000) (ryc. 44). Szerokość doliny dochodzi miejscami do 5–8 km, jednak w obrębie Bramy Mostowskiej, w rejonie wsi Kniazewodcy i u ujścia Kotry koło Skidla maleje do 0,5–0,9 km. W wyniku podparcia rzeka intensywnie meandruje przed tymi zwężeniami (Voznyachuk, Val'chik 1978).

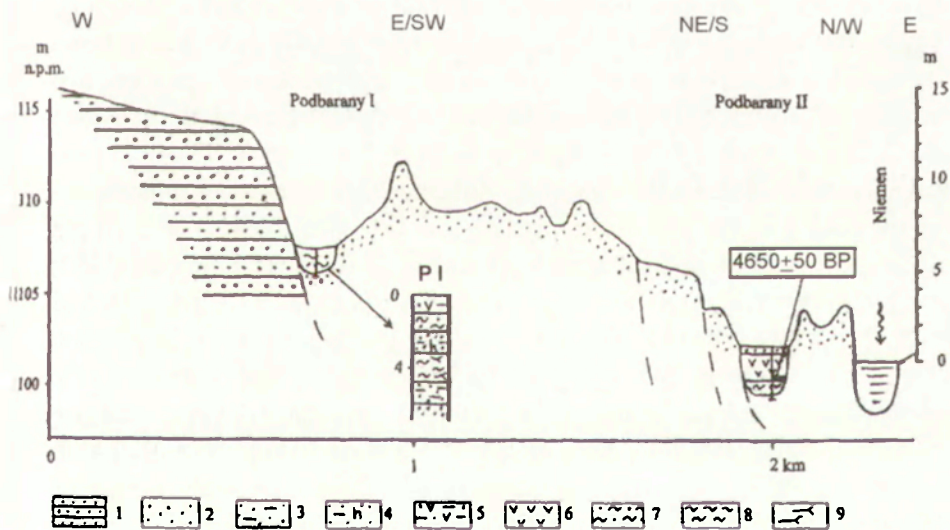
Szczególony charakter odcinka mosteckiego w całej dolinie Niemna podkreślali już L.N. Voznyachuk i M.A. Val'chik (1978). Łączy on ze sobą starszą, neoplejstoczeńską dolinę położoną powyżej z młodszą, postmaksymalną vistuliańską położoną poniżej. Dlatego następuje tutaj wyklinowywanie starszych teras i pojawiają się nowe poziomy wskutek rozszczepienia teras późnovistuliańskich (4 terasy) i równiny zalewowej. W efekcie odcinek ten ma bardziej skomplikowane spektrum teras niż odcinki położone w górę biegu rzeki.

Zmiana rozwinięcia Niemna poniżej Łunna (ryc. 32 obszar O) następowała w poziomie piaszczystej i zwydmionej terasy 7–8 metrowej (Kalicki i in. 2000), która może być korelowana z terasą T2 według L.N. Voznyachuka



Ryc. 45. Szkic geologiczny lewobrzeżnej części doliny Niemna koło Podbaranów (oprac. T. Kalicki w: Kalicki i in. 2000). 1 – osady limnoglacialne, 2 – piaski ze żwirami, 3 – piaski zaglinione, 4 – piaski, 5 – piaszczyste mułki torfiaste

Geological sketch of left-side part of the Niemen river valley near Podbarany (by T. Kalicki in: Kalicki et al. 2000). 1 – limnoglacial deposits, 2 – sands with gravels, 3 – silty sands, 4 – sands, 5 – peaty silts with sands



Ryc. 46. Przekrój geologiczny przez lewobrzeżną część doliny Niemna koło Podbaranów (oprac. T. Kalicki w: Kalicki i in. 2000, zmieniony). 1 – osady limnoglacialne, 2 – piaski, 3 – piaski zaglinione, 4 – piaski zaglinione, organiczne, 5 – mułki torfiaste, piaszczyste, 6 – torfy, 7 – gytie piaszczyste, 8 – gytie, 9 – drewna i subfosylne pnie

Geological section across left-side part of the Niemen river valley near Podbarany (by T. Kalicki in: Kalicki et al. 2000, changed). 1 – limnoglacial deposits, 2 – sands, 3 – silty sands, 4 – organic silty sands, 5 – peaty silts with sands, 6 – peats, 7 – sandy gyttja, 8 – gyttja, 9 – woods and subfossil trees

i M.A. Val'chika (1978). Wskazują na to, zachowane w morfologii, odsypy meandrowe i płytkie starorzecze półkoleście podcinające lewe zbocze doliny w Podbaranach I, pochodzące z początkowego etapu koncentracji koryta (ryc. 45, 46). Poniżej tego poziomu znajduje się terasa piaszczysta o wysokości 5–6 m, również zwydmiona, którą można korelować z terasą T1 według L.N. Voznyachuka i M.A. Val'chika (1978).

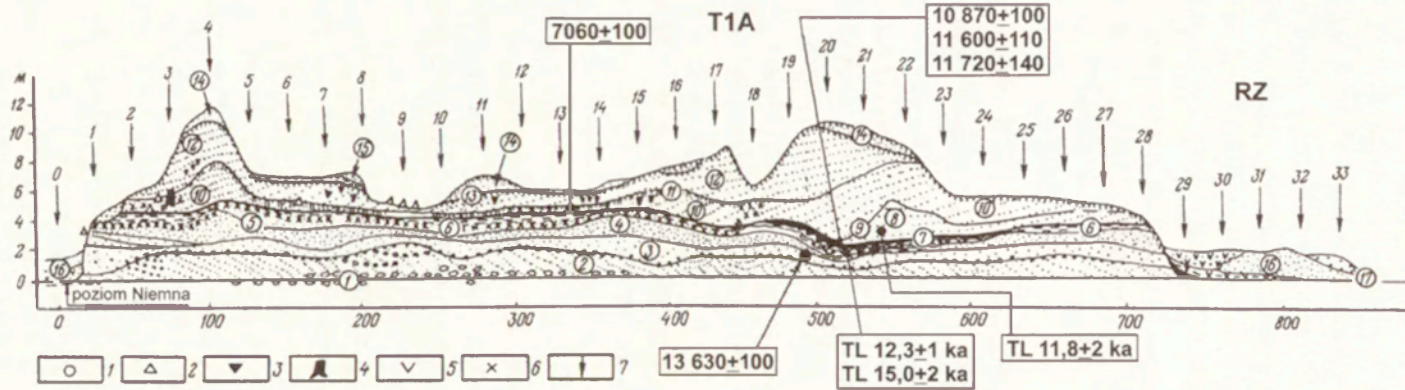
Profil najniższej terasy nadzalewowej (T1A) o wysokości 5 m w Łatyszy koło Pieskowiec (Voznyachuk, Val'chik 1978; Val'chik, Zimenkov 1988) pokazuje, że sformowała się ona w końcu plejstocenu (ryc. 32 obszar N). Skład gatunkowy detrytusu z piaszczystych osadów korytowych jest typowy dla warunków peryglacjalnych (Velichkevich 1982) i był on datowany na  $13\ 630 \pm 100$  BP (ryc. 47). Powyżej zalegają, zaburzone inwolucyjnie, osady wypełniające starorzecze (fot. 7). Spągowe mułki były datowane TL na  $15 \pm 2$  ka BP, a zalegająca powyżej wkładka piaszczysta na  $12,3 \pm 1$  ka BP. Diagram pyłkowy i datowania radiowęglowe pokazują, że leżące wyżej mułki gytiovate były akumulowane od schyłku najstarszego dryasu do allerödu ( $11\ 720 \pm 140$  BP). W allerödzie w starorzeczu narastały torfy, co potwierdzają daty z ich spągu ( $11\ 600 \pm 110$  BP) i stropu ( $10\ 870 \pm 100$  BP). W młodszym dryasie torfy zostały, prawdopodobnie eolicznie, bardzo zapiaszczone, a potem przykryte cienką warstewką mad piaszczysto-pylastych, na których spoczywa kilka ogniw piasków eolicznych rozdzielonych glebami kopalnymi (Voznyachuk, Val'chik 1978). Najstarsza faza wydymotwórcza, młododryasowo-eoholocenska według L.N. Voznyachuka i M.A. Val'chika (1978), była datowana TL na  $11,8 \pm 2$  ka BP (Val'chik, Zimenkov 1988) i raczej musiała być ograniczona tylko do młodszego dryasu, gdyż słabo rozwinięta na tych piaskach gleba łąkowa jest zaburzona krioturbacyjnie (Aleksandrovsky 1983). Powyżej spoczywa mezoholocenska według L.N. Voznyachuka i M.A. Val'chika (1978) ogniwo piasków eolicznych z kopalnymi pniami sosen, artefaktami krzemiennymi i węgielkami. Wydaje się jednak, że tą fazę wydymotwórczą należy wiązać z eoholocenem, gdyż węgielki z zamykającej to ogniwo od góry dobrze wykształconej gleby bielcowej były datowane na  $7060 \pm 100$  BP (Aleksandrovsky 1983). W przykrywających tę glebę neoholocenskich piaskach eolicznych znalezione zostały węgielki i artefakty z okresu brązu (Aleksandrovsky 1983), a wykształciła się na nich subatlantycka gleba, lokalnie przykryta przez współcześnie nawiewane wydmy.

Późnoglacialne rozcinanie i formowanie stopni równiny zalewowej musiało przebiegać bardzo szybko, gdyż wczesnoatlantyckie starorzecze Niemna w Podbaranach II położone jest już tylko nieco powyżej (około 1 m) współczesnego poziomu rzeki (Kalicki i in. 2000) (ryc. 46). Na dużą szybkość i głębokość młodopleniglacialnego rozcięcia wskazuje także poziom późnoglacial-

nych paleomeandrów Zelwianki (profile Piaski-2, Piaski-5 i Piaski-9), które położone są na podobnej wysokości jak holocenijskie (Kalicki i in. 2004a, b, c).

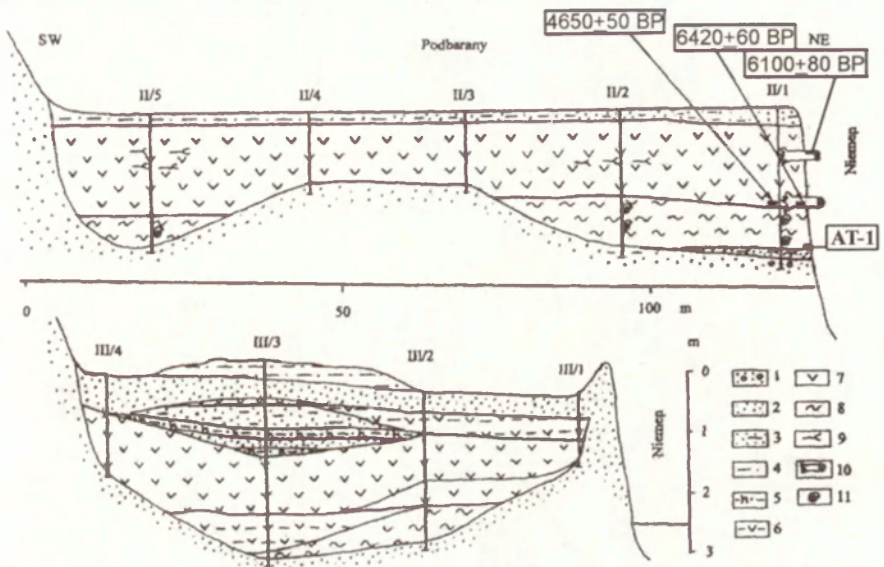
W odcinku mosteckim Niemna wysokość stopni równiny zalewowej rośnie w dół rzeki. Erozyjno-akumulacyjna, wczesnholocenijska wysoka równina wznosi się od 4–5 m koło Mostów do 5–6 m u ujścia Kotry, a miąższość okrywających ją piaszczystych mąd nie przekracza 1 m. Wysokość średniej równiny rośnie od 2–3 m koło ujścia Szczary do 3–5 m poniżej Grodna, natomiast niskiej wynosi 1,5–2,0 m (Voznyachuk, Val'chik 1978). Przy ujściu Gornicy drewno ze spągu starorzecza Niemna było datowane na  $6360 \pm 80$  BP (Zimenkov, Kolkovsky 1981), jednak w obrębie dna szczegółowymi badaniami objęto tylko jedno stanowisko Podbarany II położone koło Łunna (Kalicki i in. 2000).

Paleomeander Podbarany II, z odsypami wzniesionymi 3 m, a dnem tylko 1 m nad poziom Niemna, podcina zwydmioną terasę piaszczystą o wysokości 5–6 m, ciągnąca się aż do Łunna oraz zachowany fragment starszej równiny zalewowej wzniesionej 3 m nad poziom rzeki (ryc. 45, 46). Starorzecze z urozmaiconą rzeźbą dna wypełniają osady organiczne, które u wylotu małego cieku, drenującego wyższe terasy, zostały przykryte małym, piaszczystym stożkiem napływowym (ryc. 48). Najgłębsze części starorzecza wypełniają gytie węglanowe z malakofauną. Wyżej zalegają torfy brunatne i czarne. W ich obrębie występują dwa poziomy powalonych drzew zalegające, pierwszy, na głębokości około 1 m na granicy pomiędzy torfami a gytą oraz drugi na głębokości 0,6–0,7 m. Najwyższe ogniwo tworzą piaszczyste mady o niewielkiej miąższości. Meander został odcięty prawdopodobnie jeszcze na przełomie eolity i mezoholocenu, gdyż w atlantyku starorzecze nie miało już kontaktu z aktywnym korytem i w autochtonicznym zbiorniku jeziornym osadzały się gytie bez przewarstwień powodziowych i bez gatunków malakofauny reofilnej. Brak takiego związku jest o tyle zastanawiający, że szerokość doliny w tym miejscu jest niewielka. Być może było to spowodowane stabilnym reżimem rzeki w okresie atlantyckim lub zachowaniem jedynie profili z najgłębszych partii starorzecza, gdzie nie zaznaczał się już wpływ powodzi atlantyckich. Warstwa z bardzo niską zawartością skorodowanego pyłku sosny i paprotników może wskazywać na hiatus w narastaniu osadów w końcu atlantyku. W paleoekorycie zapisane są natomiast fazy osuszenia i zwilgotnienia siedlisk w dnie doliny. W pierwszych drzewa wkraczały na torfowisko, w drugich obumierały, tworząc w osadach poziomy pni kopalnych. Pierwszy wilgotniejszy okres został wydatowany na około 6500–6000 BP (pnie obumarłe około  $6420 \pm 60$  i  $6100 \pm 80$  BP), drugi może być datowany palinologicznie na około 3000 lat BP. Pierwsze wskaźniki gospodarki człowieka wśród gatunków zielnych stwierdzone są w diagramie w subatlantyku (zona LPAZ *Pinus-Alnus-NAP*), jednak



Ryc. 47. Odślonięcie geologiczne lewego brzegu Niemna koło Łatyszy (Voznyachuk, Val'chik 1978, uzupełnione). 1 – piaski korytowe, krzyżowo warstwowane, 2 – artefakty krzemienne, 3 – węgielki drzewne, 4 – kopalny pień sosny, 5 – osady z materią organiczną, 6 – osady żelaziste, 7 – odślonięcia. Cyfry w kółkach: 1 – bruk korytowy aluwiiów terasy T1A (otoczaki i żwiry), 2–4 – aluwia korytowe terasy T1A, 5–6 – aluwia pozakorytowe terasy T1A (piaski drobnociarniste, mułki i mułki piaszczyste, warstwowane), 7 – gytie i torfy, 8 – piaski eoliczne starszej generacji wydym (młododryasowe lub wczesnoholocenijskie), 9 – wczesnoholocenijska gleba darniowa z kretowinami nad kopalnym torfowiskiem, 10 – piaski środkowoholocenijskich wydym, 11 – środkowoholocenijska, kopalna gleba bielicowa, 12 – piaski młodoholocenijskich wydym, 13 – gleba współczesna, 14 – współczesne piaski eoliczne, 15 – piaski przewiewane, 16 – aluwia wysokiej równiny zalewowej, 17 – aluwia niskiej równiny zalewowej

Geological section of left-bank of the Niemen river near Łatyszy (Voznyachuk, Val'chik 1978, compiled). 1 – channel sands, cross bedding, 2 – flints, 3 – charcoals, 4 – subfossil trunk of pine, 5 – organic sediments, 6 – ferric sediments, 7 – outcrops. Numbers in circles: 1 – lag deposits of T1A terrace (pebbles and gravels), 2–4 – channel deposits of T1A terrace, 5–6 – overbank deposits of T1A terrace (fine sands, silts and sandy silts, bedding), 7 – gyttja and peats, 8 – eolian sands of older dune generation (the Young Dryas or Eoholocene), 9 – Eoholocene meadow soil with traces of mole, 10 – sands of the Mezhoholocene dunes, 11 – Mezhoholocene buried podsolc soil, 12 – sands of the Neoholocene dunes, 13 – recent soil, 14 – recent eolian sands, 15 – wind blown sands, 16 – alluvia of high flood plain, 17 – alluvia of low flood plain



Ryc. 48. Poprzeczne przekroje geologiczne (II i III) przez paleomeander Niemna – Podbarany II (oprac. T. Kalicki w: Kalicki i in. 2000, uzupełnione). 1 – piaski ze żwirami, 2 – piaski, 3 – piaski zaglinione, 4 – mułki piaszczyste, 5 – mułki piaszczyste, organiczne, 6 – mułki torfiaste, 7 – torfy, 8 – gytie, 9 – drewna, 10 – pnie drzew, 11 – malakofauna

Geological sections (II and III) across the Niemen's palaeomeander at Podbarany II (by T. Kalicki in: Kalicki et al. 2000, completed). 1 – sands with gravels, 2 – sands, 3 – silty sands, 4 – sandy silts, 5 – organic sandy silts, 6 – peaty silts, 7 – peats, 8 – gyttja, 9 – woods, 10 – subfossil trees, 11 – malacofauna

wyraźne zmiany typu sedymentacji w starorzeczu nastąpiły dopiero w ostatnim tysiącleciu. Narastające w starorzeczu od około 4650±50 BP neoholocénskie torfy zostały przykryte przez piaszczysto-pylaste mady, a w części podkrawędziowej, u wylotu małego ciek drewnującego wyższe terasy, przez piaszczysty stożek napływowy. Zmiany te należy prawdopodobnie wiązać z antropogenicznym wylesieniem zlewni i wyższych, piaszczystych poziomów terasowych Niemna.

Znacznie więcej danych na temat budowy i wieku równin zalewowych mamy nie z głównej doliny Niemna, ale z doliny jego dopływu Zelwianki (tab. 1). Szczegółowo badany był tylko jej ujściowy odcinek koło Piasków (Levkov i in. 1988; Fedenyia i in. 1985, 1992; Ivanov 1993; 2001; Ivanov, Yelovicheva 1997; Kovbasyuk, Ivanov 1998; Kalicki i in. 2004a, b, c) (ryc. 32 obszar I).

Podobnie jak w głównej dolinie Niemna, po szybkim, młodopleniglacjalnym rozcięciu poziom koryta Zelwianki był relatywnie bardzo stabilny w okresie późnego glacjału i holocenu. Paleobotaniczne makroszczałki z osadów ko-



Ryc. 49. Mapa topograficzna doliny Zelwianki koło Piasków z lokalizacją badanych profili i linią przekroju geologicznego A–B (patrz ryc. 52) (Kalicki i in. 2004c)

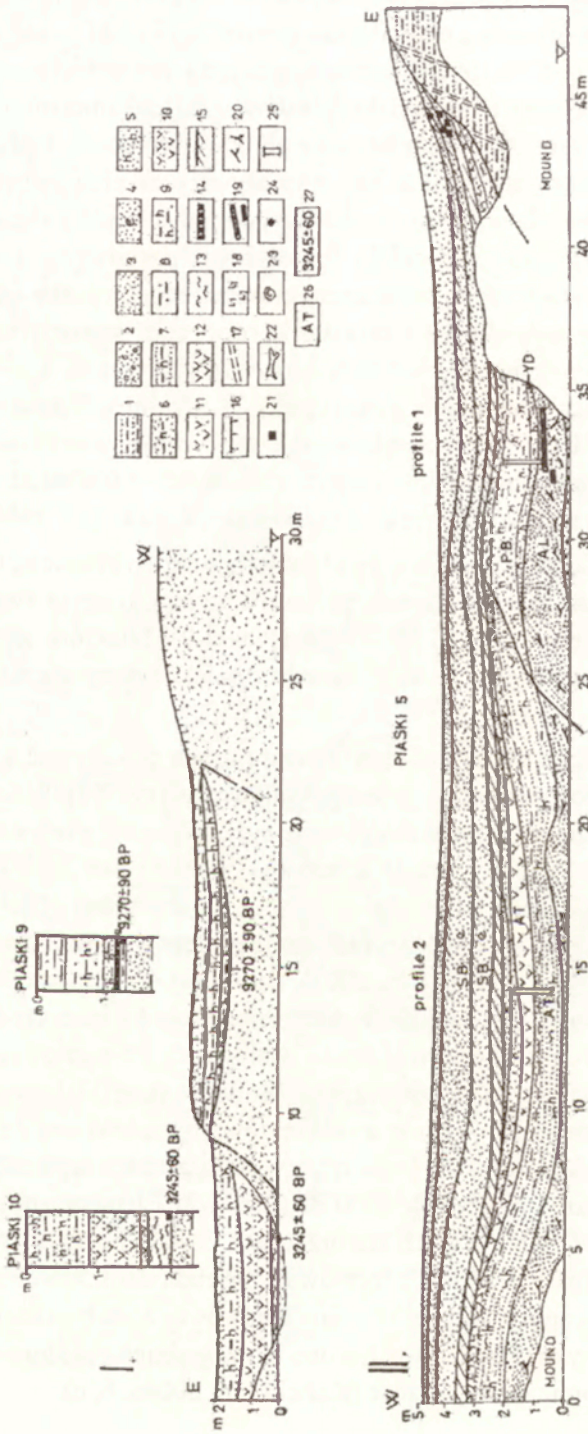
Topographical map of Zelwianka river valley near Piaski with study profiles and geological section A–B (see Fig. 52) (Kalicki et al. 2004c)



rytowych (Piaski-5) datują aluwia wysokiej równiny zalewowej na alleröd (ryc. 50). Młododryasowe ochłodzenie klimatu wywołało zmiany koryta Zelwianki. Około 10 670±100 BP doszło do odcięcia niektórych meandrów (Piaski-2), a świadectwem tendencji do roztokowania, lateralnej migracji i poszerzania równiny zalewowej są relatywnie płytkie starorzecza, które podcinając zbocza północnego ramienia doliny wywoływały na nich osuwiska. Erozja boczna spowodowała występowanie w wypełnieniach tych paleokoryt subfossilnych drzew (Piaski-2 i Piaski-5). Wzrost udziału wierzby w diagramie pyłkowym może świadczyć o wkraczaniu pionierskiego gatunku na nowopowstające odsypy meandrowe i zarastanie otoczenia starorzeczy. Warunki sedymentacji w paleomeandrach były bardzo zróżnicowane, w niektórych następowała szybka akumulacja gytii (Piaski-2), a w innych powolna piasków z detrytusem (Piaski-5). Uwarunkowana klimatycznie słaba agradacja doprowadziła do podniesienia poziomu koryta z około 0,5–1,0 w młodszym dryasie do około 1,5 m nad poziom rzeki w preboreale (Kalicki i in. 2004a, b, c).

W preboreale, przy wyraźnie cieplejszym i suchym klimacie, ustała erozja denną Zelwianki, a rzeka płynęła płytkim korytem, o czym świadczy paleomeander odcięty około 9270±90 BP (Piaski-9). Niektóre jej starorzecza (Piaski-5) zostały szybko wypełnione przez piaski z detrytusem (Kalicki i in. 2004a, b, c).

Na fazę rozcinania na początku boreału mogą wskazywać fosylne kości z osadów korytowych średniej równiny zalewowej (ryc. 51). Wskazują one na to, że aluwia tego poziomu akumulowane były na granicy preboreału i boreału (Piaski-4 i Piaski-5) i na początku atlantyku (Piaski-3). Rozcięcie to było prawdopodobnie związane z falą erozji wstecznej, gdyż w głównej dolinie Niemna na Nizinie Środkowoniemieńskiej rozcinanie postępowało już od starszego dryasu (Kalicki 2002a; Kalicki i in. 2002), natomiast do górnych odcinków dopływów Zelwianki faza ta dotarła dopiero w neholocenie, co dokumentują środkowoholocenyjskie kości znalezione w aluwiach 1,5-metrowej równiny zalewowej Borodniczanki na Wysoczyźnie Wołkowyskiej (Fedena, Kalinovsky 1981). Rozcięcie i zdrenowanie wysokiej równiny zalewowej Zelwianki spowodowało zanik zbiorników jeziornych w starorzeczach tego poziomu, które zmieniły się w torfowiska około 9000 BP (Piaski-2). Efemeryczne jeziora z akumulacją gytii w preborealnych starorzeczach zostały po 9270 BP zastąpione przez podmokłości, w których formowała się ruda darniowa (Piaski-9). Najstarsze paleomeandry średniej równiny zalewowej zostały odcięte na granicy boreału i atlantyku (Piaski-Most), a dno ich wypełnień znajduje się na współczesnym poziomie wody w rzece (Kalicki i in. 2004a, b, c).

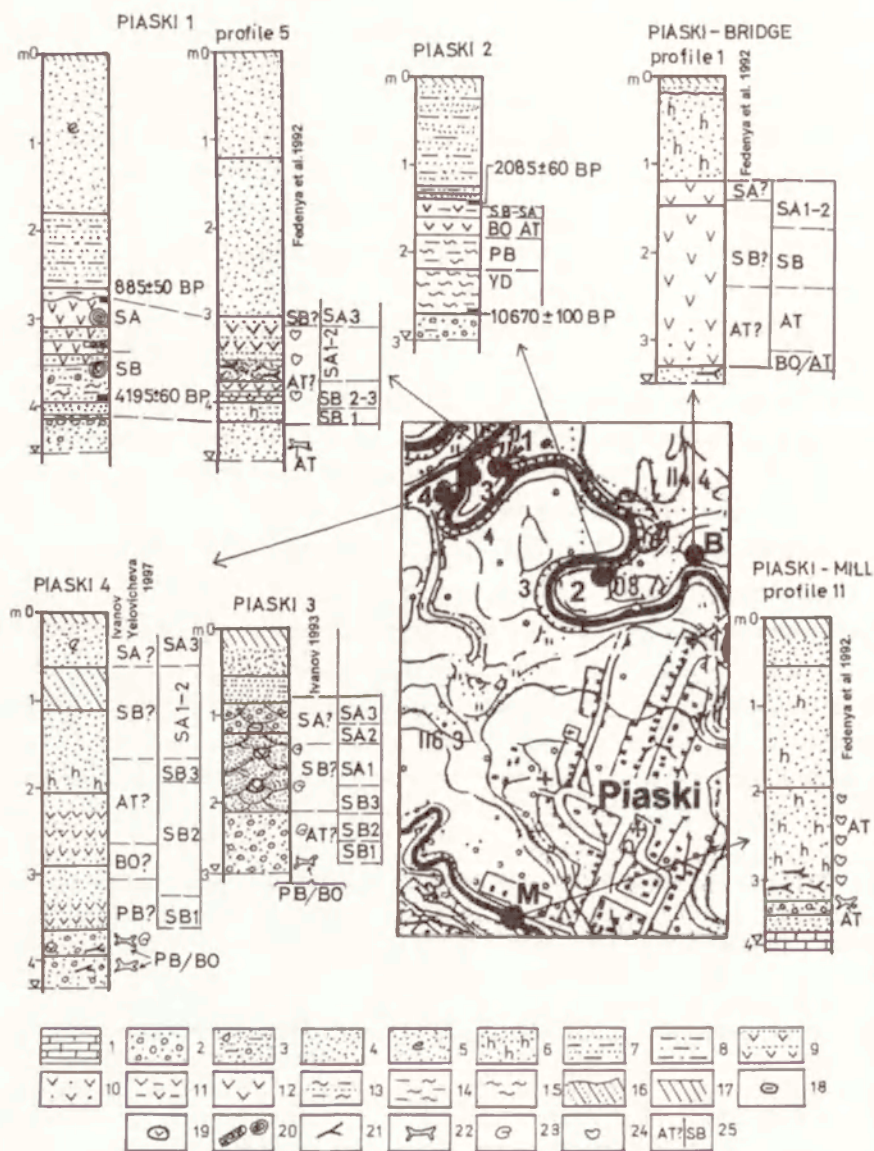


W atlantyku lateralna migracja rzeki zniszczyła całkowicie lub częściowo niektóre wypełnienia starszych paleomeandrów (Piaski-5). Później, w środkowym atlantyku, młodsze starorzecze na tym stanowisku zostało odcięte i szybko wypełnione przez piaski. Zarówno zmiany koryta jak i szybkie tempo akumulacji wskazują na częste powodzie w czasie zwilgotnienia klimatu zaznaczającego się na diagramie pyłkowym (Piaski-2). Środkowoholocenyjskie kości z osadów korytowych południowego ramienia doliny Zelwianki (Piaski-Młyn) sugerują, że od końca atlantyku tylko północne ramię doliny było aktywne. Suchy klimat późnego atlantyku, na co wskazują dane paleozoologiczne z Piasków-Młyna, spowodował prawdopodobnie spadek przepływów i porzucenie przez rzekę jednego z ramion. Równocześnie zachodziło poszerzanie dna aktywnego ramienia doliny, czego dowodzą późnoatlantycko/subborealne kości z aluwii korytowych paleomeandra podcinającego jego zbocze (Piaski-1). W wypełnieniach niektórych paleokoryt (np. Piaski-5) późnoatlantycki wzrost aktywności fluwialnej doprowadził do zmiany osadów z organicznych na klastyczne (Kalicki i in. 2004a, b, c).

Ochłodzenie na początku subboreału było przyczyną zaniku lasów wiązowych, które stopniowo zastąpiły lasy dębowo-sosnowe. Około 4195±60 BP doszło do odcięcia meandra w Piaskach-1, który jednakże jeszcze przez kilkadziesiąt lat zachował łączność z korytem, co dokumentują piaszczyste przewarstwienia w jego organicznym wypełnieniu (fot. 8). W tym okresie notowane są też w diagramie pyłkowym pierwsze ślady osadnictwa późnoneolitycznej kultury niemeńskiej i kultury trzcinieckiej z okresu brązu (Piaski-1), co pro-

Ryc. 50. Przekroje geologiczne przez stanowiska Piaski 9–10 (oprac. T. Kalicki) i Piaski 5 (Levkov i in. 1988, zmienione) (Kalicki i in. 2004c). 1 – osady limnoglacialne (przewarstwienia piasków i mułków), 2 – żwiry z piaskami, 3 – piaski, 4 – piaski eoliczne, 5 – piaski organiczne, 6 – organiczne piaski zaglinione, 7 – piaski z przewarstwienia organicznych mułków piaszczystych, 8 – mułki piaszczyste, 9 – organiczne mułki piaszczyste, 10 – torfy z przewarstwienia piasków, 11 – torfy zapiaszczone, 12 – torfy, 13 – gytie, 14 – kredy jeziorne, 15 – gleby kopalne, 16 – gleba współczesna, 17 – osuwiska, 18 – kongrecje żelaziste, 19 – subfosylne pnie, 20 – detrytus, 21 – węgle drzewne, 22 – kości, 23 – malakofauna, 24 – artefakty krzemienne, 25 – miejsca poboru prób na paleobotaniczne analizy makroszczątków, 26 – datowania paleobotaniczne, 27 – datowania  $^{14}\text{C}$ ; AL – alleröd, YD – młodszy dryas, PB – preboreał, AT – atlantyk, SB – subboreał

Geological sections across the Piaski 9–10 sites (by T. Kalicki) and Piaski 5 (Levkov et al. 1988; changed) (Kalicki et al. 2004c). 1 – limnoglacial sediments (intercalations of sands and silts), 2 – gravels with sands, 3 – sands, 4 – eolian sands, 5 – organic sands, 6 – organic silty sands, 7 – sands with intercalations of organic sandy silts, 8 – sandy silts, 9 – organic sandy silts, 10 – peats with intercalations of sands, 11 – sandy peats, 12 – peats, 13 – gyttja, 14 – lacustrine chalks, 15 – buried soils, 16 – recent soil, 17 – slumps, 18 – iron concretions, 19 – subfossil trees, 20 – detritus, 21 – charcoals, 22 – bones, 23 – shells, 24 – flint artifacts, 25 – samples for palaeobotanical macroremnant study, 26 – palaeobotanical datings, 27 – radiocarbon datings; AL – Alleröd, YD – Younger Dryas, PB – Preboreal, AT – Atlantic, SB – Subboreal



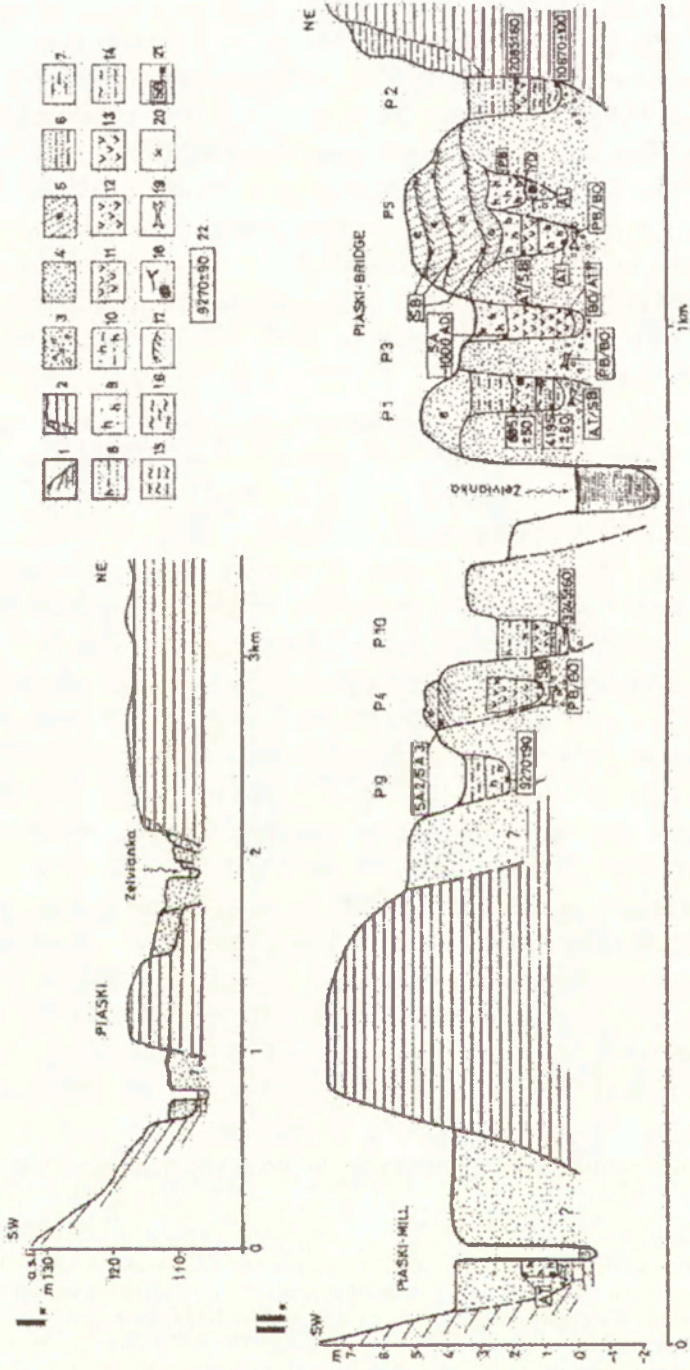
Ryc. 51. Profile geologiczne szczegółowo analizowane w dolinie Zelwianki koło Piasków (oprac. T. Kalicki w Kalicki i in. 2004c). 1 – kreda, 2 – żwiry z piaskami, 3 – żwiry piaszczyste zailone, 4 – piaski, 5 – piaski eoliczne, 6 – piaski organiczne, 7 – piaski z przewarstwienia mułków piaszczystych, 8 – mułki piaszczyste, 9 – torfy z przewarstwienia piasków, 10 – torfy zapiaszczone, 11 – mułki torfiaste, 12 – torfy, 13 – mułki gytiowate z przewarstwieniami piasków, 14 – mułki gytiowate, 15 – gytie, 16 – gleby kopalne, 17 – gleba współczesna, 18 – toczące ilaste, 19 – toczące torfiaste, 20 – subfosylne pnie, 21 – detrytus, 22 – kości, 23 – małakofauna, 24 – entomofauna, 25 – starsze datowania palinologiczne (literatura) zreinterpretowane przez V. P. Zernicką

wadziło do ożywienia procesów eolicznych i przykrycia przyboczowych fragmentów wysokiej i średniej równiny zalewowej przez piaski eoliczne (Piaski-5, Piaski-4, Piaski-1). W subboreale i subatlantyku fazy przewiewania piasków były przerywane przez okresy rozwoju procesów pedogenicznych. Krzemienne artefakty i węgielki drzewne znajdujące w glebach kopalnych (Piaski-5) wskazują na to, że aktywność eoliczna była wywoływana przez człowieka. Wilgotna faza około 3000 BP doprowadziła do powrotu gatunków hydrofilnych, powaleń drzew i zmian sedymentacji w torfowiskach (Piaski-1), a także do zmian koryta (Piaski-10) około 3245±60 BP. Pomimo częściowego zamazania przez czynnik antropogeniczny, ta faza klimatyczna zaznacza się też w szacie roślinnej wzrostem udziału świerka i występowaniem jodły (Kalicki i in. 2004a, b, c).

Subatlantyckie rozcięcie, z którym związane było powstanie niskiej równiny zalewowej, doprowadziło do obniżenia poziomu wód gruntowych i rozwoju procesów glebotwórczych na torfowiskach wysokiej równiny zalewowej (Piaski-2). W położonych w pobliżu rzeki późnosubborealnych starorzeczach (Piaski-10) akumulowane były we wczesnym subatlantyku laminowane osady świadczące o wyrównanym reżimie z regularnymi wiosennymi powodziemi (fot. 9). W okresie rzymskim (około 2000 BP) notowane jest wyraźne zwilgotnienie zaznaczające się powrotem gatunków higrofilnych i powalaniem drzew na torfowisku (Piaski-1). Powodzie zalewujące całe dno doliny spowodowały zmiany typu sedymentacji w starorzeczach wyższych stopni równiny zalewowej, gdyż torfy na wysokiej równinie (Piaski-2) zostały przykryte przez mady około 2085±60 BP, a w wypełnieniach paleokoryta (Piaski-1) średniej występują piaszczyste wkładki. Na kolejną fazę oziębienia i zwilgotnienia w okresie 1200–800 BP wskazuje wzrost w diagramie pyłkowym udziału pyłku świerka i leszczyny oraz spadek pyłku dębu. Hydrofilne gatunki w osadach paleomeandra Piaski-1 dokumentują dostawę pyłku przez powodzie, a później, około 885±50 BP cal. 1020–1260 AD, torfy zostały przykryte przez mady. Także torfy w starorzeczu Piaski-Most zostały sfosylizowane około 1000 BP przez osady klastyczne. Przedstawione dane pokazują, że wyrąb lasów miał jedynie wpływ na okresową aktywizację procesów eolicznych w subatlantyku, co zapisane zostało głęboką kopalną (Piaski-4).

---

Detail studied geological profiles in the Zelvianka river valley near Piaski (by T. Kalicki et al. 2004c). 1 – chalk, 2 – gravels with sands, 3 – sandy gravels with clay, 4 – sands, 5 – eolian sands, 6 – organic sands, 7 – sands with intercalations of sandy silts, 8 – sandy silts, 9 – peats with intercalations of sands, 10 – sandy peats, 11 – peaty silts, 12 – peats, 13 – gyttja silts with intercalations of sands, 14 – gyttja silts, 15 – gyttja, 16 – buried soils, 17 – recent soil, 18 – clayey balls, 19 – peaty balls, 20 – subfossil trees, 21 – detritus, 22 – bones, 23 – shells, 24 – remnant of insects, 25 – older pollen datings (references) reinterpreted by V. P. Zernitskaya

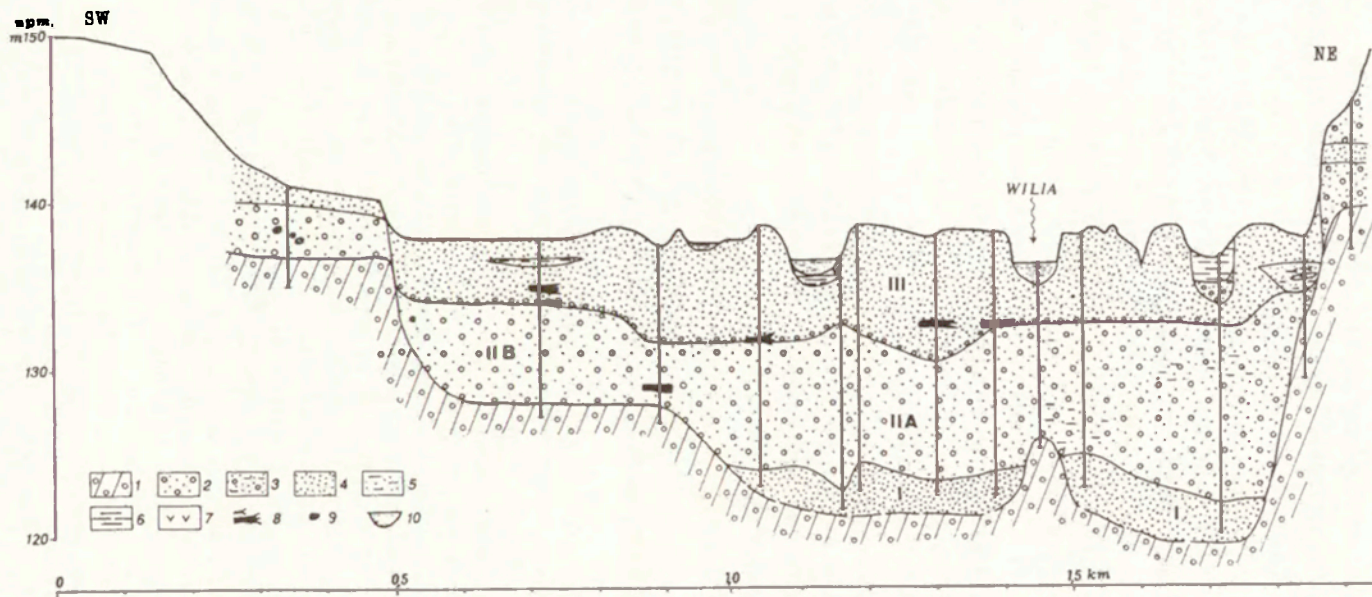


Podobnie jak odcinek Dźwiny na Nizinie Suraskiej (Kalicki i in. 1997b), badany odcinek Zelwianki jest zbyt daleko położony od wybrzeża morskiego, by można było korelować młodopleniglacialne, borealno/atlantyckie i subatlantyckie fazy wcinania się tej rzeki ze zmianami poziomu Bałtyku, jak sugerowano to poprzednio (Kovbasyuk, Ivanov 1998). Dwie pierwsze fazy, związane z erozją wsteczną wywołaną deglacjacją, były opóźnione i słabsze w porównaniu z analogicznymi fazami w głównej dolinie Niemna i dlatego różnice wysokościowe pomiędzy trzema poziomami równiny zalewowej Zelwianki koło Piasków są bardzo małe. Skomplikowana budowa dna doliny związana jest głównie z lateralną migracją koryta Zelwianki w holocenie (ryc. 52). Każdy poziom morfologiczny równiny zalewowej składa się z kilku różnowiekowych serii aluwiów. Zmiany koryta i typów sedimentacji w dnie doliny następowały w krótkich okresach na przełomie alleröd/młodszy dryas, około 9300 BP, na granicy boreal/atlantyk, w środkowym atlantyku, około 4200 BP i 3250–3000 BP, w okresie rzymskim (2100 BP) i 1000–900 BP. Zjawiska te były związane z późnoglacialnymi i holocenijskimi fazami zwilgotnienia i oziębienia klimatu, gdyż wpływ człowieka ograniczał się tylko do aktywizacji procesów eolicznych na obszarach odlesionych w okresie subboreału i subatlantyku (Kalicki i in. 2004a, b, c).

Również doliny Wilii oraz jej dopływów Naroczanki i Uszy rozwijały się w rejonie Smorgoni w obrębie dna zbiornika zaporowego. Bezpośrednie sąsiedztwo aktywnego czoła lądolodu spowodowało, że jezioro Naroczano-Wi-

Ryc. 52. Przekrój geologiczny A–B (patrz ryc. 49) przez badany obszar (I) i schematyczny przekrój geologiczny (II) przez dolinę Zelwianki koło Piasków (oprac. T. Kalicki w: Kalicki i in. 2004a, c). 1 – podłoże (głina morenowa z glaciodylokaną kredą), 2 – seria limnoglacialna z osuwiskami, 3 – żwiry z piaskami, 4 – piaski, 5 – piaski eoliczne, 6 – przewarstwienia piasków i mułków piaszczystych, 7 – mułki piaszczyste, 8 – przewarstwienia piasków i organicznych mułków piaszczystych, 9 – piaski organiczne, 10 – organiczne mułki piaszczyste, 11 – przewarstwienia torfów i piasków, 12 – torfy zapiaszczone, 13 – torfy, 14 – przewarstwienia piasków i mułków gytiiowatych, 15 – mułki gytiiowate, 16 – gytie, 17 – gleby kopalne, 18 – subfosylne pnie i detrytus, 19 – kości, 20 – artefakty krzemienne, 21 – datowania paleobotaniczne, paleozoologiczne i archeologiczne, 22 – datowania  $^{14}\text{C}$ ; AL – alleröd, YD – młodszy dryas, PB – preboreał, BO – boreał, AT – atlantyk, SB – subboreał, SA – subatlantyk

Geological section A–B (see Fig. 49) of the studied area (I) and schematic geological profile (II) across the Zelwianka river valley near Piaski (by T. Kalicki in: Kalicki et al. 2004a, c). 1 – bedrock (till with glaciodyloated chalk), 2 – limnoglacial serie with slumps, 3 – gravels with sands, 4 – sands, 5 – eolian sands, 6 – intercalations of sands and sandy silts, 7 – sandy silts, 8 – inter-calations of sands and organic sandy silts, 9 – organic sands, 10 – organic sandy silts, 11 – inter-calations of peats and sands, 12 – sandy peats, 13 – peats, 14 – intercalations of sands and gytija silts, 15 – gytija silts, 16 – gytija, 17 – buried soils, 18 – subfossil trees and detritus, 19 – bones, 20 – flint artifacts, 21 – palaeobotanical, palaeozoological and archaeological datings, 22 – radio-carbon datings  $^{14}\text{C}$ ; AL – Alleröd, YD – Younger Dryas, PB – Preboreal, BO – Boreal, AT – Atlantic, SB – Subboreal, SA – Subatlantic



Ryc. 53. Przekrój geologiczny przez dolinę Wilii w rejonie Smorgonii (oprac. T. Kalicki w: Kalicki, Kalinovsky 1997). 1 – glina morenowa, 2 – piaski ze żwirami, 3 – piaski ze żwirami, zaglinione, 4 – piaski, 5 – piaski zaglinione, 6 – mułki, 7 – torfy, 8 – pnie drzew i gałęzie, 9 – toczące ilaste, 10 – woda; I–III – numer serii aluwiiów

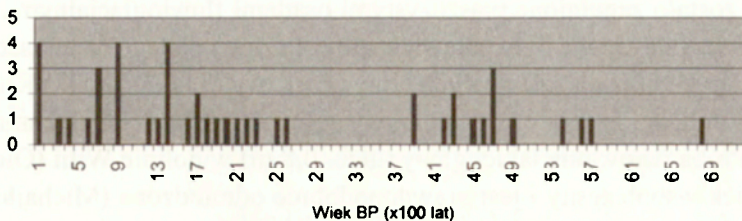
Geological section across the Viliya valley near Smorgon (by T. Kalicki in: Kalicki, Kalinovsky 1997). 1 – till, 2 – sands with grayels, 3 – sands and gravels with admixture of silts, 4 – sands, 5 – silty sands, 6 – silts, 7 – peats, 8 – tree trunks and detritus, 9 – clay balls, 10 – water. I–III – No. of alluvia series



lejskie zostało zapełnione piaszczystymi osadami fluwioglacjalnymi. Osady te i piaszczyste aluwia były przewiewane eolicznie i dlatego na terasach (Szikowo II) i równinach zalewowych Uszy (Zaskawiczi I i II) i Wilii (Klidieniaty I) występują liczne wydmy i pokrywy eoliczne rozdzielone glebami kopalnymi. Próba datowania takiej gleby (głęb. 0,8 m) w dolinie Wilii (Oleniec I) dała wiek współczesny i jest prawdopodobnie odmłodzona (Michajłow i in. 1998).

Dolina Wilii rozdziela obszar równiny morenowej ostatniego zlodowacenia od rozciągającej się na południu wysoczyzny morenowej ze zlodowacenia sońskiego (ryc. 32 obszary G, K, tab. 1). Dolinę wypełniają różnowiekowe serie aluwiów (ryc. 53), z których najmlodsza (seria III), budująca równinę zalewową, pochodzi z późnego glaciału i holocenu (Kalicki, Kalinovsky 1997). W jej obrębie na różnych głębokościach, ale głównie w poziomie bruku korytowego na głębokości 6–7 m, zalegają pnie czarnych dębów. Ich pozycja w osadach, jak i brak warstwy bielastej i kory, wskazuje na to, że były one redeponowane (Kalicki, Krąpiec 1995b). Wskazuje na to również wielka ilość pni występujących w obrębie koryta Wilii, które w wielu miejscach tworzą wyraźne nagromadzenia. Pojedyncze pnie czarnych dębów z jednego takiego zgrupowania datowano na  $6800 \pm 130$  i  $3900 \pm 100$  BP (Chyzykov, Guzov 1996) w innym, gdzie oprócz dębów stwierdzono dwie sosny, próby korelacji ciągów dendrochronologicznych dały ujemne rezultaty, a największy, ponad stuletni dąb (Wilia 5), został wydatowany na  $4770 \pm 30$  BP (Ki-5320) (Krąpiec i in. 1998). Różnowiekowość drzew w obrębie jednego skupiska wskazuje na to, że powstawały w wyniku migracji koryta i „przemywania” starszych aluwiów. Tylko nieliczne pnie zalegają w osadach *in situ*, a jeden z takich dębów z warstwą bielastą i korą ze żwirowni Zalesie był datowany na  $4940 \pm 70$  BP (Kalicki, Kalinovsky 1997). Z tej żwirowni, położonej około 7 km powyżej Smorgoni, pochodzi też najliczniejszy zbiór czterdziestu „czarnych dębów” datowanych radiowęglowo (Bitvinskas i in. 1978), choć badania dendrochronologiczne pokazały, że część z nich jest obarczona błędem sięgającym kilkuset lat (Krąpiec i in. 1998). Datowania radiowęglowe, szczególnie starszych dębów, grupują się w kilku przedziałach czasu (ryc. 54): około 5740–5450 (3 pnie), 4750–4250 (7 pni) i 2690–2540 BP (2 pnie), choć spotyka się także pojedyncze pnie datowane na  $3900 \pm 40$  BP. Większość próbek pochodzi natomiast z dębów akumulowanych pomiędzy 2350–1650 (8 pni), 1480–1240 (6 pni), 990–900 (4 pnie), 740–730 (3 pnie) i 200–150 BP (4 pnie). Pojedyncze pnie były akumulowane w aluwiach w ostatnich stuleciach ( $490 \pm 80$  i  $370 \pm 80$  BP).

Również w aluwiach Naroczanki (ryc. 32 obszar K, tab. 1), prawym dopływem Wilii, stwierdzone zostały liczne pnie. W przełomowym odcinku pomiędzy Popowcami a Liachowszczyzną poziom 6-metrowy (Popowcy I) zbudowa-



Ryc. 54. Zestawienie dat radiowęglowych czarnych dębów z dorzecza Wilii  
Radiocarbon datings of subfossil oaks from Viliy river basin

ny jest z warstw uswiackich ze śladami klinów mrozowych (Makhnach 1971). Terasę 3-metrową, prawdopodobnie późnoglacialną, budują niezróznicowane fałcjalnie, piaszczyste aluwia korytowe rzeki roztokowej (Popowcy V, Printa), jednak próba datowania detrytusu z mułkowego przewarstwienia (głęb. 1,55–2,00 m) w profilu Liachowszczina dała wynik wyraźnie odmłodzony  $175 \pm 145$  BP (Michajłow i in. 1998). Na równinie zalewowej wzniesionej 1,5–2,0 m nad poziom rzeki występuje gleba kopalna (Popowcy II), która około  $2455 \pm 140$  BP została przykryta przez osady wału przykorytowego (0,4 m). O wzmożeniu erozji bocznej w podobnym okresie ( $2155 \pm 150$  BP) świadczy też pień czarnego dębu (Popowcy VI) redeponowany ze starszych aluwiów, gdyż został znaleziony w piaszczystych aluwiach niższego poziomu (1,5-metrowego), który utworzył się dopiero w ostatnich stuleciach. Do wniosków takich upoważnia pień kolejnego czarnego dębu (Popowcy III) datowanego na  $630 \pm 270$  BP i zalegającego w aluwiach poziomu 2-metrowego. W ostatnich stuleciach ( $215 \pm 145$  BP) doszło też do zmiany typu sedymentacji z organicznej na klastyczną w starorzeczu (Popowcy IV) położonym na tym wyższym poziomie.

Z kolei w dolinie Uszy (ryc. 32 obszar K, tab. 1), lewobrzeżnego dopływu Willi, doszło około  $5895 \pm 255$  BP do zmian meandrującego koryta (Szikowo I), a narastające w tym starorzeczu zailone torfy zostały przykryte przez mułki ilaste około  $5600 \pm 180$  BP (Michajłow i in. 1998).

#### 4.3.2. OBSZAR MŁODOGLACJALNY

##### 4.3.2.1. ZLEWISKO MORZA BAŁTYCKIEGO (DORZECZE NIEMNA I DŹWINY)

W wyniku nasunięcia lądolodu vistuliańskiego, nastąpiły zmiany odpływu w dorzeczu Niemna poniżej Grodna, a sieć hydrograficzna północno-wschodniej Białorusi uległa całkowitej przebudowie. Doliny starsze niż nasunięcie lądolodu zachowały się w formie kopalnej (np. dolina Pra-Łuczosy; Kalicki, San'ko 1997b). Doliny na obszarze młodoglacjalnym formowały się po ustąpieniu lądolodu vistuliańskiego. Deglacjacja, po maksimum zlodowacenia

około 18 000 BP (Voznyachuk 1972; San'ko 1987; Zimenkov 1989), przebiegała bardzo szybko (Voznyachuk 1972) w 4 etapach zaznaczonych wałami moren recesyjnych: górnołuczcoskim, witebskim, horodockim i jezeriszczęńskim (San'ko 1987; Kalicki, San'ko 1997b). Niemal cała północno-wschodnia Białoruś, z wyjątkiem Niziny Połockiej, uwolniła się spod lodu już w czasie trzech pierwszych faz, czyli przed 16 000 lat BP (Kalicki i in. 1997b). W każdej z tych faz na przedpolu lądolodu formowały się jeziora zaporowe: Łuczoskie (faza górnołuczcoska-horodocka), Suraskie (faza horodocka-jezeriszczęńska), zasilane wodami z topniejącego lądolodu i martwych lodów oraz wodami rzek spływających na północ (Il'in 1967; Kvasov 1976; San'ko 1987; Kalicki San'ko 1997b).

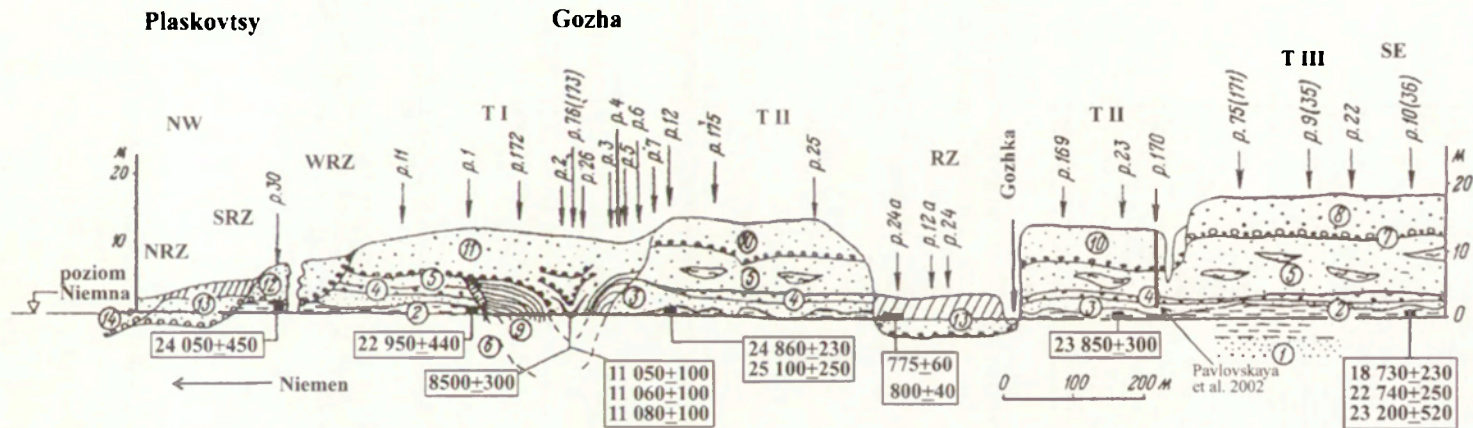
#### *DORZECZE NIEMNA*

Najprawdopodobniej od schyłku zlodowacenia dniewprowskiego aż do maksimum ostatniego zlodowacenia Niemen okrążał Wysoczyznę Grodzieńską od wschodu (Voznyachuk 1961). Natomiast przez Bramę Grodzieńską przebiegał wododział pomiędzy rzeką Łosośna-Niemen, wpadającą do Pra-Niemna koło Hoży (Goży), a ciekami płynącymi na wschód i uchodzącymi do Pra-Niemna koło dzisiejszego ujścia Kotry (Karabanov 2000). Później, aż do fazy pomorskiej (Val'chik 1992: 15,5–15,0 ka BP; Kozarski 1995: 16,2 ka BP), odpływ Niemna ku północy był zablokowany przez lądolód, którego kilka lobów o małej miąższości (kilkadziesiąt metrów) wnikało dolinami rzeczynymi, rynnami i innymi obniżeniami aż do szerokości Grodna i Poniemunia (Karabanov 1987, 2000). Równoleżnikowy przebieg granicy zlodowacenia wzdłuż współczesnej doliny Niemna uwarunkował powstanie przed czołem lądolodu na wysokości 125–140 m n.p.m. (piąta terasa w przełomie) marginalnej pradoliny. Wody proglacjalne spływały nią w dwóch kierunkach: na zachód przez przełom Prilipin-Nurki do zlewni Biebrzy oraz na wschód do zaporowego Jeziora Skidelskiego. Przelanie się wód przez próg w środkowej części Bramy Grodzieńskiej na zachód nastąpiło, gdy poziom jeziora osiągnął swoje maksimum (125–130 m n.p.m.), a następnie doszło do pogłębienia tego przelewowego przełomu (terasa czwarta, grodzieńska). Dlatego sam przełom Niemna przez Wysoczyznę Grodzieńską jest młody i składa się z dwóch, różnowiekowych odcinków (Karabanov 2000). Zachodni odcinek (Grodno-Hoża) odpowiada eemskiej (murawińskiej) rzece Łosośna-Niemen (Voznyachuk 1961), natomiast wschodni (ujście Kotry-Grodno), a szczególnie największa część (Brama Grodzieńska), powstał dopiero u schyłku ostatniego zlodowacenia. Po kaptażu Niemna przez prawy dopływ Łosośny sformowały się w przełomie w późnym glacjale i holocenie trzy niższe terasy i równina zalewowa.

Dolina Niemna poniżej przełomu przez Wysoczyzną Grodzieńską jest znacznie młodsza, gdyż została wycięta po fazie pomorskiej w vistuliańskich osadach limno- i fluwioglacjalnych Niziny Środkowoniemeńskiej. Dolina, wcięta 25–28 m, rozszerza się stopniowo od 4,3 km koło Hoży do 7,9 km w Łukawicy, a następnie zwęża się ponownie przed Grzędą Bałtycką. W rzeźbie zachowane są, podobnie jak w przełomie powyżej, głównie postmaksymalne terasy i równiny zalewowe, zbudowane z różnorodnych osadów (Voznyachuk, Val'chik 1978).

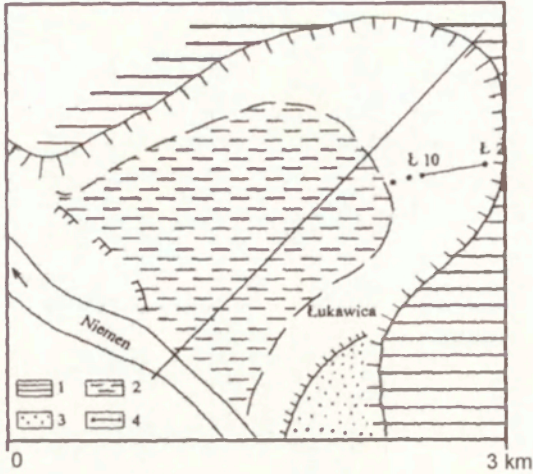
Odcinek ten (ryc. 32 obszar H) wyróżnia się dużą złożonością budowy teras i skomplikowanym następstwem zdarzeń w okresie nasunięcia i deglacjacji ostatniego lądolodu. W cokole teras i wysokiej równiny zalewowej występują jeziorno-aluwialne warstwy uswiackie, które akumulowane były w czasie nasuwania się lądolodu (ryc. 55). Przewarstwienia detrytusowe w ich obrębie były datowane w odślonięciu Hoża (Goża) i Płaskowcy na okres 25 100–18 730 BP (Voznyachuk, Val'chik 1978), choć ostatnio wykonane datowanie dało wynik znacznie odmłodzony – 11 200±260 (Pavlovskaya i in. 2002).

Wąskie listwy terasy TIII i TII związane z najstarszym i starszym dryasem (Voznyachuk, Val'chik 1978) były jeszcze kształtowane przez rzekę roztokową. Później nastąpiła zmiana rozwinięcia rzeki, gdyż z prawej strony doliny poniżej Hoży na poziomie terasy TI (13–14 m) zachowane są erozyjne, wielkie paleomeandry Łukawica (ryc. 56) i Rojste (Kalicki i in. 1998; Kalicki, Zernickaja 2000; Kalicki i in. 2002). W przekroju poprzecznym tych paleomeandrów (szerokość 400–1000 m) zwraca uwagę wąska strefa nurtowa (do 200 m) i bardzo szerokie łóżysko (ryc. 57, 58), co wskazuje na początkowe stadium koncentracji koryta i bardzo dużą zmienność przepływów (Kalicki, Zernickaja 2000), a analogiczne koryta występują współcześnie na obszarze z wieloletnią zmarzliną (Vandenbergh 2001). Analizy malakologiczne (Kalicki, Sanko 1997a) i datowania paleobotaniczne węglanowych mułków ze spągu wypełnienia obu makromeandrów wskazują na to, że koryto w Łukawicy zostało odcięte pod koniec böllingu (Kalicki, Zernickaja 2000), a w Rojste pod koniec allerödu (Kalicki i in. 2002) (ryc. 59), co zgodne jest z wcześniejszymi datowaniami (11 080–11 050 BP) wypełnienia organicznego rynny termokrasowo-starorzecznej w odślonięciu Hoża (Goża) (Voznyachuk, Val'chik 1978). Wielkie meandry funkcjonowały więc na tym odcinku Niemna w późnym glacie, a tempo wcinania się Niemna było relatywnie wolne aż do allerödu. Późniejsze rozcięcie spowodowało, że oba paleomeandry ewoluowały autonomicznie, bez kontaktu z rzeką, początkowo jako jeziora (Łukawica do PB a Rojste do AT2), a później jako torfowiska (Kalicki i in. 2002). W torfowisku Łukawica zaznacza się okres dużej zmienności warunków hydrologicz-



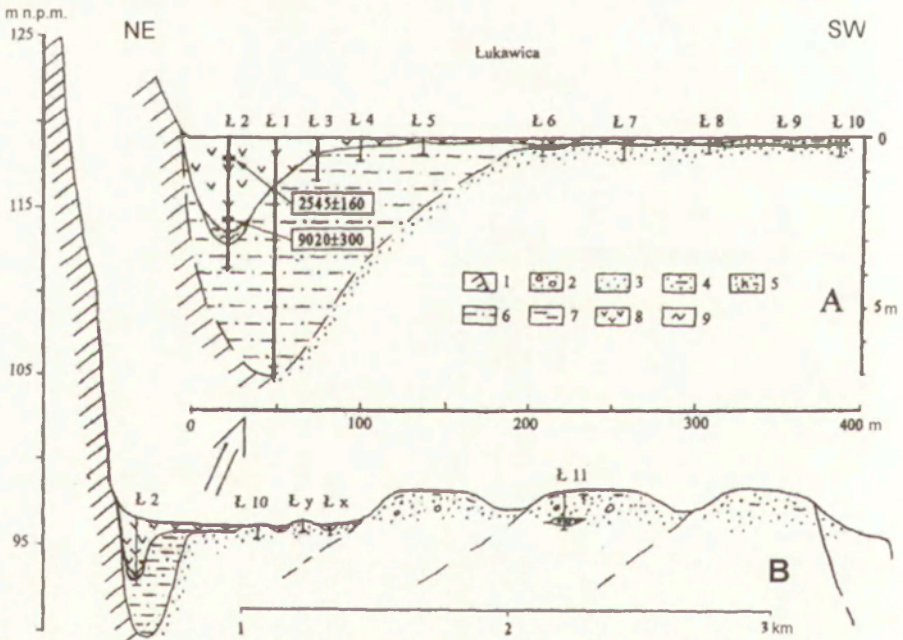
Rye. 55. Odślonięcie geologiczne prawego brzegu Niemna koło Goży (Voznyachuk, Val'chik 1978, uzupełnione). Cyfry w kółkach: 1–5 aluwia kopalnej, plenniglacialnej terasy vistulianskiej (wałdajskej), 6 –vistulianska (wałdajska) glina morenowa, 7 – bruk korytowy terasy T3, 8 – aluwia terasy T3, 9 – vistulianskie gliny warwowe, 10–13 – aluwia teras T2, T1 i równin zalewowych, 14 – bruk korytowy teras T2, T1 i równin zalewowych, NRZ, SRZ, WRZ – niska, średnia i wysoka równina zalewowa, TI, TII, TIII – terasy późnoplejstoczeńskie (T1, T2, T3)

Geological section of right-bank of the Niemen river near Gozha (Voznyachuk, Val'chik 1978, completed). Numbers in circles: 1–5 – alluvia of buried Plenniglacial terrace (Vistulian, Valdai), 6 – Vistulian (Valdai) till, 7 – lag deposits of T3 terrace, 8 – deposits of T3 terrace, 9 – Vistulian varve loams, 10–13 – alluvia of T2 and T1 terraces and flood plains, 14 – lag deposits of T2 and T1 terraces and flood plains, NRZ, SRZ, WRZ – low, middle and high flood plain, TI, TII, TIII – Late Plenniglacial terraces (T1, T2, T3)



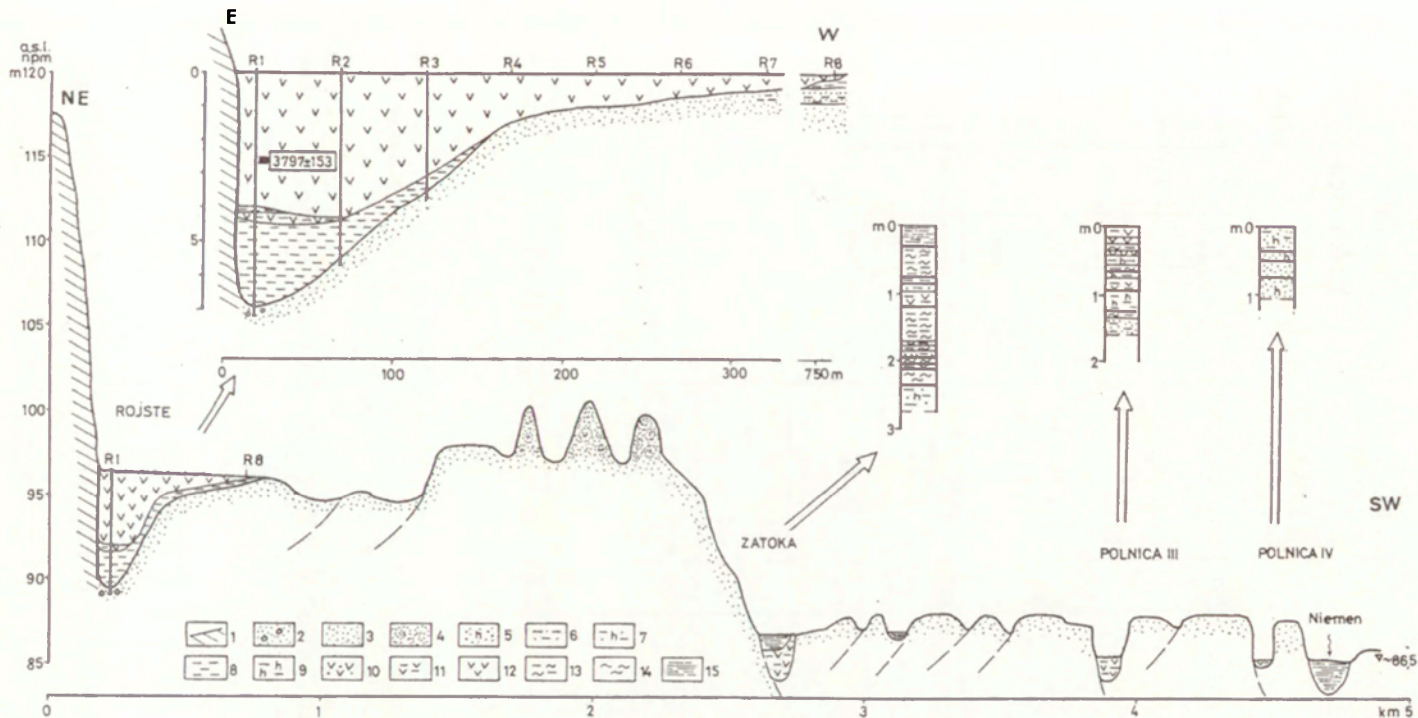
Ryc. 56. Szkic geologiczny doliny Niemna w rejonie Łukawicy (oprac. T. Kalicki w: Kalicki, Zernickaja 2000). 1 – osady limnoglacialne, 2 – piaski zaglinione, 3 – piaski, 4 – lokalizacja przekrojów i wierceń

Geomorphological sketch of Niemen river valley near Lukavitsa (by T. Kalicki in: Kalicki, Zernickaja 2000). 1 – limnoglacial sediments, 2 – silty sands, 3 – sands, 4 – location of cross sections and borings

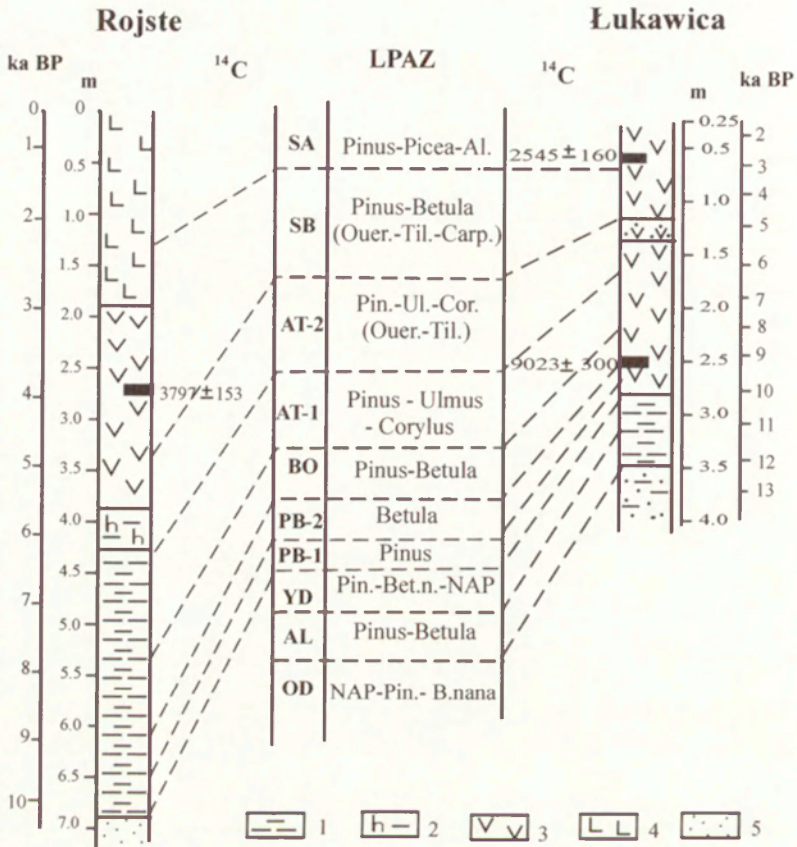


Ryc. 57. Przekroje geologiczne przez prawobrzeżną część doliny Niemna koło Łukawicy oraz paleomeander Łukawica (oprac. T. Kalicki w: Kalicki, Zernickaja 2000). 1 – osady limnoglacialne, 2 – piaski ze żwirami, 3 – piaski, 4 – piaski ilaste, 5 – piaski organiczne, 6 – mułki ilaste, 7 – mułki organiczne, 8 – torfy, 9 – gytie

Geological sections across Niemen river valley near Lukavitsa and palaeomeander Lukavitsa (by T. Kalicki in: Kalicki, Zernickaja 2000). 1 – limnoglacial sediments, 2 – sands with gravels, 3 – sands, 4 – silty sands, 5 – organic sands, 6 – clayey silts, 7 – organic silts, 8 – peats, 9 – gyttja



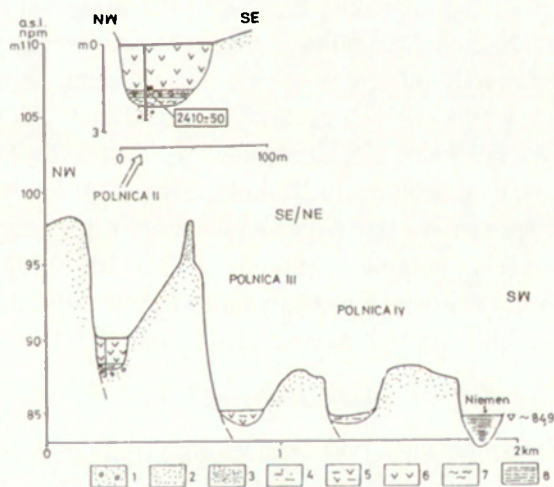
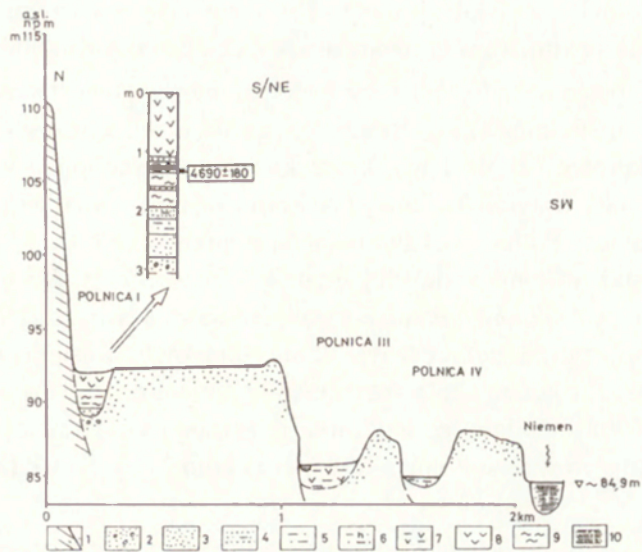
Ryc. 58. Przekroje geologiczne przez prawobrzeżną część doliny Niemna koło Rojste oraz paleomeander Rojste. 1 – osady limnoglacialne, 2 – piaski ze żwirami, 3 – piaski, 4 – piaski eoliczne, 5 – piaski organiczne, 6 – mułki piaszczyste, 7 – mułki piaszczyste, organiczne, 8 – mułki, 9 – mułki organiczne, 10 – torfy zapiaszczone, 11 – mułki torfiaste, 12 – torfy, 13 – mułki gytiiowate, 14 – gytie, 15 – woda  
 Geological sections across Niemen river valley near Rojste and palaeomeander Rojste. 1 – limnoglacial sediments, 2 – sands with gravels, 3 – sands, 4 – eolian sands, 5 – organic sands, 6 – sandy silts, 7 – organic sandy silts, 8 – silts, 9 – organic silts, 10 – peats with sands, 11 – peaty silts, 12 – peats, 13 – gyttja silts, 14 – gyttja, 15 – water



Ryc. 59. Korelacja profili geologicznych i lokalnych zon pyłkowych z wypełnień paleomeandrów Łukawica i Rojste (Kalicki i in. 2002). 1 – mułki węglanowe, 2 – mułki organiczne, 3 – torfy, 4 – torfy drzewne, 5 – piaski

Correlation of geological profiles and local pollen assemblage zones (LPAZ) of palaeomeander fills at Lukavitsa and Rojste (Kalicki et al. 2002). 1 – calcareous silts, 2 – organic silts, 3 – peats, 4 – woody peats, 5 – sands





Ryc. 60. Przekroje geologiczne przez prawobrzeżną część doliny Niemna koło Polnicy  
 A: 1 – osady limnoglecjalne, 2 – piaski ze żwirami, 3 – piaski, 4 – piaski zaglinione, 5 – mulki piaszczyste, 6 – mulki piaszczyste, organiczne, 7 – mulki torfiaste, 8 – torfy, 9 – gytie, 10 – woda; B: 1 – piaski ze żwirami, 2 – piaski, 3 – piaski eoliczne, 4 – mulki piaszczyste, 5 – mulki torfiaste, 6 – torfy, 7 – gytie, 8 – woda

Geological sections across Niemen river valley near Polnica. A: 1 – limnoglacial sediments, 2 – sands with gravels, 3 – sands, 4 – silty sands, 5 – sandy silts, 6 – organic sandy silts, 7 – peaty silts, 8 – peats, 9 – gyttja, 10 – water; B: 1 – sands with gravels, 2 – sands, 3 – eolian sands, 4 – sandy silts, 5 peaty silts, 6 – peats, 7 – gyttja, 8 – water

nych pod koniec atlantyku, co mogło być wywołane znacznymi wahaniami i niestabilnością klimatu w tym okresie (Kalicki, Zernickaja 2000).

