

JULIUSZ TWARDY

THE DYNAMICS OF HOLOCENE DENUDATION
IN THE ŁÓDŹ PLATEAU

ŁÓDZKIE TOWARZYSTWO NAUKOWE
SOCIETAS SCIENTIARUM ŁODZIENSIS

WYDZIAŁ III - NAUK MATEMATYCZNO-PRZYRODNICZYCH

JULIUSZ TWARDY

DYNAMIKA DENUDACJI HOŁOCENŃSKIEJ
W STREFIE KRAWĘDZIOWEJ
WYŻYNY ŁÓDZKIEJ

84 RYSUNKI, 4 MAPY, 28 FOTOGRAFII

ACTA GEOGRAPHICA
Ł O D Z I E N S I A

69



ŁÓDŹ 1995

ŁÓDZKIE TOWARZYSTWO NAUKOWE

Łódź, ul. Piotrkowska 179

Redaktor: *Halina Klatkova*

Komitet Redakcyjny:

Anna Dylkowa, Krystyna Turkowska

Sekretarz: *Danuta Szafrńska*

Wydano z pomocą finansową Komitetu Badań Naukowych

© Copyright by Łódzkie Towarzystwo Naukowe - Łódź 1995

PL ISSN 0065-1249

ISBN 83-85879-50-1

ŁÓDZKIE TOWARZYSTWO NAUKOWE

Wyd.I. Nakład 550 egz. Ark. wyd.15,78. Ark. druk.13,75 + 2 wklejki + 4 mapy poza tekstem

Papier offset. kl. III, 70g

Skład: J. Molski, P. Trzeciak - Łódź

Druk: Pracownia Poligraficzna, M. Wołodźko, Łódź, ul. Rokicińska 377

TREŚĆ

	str.
Zarys treści	9
Cel oraz zakres badań	11
Stan badań parowów, rozcięć drogowych i wysokich miedz w świetle literatury	14
Parowy	14
Rozcięcia drogowe	19
Wysokie miedze	22
Metody badań	24
Prace terenowe	24
Badania laboratoryjne	25
Opracowania kameralne	27
Metody opracowania archiwaliów kartograficznych	29
Rzeźba i litologia terenu badań	33
Rozwój osadnictwa i przebieg deforestacji terenu badań na tle warun- ków przyrodniczych	39
Czynniki i warunki wpływające na rozmieszczenie parowów	59
Opis parowów i ich typologia	70
Główne etapy rozwoju parowów w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej	82
Rozwój parowów dolinnych	82
Rozwój parowów zboczowych	116
Opis rozcięć drogowych oraz czynniki i warunki wpływające na ich rozmieszczenie	134
Współczesny kierunek ewolucji rozcięć drogowych w strefie krawę- dziowej Wyżyny Łódzkiej	142
Charakterystyka obszarów badań rozcięć drogowych	142
Wyniki obserwacji rozwoju rozcięć drogowych i ich interpretacja	149
Czynniki i warunki wpływające na rozmieszczenie wysokich miedz	154
Współczesne tendencje rozwoju stoków użytkowanych rolniczo jako efekt oddziaływania orki i powierzchniowych procesów denudacyjnych	160
Dynamika denudacji holocenińskiej i współczesnej obszarów wysoczyz- nowych w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej	169
Przestrzenne zróżnicowanie holocenińskich zmian rzeźby terenu - rejonu aktywnego przemodelowywania i obszary stabilne	169
Wiek i jakość zmian rzeźby terenu w kontekście antropogenicz- nej transformacji środowiska	176
Rola człowieka w przekształcaniu rzeźby terenu	179
Literatura	195
Summary	204

SPIS ILUSTRACJI

Rysunki

1. Rzeźba terenu badań
2. Brzeziny. Mapa dokumentacyjna rejonu pomiarów wysokich miedz
3. Wysokości względne na 1 km²
4. Spadki przeciętne na 1 km²
5. Mapa utworów powierzchniowych
6. Ekwidystanty od sieci osadniczej według map Gilly'ego i kwatermistrzostwa
7. Ekwidystanty od sieci osadniczej według map WIG i GUGiK
8. Zasięg lasów według map Gilly'ego i kwatermistrzostwa
9. Zasięg lasów według map WIG i współczesnej GUGiK
10. Zmiany lesistości w okresie 1800-1980
11. Zmiany lesistości w polach podstawowych
12. Gęstość parowów na 1 km²
13. Blokdiagram ideograficzny. Związek występowania parowów z głównymi formami rzeźby terenu
14. Związki pomiędzy gęstością parowów, rozcięć drogowych i wysokich miedz a warunkami morfometrycznymi oraz gęstością dróg wiejskich
15. Proste regresji liniowej gęstości parowów i spadków przeciętnych, gęstości parowów i wysokości względnych oraz gęstości parowów i powierzchni ich zlewni
16. Ekspozycja stoków rozciętych przez parowy
17. Anielin-Lipka. Obszar badań szczegółowych 1
18. Brzeziny. Obszar badań szczegółowych 2
19. Anielin-Lipka. Profile poprzeczne parowu zachodniego
20. Anielin-Lipka. Profile poprzeczne parowu wschodniego
21. Brzeziny. Profile poprzeczne parowu
22. Objętości parowów dolinnych
23. Rogów. Obszar badań szczegółowych 3
24. Rogów. Mapa dokumentacyjna zespołu parowów zboczowych
25. Smardzew. Obszar badań szczegółowych 4
26. Rogów. Profile poprzeczne parowów I, III, VI
27. Smardzew. Profile poprzeczne parowu północnego
28. Objętości parowów zboczowych
29. Brzeziny 8. Osady wypełniające dolinę denudacyjną
30. Anielin-Lipka 14. Osady bruzdy erozyjnej nadbudowujące dno doliny denudacyjnej
31. Anielin-Lipka 7. Osady obrywu na stoku wypełniające kopalną bruzdę erozyjną założoną na dnie parowu
32. Anielin-Lipka. Przekroje podłużne przez parowy
33. Brzeziny. Przekrój podłużny przez parów oraz jego północną odnogę
34. Anielin-Lipka 8. Osady wypełniające parów
35. Anielin-Lipka 12. Osady wypełniające parów
36. Anielin-Lipka 13. Osady wypełniające parów
37. Brzeziny 5. Osady wypełniające parów
38. Brzeziny 4. Osady wypełniające górny odcinek parowu
39. Brzeziny 6. Osady wypełniające boczne ramię parowu
40. Anielin-Lipka 9. Osady wypełniające parów
41. Anielin-Lipka 10. Osady wypełniające parów
42. Anielin-Lipka 11. Osady wypełnienia parowu
43. Anielin-Lipka 6. Osady wypełnienia dolnego odcinka parowu
44. Anielin-Lipka. Przekrój poprzeczny parowu zachodniego
45. Anielin-Lipka 15. Osady stożka napływowego parowów
46. Brzeziny 7. Osady wypełniające górny odcinek parowu
47. Anielin-Lipka 5. Budowa stoku parowu

48. Brzeziny. Przekrój poprzeczny (I) parowu
49. Brzeziny 1. Osady wypełniające dolny odcinek parowu
50. Brzeziny 2. Osady wypełniające dolny odcinek parowu
51. Brzeziny. Przekrój poprzeczny (III) parowu
52. Anielin-Lipka 16. Osady stożka napływowego parowów
53. Brzeziny 3. Osady stożka napływowego parowu
54. Anielin-Lipka 1. Osady wypełnienia parowu
55. Rogów. Szkic geomorfologiczny zespołu parowów zboczowych
56. Smardzew. Szkic geomorfologiczny stoku doliny Czarnawki
57. Rogów 2. Osady stożka napływowego parowów
58. Michałów. Osady stożka napływowego niewielkiego parowu zboczowego
59. Rogów 1. Osady stożka napływowego parowów
60. Rogów 4. Osady proksymalnej części stożka napływowego parowów
61. Rogów 5. Osady wypełniające parów
62. Rogów 3. Osady wypełniające parów
63. Smardzew 2. Osady wypełniające parów zboczowy
64. Smardzew 1. Osady wypełniające parów południowy
65. Rogów. Przekrój stożka napływowego parowów
66. Smardzew. Szkic geomorfologiczny parowu północnego
67. Smardzew. Szkic geomorfologiczny parowu południowego
68. Gęstość rozcięć drogowych na 1 km²
69. Proste regresji liniowej gęstości rozcięć drogowych i spadków przeciętnych, gęstości rozcięć drogowych i różnic wysokości względnych oraz gęstości rozcięć drogowych i gęstości dróg wiejskich
70. Wymagania morfometryczne parowów, wysokich miedz i rozcięć drogowych w odniesieniu do wysokości względnych i spadków przeciętnych
71. Imielnik. Obszar badań szczegółowych 5
72. Bronowice. Obszar badań szczegółowych 6
73. Smardzew. Profil podłużny rozcięcia drogowego
74. Imielnik. Profil podłużny rozcięcia drogowego a
75. Imielnik. Profil podłużny rozcięcia drogowego b
76. Imielnik. Profil podłużny rozcięcia drogowego c
77. Bronowice. Profil podłużny rozcięcia drogowego
78. Gęstość wysokich miedz na 1 km²
79. Proste regresji liniowej gęstości wysokich miedz i spadków przeciętnych oraz gęstości wysokich miedz i różnic wysokości względnych
80. Brzeziny. Zmiany wysokości czół wysokich miedz
81. Brzeziny. Zróżnicowanie wysokości czół miedz
82. Bonitacja gęstości występowania młodych form erozyjno-denudacyjnych
83. Warunki morfometryczne występowania młodych form erozyjno-denudacyjnych
84. Warunki rozwoju młodych form erozyjno-denudacyjnych

Mapy

- I. Anielin-Lipka. Obszar badań szczegółowych 1. Mapa dokumentacyjna
- II. Anielin-Lipka. Obszar badań szczegółowych 1. Szkic geomorfologiczny parowów
- III. Brzeziny. Obszar badań szczegółowych 2. Mapa dokumentacyjna
- IV. Brzeziny. Obszar badań szczegółowych 2. Szkic geomorfologiczny parowów

Fotografie

1. Pomiar głębokości rozcięcia drogowego za pomocą przyrządu skonstruowanego przez autora
2. Brzeziny. Szerokie dno akumulacyjne środkowego odcinka parowu
3. Dobieszków. Wyloty kanałów utworzonych przez płytką sufozję
4. Anielin-Lipka 7. Osad obrywu na stoku parowu wypełniający kopalne rozcięcie dna formy
5. Anielin-Lipka 8. Osady wypełniające dno parowu
6. Anielin-Lipka 12. Struktura serii bruku erozyjnego
7. Brzeziny 4. Osady wypełniające parów
8. Anielin-Lipka 10. Osad piaszczysto-zwirowy występujący w pozycji bruku erozyjnego
9. Anielin-Lipka. Ślady dachówkowego ułożenia głazów bruku erozyjnego
10. Anielin-Lipka 15. Osady budujące stożek napływowy włożony w starszą formę dolinną
11. Brzeziny 4. Łob osuwiskowy wkraczający na osady dna parowu
12. Brzeziny 1. Rytmiczny charakter serii wypełniającej parów
13. Brzeziny 2. Rytmiczny charakter serii wypełniającej parów
14. Anielin-Lipka 11. Horyzont gleby kopalnej
15. Anielin-Lipka 10. Rytmiczny charakter serii mineralno-organicznego wypełnienia parowu
16. Brzeziny 2. Kontakt ciemniejszych warstw mulastych z kopalnym stokiem parowu
17. Anielin-Lipka 10. Ślady soliflukcyjnego przemieszczania osadu na krótkich dystansach
18. Brzeziny 4. Bryły gleby pogrążone w osadach parowu
19. Brzeziny 7. Seria organiczno-mineralnego wypełnienia parowu
20. Łódź-Radogoszcz. Zespół łączących się bocznie stożków napływowych
21. Rogów 5. Osady wypełniające parów VI
22. Smardzew 2. Erozyjny kontakt osadów wypełniających parów z piaskami aluwialnymi
23. Smardzew 1. Struktura serii wypełniającej parów
24. Smardzew 1. Erozyjny, kopalny stok parowu
25. Przykład niesymetrycznego położenia kolein w rozcięciu drogowym
26. Nierównomierność procesów erozji i akumulacji wywołana niesymetrycznym układem kolein
27. Brzeziny. Splukiwanie działające w poprzek pól terasowych
28. Splukiwanie bruzdowe działające wzdłuż pól terasowych

ZARYS TREŚCI

Praca dotyczy holocenijskiej i współczesnej ewolucji niektórych form rzeźby obszarów wysoczyznowych w okolicach Łodzi. Badaniami objęto parowy, rozcięcia drogowe i wysokie miedze. W odniesieniu do parowów posługiwano się metodami kartograficzno-geologicznymi, laboratoryjnie opracowano próbki osadów odpowiednich erozji wąwozowej. Współczesny rozwój pozostałych form określono ilościowymi pomiarami bezpośrednimi, wykonanymi w cyklu 4-letnim. Praca zawiera także charakterystykę przemian środowiska strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej, opracowaną na podstawie analizy archiwaliów kartograficznych.

Wyniki badań potwierdzają silny wpływ działalności człowieka na ewolucję wysoczyzn w holocenie. Parowy występujące na terenie badań można określić jako formy powstałe w czasach historycznych (średniowiecze). O ich rozwoju zadecydowały zmiany powstałe w środowisku naturalnym po okresie ekspansji osadniczej na obszar strefy krawędziowej. Badania wysokich miedz wskazują na poważną rolę orki gleby w ewolucji stoków użytkowanych rolniczo.

CEL ORAZ ZAKRES BADAŃ

Stopień rozpoznania zdarzeń holocenijskich, które zaszły na Wyżynie Łódzkiej jest niejednakowy. O ile holocenijskie zmiany zachodzące w dolinach rzecznych zostały określone, głównie dzięki pracom Turkowskiej i Kamińskiego, to zagadnienie ewolucji środowisk wysoczyznowych w tym okresie nie doczekało się szerszych opracowań. Wprawdzie niektóre badania Dorywalskiego, Manikowskiej i Koziejowej, prowadzone na przełomie lat pięćdziesiątych i sześćdziesiątych obejmowały swym zakresem problematykę holocenijskich i współczesnych przekształceń rzeźby, to jednak wówczas nie udało się ściślej określić kierunków rozwoju i wieku form ukształtowania terenu powstających w holocen. Konsekwencją zmarginalizowania problematyki geomorfologii dynamicznej jest także dotkliwy brak badań współczesnych przekształceń rzeźby terenu, prowadzonych metodami ilościowymi. Badania autora starają się, choćby częściowo, uzupełnić tę lukę.

Celem niniejszego opracowania jest rozpoznanie wieku, tempa i faz rozwoju niektórych form rzeźby powierzchni, powszechnie uznawanych za holocenijskie. Badaniami objęto parowy - formy kształtujące się pod pośrednim wpływem zmian wprowadzanych w środowisku przez człowieka oraz formy powstające wskutek bezpośredniego oddziaływania orki na powierzchnię terenu, czyli wysokie miedze, inaczej nazywane skarpami lub krawędziami rolniczymi. Obserwowano także pokrewne z parowami rozcięcia drogowe, znane również jako wąwozy drogowe, formujące się przy udziale pojazdów poruszających się nieutwardzonymi drogami polnymi. W odniesieniu do parowów badania ukierunkowano na rozpoznanie mechaniki powstawania tych form oraz wyróżnienie głównych faz rozwojowych i określenie ich wieku. Natomiast w stosunku do rozcięć drogowych i wysokich miedz, biorąc za podstawę własne wyniki ilościowe, starano się rozpoznać kierunki współczesnej ewolucji tych form. W każdym przypadku starano się określać udział człowieka, inspirujący bądź hamujący rozwój wspomnianych form oraz rozmiary, jakość i zakres kształtujących je procesów naturalnych. Stacjonarne badania tempa współczesnego rozwoju rozcięć drogowych i wysokich miedz, prowadzono w blisko 4-letnim cyklu obserwacyjnym. Pomiary początkowe miały miejsce wiosną 1990 r. pomiędzy 19 kwietnia a 23 maja, natomiast zakończenie obserwacji nastąpiło wiosną

1994 r., pomiędzy 9 a 16 kwietnia. Dążąc do otrzymania przestrzennego obrazu rozmieszczenia trzech rodzajów badanych form, odpowiednio rozbudowano opracowania kameralne, poszerzając je także o analizę nowożytnych archiwaliów kartograficznych, umożliwiającą precyzyjniejsze określenie przebiegu deforestacji terenu i rozwoju osadnictwa. Badania zlokalizowano w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej (rys. 1), a więc na obszarze, gdzie nastąpiła największa koncentracja parowów, rozcięć drogowych i wysokich miedz.

STAN BADAŃ PARÓW, ROZCIĘĆ DROGOWYCH I WYSOKICH MIEDZ W ŚWIEŹLE LITERATURY

Parowy, rozcięcia drogowe i wysokie miedze tworzą zespół form powstałych pod bezpośrednim lub pośrednim wpływem, rozmaicie zorientowanej działalności człowieka. Rozwój tych form, pospolicie występujących w krajobrazach górskich i silniej urzeźbionych obszarach wyżynnych i nizinnych, był możliwy od chwili pojawienia się człowieka, aktywnie i intensywnie transformującego naturalne środowisko poprzez wyrąb lasu, wprowadzanie rolnictwa ornego i rozwój działalności transportowej. Właśnie wylesianiu terenu przypisywana jest rola szczególnego przyspieszania rozwoju badanych form (S t a r k e l 1977, 1980, 1989; M a r u s z c z a k 1986, 1988). Ponieważ parowy, rozcięcia drogowe i wysokie miedze rozwijają się pod wpływem odmiennych czynników i są uwarunkowane innymi cechami środowiskowymi, poglądy dotyczące ich rozwoju i współczesnej ewolucji zostaną przedstawione osobno.

PAROWY

Terminem " parów " określa się najczęściej formę powstałą na drodze powolnego, naturalnego przekształcenia wąwozu (M a r u s z c z a k 1973), wąwozu lub debrzy (K l i m a s z e w s k i 1981), wąwozu, debrzy, wciosu lub wądołu (S t a r k e l 1960). O właściwe rozumienie tego terminu występował W. D y l i k (1974). W pracy parów będzie traktowany jako odpowiednik IV, dojrzałego stadium rozwojowego wąwozów według S o b o l e w a (1948) lub III, również dojrzałego w rozumieniu M a r u s z c z a k a (1973). Warto zwrócić uwagę, że pojęcie parowu nie zostało zaadaptowane do literatury poświęconej erozji gleb i jest tamże zastępowane przez szerszy termin wąwóz.

Najczęściej wskazywanymi cechami, odróżniającymi parów od wąwozu są opadowe przez roślinność stoki o prostym kształcie oraz płaskie akumulacyjne dno, maskujące pierwotną formę wąwozu. Warunkiem ewoluowania wąwozu w parów jest osłabienie erozji wgłębnej i transportu podłużnego, prowadzące do stabilizacji i nadbudowywania dna (S o b o l e w 1948; Z a c h a r 1970) oraz przemiany jakościowe w grupie procesów działających na

stokach formy (zanik obrywania i odpadania na pionowych, górnych fragmentach zboczy wąwozów).

Wskutek słabego sprecyzowania terminu nie powstała obszerniejsza literatura dotycząca bezpośrednio parowów, rozumianych jako etap ewolucji wąwozów. Znacznie więcej uwagi poświęcano wąwozom, aczkolwiek obiekty badań w wielu przypadkach należałoby właściwie rozumieć jako parowy (Bury-Zaleska, Pięta 1968; Kudasiwicz, Ziemiński 1977; Ziemiński *et al.* 1980). Z tej przyczyny omówienie rozwoju parowów jest możliwe tylko z uwzględnieniem literatury dotyczącej wąwozów.

Badania rozwoju parowów, a częściej ich początkowego, wąwozowego stadium, wiążą się z określeniem ich predyspozycji. Niewątpliwie istnieje predyspozycja litologiczna to znaczy największe nagromadzenie form występuje na obszarach pokrytych lessiem (Reniger 1957; Strzemski 1957; Klatkova 1958; Widacki 1970; Józefaciuk 1972; Maruszczak 1973; Buraczyński 1977; Muchowski 1977; Józefaciuk, Józefaciuk 1983, 1990; Lach 1984; Maruszczak *et al.* 1984, 1992; Rodzik 1984; Śnieszko 1985; Makowski 1986). Na terenach z pokrywą lessową gęstość sieci wąwozów sięga kilku km/km^2 , lokalnie może przekraczać $10,5 \text{ km/km}^2$ w okolicy Szczepieszyna (Buraczyński 1977), $10,5 \text{ km/km}^2$ w okolicy Dzierzkowic nad Wyżnicą w pobliżu Kraśnika (Buraczyński, Wojtanowicz 1971) lub nawet $11,25 \text{ km/km}^2$ na brzegu doliny Wisły w okolicy Puław. Rozpatrywany jest także wpływ konfiguracji starszego podłoża, zamaskowanego przez miększe lessy. Predyspozycja tektoniczna jest eksponowana przez Klatkową (1958), Kossmowską (1963), Buraczyńskiego, Wojtanowicza (1971) oraz Andruszkiewicza (1973). Muchowski (1977) również przychylił się do powyższych obserwacji, akcentując dodatkowo wpływ jakości starszego podłoża na morfologię form. Makowski (1976) zajmuje stanowisko pośrednie stwierdzając, że rzeźba podlessowa może lecz niekoniecznie musi wpływać na rozmieszczenie wąwozów i parowów. Dość odosobniony jest pogląd Strzemskiego (1967), który nie wiąże występowania form erozyjnych z ukształtowaniem starszego podłoża. W innych przypadkach, także na obszarach pozbawionych pokrywy lessowej, powszechnie zwraca się uwagę na fakt odpreparowania starszych, vistuliańskich dolin denudacyjnych przez sieć wąwozów (Dorywałski 1955, 1970; Klatkova 1965; Nakoneczny 1967; Maruszczak 1968; Roszko 1973; Śnieszko 1985; Turkowska, Wieczorkowska 1985). W sytuacjach, gdy erozja nie przyjmuje jeszcze postaci wąwozowej, także doliny przejęły funkcję osi wzmożonego transportu materiału stokowego i spełniają ją do chwili obecnej (Sinkiewicz 1989a). Wpływ wód podziemnych na kształtowanie sieci młodych form erozyjnych nie jest dobrze rozpoznany. Brakuje bardziej szczegółowych opracowań hydrogeologicznych. Wydaje się, że część form może zawdzięczać swoje powstanie drenażowi zwierciadła wód gruntowych w sposób opisany przez Bujwida i Mucho-

w s k i e g o (1973). M u c h o w s k i (1977) silnie akcentuje rolę wód podziemnych przy tworzeniu się pierwotnej sieci wąwozowej, określając ją jako sieć drenażową. M a r u s z c z a k (1973) przyjmuje wpływ drenażu wód z degradowanej wiecznej zmarzliny przy tworzeniu się schyłkowovistuliańskiej generacji dolin erozyjno-denudacyjnych. T u r k o w s k a (1988) wiąże genezę dolinek erozyjno-denudacyjnych, rozcinających wysoką terasę Mrogi, także z wpływem wód podziemnych wyzwanych podczas degradacji sieci klinów lodowych, określając je jako bajdżarachy. Zatem predyspozycje hydrogeologiczne związane są raczej z formami poprzedzającymi powstanie współczesnej sieci parowów i wąwozów. Obecnie lokuje się parowy w obrębie strefy aeracji (K r z e m i ń s k i 1989), nie wykluczając możliwości okresowego zasilania podziemnego przy wyższych stanach zwierciadła wód gruntowych (K l a t k o w a 1958; K r z e m i ń s k i 1989).

Głównym czynnikiem rzeźbotwórczym odpowiedzialnym za powstawanie wąwozów jest działalność powierzchniowych wód okresowych. Wskazuje się na dwa główne okresy nasilenia erozji strug epizodycznych: wiosenne roztopy i letnie ulewy. Uwalnianie wód z topniejącej pokrywy śnieżnej wzmacnia erozję, ożywia ruch mas na stokach form i pobudza sufozję. Szerszy opis form, powstałych w parowach i wąwozach podczas roztopów, przynoszą prace S o b o l e w a (1948), K l a t k o w e j (1958), R e n i g e r (1959), B u r y - Z a l e s k i e j i P i ę t y (1968), M u c h o w s k i e g o (1977). Autorzy akcentują także rolę tego okresu w powstawaniu asymetrii procesów, kształtujących zbocza o ekspozycji cieplej i zimnej, prowadzącą do trwałej asymetrii i zróżnicowania kształtów stoków wąwozów i parowów. O ile roztopy, przebiegające w niesprzyjających warunkach, mogą nie wywołać większego spływu powierzchniowego, powodującego znaczniejsze zmiany rzeźby (S ł u p i k 1973), to akcent morfologiczny i wpływ letnich ulew na kształtowanie wąwozów jest o wiele wyraźniejszy. Literatura przynosi szereg tego typu przykładów: M a r u s z c z a k i T r e m b a c z o w s k i (1958), R e n i g e r (1959), O l e c k i (1970), B u r a c z y ń s k i i W o j t a n o w i c z (1971), G i l i S ł u p i k (1972), C h u d e c k i i N i e d ź w i e c k i (1983), R o d z i k (1984), K o s t r z e w s k i *et al.* (1985, 1992), G ó r e c k i i K l e m e n t o w s k i (1989). Zwykle w tych sytuacjach są kartograficznie rejestrowane skutki rzeźbotwórcze opadów ulewnych, pozwalające na oszacowanie objętości przemieszczonych mas mineralnych i sporządzenie bilansu procesów. Wyniki tych szacunków upewniają o poważnej roli zjawisk katastrofalnych w kształtowaniu wąwozów i odpowiadają postulatowi K o t a r b y (1990), że "... istotnym staje się postępowanie badawcze, zmierzające do poznania procesów intensywnych, a równocześnie krótkotrwałych i decydujących o kształcie form ...".

Określone zostały także cechy głównych elementów rzeźby parowów i wąwozów, to znaczy stoki, dna, stożki napływowe, w powiązaniu z grupami procesów je kształtujących (S o b o l e w 1948; S p i r i d o n o w 1956; K l a t k o w a 1958; W i d a c k i 1970; M a r u s z c z a k 1973; M u c h o w s k i

1977). Prosty kształt stoków, najpowszechniejszy dla parowów występujących w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej, interpretowany jest jako profil równowagi dynamicznej pomiędzy procesami stokowymi i podłużnymi.

Zagadnienie wieku sieci wąwozowej jest często poruszane w literaturze. W przypadku Wyżyny Lubelskiej i krain ją otaczających z wykształconą pokrywą lessową, rozwój wąwozów jest przesuwany na cały holocen, a nawet schyłek vistulianu i przełom holocenu. M a r u s z c z a k (1968, 1973) wyraźnie mówi o dwóch generacjach form erozji wąwozowej. Wprawdzie generację form poprzedzającą wąwozy współczesne określa odrębną nazwą jako suche doliny erozyjno-denudacyjne, to jednak z kontekstu wypowiedzi wynika pewne kontinuum procesów kształtujących obie generacje form. W głównych zarysach podobnie to zagadnienie ujmują J e r s a k *et al* (1992). M u c h o w s k i (1977) w stosunku do starszych, dolinnych form uprzednich posługuje się określeniem wąwozy, nie podając zresztą ich charakterystyki. Być może, na tak rozumiany, bardzo rozległy czasowo, rozwój wąwozów wpłynęło, zdaniem M a r u s z c z a k a (1988) błędne rozpoznanie charakteru pierwotnej roślinności sprzed okresu optimum w odniesieniu do Wyżyny Lubelskiej. Dawniejsze, wywodzące się jeszcze z literatury międzywojennej, negowanie istnienia na tym obszarze przedatlantyckiej formacji leśnej, częściowo uprawniało takie poglądy. Przyjęcie podobnego, długookresowego rozwoju wąwozów w okolicach Łodzi, nie wydaje się możliwe do zaakceptowania. Wcześniejsza generacja dolin, wykorzystywana obecnie przez parowy, a znana już z prac D y l i k a (1953), określana przez K l a t k o w ą (1965) jako suche doliny denudacyjne, zawdzięcza swoje powstanie grupie zupełnie innych procesów, nigdy nie określanych jako podobne do współcześnie kształtujących wąwozy. Kompleks osadów wypełniających te formy, rozcinany obecnie przez parowy, został ostatecznie uformowany w eholocenie i zbiega się z wkraczaniem lasu borealnego.

Obecnie najczęściej prezentowany jest pogląd o historycznym wieku wąwozów i parowów (M a r u s z c z a k 1973, 1986, 1988; S t a r k e l 1977, 1989, 1991) i jest on potwierdzeniem wcześniejszych koncepcji, podkreślających duże przemiany rzeźby powierzchni w ciągu ostatniego tysiąclecia (D y l i k 1954; D o r y w a l s k i 1955, 1958; S t r z e m s k i 1957). Wyniki badań denudacji i pokryw deluwialnych, także dowodzą znaczenia tego okresu (L a c h 1984; S i n k i e w i c z 1989a, b, 1990, 1993; N i e w i a r o w s k i *et al.* 1992; F l o r e k 1993). Stanowiska terenowe przynoszą dane dotyczące dość odległych czasowo faz tworzenia się wąwozów i parowów. Ś n i e s z k o (1985) określa wiek pogrzebanego parowu w Pełczyskach jako wczesnosubatlantycki, W i e c z o r k o w s k a (1986) datuje parów w Dąbrówce Wielkiej w pobliżu Łodzi, jako nie starszy niż subborealny, M a k o w s k i (1976) na podstawie badań archeologicznych J. K u c z y ń s k i e g o datuje wąwozy okolic Ostrowca Świętokrzyskiego na XVI i XVII wiek. Interesująco przedstawiają się także sugestie M a r u s z c z a k a *et al.* (1984), wskazujące na wiek dwóch różnych systemów wąwozowych ze zlewni

Grodarza rzędu 1 000 i 440 lat. Badania Buraczyńskiego i Wojtanowicza (1971) dowodzą, że gdyby parowy miały się rozwijać jedynie na drodze erozji wywołanej przez gwałtowne ulewy, to do ich uformowania potrzeba by około 130 cykli katastrofalnych. Poznano także roczne, przeciętne tempo wstecznego rozwoju parowów (Rodziewicz, Sietunskaja 1961; Kosow 1962; Mołodkin 1962) w różnych strefach klimatycznych. Natomiast określenie przez Widackiego (1970) wieku parowu w pobliżu Krakowa na 1 000 lat, jedynie w oparciu o przyjęte przeciętne, roczne tempo cofania progów formy, wydaje się przesadnie uproszczone.

Dalsze etapy rozwoju parowów w świetle literatury mogą przebiegać dwojako: w sposób naturalny oraz wskutek zabiegów agrotechnicznych. W pierwszym przypadku pod wpływem splukiwania, ulegają zaokrągleniu górne krawędzie stoków. Wyrażna dotychczas dolna krawędź stoku jest łagodzona poprzez akumulację deluwii nie odprowadzanych przez transport podłużny. Parów przyjmuje kształt nieckowaty o stokach wypukło-wklęsłych i jest określany przez Sobolewa (1948) jako *bałka*. Terminem tym posługiwał się także Dorywalski, podobnie spostrzegają tę drogę ewolucji Maruszczak (1973) i Starkeł (1960). Do podobnego charakteru profilu może doprowadzić także orka pól, przebiegających poprzecznie w stosunku do długiej osi form. Tak powstałe niecki Dorywalski (1958) nazywa wądołami, Śnieżko (1985) określa je jako suche doliny, a w literaturze dotyczącej erozji gleb upowszechniło się określenie niecka z zaorania.

Nie jest bliżej znane tempo ewolucji wąwozów. Porównanie fotografii wykonanych w latach 1954-55, a zamieszczonych w pracach Klátkowej (1965) i Dorywalskiego (1955, 1958), a także nieopublikowanych fotogramów Dorywalskiego, pochodzących z okresu 1952-56, ze stanem obecnym, nasuwa wniosek, że formy wąwozowe o nagich, miejscami pionowych, osypujących się ścianach i niewyrównanym dnie, w warunkach nizinnych i nielessowym podłożu, mogą w ciągu zaledwie kilkunastu, kilkudziesięciu lat przekształcić się na drodze naturalnej w parowy. Również obserwacje Mazura *et al.* (1985) dowodzą, że okres 23 lat jest wystarczający dla wytworzenia się typowych profilów gleb brunatnych na stokach i dnie wąwozów. Tempo zmian, prowadzących do przekształcenia wąwozów, parowów czy debrzy w niecki z zaorania, wydaje się być jeszcze większe. Jeżeli orka jest poprzedzona przedsięwzięciami technicznymi (jest to zrozumiałe w przypadku głębszych form), często jedynie ręcznymi, to forma erozyjna może ulec przeobrażeniu już w kilka lat (Maruszczak 1973; Józecki, Józecki 1984), aczkolwiek ślady dawnej, żywej rzeźby na wypukło-wklęsłym stoku byłego parowu można rozpoznać jeszcze po upływie dłuższego czasu (Bury-Zaleska, Pięta 1968).

Najslabiej poznanym zagadnieniem, związanym z parowami, są osady zgromadzone w obrębie ich den i stożków napływowych. Wprawdzie w literaturze gleboznawczej pojawiają się przykłady analizy tego typu utworów (Ziemnicki, Kudasiwicz 1977; Ziemnicki, Pałys 1977;

Z i e m n i c k i *et al.* 1980), to jednak brak ich dynamicznej interpretacji. Ostatnio szerszą charakterystykę i interpretację współczesnych osadów deluwialnych przedstawił T e i s s e y r e (1992c, 1994). Należy jednak zaznaczyć że nie są to osady ściśle odpowiadające procesowi erozji wąwozowej, raczej spłukiwaniu skoncentrowanemu i erozji bruzdowej. Na temat osadów wąwozu lessowego wypowiedziała się K l a t k o w a (1958), łącząc badania osadu z poszczególnymi procesami, kształtującymi dno i stoki wąwozu oraz formami przez nie utworzonymi. Inni autorzy zamieszczają pojedyncze przykłady odsłoneń terenowych, często nie wykorzystując ich do rozpoznania dynamiki form.

ROZCIĘCIA DROGOWE

Terminem rozcięcie drogowe, obok określenia wcięcie, wciós drogowy, określa się w literaturze formę erozyjną, związaną genetycznie z działaniem erozji liniowej, wzmaganej przez ruch pojazdów kołowych wzdłuż drogi przebiegającej jej dnem. Erozja, wywołująca powstawanie rozcięć drogowych jest zaliczana przez K o r e l e s k i e g o (1971) do form erozji liniowej i określana jako erozja drogowa lub kołowa. W sytuacjach, gdy wieloletnie niszczenie powierzchni drogi przyjmuje znaczne rozmiary, prowadząc do powstawania wcięć na głębokość kilku metrów, wytworzone formy bywają określane jako wąwozy drogowe (J ó z e f a c i u k 1975; L a c h 1984; M a z u r *et al.* 1985; F r o e h l i c h, S ł u p i k 1986, i inni). Takie formy dawniej próbowano określać jako parowy (D o b r z a ń s k i *et al.* 1953). W języku potocznym funkcjonuje pojęcie głęboznice.

Rozcięcia drogowe przyjmują często postać zbliżającą je morfologicznie do wąwozów erozyjnych. Zazwyczaj jednak istnieje szereg cech umożliwiających rozróżnienie: obecność dróg na dnach form lub występowanie przyległego do rozcięcia, szerokiego pasa rozjeżdżonego terenu, w sytuacjach gdy użytkownicy drogi musieli ją opuścić z uwagi na jej nieprzejezdnosć. Rozcięcia charakteryzują się także mniejszym stopniem komplikacji przestrzennej niż wąwozy, często prostoliniowym przebiegiem bez rozwiniętych ramion bocznych, a także charakterystycznymi sytuacjami topograficznymi w jakich występują (położenie na wypukłych w planie częściach stoków, praktycznie bez zlewni powierzchniowej). Szereg stadiów rozwojowych tych form, poczynając od wcięcia drogowego, poprzez wciós, wąwóz, parów, wądół, aż do niecki, przedstawia L a c h (1984). Czasem przebiegają skośnie lub poprzecznie do linii spadku terenu. W przypadkach, gdy rozcięcia drogowe przebiegają wzdłuż linii ciekowych ich odróżnienie od wąwozów jest bardzo trudne, prawdopodobne jest wówczas, że stanowiły dawniej impuls do rozwoju erozji wąwozowej (M a r u s z c z a k 1973). Rozcięcia drogowe są formami występującymi powszechnie na terenach lessowych i górskich. Na lubelszczyźnie stanowią około 40% ogólnej długości sieci wąwozowej (J ó z e f a c i u k

1975). W niektórych zlewniach karpackich ich gęstość, łącznie z bruzdami polnymi, może dochodzić do 35 km/km² (Słupik 1976).

Sieci rozcięć drogowych, funkcjonującej na stokach zlewni, przypisuje się bardzo ważną rolę organizowania spływu powierzchniowego wód, dostarczanych do koryt rzecznych. Rola ta przejawia się w powiększaniu rozmiarów spływu i skróceniu jego czasu. W czasie gwałtownych ulew w system powierzchniowego odpływu włączane są także liczne bruzdy śródpolne, uchodzące do rozcięć drogowych (Słupik 1973, 1976; Froehlich, Słupik 1980, 1986; Gil 1986). Tak określana funkcja rozcięć drogowych prowadzi do wniosku, że ich sieć jest odpowiedzialna za kształtowanie gwałtownych wzebrań powodziowych w rejonach górskich (Figula 1960; Froehlich 1975, 1982; Froehlich, Słupik 1980, 1986).

Wcięcia drogowe są uważane powszechnie za główne obszary zasilania cieków w zwietrzelinę (Wolman, Schick 1967; Słupik 1973; Froehlich 1975, 1982, 1992; Krzemiń 1976; Froehlich, Słupik 1980, 1986; Reid *et al.* 1981). Pomiary koncentracji zawiesiny w ciekach, tworzących się w dnach rozcięć drogowych w czasie opadów lub roztopów dowodzą, że tutaj stopień koncentracji może być od kilkudziesięciu do kilkuset razy większy niż w wodach jednocześnie spływających po polach (Froehlich, Słupik 1980). Także ilość transportowanych zawiesin we wspomnianych ciekach epizodycznych zwykle przewyższa o rząd wielkości koncentrację w wodach potoku (Froehlich, Słupik 1980, 1986). Tę ostatnią obserwację potwierdzają również badania Biernata i Ciupy (1992), którzy podają, że różnica pomiędzy zmierzonymi ładunkami zawiesin, transportowanymi jednocześnie przez cieki rozcięć drogowych i rzekę może wynosić prawie 1 000 razy na korzyść rozcięć. Froehlich (1992) stwierdza, że drogi dostarczają około 90% materiału z doświadczalnego stoku w Homrzkach, a w skali całej zlewni tę dostawę, jego zdaniem, należałoby ocenić na 70-80%. Badania przeprowadzone przez Smolską (1992) na obszarach niżowych, także wskazują na 90% udział wciosu drogowego w dostawie ładunku zwietrzliny podczas wzebrań opadowych i 40% udział podczas wzebrań roztopowych. Niebagatelną rolę wciósów drogowych we współczesnej dostawie żwirów do koryta rzek górskich, w czasie gwałtownych ulew podkreśla Ziętała (1968).

O rozwoju rozcięć drogowych decydują dwie grupy procesów: procesy antropogeniczne, związane z przejazdem pojazdów drogami zajmującymi dna rozcięć oraz procesy naturalne, erozyjne, pogłębiające rozcięcia, a także ruch mas na stromych skarpach tworzących ściany wciosu. Rola pojazdów poruszających się rozcięciami drogowymi nie ogranicza się jedynie do niszczenia roślinności, wkraczającej na dno rozcięcia. Przejawia się ona silniej w przypadku rozcięć przebiegających przez stoki bardziej nachylone, gdzie zaczyna odgrywać rolę hamowanie pojazdów poprzez zablokowanie kół (Starkel 1957). Wówczas koła, szczególnie te zaopatrzone w obręcze stalowe, działają jak rylce, rozkruszając powierzchnię gruntu na dnie rozcięcia i tym samym

ułatwiając jego późniejszą erozję. Fullen i Reed (1987) zwracają uwagę na spadek infiltracji wód opadowych lub roztopowych wzdłuż kolein utworzonych przez koła przejeżdżających pojazdów. Zahamowane wsiąkanie przyczynia się do inicjowania erozji. W ogólnym bilansie procesów, zachodzących w rozcięciach należałoby uwzględnić także pewne, bliżej nie zbadane ilości materiału przyklejonego do kół, bieżników opon i elementów podwozi pojazdów, wynoszone trwale poza obręb rozcięcia. Wydaje się jednak, że w większości przypadków bilans takiego przemieszczania materiału wynosiłby 0 (w przeciwnym razie należałoby zakładać jednokierunkowy ruch pojazdów).

Grupa procesów naturalnych, szczególnie erozyjnych, jest lepiej poznana. Uwagę zbadaniu mechaniki rozwoju wąwozów drogowych poświęcili Froehlich i Słupik (1980, 1986) i Froehlich (1992). Pogłębianie rozcięć drogowych przebiega etapowo. Szczególnie szybko zachodzi w czasie letnich ulew i wykazuje związek z długością okresu suchego, rozdzielającego opady (wówczas następuje przygotowanie zwietrzelin do transportu). Okres lata ogólnie charakteryzuje się zwiększoną tendencją do rozcinania, wzmacnianą także dużym ruchem pojazdów w czasie prac polowych. Stabilizacją rozcięć odznacza się okres zimowy i wiosenny. W profilu rozcięcia zaznacza się szereg naprzemianległych stref erozji i akumulacji materiału, rozszerzających i przesuwających się wzajemnie podczas opadów. Bliżej znane są także związki pomiędzy intensywnością pogłębiania, a długością, szerokością i nachyleniem drogi (Froehlich 1992). Tempo pogłębiania jest nierównomierne w poszczególnych latach, co jest zrozumiałe, gdy się weźmie pod uwagę różnice hydrologiczne pomiędzy okresami. Przeciętne wartości obniżania den wciósów podane przez Froehlich (1992) wahają się od 6,6 mm/rok do 17 mm w 2-letnim cyklu obserwacyjnym i 50-70 mm w 7-letnim (Froehlich, Słupik 1986). Odstępstwa od średnich mogą być duże - maksymalne głębokości rozcięć, po gwałtownych ulewach, dochodzą do 60 cm. Nie należy rozumieć, że tendencja do wcinania się den wąwozów drogowych jest powszechna. Istnieją drogi o dnach okresowo podnoszących się, co może być wywołane mrozowym spęchnieniem powierzchni drogi oraz akumulacją materiału odpadającego ze ścian rozcięć skutkiem działania zamrozu lub lodu włóknistego. Szczególnie wykonanie pomiaru wiosną może dać wspomniany obraz bilansu procesów. Uwzględnić należy także rolę deflacji zimowej w akumulacji materiału na dnie rozcięcia.

Rola wód gruntowych w rozwoju wciósów drogowych jest słabiej poznana. Największy drenaż wód przez rozcięcia może zachodzić, gdy drogi biegną ukośnie w stosunku do linii spadku lub serpentynowo wspinają się na stok (Starkel 1980). Rozcięcie biegnące dokładnie w linii spadku nie odznacza się dużym drenażem z uwagi na mały zasięg przestrzenny zlewni wód podziemnych. Froehlich i Słupik (1980) zauważają wpływ wieku wąwozu drogowego na możliwości drenażowe. Stare, najgłębsze rozcięcia, ich zdaniem charakteryzują się największymi przepływami wód, zwiększonymi

rozległością zlewni i drenowaniem miększej warstwy saturacji. Jednak w tym przypadku wydajność erozji jest mniejsza z uwagi na odsłonięcie powierzchni skały macierzystej na dnie.

WYSOKIE MIEDZE

Orka powierzchni stokowych ma daleko idący wpływ na cechy fizyczne i chemiczne gleb, spływ powierzchniowy i podpowierzchniowy wód, także rzeźbę powierzchni, podlegających zaoraniu. Jeżeli powtarzana jest wystarczająco często i w niezmiennym układzie pól, prowadzi do trwałych i widocznych zmian rzeźby powierzchni stokowych, tworząc układ pól terasowych i rozdzielających je stromych skarp, określanych terminem wysokich miedz. Łączne oddziaływanie procesów naturalnych (tj. różnych postaci spłukiwania) i przemieszczającej glebę działalności pługa (B a c 1950; M a r t i n i 1957; Z i e m n i c k i, J ó z e f a c i u k 1965), wywołujące degradację gleby jest określane terminami denudacji antropogenicznej (D o r y w a l s k i 1958) lub agrotechnicznej (Z a s l a w s k i j 1983; S i n k i e w i c z 1989a, 1993). Poznaniem roli czynnika agrotechnicznego we współczesnych przekształceniach rzeźby interesowali się także S t u r m a n (1981) i D e u m l i c h (1987). W takim ujęciu wysokie miedze są formami tworzonymi dzięki temu rodzajowi denudacji. Szczegółowe badania S i n k i e w i c z a (1990) pozwalają wyróżnić obok wysokich miedz, uznawanych przez tego autora za odmianę antropogenicznych skarp degradacyjnych, także terasy rolne, rozumiane jako spłaszczenia podstokowe, powstające przez akumulację produktów denudacji u podnóża stoków, często odbywającą się już na biogenicznym dnie dolin czy rynien jeziornych. Formy wysokich miedz bywają określane także jako krawędzie śródpolne (S t a r k e l 1960) lub skarpy (Z i e m n i c k i 1959; Z i e m n i c k i, M a z u r e k 1972; N o w i c k i 1977; J ó z e f a c i u k, J ó z e f a c i u k 1984, i inni). Pola terasowe i związane z nimi wysokie miedze w znacznym stopniu powstrzymują spłukiwanie gleb. G e r l a c h (1966) ocenia, że terasy polne mogą zatrzymać do 35% przemieszczanej gleby, P a ł y s (1985) na podstawie 20-letniego cyklu obserwacyjnego podaje, że jedynie 4% gleby opuściło trwale obszar pól wstęgowych. Warto podkreślić, że badania teras rolnych i wysokich miedz dają duże możliwości oceny wieku pokryw antropogenicznych. S i n k i e w i c z (1989a, 1993) określił zmieniające się tempo denudacji antropogenicznej, poczynając od epoki brązu, niemalże do współczesności. Szybkość aktualnego narastania stromych czół wysokich miedz znajduje oświetlenie głównie w literaturze gleboznawczej. Potwierdzające się obserwacje, oparte często na kilkunasto i kilkudziesięcioletnich cyklach pomiarowych dowodzą niezwyklej intensywności tego procesu. Z i e m n i c k i (1959) podaje, że na zboczach o nachyleniach 30% wysokość skarp może dochodzić do 30 cm już po jednym roku uprawy, dziesięcioletnia uprawa mniej nachylonych zboczy

lessowych, przeważnie wystarcza do uformowania czoł skarp o przeciętnej wysokości 1 m. Badania J ó z e f a c i u k ó w (1984) na terenie Zakładu Doświadczalnego IUNG w Werbkowicach wykazały, że w okresie 1951-1974 na granicach pól wstęgowych, zaplanowanych przez Ziemińskiego, uformowały się skarpy o wysokości 1-1,5 m. M a z u r (1980) określa, że na wytworzenie się 1,5-metrowych skarp na zboczu o nachyleniu 30% wystarcza około 5 lat uprawy prowadzonej pługiem obracalnym, z odkładaniem skiby ku dołowi (Sławno), a okres 1955-1980 był wystarczający do powstania około 1-metrowych skarp, mimo iż nie wykonywano specjalnego terasowania (Mościółki k. Chełma). P a ł y s (1985) na podstawie wyżej wspomnianych badań określił wysokość skarp rozdzielających łany pól wstęgowych na 78, 128 i 100 cm. Dla terenu nielessowego proces kształtowania wysokich miedz jest wolniejszy. Szacunkowe dane podaje K o z i e j o w a (1963) - przeciętnie od około 1 cm/rok do 4,1 cm/rok na stoku silnie nachylonym. Wydaje się jednak że tempo narastania czoł wysokich miedz nie jest jednakowo wysokie w czasie i zmienia się (maleje) z biegiem czasu uprawy teras. Wieloletnia uprawa pól wstęgowych lub terasowych powoduje wydatne zmniejszenie się ich spadku (N o w i c k i 1977; P a ł y s 1985) i osłabienie, przemieszczającej glebę roli pługa. Szczegóły sposobów orki, umożliwiające maksymalnie dużą odwracalność skib podaje M a r t i n i (1957). Inne narzędzia rolnicze, na przykład siewniki, brony nie przemieszczają gleby w tak silnym stopniu jak pług z odkładnicą, ale w przypadku istnienia nachylenia pola poprzecznie do kierunku orki, rozkład materiału wyrwanego z redliny nie jest symetryczny po obu jej stronach - więcej materiału przemieszczanego jest w dół stoku.

Podane wyżej wartości ekstremalnie szybkiego narastania omawianych form terenu nie mogą być utożsamiane z ogólnym tempem denudacji antropogenicznej terenów użytkowanych rolniczo. Rozpoznana przez wspomnianych wyżej autorów mechanika formowania wysokich miedz wskazuje, że te wąskie przestrzennie strefy są miejscami wzmoczenia akumulacji materiału powyżej górnej krawędzi czoła miedzy i obniżania terenu u jego stóp. Bliższe określenie szybkości denudacji antropogenicznej dają badania teras rolnych, oranych wzdłuż nachylenia stoku.

Rola geomorfologiczna wysokich miedz polega na odseparowaniu stoków od den dolinnych. Oczywisty jest także ich wyraz we współczesnej morfologii stoków uprawianych rolniczo. Nie bez znaczenia jest też aspekt użytkarny uprawy terasowej zboczy. Badania prowadzone w Rolniczych Zakładach Doświadczalnych dowodzą szeregu korzystnych oddziaływań pól z wysokimi miedzami na własności fizykomechaniczne gleb, obieg wód na stokach, powiększanie się miąższości profilów akumulacyjnych i zapobieganie erozji, w konsekwencji znajdujące odbicie we wzroście plonów.

METODY BADAŃ

PRACE TERENOWE

Prace terenowe rozpoczynano od opracowań szczegółowych zdjęć topograficznych obszarów badań szczegółowych. Do podjęcia tych czynności zmuszał brak wystarczająco szczegółowych map topograficznych lub materiałów fotolotniczych. Zastosowano dwie metody wykonywania map terenu: zdjęcie stolikowe, sporządzone w oparciu o geometryczny ciąg zamknięty, za pomocą kierownicy autoredukcyjnej KA-2 (Zapolski 1972) oraz zdjęcie teletopowe (Słowiański 1988) terenu w oparciu o geometryczny ciąg zamknięty, wykonywany metodą trygonometryczną, za pomocą teodolitu TA-6. Dowiązanie wysokościowe wykonano na podstawie najbliższych, odszukanych w terenie naziemnych punktów podstawowej lub szczegółowej osnowy geodezyjnej. Zdjęcia opracowano oryginalnie w skalach 1:250, 1:500, 1:1 000 w zależności od pożądanej szczegółowości i rozmiarów kartowanych form. Sytuację poziomą przedstawiono przy pomocy umownych znaków kartograficznych i objaśnień zebranych przez Bema (1966). Zdjęcia stolikowe i teletopowe terenu potraktowano jako szczegółowe podkłady topograficzne do geologicznego kartowania terenu. Na nich oznaczano lokalizację sond ręcznych i odkrywek. Specjalnie przygotowane odkrywki lokalizowano w dnach parowów i ich stożkach napływowych. Przy sporządzaniu dokumentacji odsłoneń kierowano się zasadami metody strukturalno-teksturalnej (Dylikowa 1952). Z odsłoneń pobrano około 250 próbek, z czego około 150 skierowano do badań laboratoryjnych oraz 10 próbek osadów organicznych do określenia wieku, z czego udało się uzyskać datowanie dla siedmiu. Rejestrowano także istniejące, pobliskie odsłonięcia w celu rozpoznania osadów podłoża i litologii terenu otaczającego.

W odniesieniu do kartowania elementów liniowych (rozcięcia drogowe, wysokie miedze) zastosowano profilowanie metodą niwelacji trygonometrycznej przy użyciu teodolitu TA-6.

Do określenia głębokości rozcięć drogowych i wysokości czół wysokich miedz zastosowano pomiary bezpośrednie za pomocą specjalnie skonstruowanego przyrządu (fot. 1). Składał się on z listwy drewnianej o długości 2,3 m, spełniającej rolę łąty, zaopatrzonej u dołu w stopkę uśredniającą (Klim-

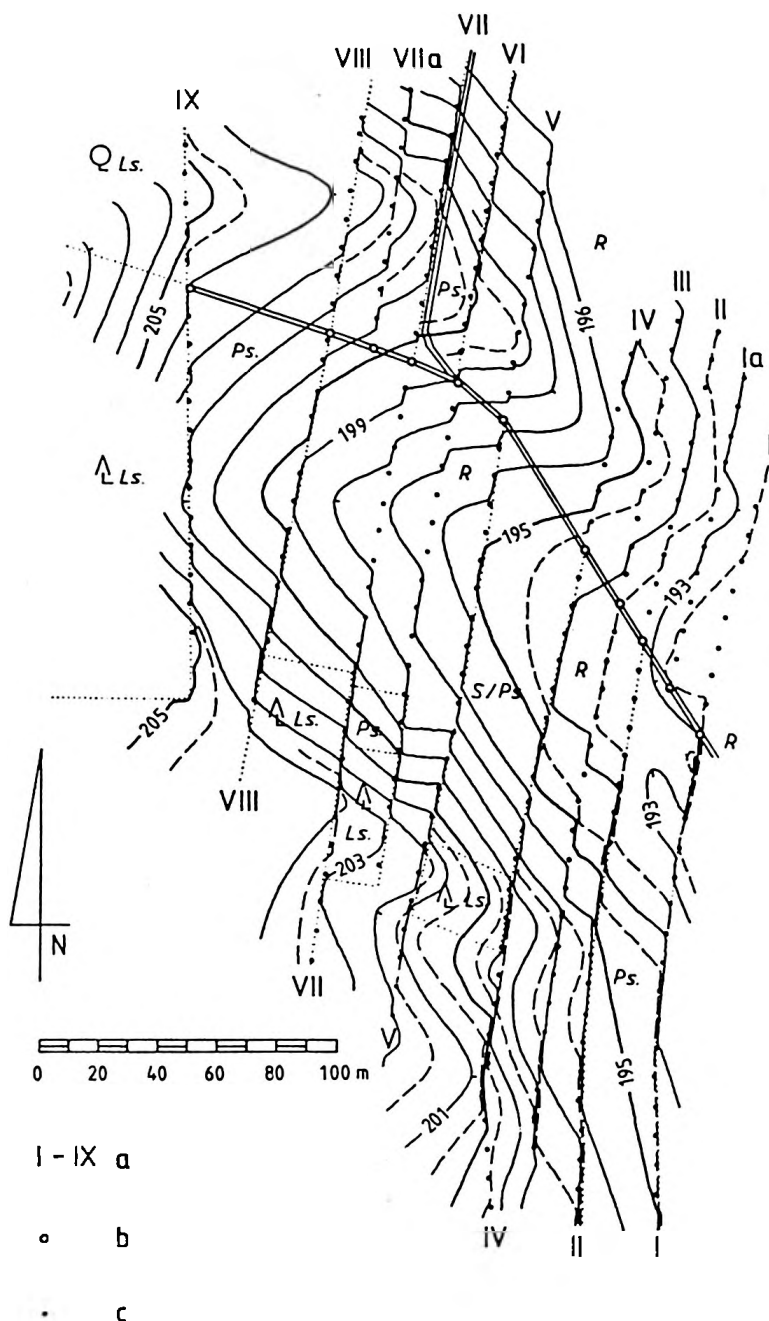
c z a k 1985), mającą za zadanie stabilizować przyrząd w czasie pomiaru i zapobiegać zapadaniu w grunt. Wzdłuż łaty przesuwano się ściśle dopasowana prowadnica, umożliwiającą z kolei posługiwanie się tyczką metalową, skrzyżowana ze wspomnianą łatą dokładnie pod kątem 90°. Łatę zaopatrzono w pion grawitacyjny, co przy zachowaniu kąta prostego powodowało, że tyczka ułożona była poziomo. Jeden koniec tyczki opierano o najczęściej trawiastą górną krawędź rozcięcia drogowego lub czoło wysokiej miedzy przy drugim końcu dokonywano bezpośredniego odczytu wysokości miedzy lub stromego stoku rozcięcia drogowego. Łata umożliwiała wykonywanie odczytów z dokładnością do 0,1 cm. Przyrządem działającym na podobnej zasadzie posługiwali się wcześniej Ziemiński i Józefaciuk (1965). W ten sposób przeprowadzono pomiar na początku cyklu obserwacyjnego, wiosną 1990 r. W celu zapewnienia powtarzalności pomiarów na końcu cyklu obserwacji, należało zaznaczyć miejsca w których ustawiano przyrząd w czasie pomiarów początkowych. Oznaczenia za pomocą na przykład kołków nie brano pod uwagę ze względu na orkę pól u stóp czoł miedz czy ruch pojazdów po obserwowanych odcinkach dróg. Utworzono zatem sieć reperów zastabilizowanych w gruncie, od których rozciągnięto odcinki geodezyjnych, stalowych taśm mierniczych. Rozmieszczenie reperów i punktów pomiarowych do rejestracji wysokości miedz obrazuje rysunek 2.

BADANIA LABORATORYJNE

Badania i oznaczenia laboratoryjne miały na celu poznanie cech teksturalnych osadów den parowów i stożków napływowych tych form. Przeprowadził je mgr Jacek Forsyś z Katedry Badań Czwartorzędu w Laboratorium Zakładu Gleboznawstwa i Paleopedologii UŁ. Wykonano łącznie około 600 analiz i oznaczeń.

Badaniom składu mechanicznego poddano 147 próbek. Zastosowano analizę areometryczno-sitową Cassagrande'a w modyfikacji Prószyńskiego (Mirowski, Rytelewski 1989), przy czym zestaw sit został rozszerzony w stosunku do standardowo stosowanego. Szkielet glebowy został dodatkowo rozsiany na sitach 4, 2 i 1 mm, części ziemiste rozgraniczano sitami 0,8, 0,5, 0,315, 0,25, 0,2, 0,16, 0,125, 0,09 mm. Określone czasy odczytu pozwalały na uchwycenie zawartości procentowej następujących frakcji: 0,05, 0,02, 0,006 i 0,002 mm. W ten sposób uzyskano informacje dotyczące udziałów 16 frakcji mechanicznych.

Oznaczenie zawartości CaCO_3 przeprowadzono dla 147 próbek, posługując się metodą objętościową Scheiblera (Mirowski, Rytelewski 1989; Rühl 1973). Należy pamiętać, że wynik obliczeń zawartości CaCO_3 nie informuje o całkowitej zawartości wszystkich węglanów w glebie (Ugla 1977). Jako pomocniczą analizę wykonano oznaczenia odczynu wszystkich próbek.



Rys. 2. Brzeziny. Obszar badań szczegółowych 2. Mapa dokumentacyjna rejonu pomiarów wysokich miedz

a - numery obserwowanych miedz; b - repery stalowe, zastabilizowane w gruncie; c - miejsca pomiarów wysokości części miedz

Area of detailed studies 2. Location map of mid-field edges

a - numbers of observed mid-field edges; b - steel markers buried in the ground; c - points in which mid-field edges were measured

Znaczną część próbek z poszczególnych ścian odsłoneń poddano oznaczeniom zawartości węgla organicznego. Przy wyborze próbek do analiz starano się pozyskać w miarę możliwości pełny obraz rozkładu węgla organicznego w analizowanych profilach, biorąc pod uwagę jego znaczenie w czasie dokonywania rekonstrukcji paleogeograficznych. Posługiwano się metodą Tiurina (R ü h l e 1973; Ś n i e s z k o 1985; M i r o w s k i, R y t e l e w s k i 1989). Metoda opiera się na uchwyceniu momentu zmiany barwy roztworu w momencie przejścia dwuchromianu potasu z sześciowartościowego do trójwartościowego. Dwuchromian spełnia tu rolę utleniacza węgla organicznego i jest miareczkowany solą Mohra. Reakcja zachodzi w środowisku kwaśnym (H_2SO_4).