Młodsze paleomeandry mają już małe parametry. Dwa starsze na poziomach 7–12 m (Polnica I) i 6–10 m (Polnica II) w dolnej części wypełniają gytie węglanowe (około 1 m), które ku górze przechodzą w torfy (do 1,5 m) (ryc. 60). Diagram pyłkowy (W. Zernickaja inf. ustna) wskazuje na to, że paleomeander Polnica I został odcięty na przelomie boreału i atlantyku. Makroszczątki roślinne wodnych gatunków (*Stratiotes sp.*, *Nymphaea alba*, *Nuphar lutea*, *Ceratophyllum submersum*) świadczą o tym, że gytie akumulowane były w jeziorze starorzecznym, które stopniowo zarastało i traciło kontakt z rzeką, aż w końcu około 4690±180 BP zmieniło się w torfowisko (Kalicki i in. 1998). Zmiana ze zbiornika jeziornego w torfowisko nastąpiła w młodszym starorzeczu Polnica II dopiero około 2410±50 BP (Kalicki i in. 1998).

Najmłodsze paleomeandry położone są już na znacznie niższych poziomach: Zatoka (1–6 m), Polnica III (0,5–3,5 m) i Polnica IV (0–2,5 m) (ryc. 58, 60). Są one tylko częściowo, w brzeżnych partiach, wypełnione osadami niewielkiej miąższości (odpowiednio 2,75, 1,5 i 0,2 m), a ich centralne części zajmują jeziora. Diagramy palinologiczne z tych starorzeczy wskazują na to, że dwa pierwsze zostały odcięte w subboreale, a ostatnie w subatlantyku, co zgodne jest też z wynikami wcześniejszych analiz malakologicznych z aluwiiów korytowych (Plebanskoje, Szembelewcy, Płaskowcy, Hoża), że poziomy te nie są starsze od subboreału (Kalicki, Sanko 1997a). Na subatlantycki wiek najniższych poziomów wskazuje też pień drzewa datowany na 775±60 BP cal. 1150–1310 AD i powtórnie na 800±40 BP cal. 1160–1290 AD znaleziony na głębokości 3 m w aluwiiach równiny zalewowej Gożki, dopływu Niemna (Voznyachuk, Val'chik 1978; Zimenkov, Kolkovsky 1981)

#### DORZECZE DŹWINY

Rozwój dorzecza Dźwiny, podobnie jak innych dolin w północnej Polsce (Wiśniewski 1990) i republikach nadbałtyckich (Abołtynsz 1971; Eberhards, Miidel 1984; Dvareckas 1989, 1990 a, b), był początkowo ściśle związany z recesją lądolodu, powstawaniem i drenowaniem jezior przyłodowcowych oraz ruchami izostatycznymi, których wielkość podniesienia na Nizinie Połockiej oceniana jest na 40 m (Faustova 1998; Pavlovskaya 1999). Dlatego poszczególne odcinki dolin powstawały w różnym czasie i mają różną ilość oraz wysokość teras erozyjnych (Meshcheryakov 1961; Voznyachuk, Vagner 1966; Eberhard 1972; Lekht, Faustova 1972; Pavlovskaya 1994). Natomiast wątpliwe jest by dla dorzecza górnej Dźwiny (ryc. 32 obszar D, ryc. 61) miały znaczenie wahania poziomu Bałtyku, jak sugerują I.E. Pavlovskaya i V.P. Ze-

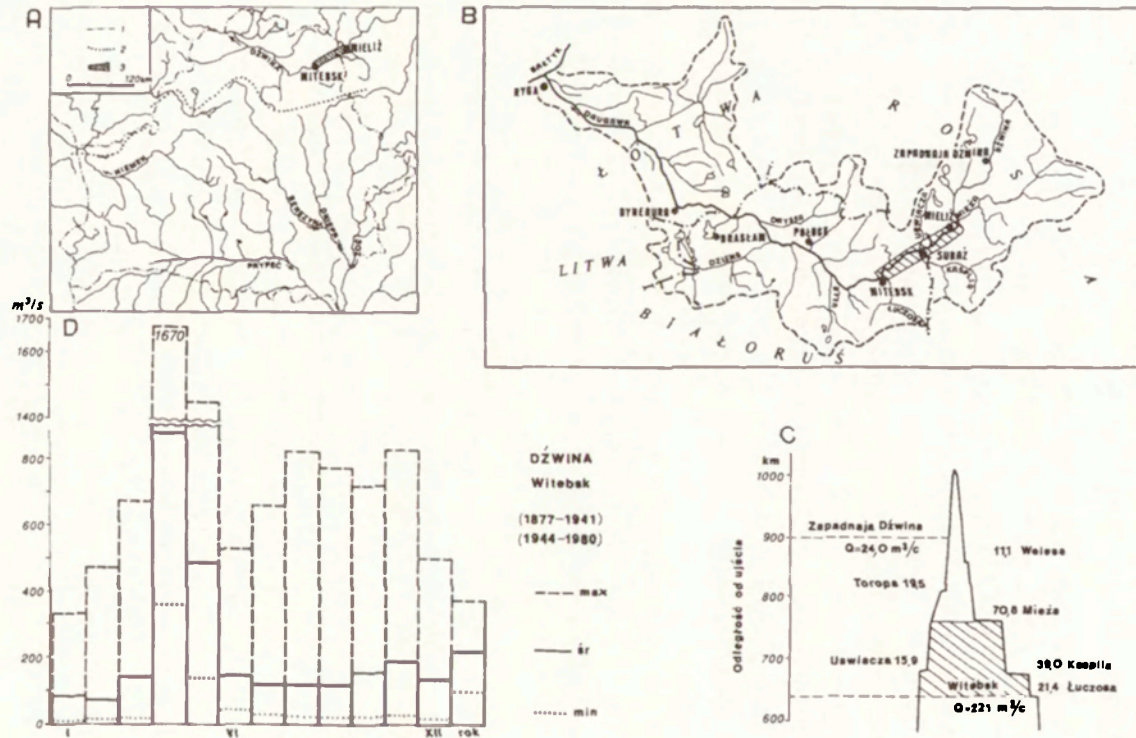
rnitskaya (1995), gdyż oddalony jest on o ponad 650 km od morza (por. Florek 1991; Andrzejewski 1994). W fazie witebskiej powstał odcinek doliny Dźwiny koło Witebskich Progów, jednak przełom ten był początkowo blokowany przez martwe lody. Dopiero pod koniec fazy horodockiej, po wytopieniu się lodów w przełomie, jezioro Suraskie zostało zdrenowane do jeziora Połockiego (Sańko 1987; Pavlovskaya 1994). W fazie jezeriszczeńskiej zostały już uformowane zasadnicze zręby drenażu Niziny Suraskiej. Dźwina stała się wówczas bazą erozyjną dla swoich dopływów, w tym Łuczosi, która w dolnym biegu dopiero formowała swoją dolinę. Jej przebieg w tym odcinku był zgodny z przebiegiem lodowcowej rynny z dnem zasłanym kemami i obniżeniami termokrasowymi z wytapiających się martwych lodów (Kalicki 1995a; Kalicki, San'ko 1997b).

Makroskalowe etapy formowania sieci dolinnej w dorzeczu górnej Dźwiny (tab. 1) pokazują, że można wydzielić trzy typy odcinków. Są to przełomy (przełom Dźwiny przez Witebskie Progi), które powstawały, podobnie jak na innych obszarach nadbałtyckich (Voznyachuk, Val'cik 1978; Eberhards, Mii-del 1984; Dvareckas 1990a, b), w wyniku rozcinania i spływu wód w ślad za przemieszczającymi się jeziorami przylodowcowymi. Drugim typem są odcinki dolin powstałe w wyniku rozcięcia osadów dawnych den jezior przylodowcowych (dolina górnej Dźwiny). Trzecim, zupełnie odmiennym, jest najniższy odcinek doliny Łuczosi, który był długi czas blokowany przez martwe lody. Na ważną rolę martwych lodów w formowaniu sieci dolinnej w obszarach młodoglacjalnych zwracano już wcześniej uwagę (Rachocki 1974; Kutaniemi, Rachocki 1981, 1987; Andrzejewski 1984; Falkowski 1985; Błaszkiwicz, Gierszewski 1989; Błaszkiwicz, Krzywińska 1992), do niedawna brak było jednak szczegółowych opracowań (Kalicki, San'ko 1997b).

#### 4.3.2.1.1. DOLINY PRZEŁOMOWE

Prostoliniowy, przełomowy odcinek doliny Dźwiny (ryc. 62), pomiędzy wysoczyznami Witebską na południu i Horodocką na północy, jest wąski (około 1 km) i głęboki (25–30 m). W zboczach doliny wycięta jest sekwencja teras erozyjno-akumulacyjnych, rzecze towarzyszą różnej wysokości wąskie listwy równin zalewowych, a w korycie Dźwiny, na wychodniach dewońskich dolo-mitów i wapieni, utworzyły się Witebskie Progi.

Wysokie terasy (30 m w Gralewo; 20, 15–18 i 14 m w Rubie; 12 m w Disneninowo; 11 m w Barwin Perewozie i Rubie) mają podobną budowę (ryc. 63). Piaszczysto-żwirowe aluwia o małej miąższości od 1,0–1,3 m do 2,0–2,5 m ścinają starsze osady o zróżnicowanej genezie (San'ko 1987; Kalicki i in. 1997b). Natomiast niższe poziomy budują aluwia wyraźnie zróżnicowane fa-



Ryc. 61. Położenie obszaru badań w zlewni Dźwiny i charakterystyka hydrograficzna Dźwiny w Witebsku (oprac. T. Kalicki w: Kalicki i in. 1997b). A – Białoruś: 1 – granice państw, 2 – granica maksimum ostatniego zlodowacenia, 3 – obszar badań; B – zlewnia Dźwiny (szrafem zaznaczono obszar badań); C – przyrost średniego rocznego przepływu Dźwiny od źródeł do Witebska; D – roczny i miesięczny maksymalny, średni i minimalny przepływ Dźwiny w Witebsku

Location of study area in the Zapadnaya Dvina drainage basin and hydrographical characteristic of Zapadnaya Dvina at Vitebsk (by T. Kalicki in: Kalicki et al. 1997b). A – Belarus: 1 – state border, 2 – border of last glaciation maximum, 3 – study area; B – Zapadnaya Dvina drainage basin (hatched study area); C – increase of mean annual discharge of Zapadnaya Dvina from spring to Vitebsk; D – annual and monthly maximum, mean and minimum discharges of Zapadnaya Dvina at Vitebsk

cialnie, jednak bez osadów starorzecznych, gdyż dolina jest wąska, a rzeka ma tendencję do wcinania się (Ivanov 1978). Miąższość aluwii jest bliska normalnej, co spowodowane jest dużą lateralną stabilnością koryta i gromadzeniem się osadów w ciągu długiego okresu, natomiast zaznacza się bardzo wyraźna przewaga osadów pozakorytowych (miąższość kilka metrów) nad korytowymi (do 1 m) (Kalicki i in. 1997b).

Wąska listwa terasy 10–11 m koło Barwin Perewozu, mimo podobnej wysokości jak wyżej opisane wysokie terasy, ma już zupełnie inną budowę (Kalicki i in. 1997b). W przybocowym obniżeniu, na piaszczystych aluviach od końca późnego glacjału do początku atlantyku akumulowana była seria organiczna z malakofauną dostarczaną zarówno przez wody powodziowe jak i zmywaną ze stromych stoków. Około 8240±90 BP mułki organiczne zostały przykryte piaskami gliniastymi (miąższość 2 m), na których w atlantyku osadziły się martwice z malakofauną (Nikishyn 1935) w formie niewysokich pagórków i wałów (Kalicki i in. 1997b).

W Tiraspolu, na morenowym cokole erozyjno-akumulacyjnej terasy 9–10 m zalegają mady organiczne (0,7 m). Są to warstewki ilastych lub piaszczystych mułków przewarstwione drobnymi piaskami. W osadach tych występują liczne drewna datowane na 5680±50 BP i powtórnie na 5730±80 BP (San'ko 1987). Mady organiczne, nie starsze niż późny atlantyk, przykryte są przez pozakorytowe mułki piaszczyste, których miąższość przekracza 5 m (Kalicki i in. 1997b).

W Kurinie występuje wąska (100–200 m szerokości) listwa erozyjno-akumulacyjnej równiny zalewowej 8-metrowej. W cokole morenowym (3–4 m nad poziom rzeki) tego poziomu wycięte jest obniżenie wypełnione osadami organicznymi. Te warstwowane mułki, z fragmentami drewnien, wsypywane były przez kolejne powodzie, co dokumentują w diagramie pyłkowym (Val'chik 1985) chaotyczne piki traw (por. Kalicki, Zernickaya 1995), a stała obecność gatunków wodnych (np. *Myriophyllum*, *Typha*) i wodno-błotnych (np. *Alismataceae*, *Sparganium*) wskazuje na przynajmniej okresowe występowanie zbiornika wodnego (Kalicki i in. 1997b). Wraz z narastającą częstością powodzi w drugiej połowie boreału nastąpiło początkowo przykrycie pylastymi madami osadów organicznych w centralnej, najgłębszej części obniżenia (9160±230 BP). Na granicy osadów organicznych i nadległych mad zostały tu znalezione żwiry o średnicy 2–3 cm, świadczące o zmianie warunków sedymentacji na równinie zalewowej w boreale. Później następowało zapełnianie brzeżnych partii obniżenia (profil D) poprzez wsypywania mułków przewarstwionych piaskami z drewnami (8590±140 BP), aż w końcu na początku atlantyku nastąpiło wyrównanie obniżenia przez jednolitą warstwę mad pylasto-piaszczystych (Kalicki i in. 1997b). Tego typu interpretację mechanizmu



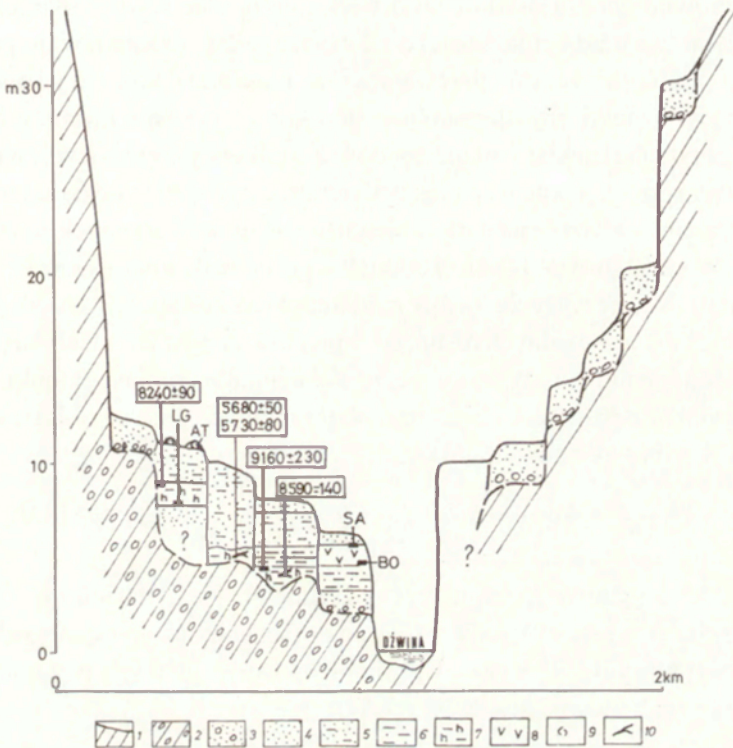
0 10 km



Ryc. 62. Szkic geomorfologiczny obszaru badań wraz z lokalizacją omawianych stanowisk (Kalicki i in. 1997b). 1 – wały morenowe, 2 – równiny morenowe, 3 – kemy, 4 – sandry, 5 – równiny limnoglacialne powyżej 160 m n.p.m., 6 – równiny limnoglacialne poniżej 160 m n.p.m., 7 – ozy, 8 – wydmy, 9 – obniżenia rynnowe, 10 – jeziora, 11 – doliny rzek, 12 – granica państwowa, 13 – stanowiska badawcze: B – Brygitpole, Be – Belousowo, BP – Barwin Perewoz, D – Dryczaluki, Di – Disneninowo, J – Jastreb, K – Kurino, Ko – Kojtowo, Ks – Kaspliane, M – Miłowidy, P – Panfilowo, Or – Orechy, Os – Ostrowskije, SD – Słoboda Dwinskaja, T – Tiraspol

Geomorphological sketch of study area with location of studied sites (Kalicki et al. 1997b). 1 – moraine ridge, 2 – moraine plain, 3 – kames, 4 – outwash plain, 5 – limnoglacial plain above 160 m a.s.l., 6 – limnoglacial plain below 160 m a.s.l., 7 – eskers, 8 – dunes, 9 – glacial drainage channel depressions, 10 – lakes, 11 – river valleys, 12 – state border, 13 – studied sites: B – Brygitpole, Be – Belousovo, BP – Barvin Perevoz, D – Drychaluki, Di – Disneninoyo, J – Yastreb, K – Kurino, Ko – Kojtovo, Ks – Kaspliane, M – Milovidy, P – Panfilovo, Or – Orechy, Os – Ostrowskiye, SD – Słoboda Dvinskaya, T – Tiraspol

wypełniania obniżenia i korelację profilów w Kurinie potwierdzają badania basenu powodziowego na stanowisku Brygitpole III i profilu w Orechach (por. Kalicki i in. 1997b). Osady organiczne w Kurinie przykrywa seria mad (0,0–3,7 m) o odwróconej sekwencji. Rozpoczynają ją mułki pylaste przechodzące ku górze w osady coraz bardziej piaszczyste i kończące się w stropie piaskami pylastymi.



Ryc. 63. Schematyczny przekrój geologiczny przez dolinę Dźwiny poniżej Suraża. 1 – podłoże, 2 – glina morenowa, 3 – piaski ze żwirami, 4 – piaski, 5 – piaski zaglinione, 6 – mułki piaszczyste, 7 – mułki organiczne, 8 – torfy, 9 – martwice wapienne, 10 – drewna

Schematic geological section across Zapadnaya Dvina river valley downstream of Surazh. 1 – bedrock, 2 – till, 3 – sands with gravels, 4 – sands, 5 – silty sands, 6 – sandy silts, 7 – organic silts, 8 – peats, 9 – calcareous tufa, 10 – woods

Erozyjno-akumulacyjna równina zalewowa o wysokości 5–6 m zachowana jest w przełomie tylko w formie wąskich (60–200 m) listew na zakrętach rzeki. Pod zboczem doliny w Kojtowie ciągnęło się wąskie obniżenie basenu powodziowego wypełnionego torfami, natomiast na krawędzi tego poziomu na cokole (morena lub dolomity dewońskie) zalegał piaszczysto-żwirowy bruk korytowy. Ku górze osady korytowe stają się coraz bardziej piaszczyste ( $Mz$  rośnie od  $-0,8$  do  $2,0\phi$ ) i lepiej wysortowane ( $\delta$  spada od  $1,6$  do  $0,5$ ), a w ich stropie występują mułkowe ( $Mz=4,8\phi$ ,  $\delta=2,1$ ) przewarstwienia. Nadległe osady pozakorytowe, rozpoczynają piaski zaglinione ( $Mz=2,9\phi$ ,  $\delta=1,4$ ) przechodzące ku górze w piaszczyste mady ( $Mz=4,8\phi$ ,  $\delta=2,0$ ) (Ivanov 1978; Kalicki i in. 1997b). W Ostrowskije na cokole zalegają mniej mięszszości piaszczyste osady korytowe, w poziomie bruku korytowego wzbogacone w żwiry. Zalegająca powyżej seria była dawniej interpretowana jako organiczne wypełnienie starorzecza i datowana palinologicznie na okres atlantycki (Val'chik 1985),

jednak zarówno geneza osadów jak i wiek muszą ulec rewizji (Kalicki i in. 1997b). Warstwa mad o miąższości do 2 m zaczyna się osadami wału przykorytowego (mułki piaszczyste przewarstwione piaskami), których górna część ulegała sedymentacji prawdopodobnie pod koniec boreału. Granicy boreał/atlantyk odpowiada także zmiana osadów z mułków piaszczystych na torfy. Początkowy wzrost, a potem spadek w diagramie pyłkowym udziału termofilnych gatunków, wskazuje na narastanie torfów w okresie atlantyckim i subborealnym. W subatlantyku (około 1000 BP – górne maksimum świerka w diagramie) nastąpiło przykrycie torfów madami piaszczystymi. W całym profilu praktycznie brak jest wodnych roślin, co zaprzecza tezie M.A. Val'chika (1985), że osady sedymentowały w starorzeczu. Występują natomiast gatunki błotne (np. *Sphagnum*, *Bryales*) świadczące o podmokłym siedlisku i wskazujące na akumulację w basenie powodziowym.

#### 4.3.2.1.2. DOLINY NA RÓWNINACH JEZIORNO-ALUWIALNYCH (NIZINA SURASKA)

Liczne, szczegółowo zbadane profile zgrupowane na niewielkim obszarze w rejonie Suraża (ryc. 62), najważniejszego węzła hydrograficznego Niziny Suraskiej, w którym Uswiacza i Kasplia uchodzą do Dźwiny, pozwoliły dobrze rozpoznać budowę aluwiów (ryc. 64).

Szerokość erozyjno-akumulacyjnej 12-metrowej terasy Dźwiny dochodzi tu do 1 km. Na 7-metrowym cokole, zbudowanym z warstw uswiackich (Velichkevich 1982; Kalicki i in. 1997b), leżą aluwia o miąższości około 5 m (profil Słoboda Dwinskaja SD1). Budowa żwirowo-piaszczystych aluwiów z brukiem korytowym w spągu, jak i prostoliniowe podcięcia zboczy świadczą o tym, że terasę formowała rzeka roztokowa płynąca całą, dwukilometrową, szerokością doliny. Analogiczną budowę mają również wysokie terasy w dolnym biegu Kasplii (Kaspliane, Szapurowo) (San'ko 1987; Kalicki i in. 1997b).

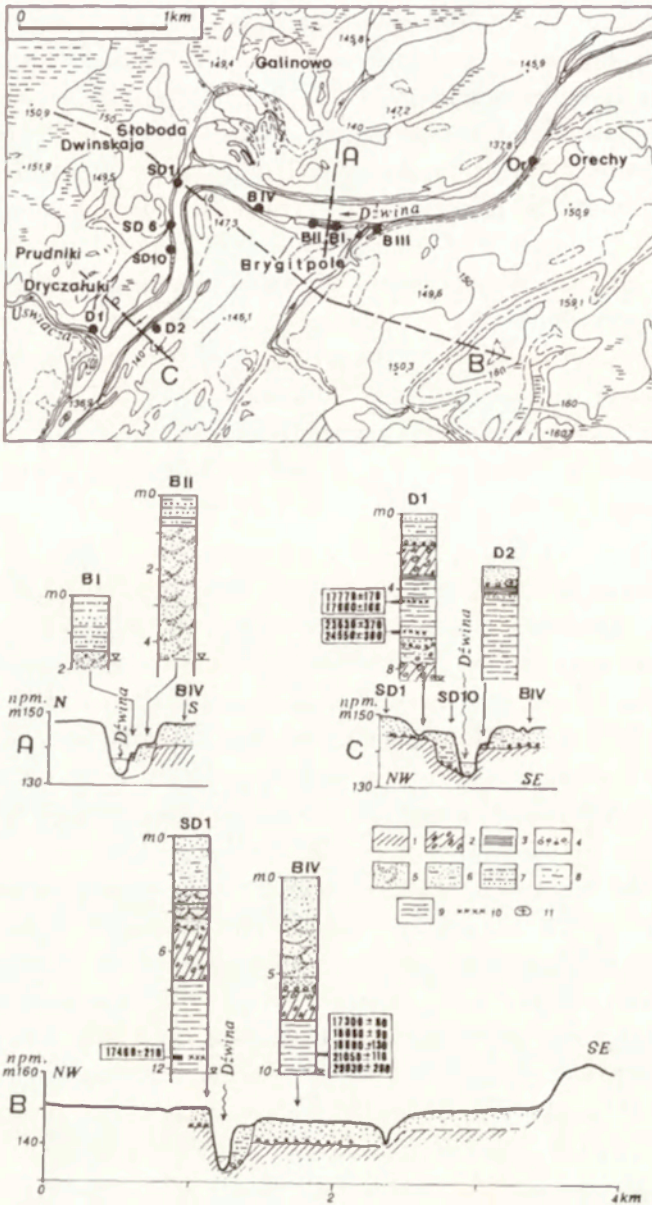
Szerokość i budowa erozyjno-akumulacyjnej terasy o wysokości 9–10 m Dźwiny jest podobna, jedynie cokół położony jest niżej (4–5 m nad poziom rzeki), a miąższość piaszczystych aluwiów dochodzi do 6 m (profil BIV). W brzeźnych partiach występuje erozyjny „wariant” tej terasy (Dryczałuki – D1), charakteryzujący się wysokością cokołu typową dla starszej 12-metrowej terasy i silnie zredukowaną miąższością aluwiów (do 2 m) (Kalicki i in. 1997b). Natomiast w Słobodzie Dwinskiej (profil 6 i SDII) zachowała się, w formie wąskiej (50 m) listwy przyzboczowej, seria kopalna datująca okres formowania tej terasy (ryc. 65). Pierwsze analizy palinologiczne osadów organicznych, leżących bezpośrednio na osadach bruku korytowego, wskazywały na chłodny klimat i były całkowicie błędnie wiązane z początkiem vistu-



lianu (Tashcheev 1975). Później V.B. Kadacky (1975) przyjął późnovistuliański wiek tych osadów (początek akumulacji w allerödzie, a może nawet w böllingu – por. Serebranny 1974). Na okres starszy i chłodniejszy (o 3–4°) od allerödu wskazuje także tafocenoza owadów (Nazarov 1994). W profilu Słoboda Dwinskaja II spąg piaszczystych mułków organicznych był datowany na 15 780±160 BP (Kalicki i in. 1997b), a ich strop na 8440±270 BP (Michajłow i in. 1998), a w profilu 6 przykrycie mułków organicznych przez mady datowane było paleobotanicznie na preboreał (Kadacky 1975). Osady organiczne przykrywa warstwa mułków piaszczystych o sekwencji odwróconej, a w spagu osadów pozakorytowych występuje cienki horyzont rozmycia (piaski z drobnymi żwirkami). Datowania pozwalają cofnąć okres formowania terasy 10-metrowej z późnego glacjału na koniec młodszego pleniglacjału, a równocześnie określają początek akumulacji pokrywy madowej na tej terasie na początek atlantyku.

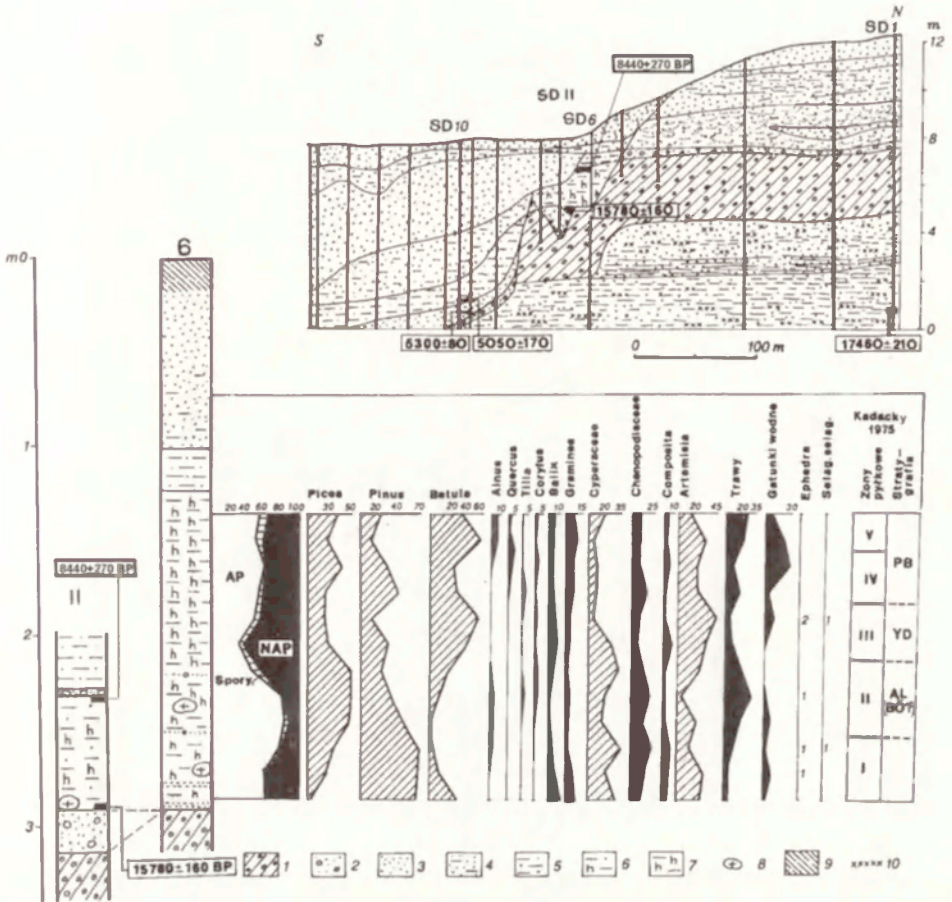
Akumulacyjna równina zalewowa 8-metrowa tworzy tylko wąskie listwy, nie przekraczające 100–200 m szerokości (ryc. 66). Pod krawędziami wyższych teras występują baseny powodziowe (Brygitpole III) wypełnione piaszczystymi mułkami organicznymi, które niżej przechodzą w mułki piaszczysto-pylaste i piaszczyste z przewarstwieniami piaszczystymi, a nawet laminami żwirków (Kalicki i in. 1997b). Charakterystyczną cechą budowy tego poziomu jest bardzo mała miąższość osadów korytowych (poniżej 0,5 m) i bardzo duża pozakorytowych (do kilku metrów) z sekwencją odwróconą. W profilu Słoboda Dwinskaja 10 (SD-10) cokol erozyjny występuje na poziomie rzeki (San'ko 1987). Skład fauny w warstwie piaszczysto-żwirowego bruku korytowego wskazuje na środowisko leśne z licznymi silnie zabagnionymi terenami i dlatego autorzy sądzą, że bruk korytowy, podobnie jak w Beresteniewie, tworzył się w okresie atlantyckim (Kalinovsky, Nazarov 1982; Kalinovsky 1983). Powyżej zalega piasek drobny z drewnami datowanymi na 5300±80 BP przykryty mułkami piaszczystymi z laminami piasków i drewnami datowanymi na 5050±70 BP (San'ko 1987). Skład tafocenozy owadów, pochodzącej z dolnej części tych mułków, odzwierciedla lokalne warunki środowiska i wskazuje na obniżenie rzeczne zarośnięte mezofilną roślinnością trawiastą i wierzbą (Nazarov 1984). Profil kończy ogniwo mad o bardzo dużej miąższości (prawie 6 m). Są to piaski drobne z dwoma warstwami piasków zaglinionych.

Równina zalewowa o wysokości 4–5 m jest erozyjna, z cokołem utworzonym przez starsze osady (Dryczałuki 2), albo akumulacyjna z osadami korytowymi przykrytymi madami (Brygitpole II) lub osadami basenu powodziowego położonego pod krawędzią wyższej terasy (Orechy) (Kalicki i in. 1997b). W Orchach mułki pylaste i torfiaste, leżące na piaszczysto-żwirowym bruku korytowym, akumulowane były w czasie częstych powodzi (duża ilość skoro-



Ryc. 64. Dolina Dźwiny w rejonie Suraza z rozmieszczeniem stanowisk badawczych Słoboda Dwinskaja (SD), Dryczaluki (D), Brygitpole (B) i Orechy (Or) oraz przekrojów i profilów geologicznych A, B i C (oprac. T. Kalicki w: Kalicki i in. 1997b). 1 – podłoże, 2 – glina morenowa, 3 – ility warwowe, 4 – piaski ze żwirami, 5 – piaski, 6 – piaski zaglinione, 7 – piaski przewarstwione mułkami, 8 – mułki piaszczyste, 9 – mułki, 10 – detrytus, 11 – eratyki

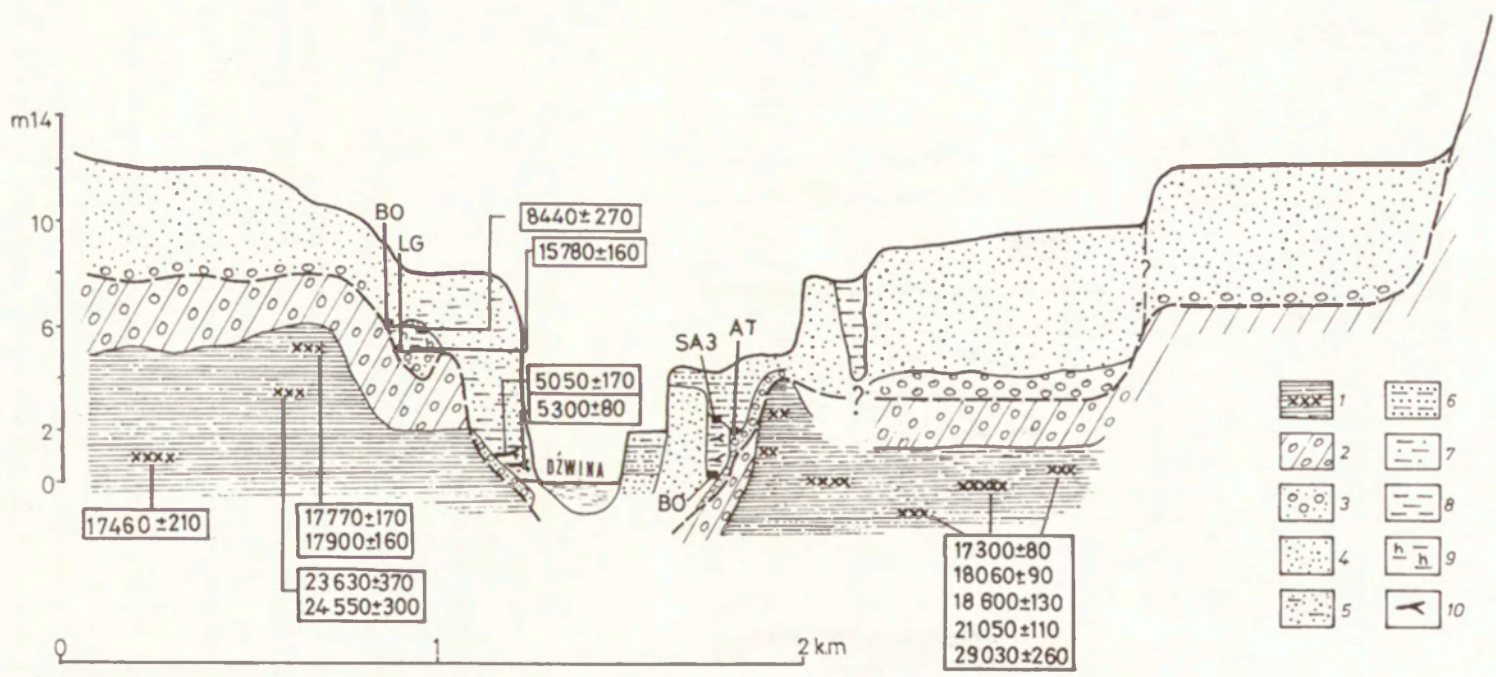
Zapadnaya Dvina valley near Surazh with location of study sites Słoboda Dwinskaya (SD), Dryczaluki (D), Brygitpole (B), Orechy (Or) and cross sections A, B and C (by T. Kalicki in: Kalicki et al. 1997b). 1 – substratum, 2 – till, 3 – varve clay, 4 – sands with gravels, 5 – sands, 6 – silty sands, 7 – sands interbedded silts, 8 – sandy silts, 9 – silts, 10 – detritus, 11 – erratic blocks



Rye. 65. Przekrój geologiczny przez stanowisko Słoboda Dwinskaja i profil z diagramem palinologicznym (oprac. T. Kalicki w: Kalicki i in. 1997b, uzupełnione). 1 – glina morenowa, 2 – piaski ze żwirami, 3 – piaski, 4 – piaski zaglinione, 5 – mułki piaszczyste, 6 – mułki piaszczyste, organiczne, 7 – mułki organiczne, 8 – eratyki, 9 – gleba, 10 – wkładki detrytus roślinnego

Geological section across Słoboda Dwinskaja site and profile with pollen diagram (by T. Kalicki in: Kalicki et al. 1997b, completed). 1 – till, 2 – sands with gravels, 3 – sands, 4 – silty sands, 5 – sandy silts, 6 – organic sandy silts, 7 – organic silts, 8 – erratic blocks, 9 – soil, 10 – detritus

dowanego pyłku oraz megaspor *Selaginella selaginoides*) w podmokłym obniżeniu na początku okresu atlantyckiego (około 8000 BP). Próba datowania spągu tych osadów dała wynik wyraźnie odmłodzony 1155±170 100 BP (Michajłow i in. 1998). W okresie atlantyckim i subborealnym osadzały się pylasto-piaszczyste mułki organiczne z dużą ilością drewnien. W atlantyku warunki sedymentacji nie ulegały zasadniczym zmianom, a powodzie dostarczały do osadów pyłek skorodowany i redeponowany oraz pyłek *Selaginella selaginoides*. W pierwszej połowie subborealu w związku z ochłodzeniem i zwilgotnieniem nastąpiło podniesienie poziomu wód gruntowych, co doprowadzi-



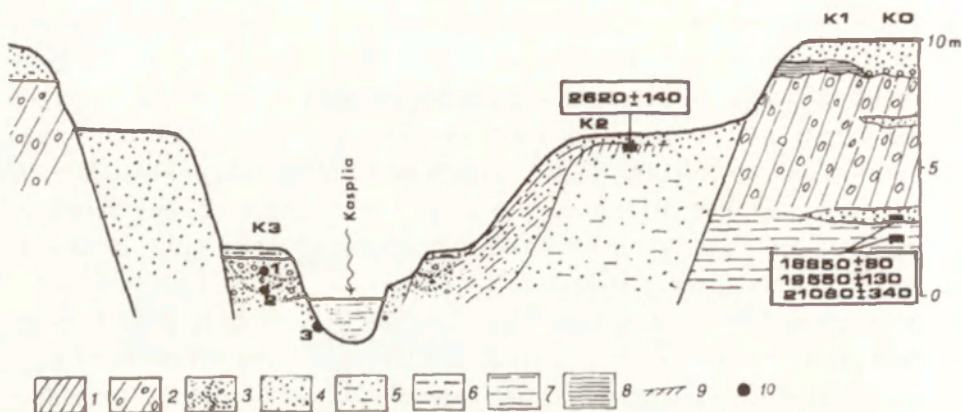
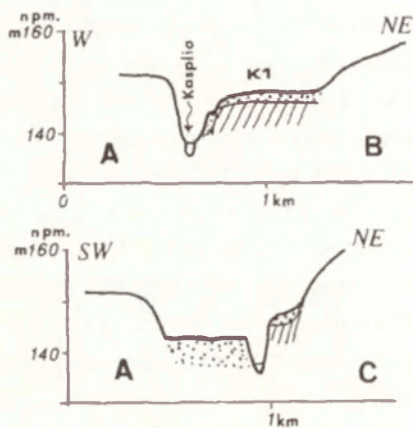
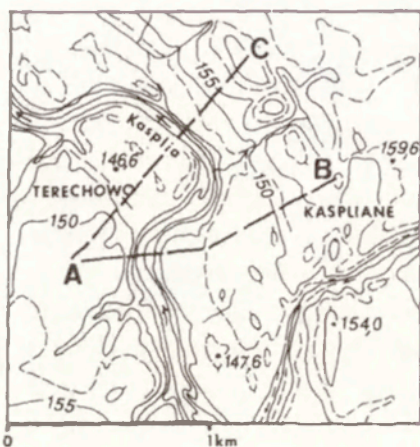
Ryc. 66. Schematyczny przekrój geologiczny przez dolinę Dźwiny koło Suraża. 1 – osady aluwialno-jeziorne z detrytusem (seria uswiacka), 2 – glina morenowa, 3 – piaski ze żwirami, 4 – piaski, 5 – piaski zaglinione, 6 – piaski przewarstwione mułkami, 7 – mułki piaszczyste, 8 – mułki, 9 – mułki organiczne, 10 – drewna

Schematic geological section across Zapadnaya Dvina river valley downstream of Surazh. 1 – limno-alluvial sediments with detritus (Usviacha strata), 2 – till, 3 – sands with gravels, 4 – sands, 5 – silty sands, 6 – sands interbedded with silts, 7 – sandy silts, 8 – silts, 9 – organic silts, 10 – woods

ło do zabagnienia i podtopienia równiny zalewowej (w diagramie palinologicznym pojawiły się *Menta langifolia*, *Equisetum* i *Myriophyllum spicatum*). Druga połowa subboreálu była suchsza (w diagramie brak gatunków wodnych i jest niski udział *Menta langifolia*, *Equisetum* i *Sphagnum*), apowodzie rzadkie (brak pyłku redeponowanego i mała ilość pyłku skorodowanego). Zalegające w górnej części profilu piaszczyste mułki organiczne sedymentowały w okresie częstszych powodzi (wzrost ilości pyłku skorodowanego i redeponowanego) w subatlantyku. Jedyne w środkowym subatlantyku warunki sedymentacji uległy krótkotrwałej zmianie. Na rzadko zalewanym (niemal zupełny brak pyłku redeponowanego i skorodowanego), zabagnionym obszarze równiny zalewowej występowały lokalnie „okna wodne” (w diagramie pojawiają się rośliny wodne *Potamogeton*, *Typha latifolia*, *Nymphaea alba*, *Nuphar*, *Alisma*, *Lemna*). Okres bez powodzi można korelować (Kalicki i in. 1997b) z regresją jeziora Żizickiego położonego w źródłowej części Dźwiny i datowaną na  $1510 \pm 50$  BP (Miklyae v i in. 1984). Jednak jeszcze przed końcem środkowego subatlantyku w diagramie zanikają rośliny wodne i raptownie wzrasta ilość pyłku skorodowanego i redeponowanego. Szybki zanik podmokłości mógł być wywołany intensywną sedymentacją powodziową wyrównującą obniżenia (raptowny wzrost pyłku redeponowanego i skorodowanego). Próba datowania stropu osadów organicznych dała również wynik wyraźnie odmłodzony poniżej 100 BP (Kalicki i in. 1997b). Osady organiczne wypełniające basen powodziowy przykryte są miększą (1,8 m) warstwą mad piaszczystych z przewarstwieniami gliniastymi, których początek akumulacji datowany jest paleobotanicznie na około 1000 BP. Gwałtowna zmiana typu sedymentacji w profilu na mady wskazuje na to, że basen powodziowy zaczął spełniać rolę równiny zalewowej. Mogło to nastąpić wskutek wypełnienia go osadami lub wzrostu częstości powodzi (w diagramie raptownie wzrasta ilość pyłku redeponowanego).

Akumulacyjną równinę zalewową o wysokości 2 m Dźwiny (Brygitpole I) budują mady piaszczysto-pylaste leżące na piaszczystych osadach korytowych

W dolinie Kasplii, w odcinku oddalonym o około 50 km od ujścia, stwierdzono kilka włożeń holocenijskich aluwiów (tab. 1). Starorzecze na 5–7-metrowym poziomie koło ujścia Bałazny było datowane na  $5120 \pm 200$  BP, a w innym starorzeczu (Kaliki) tego poziomu, przykrycie przez piaszczyste mady (2 m) mułków organicznych nastąpiło po  $2630 \pm 160$  BP, gdyż tak było datowane jedno z licznych drewn z głębokości 3 m (Chebotareva i in. 1965). Niemal równocześnie ( $2620 \pm 140$  BP) doszło do fosylizacji gleby na piaszczystej, akumulacyjnej równinie zalewowej 6,5 m w dolinie dolnej Kasplii (Kaspiliane K2) (ryc. 32 obszar D), która została przykryta przez piaski pylaste (Kalicki i in. 1997b) (ryc. 67). Występująca w aluwiach korytowych 2-metro-



Ryc. 67. Przekroje geologiczne przez dolinę Kasplii w rejonie Kaspliane oraz schematyczny przekrój geologiczny przez dolinę (oprac. T. Kalicki w: Kalicki i in. 1997b). 1 – podłoże, 2 – glina morenowa, 3 – piaski ze żwirami, 4 – piaski, 5 – piaski zaglinione, 6 – mułki piaszczyste, 7 – mułki, 8 – ility warwowe, 9 – gleba kopalna, 10 – miejsca poboru prób na analizy malakologiczne

Geological section across the Kasplia river valley near Kaspliane site and schematic geological section across (by T. Kalicki in: Kalicki et al. 1997b). 1 – substratum, 2 – till, 3 – sands with gravels, 4 – sands, 5 – silty sands, 6 – sandy silts, 7 – silts, 8 – varve clay, 9 – buried soil, 10 – malacological samples

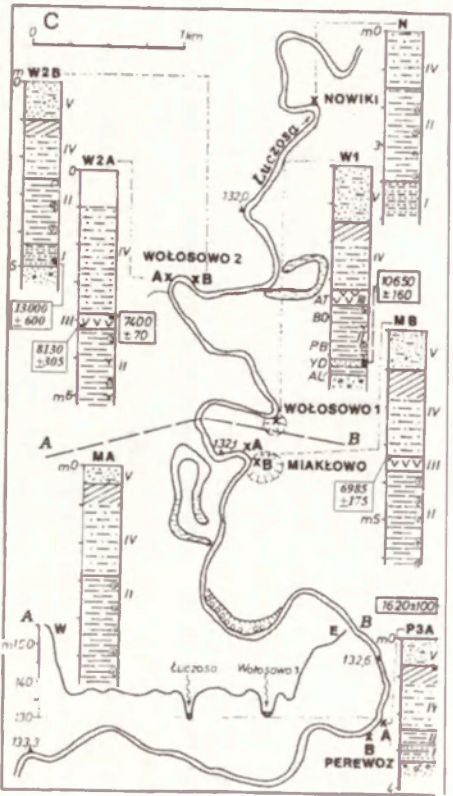
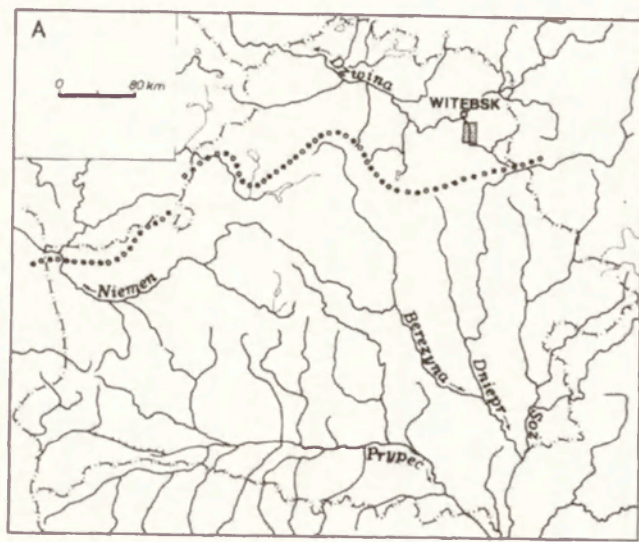
wej równiny zalewowej (Kaspliane K3) malakotancenoza, z licznymi gatunkami typowymi dla cieplejszej, południowej Europy może sugerować, że osady te pochodzą z końca atlantyku ewentualnie z subboreału (Kalicki i in. 1997b). Natomiast w górze rzeki 4-metrowa równina zalewowa (Wołoty) została w ostatnim tysiącleciu (od  $1170 \pm 150$  BP cal. 600–1200 AD) nadbudowana niemal metrową (0,85 m) warstwą mad (Chebotareva i in. 1965).

## 4.3.2.1.3. DOLINY W RYNNACH GLACJALNYCH

Łuczosa na 5-kilometrowym odcinku Perewoz-Nowiki (ryc. 32 obszar E, tab. 1) płynie w obrębie rynny polodowcowej, na której brzegach występują piaszczyste terasy kemowe i kemy (ryc. 68). Wyrównane dno tego obniżenia (szerokość około 1,5 km; 5–6 m nad poziom rzeki) przez wielu autorów było traktowane jako pierwsza terasa nadzalewowa (San'ko 1987; Kalinovsky 1989). Jednak, jak pokazały szczegółowe badania (Kalicki, San'ko 1997b), jest to dno rynny glacialnej, z licznymi kopalnymi jeziorami wytopiskowymi, wyrównane przez akrecję osadów pozakorytowych.

Na stanowisku Wołosowo 2 dwa takie zagłębienia rozdzielone są osadami piaszczystymi (ryc. 69, fot. 10). Początkowo w zbiornikach sedymentowały rytmity piaszczysto-mułkowe, a drewno z tych osadów było datowane na  $13\ 000 \pm 600$  BP (Kalicki, San'ko 1997b). Na rytmitach spoczywają serie mułków organicznych z malakofauną, która w profilu 2A ma w stropie charakter mułków gytiowatych i gytii oliwkowozielonej. Serię tą rozpoczynają w profilu 2B organiczne mułki pylaste ( $Mz=6,1\phi$ ), źle wysortowane ( $\delta=1,7$ ), które wyżej zawierają nieco więcej piasków ( $Mz=5,3-5,4\phi$ ) i są również źle wysortowane ( $\delta=1,7-1,8$ ). Seria ta kończy się mułkami ilastymi ( $Mz=7,4\phi$ ), źle wysortowanymi ( $\delta=1,4$ ). Wyniki badań paleobotanicznych makroszczałków (Krutous 1996) oraz paleozoologicznych tanatocenoz małżoraczków (Zubovich 1980), gryzoni (Kalinovsky 1989) i malakofauny (Kalicki, San'ko 1997b) wskazują na to, że osady akumulowane były w stopniowo wypływających się zbiornikach wodnych o zmiennym reżimie na granicy późnego glaciału i holocenu. W profilu 2A seria osadów jeziornych przykryta jest warstwą torfów z przewarstwieniami mułków i torfów zailonych, których spąg był datowany na  $8130 \pm 300$  BP (Michajłow i in. 1998), a strop na  $7400 \pm 70$  BP (Kalicki, San'ko 1997b). Osady jeziorne i torfy przykrywa seria pozakorytowych mułków pylastych i piaszczystych z sekwencją odwróconą. Ku górze profilu 2B osady stają się coraz bardziej piaszczyste ( $Mz=od\ 6,3\ do\ 5,7\phi$ ) i słabiej wysortowane ( $\delta=od\ 1,8\ do\ 2,0$ ). Strop tej serii tworzy gleba kopalna przykryta z kolei przez piaski gliniaste ( $Mz=4,6\phi$ ), bardzo źle wysortowane ( $\delta=2,2$ ), o miąższości do 1 m (Kalicki, San'ko 1997b). Badania geochemiczne wskazują na to, że zfosylizowana gleba tworzyła się na okresowo zalewanej równinie, a procesy humifikacji przebiegały powoli (Petukhova, Veremchuk 2000).

Również w Miakłowie w dwóch zbiornikach jeziornych, rozdzielonych piaszczysto-żwirowym garbem, w późnym glacialu i eholocenie sedymentowały dwie serie mułków z malakofauną (ryc. 70). Wraz z upływem czasu jeziora stały się okresowe i zarastały, co dokumentuje malakotanatocenoza najwyższej części mułków i warstwa torfów w profilu Miakłowo B (Kalicki, San'ko 1997b), których strop był datowany na  $6985 \pm 175$  BP (Michajłow i in. 1998).





Osady jeziorne i torfy przykryte są serią glin piaszczystych kończących się glebą kopalną. Na fosylnej glebie spoczywają lekko gliniaste, drobne piaski.

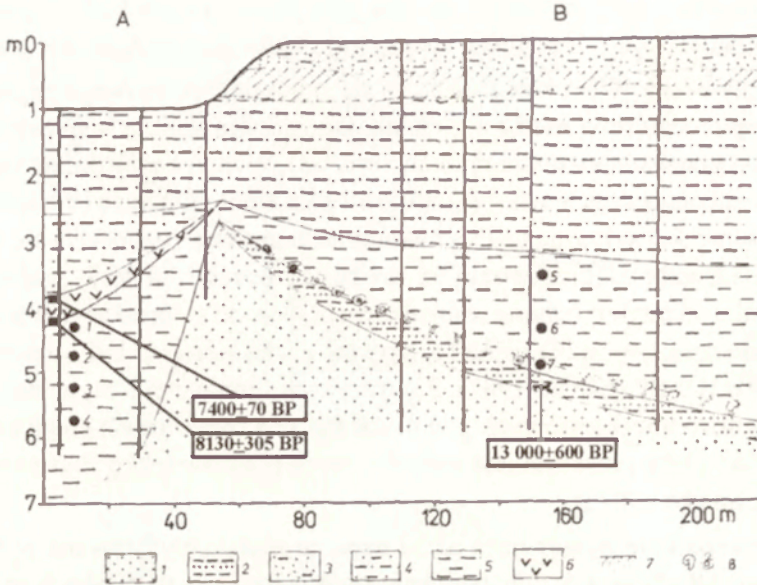
Na stanowisku Wołosowo I odstania się skłon termokrasowego zagłębienia wypełnionego serią mułków z malakofauną, którą kończy warstwa torfu z cienkimi przewarstwieniami mułków (ryc. 68). Wyniki badań palinologicznych, paleobotanicznych makroszczątków i paleozoologicznych (malakofauna i małżoraczki) wskazują na to, że akumulacja mułków rozpoczęła się w allerödzie i trwała nieprzerwanie aż do końca boreału, a torfy narastały na początku atlantyku. Jedynie w młodszym dryasie do zbiornika została wyspana piaszczysta wkładka, z której szyszki *Picea obovata* były datowane na  $10\ 650 \pm 160$  BP (San'ko 1987). Powyżej serii limnicznej i bagiennej spoczywa ogniwo pozakorytowych glin piaszczystych kończące się glebą kopalną. Fosylna gleba przykryta jest serią drobnych piasków lekko zaglinionych (Kalicki, San'ko 1997b).

Ta powszechnie występująca gleba kopalna została wydatowana w Perewozie (ryc. 68). W profilu tym, podobnie jak w Nowikach, na piaskach ze żwirami i rytmitach spoczywa seria mułków ilastych z jeziorną malakotanoce-nozą, która sedymentowała w późnym glacie i we wczesnym holocenie. Występująca powyżej seria piasków zaglinionych przechodzących ku górze w gliny piaszczyste i pylaste kończy się dobrze wykształconą glebą kopalną, której strop był datowany na  $1620 \pm 100$  BP. Fosylną glebę przykrywają lekko zaglinione drobne piaski (Kalicki, San'ko 1997b).

---

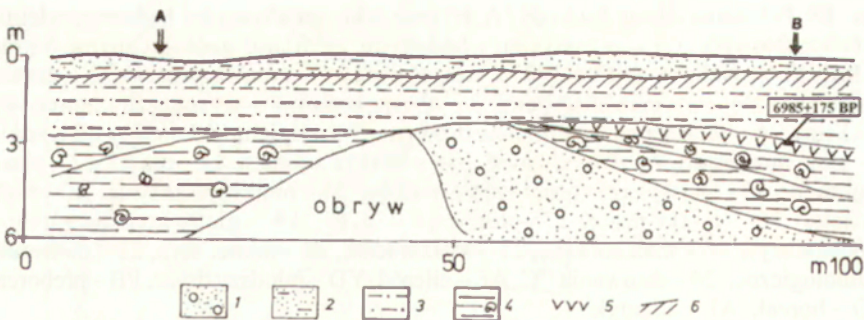
Ryc. 68. Położenie doliny Łuczosy (A, B) oraz szkic lokalizacyjny badanego odcinka Perewoz-Nowiki (C) z przekrojem i badanymi profilami geologicznymi (oprac. T. Kalicki w: Kalicki, San'ko 1997b, uzupełnione). 1 – granica państwa, 2 – granica maksimum zlodowacenia Vistulianu, 3 – obszar badań, 4 – wysoczyzny morenowe, 5 – kemy, 6 – terasa z odsypami meandrowymi, 7 – wapienie i dolomity dewońskie, 8 – glina morenowa, 9 – ility warwowe, 10 – piaski ze żwirami, 11 – piaski, 12 – piaski zaglinione, 13 – piaski z przewarstwienia mułków, 14 – mułki piaszczyste, 15 – mułki pylaste, 16 – mułki ilaste, 17 – torfy, 18 – gytie, 19 – gleba kopalna (poziom próchniczny), 20 – malakofauna, 21 – małżoraczki, 22 – numer serii, 23 – datowania palinologiczne, 24 – datowania  $^{14}\text{C}$ ; AL – alleröd, YD – młodszy dryas, PB – preboreał, BO – boreał, AT – atlantyk

Location of Luchosa river valley (A, B) and study section Perevoz-Noviki (C) (by T. Kalicki in: Kalicki, San'ko 1997b, completed). 1 – state borders, 2 – maximum of the Vistulian ice sheet, 3 – study area, 4 – morainic plateau, 5 – kame, 6 – terrace with point bars, 7 – Devonian limestone and dolomite, 8 – till, 9 – clay varves, 10 – sands with gravels, 11 – sands, 12 – silty sands, 13 – sands with intercalations of silts, 14 – sandy silts, 15 – silts, 16 – clayey silts, 17 – peats, 18 – gyttja, 19 – buried soil, 20 – malacofauna, 21 – ostracods, 22 – number of series, 23 – palinological datings, 24 – radiocarbon datings. AL – Alleröd, YD – Younger Dryas, PB – Preboreal, BO – Boreal, AT – Atlantic



Ryc. 69. Odślonienie geologiczne na stanowisku Wołosowo 2 (Kalicki, San'ko 1997b, uzupełnione). 1 – piaski, 2 – piaski z przewarstwieniami mułków, 3 – piaski zaglinione, 4 – mułki piaszczyste, 5 – mułki pylaste, 6 – torfy, 7 – gleba kopalna (poziom próchniczny), 8 – malakofauna

Geological section across Wołosowo 2 site (Kalicki, San'ko 1997b, completed). 1 – sands, 2 – sands with intercalations of silts, 3 – silty sands, 4 – sandy silts, 5 – silty silts, 6 – peats, 7 – buried soil, 8 – malacofauna



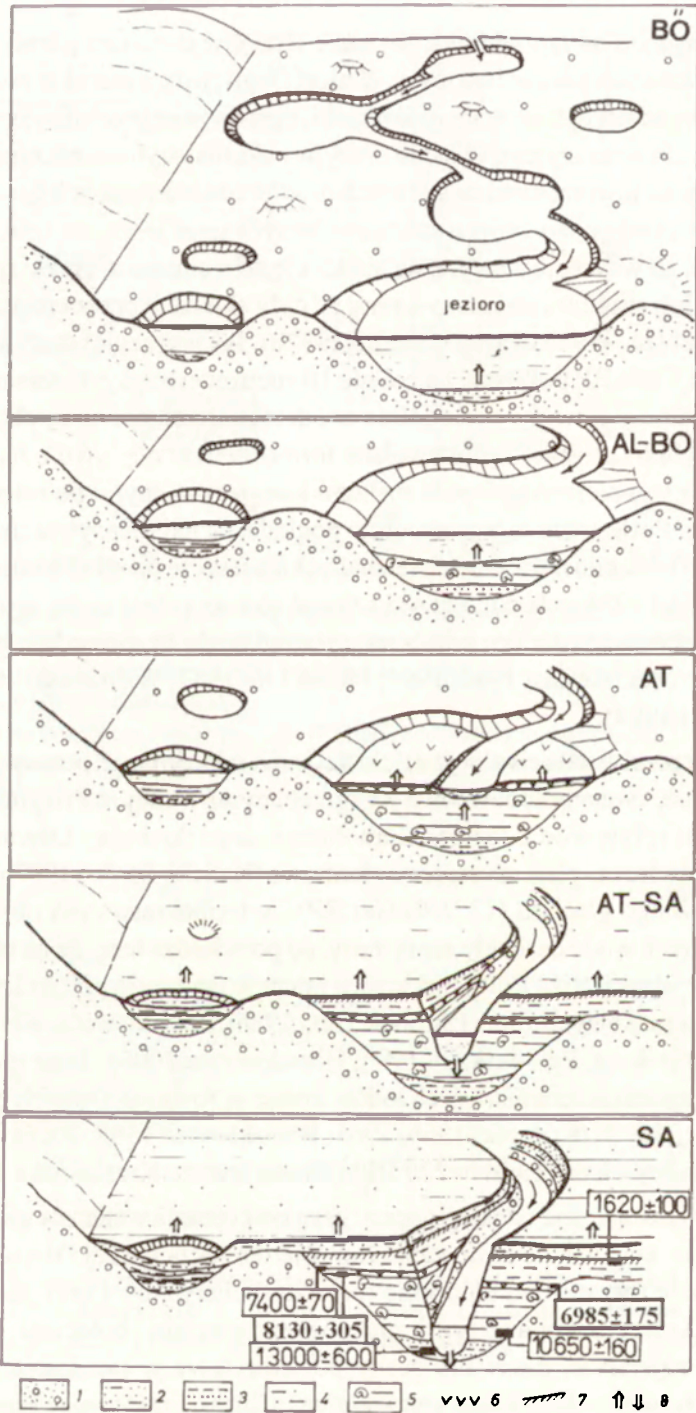
Ryc. 70. Odślonienie geologiczne na stanowisku Miakłowo (oprac. T. Kalicki w Kalicki, San'ko 1997b, uzupełnione). 1 – żwiry z piaskami, 2 – piaski zaglinione, 3 – mułki piaszczyste, 4 – mułki pylaste i organiczne z malakofauną, 5 – torfy, 6 – gleba kopalna (poziom próchniczny)

Geological section across Miakłowo site (by T. Kalicki in Kalicki, San'ko 1997b, completed). 1 – gravels with sands, 2 – silty sands, 3 – sandy silts, 4 – silts and organic silts with malacofauna, 5 – peats, 6 – buried soil

Bez względu na typ odcinka, wysokie terasy w dorzeczu górnej Dźwiny mają podobną morfologię i budowę. W morfologii tworzą szerokie powierzchnie, miejscami nachylone w kierunku rzeki, ograniczone prostoliniowymi krańcami. Są to terasy erozyjne lub erozyjno-akumulacyjne z cokołami o różnej wysokości utworzonymi ze starszych osadów zróżnicowanych genetycznie. Miąższość piaszczysto-żwirowych aluwiów tych teras jest mała i nie przekracza 2–3 m, co wskazuje na wyraźną tendencję do wcinania się rzeki (por. Aseev 1960). Ich struktura świadczy o tym, że były składane przez rzekę roztokową (Kalicki i in. 1997b; Kalicki, San'ko 1997b). Jak wskazują osady datowane na około 15 800 BP położone na cokole 10-metrowej terasy rozcinanie i formowanie doliny Dźwiny, szczególnie w odcinku przełomowym, przebiegało bardzo szybko i musiało być wywołane formowaniem odpływu z Jeziora Surowskiego, a w mniejszym stopniu ruchami kompensacyjnymi po ustępującym lądolodzie. Potwierdza to wcześniejsze poglądy, że najintensywniejsze rozcinanie dolin nastąpiło na obszarach nadbałtyckich jeszcze przed *allerödem* (Eberhards, Miidel 1984), choć może wskazywać równocześnie na to, że okres ten należy przesunąć na koniec młodszego pleniglacjału bezpośrednio po *deglacjacji* (por. Manikowska 1985, 1991; Florek i in. 1987; Wiśniewski 1990; Andrzejewski 1994).

Inaczej przebiegała ewolucja ujściowego odcinka doliny Łuczosa (ryc. 71). Początkowo, rynną polodowcową z zagrzebanymi w niej martwymi lodami, następował spływ wód z Jeziora Górnołuczoskiego do doliny Dźwiny, czego śladem są żwirowo-piaszczyste terasy kemowe (Kalicki, San'ko 1997b). Na początku późnego glacjału (13 000±600 BP), w termokrasowych obniżeniach wypełnionych wodą osadzały się rytmity, co potwierdza tezę, że na obszarach młodoglacjalnych Niżu Europejskiego występuje generacja przed*alleröd*skich jezior wytopiskowych (por. Chrobok i in. 1986; Błaszkiwicz, Krzywińska 1992; Zernitskaya, Pavlovskaya 1994; Błaszkiwicz 2005). Tego typu osady związane z zanikaniem martwych lodów znane są również z innych obszarów młodoglacjalnych (Kozarski 1960, 1963; Błaszkiwicz 1988, 2005) i datowane na podobny okres (13 010±220 BP) (Błaszkiwicz, Krzywińska 1992).

Ruchy izostaticzne i postępująca w górę rzeki erozja wsteczna miała decydujące znaczenie w kolejnym etapie rozwoju dorzecza górnej Dźwiny w późnym glacialu i wczesnym holocenie (por. Meshcheryakov 1961). Koncentracja koryt, która nastąpiła na przełomie późnego glacjału i holocenu, jak o tym świadczą najstarsze, datowane osady pozakorytowe w przełomie (Kurino, Barwin Perewoz), dodatkowo sprzyjała wcinaniu się rzek i wycinaniu przez rzekę kolejnych stopni, na których w okresach powodzi były składane mady. Tworzą one wąskie listwy (do 100–200 m szerokości), a cechą charaktery-



styczną ich aluwioów jest bardzo mała miąższość osadów korytowych (poniżej 0,5 m) i bardzo duża osadów pozakorytowych (do kilku metrów) z sekwencją odwróconą.

W tym czasie ewolucja dolnego odcinka doliny Łuczosity przebiegała autonomicznie (Kalicki, San'ko 1997b). W dniu rynny polodowcowej, na skutek rozcięcia żwirowo-piaszczystych garbów pomiędzy termokrasowymi zbiornikami wodnymi, powstała pierwsza sieć drenażu. Rzeka uzyskała skomplikowany, kręty przebieg, związany jednak nie ze swobodnym meandrowaniem koryta, lecz z pierwotnym rozmieszczeniem obniżzeń wytopiskowych. Jak wskazują analizy malakologiczne (Kalicki, San'ko 1997b) i małżoraczków (Zubovich 1980), przepływowe zbiorniki termokrasowe były początkowo płytkie lub okresowe, a dopiero potem zmieniły się w stałe jeziora. W zbiornikach tych od allerödu aż po boreał były akumulowane mułki pylaste i piaszczyste, mułki organiczne oraz gytie. W młodszym dryasie do jednego z nich została wysypana warstewka piasku z szyszkami (Wołosowo 1). Spływanie zbiorników prowadziło stopniowo do ich zmiany ze stałych zbiorników w okresowe, co znalazło swoje odbicie w tanatocenozach malakofauny (Kalicki, San'ko 1997b) i małżoraczków (Zubovich 1980). Niewykluczone, że zarejestrowana została w nich także faza zwilgotnienia klimatu z przełomu boreału i atlantyku zaznaczająca się w całej Europie środkowej (por. Ralska-Jasiewiczowa, Starkel 1988), co doprowadziło do chwilowej zmiany tendencji i wzrostu poziomu wody w jeziorach w Wołosowie i Miakłowie (Kalicki, San'ko 1997b). Jednak na początku atlantyku (8130 BP) większość zbiorników przekształciła się w bagna, co wpłynęło na wzrost wahań przepływów w rzece i akumulację mady w torfowiskach (częste mułkowe przewarstwienia w torfach).