Badania wieku bezwzględnego osadów organicznych, występujących w związku z parowami, sprowadzały się do wykonania 7 analiz metodą ^{14}C . Do badań skierowano głównie materiał mineralno-organiczny, pochodzący z poziomów akumulacyjnych gleb kopalnych rozwiniętych na kopalnych stokach parowów (4 próbki - LOD 464, 465, 518, 520), gleby kopalnej rozwiniętej na powierzchni terasy zalewowej, przykrytej później osadami stożka napływowego parowu (Gd - 10155). Datowano także bryłę gleby kopalnej, pogrążonej w osadach wypełniających kopalną bruzdę erozyjną wciętą w dno parowu (LOD 519) oraz makroszczątki organiczne przykryte osadami stożka napływowego (LOD 466). Wspomniane badania wykonano w Muzeum Archeologicznym i Etnograficznym w Łodzi (LOD 464-466 i LOD 518-520) oraz w Instytucie Fizyki Politechniki Śląskiej w Gliwicach (Gd - 10155).

OPRACOWANIA KAMERALNE

Kameralnego opracowania wymagały przede wszystkim wyniki badań laboratoryjnych oraz wyniki pomiarów zmian głębokości rozcięć drogowych i wysokich miedz w czteroleciu 1990-1994. Wyniki badań laboratoryjnych uziarnienia osadu zaprezentowano posługując się statystycznymi parametrami rozkładu uziarnienia, tak zwaną metodą graficzną opartą na wzorach F o l k a i W a r d a (G r a d z i ņ s k i *et al.* 1986). Przy pomocy mikrokomputera obliczono przeciętną średnicę ziarn (M_z), standardowe odchylenie (δ_1), skośność (Sk_1) oraz spłaszczenie czyli kurtozę (K_G). Dodatkowo sporządzono wykresy obrazujące wartości wspomnianych parametrów oraz wykresy dla zobrazowania wielkości pH próbek, zawartości $CaCO_3$ i węgla organicznego.

Wyniki pomiarów terenowych zestawiono w dwóch postaciach. Głębokości obserwowanych rozcięć drogowych i ich zmiany po zakończeniu blisko 4-letniego cyklu obserwacyjnego przedstawiono zbiorczo na podłużnych przekrojach rozcięć. Jest to inny sposób pomiarów i prezentacji tego typu obserwacji stacjonarnych niż zastosowany przez F r o e h l i c h a (1992).

W odniesieniu do pomiarów wysokości czoł wysokich miedz i tempa ich narastania zastosowano blokdiagram w perspektywie czołowej (K u n s k y 1955) oraz izolinijne przedstawienie wysokości czoł miedz na tle głównych elementów rzeźby terenu (linie grzbietowe, ciekowe, stoki).

W warunkach kameralnych także zebrano i opracowano materiał kartograficzny dotyczący gęstości występowania młodych form denudacyjnych. Opracowanie to miało na celu zorientowanie się co do natury i znaczenia czynników rządzących ich rozmieszczeniem. Gęstość parowów, rozcięć drogowych i wysokich miedz ustalono, adaptując znaną z hydrografii metodę długościową Neumanna (M i k u l s k i 1977) w modyfikacji S u e r k e n a (1909) i S c h ä f f e r a (1912). Pomiary przeprowadzono na mapach 1:10 000 (11 arkuszy) przy użyciu krzywomierza. Ostrożność trzeba zachować przy pomiarach gęstości rozcięć drogowych. Niektóre formy związane z szosami lub drogami utwardzonymi mogły powstać wskutek przedsięwzięć inżynierskich, mających na celu zmniejszenie spadku drogi. Takie przypadki wyłączano z pomiarów. Otrzymana gęstość występowania poszczególnych form jest niedoszacowana w stosunku do wysokich miedz i rozcięć drogowych. Według "W z o r ó w i o b j a ś n i e ń ..." (1989) na mapach w skali 1:10 000 należy przedstawiać rozcięcia drogowe i wysokie miedze o głębokości lub wysokości powyżej 1 m. Chcąc pozyskać obraz przestrzenny rozkładu gęstości pomiary przeprowadzono w kwadratowych polach podstawowych o wielkości 1 km².

Zdecydowano się na wybór linii siatki kilometrowej jako układu pól odniesienia. Takie same pola odniesienia na mapach 1:10 000 stosowali D r w a l i B ł a s z k o w s k i (1989). Ponieważ wyniki pomiarów zaprezentowano w postaci kartogramu geometrycznego, nie był potrzebny alternujący układ pól podstawowych (R a t a j s k i 1989).

Zastosowanie długości utworzonych form jako wyrazu siły i rozmiarów denudacji ma swoje mankamenty, aczkolwiek jest często spotykane (R e n i g e r 1950; J ó z e f a c i u k 1972; M a r u s z c z a k 1973, 1983; S t r z e m s k i *et al.* 1973; J ó z e f a c i u k, J ó z e f a c i u k 1983, 1990). Kryterium objętościowe (K l i m c z a k 1988), zastosowane do parowów i rozcięć drogowych byłoby lepsze od gęstościowego, szczególnie w stosunku do niewielkiego terenu badań. Jednak szczegółowe skartowanie wszystkich wspomnianych form występujących na terenie 440 km² przekraczało możliwości autora i zakres podjętej pracy.

Przy interpretacji rozmieszczenia form, stanowiących przedmiot badań, posługiwano się mapą wysokości względnych, mapą spadków przeciętnych, obliczonych sposobem S t e i n h a u s a (1947), mapą gęstości dróg wiejskich oraz, w odniesieniu do parowów, wielkościami powierzchni ich zlewni.

Zebrane w ten sposób dane, dotyczące gęstości występowania trzech rodzajów form denudacyjnych i warunków morfometrycznych występujących w poszczególnych polach podstawowych, umożliwiły obliczenie współczynnika korelacji liniowej Pearsona (K r z y s z t o f i a k, U r b a n e k 1981).

Otrzymane wielkości współczynnika korelacji R , testowane przy pomocy statystyki t Studenta, z reguły istotne na poziomie 0,05, przedstawiono graficznie. Ponieważ rozkłady wartości korelowanych ze sobą cech nie są jednakowe, to obliczone wielkości R należy traktować z dużą ostrożnością. W celu upewnienia się, czy rzeczywiście istnieją związki pomiędzy gęstością występowania a warunkami morfometrycznymi, dodatkowo poddano zmienne badaniu testem współzależności (J o k i e l, K o Ź u c h o w s k i 1989). Uzyskane wyniki testu potwierdziły stwierdzone wcześniej związki. Należy także wziąć pod uwagę łączny wpływ więcej niż jednej zmiennej (np. wysokości względnych i spadków przeciętnych jednocześnie) na gęstość występowania badanych form. W tym celu obliczono współczynnik korelacji wielokrotnej Czerwiakowa, w postaci podanej przez R a t a j s k i e g o (1989).

METODY OPRACOWANIA ARCHIWALIÓW KARTOGRAFICZNYCH

Posługiwanie się archiwalnym obrazem kartograficznym w geomorfologii nie jest spotykane zbyt często. Jednak w sytuacjach, gdy głównym obiektem zainteresowań są młode formy rzeźby terenu powstałe w holocenie, także wytworzone wskutek uprawy ziemi przez człowieka i przejawów jego działalności transportowej, sięgnięcie do takich materiałów wydaje się celowe i uprawnione. Analiza dawnych map pomaga przy rekonstrukcjach warunków środowiska geograficznego czasów historycznych, umożliwia ustalenie wpływu niektórych jego czynników na badane formy. Niestety, prawie nigdy nie jest możliwe rozpoczęcie jej od tak dawnego czasu, aby uzyskane odpowiedzi były kategoryczne i jednoznaczne.

Przy wyborze archiwalnych materiałów kartograficznych do analizy kierowano się następującymi przesłankami:

- jednolitość skali map. Dobierając mapy o jednolitych bądź zbliżonych skalach zmniejsza się problem generalizacji obrazu kartograficznego. Wówczas różnice w przedstawianiu powierzchni terenu na mapach dawnych i współczesnych wynikają przede wszystkim ze stosowania odmiennego, kształtującego się historycznie zbioru znaków kartograficznych (S z a f l a r s k i 1965);

- dokładność matematyczna map, związana z zastosowaniem lub nie triangulacji terenu. Ta przesłanka w sposób wyraźny ogranicza rozmiar analizy do okresu przełomu XVIII i XIX wieku. Starsze, nieliczne, niewielkie obszarowo mapy, oparte na triangulacji, nie przedstawiają terenu badań. Inny, obfity materiał kartograficzny polski i obcy może być traktowany jedynie jako tło historyczne (B u c z e k 1963);

- ograniczony zakres analizy. Dla potrzeb geomorfologii nie jest niezbędna drobiazgowo, prowadzona w wielu przekrojach czasowych analiza kartogra-

ficzna. Istotniejsze wydaje się rozpoznanie warunków początkowych i skonfrontowanie ich ze współczesnymi;

- cel analizy. Badania miały umożliwić zrekonstruowanie zmian zasięgu lasów i rozwoju osadnictwa na terenie badań. Pokrycie terenu i osadnictwo, obok sieci hydrograficznej i dróg, tworzyły zawsze podstawowe elementy sytuacji poziomej i były przedstawiane na wszystkich analizowanych mapach.

Ostatecznie do badań wybrano cztery mapy :

1. mapę Prus Południowych, "Spezial Karte von Südproussen" Davida von Gilly, w skali 1:115 200 (skala redukcji mapy za: Olszewicz 1921; Osowski 1955; Szafarski 1965), wykonywaną począwszy od 1793 r., wydaną w Berlinie w latach 1802-1803.

2. "Kartę Topograficzną Królestwa Polskiego", tak zwaną mapę kwatremistrzostwa, w skali 1:126 000, kartowaną oryginalnie w skali 1:42 000, począwszy od 1822 r., ukończoną w 1839 r., wydaną w 1843 roku. Zdjęcie to nie posiadało jednolitej triangulacji, oparte było na źródłowych materiałach austriackich i pruskich (Krasowski 1978). Teren badań był przedstawiony na arkuszach oznaczonych jako: sekcja IV, kolumna II i sekcja IV, kolumna III. Wymienione arkusze opracowano latem 1830 r., pod kierunkiem pułk. Bojanowicza (Olszewicz 1921).

3. tak zwany Grossblatt, arkusz zbiorczy Łódź (nr 356). Mapa ta jest czwartym, okupacyjnym (1944), czterobarwnym, fotolitograficznym wydaniem polskich Map Taktycznych 1:100 000, opracowanych w okresie międzywojennym przez WIG. Teren badań był przedstawiony oryginalnie na mapach 1:100 000 WIG, arkusze 4129 Łódź i 4130 Skierniewice, opracowanych w latach 1936-1937.

4. mapę topograficzną w skali 1:100 000, sporządzoną w układzie współrzędnych 1980, wydaną przez GUGiK w 1980 r., opartą na unaczęśnionym materiale z lat 1972-1975. Teren badań obejmował fragmenty 4 arkuszy o następujących godłach: 84.06.1 Zgierz, 84.06.2 Skierniewice, 84.06.3 Łódź i 84.06.4 Tomaszów Mazowiecki.

Wszystkie mapy zostały sprowadzone do wspólnej skali 1:100 000, za pomocą kserografu. Ten sposób jest uznawany za mniej dokładny od metody fotograficznej, ale w praktyce utrzymano wystarczająco dużą dokładność.

Próba nałożenia poszczególnych map na siebie w celu porównania zasięgu lasów i osadnictwa, wykazała daleko idące rozbieżności pomiędzy materiałem starszym i współczesnym. Spasowanie map przy wykorzystaniu siatki kartograficznej, nie jest możliwe ze względu na niejednorodność zastosowanych odwzorowań kartograficznych, inne południki uznane za podstawowe i inne cięcia arkuszowe. Spasowanie wszystkich map pod względem sytuacji poziomej także napotyka na kłopoty, związane z niedokładnościami lub brakiem triangulacji w odniesieniu do mapy Gilly'ego i kwatremistrzostwa. Te mapy zawierają ewidentne błędy kierunków i odległości. Bliżej nie sprecyzowane "wyprostowanie map" (Pilit 1990) lub wręcz bezkrytyczne nałożenie map (Pietrzak 1973) zostało przez autora odrzucone jako metoda uporzą-

dkowania materiału. Zastosowano metodę, którą posłużyli się Maruszczak (1950) oraz Krzeminski i Nowakowski (1980). Polega ona na żmudnym przenoszeniu zasięgu lasów na współczesny podkład topograficzny. Należy kierować się lokalną sytuacją poziomą i jej przetrwałymi do współczesności elementami, możliwymi do zidentyfikowania na mapach (np. odcinki dróg, sieć hydrograficzna, miasta, wsie, kościoły itp.). W oparciu o jednoznacznie zidentyfikowane punkty można utworzyć bazy i przy pomocy domiarów prostokątnych przenosić zarys zasięgu lasu (Neczew *et al.* 1989). Najwięcej kłopotów w tym miejscu sprawiała mapa Gilly'ego z uwagi na niejednoznaczny wyraz sygnatury oznaczającej las. Redaktor tej mapy nie użył żadnej postaci linii do przedstawienia zasięgu, zatem ustalono go i przenoszono, tworząc linię łączącą poszczególne sygnatury. W ten sposób otrzymano mapy zasięgów lasów. Obliczono powierzchnię planimetrem biegunowym i uzyskano wielkość lesistości dla każdego okresu, której zmiany przedstawiono graficznie. Nałożenie na zasięgi lasów siatki pól odniesienia stwarzało możliwość obliczenia lesistości dla każdego pola podstawowego z osobna. Porównywanie sąsiednich przekrojów czasowych ze sobą daje przestrzenny obraz pochodzu deforestacji. Procentową wartość wylesiania lub zalesiania poszczególnych pól podstawowych uzyskiwano poprzez odjęcie od siebie wartości lesistości, przy czym lesistość okresu poprzedzającego była odjemną. W ten sposób otrzymano porównanie zmian lesistości według stanu przedstawionego na mapie Gilly'ego i kwatermistrzostwa, kwatermistrzostwa i WIG-u oraz WIG-u i GUGiK. Jako sposób prezentacji posłużył geometryczny kartogram kwalifikatywny.

Zmiany sieci osadniczej zarejestrowane na poszczególnych mapach archiwalnych były możliwe do prześledzenia dzięki zastosowaniu metody Uhorczaka (1932). Autor metody posługiwał się ekwidystantą o promieniu 250 m, obwódzając nią poszczególne domy lub ich skupienia. Obszary wyznaczone w ten sposób nazywał "powierzchniami zamieszkałymi". Tutaj zastosowano większy promień pierwszej ekwidystanty, równy 500 m, co zdaniem Uhorczaka umożliwia uzyskanie ogólniejszego obrazu i wyraźniejsze ukazanie zmian w osadnictwie. Kolejne wyższe ekwidystanty są wielokrotnościami podstawowej. Warto dodać, że ta metoda przetrwała do dzisiaj i jest nadal używana w geografii osadnictwa (Gola chowski *et al.* 1974), aczkolwiek pierwotnie stosowane określenie "powierzchnia zamieszkała" zamieniono na "powierzchnie osadnicze" lub "powierzchnie siedliskowe". Elementy sieci osadniczej, podobnie jak zasięgi lasów, przenoszono na współczesny podkład topograficzny, przy czym nie rysowano sygnatur, a jedynie oznaczano miejsca (punkty bądź linie), od których kreślono izoliny. W tym miejscu największe wątpliwości może budzić obraz uzyskany z mapy Gilly'ego, ze względu na daleko posunięte uproszczenie sygnatury użytej przez autora mapy do oznaczania wsi i niejednoznaczność sygnatur, którymi oznaczano osadnictwo rozproszone.

W przeprowadzonych rekonstrukcjach istnieje szereg czynników ograniczających zakres wnioskowania. Zdaniem autora, tego typu opracowań nie można traktować jako uprawniających do rozpatrywania zjawisk w miarach rzeczywistych. Z uwagi na błędy wnoszone przez starsze materiały, fakt użycia powiększeń kserograficznych do pomiarów, zastosowanie przenoszenia treści mapy powoduje, że dalej posługiwano się jedynie relatywnym ujęciem procentowym. Największą uwagę przywiązywano do określania ogólnego, przestrzennego charakteru zmian dwóch wybranych elementów środowiska geograficznego.

RZEŻBA I LITOLOGIA TERENU BADAŃ

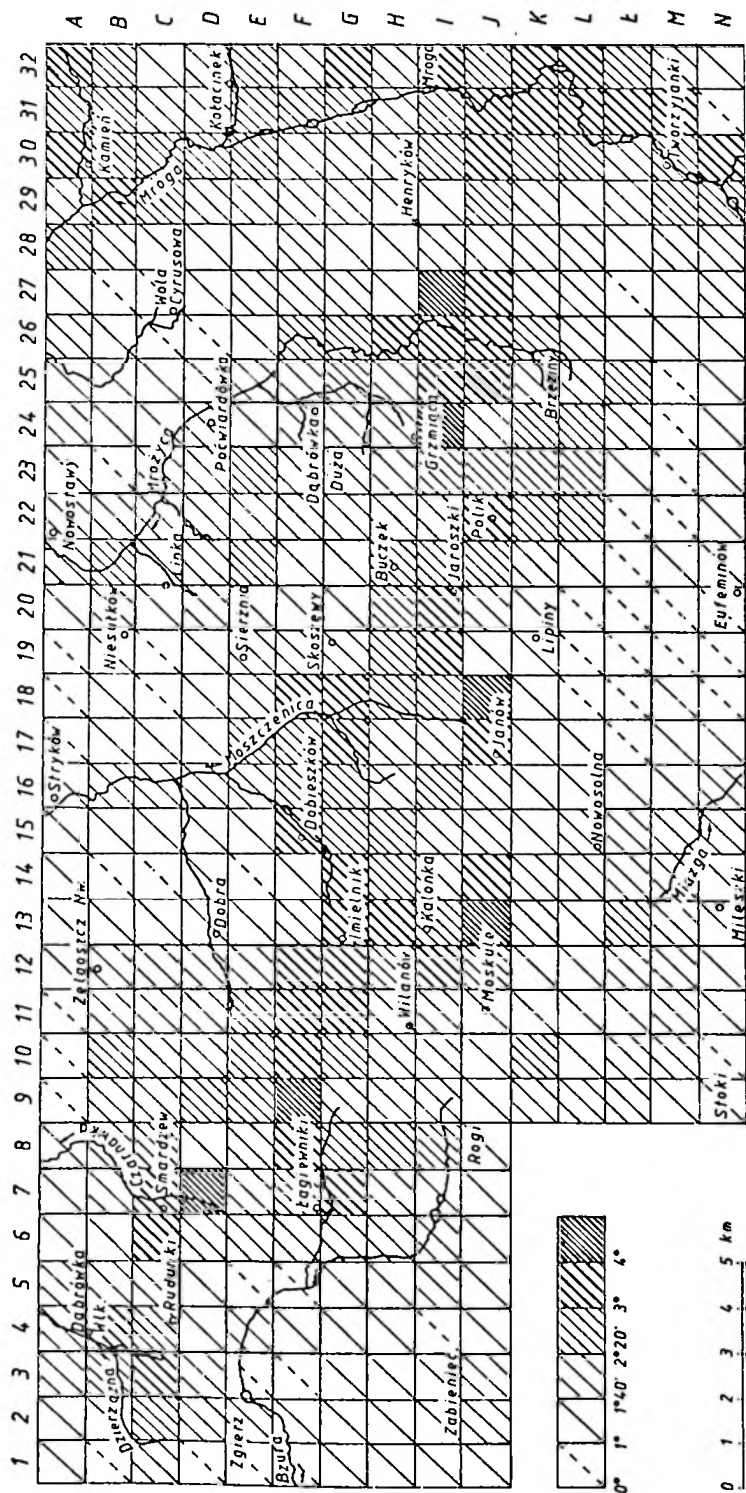
Strefa krawędziowa Wyżyny Łódzkiej jest obszarem dość specyficznym pod względem ukształtowania powierzchni i budowy geologicznej w stosunku do pozostałych części Wyżyny jak i obszarów sąsiednich. Stanowi ona równoleżnikowo rozciągniętą strefę przejściową pomiędzy powierzchnią Wyżyny Łódzkiej, łączącej się na południu z wyżynami Polski południowej oraz wyraźnie niżej położonym terenem Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej (D y l i k 1971). Cechą charakterystyczną tego terenu jest raptowne, jak na warunki środkowopolskie, obniżanie się ku północy. Powierzchnia terenu, poczynając od najwyżej wyniesionej punktu Wyżyny Łódzkiej, około 283 m n.p.m., opada konsekwentnie, aczkolwiek niejednostajnie, skokowo do obszaru pradolinowego położonego na wysokości około 90 m n.p.m. Obszar strefy krawędziowej posiada żywą rzeźbę terenu, na którą składa się szereg form glacialnych, ukształtowanych w czasie zlodowacenia warty (K l a t k o w a 1972), dolinnych, ukształtowanych bądź poważnie przemodelowanych w vistulianie i holocenie (K u y d o w i c z - T u r k o w s k a 1975; K a m i ń s k i 1985, 1989, 1993b; T u r k o w s k a 1988), pozadolinnych stref denudacji vistuliańskiej (K l a t k o w a 1965) i młodych form holocenów (D o r y w a l s k i 1955, 1958, 1970; M a n i k o w s k a 1958; T w a r d y w druku).

Teren badań (rys. 1), stanowiący środkowy wycinek strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej, posiada kilka cech odróżniających go od obszarów sąsiednich, a ważnych z punktu widzenia przebiegu procesów erozyjno-denudacyjnych, zachodzących w czasie holocenu:

1. Pierwszą cechą jest stosunkowo żywa rzeźba, charakteryzująca się wysokościami względnymi niejednokrotnie przekraczającymi 50 m/km², a osiągającymi wartość przeciętną 25,4 m/km² (rys. 3). Jednostki z ponad 40-metrowymi deniwelacjami koncentrują się w postaci pasa obejmującego środkową część terenu badań i korespondują z wyraźnie zaznaczonym w morfologii przebiegiem północnej krawędzi Wyżyny Łódzkiej wzdłuż azymutu 110° (K l a t k o w a 1965, 1972, 1979). Powyższe stwierdzenia potwierdza rozkład spadków przeciętnych (rys. 4). Należy podkreślić występowanie na obszarze strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej kilku różnowiekowych elementów i form rzeźby o zróżnicowanej wyrazistości

Rys. 3. Wysokości względne na 1 km²

Relative relief per 1 km²

Rys. 4. Spadki przeciętne na 1 km²Slope-values per 1 km²

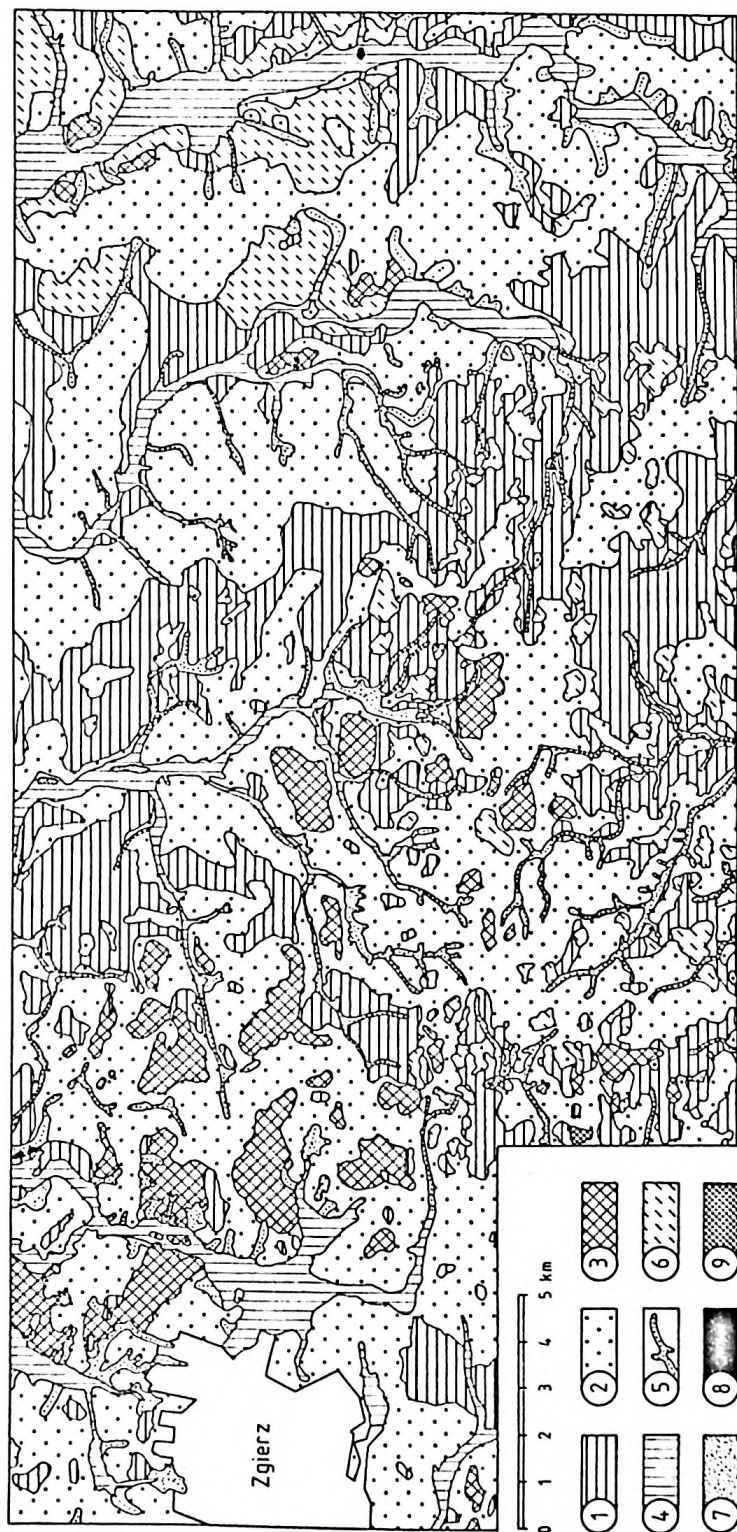
morfologicznej, wpływających na przebieg procesów erozyjno-denudacyjnych. Wymienić tu można:

- generację najstarszych, warciańskich, silnie nachylonych (ok. 8°), długich i zdenudowanych stoków rozdzielających poszczególne poziomy wysoczyznowe (K l a t k o w a 1965, 1972), tworzących schodowy charakter rzeźby, rozpoznawalny zarówno na północno-wschodnim przedpolu Wyżyny Łódzkiej (W a s i a k 1979) jak i nieco na wschód od terenu badań (K u y d o w i c z - T u r k o w s k a 1975). Brzezińsko-rawski odcinek strefy krawędziowej jest już pozbawiony tego charakterystycznego układu, a jego rzeźba, nadal żywa, związana jest z innym typem oddziaływania lądolodu warciańskiego (K l a j n e r t 1978);

- sieci niecek i dolin denudacyjnych o gęstości około 1 km/km², urozmaicających obszary wysoczyznowe, uformowanych w czasie vistulianu (K l a t k o w a 1965, 1989a, b). Formy te odegrały poważną rolę w kształtowaniu wyższych poziomów dolinnych (K u y d o w i c z - T u r k o w s k a 1975, 1976; T u r k o w s k a 1988; T u r k o w s k a, W i e c z o r k o w s k a 1985). Z punktu widzenia przebiegu procesów erozyjno-denudacyjnych tego typu formy wykazują zdolność do koncentrowania spływu powierzchniowego, uruchamiającego wspomniane procesy;

- generacji eo- i mezoholocenijskich, stromych (do 20°) i krótkich, erozyjnych stoków dolin rzek odwadniających strefę krawędziową ku północy. Takie powierzchnie stokowe są najwyraźniej wykształcone w dolinie Mrogi (T u r k o w s k a 1984, 1988) i źródłowych odcinkach innych dolin (np. w dolinie Czarnawki czy Mrożyca), szczególnie w miejscach, gdzie doliny rzeczne przecinają strefy stoków rozdzielających poszczególne poziomy wysoczyznowe (rys. 1).

2. Kolejną cechą stanowi silne zróżnicowanie litologiczne (rys. 5). Obszar strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej jest zbudowany z osadów polodowcowych, tworzących przestrzennie skomplikowaną mozaikę, powierzchniowo przekształconych w peryglacjalnym klimacie vistulianu. Osady czwartorzędowe w okolicach Łodzi reprezentowane są głównie przez pokłady warciańskiej gliny zwałowej "górnej", zróżnicowanej facjalnie (N a l e w a j k o 1982, 1985) według nowszych poglądów lokalnie dwudzielnej (K l a t k o w a 1992; T u r k o w s k a 1992, 1993) oraz "dolnej", szarej, odrzańskiej i krakowskiej, często zastąpionej reziduum lub nieobecnej, rozdzielone seriami glacyfluwialnymi. Rejon strefy krawędziowej wyróżnia się maksymalnymi miąższościami utworów czwartorzędowych. Najgrubsze serie odłożone zostały w pobliżu Łodzi i na północny wschód od niej, w okolicach Nowosolnej do około 150 m. Obszar największych miąższości koresponduje w przybliżeniu z przebiegiem krawędzi Wyżyny (rys. 1). Cieńsza pokrywa czwartorzędu (40 m i mniej) występuje w północnej części terenu badań na międzyrzeczu Mrożyca i Mrogi w okolicach Woli Cyrusowej a także Strykowa. Należy podkreślić obecność wielu głęboko zakorzenionych struktur glacytektonicznych, obejmujących zarówno kompleks czwartorzędowy jak i trzeciorzęd (K l a t k o w a 1972, 1993), koncentrujących się w podłożu stopni rozdzielających poszczególne poziomy wysoczyznowe.



Rys. 5. Mapa utworów powierzchniowych

1 - gliny zwalowe i ich resztki; 2 - piaski i żwiry glacialne i fluwioglacjalne; 3 - piaski, żwiry i gliny zwalowe moren; 4 - piaski i namuły rzeczne (visulian+ holocen); 5 - mulki i piaski wypelnienia suchych dolin denudacyjnych (visulian + holocen); 6 - piaski i mulki stokowe; 7 - utwory scoliczne; 8 - torf; 9 - hałdy antropogeniczne

Map of surface deposits

1 - tills and their residuals; 2 - glacial and fluvio-glacial sands and gravels; 3 - sands, gravels and tills of moraines; 4 - fluvial sands and alluvials (Visulian+Holocene); 5 - silts and sands of dry valleys (Visulian+Holocene); 6 - slope sands and silts; 7 - scolian deposits; 8 - peats; 9 - anthropogenic dumps

3. Następną cechą wyróżniającą teren badań jest jego wododziałowe położenie powodujące rozluźnienie sieci rzecznej tego obszaru (M a k s y m i u k 1992). Doliny rzek terenu badań charakteryzują się swoistą rzeźbą, niepowtarzalną w innych częściach Wyżyny Łódzkiej (M a n i k o w s k a 1958; K l a t k o w a 1965, 1972, 1984; K u y d o w i c z - T u r k o w s k a 1975; T u r k o w s k a 1984, 1988; K a m i Ń s k i 1993a, b, i inni). Szczególnie podkreślanych jest kilka cech:

- trójczłonowość dolin to znaczy istnienie najwyższego, prawie równoleżnikowego, strukturalnego, najczęściej suchego odcinka dolin. Ten fragment w terenie badań jest możliwy do prześledzenia w górnym odcinku Mroźcy, Miazgi, Bzury oraz międzyrzecza źródłowej Bzury i Czarnawki. Kolejny, niższy człon stanowią w przybliżeniu równoległe i prawie południkowe odcinki rzek, przedzierających się przez krawędź Wyżyny i poniżej usytuowane stopnie. Tutaj rzeki posiadają wyraźniej zaakcentowane formy dolinne. W odcinkach ujściowych (człon trzeci), w obszarze pradolinny, doliny gwałtownie tracą swą wyrazistość morfologiczną. Ten obszar leży poza terenem badań;

- niejednakowe wykształcenie dolin wzdłuż biegu. Istnieją odcinki o charakterze przełomów (w miejscach gdzie rzeki przepływają przez obszar progów) oraz rozszerzeń i spłyceń formy na obszarach poziomów wysoczyznowych. Jest to układ naprzemianległy;

- prawostronna asymetria, występująca częściej niż sytuacje symetrii i asymetrii lewostronnej.

4. Charakterystyczne jest głębokie zaleganie poziomu wód gruntowych, odpowiadające wododziałowemu charakterowi terenu i rzadszej sieci rzecznej. Szczególnie suche są najwyższe partie strefy krawędziowej Wyżyny. Wpływ wód gruntowych zaznacza się liczniejszymi źródłami, skupiającymi się na wysokościach 160-200 m n.p.m. (M a k s y m i u k 1979). Strugi wodne, wypływające ze wspomnianych źródeł, podtrzymują w okresach bezopadowych transport osadów zdenudowanych w wyższych partiach stoków przez powierzchniowe wody efemeryczne.

5. Na odrębność terenu badań wpływa także specyfika klimatyczna obszaru, przejawiająca się w zwiększeniu rocznych sum opadu w stosunku do terenów otaczających (D u b a n i e w i c z 1974), zwiększonej częstotliwości deszczów nawałnych (K ł y s i k, F o r t u n i a k 1993) i dłuższym, przeciętnym okresem zalegania pokrywy śnieżnej (M o s z c z y ń s k a 1969).

ROZWÓJ OSADNICTWA I PRZEBIEG DEFORESTACJI TERENU BADAŃ NA TLE WARUNKÓW PRZYRODNICZYCH

Analiza zmian osadnictwa i rolnictwa na terenie badań może okazać się pomocna przy rozważaniach dotyczących wieku badanych form holocenów. Najściślejszy związek z rolniczą działalnością człowieka wykazują wysokie miedze. Ustalenie momentu, od którego obszar ich występowania zaczął być wykorzystywany rolniczo jest prawie jednoznaczne z odpowiedzią na pytanie o ich wiek. W tym miejscu nie trzeba szukać odpowiedzi na pytanie o wiek rolnictwa w sensie absolutnym (półstałego, żarowego), lecz istotniejsze jest określenie momentu rozwoju tego systemu gospodarowania rolniczego, z którym powiązany jest charakterystyczny układ pól (niwowy, pasmowy), w jakim występują wysokie miedze.

Rozcięcia drogowe są związane z przejawami transportowej działalności ludzkiej. Wiek dróg w stosunku do sieci osadniczej można rozpatrywać dwójako:

1. istnieją drogi starsze niż sieć osadnicza na danym terenie, na przykład ponadlokalne odcinki starych traktów handlowych;
2. drogi są tego samego wieku co sieć osadnicza na danym terenie, łączą sąsiadujące ze sobą jednostki osadnicze, mają charakter ściśle lokalny, ich gęstość wzrasta z czasem i jest determinowana rozwojem osadniczym.

W przypadku strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej druga możliwość jest bardziej prawdopodobna. Dawne trakty handlowe nie przebiegały przez niezaludnione tereny silnie zalesionych pustkowi. Na trakcie musiały istnieć urządzenia umożliwiające transport: mosty, przeprawy rzeczne, miejsca wymiany zaprzęgów, możliwość noclegu, lokalny rynek zbytu na towary, komory celne (W e y m a n n 1938). Gęstość takich dróg na terenie badań była zapewne bardzo mała. Przez zachodnią część terenu badań przebiegał południkowo, na odcinku Łęczysca-Zgierz-Łódź, fragment traktu Toruń-Kraków (Z a j a c z k o w s k i 1976). Przez część centralną (Łódź-Brzeziny), wiódł natomiast równoleżnikowy trakt łączący Wielkopolskę z Kazimierzem. K o t e r (1969) nie widzi możliwości uznania ponadlokalnego znaczenia obu tych szlaków aż do początków XIX wieku, a K a m i ń s k a (1953) rekonstruuje sieć ważniejszych dróg jeszcze inaczej, w ogóle z pominięciem strefy krawędziowej.

Stosunek parowów do osadnictwa jest tylko pośredni. Rozwój tych form jest związany z wylesianiem terenu. Nie wiadomo czy już istotne jest wcześniejsze, okresowe wylesianie, dokonywane przez pierwszych, półosiadłych rolników, czy dopiero późniejsze, stałe, znaczniejsze przestrzennie, zmierzające do trwałego przekształcenia lasu w ziemię orną. Pierwsza, starsza forma wylesienia, znana już ze schyłku neolitu, związana ze stosowaniem systemu leśno-odłogowego (K r u k 1983), tworzyła jeszcze, jak się wydaje, stosunkowo słabe warunki do szybkiego rozwoju parowów w środowisku lasów mieszanych Niżu Polskiego. Elementami, które ograniczają możliwość przyjęcia gwałtowniejszej erozji już w tym okresie są:

1. niewielka powierzchnia przypadkowo rozmieszczonych pożarowisk, przeciętnie 1,5-2,0 ha (O c h m a ń s k i 1959), uniemożliwiająca skoncentryowanie większych ilości wód epizodycznych, koniecznych do zaistnienia erozji;

2. krótki, często tylko jednoroczny okres użytkowania pożarowisk; nie pielęgnowane pole natychmiast po pierwszym zasiewie zarastało chwastami i zaroślami;

3. charakter w ten sposób pozyskanego użytku; nowizna nie była pozbawiona pniaków i korzeni drzew, częściowo zasłana zwęglonymi pniami, zasiew był możliwy jedynie na względnie równych, niewielkich obszarach gruntu (K o s t r o w i c k i 1973);

4. brak zmiany warunków edaficznych. Gleba na takim polu nadal wykazywała właściwości przypisywane glebom leśnym, na przykład dobrą przepuszczalność. Zmiany struktury gleby użytkowanej w tym systemie były bardzo powolne, powodowane przez niewielki stopień jej przemieszania przy pomocy kija kopieniaczego lub motyki. Zasiew, szczególnie sadzenie bulw, często odbywał się bezpośrednio w popiół pogożeliska, bez wzruszania gleby. Dobra przepuszczalność gleby powodowała jedynie infiltrację wód epizodycznych.

Lepsze warunki do uruchomienia procesów erozyjnych zachodziły podczas ewolucji systemów rolniczych, zmierzającej do intensywniejszego wykorzystania ziemi.

Wyżej wymienione przyczyny, sprecyzowane osobno w odniesieniu do wysokich miedz, rozcięć drogowych i parowów, pozwalają ograniczyć czasowe ramy charakterystyki osadnictwa i związanych z nim systemów rolniczych. Przyjęcie III okresu wczesnego średniowiecza, z charakterystycznym już rolnictwem orno-odłogowym jako początku analizy, w stosunku do późno zaludnionej strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej i potrzeb niniejszej pracy nie spowoduje przeoczenia jakiś ważniejszych, niezwykle istotnych okresów rozwoju osadnictwa i rolnictwa.

Naczelną cechą rozwoju osadnictwa w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej jest jego zapóźnienie w stosunku do terenów otaczających (K o s s m a n 1934; D y l i k 1948, 1971; K a m i ń s k a 1953; R o s i n 1970; Z a j ą c z k o w s k i 1974, 1976). Ten teren pokrywała w czasie średniowiecza i wieków późniejszych tak zwana puszcza łódzka, zdaniem D y l i k a (1971),

silniej trzebiona przez osadnictwo dopiero w XVIII, a nawet XIX wieku. Wymienia się kilka przyczyn odpowiedzialnych za taki stan rzeczy. Położenie tego terenu było ustronne w stosunku do gęściej zaludnionych krain w okresie formowania się państwa polskiego. Obszar ten stanowił wschodnie refugium szeroko rozumianej Wielkopolski i jednocześnie zachodnią, słabo zaludnioną rubież Mazowsza. Widziany w mniejszej skali, długo pełnił funkcję puszczy międzyplemiennej, rozdzielającej starsze, uformowane we wczesnym średniowieczu skupiska osadnicze. Od północy ze strefą krawędziową Wyżyny sąsiadowało łęczyckie skupisko osadnicze, związane z obszarem Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej, od południowego zachodu skupienie chropskie (K a m i ń s k a 1953), znane także jako Opole Chropskie (D y l i k 1971) lub Chropy. Skupienie chropskie zajmowało obszar położony w górnym biegu Neru i Dobrzyńki. Od południowego wschodu z obszarem puszczy łódzkiej graniczyło wolborsko-rozpierskie skupienie osadnicze, związane z systemem Wolbórki, Miazgi i Pilicy. Od wschodu sąsiadował gęściej zaludniony teren okolic Łowicza, Skierniewic i Rawy Mazowieckiej, znany w wiekach późniejszych jako kasztelania łowicka (W a r ę ż a k 1952). Należy dodać, że omawiany obszar należał administracyjnie do kasztelanii łęczyckiej i również rozwój tego terenu następował najsilniej pod wpływem naporu osadnictwa z północy.

Wśród innych przyczyn powolniejszego rozwoju osadnictwa na tym terenie wymienia się gorsze warunki dla rolnictwa, przede wszystkim mniej urodzajne gleby, rozwinięte głównie na utworach fluwioglacjalnych oraz charakter morfologiczny dolin rzecznych. Tutaj doliny są znacznie węższe niż na obszarze pradolinny, stoki bardziej strome, działy wodne wyższe i pozbawione płycej zalegających wód gruntowych. Wąskie dna dolin nie zapewniały dostatecznie dużych powierzchni dla rozwoju hodowli i tym samym hamowały rozwój rolnictwa. Także położenie komunikacyjne tego terenu (zagęszczenie traktów handlowych) było niekorzystne, o czym wspomniano wyżej.

Obraz rozmieszczenia osadnictwa wczesnośredniowiecznego (K a m i ń s k a 1953) przekonuje o słabym zaludnieniu tego terenu. Grodziska, zarówno starsze - pierścieniowe jak i młodsze - stożkowe, jedynie okalają teren badań. Należy tu wymienić grodzisko stożkowe w Radogoszczu (obecnie w granicach Łodzi), wzmiankowane w połowie XIII wieku. Pozostałe grodziska leżą na północ od terenu badań. Południowy zasięg ich występowania przebiega przez Ozorków-Modlną-Głowno. Najbliższy teren badań jest Grodzisk, położony w pobliżu Dmosina w dolinie Mrogi. Nowsze badania G ó r y (1989) pozwalają tutaj zaliczyć także grodzisko w Skoszewach Starych nad Moszczenicą, lokowane na XII-XIII wiek. Jak wiadomo, osadnictwo wczesnośredniowieczne nie było skupione tylko w grodach. Towarzyszyło im szereg osiedli (wsi) o charakterze nieobronnym. Nie można dokładnie, kartograficznie zrekonstruować rozmieszczenia tego typu ośrodków, możliwe jest natomiast określenie stref zamieszkałych w tym okresie. Na zachodzie

istniało osadnictwo związane z rejonem źródłowym Bzury. Jest ono reprezentowane przez takie ośrodki jak: Zgierz, pobliskie Zegrzany, Łagiewniki i Skotniki. W części centralnej terenu badań zasiedlona była strefa środkowych biegów lewobrzeżnych dopływów Moszczenicy (Dobra) i samej Moszczenicy (Stryków-Skoszewy). Dolina Mrożyca zasiedlona była jeszcze przestrzennie nieciagle, ale jak się wydaje, prawie wzdłuż całego biegu: Niesułków, Dąbrówka, Brzeziny i okolice. Nad Mrogą osadnictwo istniało wyspowo: w części środkowej fragmentu dorzecza objętego badaniami - Kołacin i górnej - na międzyrzeczu Mrogi i źródłowej Mrożyca.

Wsie III okresu wczesnośredniowiecznego były małe, liczyły kilkanaście (do 20) gospodarstw. Przeciętnie gospodarstwo obejmowało kilkanaście hektarów gruntu nie uprawianego w całości. Panował wówczas system przemienno-odłogowy gospodarowania rolniczego (Dąbrowski 1962), tak zwana dwupółówka. Grunty pozostawały w pewnym rozproszeniu, tworząc szachownicowy układ pól. Orka wykonywana była radłem przy użyciu sprzężaju. Pola nie miały jeszcze wydłużonego kształtu, bardziej przypominały kwadrat lub prostokąt, a nie pas. Było to spowodowane radleniem ziemi w dwu prostopadłych do siebie kierunkach przy użyciu lekkiego, zwrotnego zaprzęgu. Uprawiano głównie zboże jare. Część gruntów, w przybliżeniu połowa, leżała ugorom. Jak się wydaje ugorowanie musiało być powszechne ze względu na słabsze gleby i ograniczone możliwości naturalnego nawożenia pól, powodowane skromnymi warunkami do rozwoju hodowli.

Przyjmuje się najczęściej, że wczesnośredniowieczne jednostki osadnicze zajmowały położenie dolinne. Jednak z zestawienia wykonanego przez Dylik (1948) dla XIV wieku i Wojtkowska (1966) dla ziemi łęczyckiej w średniowieczu, rysuje się raczej obraz równowagi pomiędzy położeniem dolinnym i pozadolinym. Dylik określa ilość osad w dolinach i kotlinach na 44,5%, Wojtkowska podaje wartość 53,5%. Problem ten nie może być lepiej naświetlony ze względu na brak szczegółowej literatury, dotyczącej strefy krawędziowej Wyżyny w średniowieczu. Trzeba się jednak liczyć z faktem, że tutaj osadnictwo opuściło doliny i wkroczyło w obręb wysoczyzn dość wcześnie. Mogło to być spowodowane wspomnianymi wyżej cechami morfologicznymi dolin i małymi możliwościami pomieszczenia wkraczających fal osadniczych.

Okres pełnego i późnego średniowiecza jest ważny ze względu na skalę zachodzących przemian w osadnictwie, wprowadzanie nowych systemów gospodarowania rolniczego i nowych narzędzi rolniczych. Począwszy od XIII wieku zaczyna się szerzyć kolonizacja na prawie niemieckim. Poglądy na znaczenie tego osadnictwa są podzielone. Wcześniejsze opracowania, pochodzące z okresu międzywojennego, eksponujące znaczenie prawa niemieckiego, a szczególnie rolę Niemców, zostały później skrytykowane. Zajączkowski (1974) ogranicza rolę lokacji na prawie niemieckim głównie do dóbr kościelnych i w mniejszym stopniu monarszych, akcentując opóźnienie rozwoju tego osadnictwa w południowej części ziemi łęczyckiej. Dylik (1971)

stwierdza, opierając się głównie na źródłach toponomastycznych, że ta fala osadnicza ominęła w ogóle strefę krawędziową Wyżyny. Jedynym ośrodkiem lokowanym na tym prawie byłaby Wola Cyrusowa. W tej sytuacji rozwój osadnictwa w strefie krawędziowej Wyżyny należałoby wiązać z tak zwanym osadnictwem wewnętrznym (inaczej kolonizacją wewnętrzną wsi, według Dąbrowskiego 1962), polegającą na samoradnym rozwoju wsi i pozyskiwaniu nowych gruntów na drodze karczunku puszczy. Wyspowe osadnictwo strefy krawędziowej było być może na tyle słabo rozwinięte, że nie przenoszono wsi na prawo niemieckie. Jednak osadnictwo tego okresu stanowiło podbudowę pod rozwój miast, a dokumenty z początków XVI wieku wymieniają już pięć miast na tym obszarze: Brzeziny, Dobrą, Skoszewy, Stryków i Zgierz (Rosin 1971).

Wiekі XIII i XIV są ważne także z punktu widzenia przemian w sposobach organizacji rolnictwa. Z tym okresem wiąże się wprowadzenie i upowszechnienie nowego systemu rolniczego, tak zwanej trójpólówki na ziemiach polskich (Gieysztor 1960; Chmielewski 1962; Dąbrowski 1962), zrazu w formie nieregularnej, bezładnej, później regularnej, z przymusem rolnym. Gospodarowanie w ramach systemu trójpółowego wymagało zreformowania układu pól (komasacji) i dostosowania go do trzyletniego okresu rotacji upraw oraz do orki pługiem. Pola stały się bardziej wydłużone, dostosowane do mniej zwrotnego zaprzęgu i ciężkiego pługa kołowego. Pług jest narzędziem odwracającym skibę, silnie przekształcającym strukturę gleby. Z tym systemem można wiązać moment silniejszego uruchomienia procesów morfogenetycznych w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej. Rozpoczyna się narastanie wysokich miedzi, związane z działalnością pługa. Zagęszczeniu ulega także sieć dróg polnych, koniecznych do poruszania się pomiędzy polami, tworzącymi skomplikowany w planie układ blokowo-niwowy. Uzyskiwanie nowych powierzchni pól na drodze karczunku lasu, prowadzone zapewne przy niskim poziomie znajomości zagrożeń erozyjnych, mogło powodować lokalne uaktywnienie erozji wód epizodycznych. Stosunkowo mała ilość prac na polu (orki) nie powodowała likwidacji powstających form inicjalnych. Zachodziły warunki do ich dalszego rozwoju i przybierania formy parowów.

Oczywiście strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej w XIII i XIV wieku nie można rozumieć jako rejonu z w pełni uformowanym, regularnym systemem trójpółowym. Był to wówczas obszar peryferyjny, o zapewne jeszcze długowiekowym współistnieniu dwupółówki, systemu przemienno-odłogowego i gospodarki żarowej (Gieysztor 1960). Również przetrwanie układu pól z tamtego okresu jest najmniej prawdopodobne.

Wiekі XV i XVI przynoszą dalszy rozwój osadnictwa. Rozszerzają się wczesnośredniowieczne strefy starszego osadnictwa, podporządkowane istniejącym już miastom. Rozwija się eksploatacja dóbr lasu, folwarczna, zbożowa gospodarka towarowa, liczniej pojawiają się młyny na Moszczenicy (z materiałów udostępnionych przez dr Jana Kamińskiego) i Mrodoze.

Zalesione pozostają jeszcze części obszarów wododziałowych, strefa stromego progu oddzielającego powierzchnię Wyżyny od jej północnego przedpola i sama powierzchnia Wyżyny Łódzkiej (południowa część terenu badań). Tutaj redukcja puszczy miała charakter wyspowy. Rozmiar trzebieży był największy w okolicach Brzeziny i słabł w miarę przesuwania się ku zachodowi. Tu istniały już niektóre wsie: Mileszki, Kalonka, Rogi, Stoki, Moskule, Modrzew (Zajączkowski 1976; Kotler 1979). Opóźnienie wylesienia wspomnianych terenów było spowodowane gorszymi warunkami glebowymi, a przede wszystkim wodnymi i oddaleniem od wód powierzchniowych.

Dalsza redukcja obszaru puszczy była możliwa dzięki ożywieniu w ruchu osadniczym, które przyniosło osadnictwo ołęderskie. Ta fala osadnicza, nakierowana na zagospodarowanie nieużytków i pustkowi oraz zasiedlenie terenów leśnych, dotarła jednak w rejon strefy krawędziowej ze znacznym opóźnieniem. Dylk (1971) wymienia schyłek XVIII wieku jako okres największego rozkwitu tego osadnictwa. W odniesieniu do terenu badań zachodziłoby nakładanie się na siebie dwóch faz osadniczych, to znaczy wkrótce po osadnictwie ołęderskim upowszechnia się ferowane przez zaborców tak zwane osadnictwo fryderycjańskie, mające między innymi na celu lokację wsi w obrębie niezagospodarowanych puszczy. Przełom XVIII i XIX wieku jest więc okresem gwałtownej redukcji okazałych jeszcze połaci puszczy łódzkiej. Prześledzenie tej fazy jest już możliwe na podstawie obrazu kartograficznego.

Rysunek 6a przedstawia stan osadnictwa na przełomie XVIII i XIX wieku. Widoczne jest skupienie jednostek osadniczych w dolinach, odziedziczone z poprzednich okresów, szczególnie wyraźne w dolinie Moszczenicy i Mrogi oraz górnej Czarnawki. Obszary wododzielne są znacznie słabiej zaludnione, aczkolwiek miejscami wsie znajdują się w położeniu wysoczyznowym. Sytuacja ta jest najwyraźniejsza na dziale wodnym Moszczenicy i Mrożyca, wzdłuż ciągu osadniczego tworzonego przez Skoszewy, Sierżnię i Lipkę oraz w wyższej części dorzeczy przez Byszewy, Jaroszki, Buczek i Grzmiącą. Warto zwrócić uwagę także na ważną rolę niewielkich, lewobrzeżnych dopływów Moszczenicy w skolonizowaniu rozległego obszaru międzyczecza Moszczenicy, Bzury i górnej Czarnawki. Najslabiej zasiedlona była powierzchnia Wyżyny Łódzkiej na zachód od Brzeziny. Mapa przedstawia już prapoczątki kolonizacji fryderycjańskiej - Nowosolną (Chilczuk 1970).

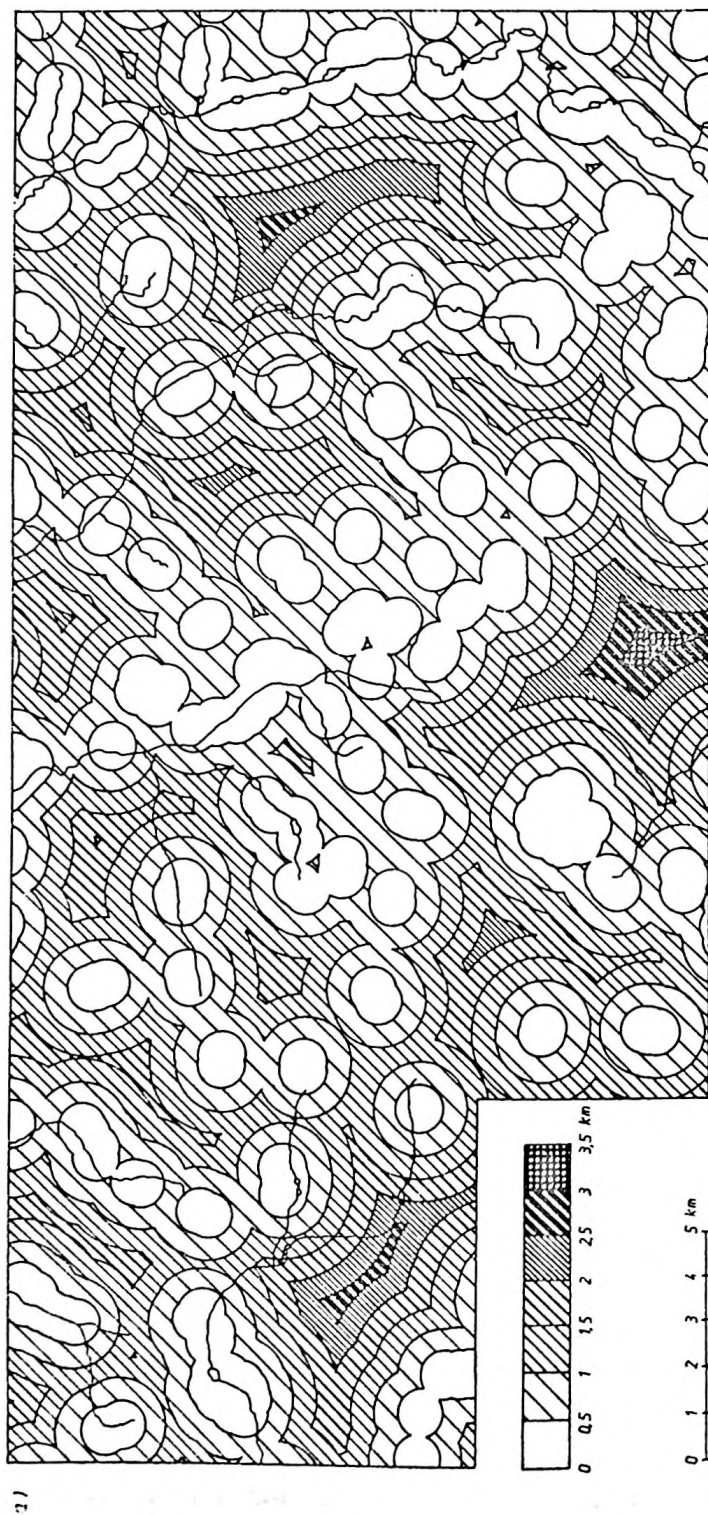
Sytuacja zobrazowana na rysunku 6b skartowana zaledwie 30-35 lat później w stosunku do okresu poprzedzającego, przedstawia poważne zmiany w przestrzennym rozmieszczeniu jednostek osadniczych. Stosunkowo niewiele różni się stan osadnictwa w zachodniej części terenu badań. Zmiany w części północnej i środkowej sprowadzają się do redukcji obszaru niezaludnionych stref wododziałowych, szczególnie pomiędzy Mrożycą i Mrogą. Zachodziły one na drodze przestrzennego rozrastania się wsi wydłużonych liniowo, lokacji nowych wsi (np. Henryków, Kolonia Kołacin, Kolonia Wola Cyrusowa, Zelgoszcz Nowa), ewentualnie separacji dworu od wsi (np. Dwór

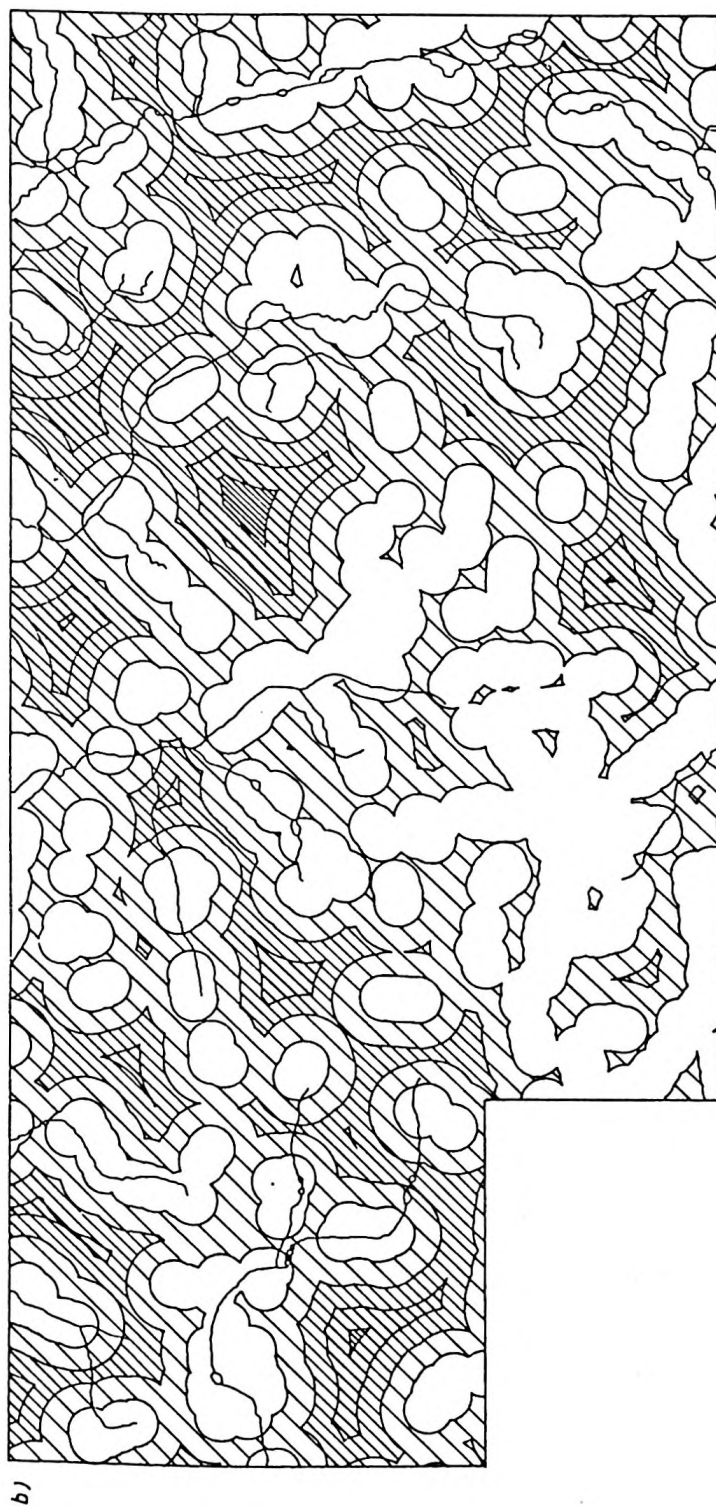
Lisowice, Dwór Koluszki, Folwark Rozworzyn, Folwark Halinów itd.). Wymienione przemiany powodowały "zrastanie" się sąsiednich wsi i formowanie gęsto zaludnionych ciągów osadnictwa, wyraźnie widocznych w dorzeczu Moszczenicy. Największy rozwój miał miejsce w południowej części terenu badań. Charakterystyczny jest silny rozrost przestrzenny Nowosolnej, wkraczanie osadnictwa na drogi rozbiegające się gwiaździście od tej wsi (Wiączyń Nowy), lokacje nowych ulicówek (Eufeminów, Natolin, Teolin). Ten przekrój czasowy odpowiadałby zatem wspomnianemu wyżej atakowi na puszcę porastającą powierzchnię Wyżyny i przyległy do niej od północy pierwszy stopień wysoczyzny.

Rysunek 7a obrazuje stan osadnictwa z lat 30-tych XX wieku. Około stoletni odstęp czasowy od poprzedniego okresu tłumaczy ilość i jakość zmian w osadnictwie. Rejony występowania luźniejszej sieci osadniczej, najczęściej niewielkie powierzchniowo, korespondują z zasięgiem większych kompleksów leśnych lub miejscami, gdzie znajdują się większe wsie o zwartej zabudowie, rozdzielone rozleglejszymi obszarami pól uprawnych. Warto zwrócić uwagę na niewielkie, kosmetyczne zmiany sieci osadniczej po następnych 40 latach (rys. 7b). Pomiary powierzchni poszczególnych izoplei, objętych kolejnymi ekwidystantami, wskazują na rozluźnienie się sieci osadniczej w okresie powojennym. Zjawisko to należy wytłumaczyć zmniejszeniem przeludnienia wsi okresu II Rzeczypospolitej i drenażem ludności wiejskiej przez przemysł łódzki.

Zmiany zasięgu lasów (rys. 8, 9) znajdują odbicie w przemianach sieci osadniczej. Najstarszy obraz (rys. 8a) przywołuje rozmieszczenie wylesień średniowiecznych. Lesistość terenu badań na przełomie XVIII i XIX wieku wynosiła 53,5% (rys 10). Jest to wartość wyższa od obliczonej przez Pietraka (1973) dla tego samego okresu i uzyskana z tego samego źródła. Autorka podaje lesistość dla byłego powiatu brzezińskiego, wynoszącą 46,3%, dla powiatu łódzkiego - 42,6%. Różnice uzyskanych wyników nie dziwią wobec innego zasięgu przestrzennego jednostek, w których dokonywano badania.

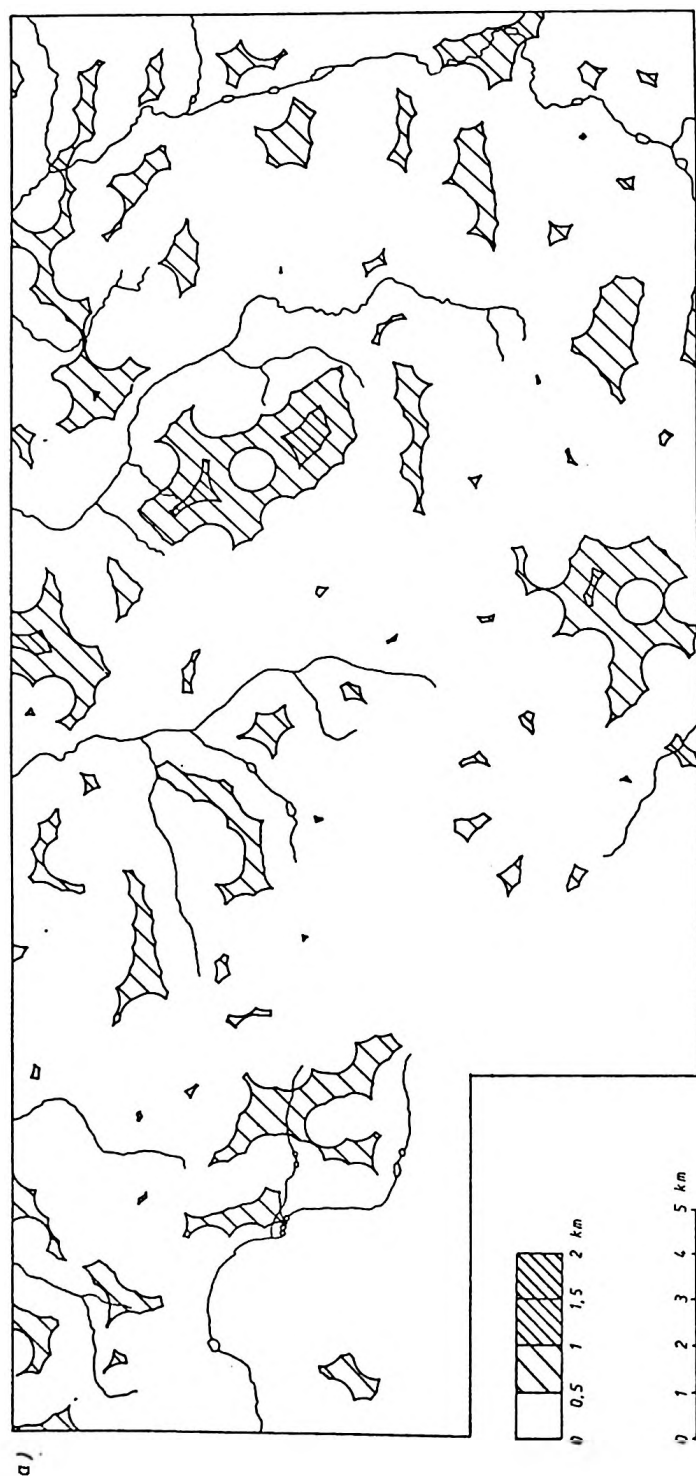
Dynamika wylesiania przedstawiona na rysunku 11 pokrywa się z gwałtownym rozwojem osadnictwa fryderycjańskiego. Oprócz charakterystycznej, szybkiej deforestacji okolic Nowosolnej (zupełna likwidacja lasu w wielu polach odniesienia) można zauważyć zmniejszanie się obszarów leśnych zajmujących tereny wododziałowe, postępujące od strony sąsiednich dolin (okolice Woli Cyrusowej i Henrykowa na międzyrzeczu Mroźnicy i Mrogi). Wielokierunkowemu rozszerzaniu ulegały także rejony wylesione wcześniej (okolice Brzezin). Ogólnie, początek XIX wieku przyczynił się do rozbicia stosunkowo zwartego obszaru leśnego na szereg mniejszych kompleksów, sukcesywnie redukowanych w czasach późniejszych. Ten okres posiada duże znaczenie dla rozwoju i ożywienia procesów morfogenetycznych. Odślonięte zostały znacznie większe powierzchnie stoków suchych dolin i wysoczyzn, mające znaczenie alimentacyjne dla form erozyjnych i denudacyjnych.

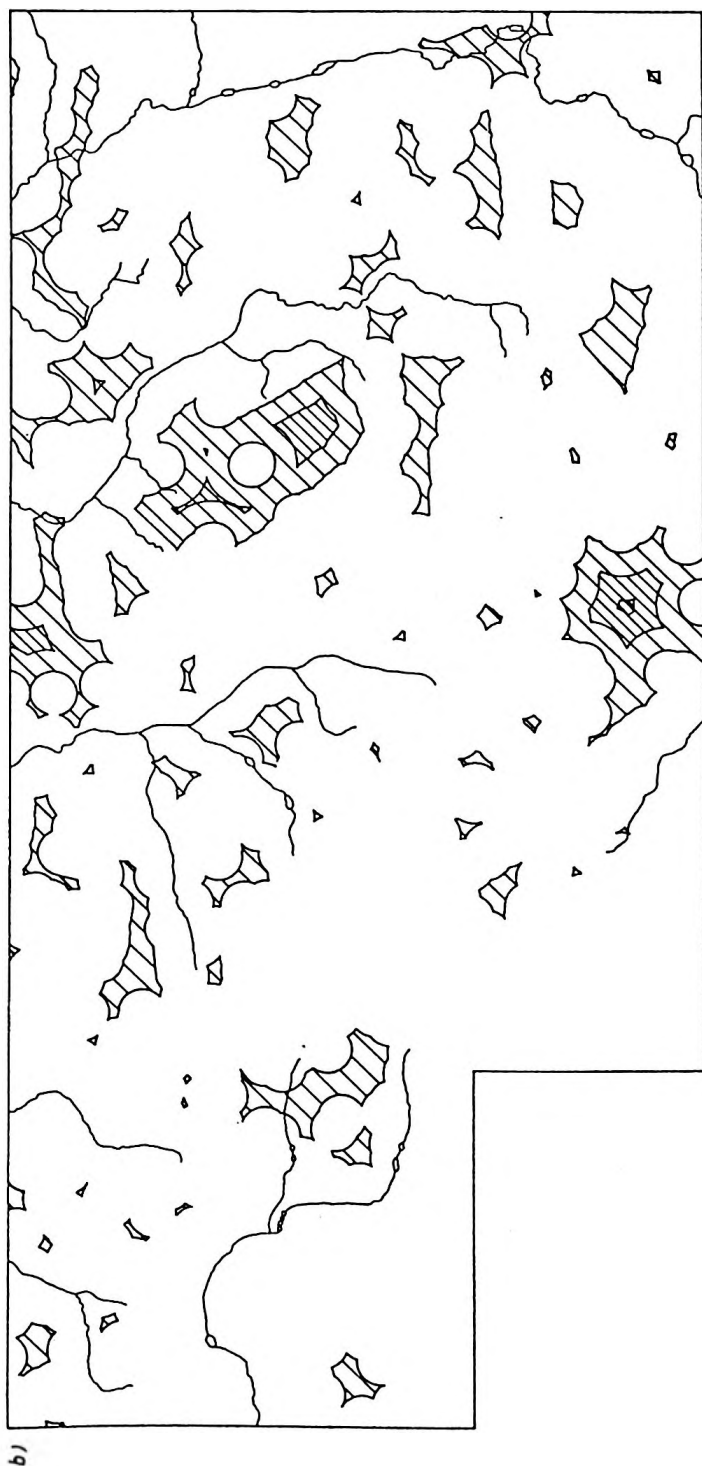




Rys. 6. Ekwidystanty od sieci osadniczej według map: a - Gilly 'ego, b - kwaterymistrzostwa

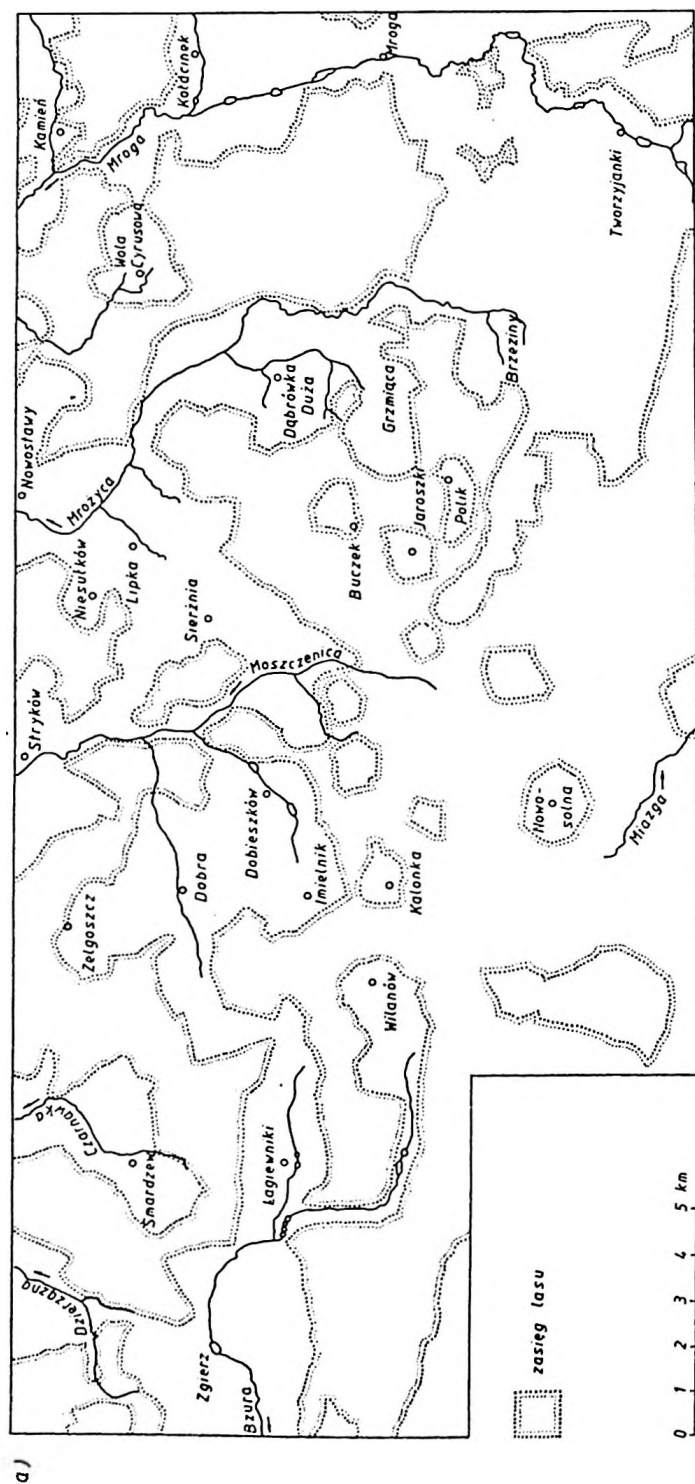
Equidistants of settlement network after: a - the Gilly map, b - the Topographic Map of the Polish Kingdom

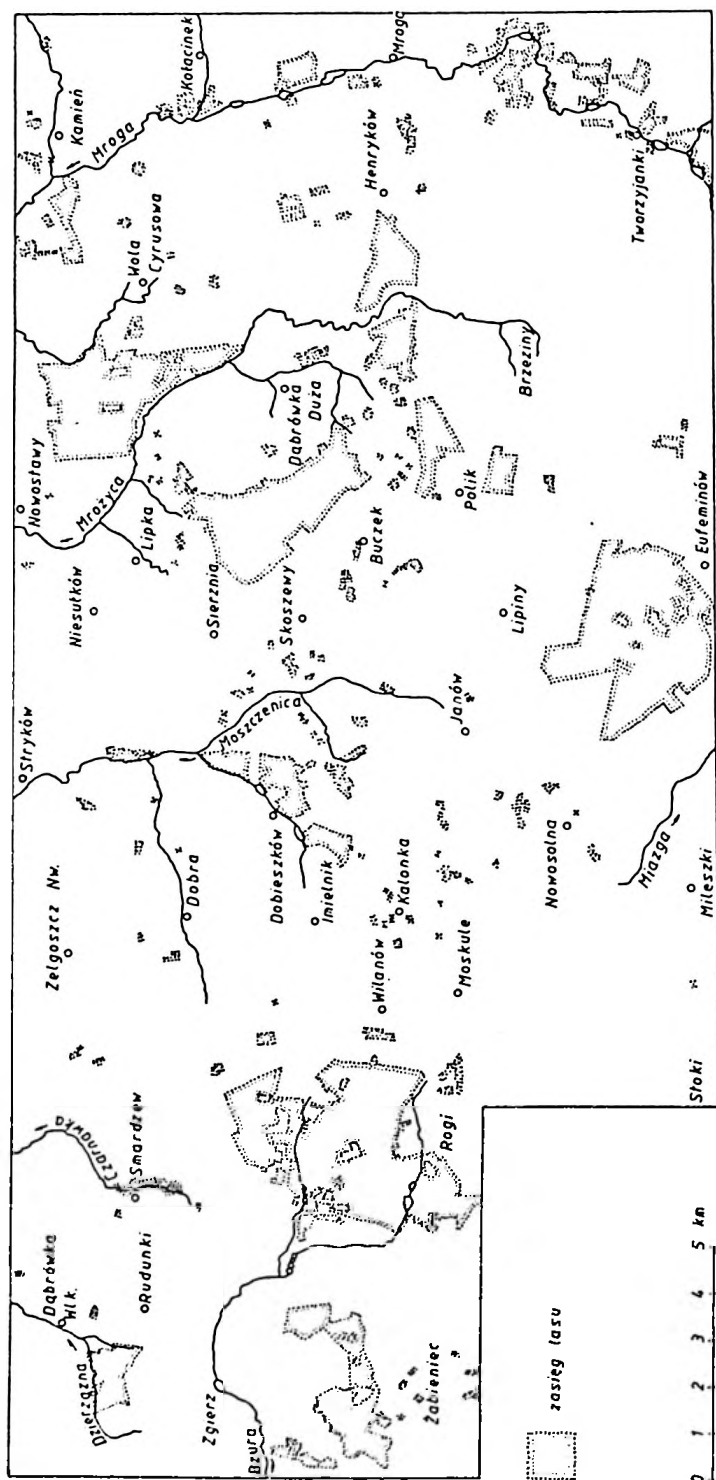


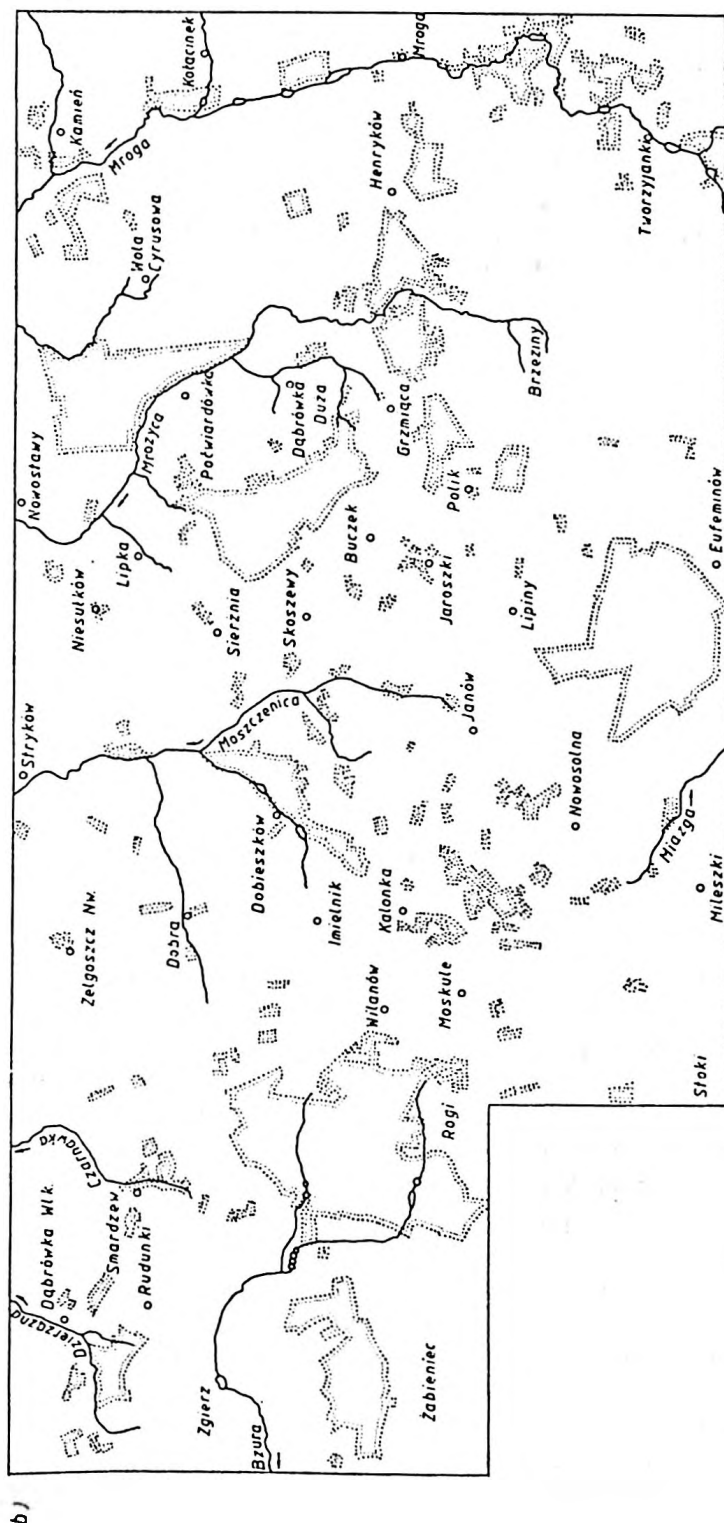


Rys. 7. Ekwidystanty od sieci osadniczej według map: a - WIG, b - GUGiK

Equidistants of settlement network after: a - the map by the Military Geographical Institute, b - the map by the Office of Geodesy and Cartography



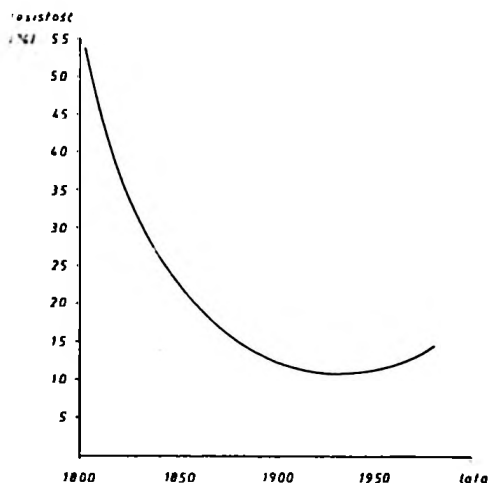




Rys. 9. Zasięg lasów według map: a - WIG, b - współczesnej GUGiK

Extent of forest after: a - the map by the Military Geographical Institute, b - the contemporary map by the Office of Geodesy and Cartography

Uaktywniona denudacja przy zmniejszaniu retencyjności zlewni mogła miejscami prowadzić do zasypywania utworzonych wcześniej form, lokalnie zaś, w korzystniejszych warunkach, ustępować miejsca erozji. Procesy mogły ulec nasileniu także dzięki upowszechnianiu się upraw ziemniaka (B a r a - n o w s k i 1960), stopniowej likwidacji ugorów (B i e l e c k a 1969), przechodzeniu na gospodarkę płodozmianową, związaną między innymi z liczniejszymi zabiegami agrotechnicznymi na polach oraz upowszechniającym się w XIX i XX wieku zastosowaniem maszyn rolniczych.

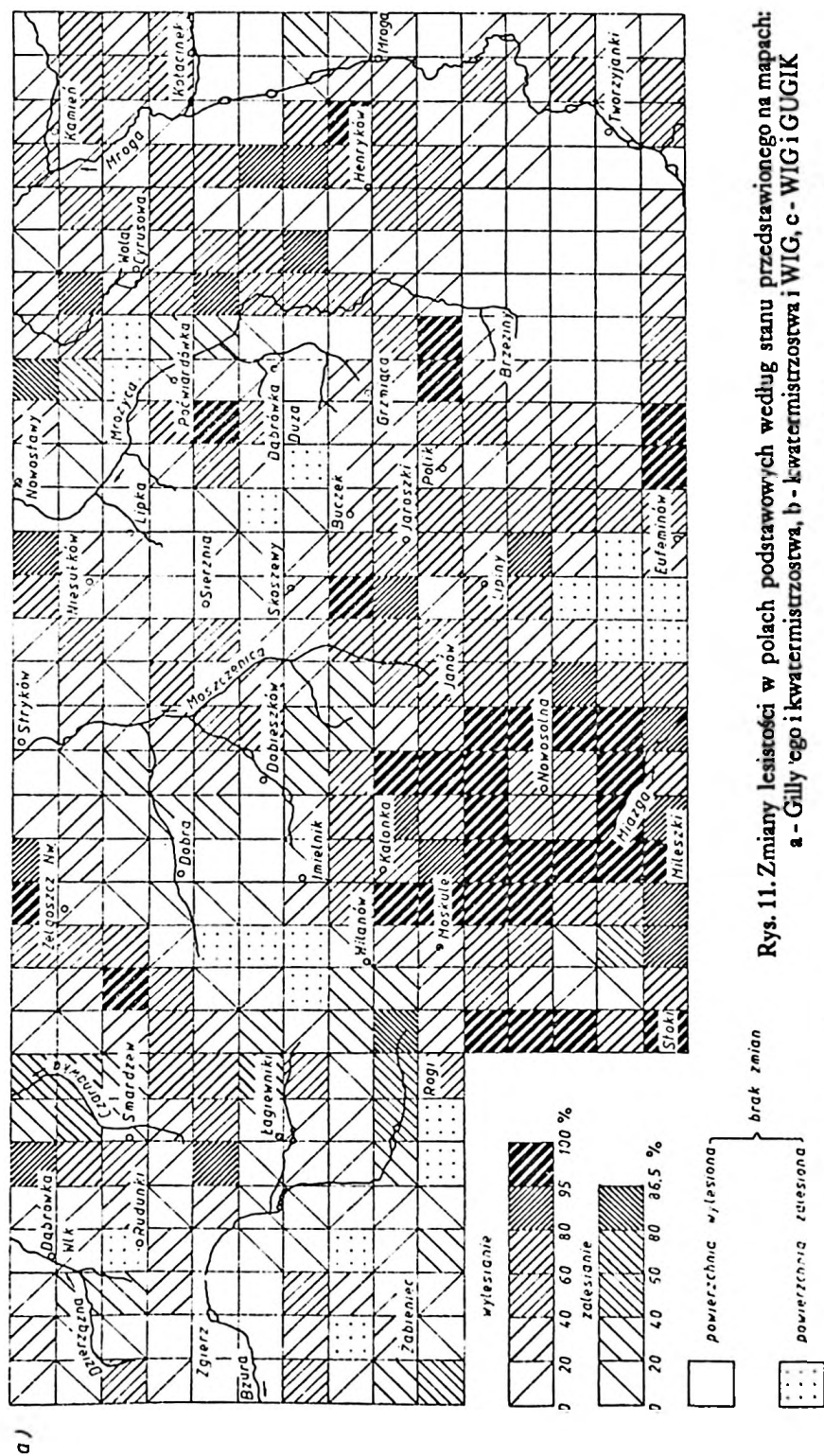


Rys. 10. Zmiany lesistości w okresie 1800-1980

Changes in forestation in 1800-1980

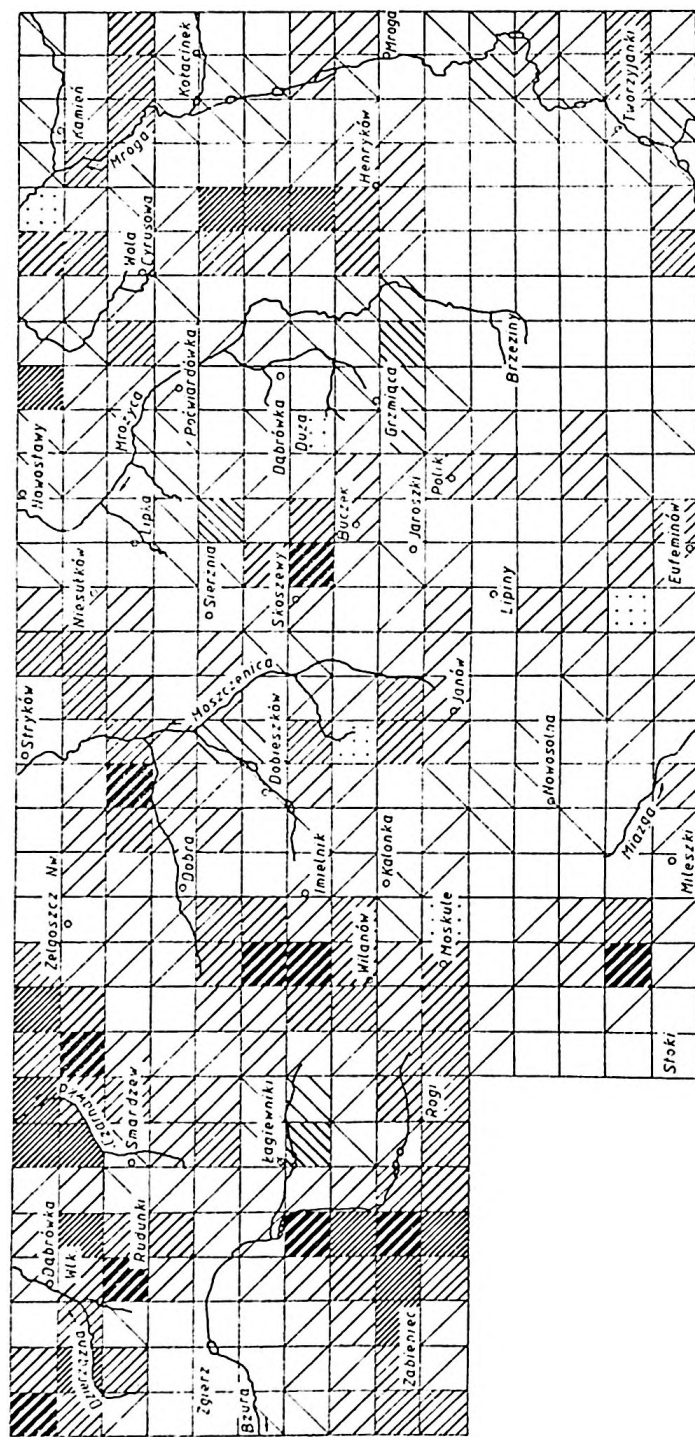
Późniejsze, XIX i XX-wieczne zmiany zasięgu lasów nie mają już tak dużej dynamiki (rys. 10, 11b). Karczunek przesuwają się ku zachodniej części terenu badań, trzebione są lasy zajmujące wysoczyzny przyległe do źródłowych odcinków dolin Dzierżany i Czarnawki. Zaznacza się także wyręb związany z przestrzennym rozwojem Łodzi ku północy. Ogałanie obszarów wododziałowych z lasów widoczne jest na międzyrzeczu Moszczenicy-Mroźnicy oraz Mroźnicy-Mrogi. Warto zwrócić uwagę na lokalnie ujawniające się słabe zalesianie. Jest to proces naturalny, towarzyszący zmianom sieci osadniczej (K i e ł c z e w s k a - Z a l e s k a 1972).

Porównanie zmian lesistości dwóch ostatnich przekrojów czasowych zestawiono na rysunku 11. Tutaj zaznacza się odmienna tendencja: większość pól podstawowych wskazuje na wzrost, ewentualnie stabilizację lesistości. Potwierdza to zestawienie ogólnych wartości tego wskaźnika, odnoszonych do całego terenu badań (rys. 10). Jest to tendencja charakterystyczna dla całego kraju, znana z zestawień statystycznych, obejmujących okres powojenny ("R o c z n i k s t a t y s t y c z n y" 1993). Dokładniejsza analiza



Rys. 11. Zmiany lesistości w polach podstawowych według stanu przedstawionego na mapach:
a - Gilly'ego i kwaternistrzostwa, b - kwaternistrzostwa i WIG, c - WIG i GUGIK

Changes in forestation in basic units after: a - the Gilly map and the Topographic Map of the Polish Kingdom, b - the Topographic Map of the Polish Kingdom and the map by the Military Geographical Institute, c - the map by the Military Geographical Institute and the map by the Office of Geodesy and Cartography



b)

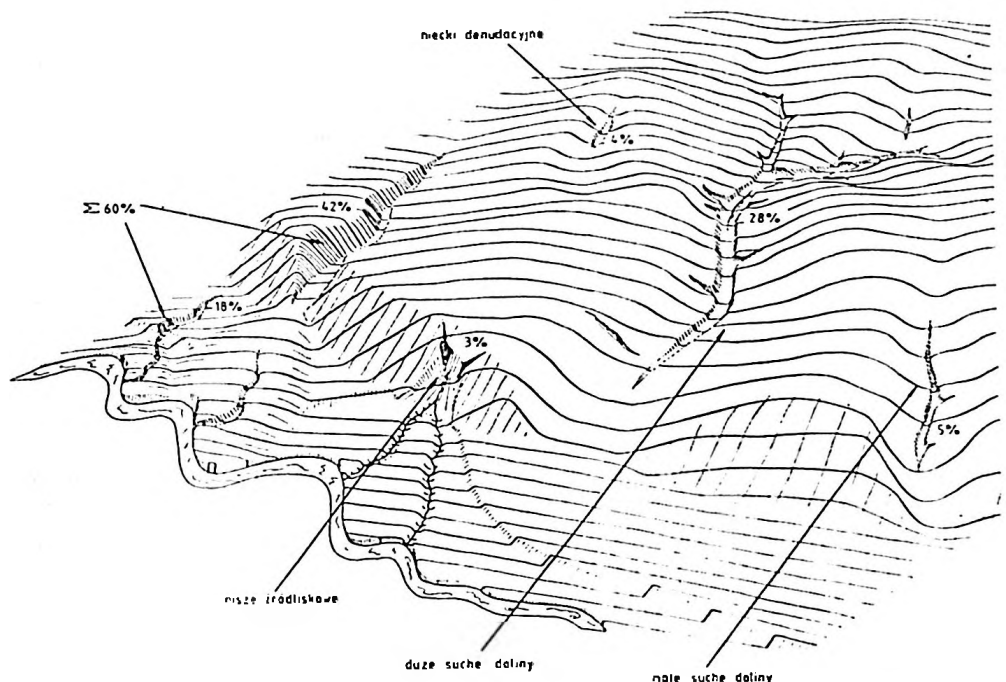
rysunków 9a i 9b wskazuje, że wzrost powierzchni leśnej w tym okresie odbywał się poprzez zalesianie polan, zwiększanie ilości małych lasów śród-polnych i korekty granic upraw większych kompleksów leśnych. Zjawisko to było wywoływane rezygnacją z upraw pól mniej urodzajnych, silniej nachylonych (trudności uprawy mechanicznej), nie nadających się pod meliorację, wreszcie szerszym wprowadzeniem na pola pasów leśnych, mających za zadanie zmniejszyć erozję i deflację gleby. Opisana tendencja, przy wzroście świadomości i kultury rolnej, szerszym stosowaniu zabiegów przeciwoerozyjnych, ma wpływ na zmniejszanie się aktywności współczesnych procesów denudacyjnych.

Okres rozwoju korzystnych, współczesnych warunków do silniejszej denudacji wysoczyzn trwał krótko na obszarze strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej, około 100 lat. Być może w tym fakcie, obok słabszych warunków morfometrycznych dolin rzecznych, należy upatrywać, w odróżnieniu od zlewni wyżynnych i górskich (K l i m e k, T r a f a s 1972; S z u m a ń s k i 1977; K o z a r s k i, W i t t 1990), przyczyny zachowania przez rzeki podłódzkie stałego odpływu meandrowego (T u r k o w s k a 1988) w ciągu całego holocenu, wliczając także okres najmłodszy i współczesny.

CZYNNIKI I WARUNKI WPŁYWAJĄCE NA ROZMIESZCZENIE PAROWÓW

Parowy są formami, jak na warunki nizinne, spotykanymi dość powszechnie w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej. Prześledzenie ich rozmieszczenia, także w szerszym odniesieniu do obszarów otaczających wskazuje, że jedynie ewentualne przesunięcie terenu badań ku wschodowi, poza dorzecze Mrogi, mogłoby poszerzyć rozmiar analizy. Rejon większego nagromadzenia form kontynuuje się w przybliżeniu równoleżnikowo w obrębie brzezińsko-rawskiego odcinka strefy krawędziowej. Tereny pradolinne, przylegające od północy i północnego zachodu, jak i rozciągająca się na południe i południowy zachód bardziej płaska powierzchnia Wyżyny Łódzkiej są pozbawione form stanowiących przedmiot zainteresowań. Ogólna długość parowów, zarejestrowana metodą długościową w odniesieniu do całego obszaru badań, wynosi 32,085 km. Przeciętna gęstość form wynosi $0,073 \text{ km/km}^2$, co lokuje rejon strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej w obrębie słabego (I) stopnia nasilenia erozji wąwozowej według klasyfikacji J ó z e f a c i u k ó w (1990). Jednak dokładne porównanie gęstości parowów ze wspomnianą klasyfikacją jest możliwe po łącznym uwzględnieniu także rozcięć drogowych. Wówczas wartość wynosi $0,111 \text{ km/km}^2$ i odpowiada umiarkowanemu (II) stopniowi nasilenia erozji.

Rozmieszczenie form jest nierównomierne (rys. 12). Najpowszechniej formy lokują się w pobliżu dolin rzecznych lub ich górnych, suchych odcinków (rys. 12, okolice Wilanowa-Kalonki). Istnieje jednak szereg przypadków położenia w strefach pozadolinnych, wysoczyznowych (rys. 12, okolice Sierżni, Polika, Henrykowa). Bliżej związek parowów z głównymi formami rzeźby określa rysunek 13. Podane udziały procentowe odnoszą się do ilości form, a nie jak dotąd do ich długości. Łącznie około 60% parowów założonych jest na stokach dolin rzecznych lub na stromych czołach wysokich teras (18%), blisko 40% form rozcina osie bądź stoki niecek i dolin denudacyjnych. Na taki obraz powiązań złożyły się korzystne warunki morfometryczne, szczególnie duże nachylenia rzeczywiste, występujące w dolinach rzek przecinających strefę krawędziową Wyżyny Łódzkiej. Trzeba jednak zaznaczyć że jedynie dość krótkie fragmenty dolin stwarzały szczególnie dobre predyspozycje do rozwoju badanych form. Odcinki przełomowe rzek przez poszczególne stopnie wysoczyznowe, charakteryzujące się powiększonymi



Rys. 13. Blokdiagram ideograficzny. Związek występowania parowów z głównymi formami rzeźby terenu

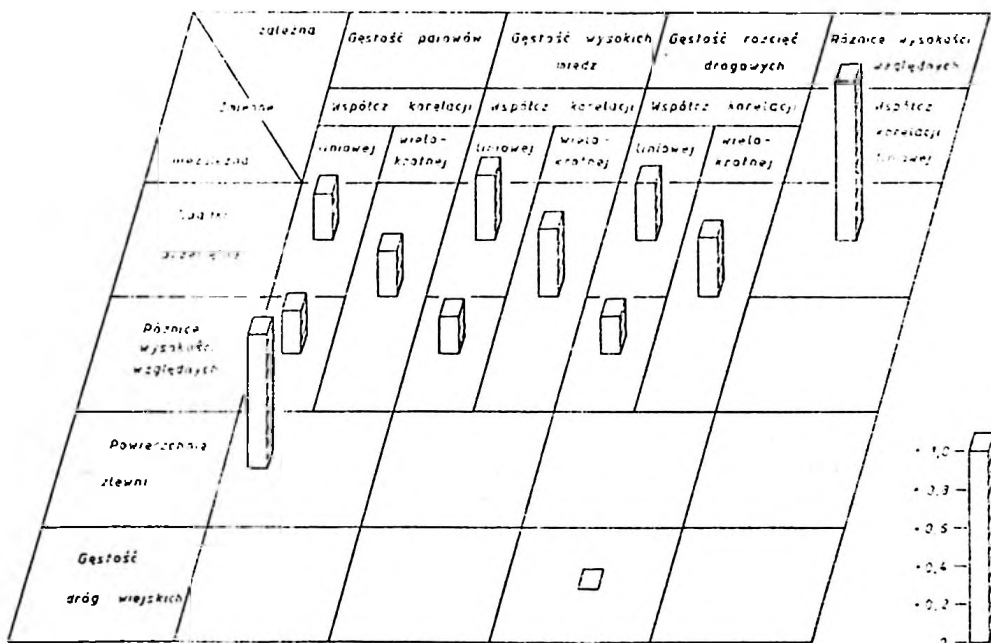
Block diagram illustrating relationship between gullies and major land forms

wartościami deniwelacji i spadków przeciętnych (rys. 3, 4) są obszarami większego zagęszczenia parowów. Taka sytuacja występuje w odniesieniu do górnej Dzierżąznej, Czarnawki w okolicy Smardzewa (jednostka D-7), Moszczenicy, przecinającej stopień rozdzielający poziomy smardzewski i strykowski (jednostka E-17), Mroźnicy na północ od Brzezin. W odniesieniu do głęboko wciętej w holocenie doliny Mrogi, wspomniana sytuacja zarysowuje się słabiej. Generalizując, niemalże cała dolina wzdłuż biegu charakteryzuje się na tle innych, sąsiednich dolin, wzrostem zagęszczenia parowów. Tutaj strome stoki dolinne występują także poza odcinkami przełomowymi. Wzrost zagęszczenia parowów w odcinku o charakterze przełomu jest widoczny nad Mrogą w okolicach Michałowa-Rogowa (jednostki K-32 i L-32). Doliny rzek, odwadniające strefę krawędziową w innych kierunkach (górna Bzura i Miazga), niezwiązane ze schodowym reliefem terenu, pozbawione bardziej stromych zboczy, nie stworzyły tak dobrych predyspozycji do rozwoju erozji wąwozowej. Ogólnie zaznacza się ciążenie sieci parowów ku młodym i niezatartym elementom rzeźby terenu, reprezentowanym przez holocenijską generację stoków dolinnych.

Innym, starszym elementem rzeźby terenu, sprzyjającym powstawaniu parowów były vistulańskie niecki i doliny denudacyjne. Z grupy tych form, szczególnie dobre warunki stwarzały duże doliny denudacyjne, w których ulokowane jest 28% ogółu parowów. Nieco przeważają sytuacje rozcinania stoków tych dolin (15%) nad rozcięciami stref osiowych (13%). W części osiowej parowy najpowszechniej występują w odcinku środkowym (44%), rzadziej w dolnym lub górnym (po 28%). Wytlumaczeniem takiego obrazu rozcinania osi dolin denudacyjnych jest możliwość zgromadzenia odpowiedniej ilości wód epizodycznych potrzebnych do zaistnienia erozji, początkowo mała w odcinku górnym, powiększająca się w odcinku środkowym. Dolne odcinki dolin denudacyjnych, zwykle posiadające minimalne spadki i rozległe dno, raczej sprzyjają szerokiemu, powolnemu rozlewaniu się wód i infiltracji w grunt, niż koncentracji energii wody i erozji. Z siecią dolin i niecek denudacyjnych związane są największe, najdłuższe systemy parowów, posiadające liczne ramiona boczne, naśladujące swym przebiegiem palczasty układ uprzednich form dolinnych. Ogólnie należy stwierdzić, że uformowany w warunkach peryglacjalnych system niecek i dolin denudacyjnych zapewnił dobre warunki dla kształtowania się parowów, szczególnie w kontekście możliwości zgromadzenia wód okresowych, niezbędnych do rozwoju erozji wąwozowej. Parowy, występujące w takiej sytuacji, należy uznać za formy odpreparowywujące przedholoceńskie strefy transportu materiału.

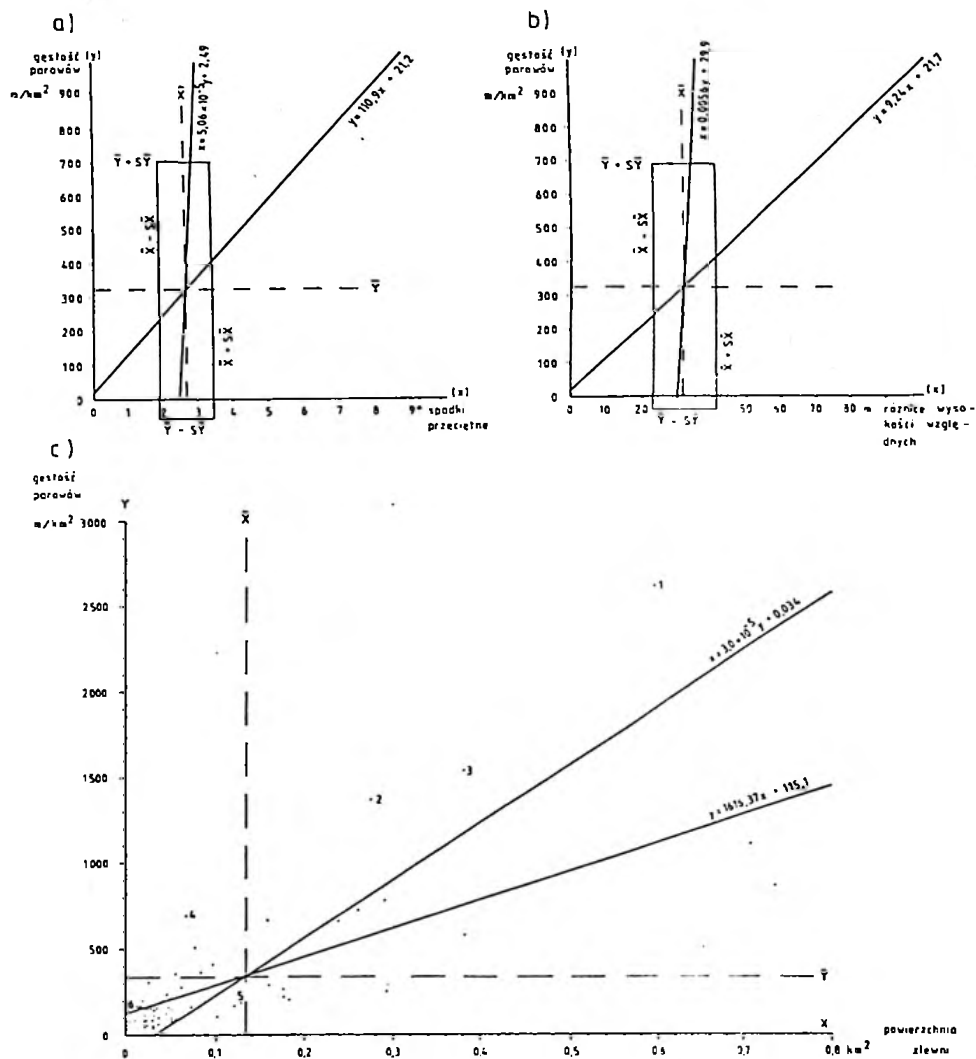
Nie zaznacza się natomiast związek występowania parowów z rozmieszczeniem form glacialnych. Zarówno rozległe, długie i wyrównane, często dość mocno zróżnicowane wysokościowo stoki stopni krawędziowych, rozdzielających poziomy wysoczyznowe, jak i bardziej strome lecz krótsze zbocza wypukłych form glacialnych (moreny czołowe, kemy, rys. 5), nie stworzyły korzystnych warunków do rozwoju badanych form. Proste lub rozbieżne powierzchnie stokowe (w rozumieniu K l i m a s z e w s k i e g o 1981) tych form nie były miejscami koncentracji większych ilości wód epizodycznych. Za jedyny czynnik, związany z formami glacialnymi, który mógł ewentualnie predysponować rozwój parowów, można uważać długość stoku. Skłony stopni wysoczyznowych są długie, przeważnie kilkusetmetrowe, nie ma na nich jednak większych form erozyjnych. Fakt ten stoi w sprzeczności z konkluzjami K o r e l e s k i e g o (1975), eksponującego rolę długości stoku w procesie denudacji i erozji. Wydaje się, że w tym przypadku zaznacza się jednoczesny wpływ ukształtowania terenu (wypukły charakter form glacialnych, sprzyjający wielokierunkowemu rozptyłowi się wód) i budowy geologicznej. Formy glacialne, posiadające zazwyczaj kulminacje piaszczysto-żwirowe, o dobrej przepuszczalności, charakteryzują się w partiach szczytowych dobrą infiltracją wód. Przesiákanie, najprawdopodobniej głębsze, powoduje osłabienie lub nawet zanik spływu powierzchniowego, co wybitnie zmniejsza rolę długości stoku. W ten sposób zaznaczyłyby się odmienności litologiczne terenów lessowych, o względnie jednolitej pokrywie od silnie zróżnicowanego geologicznie obszaru morenowego.

Osobne rozpatrywanie wpływu poszczególnych warunków morfometrycznych na rozmieszczenie parowów nie w każdym przypadku pozwala na precyzyjne określenie ich wagi (M a k o w s k i 1976; T w a r d y w druku). Związek występowania parowów ze spadkami przeciętnymi terenu, określony wartością współczynnika korelacji $+0,237$ (rys. 14, 15a), nie wskazuje na duży wpływ tej cechy na rozmieszczenie form. W tym wypadku współczynnik determinacji wynosi około 0,06, czyli jedynie 6% przypadków występowania parowów można wytłumaczyć bezpośrednim wpływem nachylenia (przeciętnego) terenu, co jest zrozumiałe w obliczu istotnej statystycznie, ale jednak słabej, czy nawet braku siły powiązań obu zmiennych. Ustalona statystycznie siła związków rozmieszczenia parowów i średnich nachyleń terenu znajduje odbicie w przestrzennych relacjach obu zmiennych (rys. 4, 12). Poza tym, na otrzymaną niską wartość współczynnika korelacji, mogły mieć wpływ także niedoskonałości miary spadków przeciętnych. Wskaźnik stromości przeciętnych S t e i n h a u s a (1947), obliczany na drodze pomiaru długości poziomic w polach podstawowych, zawodzi (zawyża wynik nachylenia) w przypadkach, gdy pole pomiaru zawiera dolinę z dwoma przeciwległymi stokami. Wówczas łączna długość poziomic jest większa, bo obejmuje oba stoki doliny. Znalazło to wyraz przy próbie skorelowania spadków przeciętnych i wysokości względnych, gdy obliczona wartość korelacji, wynosząca $+0,834$, odbiega od teoretycznej $+1,0$ (rys. 14).



Rys. 14. Związki pomiędzy gęstością parowów, rozcięć drogowych i wysokich miedz a warunkami morfometrycznymi oraz gęstością dróg wiejskich

Relationship between density of gullies, road cuttings, mid-field edges and morphometry and density of local tracks



Rys. 15. Proste regresji liniowej gęstości parowów i spadków przeciętnych (a), gęstości parowów i wysokości względnych (b) oraz gęstości parowów i powierzchni ich zlewni (c)
na rys. c cyfry oznaczają badane obiekty terenowe: 1 - Anielin-Lipka, parów zachodni, 2 - Anielin-Lipka, parów wschodni, 3 - Brzeziny, 4 - Rogów, 5 - Smardzew, parów południowy, 6 - Smardzew, parów północny

Linear regression lines of density of gullies and average slopes (a), of density of gullies and relative relief (b), and of density of gullies and their drainage areas (c)

numbers in Fig. c indicate studied forms: 1 - Anielin-Lipka, western gully, 2 - Anielin-Lipka, eastern gully, 3 - Brzeziny, 4 - Rogów, 5 - Smardzew, southern gully, 6 - Smardzew, northern gully

Wpływ wysokości względnych terenu na rozmieszczenie parowów, widziany przez pryzmat użytych miar statystycznych, jest zasadniczo podobny do roli nachyleń przeciętnych. Siła powiązań gęstości parowów i

deniwelacji jest podobnie mała, nawet minimalnie słabsza $+0,227$ (rys. 14, 15b). Możliwość bezpośredniego wytłumaczenia rozmieszczenia badanych form tylko deniwelacjami, spada do wartości jedynie 5,2%. Korelacja wielokrotna, uwzględniająca łączny wpływ spadków i deniwelacji, nieco lepiej tłumaczy (współczynnik korelacji $+0,243$) wpływ morfometrii na gęstość badanych form, ale ogólnie, ze względu na uzyskane niskie wartości współczynników, należy stwierdzić, że sama morfometria nie była warunkiem determinującym rozmieszczenie form. W ogólnych zarysach taki pogląd przystaje do zależności przedstawionych przez M a k o w s k i e g o (1976).

Rysunek 14 wskazuje, że istnieje ważki statystycznie czynnik, rzutujący silnie na gęstość badanych form. Jest nim wielkość powierzchni zlewni parowu. Korelacja liniowa, najlepiej opisująca powyższy związek, osiąga wartość $+0,697$ (rys 15c). Parowy posiadają najczęściej niewielkie zlewnie, przeciętnie osiągające powierzchnię $0,13 \text{ km}^2$. Istnieje szereg form większych, o łącznych długościach ramion powyżej 1 000 m i ponadprzeciętnie dużych zlewniach (więcej niż $0,6 \text{ km}^2$). Takie sytuacje można zastać w przypadku parowów ulokowanych w suchych dolinach denudacyjnych. Z drugiej strony, istnieją liczne małe, nierozgałęzione i krótkie formy o długościach poniżej 300 m i małych zlewniach o powierzchniach kilku hektarów. Zdumiewający jest fakt występowania parowów bez zlewni powierzchniowej. Tę sytuację należy replikować ewentualnym, błędnym rozróżnieniem parowu i rozcięcia drogowego (o kłopotach w odróżnieniu wspomnianych wyżej dwóch form pisał M a r u s z c z a k 1973) lub rozwojem parowu w sytuacji wyłącznego zasilania podziemnego.

Interpretacja otrzymanych zależności powinna, zdaniem autora, uwzględniać jednocześnie wpływ wielkości zlewni i morfometrii terenu. Najkorzystniejsze warunki do rozwoju erozji wąwozowej spotyka się w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej, gdy obszar alimentacyjny (odpowiednio rozległa powierzchniowo zlewnia) w dolnej części sąsiaduje z bardziej stromym stokiem. Sytuacja taka występuje w przykrawędziowych strefach dolin rzecznych, gdy fragmenty, niekoniecznie stromego i długiego stoku wysoczyzny, kontaktują bezpośrednio ze stromą powierzchnią holocenńskiego wciosu dolinnego. Wspomniany stok wysoczyzny, bywa w pewnych okolicznościach zastępowany rozleglejszymi, nachylonymi ku osi doliny, powierzchniami terasowymi. W takiej sytuacji znajduje się około 18% ogólnej ilości parowów, o czym wspomniano wcześniej. W obu sytuacjach, często niewielka przestrzennie zlewnia zbiera zapewne niezbyt imponującą ilość wód epizodycznych, ale erozja może mieć miejsce gdy istnieją możliwości przedarcia się wód przez stromą krawędź doliny lub terasy. Ponieważ, jak wspomniano, ilość działających wód jest nieduża, to formy, występujące na krawędziach nie posiadają dużych rozmiarów. Parowy spotykane w sytuacji wysoczyznowej, brak sprzyjających warunków morfometrycznych rekompensują dużymi powierzchniami swych zlewni. Jest to sytuacja swoista dla blisko 40% form.

Obszerniejsze przestrzennie obszary zasilania powierzchniowego, gromadzą zazwyczaj poważne ilości wód epizodycznych. Powtarzające się fakty erozyjnego oddziaływania dużych mas wód powodują wydajny rozwój systemów parowów. Nakładające się w czasie efekty erozji prowadzą do powstania form o dużych rozmiarach.

Zachodzi pytanie, na ile stwierdzone wyżej prawidłowości są modyfikowane wpływem innych czynników, na przykład litologią, ekspozycją czy oddziaływaniem wód gruntowych. Wpływ litologii obszaru pokrytego zróżnicowanymi utworami polodowcowymi na rozwój erozji wąwozowej jest bardziej skomplikowany niż w przypadku terenów posiadających jednolitą pokrywę lessową. Istnieją jednak, jak się wydaje, pewne sytuacje natury geologicznej, sprzyjające rozwojowi parowów. Z drugiej strony, można wyróżnić grupę osadów w pewnym stopniu oddziałującą hamująco lub modyfikującą na przebieg tego typu erozji. Najwięcej, bo około 65% form, pojawia się na obszarach zbudowanych z piasków i żwirów fluwioglacjalnych, przykrytych vistuliańskimi seriami stokowymi lub zespołem osadów wypełniających suche doliny denudacyjne (rys. 4). Różnice facjalne pomiędzy piaszczystymi i mułkowymi osadami stokowymi (Turkowska, Wiczkowska 1985), a dwudzielnymi seriami mułkowo-piaszczystymi i drobnopiaszczystymi, wypełniającymi suche doliny (Klatkowska 1965), nie posiadają w tym przypadku większego znaczenia. Wspomniane serie, zalegające na utworach fluwioglacjalnych, pełnią zapewne rolę zmniejszającą infiltrację wód w głębsze warstwy gruntu. Jednak fakty zupełnego przecięcia serii stokowych o niezbyt dużych miąższościach, rzędu 2-3 m, przez większe parowy, jak i sytuacje, gdy formy erozyjne wykraczają końcowymi odcinkami poza najwyższy w dolinach denudacyjnych zasięg serii mułkowo-piaszczystej, każe się zastanowić czy osady stokowe zawsze w rozwoju parowów pełniły rolę bariery przesiekania wód powierzchniowych. Najprawdopodobniej, ta grupa osadów oddziaływała pozytywnie w początkowych fazach rozwoju erozji. Małe, niezbyt głębokie formy inicjalne były w ten sposób odizolowane od bardziej przepuszczalnego, głębszego podłoża. W przypadku parowów rozwiniętych w dolinach denudacyjnych, wypełnionych wspomnianymi osadami, trudno jednak przesądzić, który czynnik decydował o powstawaniu form, czy litologiczny, czy sama morfologia suchych dolin. Rozsądniejsze wydaje się zwrócenie uwagi na korzystny spłot obu tych czynników.

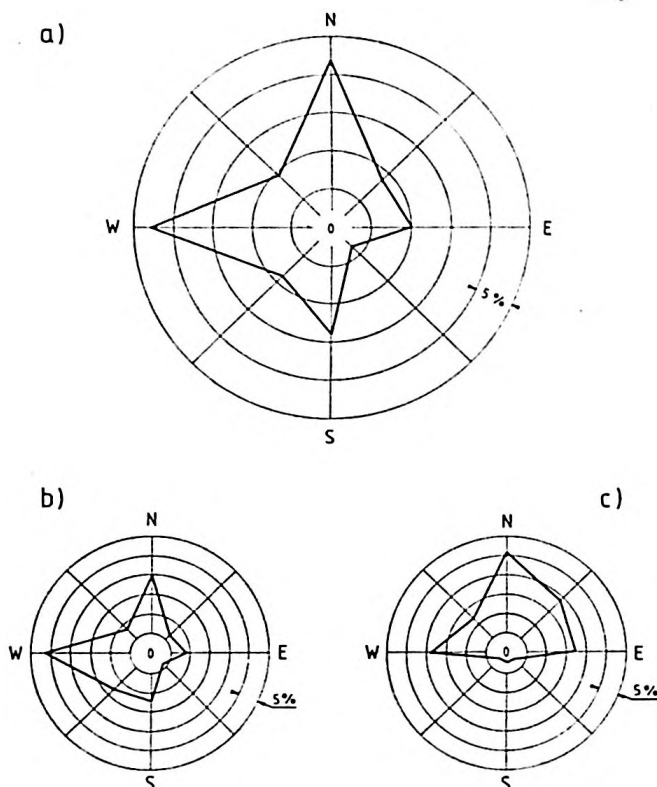
Osady rzeczne, z racji niskiego położenia w dolinach, trudno uznać za decydujące o rozwoju parowów. Jedynie stropowa seria, budująca wysokie terasy plenivistuliańskie (Kudowicz-Turkowska 1975; Turkowska 1988; Kamiński 1993b) łatwiej ulegała erozji. Odpowiedzialność za niskie położenie, wręcz nawiązywanie do współczesnego koryta rzeki, dolnych odcinków parowów należy raczej upatrywać nie pośród cech struktury i tekstury osadów rzecznych, ale oddziaływania wysiękających wód dolinnych.

Najmniej, bo około 10-15% form, związanych jest z występującymi powierzchniowo warciańskimi glinami zwałowymi. Tutaj zaznacza się pozorną sprzeczność, polegającą na zaprzeczeniu roli glin w organizowaniu spływu powierzchniowego przybierającego znacznie większe rozmiary (S ł u p i k 1973). Gliny występują powszechniej w sytuacjach topograficznych nie sprzyjających żywшему rozwojowi erozji, to znaczy przeważnie nie uczestniczą w budowie stromych stoków, pojawiają się raczej na rozległych i płaskich działach międzydolinnych i mniej urozmaiconych wysokościowo powierzchniach poziomów wysoczyznowych. Dodatkowo, cechy glin lub gleb na nich utworzonych, powodują najczęstsze zaliczanie ich do kategorii osadów, najtrudniej poddających się erozji i spłukiwaniu powierzchniowemu (S t r z e m s k i 1957; J ó z e f a c i u k, J ó z e f a c i u k 1990). Formy przecinające poprzecznie granice litologiczne i przebiegające miejscami przez obszary gliniaste, posiadają w tych odcinkach zauważalnie odmienną fizjonomię. Zmiany manifestują się w spłyconiu formy i jej lekkim poszerzeniu, przy czym wyżej położone dno nie jest natury akumulacyjnej. Pionowy zasięg erozji wgłębnej pokrywa się w przybliżeniu z miąższością odwapnionej, przemutej i zmienionej przez procesy mrozowe, przypowierzchniowej warstwy gliny. Głębsze pokłady o innych cechach teksturalno-strukturalnych (M a n i k o w s k a 1985) są znacznie trudniej erodowane. Osobną sprawą jest zagadnienie wykorzystywania przez parowy stref lateralnych kontaktów litologicznych glin i utworów piaszczystych. Praktyka terenowa wskazuje na możliwości pewnych predyspozycji takich obszarów lecz problem ten wymaga dalszych badań.