Proces wcinania się Dźwiny we wczesnym holocenie postępował bardzo intensywnie, gdyż już w boreale poziom rzeki był zbliżony do współczesnego (Orechy). Znalazło to swoje odbicie w całym dorzeczu górnej Dźwiny. Początek erozji wgłębnej w dolnym odcinku doliny Łuczosity, który doprowadził do zdrenowania torfowisk i przykrycia osadów organicznych przez mady jest da-

Ryc. 71. Schemat rozwoju badanego odcinka doliny Łuczosity w późnym glacie i holocenie (oprac. T. Kalicki w: Kalicki, San'ko 1997b, uzupełnione). 1 – piaski ze żwirami, 2 – piaski zaglinione, 3 – naprzemianległe warstwy piasków i mułków, 4 – mułki piaszczyste, 5 – mułki ilaste i pylaste z malakofauną, 6 – torfy, 7 – gleba kopalna, 8 – główne kierunki zmian: agradacja i erozja; BO – bolling, Al – alleröd, BO – boreał, AT – atlantyk, SA – subatlantyk

The scheme of the evolution of the Luchosa valley during Late Glacial and Holocene (by T. Kalicki in: Kalicki, San'ko 1997b, completed). 1 – sands with gravels, 2 – silty sands, 3 – sands interbedded silts, 4 – sandy silts, 5 – silts and clayey silts with malacofauna, 6 – peats, 7 – buried soil, 8 – main directions of aggradation and erosion; BO – Bolling, Al – Alleröd, BO – Boreal, AT – Atlantic, SA – Subatlantic

towany na około 7400–6985 BP. Duża szybkość erozji wstecznej oraz odporne na erozję brzegi koryta, zbudowane na znacznych odcinkach z rozciętych, mułkowych osadów jeziornych, uniemożliwiła powstanie teras oraz swobodne meandrowanie rzeki. Spowodowało to utrwalenie w planie bardzo krętego przebiegu rzeki nawiązującego do założeń pierwszej sieci powiązań między obniżeniami wytopiskowymi i powstania wciętych meandrów. W czasie powodzi wcinająca się rzeka zalewała i osadzała mady w dnie rynny polodowcowej, co powodowało stopniowe maskowanie i wyrównywanie pierwotnie urozmaiconej rzeźby. Również osady korytowe 2-metrowej równiny zalewowej Kasplii są datowane malakologicznie na przelom atlantyku i subboreału (Kaspiane) (Kalicki i in. 1997b).

Chociaż dywergencja teras przykrytych przez osady powodziowe tego samego wieku w kierunku odcinka przelomowego koło Witebskich Progów (Kalicki i in. 1997b) może wskazywać na istnienie lokalnej struktury podnoszonej w rejonie Rudy (por. Pavlovec 1989), to jednak w drugiej połowie holocenu nastąpiła generalna zmiana ruchów neotektonicznych na obszarze badań z wypiętrzających na wginające. Współczesne pomiary geofizyczne szacują je na 0,6–1,0 mm/rok (Meshcheryakov 1961). Autor ten sądzi, że zmiana tendencji tektonicznej nie odbiła się jeszcze w morfologii górnych odcinków dolin. Jednak od boreału bardzo wyraźnie spada szybkość wcinania się rzek, a ze zmianą kierunku ruchów można wiązać powstanie piaszczystego poziomu wzniesionego około 1 m nad koryto Łuczosa. Natomiast erozja boczna rozmywała dalej starsze osady, o czym może świadczyć pyłek przedczwartorzędowy i redeponowany występujący niemal nieprzerwanie w profilu Orechy. W ostatnim czasie doprowadziła ona do odcięcia meandrów erozyjnych i wyprostowania koryta dolnej Łuczosa.

Zapis holocenińskiej ewolucji dorzecza górnej Dźwiny znajdujemy w mięszych pokrywach madowych składanych stopniowo na coraz niższych stopniach terasowych (Dźwina) lub w dnie rynny glacialnej (dolna Łuczosa). Powszechnie obserwowana w składzie mechanicznym mad sekwencja frakcjonowana odwrócona (grubienie mad ku stropowi) jest wynikiem nakładania się na siebie dwóch czynników: wcinającej się rzeki i równoczesnego nadbudowywania madami dna rynny polodowcowej (Łuczosa) lub listwy terasowej (Dźwina). W efekcie jedynie coraz większe powódzie, a co za tym idzie, niosące coraz grubszy materiał, były w stanie wystąpić z koryta i zalać dno doliny, składając tu transportowany materiał. Proces akrecji mad na terasie ustaje, gdy różnica wysokości uniemożliwia zalewanie wyższych poziomów. Dlatego obserwuje się różny skład granulometryczny tych samych wiekowo mad na różnych poziomach (por. Kalicki 1996b). Pionowe narastanie mad powodowało, że okresy o większej częstotliwości powodzi zapisywały się na

wąskich listwach terasowych poprzez przykrycie osadów organicznych (akumulowanych w przyboczowych basenach powodziowych zajętych przez podmokłości lub krótkookresowe zbiorniki) lub gleb przez pozakorytowe osady klastyczne.

#### 4.3.3. ZAPIS ZMIAN KLIMATU I DZIAŁALNOŚCI CZŁOWIEKA W DOLINACH BIAŁORUSI

Zapis późnoglacialnych i holocenijskich zmian klimatu i działalności człowieka znajdujemy we wszystkich analizowanych odcinkach, jednak jest on różny w zależności od typu doliny.

Tylko w dorzeczu Niemna, zarówno na obszarze staroglacialnym (Zachodnia Berezyna, Zelwianka), jak i młodoglacialnym (odcinek środkowoniemieński Niemna), znajdujemy pełny cykl zmian rozwinięcia rzek od roztokowych poprzez późnoglacialne meandry wielkopromienne aż do małych, holocenijskich koryt meandrowych. W dnach dolin występują różnowiekowe włożenia aluwii, kształtowanych przez lateralną migrację koryt, która powodowała odcinanie zakoli, a w ich wypełnieniach znajdujemy zapis zmian warunków sedymentacji na równinie zalewowej. W dorzeczu Wilii (Wilia, Usza, Naroczanka) lateralną migrację koryt ułatwiały i przyspieszały piaszczyste aluwia i dlatego oprócz starorzeczy znajdujemy tu ogromną ilość subfosalnych pni.

Podobną strukturę mają także równiny zalewowe w dorzeczu Dniepru. „Niedożywiona” górna Berezyna poszerzała holocenijskie dno kosztem podcinanych i niszczonych teras młodovistuliańskich. Bardzo rozległa równina zalewowa, z licznymi starorzeczami, zajmuje w wielu miejscach całą szerokość doliny, a w jej obrębie, w jednym poziomie, obok siebie występują włożenia różnowiekowych serii aluwii. Jednak w części dolin tego obszaru (Druć, Soż) w dnie doliny występują rozległe strefy aktywne tylko u schyłku plejstocenu, a później porzucone i spełniające w holocenie rolę zatofionych, basenów powodziowych. Holocenijski pas meandrowy jest stosunkowo wąski i składa się z różnowiekowych włożeń aluwii. Podobnie, jak w dolinie Berezyny, w okresach częstszych powodzi następowało ścinanie zakoli lub zmiana typu sedymentacji w wypełnieniach starorzeczy, a w ostatnim okresie doszło do przykrycia torfów przez mady w przykorytowych częściach basenów powodziowych.

Natomiast górny Dniepr ma zupełnie odmienną budowę dna. Już na początku holocenu był on głęboko wcięty i duża stabilność lateralna oraz pionowa koryta ograniczała modelowanie obu poziomów równiny zalewowej jedynie do pionowego przyrostu osadów pozakorytowych. Zwiększenie tempa sedymentacji mad powodowało fosylizację gleb rozwijających się w eo- i me-

zoholocenie w dnie doliny. W zależności od wielkości powodzi fosylizacja gleb następowała na niższym lub wyższym poziomie równiny zalewowej.

Na izostatycznie wypiętrzanym obszarze młodoglacjalnym duża stabilność w planie wcinającego się koryta górnej Dźwiny spowodowała, że w jej dolinie brak jest starorzeczy. Natomiast charakterystyczne jest występowanie na wąskich listwach teras i równin zalewowych przyzboczowych basenów powodziowych zajętych przez podmokłości lub krótkookresowe zbiorniki. W okresach o większej częstotliwości powodzi dochodziło do przykrycia przez mady osadów organicznych, które były akumulowane w tych basenach. Mięzsze pokrywy madowe składane były stopniowo na coraz niższych stopniach. Proces pionowej akrecji osadów pozakorytowych ustawał, gdy różnica wysokości uniemożliwiała zalewanie tego stopnia. Dlatego obserwuje się różny skład granulometryczny tych samych wiekowo mad na różnych poziomach.

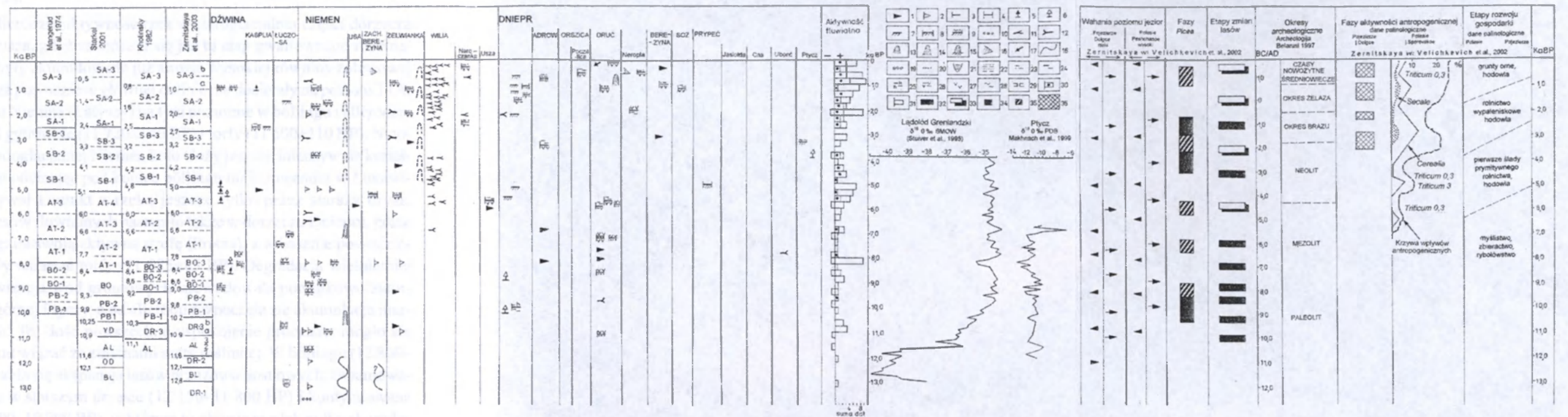
Ewolucja doliny dolnej Łuczosa była ściśle związana nie tylko z ruchami izostatycznymi, ale także z rozwojem i zanikiem obniżeń termokrasowych. Rzeka płynąca wciętymi meandrami nie wytworzyła równiny zalewowej sensu stricto, a poziom 6-metrowy jest jedynie dnem rynny polodowcowej, wyrównanym sedymentacją mad. Proces równoczesnego wcinania się rzeki i nadbudowywania brzegów warunkuje także sekwencję odwróconą składu granulometrycznego mad.

Wreszcie w dorzeczu Dniepru w dolinach małych cieków drugiego (Adrow) i trzeciego rzędu (górną Ptycz, Poczalica) przez długi okres holocenu utrzymywało się środowisko sedymentacyjne sprzyjające akumulacji osadów węglanowych i dopiero w neoholocenie stwierdzono osady aluwialne. Inne małe „niedożywione” ciekii trzeciego rzędu (Neropla) transformowały fluwialnie jedynie wąską strefę wzdłuż koryta, a na pozostałym obszarze dna występuje reliktowa rzeźba rynien glacialnych z jeziorami i rozległymi torfowiskami.

U schyłku plejstocenu następowało intensywne wcinanie się rzek. Na obszarze młodoglacjalnym proces ten postępował bardzo szybko, gdyż w dolinie górnej Dźwiny osady datowane na  $15\ 780 \pm 160$  BP (Słoboda Dwinska-ja II), a w dolinie Niemna koło Goży dno paleomeandra odciętego pod koniec böllingu (Łukawica) leżą już tylko 4 m powyżej współczesnego poziomu tych rzek. Jednak również na obszarze staroglacjalnym rzeki wcinają się, co w dolinach Zelwianki i Druci nastąpiło przed allerödem.

W najstarszym dryasie rzadkie lasy sosnowo-brzozowe występowały tylko w S i SE części Białorusi, natomiast na pozostałym obszarze występowała stepo-tundra (Velichkevich i in. 2002). W tym okresie, gdy w odcinkach rynnowych dolin (Łuczosa) na obszarze młodoglacjalnym wytapiały się jeszcze bryły martwego lodu ( $13\ 000 \pm 600$  BP), na obszarze staroglacjalnym po





Ryc. 72. Zestawienie datowań z dolin rzecznych na Białorusi świadczących o wzmożeniu dynamiki (+) i stabilizacji (-) procesów fluwialnych oraz korelacja aktywności fluwialnej z innymi danymi paleogeograficznymi (oprac. T. Kalicki na podstawie literatury omówionej w tekście). 1 – odcięcie starorzecza (datowanie  $^{14}\text{C}$ ), 2 – odcięcie starorzecza (datowanie paleobotaniczne), 3 – zmiana typu sedymentacji (datowanie  $^{14}\text{C}$ ), 4 – zmiana typu sedymentacji (datowanie paleobotaniczne), 5 – akumulacja mad (datowanie  $^{14}\text{C}$ ), 6 – akumulacja mad (datowanie paleobotaniczne), 7 – gleba kopalna (datowanie  $^{14}\text{C}$ ), 8 – gleba kopalna (datowanie paleobotaniczne), 9 – gleba kopalna pod deluwiami (datowanie  $^{14}\text{C}$ ), 10 – seria korytowa, 11 – pnie w aluwjach korytowych (datowanie  $^{14}\text{C}$ ), 12 – pnie w torfach starorzeczowych (datowanie  $^{14}\text{C}$  i paleobotaniczne), 13 – fazy wydymotwórcze na terasach i równinach zalewowych (datowanie  $^{14}\text{C}$ ), 14 – fazy wydymotwórcze na terasach i równinach zalewowych (inne datowania), 15 – gleba kopalna pod piaskami eolicznymi (datowanie  $^{14}\text{C}$ ), 16 – stożki napływowe, 17 – deluwia, 18 – wielkie meandry (makromeandry), 19 – żwiry, 20 – piaski, 21 – rytymity jeziorne, 22 – przewarstwienia piasków i mułków, 23 – mułki piaszczyste, 24 – mułki pylaste i ilaste, 25 – mułki organiczne, 26 – mułki torfiaste, 27 – torfy, 28 – gytie, 29 – martwice wapienne, 30 – daty z pni, 31 – pozostałe daty, 32 – okresy zmian lasów, 33 – okresy zmian struktury lasów, 34 – udział sosny w diagramach pyłkowych powyżej 30%, 35 – udział sosny w diagramach pyłkowych powyżej 10%, 36 – fazy aktywności antropogenicznej

Collection of radiocarbon datings from Belorussian river valleys showed an increase (+) or stabilisation (-) of fluvial processes and correlation of fluvial activity with another palaeogeographical data (comp. T. Kalicki based on references in the text). 1 – cut off ( $^{14}\text{C}$  dating), 2 – cut off (palaeobotanical dating), 3 – change of sedimentation type ( $^{14}\text{C}$  dating), 4 – change of sedimentation type (palaeobotanical dating), 5 – accumulation of overbank deposits ( $^{14}\text{C}$  dating), 6 – accumulation of overbank deposits (palaeobotanical dating), 7 – buried soil ( $^{14}\text{C}$  dating), 8 – buried soil (palaeobotanical dating), 9 – buried soil covered with deluvia ( $^{14}\text{C}$  dating), 10 – channel member, 11 – subfossil trees in channel alluvia ( $^{14}\text{C}$  dating), 12 – subfossil trees in peat of abandoned channel fill ( $^{14}\text{C}$  and palaeobotanical datings), 13 – phases of dune formation on terraces and flood plains ( $^{14}\text{C}$  dating), 14 – phases of dune formation on terraces and flood plains (other datings), 15 – buried soil covered with blown-wind sands ( $^{14}\text{C}$  dating), 16 – alluvial fan, 17 – deluvia, 18 – large meanders (macromeaders), 19 – gravels, 20 – sands, 21 – lacustrine ritmites, 22 – intercalations of sands and silts, 23 – sandy silts, 24 – silts and clayey silts, 25 – organic silts, 26 – peaty silts, 27 – peats, 28 – gytja, 29 – calcareous tufa, 30 – datings from subfossil trees, 31 – other datings, 32 – periods of forest changes, 33 – periods with changes of forest structure, 34 – pine content in pollen diagram above 30%, 35 – pine content in pollen diagram above 10%, 36 – phases of human activity



13 630±100 BP dochodziło do pierwszych, znanych, zmian koryta Niemna na terasie T1A (Łatyszy). Przez okres późnego glacjału koryto Niemna i prawdopodobnie również jego dopływu Zachodniej Berezyny miało wielkopromienne parametry. W pozostałych dolinach brak jest śladów tego etapu transformacji koryt (ryc. 72).

W böllingu i allerödzie aktywność rzek w staroglacjalnej części dorzecza Niemna była mniejsza, gdyż zakończył się już tu etap gwałtownego rozcinania i w allerödzie były akumulowane już aluwia wysokiej równiny zalewowej Zelwianki. Również powódzie w głównej dolinie nie docierały na poziom T1A, gdyż w starorzeczu Niemna (Łatyszy) na tym poziomie w böllingu i allerödzie osadzały się mułki gytiowate (11 720±140 BP) i torfy (11 600±110 BP). Natomiast w części młodoglacjalnej Niemen koło Goży jeszcze intensywnie kształtował swoje koryto odcinając pod koniec böllingu makromeander w Łukawicy, który utrzymywał kontakt z rzeką jeszcze tylko przez starszy dryas. Uspokojenie procesów fluwialnych nastąpiło także w dorzeczu Dniepru, gdzie Soż znacznie zawężyła swoją aktywną strefę (Prisna), a w basenie powodziowym Druci zaczęły narastać torfy (11 085±85 BP). Degradacja wieloletniej zmarzliny i aktywizacja wód gruntowych spowodowała początkowo zatofienienie dna doliny górnej Ptyczy, a od allerödu rozpoczęła się akumulacja martwic węglanowych. To, dość powszechne uspokojenie procesów mogło się w znacznym stopniu wiązać ze zmianami szaty roślinnej. W böllingu (12 800–12 100 BP) rozpoczęła się ekspansja lasów brzoźowo-sosnowych, zahamowana tylko na krótko w starszym dryasie (12 100–11 800 BP) i kontynuowana w allerödzie (11 800–10 900 BP), w którym to okresie spadek pyłku skorodowanego i przedczwartorzędowego w diagramach ma wskazywać na zmniejszenie intensywności procesów erozyjnych na obszarach coraz gęściej zalesionych (Velichkevich i in. 2002).

Ochłodzenie i zwilgotnienie pod koniec allerödu (pik świerka w diagramach pyłkowych), a szczególnie młododryasowe ochłodzenie klimatu, spowodowało rozrzedzenie szaty roślinnej i częściowy powrót biocenoz tundrowych (Velichkevich i in. 2002), co uruchomiło procesy eoliczne na piaszczystych terasach Niemna (Łatyszy) oraz wywołało pierwszy okres synchronicznych zmian w dolinach rzecznych. Jeszcze pod koniec allerödu doszło do odcięcia makromeandra Niemna koło Goży (Rojste). W młodszym dryasie nastąpiły też zmiany koryta Niemna w odcinku morińskim (Morino – 10 660±130 BP; Kremuszewka – spąg wypełnienia datowany paleobotanicznie na ten okres), a w odcinku mosteckim zalewanie poziomu T1A doprowadziło do przykrycia allerödzkich osadów organicznych przez piaszczyste mady około 10 870±100 BP (Łatyszy). Również w dolinie Zelwianki koło Piasków doszło do zmian koryta (Piaski-2 – 10 670±100 BP; Piaski-5 – datowanie

paleobotaniczne), słabej agradacji z tendencją do roztokowania, lateralnej migracji i poszerzania równiny zalewowej. Dlatego w wypełnieniach paleokoryt spotykamy subfosylne pnie drzew, a na nowo powstające odsypy wkraçała pionierska wierzba (pik w diagramie pyłkowym). Warunki sedymentacji w paleomeandrach Zelwianki były jednak bardzo zróżnicowane. W niektórych następowała szybka akumulacja gytii, a w innych powolna piasków z detrytusem. Po wcięciu niemal do współczesnego poziomu, podmokła równina akumulacyjna Dniepru była bardzo szybko nadbudowywana madami pylastymi na przelomie późnego glacjału i holocenu (Buroje – 10 170±170 BP) i dlatego na jej wyższych i rzadziej zalewanych fragmentach już od 9970±560 BP (Adrow) zaczęły osadzać się mułki organiczne. Śladem młododryasowego wahnięcia klimatycznego w dorzeczu Dźwiny może być piaszczysta wkładka wsypiana około 10 650±160 BP do przepływowego jeziora (Wołosowo 1) w dolinie Łuczosi.

W eoholocene nastąpiło uspokojenie procesów fluwialnych, a w aluwiach zapisane są raczej tylko pojedyncze zdarzenia (powodzie). Druć poszerzała swój pas meandrowy i dlatego w jej aluwiach występują pnie drzew datowane na 9745±85 BP (Barok). W dnach małych dolin Wysoczyzny Mińskiej (np. górnej Ptyczy) były akumulowane martwice wapienne. W starorzeczu Niemna (Kremuszewka) od 9320±100 BP narastają torfy, jednak, prawdopodobnie pojedyncze powodzie, odcięły około 9270±90 BP płytkie koryto Zelwianki (Piaski-9), a niektóre jej starorzecza (Piaski-5) szybko wypełniły piaskami z detrytusem roślinnym. W tym okresie Dźwina musiała płynąć jeszcze stosunkowo wysoko, gdyż około 9160±230 BP do obniżenia w Kurino zostały wrzucone żwiry (współcześnie 4 m powyżej rzeki), a osady organiczne zostały przykryte madami pylastymi. Wszystkie te powodzie wystąpiły w drugiej części preboreału (9800–9000 BP), kiedy klimat stał się nieco chłodniejszy i wilgotniejszy niż na początku tego okresu, co spowodowało też podniesienie poziomu jezior na Białorusi i w sąsiednich regionach (Velichkevich i in. 2002).

Na początku boreału do rejonu Piasków w dolinie Zelwianki dotarła erozja wsteczna postępująca od Niemna. Rozpoczęła się akumulacja aluwiów średniej równiny zalewowej, a jeziora starorzeczne, na rozciętej i zdrenowanej wysokiej równinie, zmieniły się około 9000 BP w torfowiska lub podmokłości, w których formowała się ruda darniowa. W samej dolinie Niemna torfy narastające w starorzeczu w Morinie zostały miejscami przykryte przez piaszczyste mady około 8970±70 BP, a zwiększona dostawa osadów klastycznych spowodowała, że od 8940±80 do 8590±90 BP w paleokorycie były intensywnie akumulowane (ponad 0,5 m) mułki torfiaste.

Na przełomie boreału i atlantyku (Starkel 1977a, 2001) nastąpiło bardzo wyraźne ochłodzenie klimatu, dobrze czytelne w diagramach pyłkowych (BO-3; 8400–7800 BP; Velichkevich i in. 2002), gdy średnia roczna temperatura w okresie 8300–8200 BP mogła być niższa nawet o 6,5° (Makhnach i in. 1999). W tym czasie wystąpiły bardzo wyraźne i liczne zmiany w dolinach rzecznych. Na około 8880±180 BP (Buroje) może być datowany początek drugiej fazy intensywnej nadbudowy równiny zalewowej Dniepru. W dolinie Druci około 8610±70 BP torfowisko wkroczyło na kolejne obszary basenu powodziowego (Malinowka-6), co było prawdopodobnie spowodowane podniesieniem poziomu wód gruntowych. Przed 8010±75 BP nastąpiło odcięcie meandra tej rzeki (Mezinec). Zmiany koryta Adrowa, innego dopływu Dniepru, wystąpiły nieco wcześniej, bo przed 8151±220 BP (Adrow II). Na przełomie boreału i atlantyku datowane są palinologicznie paleomeandry Niemna (Polnica I, Podbarany II), Zachodniej Berezyny (Brod) i Zelwianki (Piaski-Most). W kilku starorzeczach Niemna nastąpiło przerwanie akumulacji organicznej wskutek akumulacji piaszczystych mad (Morino około 8590±90 BP; Kremuszewka – datowanie palinologiczne). Intensywna akumulacja osadów pozakorytowych zachodziła w dolinie Dźwiny na różnych poziomach morfologicznych: od około 8440±270 BP mułków piaszczystych na poziomie wzniesionym współcześnie około 6,5 m powyżej rzeki (Słoboda Dwinskaja 6), około 8590±140 BP mułków przewarstwionych piaskami z drewnami na wysokości 4 m nad rzekę (Kurino) i mułków w basenie powodziowym na poziomie rzeki (Orechy – datowanie palinologiczne), a w przełomie około 8240±90 BP piaski gliniaste przykryły osady organiczne na wysokości około 8 m nad rzekę (Barwin Perewoz). Z tego okresu pochodzą też prawdopodobnie pylasto-piaszczyste mady w profilu Ostrowskije (3,5–5,0 m nad rzekę), które na początku atlantyku zostały przykryte przez narastający torf prawdopodobnie w wyniku podniesienia poziomu wód gruntowych w przybocznym basenie powodziowym. W dolinie Łuczosy (Wołosowo 2A) cienka warstwa mad przykrywająca osady jeziorne i występująca pod wkładką torfów, których spąg datowany był na 8130±300 BP, może świadczyć o wzroście dynamiki fluwialnej, mimo niewątpliwie wyrównawczej roli zbiorników jeziornych. W jeziorach tych rośnie w tym okresie udział kriofilnych małżoraczków, co może wskazywać także na ochłodzenie klimatu.

W eoholocenie notuje się, ale tylko na Polesiu, wzrost udziału gatunków ruderalnych, co jest związane ze wzrostem gęstości zaludnienia w mezolocie. Na pozostałym obszarze stanowiska mezolityczne znajdowane są na terasach (Velichkevich i in. 2002). Pożary (węgielki) naturalne, ale raczej wywołane przez grupy mezolityczne (artefakty krzemienne), uruchomiły procesy eoliczne na terasie T1A Niemna (Łatyszy), co doprowadziło do fosylizacji gleby

darniowej, która rozwijała się na młododryasowych wydmach jeszcze pod koniec tego ochłodzenia, gdyż nosi ślady zaburzeń krigenicznych. Na eoholoceńskich wydmach na początku mezoholocenu rozwinęła się gleba bielicowa.

Po ochłodzeniu nastąpiło w atlantyku wyraźne ocieplenie z maksimum około 6900 BP (Makhnach i in. 1999; Velichkevich i in. 2002). W mezoholocene akumulacja osadów pozakorytowych na terasie 6-metrowej Dniepru była mniej intensywna. Dlatego w tym okresie osadzały się tu mady organiczne (Adrow) i mgły zachodzić procesy glebotwórcze (Buroje). Pojedyncze powodzie powodowały jednak powalanie drzew w dolinie rzeki Uborć (7800 BP), a w dolinie Druci, najpierw odcięcie meandra około 7660±70 BP, a potem wyspanie do narastających w nim torfów piaszczystej wkładki około 7235±70 BP (Pilsziczi). O późniejszym uspokojeniu procesów fluwialnych i wysokim poziomie wód gruntowych w tej dolinie może świadczyć zatorfienie przykorytowej części basenu powodziowego (Barok) od około 7220±70 BP. Od około 7400±70 BP (Wołosowo 2) i 6985±175 BP (Miakłowo B) dno rynny polodowcowej było nadbudowywane przez Łuczosę madami pylastymi, ku stropowi coraz bardziej piaszczystymi. To ogniwo starszych mad zamyka gleba powstała, gdy powodzie rzadko zalewały dno doliny. Natomiast lateralna migracja Zelwianki zniszczyła całkowicie lub częściowo niektóre wypełnienia starszych paleomeandrow (Piaski-5). Wzrost temperatury, parowania i ewapotranspiracji spowodował, że większość jezior białoruskich w okresie 7500–7000 BP miała niski i średni poziom, a także nastąpiło podsuszenie błot i torfowisk poleskich oraz wkraczanie na nie zbiorowisk leśnych (Velichkevich i in. 2002). Być może z tym samym mechanizmem należałoby wiązać wkroczenie drzew na torfowisko w starorzeczu Niemna (Podbarany II). Już pod koniec tego okresu, około 6899±160 BP (Adrow IV), nastąpiły zmiany koryta rzeki Adrow, a świadectwem lateralnej migracji piaskodennego, mobilnego koryta górnej Wilii w tym okresie jest czarny dąb z jej aluwiiów datowany na 6800±130 BP (Smorgonie). Ponowne uruchomienie procesów eolicznych na terasie Niemna (Łatyszy), które doprowadziło około 7060±100 BP do fosylizacji gleby bielicowej, można wiązać z antropogenicznymi przyczynami. Również w poleskich diagramach palinologicznych około 7000 BP pojawiają się pierwsze ślady uprawy ziemi (pojedyncze ziarna *Triticum* i *Cerealia*) (Zernic-kaja, Simakowa 2000; Velichkevich i in. 2002).

Ochłodzenie i zwilgotnienie pomiędzy 6600–6000 BP (AT-2) zaznaczyło się w diagramach pyłkowych wzrostem udziału *Picea*, a także podniesieniem poziomu jezior i zatorfieniem (6120±60 BP) międzyrzeczy poleskich (Velichkevich i in. 2002). Pogorszenie klimatu pomiędzy 7 a 6 ka BP, zaznaczające się także w diagramach palinologicznych starorzeczy (Orechy, Podbarany II, Piaski-2), nie zapisało się w osadach powodziowych Dźwiny, natomiast jego

ślady znajdujemy w dorzeczu Niemna. Zwilgotnienie siedlisk spowodowało obumieranie drzew około 6420±60 i 6100±80 BP rosnących na torfowisku w paleomeandrze Niemna (Podbarany II), a na częste powodzie wskazuje odcięcie jego meandra u ujścia Gornicy około 6360±80 BP, a także odcięcie i szybkie wypełnienie piaskami meandra Zelwianki (Piaski-5). Już u schyłku tego okresu nastąpiły zmiany koryta Uszy, gdyż w odcięтым paleomeandrze od około 5895±255 BP zaczęła się akumulacja organiczna. Również, prawdopodobnie, środkowoatlantycka aktywizacja lateralnej migracji i stopniowe zbliżanie się koryta Druci spowodowało, najpierw coraz większe zailenie osadów organicznych akumulowanych w starorzeczu (Pilsziczi), a później, około 5910±60 BP, przykrycie ich przez mady, w których pyłek *Cerealia* stwierdzany jest znacznie wyżej w profilu. Jednak aktywność rzeki nie była zbyt wielka, a jednocześnie poziom wód gruntowych musiał być wysoki, jeśli w przykorytowej części basenu powodziowego (Malinowka-5) zaczęły narastać torfy od 5840±65 BP.

Suchszy klimat późnego atlantyku (AT-3) spowodował wzrost udziału dębu w spektrach pyłkowych, a na większości obszaru, z wyjątkiem Pojezierza Białoruskiego, nastąpił wtedy (6000–5000 BP) spadek poziomu jezior (Velichkevich i in. 2002). W dolinie Zelwianki tę ogólną tendencję zmian klimatycznych mogą potwierdzać kości fauny stepowej z aluwii (Piaski-Most) i porzucenie przez rzekę jednego z ramion doliny, co mogło wiązać się ze spadkiem przepływów. Natomiast diagram pyłkowy z torfowiska w dolinie Niemna (Łukawica) wskazuje na dużą niestabilność warunków hydrologicznych pod koniec atlantyku. Jednak zdecydowanie więcej faktów przemawia za wzmożoną aktywnością rzek wszystkich dorzeczy u schyłku atlantyku. W dolinie Dźwiny nastąpiła kolejna wyraźna faza narastania pokryw madowych. W odcinku przełomowym osady wału przykorytowego z drewnami (5730±80 lub 5680±50 BP) stwierdzone zostały na wysokości 4,5–5,5 m nad rzeką (Tiraspol). Na wysokości 1,0–2,0 m nad rzeką (Słoboda Dwinskaja 10) sedymentowały wtedy piaski drobnoziarniste z drewnami (5300±80 BP), a potem piaskami przewarstwionymi mułkami z drewnami (5050±170 BP), a pół metra wyżej, osady wału przykorytowego w Bełousowie. W sąsiednich zlewniach okres ten zaznaczył się zmianami koryta Kasplii u ujścia Bałazny około 5120±200 BP, przykryciem torfów przez mady około 5720±60 BP w starorzeczu Druci (Mezinec), a także akumulacją grubszych mad (Adrow) lub fosylizacją gleb około 5450±170 BP (Buroje) i około 5040±110 BP (Szkłów) na obu równinach zalewowych górnego Dniepru, a także pogrzebaniem gleby w dolinie Prypeci (Chwojensk) na przełomie atlantyku i subboreału. Również w dopływach Niemna osady organiczne w starorzeczach zostały przykryte przez mady piaszczyste w dolinie Zelwianki (Piaski-5), pylasto-piaszczyste

w dolinie Zachodniej Berezyny (Brod – datowanie palinologiczne) i ilaste około 5600±180 BP w dolinie Uszy (Szikowo I), a około 5780±70 BP koryto Usy oraz Niemna (Ogorodniki, Zatoka, Polnica III – datowania paleobotaniczne) zmieniło lokalnie swój bieg. W tym czasie wzmożona lateralna migracja koryta Wilii koło Smorgonii spowodowała powalenie dębów około 5740±70, 5660±180 i 5450±80 BP, które tworzą pierwsze krótkookresowe nagromadzenie pni czarnych dębów w aluwiach. Również Zelwianka poszerzała dno aktywnego ramienia, czego dowodzą późnoatlantycko/subborealne kości z aluwiiów korytowych paleomeandra (Piaski 1) podcinającego zbocze doliny.

W późnym atlantyku pyłek roślin antropogenicznych występuje już dość często w diagramach zachodniej i południowo-zachodniej części Białorusi. Jednak hodowla miała wtedy małe znaczenie, bo w diagramach palinologicznych brak jest *Plantago lanceolata*, a obecność *Rumex* jest raczej związana z zabagnieniami i wzrostem kwasowości gleb (Zernickaja, Simakowa 2000; Velichkevich i in. 2002).

Na początku subboreału (SB-1) nastąpiło ochłodzenie klimatu (5000–4200 BP), a zailenie wczesnosubborealnych torfów w dorzeczu Prypeci związane jest ze wzrostem częstości powodzi (Velichkevich i in. 2002). To ochłodzenie i zwilgotnienie klimatu doprowadziło do podtopienia basenu powodziowego na 4-metrowej terasie Dźwiny (Orechy – palinozona OR-5). W tym czasie musiała też zachodzić bardzo intensywna lateralna migracja koryta Wilii koło Smorgoni, udokumentowana pniami czarnych dębów w aluwiach, wolniejsza na początku (pojedynczy pień datowany na 4940±70 BP) i osiągająca swoje maksimum w okresie 4750–4250 BP (najliczniejsza grupa 7 pni akumulowanych przed subatlantykiem) i potem znowu wolniejsza (2 pnie datowane na 3900±100 BP i 3900±40 BP). Pod koniec tego okresu, około 4195±60 BP, doszło do odcięcia meandra Zelwianki (Piaski-1). Dotychczas brak jest dowodów wzmożonej aktywności rzek w dorzeczu Dniepru. Jest to o tyle ciekawe, że obszary te zostały najwcześniej objęte neolityzacją na Białorusi.

Od początku subboreału, a szczególnie od 4500–4000 BP, rozpoczął się proces wypierania kultur zbieracko-łowieckich przez rolniczo-hodowlane centralnej i północnej Białorusi (Zagorul'sky 1977), co znalazło odbicie w diagramach pyłkowych z dorzecza Soży, Druci i Wysoczyzny Mińskiej (Simakowa 1996; Kalicki i in. w druku), Dźwiny (Kalicki i in. 1997b) i innych (Zernickaja, Simakowa 2000). Jednak w pierwszym okresie subboreału obserwuje się spadek udziału roślin synantropijnych, a stanowiska były lokowane w wyższych położeniach (Velichkevich i in. 2002).



W cieplejszym środkowym subboreale (SB-2), od 4200–3200 BP, notuje się wyraźny wzrost antropogenicznych wskaźników w diagramach pyłkowych. W eneolicie i epoce brązu w południowych i południowo-zachodnich rejonach Białorusi intensywnie rozwijała się hodowla (pyłek *Plantago lanceolata*, *Rumex*), która jednak była obecna również na północy (np. Orechy – *Plantago*, *Rumex*, *Calluna*, *Urtica*). Również obecność w diagramach *Cerealia*, *Triticum*, *Secale*, a także wzrost NAP do 20% wskazuje na zajmowanie pod uprawę coraz większych terenów, ale głównie równin zalewowych rzek, gdyż lasy na wododziałowych obszarach pozostawały niezmienione (Velichkevich i in. 2002). Pomimo tych nasilających się antropogenicznych zmian środowiska geograficznego, środkowy subboreał był jednym z najspokojniejszych okresów w dolinach rzecznych, gdyż praktycznie nie są znane dotychczas żadne fakty dokumentujące aktywność rzek. Uspokojenie procesów fluwialnych w dolinie Niemna potwierdzają torfy, które zaczęły narastać w starorzeczu (Ogorodniki) od 3820±100 BP.

W okresie brązu, obok pełniącego w dalszym ciągu istotną rolę myśliwstwa, były już dość powszechne rolnictwo i hodowla, oparte na gospodarce żarowej, czego ślady w postaci pyłku roślin synantropijnych i węgielków znajdujemy w licznych diagramach (Orechy, Ptycz, Ogorodniki, Łukowica i in.) (Velichkevich i in. 2002). Powodowało to lokalnie, antropogeniczne uruchamianie procesów eolicznych. W dolinie Zelwianki, gdzie w diagramie (Piaski-1) notowane są pierwsze ślady osadnictwa, piaski eoliczne przykryły przyzboczowe fragmenty równin zalewowych (Piaski-5, Piaski-4, Piaski-1). W subboreale (Piaski-5) i subatlantyku (Piaski-5 i Piaski-4) fazy wydymotwórcze były rozdzielone okresami rozwoju procesów pedogenicznych, a występujące w glebach artefakty i węgielki mogą wskazywać na czynnik antropogeniczny w uruchamianiu piasków. Podobna sytuacja miała miejsce na terasie T1A Niemna (Łatyszy), gdzie w neholoceńskich piaskach eolicznych znaleziono artefakty z okresu brązu. Przemieszczanie się kultur rolniczych dolinami rzeczными na północ Białorusi i odlesienia spowodowały, że w dnie doliny górnej Ptyczy po 3990±162 BP rozpoczęła się wzdłuż koryta akumulacja mad (seria V) z małakocenozą siedlisk otwartych, a także rozwój erozji na zboczu doliny i przykrycie deluwiami gleby podstokowej około 3310±110 BP.

Późnosubborealne zmiany typu sedymentacji w dolinie górnej Ptyczy zbiegają się z kolejnym okresem ożywienia działalności fluwialnej zaznaczonym w dolinach rzecznych. Nastąpiło wtedy (3200–2700 BP) wyraźne ochłodzenie (SB-3), które doprowadziło do wzrostu udziału *Picea* w diagramach pyłkowych i wzrostu poziomu wody w licznych jeziorach (Velichkevich i in. 2002). Wilgotna faza, zaznaczająca się w diagramach pyłkowych wzrostem udziału świerka i występowaniem jodły, doprowadziła w dorzeczu Niemna do powro-

tu gatunków hydrofilnych, powaleń drzew i zmian sedymentacji na torfowiskach (Piaski-1, Podbarany II), a także do zmian koryta Zelwianki około  $3245 \pm 60$  BP (Piaski-10). Około  $3431 \pm 114$  BP (Adrow II) doszło do przykrycia torfów węglanowych przez pylaste mady w dolinie Adrowa, ale pyłki roślin towarzyszących człowiekowi (*Secale*) pojawiają się w profilu dopiero kilkadziesiąt centymetrów wyżej. W dolinie Berezyny około  $3120 \pm 40$  BP nastąpiły zmiany koryta (Dołgoje).

Początek subatlantyku (SA-1; 2700–2000 BP) był okresem wilgotnym, dlatego poziom większości jezior był wysoki lub średni, znaczne obszary uległy zatorfieniu, co mogło być przyczyną spadku w tym okresie wskaźników antropogenicznych w diagramach pyłkowych (Velichkevich i in. 2002). W dorzeczu Dźwiny zwilgotnienie klimatu doprowadziło początkowo do powstania w basenie powodziowym w Orehach otwartych „okien wodnych” (palinozona OR7) szybko jednak zasypanych madami (palinozona OR8). O wzmożeniu sedymentacji w dolinie Kasplii świadczy przykrycie przez mady około  $2630 \pm 160$  BP starorzecznych osadów organicznych na 5,5–7,0-metrowej terasie (Kaliki), a także fosylizacja gleby na 6,5-metrowej terasie Kasplii około  $2620 \pm 140$  BP (Kaspliane-2). Ten wzrost szybkości sedymentacji mad mógł być, przynajmniej lokalnie, związany ze stopniowo nasilającą się antropopresją. Może na to wskazywać gleba kopalna w wąwozie lessowym koło Szkłowa (Słobodka), która została przykryta deluwiami (o miąższości do 0,6 m) około  $2700 \pm 50$  BP (Nazarov, Karasev 1992). Jednak przyspieszenie akumulacji mad nie było powszechne, gdyż w starorzeczu Niemna (Ogorodniki) dalej narastały torfy ( $2700 \pm 20$  BP). O wyrównanym reżimie z regularnymi wiosennymi powodziami we wczesnym subatlantyku świadczą też laminowane osady akumulowane w położonym w pobliżu rzeki późnosubborealnym starorzeczu Zelwianki (Piaski-10). Również subatlantyckie rozcięcie, z którym związane było powstanie niskiej równiny zalewowej tej rzeki, doprowadziło do obniżenia poziomu wód gruntowych i rozwoju procesów glebotwórczych na torfowiskach wysokiej równiny zalewowej (Piaski-2). Natomiast o lateralnej migracji koryta Wilii w tym okresie świadczą czarne dęby datowane na  $2690 \pm 60$  i  $2542 \pm 13$  (Smorgonie), a nieco później, około  $2455 \pm 140$  BP (Popowcy II), piaski gliniaste przykryły mułki torfiaste na równinie zalewowej jej dopływu, Naroczanki.

Jednak dopiero w okresie rzymskim notowany jest wyraźny wzrost aktywności fluwialnej w dorzeczu Niemna i Dniepru. Bardzo duża grupa (8 pni) czarnych dębów została złożona w aluwiach Wilii (2350–1650 BP), przy czym sześć z nich zostało powalonych pomiędzy 2350 a 1800 BP, podobnie jak pień ( $2155 \pm 150$  BP) z aluwiów jej dopływu Naroczanki (Popowcy VI). W dolinie Niemna doszło około 2000 BP (datowanie palinologiczne) do odcięcia mean-

dra koło Goży (Polnica IV), a przed  $2050 \pm 80$  BP koło Stołpiec (Nowy Swierżeń), jednak narastające w nim torfy zostały już około  $1820 \pm 80$  BP przykryte przez piaski. W dolinie Zelwianki wyraźne zwilgotnienie spowodowało powrót gatunków higrofilnych i powalanie drzew na torfowisku (Piaski-1). Powodzie zalewające całe dno doliny zmieniły typ sedimentacji w starorzeczach wyższych stopni równiny zalewowej, gdyż torfy na wysokiej równinie zostały przykryte przez mady około  $2085 \pm 60$  BP (Piaski-2), a w wypełnieniach paleokoryt średniej równiny występują piaszczyste wkładki (Piaski-1). Na podobny okres były datowane zmiany koryta Dniepru i pień ( $2230 \pm 40$  BP) koło Smoleńska oraz gleba kopalna ( $2130 \pm 140$  BP) na jego niskiej równinie zalewowej (Szkłów), a podniesienie poziomu wód gruntowych doprowadziło do zatorfienia dna Neropli (Michajłow) około  $2020 \pm 50$  BP. Koniec tej aktywności nastąpił już w kolejnej fazie subatlantyku (SA; 2000–1000 BP), która, w oparciu o dane palinologiczne, była cieplejsza i suchsza, jednak spadek *Picea* jest datowany tylko pomiędzy 1850 a 1590 BP (Velichkevich i in. 2002). Na początku tego okresu zachodziła jeszcze dość intensywna migracja koryta Wilii (2 pozostałe pnie z wspomnianej wyżej grupy datowane na  $1718 \pm 80$  i  $1650 \pm 60$  BP). W podobnym czasie mady piaszczyste przykryły torfy ( $1680 \pm 85$  BP) w starorzeczu Niemna (Ogorodniki) oraz nastąpiła fosylizacja gleby ( $1620 \pm 100$  BP) na poziomie 6-metrowym Łuczosa (Perewoz) przez mady piaszczyste. Prawdopodobnie z pojedynczym zdarzeniem lub lokalną sytuacją należy wiązać przykrycie przez piaski około  $1530 \pm 40$  BP mułków torfiastych w paleokorycie Dniepru koło Smoleńska.

Od początku naszej ery notuje się wzrost antropopresji i wkroczenie człowieka na obszary wododziałowe, co powoduje w diagramach pyłkowych wyraźny wzrost udziału pyłku NAP i roślin związanych z działalnością człowieka (np. Orechy). Zmiany szaty roślinnej wskazują także na wyraźne zwiększenie liczebności populacji ludności (Velichkevich i in. 2002).

Od około 1440 BP w diagramach pyłkowych notuje się wzrost udziału *Picea*, co wskazuje na ochłodzenie i zwilgotnienie klimatu. Równocześnie obserwuje się spadek antropopresji we wczesnym średniowieczu (1400–1000 BP) na północy Białorusi (Velichkevich i in. 2002). W aluwiach Willi (Smorgonie) została złożona w okresie 1480–1240 BP druga grupa subatlantyckich czarnych dębów (6 pni), niewiele mniejsza niż poprzednia, z czego cztery drzewa zostały powalone w krótkim czasie 1480–1410 BP. Nieco później (VII/VIII w.), około  $1330 \pm 30$  BP, do mułków torfiastych w starorzeczu Dniepru koło Smoleńska zostały wsypane kilkakrotnie piaski, a przed  $1200 \pm 100$  BP nastąpiła tu fosylizacja najniższej gleby kopalnej na wyższej równinie zalewowej.

Na początku młodszego subatlantyku (SA–3), około 1000 BP, wystąpiło ochłodzenie i zwilgotnienie, dobrze czytelne w diagramach palinologicznych

(Zernitskaya, Kozharinov 1988; Velichkevich i in. 2002; Zernitskaya i in. 2003). Powodzie spowodowały w dolinie Dźwiny przykrycie osadów organicznych przez mady pylasto-piaszczyste i piaszczyste (Orechy, Ostrowskije) lub wyraźną zmianę granulometrii mad (Bełousowo, Kurino). Miąższość tych najmłodszych osadów pozakorytowych waha się od prawie 2 m na najniższej terasie 4–5-metrowej (Orechy) do 0,5 m na najwyższej terasie 8-metrowej (Kurino). Również warstwa mad narastająca od  $1170 \pm 150$  BP cal 600–1200 AD na 4-metrowej terasie Kasplii (Wołoty) osiągnęła niemal metrową miąższość. W dolinie Druci torfy narastające w basenie powodziowym (Barok) zostały najpierw, około  $1150 \pm 45$  BP cal. 770–990 AD, przykryte wałem przykorytowym, a potem na te pozakorytowe osady wkroczyła wydma, której powstanie można prawdopodobnie wiązać z antropogenicznym odlesieniem wyższych teras. Również w tym okresie w dolinie Soży nastąpiło przykrycie torfów basenu powodziowego przez mady (data paleobotaniczna). W sąsiedniej zlewni górnego Dniepru doszło, około  $940 \pm 90$  BP cal. 960–1280 AD (Adrow) i prawdopodobnie koło Smoleńska (środkowa gleba), do fosylizacji gleby na wyższym poziomie równiny zalewowej. W dolinie tej mady pylaste, które były deponowane w ciągu całego holocenu, zmieniły się w ostatnim tysiącleciu na piaszczysto-pylaste. Zmiany w tych trzech wymienionych dolinach, można wiązać z antropogenicznym zagospodarowywaniem lessowych gleb po zajęciu tych obszarów przez Ruś Kijowską w połowie IX w. (*Priroda...* 1986). Jednak również w innych dolinach w tym czasie doszło do zmiany typu sedymentacji w starorzeczach i torfy zostały przykryte przez osady wału przykorytowego w dolinie Berezyny około  $1000 \pm 50$  BP cal. 950–1170 AD (Dołgoje) i mady piaszczyste w dolinie Niemna (Podbarany II – datowanie palinologiczne). Zwilgotnienie to zaznaczyło się w osadach paleomeandra Zelwianki (Piaski-I), najpierw pojawieniem się gatunków hydrofilnych i pyłku roślin dostarczanych przez powodzie, a później, około  $885 \pm 50$  BP cal. 1020–1260 AD, torfy zostały przykryte przez mady. Także torfy w starorzeczu Piaski-Most zostały sfosylizowane około 1000 BP przez osady klastyczne. W dolinie Wilii (Smorgonie) w aluwiach zostały złożone cztery pnie dębów powalone pomiędzy 990 a 900 BP. Natomiast prawdopodobnie antropogeniczne wylesienie wyższych, piaszczystych poziomów terasowych Niemna spowodowało składowanie u wylotów cieków drenujących te obszary małych stożków napływowych, które w części podkrawędziowej przykryły neoholeńskie torfy narastające w paleomeandrach (Podbarany II).

Później około  $749 \pm 100$  BP ca. 1030–1410 AD w dolinie Adrowa (Adrow IV) nastąpiło przykrycie osadów węglanowych przez piaszczyste mułki pozakorytowe. O wzmożeniu lateralnej migracji koryt w tym okresie świadczą też trzy pnie powalone w dolinie Wilii w okresie 740–730 BP, a także pień

w ujściu Gożki datowany na  $775\pm 60$  cal 1150–1310 AD lub  $800\pm 40$  BP cal. 1160–1290 AD. Pień czarnego dębu z osadów korytowych 2-metrowej równiny Naroczanki (Popowcy III) wskazuje na lateralną migrację jej koryta około  $630\pm 270$  BP.

W ostatnich 500 latach doszło już do znacznej antropogenicznej transformacji środowiska Białorusi (Velichkevich i in. 2002). Antropogeniczne wylesianie zboczy dolin doprowadzało do ich rozcinania przez młode dolinki erozyjne, u wylotu których rozwijały się stożki napływowe przykrywające torfowiska w dnach dolin. W dolinie Neropli nastąpiło to po  $570\pm 45$  BP cal. 1300–1440 AD (Poczepok), a w dolinie Zachodniej Berezyny po  $440\pm 50$  BP cal. 1400–1530 AD. W dolinie Dniepru koło Smoleńska rozpoczęła się od  $550\pm 100$  BP cal. 1260–1530 AD intensywna akumulacja osadów pozakorytowych, które przykryły poziom kulturowy z X–XI w. w starorzeczu i glebę na wysokiej równinie 2–3-metrową warstwą mad. W dolinie Poczalicy mady z pyłkiem *Cerealia* akumulowane były na torfach od  $515\pm 80$  BP cal. 1290–1530 AD, a w dolinie Neropli wał przykorytowy przykrył torfy około  $510\pm 50$  cal. 1300–1480 AD (Michajłow). W zlewni górnej Berezyny, zajętej do dziś przez rozległe torfowiska, bagna i zwarte kompleksy leśne, intensywniejszy wyrąb lasów rozpoczął się dopiero od początku XIX w. W ostatnich stuleciach lateralnie migrująca, nieuregulowana rzeka kształtowała niższy poziom równiny zalewowej i zmieniała koryto około  $340\pm 80$  BP cal. 1400–1850 AD (Borysów), ale również, jak pokazują materiały kartograficzne, w drugiej połowie XX w. Migrowało również koryto Wilii powalając pojedyncze pnie około  $490\pm 80$  cal. 1290–1530 AD i  $370\pm 80$  BP cal. 1410–1670 AD oraz grupę 4 pni w krótkim okresie pomiędzy  $200\pm 80$  a  $150\pm 80$  BP czyli po 1620–1630 AD. Ten ostatni okres zaznaczył się również w dolinie Naroczanki (Popowcy IV) złożeniem w paleomeandrze na osadach organicznych, po  $215\pm 145$  BP cal. po 1460 AD, niemal metrowej warstwy mad piaszczystych. W ostatnich 200 latach pożar i silna erozja zbocza spowodowało nadbudowę terasy Druci (Guta) przez deluwia z redeponowanymi artefaktami od czasów neolitu oraz nastąpiło przykrycie przez mady strefy przykorytowej basenu powodziowego (Malinowka-5).



## 5. ZAPIS ZMIAN KLIMATU I DZIAŁALNOŚCI CZŁOWIEKA W MORFOLOGII I ALUWIACH RÓŻNYCH TYPÓW RÓWNIN ZALEWOWYCH

### 5.1. SPOSÓB ZAPISU W RÓŻNYCH TYPACH DOLIN

Zgodnie z modelem kontinuum rzeki (Langbein, Leopold 1966; Vannote i in. 1980), z którego wynika, że zapis tego samego zdarzenia lub ich ciągu może się zmieniać wraz z biegiem rzeki, powinniśmy to uwzględniać również przy analizie zapisu zmian klimatu i działalności człowieka w morfologii i aluwjach. Warunek ten jest jednak w praktyce trudny do spełnienia, gdyż tylko nieliczne doliny środkowoeuropejskie mają, tak jak Niemen (Voznyachuk, Val'chik 1978) lub Wisła (por. Starkel 2001), odcinki badawcze usytuowane wzdłuż niemal całej długości. W badaniach takiego zapisu musi być stosowane równocześnie podejście synchroniczne i diachroniczne (Amoros i in. 1987; Amoros, Van Urk 1989), co pozwala na uchwycenie złożoności równiny zalewowej i zapisu pa-leogeograficznego w jednym czasie. Równocześnie trzeba pamiętać, że jest to zapis szczegółny, częściowo odizolowany od siedlisk nadzalewowych, a równocześnie silnie uzależniony od położenia profilu na równinie zalewowej (np. basen powodziowy, strefa przykorytowa, starorzecze), wielkości formy itp. Dlatego tylko prawidłowe zaklasyfikowanie genetyczne osadów w profilu pozwala uniknąć błędów interpretacyjnych. Umożliwia to szczegółowe rozpoznanie budowy geologicznej dna, gdyż zapis ten jest różny w zależności od typu doliny (patrz rozdz. 4).

Na obszarach ekstraglacialnych w szerokich dolinach występują systemy włożeń na różnych poziomach (np. Men) lub na tym samym poziomie morfologicznym (Ren, Wisła, Altmühl, Zelwianka). W takich szerokich dolinach lateralna migracja prowadziła do zmian koryta (odcinanie starorzeczy i awulsje) i akumulacji pni w aluwjach. Czasem w dnie doliny (np. Ren, Wisła, Drut, Soż) zachowana jest roztokowa równina aluwialna z końca pleniglacjału lub późnego glacjału, funkcjonująca w holocenie jako basen powodziowy, w którym krótko (Wisła) lub długo (Drut) narastały torfy, a później były akumulowane osady powodziowe. W szerokich dolinach zmiany typu sedymentacji następowały głównie w starorzeczach, a gleby kopalne występują stosunkowo rzadko i tylko w strefie wału przykorytowego (np. Ren, Dunaj, Prypęcz). Duża szerokość doliny powoduje, że zapis w takich dolinach jest wyraźnie uzależniony od położenia profilu, w którym, oprócz sygnału klimatycznego

czy antropogenicznego, może być zapisana tylko zmiana lokalnej sytuacji. Obiektywne rozstrzygnięcie tej kwestii może dać jedynie bardzo szczegółowe rozpoznanie paleogeograficzne (por. Kalicki, Zernickaya 1995). W wąskich dolinach (np. Dniepr, środkowa Wisła) występowało stabilne w planie koryto (brak starorzeczy) i następowała pionowa akrecja osadów pozakorytowych, których różnowiekowe ogniwa rozdzielone są glebami kopalnymi.

Na obszarach młodoglacjalnych główne rzeki mają wcięte paleomeandry położone na coraz niższych poziomach morfologicznych i rozwijające się jako autonomiczne (bez kontaktu z rzeką) najpierw jeziora, a potem torfowiska (Niemen) lub posiadają system wąskich listew terasowych (Dźwina) z basenami powodziowymi, w których narastały osady organiczne i pozakorytowe. Natomiast mniejsze ciekі (Łuczosa) mają odcinki o różnym, często słabym, stopniu transformacji fluwialnej (por. Andrzejewski 1994) z wciętymi korytami i akumulacją pozakorytową w dnie obniżeń glacialnych przebiegającą z różną szybkością (gleby kopalne).

## 5.2. ZMIANY ROZWINIĘCIA I PARAMETRÓW KORYT

U schyłku pleniglacjału we wszystkich analizowanych dorzeczach wystąpiła intensywna erozja i doszło do rozcięcia pokryw vistuliańskich, a czasem także podłoża. Na terenach młodoglacjalnych maksymalna erozja była wcześniejsza i związana z fazami wycofywania się lądolodu oraz zaniku jezior zaporowych (np. Dźwina – 15 780 BP). Na obszarach ekstraglacjalnych rozcinanie den dolinnych było późniejsze i sprzyjała mu koncentracja koryt. W dorzeczu Renu fala tej pleniglacialnej erozji dotarła nawet do dolin trzeciego rzędu, gdyż starorzecza Wetter, odcięte w böllingu (13 000, 12 372, 12 250 BP), wycięte są w podłożu przedczwartorzędowym. Jednak w głównych dolinach, takich jak Ren, Dunaj, Wezera, rozcinanie i uprzątnięcie aluwów przebiegało wolniej, a w późnym glacialu były akumulowane najmłodsze serie niskiej terasy (NT2, NT3). Mogło to być spowodowane nieco późniejszą koncentracją koryt większych cieków (np. Men, Werra, Wezera, Biała Elstera, Dunaj), niemniej jednak rozwinięcie meandrowe było już dość powszechne w allerödie, jak na to wskazują datowane na ten okres paleomeandry górnej (11 550 BP) i środkowej Wezery, górnej Łaby i Dunaju. Również na przedpolu maksymalnego zasięgu lądolodu vistuliańskiego w dolinie Niemna akumulowane były aluwia terasy nadzalewowej i dochodziło do pierwszych znanych zmian koryta (13 630 BP). Odmienne sytuacja przedstawiała się w dolinie Wisły koło Krakowa, gdzie rzeka już w najstarszym dryasie (przed 13 260 i 13 200 BP) płynęła w poziomie równiny zalewowej. Również w dnie doliny dolnego Sanu położone są późnoglacjalne wielkie meandry (Szumański 1982), a najstarszy (Stubno) datowany był nawet na 15 200±500 BP (Klimmek 1992).



Do podobnych zmian rozwinięcia koryt doszło także w innych dolinach środkowoeuropejskich (np. Kozarski, Rotnicki 1977, 1978; Szumański 1983, 1985, 1986; Kalicki 1991c; Andrzejewski 1994; Starkel, Gębica 1995; Starkel i in. 1996). Nie były one jednak jednoczesne, co uwarunkowane było czynnikami lokalnymi (np. Turkowska 1988, 1997; Starkel 1995a, 2002b; Mol i in. 2000). Najpełniejszy zapis późnoglacialnych zmian koryta został opracowany dla doliny Mozy i Warty. Różnice w rozwinięciu obu rzek w młodszym dryasie związane były z lokalnymi czynnikami (uziarnienie osadów i spadek (Vandenberghé i in. 1994). W dolinie Warty wydzielono 5 faz zmian koryta:

– 1 – rozwinięcie roztokowe funkcjonujące do początku böllingu (12 770±190 i 12 680±90 BP w Żabinku),

– 2a i 2b – fazy przejściowe ze starorzeczami datowanymi odpowiednio paleobotanicznie na schyłek böllingu i radiowęglowo na 12 190±270 BP (Żabinko) i starszy dryas-alleröd, 11 860±160 BP (Dąbrowa),

– 3 – koryto meandrowe, wielokorytowe z allerödu (data paleobotaniczna około 11 650 BP),

– 4 – wielkie paleomeandry z młodszego dryasu (Zbrudzewo, Czmoń – 10 250±190 BP),

– 5 – małe paleomeandry od początku holocenu.

Większość badaczy wydziela jednak tylko jedną generację (fazę) wielkich meandrów (makromeandrów) typową dla późnego glaciału. Wielkoprzestrzena analiza pozwoliła stwierdzić, że występują one niemal na całej Nizinie Wschodnioeuropejskiej, z wyjątkiem Łotwy, Estonii, zlewni Ładogi i Onegi oraz Płw. Kolskiego (obszar I) na niskich terasach (obszary IIA i IIB) lub równinach zalewowych (obszar III) (Panin i in. 1999), czyli na obszarze ekstraglacialnym i w brzeżnej części obszaru młodoglacialnego (obszar IIA).

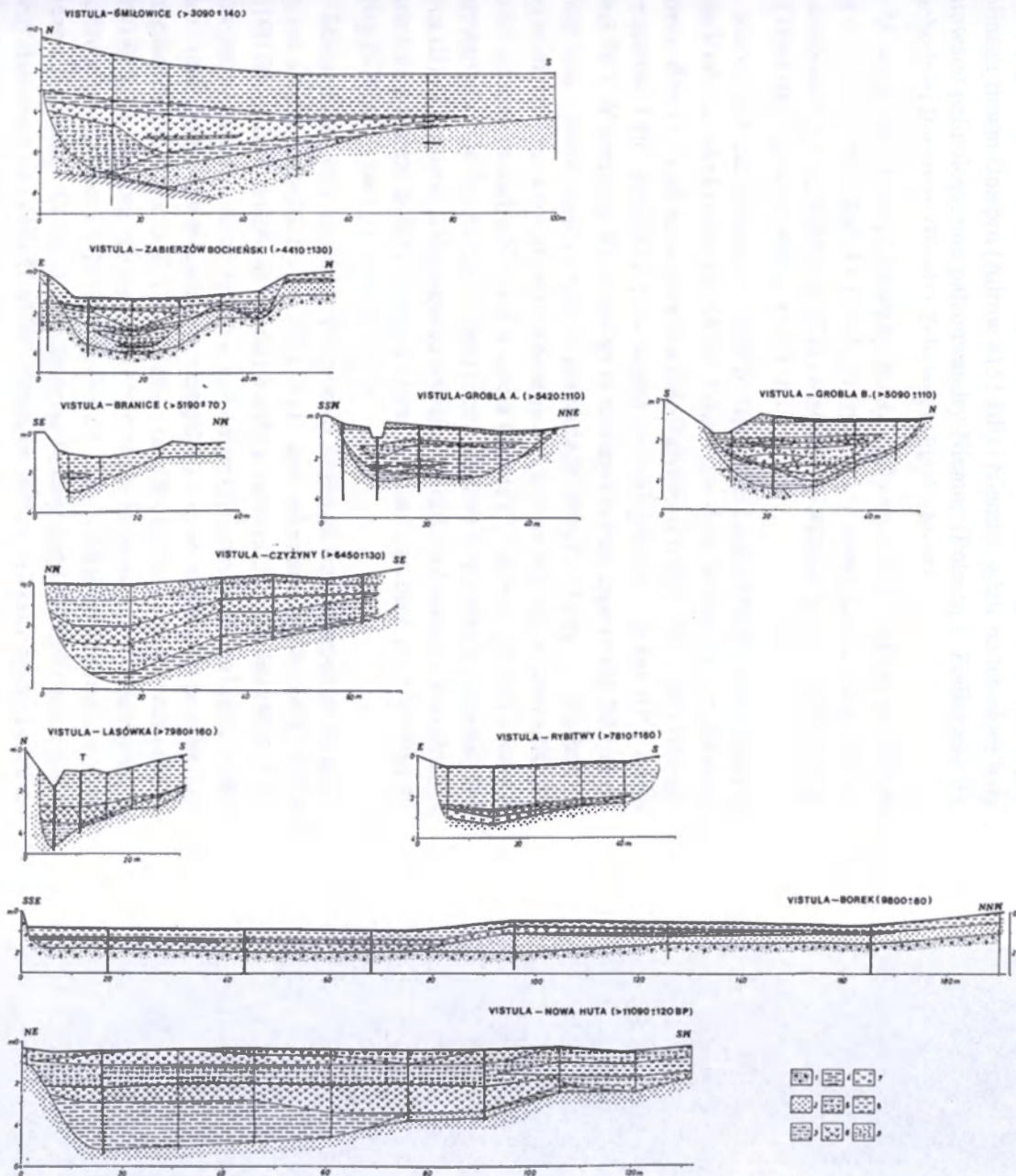
Wielkie, późnoglacialne meandry zostały stwierdzone tylko w stosunkowo nielicznych analizowanych w tej pracy odcinkach dolin, zarówno na obszarze ekstraglacialnym w dorzeczu Wezery, Łaby, Dunaju, Wisły, Niemna, jak i młodoglacialnym w dorzeczu Niemna. Położone są one na terasach (np. Niemen, Wezera) lub w dnie doliny (Wisła, Zachodnia Berezyna) i były odcinane w trzech okresach: böllingu (Sprewa, Niemen), allerödzie (górną i środkową Wezera, górną Łabą, Dunaj, górną Wisłą, Niemen) i młodszym dryasie (górną Wisłą) (ryc. 73). Ich niemal zupełny brak w dorzeczu górnego Renu i Dunaju jest prawdopodobnie wywołany wpływem alpejskich dopływów przeciążonych aluwiami i o dużych spadkach, podobnie jak Skawa na przedpolu Karpat (por. Starkel 1995a).

Ochłodzenie młodszego dryasu zaznaczyło się w licznych dolinach (Starkel 2002b) i również w analizowanych odcinkach doszło w tym okresie do zmian koryta w dolinach Neckaru (10 690 BP), Menu, środkowej Wezery, Białej Elstery (10 260 BP), górnej Wisły (10 390 BP), Niemna (10 660 BP) i Zelwianki (10 670 BP), a lokalnie wystąpiła też tendencja do roztokowania, jak w dolinie Renu u ujścia Ahr i Dunaju u ujścia Izary, połączona z agradacją, jak w dolinie Wisły pod Krakowem (10 690 BP), czy Zelwianki koło Piasek. Podobne tendencje do roztokowania, po przekroczeniu wartości progowych (por. Mol i in. 2000), stwierdzono też na rzece Gipping (Rose 1995) czy Mozie (Huisink 1998).

Holocenijskie paleomeandry były datowane w różnych odcinkach dolin (por. Starkel 1995a tam literatura), jednak są to daty pojedynczych paleokoryt. Inaczej przedstawia się sytuacja na odcinku krakowskim w dolinie Wisły, gdzie zostały rozpoznane niemal wszystkie zachowane w morfologii starorzecza, a także liczne ich kopalne wypełnienia (np. Kalicki 1991b, c; Kalicki i in. 2005). Pytanie, czy zmiany koryta Wisły, które następowały tu cojakieś 1000–1500 lat, były związane z wahaniami klimatycznymi, czy też może z wewnątrzsystemowymi uwarunkowaniami swobodnie meandrującej rzeki, pozostaje aktualne i warte dalszych badań. Dlatego w oparciu o ten odcinek możemy pokusić się o wydzielenie pewnych generacji meandrów i szukać ich ewentualnych analogów w innych, analizowanych w tej pracy dolinach (ryc. 73).

Przebudowa systemu fluwialnego Wisły nastąpiła na początku holocenu. Zostały wtedy porzucone młododryasowe makromeandry Wisły (9800, 9520 BP). Podobnie datowane były też kopalne wypełnienia starorzeczy o nieznanach parametrach (9780, 9470 BP). Na początku eholocenu doszło do znacznych zmian koryt w dolinach niemieckich, zarówno głównych, jak i niższego rzędu. Dlatego w licznych starorzeczach zaczynają narastać torfy, np. w dolinach Altmühl (9760 BP), Kleine Laaber (9995, 9820, 9675 BP), dolnego Menu i Wezery (preboreał) i Wetter (9815, 9810, 9590, 9570 BP). W kolejnych (trzy starorzecza górnej Wezery) w preboreale były akumulowane mułki.

Później w eholocenie nastąpiło uspokojenie procesów fluwialnych, a odcięcia starorzeczy, powodowane prawdopodobnie przez pojedyncze zdarzenia (powodzie), były wyjątkowe i znane są na zachodzie tylko z doliny Lippe (9100 BP) i Wetter (8990 BP), a na wschodzie z doliny Zelwianki (9270 BP). Funkcjonujące w preboreale koryto Wisły (wypełnienie starorzecza datowane w środkowej części na 8620 BP) było bardzo wąskie, co mogło być spowodowane bifurkacją rzeki jak i warunkami klimatycznymi, gdyż koryta borealne mają podobne bardzo małe parametry (Kalicki 1991b, c).



Ryc. 73. Przekroje geologiczne przez różnowiekowe paleomeandry Wisły koło Krakowa datowane  $^{14}\text{C}$  i palinologicznie (T. Kalicki). Nowa Huta (Kalicki 1987, 1992b), Borek (oprac. T. Kalicki w Starkel i in. 1996), Lasówka (Kalicki 1991b), Rybitwy (Kalicki 1991b), Czyżyny (Kalicki 1991b), Branice A (Kalicki 1991b), Grobla A and B (oprac. T. Kalicki w: Starkel, Kalicki 1984; Gębica, Starkel 1987), Zabierzów Bocheński (Kalicki i in. 1996), Śmiłowice (oprac. T. Kalicki w: Starkel i in. 1996). 1 – żwiry z piaskami (facja korytowa), 2 – piaski, 3 – piaski zaglinione lub mułki piaszczyste, 4 – mułki i ropy (wypełnienie starorzecza), 5 – mułki organiczne, 6 – torfy, 7 – gytia, 8 – mada, 9 – nasypy

Geological sections across of the Vistula paleomeanders near Cracow of the different age dated by radiocarbon and palinological methods (T. Kalicki). Nowa Huta (Kalicki 1987, 1992b), Borek (by T. Kalicki in: Starkel et al. 1996), Lasówka (Kalicki 1991b), Rybitwy (Kalicki 1991b), Czyżyny (Kalicki 1991b), Branice A (Kalicki 1991b), Grobla A and B (by T. Kalicki in: Starkel, Kalicki 1984; Gębica, Starkel 1987), Zabierzów Bocheński (Kalicki et al. 1996), Śmiłowice (by T. Kalicki in Starkel et al. 1996). 1 – gravels with sands (channel facies), 2 – sands, 3 – silty sands or sandy silts, 4 – silts and clays of palaeochannel fills, 5 – organic silts, 6 – peats, 7 – overbank silts, 8 – artificial debris

zobowiązań i obowiązków, a także w celu zapewnienia, aby wszyscy uczestnicy w procesie byli świadomi i zaangażowani. W tym celu należy wykonać następujące kroki:

1. Zidentyfikowanie potrzeb i oczekiwań uczestników.
2. Zdobycie informacji o historii i kulturze organizacji.
3. Zdobycie informacji o strukturze i procesach organizacji.
4. Zdobycie informacji o zasobach i możliwościach organizacji.
5. Zdobycie informacji o wartościach i wierzeniach organizacji.
6. Zdobycie informacji o wyzwalaczach i barierach zmian.
7. Zdobycie informacji o dotychczasowych doświadczeniach z zmian.
8. Zdobycie informacji o dotychczasowych sukcesach i porażkach.
9. Zdobycie informacji o dotychczasowych trudnościach i wyzwaniach.
10. Zdobycie informacji o dotychczasowych potrzebach i oczekiwaniach.

Ważnym elementem jest również wyznaczenie ról i odpowiedzialności uczestników. Należy określić, kto jest odpowiedzialny za realizację poszczególnych zadań i za osiągnięcie celów. Należy również określić, jak uczestnicy będą współpracowali i komunikowali się między sobą. Należy również określić, jak uczestnicy będą monitorowali i ewaluowali postępy w realizacji zmian.