Podsumowując, można stwierdzić, że znaczenie samej litologii dla formowania parowów w oderwaniu od rzeźby terenu jest trudno ocenić. Zarysowane sytuacje świadczą, że waga czynnika litologicznego w niektórych sytuacjach jest wzmagana specyficznym ukształtowaniem terenu. Inne przypadki niwelują potencjalnie korzystne cechy poszczególnych kategorii osadów, z punktu widzenia możliwości zaistnienia znaczniejszej przestrzennie erozji.

Ekspozycja stoków rozciętych przez parowy (rys. 16a) wskazuje na uprzywilejowanie niektórych ekspozycji zboczy, najczęściej rozcinanych przez badane formy. Taka ekspozycja nie może jednak być wytłumaczona oddziaływaniem czynników natury klimatycznej. Wystawy ciepła i zimna znajdują się prawie w równowadze, ściślej ciepła posiada reprezentację jedynie o 5% liczniejszą. Interpretacja czynnika ekspozycji jest możliwa po rozłącznym zestawieniu przypadków rozcięć przez parowy stoków dolin rzecznych (rys. 16b) i suchych dolin denudacyjnych (rys. 16c). Rysunek 16b wskazuje, że parowy najczęściej lokują się na eksponowanych ku zachodowi, bardziej stromych stokach dolin rzecznych. Powszechniejsza, prawostronna asymetria dolin strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej, południkowo zdążających ku północy, tłumaczy uzyskany obraz. Sytuacja zilustrowana diagramem 16c koresponduje dobrze z ekspozycją suchych dolin denudacyjnych, podaną przez K ł a t k o w ą (1965). Wyjaśnieniem częstszego wykorzystywania przez

parowy stoków o ekspozycjach zachodnich i północnych jest zatem charakterystyczna rzeźba dolin rzecznych i denudacyjnych strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej, a nie dosłoneczna lub odsłoneczna wystawa.



Rys. 16. Ekspozycja stoków rozciętych przez parowy

a - ogólnie; b - rozwiniętych na stokach dolin rzecznych; c - rozwiniętych w suchych dolinach denudacyjnych

Orientation of slopes dissected with gullies

a - generally; b - developed on valley-sides; c - developed in dry valleys

Nie udało się przesądzić roli wód podziemnych i ich wpływu na rozmieszczenie parowów. Na podstawie obserwacji powierzchniowych oraz płytszego rozpoznania geologicznego, można jedynie stwierdzić, że parowy współcześnie nie wykazują ściślejszych związków z obfitszym zasilaniem podziemnym. Wniosek ten dotyczy głównie grupy form rozwiniętych w głębi wysoczyzn, ulokowanych w suchych dolinach denudacyjnych. Jedynie kilka, z przeszło dwustu różnej wielkości form, posiada stały, słaby ciek zasilany przez źródła lub strefę zawilgocenia albo wysięku wód poniżej swego ujścia (Anielin-Lipka, Dąbrówka Duża). Znany jest także parów (Henryków), niszczący sieć drenarską. W przypadku form, posiadających wysięki i źródła

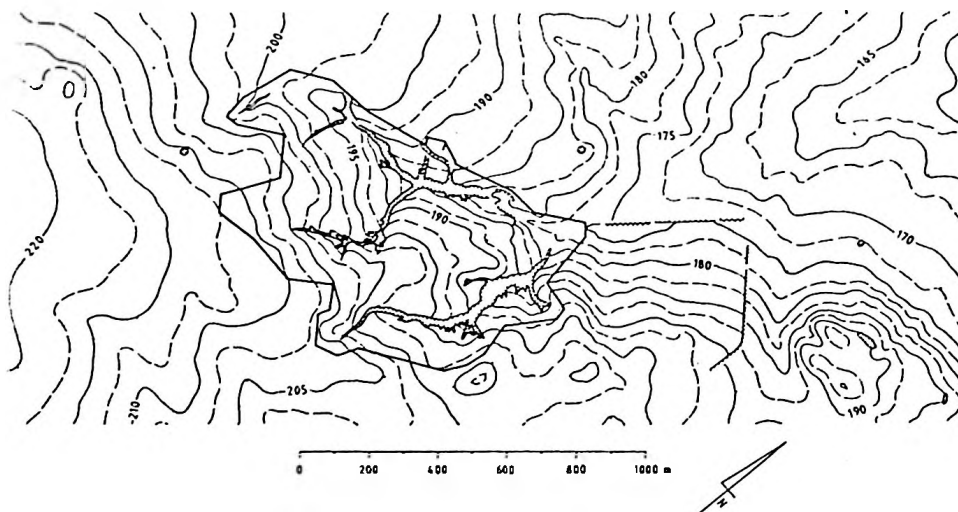
oddalone o nawet kilkaset metrów od ujść, można dopuszczać w przeszłości sytuację drenowania poziomu wodonośnego, poprzez logiczny związek źródeł i parowu, zajmującego tę samą, nadrzędną, dużą dolinę denudacyjną. Jednak z faktu, że te parowy nie są obecnie zasilane w ten sposób wynika, że wielkość obniżenia zalegania pierwszego poziomu wodonośnego, pomiędzy okresem aktywnego rozwoju parowu a współczesnością należałoby oszacować na co najmniej kilka metrów. Gdyby i górne, wyżej położone odcinki parowu miały się formować także z udziałem wód podziemnych, to różnica pomiędzy byłym a współczesnym zwierciadłem wód gruntowych musiałaby wynosić kilkanaście, kilkadziesiąt metrów.

Parowy rozmieszczone na stokach lub w pobliżu górnych krawędzi dolin rzecznych, znajdują się w innym położeniu hydrogeologicznym. Istnieje szereg faktów, pozwalających dla takich form przyjmować okresowe oddziaływanie wypływających w ich osiach wód podziemnych. Szereg form w dolnych odcinkach posiada leniwe strugi, w innych, gdy napór wód dolinnych zaznacza się wyżej na stokach, okresowo pojawiają się źródła w odcinkach środkowych lub górnych. Być może, parowy występujące w takich sytuacjach nad Mrogą, są związane z dwoma wyraźnymi poziomami wodonośnymi, pojawiającymi się w tej dolinie (T u r k o w s k a 1973). Można to także wiązać z wieloletnią lub sezonową zmiennością reżimu płytkich wód podziemnych (C h e ł m i c k i 1990, 1991). Jak się wydaje, trwalsza, być może jedynie okresowa, tendencja do zasilania podziemnego tych form mogła się pojawić dopiero po pewnym okresie rozwoju, gdy parowy uzyskały odpowiednio głębokie wcięcie. Dotyczy to szczególnie form zajmujących wysoko wyniesione, wyraźne górne krawędzie dolinne. W takiej sytuacji odpływ wód podziemnych stanowiłby czasową kontynuację i wzmocnienie uprzedniego, jedyne oddziaływanie powierzchniowych wód epizodycznych i odpowiadałby za współczesne podtrzymanie procesów rozwojowych w formach.

Mając na uwadze wyżej sformułowane zastrzeżenia, ograniczające zakres i pewność wnioskowania można stwierdzić, że w odniesieniu do części parowów, występujących na stokach dolin rzecznych, zasilanie podziemne odgrywało pewną rolę w ich formowaniu. Jednak duży wpływ zasilania wgłębnego już we wczesnych fazach rozwoju form wydaje się wątpliwy. W takim świetle, zasilanie wodami gruntowymi nie rzutuje na rozmieszczenie parowów, rozwiniętych poza wstępną fazą debrzy. Formy inicjalne mogły być zasilane jedynie wodami wierzchówkowymi. Pośrednio, o roli tego czynnika informuje także ścisły związek parowów z wielkościami zlewni powierzchniowych wód epizodycznych.

OPIS PAROWÓW I ICH TYPOLOGIA

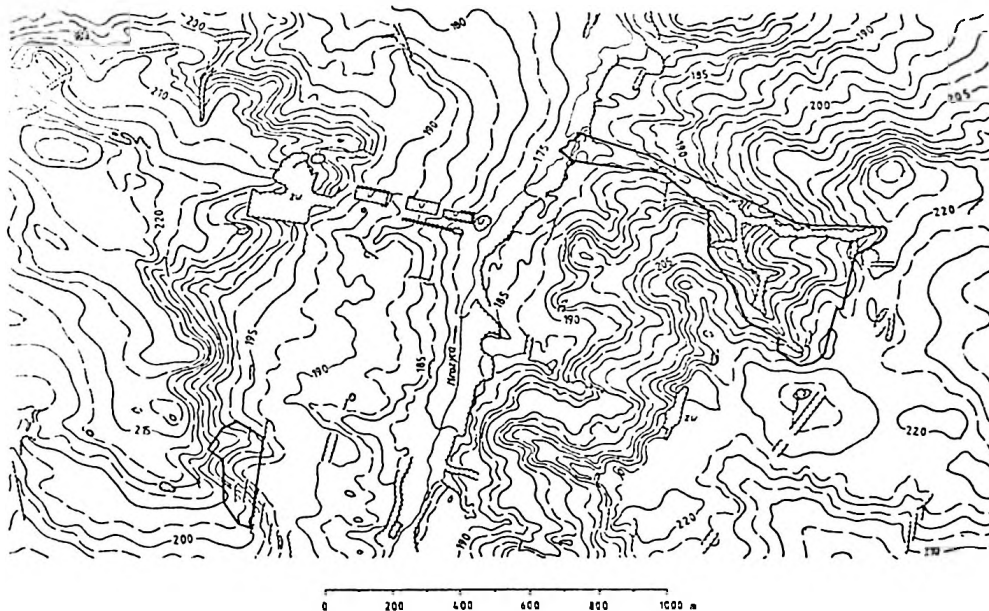
Zarysowane w kilku przypadkach wyraźne różnice w występowaniu i fizjonomii form, zmuszają do wprowadzenia typologii parowów występujących w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej. Zasadniczo można wyróżnić dwa typy form, stanowiących obiekt badań. Istnieją formy duże, tworzące skomplikowane i krzaczasto rozgałęzione układy ramion, swym charakterem przestrzennym podobne do parowów świętokrzyskich lub wąwozów lessowych. Długość parowu głównego często przekracza 1 000 m, łącznie z licznymi odnogami bocznymi zbliża się do 4 000 m, co w przeliczeniu na wartość 1 km² powierzchni daje gęstość 4,62 km/km². Przykładem takich form jest zespół parowów w Anielinie-Lipce, rozwinięty w palczasto rozgałęziającej się dużej suchej dolinie denudacyjnej, utworzonej na stopniu rozdzielającym poziomy wysoczyznowe smardzewski i strykowski (rys. 12, jednostka E-21). Bliższe szczegóły rzeźby otaczającego terenu i samych parowów pokazują rysunek 1, obszar badań szczegółowych 1, rysunek 17 oraz mapy I i II.



Rys. 17. Anielin - Lipka. Obszar badań szczegółowych 1
zaznaczono zasięg szczegółowego, topograficznego zdjęcia terenu (por. mapa I)

Area of detailed studies 1
extent of detailed topographical survey marked (cf. Map I)

Podobna, okazałych rozmiarów forma występuje w Brzezinach (rys. 12, jednostka J-26 i J-27). Tutaj z kolei, doliny denudacyjne pogłębione przez parowy, rozcinają wysoki i stromy wschodni stok źródłowego odcinka doliny Mroźnicy (rys. 1, obszar badań szczegółowych 2, rys. 18, mapy III, IV).



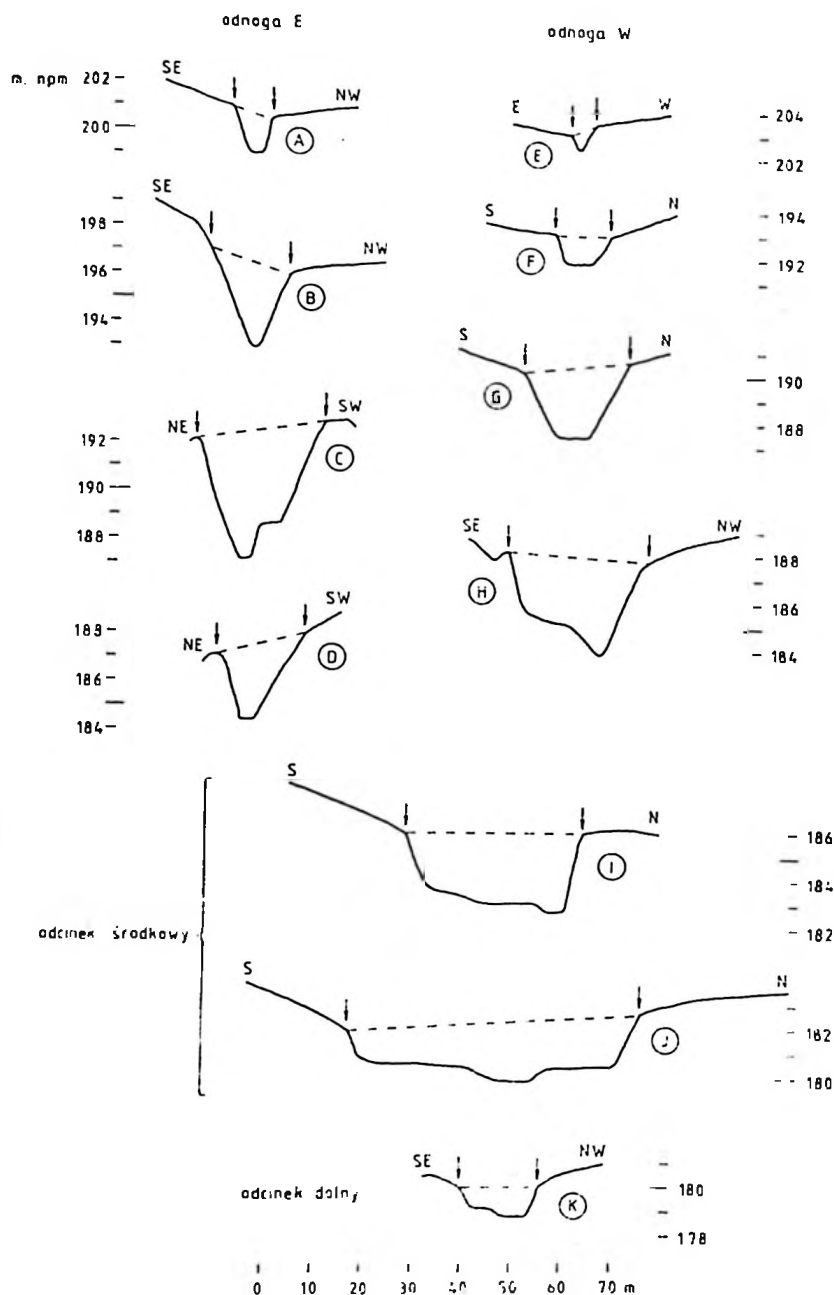
Rys. 18. Brzeziny. Obszar badań szczegółowych 2

zaznaczono zasięgi szczegółowych, topograficznych zdjęć terenu parowu brzezińskiego (na prawym stoku Mroźnicy) i zespołu wysokich miedzi (na lewym stoku Mroźnicy)

Area of detailed studies 2

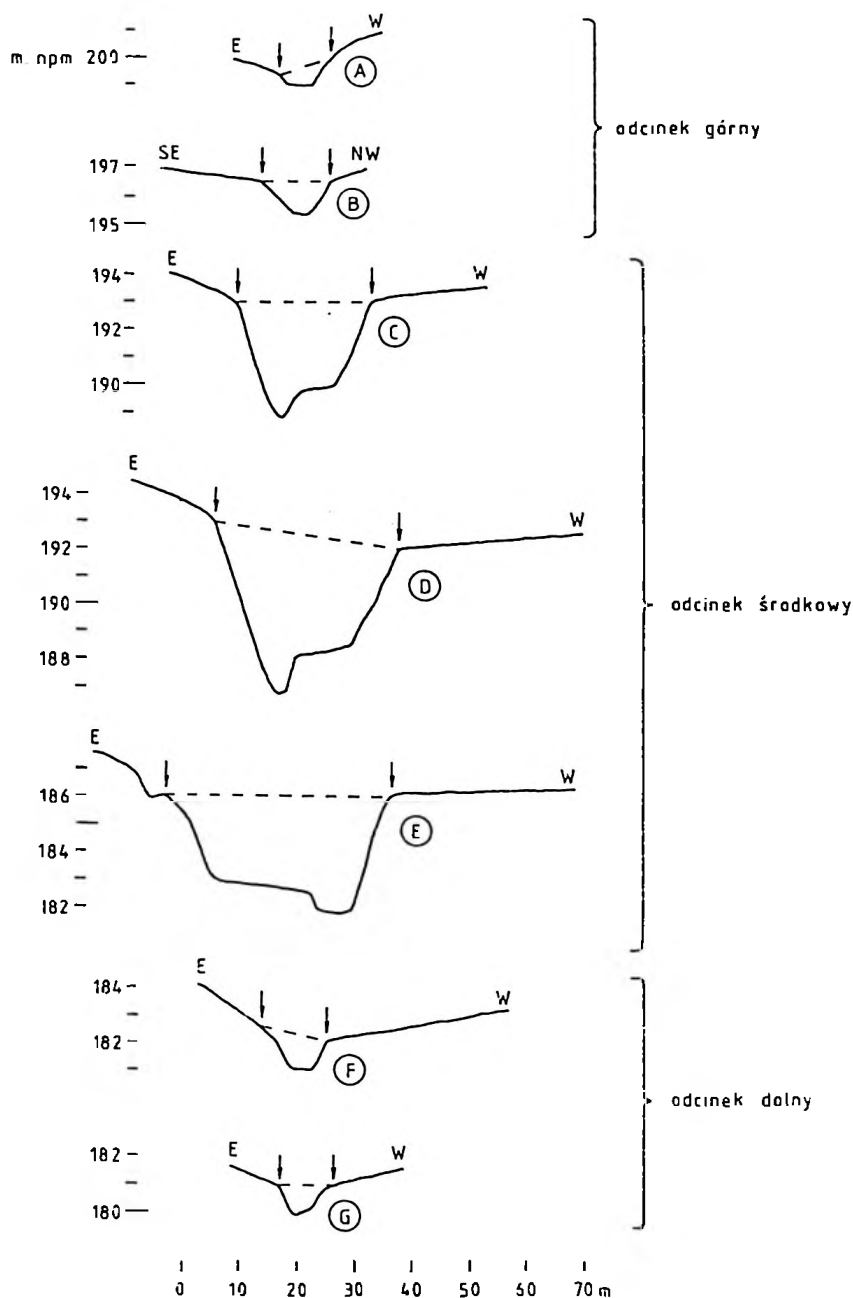
extents of detailed topographical surveys of the Brzeziny gully (right side of the Mroźnica river valley) and of mid-field edges (left side of the Mroźnica river valley) marked

Łączne długości ramion parowu brzezińskiego przekraczają 1 500 m, gęstość rozcięć, odniesiona do zlewni formy wynosi $4,03 \text{ km/km}^2$. Podobne formy występują w okolicach Polika, Henrykowa, Kalonki, Dąbrówki Dużej, Tworzyjanek (rys. 12). Od innych parowów odróżnia je, oprócz wspomnianych dużych rozmiarów, szereg innych cech. Posiadają one w częściach górnych młode, wciosowe odcinki o prostych i stromych (ok. $30^\circ\text{--}35^\circ$) stokach. Ich środkowe biegi charakteryzują się występowaniem szerokiej, pojemnej formy erozyjno-akumulacyjnej o płaskim (fot. 2), czasami nieco wypukłym dnie i niższych, zwykle nieco wypukłych stokach. Odcinek dolny sprawia wrażenie zanikania formy, jest węższy, płytszy, mocno zasypany, czasami rozcięty młodszymi wciosami. Morfologię takiego rodzaju parowów bliżej charakteryzują serie profilów poprzecznych (rys. 19, 20, 21).



Rys. 19. Anielin - Lipka. Profile poprzeczne parowu zachodniego
lokalizacja linii profili na mapie I

Transverse profiles of the western gully
location in Map I

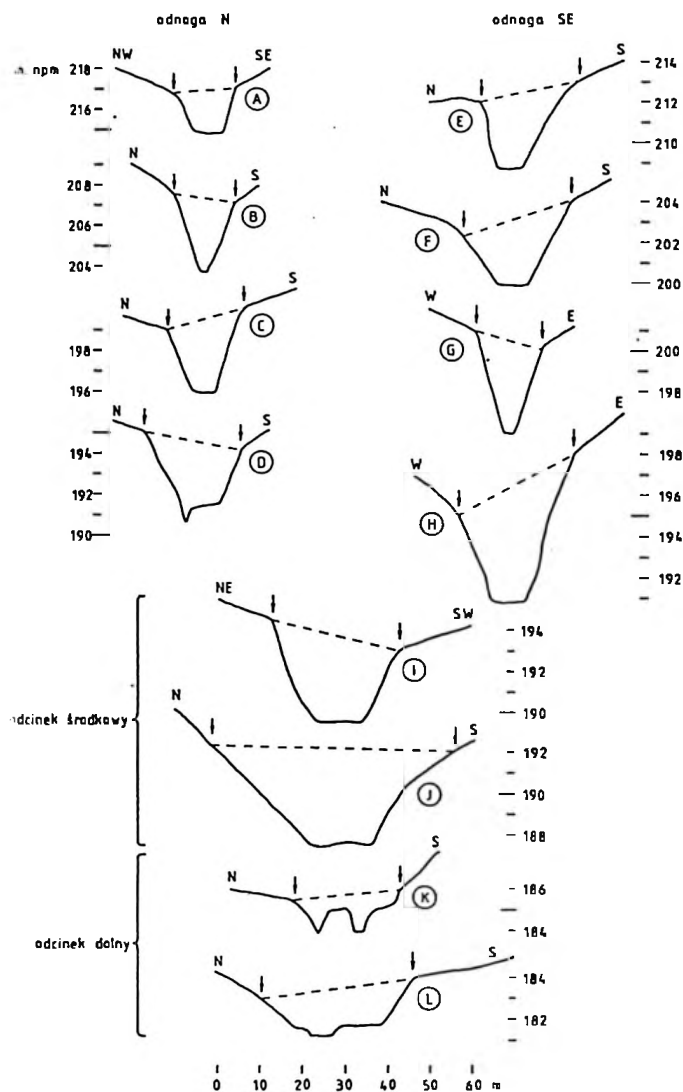


Rys. 20. A n i e l i n - L i p k a. Profile poprzeczne parowu wschodniego

lokalizacja linii profilów na mapie I

Transverse profiles of the eastern gully

location in Map I



Rys. 21. B r z e z i n y. Profile poprzeczne parowu

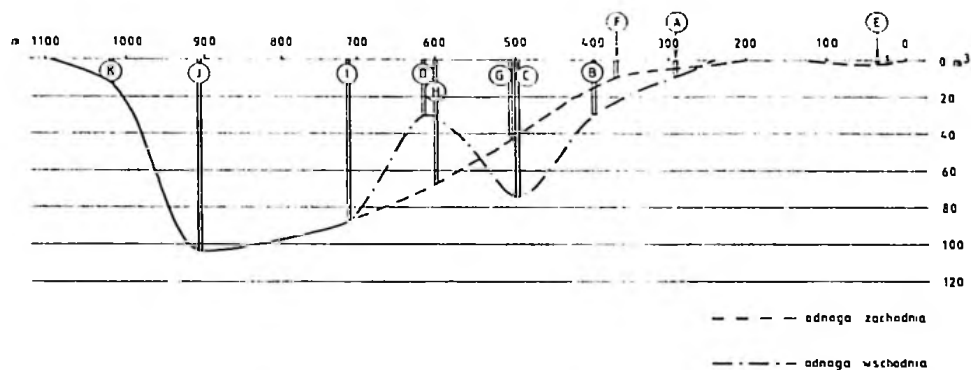
lokalizacja linii profilów na mapie III

Transverse profiles of the gully

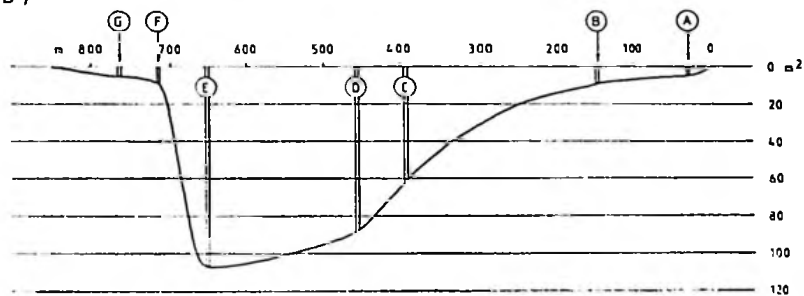
location in Map III

Inną charakterystyczną cechą jest swoisty rozkład objętości formy w poszczególnych jej odcinkach. Skutkiem słabego wykształcenia odcinka dolnego, rozkład pojemności wzdłuż biegu parowu jest nietypowy to znaczy najpierw rośnie od odcinka źródłowego ku środkowemu, gdzie uzyskuje maksimum, a następnie dość raptownie maleje ku dołowi formy (rys. 22).

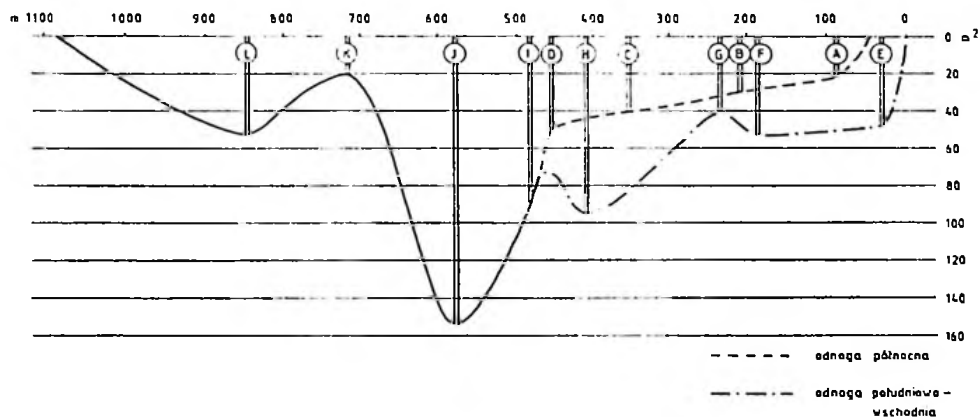
a)



b)



c)



Rys. 22. Objętości parowów dolinnych

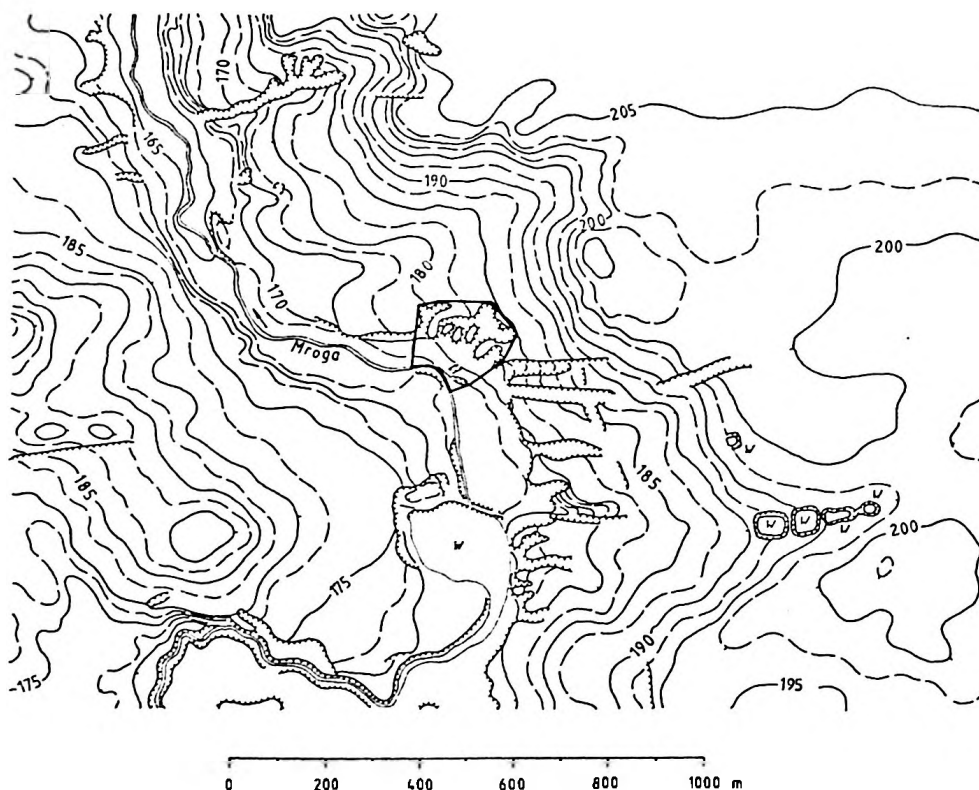
a - Anielin-Lipka, parów zachodni; b - Anielin-Lipka, parów wschodni; c - Brzeziny; słupki oznaczone literami odpowiadają poszczególnym profilom poprzecznym

Volumes of valley gullies

a - Anielin-Lipka, western gully; b - Anielin-Lipka, eastern gully; c - Brzeziny; bars with letters designate particular transverse profiles

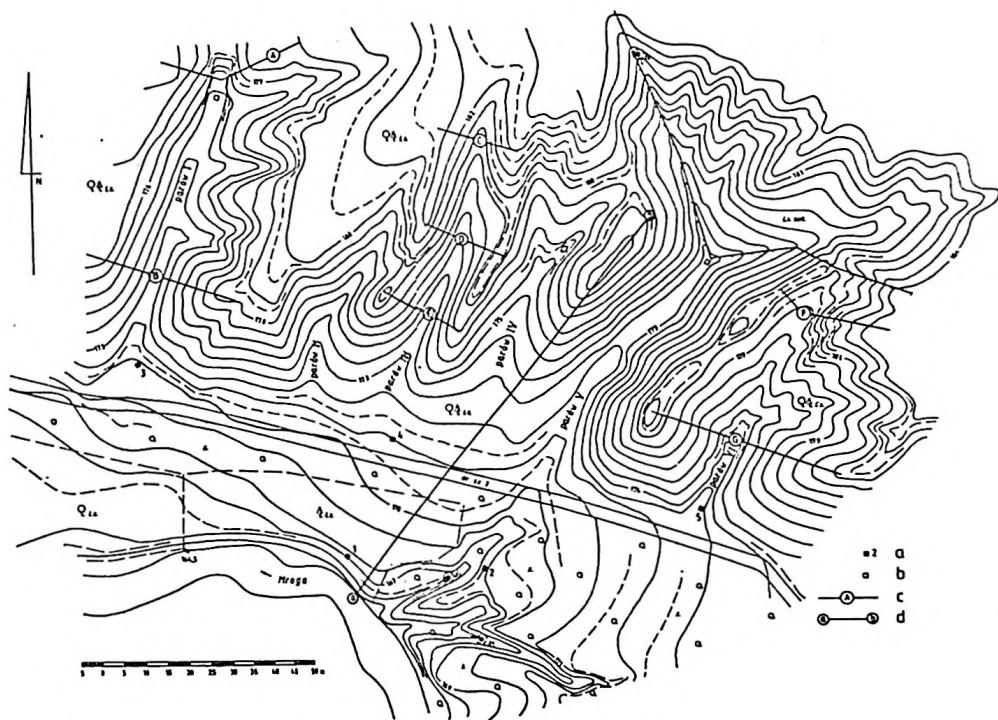
Ogólne objętości tego typu parowów oscylują około 100 000 m³ (Brzeziny 80 150 m³, Anielin-Lipka 100 530 m³). Z racji sytuacji topograficznego występowania, podłużnego (w stosunku do głównych osi morfologicznych) ułożenia, rozmiarów i morfologii można takie parowy zaliczyć do typu dolinnego w rozumieniu S o b o l e w a (1948). W tym miejscu należy wyraźnie zaznaczyć, że słowo "dolinny", używane w przymiotnikowym określeniu typu parowu, odnosi się do dolin denudacyjnych, ewentualnie innych suchych dolin. Nie należy rozumieć, że parowy dolinne są związane z dolinami rzecznyymi.

Obok parowów dolinnych w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej istnieje szereg licznych, mniejszych form, powszechniej pojawiających się w pobliżu górnych krawędzi dolin lub wysokich teras rzecznych. Formy takie można spotkać powszechnie w dolinach rzek odwadniających strefę krawędziową ku północy. Największe ich nagromadzenie występuje w dolinie Mrogi. Przykładem są bliżej poznane parowy okolic Rogowa nad Mrogą (rys. 1, obszar badań szczegółowych 3, rys. 23, 24), Michałowa



Rys. 23. R o g ó w. Obszar badań szczegółowych 3
zaznaczono zasięg szczegółowego, topograficznego zdjęcia terenu oraz lokalizację odsłonięcia w Michałowie (M)

Area of detailed studies 3
extent of detailed topographical survey and localization of the Michałów (M) exposure marked



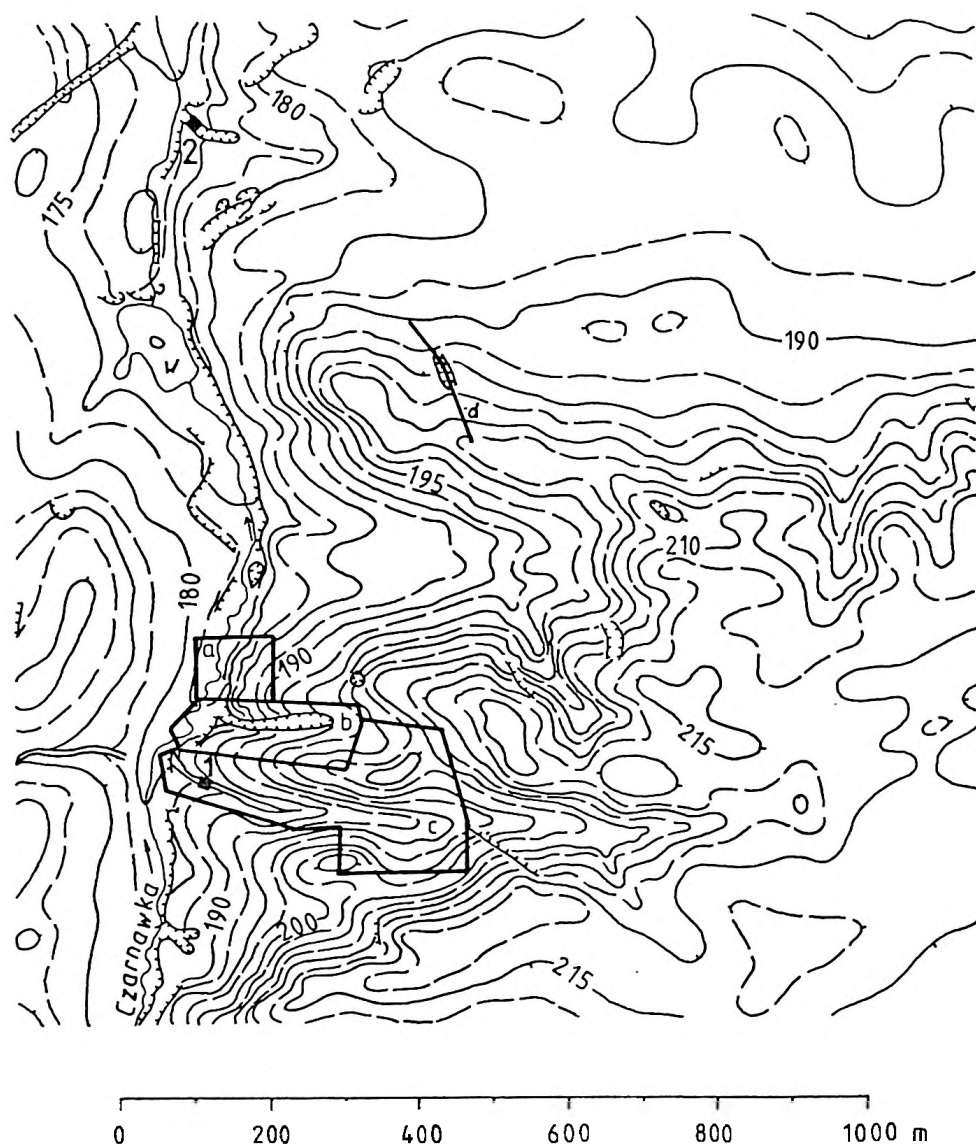
Rys. 24. R o g ó w. Obszar badań szczegółowych 3. Mapa dokumentacyjna zespołu parowów zboczowych

a - odkrywki; b - odkrywki nie opisane w tekście; c - linie profilów hipsometrycznych; d - linia przekroju geologicznego

Area of detailed studies 3. Location map of hillslope gullies

a - exposures; b - exposures left out in the text; c - lines of hipsometrical profiles; d - lines of geological profiles

nad Mrogą i Smardzewa (rys. 1, obszar badań szczegółowych 4, rys. 25). Są to krótkie, przeważnie 100-150 metrowe formy, najczęściej prostolinijne w planie, pozbawione bocznych ramion, o niezwykle ostro zarysowanym, wciosowym profilu poprzecznym (rys. 26, 27). Zwykle usytuowane są poprzecznie do głównych osi morfologicznych terenu, którymi w tym przypadku są osie dolin rzecznych. Dominują stoki proste, często bardziej urwiste (35° - 45°) niż parowów dolinnych. Uwagę zwraca duża wielkość rozcięcia, dochodząca do 7 metrów. Dna tych parowów są wąskie, najwyżej kilkumetrowe, płaskie, czasami lekko wklęsłe. Pewna ilość form posiada w stromościennym zamknięciu jedną lub kilka promieniście ułożonych debrzy. Objętość parowu powiększa się konsekwentnie od odcinka źródłowego do dolnego, przy czym już najwyższy odcinek charakteryzuje się raptownym

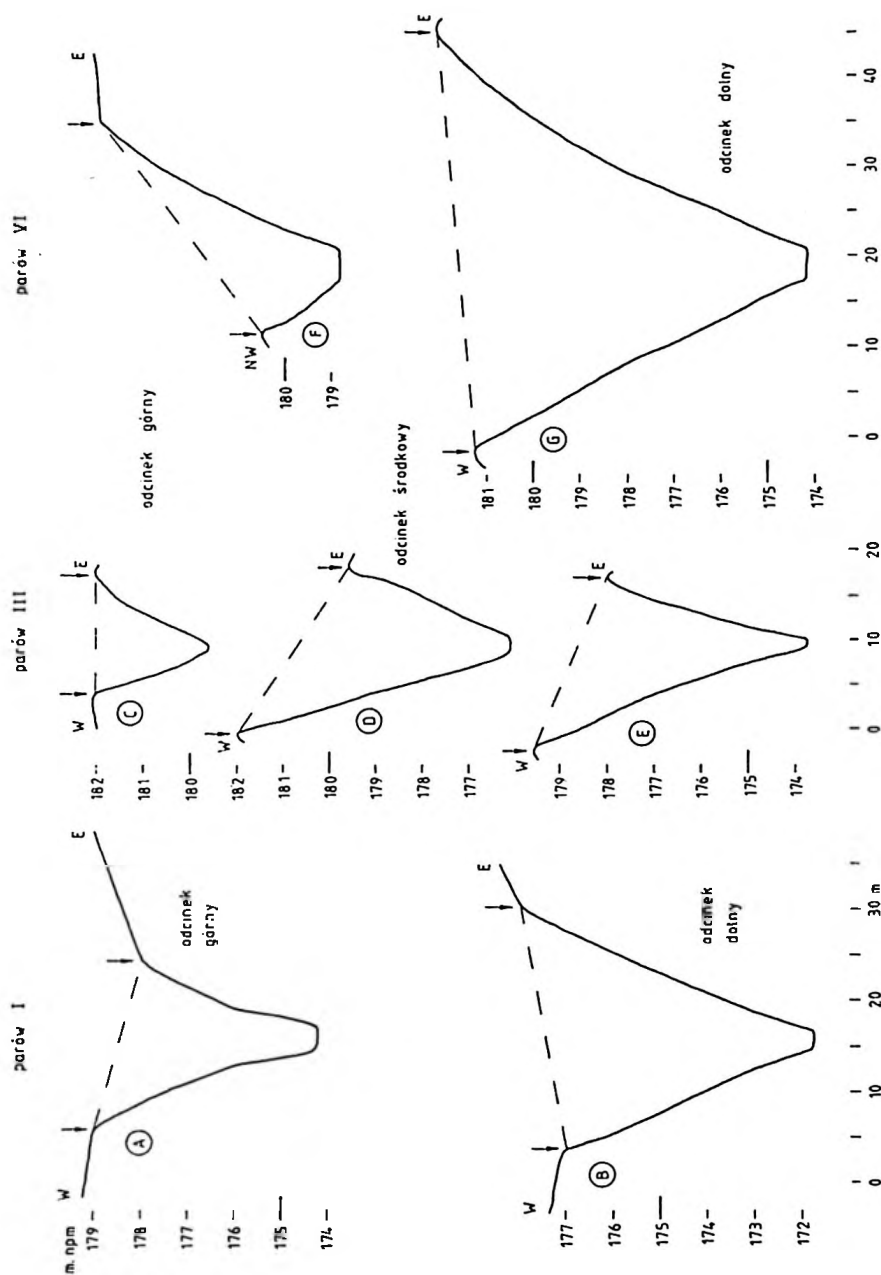


Rys. 25. Smardzew. Obszar badań szczegółowych 4

zasięgi szczegółowych, topograficznych zdjęć terenu: a - debris, b - parowu północnego, c - parowu południowego,
d - obserwowane rozcięcia drogowe; 1, 2 - lokalizacja odsłonić w Smardzewie

Area of detailed studies 4

extents of detailed topographical survey of: a - debris, b - northern gully, c - southern gully, d - studied road cutting
1, 2 - localization of the Smardzew 1, 2 exposures

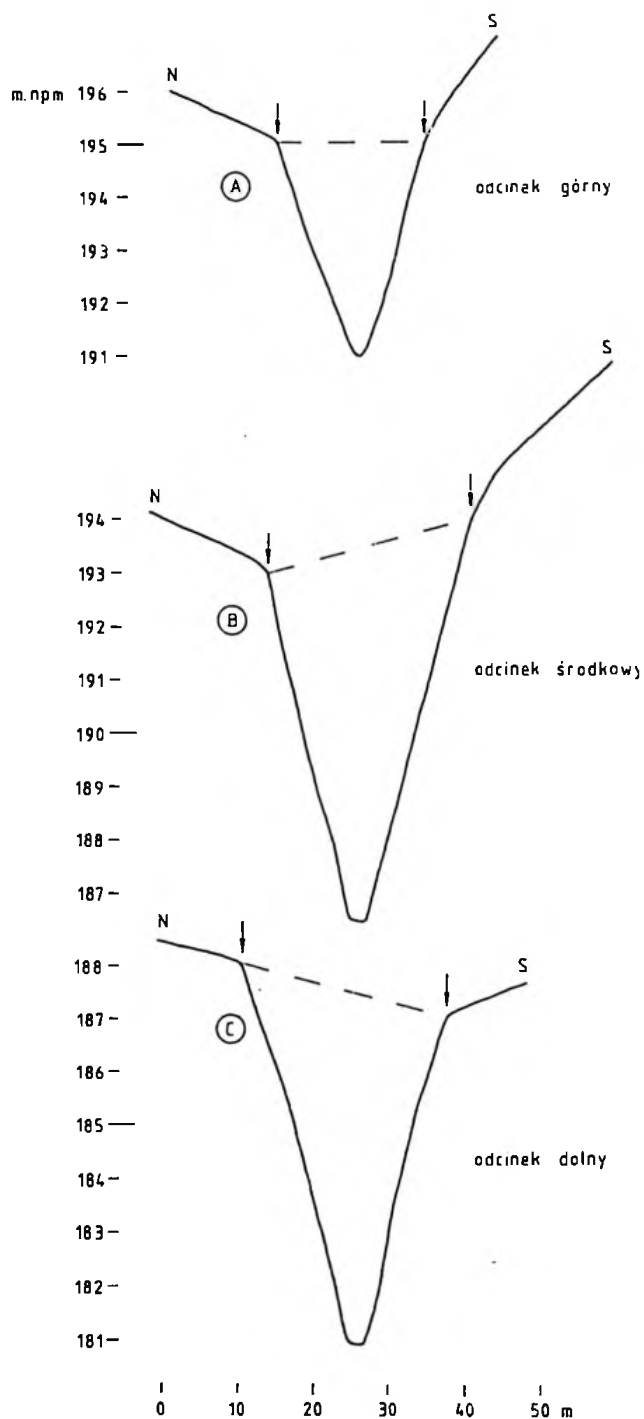


Rys. 26. R o g ó w. Profile poprzeczne parowów I, III, VI

lokalizacja linii profilów na ryl. 24

Transverse profiles of gullies I, III, VI

location in Fig. 24



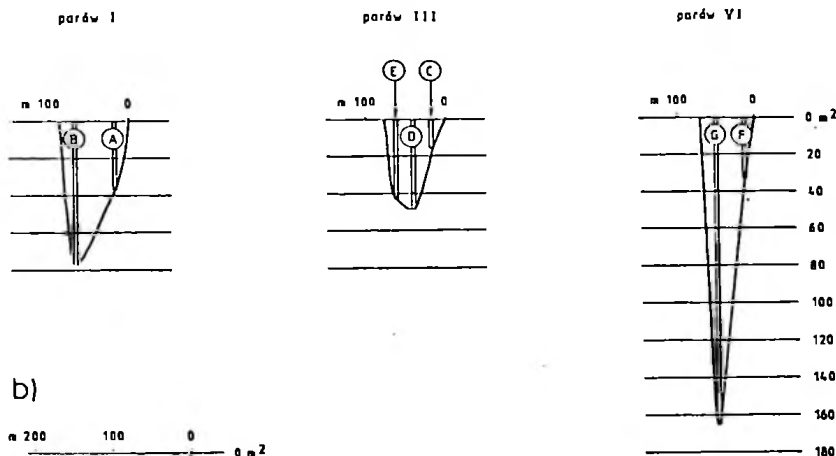
Rys. 27. S m a r d z e w. Profile poprzeczne parowu północnego

Transverse profiles of the northern gully

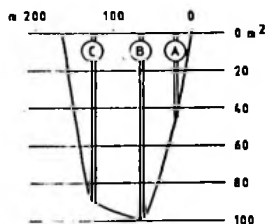
wzrostem objętości (rys. 28). Znajduje to potwierdzenie w morfologii form, posiadających wysokie i strome tylne zamknięcie, przypominające kocioł eworsyjny lub głęboką debrzę. Sumaryczne objętości są znacznie mniejsze niż parowów dolinnych, wahają się od 2 450 m³ (Rogów, parów III), poprzez 6 000 m³ (Rogów, parów V) do 11 850 m³ w Smardzewie.

Tak określoną grupę form można zaliczyć do parowów typu zboczowego w nawiązaniu do klasyfikacji S o b o l e w a (1948).

a)



b)



Rys. 28. Objętości parowów zboczowych

a - Rogów, parowy I, III i VI; b - Smardzew, parów północny; słupki oznaczone literami odpowiadają poszczególnym profilom poprzecznym

Volumes of hillslope gullies

a - Rogów, gullies I, III, VI; b - Smardzew, northern gully; bars with letters designate particular transverse profiles

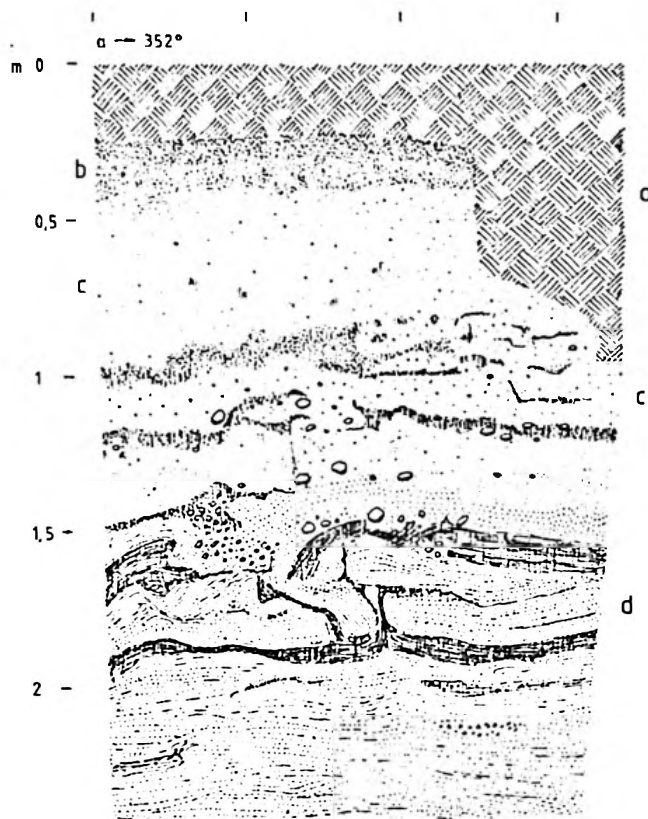
GLÓWNE ETAPY ROZWOJU PARÓWÓW W STREFIE KRAWĘDZIOWEJ WYŻYNY ŁÓDZKIEJ

Konsekwencją zasygnalizowanych w poprzednim rozdziale różnic w rozmieszczeniu i morfologii parowów dolinnych i zboczowych jest konieczność odrębnego przedstawienia rozwoju badanych form. Wprawdzie podobieństwa pomiędzy parowami dolinnymi i zboczowymi są natury genetycznej, jednak odmienność sytuacji geomorfologicznych w jakich występują wspomniane dwa typy form, prawdopodobnie inny wpływ wód gruntowych na kształtowanie form dolinnych i zboczowych, różnice wieku form i ilości możliwych do wyróżnienia faz rozwoju, a także odmienna, najmlodsza historia ich ewolucji, powodują obawy, że łączne potraktowanie obu rodzajów parowów mogłoby spowodować za daleko posuniętą syntezę i zbyt schematyczny obraz przebiegu erozji wąwozowej. Formami, posiadającymi bardziej złożony rozwój są parowy typu dolinnego.

ROZWÓJ PARÓWÓW DOLINNYCH

Parowy dolinne są położone ustronnie w stosunku do dolin rzecznych. Odległość pomiędzy współcześnie zaznaczającymi się morfologicznie, zanikającymi dolnymi odcinkami tych form a osiami dolin rzecznych strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej wynosi w niektórych przypadkach około 2,5 km (Anielin-Lipka). W podobnym oddaleniu znajduje się szereg innych parowów występujących na terenie badań (Polik, Dąbrówka Duża, Henryków, Dobra-Nowiny, Kalonka, itd.). Część form, odpowiadających swym charakterem również typowi dolinnemu, rozcina krótsze (1-2 km) doliny denudacyjne, nawiązujące do wysokich rzecznych poziomów terasowych, i wówczas stopień oddalenia od rzek jest mniejszy (Brzeziny, Bertolin, Jasień, Kolonia Kołacinek). W obu przypadkach, pomimo pozornych związków drugiej, wymienionej grupy form z dolinami rzeczными, formami uprzednimi, rozciętymi przez parowy są doliny denudacyjne. Fakt, że większość parowów dolinnych rozwijała się z dala od dolin rzecznych, pozwala wykluczyć wpływ procesów dolinnych, związanych z obniżaniem baz erozyjnych, na zapoczątkowanie rozwoju badanych form. W szeregu przypadków, ogniwo łączące parowy położone wewnątrz wysoczyzn, czyli środkowe i dolne odcinki dłuższych

dolin denudacyjnych, nosi niewielkie ślady erozji w postaci pogrzebanych, płytkich i niezbyt rozległych przegłębień, wypełnionych materiałem transportowanym wzdłuż osi dolin i zdenudowanym z ich długich stoków. Tym formom, obecnie nie zaznaczającym się morfologicznie, o wielokrotnie mniejszych rozmiarach niż parowy położone w wyższych partiach dolin denudacyjnych, można przypisać co najwyżej rolę osi transportu erodowanego wyżej materiału. W takim ujęciu nie stanowiły one dróg, którymi mogłyby się rozprzestrzeniać impulsy wywołujące erozję w głębi wysoczyzn, a postępujące od dolin rzecznych i wywołane degradacją ich den. Tendencje do lokalnego erodowania nieckowatych den suchych dolin denudacyjnych zrodziły się zatem w samych suchych dolinach. Obecnie nie istnieją obszerniejsze materiały, pozwalające na zrekonstruowanie przebiegu holocenńskiego przemodelowywania sieci niecek i dolin denudacyjnych i pozwalające ściślej określić okres występowania pierwszych rozcięć. W pracy K l a t k o w e j (1965) zawarta jest sugestia, że pogłębianie dolin denudacyjnych, polegające na rozcinaniu piasków drobnolaminowanych, następowało w starszym, wilgotnym i cieplejszym okresie holocenu. Dodatkową trudność sprawia fakt, że nie jest ściśle znany okres zakończenia akumulacji osadów lessopodobnych - najmłodszej serii osadowej rozcinanej przez parowy dolinne. Pewne oświetlenie tego zagadnienia dają wyniki datowań ^{14}C materiału z palenisk, przykrywanego przez te osady, wynoszące $4\ 650 \pm 160$ BP i $3\ 500 \pm 160$ BP (W i e c z o r k o w s k a 1986). Zebrany przez autora materiał, przy braku znalezisk archeologicznych, nie pozwala na ocenę czy inicjujące rozcinanie zachodziło w warunkach wylesienia, czy jednak pod holocenским lasem. Liczne, współczesne badania aktywności spłukiwania i liniowej erozji (B e n n e t t 1939; G e r l a c h 1966, 1976, Y o u n g 1969; G i l, S ł u p i k 1972; S ł u p i k 1973; M o r g a n 1974; L a n k a u f 1975; G i l 1976, 1986; T w a r d y 1986, 1990; T e i s s e y r e 1992a, b; K l i m c z a k 1993), skłaniają do wniosku że środowisko lasów, niezależnie nawet od ich składu gatunkowego, wybitnie nie sprzyja przybieraniu przez erozję poważniejszych rozmiarów. Występują jednak dwa czynniki, które mogły w pewnym stopniu ułatwiać inicjalne rozcięcia: dna dolin denudacyjnych, wskutek wyścielenia seriami zawierającymi znaczny udział mułów, odznaczające się większą wilgotnością, blokowały głębsze przesiąkanie wód opadowych i roztopowych, stwarzając warunki do występowania spływu powierzchniowego na terenie zajęтым przez lasy. Także cechy teksturalne osadu lessopodobnego, zajmującego najwyższą pozycję w ich wypełnieniu, mogły ułatwić ograniczoną przestrzennie erozję. Osad ten, tworzący na stokach i wysoczyźnie w miarę ciągłą pokrywę (rys. 29), w osiach dolin denudacyjnych i obniżen terenu, powiększający swą miąższość do ponad 1 m, posiada cechy zbliżone do lessów południowopolskich. Zwiększony udział frakcji pylastej w osadach lessopodobnych, powodujący małą odporność na erozję wodną i eoliczną tej powierzchniowo występującej pokrywy, powstał zapewne podczas jej akumulacji i uległ mrozowemu powiększeniu z biegiem holocenu (K o w a l k o w s k i



Rys. 29. Brzeziny. Odślonięcie 8. Osady wypełniające dolinę denudacyjną

a - halda; b - poziom akumulacyjny gleby; c - piaski pyłaste ze żwiriem; bezstrukturalne, w spągu silnie zorzstynizowane - osady lessopodobne; d - piaski głównie średnie i drobne, drobnowarstwowe, z domieszką żwiru i małych głazików, warstwy zdeformowane, miejscami bieg warstw przerywany, niektóre warstwy silniej mulaste i zorzstynizowane - piaski drobnolaminowane górne

Exposure 8. Deposits of dry valley infilling

a - dump; b - soil accumulation horizon; c - dusty sands with gravel, structureless, strongly ferricreted at the bottom - loesslike deposits; d - largely medium and fine sands, thin layers, admixture of gravel and small pebbles, deformed layers, their strike discontinuous in places, some layers richer in silt and ferricreted - thinly laminated upper sands

1988). Współcześnie można zaobserwować występowanie procesów pseudo-sufozyjnych na obszarach pokrytych osadami lessopodobnymi. Wymywanie podziemne działa płytko, na granicy podglebia i skały macierzystej, reprezentowanej w dolinach denudacyjnych przez serię mniej przepuszczalnych, rytmicznie przewarstwianych mułkami piasków drobnolaminowanych (piasków górnych). Formy tworzone przez procesy podobne do sufozji lub pipingu (Parker 1963; Teyssyre 1994) w osadach lessopodobnych nigdy nie przyjmują większych rozmiarów (fot. 3), jeżeli nie zostają przeksz-

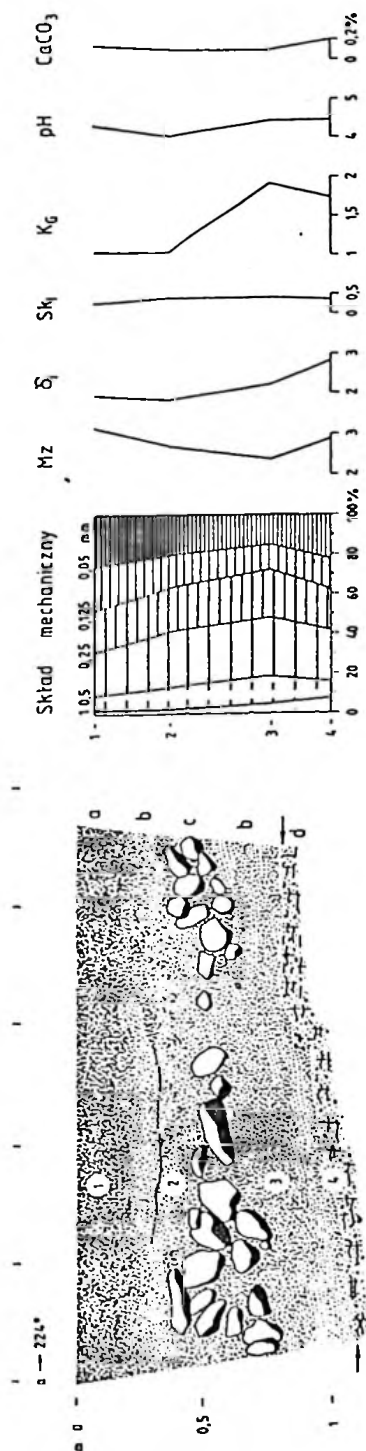
tałcane przez przejawiające siłę erozyjną wody epizodyczne. Stąd też zapewne w literaturze ośrodka łódzkiego brak szerszych doniesień o ich występowaniu. W chwili obecnej zagadnienie wpływu wylesienia terenu na inicjację formowania parowów nie może być ostatecznie przesądzone. Istnieją zarówno przesłanki skłaniające do uznania, że początek rozwoju erozji wąwozowej następował dopiero po wylesieniu, jak i precedensy, pozwalające przesunąć wstępne fazy rozcinania przed deforestację.

Należy jednak wyraźnie podkreślić, że formy które zainicjowały tworzenie się parowów, a właściwie ich wcześniejsze stadium wąwozowe, były zapewne niewielkie i płytkie. Etap tworzenia wąwozów inicjalnych, poprzedzający główną fazę ich formowania, nie wprowadził jeszcze poważniejszych przemian środowiska suchych dolin denudacyjnych. Istnieją przesłanki, skłaniające autora do uznania że nieduże wąwozy i debrze inicjalne nie tworzyły jeszcze długich, ciągłych form o wspólnym, zrównanym dnie. Prawdopodobnie erozja nasilała się tylko lokalnie w dnach suchych dolin, pobudzana być może żywszym spływem powierzchniowym z powierzchni pierwszych, niedużych obszarowo, świeżo wypalonych lub wykarczowanych polan pod pola. Współczesny obraz nierównomiernej erozji, przejawiający się w naprzemiennym występowaniu epizodycznych koryt erozyjnych i stożków deluwialnych wzdłuż dna doliny denudacyjnej, zarejestrował T e i s s e y r e (1994). Do dziś nie zachowały się ślady owych form, włączonych w późniejszych stadiach rozwojowych w obręb potężnych, jak na skalę podłódzką, parowów dolinnych. Także produkty najstarszej erozji wąwozowej, gromadzone na dnach dolin i zapewne przejściowo w niżej położonych rozcięciach, ulegały niszczeniu w miarę postępującego z czasem, przestrzennego rozrostu form. Szereg nadległe ułożonych krótkich rozcięć, pojawiających się nieciagle w pewnych miejscach suchych dolin, przypomina tak zwany schodowy lub nieciągły typ parowów, opisany przez L e o p o l d a *et al.* (1964). Podobne formy, lecz mniejszej skali, opisywała wcześniej R e n i g e r (1959), określając je jako bruzdy kaskadowe. Pozostałością takiego układu form inicjalnych w dzisiejszej rzeźbie parowów, są wahania objętości form, śledzone od górnych odcinków parowów dolinnych ku ich ujściom. Zachodni parów w Anielinie-Lipce (rys. 22a, mapa I) i parów w Brzezinach (rys. 22c, mapa III), posiadają rozszerzone odcinki o większej pojemności, przedzielone węższymi odcinkami o wyraźniejszym charakterze wciosowym i słabiej zasypanych dnach. Rozszerzenia, zdaniem autora, odpowiadają położeniu najstarszych, nieciągłych form inicjalnych, przewężenia formowały się później, gdy funkcjonujące do pewnego stopnia niezależnie, najstarsze wąwozy ulegały włączaniu w ciągły system przepływu. Powolne poszerzanie wąwozów inicjalnych było determinowane uzyskaniem zmniejszenia spadku w miejscach rozciętych, a więc możliwością zastępowania erozji wgłębnej przez erozję boczną. Nie należy rozumieć że proces wcinania w podłoże został już wówczas całkowicie zatrzymany. Mógł następować wsteczny rozwój form i przy większych ilościach erodujących wód, także rozcinanie własnych stref

akumulacyjnych. Dodatkowym dowodem na nierównomierność natężenia erozji wzdłuż osi dolin denudacyjnych jest także współczesne występowanie bruzd erozyjnych powyżej zamknięć parowów. Przykładów dostarcza parów w Anielinie Lipce (mapa II). Szczególnie dobrze rozwinięta tego typu forma funkcjonuje ponad końcową częścią zachodniej odnogi parowu zachodniego. Strefa akumulacji tej ponad 100-metrowej, wciętej na około 1 m, miejscami rozszerzającej się formy, rozciąga się wzdłuż dna doliny denudacyjnej (rys. 30). Zapewne wody niosące produkty erozji okresowo przedzierały się przez próg zamykający odnogę zachodnią i składały materiał także na dnie parowu. Podobne rozcięcia współcześnie nie towarzyszą dolinnemu parowowi w Brzezinach. Dzieje się tak za sprawą już bardzo bliskiego, w stosunku do działu wodnego, położenia górnych, głowicowych części parowu.

W tym miejscu należy podkreślić, że opisane, początkowe stadia rozwoju parowów nie korespondują z teorią S o b o l e w a (1948), oddolnego rozwoju parowów, odbywającego się poprzez etapowe cofanie stromościennego zamknięcia. Także "paciorkowata" forma wąwozów, charakteryzująca się naprzemianległością głębszych i szerszych odcinków, rozdzielonych płytszymi i węższymi, według S o b o l e w a, zdeterminowana płytowym układem skał o niejednakowej odporności na erozję, może być, zdaniem autora, reliktem wstępnych faz nierównomiernego rozcinania. Przyjęcie schodowego modelu rozwoju dla inicjalnych faz parowów dolinnych ma szereg konsekwencji. Po pierwsze, nie można określić dolnego odcinka jako najstarszego, wzdłuż biegu parowu istniało szereg w przybliżeniu jednowiekowych miejsc, zapoczątkowujących rozwój form. Po drugie, w początkowych stadiach powstawania nie istniała wspólna baza erozyjna dla całego parowu - zastąpiona była szeregiem lokalnych baz do których nawiązywały wąwozy inicjalne. Ich rozmieszczenie było zdeterminowane konfiguracją den dolin denudacyjnych, wpływ na nierównomierne rozcinanie mogło mieć także wyspowe wylesienie fragmentów stoków lub dna dolin denudacyjnych. Po trzecie, przestrzenny rozwój form odbywał się zarówno ku górze dolin jak i ku dołowi na zasadzie włączania funkcjonujących wcześniej odcinków. W tym właśnie sensie impulsy do formowania parowów dolinnych nie pochodzą od dolin rzecznych, lecz zrodziły się w samych dolinach denudacyjnych. Warto zwrócić uwagę, że następstwem tak rozumianego rozwoju jest skokowa, pulsacyjna natura powstawania parowów dolinnych.

Kolejną fazą formowania parowów było łączenie inicjalnych wąwozów. Przecinanie przez erozję linijną fragmentów wcześniej nie zerodowanego dna dolin denudacyjnych musiało następować w warunkach zwiększania ilości działających wód epizodycznych. Nasilanie się erozji mogło być zdeterminowane samym okresowym wzrostem opadów w czasie neoholocenu (S t a r k e l 1977, 1983, 1988). Jednak wątpliwe jest, czy zmienność opadów, znajdująca odbicie w procesach rzecznych, równie dobrze potwierdzała by się w przypadku tak małych zlewni jakie posiadają podlódzkie parowy.



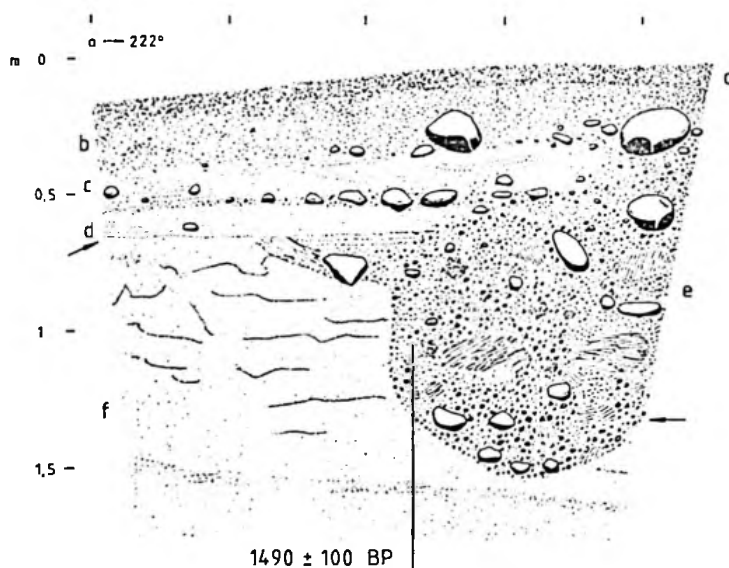
Rys. 30. Anielin-Lipka. Odstonięcie 14. Osady brzozy erozyjnej nadbudowujące dno doliny denudacyjnej

a - poziom akumulacyjny gleby; b - piasek średnie i drobne z domieszką mułku, bezstrukturalne, plamiste, w spagu miejscami widoczne drobne warstwowanie plaż; c - poziom kamienisty, zbudowany z głazów o średnicy do 25 cm, otoczaków i bloków oraz okruchów cegły; d - glina silnie piaszczysta, jasnobrązowa; strzałki oznaczają granicę osadów podłoża; liczby wpisane w miejscach pobrania próbek

Exposure 14. Deposits of erosional furrow which upbuild floor of dry valley

a - soil accumulation horizon; b - medium and fine sands with silt admixture, structureless, spotted, at the bottom planar stratification in places; c - stone pavement consisting of boulders up to 25 cm in diameter, pebbles, blocks and fragments of brick; d - sandy light-brown till; arrows indicate the boundary of substratum; numbers mark places from which samples were taken

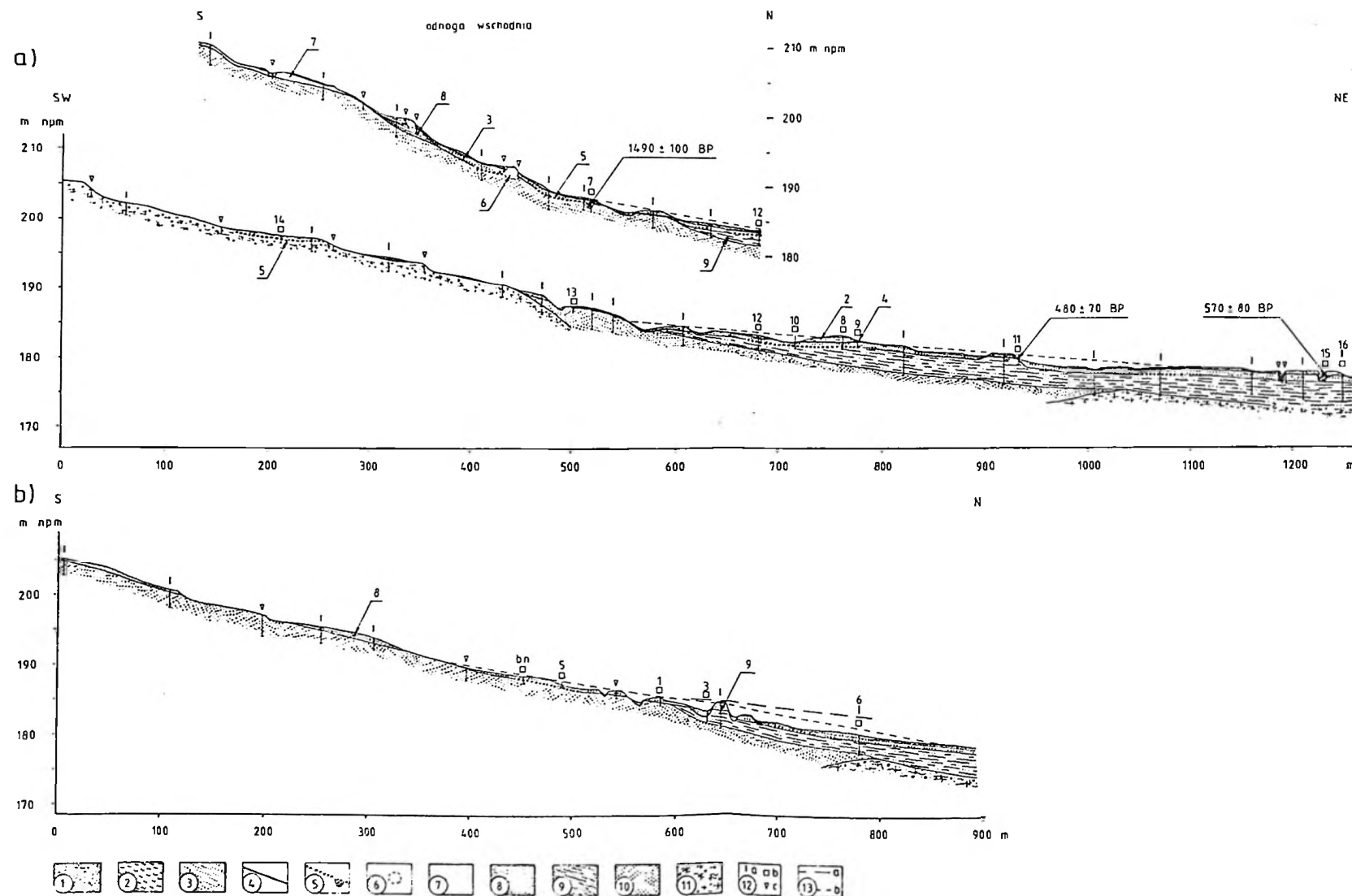
Poważniejsze zmiany warunków przynosiło postępujące wylesianie obszaru, związane z wkraczaniem osadnictwa. Niebagatelny wpływ wylesiania w okresie rzymskim na raptowne przyspieszenie denudacji i erozji stoków dokumentują badania K l a t k i (1958) i K a m i ń s k i e g o (1993b). Konsekwencją wylesienia, powodującego spadek ewapotranspiracji i wzrost spływu powierzchniowego było powiększanie się masy wód, działających na dnach dolin denudacyjnych. Pogląd o zasadniczym wpływie deforestacji na zintensyfikowanie rozwoju erozji wązowej jest obecnie najbardziej rozpowszechniony w literaturze (D o r y w a l s k i 1955, 1970; B u r a c z y ń s k i, W o j t a n o w i c z 1971; M a r u s z c z a k 1973, 1986, 1988; M a k o w s k i 1976; S t a r k e l 1977, 1989, 1991; M a r u s z c z a k *et al.* 1984; K l i m e k 1995). Parowy dolinne strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej w swych osadach posiadają zapis tej fazy. Wynik datowania ^{14}C brył zerodowanej gleby, pobranych z odsłonięcia 7 (rys. 31, fot. 4), wykonanego w przystokowo prze-



Rys. 31. Anielin - Lipka. Odsłonięcie 7. Osady obrywu na stoku wypełniające kopalną bruzdę erozyjną, założoną na dnie parowu

a - poziom akumulacyjny gleby; b - piaski średnie i grube, bezstrukturalne, w spągu poziom kamienisty; c - piaski drobne i średnie o drobnej laminacji, w spągu poziom kamienisty; d - piaski drobne, warstwowane płasko; e - piaski ze żwirem i licznymi głazami, średnica do 35 cm, z bryłami materiału mułowo-piaszczystego oraz bryłkami gleby, bezstrukturalne; f - piaski drobne, jednolite, dobrze wysortowane, delikatnie smugowane; strzałki oznaczają granicę osadów podłoża

Exposure 7. Deposits of detached block which fill up fossil erosional furrow in the gully floor
a - soil accumulation horizon; b - medium and coarse sands, structureless, stone pavement at the bottom; c - fine and medium thinly laminated sands, stone pavement at the bottom; d - fine sands, planar stratification; e - sands with gravels and numerous boulders up to 35 cm in diameter, with clusters of silty-sandy material and soil, structureless; f - fine well-sorted streaky sands; arrows indicate the boundary of substratum

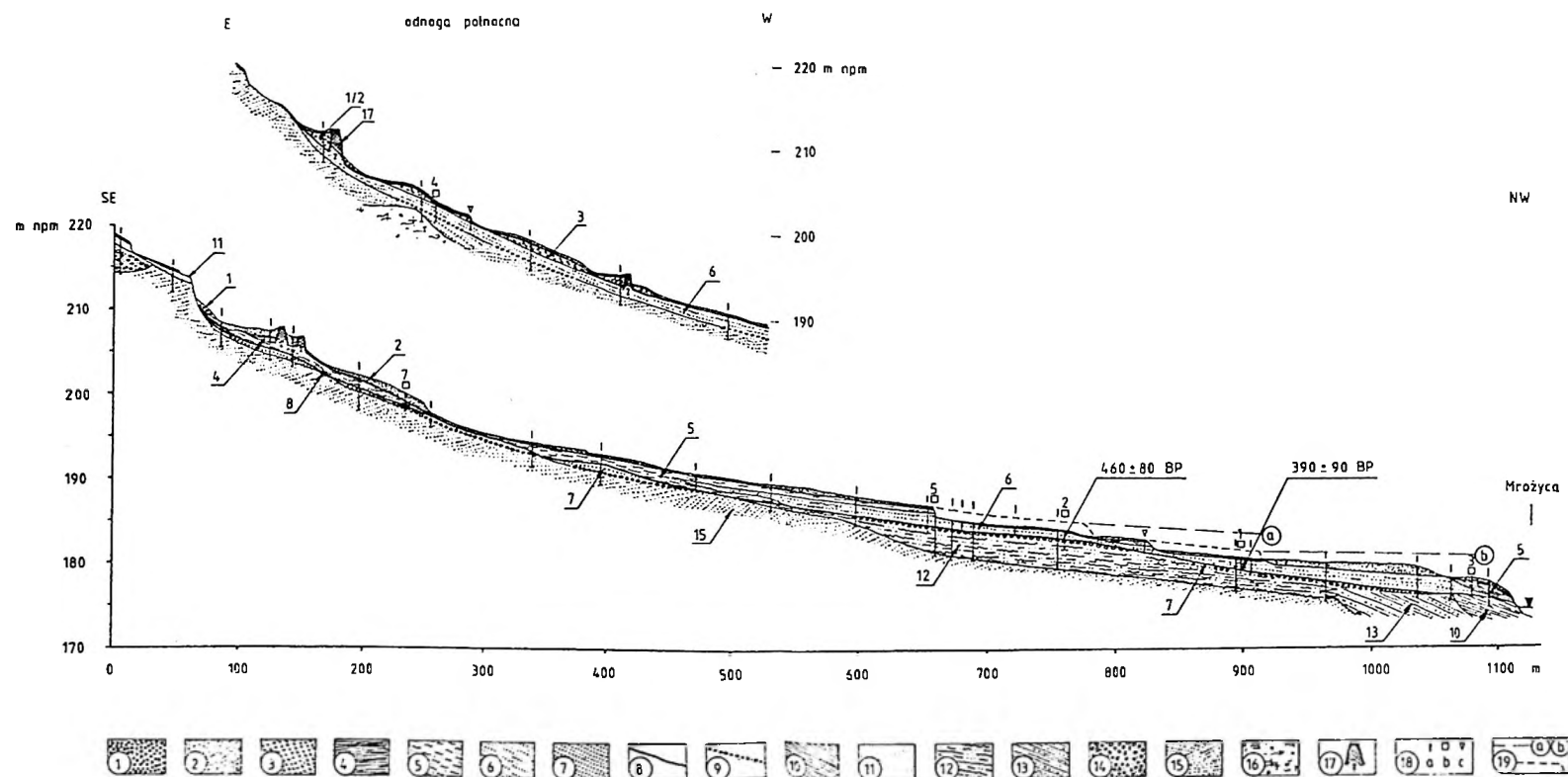


Rys. 32. Anielin-Lipka. Przekroje podłużne przez parowy:
a - zachodni, b - wschodni

1 - piaski i mulki z domieszką humusu - seria organiczno-mineralnego wypełnienia; 2 - piaski z udziałem żwirów, rytmicznie przewarstwiane mulkami - seria mineralno-organicznego wypełnienia; 3 - piaszczysto-żwirowa facjalna odmiana bruku erozyjnego; 4 - gleby kopalne; 5 - seria bruku erozyjnego; 6 - głazy narzutowe dużych rozmiarów w pozycji bruku erozyjnego; 7 - piaski pylaste pokrywowe - osady lessopodobne; 8 - piaski drobnołaminowane górne dolin denudacyjnych; 9 - seria piaszczysto-mulkowa dolin denudacyjnych; 10 - piaski i żwiry polodowcowe; 11 - glina zwałowa; 12 a - wiercenia, b - ściany odsłonięć wraz z numeracją, c - szurfy; 13 - poziomy dna parowców; a - wyższe, zrekonstruowane, zachowane w postaci ostałców, b - niższe, istniejące

Longitudinal profiles through gullies: a - the western gully, b - the eastern gully

1 - sands and silts with humus - series of organic-mineral infilling; 2 - sands with gravels, rhythmically interlayered with silts - series of mineral-organic infilling; 3 - sandy-gravelly facies variant of erosional pavement; 4 - fossil soils; 5 - erosional pavement; 6 - erratics forming erosional pavement; 7 - dust cover sands - loesslike deposits; 8 - thinly laminated upper sands of dry valleys; 9 - sandy-silty series of dry valleys; 10 - glaciogenic sands and gravels; 11 - till; 12a - drills, b - exposures, c - bore-holes; 13 - levels of gully floors: a - upper, reconstructed, preserved in places, b - lower, existing



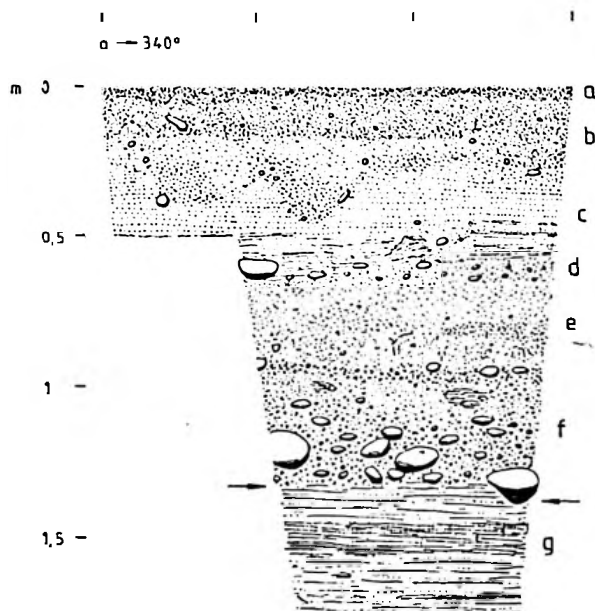
Rys. 33. Br z c z i n y. Przekrój podłużny przez parów oraz jego północną odnogę

1 - osady antropogeniczne, m. in. odpadki, okruchy cegieł, itd.; seria organiczno-mineralnego wypełnienia; 2 - gleba współczesna i bezstrukturalne piaski i mulki humusowe, młodsze, 3 - piaski z udziałem mulków z domieszką humusu, 4 - piaski smugowane mulem, humusowe, starsze; seria mineralno-organicznego wypełnienia; 5 - piaski z udziałem żwirów, rytmicznie przewarstwiane mulkami, 6 - jw., większy udział frakcji grubszych, 7 - piaszczysto-żwirowa facjalna odmiana bruku erozyjnego, 8 - gleby kopalne, 9 - bruk erozyjny, 10 - biogeniczno-mineralne osady teras zalewowych; 11 - piaski pylaste pokrywowe - osady lessopodobne; 12 - seria piaszczysto-mulkowa dolin denudacyjnych; 13 - drobnopiaszczyste osady terasowe; 14 - seria ablacyjna zaniku lodowca; 15 - piaski i żwiry polodowcowe; 16 - gliny zwałowe; 17 - zapory, szalce kamienne, tamy; 18 a - wiercenia, b - ściany odsłonięć wraz z numeracją, c - szurty; 19 - poziomy dna parowu: a - nawiązujący do dna doliny denudacyjnej, b - nawiązujący do powierzchni terasy rzecznej; linia krótko przerywana - zachowane fragmenty poziomów, nie objęte linią przekroju

Longitudinal profile through the gully and its northern tributary

1 - anthropogenic deposits such as waste, fragments of brick; series of organic-mineral infilling; 2 - present-day soil and structureless younger sands and humus silts, 3 - sands with silts and humus admixture, 4 - older humus sands with silty streaks; series of mineral-organic infilling; 5 - sands with gravels, rhythmically interlayered with silts, 6 - as above, coarser particles, 7 - sandy-gravelly facies variant of erosional pavement, 8 - fossil soils, 9 - erosional pavement; 10 - biogenic-mineral deposits of floodplains; 11 - dust cover sands - loesslike deposits; 12 - sandy-silty series of dry valleys; 13 - fine terrace sands; 14 - ablation series; 15 - glaciogenic sands and gravels; 16 - tills; 17 - barriers, dams; 18 a - drills, b - exposures and their numbers, c - bore-holes; 19 - levels of gully floors: a - corresponding to the floor of dry valley, b - corresponding to the river terrace; broken line - preserved sections of levels beyond the profile

biegającej, dużej bruździe erozyjnej na kopalnym dnie wschodniej odnogi parowu zachodniego w Anielinie-Lipce (mapa I), wynoszący $1\,490 \pm 100$ BP (LOD 519), wskazuje na początek wczesnego średniowiecza jako wiek już bardziej zaawansowanej fazy rozwoju parowów dolinnych. Wiek próbki, zapewne dodatkowo obciążony reliktowym wiekiem gleby, wskazujący na wczesnośredniowieczne energiczne rozcinanie, wydaje się zgodny z uwagami dotyczącymi starszych faz rozwoju osadnictwa strefy krawędziowej, poczynionymi w rozdziale "Rozwój osadnictwa ...". Niskie położenie tego odsłonięcia na dnie silnie wciętego odcinka odnogi wschodniej wskazuje, że wówczas obie odnogi parowu zachodniego były już połączone i funkcjonowały w ramach jednego, ciągłego parowu. Bezlądna struktura osadu wypełniającego kopalne rozcięcie dna parowu, zawierającego zwarte fragmenty poziomego akumulacyjnego niszczonej przez erozję gleby, bryły serii piaszczysto-mułkowej, liczne głazy o średnicy do 30 cm, świadczy o gwałtownym obsunięciu się fragmentu wysokiego, stromego stoku parowu, podciętego przez erozję. Całkowite wypełnienie przez osunięty materiał okazałej bruźdy wciętej w dno, spowodowało natychmiastowe przerzucenie nurtu w inne miejsce i zakonserwowanie osadu. Późniejsze procesy niszczyły jedynie stropową część hałdy, wynosząc dalej drobniejszy materiał, a głazy pozostawiając w formie bruku erozyjnego, przykrywającego dno parowu. W innych miejscach parowów, osadem odpowiadającym okresowi ożywionego wcinania się den parowów w podłoże i łączenia starszych odcinków w jeden ciągły szlak jest seria bruku erozyjnego. Zalega on nieciagle na kopalnych dnach parowów w Anielinie-Lipce (rys. 32) i Brzezinach (rys. 33) i poza wspomnianym odsłonięciem 7, gdzie zaszły warunki do przetrwania osadów synchronicznego z wcinaniem osuwiska, stanowi najstarszą serię osadową wypełniającą dna parowów. Zbudowana jest ona zarówno z otoczonych, jak i ostrokrawędzistych, zróżnicowanych petrograficznie głazów o średnicach do 30 cm, często wykazujących ślady eolizacji oraz żwiru i piasku różnoziarnistego. Największa miąższość osadu dochodzi do 30-35 cm (rys. 34, 35, 36, fot. 5), czasem jest mniejsza - rzędu 15 cm (rys. 37) i pokrywa się z dawnymi strefami najżywszego nurtu wód spływających parowami (rys. 38, 39, fot. 7). W bardziej ustronnych, przystokowych miejscach dna, seria bruku erozyjnego bywa zastępowana piaszczysto-żwirowym, słabo wysortowanym osadem, najczęściej warstwowanym płasko, sporadycznie zawierającym grubsze głaziki, odzwierciedlającym słabsze możliwości energetyczne erodujących wód (rys. 40, 41, fot. 8). Najkorzystniejsze warunki do odkładania piasków i żwirów stwarzały rozszerzone odcinki o płaskich, słabo nachylonych dnach. Wówczas miąższość tej serii dochodziła do 1 m (rys. 42). Homogeniczność osadu budującego tę serię, przy jednoczesnym zróżnicowaniu struktur sedymentacyjnych, widocznych w niezmienionej przez procesy pedogenezy, dolnej części tego odsłonięcia, świadczy o zasadniczo podobnej, umiarkowanej sile transportowej wód, ale także o częstych zmianach kierunków nurtów strug funkcjonujących na szerokich dnach parowów. W myśl takiej interpretacji,



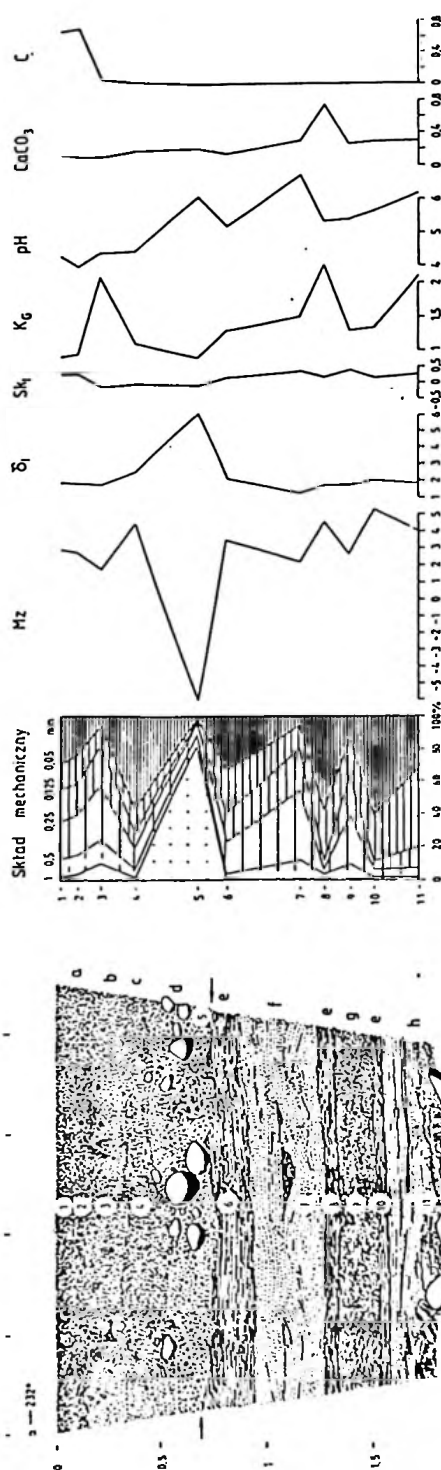
Rys. 34. Anielin - Lipka. Odsłonięcie 8. Osady wypełniające parów

a - poziom akumulacyjny gleby; b - piaski średnie z domieszką żwiru i pojedynczymi głazikami, w stropie silniejsz humusowe, w spagu wypełniają dwie bruzdy erozyjne; c - piaski mulaste, amugowane ze śladami deformacji, w spagu osad silniejsz mulasty; d - poziom kamienisty; e - gleba kopalna stadium początkowego, w spagu "paluszki" glebowe, struktura zniszczona; f - piaski grube ze żwirem i głazami oraz bryłami materiału mulastego, bezstrukturalne; g - mułek brązowo-szary, amugowany, z warstwą żelazistą; strzałki oznaczają granicę osadów podłoża

Exposure 8. Deposits of gully infilling

a - soil accumulation horizon; b - medium sands with gravel admixture and individual pebbles, organic at the top, at the bottom they fill up two erosional furrows; c - silty streaky sands, deformed, more silty at the bottom; d - stone pavement; e - initial fossil soil, destroyed; f - coarse sands with gravels, boulders and clusters of silty material, structureless; g - brown-grey streaky silts with ironpan; arrows indicate the boundary of substratum

warstwowane osady piaszczysto-żwirowe, zalegające na głównej powierzchni erozyjnej, stanowią facjalną odmianę serii bruku erozyjnego. Zróżnicowanie facjalne wynika z nierównomiernej siły wód kształtujących dna parowów, największej w wąskich strefach nurtowych, słabszej w brzeżnych partiach szerokiego dna. Występują także strefy metachronicznego odkładania żwirowo-głazowego bruku i substytutu piaszczysto-żwirowego (rys. 43). Szereg cech serii zbudowanej z głazów, żwirów i piasków różnoziarnistych, to jest najniższa zajmowana przez nią pozycja wśród wypełnienia osadowego den parowów (rys. 44), częste wypełnianie przez nią najbardziej wciętych w dno bruzd erozyjnych, niejednokrotnie przekraczające rozmiary bruzdy, lub zaleganie na zróżnicowanej, wyraźnej powierzchni erozyjnej, frakcja świadcząca o dużej dynamice środowiska, brak warstwowania, a zarazem ślady dachówkowego ułożenia głazów (fot. 9), pozwala sądzić, że osad ten był

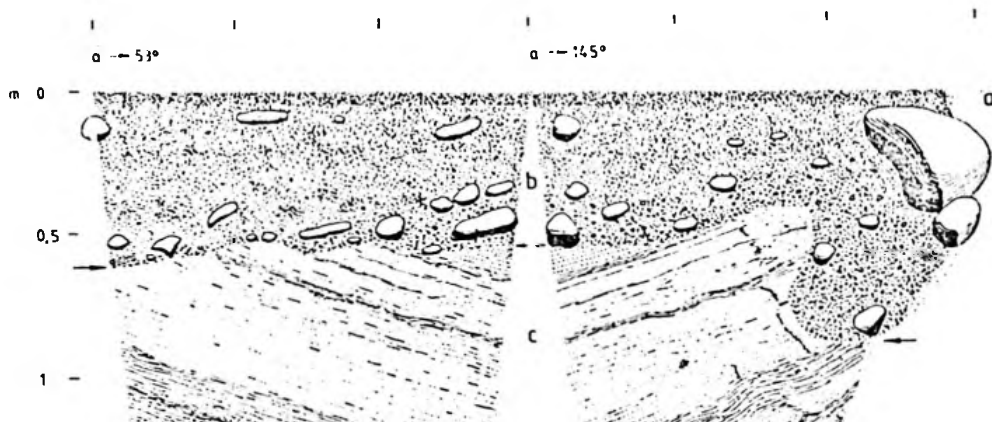


Rys. 35. Anielin-Lipka. Odstonięcie 12. Osady wypełniające parów

a - poziom akumulacyjny gleby; b - piasek różnorodny z małymi głazami, bezstrukturalny; c - mułki piaszczyste, plamiste; d - żwir z głazami o średnicy do 20 cm, z udziałem piasku i bryłami gliny, bezstrukturalny; e - mułki piaszczyste smugowate; f - piasek muliste warstwowe filicje, miejscami pogryzany mułkami; g - piasek drobny mulasty, delikatne warstwowe ripple markowe; h - piasek drobny, mulasty, warstwowy płasko, laminny ciągły lateralnie, w spogu liczne bryły materiału mulkowo-piaszczystego o stopionych krawędziach; i - poziom kumulek, otaczający skal północnych o średnicy do 40 cm, z piaskiem zrębnym; szalki oznaczają granicę osadów podłoża; liczby wpisanie w miejscach pobrania próbek

Exposure 12. Deposits of gully infilling

a - soil accumulation horizon; b - various sands with small pebbles, structureless; c - sandy silty silts; d - gravels with boulders up to 20 cm in diameter, admixture of sands and till clusters, structureless; e - sandy streaky silts; f - silty sands, wavy bedding, silty load-casts in places; g - fine silty sands, slight ripple bedding; h - fine silty sands, planar stratification, lamina laterally continuous, numerous silty-sandy clusters with blunt edges at the bottom; i - stone pavement, pebbles of northern rocks up to 40 cm in diameter and ferritized sands; arrows indicate the boundary of substratum; numbers mark places from which samples were taken



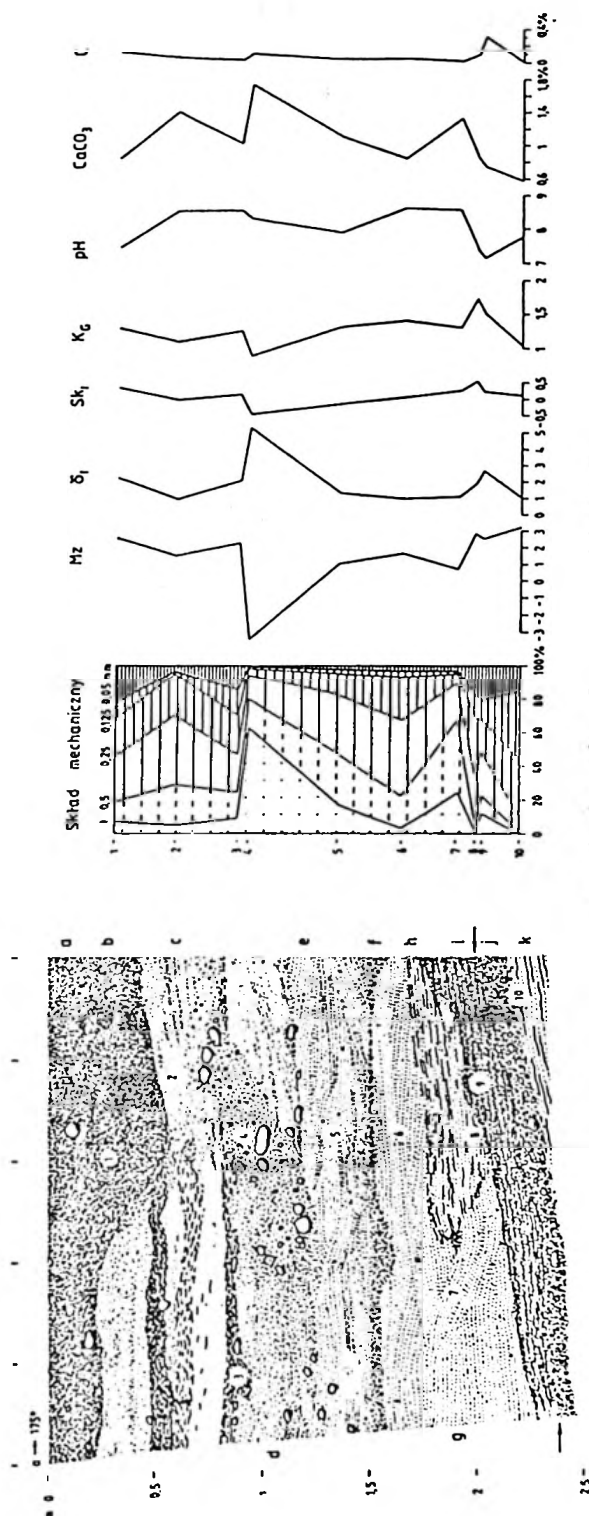
Rys. 36. Anielin - Lipka. Odślonięcie 13. Osady wypełniające parów

a - poziom akumulacyjny gleby; b - piaski grube i średnie, miejscami gliniaste, z dużą domieszką żwiru i głazikami o średnicy do 50 cm, bezstrukturalne, w spągu większe nagromadzenie głazów, w prawej części ściany osad wypełnia bruzdę erozyjną; c - piaski drobne z przewarstwieniami mulku piaszczystego, warstwowane, ustawione monoklinalnie; strzałki oznaczają granicę osadów podłoża

Exposure 13. Deposits of gully infilling

a - soil accumulation horizon; b - coarse and medium sands, silty in places, with large amounts of gravels and boulders up to 50 cm in diameter, structureless, more boulders at the bottom, at the right this deposit fills up the erosional furrow; c - fine sands interlayered with sandy silt, stratified, monoclinally inclined; arrows indicate the boundary of substratum

okresowo uruchamiany i stanowił rumowisko wleczone, przemieszczające się w czasie ekstremalnych przepływów, kształtujących dna parowów. Dłużej trwające procesy nasilonej erozji były w stanie przemieszczać część tej serii poza obręb parowów. Grubsze frakcje transportowane były dnami kanałów erozyjnych, funkcjonujących stale w obrębie stożka napływowego, włożonego w erozyjnie rozszerzone dno doliny denudacyjnej, poniżej połączenia parowów zachodniego i wschodniego w Anielinie-Lipce (rys. 45, fot. 10). Materiał głazowy, decydujący o teksturze tej serii, mógł pochodzić z trzech źródeł: 1. erodowanych przez parowy moren, 2. poziomów kamienistych (dolnego i górnego), występujących w suchych dolinach denudacyjnych, 3. osadów kongeliflukcyjnych, występujących na stokach tychże dolin. Pobieranie głazów z poziomów kamienistych tłumaczy obecność colizacji niektórych klastów. Największe głazy, nierzadko wielotonowe, o objętościach do kilku metrów sześciennych, zalegające w pozycji bruku erozyjnego, stanowią prawdopodobnie nie przemieszczone reziduum moren. Nie można przesądzić czy przemieściły się na dno parowu staczając się po jego stromym, podcinanym stoku, czy zostały w sposób przypadkowy odślonięte przez erozję, działającą w osiach form. Szczególnie często spotyka się duże głazy, występujące powierzchniowo lub pod płytkim przykryciem w obu parowach Anielina-Lipki. Fakt występowania tak dużych eratyków, w ogólnie drobno-frakcyjnych tutejszych morenach, można wytłumaczyć ich lokalnie zróżnico-

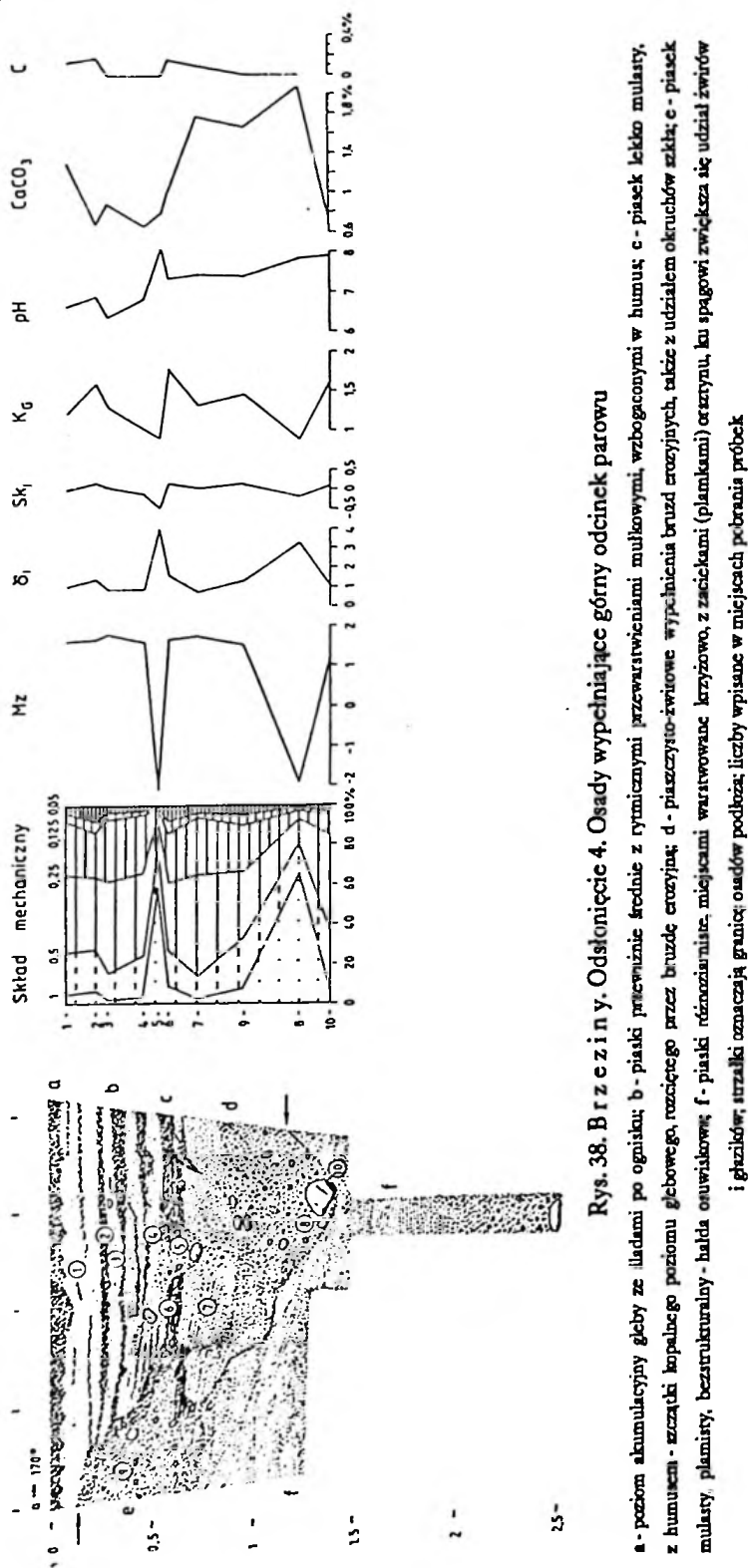


Rys. 37. Brzeziny. Odsłonięcie 5. Osady wypełniające parów

a - poziom akumulacyjny gleby; b - warstwa orna; c - piasek średnie i drobne z przewarstwieniami mulastymi, ze śladami warstwowania; d - żwirowo-piaszczysto-głazowe wypełnienie rozległej bruzdy erozyjnej, materiał wypełniający bezstrukturalny (widoczny jeden stok bruzdy); e - piasek średnie i grube ze żwirami, warstwowanie krzyżowe; f - poziom żwirowo-kamienisty; g - piasek drobne i średnie, warstwowanie jw.; h - piasek mulasty umiarkowany; i - poziom akumulacyjny gleby kopalczej; j - bruk erozyjny, miąższość 10-15 cm; k - mułek piaszczysty jaśniejszy; strzałki oznaczają granicę osadów podłoża; liczby wpisane w miejscach pobrania próbek

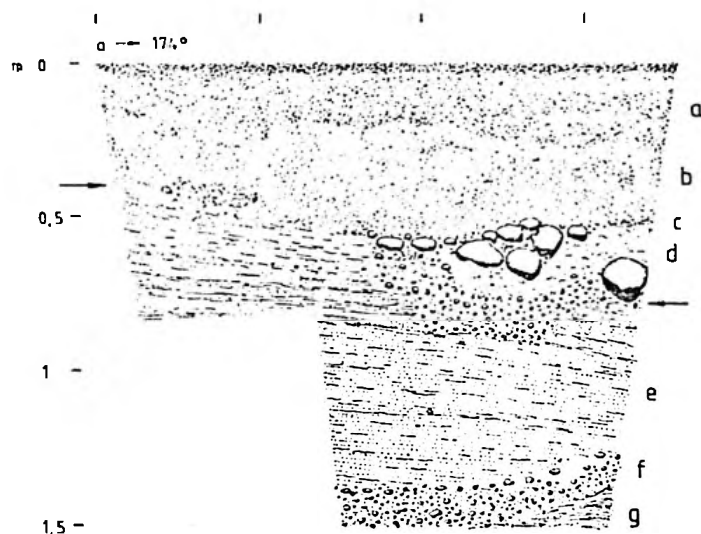
Exposure 5. Deposits of gully infilling

a - soil accumulation horizon; b - cultivated horizon; c - medium and fine sands with silt intercalations, marks of stratification; d - gravel-sand-boulder structureless infilling of extensive erosional furrow (one side of furrow visible); e - medium and coarse sands with gravels, cross stratification; f - gravel-stone pavement; g - fine and medium sands, cross stratification; h - silty streaky sands; i - accumulation horizon of fossil soil; j - erosional pavement 10-15 cm thick; k - sandy grey-light silt; arrows indicate the boundary of substratum; numbers mark places from which samples were taken



Exposure 4. Infilling of the upper section of the gully

a - soil accumulation horizon with remains of bonfire; b - largely medium sands, rhythmically interlayered with organic silts; c - slightly silty sands with humus - remains of fossil soil horizon dissected with erosional furrow; d - sandy-gravelly infilling of erosional furrows, fragments of glass; e - silty spotty sands, structureless - slide dump; f - various sands, cross stratification in places, spots of ironpan, increasing amount of gravels and boulders downwards; arrows indicate the boundary of substratum; numbers mark places from which samples were taken



Rys. 39. B r z e z i n y. Odsłonięcie 6. Osady wypełniające boczne ramię parowu

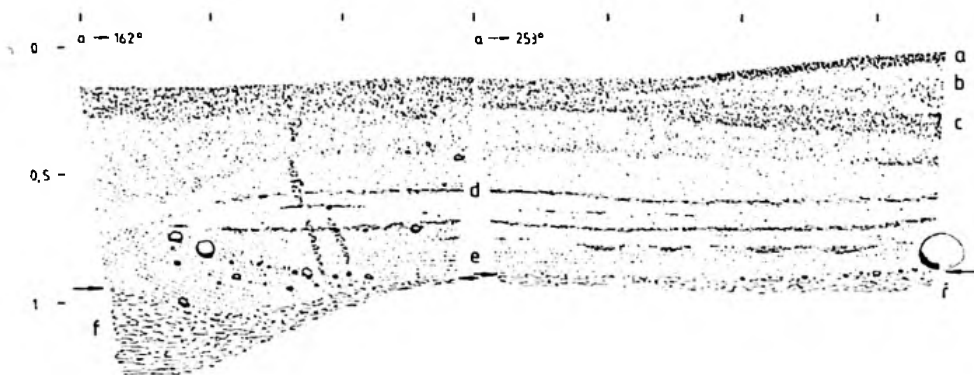
a - poziom akumulacyjny gleby z soczewkami piasku; b - piaski głównie średnie, pyłaste, plamiste, bezstrukturalne; c - zwarty poziom kamienisty, zbudowany z otoczków, w nim tkwiący odlamek talerza fajansowego; d - piaski z dużą domieszką żwiru i powszechnymi glazikami, zorzstynizowane, bezładne, wypełniające bruzdę erozyjną; e - piaski z przewarstwieniami mułu, dość regularnie nachylone warstwy, dość dobre wysortowanie osadu w obrębie warstw, warstwowanie podkreślone zmiennością barwy; f - żwir z glazikami bezstrukturalny, osypujący się; g - mułk brązowy, smugowany, z widocznymi deformacjami; strzałki oznaczają granicę osadów podłoża

Exposure 6. Infilling of the gully tributary

a - soil accumulation horizon with sand lenses; b - largely medium sands, dusty, spotty, structureless; c - compact stone pavement built of pebbles, a fragment of faience plate; d - sands with large amounts of boulders, ferricreted, structureless, fill up the erosional furrow; e - sands interlayered with silts, fairly regular inclination of layers, fairly well sorting, stratification outlined with variations in colour; f - gravels with boulders, structureless, loose; g - brown streaky silts, deformed; arrows indicate the boundary of substratum

waną głązonością. Kulminacje niektórych pagórków (np. pagórka towarzyszącego od wschodu parowowi E, rys. 17) posiadają czapy głązowe.

Szereg ciekawych obserwacji wpływu nawalnych ulew na współczesne kształtowanie wąwozów i parowów (Maruszczak, Trembaczowski 1958; Reniger 1959; Olecki 1970; Buraczyński, Wojtanowicz 1971; Gil, Słupik 1972; Chudecki, Niedźwiecki 1983; Rodzik 1984; Kostrzewski *et al.* 1985, 1992; Górecki, Klementowski 1989), nasuwa porównanie powstających wówczas, wyraźnych zmian ich rzeźby, z procesami działającymi w fazie ożywionego formowania podłódzkich parowów dolinnych. Podobieństwa są liczne. Przejawiają się w cechach struktury i tekstury osadów, pozostających na dnach form po ustaniu gwałtownych opadów, podobieństwie rozmiarów bruzd erozyjnych przemodelowujących dna wąwozów, licznych przypadkach zaburzania równowagi stoków, itd.



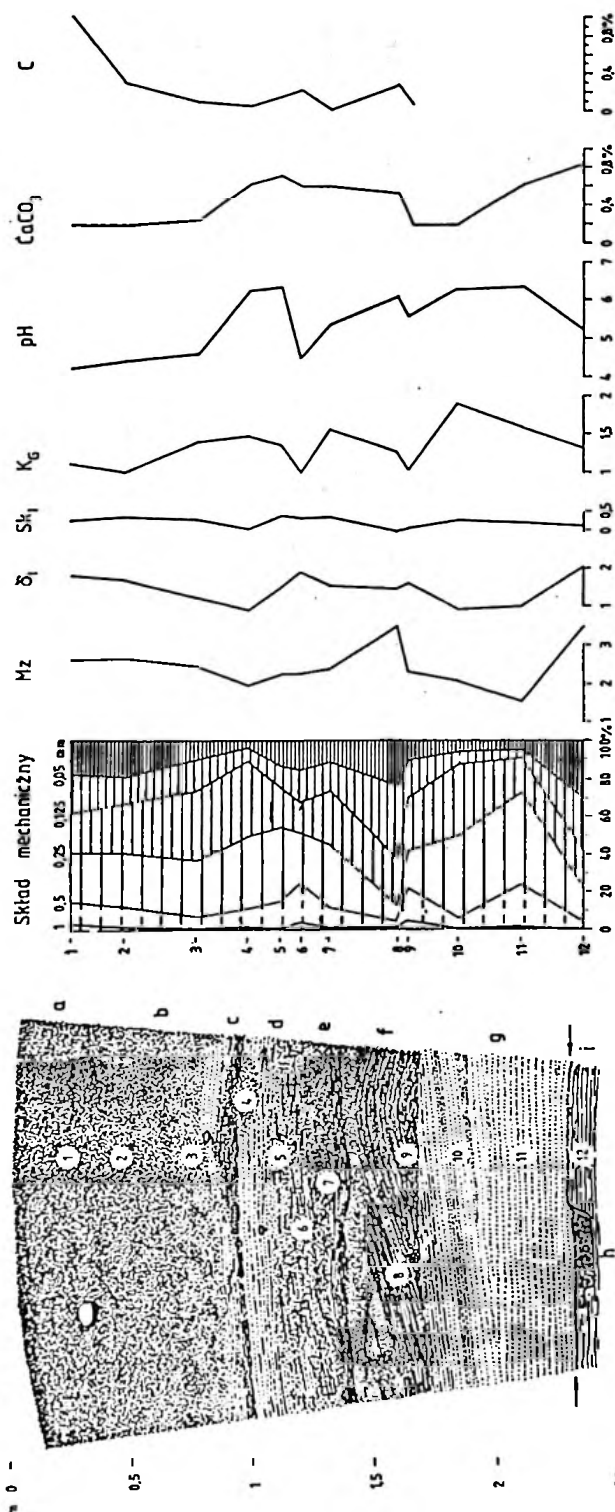
Rys. 40. Anielin - Lipka. Odsłonięcie 9. Osady wypełniające parów

a - poziom akumulacyjny gleby; b - piaski ze żwirem, miejscami z domieszką humusu o słabo zaznaczonym warstwowaniu - proksymalna część stożka napływowego dolinki bocznej parowu; c - poziom akumulacyjny gleby reliktovej; d - piaski drobne i średnie, miejscami rozdzielone warstwami mulastymi, wzbogacone w humus, o częściowo zniszczonym warstwowaniu; e - piaski średnie i drobne, warstwowane drobno, laminy lateralnie ciągłe i rozległe, w lewej części domieszka żwiru i pojedynczych głazików, warstwowane kątowo; f - muł lekko piaszczysty, plamisty; strzałki oznaczają granicę osadów podłoża

Exposure 9. Deposits of gully infilling

a - soil accumulation horizon; b - sands with gravels, humus admixture in places, slight stratification - proximal part of the alluvial fan of the tributary; c - accumulation horizon of relict soil; d - fine and medium sands, in places separated with silt layers, enriched in humus, stratification partly destroyed; e - medium and fine sands, thinly laminated, lamina laterally continuous and extensive, at the left gravel admixture and individual boulders, cross stratification; f - slightly sandy spotted silt; arrows indicate the boundary of substratum

Bliższego określenia wymaga wskazanie miejsc depozycji osadów zerodowanych w tej fazie i wyniesionych poza obręb form. Pozostający we wnętrzu parowów bruk erozyjny i osad piaszczysto-żwirowy stanowi jedynie nikły procent transportowanego materiału. Drobniejsze frakcje, zarówno pylaste jak i piaszczyste, zostały zapewne przeniesione do dolin rzecznych lub częściowo pozostawione na dnach środkowych i dolnych odcinków dolin denudacyjnych, łączących parowy pośrednio z rzekami. Wchodzą one w skład pokrywy madowej, przykrywającej atlantyckie dna dolin rzecznych. Data 720 ± 80 BP, uzyskana z materiału pobranego ze spągu osadów powodziowych, a także znaleziska archeologiczne, występujące wzdłuż doliny Moszczenicy (K a m i Ń s k i 1993b), korespondują ze wczesnośredniowiecznym wiekiem tej fazy formowania parowów. Ogólny szacunek objętości osadów wyniesionych z parowów (tylko dwóch badanych form - w Brzezinach i Anielinie-Lipce), do powierzchni holocenijskiego dna doliny Mroźnicy, wskazuje że produkt erozji wąwozowej, pochodzący jedynie z dwóch badanych parowów, rozpostarty równomiernie na dnie dolinnym, utworzyłby blisko 6-centymetrową warstwę. Ewidentne niedoszcowanie, powstałe z jednej strony przez nieuwzględnienie wielu innych parowów o bliżej nieznanych objętościach

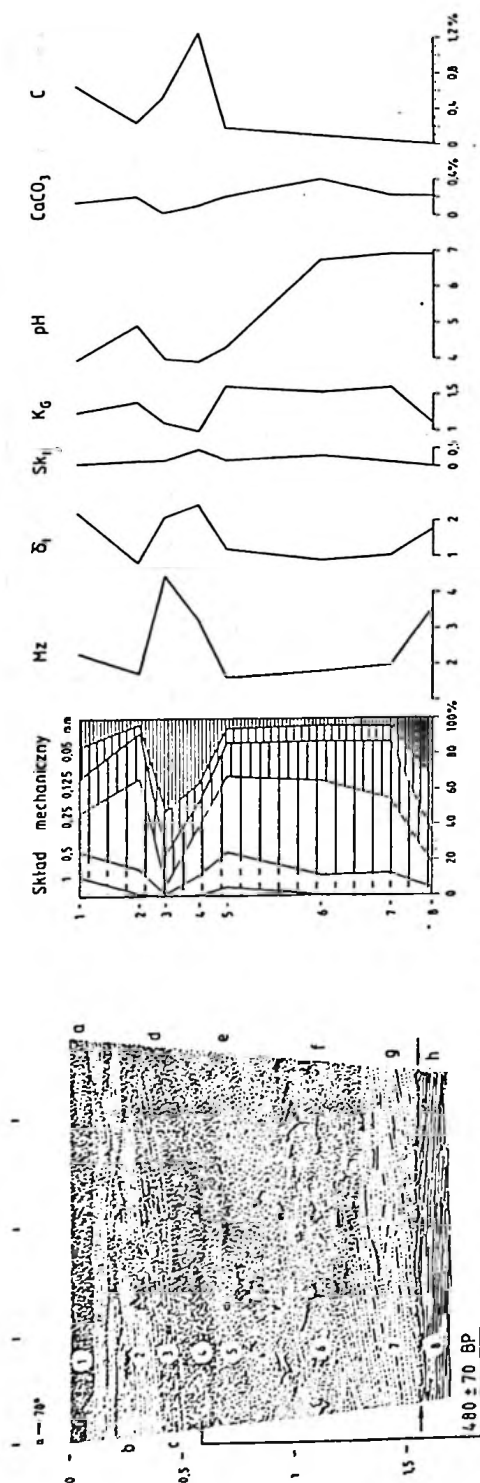


Rys. 41. Anielin-Lipka. Odsłonięcie 10. Osady wypełniające parów

a - poziom akumulacyjny głęboki, miejscami soczewki piasku; b - piasek drobny i drobny, miejscami mulasty, z domieszką humusu; c - piasek mulasty, bardzo drobno smugowany, z domieszką humusu; d - piasek drobny i drobny, lekko mulasty, smugowany; e - piasek drobny i drobny, mulasty, zdeformowane warstwowanie, w spągu mulek - osad spływu błotnego ze spływu; f - piasek drobny, gliniasty, smugowany; g - piasek drobny z domieszką grubego, dobrze wysortowanego, warstwowanego, w spągu grubszą frakcją i grubszą warstwą; h - szczątki poziomu kamiennego; i - mulek szarobły, smugowany, strop podreflexy oneryny; strzałki oznaczają granice osadów podłoża; liczby wpisane w miejscach pobrania próbek

Exposure 10. Deposits of gully infilling

a - soil accumulation horizon, sand lenses occasionally; b - medium and fine sand, silty in places, humus admixture; c - silty sand, very thin streaks, humus admixture; d - fine and medium streaky sand, slightly silty; e - medium and fine silty sand, destroyed stratification, silt at the bottom - deposit of mudslide on the gully slope; f - fine silty sand, streaky; g - medium and coarse sand, well sorted, stratified, coarser fraction and thicker layers at the bottom; h - remains of stone pavement; i - grey-white streaky silt, the top outlined with ironpan; arrows indicate the boundary of substratum; numbers mark the places from which samples were taken

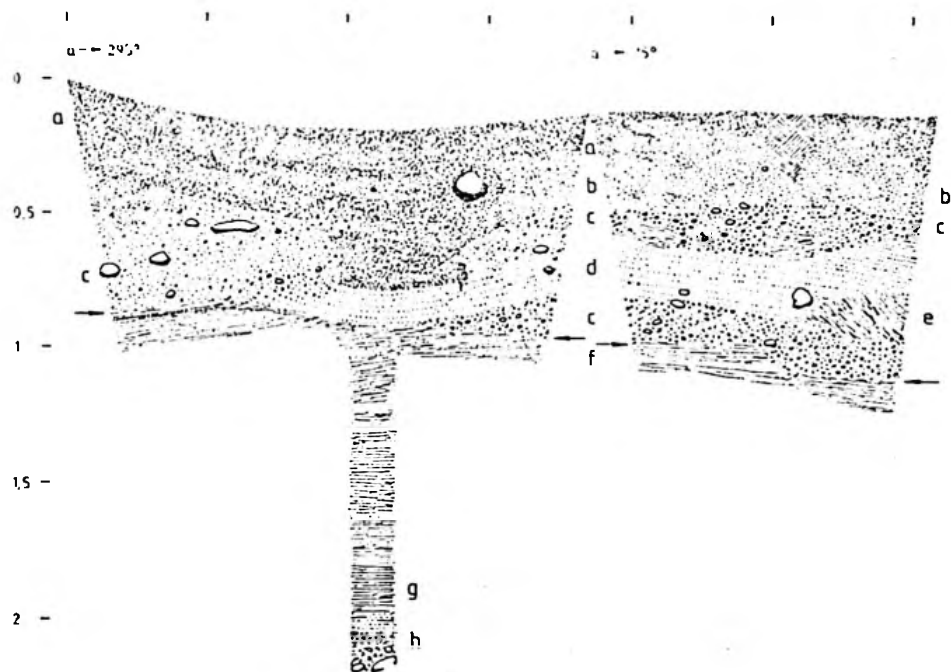


Rys. 42. Anielin - Lipka. Odstąpienie 11. Osady wypełnienia parowu

a - poziom akumulacyjny gleby; b - piasek średnie i drobne, warstwowe, z przedzielnymi warstwami wzbogacenymi w humus; c - muł drobnoziarnisty, smugowany, miejscami plamisty; d - poziom akumulacyjny gleby kopalnej; e - piasek średnie z udziałem grubych i ziwno o strukturze zniszczonej przez procesy glebowe, zachodzące w glebie kopalnej; f - piasek głównie średnie, warstwowe łupkowe, z zaciękami orzyni, kontakt stropu i spogu warstwy słabo zaznaczone; g - piasek średnie z cienkimi smugami mułku, miejscami ławy warstwowania krzyżowego; h - mułk piaszczysty, jasnobrązowy; strzałki oznaczają granice osadów podłoża; liczby wpisane w miejscach pobrania próbek

Exposure 11. Deposits of gully infilling

a - soil accumulation horizon; b - medium and fine sands, stratified, intercalations enriched in humus; c - fine sandy streaks silt, spots in places; d - accumulation horizon of fossil soil; e - medium sands with admixture of coarser fraction, structure destroyed due to soil processes in fossil soil; f - largely medium sands, cross stratification, spots of iron pan, the layer top-bottom junction slightly marked; g - medium sands with thin silt streaks, cross stratification in places; h - sandy light-brown silt; arrows indicate the boundary of substratum; numbers mark places from which samples were taken



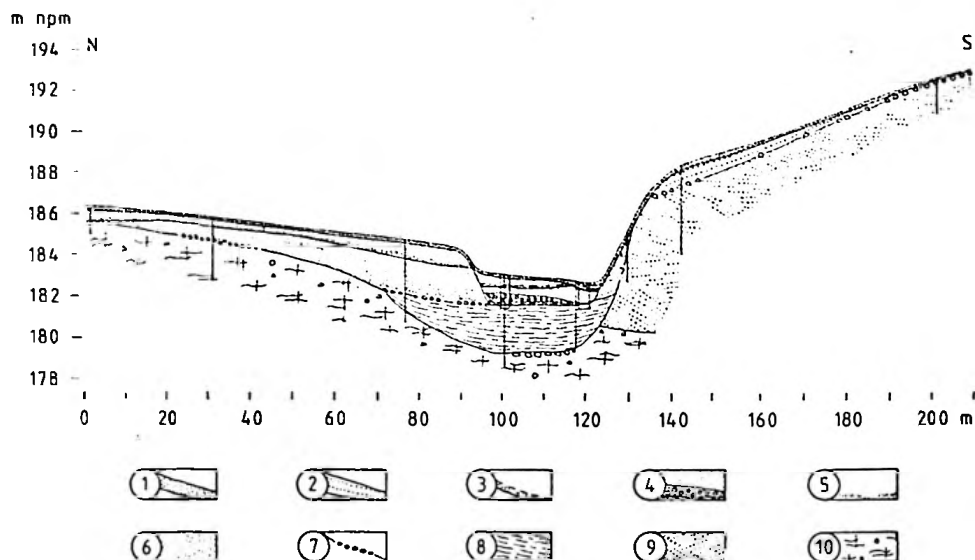
Rys. 43. A n i e l i n - L i p k a. Odślonięcie 6. Osady wypełnienia dolnego ujściowego odcinka parowu

a - piaski z humusem, miejscami soczewki piasku z mniejszą ilością humusu, sporadycznie żwirki i kamienie; b - piaski z domieszką pyłów, bezstrukturalne, miejscami lekko gliniaste; c - piaski grube ze żwirem i glazkami oraz z toczkami mulasto-piaszczystymi, bezstrukturalne; d - piasek średni, dobrze wysortowany, w stropie i spagu wyraźne kontakty erozyjne; e - bryła materiału mulasto-piaszczystego; f - mułek z przewarstwieniami piasku, smugowany, białozielonkawy; g - mułek biały; h - piasek ze żwirem i glazkami w spagu; strzałki oznaczają granicę osadów podłoża

Exposure 6. Infilling of the lower section of the gully

a - sands with humus, sand lenses of smaller humus admixture in places, sporadic gravels and stones; b - sands with dust, slightly tilly in places, structureless; c - coarse sands with gravels, boulders and silty-sandy balls, structureless; d - medium well-sorted sands, distinct erosional contact at the top and bottom; e - block of silty-sandy material; f - white-greenish silts interlayered with sand; g - white silt; h - sands with gravels and boulders at the bottom; arrows indicate the boundary of substratum

a nawiązujących także do tej doliny, jak i nieznana, faktyczna powierzchnia i konfiguracja akumulacji mad, każde poważnie oceniać wkład parowów w budowę najmłodszych serii rzecznych. W korzystniejszych warunkach litologicznych (less) i znacznie dłuższej historii rolniczego wykorzystywania regionu, dochodzi do wyższego zasypania den dolinnych i około 3-metrowej akumulacji deluwii w suchych dolinkach (R a c z k o w s k i 1958). Wysokie wartości wskaźnika denudacji (6-9 mm / epizod spływu), otrzymane przez T e i s s e y r e ' a (1992b, 1994), wskazują że takich rozmiarów aggradacja może nastąpić w wyniku zaledwie kilkudziesięciu do kilkuset epizodów erozji o 2-3 letniej powtarzalności.