Ważnym elementem jest również wyznaczenie ról i odpowiedzialności uczestników. Należy określić, kto jest odpowiedzialny za realizację poszczególnych zadań i za osiągnięcie celów. Należy również określić, jak uczestnicy będą współpracowali i komunikowali się między sobą. Należy również określić, jak uczestnicy będą monitorowali i ewaluowali postępy w realizacji zmian.

Ważnym elementem jest również wyznaczenie ról i odpowiedzialności uczestników. Należy określić, kto jest odpowiedzialny za realizację poszczególnych zadań i za osiągnięcie celów. Należy również określić, jak uczestnicy będą współpracowali i komunikowali się między sobą. Należy również określić, jak uczestnicy będą monitorowali i ewaluowali postępy w realizacji zmian.

Ważnym elementem jest również wyznaczenie ról i odpowiedzialności uczestników. Należy określić, kto jest odpowiedzialny za realizację poszczególnych zadań i za osiągnięcie celów. Należy również określić, jak uczestnicy będą współpracowali i komunikowali się między sobą. Należy również określić, jak uczestnicy będą monitorowali i ewaluowali postępy w realizacji zmian.

Wykres 1. Model zmiany Lewina (1939)



Ważnym elementem jest również wyznaczenie ról i odpowiedzialności uczestników. Należy określić, kto jest odpowiedzialny za realizację poszczególnych zadań i za osiągnięcie celów. Należy również określić, jak uczestnicy będą współpracowali i komunikowali się między sobą. Należy również określić, jak uczestnicy będą monitorowali i ewaluowali postępy w realizacji zmian.

Kolejne zmiany koryta Wisły, nastąpiły na przełomie boreału i atlantyku (8650, 7980, 7810 BP), kiedy najpierw doszło do odcinania pojedynczych eoholocenijskich zakoli, a później do awulsji w rejonie Rybitw. O ile zmiany koryt z tego okresu są rzadkie na zachodzie Europy środkowej i znane są tylko z doliny górnej Mozeli (8040 BP), o tyle na Białorusi następowały w licznych dolinach zlewni Dniepru (Adrow 8151 BP) i Niemna, gdzie na ten okres były datowane palinologicznie paleomeandry Niemna (Polnica I, Podbarany II), Zachodniej Berezyny (Brod) i Zelwianki (Piaski-Most).

W starszym atlantyku meandry Wisły miały wyraźnie większe parametry niż w eoholocenie (Kalicki 1991b, c) (ryc. 73). Zmiany koryt, podobnie jak w eoholocenie, były jednak rzadkie i zostały stwierdzone tylko w dolinie Druści (7660 BP) i górnej Łaby (6885 BP).

Staroatlantyckie meandry Wisły o większych parametrach zostały odcięte koło Krakowa około 6450 i 6255 BP. Również w dolinie Dunaju w podobnym okresie doszło do odcięcia meandru koło Ratzbony (6020–5910 BP) i dwóch meandrów koło Straubing (datowanie palinologiczne – 6000 BP i drugi 5965 BP). W dorzeczu Renu nastąpiły zmiany koryta Lippe (6180 BP), natomiast brak śladów takich zmian w dorzeczach Wezery i Łaby. Na wschodzie liczne starorzecza powstały w tym okresie w dorzeczu Niemna. Około 6360 BP został odcięty meander Niemna u ujścia Gornicy, podobnie jak kilka innych datowanych paleobotanicznie starorzeczy Niemna (Ogorodniki, Zatoka, Polnica III) i Zelwianki, które szybko wypełniły piaski. Również w innych dolinach tego dorzecza doszło do zmian koryt, a w starorzeczach Uszy (5895 BP) i Usy (5780 BP) zaczęły narastać torfy.

Młodoatlantyckie meandry Wisły koło Krakowa miały mniejsze parametry od staroatlantyckich (ryc. 73). Były one odcinane około 5420, 5230 i 5190 BP, później doszło do awulsji koryta w rejonie Lasu Grobla (5090 BP). Również w dorzeczu Renu doszło w tym czasie do licznych zmian koryt. W dolinie środkowego i dolnego Renu nastąpiło odcięcie meandrów poniżej Ludwigshafen (starorzecza 7. i 8. systemu) oraz meandra Reeser Bruch (około 5000 BP). Na przełom atlantyku i subboreału były datowane dwa starorzecza środkowego Neckaru i jedno górnej Wezery, a na 5650 BP paleokoryto górnej Mozeli. Natomiast na wschodzie znane są zmiany koryta Kasplii u ujścia Bałazny datowane na około 5120 BP i Dniepru (Koloczin) oraz Soży (Litwinowicze) datowane palinologicznie na przełom atlantyku i subboreału.

Koryto Wisły z początku subboreału miało podobne parametry jak w młodszym atlantyku (ryc. 73). Około 4410 BP doszło do kolejnej awulsji w rejonie Zabierzowa Bocheńskiego, a nieco później do zmian koryta w rejonie Wyciąża (3785 BP). Również w odcinku przełomowym Wisła koło Szczekarkowa

intensywnie meandrowała i zmieniała koryto tworząc podcinające się wzajemnie i dobrze rozwinięte paleomeandry odcinane w krótkim czasie po sobie (4500 i 4010 BP). Natomiast na pozostałych obszarach niemal brak jest dowodów zmian koryt w tym okresie i tylko w dolinie Zelwianki powstało starorzecze około 4195 BP.

Pomimo tych nasilających się antropogenicznych zmian środowiska geograficznego, środkowy subboreał był jednym z najspokojniejszych okresów w dolinach rzecznych, gdyż praktycznie nie są znane dotychczas żadne fakty dokumentujące zmiany koryt w tym czasie. Także w odcinkach nie analizowanych tutaj szczegółowo starorzecza z tego okresu spotykane są tylko sporadycznie np. w dolinie dolnej Wisły (Florek i in. 1987). Wzrosły natomiast dość znacznie parametry meandrów Wisły koło Krakowa (Kalicki 1991b, c) (ryc. 73). Pod koniec subboreału doszło najpierw do zmian koryta Raby na jej stożku (3610 BP), a później do odcięcia kilku meandrów samej Wisły (3090, 3030, 3010 BP) pomiędzy Krakowem a ujściem wyżej wymienionej rzeki. Do podobnych zmian doszło też w licznych dolinach na zachodzie. Powstała wtedy 3. i 4. generacja paleomeandrów środkowego Neckaru oraz starorzecza anastomozującej Lippe (3540, 3530 i 2910 BP), Kleine Laaber (3240 BP) i roztokowego Dunaju koło Straubing (3250, 3030 i 2805 BP). Również na wschodzie nastąpiły zmiany koryta Zelwianki (3245 BP) i Berezyny (3120 BP).

Tylko z nielicznych dolin znane są starorzecza powstałe na początku subatlantyku. Doszło wtedy do zmiany koryta środkowego Neckaru (generacja 5) i górnej Wezery (2650 BP), a także środkowej Wisły w przełomie (2555 BP).

Bardzo wyraźna faza zmian koryt przypada na okres lateński i rzymski. Wisła zmieniła wtedy bieg w Bramie Krakowskiej (2100 BP). Doszło do odcięcia meandrów Renu koło Xanten i Duisburga (200 AD). Podobne procesy zachodziły w dorzeczu Renu – w dolinie Lippe (2475 i 1870 BP) i Neckaru (2210 BP). W dolinie Wezery nastąpiły zmiany jej koryta zarówno w jej górnym (2400 BP) jak i środkowym biegu (2500–2200 BP). Podobnie w dorzeczu Łaby znane są starorzecza górnej Łaby (2516 i 1920 BP), a w dorzeczu Dunaju paleomeandry Morawy (2150 BP). Również w dolinie Niemna doszło około 2000 BP (datowanie palinologiczne) do odcięcia meandra koło Goży (Polnica IV) i przed 2050 BP koło Stołpiec (Nowy Swierzeń). Na podobny okres były datowane zmiany koryta Dniepru koło Smoleńska.

Kolejne starorzecze Dunaju datowane było na 1385 i 1360 cal. 540–780 AD, a około 1000 BP zostało odcięte starorzecze Renu (Worringen) i paleomeandry nad środkowym Neckarem.

Późniejsze zmiany w systemach rzecznych były już w znacznym stopniu uwarunkowane antropogenicznie, lecz odbywały się w warunkach małej epoki lodowej. W dolinie Wisły udokumentowane zmiany koryta nastąpiły w połowie XII w. (Kujawy), pierwszej połowie XIV w., kiedy to nastąpiło odcięcie meandra w Rybitwach i przerzut koryta w Kujawach, a także pod koniec XVIII w. (Holendry). Wyraźne zwiększenie parametrów koryta Wisły, niemal dorównujące późnoglacialnym, musiało nastąpić dopiero w ostatnich 500 latach, gdyż wcześniejsze starorzecza są znacznie mniejsze. W połowie XIX w. nastąpiło antropogeniczne skrócenie jej biegu i górna Wisła została uregulowana. Natomiast środkowa Wisła w przełomie w ostatnich stuleciach stała się ponownie rzeką roztokową, co związane jest z antropogenicznymi zmianami w jej dorzeczu. Również na początku XIV w. doszło do odcięcia meandra dolnego Renu (Grietherbusch), a na odcinku pomiędzy Kolonią i Kleve w okresie 1200–1700 AD powstało 6 nowych starorzeczy. Również w dolinie Sieg znane jest starorzecze odcięte około 800 BP, a w dolinie Mozeli w XVIII w. Dochodziło też do zmian koryta Dunaju (775 BP) i górnej Wezery (680 BP). Wskutek zmian antropogenicznych w dorzeczu Sprewy jej koryto meandrowe zmieniło się w anastomozujące. W ostatnich stuleciach rzeki tej części Europy zostały skanalizowane i uregulowane. Natomiast nieuregulowana Berezyna zmieniała koryto około 340 BP cal. 1400–1850 AD (Borysów), a ostatnie zmiany mogą być datowane źródłami kartograficznymi na drugą połowę XX w.

Interesującym zagadnieniem wydają się awulsje koryta, które zostały stwierdzone tylko w dolinie Wisły pod Krakowem i miały miejsce w ciągu całego holocenu (około 8000, 5100, 4400 BP i w pierwszej połowie XIV w.), gdy rzeka agradowała. Nie jest to jednak obszar obniżony, gdzie awulsje są typowym zjawiskiem (np. Borsy, Felegyhazy 1983). Analizując mechanizm awulsji (Slingerland, Smith 1998) można sądzić, że przed górami niezlodowaconymi przez dłuższe okresy czasu w eo-, mezo-, a nawet neholocenie panowały relatywnie stabilne warunki i reżim hydrologiczny, co pozwalało rozwijać się w obrębie szerokiego dna doliny pasom meandrowym z bardzo dobrze rozwiniętymi systemami meandrów. Zachodząca w obrębie pasów akumulacja aluwii korytowych i pozakorytowych powodowała ich szybsze nadbudowywanie niż innych obszarów dna doliny. W momencie destabilizacji dochodziło do awulsji, czemu sprzyjały zachowane pomiędzy pasami meandrowymi niższe fragmenty pleniglacialnych równin rzeki roztokowej. Tego typu sprzyjających warunków brak było w pozostałych odcinkach dolin obszaru ekstraglacialnego, nawet w obrębie rowu górnoreńskiego, czy tym bardziej młodoglacialnego.

Przedstawiona analiza wskazuje na to, że zmiany koryt na całym omawianym obszarze następowały w podobnych, stosunkowo krótkotrwałych okresach, co oczywiście nie wyklucza pojedynczych przypadków odbiegających od tej reguły. Fazy zmian koryt są równoczesne w dolinach rzek różnego rzędu. Poszczególne fazy (np. boreał/atlantyk, 4500–4000 BP) zaznaczały się jednak z różną intensywnością w poszczególnych regionach. Trudno jest rozstrzygnąć, czy wynika to z rzeczywistego, regionalnego zróżnicowania, czy też ze stanu badań, być może dalsze studia pozwolą na rozwiązanie tego problemu.

Równocześnie dane z innych dolin Polski różnego rzędu wskazują na to, że zmiany ich koryt odbywały się w holocenie w podobnych okresach (Kalicki 1991b, c). I tak, przykładowo: starorzecza eoholocenijskie występują w dolinie Wieprzy, Zgłowiączki, Proсны, dolnej i górnej Wisły; odcinane na przełomie boreału i atlantyku w dolinach Słupi, Proсны i jej dorzeczu, Warty, Odry, Neru, Pilicy, Sanu; starorzecza staroatlantyckie w dolinach Słupi, Tażyny, Rudy, Sanu, dolnej i górnej Wisły; atlantyckie w dolinach Wieprzy, Proсны, Neru, Moszczenicy i górnej Wisły; paleomeandry z przełomu atlantyku i subboreału w dolinach Warty i górnej Wisły; subborealne w dolinach Słupi, Bobru, Neru, Moszczenicy, Rudy, Sanu, górnej i dolnej Wisły; subatlantyckie odcinane w okresie lateńskim i rzymskim w dolinach Słupi, Wieprzy, Bzury, Narwi, Warty, górnej Wisły (Przybylski, Rotnicki 1961; Kozarski, Rotnicki 1977; Florek 1980; Okuniewska, Tobolski 1981; Tomczak 1982; Kamiński 1984a, b, 1989; Niedziałkowska i in. 1985; Szumański 1985, 1986; Klimek 1987, 1999; Mycielska-Dowgiałło 1987; Rutkowski 1987; Sokołowski 1987; Turkowska 1988; Alexandrowicz i in. 1989; Kida 1989; Żurek 1990; Florek 1991; Florek, Mycielska-Dowgiałło 1991; Kozarski 1991; Andrzejewski 1994; Kaczmarzyk 1995a,b).

### 5.3. ZAPIS ZMIAN KLIMATU I DZIAŁALNOŚCI CZŁOWIEKA W OSADACH

#### 5.3.1. OSADY KORYTOWE

Jak wykazały badania E. Niedziałkowskiej (1991) brak jest bezpośrednio zapisu zmian klimatycznych w składzie granulometrycznym osadów korytowych dorzecza górnej Wisły. Możemy się go doszukiwać w miąższości serii tych osadów. W oparciu o strukturę i teksturę osadów korytowych możemy wnioskować o rozwinięciu rzeki (Gradziński i in. 1986, Zieliński 1995), w czym może być też pomocna analiza cech morfologicznych dna doliny (por. Falkowski 1982). Analizę taką utrudnia jednak często miąższa pokrywa mad maskująca głębszą budowę. Jednak gęsta siatka wierceń, która na równinach zalewowych musi zastąpić odsłonięcia, pozwala wykonać mapy stropu osadów



korytowych i spągu osadów pozakorytowych. Bardzo płaskie i wyrównane powierzchnie na dużych obszarach wskazują na to, że te fragmenty równiny zalewowej zostały utworzone przez rzekę roztokową (np. obniżenie Drwieńia), natomiast na obszarach kształtowanych przez rzekę meandrową powierzchnia ta jest bardzo urozmaicona (por. Kalicki 1991b, 1992a, b). Zmiany klimatyczne zapisane są natomiast w pewnych cechach teksturalnych osadów mineralnych, takich jak mikromorfologia ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej, czy w składzie minerałów ciężkich (por. Mycielska-Dowgiałło 1995).

Jednak w aluwiach korytowych większości rzek spotykane są powszechnie subfosylne pnie sosen w późnym glacie, a czarnych dębów w holocenie. Udział dębów wśród pni znajdujących w postglacialnych aluwiach stanowi od 43% w mniejszych ciekach (Mulde, Pleise) do 93% w dużych (Dunaj, Men) (por. Becker 1979, 1993; Kyncl, Dobry 1993; Friedrich i in. 1999). Pomimo, że tylko nieliczne pnie pozwalają datować osad, w którym są znajdowane (Kalicki, Krąpiec 1994, 1995b), niosą one jednak informacje o okresach, w których następowały zmiany koryta i powalanie drzew na równinie zalewowej (Kalicki 1991c; Kalicki, Krąpiec 1996), a także informację paleohydrologiczną czy paleoklimatyczną (Kalicki, Krąpiec 1991a, b; Krąpiec 1998).

Mimo, że czarne dęby były akumulowane w ciągu całego holocenu to jednak ich liczba zmieniała się w różnych okresach. W Niemczech wydzielano fazy osadzania pni (Haupthorizonte) związane ze wzmożoną aktywnością rzek i formowaniem teras (Becker, Schirmer 1977; Becker 1982; Schirmer 1983a, b, 1995). Badania w dolinie Wisły w pełni potwierdziły nierównomierny rozkład ilości pni akumulowanych w aluwiach (Kalicki, Krąpiec 1996; Krąpiec 1996). Obok okresów, w czasie których dochodziło do licznych powaleń dębów, występują okresy ze sporadycznymi powaleniami. Nawiązując do mechanizmu dostawiania się pni do koryta, okresy z licznymi powaleniami drzew można interpretować jako fazy wzmożonej erozji bocznej i lateralnej migracji koryt lub awulsji (Kalicki 1991c; Kalicki, Krąpiec 1995b). Dlatego czarne dęby występują niemal wyłącznie w odcinkach dolin z korytami meandrującymi, o czym przekonują materiały poszukiwawcze BELGEO udostępnione mi przez A.P. Guzova w Mińsku dokumentujące rozmieszczenie pni w aluwiach na różnych odcinkach Niemna i Wilii na Białorusi. Jednak erozja brzegów niekoniecznie musi być równoznaczna z szybką budową serii piaszczystych odsypów z drzewami, jak sugeruje to W. Schirmer (1983a, b). Autor ten sądzi, że aluwia korytowe (seria, ogniwo) są związane z fazami takiej akumulacji, a pomiędzy nimi niemal brak było przyrostu osadów. Jednak jak pokazuje Zabierzów Bocheński (Kalicki i in. 1996) boczny przyrost osadów i rozwój strefy odsypów był powolny i trwał w tym przypadku od 6200 do 4500 BP, kiedy system ten został porzucony. Nic nie wskazuje na to, że strefa młod-

szych odsypów miałyby się rozwinąć tylko w fazie 5500–5000 BP. Dlatego ogniwa osadów korytowych, szczególnie w eo- i mezoholocene, gdy brzegi koryta utrzymywała roślinność, powstawały długo w przeciągu 1000–1500 lat, a były porzucane w okresach powodzi (wiek paleomeandrów). Potwierdza to ciągła krzywa akumulacji drzew w aluwiach (Becker 1993; Schirmer 1995).

W eo- i mezoholocene, aż do około 4000 BP, pnie drzew w aluwiach dolin niemieckich są znacznie mniej liczne niż w neholocene i tworzą zbiór z niezbyt wyraźnymi maksimami (około 8, 7, 6 i 5 ka BP) i minimami (7,4 i 5,4 ka BP), które są uznawane za granicę pomiędzy włozeniami (Schirmer 1995). Pnie z tego okresu w dolinach rzecznych Polski południowej (Kalicki, Krapiec 1996) i Białorusi występują sporadycznie tworząc oddzielne chronologie lub są to pojedyncze datowania. W dolinie Wisły i jej dorzeczu najstarsze czarne dęby zostały powalone w okresie 7900–7800 BP (6800–6450 cal BC) (Smolice) (Kalicki, Krapiec 1996), a wewnętrzny biel w nich spotykany wskazuje na mroźne zimy około 6700 BC (Krapiec 1998). Kolejne pnie w dolinie Wisły zostały powalone w okresie 6560–6340 BP (Sokołowski, Wasylkowska 1984), a w dolinie Wisłoki (Grabiny) 6000–5900 BP (Awskiuk i in. 1980). Pnie dębów oraz innych gatunków drzew, których powalenie datowane jest radiowęglowo na 5500–5000 BP pochodzą z doliny Wisły, Wisłoki i Bobru (Alexandrowicz i in. 1981; Florek 1982; Sokołowski 1987; Kalicki 1991b). Wyraźniej zaznaczony okres akumulacji pni dębów przypada na 4600–4400 BP (3300–3000 cal BC). Czarne dęby z tego okresu znajdujemy w dolinie Wisłoki – 4540±65 BP (Alexandrowicz i in. 1981), Bobru – 4610–4590 BP (Florek 1982) oraz w dolinie Wisły koło Krakowa (Smolice, Niedary), gdzie stwierdzono dwie generacje dendrochronologiczne (Krapiec 1992). Wszystkie dęby starsze od około 1500 BC mają cienkosłoiłą strukturę drewna (średni przyrost około 2 mm) i dopiero później pojawiają się pnie ze znacznie szerszymi przyrostami około 2,9 mm, z wyjątkiem okresu 400–600 AD (Krapiec 1992). Zmiana szerokości przyrostów dębów na równinach zalewowych dorzecza Renu i Dunaju nastąpiła wcześniej, około 2000 BC, i było to związane z używaniem siedlisk w dnach dolin w wyniku erozji gleb i narastaniem pokryw madowych (Becker, Frenzel 1977; Becker 1982). Na Białorusi najstarsze czarne dęby pochodzą z dorzecza Prypeci (7800 BP), a w dorzeczu Wilii oprócz pojedynczych pni (6800, 4940, 3900 BP) występują ich niewielkie nagromadzenia w okresach 5740–5450 i 4770–4250 BP (Bitvinskas i in. 1978; Chyzykov, Guzov 1996; Kalicki, Kalinowski 1997; Krapiec i in. 1998). Stosunkowo mała ilość drzew, które dostawały się do osadów w starszym i środkowym holocene była związana ze stabilnymi w planie korytami o skomplikowanych kształtach meandrów. Lateralna migracja blokowana była przez zwartą roślinność w dnach dolin, a drzewa były powalane sporadycznie głównie przy ści-

naniu szyi meandrów i w czasie awulsji. Wąskie i kręte koryta mogły sprzyjać tworzeniu się w ich obrębie zapór drzewnych, jednak szybko przykrywanych przez aluwia korytowe w wąskiej strefie akumulacji. Umożliwiło to przetrwanie drzew w osadach, pomimo powolnej lateralnej migracji całego koryta. Stosunkowo mała liczebność pni w starszym i środkowym holocenie uniemożliwia szczegółową korelację pomiędzy obszarami, choć niewątpliwie nasuwa się duże podobieństwo okresów ich powalania.

W drugiej połowie subboreału następuje wyraźne zwiększenie ilości akumulowanych pni w aluwiach dorzecza Wezery, Renu i Dunaju z wyraźnymi maksimumami przypadającymi na 3,9 i 3,6 ka BP, okres rzymski i V–VI w. n.e., natomiast brak jest akumulacji dębów w aluwiach po 1000 BP, gdyż równiny zalewowe zostały antropogenicznie wylesione (Becker 1982, 1993; Delorme, Leuschner 1983; Schirmer 1995). W dolinie Wisły (Grabie), poza antropogeniczną zmianą szerokości przyrostu drzew, pojawiają się ślady karczowania drzew na równinach zalewowych (Kalicki, Krąpiec 1991b), co doprowadza do stopniowego rozrzedzania lasów łągowych. Antropogeniczne wylesianie równin zalewowych, którego najstarsze ślady były datowane w dolinie górnej Łaby na 5500 BP (Ružičková, Zeman 1994b), a w dolinie Wisły na około 3000 BP (Kalicki, Krąpiec 1991b), sprzyjało uruchomieniu lateralnej migracji koryt i gwałtownemu wzrostowi ilości pni akumulowanych w aluwiach (Kalicki 1991c). Dlatego oprócz pojedynczych późnosubborealnych dębów w Bramie Krakowskiej (Rutkowski 1987) oraz w dolinie Wisłoki (Alexandrowicz i in. 1981) występuje w dolinie Wisły (Grabie, Branice) pierwsza liczniejsza generacja pni czarnych dębów powalona w okresie 3200–3000 BP (1500–1300 cal. BC) (Kalicki, Krąpiec 1991a, b, 1996). Wewnętrzny biel w południowopolskich pniach z XVI w. p.n.e. wskazuje na mroźne zimy (Krąpiec 1998), podobnie do notowanych około 1400–1320 cal. BC na pniach z Grabia śladów mechanicznych uszkodzeń wywołanych najprawdopodobniej przez krę w czasie powodzi zatorowych, które były związane ze zmianami klimatycznymi wywołanymi erupcjami wulkanicznymi Santorynu (3370 BP) i Hekli (3100 BP) (Kalicki, Krąpiec 1991b). Jednak dalsze badania pokazały, że zmniejszenie przyrostów, związane najprawdopodobniej z wybuchem Hekla-3, jest młodsze (1160 BC) i jest to jedyny przypadek „wulkanicznej” redukcji przyrostów w Polsce (Krąpiec 1998). Kolejna faza powaleń (375–300 BC) (Kalicki, Krąpiec 1996) reprezentowana jest przez kilkanaście pni z doliny Wisły (Kotlina Oświęcimska i Brama Krakowska) (Rutkowski 1987; Krąpiec 1992) i Odry (Dumanowski i in. 1962), a w pniach z V–IV wieku p.n.e. częsty jest biel wewnętrzny (Krąpiec 1998). Na większości stanowisk w dolinach południowej Polski badanych dendrochronologicznie (Kalicki, Krąpiec 1991a, 1995b; Krąpiec 1992, 1998,) i datowanych radiowęglowo (Mycielska-Dowgiał-

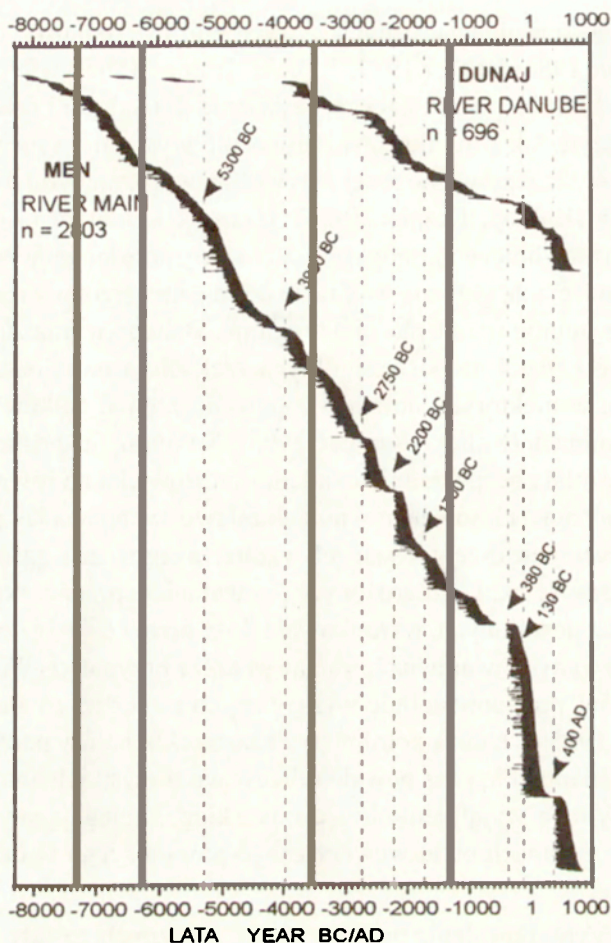
to 1972; Środoń 1980; Alexandrowicz i in. 1981; Rutkowski 1987) występują pnie z okresu rzymskiego (225 BC–325 AD). Faza ta jest długotrwała, a w czasie jej trwania notowane są jednoczesne zasiewy i powalenia drzew (Kalicki, Krąpiec 1996). W dolinie Wisły koło Krakowa często spotyka się pniaki ścięte w tym okresie przez człowieka, obrobione fragmenty pni, dłubanki i palle (Kalicki, Starkel 1987; Kalicki, Krąpiec 1991a). W połowie V w. n.e. rozpoczyna się kolejne masowe powalanie drzew (425–575 (625) AD (Kalicki, Krąpiec 1996) w dolinie Wisły, Wisłoki, Odry (Kalicki, Krąpiec 1992, 1994; Starkel, Krąpiec 1995; Krąpiec 1992) i małych rzekach sudeckich i świętokrzyskich (Wroński 1974; Lindner 1977), a w drzewach z V–VI w. n.e. występuje biel wewnętrzny (Krąpiec 1998). Następne drzewa były akumulowane w czasie fazy trwającej od 900 do 1150 AD w dolinie Wisły koło Krakowa i Machowa (Kalicki, Krąpiec 1992; Krąpiec 1996), a także w dolinie Wisłoki (Alexandrowicz i in. 1981). Charakterystyczną cechą tej fazy jest, podobnie jak w przypadku fazy rzymskiej, stosunkowo długi okres jej trwania oraz „rozmyty” charakter (Kalicki, Krąpiec 1996). Podobnie jak w okresie rzymskim również w czasie tej fazy ścinano drzewa rosnące na równinie zalewowej, czego dowodem są liczne pniaki po ściętych dębach, zachowane *in situ* w dolinie Wisły (Branice, Kujawy) (Kalicki, Krąpiec 1992, 1994). W pniach z X i XII w. stwierdzony został też biel wewnętrzny (Krąpiec 1998). Kolejna dobrze zaznaczona faza średniowieczna notowana jest w dolinie Wisły (Stopień Kościuszko, Branice) w okresie 1200–1325 AD (Kalicki, Krąpiec 1991a; Krąpiec 1992), a w dębach z XIII w. ponownie stwierdzany jest biel wewnętrzny (Krąpiec 1998). Ostatnia faza z przełomu XV–XVI wieku (Kalicki, Krąpiec 1996) została stwierdzona w dolinie Wisły (Branice, Smolice) i Wisłoki (Grabiny) (Krąpiec 1992), a biel wewnętrzny występuje w pniach XV–XVI wiecznych, jednak częściej w XV w. (Krąpiec 1998). Dwie najmłodsze fazy nie znajdują analogii w dolinach rzek południowoniemieckich, gdyż w większości przypadków równiny zalewowe były tam już bezleśne. Również w dolinie Wisły, począwszy od XVI wieku, pnie dębów w osadach aluwialnych były akumulowane bardzo rzadko (Kalicki, Krąpiec 1996), a w młodych aluwialnych spotykamy najczęściej redeponowane pnie powalane przez Wisłę znacznie wcześniej (Kalicki, Krąpiec 1994, 1995b). Również w licznych dębach z XVIII–XX w. stwierdzono biel wewnętrzny (Krąpiec 1998). Na Białorusi, w dorzeczu Wilii, w oparciu o datowania radiowęglowe czarnych dębów (Bitvinskas i in. 1978; Michajłow i in. 1998) można wydzielić fazy powalania pni 2350–1650, 1480–1240, 990–900, 740–730 i 200–150 BP, a pojedyncze pnie były datowane na 630±270, 490±80 i 370±80 BP. Okresy powaleń są więc niemal analogiczne jak w Polsce i Niemczech.

Korelacja faz powaleń na różnych rzekach Europy środkowej (por. Delorme i Leuschner 1983; Becker 1982; Kalicki Krąpiec 1995b, 1996) wskazuje na dominację klimatu powodującego ożywienie działalności rzek, gdyż zarówno w starszym jak i w młodszym holocenie występuje synchroniczność powaleń dębów z fazami wzmożonej aktywności wyróżnianymi na podstawie innych danych (Kalicki, Krąpiec 1996). Czynniki klimatyczne dominujące w starszych fazach holocenu, mógł być zaburzany antropogenicznie w ostatnich 3–2-tysiącletniach, głównie w okresie rzymskim i średniowiecznym, jednak w różnym stopniu w zależności od regionu. Dlatego wyrazistość faz subatlantyckich jest różna na poszczególnych rzekach, a najmłodsze fazy nie zaznaczają się w niektórych dolinach z powodu niemal całkowitego braku dębów na równinach (Kalicki, Krąpiec 1996). Na obraz faz neoholocenijskich istotny wpływ miała bezpośrednia działalność człowieka na równinach zalewowych. Eksploatacja lasów na równinach zalewowych, taka jak przerzedzenie dąbrów, wycinanie drzew rosnących wzdłuż brzegów ze względu na łatwy transport rzeczny, ścinanie „zagrożonych” powaleniem przez rzekę lub wykorzystywanie już powalonych, warunkowała ilość drzew dostarczanych do kooryta i akumulowanych w aluwiach. Znane są także przypadki (Wolica) cięcia czarnych dębów, prawdopodobnie wymywanych ze starszych aluwiów (Kalicki, Krąpiec 1995a). Jednak pomimo tych zastrzeżeń należy podkreślić dużą zgodność subatlantyckich faz powaleń drzew we wszystkich analizowanych dolinach. Fazy te, z wyjątkiem okresu rzymskiego, zbiegają się z okresami występowania w pniach bielu wewnętrznego powstającego w czasie bardzo mroźnych zim.

O ile przyczyny powalania pni w dolinach rzecznych zostały wyjaśnione w sposób zadowalający, to znacznie bardziej zagadkowe są stwierdzenia w materiale dendrochronologicznym okresy odnawiania się dąbrów na równinach zalewowych rzek (por. Becker 1982; Kalicki, Krąpiec 1996; Leuschner i in. 2000; Spurk i in. 2002) (ryc. 74). Zestawienie powaleń jak i początku wzrostu drzew z długich odcinków rzek eliminuje wpływ czynników lokalnych, z drugiej strony jednak bardzo uśrednia wyniki dając w efekcie obraz trudny do bogatszej interpretacji (np. Becker 1982; Leuschner i in. 2000).

Dlatego w oparciu o bardzo bogate materiały paleogeograficzne i archeologiczne podjęto próbę szczegółowego opracowania (Dobrzańska, Kalicki 2003, 2004) jednej z takich faz odnowienia dębów na podkrakowskiej równinie zalewowej Wisły przypadającej na okres postrzymski (Kalicki, Krąpiec 1996).

W okresie rzymskim obraz środowiska geograficznego doliny Wisły różnił się dość zasadniczo od współczesnego (ryc. 28). Terasy nadzalewowe, z ży-



Ryc. 74. Okresy życia czarnych dębów ze żwirów Menu i Dunaju (n – ilość pni). Wyraźne fazy odnowień zaznaczone są liniami przerywanymi, mniej wyraźne szarymi pasami (Leuschner i in. 2000)

The life spans of subfossil trees from the river Main and Danube gravels (n – number of trees). Clear germination events are marked by vertical dotted lines, less distinct germination events are marked as grey bars (Leuschner et al. 2000)

znymi glebami nalessowymi, były wykorzystywane rolniczo przez stabilne osadnictwo ludności kultury przeworskiej już od okresu wczesnorzymskiego. Jednak jego rozkwit nastąpił w późnym okresie rzymskim, gdy w omawianej tu strefie istniało co najmniej 8 osad, których rozmiary wytwórczości pozarolniczej wykraczały poza zapotrzebowanie mieszkańców jednego osiedla (Dobrzańska 1990). Pomimo częstych, niekorzystnych zjawisk klimatycznych (por. Dobrzańska, Kalicki 2003, 2004 tam literatura) człowiek gospodarował intensywnie nie tylko na terasach nadzalewowych, ale wkraczał również na równinę zalewową Wisły. Świadczą o tym ślady dłuższego pobytu człowieka w brzeżnych partiach dna doliny oraz pojedyncze znaleziska na wzniesionych strefach

odsypów paleomeandrów. Penetracji tego obszaru sprzyjała lokalna sytuacja, która powstała po awulsjach koryta na przelomie antlantyku i subborealu w Lesie Grobla i Zabierzowie Bocheńskim (Starkel i in. 1991; Kalicki i in. 1996). Zmiana kierunku i skrócenie biegu rzeki spowodowało pogłębienie koryta (por. Kalicki 1991c; Kalicki, Krąpiec 1991a, 1994) i powstanie niższego stopnia równiny zalewowej w obrębie nowego pasa meandrowego, który w okresie rzymskim zbliżał się do krawędzi terasy lessowej (Dobrzańska, Kalicki 2003). Wcięcie się rzeki spowodowało lepszy drenaż równiny zalewowej, co doprowadziło do osuszenia siedlisk i większych wahań poziomu wód gruntowych w dnie doliny nawet w paleomeandrach pomiędzy 2720 a 2340 BP (por. Kalicki i in. 1996; Dobrzańska, Kalicki 2003). Zmiany klimatu w okresie przedrzymskim i rzymskim spowodowały zwiększenie częstości powodzi (por. Dobrzańska, Kalicki 2003 tam literatura), co wzmogło erozję boczną, o czym świadczą liczne czarne dęby z tego okresu (Kalicki, Krąpiec 1996; Krąpiec 1998). Ta zwiększona aktywność rzeki była jednak ograniczona do stosunkowo wąskiej strefy niższego stopnia równiny zalewowej. Na wyższy stopień równiny wody powodziowe wkraczały jedynie w okresie maksimum wezbrania i zalewały prawdopodobnie tylko obniżenia, takie jak starorzecza. Doprowadziło to w okresie 2340–1800 BP do zmiany w nich typu sedymentacji z organicznej na klastyczną (Kalicki i in. 1996; Dobrzańska, Kalicki 2003). Częstsze powodzie uniemożliwiały bardziej trwale wykorzystywanie równiny zalewowej i dlatego penetracja gospodarcza mogła mieć jedynie charakter okresowy (Dobrzańska, Kalicki 2003). Zasobne środowisko równiny zalewowej, jak osady pozakorytowe (dobrej jakości gliny), rudy darniowe i dąbrowy, było zapleczem surowcowym dla garncarstwa, metalurgii żelaza i odlewnictwa brązu oraz kowalstwa (Dobrzańska 1990). Drewno dębowe było głównym surowcem opałowym pieców garncarskich w Zofipolu i Igołomi (Dobrzańska i in. 2005). Wykonywano z niego także środki transportu, jak pokazują to pozostałości drewnianej łodzi w Wolicy, datowanej na 212 r. n.e. (Krąpiec 1996). W związku z dużym odlesieniem terasy lessowej lasy w dnie doliny były głównym źródłem dostarczającym materiału budowlanego i opałowego, co potwierdzają pniaki dębów ściętych przez człowieka datowane radiowęglowo na 2260±80 BP cal. 400–200 BC, 1950–1850 BP cal. 35 BC–240 AD i dendrochronologicznie na 231 AD. Stwierdzono je w obrębie kopalnej, niskiej równiny zalewowej (Starkel 1984; Kalicki, Starkel 1987; Kalicki, Krąpiec 1991a, 1996). Intensywny rozwój gospodarczy, którego konsekwencją było zwiększone zapotrzebowanie na drewno, datowany na okres od 2. poł. II wieku n.e. do 3. ćwierćwiecza IV wieku n.e., był powodem utrudnień w odnawianiu dąbrów na równinie zalewowej (Dobrzańska, Kalicki 2003). W tym okresie nie stwierdzono ani jednego przypadku początku wzrostu drzewa (por. Kalicki, Krąpiec 1996).

Schyłek nadwiślańskiego osadnictwa i upadek wyspecjalizowanej wytwórczości rękodzielniczej (garncarstwo, brązownictwo, metalurgia żelaza) na wschód od Krakowa nastąpił w końcu 3. ćwierćwiecza IV wieku n.e. i wiązał się z początkiem okresu wędrówek ludów, prawdopodobnie pojawieniem się Hunów w Europie w roku 375 (Dobrzańska 1997). W wyniku tych zmian osadniczych ustało karczowanie dębów na równinie zalewowej Wisły, co znalazło wyraz w bardzo wyraźnej regeneracji dąbrów, datowanej na schyłek IV w. i początek V w. (Dobrzańska 2000; Dobrzańska, Kalicki 2003). Równocześnie brak powaleń drzew w tym okresie może wskazywać na brak erozji bocznej i większych powodzi, choć mogło to być też spowodowane odlesieniem brzegów rzeki.

Faza regeneracji dębu, przypadająca na ok. 400 r. n.e., stwierdzona została również w dolinie Menu i Dunaju (Leuschner i in. 2000; Spurk i in. 2002). Autorzy ci wskazują na związek tej fazy z działalnością człowieka. W pierwszej z tych prac przyczynę regeneracji upatrują w zmianach reżimu rzek i czasie trwania (długotrwałością) powodzi. Jednak dotychczasowe badania hydrologiczne nie potwierdziły istotnych zmian ustroju rzecznego wywoływanego przez człowieka (Soja 2002), a niektóre wyniki obserwacji sugerują wręcz skrócenie trwania wezbrań (Wyźga 1996). W nowszej pracy (Spurk i in. 2002) autorzy sugerują związek tej fazy w dolinie Menu z migracjami i fluktuacjami populacji ludności na tym obszarze. Za bardzo prawdopodobne należy więc uznać to, że odnowienie lasów na równinach zalewowych Wisły koło Krakowa i w dolinie Menu było związane z bezpośrednią działalnością człowieka i zaniechaniem lub wyraźnym zmniejszeniem pozyskiwania drewna z równiny zalewowej (Dobrzańska, Kalicki 2003).

W świetle przedstawionych materiałów wydaje się bardzo prawdopodobne to, że o ile fazy powalania dębów są wywoływane przyczynami klimatycznymi, o tyle fazy odnawiania dębów na równinach zalewowych, pojawiające się od około 6000 BP (4000 BC) i dobrze czytelne w materiałach dendrochronologicznych (Leuschner i in. 2000; Spurk i in. 2002), są uwarunkowane antropogenicznie.

### 5.3.2. OSADY POZAKORYTOWE

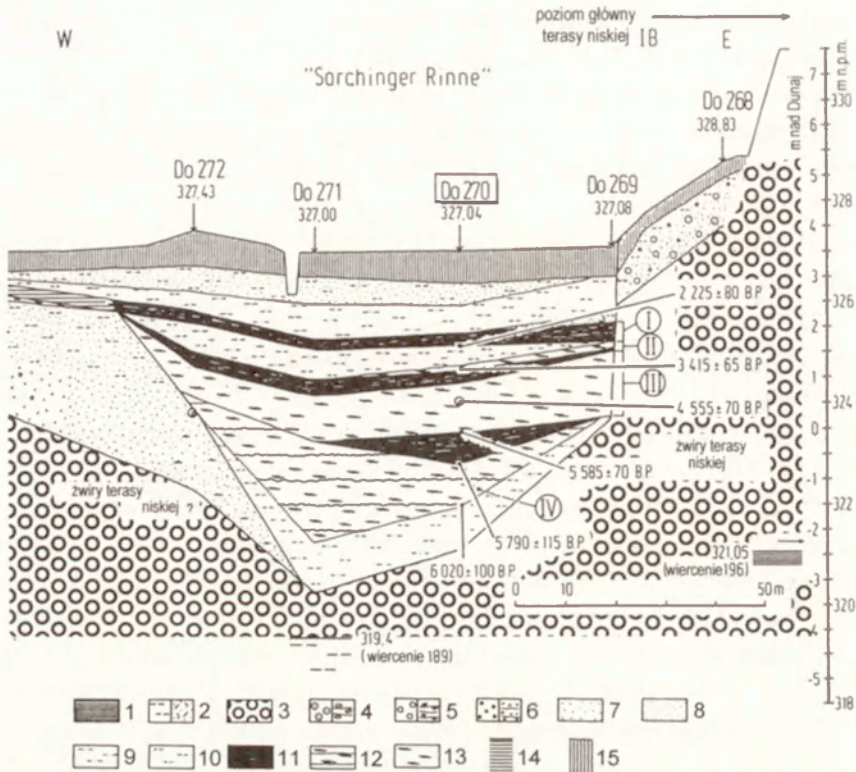
#### 5.3.2.1. OSADY STARORZECZNE

W wypełnieniach starorzeczy, odcinanych w okresach powodzi znajdujemy bogaty zapis zmieniających się warunków sedymentacyjnych, który prowadzi do wypełnienia krótkookresowych zbiorników wodnych. W pierwszej fazie zapełniania, gdy starorzecze ma jeszcze kontakt z rzeką, akumulowane są najczęściej piaski przewarstwione mułkami (por. Kalicki 1991b, c; Kalicki,



Plit 2003), które zawężają przekrój paleomeandra, np. ogniwo Va,b w Zabierzowie Bocheńskim (Kalicki i in. 1996). Faza ta jest stosunkowo krótkotrwała, gdyż szybkie wypełnienie wlotowej i wylotowej części starorzecza powoduje przerwanie łączności z rzeką. Dalsze wypełnianie, zarówno w dolinach niżowych (np. Przybylski, Rotnicki 1961; Kozarski, Rotnicki 1878; Żurek 1990; Kozarski 1991; Florek 1991; Caspers 1991; Andrzejewski 1994; Kalicki, Zernickaja 2000; Kalicki i in. 2000, 2004c), jak i wyżynnych czy przedgórskich (np. Florek 1980, 1984; Alexandrowicz i in. 1981; Starkel, Kalicki 1984; Wasyliukowa i in. 1985; Buch 1990; Kalicki 1991b, 1992, 1999; Hilgart 1995; Klimek 1995; Kalicki, Zernickaya 1995; Pożaryski, Kalicki 1995; Kalicki i in. 1996; Klimek i in. 1997) stosunkowo rzadko ma spokojny charakter, gdy po stadium jeziornym (mułki) narastają w nich nieprzerwanie torfy. Taki autonomiczny zanik paleokoryt ma przykładowo miejsce w dolinach na obszarze młodoglacjalnym (Warta, Niemen), gdzie późnoglacialne i eoholocenyjskie paleomeandry, wskutek szybkiej erozji wgłębnej zostały „zawieszane” nad rzeką na wysokich terasach nadzalewowych (por. Kozarski 1991; Kalicki, Zernickaja 2000; Kalicki i in. 2002) (ryc. 57, 58), a w ograniczonym zakresie także w przykrawędziowych częściach na szerokich równinach zalewowych (por. Kalicki 1987, 1991; Andrzejewski 1994; Kalicki, Zernickaya 1995) (ryc. 73). Z reguły jednak zmienność sedymentacji w starorzeczach jest znacznie większa. W osadach jeziornych i organicznych występują wkładki mułkowe, piaszczyste czy żwirowe osadzone, gdy do paleokoryta docierały wody powodziowe. Często serię organiczną przykrywa warstwa osadów pozakorytowych (ryc. 75, 76). Również bardzo zmienny jest rozkład osadów danego ogniwa w paleomeandrze, ale tylko wyjątkowo mamy na ten temat szczegółowe informacje (Gonera 1986; Rotnicki 1991; Kalicki i in. 1996). W niektórych starorzeczach Wisły (Kujawy, Branice A) w osadach mułkowych występują liczne powodziowe przewarstwienia piaszczyste, jednak brak substancji organicznej uniemożliwia ustalenie ich ram czasowych (Kalicki 1991b, c; Kalicki, Krąpiec 1992, 1995). Do absolutnych wyjątków należą roczne (?) rytmy piaszczysto-mułkowe, które były deponowane na początku subatlantyku w paleomeandrze Zelwianki (Piaski 9) przez około 500 lat (Kalicki i in. 2004c).

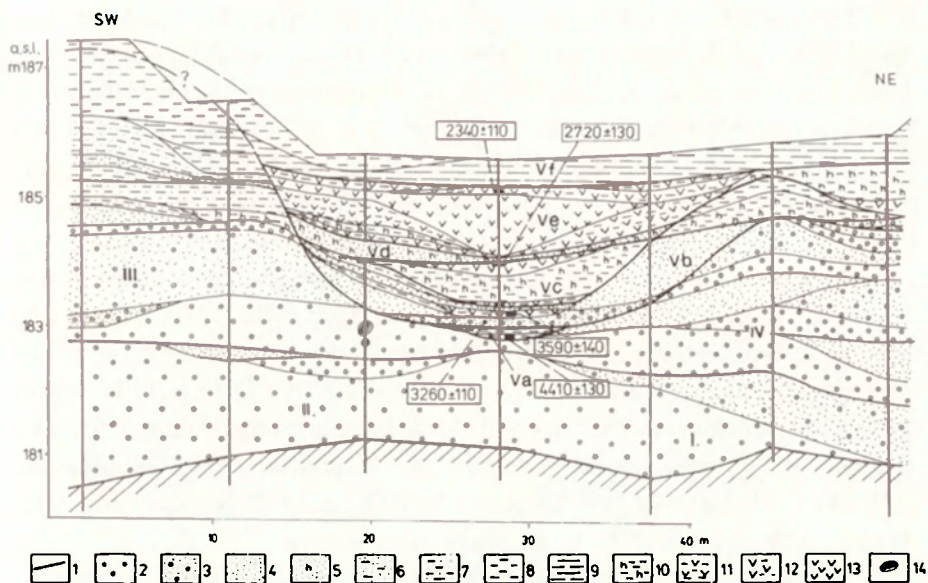
Interpretacja zmienności sedymentacji w starorzeczach nie jest prosta, a często bywa niejednoznaczna, gdyż trudno rozstrzygnąć, który z czynników spowodował to zróżnicowanie. Czynnikami takimi mogły być, uwarunkowane klimatycznie lub antropogenicznie, zmiany wielkości lub częstości powodzi, ale również lokalna sytuacja, np. zmiana odległości od rzeki. Trzeba jednak zaznaczyć, że przy rozpatrywaniu zapisu powodzi w wypełnieniach nie można brać pod uwagę początkowych ogniw klastycznych wsypywanych do staro-



Ryc. 75. Przekrój geologiczny przez paleomeander Dunaju w Saarching poniżej Ratzbony (Buch 1990, nieco zmienione). Podłoże trzeciorzędowe: 1 – iły, 2 – pyły; wistulian: 3 – żwiry terasy niskiej; holocen: 4 – żwiry gruboziarniste, 5 – żwiry średnioziarniste, 6 – żwiry drobnoziarniste, 7 – piaski gruboziarniste, 8 – piaski różnoziarniste, 9 – gliny, 10 – mułki, 11 – mułki organiczne, 12 – torfy warstwowane, 13 – torfy, 14 – gleba kopalna, 15 – gleba współczesna

Geological section across the palaeomeander of the Danube at Saarching downstream Regensburg (Buch 1990, slightly changed). Tertiary background: 1 – clays, 2 – silts; Vistulian: 3 – gravels of low terrace (Niederterrasse); Holocene: 4 – coarse gravels, 5 – middle gravels, 6 – fine gravels, 7 – coarse sands, 8 – sands, 9 – loams, 10 – silts, 11 – organic silts, 12 – laminated peats, 13 – peats, 14 – buried soil, 15 – soil

rzecz, gdy było jeszcze połączone z rzeką. Również, mimo często drobiazgowych informacji, rozstrzygnięcie, czy w wypełnieniu starorzecza mamy do czynienia z pojedynczą wielką powodzią, czy też z fazą powodzi, jest w większości przypadków niemożliwe. Pojedyncze wkładki piaszczyste, a nawet żwirowe są raczej zapisem pojedynczego zjawiska (np. Druć – Kalicki i in. w druku). Stopniowa zmiana osadu z organicznego na klastyczny może być interpretowana jako nasilenie się częstości powodzi, co w konsekwencji doprowadziło do zmiany warunków sedymentacji w paleokorycie. Jednak podobny efekt daje również zbliżanie się do paleomeandra aktywnego koryta rzeki. Oddzielną sprawą jest datowanie tej zmiany, gdyż datując strop osadów



Ryc. 76. Przekrój geologiczny przez meander Wisły w Zabierzowie Bocheńskim (oprac. T. Kalicki w: Kalicki i in. 1996). 1 – iły miocenne, 2 – żwiry z piaskami, 3 – piaski z pojedynczymi żwirami, 4 – piaski, 5 – piaski zaglinione, 6 – piaski z materią organiczną, 7 – mułki piaszczyste, 8 – mułki pylaste, 9 – mułki ilaste, 10 – mułki organiczne, 11 – mułki torfiaste, 12 – torfy zailone, 13 – torfy, 14 – pnie subfosylne  
 Geological section across the palaeomeander of the Vistula river at Zabierzów Bocheński (by T. Kalicki in: Kalicki et al. 1996). 1 – Miocene clays, 2 – gravels with sands, 3 – sands with single gravels, 4 – sands, 5 – silty sands, 6 – sands with organic matter, 7 – silty clays, 8 – silts, 9 – clayey silts, 10 – organic silts, 11 – peaty silts, 12 – clayey peats, 13 – peats, 14 – subfossil tree trunks

organicznych otrzymujemy wiek, po którym następowało zailenie osadów, natomiast datując mułki torfiaste otrzymujemy uśredniony wiek ich sedymentacji. Datowanie z kolei stropu tych mułków torfiastych, przechodzących wyżej w mady daje wiek „ostatecznej” zmiany typu sedymentacji. Różnice w takich datowaniach mogą być dość znaczne i pozwalają uchwycić czasokres tych przemian i ustalić, jaka jest szybkość przemiany typów osadów w starorzeczach. W mezoholocenie szybkość ta dla Wisły pod Krakowem, w oparciu o położone obok siebie paleomeandry w Lasówce i Rybitwach, gdzie osady organiczne zostały przykryte przez osady klastyczne około 6500 BP po awulsji koryta Wisły w ich pobliżu (Kalicki 1991b, 1996a, 2000a; Kalicki, Zernicka 1995), może być szacowana na kilkaset lat, natomiast dla doliny Druci, w oparciu o paleomeander Meziniec (Kalicki i in. w druku), przekracza 2000 lat.

W większości przypadków w wypełnieniach paleomeandrów datowany był spąg osadów, natomiast rzadziej strop osadów organicznych pod pokrywą osadów klastycznych. Dotyczy to szczególnie dolin z Niżu Polskiego (np. Warty, Zgłowiączki, Skrwy, Tążyny), w których torfy narastające w paleomeandrach

zostały przykryte przez mady, ale wiek tej zmiany nie był datowany (np. Gónera 1986; Andrzejewski 1994). Tylko w nielicznych pracach podjęto próbe datowania poszczególnych zdarzeń lub faz zapisanych w wypełnieniach (np. Kalicki i in. 1996; w druku, Kalicki, Plit 2003), choć zawarta w nich jest bardzo bogata informacja paleogeograficzna (Kalicki, Starkel 1996). W tym przypadku mogą być datowane tylko warstwy nadległe i/lub podległe pod wkładką klastyczną. Trzeba jednak pamiętać przy datowaniu osadów organicznych pod wkładką, że ich strop mógł zostać częściowo zerodowany w czasie powodzi, a w niektórych przypadkach mogło dojść (Buch 1988, 1989; Klimek i in. 1997; Klimek, Łanczont 1998) lub doszło do usunięcia nawet całych serii osadów i zastąpienie ich młodszymi (Lipps, Caspers 1990). Dlatego tylko wykonywane równoległe analizy paleobotaniczne pozwalają na udokumentowanie ciągłości sedimentacji w starorzeczach (np. Krupiński 1980; Okuniewska, Tobolski 1981; Caspers 1991; Kalicki, Zernickaya 1995; Kalicki i in. 1996; Kalicki, Zernickaya 2000) lub występujących hiatusów (np. Brizova 1999a, b). Tego typu hiatusy nie są związane tylko z procesami erozyjnymi. Spowolnienie (np. Wezera – Lipps, Caspers 1990) lub ustanie (Łaba – Brizova 1999a, b) narastania torfów mogło być wywołane wcięciem rzeki i obniżeniem poziomu wód gruntowych, co mogło też powodować zniszczenie pyłku w torfowym wypełnieniu (Wisła – Kalicki i in. 1996; Dobrzańska, Kalicki 2003). Badania palinologiczne pokazały też, że powodzie zaznaczają się w diagramach pyłkowych nieregularnymi kulminacjami roślin zielnych, wzrostem ilości pyłku redeponowanego i skorodowanego, co utrudnia lub wręcz uniemożliwia wydzielenia stratygraficzne (Kalicki, Zernickaya 1995; Kalicki i in. 1996).

W zależności od pozycji morfologicznej (położenia) starorzecza powodzie w jego wypełnieniu zapisane są w różny sposób, a ponadto może się w nim znajdować także zapis innych zjawisk. Można tu wyróżnić trzy grupy paleomeandrów:

**I – starorzecza położone na wysokich terasach i bez kontaktu z rzeką, rozwijające się jako autonomiczne jeziora, a później torfowiska** (np. paleomeandry Niemna – Rojste i Łukawica) (Kalicki i in. 2002). Na niższych terasach, jak w dolinie Wezery, w organicznych wypełnieniach późnoglacialnych paleomeandrów zaznaczają się tylko dwa okresy powodziowe – sprzed rozcięcia (młodszy dryas) i późnośredniowieczny wzrost wielkości wezbrań (Lipps, Caspers 1990).

**II – starorzecza w brzeźnych częściach szerokich równin zalewowych pod krawędziami wyższych teras, w znacznej odległości od koryta rzeki.** W niektórych z nich całkowicie brak zapisu powodzi, jak w paleomeandrze Wisły w Czyżynach położonym pod krawędzią terasy lessowej, który został odcięty około  $6450 \pm 130$  BP, a wypełnia go seria organiczna (torfy i torfy sła-

bo zailone), w której udział substancji organicznej przekracza 50% dochodząc często do 80% (Kalicki 1991b). W innych znajdujemy zapis bardzo delikatny (dyskretny) zmian klimatycznych (zailenie torfów przy powodziach zalewających całe dno doliny) (Nowa Huta) – i wyraźny lokalnych zmian związanych z przesunięciem koryta rzeki (Nowa Huta-Łęg B) (Kalicki 1992c; Kalicki, Zernickaya 1995). W przełomie Wisły antropogeniczne zmiany typu sedymentacji na całej równinie zalewowej w ostatnich stuleciach zostały zapisane w subborealnym paleomeandrze (Szczekarków A), w którym organiczne wypełnienie zostało przykryte w ostatnich stuleciach warstwą mułków ilastych (Pożaryski, Kalicki 1995). W niektórych paleomeandrach tak położonych znajdujemy także zapis faz klimatycznych lub antropogenicznego wylesienia zbocza lub krawędzi terasy. W pierwszym przypadku starorzecze Wisłoki zostało zasypane stożkiem napływowym około 8500 BP (Alexandrowicz i in. 1981). W drugim przypadku osady starorzeczne przykryły deluwia lub stożki napływowe dopływów i z rozcięć erozyjnych. Sytuacja taka miała miejsce w dolinie Wisły (Pleszów) i Łaby (Tišice) w neolicie (Wasylikowa i in. 1985; Dreslerova 1995b), Wisły (Ściejowice) i Niemna (Podbarany II) w średniowieczu (Kalicki i in. 2000) oraz Wisły (Wyciąże) i Zachodniej Berezyny (Olesznyiata) w ostatnich stuleciach (Kalicki 1993a, b; Kalicki i in. 2005).

**III – starorzecza położone w pobliżu koryta z pełniejszym zapisem zmian częstości powodzi w ciągu całego holocenu** (np. Altmühl – Hilgart 1995) lub jego części (np. Borek – Kalicki i in. 2005). Przy bardzo dokładnym rozpoznaniu geomorfologicznym możliwa jest także szczegółowa interpretacja sytuacji paleogeograficznej (por. Kalicki, Zernickaya 1995; Kalicki 1996a). Oprócz informacji paleoklimatycznej zmiany uziarnienia osadów klastycznych w paleomeandrach (Lasówka, Rybitwy) niosą w sobie zapis przemieszczania się koryta Wisły po równinie zalewowej i antropogenicznych zmian w całym dorzeczu (Kalicki 1991b, 1996). Wypełnienie paleomeandrów w Lasówce i Rybitwach, odciętych na początku atlantyku, rozpoczynają mułki piaszczyste przechodzące ku górze w mułki organiczne przewarstwione piaskami. Po całkowitym odcięciu starorzeczy narastały w nich silnie zailone torfy (maksymalnie do 36% substancji organicznej), co świadczy o stosunkowo niewielkiej odległości starorzeczy od koryta Wisły. Akumulację organiczną kończą ilaste mułki torfiaste osadzone około 6160±110 BP, przechodzące ku górze w mułki ilaste. Stopniowa zmiana osadów organicznych w klastyczne nastąpiła po awulsji koryta z północy w pobliże starorzeczy (Kalicki, Zernickaya 1995). Od schyłku mezoholocenu Wisła płynęła już w pobliżu paleomeandrów i dzięki temu udało się uchwycić stopniowe grubienie osadów pozakorytowych wraz z nasilającą się antropopresją w dorzeczu Wisły (Kalicki 1991b, 2000a). Kończące wypełnienie mułki są wyraźnie dwudzielne. W dole zalegają mułki ilaste

( $Mz=8,0-9,3\phi$ ), które ku górze przechodzą stopniowo w strefie nurtowej w coraz bardziej pylaste ( $Mz=8,3-6,8\phi$ ), a w brzeżnej nawet pylasto-piaszczyste ( $Mz=7,2-5,3\phi$ ). Te najwyższe klastyczne osady o odwróconej sekwencji można wiązać już z okresem intensywnej działalności człowieka (Kalicki 1991b, 2000a). Przy słabszym rozpoznaniu, jak w przełomie Wisły, przyczyny zmian sedymentacji są niepewne. Niespokojny charakter sedymentacji i grubsza frakcja najmłodszych mad w starorzeczu Szczekarków B, w porównaniu z paleomeandrem Szczekarków A, mogły być związane z bliskością aktywnego koryta. Również w paleomeandrze Niedźwiada trudno rozstrzygnąć, czy wysypanie osadów klastycznych (ogniwo III) w okresie 2090–1670 BP było związane z fazą powodzi, czy z bliskością koryta (por. Pożaryski, Kalicki 1995; Kalicki, Plit 2003).

Analiza wypełnień paleomeandrów z omawianych w tej pracy obszarów pozwala na wyróżnienie okresów, w których następowały zmiany typu sedymentacji w starorzeczach. Najwcześniejsze takie zmiany notowane są w młodszym dryasie w Niemczech (Wezera, Men) i na Białorusi (Niemen – po 10 870 BP), podobnie jak w eoholocenie (Wetter – 9389 i 8930 BP, Niemen – 8970 BP). Znacznie częściej zmiany takie wystąpiły na przełomie boreału i atlantyku, w dolinie Altmühl (zailenie torfów), górnej Wezery (przykrycie torfów madami, wkładki piaszczyste w mułkach), Niemna (przykrycie torfów madami) i w dolinie Wisły koło Krakowa (przykrycie torfów przez mady piaszczyste – Rondo Mogiłskie, lub ilaste – Las Grobla 8540 BP i Drwinka – 7980 BP, zailenie torfów – Nowa Huta po 8860 BP). W atlantyku do paleomeandra Druci zostało wysypane przewarstwienie piaszczyste około 7235 BP, a zgrupowanie takich zmian nastąpiło w dolinie Wisły pod Krakowem w okresie 6800–6100 BP (przykrycie torfów przez mady – Rybitwy – 6780 BP, Łęg B – 6690 BP, Lasówka – 6160 BP) i Raby (Strzelce Małe – 6670 BP). Kolejne takie zmiany były datowane na późny atlantyk w dolinie Druci (5910 i 5720 BP), Wisły podkrakowskiej (Borek – 5600 BP) i Menu (5335 BP), a paleobotanicznie na przełom atlantyku i subboreału w dolinach Zelwianki i Zachodniej Berezyny. W subboreale pojedyncza zmiana tego typu została stwierdzona w dolinie Altmühl około 4500 BP, natomiast ich wyraźne zgrupowanie występuje w okresie 3600–3200 BP w dolinie Wisły pod Krakowem i w jej przełomie (przewarstwienia piaszczyste w Zabierzowie Bocheńskim – pomiędzy 3590 i 3260 BP i w Szczekarkowie B – 3240 BP) oraz na Białorusi (Adrow – 3430 BP). Kolejne przewarstwienie piaszczyste zostało wysypane do paleomeandra Wisły na początku subatlantyku (Zabierzów Bocheński – 2720 BP), natomiast bardzo wyraźne zgrupowanie przypadło na okres 2370–1700 BP w dolinie Wisły (przykrycie torfów przez mady – al. Pokoju – 2370 BP, Zabierzów Bocheński – 2340 BP, Zabierzów Bocheński-Łąki – 1800 BP, przewarstwienia klastyczne

– Niedźwiada pomiędzy 2090 i 1670 BP) a także w dorzeczu Niemna (Zelwianka – 2085 BP, Niemen – 1820 i 1680 BP). W dwóch paleomeandrach dolnego Renu przykrycie torfów przez mady nastąpiło w VI w. n.e., podobnie jak w paleomeandrze Dniepru (1530, 1330 BP). Ponowne zgrupowanie takich zmian przypada na okres około 1000 BP zaznaczający się w dolinie Wisły pod Krakowem (Śmiłowice – 990 BP), ale szczególnie wyraźnie na Białorusi (Berezyna – 1000 BP, Niemen, Zelwianka – około 1000 BP i 885 BP). W ostatnich stuleciach w dolinie Zachodniej Berezyny torfy w starorzeczu przykrył antropogeniczny stożek z rozcięcia erozyjnego (440 BP), a w dolinie Naroczanki torfy w starorzeczu zostały przykryte przez mady (215 BP).

W podobnych okresach notowane są też zmiany sedymentacji w paleokorytach innych rzek w Polsce, choć w niektórych dolinach (np. Proсна) notuje się też takie zmiany w zupełnie innym czasie. I tak u schyłku eoholocenu i na początku atlantyku torfy zostały przykryte madami w dolinie Moszczenicy (Swędów – 8740 BP) (Kamiński 1984a, b, 1989), a w dolinie Wisłoki (Podgrodzie 8390 BP) torfy w starorzeczu przykrył stożek napływowy (Alexandrowicz i in. 1981). W atlantyku przykrycie torfów przez mady zostało zanotowane w dolinie Proсны (Mirków B – 7730 BP) (Kozarski, Rotnicki 1978), w dolinie Wisły w Kotlinie Oświęcimskiej (Bieruń Nowy – 7180 BP) (Klimek 1992, 1995) i dolinie Sanu (Stubno – 6900 BP) (Klimek i in 1997). W subboreale zmiany takie stwierdzono w dolinie Moszczenicy (Warszyce – 4620 BP) (Kamiński 1984a, b 1989), Neru (Lublinek – 4050 BP; Turkowska 1988), Bobru (Wysoka-S – przewarstwienia piaszczyste przed 3520 BP w torfach) (Florek 1984) i Proсны (Mirków C – 3120 BP) (Kozarski, Rotnicki 1978). W subatlantyku koniec sedymentacji organicznej nastąpił około 2500 BP w dolinie Zaleskiej Strugi (Przybylski, Rotnicki 1961). W dolinie Wisłoki był on datowany na okres rzymski (Strzegocice – 1860 BP) (Klimek 1992), a w dolinie Narwi na VI/VII w. (Góra Strękowa – 1430 BP) (Żurek 1990). Także subatlantyckie (po 2490 BP) są wkładki piaszczyste w paleomeandrze Warty (Dąbrowa) (Gonera 1986) i paleomeandrach Bobru (Wysoka N i S), a potem przykrycie torfów przez mady (Florek 1980, 1984; Krupiński 1980), jednak w tych przypadkach brak jest bardziej szczegółowych datowań.

Przedstawione materiały wskazują na to, że zmiany sedymentacji w starorzeczach grupują się w pewnych okresach niezależnie od obszaru i wielkości rzeki. Może to wskazywać, że wiodącą rolę w tych zmianach odgrywa klimat. „Nie pasujące” do całości datowania mogą być spowodowane pojedynczymi wielkimi powodziami, co dotyczy szczególnie wkładek piaszczystych (np. Meziniec w dolinie Druci – 7235 BP). Mogą być też związane z lokalną sytuacją i zmianą położenia koryta rzeki, co odnosi się zwłaszcza do przykrycia torfów przez osady pozakorytowe (np. Bieruń Nowy w dolinie Wisły – 7180 BP).

Tylko bardzo szczegółowa znajomość sytuacji paleogeograficznej pozwala na oddzielenie wpływu czynników klimatycznych, antropogenicznych i lokalnych warunkujących typ sedymentacji w starorzeczach (Kalicki 1996a).

#### 5.3.2.2. MADY I ZMIENNOŚĆ ICH UZIARNIENIA

Osady pozakorytowe, zróżnicowane facjalnie (por. Allen 1965; Florek 1991; Zwoliński 1985), już kilkadziesiąt lat temu budziły żywe zainteresowanie (Reichelt 1953; Strzemiński 1955). E. Natermann (1941) uznał mady za „osad kulturowy” (*kulturbedingtes Sediment*) i w ślad za nim przez długi okres mady, przez wielu badaczy szczególnie niemieckich, uważane były za osad związane z działalnością człowieka (Klimaszewski 1948; Mensching 1951a, b, 1957; Reichelt 1953; Zandstra 1954; Hempel 1956, 1976; Lüttig 1960a, b; Jäger 1962; Mackel 1969; Huckriede 1971; Schirmer 1973; Linke 1976; Ložek 1976; Modderman 1976), i za osad typowy dla okresu subborealu, a szczególnie subatlantyku, spotykany w dolinach rzecznych (Schirmer 1973). Dalsze wyniki badań z różnych obszarów udowodniły jednak, że mady osadzały się we wszystkich okresach późnego glacjału i holocenu, choć z różną szybkością (np. Pożaryski 1955; Starkel 1960; Mackel 1969; Schirmer red. 1980, 1983, 1990; Glasko, Folomeev 1981; Aleksandrovsky i in. 1987; Rutkowski 1987; Buch 1988; Lipps 1988; Rother 1989; Lipps, Caspers 1990; Gerlach 1990; Kalicki 1991c, 1995c, 1996b, 2000a, b; Thomas 1993; Havliček, Smolikova 1994; Hilgart 1995; Musil 1995; Antoine 1997; Panin, Karevskaya 2000; Sycheva i in. 2003; Kukulak 2004). Potwierdziły to także dalsze badania w samych Niemczech (por. Houben 1997), choć wielu autorów w dalszym ciągu ich pojawienie się i sedymentację wiąże ściśle z czynnikiem antropogenicznym (np. Lipps 1988; Klimek 1988, 2003; Hiller i in. 1991; Pastre i in. 1991; Litt 1992; Brown, Keough 1992a, b; Alexandrowicz 1996), który niewątpliwie znacząco oddziaływał od średniowiecza (np. Schirmer 1995; Klimek 1996; Houben 2003) i zapoczątkowywał akumulację mad w małych zlewniach górskich w ostatnich stuleciach (np. Mackel, Zollinger 1995; Hong 1995; Klimek i in. 2003; Houbrechts i in. 2004; Kukulak 2004). Dlatego w literaturze niemieckiej dalej utrzymuje się rozróżnienie terminologiczne osadów pozakorytowych w zależności od wieku. Osady takie ze schyłku plejstocenu i spotykane na niskich terasach (*Niederterrassen*) noszą nazwę *Hochflutlehmen*, natomiast holocenijskie mady przykrywające aluwia korytowe równiny zalewowej *Aulehmen*. Ostatnio także w polskiej literaturze S.W. Alexandrowicz (1996) zaproponował rozróżnienie między dwoma terminami „mada”, czyli osadami akumulowanymi głównie w neholocenie i związanymi z działalnością człowieka oraz „osady pozakorytowe”, czyli osady starsze. Jest to próba pogodzenia starszych poglądów „antropogenicznych” z nowymi danymi świadczą-



mi o tym, że osady pozakorytowe są naturalnie związane z działalnością rzeki meandrowej bez względu na wiek i spotykamy je niemal we wszystkich formacjach geologicznych poczynając od proterozoiku (np. Zeman, Ružičková 1995). Dlatego takie rozróżnienia terminologiczne wydają się mało uzasadnione.

Wyniki badań na obszarze zachodnim, głównie w Niemczech i dorzeczu Morawy, udowodniły, że mady sedymentowały w całym okresie postglacjalnym i możemy je pogrupować wiekowo na:

- **mady przedallerödzkie** (nierozdzielone) często zamknięte od góry glebą allerödzką stwierdzono w dolinie górnego (Lang za Houbenem 1997) i środkowego Lahn (Heine 1970), środkowego Renu (Heine 1982; Schirmer 1990), górnego Menu (Schirmer 1980, 1983b, c), dolinie Wetter (z najstarszego dryasu 13 687 BP i 13 337 BP oraz böllingu 12 248 BP – Houben 1997, 2003);

- **mady allerödzkie** w dolinie środkowego Lahn (Mäckel 1969), dolnego Menu (Protsch, Semmel 1978) i Wetter (11 586, 11 189 BP – Houben 1997, 2003), górnego Dunaju (Buch 1988; Hilgart 1995);

- **mady młododryasowe** z wkładkami tufów Laacher See w dolinach Lahn (Mackel 1969), Wetter (Bibus 1973) i środkowego Renu (Heine 1982; Schirmer 1990);

- **mady późnoglacialno/wczesnoholoceńskie** zamknięte glebą datowaną na około 8500 BP w dolinie Renu (Scharpff 1977), Lahn (Mäckel 1969), dolinie Wezery i Menu (Rohdenburg 1965; Wildhagen, Meyer 1972a, b; Vandenberghe 1992; Houben 1997), dolinie Wetter (9389 BP, 8930 BP – Houben 1997; Lang, Nolte 1999), dorzeczu Neckaru (9290 BP – Groschoff 1961), dolinie środkowej Leine (starsze niż 8970 BP – Pretzsch 1994) oraz mady przedatlantyckie w dolinie Hany (Havliček 1993, 1994)

- **mady z przełomu boreału i atlantyku** w dolinie Wetter (8648 BP – Houben 2003), Izary (8205 BP – Schellmann 1990) i górnej Wezery (Thomas 1993)

- **mady atlantyckie** – eo-mezoholocene mady w dolinie Ilme (Hagedorn, Rother 1992), atlantyckie, ilaste i bardziej piaszczyste około 5000 BP w dolinie Renu (Scharpff 1977), środkowej Leine (Pretzsch 1994), atlantyckie o dużej miąższości nad środkowym Neckarem (Bibus, Wesler 1995) i małej w dolinie Lahn (Mäckel 1969) oraz Grünbach (Hahn 1992), mady z pierwszej połowy mezoholocenu w dolinie Dunaju (Hilgart 1995), Lahn (po 7100 BP i przed 6930 BP – Mäckel 1969; Huckriede 1972a, b), Wetter (6912–5712 BP – Houben 2003), trzy serie w dolinie Białej Elstery i Pleisse (6960–5680, 5680–5110 i po 5110 BP – Hiller in. 1991; Litt 1992), w dolinie Menu (5335 BP – Jockenhövel 1986) oraz mady z przełomu atlantyk/subboreał w dolinie górnej

Wezery (Thomas 1993) oraz zarówno w zlewni niezasiedlonej Bogenbach (Heine, Niller 2003), jak i w dolinie Altmühl, gdzie w tych madach stwierdzono pyłek roślin synantropijnych (Hilgart 1995)

– **mady subborealne** – bezwęglanowe mady w dolinie górnego (Schirmer 1988) i dolnego Renu (MHI – Verschlemungsphase około 5–4 ka BP – Brunacker 1978; Klostermann 1992), mady subborealne w dolinie górnej Werry (Hong 1995) i Muldy (Hiller in. 1991), antropogeniczne mady (pyłek roślin synantropijnych) w dolinie Altmühl z około 4500 BP i z około 3400–3300 BP (Hilgart 1995), seria mad z około 3500 BP w dolinie Dunaju (Buch 1990), seria mad w osi doliny Wetter (3442, 3360, 3215 BP (Lang, Nolte 1999; Houben 2003) i mady z około 3000 BP w dolinie dolnego Menu (Jockenhövel 1986), mady w dolinach Białej Elstery i Pleisse starsze od 3340 i 2940 BP (Hiller in. 1991), mady w dolinie Morawy (3560, 3180 BP – Havlíček 1993, 1994), Dyji (3720, 3255, 3188 BP – Havlíček 1993, 1994) i Igławy (3420 BP – Havlíček 1993, 1994) oraz mady z okresu brązu i żelaza w dolinie Wezery (Lipps 1988; Thomas 1993) i mady o niewielkiej miąższości z późnego brązu/wczesnego okresu żelaza na obszarach lessowych Turynгии (Jager 1962)

– **subatlantyckie** – węglanowe i bardziej gruboziarniste mady górnego Renu (Scharpff 1977; Schirmer 1988), mady w dolinie Sieg osadzone po okresie lateńskim (Heusch i in. 1996) i w dolinie Izary w okresie żelaza i rzymskim (2600–1500 BP – Schellmann 1990), mady z okresu żelaza w dolinie górnej Werry (Hong 1995), najstarsza seria mad w dolinie środkowej Leine deponowane od początku subatlantyku do XII–XIII w. (Pretzsch 1994) oraz antropogeniczne mady w dolinie Altmühl z około 2600–2500 BP (Hilgart 1995). W okresie subatlantyku rysuje się kilka faz wzmożonej akumulacji. W okresie lateńskim osadzały się mady o małej miąższości w dolinie Grünbach (Hahn 1992), dolinach Schwarzwald (Mäckel, Zollinger 1995) oraz mady w dolinach Wetter (Houben 1997, 2003; Lang, Nolte 1999), Kleine Laaber (po 2520 BP – Heine, Niller 2003) i Morawy (2500 BP – Havlíček 1993). W okresie rzymskim akumulowane były węglanowe mady nad górnym (Hirschfeld za Schirmerem 1973) i dolnym Renem (Hoppe 1970; Klostermann 1989, 1992), a także w jego dorzeczu w Schwarzwaldzie (Mäckel, Zollinger 1995), dolinie Menu (poniżej gleby Hochstadt – Kessler 1962; Schirmer 1990), Wetter (Houben 1997, 2003; Lang, Nolte 1999), dolinie Dunaju około 2000 BP (Hilgart 1995) i po II w. n.e. (Buch 1990), dolinach Białej Elstery i Pleisse od II w. n.e. (Hiller in. 1991), dolinie Morawy (2150 BP – Havlíček 1993), Svatki (1715 BP – Havlíček 1993, 1994) i Opawy (1670 BP – Havlíček 1994). Wczesnośredniowieczne mady węglanowe osadzały się w VI w. nad dolnym Renem (Hoppe 1970; Klostermann 1989, 1992), antropogeniczne mady w dolinach Schwarzwald (kolonizacja germańska) (Mackel, Zollinger 1995), gór-

nej Leine (Willerding 1960; Rohdenburg 1965) i Łaby (od 1620 BP i od 1160 BP – Ružičková, Zeman 1994a), intensywnie były deponowane w dolinie Wezery (Lipps 1988), a maksimum przyrostu mady wystąpiło w tym okresie w dolinach Grünbach (Hahn 1992) i Kinzig (Seidenschwann 1985). Mady średniowieczne o dużej miąższości znane są z obszarów lessowych Turynгии (Jager 1962), a ponadto z dolin Leine (Mensching 1951a, b), górnej Werry (Hong 1995), górnej Wezery (Thomas 1993), Dunaju (Hilgart 1995), Altmühl (IX–XII w. – Hilgart 1995), Menu (powyżej gleby Hochstadt – Kessler 1962; Schirmer 1990) i Wetter, w której mady od X w. przykryły całe dno (1153 BP – Houben 1997, 2003; Lang, Nolte 1999). Późnośredniowieczno/nowożytna, najintensywniejsza faza akumulacji antropogenicznych mad, ściśle związana z historią osadnictwa, wystąpiła w dolinach małych cieków Schwarzwald (Mackel, Zollinger 1995). Dwie fazy narastania pokryw znane są z doliny Grünbach (późnośredniowieczna i od XIX w. – Hahn 1992), środkowej Leine (od XII–XIII w. do 1850 oraz młodsza niż 1850 AD – Pretsch 1994), Ilme (VIII–XIV w., i XV w. – Hagedorn, Rother 1992). Mady nowożytne opisane zostały m.in. z doliny Wezery (Lipps 1988) i Leine (Mensching 1951a, b; Willerding 1960; Rohdenburg 1965).

Z obszaru Białorusi dane są mniej liczne, ale również na tym obszarze pokryw madowe narastały w pewnych okresach, może nawet lepiej czytelnym niż na obszarze zachodnim:

- **mady młododryasowe** znane są tylko z doliny Niemna (po 10 870 BP),
- **mady eoholocenijskie** były akumulowane w dolinie Dniepru (10 170, 9970, 9640, 8880 BP), Dźwiny (po 9160 BP) i Niemna (po 8970 BP),
- **mady z przelomu boreалу i atlantyku** osadzały się w dolinie Dźwiny (8590 BP oraz po 8440 BP i po 8240 BP) i Niemna (8590 BP i datowane pyłkowo na boreał/atlantyk),
- **mady atlantyckie** znane są z doliny Łuczosi (po 7400 BP i po 6985 BP) i Druci (po 5910 BP i po 5720 BP),
- **mady ze schyłku atlantyku** osadzały się w dolinie Dźwiny (5730, 5680, 5300, 5050 BP), Uszy (po 5600 BP) i Dniepru (po 5450 BP i po 5040 BP),
- **mady subborealne** znane są tylko z doliny rzeki Adrow (po 3431 BP)
- **mady subatlantyckie** były akumulowane w kilku etapach. Najstarsze występują w dolinie Kasplii (po 2630 i po 2620 BP). W okresie rzymskim osadzały się w dolinie Dniepru (po 2130 BP), Zelwianki (po 2085 BP), Niemna (po 1820 BP i po 1680 BP) i Łuczosi (po 1620 BP). Kolejne pokryw zaczęły narastać około 1000 BP w dolinie Kasplii (po 1170 BP), Druci (po 1150 BP), Berezyny (1000 BP), Dniepru (po 940 BP, początek XI w.), Zelwianki (po 885 BP i pyłkowo około 1000 BP), Dźwiny (2 profile datowane

pyłkowo na ok. 1000 BP) i Soży. Mady nowożytnie stwierdzono w dolinie rzeki Adrow (po 749 BP). Ich intensywną akumulację stwierdza się od 550 BP w dolinie Dniepru, podobnie jak w dolinie Neropli (po 510 BP), Poczalicy (po 515 BP), a w ostatnich stuleciach i dziesięcioleciach mady narastały w dolinie Naroczanki (215 BP) i Druci (datowane  $^{14}\text{C}$  na okres współczesny).

Również na analizowanych odcinkach doliny Wisły pokrywy madowe ulegały sedymentacji w późnym glacie i holocenie choć z różną intensywnością, a szczegółowe badania pozwalają na uchwycenie pewnych prawidłowości w zmianach ich uziarnienia (Kalicki 1991c, 1996b, 2000a).

Już W. Pożaryski (1955) wydzielał w przełomie Wisły dwie różnowiekowe pokrywy mad, starą – gliniastą i młodą – piaszczystą, których wykształcenie zostało później związane z rozwinięciem rzeki, odpowiednio – meandrowym i roztokowym (Myślińska 1980). Różnowiekowość pokryw została też stwierdzona koło Warszawy, gdzie Z. Biernacki (1968) wydzielił dwie serie: dolną, która była akumulowana od końca neolitu do okresu halsztackiego (4500–2500 BP) i górną, składaną od roku 1400 do dziś, z maksimum w XIX w. Te dwie pokrywy są rozdzielone poziomami próchnicznymi z okresu 2500 BP–1400 AD, gdy człowiek schodził na równinę zalewową, o czym świadczą znalezione tu pochówki z III w. p.n.e. oraz I i II/III w. n.e. Wyniki późniejszych badań z przełomu Wisły przez wyżyny (Pożaryski, Kalicki 1995; Kalicki, Plit 2003) pokazały, że uziarnienie nie jest wyznacznikiem wieku mad, lecz związane jest ze zróżnicowaniem facjalnym. Mady pylaste przeważały na tym odcinku aż do czasów nowożytnych. W holocenie akumulacja mad występowała głównie w okresach wzmożonej aktywności rzeki (po 5170, po 3670, po 700 BP), a w oparciu o artefakty archeologiczne można te fazy datować na przełom atlantyku i subborealu, okres żelaza i XVI w. W okresach względnego spokoju na równinie zalewowej wykształcały się gleby. Dopiero w ostatnich stuleciach wraz z tendencją do dziczenia rzeki nastąpił gwałtowny wzrost tempa akumulacji, zmiana składu i charakteru osadów powodziowych.

W Kotlinie Sandomierskiej duża szerokość doliny Wisły powoduje, że poszczególne włożenia aluwii (Kalicki 1991c) przykrywają najczęściej mady o wieku analogicznym do wieku osadów korytowych (Kalicki 1996b). Do wyjątków należą profile fosylnych równin zalewowych zachowanych pod pokrywą młodszych mad (Kalicki, Krąpiec 1994). Brak jest tutaj staroholocennskich równin zalewowych nie przykrytych młodszymi osadami, jakie spotykamy w dolinie Wiśłoki (Kowalkowski, Starkel 1977). Natomiast w obrębie późnoglacialnych równin aluwialnych następstwo facjalne mad jest bardziej zróżnicowane (Kalicki 1996b). W okresie holocenu funkcjonowały one jako starsze równiny zalewowe na zewnątrz pasów meandrowych, a później jako baseny powodziowe. Następowo w nich pionowe narastanie mad w wy-

niku dekantacji, okresowo zaburzane bliskością koryta i akumulacją osadów równin zalewowych, glifów krewasowych lub na skutek zasypiania stożkiem bocznego dopływu Wisły (Gębica 1995; Kalicki 1996b). Wypełnione osadami organicznymi i mady opuszczone starorzecza są z reguły widoczne w morfologii, choć w specyficznych warunkach, które mogą być spowodowane bliskością czynnego pasa meandrowego, może nastąpić pełne sfosylizowanie starorzecza i przykrycie go osadami wałów przykorytowych lub równiny zalewowej.

Mady były osadzane na odcinku poniżej Krakowa w ciągu całego postglaçału, jednak z różną intensywnością. Zwiększenie tempa akumulacji mad prowadziło do zmiany typu sedymentacji na równinach zalewowych, np. przykrycie przez mady osadów organicznych, torfów czy gleb. Datowane profile madowe grupują się w pewnych okresach zgodnych z fazami wzmożonej aktywności rzek opracowanymi szczegółowo dla doliny Wisły koło Krakowa: starszy i młodszy dryas, 9800–9300, 8500–8000, 6700–6000, 5500–5000, 4500–4000, 3500–3000, 2700–2600, 2200–1800 BP, V–VI w., X–XI w., XIII–XIV w. i mała epoka lodowa (Kalicki 1991c, 1996b, c). Na początku fazy wzdłuż aktywnego koryta osadzały się mady pylasto-piaszczyste i równocześnie wskutek częstszych powodzi zalewających całe dno doliny dochodziło do zailenia torfów w brzeźnych częściach doliny oraz akumulacji mad ilastych w obniżeniach, np. starorzeczach lub basenach powodziowych. W środkowym etapie wskutek przyspieszenia lateralnej migracji meandrów tworzyły się nowe segmenty równiny zalewowej – odsypy meandrowe przykryte piaszczystymi mady. W końcowym etapie wskutek awulsji koryta następowała akumulacja mad ilastych w innej strefie doliny, w pobliżu której przerzuciło się koryto (Kalicki 1996a).

Od środkowego holocenu nasiliły się antropogeniczne zmiany środowiska w zlewni górnej Wisły i erozja gleb, które początkowo miały lokalny charakter (np. Wasylikowa i in. 1985). W mniejszych dolinach odwadniających wyżyny lessowe zaznaczały się one zmianą typu mad (Kosmowska-Suffczyńska 1983; Rutkowski 1984, 1991; Śnieszko 1985; Alexandrowicz 1988; Kruk i in. 1996). S.W. Alexandrowicz (1992, 1996) wydzieliła trzy fazy narastania późnoholocenijskich (subborealnych i subatlantyckich) pokryw mad węglanowych z malakofauną w południowej Polsce i wiąże je z działalnością człowieka. Najstarsza faza, neolityczna (5–4 ka BP), była związana według S.W. Alexandrowicza (1996) z kulturą pucharów lejowatych (KPL) i wystąpiła na Wyżynie Krakowskiej (4990 BP, 4970, 4680, 4590, 4480 BP; Alexandrowicz 1988, 1996; Rutkowski 1991) i Miechowskiej (4970, 4600, 4530 4330 BP; Kruk i in. 1996; Michno 2004), na przedpolu Sudetów (4270±60 BP; Alexandrowicz, Teisseyre 1991), a nawet w Beskidach (4060±50 BP; Alexandrowicz

1996), co wydaje się o tyle zastanawiające, że mady te wyprzedziły zasadniczą fazę zasiedlania tych gór wydzielaną w oparciu o źródła archeologiczne (por. Valde-Nowak 1988). Druga faza była związana według S.W. Alexandrowicza (1996) z kulturą łużycką i stwierdzona została na Wyżynie Krakowskiej (3330, 2930 BP; Rutkowski 1991; Alexandrowicz 1996) i Miechowskiej (3520, 3460, 3410; 3150, 3090 BP; Alexandrowicz 1996; Kruk i in. 1996; Michno 2004), na przedpolu Sudetów (Alexandrowicz, Teisseyre 1991) i w dolinie Bugu (2770 BP; Alexandrowicz; Dolecki 1991). Wkroczenie człowieka w okresie brązu w Karpaty (Valde-Nowak 1988) zaznaczyło się wzmożoną akumulacją mad od 3000 BP także w dolinie Wisły, szczególnie w Kotlinie Oświęcimskiej (Klimek 1988) oraz sypaniem pylastych wałów przykorytowych na stożku Raby (Gębica 1995). W okresie lateńskim i rzymskim w dolinie Wisły występuje wyraźna agradacja i fosylizacja fragmentów starszych równin zalewowych przez młode pylasto-piaszczyste mady (Kalicki, Krąpiec 1994) oraz wzmożona akumulacja mad w dolinach dopływów wyżynnych (2450, 2280, 1950, 1650 BP; Alexandrowicz 1988; Rutkowski 1991; Michno 2004) i karpackich (Klimek, Starkel 1974; Alexandrowicz i in. 1981), jak i na przedpolu Sudetów (2390 BP; Alexandrowicz 1996). W czasie najmłodszej fazy (Alexandrowicz 1996), średniowiecznej, szybkość akumulacji lokalnie była kilkakrotnie większa niż wcześniej, dlatego mady osiągają znaczne miąższości. W obrębie tej fazy można wyróżnić 3 etapy narastania pokryw: I – 1450–1250 cal. BP (VI–VII w.) (Wyżyna Krakowska i Karpaty; Alexandrowicz 1988, 1990, 1996; Rutkowski 1991), II – 1050–850 cal. BP (X–XI w.) (Karpaty, Pogórze Karpackie i Wyżyna Miechowska; Alexandrowicz 1990, 1996; Alexandrowicz, Chmielowiec 1992; Alexandrowicz W.P. i in. 1992; Michno 2004), III – 550–450 cal BP (XV–XVI w.) (Karpaty, Wyżyna Krakowska i Miechowska, dolina Bugu; Alexandrowicz W.P. 1991; Alexandrowicz, Dolecki 1991; Alexandrowicz 1996, 2004). Na Wyżynie Krakowskiej i Miechowskiej te średniowieczno-nowożytnie mady (rolnicze, lessowe, historyczne) ze śladami gleb kopalnych są oddzielone od starszej pokrywy neolitycznych mad mineralno-organicznych poziomem gleby kopalnej, ale słabo wyrażonej (Alexandrowicz 1996; Michno 2004). Okresy te charakteryzują się dość zróżnicowanym klimatem, zaś depozycja młodszych mad kontrolowana była przez lokalne warunki takie jak: wzrost populacji ludzi, wylesienie i intensywność użytkowania ziemi (Alexandrowicz 1996). Równocześnie jednak uderzająca zbieżność okresów depozycji mad w dolinach dopływów i w samej dolinie Wisły, jak i synchroniczność tych faz akumulacji z okresami wzmożonej aktywności Wisły (Kalicki 1996b), może sugerować inne niż antropogeniczne uwarunkowania tych faz. Jedną z nich dodatkowo występuje w okresie wyraźnego spadku zaludnienia w okresie wędrówek ludów, co dodatkowo potwierdza jej „klima-

tyczny” charakter. Najmłodsze fazy osadzania mad nowożytnych w dolinie Wisły zaznaczyły się przewarstwieniami w torfach i poziomach kulturowych (Radwański 1972), a zabagnione dna dolin bocznych zostały przykryte warstwą deluwii lessowych (Kosmowska-Suffczyńska 1983).

Rozwój mad w XIX w. został ograniczony przez regulację koryta i obwałowanie Wisły. Od tego okresu sedimentacja ograniczona jest do międzywala (Dembowski 1984; Rutkowski 1986a, b). Rzeki przedpola Karpat rozcięły starsze równiny zalewowe i sedimentacja mad ogranicza się do strefy przy korycie (Klimek 1974). Najmłodsze mady („mady przemysłowe”) różnią się wyraźnie składem mineralogicznym, co udowodniły badania osadów z międzywala (Klimek, Zawilińska 1985; Rutkowski 1986a, b; Macklin, Klimek 1992) i najmłodszych starorzeczy w Krakowie (Ciszewski i in. 1996), jak i zawartością radionuklidów w aluwiach górnej Wisły (Jasińska i in. 1996). Podobne różnice, m.in. obecność mialu węglowego, stwierdzono w najmłodszych madach w dolinie Saary (np. Zöller 1985).

Jak pokazuje przeprowadzona powyżej analiza, mady narastały w dolinach środkowoeuropejskich przez cały okres późnego glacjału i holocenu, choć z różną intensywnością. Okresy narastania pokryw osadów pozakorytowych na wszystkich trzech obszarach wykazują bardzo dużą zbieżność, pomimo dzielących je wielkich różnic w rozwoju kultur archeologicznych i czasu neolityzacji. Zbieżność ta nie dotyczy tylko okresu późnego glacjału czy eholocenu (np. mady z przełomu boreału i atlantyku w dorzeczach Renu, Wezery, Dunaju, Wisły, Dźwiny i Niemna), ale również mezo- i neoholocenu. Obszar zachodni i centralny już w mezoholocenie został zajęty przez kultury neolityczne i dlatego pojawiające się w tym czasie pokrywy madowe są uważane przez większość autorów za antropogeniczne. Natomiast niemal cały obszar Białorusi był jeszcze wtedy zajęty przez kultury zbieracko-łowieckie. Jednakże mady z przełomu atlantyku i subboreału pojawiają się w dolinach niezależnie od typu gospodarki na danym obszarze, np. niezasiedlona zlewnia Bogenbach, mady z pyłkiem roślin synantropijnych w dolinach Altmühl i Menu, mady w dorzeczach Soławy oraz górnej i środkowej Wisły zajętych przez kultury neolityczne, ale również w dolinach Dniepru, Dźwiny i Uszy z kulturami o gospodarce przyswajalnej. Podobnie sytuacja wygląda w czasie kolejnej fazy narastania tych pokryw (3500–3000 BP), choć niewątpliwie daje się zauważyć wyraźną różnicę pomiędzy obszarami zajętymi przez kultury rolnicze, gdzie takie pokrywy są powszechne, a obszarem Białorusi z dominującą gospodarką zbieracko-łowiecką, gdzie są sporadyczne. W madach białoruskich brak jest pyłku roślin związanych z człowiekiem, choć w tym okresie notujemy już w dolinie Ptyczy najstarsze, holocenijskie deluwia, najprawdopodobniej antropogeniczne. W subatlantyku można wyróżnić cztery fazy narastania tych pokryw za-

znaczące się jednocześnie na wszystkich obszarach (z wyjątkiem okresu wczesnośredniowiecznego na Białorusi), choć z różną intensywnością. Są to okres lateński i rzymski, wczesne średniowiecze, okres około 1000 BP i czasy nowożytny. W większości dolin niemieckich, czeskich czy polskich zwiększenie miąższości mad notuje się od okresu rzymskiego, czemu towarzyszy wzrost denudacji i ilości substancji terrygenicznej w zbiornikach (Borówka 1992) oraz pojawienie się licznych pokryw koluwalnych i deluwialnych (np. Sinkiiewicz 1994; Fetzer i in. 1995; Twardy 1995, 2004; Smolska 2002; Twardy i in. 2004). Natomiast na Białorusi niewątpliwie antropogeniczne mady pojawiają się dopiero około 500 BP, podobnie jak stożki koluwalne.

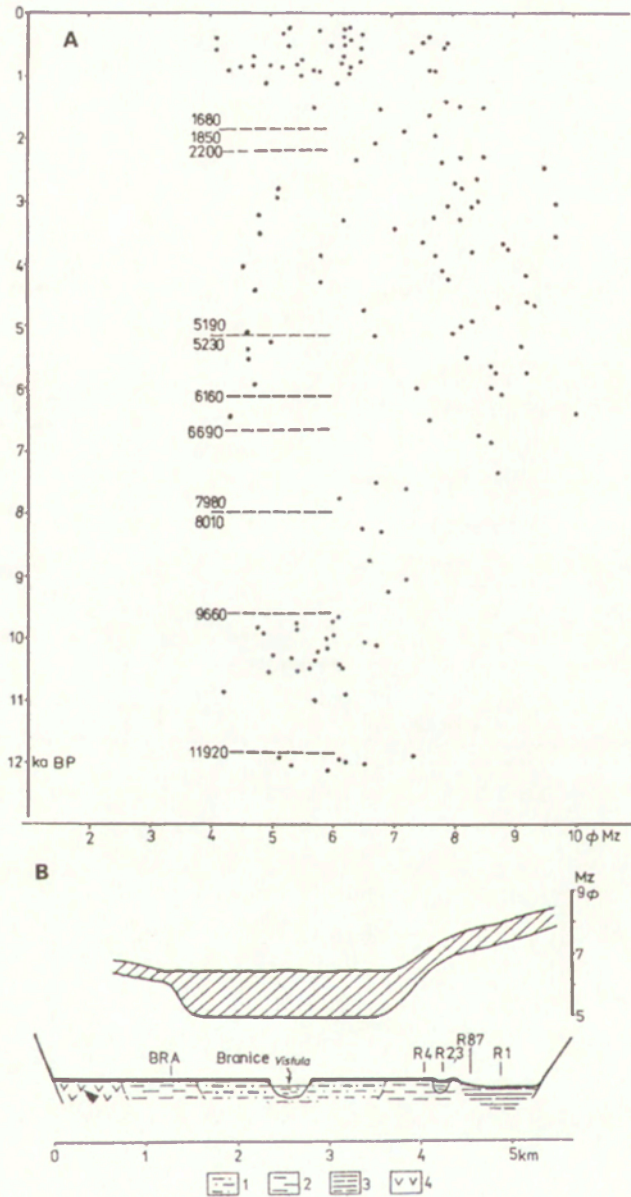
Szczegółowa analiza prac dotyczących dolin wyżynnych dopływów Wisły (Rutkowski 1984, 1991; Pazdur, Rutkowski 1987; Rutkowski i in. 1988; Alexandrowicz 1988, 1997; Śnieszko 1995; Michno 2004) pozwala zauważyć diachronizm narastania osadów pozakorytowych podobny do zauważonego przez A.G. Browna (1990) w dolinie Perry. Zarówno subborealne mady, jak i mady z ostatniego tysiąclecia narastały o kilkaset lat wcześniej w górnych odcinkach dolin dorzecza Rudawy (5260–4990 BP), Prądnika (4970 BP) niż w ich dolnych odcinkach, odpowiednio 4680–4590 BP i 4480 BP. Jeszcze większa różnica zaznacza się w dolinie Nidzicy, gdzie zmiana akumulacji z mad pylasto-organicznych na lessowe nastąpiła znacznie wcześniej w górnej części doliny (3460 BP), niż w dolnej (ok. 1000 BP) i ujściowej (ok. 500 BP).

#### ZAPIS ZMIAN ŚRODOWISKA W UZIARNIENIU MAD

Na tym ogólnym tle paleogeograficznym rysuje się bardziej szczegółowy obraz oparty na zmianach w składzie granulometrycznym mad. W Polsce tego typu badania były prowadzone w szeregu dolin zarówno górskich (np. Bahranowski i in. 1984), wyżynnych (np. Ludwikowska-Kędzia 2000), jak i nizinnych (np. Florek i in. 1990; Florek 1991; Szmańda 1998, 2004; Kordowski 2003).

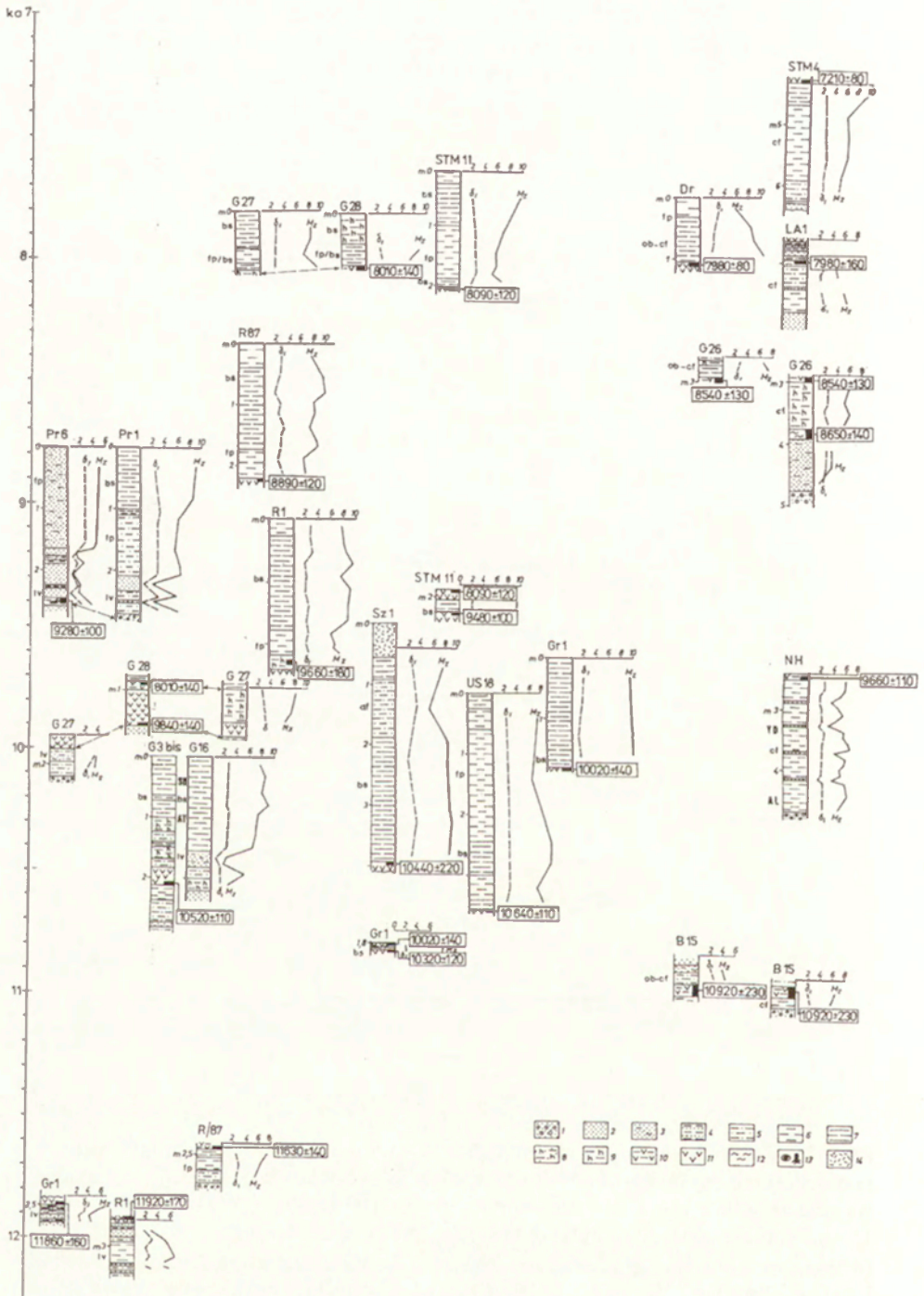
Już w latach 50. w przełomie Wisły przez wyżyny zwrócono uwagę, że pokrywy mad nawet w jednym odcinku mogą być bardzo zróżnicowane granulometrycznie. Wiązano to z ich różnym wiekiem, wydzielając starą (ilastą) i młodą (pylasto-piaszczystą) madę (Pożaryski 1955). Później tą zmienność uziarnienia wiązano z typem rozwinięcia rzeki (Myślińska 1980), a analiza składu mineralnego i granulometrycznego oraz wskaźników inżyniersko-geologicznych tych dwóch serii pokazała, że na zróżnicowanie litologiczne mad wpływa także sposób rozwinięcia doliny rzecznej (typy morfogenetyczne odcinka rzeki) i charakter geologiczno-litologiczny terenów alimentacyjnych (Myślińska i in. 1982). Wszystkie te czynniki muszą być brane pod uwagę przy rozważaniach nad uziarnieniem mad. Również w innych odcinkach lub





Ryc. 77. Zróżnicowanie uziarnienia (Mz – średniej średnicy) późnoglacialnych i holocenijskich osadów pozakorytowych Wisły koło Krakowa (A) i mad z ostatniego tysiąclecia w przekroju poprzecznym tej doliny (B) (Kalicki 1991c, uzupełnione). 1 – mułki piaszczyste, 2 – mułki pylaste, 3 – mułki ilaste, 4 – torfy

Differentiation of grain size of overbank deposits of the Vistula river near Cracow both during Late Glacial and the Holocene (A) and from the last millennium in the section across the valley (B) (after Kalicki 1991c, completed). 1 – sandy silts, 2 – silts, 3 – clayey silts, 4 – peats



dolinach starano się powiązać różny skład mechaniczny mad z ich wiekiem (Kowalkowski, Starkel 1977; Rutkowski 1987). W pracach tych nie uwzględniano jednak ogromnego zróżnicowania facjalnego pokrywy madowej, dlatego wnioski te znalazły potwierdzenie tylko w ograniczonym zakresie (por. Kalicki 1991c, 1996b, 2000a; Pożaryski, Kalicki 1995). Biorąc to pod uwagę, za zupełnie nieuzasadnione należy uznać próby odtwarzania na podstawie zmian w uziarnieniu osadów pozakorytowych tylko w jednym profilu ewolucji doliny Raby (por. Alexandrowicz, Wyźga 1992) lub przemian w antropogenicznej erozji gleb w dorzeczu górnego Sanu (por. Klimek i in. 1997; Klimek, Łanczont 1998).

Również na obszarze Niemiec w szeregu dolinach stwierdzono zróżnicowanie uziarnienia różnowiekowych mad lub jednowiekowych mad, ale składowanych na różnych poziomach. I tak, mady średniowieczne w dolinie Wezery deponowane na terasie Stolzenau są dużo drobniejsze niż mady wcześniejsze (późnoglacialne i holocenijskie), natomiast na równinie zalewowej akumulowane były w tym samym czasie mady pylaste, które wskutek wzrostu opadów od XIV–XV w. stały się piaszczyste, a potem ponownie pylaste, w czasach nowożytnych i współcześnie (Lipps 1988; Lipps, Caspers 1990). Te klimatyczne uwarunkowania różnic w składzie mechanicznym zostały zakwestionowane przez J. Hagedorna i N. Rothera (1992), którzy widzą w tym zapis zmian procesów erozyjnych w zlewni Leine i Ilme. Dostawa frakcji ilastej z obszarów lessowych miała powodować sedymentację ilastych osadów pozakorytowych, natomiast rozcinanie piaskowców podłoża akumulację w XIV w. piaszczystych mad w dolinie rzeki głównej. Jednak taka interpretacja wydaje się bardzo wątpliwa, gdyż obszar alimentacyjny dla mad osadzanych nad dolną Wezerą obejmuje znacznie większy obszar niż tylko te dwie zlewnie.

Ryc. 78. Profile osadów pozakorytowych (mad) i wypełnień starorzeczy z doliny Wisły i Raby, których depozycja rozpoczęła się pomiędzy 12 a 7 ka BP (Kalicki 1996b). 1 – żwiry z piaskami, 2 – piaski, 3 – piaski zaglinione, 4 – piaski z przewarstwieniami mulków, 5 – mulki piaszczyste, 6 – mulki, 7 – mulki ilaste, 8 – organiczne mulki piaszczyste, 9 – mulki organiczne, 10 – mulki torfiaste, 11 – torfy, 12 – gytie, 13 – pnie i pniaki czarnych dębów, 14 – nasypy; Facje: bs – basenów powodziowych, lv – wałów przykorytowych, fp – równiny zalewowej, ob.-cf – pozakorytowa w starorzeczach, cf – wypełnienia starorzeczy, af – stożków napływowych, cr – stożków krewasowych; Statystyczne wskaźniki Folka-Warda uziarnienia: Mz – średnia średnica,  $\phi$  – odchylenie standardowe (wysortowanie)

Profiles of overbank deposits (mads) and abandoned channel from the Vistula and Raba valley, deposition of which started between 12 and 7 ka BP (Kalicki 1996b). 1 – gravels with sand, 2 – sands, 3 – silty sands, 4 – sands with interbedding of silts, 5 – sandy silts, 6 – silts, 7 – clayey silts, 8 – organic sandy silts, 9 – organic silts, 10 – peaty silts, 11 – peats, 12 – gyttja, 13 – tree trunks and stumps, 14 – mounds. Facies: bs – backswamp, lv – levee, fp – flood plain, ob-cf – overbank channel fill, cf – channel fill, af – alluvial fan, cr – crevasse; Folk-Ward's statistical parameters of grain size: Mz – mean diameter,  $\phi$  – standard deviation (sorting)



W dolinie górnego i dolnego Renu, w rozróżnianiu wiekowym pokryw madowych jest bardzo pomocna ich węglanowość. Stare mady eo- i mezoholocenijskie (AH1, MH1) są bezwęglanowe i drobniejsze, natomiast młode są węglanowe i grubsze (np. Brunnacker 1978; Schirmer 1988; Klostermann 1992). Również w odcinku doliny Renu pomiędzy Ludwigshafen i ujściem Menu mady eoholocenijskie są piaszczysto-pylaste, atlantyckie i subborealne ilaste, choć wyraźnie bardziej piaszczyste około 5000 BP, a od okresu rzymskiego piaszczysto-pylaste (Scharpff 1977).

Szczegółowa analiza licznych profili z doliny Wisły pod Krakowem i z przełomu, a także profili z innych dolin (Raby, Wisłoki) pozwoliła nie tylko na jakościowe, ale również ilościowe prześledzenie zmian uziarnienia mad od późnego glacjału (Kalicki 1996b, 2000a) (ryc. 77). Materiał wyjściowy z doliny Wisły (42 profile) został zgromadzony z uwzględnieniem wieku osadów oraz podziałem na facje (Kalicki 1996b) (ryc. 78, 79). Jednak mimo dużej ilości profili występuje w dalszym ciągu znaczna wrywkowość informacji wynikająca z posiadanych materiałów. Także dane z Białorusi pozwalają na pewne uogólnienia ilościowe.

Okresy intensywniejszej sedymentacji mad w Kotlinie Sandomierskiej i przełomie Wisły zbieżne są z fazami powodzi, a równocześnie dobrze dokumentują lokalne zmiany koryta (Kalicki 1991c, 1996). W szerokiej dolinie Wisły wykazują one zróżnicowanie nawiązujące z jednej strony do zmian klimatyczno-roślinnych na granicy późnego glacjału i holocenu oraz antropogenicznej działalności w neoholocenie, a z drugiej do odległości od aktywnego koryta (Kalicki 1991c, 1992a, b, 1996) (ryc. 77). W wąskim przełomie stwierdza się w obrębie jednowiekowej pokrywy różnice uziarnienia w zależności od wysokości nad poziom rzeki. Na coraz wyższych fragmentach równiny zalewowej składane są coraz drobniejsze osady (Kalicki 1996b). Dokumentują one jednocześnie zmiany zachodzące w neoholocenie w częstotliwości i charakterze wezbrań (grubsze i bardziej heterogeniczne osady), wywołanych nasilającą się działalnością człowieka. Odbicie to jest różne w zależności od facji.

#### ANALIZA FACJALNA

W dolinie Wisły w facji wałów przykorytowych zaznacza się młododryasowe ożywienie aktywności fluwialnej, gdyż osady są nieco grubsze niż w okresie przedallerödskim. Wały przykorytowe z okresu atlantyckiego były zbudowane ze stosunkowo drobnych osadów i różnice pomiędzy poszczególnymi warstwami były najmniejsze w całym badanym okresie ( $Mz=4,9-5,6\phi$ ), co świadczy o dużej stabilności przepływów. W ostatnich 500 latach osady tej facji stają się najgrubsze w ciągu całego holocenu i późnego glacjału. Nastąpił też zdecydowany wzrost zróżnicowania składu mechanicznego i wysortowa-

nia pomiędzy poszczególnymi warstwami ( $Mz=0,5-3,7\phi$ ), co wskazuje na wyraźny wzrost nierównomierności przepływów Wisły.

W facji równiny zalewowej widać wyraźnie, że najdrobniejsze mady wiślane pochodzą z boreału i atlantyku ( $Mz=7,2-9,2\phi$ ). W późnym glacie mamy odpowiednio  $Mz=5,3-7,3\phi$ , a od końca atlantyku do subatlantyku  $Mz=2,7-7,3\phi$ . Jednak wartości bezwzględne średniej średnicy mad przykrywających odsypy meandrowe zależą bardzo wyraźnie od etapu rozwoju pokrywy madowej. Zróznicowanie takie może występować w obrębie jednego meandra w trakcie jego rozwoju i może zostać utrwalone w wyniku porzucenia koryta na skutek awulsji (np. około 5100–4600 BP) lub regulacji i obwałowania Wisły w połowie XIX w. Prowadzi to do występowania na tych najmłodszych segmentach niepełnej sekwencji mad urywającej się na piaskach zaglinionych. Dlatego piaszczyste mady ( $Mz=3,3-4,5\phi$ ) z XIX w. nie świadczą o nagłej zmianie sedymentacji w tym okresie. Swoim składem w pełni odpowiadają madom późnoatlantyckim ( $Mz=3,2-4,4\phi$ ) występującym w analogicznej sytuacji morfologicznej.

Zmienność uziarnienia mad jest także dobrze widoczna w madach facji basenów powodziowych w dolinie Wisły i Raby, jednak ich precyzyjne datowanie jest bardzo utrudnione wskutek braku poziomów organicznych. Wartości bezwzględne średniej średnicy osadów zależą silnie od odległości od koryta. W basenach bliższych Wiśle spotykamy wartości  $Mz=8,4-8,5\phi$ , a w dalekich na stożku Raby nawet  $Mz=9,8\phi$ . Natomiast w wąskiej dolinie Raby wartości  $Mz$  nie przekraczają  $8\phi$  oscylując najczęściej koło  $7\phi$ .

W facji mad w starorzeczach (ob-cf) uziarnienie osadów wyraźnie uzależnione jest od odległości od koryta. W paleokorytach blisko Wisły były deponowane mady piaszczyste i pylaste ( $Mz=4,3-5,7\phi$ ), a w daleko położonych mady ilaste ( $Mz=8,0-9,2\phi$ ).

Mady akumulowane w tym samym okresie w zależności od facji wykazują zróznicowanie miąższości, np. w młodszym dryasie wały przykorytowe osiągnęły 0,5–0,6 m, a mady dekantujące w basenach powodziowych 0,1–0,3 m.

Również na Białorusi, w wąskiej dolinie Dniepru poniżej Orszy, gdzie od późnego glaciału następowała pionowa akrecja mad, a różnowiekowe pokrywy rozdzielają gleby kopalne (Kalicki, Sanko 1992, 1998), można prześledzić zmianę uziarnienia mad w czasie (Kalicki 1996a). W późnym glacie akumulowane były mułki pylaste ( $Mz=5,9\phi$ ), a w holocenie (aż do 1000 BP) drobniejsze mułki organiczne ( $Mz=6,2-6,4\phi$ ), choć okresowo (fazy większych powodzi?) zbliżone składem mechanicznym do późnoglacialnych ( $Mz=5,9\phi$ ).

### MADY CIEKU GŁÓWNEGO I JEGO DOPŁYWÓW

Analiza kilkudziesięciu profili pozwoliła stwierdzić różnice w miąższości i uziarnieniu mad tej samej facji akumulowanych przez Wisłę i jej dopływ Rabę. Przykładem mogą być osady przedallerödzkich wałów korytowych, kiedy osady Raby są drobniejsze i mają mniejszą miąższość. Sytuacja odwraca się w okresie trwania fazy wzmożonej aktywności (np. około 8000 BP), gdy osady równiny zalewowej Raby są grubsze od mad wiślanych o około  $2\phi$ , mają większą miąższość, a w ich sedimentacji znaczną rolę grają glify krewasowe. Podobnie obserwuje się wyraźny wzrost miąższości, jak i grubości mad z ostatniego tysiąclecia składanych w dolinie Wisłoki (Klimek 1974; Klimek, Starkeł 1974). Zjawiska te związane były z ożywieniem procesów i erozji w zlewniach górskich wywołanych w starszym holocenie zmianami klimatu, a w ostatnim tysiącleciu antropogenicznym wylesieniem, na które nałożyła się zmiana klimatu.

Na Białorusi stwierdzono, że mady deponowane na poziomach o podobnej wysokości (5–6 m) są grubsze w dolinie Dźwiny ( $Mz=4,8\phi$ ) (por. Kalicki i in. 1997b), niż w dolinie jej dopływu - Łuczosy ( $Mz=6,3-5,7\phi$ ) (por. Kalicki, San'ko 1997).

### MADY W OKRESIE CZĘSTSZYCH POWODZI

Około 8000 BP rysuje się także obraz zróżnicowania czasowo-przestrzennego sedimentacji mad w obrębie równiny zalewowej Wisły poniżej Krakowa. Na początku fazy powodzi, w obrębie późnoglacialnych równin aluwialnych blisko Wisły mady organiczne zmieniają się na mady ilaste ( $Mz=8,7\phi$ ), a dalej od koryta (około 0,5 km) zamiast torfów narastają mułki torfiaste. Nasilenie wezbrań spowodowało następnie akumulację mad pylastych, grubszych przy korycie ( $Mz=7,2\phi$ ), drobniejszych dalej od niego ( $Mz=7,5\phi$ ). Po zakończeniu fazy rozpoczęła się sedimentacja ilastych mad w obrębie basenu powodziowego, które jednak również wykazują drobnienie wraz z odległością od koryta ( $Mz=od\ 8,6\ do\ 9,2\phi$ ).

### ZMIENNOŚĆ UZIARNIENIA MAD W PROFILU POPRZECZNYM DOLINY

Zmienność taka, grubsze osady wałów przykorytowych i drobniejsze dalej od koryta, została zaobserwowana już dawno w dolinie Saary (Zadnstra 1954), górnego Menu (Schirmer 1978) i jego dopływu Itz koło Bambergu (Vollrath za Schirmerem 1973). Występuje również na szerokiej równinie zalewowej Wisły koło Krakowa (Kalicki 1991c) (ryc. 77). W celu pełniejszego i kompleksowego zobrazowania tendencji zmian w składzie mechanicznym i wykształceniu osadów powodziowych na równinie zalewowej Wisły omówione zostaną porównawczo profile poprzeczne doliny w boreale (BO) oraz w okre-

się sedymentacji najmłodszych mad subatlantyckich (historycznych?) (SA). W spągu mad przykrywających odsypy meandrowe występują osady facji wałów przykorytowych (BO – Mz=0,9–5,6φ; SA – Mz=1,2–4,7φ) i w boreale przechodzą ku stropowi w mady pylaste z sekwencją prostą (Mz=4,2–6,0φ), a w subatlantyku w mady pylasto-piaszczyste z sekwencją odwróconą (Mz=6,5–4,8φ). Równocześnie na podcinanych starszych fragmentach równiny zalewowej w boreale były akumulowane blisko koryta nieco bardziej ilaste mady (Mz=6,5–6,9φ) niż na odsypach meandrowych. Były one coraz bardziej ilaste wraz ze wzrostem odległości od koryta (Mz=6,9–8,4φ). W obrębie paleomeandrów położonych z daleka od Wisły były deponowane w boreale mułki ilaste (Mz=8,4–10,0φ) z sekwencją prostą, a w subatlantyku mułki ilaste i pylaste (Mz=9,1–5,3φ) z sekwencją odwróconą. W basenach powodziowych w boreale spotykamy mady organiczne, a w subatlantyku mułki ilaste (Mz=9,7–7,8φ) z sekwencją odwróconą.

#### *UZIARNIENIE MAD Z OSTATNIEGO 1000-LECIA*

Jedną z charakterystycznych cech obserwowaną nie tylko w Kotlinie Sandomierskiej, ale również na stożku Wisły koło Drogomyśla (Niedziałkowska i in. 1985), w dolinie Raby (Alexandrowicz, Wyźga 1992) czy przelomie Wisły (Pożaryski, Kalicki 1995), jest odwrócenie sekwencji w najmłodszych osadach powodziowych (Kalicki 1996b, 1997) (ryc 77, 79). Tendencja ta występuje we wszystkich facjach mad z ostatniego tysiąclecia, jednak najwyraźniej zaznacza się w osadach basenów powodziowych i wypełnieniach starorzeczy (Kalicki 2000a). Analiza szczegółowych materiałów publikowanych z doliny Renu (np. Brunacker 1978; Schirmer 1988; Klostermann 1992) pozwala zauważyć analogiczną tendencję – ich grubienie ku stropowi (sekwencja odwrócona). Również w dolinie Dniepru poniżej Orszy z pionową akrecją mad, następuje wyraźna zmiana uziarnienia mad (Mz spada z ponad 6 do 4φ) około 1000 BP (Kalicki 1996a) (ryc. 80). Mady z ostatniego tysiąclecia mają sekwencję odwróconą, a zmiany te można wiązać z intensyfikacją antropogenicznego zagospodarowywania obszaru po włączeniu go do Rusi Kijowskiej (Kalicki, Sanko 1992, 1998).

#### *SEKWENCJA ODWRÓCONA W MADACH*

Jednak nie zawsze sekwencja odwrócona w madach jest związana z antropopresją. Została ona stwierdzona w dolinach na obszarze młodoglacjalnym (Dźwina, Łuczosa), gdzie rzeki wcinają się i jednocześnie okresowo, na co wskazują gleby kopalne, nadbudowują równiny zalewowe (Kalicki, San'ko 1997; Kalicki i in. 1997b). Te dwa, występujące równolegle procesy powodują, że sekwencja odwrócona występuje wtedy zarówno poniżej, jak i powyżej



gleby kopalnej (ryc. 81). W efekcie jedynie coraz większe powodzie niosące coraz grubszy materiał były w stanie wystąpić z koryta i złożyć na równinie transportowany osad.

### 5.3.2.3. GLEBY KOPALNE

Występują dwie opinie dotyczące występowania gleb kopalnych na równinach zalewowych Niziny Wschodnioeuropejskiej (Aleksandrovsky i in. 1987). Pierwsza z nich zakłada ich chaotyczne występowanie w przestrzeni i w czasie, druga wiąże ich powstanie z wahaniami klimatu, tektoniką i zmianami roślinności (Aseev 1959; Makkaveev i in. 1961).

Gleby na równinach zalewowych rozwijały się w okresach z powolnym przyrostem mady, natomiast ich fosylizacja następowała w momencie wzrostu szybkości akumulacji osadów pozakorytowych. Datowanie stropowej 5-centymetrowej warstwy gleby pozwala na ustalenie przybliżonego czasu pogrzebienia gleby. Potwierdza to bardzo dobra zgodność dat z poziomu organicznego (torfu) i wierzchniej (5-centymetrowej) warstwy gleby kopalnej na stanowisku w Skołoszowie (por. Kalicki 1998, 2000c; Kalicki, Sańko 1998b) (fot. 2).

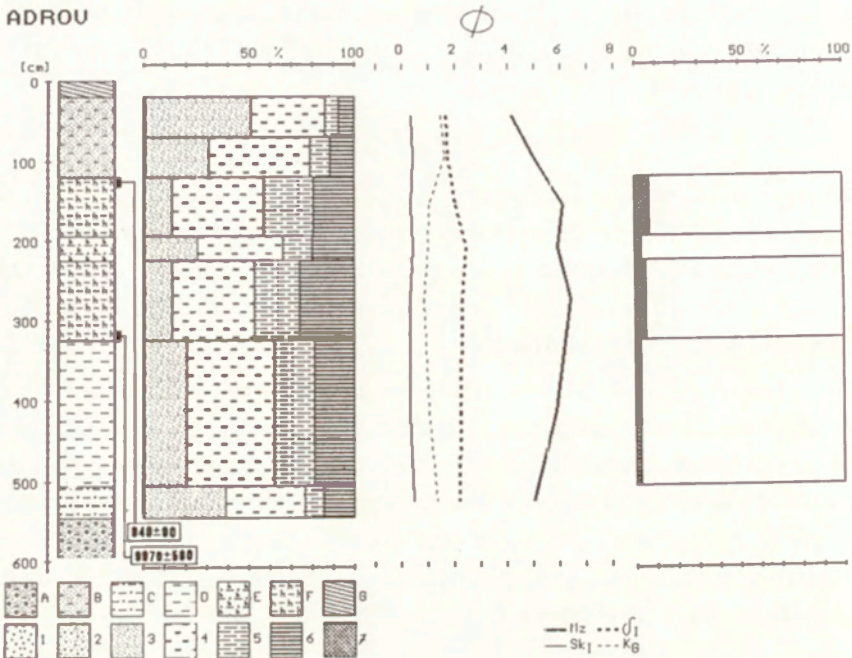
Dotychczasowe badania prowadzone w dorzeczu górnej Wisły pozwoliły ustalić, że gleby kopalne występują w zwężeniach przełomu Wisły przez wyżyny (Falkowski 1982; Pożaryski, Kalicki 1995), a także w dnach dolin wyżynnych (Kosmowska-Suffczyńska 1983; Śnieszko 1995; Alexandrowicz 1997) i pogórskich (Kalicki, Sańko 1998b; Kalicki 2000c). Zostały też stwierdzone w dorzeczu Renu, Dunaju, Łaby, Dniepru i Dźwiny. W dalszych rozważaniach nie uwzględniono natomiast poziomów organicznych (głównie torfów) przykrytych madami, które spotykane są dość powszechnie w Kotlinie Sandomierskiej w paleomeandrach, basenach powodziowych (Kalicki 1996b), a czasem na stożkach napływowych (Niedziałkowska i in. 1977), a także w innych dolinach środkowoeuropejskich.

Najstarsza gleba kopalna została stwierdzona w dolinie Dunaju koło Ratzbony na obniżonej części niskiej terasy. Została ona sfosylizowana około 10 700 BP.

W okresie 8500–8000 BP notujemy w dorzeczu Menu kilka przypadków przykrycia gleb przez mady. Nastąpiło to w dolinach Kinzig i Wetter (8580 BP) i prawdopodobnie w samej dolinie Menu, gdyż gleba na starszych włożeńiach była datowana na 7980±110 BP (Schirmer 1973).

W okresie atlantyckim brak jest dotychczas na omawianym obszarze gleb kopalnych, choć w literaturze spotykamy dane, że w małych zlewniach dochodziło do fosylizacji gleb także wtedy. W dorzeczu górnej Wisły w dni

## ADROW

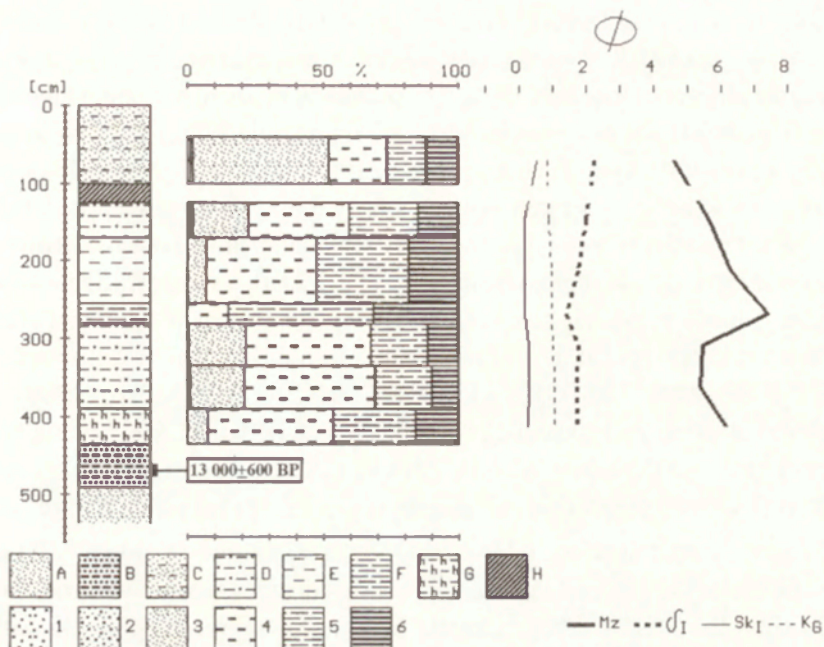


Ryc. 80. Uziarnienie mad, statystyczne wskaźniki uziarnienia Folka-Warda i zawartość substancji organicznej w osadach pozakorytowych w profilu Adrow nad górnym Dnieprem (Kalicki 1996a). A – piaski zaglinione ze żwirami, B – piaski zaglinione, C – mułki piaszczyste, D – mułki, E – mułki piaszczyste, organiczne, F – mułki organiczne, G – gleba; Frakcje: 1 – piasek gruboziarnisty (1-1φ), 2 – piasek średnioziarnisty (1-2φ), 3 – piasek drobnoziarnisty (2-4φ), 4 – grubo- i średnioziarnisty pył (4-6φ), 5 – drobnoziarnisty pył (6-8φ), 6 – il (powyżej 8φ), 7 – zawartość materii organicznej

Grain-size and Folk-Ward's distribution parameters and organic matter content in overbank deposits at Adrow site in the upper Dnieper valley (Kalicki 1996a). A – silty sands with gravels, B – silty sands, C – sandy silts, D – silts, E – organic sandy silts, F – organic silts, G – soil; Fractions: 1 – coarse sand (1 to 1φ), 2 – medium sand (1-2φ), 3 – fine sand (2-4φ), 4 – coarse and medium silt (4-6φ), 5 – fine silt (6-8φ), 6 – clay (above 8φ), 7 – organic matter content

doliny Rady (Skoloszów), dopływie Sanu, powstała wtedy najniższa gleba kopalna datowana na 7070 290 BP przechodząca ku osi doliny w warstwę torfu datowaną na 6780 60 BP (Kalicki 1998, 2000c, Kalicki, Sańko 1998b). Również w dorzeczu Severn, w dolinie potoku Tetchill Brook Junction datowane były dwie gleby kopalne (7480±50 i 6820±50 BP) (Brown 1990).

Kolejny okres fosylizacji gleb na wszystkich analizowanych obszarach nastąpił na przełomie atlantyku i subboreau. W dorzeczu Łaby w dolinie Białej Elstery powstały wtedy w krótkim czasie dwie gleby kopalne zalegające nad sobą i datowane odpowiednio na 5680 oraz 5110 BP. W podobnym okresie (5170 BP) doszło też do przykrycia gleby w przełomie Wisły (Ciszycza Przewozowa) oraz do powstania gleb kopalnych na obu równinach zalewowych



Ryc. 81. Uziarnienie mad oraz statystyczne wskaźniki uziarnienia Folka-Warda osadów pozakorytowych w profilu Wołosowo 2B w dolinie Łuczosity (oprac. T. Kalicki w: Kalicki, San'ko 1997). A – piaski, B – przewarstwienia piasków i mułków, C – piaski zaglinione, D – mułki piaszczyste, E – mułki pylaste, F – mułki ilaste, G – mułki pylaste organiczne, H – gleba kopalna; Frakcje: 1 – piasek gruboziarnisty (-1 do 1φ), 2 – piasek średnioziarnisty (1–2φ), 3 – piasek drobnoziarnisty (2–4φ), 4 – grubo- i średnioziarnisty pył (4–6φ), 5 – drobnoziarnisty pył (6–8φ), 6 – il (powyżej 8φ)

Grain size composition and Folk-Ward's distribution parameters of overbank deposits at Wolosowo 2B site in the Luchosa valley (by T. Kalicki in: Kalicki, San'ko 1997). A – sands, B – intercalations of sands and silts, C – silty sands, D – sandy silts, E – silts, F – clayey silts, G – organic silts, H – buried soil; Fractions: 1 – coarse sand (-1 to 1φ), 2 – medium sand (1–2φ), 3 – fine sand (2–4φ), 4 – coarse and medium silt (4–6φ), 5 – fine silt (6–8φ), 6 – clay (above 8φ)

górnego Dniepru około 5450 (Buroje) i 5040 110 BP (Szkłów), a także porzębienia gleby w dolinie Prypeci (Chwojensk).

Następne gleby kopalne były datowane na koniec subboreалу. W dolinie Białej Elstery na skutek akumulacji mad doszło do fosylizacji gleby około 3340 i 2940 BP. W dorzeczu górnej Wisły, w dolinie Rady (Skołoszów), została wtedy (3670 270 BP) przykryta środkowa gleba (Kalicki 1998, 2000c; Kalicki, Sańko 1998b). W podobnym okresie (około 3310 BP) deluwia sfosylizowały podstokową glebę w dolinie górnej Płycy.

W subatlantyku (bez precyzyjnego datowania) powstały gleby kopalne w dolinie Soży pomiędzy Czerikowem i Homlem, w dolinie dolnego Renu, a na jego początku (2620 BP) gleba na 6,5-metrowej terasie Kasplii (Kaspliane-2).

Kolejny okres fosylizacji gleb na niemal wszystkich analizowanych obszarach nastąpił w okresie rzymskim. W dolinie Menu mady rzymskie przykryły późnoglacialno-eoholocenijską glebę Trieb. Jednak mady te rozdziela gleba kopalna (Hochstad), co może wskazywać na dwudzielność tej fazy narastania osadów pozakorytowych (Schirmer 1977, 1990). Powodziowe mady doprowadziły też w dolinie Dunaju powyżej Ratzbony do fosylizacji gleb (od 2000 BP), a poniżej tego miasta przykryły cmentarzysko z II w. n.e. Również w jego dorzeczu doszło do fosylizacji gleby (2315 BP) na równinie zalewowej Altmühl, a mady przykryły całe dno łącznie z niską terasą. W dorzeczu górnej Wisły najmłodsza gleba w dolinie Rady (Skołoszów) była datowana na 2180 170 BP i 1760 190 B (Kalicki 1998, 2000c; Kalicki, Sańko 1998b). Na ten okres datowana jest także gleba kopalna (2130 BP) na niskiej równinie zalewowej Dniepru (Szkłów), a nieco później (1620 BP) nastąpiła fosylizacja gleby na poziomie 6-metrowym Łuczosi (Perewoz) przez mady piaszczyste.

Również w średniowieczu doszło do fosylizacji gleb w licznych dolinach. Gleba Hochstad w dolinie Menu została przykryta przez średniowieczne mady. Około 1200 BP (VII/VIII w.) nastąpiła fosylizacja najniższej gleby kopalnej na wyższej równinie zalewowej Dniepru koło Smoleńska, a nieco później, około 1000 BP, środkowej gleby, podobnie jak około 940 BP gleby na wyższym poziomie równiny zalewowej koło Orszy (Adrow). W dolinie środkowej Wisły gleba kopalna z tego okresu datowana jest na 700 BP (Nieszawa, Basonia, Świeciechów – 700 230 BP).

Przedstawione dane, pomimo ich dość znacznej wyrywkowości, wydają się zaprzeczać pogładowi o chaotycznym występowaniu gleb kopalnych w czasie i przestrzeni. Ich powstawanie zgrupowane jest w pewnych okresach zgodnych, ze zrozumiiałych względów, z fazami wzmożonej akumulacji mad omówionymi w poprzednim rozdziale. W świetle przedstawionych materiałów antropogeniczne uwarunkowanie powstawania gleb kopalnych, tak szeroko ugruntowane w literaturze (np. Hiller i in. 1991; Litt 1992), może budzić poważne wątpliwości, gdyż do fosylizacji gleb dochodziło w podobnych okresach zarówno na obszarach odlesionych i wykorzystywanych rolniczo, jak i w dorzeczach z gospodarką zbieracko-łowiecką, np. faza z przełomu atlantyku i subboreału. Dodatkowym potwierdzeniem są bogate dane zebrane na obszarze Niziny Wschodnioeuropejskiej, charakteryzującej się zupełnie odmiennymi fazami osadniczymi, pokazujące wyraźne fazy powstawania gleb rozdzielone okresami ich fosylizacji (Aleksandrovsky 1983; Aleksandrovsky i in. 1987; Alexandrovsky, Chichagova 1997; Sycheva 2003; Sycheva i in. 2003; Alexandrovskiy, Krenke 2004). Zjawiska te następowały w podobnych okresach nie tylko w centralnej (obszary analizowane w tej pracy) i wschodniej Europie, ale występuje ich dobra korelacja z podobnymi zjawiskami w Ameryce Północnej (por. Alexandrovskiy i in. 2000).

## 6. ROLA ZMIAN KLIMATU I DZIAŁALNOŚCI CZŁOWIEKA W KSZTAŁTOWANIU DOLIN ŚRODKOWOEUROPEJSKICH

### 6.1. FAZY WZMOŻONEJ AKTYWNOŚCI RZEK ŚRODKOWOEUROPEJSKICH

Przeprowadzona analiza, zarówno regionalna, dotycząca poszczególnych obszarów testowych, jak i dotycząca zapisu zmian klimatu i działalności człowieka w morfologii i różnych facjach aluwiów, pozwala stwierdzić dużą zbieżność czasową faz wzmożonej aktywności fluwialnej manifestującą się poprzez zmiany koryt (odcięcia paleomeandrów, awulsje), zmiany ich rozwinięcia lub parametrów meandrów, zmiany warunków sedymentacji na równinach zalewowych (zatorfienie, przykrycie torfów przez mady, fosylizacja gleb), akumulację w aluwiach dużej ilości pni itp.

Zgodność ta dotyczy zarówno późnego glacjału i eoholocenu jak i mezo-, a nawet neoholocenu (ryc. 82).

W późnym glacjałe do faz wzmożonej aktywności, zaznaczających się zresztą z różną siłą w poszczególnych dolinach, należały okresy ochłodzeń, a szczególnie dobrze w dolinach rzecznych czytelny jest młodszy dryas. Nie dotyczy to tylko omawianych obszarów, ale jest zjawiskiem szerszym (Starkel 2002b). Po powszechnej przebudowie systemów fluwialnych na początku holocenu (por. Starkel, Gębica 1995; Starkel 2002b), dobrze czytelnej także w interesujących nas dorzeczach, w eoholocene nastąpiło generalne zmniejszenie dynamiki fluwialnej i w aluwiach zapisane są raczej tylko pojedyncze zdarzenia. Kolejna bardzo wyraźna faza wzrostu aktywności nastąpiła na przełomie boreału i atlantyku. Była ona związana prawdopodobnie z ponadregionalnymi wahaniem (por. Starkel 2000) i ochłodzeniem klimatu, świetnie czytelnym w dorzeczu Dniepru (Makhnach i in. 1999). Jednak rozważając tego typu korelacje faz w starszym i środkowym holocenie nie należy zapominać o bardzo istotnym problemie jakim są plateau radiowęglowe, które zostały stwierdzone dzięki badaniom dendrochronologicznym. Mogą one powodować „pozorne” zgrupowania dat. Takie bardzo wyraźne plateau zostały stwierdzone około 10 100 i 9650 BP, a słabsze około 8700–8600 BP i 8250 BP (Becker i in. 1991). Szczególnie te dwa ostatnie są bardzo istotne, gdyż w okresie 8500–8000 BP wydzielana jest jedna z faz wzmożonej aktywności rzek.

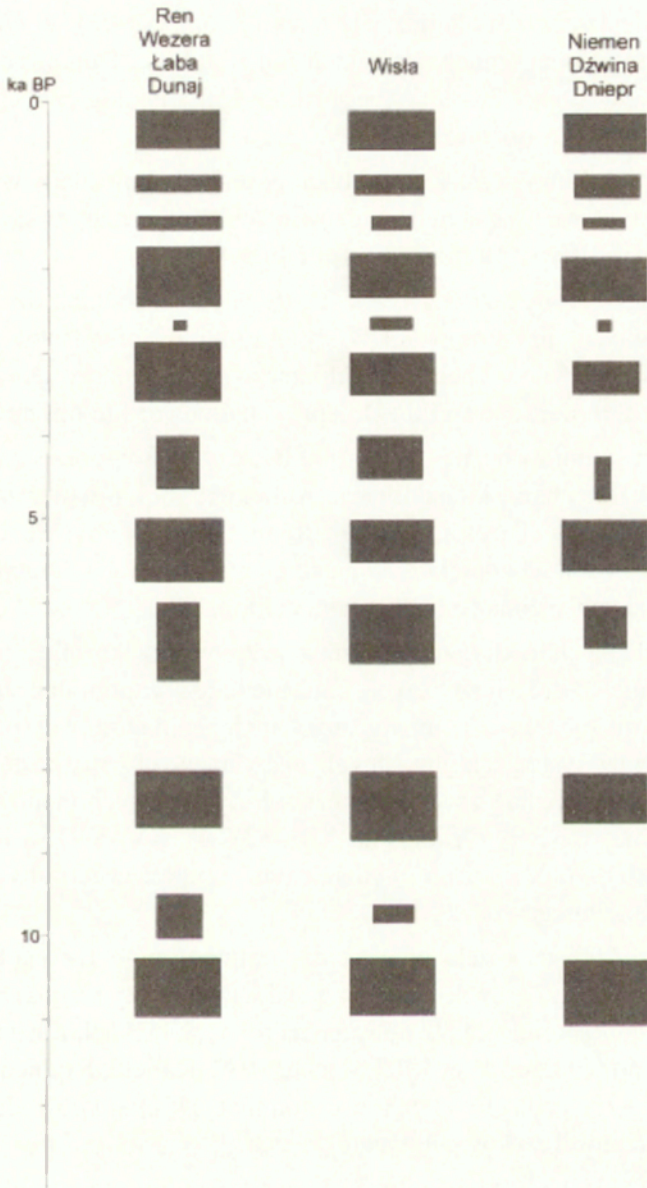
W starszym mezoholocenie (atlantyku – AT1–2 wg Starkla 2001), podobnie jak w eoholocenie, w dolinach środkowoeuropejskich zapisane są raczej tylko pojedyncze zdarzenia (np. Druć), choć być może lokalny wzrost akumulacji mad (Lahn, Biała Elstera), czy tym bardziej uruchomienie procesów eolicznych na terasie Niemna (7,1–6,9 ka BP), mogło mieć przyczyny antropogeniczne. Podobne fakty, jak gleby kopalne (Kalicki 1998; Brown 1990) czy antropogeniczna aktywizacja procesów eolicznych (Nowaczyk 1986), znane są także z sąsiednich obszarów.

Mezoholocenska faza, bardzo dobrze czytelna w dolinie górnej Wisły koło Krakowa i datowana na około 6600–6000 BP (Kalicki 1991c, 1996), zaznacza się natomiast we wszystkich analizowanych obszarach. Jednak w dorzeczach zachodnich zaczyna się chyba nieco wcześniej, gdyż wzrost akumulacji pni w dolinie Menu rozpoczął się już około 6900 BP. Faza ta czytelna jest także w sąsiednich (zachodnio- i wschodnioeuropejskich) dorzeczach (np. Starkel 1995b), zarówno w klimacie morskim (Antoine 1997; Bravard 1990), jak i kontynentalnym (Panin i in. 1999). Dlatego trudno zgodzić się z twierdzeniem L. Starkla (1995b), że faza ta zaznaczyła się głównie u podnóża Alp, Sudetów i Karpat, gdyż występują wyraźne dowody ożywienia procesów fluwialnych w nizinnych dorzeczach Niemna i Dniepru, połączone z ochłodzeniem i zwilgotnieniem klimatu Białorusi.

Również na analizowanym obszarze środkowoeuropejskim znajduje potwierdzenie dwudzielność fazy z przełomu atlantyku i subboreálu, po raz pierwszy w tej formie wydzielanej w oparciu o dane z doliny Wisły pod Krakowem (Kalicki 1991c), a datowanej na 5500–4800 i 4500–4000 BP (Kalicki 1996a). Dwudzielność taką znajdujemy w dorzeczach zachodnich w postaci akumulacji pni czarnych dębów (ok. 5 i 4,7–4,3 ka BP), zmianach koryt i typu sedymentacji. Również na Białorusi analogiczne zjawiska następowały w dwóch etapach przed 5700–5050 BP i potem 4750–4200 BP.

Kolejne zgrupowanie danych świadczących o wzroście aktywności ma miejsce pod koniec subboreálu. Faza ta, wydzielana po raz pierwszy w rejonie Krakowa (Kalicki 1991c) i datowana na 3500–3000 BP, stwierdzana jest w licznych dolinach (Kalicki 1996c). W analizowanych obszarach zaznacza się ona bardzo wyraźnie w akumulacji pni, zmianach koryt i typu sedymentacji. W dorzeczech zachodnich pierwsze zmiany datowane były już na nieco wcześniejszy okres około 3600 BP, jednak zasadnicze zgrupowanie danych występuje później, kończąc się dość nagle około 3000 BP. Natomiast na Białorusi okres ten ograniczony jest datami 3400–3100 BP.

Ciekawe jest także potwierdzenie dodatkowymi faktami krótkotrwałej fazy 2700–2600 BP wydzielanej w dolinie górnej Wisły (Kalicki 1996c), głównie



Ryc. 82. Późnoglacialne i holocenijskie fazy wzmożonej aktywności fluwialnej rzek środkowoeuropejskich: dorzecza Renu, Wezery, Łaby i Dunaju (obszar zachodni – Niemcy, Czechy, Austria), dorzecze Wisły (obszar środkowy – Polska), dorzecza Niemna, Dźwiny i Dniepru (obszar wschodni – Białoruś)

The Late Glacial and Holocene periods of an increase fluvial activity of Central European rivers: Rhein, Weser, Elbe and Danube drainage basins (western area – Germany, Czech Rep., Austria), Vistula drainage basin (central area – Poland), Niemen, Zapadnaya Dvina, Dnieper drainage basins (eastern area – Belarus)

w oparciu o dane denrochronologiczne (Kalicki, Krąpiec 1996). W tym okresie doszło, oprócz zwiększonej akumulacji pni w dolinie Dunaju, do kilku zmian koryt w dorzeczach Renu, Wezery i Łaby, jak i analogicznych zmian oraz fosylizacji gleby w dorzeczu Dźwiny.