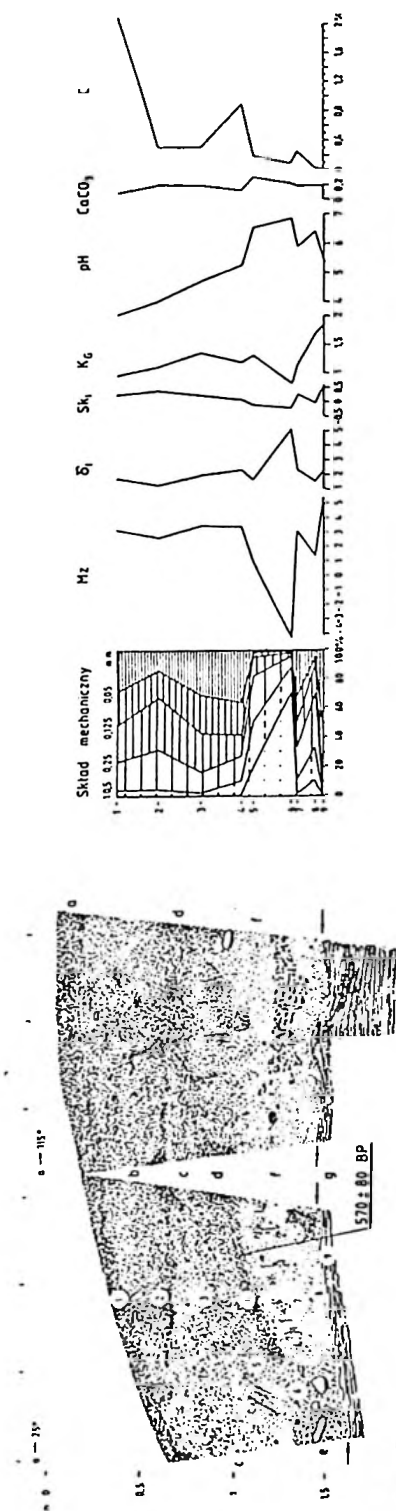
Rys. 44. Anielin-Lipka. Przekrój poprzeczny parowu zachodniego

1 - gleba współczesna; 2 - seria mineralno-organicznego wypełnienia parowu; 3 - gleba kopalna; 4 - bruk erozyjny; 5 - osady lessopodobne - piaski pokrywowe; 6 - piaski o drobnej laminacji - piaski górne; 7 - poziom kamienisty; 8 - seria piaszczysto-mułkowa doliny denudacyjnej; 9 - piaski i żwiry polodowcowe; 10 - glina zwalowa, brązowa; lokalizacja linii przekroju na mapie I

Transverse profile of the western gully

1 - present-day soil; 2 - series of mineral-organic infilling of gully; 3 - fossil soil; 4 - erosional pavement; 5 - loesslike deposits - cover sands; 6 - thinly laminated upper sands; 7 - stone pavement; 8 - sandy-silty series of dry valley; 9 - glacio-genic sands and gravels; 10 - till; location of profile in Map I

Zakończeniem fazy łączenia inicjalnych wąwozów było ukształtowanie dużych, długich form erozyjnych. Parowy posiadały już częściowo rozwinięte ramiona boczne i wyrównany profil podłużny. Dolne odcinki ramion bocznych nawiązują do kopalnych den parowów. Ilość osadów przykrywających dna była niewielka, powodująca ich jeszcze lepsze wyrównanie (wypełnienie bruzd erozyjnych). Dna, miejscami szersze, odziedziczone po poprzedniej fazie, były urozmaicone brukiem erozyjnym i większymi, powierzchniowo zalegającymi głazami. Stoki, poprzednio często osuwające się, osiągnęły stan względnej stabilizacji. Powiększanie głębokości rozcięcia, skutkiem wykształcenia wyrównanego profilu podłużnego, zachodziło najprawdopodobniej sporadycznie. Zmieniające się nurty krętych strug działających na dnach parowów, mogły lokalnie podcinać zbocza, powodując ich dalsze przemodelowywanie. Stąd kulisy stokowe, związane z takim charakterem odpływu (mapa II i IV) i nie odprowadzone produkty osuwania, złożone w pobliżu kopalnej, dolnej krawędzi stoku (rys. 46), lub nieco później, na piaszczysto-żwirowo-głazowym wypełnieniu bruzd erozyjnych (rys. 38, fot. 11). Stoki podłódzkich parowów dolinnych nie miały charakterystycznego kształtu jak

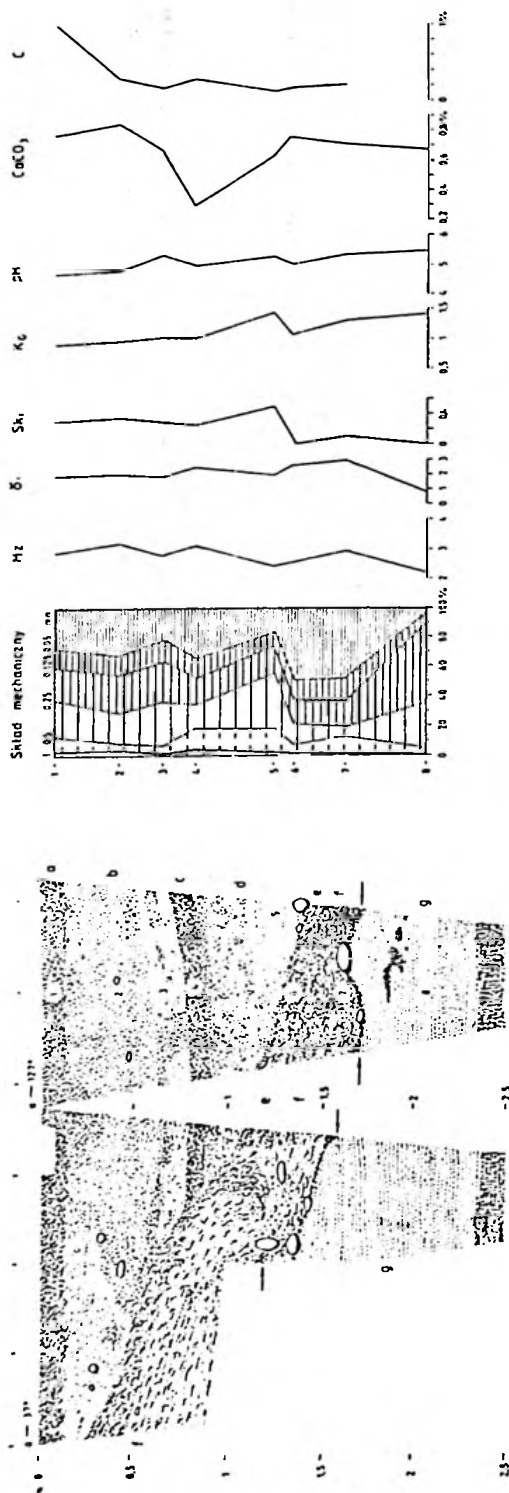


Rys. 45. Anielin - Lipka. Odosłonecie 15. Osady stożka napywowego parowców

a - poziom akumulacyjny gleby; b - piasek różnorodności z przewagą drobnego i udziałem mulku, bezstrukturalne, w spogu horyzontalny poziom orzyny; c - piasek drobny, pylasty, ze zwiłkami, plamisty, ludy "paluszki" glebowych; d - poziom akumulacyjny gleby kopalnej; e - żwir z glazkami i udziałem grubych piasków, bezstrukturalny, zorientowany, wypływający brudzą erozję; f - piasek różnorodności, bezstrukturalne, miejscami przenośne orzyny; g - mułki piaskowate, umiarkowane, szary, w atropie zorientowany; strzałki oznaczają granice osadów podłoża; liczby wpisane w miejscach pobrania próbek

Exposure 15. Deposits of the alluvial fan of gullies

a - soil accumulation horizon; b - various, mainly fine sands, occasionally with silt, structureless, ironpan at the bottom; c - fine dusty sands with gravel, spotty; d - accumulation horizon of fossil soil; e - gravel, boulders and coarse sands, structureless, ferricreted in places; f - various sands, structureless, ferricreted in places; g - sandy grey sands, streaky, ironpan at the top; arrows indicate the boundary of substratum; numbers mark places from which samples were taken



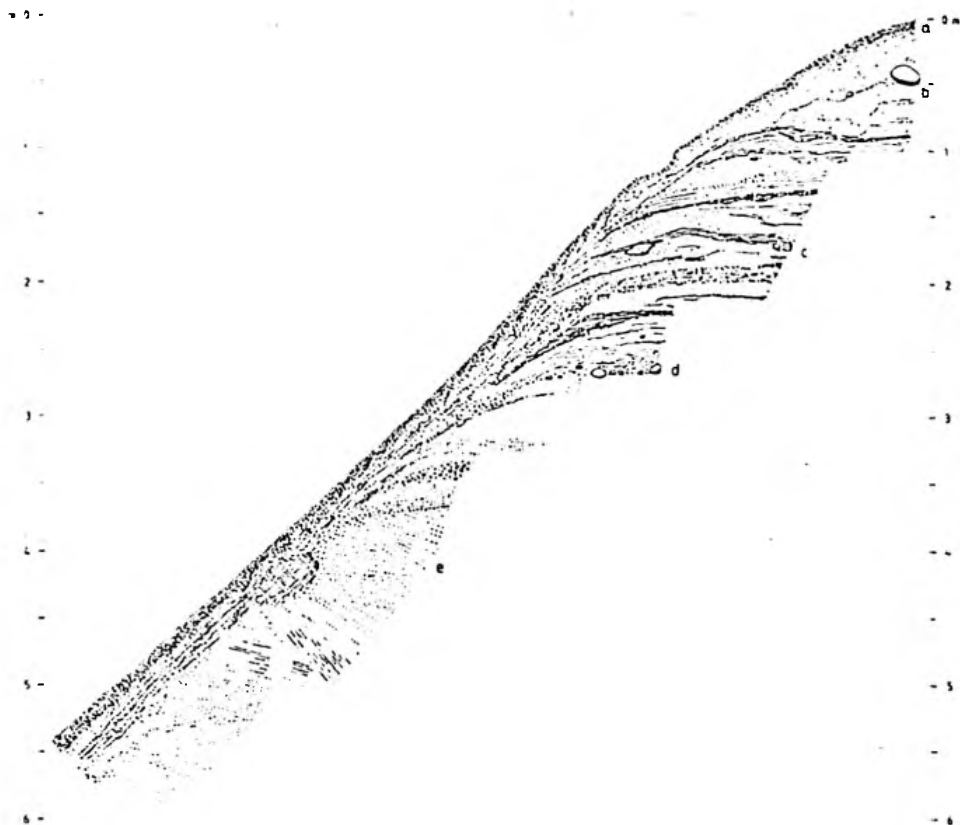
Rys. 46. Brzeziny. Odśrońnięcie 7. Osady wypełniające górny odcinek parowu

a - poziom akumulacyjny gleby; b - piaski silnie mulaste, wzbogacone w humus, z glazkami i lokalnymi nagromadzeniami żwiru, w spągu widoczne ślady warstwowania o małej skali; c - poziom akumulacyjny gleby kopalnej młodszej; d - piaski, głównie średnie ze śladami warstwowania, wzbogacone w humus, ze śladami działania procesu iluwialnego gleby młodszej; e - poziom akumulacyjny gleby kopalnej starszej; f - mulasto-piaszczysty, zgliniony materiał łobu osuwikowego, zawierający w spągu żwir i glazy o średnicy do 20 cm, miejscami ślady ogłębienia opadowego, struktura w przeważnie bezładna, miejscami widoczne ślady spływu; g - piaski głównie drobne z udziałem średnich, jednolite, warstwowe, w spągu zorzynizowane i wzbogacone w żwir; strzałki oznaczają granicę osadów podłoża; liczby wpisane w miejscach pobrania próbek

Exposure 7. Infilling of the upper section of gully

a - soil accumulation horizon; b - strongly silty sands enriched in humus, with boulders and gravels in places, small-scale stratification at the bottom; c - accumulation horizon of younger fossil soil; d - largely medium sands, marks of stratification, enriched in humus, marks of illuviation process; e - accumulation horizon of older fossil soil; f - silty-sandy, silty deposit of alluvial loess, gravels and boulders up to 20 cm in diameter at the bottom, glazification in places, structureless, sometimes signs of flow; g - largely fine sands with admixture of medium fraction, stratified, ferricreted and enriched in gravels at the bottom; arrows indicate the boundary of substratum; numbers mark places from which samples were taken

stoki wąwozów lessowych, to znaczy nie występowała pionowa, wysoka ściana w górnej partii zbocza, lub taki kształt "przechowywany" był krótko. Najpowszechniejszy, prosty profil zbocza parowu, kształtował się od razu, skutkiem łatwego osypywania się mniej spoistych piasków polodowcowych. Bardziej strome, dość niskie ściany mogły się dłużej utrzymywać gdy formy rozwijały się w glinach lub rozcinały serię piaszczysto-mułkową. Przemodelowanie tego typu zboczy zachodziło pod wpływem pełznięcia gruntowego (rys. 47). Znaczne przemieszczenie osadu bez zerwania ciągłości warstw,



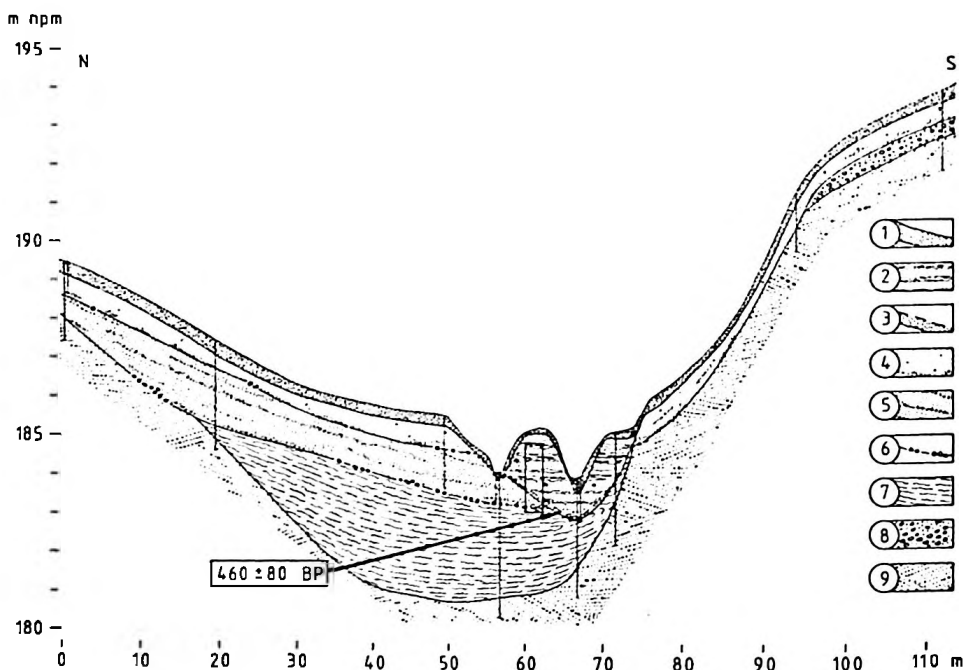
Rys. 47. A n i e l i n - L i p k a. Odsłonięcie 5. Budowa stoku parowu

a - poziom akumulacyjny gleby; b - piaski pyliste ze żwirikami i głazikami, bezstrukturalne, ze smugami orsztynu; c - piasek przeważnie średni na przemian z piaskiem mułastym i mulkiem, miejscami warstwy silniej zorzutyżowane, w lewej części odsłonięcia warstwy osadu są zdeformowane, tworząc kosy stokowe (bez zerwania ciągłości warstw); d - poziom kamienisty; e - piaski, zrazu drobne, o laminacji falistej, niżej średnie z wkładkami żwiru, w spagu wyraźne warstwowanie krzyżowe; seria ścięta nieogrodnie osadem pełznącym po stoku

Exposure 5. Gully slope

a - soil accumulation horizon; b - dusty sands with gravels and boulders, structureless, ironpan streaks; c - largely medium sands alternating with silty sands and silts, stronger ferricretation in places, at the left layers are deformed and create hooklike structures; d - stone pavement; e - sands, firstly fine fraction, wavy laminated, then medium sands with gravel inserts, distinct cross stratification at the bottom, series truncated with material creeping along the slope

przybierające postać kos stokowych, pozwala sądzić, że wiek powolnego pełnienia jest dość zaawansowany (J a h n 1986). Stopniowej stabilizacji stoków parowów odpowiada wkraczanie na nie roślinności i formowanie się inicjalnych gleb. Wiek gleb, a także ich niska pozycja występowania w profilu poprzecznym (rys. 48), informują o zakończeniu procesu najbardziej nasilonego rozwoju erozji wąwozowej. Duża szybkość z jaką, jak się wydaje, gleby mogą opanować zbocza i dna form erozyjnych (M a z u r *et al.* 1985), a także stosunkowo nieduża rozpiętość czasowa dat bezwzględnych (od 390 ± 90 BP - LOD 464 w Brzezinach, rys. 49, fot. 12, do 570 ± 80 BP - LOD 520 w Anielinie-Lipce, rys. 45, fot. 10), w zasadzie pokrywająca się z laboratoryjną tolerancją wyników, pozwala ściślej określić wiek tego ogniwa rozwoju parowów.

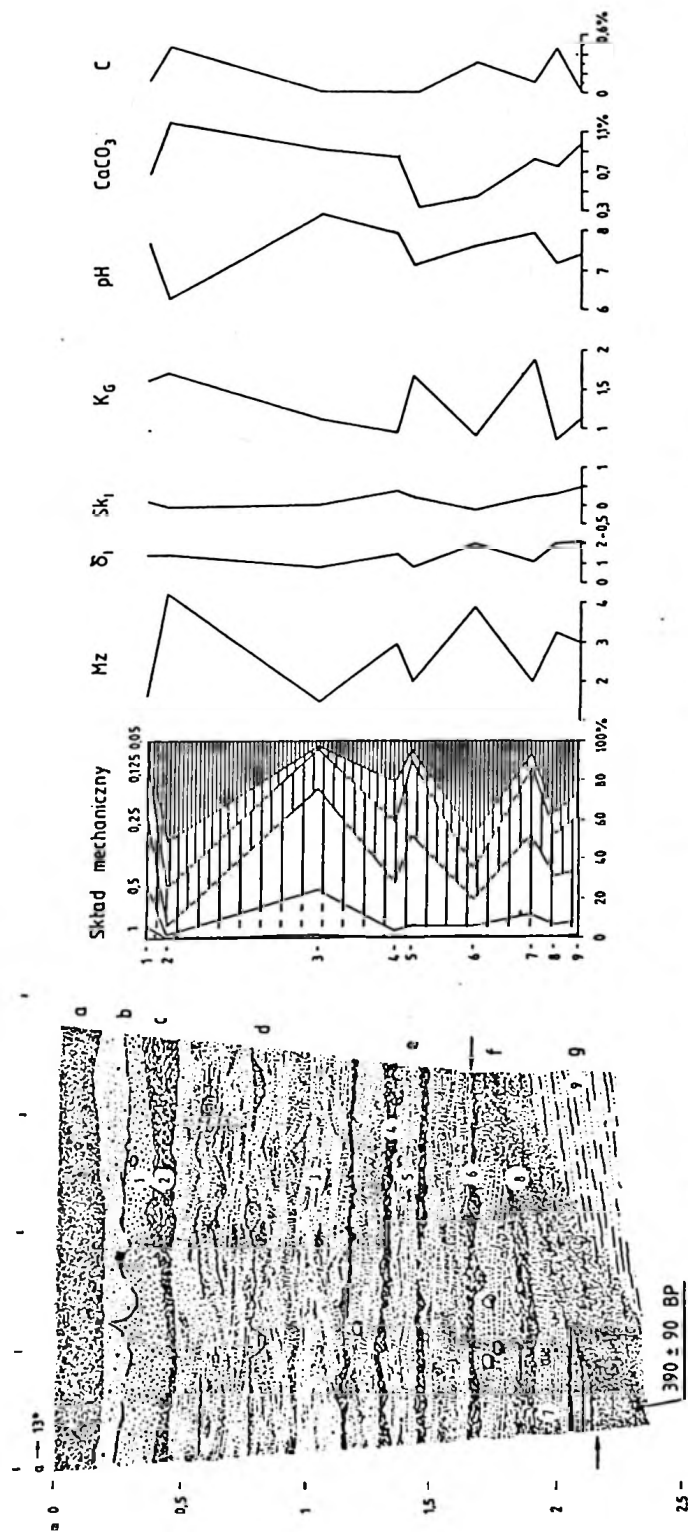


Rys. 48. B r z e z i n y. Przekrój poprzeczny (I) parowu

- 1 - gleba współczesna; 2 - seria mineralno-organicznego wypełnienia parowu z brukiem erozyjnym w spągu; 3 - gleba kopalna; 4 - osady lessopodobne - piaski pokrywowe; 5 - piaski o drobnej laminacji - piaski górne; 6 - poziom kamienisty; 7 - seria piaszczysto-mułkowa doliny denudacyjnej; 8 - rdzawe piaski i żwiry z udziałem głazików - osady ablacyjne; 9 - piaski i żwiry polodowcowe; lokalizacja linii przekroju na mapie III

Transverse profile (I) of the gully

- 1 - present-day soil; 2 - series of mineral-organic infilling of gully, erosional pavement at the bottom; 3 - fossil soil; 4 - loess-like deposits - cover sands; 5 - thinly laminated upper sands; 6 - stone pavement; 7 - sandy-silty series of dry valley; 8 - rusty sands, gravels and boulders - ablation deposits; 9 - glaciogenic sands and gravels; location of profile in Map III



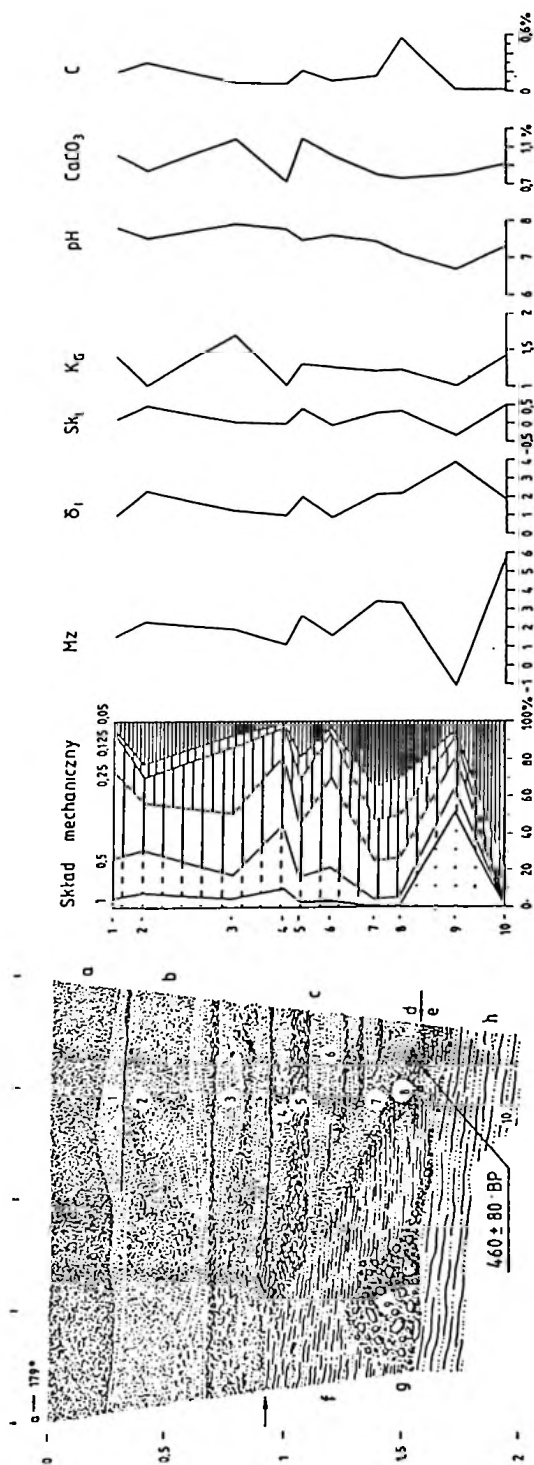
Rys. 49. Brzeziny. Odslonięcie 1. Osady wypełniające dolny odcinek parowu

a - poziom akumulacyjny gleby; b - piasek z domieszką żwirów i pojedynczymi głazkami, bezstrukturalny; c - mułek lekko piaszczysty, smugowaty, z domieszką humusu; d - piaszki przeważnie średnie i grube, także warstwy żwirów z małymi głazkami, gruboziarniste z przewagą średnich i grubych warstw, warstwowe, ze słudami strukturalnymi; e - mułki piaszczyste, smugowate; f - poziom akumulacyjny gleby kopalnej; g - mułki piaszczyste, jasnobiałe; h - strzałki oznaczają granicę osadów podłoża; liczby wpisanie w miejscach pobrania próbek

Exposure 1. Infilling of the lower section of the gully

a - soil accumulation horizon; b - sands with gravel admixture and individual boulders, structureless; c - slightly sandy silt, streaky, with humus admixture; d - largely medium and coarse sand, also gravel layers with boulders, thicker silt intercalations; e - various, mainly medium and coarse sand, stratified, marks of ripple structures, sand layers are separated with thinner streaky layers of silt; f - accumulation horizon of fossil soil; g - sandy light-beige silt; arrows indicate the boundary of substratum; numbers mark places from which samples were taken

Dwie kolejne daty (460 ± 80 BP - LOD 465 w Brzezinach, rys. 50, fot. 13 i 480 ± 70 BP - LOD 518 w Anielinie-Lipce, rys. 42, fot. 14), dodatkowo uściślają fazę zakończenia aktywnego formowania się parowów. Inaczej mówiąc, przeobrażanie się wąwozów w parowy, zachodziło w regionie łódzkim około 480 lat temu, czyli pokrywa się ze schyłkiem późnego średniowiecza. W świetle uzyskanych wyników datowań, wcześniejsze stadium wąwozowe parowów dolinnych trwało około 1 000 lat i obejmowało całe średniowiecze. Ten okres w historii rozwoju parowów strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej, rozciągający się pomiędzy V/VI a XV/XVI wiekiem, należy traktować jako powolne dopasowywanie się środowisk wysoczyznowych do nowych warunków, powstających po etapowym wylesianiu terenu przez człowieka. Zbiega się on jednocześnie z przemianami w dolinach rzecznych, przejawiającymi się w agradacji den dolinnych przez serie powodziowe. Po okresie ustabilizowania części stoków i den parowów przez roślinność, następuje spowolnienie procesów rozwojowych i trwające do dziś wypełnianie form osadami. Nie należy przy tym rozumieć, że utworzone systemy parowów dolinnych zupełnie zamarły. Erozja trwała nadal w licznych ramionach bocznych i górnych odcinkach form. Zachodzi jednak pytanie o przyczyny zmiany bilansu procesów w parowach i pojawienie się obfitszego zasypywania, prowadzącego w efekcie do uformowania płaskich, akumulacyjnych den. Historyczne, późnośredniowieczne, możliwe do zrekonstruowania zmiany klimatu (K o Ź u c h o w s k i 1990), szczególnie zaostrenie klimatu, związane z tak zwanym małym glaciałem, przypadające na XVI-XVIII/XIX wiek, z największym nasileniem chłodu na przełomie XVII i XVIII wieku, właściwie przeczą ujawnianiu się tendencji do stabilizacji i zasypywania form. Przyczyn należy szukać w samych parowach i aktywnej, rolniczej działalności człowieka w zlewniach form. Dalsze możliwości rozwojowe parowów, górnymi odcinkami sięgających już w pobliże działów wodnych i posiadających wykształcony profil podłużny, w naturalny sposób uległy ograniczeniu. Znaczna ilość miejsc poboru materiału, związana z szeregiem funkcjonujących ramion bocznych, a także wielokilometrowymi długościami stoków głównych wciosów, powodowała, że dostarczane na dna ilości materiału nie mogły być w całości odprowadzone. Głębokie wcięcie parowów w dna dolin denudacyjnych, często większe niż miąższość mułkowo-piaszczystych osadów (rys. 51), hamujących przesiąkanie, było przyczyną nieuchronnego wsiąkania wód epizodycznych w zbudowane z przepuszczalnego materiału fluwioglacjalnego dna parowów, a więc masa wody działająca w parowach ulegała zmniejszaniu. Wobec dużych możliwości zaczerpnięcia materiału, a malejącej ilości wód, mogących go przemieszczać, można wnioskować, że strugi okresowo działające na dnach form były permanentnie przeciążone materiałem. Stąd pojawia się obfitsza depozycja. Pokrywy akumulacyjne, okrywające dna parowów, lokalnie dochodzące do blisko 3 m miąższości (dolny odcinek parowu brzezińskiego, rys. 33, 48), nie powstały dzięki podnoszeniu baz erozyjnych, lecz są wyrazem słabszych możliwości transportowych wód epizodycznych. Warto także rozpatrzyć

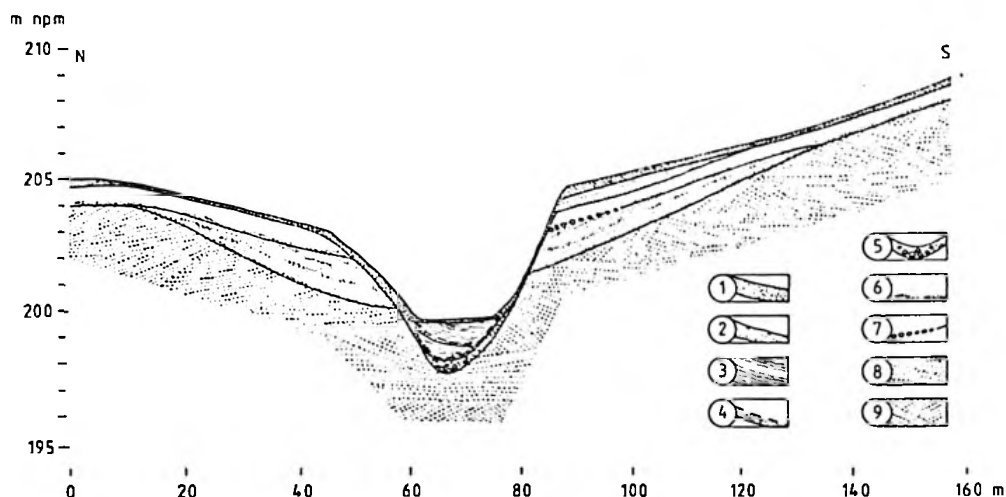


Rys. 50. B r z e z i n y. Odstonięcie 2. Osady wypełniające dolny odcinek parowu

a - poziom akumulacyjny gleby; b - piaski różnoziarniste, zrzu bezstrukturalne, w spogu warstwowe faliste, z cienkimi przewarstwieniami mulku; c - piaski różnoziarniste z przewagą średnich i grubych oraz domieszką żwiru, rytmiczne przewarstwienie mulku piaszczystego, smugowanego, wzbogaconego w humus; d - mułki piaszczyste, bezstrukturalne, występujący w postaci nachylonej warstwy; e - poziom akumulacyjny gleby kopalczej; f - mulki piaszczyste, jednolite, dobrze wykretowane, żwir z glazkami i piaskiem, zrzynizowany, występujący w postaci soczewy, w prawej części przechodzący w cienki poziom żwirowo-kamienny; h - mułki jasnobłyszczące, drobno smugowane; strzałki oznaczają granice osadów podłoża; liczby wpisane w miejscach pobrania próbek

Exposure 2. Infilling of the lower section of the gully

a - soil accumulation horizon; b - various sands, structureless at first, at the bottom wavy lamination, thin silt intercalations; c - various, mainly medium and coarse sands with gravel admixture, rhythmical intercalations of sandy streaky silts enriched in humus; d - sandy silts, structureless, inclined layers; e - accumulation horizon of fossil soil; f - sandy silts, well sorted, ferritised gravels with boulder and sands, their lens changes into thin gravelly-stony pavement; h - light-buff silts, thinly streaked; arrows indicate the boundary of substratum; numbers mark places from which samples were taken



Rys. 51. Brzeziny. Przekrój poprzeczny (III) parowu

1 - gleba współczesna; 2 - piaski humusowe, amugowane - współczesna pokrywa osadów stokowych; 3 - seria organiczno-mineralnego wypełnienia parowu; 4 - gleba kopalna; 5 - bruk erozyjny i osad jezora osuwiskowego; 6 - osady lessopodobne - piaski pokrywowe; 7 - poziom kamienisty; 8 - piaski o drobnej laminacji - piaski górne; 9 - piaski i żwiry polodowcowe; lokalizacja linii przekroju na mapie III

Transverse profile (III) of the gully

1 - present-day soil; 2 - humus streaky sands - present-day slope deposit; 3 - series of organic-mineral infilling of gully; 4 - fossil soil; 5 - erosional pavement and slide tongue deposit; 6 - loess-like deposit - cover sands; 7 - stone pavement; 8 - thinly laminated upper sands; 9 - glaciogenic sands and gravel; location of profile in Map III

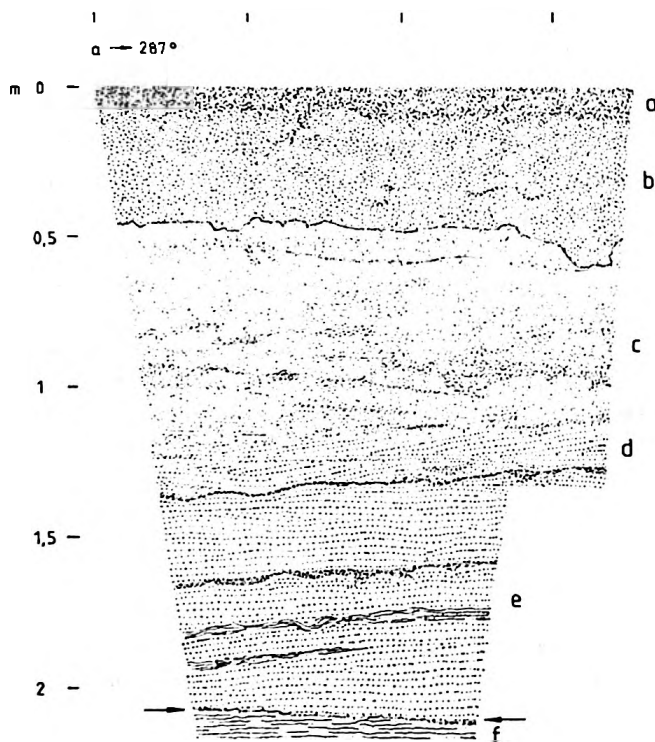
oddziaływanie uprawy ziemi przez człowieka na depozycję osadów w parowach. Upowszechniające się w średniowieczu użycie pługa do uprawy gleby, lepsza organizacja rolnictwa w obrębie systemu trójpolowego, powszechna uprawa zbóż i pozostawianie nagich, pozbawionych roślinności stoków na pewien czas, zdecydowały o możliwości dostarczenia przez splukiwanie na pewno niebagatelnych ilości materiału z oranych lub ugorujących stoków zlewni parowów. Chęć powetowania sobie strat wywołanych erozją, przejawiająca się w zbyt bliskim zaorywaniu terenu tuż w pobliżu brzegów parowu, jest częstą przyczyną powstawania bocznych ramion form (M o z o ł a 1972). Występowanie starych, zniszczonych wysokich miedz, lokalnie towarzyszących parowom w Anielinie-Lipce (mapa II) i współczesne kontaktowanie upraw płużnych z krawędziami parowu w Brzezinach (mapa IV), wskazuje, że średniowieczne i nowożytne rolnictwo przyczyniało się do zwiększenia ilości materiału przenoszonego przez erozję i splukiwanie na dna parowów. Upowszechnianie się upraw ziemniaków, w regionie podlódzkim od przełomu XVIII i XIX wieku (B a r a n o w s k i 1960), dodatkowo nasiliło dostawę deluwii ze stoków. Także próby wykorzystywania stref parowów do transportu, sprowadzanie dróg po ich stokach powodowały, że materiał z

formujących się rozcięć drogowych (mapa II, IV), trafiał łatwo na dna parowów. Szereg bocznych dolinek w obu badanych formach posiada uwarunkowanie erozją kołową. Z przeglądu możliwości wynika, że tereny rolnicze, sąsiadujące z parowami, zapewne stanowiły ważne obszary alimentacyjne dla serii wypełniającej dna form.

Seria wypełniająca dna parowów dolinnych jest zróżnicowana, zarówno w profilu pionowym jak i wzdłuż biegu form. Jej pozycję wyznacza zazwyczaj zgodne zaleganie na starszym bruku erozyjnym lub jego piaszczysto-żwirowej odmianie facjalnej, albo bezpośrednio na kopalnych dnach okrytych paleopedolitami. Stanowi ona zasadniczą część wypełnienia den parowów i zwykle znacznie przekracza miąższością grubość warstw osadów powstałych w starszym cyklu rozwojowym. Jedyne odsłonięcie, gdzie rozpoznano silniejszą akumulację, poprzedzającą rozwój gleb kopalnych, stanowi odkrywka 11 w Anielinie-Lipce (rys. 42) i tam seria wypełniająca odznacza się jedynie 0,5-metrową miąższością, wobec 1-metrowej serii starszej. Analiza podłużnych przekrojów geologicznych przez oba badane parowy (rys. 32, 33), pozwala łatwo skonstatować, że miąższość wypełnienia wzrasta wyraźnie ku dołowi form. W górnych odcinkach dna form są prawie zupełnie wyprątnięte, zapewne za sprawą większych spadków podłużnych den i ich mniejszej szerokości. Szerokie odcinki środkowe, oraz węższe, ale słabo nachylone, dolne, zasypane zostały osadami tej serii do wysokości około 2,5 m. Uwagę zwraca niejednokorny stopień zasypania obu badanych parowów dolinnych. Parów w Brzezinach posiada na swoim dnie pokrywę akumulacyjną przeciętnie o 1 m, lokalnie nawet o 1,5 m grubszą w porównaniu do formy z Anielina-Lipki. W profilu seria wypełniająca wykazuje dość niewyraźne ślady dwudzielności: spągowa część jest bardziej grubofrakcyjna i zawiera nikiłe domieszki materiału organicznego, w stropie przeważa ziarno drobniejsze a domieszki organiczne są liczniejsze. Stąd niżej używane będzie następujące nazewnictwo, dopasowane do dwudzielności serii: spągowa, starsza część, określana będzie jako seria mineralno-organicznego wypełnienia parowów; stropowa, najmłodsza, jako seria organiczno-mineralnego wypełnienia parowów. Charakterystyczne dla parowu brzezińskiego, grubsze przykrycie dna górnych jego odcinków (rys. 33, 48), nastąpiło skutkiem akumulacji serii organicznomineralnej i zostanie zinterpretowane w dalszych częściach niniejszego rozdziału.

Naczelną cechą serii mineralno-organicznego wypełnienia parowów jest rytmiczny charakter występowania następujących po sobie grubszych, kilku, kilkunastocentymetrowych warstw piaszczystych, lokalnie wzbogaconych w żwiry i sporadycznie w otoczone gładziki, na przemian z cieńszymi, parucentymetrowymi warstwami smugowanych mułków piaszczystych. Najlepszych przykładów rytmiczności tej serii dostarczają odsłonięcia 4, 2 i 1 z Brzezin (rys. 38, 49, 50, fot. 7, 12, 13) oraz 9, 10, 16 z Anielina-Lipki (rys. 40, 41, 52, fot. 15). Typy warstwowania spotykanego w warstwach piaszczystych są rozmaite. Najczęściej pojawia się warstwowanie płaskie i ripplemarkowe,

rzadziej występuje faliste i krzyżowe. Laminy piaszczyste są zazwyczaj długie i ciągłe, czasem rozdzielone smugami mułków. Słabe i bardzo słabe wysortowanie osadu świadczy o zmieniającej się dynamice środowiska i sporym zróżnicowaniu energetycznym działających wód. Dominująca frakcja wskazuje na udział saltacji jako zasadniczego sposobu transportu ziarn. Zapewne zachodziło chwilowo przerywane unoszenie ziarn i wytrącanie drobniejszych z nich z zawieszin o czym informują powszechnie dodatnie skośności.



Rys. 52. Anielin - Lipka. Odśłonięcie 16. Osady stożka napływowego parowód

a - poziom akumulacyjny gleby; b - piasek drobny i średni, pylasty, sporadycznie żwirki, bezstrukturalny; c - piaski drobne, mułkowate, miejscami z udziałem piasku średniego, lokalne nagromadzenia humusu w postaci warstewek nieciągłych przestrzennie, struktura częściowo zatarta; d - piaski średnie, warstwowane kątowo; e - piaski średnie, warstwowane płasko, warstwy drobne, ciągłe przestrzennie, osad z przewarstwieniami piasku zglinonego i humusu; f - mułki szare, strop podkreślony orszynem; strzałki oznaczają granicę osadów podłoża

Exposure 16. Deposits of the alluvial fan of gullies

a - soil accumulation horizon; b - fine and medium dusty sands, sporadic gravels, structureless; c - fine, silty sands, medium particles in place, locally assemblages of humus in the shape of discontinuous layers; d - medium sands, cross stratification; e - medium sands, tabular stratification, layers are thin and continuous, deposit interlayered with silty sand and humus; f - grey silt, its top outlined with ironpan; arrows indicate the boundary of substratum

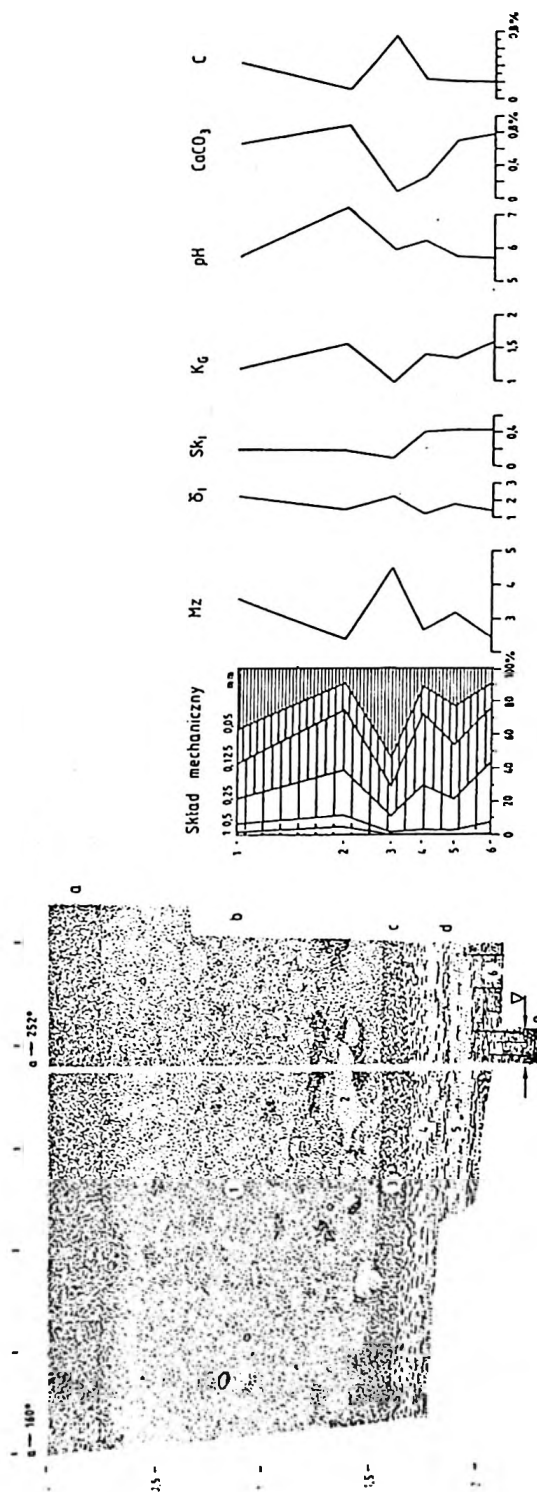
Warstwy piaszczyste kontaktują się boczenie w sposób niezgodny z kopalnymi stokami i nie zachodzą na nie. Cechy struktury i tekstury tego osadu wskazują, że formował się on skutkiem akumulacji osadów zerodowanych ze stoków bądź den górnych partii parowów. Erozja mogła przybierać dość poważne rozmiary, przecinając wierzchnią warstwę gleby i sięgając osadów nie wzbogaconych w próchnicę. Brak domieszki organicznej w warstwach piaszczystych świadczy, że w głównej mierze przenoszony był materiał mineralny. Wcześniej erodowany poziom akumulacyjny gleby i występująca w nim substancja organiczna była zawieszinowo transportowana poza parów w pierwszych fazach narastającego aktu erozyjnego. Dno parowu pokrywało się lokalnie kilkunastocentymetrową warstwą piasków. Pokrywa akumulacyjna okrywała w miarę równomiernie całą szerokość dna form. Fotogramy dokumentujące występowanie tego typu pokryw piaszczystych zawierają prace *W i d a c k i e g o* (1970) oraz *B u r a c z y ń s k i e g o i W o j t a n o w i c z a* (1971).

Cieńsze warstwy mulaste, rozdzielające wyżej scharakteryzowane scribe piaszczyste, pochodzą z innego cyklu sedymentacyjnego. Świadczy o tym wypełnianie przez mułki mikroform erozyjnych, powstałych na stropowych częściach warstw piaszczystych (fot. 12), a także zachodzenie ich na stoki parowu (fot. 16). Struktura niektórych warstw mułkowych (fot. 17), wskazuje na okresowe spływanie cienkich jeziorów soliflukcyjnych na dna parowów. Inne warstwy mulaste są bardziej wzbogacone w humus a fakt ich wkraczania na stoki parowów, skłania do innej interpretacji genetycznej, niż zaproponowana w odniesieniu do warstw piaszczystych. Uformowały się one na drodze "normalnego", słabszego, bo naruszającego jedynie powierzchnię warstw gleby, spłukiwania działającego na stokach parowów. W tym świetle geneza serii mineralno-organicznego wypełnienia parowów jest złożona: gros osadów ją budujących pochodzi z nasilającej się okresowo erozji, powodowanej gwałtowniejszymi opadami lub wydajniejszymi morfogenetycznie roztopami a mniejszą część zbudowały procesy soliflukcyjne i spłukiwanie. Tak rozumiana geneza jest odbiciem tendencji sekularnych i procesów ekstremalnych (*M a r u s z c z a k* 1986) w mikroskali środowisk parowów dolinnych.

Obok procesów erozji, soliflukcji i spłukiwania, w osadzie serii mineralno-organicznego wypełnienia parowów znajduje się także zapis odpadania materiału ze stoków. Pokażne bryły gleby, oderwane od nawisu darniowego, zwieszającego się nad stromym stokiem, pogrążone w warstwie piaszczystej przedstawia fotografia 18.

Kolejnym, najmłodszym już osadem, zakumulowanym na dnach parowów jest seria organiczno-mineralnego wypełnienia. Przyjęcie jedynie kryterium litodynamicznego chyba nie pozwoliłoby odróżnić jej od podścielających osadów mineralno-organicznych, jednak autor zauważa odbicie w osadach przemian jakie zachodziły w ostatnich latach historii rozwoju parowów. Głównym kryterium umożliwiającym odróżnienie od siebie obu serii wypełnienia parowów jest powiększająca się zawartość humusu. Wynika ona nie tylko z koncentracji materii organicznej w poziomach akumulacyjnych współ-

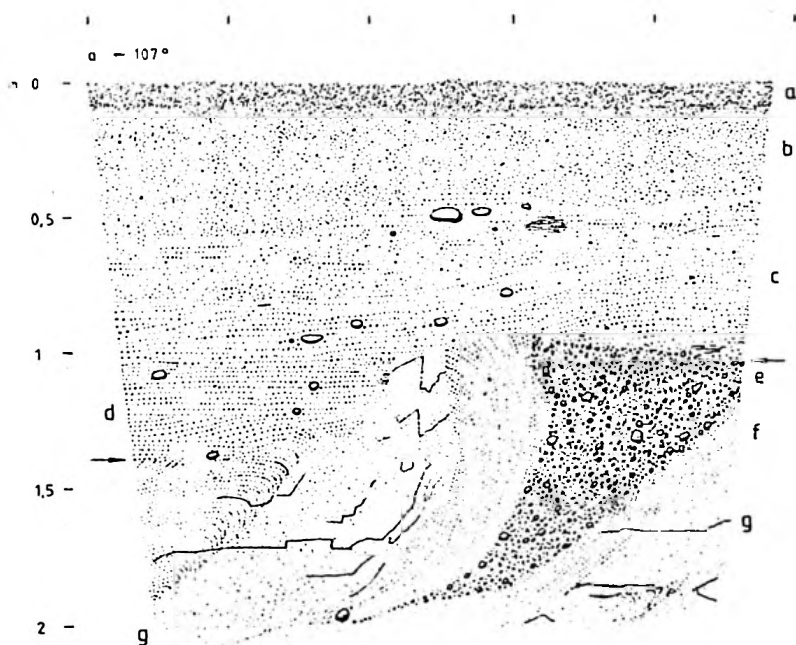
czesnych gleb okrywających dna form, ale zaznacza się także w stopniowym wzbogacaniu materiałem organicznym coraz młodszych warstw osadu. Seria organiczno-mineralna zalega zgodnie na starszych osadach, a spąg ma charakter strefy przejściowej i nigdy nie bywa podkreślany wyraźną powierzchnią erozyjną. Omawianą serię można rozpoznać w górnych częściach odsłoneń 5, 4, 6, 1, 2 w Brzezinach (rys. 37, 38, 39, 49, 50, fot. 7, 19,). Najlepiej wykształcona jest w górnym odcinku odnogi południowo-wschodniej parowu brzezińskiego (rys. 46, fot. 19). Także stożek napływowy tej formy, oprócz spągowych 50 cm, jest zbudowany z tego typu osadu (rys. 53). Natomiast parów w Anielinie-Lipce w zasadzie nie posiada grubszego wypełnienia organiczno-mineralnego. Jedynie stropowe partie osadów odsłoniętych w najniższej położonych odkrywkach (rys. 43, 45, 52, fot. 10), wykazują podobieństwa do serii organiczno-mineralnej z Brzezin. W większości przypadków, skutkiem przypowierzchniowego występowania i oddziaływania współczesnych procesów glebotwórczych, struktura tej serii jest częściowo lub całkowicie zniszczona. Ślady pierwotnej struktury, widoczne w odsłonięciach 1, 2, 5 w Brzezinach, wskazują, że rytmicznie występowały grubsze warstwy piasku różnoziarnistego z domieszką mułów lub mułu piaszczystego silniej wzbogaconego w humus, złożone na przemian z cieńszymi warstwami piasku, zawierającego liczniejsze laminy mulaste. Piaski z laminami mulastymi charakteryzują się jaśniejszą barwą i nieco mniejszą koncentracją humusu. Odsłonięcia 3 i 7 z Brzezin wykazują duże, 1,5-metrowe miąższości tej serii. W innych przypadkach miąższość można określić na kilkadziesiąt centymetrów, przeciętnie 0,5 m. Odrębnego wyjaśnienia wymaga fakt nietypowego występowania miąższego, organiczno-mineralnego wypełnienia w parowie brzezińskim. Zarówno stożek napływowy, jak i górna część odnogi południowo-wschodniej tego parowu, to miejsca, gdzie niezbyt odległe w czasie ingerencje człowieka doprowadziły do najsilniejszych zmian rzeźby terenu. Rozwój parowów, wywołujący straty gruntów ornych powoduje chęć powstrzymania wcinania i zrekultywowania terenu w ten sposób, aby uprawa była nadal możliwa. Przejawem dążeń rolników do powstrzymywania erozji są zapory kamienne, szanice i tamy wznoszone w poprzek form. O skuteczności takiej zabudowy technicznej den parowów przekonują pokaźne ilości osadu, zatrzymanego powyżej budowli w górnych partiach parowu w Brzezinach (rys. 33). Rekultywacja zerodowanego terenu przebiega na drodze szeregu przedsięwzięć, mających na celu umożliwienie uprawy stoków i den form. Podanie szczegółów tych zabiegów nie jest celem niniejszego opracowania, ważniejsze wydaje się zinterpretowanie geomorfologicznych skutków udanych prób przeprowadzenia niw pól w poprzek wciósów parowów. Jedno- lub obustronne zaoranie zbocza parowu powoduje szybkie zmiany rzeźby jego stoków (Bury-Zaleska, Pięta 1968; Maruszcza 1973; Józefacyk, Józefacyk 1984). Górna krawędź stoku ulega natychmiastowemu zaokrągleniu, dolne załamanie wydatnemu złagodzeniu. Stok przybiera szybko kształt wypukło-wklęsły. Dno staje się nieckowate a odległość pomiędzy



zaokrąglonymi orką górnymi krawędziami wzrasta o kilka, kilkanaście metrów. Granice niw pól przebiegających przez dna parowów, z czasem tworzą tam progi o charakterze stopni akumulacyjnych. Pewne odcinki form, w których nie przeprowadzono rekultywacji, pozostają odseparowane od głównych parowów i żywością swej erozyjnej rzeźby odcinają się wyraźnie w krajobrazie od sąsiednich, nieckowatych, oranych części parowów. Liczne przykłady przekształceń pierwotnej rzeźby pod wpływem działalności rolniczej człowieka, dostarcza parów w Brzezinach (mapa IV) oraz parów w Dąbrówce Dużej. Podobne sytuacje zastał autor także w innych miejscach terenu badań: w Mileszkach, Poliku, Dobrej, Kołacinku, itd. Geneza serii organiczno-mineralnej może być powiązana ze zmianami rzeźby zrekultywowanych odcinków parowów. Nadbudowanie dna o 1,5 m osadami organiczno-mineralnymi było możliwe dzięki poprzecznemu przeoraniu parowu. Akumulacja tych osadów zachodzi wskutek oddziaływania zaktywizowanych orką procesów poprzecznych, głównie splukiwania i grawitacyjnego przemieszczania gleby przez pług. Stąd w osadzie obecność zwartych brył gleby i piasku pylastego, będących dawniej skibami odrzucanymi w czasie orki (odsłonięcie 3, rys. 53). Podłużne odprowadzanie jest hamowane szeregiem tam i zapór. T e i s s e y r e (1994) opierając się częściowo na wcześniejszych badaniach B a c a i H l i b o w i c k i e g o wyraził w zasadzie podobny pogląd: "Stok użytkowany rolniczo jest modelowany dyskretnie w sposób trudny do zauważenia przez pobieżnego obserwatora, a efekty takiej działalności, sumując się nawet w ciągu niedługiego okresu kilkudziesięciu lat, mogą doprowadzić do istotnych zmian rzeźby w wysokości stoku". Brak szerszego rozpowszechnienia serii organiczno-mineralnej w parowach okolic Anielina-Lipki, tłumaczy wcześniej zasygnalizowane, słabsze ich zasypanie. Niespotykane nigdzie w regionie podlódzkim tak duże szkody erozyjne, powstałe w wyniku rozwoju tej formy, zniechęciły do prób uprawy gruntów i spowodowały porzucenie całego, zniszczonego terenu który uległ zalesieniu. Wyrazem chęci uchronienia przed erozją przylegających od zachodu pól, było wykonanie głębokiego rowu ochronnego na granicy lasu i pól (mapa I). O częściowej nieskuteczności tego zabiegu świadczy przedarcie się jednego ramienia parowu zachodniego w obręb gruntów ornych i utworzenie tam krótkiej, płytkiej odnogi, z czasem łatwo zaoranej. Produkty erozji pól przedostały się wspomnianym ramieniem na dno parowu głównego i tam uległy depozycji, tworząc rozległy stożek napływowy o maksymalnej miąższości około 1 m (mapa II). Jedynie ta forma jest pośrednim przykładem ingerencji człowieka w rzeźbę. Zalesienie, minimum 100-letnie, przesądziło o współczesnej, ogólnej stagnacji tego systemu parowów.

Podanie samych miąższości osadowego wypełnienia parowów nie wyczerpuje jeszcze istoty zagadnienia młodszych faz rozwojowych parowów. Należy wskazać przemiany rzeźby form, powstałe po okresie zasypywania. Stopniowe nadbudowywanie den osadami serii wypełniających, doprowadziło do szczególnie wyraźnych przekształceń dolnych odcinków parowów dolinnych. Poziom akumulacyjnego dna parowów nawiązywał niegdyś niemalże do den dolin denudacyjnych, rozcinanych przez parowy (rys. 32, 33). W najniższych

partiach parowu w Brzezinach pokrywy akumulacyjne zasypały parów do wysokości poziomu wysokiej terasy Mrożycy (rys. 33). Formy w swych dolnych odcinkach, pierwotnie i tak niezbyt okazałych, pogrążyły się we własnych osadach. Jednak współczesna rzeźba ujściowych odcinków parów dolinnych nosi cechy odmłodzenia. Zaszło ono dzięki rozwojowi młodych rozcięć erozyjnych dna (mapy II, IV). Erodowane dno posiada zróżnicowaną rzeźbę i charakteryzuje się istnieniem poziomów przypominających rzeczne terasy erozyjno-akumulacyjne. W przypadku silniej zasypanego parowu w Brzezinach, najmłodsza erozja tylko sporadycznie sięgnęła osadów podłoża (rys. 48). W parowach w Anielinie-Lipce, cieńsza pokrywa osadowa została miejscami w całości usunięta a współczesne dna rozcięć erozyjnych zaczęły się rozwijać w osadach podłoża. Niektóre, słabiej nadbudowane poziomy dna posiadają cokoły zbudowane z osadów podłoża (rys. 54). Często erozja działała tam na prawie całym dnie i z dawnego, wyżej poło-



Rys. 54. Anielin - Lipka. Odslonięcie 1. Osady wypełnienia parowu

a - poziom akumulacyjny gleby; b - piaski drobne i średnie, w stropie lekko pyłaste, z pojedynczymi żwirikami, bezstrukturalne, "marmurkowane"; c - piaski średnie i grube ze żwirikami i głazikami oraz tocząciami mułowymi, warstwowane faliste; d - piaski średnie i drobne, warstwowane; e - piaski i żwiry oraz głaziki, bezstrukturalne; f - piaski drobne i średnie, drobno warstwowane, zaburzone; g - piaski drobne, jednolite, struktura niewyraźna, zaskokowana, z zaciekami orszynu; strzałki oznaczają granicę osadów podłoża

Exposure 1. Deposits of gully infilling

a - soil accumulation horizon; b - fine and medium sands, slightly dusty at the top, individual grains of gravel, structureless, marbled; c - medium and coarse sands with gravels and boulders and silt balls, wavy lamination; d - medium and fine sands, stratified; e - sands, gravels and boulders, structureless; f - fine and medium sands, thinly laminated, disturbed; g - fine sands, unclear faulted structure, ironpan; arrows indicate the boundary of substratum

zonego poziomu pozostały jedynie niewielkie, przystokowe ostańce (mapa II, parów E). Występowanie młodych rozcięć erozyjnych zarówno w dolnych jak i środkowych oraz górnych odcinkach parowów w Anielinie-Lipce, świadczy o niekoniecznie oddolnym postępowaniu odmładzania. Takie rozmieszczenie rozcięć erozyjnych wskazuje, że ich rozwój mógł odbywać się niezależnie od zmian baz erozyjnych całych parowów, a raczej następował skutkiem zwiększenia ilości działających wód w poszczególnych partiach parowów. Zwiększenie spływu powierzchniowego zaszło, podobnie jak w obszarach górskich (S t a r k e l 1977, 1980, 1989; M a r u s z c z a k 1986, 1988) po upowszechnieniu się uprawy ziemniaków. W tym świetle, najmłodszy, erozyjny retusz rzeźby parowów liczy około 100-150 lat i być może jest synchroniczny z wyżej przedstawionymi zmianami fizjonomii parowów, wywołanymi rolniczą rekultywacją terenu.

Współcześnie parowy dolinne strefy krawędziowej znajdują się w stagnacji. Nigdzie na terenie badań nie spotkał autor żywo rozwijającej się erozyjnie formy. Przejawy aktywności erozji wąwozowej, sygnalizowane w literaturze z lat 50-tych (D o r y w a l s k i 1955, 1958; K l a t k o w a 1958, 1965, nieopublikowane fotogramy D o r y w a l s k i e g o z lat 1952-56) ustały zupełnie. Zapewne stały wzrost lesistości od okresu powojennego (rys. 10) oraz rezygnacja z wypasu bydła w parowach, poważnie ograniczyły aktywność procesów współczesnych, kształtujących te formy. Jedynie parowy rozcinające bezpośrednio tereny rolnicze oraz wądoły powstałe po zaoraniu odcinków form, charakteryzują się powolną, aczkolwiek coroczną agradacją den. Współcześnie funkcjonującymi osiami wzdłuż których odbywa się transport osadów na dna parowów są wciosały drogowe. U ich zakończenia można najczęściej znaleźć stożki deluwialne.

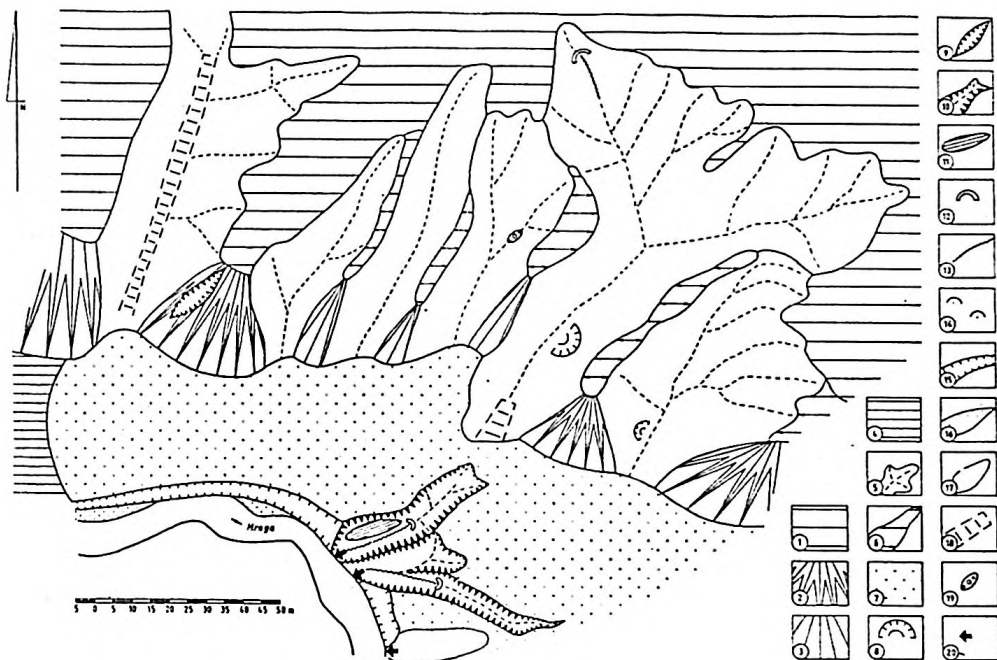
Lokalnie, poważniejszą rolę niż współczesna morfogeneza, odgrywa akumulacja wszelkiego rodzaju odpadków w obrębie parowów. Z przykrością trzeba stwierdzić, że nie jest to najwłaściwszy dla środowiska sposób rekompensowania strat erozyjnych. Niektóre odcinki parowów, szczególnie tych położonych w pobliżu wsi i miast, uległy już pełnemu wypełnieniu.

ROZWÓJ PAROWÓW ZBOCZOWYCH

W poprzedniej części niniejszego rozdziału, poświęconej rozwojowi parowów dolinnych, starano się dowieść rozwoju tych form, niezależnego od holocenijskich wahań baz erozyjnych tworzonych przez rzeki. Motorem działania erozji wąwozowej wewnątrz wysoczyzn okazały się zmiany środowiska przyrodniczego zlewni parowów, następujące wraz z rozwojem gospodarki człowieka. Czy jednak podobne wnioski byłyby uprawnione w relacji do parowów zboczowych, nie posiadających tak ustronnego położenia w stosunku do dolin rzecznych jak parowy dolinne? Odpowiedź będzie uzależniona od wieku form i stosunku składowych form ich rzeźby do elementów lub osadów dolin rzecznych o rozpoznanym wieku. Geologiczne badania samych parowów zboczowych, rozcinających staroholocenijskie zbocza dolinne, nie mogą rozstrzygnąć postawionego zagadnienia. Cenniejsze informacje, poz-

wałające na bardziej ważne i ściślejsze wnioski, daje rozpoznanie stożków napływowych tych form, złożonych na dnach dolin. Pozycję stożków napływowych, w stosunku do form i osadów dolin rzecznych, wyznacza zaleganie ich na powierzchniach teras zalewowych. Pośrednie wnioskowanie wskazuje zatem na młody wiek parowów zboczowych i przynosi jednocześnie odpowiedź na wyżej postawione pytanie. Subatlantyckie zmiany den dolin rzek strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej nie miały wybitnie erozyjnego charakteru, przeważnie panowała agradacja lub stabilizacja, często wywoływana ingerencjami człowieka w procesy dolinne (Turkowska 1988; Kamiński 1993b). Zatem, podobnie jak w przypadku parowów dolinnych, nie zaznacza się uwarunkowanie ich degradacją den dolin rzecznych. Procesem inspirującym rozwój parowów zboczowych na stokach dolin rzecznych były więc także zmiany w środowisku stoków dolinnych i przyległych wysoczyzn, przede wszystkim ich wylesianie. Szczegółowo nie jest znany obraz wylesienia stref dolinnych w czasach historycznych. Brak obecności pokryw denudacji antropogenicznej u podnóżu stromych stoków, stwierdzony przez Sinkiewicza (1989a), wskazuje, że strome stoki dolin rzecznych nie były obiektami rolniczego użytkowania przez człowieka. W kontekście stwierdzonych w poprzednim rozdziale, ściślejszych powiązań rozwoju parowów z wielkościami ich zlewni, wydaje się, że istotniejsze musiało być wylesienie wysoczyzn przyległych bezpośrednio do dolin, wiązane raczej (Dylik 1971) z późniejszymi fazami przestrzennej ekspansji osadniczej. Do rozwoju erozji wąwozowej, powodującej formowanie się parowów zboczowych, konieczne było spełnienie właściwie tylko jednego warunku: musiało nastąpić zaktywizowanie spływu powierzchniowego na przyległych do dolin rzecznych wysoczyznach. Zaszło to skutkiem karczunku lasu, pierwotnie je zajmującego i konserwującego stan nierównowagi, powstały w strefie stoków dolin po uformowaniu stromych i wysokich zboczy holocenów. Później zdarzenia mogły przebiegać szybko - wody epizodyczne były koncentrowane w obrębie rozległych, nagich stoków wysoczyznowych (Rogów, rys. 1, obszar badań szczegółowych 3, rys. 23, 24) lub dolin i niecek denudacyjnych nawiązujących do dolin rzecznych (Smardzew, rys. 1, obszar badań szczegółowych 4, rys. 25) i przedostawały się na bardziej strome stoki dolin rzecznych. Zaplecze w postaci sięgających w wysoczyznę suchych dolin działało wydajniej lub dłużej - parowy zboczowe zasilane z tych form odznaczają się większymi pojemnościami (rys. 28b) od parowów posiadających zlewnie stokowe (rys. 28a). Wniosek ten potwierdza się także w stosunku do innych parowów zboczowych znanych z terenu badań a nie opracowanych szczegółowo. Sytuacja geomorfologicznego występowania i ich morfologia pozwala zaliczać je do typu zboczowego, ale alimentacja z dolin denudacyjnych zbliża je jednocześnie do potężniejszych parowów dolinnych. Stąd też ich większe rozmiary. Strugi wód epizodycznych działające na stromych stokach dolin momentalnie dawały skutek rzeźbotwórczy - powstało szereg debrzy i wciosów o silnie nachylonych dnach. Przykładami takich inicjalnych form są: debrza stokowa pomiędzy parowami I i II w Rogowie (rys. 55) oraz pięć podobnych, nieco większych form w Smar-

dzewie (rys. 56). Powstrzymanie erozji w tej fazie mogło nastąpić jeszcze stosunkowo łatwo, na przykład poprzez celowe zalesienie. Akumulacja pierwszych osadów z młodych wciósów na powierzchni terasy zalewowej mogła następować gdy strefa korytowa była bardziej oddalona od niszczonego erozyjnie stoku. Migracja koryta rzecznego w kierunku niszczonego przez dobrze stoku, powodowała natychmiastowe odbieranie deluwiów i włączanie ich w skład niesionych zawieszin lub rumowiska. Z tej przyczyny nie zachowały się formy depozycji osadów dwóch najbardziej na południe położonych form w obrębie skartowanego wycinka terenu badań w Smardzewie (rys. 56). Początkowo stożki napływowe inicjalnych debrzy stokowych były nieduże, lecz przy bliskim sąsiedowaniu form ze sobą, szybko dochodziło do bocznego łączenia się stref akumulacji podstokowej (Smardzew, dobrze w północnej części skartowanego terenu na rys. 56) i formowania bardziej monotonnych powierzchni o charakterze glacis zmywowego. Podobne formy zbudowane z deluwiów Stochla (1974, 1978) określa jako listwy bądź terasy deluwalne. Współcześnie przebiegający proces zrastania się ze sobą stożków napływowych gromadnie występujących debrzy, można prześledzić na sztucznie wykonanej, szereg lat temu, kilkumetrowej wysokości ścianie, szerokiego wykopu pod rozbudowywaną linię kolejową (fot. 20). Okres pojawienia się pierwszych osadów z rozwijających się stopniowo parowów zboczowych, składanych na powierzchniach teras zalewowych, wyznaczają wyniki datowania ^{14}C makroszczątków organicznych. W odsłonięciu 2 w Rogowie (rys. 57) datowano pozostałości prętów leszczynowych i otrzymano wynik 380 ± 80 BP (LOD 466), natomiast w Michałowie (rys. 58, lokalizacja odsłonięcia na rys. 23), data 940 ± 100 BP (Gd - 10155) dotyczy wieku poziomu akumulacyjnego mady rozwiniętej na terasie zalewowej. Rozbieżność wyników datowań z pobliskich odsłonięć, została wywołana, zdaniem autora, skierowaniem do badania odmiennego rodzaju materiału organicznego, wydobytego spod stożków napływowych. Wpływ może mieć także fakt kalibracji dat przez laboratorium gliwickie. W pierwszym przypadku przykrycie powierzchni terasy rzecznej musiało nastąpić gwałtownie - roślinność porastająca terasę uległa zgnieceniu przez deponowaną masę osadów. Ten fakt oraz położenie odsłonięcia 2 (rys. 24), z którego pobrano próbkę do analizy radiowęglowej, w stosunkowo dużej odległości od podnóża erodowanego stoku, wynoszącej 30-35 m, dowodzi raptowności pierwszych aktów erozji, skutkiem której transport materiału mógł odbywać się na dość długich dystansach. Stromość den inicjalnych form erozyjnych, niewiele mniejsza w początkowych fazach od nachyleń samych stoków, powodująca dużą prędkość płynięcia erodujących wód, mogła wywołać odrzucanie osadów od miejsc rozcinania i rozleglejszy front depozycji. W dalszych fazach rozwoju parowów zboczowych następowało wsteczne cofanie stromościennych zamknięć parowów w głąb wysoczyzn, zapewne wspomagane przez eworsję, poszerzanie wciósów, towarzyszące stopniowo postępującemu wcinaniu i zmniejszaniu podłużnego spadku. Przestrzennemu rozwojowi parowów odpowiadało gromadzenie coraz bardziej miększych deluwiów w obrębie stożków (Rogów, rys. 57, 59, 60). Tutaj



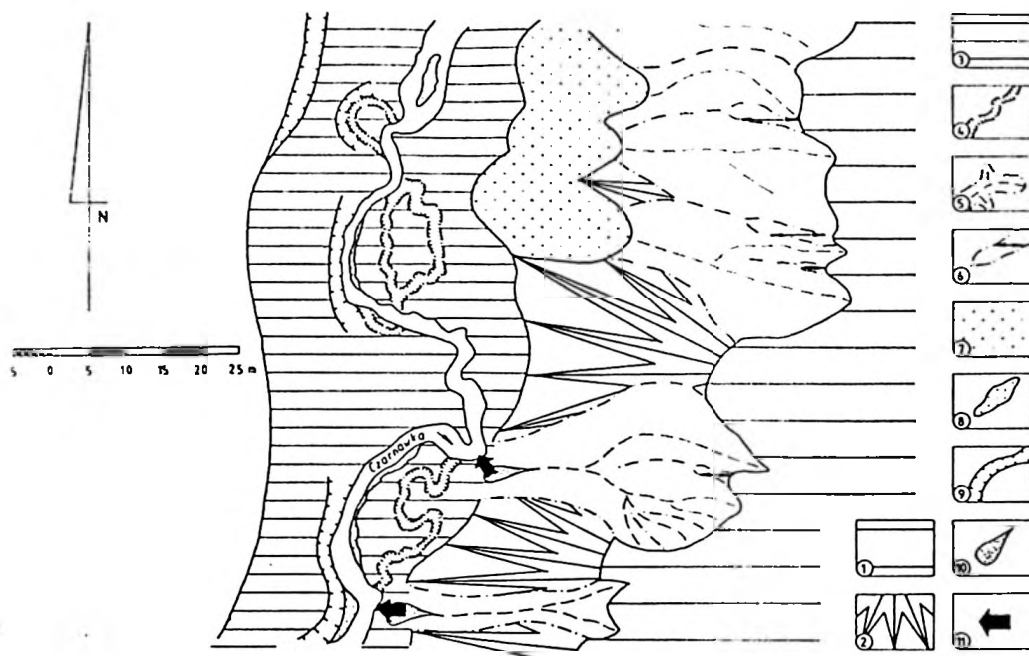
Rys. 55. R o g 6 w. Obszar badań szczegółowych 3. Szkic geomorfologiczny zespołu parowów zboczowych

1 - wysoczyzna; 2 - holoceniński stok doliny Mrogi; 3 - jw., cofnięty erozyjnie; 4 - powierzchnia terasy zalewowej; 5 - parowy zboczowe i ich osie; 6 - ostrogi erozyjne; 7 - stożek napływowy parowów zboczowych; 8 - niszce osuwiskowe; 9 - debrze nieczynne; 10 - młode rozcięcia erozyjne w strefie stożka napływowego; 11 - spłaszczenia na stoku młodego rozcięcia erozyjnego; 12 - niszce źródłiskowe; 13 - odpływ wód gruntowych; 14 - wysięki wód gruntowych; 15 - brzeg erozyjny rzeki; 16 - łachy piaszczyste; 17 - niecka zmywowa; 18 - płaskie dno parowu, przekształcone antropogenicznie; 19 - przegłębienie w dnie parowu; 20 - miejsca współczesnej dostawy materiału do koryta rzeki

Area of detailed studies 3. Geomorphological sketch of hillslope gullies

1 - interfluvium; 2 - Holocene slope of the Mroga river valley; 3 - as above, erosionally retreated; 4 - floodplain; 5 - hillslope gullies and their axes; 6 - erosional spurs; 7 - alluvial fan of hillslope gullies; 8 - slide scars; 9 - inactive *debris*; 10 - fresh dissections within alluvial fan; 11 - flat surfaces on the slope of fresh dissection; 12 - spring basins; 13 - groundwater runoff; 14 - seepages; 15 - erosional bank of river; 16 - sand bars; 17 - trough; 18 - flat floor of gully, anthropogenically changed; 19 - plunge pool; 20 - places of present-day supply of material

nurt Mrogi był stale spychany ku lewej stronie doliny przez rozrastającą się przestrzennie strefę stożków sześciu dużych, pobliskich form. Późniejsza sedymentacja piaszczystej serii stożków napływowych następowała dość spokojnie, przeważnie na drodze wytrącania osadów z zawieszin przy niedużym zróżnicowaniu dynamiki rozptylających się po stożkach wód (rys. 57, 59). Okresowo, ten spokojny odpływ był przerywany przez niezbyt rozległą przestrzennie erozję - pojawiały się wówczas na powierzchniach piaszczystych stożków bruzdy erozyjne o niedużych parametrach (rys. 59). Rozmiary widocznych w poprzecznej intersekcji bruzd, ograniczone maksymalnie kilku-



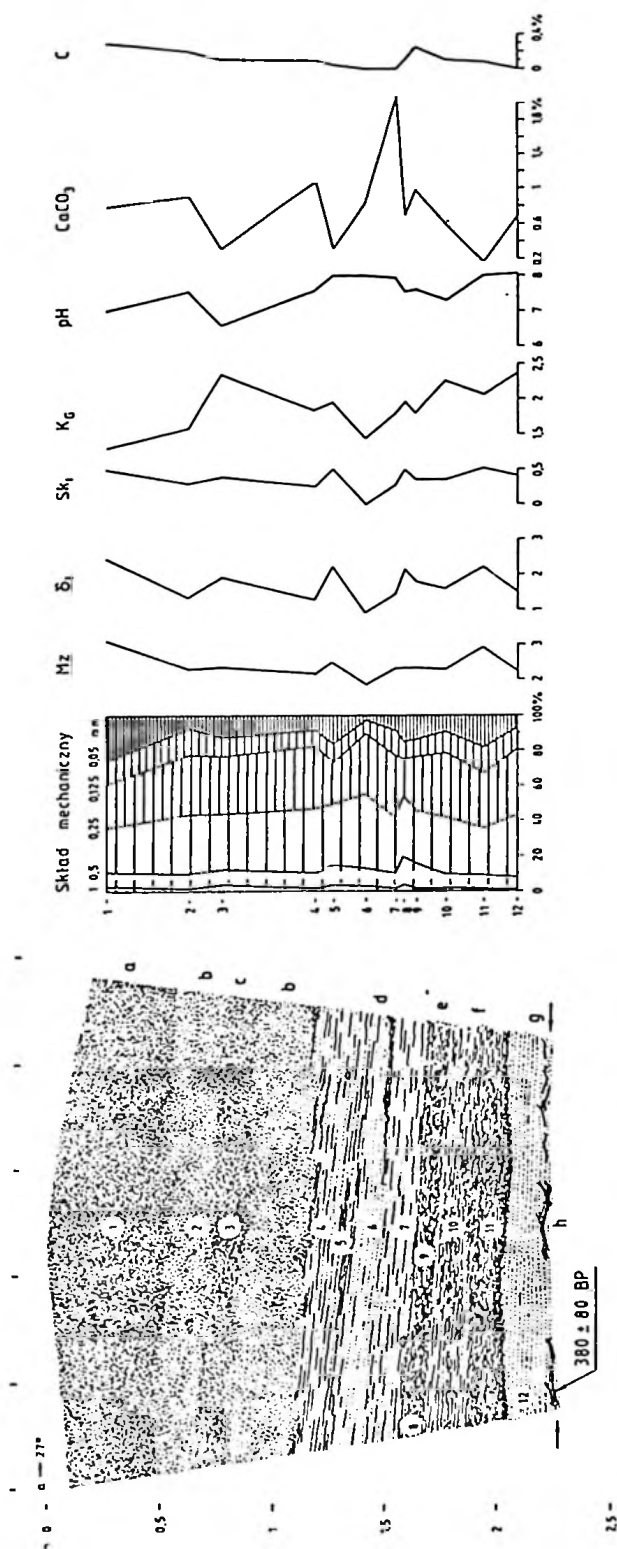
Rys. 56. S m a r d z e w. Obszar badań szczegółowych 4. Szkic geomorfologiczny stoku doliny Czarnawki

1 - wysoczyzna; 2 - stok doliny Czarnawki; 3 - powierzchnia terasy zalewowej; 4 - ślady paleomeandrów; 5 - debrze (osie den i górne krawędzie stoków); 6 - ostrogi erozyjne; 7 - stożek napływowy debrzy; 8 - łachy piaszczyste, tródkorytowe; 9 - brzeg erozyjny; 10 - współczesne stożki napływowe; 11 - miejsca współczesnej dostawy materiału do koryta rzeki

Area of detailed studies 4. Geomorphological sketch of the Czarnawka valley slope

1 - interfluve; 2 - slope of the Czarnawka valley; 3 - floodplain; 4 - palaeomeanders; 5 - debris (axes of floors and slope scarps); 6 - erosional spur; 7 - alluvial fan of debris; 8 - sand channel bars; 9 - erosional bank; 10 - present-day alluvial fans; 11 - places of present-day supply of material

dziesięciocentymetrową szerokością i kilkunastocentymetrową głębokością, świadczą o tym że erozja stosunkowo słabo modelowała stożki napływowe. Grubofrakcyjne wypełnienie bruzd odpowiada trakcyjnemu transportowi materiału, porwanego ze stoków lub dna parowów, okresowo silniej się rozwijających. Ogólnie małe zróżnicowanie osadów stożków napływowych, widocznych w odsłonięciach 1 i 2 w Rogowie, można powiedzieć ich homogeniczność, może wynikać z dwóch przestank: wymienione odsłonięcia mają już wyraźnie dystalne położenie w obrębie stożka i ich struktura jest odbiciem zmniejszonej energetyki wód docierających w pobliże jego krańców, albo/i sedymantacja była kształtowana w warunkach stałego, słabego przepływu, podtrzymywanego przez wody gruntowe wysiękające we wcinających się stopniowo parowach. O możliwościach wpływu wód gruntowych na kształtowanie się parowów zboczowych wspomniano w poprzednim rozdziale, dodatkowo obecność kilku źródeł w parowach okolic Rogowa a także

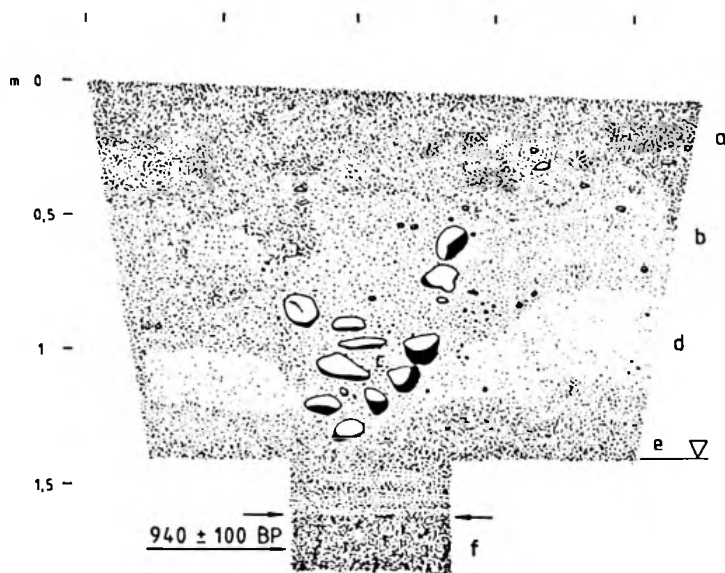


Rys. 57. R o g ó w. Odsłonięcie 2. Osady stożka napływowego parowców

a - poziom akumulacyjny gleby; b - piaski drobne i średnie z domieszką humusu, bezstrukturalne; c - piaski jw., z nieco większą ilością humusu; d - piaski jw., z cienkimi przewarstwieniami piaszczysto-mulowymi, warstwowane; e - mułki piaszczyste wzbogacone w humus, miejscami smugowate, miejscami plamiste; f - piaski muliste, smugowate; g - piaski średnie i drobne, cienkie warstwy; h - makrocząstki roślinne w formie prętów leżących i małych gałązek; strzałki oznaczają granice osadów podłoża; liczby wpisanie w miejscach pobrania próbek

Exposure 2. Deposits of the alluvial fan of gullies

a - soil accumulation horizon; b - fine and medium sands with humus admixture, structureless; c - sands as above, larger amount of humus; d - sands as above, thin sandy-silt intercalations, stratified; e - sandy silt enriched in humus, streaky or spotted; f - silty streaky sands; g - medium and fine sands, thin layers; h - plant macroremains, hazel twigs and small branches; arrows indicate the boundary of substratum; numbers mark places from which samples were taken



Rys. 58. M i c h a ł ó w. Osady stożka napływowego niewielkiego parowu zboczowego

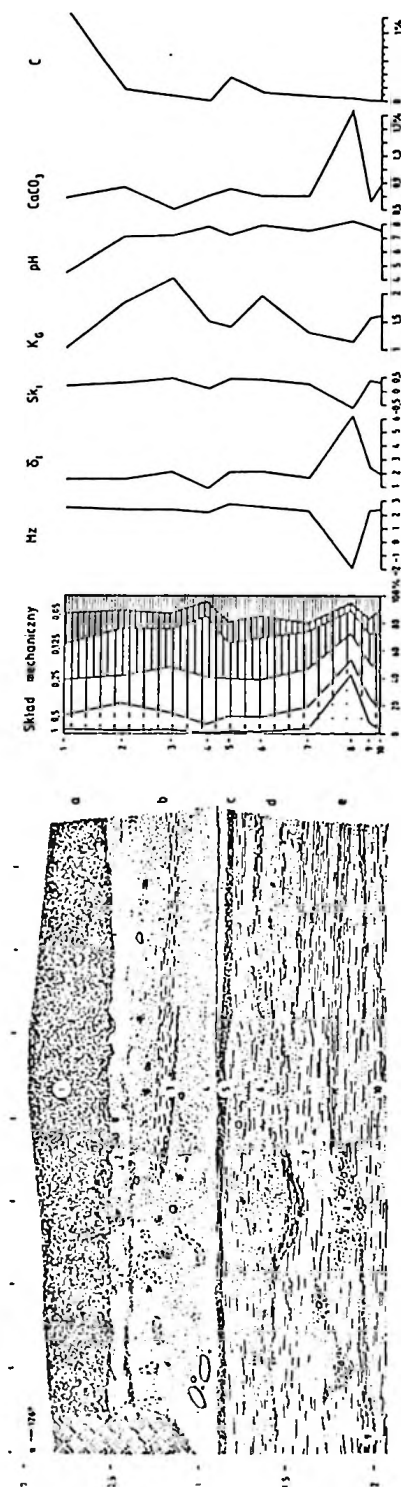
a - poziom akumulacyjny gleby; b - piaski różnoziarniste ze żwirami i pojedynczymi głazikami, w stropie silniej wzbogacone w humus, bezstrukturalne; c - piaski jw., z licznymi dużymi głazikami, mniejsza zawartość humusu, wypełniające słabo zaznaczoną bruzdę erozyjną; d - piaski drobne, mulaste, plamiste, bezstrukturalne; e - piaski głównie średnie, wzbogacone w humus, ku spągowi pojawiają się cienkie przewarstwienia czysto piaszczyste; f - piasek mulasty, ciemny, z bardzo licznymi makrocząstkami roślinnymi, silnie humusowy - strop terasy zalewowej; strzałki oznaczają granicę osadów podłoża

Deposits of the alluvial fan of the small hillslope gully

a - soil accumulation horizon; b - various sands with gravels and individual boulders, enriched in humus at the top, structureless; c - sands as above, numerous large boulders, less humus, they fill slightly outlined erosional furrow; d - fine silty sands, spotty structureless; e - largely medium sands, enriched in humus, thin sand intercalations downwards; f - silty dark sands numerous plant macroremains, organic - the top of floodplain; arrows indicate the boundary of substratum

podobne sytuacje znane z innych miejsc terenu badań, skłaniają ku takiej interpretacji. Zasadniczo, dwie wyżej podane przesłanki nie wykluczają się wzajemnie.

Przesunięcie się ku bardziej proksymalnym częściom stożków napływowych (rys. 60) daje bardziej zróżnicowany obraz procesów. Słabo wysortowany, w głównej mierze piaszczysty materiał, składany był przy większej zmienności przepływu - następowało raczej saltacyjne przenoszenie ziarn a liczniejsze głaziki odzwierciedlają większe możliwości energetyczne wód. Struktura osadów w odsłonięciu 4 w Rogowie (rys. 60), zalegających pomiędzy 0,5 a 1 metrem głębokości, niestety częściowo zatarta przez procesy glebowe, wskazuje na okresowo nasilające się, soliflukcyjne spływanie materiału na powierzchnię stożka. Lokalizacja tego odsłonięcia nie pozwala przesądzić

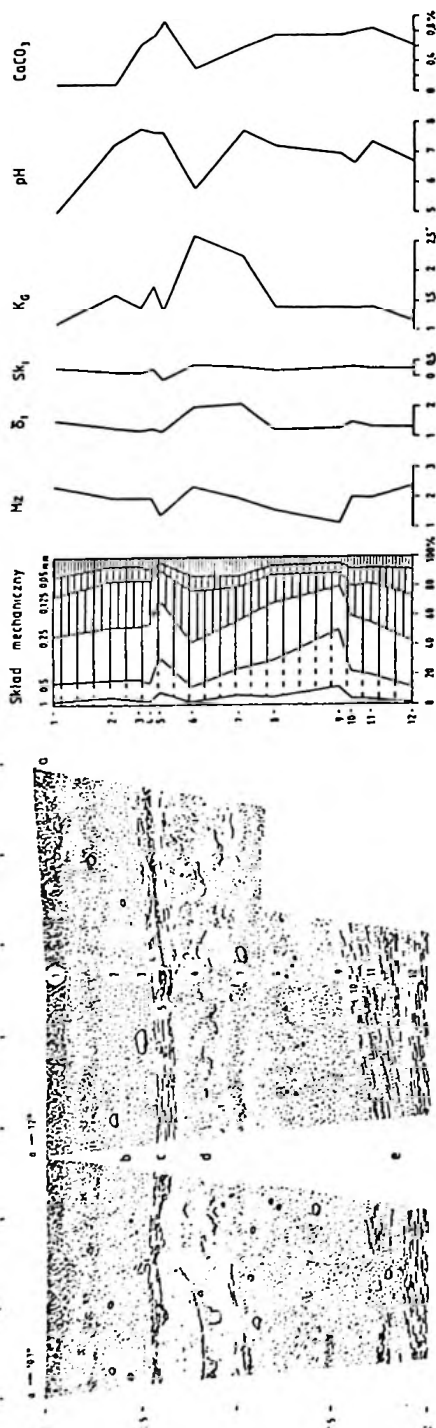


Rys. 59. R o g w. Odślonięcie 1. Osady stożka napywowego parowców

a - poziom akumulacyjny gleby, niżej piaski wzbogacone humusem; b - piaski średnie i drobne ze żwilkami i glazkami; z przewierceniemi mulasto-piaszczystymi, z regulary bezstrukturalne, w spagu ślady warstwowania krzyżowego o małej skali; c - warstwa osadu jw., z większym udziałem humusu; d - osad jw., liczniejsze smugi mulaste, spordycznie otoczaki, warstwowane, w spagu bruzda wyłusna mulkiem; e - piaski mulaste, drobno warstwowane, z bruzdami erozyjnymi wypchniętymi piaskiem grubym, żwirtem i glazkami; liczby wpisane w miejscach pobrania próbek

Exposure 1. Deposits of the alluvial fan of gullies

a - soil accumulation horizon, sands enriched in humus below; b - medium and fine sands with gravels and boulders and silty-sandy intercalations, generally structureless, marks of small-scale cross stratification at the bottom; c - deposit as above, more streaks of silt, sporadic pebbles, stratified, furrow filled with silt at the bottom; e - silty thinly laminated sands, erosional furrow infilled with coarse sands, gravels and boulders; numbers mark places from which samples were taken



Rys. 60. R o g ó w. Odslonięcie 4. Osady proksymalnej części stożka napływowego parowów

a - poziom akumulacyjny gleby; b - piaski średnie i drobne z pojedynczymi głazikami, bezstrukturalne; c - piaski muliste, humusowe, smugowane, z zaburzeniami w nieodwrótnym spągu; d - piaski różnorodnie, w spągu większy udział grubszych frakcji, z zaburzeniami i smugami mulku - osad spływu błotnego; e - piaski różnorodnie, w spągu więcej drobnych frakcji, ściśnięte warstwy, kontakty zestawów warstw nierzędne; liczby wpisane w miejscach pobrania próbek

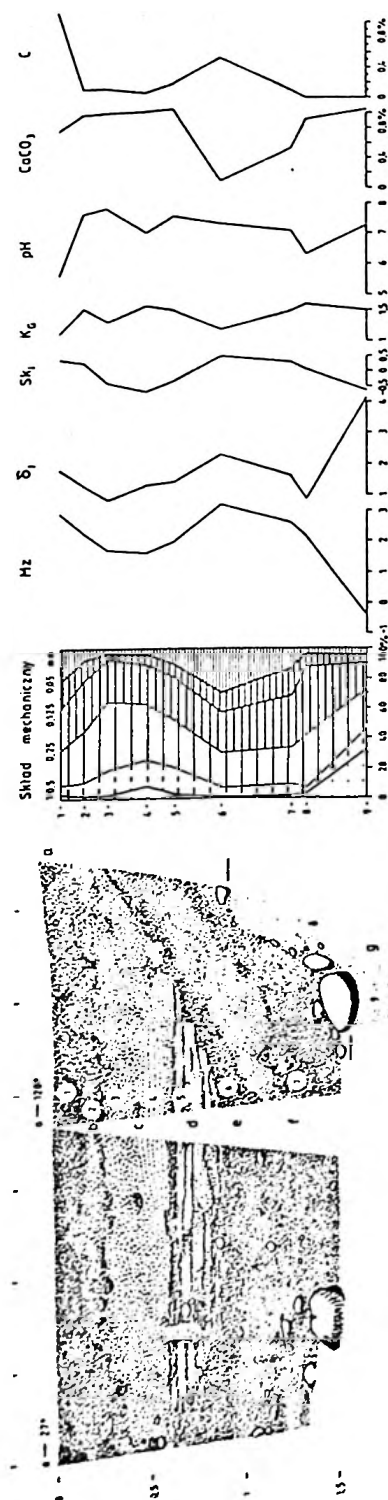
Exposure 4. Deposits of the proximal side of the alluvial fan of gullies

a - soil accumulation horizon; b - medium and fine sands with individual boulders, structureless; c - silty humus sands, streaky, disturbed at the top; d - various sands, larger amount of coarser fraction, disturbances, silt streaks - deposit of mudflow; e - various sands, more finer particles at the bottom, thin layers, unconformable contact; numbers mark places from which samples were taken

czy materiał spływał dnem parowu, czy z jego stoków, czy wreszcie z ostrogi pomiędzy parowami III i IV (rys. 24). Znaczniejszy (powyżej 3°) spadek samej powierzchni stożka w tym miejscu, dopuszcza także interpretację, że uruchomiona została wierzchnia warstwa osadów stożkowych i przemieściła się we wspomniany sposób na niedużą odległość. Soliflukcyjny ruch mas mógł być wywołany przewodnieniem gruntu wodami dostarczonymi z ujść parowów.

Osady wypełniające dna parowów zboczowych prezentują się inaczej od osadów stożków napływowych. Ich cechy strukturalne i teksturalne wskazują na większą zmienność warunków panującą w czasie aggradacji den. Aggradacja postępowała wraz z pionowym przyrostem serii stożków napływowych, ale nie sięgnęła zbyt daleko w głąb parowów. Stopień zasypania den parowów zboczowych jest zróżnicowany, ale mniejszy w porównaniu do parowów dolinnych. Zaznacza się związek charakteru wypełniania i jego miąższości ze sposobem użytkowania zlewni parowu. Formy, które nie rozwinęły w górnych odcinkach odpowiedniej ilości debrzy sięgających w pola (Rogów, parowy II, III, IV, VI na rys. 55, odsłonięcie 5 na rys. 61, fot. 21), posiadają mniejszą wielkość zasypania dna. Formy, które w górnym odcinku rozwidlają się palczasto (Rogów, parowy I, i V na rys. 55, odsłonięcie 3 na rys. 62), zbierały większą ilość spływających wód i dzięki temu nieco silniej wcięły się w podłoże, ale później uległy wyższemu zasypaniu. Największe zasypianie występuje w małych zboczowych parowach, wciętych w pola orne (Smardzew, odsłonięcie 2, rys. 63, fot. 22, lokalizacja odkrywki na rys. 25). Formy takie jak ta funkcjonowały jako kolektor materiału glebowego, przemieszczanego przez splukiwanie działające na polach. Jeszcze inny charakter zakumulowanych na dnie serii występuje w południowym parowie w Smardzewie (rys. 25, odsłonięcie 1, rys. 64, fot. 23, 24). Tutaj zarówno dwudzielność serii wypełniającej, w spągu głazowo-żwirowej, w stropie organiczno-mineralnej oraz spotykane struktury sedymentacyjne, najbardziej przypominają wypełnienie parowów dolinnych. O pewnych podobieństwach parowów zboczowych, zasilanych z dolin denudacyjnych, do parowów dolinnych wspomniano wyżej. Okazuje się, że i osady wykazują podobne cechy. Świadczy to o ogólnym podobieństwie charakteru działania erozji wąwozowej i umowności typologii parowów, wprowadzonej przez autora, a opartej na wynikach badań Sobolewa (1948), przeprowadzonych z szerszym odniesieniem terenowym. Bliższe uzasadnienie rozróżnień typologicznych, opartych w głównej mierze na fizjonomii parowów i ich stosunku do uprzednich form rzeźby terenu, byłoby prawdopodobnie możliwe po poszerzeniu zakresu i rozmiarów analizy form typu zboczowego.

Odmienności w osadach wypełniających parowy zboczowe i budujących ich stożki napływowe, wynikają wprost ze zróżnicowania warunków środowiskowych, występujących w parowach i ich strefach depozycji. Fakt zalegania serii bruku erozyjnego na dnach parowów i urywanie się jej zasięgu w pobliżu końca parowów, należy wyjaśnić raptowną utratą nośności wód po opuszczeniu wąskich den form i szerszym rozlaniem się na stożkach napływowych. Zrzucanie osadu, występujące u zakończeń form, jedynie

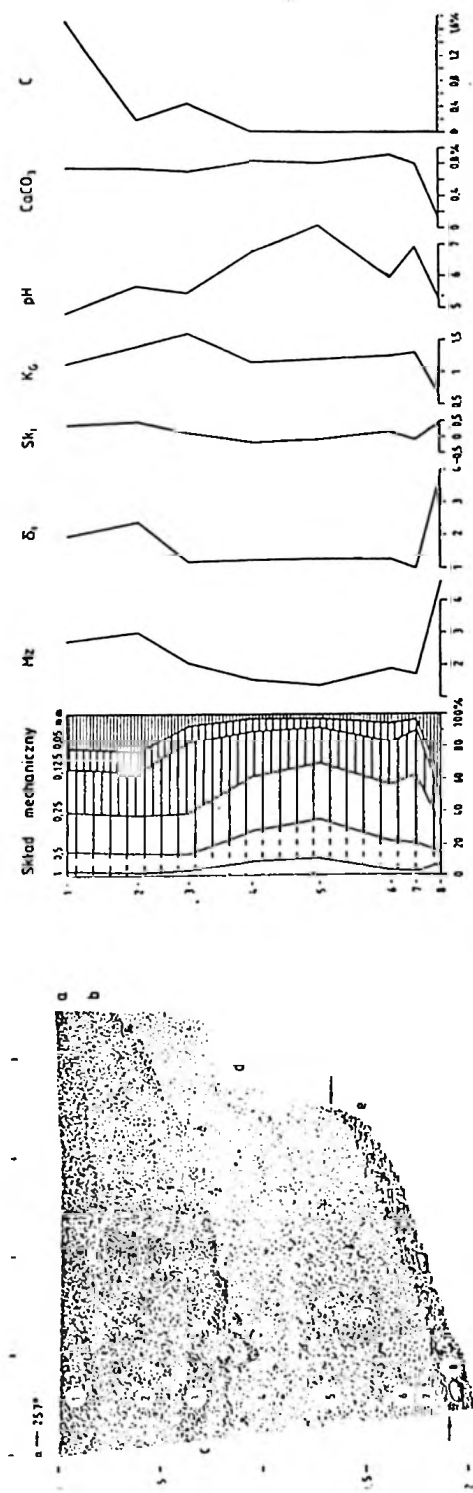


Rys. 61. R o g ó w. Odstonienie 5. Osady wypełniające parów

a - poziom akumulacyjny gleby; b - piasek średnio, miejscami lekko mulaste; c - piasek drobny, przeważnie bezstrukturalne, z soczewką piasku grubego i średniego, warstwowe; d - piasek różnorodny i średnio, z przewagą drobnych i średnich, z przewagami mulki, warstwowe; e - poziom akumulacyjny gleby kopalnej; f - piasek różnorodny, lekko mulaste, w spogu nagromadzenia glazów o średnicy do 50 cm, bezstrukturalne, miejscami wzbogacone w humus; g - piasek drobno warstwowy; strzałki oznaczają granice osadów podłoża; liczby wpisane w miejscach pobrania próbek

Exposure 5. Deposits of gully infilling

a - soil accumulation horizon; b - medium sands, slightly silty in places; c - medium sands, sporadic gravels and coarse sands, generally structureless, the lens of coarse and medium sand, planar stratification; d - various, mainly fine and medium sands, silt intercalations; e - accumulation horizon of fossil soil; f - various, slightly silty sands, boulders up to 50 cm in diameter at the bottom, structureless, organic in places; g - thin / laminated sand; arrows indicate the boundary of substratum; numbers mark places from which samples were taken



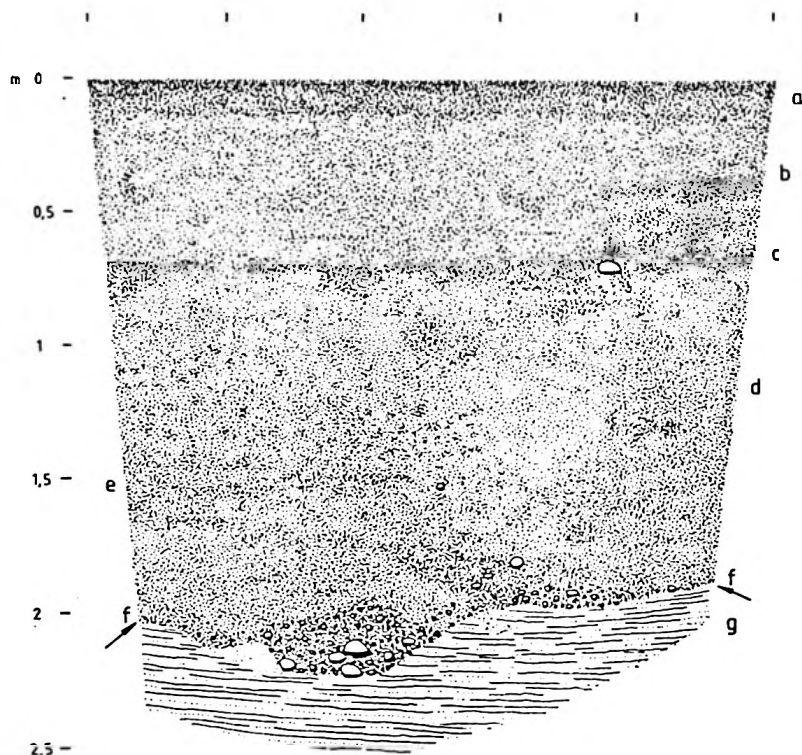
Rys. 62. R o g w. Odstąpienie 3. Osady wypełniające parów

a - poziom akumulacyjny gleby; b - piaski różnorodności, lekko młase, z pojedynczymi żwirkami i węglkami, także z domieszką humusu, bezstrukturalne; c - osad jw., większe nagromadzenie humusu; d - piaski różnorodności z udziałem żwirów, mniej drobnych frakcji, bezstrukturalne, w środkowej części ślady widoczne ślady działania procesów glebowych; e - glina brązowa, miękka, wilgotna; strzałki oznaczają granicę osadów podłoża; liczby wpisane w miejscach pobrania próbek

Exposure 3. Deposits of gully infilling

a - soil accumulation horizon; b - various, slightly silty sands with charcoal and humus admixture, structureless; c - deposit as above, more humus; d - various sands with gravel, structureless, at the centre marks of soil processes; g - brown soft moist till; arrows indicate the boundary of substratum; numbers mark places from which samples were taken

okresowo bywało przerywane przez formujące się na powierzchni stożków bruzdy erozyjne, którymi grubsze frakcje zmierzały ku rzekom. Poza strefami parowów już nie występowała alimentacja w głązy, pochodzące ze stromych, erozyjnych stoków (rys. 61). Ogólne zróżnicowanie frakcyjne materiału wynieszonego podczas erozji z parowów zboczowych, śledzone wzdłuż biegu form i ich stożków napływowych, przypomina powszechnie znaną segregację



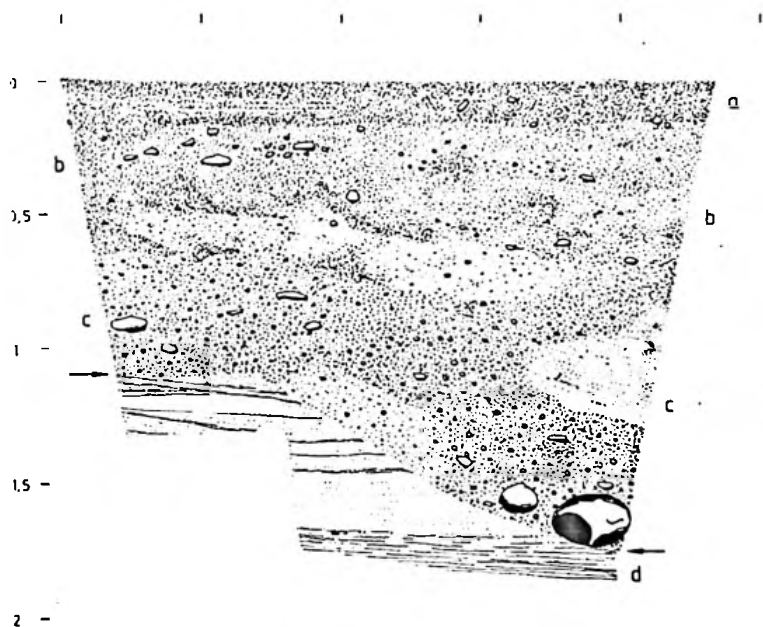
Rys. 63. S m a r d z e w. Odslonięcie 2. Osady wypełniające parów zboczowy

a - poziom akumulacyjny gleby; b - piaski głównie średnie i drobnoziarniste, wzbogacone w humus, bezstrukturalne, miejscami lekko mulaste; c - ślady obecności poziomu akumulacyjnego gleby kopalnej młodszej; d - piaski średnie i drobne, ze śladami działania procesu iluwialnego gleby kopalnej, miejscami z większym nagromadzeniem substancji humusowej; e - fragment poziomu akumulacyjnego gleby kopalnej starszej; f - żwir piaszczysty wzbogacony w niewielkie głaziki, w części środkowej ułożony chaotycznie na dnie bruzdy erozyjnej; g - muł z przewarstwieniami piaszczystymi, amugowany, jednolity, jasnobrązowy; strzałki oznaczają granicę osadów podłoża

Exposure 2. Deposits of hillslope gully infilling

a - soil accumulation horizon; b - largely medium and fine sands, enriched in humus, structureless, silty in places; c - remains of accumulation horizon of younger fossil soil; d - medium and fine sands, marks of illuviation processes, larger amount of humus in places; e - fragment of accumulation horizon of older fossil soil; f - sandy gravel with small boulders, chaotic arrangement at the erosional furrow bottom; g - silt with sand intercalations, streaky, light-brown; arrows indicate the boundary of substratum

cję materiału, odpowiadającą fluwialnym formom akumulacyjnym (rys. 65). Późniejsze nadbudowywanie dna zachodziło z niejednakową szybkością. Były okresy stagnacji, podkreślone rozwiniętymi horyzontami gleb kopalnych (rys. 61, 63). Ślady oddziaływania procesów glebowych widoczne są także w odsłonięciu 3 w Rogowie (rys. 62), z tym że większa część poziomów akumulacyjnych gleb uległa zerodowaniu. Wypełnianie den parowów zboczowych po fazach ich stabilizacji zachodziło podobnie jak wypełnianie parowów dolinnych - stopniowo były akumulowane cienie warstwy materiału piaszczystego z udziałem nielicznych głazików, na przemian z warstwami mułków piaszczystych, wzbogaconych w humus. Interpretacja litodynamiczna osadów wypełniających jest identyczna, jak przedstawiona w części dotyczącej młodszych etapów zasypywania parowów dolinnych. W historii rozwoju parowów zboczowych nie ma śladów antropogenicznego przekształcenia ich rzeźby



Rys. 64. S m a r d z e w. Odsłonięcie 1. Osady wypełniające parów południowy

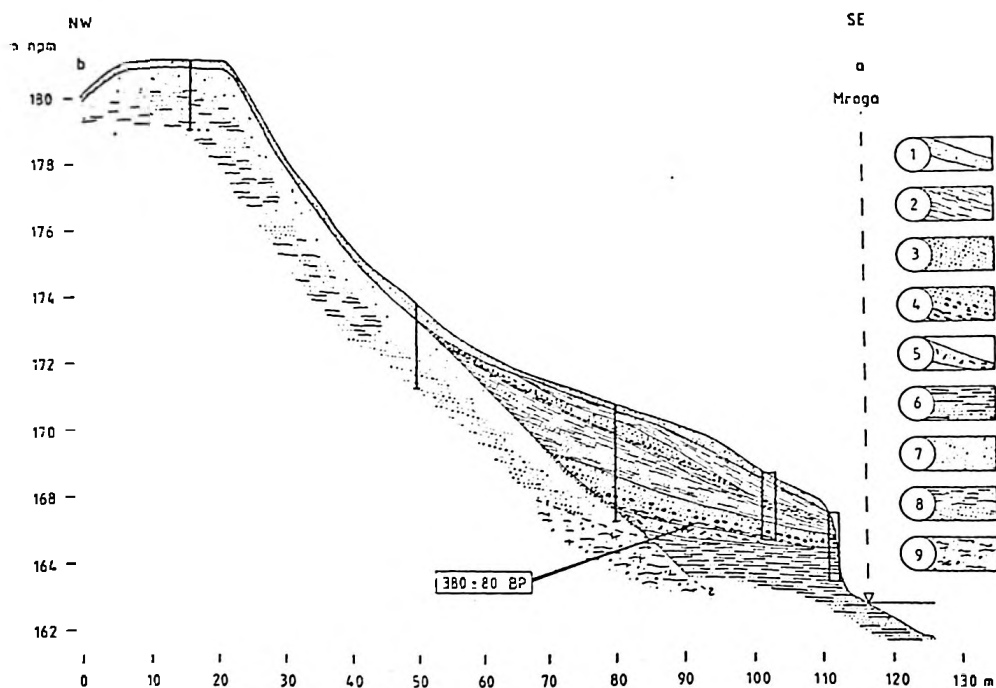
a - poziom akumulacyjny gleby z soczewkami piaszczystymi; b - piaski różnoziarniste, lokalnie wzbogacone w żwir z nagromadzeniami kamieni, miejscami bardziej gliniaste, zawierające bryłki gleby, wzbogacone w humus; c - żwir z piaskiem i głazami o średnicy do 30 cm w spogu, bezstrukturalny, miejscami wzbogacony w humus, w prawej części odsłonięcia soczewka piasku warstwowanego; d - piasek i mułki warstwowane, ułożony naprzemiennie, dobrze widoczny kontakt z sierzni nadległymi; strzałki oznaczają granicę osadów podłoża

Exposure 1. Deposits of southern gully infilling

a - soil accumulation horizon with sand lenses; b - various sands, locally with gravels and boulders, tilly in places, soil clusters, enriched in humus; c - gravels with sands and boulders up to 30 cm in diameter, structureless, enriched in humus in places, the lens of stratified sand at the right; d - stratified sands and silts; arrows indicate the boundary of substratum

przez człowieka. Wyraźniej wykształcony profil wciosowy tych form spowodował, że podjęcie szerszych zabiegów rekultywacyjnych, doprowadzających do szybkiego nadbudowania dna miększymi seriami organiczno-mineralnymi musiałoby być poprzedzone mechanicznym przemieszczeniem poważniejszych mas gruntu, zapewniającym możliwość zaorania części parowu.