W okresie lateńskim i rzymskim spotykamy powszechnie ślady wzmożonej aktywności rzek we wszystkich analizowanych dorzeczach i w sąsiednich zlewniach (Kalicki 1996c; Dobrzańska, Kalicki 2003).

Również krótkotrwała faza z V–VI w. n.e. (Kalicki 1996c), bardzo dobrze czytelna w akumulacji pni w aluwjach Wisły (Kalicki, Krąpiec 1996), znajduje potwierdzenie zarówno w zachodniej (dorzecze Renu, Wezery, Dunaju) jak i wschodniej części (dorzecze Wilii i Dniepru) analizowanego obszaru.

Kolejna faza średniowieczna około 1000 BP, czytelna w dorzeczu górnej Wisły, a także w innych polskich dolinach (Kalicki 1996c), również zaznacza się zarówno w zachodniej części, w dolinie Renu, Dunaju, Łaby, Wezery i ich dorzeczach, jak i we wschodniej, w dolinach Dźwiny, Niemna, Dniepru i ich dorzeczach, gdzie połączona jest ze śladami ochłodzenia.

Ostatnie stulecia charakteryzują się już znacznymi przekształceniami antropogenicznymi w dolinach rzecznych, choć nie należy zapominać, że następowało to w warunkach wahań klimatycznych małej epoki lodowej (por. Grove 1988). Zmiany w systemach fluwialnych omawianego obszaru następowały w kilku etapach. Występuje znaczna zbieżność czasowa tych etapów, które w dorzeczu górnej Wisły przypadają na XIII–XIV w., XV–XVI w. i XVIII/XIX w. (Kalicki 1996c), z fazami wydzielanymi w dorzeczach obszaru zachodniego i wschodniego.

Jeszcze dokładniejszą korelację pomiędzy dolinami umożliwiają badania dendrochronologiczne. Zarówno w starszym jak i w młodszym holocenie występuje bardzo dobra korelacja faz powaleń na różnych rzekach Europy środkowej (por. Delorme i Leuschner 1983; Becker 1982; Kalicki, Krąpiec 1995b, 1996; Krąpiec 1998), co także wskazuje na dominację klimatu powodującego ożywienie działalności rzek w obu tych okresach.

Badania R. Gerlach (1990) w dolinie Menu udowodniły, że fazy aktywności fluwialnej i związane z nimi terasy, wyróżniane na podstawie danych geologicznych przez W. Schirmera (1983, 1995), składają się z kilku etapów (subfazy) lub tylko z jednego. I tak terasa Staffelbach budowana była w latach 1430–1750 (320 lat) w czasie 5 subfaz wzmożonej aktywności, trwających łącznie 180 lat, rozdzielonych okresami spokoju o długości 20–60 lat. Natomiast terasa Viereth powstała w ciągu jednego etapu trwającego 50 lat. Na dodatek te dwie terasy (i fazy!) oddziela tylko 10-letni okres obniżonej aktywności.



Z tych szczegółowych badań R. Gerlach (1990) wynika kilka niezwykle ważnych stwierdzeń, które możemy przenosić w dalszą przeszłość. Starsze okresy mogą być studiowane tylko z wykorzystaniem typowych metod geologicznych i paleogeograficznych, bez wsparcia danymi historycznymi i kartograficznymi. Po pierwsze fazy, w wyniku których powstają terasy (serie aluwów), mogą mieć i prawdopodobnie miały różną intensywność jak i długość. Pierwszy typ to fazy rozbudowane w czasie (podobne jak Staffelbach – 5 subfaz czyli 180 lat aktywnych na 320 lat) i drugi typ – fazy bardzo dynamiczne i krótkie, takie jak Viereth (50 lat). Patrząc na holocen pierwszym typem może być faza na przełomie atlantyku i subboreału, która później została rozdzielona na dwie oddzielne fazy (Kalicki 1991c). Również szczegółowa analiza datowań w okresie rzymskim pokazuje, że w czasie tej fazy można wydzielić kilka subfaz i dlatego jej obraz, także w powaleniach dębów z doliny Wisły, jest nieco „rozmyty”. Na wielofazowość okresu rzymskiego wskazują też dane z doliny Menu (podwójna gleba kopalna Hochstadt). Drugim typem jest krótka, ale wyraźna faza 2700–2600 BP, czy faza z V–VI w. zaznaczona głównie czarnymi dębami.

Kolejnym problemem, nie do rozwiązania na obecnym etapie badań, jest rozdzielenie dwóch faz wzmożonej aktywności fluwialnej w starszych okresach holocenu, jeśli przerwa pomiędzy fazami tworzącymi dwie różne terasy może wynosić tylko 10 lat. Praktycznie jest to niemożliwe, gdyż błąd datowań jest większy od czasu rozdzielającego takie dwie fazy i dlatego takie fazy muszą być połączone. Tylko badając mechanizm i kolejność zdarzeń możemy próbować „zamknąć” taką fazę jako określony cykl zdarzeń. Taką możliwość daje dolina Wisły koło Krakowa, gdzie zgromadzona jest bardzo duża ilość danych (Kalicki 1992c, 1996; Starkel i in. 1996). W innych dolinach czy odcinkach ilość informacji jest nieporównywalnie mniejsza i dlatego tego typu interpretacje są bardzo utrudnione, spekulacyjne lub całkiem niemożliwe.

Z przymusowego „łączenia” faz w środkowym i starszym holocenie może wynikać przekonanie i wniosek W. Schirmera (1983, 1995), że w okresie subatlantyku liczba faz i aktywność rzek rośnie. W starszym holocenie fazy są łączone i stąd pozorna ich mniejsza ilość. W okresie subatlantyckim, a szczególnie od średniowiecza, dzięki większej szczegółowości danych (historycznych, kartograficznych, lepszemu zachowaniu najmłodszych fragmentów dna doliny itp.) fazy są rozdzielane na drobniejsze. Stąd rodzi się bardzo istotne pytanie i wątpliwości czy ranga faz ze starszego i środkowego holocenu jest taka sama jak faz z młodszego holocenu?

## 6.2. FAZY W DUŻYCH I MAŁYCH DOLINACH

Przedstawione powyżej okresy wzmożonej aktywności fluwialnej występują w podobnym czasie niezależnie od wielkości (rzędu) cieków. Jednak w niektórych przypadkach, co dotyczy niewielkich cieków drugiego (np. pogórskie dopływy Wisły) lub trzeciego rzędu (np. Wetter), fazy zmian aktywności czytelne są jedynie w okresie późnego glacjału, kiedy z okresami ochłodzeń związana była akumulacja osadów klastycznych w dolinach i na ich stożkach, natomiast w cieplejszych okresach narastały osady organiczne lub pozakorytowe (por. Kalicki 1997b, 2000c; Houben 1997). Potwierdza to spostrzeżenia, że małe zlewnie są „bardzo czułe” na zmiany klimatyczne, szczególnie opady (por. Knox 1985; Lewin 1989). W eo- i mezoholocenie, przy zwartej pokrywie roślinnej, niemal brak było zmian typu akumulacji w omawianych dolinach, pomimo że okresy takich zmian są dobrze czytelne w dolinie Wisły czy Menu. Całkowita zmiana typu sedymentacji po antropogenicznym wylesieniu spowodowała, że fazy neoholocenyckie są praktycznie nieczytelne w tych dolinkach (por. Kalicki 1997b, 2000c; Houben 1997). Warto podkreślić jest również stwierdzony w kilku przypadkach wyraźny diachronizm narastania osadów pozakorytowych w dolinach różnego rzędu. Jako przykład może służyć dorzecze Wezery, gdzie pierwsza faza powstawania koluwiów i stożków w dolinie Ilme (dolina 3. rzędu) nie zapisała się neolityczną akumulacją osadów w dolinach cieków wyższego rzędu – drugiego (Leine) i pierwszego (Wezera) (Hagedorn, Rother 1992). Podobny diachronizm można zauważyć w narastaniu pokryw madowych w dolinach wyżynnych dopływów Wisły. Nierównomierność erozji i akumulacji w dolinach dużych i małych cieków wynika z ich różnego czasu reakcji na zmiany środowiska.

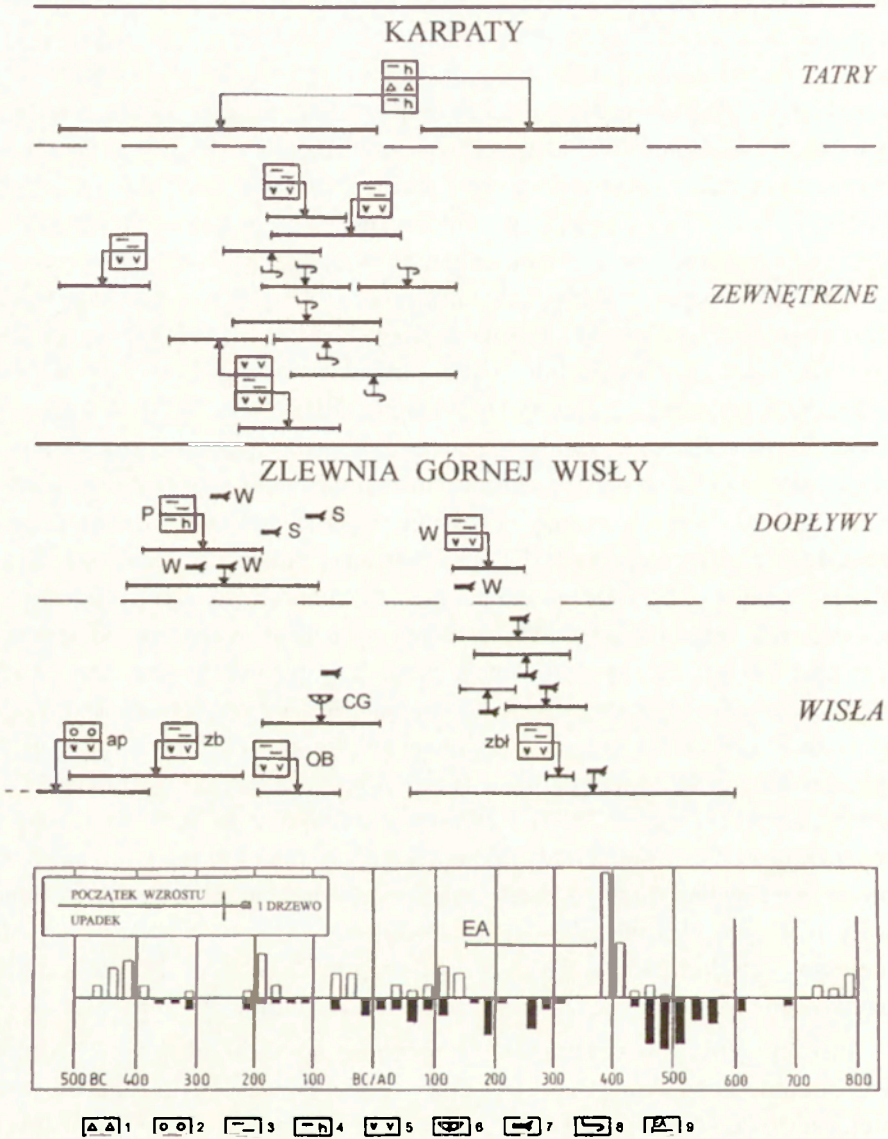
## 6.3. FAZY W NEOHOLOCENIE – KLIMAT A CZŁOWIEK

O ile w starszym i środkowym holocenie większość autorów jest zgodna, że fazy są związane z wahaniami klimatu (por. Schirmer 1983b; Starkel 1983; Kalicki 1991c; Starkel i in 1996), o tyle uwarunkowanie neoholocenyckich faz jest już zagadnieniem dyskusyjnym (por. Kalicki 1996a, c), gdyż wraz z neolityzacją rosła antropopresja na środowisko. Dlatego wielu autorów uważa, że w młodszym holocenie za zmiany aktywności rzek odpowiedzialna jest działalność człowieka (np. Brown 1987a, b; Klimek 1988). W licznych przypadkach rozróżnienie wpływu klimatu i człowieka jest bardzo trudne, gdyż oba te czynniki działały równocześnie. Dotyczy to szczególnie Europy środkowo-zachodniej (Niemiec, Czech, Polski), gdzie znaczne antropogeniczne przekształcenia środowiska występowały już od neolitu, a nasiliły się w neoholocenie. Zapis działalności człowieka znajdujemy w dolinach w wyraźnym zwiększeniu tempa i objętości akumulacji, a także w zmianie uziarnienia osad

dów pozakorytowych od subboreału, a szczególnie subatlantyku. To użyznianie siedlisk w dnie doliny mogło spowodować wzrost przyrostów dębów, czytelny w materiale dendrochronologicznym z czarnych dębów, wcześniejszy w dolinach niemieckich niż polskich (Becker 1982; Krąpiec 1992). Antropogeniczne wylesianie równin zalewowych (por. Brierley i in. 2005) sprzyjało lateralnej migracji koryt i akumulacji dużej ilości pni w aluwiach (Kalicki 1991c) i dlatego fazy powaleń w neoholocenie, szczególnie w okresie rzymskim i wczesnośredniowiecznym, zaznaczają się z różną intensywnością w dolinach środkowoeuropejskich (Kalicki, Krąpiec 1995b, 1996). Spotykane w dolinach niemieckich fazy odnawiania dąbrów (Leuschner i in 2000; Spurk i in. 2002) odbijają prawdopodobnie zmiany intensywności gospodarowania, jak pokazuje to przykład z doliny Wisły (Dobrzańska, Kalicki 2003). W większości dolin, również na obszarze Niemiec czy Polski, zagospodarowywanych przez człowieka już od neolitu, maksimum akumulacji pokryw madowych przypadło na średniowiecze i czasy nowożytnie, co w ostatnim tysiącleciu doprowadziło do zmiany sekwencji ich frakcjonowania z prostej na odwróconą. Również H.U. Hahn (1992) pokazuje, że dopiero w ostatnim tysiącleciu klimat traci wiodącą rolę w tworzeniu osadów w dnach dolin na obszarze lessowym, a dominujące (60%) staje się użytkowanie ziemi. Czynniki antropogeniczne najsilniej oddziaływały na małe zlewnie powodując, że fazy neoholocenijskie uległy zatarciu w niektórych pogórskich zlewniach karpaccich (np. Serafa), natomiast w innych są dobrze czytelne (np. Rada, Stara Rzeka) (Kalicki 1997b, 2000c; Kalicki, Pietrzak 2004). Również obserwacje z dorzecza Wezery potwierdzają, że w stożkach małych dolinek zapisywana jest nie tylko antropopresja, ale również zmiany klimatyczne, gdyż w okresie żelaza stożki powstawały u wylotu zlewni lessowych, natomiast w XIV w. również u wylotu nielessowych dolinek wyciętych w wapieniach, które nie były raczej nigdy użytkowane rolniczo (suche, strome zbocza) (Hagedorn, Rother 1992).

Inaczej sytuacja przedstawiała się w północno-zachodniej części Niziny Wschodnioeuropejskiej (Białoruś), gdzie rolnictwo wkroczyło znacznie później, często dopiero w subatlantyku. Na obszarze tym pyłek roślin związanych z gospodarką rolniczą pojawia się w diagramach palinologicznych o kilka tysięcy lat wcześniej niż antropogeniczne zmiany morfologiczne w dolinach rzecznych (np. Druć), które zachodziły dopiero w ostatnich 500 latach.

Pierwszym argumentem przemawiającym za klimatycznym uwarunkowaniem faz wzmożonej aktywności fluwialnej, również w neoholocenie, jest ich występowanie w tych samych okresach (3500–3000, 2700–2600, 2200–1800 BP, V–VI w., około 1000 BP, mała epoka lodowa) na rzekach obu tych obszarów, tak różnych pod względem charakteru gospodarki człowieka. Często fazy te nie ograniczają się tylko do omawianego obszaru, ale mają szerszy



Ryc. 83. Zestawienie datowań radiowęglowych dokumentujących wzrost dynamiki systemów fluwialnych i stokowych w rejonie Krakowa w okresie lateńskim i rzymskim Oprac. T. Kalicki w oparciu o materiały własne oraz dane z osuwisk (Margielewski 1998, 1999, 2000), spływów gruzowych (Baumgart-Kotarba, Kotarba 1993), dolin (m.in. Tauber 1968; Mycielska-Dowgiałło 1972; Środoń 1980; Alexandrowicz i in. 1981; Rutkowski 1987; Klimek 1988; Alexandrowicz 1997), dane dendrochronologiczne z doliny Wisły pod Krakowem (Kalicki, Krapiec 1996) i archeologiczne (Dobrzańska, Kalicki 2003). 1 – osady spływów gruzowych, 2 – żwiry, 3 – mułki, 4 – mułki organiczne, 5 – torfy, 6 – starorzecza, 7 – czarne dęby, 8 – osuwiska, 9 – okres maksymalnej aktywności gospodarczej ludności kultury przeworskiej; S – San, W – Wisłoka, OB – Kotlina Oświęcimska, CG – Brama Krakowska,

zasięg i ich ślady znajdujemy od Atlantyku aż po Ural nie tylko w środowisku fluwialnym. Na przykład fazie 3500–3000 BP, której ślady znajdujemy od Belgii (np. Houbrechts i in. 2004) aż po dolinę Oki (Glasko, Folomeev 1981), towarzyszą, podobnie jak w starszych okresach holocenu, zjawiska świadczące o zwilgotnieniu i ochłodzeniu klimatu, takie jak nasunięcie Lössów lodowców alpejskich (Patzelt 1977; Bortenschlager 1982), podniesienie poziomu jezior (Ralska-Jasiewiczowa red. 1989), czy zmiany roślinności w Karpatach (Obidowicz 1988).

Jak zwrócono ostatnio uwagę, ożywienie rzek jest nie tylko związane z ochłodzeniem i zwilgotnieniem klimatu, ale jest to zgrupowanie w krótkim czasie różnych zjawisk ekstremalnych (por. Starkel 2002a). Pokazuje to dobitnie szczegółowo opracowana faza z okresu lateńskiego i rzymskiego, kiedy wystąpiło w Europie generalne zwilgotnienie klimatu, manifestujące się wysokim poziomem jezior, nasunięciem lodowców, częstymi lawinami, rozwojem osuwisk, soliflukcji i procesów niwalnych, rozwojem nacieków jaskiniowych, zatorfieniem, jak również ożywieniem rzek brytyjskich, rzek w dorzeczu Loary, Rodanu, Renu, Wezery, Łaby, Dunaju, Odry, Wisły, Niemna i Dniepru, Wołgi (Dobrzańska, Kalicki 2003, 2004 tam literatura). Analiza danych z południowej Polski wskazuje na występujące w tym okresie zjawiska typowe zarówno dla klimatu oceanicznego jak i kontynentalnego (ryc. 83). Do pierwszych można zaliczyć częstsze okresy z deszczami rozlewnymi, które są główną przyczyną formowania się powodzi w dorzeczu górnej Wisły i powstawania osuwisk w Karpatach. Do drugich należą krótkotrwałe, gwałtowne ulewy modelujące rzeźbę małych dolinek wyżynnych i pogórskich oraz ożywiający spłukiwanie na stokach, czy wreszcie powodujące powstawanie sptyłów gruzowych (Dobrzańska, Kalicki 2003, 2004 tam literatura).

Jeszcze lepszym argumentem na klimatyczne uwarunkowanie neoholocennych faz wydaje się być przykład wzrostu dynamiki fluwialnej około 1000 BP (Kalicki 1993c, 1996), której na Białorusi towarzyszy kolejne ochłodzenie

P – Prądnik; stanowiska badawcze w dolinie Wisły koło Krakowa: ap – aleja Pokoju, zb – Zabierzów Bocheński, zbł – Zabierzów Bocheński-Łąki

Collection of radiocarbon datings documented an increase of dynamic of fluvial and slope geosystems in the region of Cracow during Pre-Roman and Roman periods. By T. Kalicki based on own data and data of landslides (Margielewski 1998, 1999, 2000), debris flows (Baumgart-Kotarba, Kotarba 1993) valleys (i.e. Tauber 1968; Mycielska-Dowgiałło 1972; Śródoń 1980; Alexandrowicz et al. 1981; Rutkowski 1987; Klimek 1988.; Alexandrowicz 1997), dendrochronological data from the Vistula valley near Cracow (Kalicki, Krąpiec 1996) and archaeological data (Dobrzańska, Kalicki 2003). 1 – sediments of debris flows, 2 – gravels, 3 – silts, 4 – organic silts, 5 – peats, 6 – abandoned channels, 7 – subfossil trees, 8 – landslides, 9 – period of maximum intensity of economic activity of Przeworsk Culture; S – San river, W – Wisłoka river, OB – Oświęcim Basin, CG – Cracow Gate, P – Prądnik river; study sites in the Vistula river valley near Cracow: ap – aleja Pokoju site, zb – Zabierzów Bocheński site, zbł – Zabierzów Bocheński-Łąki site

(Zernitskaya, Kozharinov 1988). Horyzont datowany na X–XI w. był pierwotnie uważany za antropogeniczny poziom graniczny na Nizinie Wschodnioeuropejskiej (Chotinski, Starkel 1982). Faza ta zaznacza się zarówno w zachodniej (dorzecze Renu, Dunaju, Łaby, Wezery), środkowej (dorzecze górnej Wisły), jak i we wschodniej części (dorzecze Dźwiny, Niemna, Dniepru) omawianego w tej pracy obszaru, a także w innych dolinach Niżu Wschodnioeuropejskiego (np. Zolotokrylin i in. 1986; Klimanov, Serebrannaya 1986; Alexandrovkiy, Krenke 2004). Jednak co ważniejsze faza ta wystąpiła na Białorusi w do dziś naturalnej, zalesionej i z licznymi torfowiskami zlewni górnej Berezyny (Kalicki 1991a), jak i w silnie już wtedy zmienionej antropogenicznie zlewni górnego Dniepru (Kalicki, Sańko 1992).

Badania R. Gerlach (1990) w dolinie Menu nad dynamiką fluwialną w ostatnich stuleciach dowodzą, że rzeka, pomimo licznych ingerencji człowieka, zachowała naturalny rytm zmian, kierowany przez wahania klimatyczne. Jest to bardzo istotne spostrzeżenie i zarazem wskazówka potwierdzająca wnioski oparte na analizie starszych subborealnych i subatlantyckich faz.

Przedstawione powyżej przykłady dowodzą, że również w neholocenie fazy ożywionej działalności rzek związane były z wahaniami klimatu. Może to wydawać się zastanawiające, szczególnie że dotyczy to także obszarów bardzo zmienionych antropogenicznie, odlesianych i zagospodarowywanych rolniczo. Być może, że czynnik klimatyczny „dochodzi do głosu” nie tylko w zlewniach naturalnych, ale także na obszarach stale i trwale zaludnionych oraz wykorzystywanych przez człowieka od neolitu. Zmiany klimatyczne byłyby w tym przypadku tą zmienną, która wywołuje odpowiedź środowiska. Wynika z tego, że w zapisie mielibyśmy wtedy bardzo krótki okres zmian uwarunkowanych antropogenicznie bezpośrednio po impulsie i zaburzeniu równowagi środowiska (np. odlesienie), a w dłuższym okresie czasu pierwszoplanową rolę uzyskują wahania klimatyczne, choć czynnik antropogeniczny odpowiada za generalny wzrost skali pewnych zjawisk, np. erozji na stokach i akumulacji mad w dolinach od subborealu, czy pojawienie się w podobnym okresie licznych pni czarnych dębów. Zmiany antropogeniczne powodowały też prawdopodobnie nasilenie odpowiedzi środowiska na impuls klimatyczny i dlatego w dolinach rzecznych można w neholocenie odczytać zarówno drobniejsze wahania klimatyczne jak i pojedyncze zdarzenia. Stąd może też wynikać, „zagęszczanie” faz subatlantyckich obserwowane w licznych dolinach (np. Schirmer 1983b; Schellmann 1990), a nie tylko z lepszego rozpoznania najmłodszego okresu przy użyciu również źródeł historycznych (Strasser 1992; Petts i in. red. 1989).

## 7. WNIOSKI KOŃCOWE

Przeprowadzona analiza pokazuje bardzo dużą niejednorodność danych z omawianych obszarów. Dotyczy to zarówno ich ilości, jak i bardzo zróżnicowanych metod badawczych, nierównomiernie rozwiniętych w poszczególnych krajach. Warto podkreślić „mody” interpretacyjne, istniejące w poszczególnych krajach, czy nawet ośrodkach, warunkujące wnioski końcowe prac. Jest to tym istotniejsze, że współcześnie, rzadko publikowane są prace zawierające dane podstawowe, które mogłyby stanowić bazę do weryfikacji poglądów jej autora obecnie i reinterpretacji materiałów na nowym etapie rozwoju nauki w przyszłości. Jednym z chwalebnych wyjątków jest tu wzorowa publikacja K. Brunnackera (1978). Wszystko to stwarza znaczne trudności, a często powoduje znaczny subiektywizm przeprowadzanych korelacji.

Pomimo tych kłopotów wydaje się istotne stwierdzenie występowania faz wzmózonej aktywności w różnych typach dolin obszarów niżowych. Również na podkreślenie zasługuje bardzo duża zbieżność czasowa tych faz we wszystkich analizowanych dorzeczach podgórskich, wyżynnych i nizinnych na transekcie zachód-wschód, pomimo różnic środowiskowych, jak narastająca kontynentalizacja klimatu. Równoczesowość faz w tych dorzeczach dotyczy całego okresu późnego glacjału i holocenu, niezależnie od znacznej różnicy w czasie i stopniu neolityzacji obszarów zachodnich, środkowych i wschodnich. Wskazuje to na klimatyczne uwarunkowanie tych faz również w neoholocene i dominację tego czynnika także na obszarach w znacznym stopniu zmienionych antropogenicznie, trwale odlesionych i zajętych przez kultury rolnicze. Rzeki tych obszarów, pomimo licznych antropogenicznych ingerencji pośrednich, a potem bezpośrednich, zachowały naturalny rytm zmian dynamiki sterowany przez wahania klimatyczne, ochłodzenia i zwilgocenia oraz zgrupowania zdarzeń ekstremalnych.

Fazy wzmózonej aktywności miały decydujące znaczenie w kształtowaniu dolin obszarów ekstraglacialnych. Wahania te miały mniejsze znaczenie na obszarach młodoglacialnych i położonych na bezpośrednim przedpolu ostatniego lądolodu, gdyż kształtowanie sieci dolinnej, szczególnie w pierwszym etapie, uwarunkowane było innymi czynnikami. Jednak już od boreału także w dolinach tych obszarów coraz istotniejszą rolę zaczęły odgrywać zmiany dynamiki rzek sterowane wahaniami klimatu.

Wpływ człowieka na ewolucję dużych systemów dolinnych ograniczał się do zwiększenia akumulacji mad, zmiany ich uziarnienia, przyspieszenia lateralnej migracji i zmian parametrów koryt. Przemiany te rozpoczęły się u schyłku subboreału, jednak powszechne są dopiero w ostatnim tysiącleciu. Zmiany antropogeniczne powodowały też nasilenie odpowiedzi środowiska na impuls klimatyczny w neholocenie, czego konsekwencją było zwiększenie liczby faz wzmożonej aktywności w subatlantyku.



## LITERATURA

- Ablamowicz D., Śnieszko Z., red., 2004, *Zmiany środowiska geograficznego w dobie gospodarki rolno-hodowlanej*, Studia z Obszaru Polski, Katowice.
- Aboltynsh O.P., 1971, *Razvitie doliny reki Gauja*, Izd. Zinatne, Riga.
- Ahrens W., 1927, *Das Alter des grossen mittelrheinischen Bimssteinausbruchs und sein Verhältnis zu den jüngsten Rheinterrassen*, Geol. Rdsch., 18, s. 45–59.
- Aleksandrovsky A.L., 1983, *Ewolucija poczw Wostoczno-ewropejskoj rawniny w golocene*, Nauka, Moskwa.
- Aleksandrovsky A.L., Glasko M.P., Folomeev B.A., 1987, *Issledowanija pogrebennykh pojmyennykh poczw kak geochronologiczeskich urovnej vtoroj poloviny golocena*, Biulleten' komissii po izuczeniju czetwerticznogo perioda, 56, s. 123–128.
- Aleksandrovsky A.L., Krenke N.A., Nefedov V.S., 2005, *Paleorel'ef vysokoj pojmy Dnepra na territorii Gnezdownskiego archeologiczeskiego kompleksa*, Rossijskaja Archeologija, 1, s. 112–123.
- Alexandrovskiy A., Glasko M., Sedov S., Krenke N., Folomeev B., Chichagova O., Kunetsova E., 2000, *Buried floodplain soils as evidences of the Holocene environmental changes in Eastern Europe*, Geolines, 11, s. 51–52.
- Alexandrovsky A.L., Chichagova O.A., 1997, *Radiouglerodnyj vozrast gumusovykh gorizontov golocenovykh paleopochv vostochnoy Evropy*, [w:] M.N. Alekseev, I.M. Khoreva (red.), *Chevertichnaya geologiya i paleogeografiya Rossii*, Moskwa, GEOS, s. 9–14.
- Alexandrovsky A.L., Krenke N.A., 2004, *Stages of soil formation on floodplains in the centre of the Russian Plain*, [w:] H. Dobrzańska, E. Jerem, T. Kalicki (red.), *The geoarchaeology of river valleys*, Archaeoliqua, Series Minor, s. 105–141, Budapest.
- Alexandrowicz S.W., 1988, *The stratigraphy and malakofauna of the Holocene sediments of the Prądnik river valley*, Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 36, 2, s. 109–120.
- 1989, *Stratigraphy and malakofauna of the Upper Vistulian and Holocene deposits of the Szklarka stream valley, Cracow Upland*, Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 37, 3–4, s. 247–260.
- 1992, *Malakofauna i zmiany środowiska południowej Polski w holocenie*, Kwartalnik AGH, Geologia, 18, 3, s. 5–35.
- 1996, *Malakofauna of Late Holocene overbank deposits in southern Poland*, Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 44, 4, s. 235–249.
- 1997, *Malakofauna of Holocene sediments of the Prądnik and Rudawa river valleys (southern Poland)*, Folia Quaternaria, 68, s. 133–188.
- Alexandrowicz S.W., Chmielowiec S., 1992, *Late Vistulian and Holocene molluscan assemblages of the Bochnia Foothill near Gdów (southern Poland)*, Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 40, 2, s. 165–176.
- Alexandrowicz S.W., Cichosz-Kostecka A., Florek E., Florek W., Orłowski A., Rączkowski M., Zachowicz I., 1989, *Ewolucja doliny Słupi w późnym vistulianie i holocenie*, Kwartalnik AGH, Geologia, 15, s. 1–2.
- Alexandrowicz S.W., Dolecki L., 1991, *Osady i malakofauna holocenińskiej terasy Bugu w Gródku koło Hrubieszowa*, Kwartalnik AGH, Geologia, 17, 1–2, s. 5–24.
- 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 Late Glacial and Holocene*, Folia Quaternaria, 53, s. 1–91.

- Alexandrowicz S.W., Teisseyre A.K., 1991, *Profil mad holocenijskich w dolinie Olawy kolo Bialego Kościola*, Spraw. Z Pos. Kom. Nauk. PAN, 33, s. 232–234.
- Alexandrowicz S.W., Wyżga B., 1992, *Late Glacial and Holocene evolution of the Raba river valley floor in the vicinity of the Carpathian border, Southern Poland*, Quaternary Studies in Poland, 11, s. 17–42.
- Alexandrowicz W.P., 1991, *Czwartorzędowe pokrywy rzeczne i stokowe w dolinie Soli między Rajczą Dolną a Żywcem*, Kwartalnik AGH, Geologia, 17, 1–2, s. 83–126.
- Alexandrowicz W.P., Sanko A.F., 1997, *Malacofauna and calcareous deposits in the Ptich valley (Minsk upland, Belarus)*, [w:] S.W. Alexandrowicz (red.), *Malacofauna and environmental changes*, Folia Quaternaria, 68, s. 203–211.
- Allen J.R.L., 1965, *A review of the origin and characteristic of recent alluvial sediments*, Sedimentology, 5, s. 89–191.
- Amoros C., Roux A.L., Reygrobellet J.L., Bravard J.-P., Pautou G., 1987, *A method for applied ecological studies of fluvial hydrosystems*, Regulated Rivers, 1, s. 17–36.
- Amoros C., Van Urk G., 1989, *Palaeocological analysis of large rivers: some principles and methods*, [w:] G.E. Petts, H. Moller, A.L. Roux (red.), *Historical change of large alluvial rivers*, Wiley, Chichester, s. 143–165.
- Andel T.H. van, Zangger E., Demitrack A., 1990, *Landuse and soil erosion in prehistoric Greece*, Journal of Field Archaeology, 17, s. 379–398.
- Andres W., Houben P., Nolte S., Rittweger H., Wunderlich J., 1999, *Evidence for the Younger Dryas climatic period in fluvial sediments – examples from the Hessian depression in western Germany*, Book of Abstract XV International Congress of INQUA, 3–11 August 1999, 8.
- Andrzejewski L., 1984, *Dolina Zgłowiączki – jej geneza oraz rozwój w późnym glacie i holocenie*, Dokum. Geogr., 3, 84 ss.
- 1994, *Ewolucja systemu fluwialnego doliny dolnej Wisły w późnym wistulianie i holocenie na podstawie wybranych dolin jej dopływów*, Rozprawy UMK, Toruń.
- Antoine P., 1994, *The Somme valley terrace system (northern France): a model of river response to Quaternary climatic variations since 800,000 BP*, Terra Nova, 6, s. 453–464.
- 1997, *Modifications des systèmes fluviaux à la transition Pleniglaciaire-Tardiglaciaire et à l'Holocène: l'exemple du bassin de la Somme (nord de la France)*, Géographie physique et Quaternaire, 51, 1, s. 93–106.
- Antoine P., Lautridou J.P., Laurent M., Munaut A.V., Limondin N., 1999, *Response of fluvial systems to climatic variations and tectonic movements since 1 Ma in northern France*, Book of Abstract XV International Congress of INQUA, 3–11 August 1999, 10.
- Archealogiya Belarusi*, Tom 1, *Kamenny i bronzawy wjaki*, 1997, Belaruskaja nawuka, Minsk.
- Archealogiya Belarusi*, Tom 2, *Żelazny wek i rannjaje sjarednjaweczcz*, 1999, Belaruskaja nawuka, Minsk.
- Archealogiya Belarusi*, Tom 3, *Sjarednewjakowy peryjad (IX–XIII stst.)*, 2000, Belaruskaja nawuka, Minsk.
- Archealogiya Belarusi*, Tom 4, *Pomniki XIV–XVIII stst.*, 2001, Belaruskaja nawuka, Minsk.
- Arslanov Ch.A., Voznyachuk L.N., Velichkevich F.J., Makhnach N.A., Kalechyts E.G., Petrov G.S., 1971, *Paleogeografia Byelorussii v ranniye jazy formirovaniya srednevaldayskikh generatsi alluwiya vtoroi nadpoimennoi terrasy Dnepra*, Doklady AN SSSR, 200, s. 141–144.
- Aseev A.A., 1959, *Paleogeografia doliny srednej i niżnej Oki w czwartorzędowym okresie*, Izd. Ak. Nauk SSSR, Moskwa.

- 1960, *Rol tektonicznego i klimaticznego faktorow w formowaniu alluwijalnej rawninnych rek*, Izwestija Ak. Nauk SSSR, Ser. Geogr. 2, s. 17–27.
- Aseev A.A., Vedenskaya I. E., 1962, *Razvitie reliefa Mieszczerskoj nizmennosti*, Izd. AN SSSR, Moskwa.
- Aslan A., Autin W. J., 1998, *Holocene flood-plain soil formation in the southern lower Mississippi Valley. implications for interpreting alluvial paleosols*, Geological Society of America Bulletin, 110/4, s. 433–449.
- 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, s. 33–42.
- Baales M., 2001, *Final Palaeolithic archaeology of the northern Rhineland and the Belgian Ardenes*, State of research, Pre-prints XIV International Congress of Prehistoric and Protohistoric Sciences, 2–8 September 2001, Liège-Belgium, s. 168–169.
- Badiai V.V., 2003a, *Fauna molluskow iz mestonachozdenija Pticz' u d. Priluczki Minskogo rajona*, Stratigrafija i paleontologija geologiczeskich formacij Belarusi, Minsk, s. 74–77.
- 2003b, *Otlozenija pojmy Dnepra bliz d. Koloczin Reczickogo rajona*, Stratigrafija i paleontologija geologiczeskich formacij Belarusi, Minsk, s. 72–73.
- Bahranowski K., Ratajczak T., Rutkowski J., 1984, *Sklad mineralny i charakter surowcowy glin aluwialnych pochodzących z doliny Sanu (między Sanokiem a Dynowem)*, Geologia, 10, 3, s. 103–115.
- Bajkiewicz-Grabowska E., Mikulski Z., 1996, *Hydrologia ogólna*, PWN, Warszawa.
- Balatka B., Loučkova J., 1991, *Kvarterni terasy reky Berounky*, Sbornik Česke Geograficke Společnosti, 96, 3, s. 145–162.
- Balatka B., Sladek J., 1962, *Řični terasy v českých zemích*, Geofond, Praha.
- Baler O.N., 1957, *Chronologia formirovanija recznych terras na Urale w archeologiczeskom oswieszczenii*, Trudy Kom. Po Izucz. Czetwert. Perioda, 13, s. 307–314.
- Baraniecka M.D., 1979, *Osady pliocenkie Mazowsza jako podłoże czwartorzędu*, Biul. Geol. UW, 23.
- Baraniecka M.D., Konecka-Betley K., 1987, *Fluvial sediments of the Vistulian and Holocene in the Warsaw Basin*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part II*, Geographical Studies, Special Issue, 4, s. 151–170.
- Bauberger W., Unger H.J., 1984, *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000*, Blatt Nr. 6938, Regensburg, München.
- Bauer F., 1965, *Der Geschiebehaushalt der bayerischen Donau im Wandel wasserbaulicher Massnahmen*, Die Wasserwirtschaft, 55, 4/5, s. 1–16.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 1993, *Późnoglacialne i holocenske osady z Czarnego Stawu Gąsienicowego w Tatrach*, [w:] A. Kotarba (red.), *Z badań fizyczno-geograficznych w Tatrach*, Dokum. Geogr., 4–5, s. 9–30.
- Bąkowski K., 1902, *Dawne kierunki rzek pod Krakowem*, Roczn. Krakowski, 5, s. 138–172.
- Becker B., 1979, *Dendrochronologie subfossiler Baumstämme aus Fluss-schottern Hochmooren und Waldgrenzstandorten*, Allg. Forstz., 49, s. 1360–1364.
- 1980, *Alter der Rannen an Main und Regnitz*, [w:] W. Schirmer (red.), *Guide-Book to the Symposium Franken*, 25–30.08.1980, Lichtenfels-Staffelstein, KI-K4., Düsseldorf.
- 1982, *Dendrochronologie und Paläoökologie subfossiler Baumstämme aus Fluss-ablagerungen*, Mitt. Komm. Quartärforsch. d. öst. Akad. d. Wiss., 5.
- 1993, *An 11,000-year German oak and pine dendrochronology for radiocarbon calibration*, Radiocarbon, 35, s. 201–213.

- Becker B., Frenzel B., 1977, *Paläoökologische Befunde zur Geschichte postglazialer Flussauen im südlichen Mitteleuropa*, [w:] B. Frenzel (red.), *Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa*, Erdwissenschaftliche Forschung, 13, s. 43–61.
- Becker B., Kromer B., Trimborn P., 1991, *A stable-isotope tree-ring timescale of the Late Glacial/Holocene boundary*, *Nature*, 353,
- Becker B., Schirmer W., 1977, *Palaeoecological study on the Holocene valley development of the river Main, southern Germany*, *Boreas*, 6, s. 303–321.
- Bednarek R., Prusinkiewicz Z., 1997, *Geografia gleb*, PWN, Warszawa
- Beneš J., 1995, *Erosion and accumulation processes in the Late Holocene of Bohemia in relation to prehistoric and medieval landscape occupation*, [w:] M. Kuna, N. Venclová (red.), *Whither archaeology*, Institute of Archaeology, Praha, s. 133–145.
- Benito G., Baker V.R., Gregory K.J., (red.), 1998, *Palaeohydrology and environmental change*, Wiley, Chichester.
- Berglund B.E., 2003, *Human impact and climate changes – synchronous events and a causal link?*, *Quaternary International*, 105, s. 7–12.
- Berry M.E., 1990, *Soil catena development on fault scarps of different ages, eastern escarpment of the Sierra Nevada, California*, [w:] P.L.K. Knuepfer, L.D. McFadden (red.), *Soils and landscape evolution*, Elsevier, Amsterdam, s. 333–350.
- Bibus E., 1973, *Ausbildung und Lagerungsverhältnisse quartärer Tuffvorkommen in der Wetterau*, *Notizblatt des hessischen Landesamtes für Boden-forschung*, 101, s. 346–361.
- 1989, *Zur Gliederung, Ausbildung und stratigraphischen Stellung von Enzterrassen in Grossbaustellen bei Vaihingen an der Enz*, *Jh. geol. Landesamt Baden-Württ.*, 31, s. 7–22.
- Bibus E., Wesler J., 1995, *The middle Neckar as an example of fluvio-morphological processes during the Middle and Late Quaternary period*, [w:] J.Hagedorn (red.), *Late Quaternary and present-day fluvial processes in Central Europe*, *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband*, 100, s. 15–26.
- Biernacki Z., 1968, *Wiek oraz przebieg przyrostu miąższości mad na tarasie zalewowym Wisły w rejonie Warszawy w świetle stanowisk archeologicznych*, *Przegl. Geol.*, 1, s. 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*, *Biul. Geol. UW*, 19, s. 199–219.
- Bitvinskas T., Degrahev V., Daukantas A., Liyva A., Suurman S., Shchuliya K., 1978, *Ispol'zovanie radiouglerodnogo metoda datirovanija w celjach sozdanija swerchdolgosrocznych dendroszkal*, [w:] T. Bitvinskas (red.), *Uslowija sredy i radial'nyj prirost derew'ew*, *Inst. Botaniki AN LSSR, Kaunas*, s. 51–55.
- Blättler R., Hagedorn H., Busche D., Baumhauer R., 1995, *Sedimentary behavior of the alpine Reutz River (Stubai valley, Tyrol, Austria) in historical times*, [w:] J. Hagedorn (red.), *Late Quaternary and present-day fluvial processes in Central Europe*, *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband*, 100, s. 101–113.
- Bluszcz A., Pietrzak M., 2001, *Datowanie metodami OSL i TL próbek osadów pyłowych z profilu „Łazy”*, [w:] *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, t. III, seria Geografia*, 64, s. 59–69, *Wydaw. UAM, Poznań*.
- Blühberger G., 1996, *Wie die Donau nach Wien kam*, Böhlau Verlag, Wien.
- Blühberger G., Häusler H., 1995, *Iterative Näherungsmethode zur Klärung der Frage des Donaudurchbruches bei Wien*, *Geogr. Jahresber. Österr.*, 52, s. 7–37.

- Błaszkiwicz M., 1988, *Formy kemowe w rynnice Rużca*, Przegł. Geogr., 60, 1–2, s. 127–141.
- 1998, *Dolina Wierzycy, jej geneza oraz rozwój w późnym plejstocenie i wczesnym holocenie*, Dokum. Geogr., 10, 116 ss.
- Błaszkiwicz M., Gierszewski P., 1989, *Ewolucja rzeźby ujściowego odcinka doliny Wierzycy w świetle analizy form rzeźby*, Przegł. Geogr., 61, 1, s. 319–341.
- Błaszkiwicz M., Juschus O., 1999, *Late-glacial and early-Holocene development of the Spree river valley at the back of the Brandenburg phase (Unterspreewald-Germany)*, Quaternary Studies in Poland, Spec. Issue, s. 249–252.
- Błaszkiwicz M., Krzywińska J., 1992, *Późnoglacialna faza jeziorna w dolinie Wierzycy*, Przegł. Geogr., 64, 3–4, s. 369–380.
- Boenigk W., 1991, *Terrassenakkumulation und Erosion am Mittel- und Niederrhein*, Sonderveröffentlichungen Geologisches Institut der Universität zu Köln, 82, s. 69–79.
- Böhm K., Schmotz K., 1979, *Die vorgeschichtliche Besiedlung des Donautales nordwestlich von Straubing und ihre geologischen Voraussetzungen*, Jahrbuch Histor. Verein Straubing, 81, s. 39–88.
- Bork H.R., 1981, *Die holozäne Relief- und Bodenentwicklung in Lössgebieten. Beispiele aus dem südöstlichen Niedersachsen*, Catena, Suppl.-Bd., 3, s. 1–93.
- 1983, *Die holozäne Relief- und Bodenentwicklung im unteren Rhume- und Sösetal*, Göttinger Jahrb., 29, s. 7–22.
- Borówka R.K., 1992, *Przebieg i rozmiary denudacji w obrębie śródwysoczynowych basenów sedymentacyjnych podczas późnego wistulianu i holocenu*, Seria Geografia, Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
- Borówko-Dłużakowa Z., 1961, *Przyczynek do znajomości holocenijskich torfowisk na tarasach Wisły pod Warszawą*, (maszynopis), Arch. PIG, Warszawa.
- 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, s. 115–124.
- Bortenschlager S., 1982, *Chronostratigraphic subdivision of the Holocene in the Alps*, [w:] J. Mangerud, H.J.B. Birks, K.-D. Jäger (red.), *Chronostratigraphical subdivision of the Holocene*, Striae, 16, s. 75–79.
- Braun F.J., Anderson H.-J., Arnold H., Hinz H., Hoyer P., Vogler H., 1968, *Obersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000. Erläuterungen zu Blatt C 4302 Bocholt, A. Geologische Karte*, Krefeld.
- Braun M., 1990, *Die holozänen Saarablagerungen in der Saarlouis-Dillinger und Merziger Talweitung*, Diss. Geol. Inst. Univ. Saarland, Saarbrücken.
- Bravard J.P., 1990, *Observations nouvelles sur la dynamique fluviale et l'alluvionnement de la Saone à l'Holocène, entre Villefranche et Anse (Rhône)*, Revue Géographique de l'Est, 1, s. 57–76.
- Bravard J.-P., Bethemont J., 1989, *Cartography of rivers in France*, [w:] G.E. Petts, H. Moller, A.L. Roux (red.), *Historical change of large alluvial rivers*, Wiley, Chichester, s. 95–113.
- Bravard J.-P., Magny M. (red.), 2002, *Les fleuves ont une histoire. Paléoenvironnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*, Errance, Paris.
- Bravard J.-P., Prestreau M. (red.), 1997, *Dynamique du paysage*, Documents d'Archeologie en Rhône-Alpes, 5, Lyon.
- Brierley G.J., Brooks A.P., Fryirs K., Taylor M. P., 2005, *Did humid-temperate rivers in the Old and New Worlds respond differently to clearance of riparian vegetation and removal of woody debris?*, Progress in Physical Geography, 29, 1, s. 27–49.
- Briggs D.J., Coope G.R., Gilbertson D.D., 1975, *Late Pleistocene terrace deposits at Beckford, Worcestershire, England*, Geol. Journ., 10, 1, s. 1–15.

- Brizova E., 1998, *Radiokarbonove datovani sedimentu z paleomeandru Labe*, Zpravy o geologických vyzkumech v roce 1997, s. 147–149, CGU, Praha.
- 1999a, *Vývoj rostlinných ekosystému v nive Labe v pozdním glacialu a holocenu*, [w:] NIVA z multidisciplinarního pohledu III, Brno, s. 34–38.
- 1999b, *Zmeny rostlinných ekosystému v nive Labe behem pozdního glacialu a holocenu (pylova analyza)*, Zpravy Ceske Bot. Spolec., 34, Mater., 17, s. 169–178.
- Brosche K.-U., 1984, *Zur jungpleistozänen und holozänen Entwicklung des Werratal zwischen Hannoversch-Münden und Philippsthal (östl. Bad Hersfeld)*, Eiszeitalter u. Gegenwart, 34, s. 105–129.
- Brown A.G., 1987a, *Holocene floodplain sedimentation and channel response of the lower River Severn, United Kingdom*, Zeitschrift f. Geomorphologie N.F. 31, 3, s. 293–310.
- 1987b, *Long-term sediment storage in the Severn and Wye catchments*, [w:] K.J. Gregory, J. Lewin, J.B. Thornes (red.), *Palaeohydrology in practice*, Wiley, Chichester, s. 307–332.
- 1990, *Holocene floodplain diachronism and inherited downstream variations in fluvial processes: a study of the river Perry, Shropshire, England*, Journal of Quaternary Science, 5, 1, s. 39–51.
- 1997, *Alluvial geoarchaeology. Floodplain archaeology and environmental change*, Cambridge Manuals in Archaeology, Cambridge University Press.
- Brown A.G., Keough M., 1992a, *Holocene floodplain metamorphosis in the Midlands, United Kingdom*, Geomorphology, 4, s. 433–445.
- 1992b, *Palaeochannels and palaeolandsurfaces: the geoarchaeological potential of some Midland floodplains*, [w:] S. Needham, M.G. Macklin (red.), *Alluvial archaeology in Britain*, Oxbow Monograph, 27, s. 185–196.
- Brown A.G., Quine T.A. (red.), 1999, *Fluvial processes and environmental change*, Wiley, Chichester.
- Brown E.H., 1974, *The Quaternary terraces of the river Thames*, [w:] P. Macar (red.), *L' Evolution Quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord méridionale*, Centenaire de la Société Géologique de Belgique, Liège, s. 241–251.
- Brunnacker K., 1953, *Die bodenkundlichen Verhältnisse der würmeiszeitlichen Schotterfluren im Illergebiet*, Geologica Bavarica, 18, s. 113–130.
- 1959, *Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern*, Geologica Bavarica, 43, s. 74–150.
- 1978, *Der Niederrhein im Holozän*, Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 28, s. 399–440.
- 1986, *Quaternary stratigraphy in the Lower Rhine area and northern Alpine foothills*, Quaternary Sciences Revue, 5.
- Brunnacker K., Freundlich J., Menke M., Schmeidl H., 1976, *Das Jungholozän im Reichenhaller Becken*, Eiszeitalter u. Gegenwart, 27, s. 159–173.
- Buch M.W., 1988, *Spätpleistozäne und holozäne fluviale Geomorphodynamik im Donautal zwischen Regensburg und Straubing*, Regensburger Geographische Schriften, 21.
- 1989, *Late Pleistocene and Holocene development of the Danube valley east of Regensburg*, Catena Supplement, 15, s. 279–287.
- 1990, *Die „Oberauer Schleife“ der Donau bei Straubing: Mensch, Umweltveränderungen und Wandel einer Flusslandschaft zwischen dem 3. und 1. Jahrtausend v. Chr.*, Jahresbericht des Historischen Vereins für Straubing und Umgebung 91 (za 1989), s. 35–82.
- Buch M.W., Heine K., 1988, *Klima- oder Prozess- Geomorphologie*, Geographische Rundschau, 5, s. 16–26.
- 1995, *Fluvial geomorphodynamics in the Danube River valley and tributary river systems near Regensburg during the Upper Quaternary – theses, questions and*

- conclusions, [w:] J. Hagedorn (red.), *Late Quaternary and present-day fluvial processes in Central Europe*, Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband, 100, s. 53–64.
- Buch M.W., Zöller L., 1990, *Gliederung und Thermolumineszenz-Chronologie der Würmlösser im Raum Regensburg*, Eiszeitalter u. Gegenwart, 40, s. 63–84.
- Budek A., 2004, *Micromorphological features of alluvial sediments at Capli and Humenec profiles – Carpathians Foreland, western Ukraine*, Abstract book 10<sup>th</sup> Annual Meeting of European Association of Archaeologists, 8–11.09.2004, Lyon, s. 138.
- Buraczyński J., 1971, *Lessy okolic Strasburga, Francja*, Ann. UMCS, sect. B, 26.
- Burnouf J., Dobrzańska H., Jerem E., Kalicki T., Triment F., 2004, *The man and climate in the Holocene/Relationsbetween people and environment*, Abstract book 10<sup>th</sup> Annual Meeting of European Association of Archaeologists, 8–11.09.2004, Lyon, s. 136–137.
- Butler S., 1993, *A strategy for lowland palynology in Bohemia*, Pamatky archeologicke, 84, s. 102–110.
- Buzzi P., Carcaud N., Koenig M.-P., Weisrock A., 1993, *Morphodynamique fluviale holocene et établissements humains protohistoriques en fond de vallée de la Moselle à Crevechamps (Lorraine meridionale)*, Revue Géographique de l'Est, 4, s. 281–295.
- Bzowski M., 1973, *Rzeźba i stosunki wodne dna doliny Wisły w rejonie północnej części Puszczy Niepolomickiej*, Stud. Naturae A, 7, s. 7–37.
- Carls R., 1997, *Zur weichselspäglazialen und holozänen Entwicklung des Spreetales im Berliner Urstromtal südwestlich von Hangelsberg*, Berliner Geographische Arbeiten, 84, s. 75–88.
- Caspers G., 1991, *Pollenanalytische und vegetationsgeschichtliche Untersuchungen zur Flussauenentwicklung an der Mittelweser im Spätglazial und Holozän*, Diss. Hannover (maszynopis).
- 1992, *Die spätglaziale und holozäne Entwicklung des Mittelweser-Tals unter besonderer Berücksichtigung der Vegetationsgeschichte*, Kurzfassungen DEUQUA'92, 12–21.09.1992, Kiel, 30.
- Catt J.A., 1990, *Palaeopedology manual*, Quaternary International, 6, s. 1–95.
- Chebotaeva N.S., Malgina E.A., Devirc A.L., Dobkina E.I., 1965, *O wzroście rzecznych terras sewero-zapada Russkoj rawniny*, [w:] M.I. Nejstadt (red.), *Paleogeografia i chronologia wierchego plejstocena i golocena po dannym radiouglerodnogo metoda*, Nauka, Moskwa, s. 51–61.
- Chotinski N.A., Starkel L., 1982, *Naturalne i antropogeniczne poziomy graniczne w osadach holocenijskich Polski i centralnej części Niziny Rosyjskiej*, Przegł. Geogr., 54, 3, s. 201–218.
- Chrobok S., Naas A., Nitz B., 1986, *Litologische Charakteristik spätpleistozaner bis holozäner karbonatischer Sedimentation im Ruckland der Frankfurter Eisrandlage (Biesenthaler Becken/Barmin)*, Acta Univ. N. Copemici, Geogr., 21, s. 97–102.
- Chyzykow Y.A., Guzov A.P., 1996, *Uslowija zaleganija morenogo duba w alljuwial'nych otlozenijach reki Wilija*, Litosfera, 4, s. 157–160.
- Činčura J., 1968, *Some new aspects of the analysis of heavy minerals in river terraces of the West Carpathians*, Geograficky Časopis, 20, 3, s. 237–245.
- Ciszewski D., Pociask-Karteczka J., Żelazny M., 1996, *Metale ciężkie jako wskaźnik zanieczyszczenia w osadach zbiorników wodnych na terenie Krakowa*, Spraw. Z Pos. Kom. Nauk PAN, 39, 1, s. 265–266.
- Clayton K.M., 1977, *River terraces*, [w:] F.W. Shotton (red.), *British Quaternary Studies*, Clarendon Press, Oxford.
- Czepe Z., 1976, *Środowisko geograficzne*, [w:] *Słownik geografii Europy*, Wiedza Powszechna, Warszawa, s. 12–66.

- Czudek T., 1997, *Relief Morawy a Slezska v kvarteru*, SURSUM, Tišnov.
- Czyżowska E., 1996, *Skutki geomorfologiczne i sedymentologiczne gwałtownej ulewy w dolinie Kalinki 15 września 1995 r. (Wyżyna Miechowska)*, Przegl. Geol., 44, 8, s. 813–816.
- Czyżowska E., Starkel L., 1996, *Rhythmicity of floods at the Boreal-Atlantic transition in the alluvial fan at Podgrodzie upon Wisłoka river*, [w:] L. Starkel, T. Kalicki (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part VI, Geographical Studies, Special Issue, 9, s. 36–42.
- Dalchow C., 1989, *Vorlesungsauswertungen Heinrich Rohdenburg: Geoökologie-Geomorphologie*, Cremling-Destedt.
- Delorme A., Leuschner H.H., 1983, *Dendrochronologische Befunde zue jüngerer Flussgeschichte von Main, Fulda, Lahn und Oker*, Eiszeitalter u. Gegenwart, 33, s. 45–57.
- Dembowski R., 1984, *Erozja i sedymentacja w międzywalu Wisły pomiędzy ujściem Raby i Uswicy*, [w:] *Holocen okolic Krakowa*, Materiały sympozjum. Kraków, 18–20.06.1984, Wyd. AGH, Kraków, s. 26–29.
- Diez T., 1968, *Die würm- und postwürmglazialen Terrassen des Lech und ihre Bodenbildungen*, Eiszeitalter u. Gegenwart, 19, s. 102–128.
- Dobrzańska H., 1990, *Osada z późnego okresu rzymskiego w Igołomi, woj. krakowskie. Część II*, Wyd. IHKM PAN, Kraków.
- 1997, *Kultura przeworska w okresie rzymskim*, [w:] K. Tunia (red.), *Z archeologii Małopolski. Historia i stan badań zachodniomalopolskiej wyżyny lessowej*, Wyd. IAiE PAN, Kraków, s. 331–382.
- 2000, *Ośrodek produkcji ceramiki „siwej” z okresu rzymskiego w Zofipolu*, [w:] J. Rydzewski (red.), *150 lat Muzeum Archeologicznego w Krakowie*, Kraków, s. 37–68.
- w druku, *Jura ojcowska od okresu rzymskiego do początków wczesnego średniowiecza*, [w:] J. Lech, J. Partyka (red.), *Jura ojcowska w pradziejach i początkach państwa polskiego*, OPN, Ojców.
- Dobrzańska H., Jerem E., Kalicki T., 2002, *The geoarchaeology of river valleys. Session abstract*, Abstracts book 8th EAA Annual Meeting, 24–29 September 2002, Thessaloniki, s. 70.
- 2003, *Archaeology and palaeogeography – marriage by reason*, Final Programme and Abstracts of 9<sup>th</sup> Annual Meeting of European Association of Archaeologists, 10<sup>th</sup>–14<sup>th</sup> September 2003, St. Petersburg, s. 19.
- red., 2004, *The geoarchaeology of river valleys*, Archaeolinqua, Series Minor, 18, s. 1–216.
- Dobrzańska H., Kalicki T., 2003, *Człowiek i środowisko w dolinie Wisły koło Krakowa w okresie od I do VII w. n.e.*, Archeologia Polski, 48/1–2, s. 25–55.
- 2004, *Man and environment in the Vistula river valley near Cracow from the 1st to the 7<sup>th</sup> century AD*, [w:] H. Dobrzańska, E. Jerem, T. Kalicki (red.), *The geoarchaeology of river valleys*, Archaeolinqua, Ser. Minor, 18, s. 105–141.
- Dobrzańska H., Kalicki T., Calderoni G., Lityńska-Zajac M., 2004, *Pottery and environment: the Roman period production centre at Zofipole (Cracow, southern Poland)*, Acts of the XIV<sup>th</sup> UISPP Congress, University of Liege, Belgium, 2–8.09.2001, Section 3. Paleoeecology. General sessions and posters, BAR International Series, 1271, s. 83–90.
- Dobrzańska H., Kalicki T., Lityńska-Zajac M., 2005, *Czarne dęby w aluwiach Wisły w rejonie Krakowa – wskaźnik zmian klimatycznych czy działalności człowieka?* Botanical Guidebooks, 28, s. 123–137.



- Dolecki L., 1995, *Profil osadów budujących cokół i wyższą terasę nadzalewową Bugu w Cichobórze (Kotlina Hrubieszowska)*, Konferencja „Problemy geomorfologii i paleogeografii czwartorzędu”, 50-lecie Zakładu Geografii Fizycznej i Paleogeografii UMCS, Wyd. UMCS, Lublin 10–11.04.1995, s. 26–28.
- Domogashev V.N., Sergutin V.E., 1987, *Karczechod i rusłowoj process*, Geomorfologija, 2, s. 54–56.
- Dreslerova D., 1994, *Archaeology and the Labe river flood plain: recent discoveries*, [w:] E. Růžičkova, A. Zeman (red.), *Holocene flood plain of the Labe river*, s. 84–88, Geol. Inst. Ac. of Sc. Czech Rep., Prague.
- 1995a, *Archaeological evidence for environmental changes in the Labe river valley*, [w:] E. Růžičkova, A. Zeman (red.), *Manifestation of climate on the Earth's surface at the end of Holocene*, s. 128–133.
- 1995b, *The prehistory of the middle Labe (Elbe) floodplain in the light of archaeological finds*, *Pamatky Archeologicke*, 86, s. 105–145.
- Drobniewicz B., Kalicki T., Kamińska-Szymczak J., Kozłowski J.K., w druku, *Artefakty i paleogeografia eneolitycznego stanowiska w Krakowie Kosocicach*, *Via Archaeologica*, Kraków.
- Dumanowski B., Jahn A., Szczepankiewicz S., 1962, *The Holocene of Lower Silesia in the light of results of the first radiocarbon dating*, *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Ser. des Sciences géologiques et géographiques*, 10, 1, s. 47–52.
- Dury G.H., 1970, *General theory of meandering valleys and underfit streams*, [w:] G.H. Dury (red.), *Rivers and river terraces*, London, s. 264–275.
- Dvareckas V.V., 1976, *Strajenije i razvitie recznych dolin Litwy w pozdnelednikow'e i golocene*, *Geographia Lithuanica*, s. 51–57.
- 1989, *Strajenije i razwittije recznych dolin krajewoj zony poslednego skandinawskiego oledenienija*, Awtoreferat, MGU, Moskwa.
- 1990a, *The development of Lithuanian river valleys in late- and postglacial times*, *Quaternary Studies in Poland*, 10, s. 41–45.
- 1990b, *The development of Lithuanian river valleys in the Lateglacial and Holocene*, [w:] B. Frenzel (red.), *European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene*, *Paläoklimaforschung*, 14, s. 112–121.
- Dynowska I., 1971, *Typy reżimów rzecznych w Polsce*, *Prace Geogr. UJ*, 28.
- Dynowski J., 1966, *Stosunki wodne obszaru miasta Krakowa*, Spraw. Z Posiedz. Komisji Oddz. PAN w Krakowie, lipiec-grudzień 1966, s. 575–578.
- Dzutyński S., Kryowska-Iwaszkiewicz M., Oszast J., Starkel L., 1968, *O staroczwartorzędowych żwirach w Kotlinie Sandomierskiej*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica*, 2, s. 63–76.
- Eberhard G.J., 1972, *Stroenie i razvitie dolin bassejna ręki Daugava*, Izd. Zinatne, Riga.
- Eberhards G., Miidel A., 1984, *Main features of the development of river valleys in the east Baltic*, *Eesti NSV Teaduste Akadeemia Toimetised, Geologia*, 33, s. 136–145.
- Einsele G., Ricken W., 1995, *The Wutach gorge in SW Germany: late Würmian (periglacial) downcutting versus Holocene processes*, [w:] J. Hagedorn (red.), *Late Quaternary and present-day fluvial processes in Central Europe*, *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband*, 100, s. 65–87.
- Ellwanger D., Bibus E., Bludau W., Kösel M., Merkt J., 1995, *XI. Baden-Württemberg*, [w:] L. Benda (red.), *Das Quartär Deutschlands*, Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart, s. 255–295.
- Ertl U., 1980, *Pollenanalytische Einstufung der Aurinnenfüllung Schönbrunn 13*, [w:] W. Schirmer (red.), *Guide-Book to the Symposium Franken. 25–30.08.1980*, Lichtenfels-Staffelstein, D11-D12., Düsseldorf.

- 1987, *Pollenstratigraphie von Talprofilen in Main-Regnitz-Gebiet*, Ber. Naturwiss. Gs. Bayreuth, 19, s. 45-123.
- Falkowski E., 1967, *Ewolucja holocenijskiej Wisły na odcinku Zawichost-Solec i inżyniersko-geologiczna prognoza jej dalszego rozwoju*, Biul. Inst. Geol., 198, Z badań geologiczno-inżynierskich w Polsce, 4, s. 57-142.
- 1970, *Historia i prognoza rozwoju układu koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Polski*, Biul. Geol. UW, 12, s. 5-121.
- 1975, *Variability of channel processes of lowland rivers in Poland and changes of the valley floors during the Holocene*, Biul. Geol. UW, 19, s. 45-78.
- 1982, *The pattern of changes in the middle Vistula valley floor*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part I*, Geographical Studies, Special Issue, 1, s. 79-92.
- 1985, *Geologiczne uwarunkowania obecnej morfologii dna doliny i koryta Wisły środkowej oraz kierunki zachodzących zmian*, Seminarium „Projektowanie, nowe technologie robót i remontów obiektów regulacyjnych na rzekach nizinnych”, Kazimierz nad Wisłą 28-29 V 1985, CBSiPBW „Hydroprojekt”, Warszawa, 1-17.
- Faustova M.A., 1998, *Ozera kak element lednikowego landszafta na territorii jugowostocznego skłona skandynawskiego lednika, osobennosti ich dinamiki*, [w:] *Istoria plejstocenowych ozer Wostoczno-Ewropejskoj rawniny*, Gidrometeoizda, Sankt Petersburg, s. 23-29.
- Fedenya W.M., Kalinovsky P.F., 1981, *Geologicheskiye i paleoteriologicheskiye issledovaniya na territorii Volkovysskoy vozvyshehnosti*, Doklady AN BSSR, 25, 12, s. 1124-1127.
- Fedenya W.M., Kalinovsky P.F., Nazarov W.I., 1985, *Geologicheskiye i paleozoologicheskiye issledovaniya u d. Peski na r. Zel'vyanke*, Doklady AN BSSR, 29, 3, s. 260-262.
- Fedenya W.M., Kalinovsky P.F., Rylova T.B., 1992, *O vozraste i usloviyakh formirovaniya poymy Zel'vyanki*, [w:] N.A. Makhnach, T.W. Jakubovskaya (red.), *Flora i fauna kaynozoya Belorussi*, Navuka i Technika, Minsk, s. 11-22.
- Feldmann L., 1990, *Jungquartäre Gletscher- und Flussgeschichte im Bereich der Münchener Schotterebene*, Inaug.-Diss. Univ. Düsseldorf, 355 ss.
- 1991a, *Die Entwicklung der Münchener Schotterebene seit der Risseiszeit*, Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in München, 76, s. 23-38.
- 1991b, *Neue Untersuchungen zur „Fluvioglazialen Serie“ auf der Münchener Schotterebene*, Freiburger Geographische Hefte, 33, s. 107-119.
- Feldmann L., Geissert F., Schirmer U., Schirmer W., 1991, *Die jüngste Niederterrasse der Isar nördlich München*, N. Jb. Geol. Paläontol. Mh. 3, s. 127-144.
- Fetzer K.D., Larres K., Sabel K.-J., Spies E.-D., Weidenfeller M., 1995, *Hessen X, Rheinland-Pfalz, Saarland*, [w:] L. Benda (red.), *Das Quartär Deutschlands*, Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart, s. 220-254.
- Fink J., 1966, *Die Paläogeographie der Donau*, Limnologie der Donau, 2.
- 1973, *Zur Morfogenese des Wiener Raumes*, Zeitschrift f. Geomorphologie, Suppl.-Bd., 17, s. 91-117.
- 1977, *Jüngste Schotterakkumulationen im österreichischen Donauabschnitt*, [w:] B. Frenzel (red.), *Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa*, Erdwissenschaftliche Forschung, 13, s. 190-211.
- Fink J., Piffil L., 1975, *The Danube from Krems to Vienna*, The Royal Society of New Zealand Bulletin, 13, s. 127-132.
- Firtion F., Schröder K., 1961, *Der Fund von Bos primigenius Boj. bei Saarbrücken-Burbach und seine geologische Bedeutung*, Beitr. saarland. Archäol. Kunstgesch., 8, s. 23-25.

- Fiszler J., 1998, *Zagrozenie powodziowe w miastach zabytkowych*, [w:] *Inzynieryjne problemy odnowy staromiejskich zespolow zabytkowych*, IV Konferencja Naukowo-Techniczna, Krakow, 21–23.05.1998, Referaty problemowe, tom 1, s. 111–123.
- FitzPatrick E.A., 1993, *Soil microscopy and micromorphology*, Wiley, Chichester.
- Fleischmann B., 1990, *Vegetationskundliche Untersuchungen an ausgewählten Paläomäandern der Auenstufen im Donautal zwischen Pfatter und Straubing*, maszynopis pracy dyplomowej, Instytut Geografii, Uniwersytet Regensburg.
- Flinspach K., 1991, *Die Urdenbacher Kämpe bei Düsseldorf*, Rheinische Landschaften, 37.
- Florek E., Florek W., Mycielska-Dowgiało E., 1987, *Morphogenesis of the Vistula valley between Kępa Polska and Plock in the Late Glacial and Holocene*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part II*, Geographical Studies, Special Issue, 4, s. 189–205.
- Florek W., 1978, *Pozycja czarnych dębów w osadach teras rzecznych i sposób ich fosylizacji w świetle badań z doliny dolnego Bobru*, Badania Fizjogr. Nad Polską Zach., 31, Ser. A, Geogr. Fiz., s. 79–92.
- 1980, *Późnholoceńskie osady wypełniające paleomeander Bobru na północ od Wysokiej*, Badania Fizjogr. Nad Polską Zach., 33, Ser. A, Geogr. Fiz., s. 19–27.
- 1982, *Development of the lower Bóbr valley floor. with emphasis on the Late Holocene*, Questiones Geographicae, 8, s. 91–119.
- 1984, *Niektóre problemy sedimentologiczne związane z budową teras środkowo- i młodoholocenijskich dolnego Bobru*, Rocznik PTGeol., 54, 3–4, s. 397–410.
- 1991, *Postglacjalny rozwój dolin rzek środkowej części północnego sklonu Pomorza*, WSP, Słupsk.
- Florek W., Mycielska-Dowgiało E., 1991, *Structural and textural character of alluvial deposits as an indicator of environmental conditions*, [w:] F. Gullentops (red.), *Wetlands in Flanders*, Aardk. Mededel., 6, s. 173–179.
- Florek W., Mycielska-Dowgiało E., Starkel L., 1990, *Lithology and facies of fluvial deposits*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part III*, Geographical Studies, Special Issue, 5, s. 111–126.
- Folk R.L., Ward W.C., 1957, *Brazos river bar: a study of significance of grain size parameters*, Journal Sedim. Petrol., 27, s. 3–26.
- Frenzel B. (red.), 1992, *Evaluation of land surfaces cleared from forests by prehistoric man in Early Neolithic times and the time of migrating Germanic tribes*, Paläoklimaforschung 8, Special Issue: ESF Project European Palaeoclimate and Man 3.
- 1995, *European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene*, Paläoklimaforschung, 14, Special Issue: ESF Project European Palaeoclimate and Man, 9.
- 1998, *Qualification of land surfaces cleared from forests during the Holocene – Modern pollen/vegetation/landscape relationship as an aid to the interpretation of fossil pollen data*, Paläoklimaforschung, 27, Special Issue: ESF Project European Palaeoclimate and Man, 18.
- Friedrich M., Kromer B., Spurk M., Hofmann J., Kaiser K.F., 1999, *Paleoenvironment and radiocarbon calibration as derived from Lateglacial/Early Holocene tree-ring chronologies*, Quaternary International, 61, s. 27–39.
- Gabris G., 1985, *An outline of the paleohydrology of the Great Hungarian Plain during the Holocene*, [w:] M. Pecsí (red.), *Environmental and dynamic geomorphology*, Budapest, s. 61–77.
- Geissert F., Mennilet F., Farjanel G., 1976, *Les alluvions rhenanes plio-quaternaires dans le département du Bas-Rhin*, Sciences Geol. Bull., 29, 2, s. 121–170.
- Gerlach R., 1990, *Flussdynamik des Mains unter dem Einfluss des Menschen seit dem Spätmittelalter*, Forschungen zur Deutschen Landeskunde, 234, s. 1–240.

- 1991, *Geologische Grundlagen und Entwicklung der Stadt Duisburg von der Römerzeit bis heute*, Natur am Niederrhein, 6, 1, s. 3–16.
- German R., Filzer P., 1964, *Beiträge zur Kenntnis spät- und postglazialer Akkumulation im nördlichen Alpenvorland*, Eiszeitalter u. Gegenwart, 15, s. 108–122.
- Gerrard A.J., 1990, *Soil variations on hillslopes in humid temperate climates*, [w:] P.L.K. Knuepfer, L.D. McFadden (red.), *Soils and landscape evolution*, Elsevier, Amsterdam, s. 225–244.
- Geyh M.A., Benzier J.H., Roeschmann G., 1971, *Problems of dating Pleistocene and Holocene soils by radiometric methods*, [w:] D.A. Yaalon (red.), *Paleopedology: origin, nature and dating of paleosols*, International Soil Science and Israel University Press, Jerusalem, s. 63–75.
- Geyh M.A., Roeschmann G., Wijmastra T.A., Middeldorp A.A., 1983, *The unreliability of <sup>14</sup>C dates obtained from buried sandy podzols*, Radiocarbon, 25, s. 409–416.
- Gębica P., 1995, *Ewolucja doliny Wisły pomiędzy Nowym Brzeskiem a Opatowcem w wistulianie i holocenie*, Dokum. Geogr., 2, 92 ss.
- 2004, *Przebieg akumulacji rzecznej w górnych wistulianie w Kotlinie Sandomierskiej*, Prace Geogr. IGI PAN, 193, 236 ss.
- Gębica P., Krąpiec M., 1993, *Nowe stanowisko czarnych dębów w Niedarach nad Wisłą*, Spraw. Z Posiedz. Kom. Nauk. PAN w Krakowie za rok 1991, 35, 1–2, s. 265–267.
- Gębica P., Sokolowski T., 2001, *Sedimentological interpretation of crevasse splays formed during the extreme 1997 flood in the upper Vistula river valley (south Poland)*, Annales Societatis Geologorum Poloniae, 71, s. 53–62.
- Gębica P., Starkel L. 1987, *Evolution of the Vistula river valley at the northern margin of the Niepolomice Forest during the last 15 000 years*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part II*, Geographical Studies, Special Issue, 4, s. 71–86.
- Glasko M.P., Folomeev B.A., 1981, *Metodika opredelenija skorostej nakoplenija pojmennoogo alljuwija rawninnych rek po archeologo-geomorfologiczeskim dannym (na primere srednej Oki)*, Geomorfologija, 3, s. 26–36.
- Godłowska M., 1984, *Osadnictwo prehistoryczne Pleszowa i okolic*, [w:] *Holocen okolic Krakowa*, Materiały sympozjum. Kraków, 18–20 czerwca 1984, Kraków, s. 49–51.
- 1986, *Das Siedlungsgebiet der frühen und mittleren Phase der Lengyel-Kultur in der Umgebung von Kraków*, Internationales Symposium über die Lengyel-Kultur, Nove Vozokany 5–9.11.1984, s. 69–77.
- Godłowska M., Kozłowski J.K., Starkel L., Wasylkowa K., 1987, *Neolithic settlement at Pleszów and changes in the natural environment in the Vistula valley*, Przegl. Archeol., 34, s. 133–159.
- Gonera P., 1986, *Zmiany geometrii koryt meandrowych Warty na tle wahań klimatycznych w późnym wistulianie i holocenie*, Ser. Geogr., 33, Wyd. UAM, Poznań.
- Gonera P., Kozarski S., 1987, *River channel changes and rough paleodischarge estimates for the Warta river, west-central Poland*, Geografiska Annaler, 69A, 1, s. 163–171.
- Gorecky G.I., 1964, *Alljuwij wielikich antropogenowych prarek Russkoj rawniny. Prareki Kamskogo bassejna*, Nauka, Moskwa.
- 1970, *Alljuwialnaja letopis welikogo Pra-Dniepra*, Nauka, Moskwa.
- 1980, *Osobennosti paleopotamologii lednikovykh oblastey (na primere Belorusskogo Poneman'ya)*, Nauka i Technika, Minsk.
- 1982, *Paleopotamologiczeskije eskizy Paleo-Dona i Pra-Dona*, Nauka i Technika, Minsk.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., 1986, *Zarys sedymentologii*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Gregory K.J. (red.), 1983, *Background to palaeohydrology*, Wiley, Chichester.

- Gregory K.J., Benito G. (red.), 2003, *Palaeohydrology. Understanding global change*, Wiley, Chichester.
- Gregory K.J., Gurnell A.M., 1988, *Vegetation and river channel form and process*, [w:] H.A. Viles (red.), *Biogeomorphology*, Blackwell, s. 11–42.
- Gregory K.J., Lewin J., Thornes J.B. (red.), 1987, *Palaeohydrology in practice*, Wiley, Chichester.
- Gregory K.J., Starkel L., Baker V. R. (red.), 1995, *Global continental palaeohydrology*, Wiley, Chichester.
- Griczuk W.P., 1973, *Rastitelnost'*, [w:] *Paleogeografija Ewropy w pozdnim plejstocenie*, Inst. Geogr. AN SSSR, Moskwa.
- Groschopf P., 1961, *Beiträge zur Holozänstratigraphie Südwestdeutschlands nach 14C-Bestimmungen*, Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 4, s. 137–143.
- Grove J.M., 1966, *The little ice age in the Massif of Mount Blanc*, Trans. of the Inst. of British Geographers, 40, London, s. 129–143.
- 1988, *The Little Ice Age*, Methuen, London.
- Gurnell A., Petts G. (red.), 1995, *Changing river channels*, Wiley, Chichester.
- Habbe K.A., 1986a, *Bemerkungen zum Altleistozän des Illergletscher-Gebietes*, Eiszeit u. Gegenwart 36, s. 121–134.
- 1986b, *Zur geomorphologischen Kartierung von Blatt Grönenbach (I) – Probleme, Beobachtungen, Schlussfolgerungen*, Erlanger Geographische Arbeiten 47, 119 ss.
- Hagedorn J. (red.), 1995, *Late Quaternary and present-day fluvial processes in Central Europe*, Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband 100, s. 1–203.
- Hagedorn J., Rother N., 1992, *Holocene floodplain evolution of small rivers in the uplands of Lower Saxony, Germany*, Geomorphology, 4, s. 423–432.
- Hahn H.-U., 1992, *Die morphogenetische Wirksamkeit historischer Niederschläge*, Würzburger Geographische Arbeiten, 82.
- Halicki B., 1951, *Podstawowe profile czwartorzędu w dorzeczu Niemna*, Acta Geologica Polonica, 2, 1–2, s. 5–101.
- Handel D., 1967, *Das Holozän in den nordwestsächsischen Flussauen*, Hercynia, N. F., 4, s. 152–198.
- 1982, *Zur Problematik holozäner Flussschotter*, Zeitschr. Geol. Wiss., 10, s. 811–825.
- Hantke R., 1993, *Flussgeschichte Mitteleuropas. Skizzen zu einer Erd-, Vegetations- und Klima-geschichte der letzten 40 Millionen Jahre*, Enke-Verlag, Stuttgart.
- Hard G., 1970, *Exzessive Bodenerosion um und nach 1800*, Erdkunde, 24, s. 290–308.
- Hatt J.P., 1937, *Contribution à l'analyse pollinique des tourbières du Nord-Est de la France*, Bull. Serv. Carte geol. Alsace-Lorraine, 4, s. 1–76.
- Havliček P., 1977, *Radiokarbondatierung der Flussablagerungen in der Talaue des Flusses Morava (March)*, Vest. Ustr. Ust. Geol., 52, s. 275–283.
- 1980, *Vývoj terasoveho systému reky Moravy v hradistkém prikopu*, Anthropozoikum, 13, s. 93–125.
- 1983, *Late Pleistocene and Holocene fluvial deposits of the Morava river (Czechoslovakia)*, Geol. Jb. A, 71, s. 209–217.
- 1988, *Evolution of the Morava river in Late Pleistocene and Holocene time*, [w:] G.Lang, Ch. Schlüchter (red.), *Like, mire and river environment*, Balkema, Rotterdam, s. 133–136.
- 1991a, *The Morava river basin during the last 15,000 years*, [w:] L. Starkel, K.J. Gregory, Thornes (red.), *Temperate paleohydrology*, Wiley, Chichester.
- 1991b, *The Morava river basin: its development during the last 15,000 years*, [w:] F. Gullentops (red.), *Wetlands in Flanders*, Aardk. Medcdel., 6, s. 129–135.

- 1993, *Contribution to the reconstruction of climate in the last 2000 years*, [w:] E. Růžicková, A. Zeman, J. Mirecki (red.), *Application of direct and indirect data for the reconstruction of climate during the last two millenia*, Prague, s. 71–74.
- 1994, *State of research of the Moravian rivers in Holocene time*, [w:] E. Růžicková, A. Zeman (red.), *Holocene flood plain of the Labe river*, s. 98–99, Prague.
- Havliček P., Nehyba S., 1998, *Kvarterne geologicke, sedimentologicke a sedimentarne-petrograficke vyzkumy v Mikulčicach, okres Hodonin*, Zpravy o geologických vyzkumech v roce 1997, s. 157–158, CGU, Praha.
- Havliček P., Smolikova L., 1992, *K vyvoji nivy dolni Jihlavy u Ivane*, 21. Mikulovske sympozium 1991, Okresni archiv Bréclav, Okresni Uzad Bréclav, Muzejni a vlastivedna spoločnost, Brno, s. 311–324.
- 1994, *Vyvoj jihomoravskych niv*, Vest. Českeho Geol. Ustavu, 69, 1, s. 23–40.
- Havliček P., Smolikova L., Kovanda J., Brizova E., 1994, *Loess complex near Sedlec (southern Moravia)*, *Antropozoikum*, 21, s. 5–18.
- Havliček P., Svobodova H., 1984, *Excursion guide Symposium IGCP-158A*, Mikulčice 24–28 September 1984, Mikulčice.
- Havliček P., Koči A., Janostik M., Šutor A., 1983, *Late Pleistocene and Holocene stream sediments in Moravia: New methods and results*, *Quaternary Studies in Poland*, 4, s. 125–133.
- Heine K., 1970, *Fluss- und Talgeschichte im Raum Marburg*, *Bonner geographische Abhandlungen*, 42, s. 1–195.
- 1982, *Das Mündungsgebiet der Ahr im spät Würm und Holozän*, *Erdkunde*, 36, 1, s. 1–11.
- Heine K., Buch M.W., Hilgart M., 1988, *Führer zur exkursion im Donautal östlich von Regensburg*, Kolloquium zum DFG-Schwerpunktprogramm „*Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär*“, 16–18.11.1988 Wolferszell b. Straubing, Universität Regensburg.
- Heine K., Niller H.-P., 2003, *Human and climate impacts on the Holocene landscape development in southern Germany*, *Geographia Polonica*, 76, 2, s. 109–122.
- Hempel L., 1956, *Über Alter und Herkunftsgebiet von Auelehmen im Leinetal*, *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 7, s. 35–42.
- 1976, *Bodenerosion und Auelehm*, [w:] G. Richter (red.), *Bodenerosion in Mitteleuropa*, (przedruk z 1959), *Wege der Forschung*, 430, s. 331–333.
- Hergert J., 1998, *Anthropogenic influence on the development of the Holocene terraces of the river Lippe, Germany*, [w:] G. Benito, V.R. Baker, K.J. Gregory (red.), *Palaeohydrology and environmental change*, Wiley, Chichester, s. 167–179.
- Heusch K., Botscheck J., Skowronek A., 1996, *Zur jungholozänen Oberflächen- und Bodenentwicklung der Siegau im Hennefer Mäanderbogen*, *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 46, s. 18–31.
- Hey R.D., 1979, *Dynamic process-response model of river channel development*, *Earth Surface Processes and Landforms*, 4, s. 59–72.
- Hilgart M., 1995, *Die geomorphologische Entwicklung des Altmühl- und Donautales im Raum Dietfurt-Kelheim-Regensburg im jüngeren Quartär*, *Forschungen zur Deutschen Landeskunde*, 242.
- Hiller A., Litt T., Eissmann L., 1991, *Zur Entwicklung der jungquartären Tieflandstäler im Saale-Elbe-Raum unter besonderer Berücksichtigung von <sup>14</sup>C-Daten*, *Eiszeitalter und Gegenwart*, 41, s. 26–46.
- Hofmann B., 1973, *Geologische Karte von Bayern 1:25 000. Erläuterungen zum Blatt Nr 7439, Landshut Ost*, München.
- Homilius J., Weinig H., Brost E., Bader K., 1983, *Geologische und geophysikalische Untersuchungen im Donauquartär zwischen Ulm und Passau*, *Geol. Jb. E*, 25, s. 3–73.

- Hong S.J., 1995, *Holozäne und aktuelle Tal- und Flussetwicklung auf der Nordostabchandung des Kaufunger Waldes, Nordhessen*, Dissertation der Georg-August Universität zu Göttingen, s. 152.
- Hoppe Ch., 1970, *Die grossen Flussverlagerungen des Niederrheins in den letzten zweitausend Jahren und ihre Auswirkungen auf Lage und Entwicklung der Siedlungen*, Forschungen zur Deutschen Landeskunde B., 189, s. 1–88.
- Houben P., 1997, *Late-glacial and Holocene fluvial sedimentation in a small upland catchment in Hesse (Germany)*, Zeitschrift f. Geomorphologie, 41, 4, s. 461–478.
- 2003, *Spatio-temporally variable response of fluvial systems to Late Pleistocene climate change: a case study from central Germany*, Quaternary Science Reviews, 22, s. 2125–2140.
- Houbrechts G., Petit F., Kalicki T., 2004, *Rozwój metalurgii a sedymentacja fluwialna z ostatnich stuleci w ardeńskich dopływach Mozy (Belgia)*, [w:] Z. Michalczyk (red.), *Badania geograficzne w poznawaniu środowiska*, s. 192–194, Wyd. UMCS, Lublin
- Howard A.J., Macklin M.G., Passmore D.G. (red.), 2003, *Alluvial archaeology in Europe*, Balkema, Rotterdam.
- Hrdlička L., 1972, *Predbezne vysledky vyzkumu v Praze I, na Klarove*, Archeologicke rozhledy, 24, s. 644–663.
- Huckriede R., 1971, *Über jungholozäne, vorgeschichtliche Löß-Umlagerung in Hessen*, Eiszeitalter u. Gegenwart, 22, s. 5–16.
- 1972a, *Altholozäner Beginn der Auelehm-Sedimentation im Lahn-Tal?*, Notizbl. hess. L.-Arnr Bodenforsch., 100, s. 153–163.
- 1972b, *Der Untergrund des Deutschen Hauses und weitere geologische und urgeschichtliche Befunde in Marburg an der Lahn*, Geologica et Palaeontologica, 6, s. 177–201.
- Huhmann M., Brückner H., 2002, *Holocene terraces of the upper Dnister. Fluvial morphodynamics as a reaction to climatic changes and human impact*, Zeitschrift f. Geomorphologie, Suppl.-Bd., 127, s. 67–80.
- Huhmann M., Kremenetski K.V., Hiller A., Brückner H., 2004, *Late Quaternary landscape evolution of the upper Dnister valley, western Ukraine*, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 209, s. 51–71.
- Huisink M., 1998, *Changing river styles in response to climate change. Examples from the Maas and Vecht during the Weichselian Pleni- and Lateglacial*, Wageningen.
- Il'in E.A., 1967, *Prilednikovoye ozero severnoj Belorussii*, [w:] *Istorija ozer Severo-Zapada*, Leningrad, s. 71–85.
- Ivanov D.L., 1993, *Novaya nakhodka melkikh mlekopitayushchikh Belarusi*, [w:] *Priroda Belarusi i problemy ee ochrany*, Nauka i Technika, Minsk, s. 118–121.
- 2001, *O faunie melkikh mlekopitayushchikh rannego golocena razreza Peski-5 na reke Zel'vianka*, Sovremennyye problemy estestvoznaniya, s. 106–109.
- Ivanov D.L., Yelovichava J.K., 1997, *Asablivasci razviccyja galacenarykh biyacenzav dalin rek Zyal'vyanki i Svislachy*, Vesci Belaruskaga Dzyarzhavnaga Pedagogichnaga Universiteta, 1, s. 82–89.
- Ivanov V.V., 1978, *Geologičeskoe stroenie vysokoj pojmy Zapadnoj Dviny w rajone Vitebskich porogov*, [w:] V.A. Kuznetsov (red.), *Materijaly geologičeskogo izučenija zemnoj kory Belorussii*, Nauka i Technika, Mińsk, s. 97–100.
- Jäger K.-D., 1962, *Ober Alter und Ursachen der Auelehmablagerung thüringischer Flüsse*, Praehist. Z., 40, s. 1–59, Berlin.
- Jahn A., 1956, *The activation of rivers during the Glacial Epoch and the stratigraphic significance of fossil erosion surfaces in Quaternary deposits*, Przegł. Geogr., 28, Suppl.

- Jakob H., 1956, *Zur Datierung des „Rannenhorizontes“ und der sog. „Pfahlbauten“ im Main-Regnitz-Gebiet um Bamberg*, Ber. Naturforsch. Ges. Bamberg, 35, s. 63–82.
- Jasińska M., Mietelski J.W., Pociask-Karteczka J., 1996, *Wpływ górnictwa na zawartość radionuklidów naturalnych w osadach górnej Wisły (od Goczałkowic do Niepolomic)*, Spraw. Z Pos. Kom. Nauk PAN, 39, 1, s. 263–264.
- Jilek P., Melkova J., Růžičková E., Šilar J., Zeman A., 1995, *Radiocarbon dating of Holocene sediments: flood events and evolution of the Labe (Elbe) river in central Bohemia (Czech Republic)*, Radiocarbon, 37, 2, s. 131–137.
- Jockenhövel A., 1986, *Neolithische Auenlehmbildungen im Untermaingebiet – Ergebnisse einer Ausgrabung im Mainaltlauf „Riedwiesen“ zwischen Frankfurt am Main-Schwanheim und Kelsterbach, Kr. Gross-Gerau*, Geol. Jb. Hessen, 114, s. 115–124.
- Kaczanowski P., Kozłowski J.K., 1998, *Wielka Historia Polski, Tom 1. Najdawniejsze dzieje ziem polskich (do VII w.)*, Fogra, Kraków.
- Kaczmarzyk J., 1995, *Paleohydrologia holocenijskich meandrów Wieprzy w sąsiedztwie grodziska Wrześnica*, Konferencja „Problemy geomorfologii i paleogeografii czwartorzędu”, 50-lecie Zakładu Geografii Fizycznej i Paleogeografii UMCS, Lublin 10–11.04.1995, s. 32–33.
- 1995, *Rekonstrukcja warunków hydrologicznych mlodoatlantyckiego paleomeandra Wieprzy*, Słupskie Prace Matematyczno-Przyrodnicze, 10c, s. 47–70.
- Kadacky V.B., 1975, *Geologija i paleogeografija verchnego plejstocena vostoĭka Belorusskogo Poozerja*, maszynopis. Instytut Nauk Geologicznych ANB, Minsk.
- Kaiser E., 1903, *Die Ausbildung des Rhein-Tales zwischen Neuwieder Becken und Bonn-Cölnner Bucht*, Verh. 14. Dt. Geographentag Coln, s. 206–215.
- Kalicki T., 1987, *Lateglacial paleochannel of the Vistula river in Kraków-Nowa Huta*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 21, s. 93–108.
- 1988, *The Lateglacial abandoned channel in Nowa Huta*, Excursion Guide Book Symposium „Lateglacial and Holocene environmental changes – Vistula Basin 1988”, 15–21 June 1988 Cracow, s. 47–52.
- 1991a, *Budowa teras i wiek równiny zalewowej Berezyny koło Borysowa (Białoruś)*, Przegl. Geogr., 63, 3–4, s. 362–376.
- 1991b, *Holocenijskie generacje paleomeandrów Wisły w rejonie Krakowa*, Kwartalnik AGH, Geologia, 17, 1–2, s. 25–66.
- 1991c, *The evolution of the Vistula river valley between Cracow and Niepolomic in late Vistulian and Holocene times*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part IV*, Geographical Studies, Special Issue, 6, s. 11–37.
- 1992a, *Budowa i wiek równiny zalewowej w rejonie Pleszowa i Kujaw* [w:] T. Kalicki (red.), *Dolina Wisły poniżej Krakowa – ewolucja środowiska i ingerencja człowieka*, Przewodnik 41 Zjazdu PTG, Kraków 26–29 VI 1992, s. 5–6
- 1992b, *The structure and age of the Drwień depression interrupting the Vistula floodplain east of Cracow (South Poland)*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 25–26, s. 89–113.
- 1992c, *Zmiany rozwinęcia Wisły pod Krakowem w późnym Vistulianie w świetle nowych stanowisk w Pleszowie i Łęgu*, Folia Geographica, Series Geographica-Physica, 23, s. 111–124.
- 1993a, *Evolution morphologique de la vallée de la Zapadnaya Beresina près de Volozhin (Biélorussie) au Tardiglaciaire et à l'Holocène*, Revue Géographique de l'Est, 4, s. 261–266.
- 1993b, *Morfologia doliny Zapadnoj Bereziny w rajonie Wołozina*, Dokłady Akademii Nauk Białorusi, 37, 1, s. 87–90.
- 1993c, *Studia nad późnoglacialną i holocenijską ewolucją wybranych dolin rzecznych na Białorusi*, Folia Geographica, Series Geographica-Physica, vol. 24-25, s. 73–84



- 1995a, *Ewolucja dolin na obszarze młodoglacjalnym na przykładzie Łuczosi (Białoruś)*, Referaty i Postery 44 Zjazd PTG, 24–27 VIII 1995, Courier.exe, Toruń, s. 55–58.
- 1995b, *Lateglacial and Holocene evolution of some river valleys in Byelorussia*, [w:] B. Frenzel (red.), *European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene*, Palaoklimaforschung, 14, s. 89–100.
- 1995c, *Zapisi erozji gleb w holocenie w madach i deluwjach na Białorusi*, Streszczenia III Zjazd Geomorfologów Polskich, 27–29 IX 1995, Wyd. UŚ, Sosnowiec, s. 35–36.
- 1996a, *Climatic or anthropogenic alluviation in Central European valleys during the Holocene*, [w:] J. Branson, A.G. Brown, K.J. Gregory (red.), *Global continental changes: the context of palaeohydrology*, Geological Society Special Publication, 115, The Geological Society, s. 205–215, London.
- 1996b, *Overbank deposits as indicators of the changes in discharges and supply of sediments in the upper Vistula valley – the role of climate and human impact*, [w:] L. Starkel, T. Kalicki (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part VI*, Geographical Studies, Special Issue, 9, s. 43–60.
- 1996c, *Phases of increased river activity during the last 3500 years*, [w:] L. Starkel, T. Kalicki (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part VI*, Geographical Studies, Special Issue, 9, s. 94–101.
- 1997a, *Odbicie zmian klimatu i działalności człowieka w madach z ostatniego tysiąclecia na przykładzie Polski południowej i Białorusi*, Streszczenia referatów sympozjum „Odzwierciedlenie zmian klimatycznych ostatniego 1000-lecia w środowisku przyrodniczym”, 20–21 III 1997, Wyd. UŚ, Sosnowiec, s. 27.
- 1997b, *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, s. 129–141.
- 1998, *Litologia i stratygrafia aluwii w dolinie Rady (Kotlina Sandomierska)*, [w:] *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, III Seminarium, Streszczenia referatów i opis posterów, 16–17 XI 1998 Wyd. UAM, Poznań, s. 51–53.
- 2000a, *Grain size of the overbank deposits as carriers of paleogeographical information*, Quaternary International, 72, s. 107–114.
- 2000b, *Holocenne fazy akumulacji mad w dolinach białoruskich*, [w:] *Problemy paleogeografii późnego plejstocenu i holocenu*, Materiały białorusko-polskiego seminarium 26–29 września 2000 r., Inst. Geolog. Nauk NAN Białorusi, Grodno, Białoruś, s. 24–26.
- 2000c, *The sediments of small Forecarpathian rivers near Cracow and Przemyśl (Poland): climate and human impact*, [w:] D. Balteanu, M. Ielenicz, N. Popescu (red.), *Geomorphology of the Carpatho-Balkan region*, Corint, Bucurest, s. 228–238.
- 2002a, *Transformacja systemu fluwialnego Niemna u schyłku plejstocenu*, Streszczenia referatów sympozjum „Transformacja systemów fluwialnych i stokowych w późnym wistulianie i holocenie”, 25–27.09.2002, Łódź-Uniejów, s. 15–17.
- 2002b, *Wpływ późnoczwartorzędowych zmian roślinności i współczesnych procesów korytowych na ewolucję doliny górnego Purusu (Nizina Amazonki)*, Konferencja „Roślinność a procesy erozji, transportu i depozycji”, Wyd. UŚ, Sosnowiec 2002, s. 57–59.
- (red.), 1997, *Badania ewolucji dolin rzecznych na Białorusi – I*, Dokum. Geogr. 6, 111 ss.
- Kalicki T., Calderoni G., Zernickaja W.P., 2004a, *Rola klimatu i człowieka w holocennej ewolucji doliny Zelwianki (Białoruś)*, [w:] Z. Michalczyk (red.), *Badania geograficzne w poznawaniu środowiska*, Wyd. UMCS, Lublin, s. 185–191.

- 2004b, *Main factors of the Holocene development of Zelvianka valley (Belarus): new results and interpretation*, [w:] A.W. Matveev, A.F. Sanko (red.), *Pleystocen Belarusi i sopredel'nych territorij*, Materiały międzynarodowej naukowej konferencji, 29.10.2004, Inst. Geolog. Nauk NAN Belarusi, Minsk, s. 37.
- 2004c, *River response to the Holocene climatic fluctuations: a case study from Zelvianka river valley (Belorussia)*, *II Quaternario*, Italian Journal of Quaternary Sciences, 17, 2/1, s. 165–180.
- Kalicki T., Dobrzańska H., Calderoni G., 2005, *Paleogeografia doliny Wisły poniżej Niepolomic w okresie rzymskim*, [w:] A. Kotarba, K. Krzemień, J. Świechowicz (red.), *Współczesna ewolucja rzeźby Polski*, VII Zjazd Geomorfologów Polskich, 19–22.09.2005, IGiGP UJ, Kraków, s. 171–176.
- Kalicki T., Kalinowski P.F., 1997, *Budowa i wiek aluwiów równiny zalewowej Wilii w rejonie Smorgonii*, [w:] T. Kalicki (red.), *Badania ewolucji dolin rzecznych na Białorusi – I*, *Dokum. Geogr.*, 6, s. 105–111.
- Kalicki T., Krąpiec M., 1991a, *Black oaks and Subatlantic alluvia of the Vistula in the Branice-Stryjów near Cracow*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part IV*, *Geographical Studies, Special Issue*, 6, s. 39–61.
- 1991b, *Subboreal black oaks identified from the Vistula alluvia at Grabie near Cracow (South Poland)*, *Kwartalnik AGH, Geologia*, 17, 1/2, s. 155–171.
- 1992, *Kujawy site – Subatlantic alluvia with black oaks*, *Excursion Guide-Book*, Symposium Global Continental Paleohydrology, Kraków-Mogilany 8–12 IX 1992, s. 37–41.
- 1994, *Problemy datowań form i aluwiów za pomocą metody dendrochronologicznej na przykładzie doliny Wisły koło Krakowa*, *Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, Matematyka-Fizyka*, 71, *Geochronometria*, 10, s. 173–189.
- 1995a, *„Black oaks” in the recent centuries alluvia of the Vistula river at Wolica near Cracow (South Poland)*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part V*, *Geographical Studies, Special Issue*, 8, s. 19–29.
- 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, s. 243–250.
- 1996, *Reconstruction of phases of the „black oaks” accumulation and of flood phases*, [w:] L. Starkel, T. Kalicki (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part VI*, *Geographical Studies, Special Issue*, 9, s. 78–85.
- 1997, *Zapis zmian paleohydrologicznych Wisły w aluwiach i generacjach czarnych dębów w Kujawach koło Krakowa*, *Sprawozd. z Czynności i Posiedz. PAU*, 60, s. 108–109.
- Kalicki T., Litwinjuk G.I., Sańko A.F., Szałabuda W.L., Zernickaja W.P., Komarowski M.E., Kalkowski W.M., Pawława I.D., 2000, *Dolina Niemna na Nizinie Górnoniemieńskiej*, [w:] *Problemy paleogeografii późnego plejstocenu i holocenu*, Materiały białorusko-polskiego seminarium – Wycieczki terenowe, 26–29.09.2000 r., Inst. Geolog. Nauk NAN Belarusi, Grodno, Białoruś, s. 110–123.
- Kalicki T., Mościcki J., 1997, *Geologiczne i geoelektryczne badania aluwiów paleomeandra Wisły w Zabierzowie Bocheńskim*, *Przegl. Geogr.*, 69, 1–2, s. 153–162.
- Kalicki T., Pietrzak M., 2004, *Climatic and anthropogenic signals in the Subatlantic sediments of small Forecarpathians valley*, Abstract book 10<sup>th</sup> Annual Meeting of European Association of Archaeologists, 8–11.09.2004, Lyon, s. 139.
- Kalicki T., Plit. J., 2003, *Historical changes of the Vistula channel and its reflection in the flood plain between Józefów and Kazimierz Dolny*, [w:] A. Kotarba (red.),

*Holocene and Late Vistulian paleogeography and paleohydrology*, Prace Geogr., 189, s. 179–207.

- Kalicki T., Sanko A.F., 1992, *Genesis and age of the terraces of Dnieper between Orsha and Shklov (Byelorussia)*, Geographia Polonica, 60, s. 151–174.
- 1997a, *Changes of the Niemen pattern downstream of Grodno during the Late Vistulian and the Holocene (Belarus)*, Abstract volume and excursion guide of the INQUA-SEQS Symposium „*The Late Pleistocene in Eastern Europe: stratigraphy, palaeoenvironment and climate*”, 14–19 IX 1997 Vilnius, s. 29.
- 1997b, *Ewolucja doliny Luczoso w późnym glacie i holocenie*, [w:] T. Kalicki (red.), *Badania ewolucji dolin rzecznych na Białorusi – I*, Dokum. Geogr., 6, s. 53–82.
- 1998a, *Palaeohydrological changes in the upper Dneper valley during the last 20,000 years (Belarus)*, [w:] G. Benito, V.R. Baker, K.J. Gregory (red.), *Palaeohydrology and environmental change*, Wiley, Chichester, s. 125–135.
- 1998b, *Stratygrafia i malakofauna aluwiiów w dnie doliny Rady (południowo-wschodnia Polska)*, [w:] T. Kalicki (red.), *Paleogeografia górnego plejstocenu i holocenu wschodniej Polski i Białorusi*, Streszczenia referatów, posterów i przewodnik wycieczki, 5–7 X 1998, IGiPZ PAN, Kraków, s. 15–16.
- Kalicki T., San'ko A.F., Litvinjuk G.I., 1997a, *Zapis późnoglacialnych i holocenijskich zmian klimatu i działalności człowieka w osadach dna i zboczy doliny Ptyczy koło Mińska*, [w:] T. Kalicki (red.), *Badania ewolucji dolin rzecznych na Białorusi – I*, Dokum. Geogr., 6, s. 83–104.
- Kalicki T., San'ko A.F., Zernicka V.P., Litvinjuk G.I., 1997b, *Ewolucja doliny Dżwiny na Nizinie Suraskiej w późnym glacie i holocenie*, [w:] T. Kalicki (red.), *Badania ewolucji dolin rzecznych na Białorusi – I*, Dokum. Geogr., 6, s. 13–52.
- Kalicki T., Sauchyk S., Calderoni G., Simakova G., w druku, *Climatic versus human impact on the Holocene sedimentation in river valleys of different order: examples from the Upper Dnieper basin, Belarus*, Quaternary International.
- 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:] L. Starkel, T. Kalicki (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part VI*, Geographical Studies, Special Issue, 9, s. 129–158.
- Kalicki T., Starkel L., 1987, *The evolution of the Vistula river valley downstream of Cracow during the last 15 000 years*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part II*, Geographical Studies, Special Issue, 4, s. 51–70.
- 1996, *Datowanie radiowęglowe sekwencji włożeń aluwialnych Wisły w Zabierzowie Bocheńskim*, Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, Matematyka-Fizyka, 80, Geochronometria, 14, s. 7–18.
- Kalicki T., Szmoniewski B., 2005, *Relief and the Early Medieval hill forts from loess Małopolska Upland (S-Poland)*, Programme and abstracts of 11<sup>th</sup> Annual Meeting of European Association of Archaeologists, 5–11.09.2005, Cork, s. 140.
- Kalicki T., Zernickaya W.P., 1995, *Paleogeography of the Vistula valley near Cracow based on sediments and palynology of the Allerod paleochannel fill*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part V*, Geographical Studies, Special Issue, 8, s. 9–18.
- 2000, *Dolina Niemna na Nizinie Środkowoniemeńskiej*, [w:] *Problemy paleogeografii późnego plejstocenu i holocenu*, Materiały białorusko-polskiego seminarium – Wycieczki terenowe, 26–29 września 2000 r., Inst. Geolog. Nauk NAN Białorusi, Grodno, Białoruś, s. 105–109.
- Kalicki T., Zernickaja W.P., Pietuchowa N.N., Sańko A.F., Litwinjuk G.I., Budek A., Weremczuk S.M., Michajłow M.D., Pawłowa I.D., 1998, *Postglacialna ewolucja doliny Niemna poniżej Grodna: pierwsze wyniki*, [w:] T. Kalicki (red.),

- Paleogeografia górnego plejstocenu i holocenu wschodniej Polski i Białorusi*, Streszczenia referatów, posterów i przewodnik wycieczki, 5–7.10.1998, IGiPZ PAN, Kraków, 17.
- Kalicki T., Zernitskaya V.P., Simakova G.I., 2002, *Late Glacial-Early Holocene development of the Niemen valley near Goza (Belarus)*, Field symposium on *Quaternary geology and geodynamics in Belarus*, 20–25.05.2002, Inst. Geolog. Nauk NAN Białorusi, Grodno, s. 22–23.
- Kalinovsky, P.F., 1983. *Teriofauna późnego antropogena i golotsena Białorusii*, Nauka i Technika, Minsk.
- 1989, *Paleogeografia późnolodowcowej i golocena Białorusii po teriologicznym danych*, [w:] G.I. Gorecky, F.Ju. Velichkevich, R.A. Zinova (red.), *Paleogeografia kajnozoi Białorusii*, Nauka i Technika, Minsk, s. 133–140.
- Kalinovsky P.F., Nazarov V.I., 1982, *Fauna melkich mlekopitajuszczich i zestokrytych iz otlozenij srednego golocena bassejna Zapadnoj Dwiny*, Doklady AN BSSR 26, 10, s. 932–934.
- Kalvoda J., Balatka B., 1995, *Chronodynamics of the Labe river antecedence in the Dečinska Vrchovina Highland, Czech Republic*, Acta Montana IRSM AS CR, Ser. A. 8 (97), s. 43–60.
- Kamiński J., 1984a, *Próba rekonstrukcji zdarzeń holocennych w wybranym odcinku doliny Moszczenicy na podstawie analizy osadów i powierzchniowych śladów odpływu*, Acta Geographica Lodziensia, 50, s. 21–28.
- 1984b, *Rozwój doliny Moszczenicy w holocenie*, [w:] *Rozwój sieci dolinnej na Wyżynie Łódzkiej w późnym plejstocenie i holocenie*, Konferencja robocza 9–12.10.1984, Wyd. Uniw. Łódzki, Łódź, s. 130–137.
- 1989, *Wpływ holocennych procesów eolicznych na kształtowanie dna doliny Moszczenicy*, Acta Geographica Lodziensia, 59, s. 11–19.
- Karabanov A.K., 1987, *Grodnenskaja wozwyszennost'*, Nauka i Technika, Minsk.
- 2000, *Przełom Niemna przez Wysoczyznę Grodzieńską*, [w:] *Problemy paleogeografii późnego plejstocenu i holocenu*, Materiały białorusko-polskiego seminarium – Wycieczki terenowe, 26–29 września 2000 r., Inst. Geolog. Nauk NAN Białorusi, Grodno, Białoruś, s. 29–31.
- Karaszewski W., 1975, *Age of the Warsaw ice dammed lake sediments*, Bull. Acad. Sci., ser. Terre, 22, s. 3–4.
- Kasse C., Vandenberghe J., Van Huissteden J., Bohncke S.J.P., Bos J.A.A., 2003, *Sensitivity of Weichselian fluvial systems to climate change (Nochten mine, eastern Germany)*, Quaternary Science Reviews, 22, s. 2141–2156.
- Kemp R.A., 1985, *Soil micromorphology and the Quaternary*, Technical Guide, 2, Quaternary Research Association, Cambridge.
- 1998, *Role of micromorphology in paleopedological research*, Quaternary International, 51/52, s. 133–141.
- Kemp R.A., Jerz H., Grottenhaler W., Preece R.C., 1994, *Pedosedimentary fabrics of soils within loess and colluvium in southern England and southern Germany*, [w:] A.J. Ringrose-Voase, G.S. Humphreys (red.), *Soil micromorphology: studies in management and genesis*, Elsevier, Amsterdam, s. 207–219.
- Kessler A., 1962, *Studien zur jüngeren Talgeschichte am Main und an der Mümling und über jüngere Formenentwicklung im hinteren Buntsandstein-Odenwald*, Forsch. deutsch. Landeskunde, 133.
- Kida J., 1989, *Charakterystyka fizyczno-geograficzna okolic Pobieli, ze szczególnym uwzględnieniem rejonu prowadzonych badań archeologicznych*, Śląskie Sprawozdania Archeologiczne, 28, s. 9–17.
- Kirchner K., Novaček V., 1991, *Hodnoceni fyzickogeografických pomeru udolní nivy Moravy u Stražnice*, Geografie teorie a vyzkum, 13.

- Klimanov V.A., Serebrannaya T.A., 1986, *Izmeneniya rastitelnosti i klimata na Srednerusskoi Vozvyshehnosti v golotsene*, *Izvestiya Akademii Nauk SSSR, Geografiya*, 2, s. 93–102.
- Klimaszewski M., 1948, *Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym*, *Prace Wrocl. Tow. Nauk., Ser. B*, 7.
- 1966, *Views on the geomorphological development of the Polish Western Carpathians during the Quaternary*, *Geographia Polonica*, 10, s. 51–88.
- Klimek K., 1987, *Vistula valley in the Oświęcim Basin in the Upper Vistulian and Holocene*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part II*, *Geographical Studies, Special Issue*, 4, s. 13–29.
- 1988, *An early anthropogenic alluviation in the Subcarpathian Oświęcim Basin, Poland*, *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 36, 2, s. 159–169.
- 1992, *The age of transformation of Subcarpathian river channel pattern during Late Vistulian*, *Papers and Abstracts, Symposium GLOCOPH, Kraków-Mogilany*, 8–12.09.1992.
- 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, s. 147–153.
- 1996, *Aluwia Rudy jako wskaźnik 1000-letniej degradacji Płaskowyżu Rybnickiego*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, tom II*, UAM, Poznań, s. 155–166.
- 1999, *A 1000 year alluvial sequence as an indicator of catchment/floodplain interaction: the Ruda valley, Sub-Carpathians, Poland*, [w:] A.G. Brown, T.A. Quine (red.), *Fluvial processes and environmental change*, Wiley, Chichester, s. 329–343.
- 2003, *Sediment transfer and storage linked to Neolithic and Early Medieval soil erosion in the Upper Odra Basin, southern Poland*, [w:] A.J. Howard, M.G. Macklin, D.G. Passmore (red.), *Alluvial archaeology in Europe*, Balkema, Rotterdam, s. 251–259.
- Klimek K., Kocel K., Krąpiec M., 1998, *Dolina Rudy powyżej Kuźni Raciborskiej: sposób fosylizacji pni, zastosowanie metod dendrochronologicznych, radiowęglowych i geochemicznych w datowaniach aluwii*, *Przewodnik wycieczki, Konferencja chronologii bezwzględnej*, Wyd. UŚ, Gliwice-Rudy, s. 11–19.
- Klimek K., Krąpiec M., 2003, *Subfosylne pnie w aluwii Rudy jako zapis wpływu człowieka i/lub zmian klimatu na środowisko przyrodnicze doliny, kotlina górnej Odry*, [w:] J.M. Waga, K. Kocel (red.), *Człowiek w środowisku przyrodniczym – zapis działalności*, PTG, Sosnowiec, s. 79–83.
- Klimek K., Łanczont M., 1998, *Zapis relacji człowiek-środowisko w aluwii Sanu na przedpolu Karpat*, [w:] K. Klimek, K. Kocel (red.), *Symposium „Rola człowieka prehistorycznego w przemianach środowiska przyrodniczego”*, Wyd. UŚ, Sosnowiec, s. 7–9.
- Klimek K., Łanczont M., Bałaga K., 1997, *Późnovistuliańskie i holocenijskie wypełnienie paleomeandru Sanu koło Stubna*, [w:] M. Łanczont (red.), *Seminarium terenowe „Glacja i peryglacja Kotliny Sandomierskiej i Przedgórze Karpat w okolicy Przemyśla”*, *Krasiczyn 22–24.09.1997*, Wyd. UMCS, Lublin, s. 60–71.
- Klimek K., Malik I., Owczarek P., Zygmunt E., 2003, *Climatic and human impact on episodic alluviation in small mountain valleys, The Sudetes*, *Geographia Polonica*, 76, 2, s. 55–64.
- 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, s. 185–196.
- Klimek K., Zawilińska L., 1985, *Trace elements in alluvia of the upper Vistula as indicators of palaeohydrology*, *Earth Surface Processes and Landforms*, 10, s. 273–280.

- Klostermann J., 1989, *Erläuterungen zu Blatt 4304 Xanten. Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000*. Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld.
- 1992, *Das Quartär der Niederrheinischen Bucht*, Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld.
- Klostermann J., Paas W., 1989, *Saale-Kaltzeit, Weichsel-Kaltzeit und Holozän im nieder-rheinischen Tiefland*, [w:] W. Schirmer (red.), *Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas*, DEUQUA, Hannover, s. 191–213.
- Knox J.C., 1985, *Responses of floods to Holocene climatic change in the Upper Mississippi valley*, *Quaternary Research*, 23, s. 287–300.
- 2001, *Agricultural influence on landscape sensitivity in the upper Mississippi river valley*, *Catena*, 42, s. 193–224.
- Kocel K. (red.), 2005, *Wpływ człowieka na ekosystemy gór średnich (HIMME-volume 1)*, Wyd. UŚ, Sosnowiec.
- Kohl H., 1968, *Beiträge über Aufbau und Alter der Donaulsohle bei Linz*, *Naturkundl. Jb. Stadt Linz*, s. 7–60.
- 1978, *Die Jungpleistozän- und Holozänstratigraphie in den oberösterreichischen Donauebene*, [w:] H. Nagl (red.), *Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung*, Hirt, Wien, s. 269–290.
- Kordowski J., 2003, *Struktury wewnętrzne i uziarnienie osadów pozakorytowych doliny dolnej Wisły w Kotlinie Toruńskiej i Basenie Unisławskim*, *Przegl. Geogr.*, 75, 4, s. 601–621.
- Kornaś J., 1977, *Wpływ człowieka i jego gospodarki na szatę roślinną Polski – flora synantropijna*, [w:] W. Szafer, K. Zarzycki (red.), *Szata roślinna Polski. 1*, PWN, Warszawa, s. 95–128.
- Kosmowska-Suffczyńska D., 1983, *Wpływ działalności ludzkiej na tempo przyrostu aluwiiów dolinnych i zmian w krajobrazie na przykładzie doliny Czyżówki (Wyżyna Sandomierska)*, *Prace i Studia Geogr. UW*, 4, s. 69–78.
- Kotyza O., 1990, *Vyvoj reky Ohre a zanikani stredovekych vsi*, *Litomericko*, 26, s. 5–29.
- Koutaniemi L., 1987, *Paleohydrology of the rivers Ivalojoki and Oulankajoki, Finland, Fennia*, 165, 1, s. 89–132.
- Koutaniemi L., Rachoeki A.H., 1987, *Origin of pradolinas*, *Zeitschrift f. Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 23, 1, s. 65–76.
- Kovbasyuk T.G., Ivanov D.L., 1998, *Osobennosti stroyeniya i istoricheskogo razvitiya doliny reki Zel'vianki*, *Aktual'nyye problemy estestvoznaniya*, s. 42–47.
- Kowalkowski A., Starkel L., 1977, *Different age of soil cover of the Holocene terraces in Carpathian valleys*, *Folia Quaternaria*, 49, s. 63–74.
- Kowalski B.J., 2002, *Geneza i wiek osadów terasy zalewowej i nadzalewowej (wysokiej) środkowego odcinka doliny Lubrzanki w Górach Świętokrzyskich*, [w:] *Zagadnienia peryglacjalu Polski i obszarów sąsiednich*, *Prace Inst. Geogr. Akademii Świętokrzyskiej*, 8, s. 151–215.
- Kowalski B., Swałdek M., 1991, *Wiek osadów tarasu zalewowego i holoceniński rozwój doliny rzeki Lubrzanki w rejonie Cedzyny w Górach Świętokrzyskich*, *Przegl. Geol.*, 3, s. 166–172.
- Kozarski S., 1960, *Kem o strukturze warwowej kolo Damasławka*, *Zesz. Nauk. UAM, Geogr.*, 3, s. 125–132.
- 1963, *O późnoglacialnym zaniku martwego lodu w Wielkopolsce*, *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią* 11, s. 51–60.
- 1991, *Warta – case study of lowland river*, [w:] L. Starkel, K.J. Gregory, J.B. Thornes (red.), *Temperate palaeohydrology*, Wiley, Chichester, s. 189–215.
- 1995, *Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20KA–10KA BP)*, *Dokum. Geogr.*, 1, 84 ss.

- Kozarski S., Rotnicki K., 1977, *Valley floors and changes of river channel patterns in the North Polish Plain during the Late Würm and Holocene*, *Quaestiones Geographicae*, 4, s. 51–93.
- 1978, *Problemy późnowürmskiego i holocenijskiego rozwoju den dolinnych na Niżu Polskim*, Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Wyd. Mat.-Przyr., Prace Komisji Geogr.-Geol., 19.
- Kozłowski J.K., 1999, *Encyklopedia Historyczna Świata, Tom I. Prehistoria*, Opres, Kraków.
- 2005, *Zarys przemian historii Europy w okresie eneolitu* [w:] J. Śliwa (red.), *Wielka Historia Świata, Stary i Nowy Świat*, t. 2, *Od „rewolucji” neolitycznej do podbojów Aleksandra Wielkiego*, Fogra, Kraków, s. 170–172
- Krapiec M., 1992, *Skale dendrochronologiczne późnego holocenu południowej i centralnej Polski*, *Geologia*, 18, 3, s. 37–119.
- 1995, *Dendrochronologia czasów historycznych na ziemiach polskich*, *Spraw. z Posiedz. Komisji Nauk.*, 38, s. 149–151.
- 1996, *Dendrochronology of „black oaks” from river valleys in Southern Poland*, [w:] L. Starkel, T. Kalicki (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part VI*, *Geographical Studies, Special Issue*, 9, s. 61–78.
- 1998, *Oak dendrochronology of the Neoholocen in Poland*, *Folia Quaternaria*, 69, s. 5–133.
- Krapiec M., Karpavicius J., Kalicki T., 1998, *„Czarne dęby” z aluwii Wilii w rejonie Smorgoni (Białoruś)*, [w:] T. Kalicki (red.) *Paleogeografia górnego plejstocenu i holocenu wschodniej Polski i Białorusi*, *Streszczenia referatów, posterów i przewodnik wycieczki*, Kraków 5–7.10.1998, s. 19.
- Krishtofovich N., 1896, *Posletretichnye obrazovania v Novo-Aleksandrii*, Novo-Aleks. Inst. Zap. 9, Warszawa.
- 1904, *Geologicheskoye strojenje i vozrost niekatorykh drevnikh posletretichnykh torfianikov Lublinkoy gubernii*, *Vezegodnik po Geol. i Min. Rosii* 7, 4, s. 95–103, Puławy.
- Kromer B., Becker B., 1993, *German oak and pine <sup>14</sup>C calibration, 7200–9439 BC*, *Radiocarbon* 35, 1, s. 125–135.
- Kruk J., 1988, *The history of colonisation of both the Vistula river valley and the loess-covered uplands*, *Excursion Guide Book Symposium „Lateglacial and Holocene environmental changes – Vistula Basin”*, 15–21.06.1988, Wyd. AGH, Cracow, s. 44–46.
- 1993, *Rozwój społeczno-gospodarczy i zmiany środowiska przyrodniczego wyżyn lessowych w neolicie (4800–1800 bc)*, *Sprawozd. Archeolog.*, 65, s. 7–17.
- Kruk J., Milisauskas S., Alexandrowicz S.W., Śnieszko Z., 1996, *Osadnictwo i zmiany środowiska naturalnego wyżyn lessowych. Studium archeologiczne i paleogeograficzne nad neolitem w dorzeczu Nidzicy*, Instytut Archeologii i Etnologii PAN.
- Krupiński K.M., 1980, *Wyniki badań palinologicznych młodoholocenijskich osadów z Wysokiej w dolinie dolnego Bobru (Ziemia Lubuska)*, *Badania Fizjogr. Nad Polską Zach.*, 33, Ser. A, Geogr. Fiz., s. 55–63.
- Krutous E.A., 1996, *Cechy flor kopalnych w późnoglacialnych osadach jeziornych Pojezierza Białoruskiego*, [w:] T. Kalicki, A.F. Sańko (red.), *Przyrodnicze procesy w plejstocenie i holocenie na Białorusi i w Polsce*, *Streszczenia referatów, posterów i przewodnik wycieczki*, Białorusko-polskie seminarium, 22–23.10.1996, Inst. Geolog. Nauk NAN Białorusi, Mińsk.
- Kukulak J., 2004, *Zapis skutków osadnictwa i gospodarki rolnej w osadach rzeki górskiej na przykładzie aluwii w dorzeczu górnego Sanu w Bieszczadach Wysokich*, Wyd. Nauk. AP, Kraków.

- Kuznetsov V.A., Ryabova L.N., Yelovicheva Y.K., Simakova G.I., 2000, *Sootnoszenije pedogeneza i sedimentogeneza w pojmie r. Pripjati (po geochimiczskim i palinologicznym danym)*, Litasfera, 12, s. 133–140.
- Kuznetsov V.A., Sanko A.F., Yelovicheva Y.K., Generalova V.A., 1998, *Malakofauna i geochimiczeskaja sreda pozdnego golocena dolinie r. Soz*, Litasfera, 9, s. 73–79.
- Kuznetsov V.A., Veremchuk S.N., Glaz A.S., 2000, *Uslowija formirowanija i geochimiczeskaja charakteristika alljuwija r. Soz u d. Odnopol'e (Gomel'skoe Poles'e)*, Litasfera, 13, s. 128–136.
- Kvasov D.D., 1976, *Paleogidrologija Vostochnoy Yevropy v valdajskoye vremia*, Problemy paleogidrologii, Nauka, Moskwa, s. 260–266.
- 1987, *The Late Quaternary history of the Volga river*, [w:] *Paleohydrology of the temperate zone I, Rivers and lakes*, s. 43–55, Inst. Geol. ANESSR, Tallin.
- Kyncl J., Dobry J., 1993, *Dendrochronological methods in the research of river sediments*, [w:] E. Ružičková, A. Zeman, J. Mirecki (red.), *Application of direct and indirect data for the reconstruction of climate during the last two millenia*, s. 75–77, Prague.
- Lambor J., 1954, *Klasyfikacja typów powodzi i ich przewidywanie*, Gospodarka Wodna 14, 4, s. 129–131.
- Lang A., Nolte S., 1999, *The chronology of Holocene alluvial sediments from the Wetterau, Germany, provided by optical and <sup>14</sup>C dating*, The Holocene, 9, 2, s. 207–214.
- Langbein W.B., Leopold L.B., 1966, *River meanders – theory of minimum variance*, U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, 422H, s. 1–15.
- Lange F.-G., 1978, *Die Geschichte einer Stromschlinge des Rheins zwischen Rees und Emmerich*, Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen, 28, s. 457–475.
- Latrubesse E.M., Kalicki T., 2002, *Late Quaternary palaeohydrological changes in the upper Purus basin, southwestern Amazonia, Brazil*, [w:] J. Mossa, E. Latrubesse, A. Gupta (red.), *South and Central American Rivers*, Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F. Suppl.-Bd., 129, s. 41–59.
- Lekht E.E., Faustova M.A., 1972, *Stroenije krajewych obrazowanij i osobennosti morfologii doliny r. Zapadnaja Dwina (sewerneje Weliza)*, [w:] *Krajewyje obrazowanija materikowych oledenenij*, Nauka, Moskwa, s. 87–94.
- Leuschner H.H., Kyncl J., 1994, *Dendrochronologische Untersuchungen an subfossilen Eichen aus Labe-Schottern*, [w:] E. Ružičková, A. Zeman (red.), *Holocene flood plain of the Labe river*, s. 35–38, Geol. Inst. Ac. of Sc. Czech Rep., Prague.
- Leuschner H.H., Spurk M., Baillie M., Jansma E., 2000, *Stand dynamics of prehistoric oak forest derived from dendrochronologically dated subfossil trunks from bogs and riverine sediments in Europe*, Geolines, 11, s. 118–121.
- Levkov E.A., Lyudwig A.O., Karabanov A. K., 1988, *O roli termokarstowykh processov v formirovanii gidroseti i vremeni ischeznoveniya mnogoletnemerzlykh porod na territorii Belorussii*, Doklady AN BSSR, 32, 4, s. 343–346.
- Lewin J., 1992, *Alluvial sedimentation style and archaeological sites: the lower Wyrnwy, Wales*, [w:] S. Needham, M. G. Macklin (red.), *Alluvial archaeology in Britain*, Oxbow Monograph, 27, s. 103–110.
- Lewin J., Macklin M.G., 1987, *Metal mining and floodplain sedimentation in Britain*, [w:] V. Gardiner (red.), *International geomorphology. Part I*, Wiley, Chichester, s. 1009–1027.
- Lewin J., Macklin M.G., Woodward J.C. (red.), 1995, *Mediterranean Quaternary river environments*, Balkema, Rotterdam.
- Lindner L., 1977, *Wiek tarasów zalewowych rzek świętokrzyskich w świetle datowania „poziomu czarnych dębów” metodą <sup>14</sup>C*, Kwartalnik Geol., 21, 2, s. 325–334.



- Linke W., 1976, *Frühestes Bauerntum und geographische Umwelt*, Bochumer geogr. Arb., 28, 86 ss.
- Lipka K., Szczurek J., Sanek A., 1975, *Badania torfowiskowo-geodezyjne w dolinie rzeki Podlężówki w woj. krakowskim*, Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej w Krakowie, 108, Geodezja, 5, s. 13–43.
- Lipps S., 1988, *Fluviatile Dynamik im Mittelwesertal während des Spätglazials und Holozäns*, Eiszeitalter u. Gegenwart, 38, s. 78–86.
- Lipps S., Caspers G., 1990, *Spätglazial und Holozän auf der Stolzenauer Terrasse im Mittelwesertal*, Eiszeitalter u. Gegenwart, 40, s. 111–119.
- Litt T., 1992, *Investigations on the extent of the Early Neolithic settlement in the Elbe-Saale region and on its influence on the natural environment*, [w:] B. Frenzel (red.), *Evaluation of land surfaces cleared from forests by prehistoric man in Early Neolithic times and the time of migrating Germanic tribes*, Paläoklimaforschung, 8, Special Issue: ESF Project European Palaeoclimate and Man, 3, s. 83–91.
- Litvinyuk G.I., 1975, *Golocenowaja flora dd. Korolin-Swerzen' na Nemane*, [w:] *Woprosy geologii, geochimii i geafiziki zemnoj kory Belorussii*, Nauka i Technika, Minsk, s. 119–123.
- Lohr H., 2000, *Intensivierte Bodenerosion als Folge römischer Landnutzung in der trierer Talweite und ihrem Umfeld*, [w:] A. Haffner, S. von Schnurbein (red.), *Kelten, Germanen. Römer im Mittelgebirgsraum zwischen Luxemburg und Thüringen*, Kolloquien zur Vor- und Frühgeschichte, Band 5, Dr. Rudolf Habelt GmbH, Bonn, s. 175–199.
- Löscher M., Cordes-Hieronimus U., Schloss S., 1983, *Holozäne und jungpleistozäne Sedimente im Oberrheingraben bei Heidelberg*, Geol. Jb. A71, s. 61–72.
- Lowe J.J., Walker M.J.C., 1997, *Reconstructing Quaternary environments*, Longman, Edinburgh.
- Ložek V., 1976, *Zur Geschichte der Bodenerosion in den mitteleuropäischen Lösslandschaften während des Holozäns*, Newsl. Stratigr., 5, s. 44–54.
- Ludwikowska-Kędzia M., 2000, *Ewolucja środkowego odcinka doliny rzeki Belnianki w późnym glacialu i holocenie*, Wyd. Akademickie Dialog, Warszawa.
- Lüttig G., 1960a, *Neue Ergebnisse quartärgeologischer Forschung im Räume Alfeld-Hameln-Elze*, Geol. Jb., 77, s. 337–390.
- 1960b, *Zur Gliederung des Auelehms im Flußgebiet der Weser*, Eiszeitalter u. Gegenwart, 11, s. 39–50.
- Lüttig G., Meyer K.-D., 1980, *Erläuterungen zur Geologische Karte von Niedersachsen 1:25 000. Blatt 3320 Liebenau*, Geologisches Landesamt Niedersachsen, Hannover.
- Lwowicz M.I., Owczinnikowa S.P., 1964, *Typy wodnego reżimu riek*, [w:] J.P. Gerasimow (red.), *Fizikogeograficzeskij atlas mira*, AN SSSR i Gl. Uprawl. Geod. i Kartogr. SSSR, Moskwa, s. 58–59.
- Mäckel R., 1969, *Untersuchungen zur jungquartären Flussgeschichte der Lahn in der Giessener Talweitung*, Eiszeitalter u. Gegenwart, 20, s. 138–174.
- Mäckel R., Zollinger G., 1995, *Holocene river and slope dynamics in the Black Forest and Upper Rhine Lowlands under the impact of man*, [w:] J. Hagedorn (red.), *Late Quaternary and present-day fluvial processes in Central Europe*, Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband, 100, s. 89–100.
- Macklin M.G., 1992, *Metal pollution of soil and sediments: a geographical perspective*, [w:] M.D. Newson (red.), *Managing the human impact on the natural environment: patterns and processes*, Belhaven Press, London, s. 172–195.
- Macklin M.G., Klimek K., 1992, *Dispersal, storage and transformation of metal contaminated alluvium in the upper Vistula basin, south-east Poland*, Appl. Geogr. 12, s. 7–30.

- Macklin M.G., Lewin J., 1993, *Holocene river alluviation in Britain*, Z. Geomorph. N. 7., Suppl.-Bd. 88, s. 109–122.
- Macklin M.G., Needham S., 1992, *Studies in British alluvial archaeology: potential and prospect*, [w:] S. Needham, M.G. Macklin (red.), *Alluvial archaeology in Britain*, Oxbow Monograph, 27, s. 9–23.
- Macklin M.G., Passmore D.G., Rumsby B.T., 1992, *Climatic and cultural signals in Holocene alluvial sequences: the Tyne basin, northern England*, [w:] S. Needham, M.G. Macklin (red.), *Alluvial archaeology in Britain*, Oxbow Monograph, 27, s. 123–139.
- Magny M., Richard H., 1992, *Essai de synthèse vers une courbe de l'évolution du climat entre 500 BC et 500 AD*, [w:] *Le climat à la fin de l'Age du fer et dans l'Antiquité (500 BC–500 AD)*, Les nouvelles de l'archéologie, 50, s. 32–36.
- Maisch M., Burga C.A., Fitze P., 1993, *Lebendiges Gletschervorfeld, Führer und Begleitbuch zum Gletscherlehrpfad Morteratsch*, Geogr. Inst. Univ., Zürich, s. 133.
- Maire G., Cloots A.R., Blanalt J.G., 1972, *Notice explicative de la Carte géologique de la France 1:50 000, no 234*, Brumath-Drusenheim, Orleans.
- Makhnach N., Zernitskaya V., Demeneva O., Kalicki T., 1999, *Stable isotopes of carbon and oxygen in calcite of freshwater carbonate tufa (Ptich river valley, Belarus)*, VI Konferencja stratygrafii plejstocenu Polski „Czwartorzęd wschodniej części Kotliny Sandomierskiej”, PIG, Czudec, 31.08–4.09.1999, s. 40–43.
- Makhnach N.A., 1971, *Etapy rozwitcia rastitelnosti Belarussii w antropogene*, Nauka i Technika, Minsk.
- Makkaveev N.I., Khmeleva N.W., Zaitova I.R., Lebedeva N.W., 1961, *Eksperimentalnaja geomorfologija*, Izd. Moskovskogo Universiteta, vyp. 1, Moskwa, 194 ss.
- Malik I., 2002, *Rekonstrukcja tempa migracji bocznej koryta rzeki Malej Panwi na podstawie datowań drzew i kłód*, Przegl. Geol., 50, s. 454–457.
- 2004, *Rola lasu nadrzecznego w kształtowaniu koryta rzeki meandrującej na przykładz e Malej Panwi (Równina Opolska)*, Prace Nauk. UŚ 2245, Katowice.
- Mamakowa K., 1962, *Roślinność Kotliny Sandomierskiej w późnym glacie i holocenie*, Acta Palaeobotanica, 3, 2.
- 1970, *Late-Glacial and Early-Holocene vegetation from the territory of Kraków (Polana)*, Acta Palaeobotanica, 11, 1, s. 3–12.
- Mania D., Seifert M., Thomae M., 1993, *Spät- und Postglazial im Geiseltal (mittleres Elbe-Saalegebiet)*, Eiszeitalter u. Gegenwart, 43, s. 1–22.
- Manikowska B., 1985, *O glebach kopalnych, stratygrafii i litologii wydm Polski środkowe*, Acta Geogr. Lodz., 52, s. 1–137.
- 1991, *Dune processes, age of dune terrace and Vistulian decline in the Vistula valley near Wyszogród, Central Poland*, Bulletin Polish Acad. Of Sciences, Earth Sciences, 3<sup>o</sup>, 2, s. 137–148
- Margielewski W., 1998, *Landslide phases in the Polish Outer Carpathians and their relation to climatic changes in the Late Glacial and the Holocene*, Quaternary Studies in Poland, 15, s. 37–53.
- 1999, *Fazy osuwiskowe w Karpatach jako odzwierciedlenie zmian klimatycznych w późnym glacie i holocenie*, Sprawozdania z czynności i posiedzeń PAU, 62, s. 140–154.
- Martini L.P., Chesworth W. (red.), 1992, *Weathering, soils and palaeosols: Developments in earth surface processes 2*, Elsevier, Amsterdam-London.
- Marton E., 1985, *Tying the basalts from the Transdanubien Central Mountains (Hungary) to the standart polarity time scale*, [w:] M. Kretzoi, M. Pecsí (red.), *Problems of the Neogene and Quaternary*, Akademiai Kiado, Budapest.

- Maruszczak H., 1997, *Changes of the Vistula river course and development of the flood plain in the border zone of the South-Polish uplands and Middle-Polish lowlands in historical times*, Landform Analysis, 1, s. 33–39.
- Matthews J.A., 1985, *Radiocarbon dating of surface and buried soils: principles, problems and prospects*, [w:] K.S. Richards, R.R. Arnett, S. Ellis (red.), *Geomorphology and soils*, Allen and Unwin, London, s. 271–288.
- Matveev A.V., Gursky B.N., Levitskaya R.I., 1988, *Relief Belarusi*, Universitetskoe, Minsk, 319 ss.
- Medwecka-Kornaś A., 1977, *Czynniki naturalne wpływające na rozmieszczenie geograficzne roślin w Polsce*, [w:] W. Szafer, K. Zarzycki (red.), *Szata roślinna Polski, 1*, PWN, Warszawa, s. 35–94.
- Meinke K., 1995, *The development of the middle and lower course of the Weser river during the Late Pleistocene*, [w:] J. Hagedorn (red.), *Late Quaternary and present-day fluvial processes in Central Europe*, Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband 100, s. 1–13.
- Mensching H., 1951a, *Akkumulation und erosion niedersächsischer Flüsse seit der Risseiszeit*, Erdkunde, 5, s. 60–70.
- 1951b, *Die kulturgeographische Bedeutung der Auelehmbildung*, Deutsche Geographentag Frankfurt/Main, Tagungsber. u. wiss. Abh., s. 219–225.
- 1957, *Bodenerosion und Auelehmbildung in Deutschland*, Deutsche Gewässerkundl. Mitt., 1, s. 110–114.
- Meshcheryakov J.A., 1961, *Molodyje tektoniczeskije dwizenija i erozionno-akkumuljatywnyje processy sewero-zapadnej czasti Russkoj rawniny*, Izd. AN SSSR, Moskwa.
- Michajłow M.D., Pawłowa I.D., Kalicki T., 1998, *Nowe wyniki datowań radiowęglowych aluwiów na Białorusi*, [w:] T. Kalicki (red.), *Paleogeografia górnego plejstocenu i holocenu wschodniej Polski i Białorusi*, Streszczenia referatów, posterów i przewodnik wycieczki, Kraków 5–7.01–1998, 36 (36).
- Michno A., 2004, *Transformacja doliny dolnej Nidzicy w holocenie*, Instytut Geografii i GP UJ., Kraków.
- Miklyajev A. M., Dolukhanov P. M., Guman M. A., 1984, *Usviaty IV, Naumovo – ozernye poselenija epochi neolita i brzozy v verchovjach Zapadnoj Dviny*, [w:] *Archeologija i paleogeografija mezolita i neolita Russkoj rowniny*, Nauka, Moskwa, s. 67–81.
- Mikulski Z., 1963, *Zarys hydrografii Polski*, PWN, Warszawa.
- Modderman P.J.R., 1976, *Abschwemmung und neolitische Siedlungsplätze in Niederbayern*, Archäol. Korrespondenzbl. 6, s. 105–108.
- Moiseenko V.F., 1981, *Geomorfologiczeskije typy pojm bassejna Pripjati*, [w:] *Materiały geolog. izucz. territorii Belorussii*, Nauka i Technika, Minska, s. 139–144.
- Mojski J.E., 1993, *Europa w plejstocenie*, Wyd. PAE, Warszawa.
- Mol J., 1995, *Weichselian und Holocene river dynamics in relation to climate change in the Halle-Leipziger Tieflandsbucht (Germany)*, Eiszeitalter u. Gegenwart, 45, s. 32–41.
- Mol J., Vandenbergh J., Kasse C., 2000, *River response to variations of periglacial climate in midlatitude Europe*, Geomorphology, 33, s. 131–148.
- Moskwitin A.I., 1958, *Czetyrtwercznyje otłożenija i istoria formorowanija doliny Wolgi w jejo sredniem teczenii*, Tr. GIN AN SSSR, 12.
- Müller M.J., 1976, *Untersuchungen zur pleistozänen Entwicklungsgeschichte des trierer Moseltals und der „Wittlicher Senke“*, Forschungen zur Deutschen Landeskunde, 207.
- Musatow J.J., Musatow J.J., 1989, *Formirowanije fiordowych pobereżij zapadnogo sektora Arktiki w kajnozoje*, [w:] *Problemy kajnozojskoj paleoekologii i paleo-geografii*

*morej Sewernogo Ledowitogo okeana*, Geol. Inst. Kolskiego nauczynogo Centra AN SSSR, Apatity.

- Musil R., 1995, *Holozäne Flutlehme und subfossile Böden aus der Umgebung von Brno*, [w:] E. Ružičková, A. Zeman (red.), *Manifestation of climate on the Earth's surface at the end of Holocene*, Geol. Inst. Ac. of Sc. Czech Rep., Prague, s. 82–83.
- Mycielska-Dowgiallo E., 1972, *Rozwój doliny środkowej Wisły w holocenie w świetle badań z okolic Tarnobrzega*, Przegł. Geogr., 44, 1, s. 73–83.
- 1987, *Morphogenesis of Vistula valley in northern part of Sandomierz Basin in the Late Glacial and Holocene*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part II*, Geographical Studies, Special Issue, 4, s. 115–190.
- 1995, *Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna*, [w:] E. Mycielska-Dowgiallo, J. Rutkowski (red.), *Badania osadów czwartorzędowych*, Wyd. UW, Warszawa, s. 29–105.
- Mydel R., Groch J. (red.), 2000, *Przeglądowy Atlas Świata, Europa, część 1 i 2*, Fogra, Kraków.
- Myślińska E., 1980, *Inżyniersko-geologiczna charakterystyka mad doliny Wisły*, Przegł. Geol., 6, s. 348–351.
- Myślińska E., Hoffmann E., Kulesza-Wiewióra K., 1982, *Zróżnicowanie litologiczne mad w wybranych odcinkach doliny Wisły*, Przegł. Geol., 9, s. 474–479.
- Nador A., Lantos M., Toth-Makk A., Thamo-Bozso E., 2003, *Milankovitch-scale multi-proxy records from fluvial sediments of the last 2.6 Ma, Pannonian basin, Hungary*, Quaternary Science Reviews, 22, s. 2157–2175.
- Nalepka D., 1991, *Lateglacial and Early Holocene pollen diagrams in the western part of the Sandomierz Basin. Preliminary results*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part IV*, Geographical Studies, Special Issue, 6, s. 63–74.
- 1994, *Historia roślinności w zachodniej części Kotliny Sandomierskiej w czasie ostatnich 15 000 lat*, Wiadomości Botaniczne, 38, 3–4, s. 95–105.
- Natermann E., 1941, *Das Sinken der Wasserstände der Weser und ihr Zusammenhang mit der Auelehmbildung des Wesertales*, Arch. L.-u. Volkskde. Niedersachsen, 2, s. 288–309.
- Nazarov V.I., 1984, *Rekonstrukcja landsaftov Belorussii po paleoentomologiceskim dannym*, Nauka, Moskwa.
- 1994, *Coleoptera faunal composition in Belarus in the terminal Pleistocene*, Zeitschrift f. Geomorphologie, Suppl.-Bd., 95, s. 91–94.
- Nazarov V.I., Karasev V.P., 1992, *Golocenowaja entomofauna pogrebennyh poczw*, [w:] N.A. Makhnach, T.W. Jakubovskaya (red.), *Flora i fauna kaynozoya Belorussii*, Nauka i Technika, Minsk, s. 5–11.
- Needham S., Macklin M.G., (red.), 1992, *Alluvial archaeology in Britain*, Oxbow Monograph, 27.
- Neumeister H., 1964, *Beiträge zum Auelehmpproblem des Pleisse- und Elstergebietetes*, Wissenschaftliche Veröffentlichungen des Deutschen Instituts für Länderkunde 21/22, s. 65–131.
- Niedzialkowska E., 1991, *The textural diversity of Upper Quaternary fluvial deposits in the Carpathian foreland*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part IV*, Geographical Studies, Special Issue, 6, s. 11–37.
- Niedzialkowska E., Gilot E., Pazdur M.F., Szczepanek K., 1985, *The upper Vistula valley near Drogomyśl in the Late Vistulian and Holocene*, Folia Quaternaria, 56, s. 101–132.

- Nikishyn N.P., 1935, *Ćacwjarcićyja maliuski z mizledavikovyh i terasayych adkladav plošcy 28-ga arkusa 10-verstnoj gealagićnaj zdyмки*, Geolog, sprawozdanie, maszynopis, Fondy Proizv. Obedin. „Belorusgeologia”, Minsk.
- Nowaczyk B., 1986, *Wiek wydm, ich cechy granulometryczne i strukturalne a schemat cyrkulacji atmosferycznej w Polsce w późnym vistulianie i holocenie*, Seria Geografia, 28, UAM, Poznań.
- Obidowicz A., 1988, *The Puścizna Rękwiaraised bog*, [w:] Excursion Guide Book Symposium „*Lateglacial and Holocene environmental changes – Vistula Basin*”, 15–21 June 1988, Wyd. AGH, Kraków. 87–90.
- Obiedientowa G.W., 1977, *Eroziionnyje cikly i formorowanije doliny Wołgi*, Nauka, Moskwa.
- Okoński J., 1999–2000, *Osada na stanowisku 3 w Bessowie, gm. Bochnia, na tle nadrabskiego mikroregionu osadniczego*, Acta Archaeologica Carpathica, 35, s. 113–167.
- Okuniewska I., Tobolski K., 1981, *Wstępne wyniki badań paleobotanicznych z dwóch paleomeandrów w dolinie Warty koło Poznania*, Badania Fizjogr. Nad Polską Zach., 34, Ser. A, Geogr. Fiz., s. 149–160.
- Oldfield F., Dearing J. A., 2003, *The role of human activities in past environmental change* [w:] K.D. Alverson, R.S. Bradley, T.F. Pedersen (red.), *Paleoclimate, global change and the future*, IGBP Series, Springer, s. 143–162.
- Opravil E., 1983, *Údolni niva v dobe hradištni*, Studie Archeol. Ust. ČSAV v Brne, Academia Praha.
- Paas W., 1983a, *Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1:50 000, Blatt L 4104 Bocholt*, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld.
- 1983b, *Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1:50 000, Blatt L 4304 Wesel*, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld.
- Panin A.V., Karevskaya I.A., 2000, *Istorija formorovanija pojmy r. Protwy w rajonie satinskoj stancii MGU*, Westn. Mosk. Un-ta, Ser. 5, Geogr. 4, s. 55–62.
- Panin A.V., Sidorchuk A.Yu., Chernov A.V., 1999, *Historical background to floodplain morphology: examples from the east European Plain*, [w:] S.B. Marriott, J. Alexander (red.), *Floodplains: Interdisciplinary Approaches*, Geol. Society London Special Publications, 163, s. 217–229.
- Panov D.G., 1964, *Paleotemperaturnye uslovija i paleoklimaticzeskoje rájonirovanije Evropy v epochu poslednego oledenienija*, Izv. Vses. Geogr. Obszcz., 96, 6, s. 486–487.
- Pastre J.-F., Cecchini M., Dietrich A., Fontugne M., Gauthier A., Kuzucuoglu C., Leroyer C., Limondin N., 1991, *L'évolution holocene des fonds de vallées au Nord-Est de la région parisienne (France)*, Physio-Geo., 22/23, s. 109–115.
- Patzelt G., 1977, *Der zeitliche Ablauf und das Ausmass postglazialer Klimaschwankungen in den Alpen*, [w:] B. Frenzel (red.), *Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa*, Erdwissenschaftliche Forschung, 13, s. 249–259.
- 1996, *Die nacheiszeitliche Talgeschichte des Tiroler Inntales als Modell warmzeitlicher Sedimentationsvorgänge*, Kurzfassungen der Vorträge und Poster DEUQUA'96, 17–19.09.1996, Gmunden, 33.
- Pavlovec R.R., 1989, *Opyt izuczenija golocenowej tektoniki Belorussii s pomoszcz'ju analiza prodol'nych profilej rek*, Geomorfologija, 1, s. 84–88.
- Pavlovskaya I.E., 1994, *Polockij lednikovo-ozernyj bassejn: stroenie, relief, istorija razvitija*, Nauka i Technika, Minsk.
- 1999, *Glacioisostasy in northern Belarus: evidence and events*, Geological Quaterly, 43, 2, s. 169–176.

- Pavlovskaya I., Davydik K., Luchina G., Kolkovsky V., 2002, *Evolution of the Neman valley recorded in Late Poozerian (Late Weichselian) sediments at Gozha. Field symposium on Quaternary geology and geodynamics in Belarus*, Excursion Guide, 20-25.05.2002, Inst. Geol. Nauk NAN Belarusi, Grodno, s. 58–62.
- Pavlovskaya I.E., Zernitskaya V.P., 1995, *Paleogeografija bassejna Zapadnoj Dwiny w pozdnelednikow'je i golocene*, Litosfera, 2, s. 67–75.
- Pawłowska I.E., 1996, *Główne cechy rozwoju sieci rzecznej na terytorium Białorusi w interglacjalach aleksan-dryjskim (mazowieckim) i murawińskim (eemskim)*, [w:] L. Marks (red.), *Stratygrafia plejstocenu Polski*, Komisja Stratygr. i Paleogeogr. Plejstocenu PAN, Warszawa, s. 45–50.
- Pazdur A., Rutkowski J., 1987, *Radiocarbon age of Holocene calcareous sediments in exposure in Rudawa (Cracow Upland)*, Zesz. Nauk. Pol. Śl., ser. Mat.-Fiz., 56, Geochronometria, 4, s. 61–68.
- Pazdur M.F., 1982, *Badanie dokładności datowania metodą <sup>14</sup>C późnoplejstocęńskich i holocęńskich osadów organicznych*, Zesz. Nauk. Polit. Śląskiej, Ser. Mat.Fiz., 41, s. 1–81.
- Pecsi M., 1959, *Entwicklung und Morphologie des Donautales in Ungarn*, Fol. Monogr. III, Akad. Verlag, Budapest.
- Penck A., Brückner E., 1909, *Die Alpen im Eiszeitalter*, 3 vols, C.H. Tanchnitz, Leipzig, 1189 ss.
- Pescheck Ch., 1970, *Die wichtigsten Bodensfunde und Ausgrabungen des Jahres 1970*, 6. Arbeitsbericht der Außenstelle Würzburg des Bayerischen Landesamtes für Denkmalpflege, Frankenland, N. F. 22, s. 229–257.
- Petrbok J., 1937, *Zkamenely prales pod Labem*, Národní politika (7. září 1937), Praha.
- Petrikovits H. von., 1952, *Die Ausgrabungen in der Colonia Traiana bei Xanten. Die Ausgrabung der Kernsiedlung und der Oferanlagen (1934–1936)*, 1. Bericht, Bonner Jb., 152, s. 41–161.
- Petts G.E., Moller H., Roux A.L. (red.), 1989, *Historical change of large alluvial rivers*, Wiley, Chichester.
- Petukhova N.N., Veremchuk S.N., 2000, *Geochimическая характеристика поименных почв bassejna Zapadnoj Dwiny*, Litasfera, 1 (14), s. 137–144.
- Piffil L., 1971, *Zur Gliederung des Tullner Feldes*, Ann. Nat. hist. Mus., Wien, 75, s. 293–310.
- Poleski J., 1995, *Wczesne średniowiecze*, [w:] *Natura i kultura w krajobrazie Jury – Pradzieje i średniowiecze*, Zarząd Zespołu Jurajskich Parków Krajobrazowych w Krakowie, Kraków, s. 137–150.
- Pożaryska K., 1948, *Stratygrafia plejstocenu w dolinie dolnej Kamiennej*, Biul. PIG, 52, s. 5–91.
- Pożaryska K., Pożaryski W., 1951, *Przewodnik geologiczny po Kazimierzu i okolicy*, Wyd. Muzeum Ziemi, Warszawa.
- Pożaryski W., 1952, *Z geologii czwartorzędu doliny Wisły pod Zawichostem*, Biul PIG, 65, s. 365–381.
- 1953, *Plejstocen w przelomie Wisły przez Wyżyny Południowe*, Prace Inst. Geol., 9.
- 1955, *Osady rzeczne w przelomie Wisły przez Wyżyny Południowe*, Prace Inst. Geol.
- Pożaryski W., Kalicki T., 1995, *Evolution of the gap section of the Vistula valley in the Late Glacial and Holocene*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part V*, Geographical Studies, Special Issue, 8, s. 111–137.
- Pożaryski W., Maruszczak H., Lindner L., 1993, *Stratygrafia osadów środkowo-plejstocęńskich w przelomie Wisły przez wyżyny południowopolskie w świetle analiz TL*, Przegl. Geol., 41, 2, s. 103–106.

- 1994a, *Chronostratygrafia osadów plejstocenijskich i rozwój doliny Wisły środkowej ze szczególnym uwzględnieniem przelomu przez wyżyny południowopolskie*, Prace PIG, 147, s. 1–58.
- 1994b, *Rozwój plejstocenijskiej doliny Wisły środkowej ze szczególnym uwzględnieniem przelomu przez wyżyny południowopolskie*, Przegl. Geol., 42, 7, s. 523–531.
- 1999, *Młodozwartorzędowe tarasy akumulacyjne i osady deluwialne w dolinie środkowej Wisły*, Przegl. Geol., 47, 9, s. 808–812.
- Pretzsch K., 1994, *Spätpleistozäne und holozäne Ablagerungen als Indikatoren der fluvialen Morphodynamik im Bereich der mittleren Leine*, Göttinger Geographische Abhandlungen, 99.
- Piroda Belarusi*, 1986, Popularnaja encyklopedia, Minsk.
- Protsch R., Semmel A., 1978, *Zur Chronologie des Kelsterbach-Hominiden, des ältesten Vertreters des Homo sapiens sapiens in Europa*, Eiszeitalter u. Gegenwart, 28, s. 200–210.
- Przybylski T., Rotnicki K., 1961, *Fazy rozwojowe doliny Zaleskiej Strugi*, Badania Fizjogr. Nad Polską Zach., 7, Ser. A, Geogr. Fiz., s. 147–164.
- Rachocki A., 1974, *Przebieg i natężenie współczesnych procesów rzecznych w korycie Raduni*, Dokum. Geogr., 4, 120 ss.
- Radwański K., 1972, *Stosunki wodne wczesnośredniowiecznego Okołu w Krakowie, ich wpływ na topografię osadnictwa, próby powiązania tych zjawisk ze zmianami klimatycznymi*, Materiały Archeologiczne, 13, s. 5–40.
- Ralska-Jasiewiczowa M. (red.), 1989, *Environmental changes recorded in lakes and mires in Poland during the last 13 000 years, III*, Acta Palaeobotanica, 29.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Starkel L., 1988, *Record of the hydrological changes during the Holocene in the lake, mire and fluvial deposits of Poland*, Folia Quaternaria, 57, s. 91–127.
- Raukas A., Miidel A., 1995, *Fluvial activity in Estonia in the Lateglacial and early Holocene*, [w:] B. Frenzel (red.), *European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene*, Paläoklimaforschung, 14, s. 101–112.
- Reichelt G., 1953, *Ober den Stand der Auelehmforschung in Deutschland*, Peterm. Geogr. Mitt., 97, s. 245–261.
- Reinfelds I., Bishop P., 1998, *Palaeohydrology, palaeodischarges and palaeochannel dimensions: research strategies for meandering alluvial rivers*, [w:] G. Benito, V.R. Baker, K.J. Gregory (red.), *Palaeohydrology and environmental change*, Wiley, Chichester, s. 27–42.
- Reisch L., 1974, *Eine spätjungpaläolithische Freilandstation im Donautal bei Barbing*, Ldkr. Regensburg.-Quartär, 25, s. 53–71.
- Richter G., 1986, *Investigation of soil erosion in Central Europe*, [w:] C.P. Burnham, J.I. Pitman (red.), *Soil erosion*, South East England Soils Discussion Group, 3, London, s. 14–27.
- Ricken W., 1983, *Mittel- und jungpleistozäne Lössdecken im südwestlichen Harzvorland. Stratigraphie, Paläopedologie, fazielle Differenzierung und konnektierung mit Flussterrassen*, Catena Suppl., 3, s. 95–138.
- Rittweger H., 1996, *Der „Schwarze Auenboden“ – Frühholozäner Leithorizont und Zeiger für eine Trockenzeit im Subboreal?*, Kurzfassungen der Vorträge und Poster DEUQUA'96, 17–19.09.1996, Gmunden, s. 40.
- Robinson D.A., Williams R.B.G. (red.), 1994, *Rock weathering and landform evolution*, Wiley, Chichester.
- Robinson M., 1992, *Environment, archaeology and alluvium on the river gravels of the South Midlands*, [w:] S. Needham, M.G. Macklin (red.), *Alluvial archaeology in Britain*, Oxbow Monograph, 27, s. 197–208.

- Rohdenburg H., 1965, *Untersuchungen zur pleistozanen Formung am Beispiel der Westabdachung des Göttinger Waldes*, Gießener Geogr. Schriften, 7, s. 1–76.
- Ronai A., 1985, *Limnic and terrestrial sedimentation and the N/Q boundary in the Pannonian Basin*, [w:] M. Kretzoi, M. Pecsí (red.), *Problems of the Neogene and Quaternary*, Akademiai Kiado, Budapest.
- Rose J., 1995, *Lateglacial and early Holocene river activity in lowland Britain*, [w:] B. Frenzel (red.), *European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene*, Palaoklimaforschung, 14, s. 51–74.
- Rother N., 1989, *Holozane Erosion und Akkumulation im Ilmetal, Südniedersachsen*, Bayreuth. Geowiss. Arb., 14, s. 87–94.
- Röthlisberger F., Geyh M.A., 1986, *10 000 Jahre Gletschergeschichte der Erde*, Sauerlander, Aarau, Frankfurt a. M., Salzburg, 416 ss.
- Rotnicki K., 1983, *Modelling past discharges of meandering rivers*, [w:] K.J. Gregory (red.), *Background to palaeohydrology*, Wiley, Chichester, s. 321–354.
- 1991, *Retrodiction of palaeodischarges of meandering and sinuous alluvial rivers and its palaeohydroclimatic implications*, [w:] L. Starkel, K.J. Gregory, J.B. Thornes (red.), *Temperate palaeohydrology*, Wiley, Chichester, s. 431–471.
- Rotnicki K., Młynarczyk Z., 1989, *Późnowistuliańskie i holocenijskie formy i osady korytowej środkowej Prosy i ich paleohydrologiczna interpretacja*, Seria Geografia, 43, Wyd. Nauk. UAM.
- Różycki S.Z., 1961, *Stadiały wielkiego interglacjalu. Prace o plejstocenie Polski środkowej*, Warszawa.
- 1967, *Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie*, PWN, Warszawa.
- Ruhe R.V., 1965, *Quaternary paleopedology*, [w:] H.E. Wright, D.G. Frey (red.), *The Quaternary of the United States*, Princeton University Press, Princeton, s. 755–764.
- Rulf J., 1994b, *The flood plain archaeology*, [w:] E. Ružičkova, A. Zeman (red.), *Holocene flood plain of the Labe river*, Geol. Inst. Ac. of Sc. Czech. Rep., Prague, s. 77–83.
- Rutkowski J., 1984, *Holocen doliny Rudawy w rejonie Zabierzowa*, [w:] *Holocen okolic Krakowa*, Materiały sympozjum. Kraków, 18–20.06.1984, Wyd. AGH, Kraków, s. 79–81.
- 1986a, *Material antropogeniczny we współczesnych osadach Wisły pod Tyńcem koło Krakowa*, Spraw. z Pos. Kom. Nauk. PAN Oddz. w Krakowie 27/1 (za 1983), s. 231–232.
- 1986b, *The occurrence of carboniferous coal of anthropogenic origin in the contemporaneous Vistula river sediments near Cracow (Southern Poland)*, Earth Surface Processes and Landforms, 11, s. 321–326.
- 1987, *Vistula river valley in the Cracow Gate during the Holocene*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part II*, Geographical Studies, Special Issue, 4, s. 31–50.
- 1991, *Holocen doliny dolnej Raclawki*, Kwartalnik AGH, Geologia, 17, 1–2, s. 173–191.
- Rutkowski J., Alexandrowicz S.W., Pazdur A., 1988, *The course of the Holocene sedimentation in the lower Raclawka valley*, Excursion Guide Book Symposium „Lateglacial and Holocene environmental changes – Vistula Basin”, 15–16.1988, Wyd. AGH, Kraków, s. 110–115.
- Ružička M., 1968, *Subrecentni sterkopiskova terasa na dolnim toku Bečvy*, Vest. Ustr. Ust. Geol., 43, 5.
- Ružičkova E., Havlíček P., 1981, *Fluvialni sedimenty soutokove oblasti Labe a Jizery*, Vyzkumne Prace UUG, 27, s. 1–40.
- Ružičkova E., Zeman A., 1994a, *Holocene fluvial sediments the Labe river*, [w:] E. Ružičkova, A. Zeman (red.), *Holocene flood plain of the Labe river*, Geol. Inst. Ac. of Sc. Czech. Rep., Prague, s. 3–25.



- 1994b, *Paleogeographic development of the Labe river flood plain during the Holocene*, [w:] E. Ružičkova, A. Zeman (red.), *Holocene flood plain of the Labe river*, Geol. Inst. Ac. of Sc. Czech. Rep., Prague, s. 104–112.
- 1994c, *Trunks in Holocene fluvial sediments of the Labe river*, [w:] E. Ružičkova, A. Zeman (red.), *Holocene flood plain of the Labe river*, Geol. Inst. Ac. of Sc. Czech. Rep., Prague, s. 31–34.
- Ružičkova E., Zeman A. (red.), 1994, *Holocene flood plain of the Labe river*, Geol. Inst. Ac. of Sc. Czech. Rep., Prague.
- Ružičková E., Šilar J., Zeman A., 1993, *Flood plain of the Labe river in the Little Ice Age*, [w:] E. Ružičkova, A. Zeman, J. Mirecki (red.), *Application of direct and indirect data for the reconstruction of climate during the last two millennia*, Geol. Inst. Ac. of Sc. Czech. Rep., Prague, s. 63–70.
- Sabel K.-J., 1983, *Die Bedeutung der physich-geographischen Raumausstattung für das Siedlungsverhalten der frühesten Bandkeramik in der Wetterau (Hessen)*, *Prähist. Z.*, 58, s. 158–172.
- Salisbury C.R., Whitley P.J., Litton C.D., Fox J.L., 1984, *Flandrian courses of the river Trent at Colwick, Nottingham*, *Mercian Geologist*, 9, s. 189–207.
- Samsonowicz J., 1934, *Objaśnienia arkusza Opatów. Ogólna mapa geologiczna Polski*, *PIG 1*.
- San'ko A.F., 1987, *Neopleystosen severo-vostochnoi Belorussii i smezhnykh rayonov RFSSR*, Nauka i Tekhnika, Minsk.
- Sańko A.F., Kalicki T., Sawczenko I.J., 1998, *Paleohydrologiczna rekonstrukcja zlewni Berezyny w neoplejstocenie i holocenie w oparciu o profil Murawa*, [w:] T. Kalicki (red.), *Paleogeografia górnego plejstocenu i holocenu wschodniej Polski i Białorusi*, Streszczenia referatów, posterów i przewodnik wycieczki, IGI PZ PAN, Kraków 5–7.10.1998, 48.
- 1999, *Paleohydrologiczna rekonstrukcja zlewni Berezyny w neoplejstocenie i holocenie w oparciu o profil Murawa*, *Sprawozdania z Czynności i Posiedzeń PAU*, 62, s. 163–164.
- Sańko A.F., Zernickaja W.P., Anoszka M.P., Kalicki T., Luczyna G.I., 2000, *Budowa i wiek równiny zalewowej Soża w rejonie Prisy (oblast' homelska)*, [w:] *Problemy paleogeografii późnego plejstocenu i holocenu*, Materiały białorusko-polskiego seminarium, 26–29.09.2000, Inst. Geolog. Nauk NAN Białorusi, Grodno, Białoruś, s. 72–75.
- Sarnacka Z., 1987, *Evolution of the Vistula valley between the outlets of Radomka and Świder rivers in the Late Glacial and Holocene*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part II*, *Geographical Studies, Special Issue*, 4, s. 131–150.
- Savchik S., 2002, *Geological evidences of early agricultural development in the Upper Dnieper basin*, *PAGES Meeting on High Latitude Paleoenvironments*, 16–17.05.2002, Moscow.
- Savchik S., Makhnach N., 2000, *Indications of man-induced changes in a sequence and composition of floodplain deposits in Belarus*, *Geoindicators, Symposium and Field Meeting, Abstracts and Guide-Book of the Excursion*, Gdańsk, s. 31–32.
- Sawicki L., 1933, *Przyczynek do znajomości dyluwium oraz morfogenezy przelomu Wisły pod Puławami*, *Przepl. Geogr.*, 13, s. 158–169.
- Scharpff H.-J., 1977, *Erläuterungen zu Blatt 6316 Worms. Geologische Karte von Hessen 1:25 000*, Geologisches Landesamt Hessen, Wiesbaden.
- Scheibe R., 2003, *Landschaftsentwicklung und Besiedlung in der Donauebene und im Falkensteiner Vorwald – Eine Analyse von Geofaktoren und historischen Überlieferungen*, *Regensburger Beiträge zur Prähistorischen Archäologie*, 10.

- Scheller H., 1970, *Die Frühzeit von Ruhrort*, Duisburger Forschungen, 4, s. 1–8.
- Schellmann G., 1988, *Jungquartäre Talgeschichte an der unteren Isar und der Donau unterhalb von Regensburg*, Inaug.-Diss. Univ., Düsseldorf.
- 1990, *Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär des unteren Isar- und angrenzenden Donautales*, Düsseldorfer Geographische Schriften, 29.
  - 1991, *Jungquartäre fluviale Geomorphodynamik im unteren Isar- und angrenzenden Donautale*, [w:] R. Mäkel, A. Röhrig (red.), *Forschungen zur Fluss- und Hangdynamik*, Freiburger Geographische Hefte, 33, s. 91–106.
  - 1993, *La structure géomorphologique et géologique des fonds de vallées dans les domaines subalpin et hercynien d'Allemagne*, *Revue Géographique de l'Est*, 4, s. 235–259.
  - (red.), 1994, *Beiträge zur jungpleistozänen und holozänen Talgeschichte im deutschen Mittelgebirgsraum und Alpenvorland*, Düsseldorfer Geographische Schriften, 34.
- Schild R., 1969, *Uwagi o stratygrafii archeologicznej wydm śródlądowych*, [w:] R. Galon (red.), *Procesy i formy wydmowe w Polsce*, *Prace Geogr.*, 75, s. 145–162.
- 1975, *Późny paleolit*, [w:] W. Chmielewski (red.), *Prahistoria ziem polskich. I*, s. 159–338, IHUM PAN, Wrocław.
- Schirmer W., 1973, *The Holocene of the former periglacial areas*, *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 23/24, s. 306–320.
- 1974, *Holozäne Ablagerungen in den Flusstälern*, [w:] P. Woldstedt, K. Duphorn (red.), *Norddeutschland und angrenzende Gebiete in Eiszeitalter*, Koehler Verlag, Stuttgart, s. 351–365.
  - 1978, *Aufbau und genese der Talaue*, [w:] *Das Mainprojekt. Hydrogeologische Studien zum Grundwasserhaushalt und zur Stoffbilanz im Main Einzugsgebiet*, Schriftenreihe Bayer. Landesamt f. Wasserwirtschaft, 7, München, s. 145–154.
  - 1979, *Rannen im Mainschotter*, *Fränkische Heimat am Obermain*, 16.
  - 1980, *Sedimentological aspects of the valley fill*, *Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire*, 3, s. 101–105.
  - 1981, *Abflussverhalten des Mains im Jungquartär*, *Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln*, 41, s. 197–208.
  - 1983a, *Criteria for the differentiation of late Quaternary river terraces*, *Quaternary Studies in Poland*, 4, s. 199–205.
  - 1983b, *Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm*, *Geologisches Jahrbuch*, Reihe A, 71, s. 11–43.
  - 1983c, *Symposium „Franken“: Ergebnisse zur holozänen Talentwicklung und Ausblick*, *Geologisches Jahrbuch*, Reihe A, 71, s. 355–370.
  - 1986, *Landschaft und Geologie von Oberfranken*, [w:] B.-U. Abels (red.), *Archäologischer Führer Oberfranken*, K. Theiss Verlag, Stuttgart, s. 9–23.
  - 1988a, *Die Bedeutung des Mains um Lichtenfels-Bamberg für die Flussgeschichte*, *Fränkische Heimat am Obermain*, 25, s. 7–11.
  - 1988b, *Holocene valley development on the Upper Rhine and Main*, [w:] G. Lang, Ch. Schlüchter (red.), *Lake, Mire and River Environments*, Balkema, Rotterdam, s. 153–159.
  - 1990, *Flussablagerungen und Schwermetalle am Obermain*, *Fränkische Heimat am Obermain*, 27.
  - 1991, *Bodensequenz der Auenterrassen des Maintals*, *Bayreuther Bodenkundliche Berichte*, 17, s. 153–186.
  - 1995, *Valley bottoms in the Late Quaternary*, [w:] J. Hagedorn (red.), *Late Quaternary and present-day fluvial processes in Central Europe*, *Zeitschrift f. Geomorphologie*, Suppl.-Bd., 100, s. 27–51.

- (red.), 1980, *Exkursionführer zum Symposium Franken. Holozäne Talentwicklung – Methoden und Ergebnisse*, Abt. Geologie, Univ. Düsseldorf.
- (red.), 1983, *Holozäne Talentwicklung – Methoden und Ergebnisse*, Geologisches Jahrbuch, Reihe A, 71.
- (red.), 1990, *Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas*, DEUQUA-Führer 1, Hannover.
- Schirmer W., Schirmer U., Schönfisch G., Willmes H., 1988, *Junge Flussgeschichte des Mains um Bamberg*, DEUQUA 24. Tagung, Exkursion H, Hannover.
- Schirmer W., Striedter K., 1985, *Alter und Bau der Rheinebene nördlich von Strassburg*, Exkursionsführer II, 22. DEUQUA in Freiburg, s. 3–14, Hannover.
- Schirmer W., Willmes H., 1988, *Fundgut in der Staffelbacher und Viereth Terrasse*, DEUQUA 24. Tagung, Exkursion H, s. 30–31, Hannover.
- Schmidt B., 1977, *Der Aufbau von Jahrringchronologien im Holozän mit Eichen aus dem Rhein-, Weser-, Werragebiet*, Erdw. Forsch., 13, s. 91–98
- Schmincke H.-U., Park C., Harms E., 1999, *Evolution and environmental impacts of the eruption of Laacher See Volcano (Germany) 12,900 a BP*, Quaternary International, 61, s. 61–72.
- Schneider H., 1991, *Saarland*, Sammlung geol. Führer, 84, Berlin-Stuttgart.
- Schönweiss H., Werner H., 1974, *Mesolitische Wohnanlage von Sarching*, Ldkr. Regensburg.-Bayer. Vorgeschichtsbl., 39, s. 1–29.
- Schreiber U., 1985, *Das Lechtal zwischen Schongau und Rain im Hoch-, Spät- und Postglazial*, Sonderveroeffentlichungen Geologisches Institut der Universitaet zu Köln, 58.
- Schreiber U., Herpin R., 1991, *Korngrößenanalysen an kalt- und warmfluvialen Sedimenten des Lechtales – Bayerisch-Schwaben*, Sonderveroeffentlichungen Geologisches Institut der Universität zu Köln, 82, s. 251–264.
- Schreiber U., Müller D., 1991, *Mittel- und jungpleistozäne Ablagerungen zwischen Landsberg und Augsburg (Lech)*, Sonderveroeffentlichungen Geologisches Institut der Universität zu Köln, 82, s. 265–282.
- Schreiber U., Nöthlings F., Schramedei R., 1990, *Geologische Untersuchungen im Umfeld der endjungneolithischen Siedlung bei Pestenacker*, Ldkr. Landsberg am Lech, [w:] *Siedlungarchäologische Untersuchungen im Alpenvorland*, 5. Kolloquium der DFG, 29–30.03.1990, Gaienhofen-Hemmenhofen, Bericht der Römisch-Germanischen Kommission, 71, s. 390–405.
- Schröder D., 1979, *Bodenentwicklung in spätpleistozänen und holozänen Hochflutlehmen des Niederrheines*, Habilitationsschrift Univ. Bonn.
- 1983, *Beziehungen zwischen Stratigraphie und Bodengenesse bei Hochflutlehmen des Niederrheins*, Geol. Jb. A71, s. 73–107.
- Schulz I., Strahl J., 1997, *Geomorphologische und pollenanalytische Untersuchungen im Raum Drahendorf südöstlich Fürstenwalde – Ein Beitrag zur Klärung der spät- und postglazialen Entwicklung des Gerinnenbettmusters der Spree*, Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, 2, Kleinmachnow.
- Seidenschwann G., 1985, *Bemerkungen zur holozänen Entwicklung der Kinzig. Ein Auenprofil im unteren Obertal und seine Bedeutung für die Gliederung des Holozäns im Kinziggebiet*, Jber. Wetterauer Ges. ges. Naturkunde, 136/137, s. 105–112.
- Seidenschwann G., Auer F., 1981, *Der Untergrund der Talaue zwischen Langenselbold und Rodenbach/Erlensee*, Jber. Wetterauer Ges. ges. Naturkunde, 131/132, s. 61–90.
- Serebranny L.R., 1974, *Migracja jeli na vostoce i severe Evropy v pozdne- i poslelednikovoe vremja*, Biull. Kom. po Izuc. Četverticn. Perioda, 41, s. 13–23.
- Shantser E.V., 1951, *Alljuvii ravninnych riek umierennogo pojasa i jego znaczenije dla poznaniija zakonomiernostiej strojenija i formirovanija alluvialnych swit*, Trudy Inst. Geol. Nauk AN SSSR, 135, Ser. Geol., 55.

- 1982, *Alluwij*, [w:] *Stratygrafia SSSR, Czwarteczna systema*, Moskwa, s. 77–80.
- Šilar J., Jilek P., Melkova J., 1994, *Radiocarbon dating of samples of wood*, [w:] E. Ružičkova, A. Zeman (red.), *Holocene flood plain of the Labe river*, Geol. Inst. Ac. of. Sc. Czech Rep., Prague, s. 39–43.
- Simakova G.I., 1996, *Palinologiczeskije issledowanija kul'turnych slojew neoliticzeskich poselenij bassejna r. Iput'*, *Litasfera*, 4, s. 160–163.
- Sinkiewicz M., 1994, *Paleogeograficzna wymowa budowy stożków napływowych w okolicy Biskupina na Pojezierzu Gnieźnieńskim*, *Acta Universitatis Nicolae Copernici, Geografia*, 27, s. 35–57.
- Slingerland R., Smith N.D., 1998, *Necessary conditions for a meandering river avulsion*, *Geology*, 26, 5, s. 435–438.
- Słownik geograficzny Królestwa Polskiego i innych krajów słowiańskich*, 1893, t. 13, F. Sulikowski, B. Chlebowski, Warszawa.
- Smoleński J., 1923, *Krajobraz okolic Krakowa*, *Ziemia*, 8, 6, s. 102–108.
- Smolska E., 2002, *Denudacja antropogeniczna – zapis w rzeźbie i osadach na wybranych przykładach z obszaru Pojezierza Suwalskiego*, [w:] P. Szwarczewski, E. Smolska (red.), *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym, tom I*, s. 113–119, Warszawa-Łomża.
- Smolska E., Szwarczewski P. (red.), 2003, *Cechy teksturalne osadów stokowych i fluwialnych*, *Prace i Studia Geograficzne UW*, 33.
- Soergel W., 1921, *Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion*, Berlin, ss. 74.
- Soja R., 1994, *Paleohydrologia ilościowa*, *Przeł. Geogr.*, 66, 1/2, s. 159–167.
- 1997, *Typy genetyczne wzebrań w dorzeczu górnej Wisły*, *Wiadomości Ziem Górskich*, 6 (10), s. 27–39.
- 2002, *Hydrologiczne aspekty antropopresji w polskich Karpatach*, *Prace Geogr.*, 186, 130 ss.
- Soja R., Partyka J., 2004, *Powódzie w dolinie Prądnika*, [w:] J. Partyka (red.), *Zróźnicowanie i przemiany środowiska przyrodniczo-kulturowego Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, Tom I, Przyroda*, OPN, Ojców, s. 131–138.
- Sokołowski T., 1987, *Vistula valley between the outlets of Dunajec and Breń rivers*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part II*, *Geographical Studies, Special Issue*, 4, s. 95–114.
- Sokołowski T., Wasylikowa K., 1984, *Utwory czwartorzędowe den dolin Wilgi i Wisły w rejonie Ludwinowa*, [w:] *Holocen okolic Krakowa*, Mater. Symp. 18–20.06.1984, Wyd. AGH, Kraków, s. 29–34.
- Spurk M., Leuschner H.H., Baillie M.G. L., Briffa K.R., Friedrich M., 2002, *Depositional frequency of German subfossil oaks: climatically and non-climatically induced fluctuations in the Holocene*, *The Holocene*, 12, 6, s. 707–715.
- Starkel L., 1960, *Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie*, *Prace Geogr. IG PAN*, 22.
- 1967, *Wisła wśród gór i wyżyn*, [w:] *Z biegiem Wisły*, s. 31–159, Wyd. Geol., Warszawa.
- 1977a, *Paleogeografia holocenu*, PWN, Warszawa.
- 1977b, *The palaeogeography of mid- and east Europe during the last cold stage with west European comparison*, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B*, 280, s. 351–372.
- 1979, *Typology of river valleys in the temperate zone during the last 15 000 years*, *Acta Universitatis Ouluensis, Ser. A*, 82, *Geol.*, 3, s. 9–18.
- 1983, *The reflection of hydrologic changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15 000 years*, [w:] K.J. Gregory (red.), *Background to palaeohydrology: a perspective*, Wiley, Chichester, s. 213–237.
- 1984, *Osady holocenijskie w żwirowni Branice-Stryjów*, [w:] *Holocen okolic Krakowa*, Materiały sympozjum. Kraków, 18–20.06.1984, Wyd. AGH, Kraków, s. 51–57.

- 1985, *Lateglacial and Postglacial history of river valleys in Europe as a reflection of climatic changes*, Zeitschrift f. Gletscherkunde und Glazialgeologie, 21, s. 159–164.
- 1987, *Long-term and short-term rhythmicity in terrestrial landforms and deposits*, [w:] M.R. Rampino (red.), *Climate, history, periodicity and predictability*, Van Nostrand Reinhold, New York, s. 323–332.
- 1988, *Działalność człowieka jako przyczyna zmian procesów denudacji i sedymentacji w holocenie*, Przegł. Geogr., 60, 3, s. 251–265.
- 1989a, *Antropogeniczne zmiany denudacji i sedymentacji w holocenie na obszarze Europy Środkowej*, Przegł. Geogr., 61, 1/2, s. 33–49.
- 1989b, *Zarys paleogeografii holocenu Europy Środkowej*, Studia Mat. Oceanolog., 56, Geol. Morza, 4, s. 51–56.
- 1991, *Characteristic of the temperate zone and fluvial palaeohydrology*, [w:] L. Starkel, K.J. Gregory, J.B. Thornes (red.), *Temperate palaeohydrology*, Wiley, Chichester, s. 3–12.
- 1994, *Reflection of the glacial-interglacial cycle in the evolution of the Vistula river basin, Poland*, Terra Nova, 6, s. 1–9.
- 1995a, *Changes of river channels in Europe during the Holocene*, [w:] A. Gurnell, G. Petts (red.), *Changing river channels*, Wiley, Chichester, s. 27–42.
- 1995b, *Reconstruction of hydrological changes between 7000 and 3000 BP in the upper and middle Vistula river basin, Poland*, The Holocene, 5, 1, s. 34–42.
- 1995c, *The place of the Vistula river valley in the late Vistulian – early Holocene evolution of the European valleys*, [w:] B. Frenzel (red.), *European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene*, Palaoklimaforschung, 14, s. 75–88.
- 1996, *Geomorphic role of extreme rainfalls in the Polish Carpathians*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcan., 30, s. 21–38.
- 2000, *8500–8000 yrs BP humid phase – global or regional?*, Science Reports of Tohoku University, 7<sup>th</sup> Series, Geography, 49, 2, s. 105–133.
- 2001, *Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś*, Monografie IGiPZ PAN, 2, 264 ss.
- 2002a, *Change in the frequency of extreme events as the indicator of climatic change in the Holocene (in fluvial systems)*, Quaternary International, 91, s. 25–32.
- 2002b, *Younger dryas-Preboreal transition documented in the fluvial environment of Polish rivers*, Global and Planetary Change, 35, s. 157–167.
- 2005, *Anthropogenic soil erosion since the Neolithic in Poland*, Zeitschrift f. Geomorphologie, Suppl. Band, 139, s. 189–201.
- Starkel L. (red.), 1982, *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part I*, Geographical Studies, Special Issue, 1.
- 1987a, *Anthropogenic sedimentological changes during the Holocene*, Striae, 26, ss. 63.
- 1987b, *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part II*, Geographical Studies, Special Issue, 4.
- 1990, *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part III*, Geographical Studies, Special Issue, 5.
- 1991, *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part IV*, Geographical Studies, Special Issue, 6.
- 1995, *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part V*, Geographical Studies, Special Issue, 8.
- 1997, *Rola gwałtownych ulew w ewolucji rzeźby Wyżyny Miechowskiej (na przykładzie ulewy w dniu 15 września 1995 roku)*, Dokum. Geogr., 8, 108 ss.
- Starkel L., Gębica P., 1995, *Evolution of river valleys in southern Poland during the Pleistocene-Holocene transition*, Biul. Peryglacjalny, 34, s. 177–190.

- 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:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part IV*, Geographical Studies, Special Issue, 6, s. 87–99.
- Starkel L., Granoszewski W., 1995, *The Younger Dryas paleomeander of the Wisłoka river at Wola Żyrakowska near Dębica*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part V*, Geographical Studies, Special Issue, 8, s. 91–100.
- Starkel L., Gregory K.J., Thornes J.B. (red.), 1991, *Temperate palaeohydrology*, Wiley, Chichester.
- Starkel L., Kalicki T., 1984, *Paleomeandry Wisły w uroczysku Grobla (Puszcza Niepolomicka)*, [w:] *Holocen okolic Krakowa*, Materiały sympozjum, 18–20.06.1984, wyd. AGH, Kraków, s. 58–63.
- Starkel L., Kalicki T. (red.), 1996, *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part VI*, Geographical Studies, Special Issue, 9.
- Starkel L., Kalicki T., Krąpiec M., Soja R., Gębica P., Czyżowska E., 1996, *Hydrological changes of valley floor in the upper Vistula basin during Late Vistulian and Holocene*, [w:] L. Starkel, T. Kalicki (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part VI*, Geographical Studies, Special Issue, 9, s. 7–128.
- Starkel L., Kalicki T., Soja R., Gębica P., 1996, *Analysis of paleochannels in the valleys of the upper Vistula and the Wisłoka*, [w:] L. Starkel, T. Kalicki (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part VI*, Geographical Studies, Special Issue, 9, s. 30–35.
- Starkel L., Krąpiec M., 1995, *Profile of the alluvia with „black oaks” in Kędzierz on the Wisłoka river*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part V*, Geographical Studies, Special Issue, 8, s. 101–110.
- Starkel L., Thornes J.B., 1981, *Palaeohydrology of river basins*, Technical Bulletin of British Geomorphological Research Group, 28, 107 ss.
- Steinmüller A., 1971, *Die holozänen Sedimente im mittleren Saaletal und zu Fragen der junghistorischen fluvialen Vorgänge in den Tälern der Mittelgebirgsschwelle*, Geologie, 20, 10, s. 1111–1131.
- Stephan S., 1993, *Mikromorphologie und Genese von Böden auf den Niederterrassen des Niederrheingebietes und der Kölner Bucht*, Eiszeitalter u. Gegenwart, 43, s. 67–86.
- Strasser R., 1990, *Die Veränderungen des Rheinlaufs zwischen Grieth und Griethausen vom Spätmittelalter bis zum Beginn des 19. Jahrhunderts*, [w:] W. Schirmer (red.), *Rheinlands*, Sammelband, s. 1–18.
- 1992, *Die Veränderungen des Rheinstromes in historischer Zeit, Band 1. Zwischen der Wupper- und der Düsselmündung*, Publikationen der Gesellschaft für Rheinische Geschichtskunde, Düsseldorf.
- Strautz W., 1963, *Auelehmbildung und -gliederung im Weser- und Leinetal mit vergleichenden Zeitbestimmungen aus dem Flußgebiet der Elbe. Ein Beitrag zur Landschaftsgeschichte der nordwestdeutschen Flußauen*, Beiträge zur Landcspflege I, (Festschr. f. H.F. Wiepking), s. 273–314, E. Ulmer, Stuttgart.
- Striedter K., 1988, *Holozäne Talgeschichte im Unterelsass*, Inaug.-Diss. Univ. Düsseldorf, 235 ss.
- Strzemiński M., 1955, *Typologia mad polskich*, Roczniki Gleboznawcze, 4, s. 180–191.
- Stuchlik L., 1987, *Przegląd badań paleobotanicznych osadów pliocenkich i wczesno-plejstocenkich Polski środkowej i południowej*, [w:] *Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce*, Ossolineum, Wrocław.

- Stuiver M., Becker B., 1993, *High precision decadal calibration of the radiocarbon time scale AD 1950–6000 BC*, Radiocarbon, 35, 1, s.35–65.
- Sycheva S., 2003, *Priчины i obszczije zakonomernosti mnogovekovej ritmicznosti golocenowego poczwobrazowanija w transakkumulijatiwnych landszaftach*, Poczwowedenije, 5, s. 528–542.
- Sycheva S., Glasko M., Chichagova O., 2003, *Holocene rhythms of soil-formation and sedimentation in the Central Russian Upland*, Quaternary International, 106/107, s. 203–213.
- Szymańda J., 1998, *Aluwia wybranych obszarów równin zalewowych Drwęcy i Tążyyny w świetle analiz teksturalnych*, [w:] K. Pękala (red.), *Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce. Stan aktualny i perspektywy, I*, Referaty i komunikaty, IV Zjazd Geomorfologów Polskich, Wyd. UMCS, Lublin, s. 185–190.
- Szymańda J.B., 2004, *Znaczenie materiału źródłowego i transportu ziaren w akumulacji powodziowej – studium przypadku – aluwia pozakorytowe Wisły, Drwęcy i Tążyyny*, [w:] M. Błaszczewicz, P. Gierszewski (red.), *Rekonstrukcja i prognoza zmian środowiska przyrodniczego w badaniach geograficznych*, Prace Geogr., 200, s. 355–371.
- Szumański A., 1977, *Zmiany układu koryta dolnego Sanu w XIX i XX wieku oraz ich wpływ na morfogenezę tarasu łęgowego*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 9, s. 139–154.
- 1982, *The evolution of the lower San river valley during the late glacial and the Holocene* [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part I*, Geogr. Studies, Spec. Issue, 1, s. 57–78.
- 1983, *Paleochannels of large meanders in the river valleys of the Polish Lowland*, Quaternary Stud. in Poland, 4, s. 207–216.
- 1985, *Opracowanie modelu przyrodniczego prawidłowości zmian ewolucyjnych w naturalnym rozwoju koryt rzecznych u schyłku plejstocenu i w holocenie*, Spraw. Bad. Nauk Komit. Badań Czwartorzędz. PAN, 6, s. 82–98.
- 1986, *Postglacjalna ewolucja i mechanizm transformacji dna doliny dolnego Sanu*, Kwartalnik AGH, Geologia, 12, 1, s. 1–92.
- Szwarczewski P., 1997, *Metale ciężkie w różnowiekowych holocenijskich aluwiach Wisły okolic Torunia*, Przegl. Geol., 45, 12, s. 1286–1288.
- Szwarczewski P., Smolska E. (red.), 2002, *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym*, tom I i II, UW, W.S. Agrobiznesu, Warszawa-Lomża.
- Śnieszko Z., 1985, *Paleogeografia holocenu w dolinie Sancygniówki*, Acta Geogr. Lodz., 51, 107 ss.
- 1987, *The Late Vistulian and Holocene fluvial deposits of the middle Nidzica river in the area of Działoszyce*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part II*, Geographical Studies, Special Issue, 4, s. 87–94.
- 1995, *Ewolucja obszarów lessowych Wyżyn Polskich w czasie ostatnich 15 000 lat*, Prace Nauk. UŚ, 1496, 124 ss.
- Środoń A., 1980, *Czarny dąb z Dąbia*, Wszechświat, 3, s. 74–75.
- Tashcheev K.G., 1975, *K voprosu o vozraste rečnyh terras territorii Smolenskoj oblasti, Kompleksnye i otraslevye geograficeskie issledovanija dla celej narodnogo chozajstva*, 1, Smoleńsk, s. 111–114.
- Tauber H., 1968, *Copenhagen Radiocarbon Dates 9*, Radiocarbon, 10, 2.
- Teisseyre A.K., 1985, *Mady dolin sudeckich. Cz. I Ogólna charakterystyka środowiska (na przykładzie zlewni górnego Bobru)*, Geol. Sudetica, 20, 1, s. 113–195.
- 1988, *Mady dolin sudeckich. Cz. II. Wybrane zagadnienia metodologiczne*, Geol. Sudetica, 23, 1, s. 65–101.

- 1991a, *Klasyfikacja rzek w świetle analizy systemu fluwialnego i geometrii hydraulicznej*, Prace Geol.-Miner., 22.
- 1991b, *Współczesne, złożone, wielokorytowe systemy rzeczne w świetle badań geologicznych i eksperymentu terenowego, górny Bóbr. Brama Lubawska, Sudety Środkowe*, Spraw. Z Pos. Kom. Nauk PAN, 33, s. 234-235.
- Thiemeyer H., 1988, *Bodenerosion und holozäne Dellenentwicklung in hessischen Lössgebieten*, Rhein-Main. Forsch., 105.
- Thomas J., 1991, *Talaua und Schwemmfächer als Indikatoren der holozänen fluvialen Geomorphodynamik an der oberen Weser*, [w:] R. Mäkel, A. Röhrig (red.), *Forschungen zur Fluss- und Hangdynamik*, Freiburger Geographische Hefte, 33, s. 67-78.
- 1992, *Holozäne fluviale Geomorphodynamik im Bereich der oberen Oberweser*, Kurzfassungen DEUQUA'92, 12-21.09.1992, Univ. Kiel, Kiel, s. 120.
- 1993, *Untersuchungen zur holozänen fluvialen Geomorphodynamik der an der oberen Oberweser*, Göttinger Geographische Abhandlungen, 98, 111 ss.
- Tomczak A., 1982, *The evolution of the Vistula river valley between Toruń and Solec Kujawski during the Late glacial and the Holocene*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part I*, Geographical Studies, Special Issue, 1, s. 109-129.
- Trafas K., 1975, *Zmiany biegu koryta Wisły na wschód od Krakowa w świetle map archiwalnych i fotointerpretacji*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geogr., 40.
- 1992, *Zmiany biegu Wisły pomiędzy ujściem Przemszy a Sandomierzem*, [w:] K. Trafas (red.), *Zmiany biegu górnej Wisły i ich skutki*, Wyd. UW, Warszawa, s. 31-62.
- Trevisan L., 1949, *Genese des terrasses fluviales en relation avec les cycles climatiques*, C. C. Congr. Int. Geogr., Lisbon, 2.
- Troll C., 1926, *Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen*, Forsch. dt. Landes- u. Volkskunde, 24, s. 158-256.
- 1957, *Tiefenerosion, Seitenerosion und Akkumulation der Flüsse im fluviogalzialen und periglazialen Bereich*, [w:] H. Louis, I. Schäfer (red.), *Geomorphologische Studien: Machatschek-Festschrift*, Ergänzungsheft zu Petermanns Geographischen Mitteilungen, 262, s. 213-226.
- Tulla J.G., 1838, *Carte über den Lauf des Rheins von Basel bis Lauterburg in 18 Blättern nach dem Zustand des Stromes vom Jahr 1838*, Nachdruck Lehrwerkstätte für Flachdruck und Lithographie an der Kreisberufsschule Walkirch/Breisgau.
- Turkowska K., 1988, *Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie*, Acta Geographica Lodziensia, 57.
- 1997, *Stan wiedzy na temat rozwoju dolin ekstraglacialnych na Niżu Polskim w okresie przejściowym plejstocen-holocen*, Acta Universitatis Lodzianis, Folia Geographica Physica, 1, s. 67-87.
- (red.), 2004, *Środowisko naturalne dorzecza Warty i jego pradziejowa eksploatacja*, Acta Geographica Lodziensia, 88.
- Twardy J., 1995, *Dynamika denudacji holocenińskiej w strefie krawędzowej Wyżyny Łódzkiej*, Acta Geographica Lodziensia, 69.
- 2004, *Przebieg holocenińskiej ewolucji stoków doliny Warty na obszarze południowej części Kotliny Sieradzkiej w świetle analiz osadów stokowych*, Acta Geographica Lodziensia, 88, s. 49-84.
- Twardy J., Forysiak J., Kittel P., 2004, *Dynamika procesów morfogenetycznych uruchomionych i zintensyfikowanych wskutek pradziejowej działalności ludzkiej w pradolinie warszawsko-berlińskiej*, Acta Geographica Lodziensia, 88, s. 85-118.
- Tyczyńska M., 1978, *Delty kopalne w Kotlinie Sandomierskiej*, Folia Geogr., Ser. Geogr. Phys., 11, s. 34-50.



- Tyraček J., 1995, *Depositional changes in non-glaciated regions of Central Europe*, Quaternary International, 28, s. 77–81.
- Unger H.J., 1983, *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:50 000, Blatt L7342 Landau a. d. Isar*, München.
- Urban B., Schröder D., Lessman U., 1983, *Holozäne Umweltveränderungen am Niederrhein - Vegetationsgeschichte und Bodenentwicklung*, [w:] K. Heine (red.), *Beiträge zum Quartär der nördlichen Rheinlande*, Arbeiten zur Rheinischen Landeskunde, 51, s. 99–123.
- Val'chik M.A., 1985, *Strojenie i vozrast vysokoj pojmy Zapadnoj Dviny na severo-vostoke Belorussii i smeznoj territorii RSFSR*, [w:] A.V. Matveev, M.A. Val'chik, O.N. Shpakov (red.), *Geologija i gidrogeologija kajnozoja Belorussii*, Nauka i Technika, Minsk, s. 113–120.
- 1992, *Razvitie dolinno-rechnoy seti Belorussii i Pribaltiki v sviazi s degradaciej valdayskogo lednikovogo pokrova*, [w:] L.M. Shirokov (red.), *Gidrograficheskaya set' Belorussii i regulirovanie rechnogo stoka*, Universitetskoye, Minsk, s. 3–10.
- Val'chik M.A., Kalinovskiy P.F., Litvinyuk G.I., Makhnach E.L., Nazarov V.I., 1992, *Iskopaemye flora i fauna iz alljuvija vysokoj pojmy Zap. Bereziny w obnazenii Brod*, [w:] N.A. Makhnach, T.W. Jakobovskaya (red.), *Flora i fauna kaynozoja Belorussii*, Nauka i Technika, Minsk, s. 23–31.
- Val'chik M.A., Zimenkov O.I., 1988, *Alleredskij interstadial valdajskogo pozdnelednikow'ja na territorii Belorussii*, Doklady AN BSSR, 32, 6, s. 537–539.
- Valde-Nowak P., 1988, *Etapy i strefy zasiedlania Karpat polskich w neolicie i na poczqtaku epoki brązu*, IHKM PAN, Ossolineum.
- 1995, *Osadnictwo wczesnorolnicze średniogórza niemieckiego*, IAiE PAN, Kraków.
- 1999, *Neolit środkowoeuropejskich obszarów górskich: przesłanki paleobotaniczne*, Polish Bot. Stud. Guidebook Series, 23, s. 11–38.
- (red.), 1999, *Początki osadnictwa w Sudetach*, IAiE PAN, Kraków.
- Van Balen R.T., Vandenberghe J., Kasse K. (red.), 2003, *Fluvial response to rapid environmental change*, Quaternary Science Reviews, 22, 20.
- Vandenberghe J., 1992, *Climatic change and landscape development: an example from the past*, Catena, Suppl., 22, s. 73–83.
- 1993a, *Changing fluvial processes under changing periglacial conditions*, Zeitschrift f. Geomorphologie, Suppl.-Bd., 88, s. 17–28.
- 1993b, *River terrace development and its relation to climate: the Saalian Caberg terrace of the Maas river near Maastricht (The Netherlands)*, Maastricht Belvedere II-Mededeelingen Rijks Geologische Dienst, 47, s. 19–24.
- 1995, *Timescales, climate and river development*, Quaternary Science Reviews, 14, s. 631–638.
- 2001, *A typology of Pleistocene cold-based rivers*, Quaternary International, 79, s. 111–121.
- 2002a, *Rapid climate warming in the past: a model of the future?*, Change, 62, s. 4–6.
- 2002b, *The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quaternary*, Quaternary International, 91, s. 17–23.
- 2003, *Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas*, Quaternary Science Reviews, 22, s. 2053–2060.
- Vandenberghe J., Maddy D., 2001, *The response of river systems to climate change*, Quaternary International, 79, s. 1–3.
- (red.), 2000, *Quaternary fluvial archives*, Geomorphology, 33, 3/4, (special issue), s. 127–238.

- Vandenbergh J., Kaas 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, s. 476–485.
- Vannote R.L., Minshall G.W., Cummins K.W., Sedell J.R., Cushing C.E., 1980, *The river continuum concept*, Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Science, 37, s. 130–137.
- Vaškovsky I., 1977, *Kvarter Slovenska*, Geol. Ust. D. Stura, Bratislava.
- Velichkevich F.J., 1982, *Pleistocenovyyeflory lednikovyykh oblastey Vostochno-Evropeyskoi ravniny*, Nauka i Tekhnika, Minsk.
- Velichkevich G.J., Zernitskaya V.P., Krutous E.A., Matveev A.V., Nechiporenko L.A., Rylova T.B., San'ko A.F., Khursevich G.K., Yakobovskaya T.V., 2002, *Czterwerticznyj period (Kvarter)*, [w:] A.V. Matveev (red.), *Paleogeografija kajnozoja Belarusi*, Inst. Geolog. Nauk NAN Belarusi, Minsk, s. 75–143.
- Veremchuk S.N., 2001, *Geachimicznaja charaktarystyka pachawanych glebau galacenu u pojme r. Sož*, Litasfera, 2 (15), s. 148–151.
- Voznyachuk L.N., 1961, *Otlozenija poslednego mezlednikov'ja na territorii Belorussii*, [w:] *Materiały po antropogenu Belorussii*, Nauka i Tekhnika, Minsk, s. 159–216.
- 1972, *Vozrast maksimalnoj stadii valdajskogo oledenienija na severo-zapade SSSR i osnovnye fazy degradacii lednika*, Vopr. četyert. geol. 6, Riga, s. 29–43.
- 1973, *K stratigrafii i paleogeografii neoplejstocena Belorussii i smeznych territorij*, [w:] *Problemy paleogeografii antropogena Belorussii*, Nauka i Tekhnika, Minsk, s. 45–75.
- Voznyachuk L.N., Arslanov Ch.A., 1971, *K paleogeogeafii i geochronologii epochi walldajskogo oledenienija na territorii Belorussii*, [w:] *Chronologija lednikowogo weka*, Geograficheskoe Obsnchestvo SSSR, Leningrad, s. 73–78.
- Voznyachuk L.N., Vagner N.M., 1966, *O morfologii doliny Zapadnoj Dwiny na territorii Belorussii i smeznych rajonow Rossii i Latwii*, *Materiały Nauczno-Teoreticzeskoj Konferencii, Tezisy dokladow*, 16–17.03.1966, Minsk, s. 12–18.
- Voznyachuk L.N., Val'chik M.A., 1978, *Morfologiya, stroyenie i istoriya razvitiya doliny Nemana w neoplejstocene i golocene*, Nauka i Tekhnika, Minsk.
- Wachecka-Kotkowska L., 2004, *Ewolucja doliny Luciąży – uwarunkowania klimatyczne i lokalne*, Acta Geographica Lodziensia, 86.
- Waga J.M., Kocel K. (red.), 2003, *Człowiek w środowisku przyrodniczym – zapis działalności*, PTG, Sosnowiec.
- Walker M.J.C., 1995, *Climatic changes in Europe during the last glacial/interglacial transition*, Quaternary International, 28, s. 63–76.
- Warowna J., 2003, *Wpływ zabudowy hydrotechnicznej na warunki sedymentacji w korycie powodziowym Wisły na odcinku Zawichost-Puławy*, Wyd. UMCS, Lublin.
- Wasylikowa K., Starkel L., Niedziałkowska E., Skiba S., Stworzewicz E., 1985, *Environmental changes in the Vistula valley at Pleszów caused by Neolithic man*, Przegl. Archeol., 33, s. 19–55.
- Weidenfeller M., 1990, *Jungquartäre fluviale Geomorphodynamik und Bodenentwicklung in den Talauen der Mosel bei Trier und Nennig*, Diss. Univ. Trier.
- Weidner E., 1990, *Bodenkarte der nördlichen Oberrheinebene 1:50 000*, Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden.
- Wildhagen H., Meyer B., 1972a, *Holozäne Boden-Entwicklung, Sediment-Bildung und Geomorphogenese im Flussauen-Bereich des Göttinger Leinetal-Grabes, 1. Ergebnisse neuerer Auenforschungen im Leinegraben-Gebiet*, Göttinger Bodenkundl. Ber., 21, s. 1–75.
- 1972b, *Holozäne Boden-Entwicklung, Sediment-Bildung und Geomorphogenese im Flussauen-Bereich des Göttinger Leinetal-Grabes, 2. Die Auenlehm-Decken des Subatlantikums*, Göttinger Bodenkundl. Ber., 21, s. 77–158.

- Willerding U., 1960, *Beiträge zur jüngeren Geschichte der Flora und Vegetation der Flussauen (Untersuchungen aus dem Leinetal bei Göttingen)*, Flora, 149, s. 435–476.
- Wiśniewski E., 1990, *Terrace system characteristics: The Lower Vistula valley*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part III*, Geographical Studies, Special Issue, 5, s. 102–110.
- Wojtanowicz J., 1999, *Europa Środkowa jako region fizycznogeograficzny – podstawy wydzielenia, granice*, Przegł. Geogr., 71, 3, s. 211–223.
- Woldsted P., 1952, *Probleme der Terrassenbildung*, Eiszeitalter und Gegenwart 2.
- Wollersen T.W., 1982, *Zur Boden- und Sedimententwicklung in spätpleistozänen und holozänen Hochflutleihen von Rhein und Neckar im nördlichen Oberrheintalgraben*, Verlag P. Wegener, Bonn.
- Wortmann H., 1968, *Erläuterung zu Blatt 3619 Petershagen, Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000*, Geologischen Dienst Nordrhein-Westfalen, Krefeld.
- Wójcik A., 1987, *Late-Glacial lacustrine sediments from Roztoki and Tarnowiec near Jasło (Jasło-Sanok Depression)*, Acta Palaeobotanica, 27, 1, s. 27–41.
- Wroński J., 1974, *Wiek bezwzględny aluwiów niektórych rzek Dolnego Śląska*, Przegł. Geol., 12, s. 602–606.
- Zagorul'sky E.M., 1977, *Drewnjaja istorija Belorussii*, Izd. BGU, Minsk.
- Zagwijn W.H., 1974, *The paleogeographic evolution of the Netherlands during the Quaternary*, Geol. Mijnb., 53.
- 1979, *Early and Middle Pleistocene coastlines in the Southern North Sea basin*, [w:] E. Oele, R.T.E. Schüttenheim, A.J. Wiggers (red.), *The Quaternary history of the North Sea*, Acta Univ. Uppsala, Uppsala, Ann. Quing, Cel., 2, s. 31–42.
- Zandstra K.J., 1954, *Die JungQuartäre morphologische Entwicklung des Saartales*, Erdkunde, 8, s. 276–285.
- Žebera K., 1958, *Československo v dobe kamenné*, Nakl. Československe Akademie ved, Praha.
- Zelikson E.M., 1983, *Floristiczeskoje rajonirovanije Evropy v mikulinskoje eesmskoje mezlednikovie*, Izv. AN SSSR, Ser. Geogr., 2, s. 90–97.
- Zeman A., 1968, *Stratigrafie holocenu ve vychodni casti Vyskovskeho uvalu*, Vest. Ustr. Ust. Geol., 43, 2.
- 1973, *Pleistocenni fluvialni sedimenty Vyskovske brany*, Sbor. Geol. Ved, A 9, s. 45–76.
- Zeman A., Růžičková E., 1995, *Position of fluvial loams on the flood plain in the Quaternary sedimentation cycle*, [w:] E. Růžičkova, A. Zeman (red.), *Manifestation of climate on the Earth's surface at the end of Holocene*, Geol. Inst. Ac. of Sc. Czech Rep., Prague, s. 170–174.
- Zernickaja W.P., Kalicki T., 1998, *Czas i warunki formowania osadów węglanowych w dolinie Pityczy w świetle analizy pyłkowej*, [w:] T. Kalicki (red.), *Paleogeografia górnego plejstocenu i holocenu wschodniej Polski i Białorusi*, Streszczenia referatów, posterów i przewodnik wycieczki, IGI PZ PAN, Kraków 5–7.10.1998, s. 60–61.
- 1999, *Czas i warunki formowania osadów węglanowych w dolinie Pityczy w świetle analizy pyłkowej*, Sprawozdania z Czynności i Posiedzeń PAU, 62, s. 180–186.
- Zernickaja W.P., Simakowa G.I., 2000, *Ślady działalności prehistorycznego człowieka na obszarze Białorusi (na podstawie badań palynologicznych)*, [w:] *Problemy paleogeografii późnego plejstocenu i holocenu*, Materiały białorusko-polskiego seminarium – Wycieczki terenowe, 26–29.09.2000 r., Inst. Geol. Nauk NAN Białorusi, Grodno, Białoruś, s. 82–83.
- Zernitskaya V.P., Kozharinov A.V., 1988, *Paleofitokhorologičeskiye aspekty territorii Belorussii*, [w:] J.M. Punning (red.), *Izotopno-geokhemičeskiye issledovaniya*

- v *Pribaltike i Belorussii*, Inst. Geologii Akademia Nauk Estonskoy SSR, Tallin, s. 77–85.
- Zernitskaya V.P., Mikhailov N.D., Simakova G.I., Kolkovsky V.M., Luchina G.I., 2003, *Stratigrafija i paleontologija geologiczeskich formacij Belarusi*, [w:] A.A. Makhnach (red.), *Radionglernoe datirovanije i palinostratigrafija osadkow posdnelednikow»ja i golocene Belarusi*, Inst. Geol. Nauk NANB, Minsk, s. 129–134.
- Zernitskaya V.P., Pavlovskaya I.E., 1994, *Nowyje dannyje o paleogeografii bassejna Zapadnoj Dwiny w pozdnelednikow'e i golocene*, Doklady ANBialorusi, 38, 4, s. 95–99.
- Zeuner F.E., 1959, *The Pleistocene period: its climate, chronology and faunal successions*, Hutchinson, London.
- Zieliński T., 1995, *Kod litofacjalny i litogenetyczny – konstrukcja i zastosowanie*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), *Badania osadów czwartorzędowych*, UW, Warszawa, s. 220–234.
- Zimenkov O.I., 1987, *Geologija i geochronologija neoplejstocena i golocena Belorussii*, Awtoferat, IGI AN BSSR, Minsk.
- 1989, *Vremja kul'minacii poozerskogo oledenienija na territorii Belorussii*, [w:] A.V. Matveev (red.), *Novoe v izučenii kájnozojskich otloženij Belorussii i smežnych oblastej*, Nauka i Technika, Minsk, s. 30–45.
- Zimenkov O.I., Kolkovsky V.M., 1981, *Absolutnyj wzrast alljuwija pojmy Belorusskogo Poneman'ja*, [w:] *Izotopnyje i geochimiczeskije metody w biologii, geologii i archeologii*, Tezisy regionalnogo soweszczanija, AN ESSR, Tartu, s. 51–53.
- Zimenkov O.I., Kuznetsov W.A., 1985, *Vremija formirovaniya alluwiya nadpoimennykh terras i pointy rek Belorussii*, [w:] A.W. Matveev, M.A. Val'chik, O.N. Shpakov (red.), *Geologija i gidrogeologija keynozoya Belorussii*, Nauka i Tekhnika, Minsk, s. 127–132.
- Zöller L., 1985, *Geomorphologische und quartärgeologische Untersuchungen im Hunsrück-Saar-Nahe-Raum*, Forsch. dt. Landeskunde, 225, Trier.
- Zolotokrylin A.M., Krenke A.N., Ljachov M.E., Popova V.V., Chernavskaya M.M., 1986, *Kolebanija klimata evropejskoy chastii SSSR v istoričeskom prošlom*, Izvestija Akademii Nauk SSSR, Geografija, 1, s. 26–36.
- Zubovich S.F., 1980, *O biostratigraficeskom položenii volosovskogo kompleksa plejstocenowych ostrakod*, [w:] B.N. Górski (red.), *Problemnyje voprosy geologii antropogena i neogena Belorussii*, Nauka i Technika, Minsk, s. 77–82.
- 1981, *Pervyye svedenija ob iskopayemykh ostrakodakh iz obnazhenija u d. Buroe*, [w:] *Geologičeskiye issledovaniya keynozoya Belorussii*, Nauka i Tekhnika, Minsk, s. 40–44.
- Zwoliński Z., 1985, *Sedymentacja osadów przyrostu pionowego na terasie zalewowej Parsęty*, Badania Fizjogr. Nad Polską Zach., 35, Ser. A, Geogr. Fiz., s. 205–238.
- Żaki A., Fraś M., Olszowski J., 1971, *Stanowisko wczesnośredniowieczne w Grobli, pow. Bochnia*, Sprawozdanie z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN za 1970 r., 14, 2, s. 486.
- Żurek S., 1986, *Szybkość akumulacji torfu i gytii w profilach torfowisk i jezior Polski (na podstawie danych C-14)*, Przegl. Geogr., 58, 3, s. 459–475.
- 1990, *Związek procesu zatorfienia z elementami środowiska przyrodniczego wschodniej Polski*, Roczniki Nauk Rolniczych, Seria D, Monografie, 220.
- 1994, *Structure, origin and development of peatlands on the Augustów outwash plain*, [w:] H. Okruszko, M.J. Wassen (red.), *Towards protection and sustainable use of the Biebrza Wetlands: Exchange and integration of research results for the benefit of a Polish-Dutch Joint Research Plan*, Utrecht, s. 103–135.

# REFLECTION OF CLIMATIC CHANGES AND HUMAN ACTIVITY AND THEIR ROLE IN THE HOLOCENE EVOLUTION OF CENTRAL EUROPEAN VALLEYS

## Summary

Central Europe includes the area from the basin of Rhine river in the west to the basin of upper Dnieper river in the east. It stretches southwards to the Alpine mountain ranges – Alps and Carpathians (Fig. 1–6).

The section of the Vistula valley between Cracow and mouth of Raba river includes one of the most studied flood plain areas not only in Poland (Fig. 22–31) but in the entire region. The aim of this book is to examine how the available data from Central European valleys fit in the hypothesis elaborated for the Vistula valley near Cracow (Fig. 31). According to this hypothesis, Central European river valleys of different type and different order response simultaneously to the Late Glacial and Holocene phases of an increase in fluvial activity conditioned by climatic changes. These phases reflect themselves as changes in river-beds (cut offs, avulsions), changes in river patterns or parameters of meanders (Fig. 73), changes in sedimentation type on flood plains (peat growing, cover of peats by overbank deposits, buried soils) (Fig. 21, 75–79), accumulation of large number of trunks in alluvia (Fig. 7, 54) etc. The analysis was based on critical review of relevant references (Fig. 9–21) and on the original research.

The survey of references revealed a significant heterogeneity found in the studies done in different areas of the region: Germany, Czech Rep., Austria (Fig. 8), Poland (Fig. 22, 29) and Belarus (Fig. 32). This refers both the quantitative characteristics of those studies and very diverse study methods used at that the methods are not developed and approved equally in different countries. Even more, the manners and ways of data interpretation are quite different in each country that influences significantly final conclusions of studies. The misunderstanding becomes especially obvious because very few authors include in their papers basic data. This makes it difficult to determine the background information based on which they make their conclusions or to verify their interpretations.

The carried-out analysis of available data in regional scale and in each of sub-regional test areas (western – Fig. 8–21, central – Fig. 22–31, eastern – Fig. 32–71), as well as analysis of records for climate change and human impact both in the morphology and different facies of alluvia, made it possible to derive some important conclusions. Phases of an increase in river activity occurred in different types of valleys of lowlands (Fig. 72). Also, the very significant temporary convergence of these Late Glacial and Holocene phases is recorded in all analyzed foremountain, upland and lowland river basins along the west-east transect (Fig. 82), in spite of environmental and historical differences, such as growing eastwards of climate continentality and considerable difference in time and the degree of neolithization within western, east-

ern and central areas of the region. The climatic conditioning of these phases is also seen in the Neoholocene, when climatic factor dominates also in areas under great anthropogenic pressure, permanently deforested and settled by agricultural cultures. Rivers in these areas, in spite of numerous direct and indirect anthropogenic impacts, underwent the natural rhythm of dynamical changes controlled by climatic oscillations – climate cooling, wetting and clustering of extreme events.

Phases of an increase in fluvial activity have had a crucial importance in forming of valleys in extraglacial areas. These oscillations of river activity have been of a minor importance in younger glaciated areas and in those ones situated in foreground of the last ice sheet, because the formation of the hydrographical network, especially in the first stage, was conditioned also by a number of other factors. However, since the Boreal, climatic factor has begun playing more and more essential role in river dynamics changes.

Human impact on the evolution of large river valleys is revealed in facilitation of overbank accumulation, changes in grain size of floodplain deposits, acceleration of lateral migration and in changes of river bed parameters during last millennium, especially within last 500 years.

*Translated by Tomasz Kalicki*

Adres autora:

Tomasz Kalicki

Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyzyn w Krakowie, Instytutu Geografii  
i Przestrzennego Zagospodarowania PAN  
ul. Św. Jana 22, 31–018 Kraków

e-mail: kalicki@zg.pan.krakow.pl

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego, Polskiej Akademii Nauk, wydaje następujące publikacje seryjne:

- Geographia Polonica,
- Prace Geograficzne,
- Przegląd Geograficzny,
- Dokumentacja Geograficzna,
- Europa XXI,
- Geopolitical Studies,
- Bibliografia Geografii Polskiej,
- Atlas Warszawy,

oraz *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej* (1995), *Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce* (2000).

#### MONOGRAFIE

- 1 – T. Kozłowska-Szczęsna, K. Błażejczyk, B. Krawczyk, 1997, *Bioklimatologia człowieka*.
- 2 – L. Starkel, 2001, *Historia Doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś*.
- 3 – T. Kozłowska-Szczęsna, K. Błażejczyk, B. Krawczyk, D. Limanówka, 2002, *Bioklimat uzdrowisk polskich i możliwości jego wykorzystania w lecznictwie*.
- 4 – T. Kozłowska-Szczęsna, B. Krawczyk, M. Kuchcik, 2004, *Wpływ środowiska atmosferycznego na zdrowie i samopoczucie człowieka*.

#### ATLAS WARSZAWY

- 1 – Węclawowicz G., Jarosz A., 1993, *Struktury demograficzne i gospodarstw domowych*.
- 2 – Węclawowicz G., Księżak J., 1994, *Struktury wykształcenia i zatrudnienia ludności w świetle Narodowego Spisu Powszechnego 1988*.
- 3 – Węclawowicz G., Jarosz A., 1995, *Warunki mieszkaniowe ludności w świetle Narodowego Spisu Powszechnego 1988*.
- 4 – Kozłowska-Szczęsna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., 1996, *Środowisko fizyczno-geograficzne – niektóre zagadnienia*.
- 5 – Węclawowicz G., Jarosz A., Śleszyński P., 1998, *Wybory parlamentarne 1991 i 1993*.
- 6 – Misztal S., 1998, *Przekształcenia struktury przemysłu Warszawy*.
- 7 – Potrykowska A., Śleszyński P., 1999, *Migracje wewnętrzne w Warszawie i województwie warszawskim*.
- 8 – Luniak M., Nowicki W., Kozłowski P., Plit J., 2001, *Ptaki Warszawy 1962–2000*.

Sprzedaż i prenumeratę publikacji IGiPZ PAN prowadzą księgarnie:

– Księgarnia DHN Sp. z o.o. PAN, ul. Szczęśliwicka 2/17, 02-352 Warszawa, tel./fax 22/822-98-69; tel. 22/658-15-58.

– Główna Księgarnia Naukowa im. Bolesława Prusa, ul. Krakowskie Przedmieście 7, 00-068 Warszawa, tel. 826-18-35.

W pracy przedstawiono, na podstawie badań własnych Autora i krytycznej analizy literatury, zapis zmian klimatu i działalności człowieka w dolinach Europy środkowej (od dorzecza Renu po dorzecze górnego Dniepru). Przeprowadzona analiza pokazała bardzo dużą niejednorodność danych paleogeograficznych z omawianego obszaru. Dotyczy to zarówno ich ilości, jak i bardzo zróżnicowanych metod badawczych, nierównomiernie rozwiniętych w poszczególnych krajach.

Pomimo tych zastrzeżeń istotne jest stwierdzenie występowania faz wzmożonej aktywności w różnych typach dolin obszarów niżowych. Na podkreślenie zasługuje bardzo duża zbieżność czasowa tych faz we wszystkich analizowanych zlewniach podgórskich, wyżynnych i nizinnych na transekcie zachód-wschód, pomimo różnic środowiskowych, jak narastająca kontynentalizacja klimatu. Równoczesowość faz w tych dorzeczach dotyczy całego okresu późnego glacjału i holocenu, niezależnie od znacznej różnicy w czasie i stopniu neolityzacji obszarów zachodnich, środkowych i wschodnich. Wskazuje to na klimatyczne uwarunkowanie tych faz również w neoholocene i dominację tego czynnika także na obszarach w znacznym stopniu zmienionych antropogenicznie, trwale odlesionych i zasiedlonych przez kultury rolnicze. Rzeki tych obszarów, pomimo licznych antropogenicznych ingerencji pośrednich, a potem bezpośrednich, zachowały naturalny rytm zmian dynamiki sterowany przez wahania klimatyczne, ochłodzenia i zwilgocenia oraz zgrupowania zdarzeń ekstremalnych.

Fazy wzmożonej aktywności miały decydujące znaczenie w kształtowaniu dolin obszarów ekstraglacialnych. Wahania te miały mniejsze znaczenie na obszarach młodoglacialnych i położonych na bezpośrednim przedpolu ostatniego lądolodu, gdyż kształtowanie sieci dolinnej, szczególnie w pierwszym etapie, uwarunkowane było innymi czynnikami. Jednak już od boreału także w dolinach tych obszarów coraz istotniejszą rolę zaczęły odgrywać zmiany dynamiki rzek sterowane wahaniami klimatu.

Wpływ człowieka na ewolucję dużych systemów dolinnych zaznaczył się dopiero od średniowiecza i ograniczał się do zwiększenia akumulacji mad, zmiany ich uziarnienia, przyspieszenia lateralnej migracji oraz zmian rozwinięcia i parametrów koryt.



# PRACE GEOGRAFICZNE - 204