Przedstawiona historia rozwoju form i interpretacja osadów odnosi się do parowów zboczowych, rozcinających wysokie i strome stoki dolinne. W Smardzewie pierwotna wysokość rozcinanego stoku wynosiła około 10 m, w Rogowie była podobna, jeśli nie większa (rys. 24, 65). W obu przypadkach decydowało to o znacznej dynamice rozcinania. Istnieje jednak szereg form, rozcinających holocenijskie stoki o mniejszych deniwelacjach. Występujące na lewym brzegu Mrogi parowy okolic Michałowa (rys. 23) zostały założone na około 4-metrowym stopniu niskiej terasy tej rzeki. Struktura osadów stożka napływowego (rys. 58) niewielkiego, około 100-metrowego parowu zbo-



Rys. 65. Rogów. Przekrój stożka napływowego parowów

1 - gleba współczesna; 2 - piaski drobne, mulaste, z humusem; 3 - piaski grube i żwirki; 4 - piaski grube oraz głaziki, w spągu makrocząstki organiczne; 5 - piaski z humusem; 6 - osady powodziowe terasy zalewowej; 7 - piaski mulaste, bezstrukturalne; 8 - piaski z przewarstwieniami mulku, w spągu serii piaski grube ze żwirami; 9 - glina zwalowa, brązowa

Section through the alluvial fan of gullies

1 - present-day soil; 2 - fine silty sands with humus; 3 - coarse sands and gravels; 4 - coarse sands and boulders, plant macroremains at the bottom; 5 - sands with humus; 6 - deposits of floodplain; 7 - silty sands, structureless; 8 - sands inter-layered with silts, coarse sands with gravels at the bottom; 9 - brown till

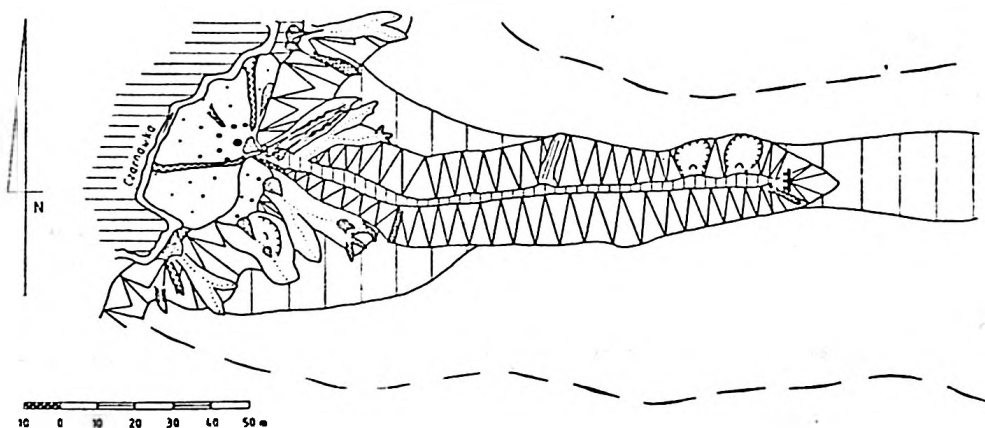
czowego, powstałego w opisanej sytuacji, jest nieco odmienna od budowy stożków napływowych znacznie większych zboczowych parowów rogowskich. Początkowy rozwój parowu w Michałowie był stosunkowo powolny i nie charakteryzował się imponującą dynamiką. Spągowa, 30-35 cm warstwa piasku mulastego, zawierającego dużą domieszkę humusu, złożona bezpośrednio na podmokłej powierzchni terasy zalewowej, odpowiada stopniowemu niszczeniu powłoki glebowej przez bruzdę erozyjną. Przepływ wzdłuż bruzdy nie był zbyt szybki i burzliwy, co zaowocowało bliskim, w stosunku do ujścia parowu, złożeniem drobniejszych frakcji, także materiału humusowego. Bruzda nacinała stopniowo kolejne, głębsze warstwy osadów, a na stożku napływowym rozpoczęła się sedimentacja piasków o mniejszej domieszce humusu. Gdy rozmiary bruzdy powiększyły się na tyle że poczęła ona koncentrować większe ilości wód, powierzchnia stożka została rozcięta i wypełniona grubszym, zawierającym głazy, materiałem, zaczerpniętym z grubofrakcyjnych poziomów, budujących terasę niską. Stąd wyższa pozycja serii głazowo-żwirowej w osadach stożków napływowych mniejszych parowów zboczowych, rozwijających się w obrębie słabiej zróżnicowanych wysokościami stoków.

Stożki napływowe parowów zboczowych przyczyniły się do lokalnego urozmaicenia morfologicznego niższych poziomów dolinnych i wywołały miejscami wyraźne nachylenie teras ku osi rzeki. Brak śladów erozji rzecznej na powierzchni stożków świadczy o stabilizacji odpływu rzecznej, trwającej od okresu średniowiecza. Można to wiązać z lokacją licznych tam i młynów na rzekach strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej (np. Moszczenicy, K a m i ń s k i 1993b) czy ogólnie środkowej Polski (K r z e m i ń s k i 1987). Na przetrwanie stożków deluwialnych może wpływać także zwięzanie pasa meandrowania koryta na dnie holocenijskim i utrzymywanie się go w pobliżu osi dolin (K u y d o w i c z - T u r k o w s k a 1975). Przemodelowanie stożków nastąpiło za sprawą założenia na ich powierzchniach rozcięć erozyjnych (rys. 55, 66, 67). Rozcięcia erozyjne stożków parowów rogowskich (rys. 55) i mniejsze, występujące na stożkach parowów w Smardzewie (rys. 66, 67) są wyrazem dowiązywania się współczesnych parowów zboczowych do koryt rzecznych. Ponieważ wysokość zawieszenia den parowów nad obecnym poziomem koryta jest zróżnicowana i odpowiada w przybliżeniu miąższości osadów budujących stożki, to i formy pełniące aktualnie rolę ogniów łączących parowy zboczowe z siecią rzeczna są niejednakowych rozmiarów. Silniejszy stopień przemodelowania glacie powstałego ze zrastania się stożków napływowych parowów rogowskich wynika także z okresowo ożywiającej się działalności wysiękających wód gruntowych.

Parowy zboczowe, będące współcześnie formami ustabilizowanymi, nie dostarczają materiału do ładunku niesionego przez rzeki. Obszary takiego zasilania ograniczają się do mikroskopijnych w skalach całych zlewni, młodych rozcięć erozyjnych (rys. 55), odmładzających rzeźbę stref depozycyjnych parowów. Paradoksalnie, najlepiej wykształcone systemy parowów zboczowych (Rogów), odseparowane od rzek okazałymi, własnymi strefami akumulacyjnymi w minimalnym stopniu decydują aktualnie o procesach rzecznych.

Większy wpływ posiadają mniejsze parowy zboczowe, także dobrze, znane ze Smardzewa (rys. 56), występujące w górnych odcinkach dolin rzecznych, gdzie stosunkowo wąskie dno dolinne sprzyja bezpośredniemu odbieraniu osadów i wód z sieci parowów.

Wzrastająca od okresu powojennego lesistość terenu badań (rys. 10), przemiany w rolniczym użytkowaniu terenu powodujące spadek powierzchni gruntów ornych i wzrastająca świadomość zagrożeń erozyjnych, doprowadziły do skurczenia się obszarów dostarczających do rzek zawiesinę. Parowy, zarówno zboczowe jak i dolinne, ustabilizowane przez roślinność i zabiegi przeciwerozyjne, przemodelowane wskutek rekultywacji, obecnie zatraciły rolę osi transportu materiału erodowanego w obrębie wysoczyzn i przenoszonego ku dolinom rzeczny.



Rys. 66. S m a r d z e w. Obszar badań szczegółowych 4. Szkic geomorfologiczny parowu północnego

objaśnienia jak do mapy II i IV

Area of detailed studies 4. Geomorphological sketch of the northern gully

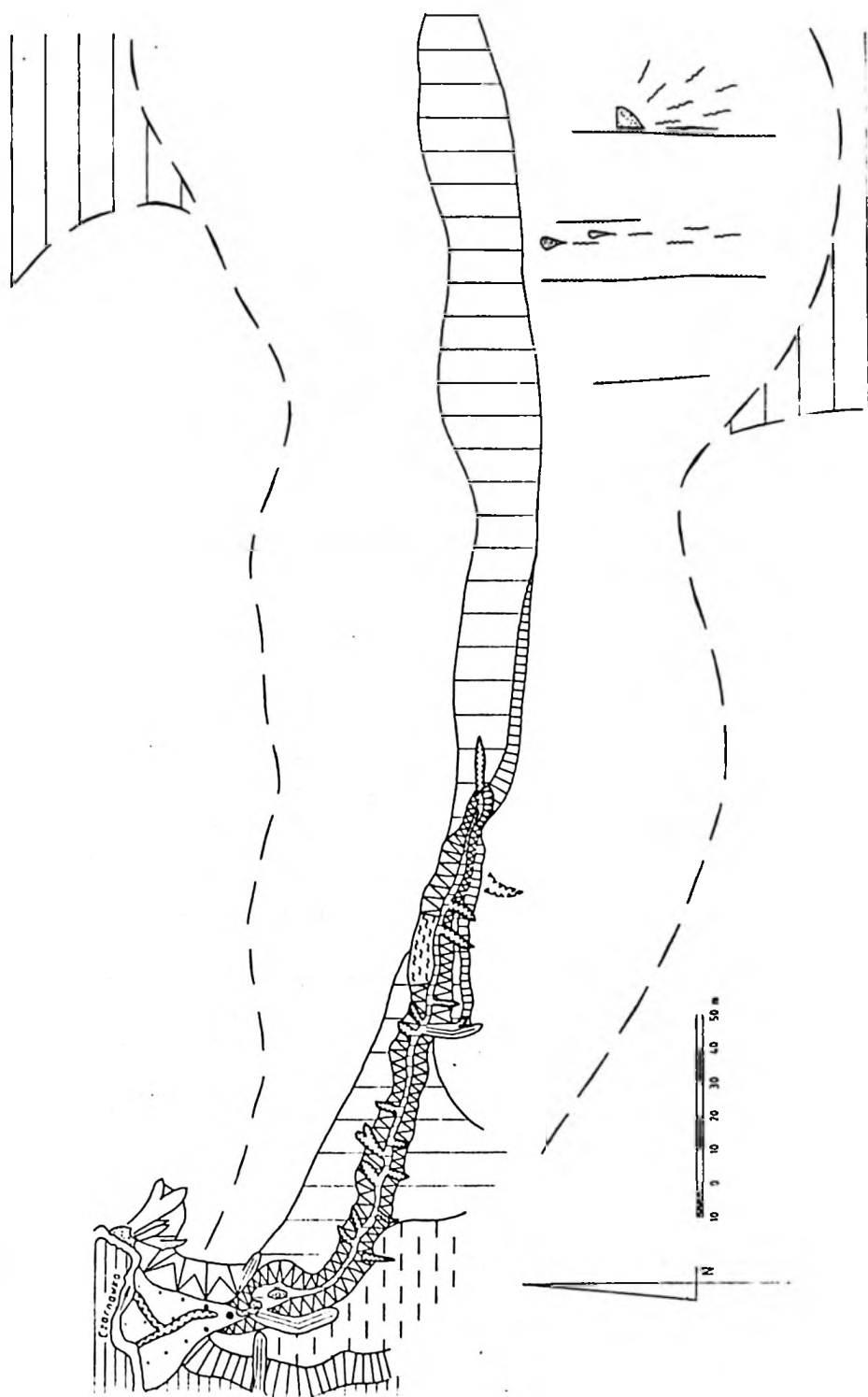
explanations as in Map II and IV

Rys. 67. S m a r d z e w. Obszar badań szczegółowych 4. Szkic geomorfologiczny parowu południowego

objaśnienia jak do mapy II i IV

Area of detailed studies 4. Geomorphological sketch of the southern gully

explanations as in Map II and IV



OPIS ROZCIĘĆ DROGOWYCH ORAZ CZYNNIKI I WARUNKI WPŁYWAJĄCE NA ICH ROZMIESZCZENIE

Rozcięcia drogowe, występujące w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej, nie są tak wyraźnie zaznaczającym się składnikiem rzeźby tego obszaru jak parowy. Decyduje o tym fakcie szereg czynników. Z łącznej długości dróg wiejskich i polnych, znajdujących się na terenie badań, jedynie 2,6% posiada wciosa drogowe. Należy jednak pamiętać o niedoszacowaniu długości rozcięć, wynikającym z generalizacji obrazu rzeźby powierzchni, wnoszonej przez mapy 1:10 000. Sumaryczna długość odcinków dróg, pogłębionych wciosami wynosi 16,860 km. Przeciętna gęstość tego typu form na terenie badań wynosi 0,038 km/km². Obie wartości są w przybliżeniu dwukrotnie niższe niż w odniesieniu do parowów.

Rozcięcia drogowe, w odróżnieniu od parowów, nie przebiegają ściśle wzdłuż linii maksymalnego spadku terenu. Taki układ jest charakterystyczny jedynie dla około 35% form. Obok wspomnianego układu wzdłużstokowego powszechnie występuje układ skośnostokowy i równoległostokowy. Jest to zrozumiałe, ponieważ kierunek biegu formy wciosowej jest zdeterminowany przebiegiem drogi. O podobnej sytuacji ułożenia beskidzkich wąwozów drogowych w stosunku do linii maksymalnych nachyleń wspomina Starkeł (1980).

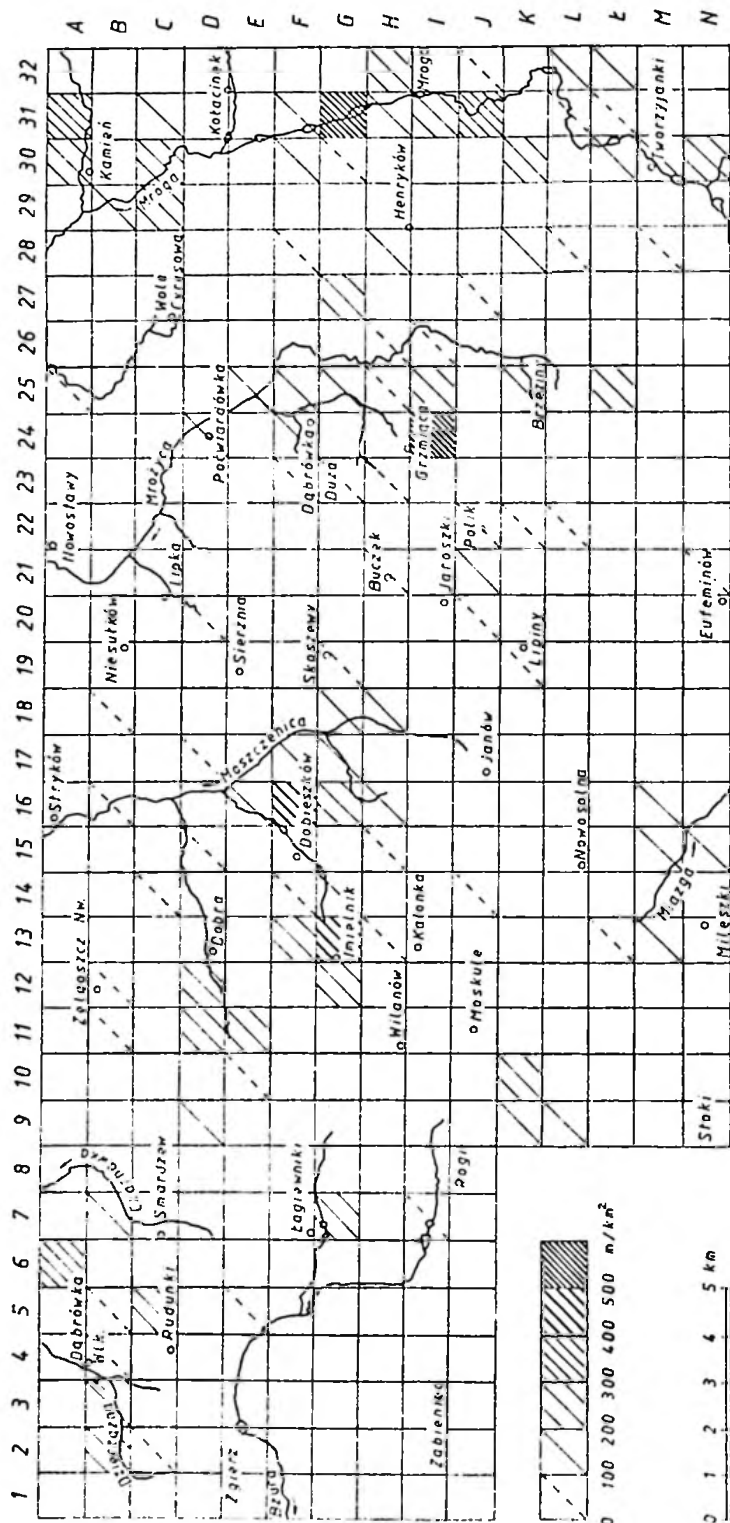
Zachodzi pytanie o stopień odmienności budowy i cech podłódzkich rozcięć drogowych w porównaniu do powszechnie spotykanych, genetycznie zbliżonych tak zwanych wąwozów drogowych, występujących w obszarach górskich i lessowych. Należy także określić, które aspekty różnic cech rozcięć drogowych strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej i wąwozów drogowych mogą rzutować na rozmieszczenie i rozwój form oraz czy odmienności morfologiczne są na tyle istotne, aby usprawiedliwiać rozróżnienie terminologiczne.

Przeciętne długości rozcięć drogowych, występujących w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej, oscylują wokół wartości 164 m. Rozproszenie wartości spotykanych form jest duże, występuje szereg małych, krótkich, kilkudziesięciometrowych wciosów, z drugiej strony istnieją sytuacje, gdy długości obniżonych odcinków dróg sięgają kilkuset metrów. Wartość odchylenia standardowego, silnie zależna od ekstremów, tym samym niezbyt reprezentatywna, wskazuje, że najczęściej długości form wahają się od 55 m

do 273 m. Głębokość wciosu jest nieduża, z reguły przekracza 1 m, ale już dna wciósów obniżone o 1,5 m należą do rzadkości, a rozcięcia głębokie na 2 m występują sporadycznie. Głębokość wciosu jest zmienna, zrazu mała, narasta do maksymalnych wielkości w środkowych, silniej nachylonych odcinkach, aby przy końcu rozcięcia zanikać, płynnie przechodząc w strefę akumulacji. Odcinki akumulacyjne w większości przypadków nadbudowują pierwotną powierzchnię drogi, tworząc strome stopnie na granicy drogi i sąsiadujących pól lub lasów. Dna wciósów, zwykle niedużej szerokości rzędu 2-2,5 m, sporadycznie 3-metrowe i szersze, posiadają dwie koleiny formowane przez koła pojazdów i rozdzielającą je strefę zadarnienia o kilkudziesięciocentymetrowej szerokości. Często układ kolein na dnie rozcięcia nie jest symetryczny w przekroju poprzecznym, to znaczy jedna jest położona wyżej od drugiej (fot. 25). Układ ten może zmieniać się w obrębie jednego rozcięcia. Szczególną wyboistością charakteryzują się drogi, przebiegające we wciósach rozwiniętych w powierzchniowo zalegających glinach zwałowych.

Stoki wciósów posiadają różną wysokość i nachylenie. Występują nagie fragmenty pionowe, podcinane i skrawane grubymi, bocznymi bieżnikami kół maszyn rolniczych, jak i stoki zadarnione, mniej nachylone, miejscami bardzo dobrze ustabilizowane przez krzewy i korzenie drzew. Podobnie jak niejednakowa głębokość kolein, także charakter stoków i stopień ich stabilizacji przez roślinność zmienia się w obrębie jednego rozcięcia. Do przypadków należy sytuacja, gdy szerokość dna rozcięcia odpowiada odległości pomiędzy górnymi krawędziami jego stoków, czyli występowanie symetrycznych, pionowych ścian. Taką fizjonomię mają młode, kilkudziesięciocentymetrowe wciósy. Większe i głębsze formy posiadają stoki bardziej poлогіe, odległości pomiędzy górnymi ich krawędziami wzrastają do 4-6 m. Z przeprowadzonej charakterystyki badanych rozcięć wynika, że formy podłódzkie zasadniczo różnią się od wąwozów drogowych lubelszczyzny czy Beskidów. Ustępują im znacznie rozmiarami, głębokością wcięcia i pojemnością. Posiadają prostoliniowy przebieg bez bocznych odgałęzień. Również zachowywanie układu kolein na dnie różni badane formy od płaskodennych, w krytycznych sytuacjach nawet wciósowych wąwozów drogowych. Dodatkowo różnice przejawiają się w braku obecności litych skał podłoża w dnach form, co ma miejsce w beskidzkich wąwozach drogowych oraz braku śladów wysiękania wód gruntowych. Tak określone różnice, głównie geometryczny, prostoliniowy przebieg, zdaniem autora usprawiedliwiają zastosowanie na określenie tych form terminów: rozcięcia, wcięcia lub wciósy drogowe. Różnice w fizjonomii rozcięć i wąwozów drogowych są na tyle wyraźne, że zakres terminologiczny pojęcia "wąwóz", zostałby niepotrzebnie przekroczony.

Rozmieszczenie rozcięć drogowych przedstawia rysunek 68. Dominuje położenie przydolinne, aczkolwiek w porównaniu z parowami (rys. 12) większy procent form znajduje się w obrębie wysoczyzn i form rzeźby powierzchni z nimi związanych, na przykład wzgórz morenowych i kemów.



Rys. 68. Gęstość rozcięć drogowych na 1 km²

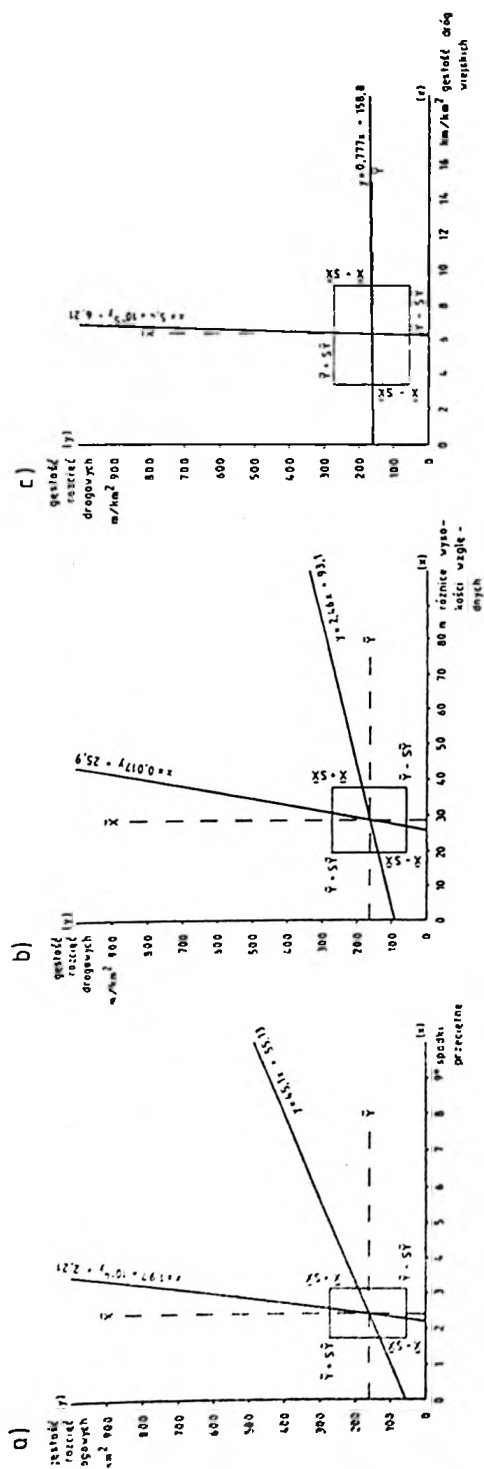
Density of road cuttings per 1 km²

Pomimo stosunkowo większej frekwencji rozcięć na wysoczyznach, stopień ich rozcięcia przez analizowane formy jest nieduży, albowiem w tym położeniu dominują mniejsze, krótsze formy.

Gęstość rozcięć drogowych w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej nie wypływa z gęstości dróg wiejskich (rys. 14, 69c). Rzeźba terenu nizinnego, zobrazowana za pomocą wysokości względnych i spadków przeciętnych, nie wpływa również na gęstość dróg wiejskich. Świadczy o tym bliski zera współczynnik korelacji liniowej. Natomiast występowanie obniżonych odcinków dróg jest w pewnym stopniu uzależnione od morfometrii. Zależność gęstości rozcięć drogowych (rys. 68) od spadków przeciętnych (rys. 4) określa wartość współczynnika korelacji liniowej prostej, równa $+0,298$ (rys. 14, 69a). Przeciętny średni spadek terenu przy jakim występują rozcięcia drogowe wynosi $2^{\circ}25'$. Analiza przekrojów podłużnych obserwowanych rozcięć drogowych wskazuje, że związek procesu rozcinania dróg jest wyraźniej widoczny w stosunku do rzeczywistych, lokalnych, niż przeciętnych nachyleń terenu. Głębsze rozcięcia występują na bardziej nachylonych segmentach stoku. F r o e h l i c h (1992) także podkreśla związek natężenia pogłębiania nieutwardzonych dróg z ich spadkiem, akcentując liniowy charakter zależności. Jednak ogólnie niska wartość współczynnika korelacji, jak i zaledwie kilkunastoprocentowa determinacja zmiennych nie pozwalają uznać nachyleń przeciętnych terenu za główny czynnik sprawczy erozji drogowej. Nachylenia rzeczywiste terenu wyraźniej rzutują na efektywność tego procesu, którego obrazem są większe głębokości wciósów.

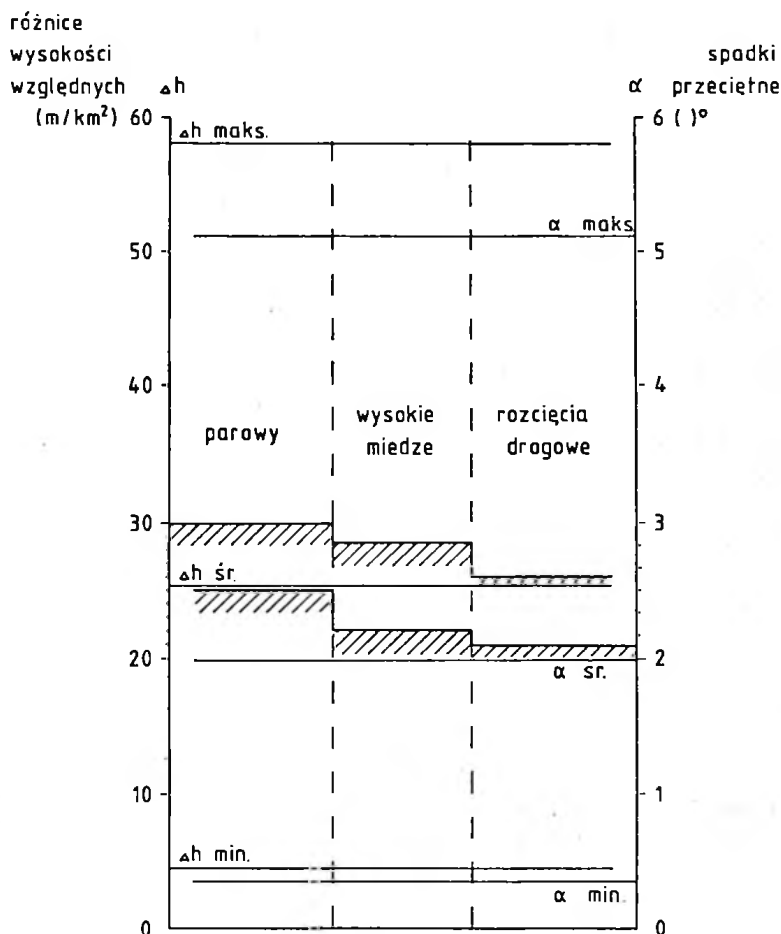
Deniwelacje terenu mogą wpływać na rozmieszczenie rozcięć drogowych. Stoki o dużych wysokościach względnych mogłyby stwarzać dobre warunki do rozwoju badanych form. Jednak analiza statystyczna zależności gęstości występowania wciósów drogowych (rys. 68) od wysokości względnych terenu (rys. 3) nie potwierdza dużej roli tego czynnika. W tym wypadku obliczona wartość współczynnika korelacji liniowej prostej wynosi jedynie $+0,205$ i należy do najniższych uzyskanych wartości (rys. 14, 69b). Współczynnik determinacji $0,04$ nie pozwala na uznanie analizowanego czynnika za wpływający w większym stopniu na rozmieszczenie rozcięć drogowych. Lokalne deniwelacje stoków rzędu $4-7,5$ m, wystarczają na utworzenie małych, płytkich wciósów. Większe formy pojawiają się na stokach z deniwelacjami rzędu $11-12$ m, a różnica poziomów pomiędzy wierzchołkiem stoku a jego podnóżem, wynosząca 18 m była wystarczająca, aby utworzyło się na nim długie, prawie 600 -metrowe rozcięcie drogi.

Komentarza wymaga także fakt wykorzystywania przez rozcięcia drogowe terenów mniej urzeźbionych, od tych, które są zajmowane przez parowy (rys. 70). Przy wyżej sygnalizowanych podobieństwach parowów i rozcięć drogowych, te drugie nie wymagają terenów tak silnie zróżnicowanych wysokościowo i nachylonych jak parowy. Wynika to, jak się wydaje, ze wspomaganie naturalnych procesów erozyjnych, charakterystycznych dla parowów przez antropogeniczne oddziaływanie środków transportu na dna



Rys. 69. Proste regresji liniowej gęstości rozcięć drogowych i spadków przeciętnych (a), gęstości rozcięć drogowych i różnic wysokości względnych (b) oraz gęstości rozcięć drogowych i gęstości dróg wiejskich (c)

Lines of linear regression of density of road cuttings and average slopes (a), of density of road cuttings and relative relief (b), of density of road cuttings and density of local tracks (c)



Rys. 70. Wymagania morfometryczne parowów, wysokich miedz i rozcięć drogowych w odniesieniu do wysokości względnych h (z lewej strony) i spadków przeciętnych (z prawej strony)

Morphometric conditions of gullies, mid-field edges and road cuttings in relation to relative relief (at the left) and slope values (at the right)

badanych form (S t a r k e l 1957), okresowo intensyfikujące erozję i sprzyjające zaistnieniu tego zjawiska przy słabszych warunkach przyrodniczych.

Na scharakteryzowane wyżej zależności gęstości rozmieszczenia rozcięć drogowych mogą wpływać inne czynniki przyrodnicze i abiotyczne. Fakt dodatkowego wpływu tych dwóch grup czynników tłumaczy słabą możliwość wyjaśnienia rozmieszczenia badanych form przy użyciu samego ukształtowania terenu. Litologia w dość silnym stopniu modyfikuje rozmieszczenie rozcięć drogowych. Badane formy są związane ze wszystkimi rodzajami osadów, wyłączając słabo rozpowszechnione w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej pokrywy piasków colicznych i występujące powierzchniowo torfy.

Jednak, podobnie jak w odniesieniu do parowów, istnieją sytuacje uprzywilejowań litologicznych. Mają one inny charakter, ściślej zaznacza się związek gęstości rozcięć drogowych z innymi grupami osadów. Najpowszechniej wciosa drogowe występują na obszarach zbudowanych z piasków, żwirów i glin zwałowych moren oraz piasków i żwirów glacialnych i fluwioglacialnych (rys. 5). Sytuacja występowania wciósów drogowych w związku z piaszczysto-żwirowym kompleksem osadów polodowcowych, zarówno budujących silniej zaznaczone w rzeźbie terenu formy wypukłe jak wyciśnięte lub spiętrzone moreny czołowe, kemy, bardziej strome odcinki stopni krawędziowych rozdzielających poziomy wysoczyznowe, jak i obszary mniej urozmaicone wysokościowo, spokojniej zalegającego kompleksu fluwioglacialnego, świadczy o bezpośrednim wpływie tej kategorii osadu. Wspomniany wcześniej związek rozcięć drogowych z wypukłymi strukturami glacialnymi byłby przykładem powiązania pośredniego. Z uwagi na częste odstępstwa rozmieszczenia wciósów drogowych od wklęsłych form rzeźby i przyjmowanie przez nie przebiegu niezdeteminowanego kierunkiem maksymalnych nachyleń terenu, a także dość powszechne położenie na rozbieżnych stokach, odmienność rozmieszczenia badanych form od rozmieszczenia parowów może być wytłumaczona właśnie wpływem litologii. Osady piaszczysto-żwirowe i gleby na nich wykształcone łatwo podlegają erozji. Obserwacje terenowe powierzchniowego zróżnicowania litologicznego na dnie wciósów drogowych wskazują, że erozja oddziałuje selektywnie na tę kategorię osadu; erodowana i przemieszczana jest głównie frakcja piaszczysta i drobniejsza, a głazy i żwiry pozostają na dnie rozcięcia. Mniej rozcięć występuje na obszarach powierzchniowego występowania glin i osadów stokowych. Osady wypełnienia suchych dolin denudacyjnych wpływają znacznie słabiej na rozmieszczenie badanych form. Drobne piaski mulaste i muły, ubite silnie kołami pojazdów, stwarzają poważną barierę dla erozji drogowej, pobudzanej w przypadku rozcięć, małymi ilościami wód.

Ekspozycja stoków rozciętych wciosami drogowymi, nie wyjaśnia ich występowania. Wprawdzie sektor północnej wystawy posiada niewielką nadreprezentację (o 5-6% w stosunku do równomiernego rozkładu), a ekspozycja stoku ku południowi jest mniej powszechna, to przy równowadze kierunków zachodniego i wschodniego (odpowiednio 24 i 25%) nie można wysunąć wniosków natury klimatycznej. Zubożenie frekwencji sektora południowego kosztem północnego jest wytłumaczalne ogólnym nachyleniem strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej ku północy i co z tego wynika, mniejszym udziałem procentowym powierzchni eksponowanych ku południowi.

Wpływ wód gruntowych, znajdujący swe odbicie przy rozmieszczeniu i formowaniu parowów, szczególnie typu zboczowego, nie znajduje potwierdzenia swej roli w odniesieniu do rozcięć drogowych. Głębokości wciósów są zbyt małe, aby mogły zagrozić naruszeniem stabilności zwierciadła I-go poziomu wodonośnego. Patrolowe, wielosezonowe obserwacje terenowe, w czasie których nie zarejestrowano silniejszego, przynoszącego morfologiczny

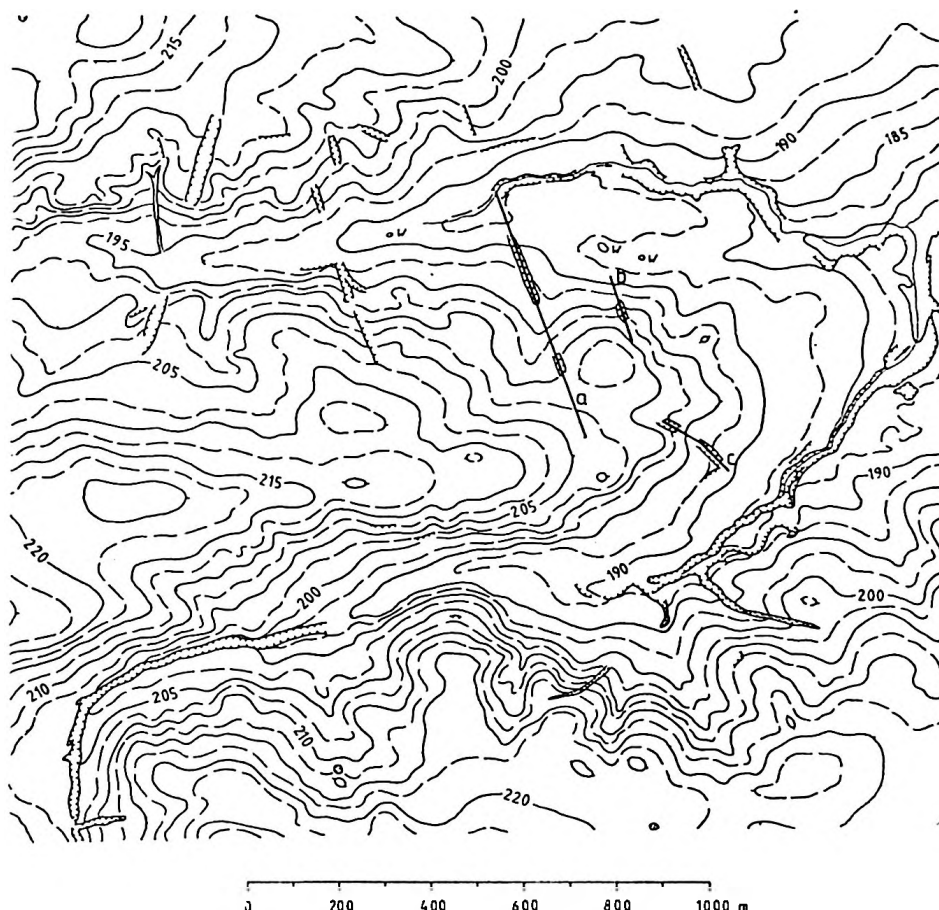
skutek wypływania wód gruntowych, potwierdzają poczynioną konkluzję. Okresowy spływ wód glebowych na dno rozcięć jest istotniejszy w aspekcie utylitarnym, powoduje bowiem przesuszanie stref przyległych do rozcięć (Starkel 1980).

WSPÓŁCZESNY KIERUNEK EWOLUCJI ROZCIĘĆ DROGOWYCH W STREFIE KRAWĘDZIOWEJ WYŻYNY ŁÓDZKIEJ

Badania ukierunkowane na zarejestrowanie zmian głębokości rozcięć drogowych w blisko czteroletnim cyklu obserwacyjnym, zostały przeprowadzone w trzech obszarach testowych (rys. 1, obszary badań szczegółowych 4, 5 i 6, rys. 25, 71, 72) i obejmowały pięć zróżnicowanych morfologicznie rozcięć drogowych, o łącznej długości 1 197,5 m. W stosunku do sumy długości wszystkich tego typu form, występujących na terenie badań, a zaznaczonych na mapach 1:10 000, obserwowane formy stanowią 7% próbę. Wnioski z badań opierane będą na różnicach uchwyconych przez dwukrotne pomiary głębokości wciosu drogowego, wykonanych w łącznie 252 punktach, rozmieszczonych przeciętnie co 10 m długości rozcięcia. Wskutek niewielkich różnic głębokości wciósów, pomierzonych na początku i końcu okresu obserwacji, najczęściej kilku, kilkunastocentymetrowych, niemożliwe stało się graficzne przedstawienie, z dostatecznie dużą dokładnością, zmian profilu dna rozcięcia. Stąd rysunki obrazujące wyniki pomiarów zaopatrzone w dwie skale wysokościowe; jedną obrazującą profil podłużny górnej krawędzi rozcięcia (linia ciągła gruba) i takież profil dna rozcięcia (linia przerywana cienka), wyrażającą zatem głębokości wciosu, opisaną z lewej strony wykresów wartościami pełnych metrów i drugą, obrazującą stwierdzone zmiany (linia ciągła cienka), opisaną wartościami centymetrowymi. Podwyższenie dna zobrazowano szrafem kropkowym (akumulacja), obniżenie - liniowym (erozja). Części "a" rysunków przedstawiają, zgodnie ze spadkiem, wysokość prawego stoku wciosu i jej zmiany, części "b" tych samych rysunków - lewego.

CHARAKTERYSTYKA OBSZARÓW BADAŃ ROZCIĘĆ DROGOWYCH

W Smardzewie (rys. 1, obszar badań szczegółowych 4, rys. 25) obserwowano fragment rozcięcia drogowego o długości 160 m i około 50-metrową, położoną poniżej, strefę akumulacyjną. Rozcięcie przebiega lekko skośnie w stosunku do linii maksymalnego spadku stoku stopnia wysoczyznowego, rozdzielającego poziom smardzewski, którego spokojniejszą rzeźbę przedstawia hipsometria południowo-wschodniego narożnika mapy, od położonego na



Rys. 71. Imielnik. Obszar badań szczegółowych 5

a, b, c - obserwowane odcinki rozcięć drogowych

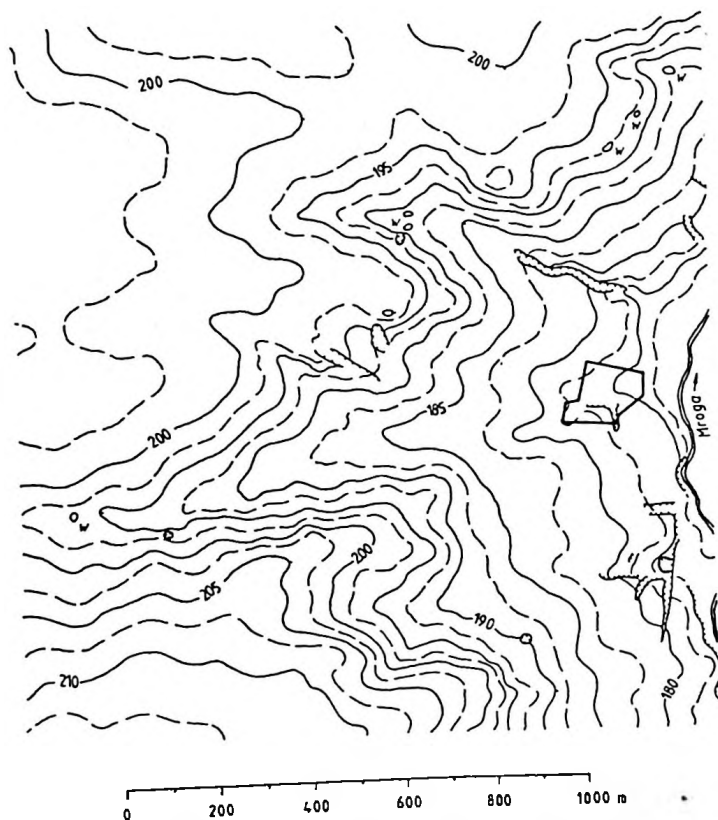
Area of detailed studies 5

a, b, c - studied sections of road cuttings

północ poziomu strykowski. Fragment stoku, rozciętego wciosem drogowym, zbudowany jest z warstwowanych piasków i żwirów glacialnych, w górnej części zbocza zorsztynizowanych i posiadających liczniejsze i bardziej miększe przewarstwienia mulaste. Przeciętny spadek powierzchni stopnia wysoczyznowego oscyluje wokół wartości 6° , nachylenie najbardziej stromego fragmentu stoku, rozciętego wciosem drogowym, wynosi $5^\circ 34'$. Średnie nachylenie obserwowanego odcinka wynosi $3^\circ 32'$ (rys. 73).

Droga jest wykorzystywana do codziennego ruchu samochodu osobowego i sporadycznie do przejazdu ciągników i maszyn rolniczych.

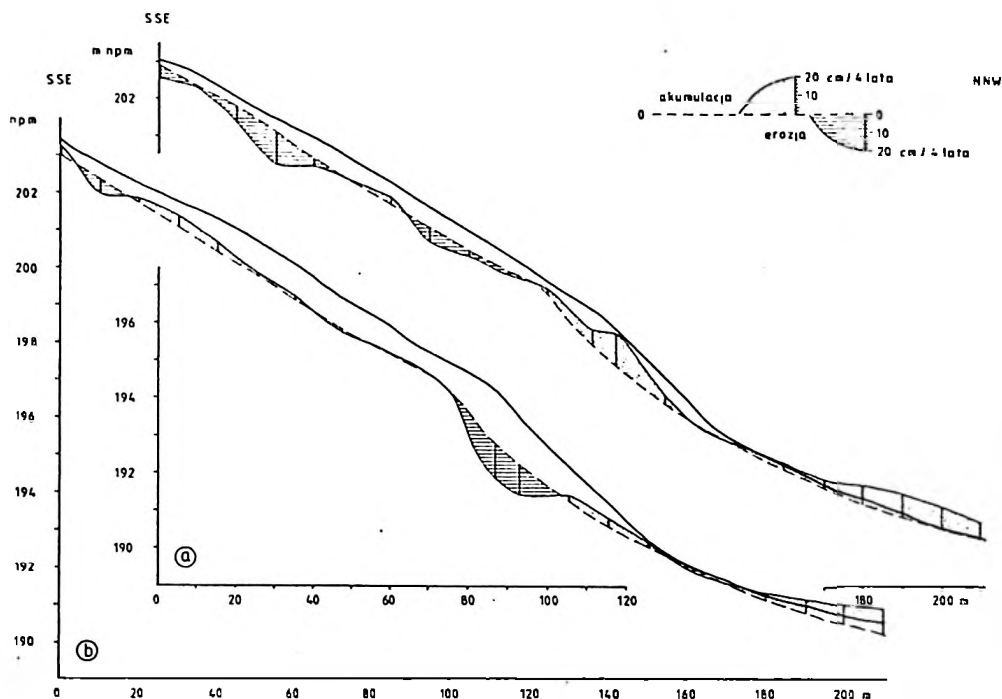
W Imielniku (rys. 1, obszar badań szczegółowych 5, rys. 71) obserwowano trzy rozcięcia drogowe o długościach: rozcięcie a - 570 m (rys. 74),



Rys. 72. Bronowice. Obszar badań szczegółowych 6
oznaczono zasięg szczegółowego, topograficznego zdjęcia terenu

Area of detailed studies 6
extent of detailed topographical survey marked

rozcięcie b - 150 m (rys. 75) i rozcięcie c - 170 m (rys. 76). Badane formy rozwinęły się na wschodnim skraju wzgórza morenowego, budującego płat poziomu smardzewskiego Wyżyny. Wzgórze jest zbudowane w głównej mierze z glacialnych piasków drobno- i średnioziarnistych, przewarstwionych żwirami. Kulminacja wzgórza przykryta jest żwirowo-piaszczysto-gliniastym materiałem ablacynym, występującym w formie pokrywy o miąższości do 2,5 m. Osad ablacyjny rozciąga się ku wschodowi w postaci wydłużonego jezora, obejmując górny odcinek rozcięcia a, ściślej jego początkowe 130 m. Niższe partie stoku, rozcinanego wciosem a, zbudowane są z piasków glacialnych, podnóże przykryte jest pokrywą piaszczysto-mulastą. Rozcięcie b wykształcone jest w obrębie bardziej homogenicznych osadów. Powierzchniowo występują tutaj piaski i żwiry glacialne, przy czym ilość przewarstwień jak i grubość frakcji żwirowej jest większa w górnej, bardziej płaskiej części stoku. Rozcięcie c przebiega przez stok zbudowany z piasków



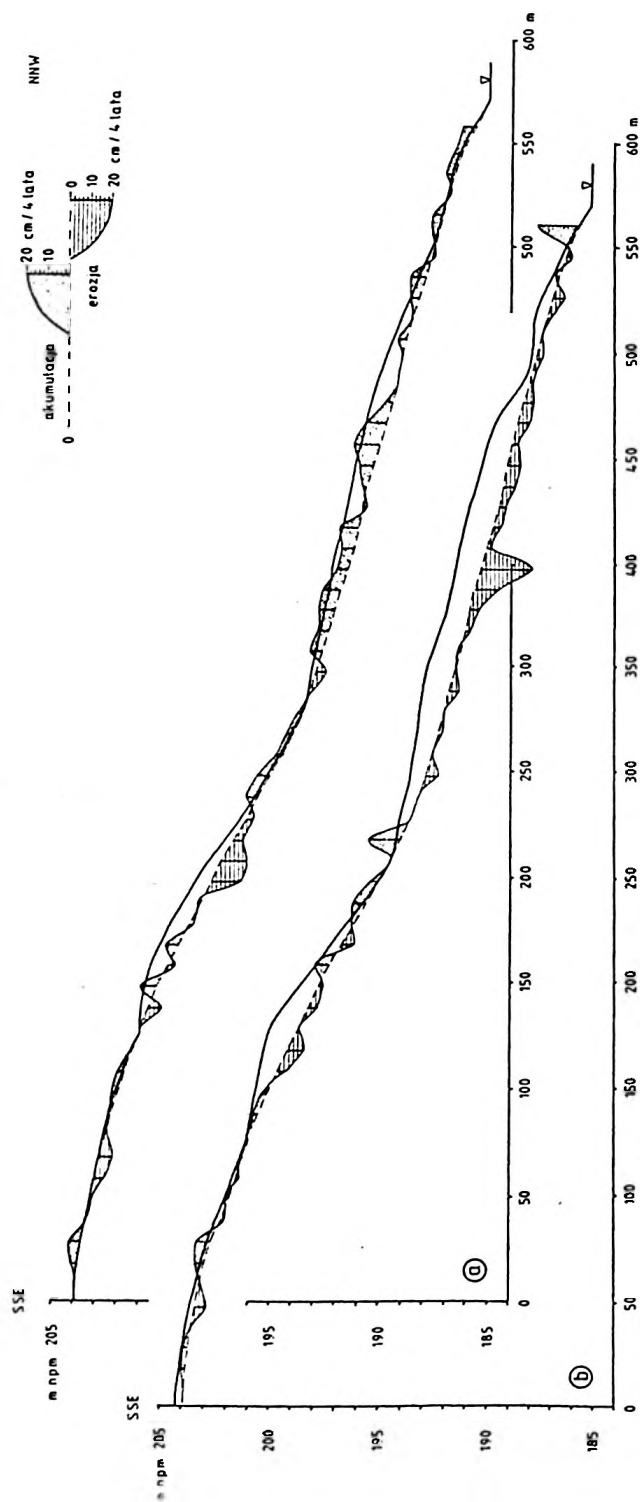
Rys. 73. S m a r d z e w. Obszar badań szczegółowych 4. Profil podłużny rozcięcia drogowego
a - prawa, górna krawędź rozcięcia; b - lewa, górna krawędź rozcięcia; szrafami naniesiono zarejestrowane zmiany dna rozcięcia

Area of detailed studies 4. Longitudinal profile of the road cutting

a - right upper edge of road cutting; b - left upper edge of road cutting; hachures designate changes in the bottom of form

glacialnych. W części środkowej, pomiędzy 50 a 110 metrem biegu rozcięcia, pokrywa piaszczysta wykazuje cechy zglinienia i w spągu przechodzi w spiaszczoną, kamienistą glinę zwałową. Tutaj przypowierzchniowo glina występuje już na głębokości około 0,7-1 m i dno wciosu nacina obecnie jej strop.

Badane rozcięcia drogowe mają zróżnicowaną morfologię. Najbardziej symetryczny przekrój poprzeczny posiada długi wciós a. Rozcięcie b jest najwyraźniej wykształcone w części środkowej, najbardziej stromej ($6^{\circ}40'$). W części górnej istnieje tylko lewa ściana wciosu, a prawa koleina wznosi się o kilkanaście centymetrów ponad przyległe pole. W dolnej części droga nie jest wcięta, a jej ostatnie 40, z obserwowanych 150 m, będące strefą akumulacji, nawet nieco nadbudowuje pierwotną powierzchnię. Rozcięcie c przebiega skośnie do granic pól, których przebieg pokrywa się z biegiem rozcięć a i b (rys. 71). Wcięta droga, młodsza od wysokich miedz, z czasem uformowanych na granicach użytków rolnych, przecinając strome czoła miedz i ułożone schodowo pola, posiada odcinki sploty i przegłębienie wciosu. Stąd zróżnico-

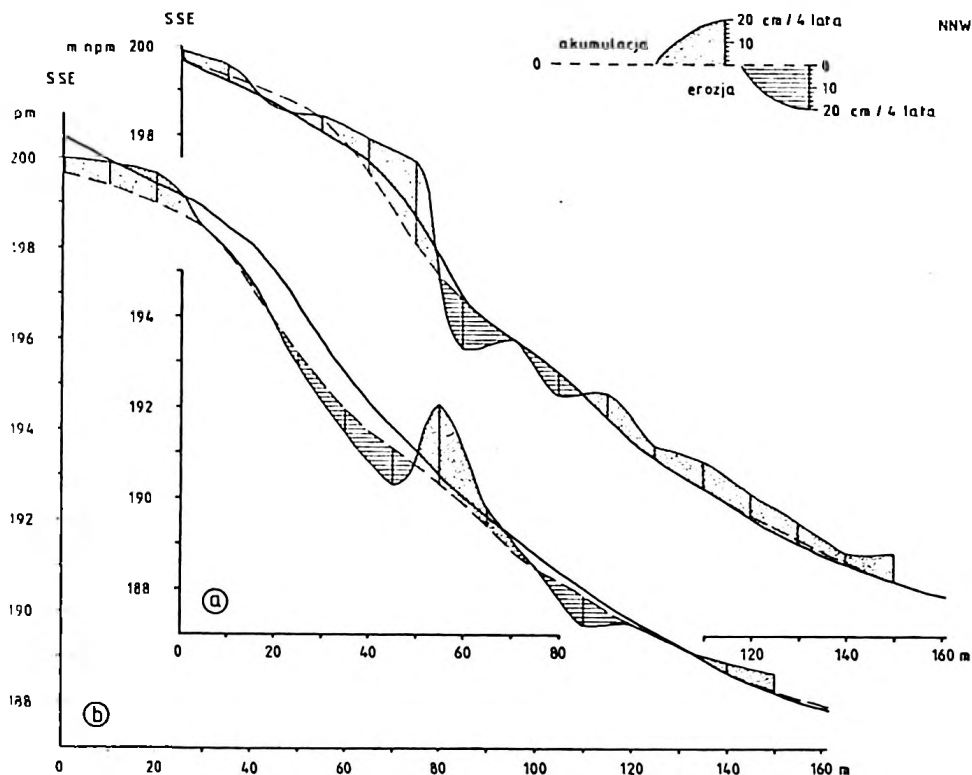


Rys. 74. Imielnik. Obszar badań szczegółowych 5. Profil podłużny rozcięcia drogowego a

objaśnienia jak na rys. 73

Area of detailed studies 5. Longitudinal profile of the a road cutting

explanations as in Fig. 73



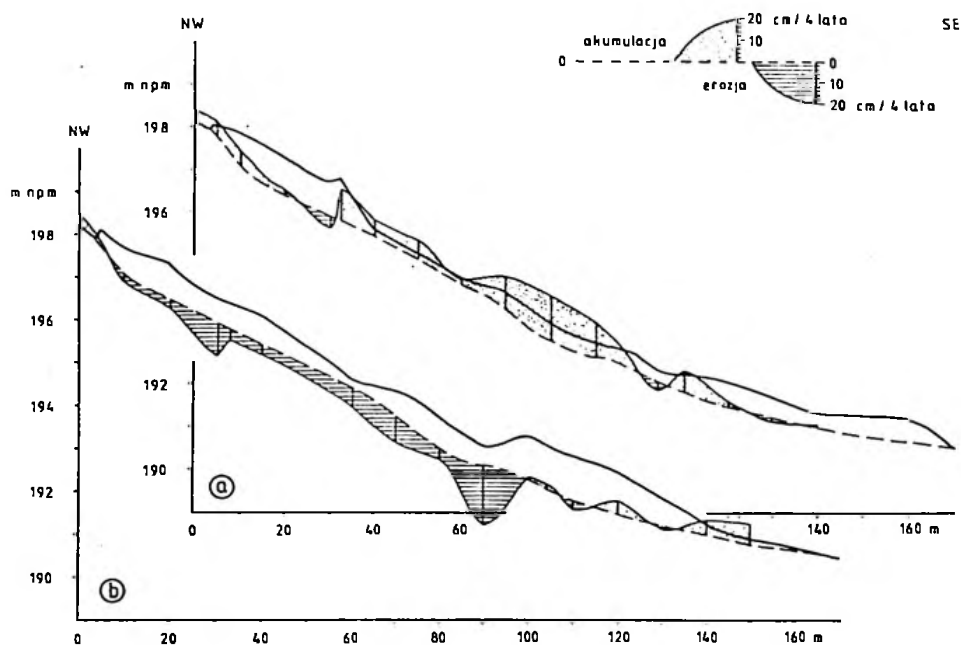
Rys. 75. Imielnik. Obszar badań szczegółowych 5. Profil podłużny rozcięcia drogowego b objaśnienia jak na rys. 73

Area of detailed studies 5. Longitudinal profile of the b road cutting
explanations as in Fig. 73

wana morfologia tego wciosu (rys. 76) i gwałtownie zmieniające się wysokości lewego i prawego stoku rozcięcia. Charakterystyczne jest dla tej formy także wyboiste, niewyrównane dno i miejscami zaokrąglone, pozbawione darni, górne krawędzie skarpy, umożliwiające spływ wód i deluwii z pól na dno rozcięcia.

Stopień komunikacyjnego wykorzystania badanych odcinków dróg nie jest jednakowy. Żadna z dróg nie jest w zasadzie używana do przejazdu samochodów osobowych. Najwięcej pojazdów poruszało się po drodze a, łączącej w linii prostej Imielnik Stary i przysiółek Borki oraz okoliczne większe wsie. Podobnie droga c nadaje się do bardziej okrężnego przejazdu pomiędzy wymienionymi miejscowościami. Droga b była używana sporadycznie, tylko celem dojazdu do pól.

W Bronowicach (rys. 1, obszar badań szczegółowych 6, rys. 72) obserwowano 115-metrowy odcinek polnej drogi, przebiegającej dolną częścią słabo



Rys. 76. Imielnik. Obszar badań szczegółowych 5. Profil podłużny rozcięcia drogowego c objaśnienia jak na rys. 73

Area of detailed studies 5. Longitudinal profile of the c road cutting
explanations as in Fig. 73

nachylonego, rozległego stoku dużej doliny denudacyjnej, uchodzącej lewostronnie na terasę Mrogi. Podłoże budują drobne, mulaste piaski terasowe, przykryte 1-1,5 m pokrywą mułków smugowanych, ku stropowi przechodzących w bezstrukturalne. Wcios drogowy jest rozwinięty w całości w obrębie pokrywy pylastej, jedynie w dolnej części rozcięcie osiągnęło bardziej spoistą warstwę mułków. Charakterystyczny jest brak grubszych frakcji w przypowierzchniowej warstwie osadów. To rozcięcie drogowe wykorzystuje powierzchnię najslabiej nachyloną (średnio $2^{\circ}13'$). Także dolny odcinek swym spadkiem, równym $3^{\circ}48'$, nie dorównuje stromościom stoków rozcinanych przez wciosy w Smardzewie i Imielniku. Rozcięcie w Bronowicach jest płytkie, w profilu poprzecznym stromościenne i prawie symetryczne. Lewy, niski stok rozcięcia jest na dłuższych odcinkach bardziej stromy, w porównaniu do przeciwnego.

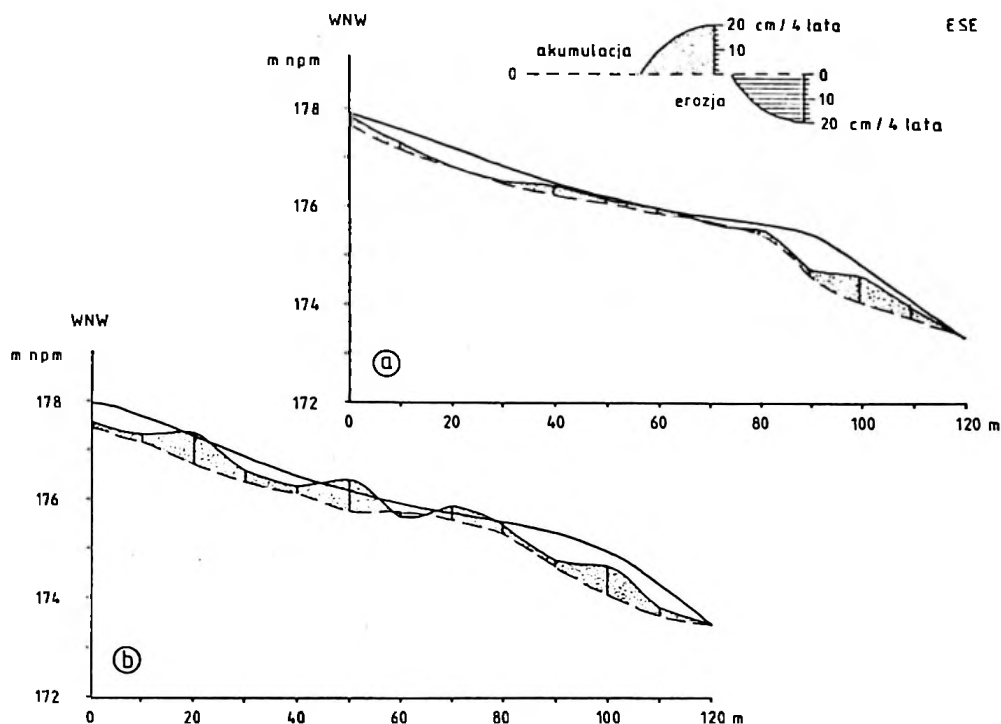
Obserwowany odcinek drogi wykorzystywany był tylko do przejazdu ciągników i maszyn rolniczych na pola. Natężenie ruchu wzrastało w czasie nasilenia prac polowych, poza tym okresem ruch zupełnie zanikał.

Zarejestrowane w ciągu niemalże czteroletniego cyklu obserwacyjnego zmiany głębokości rozcięć drogowych, wskazują na zróżnicowany rozwój obserwowanych form. Naczelną cechą zobrazowanych graficznie zmian jest występowanie wzdłuż biegu rozcięcia szeregu naprzemianległych stref podwyższania dna formy, interpretowanego jako zaistnienie akumulacji materiału mineralnego i obniżania dna, odpowiadającego erozji. Sporadycznie odcinki akumulacyjne i erozyjne rozdzielone są krótkimi przestrzennie odcinkami stabilizacji. Zarówno erozja, jak i akumulacja są silnie zmienne przestrzennie, to znaczy w obrębie dłuższych odcinków erozyjnych i akumulacyjnych, wielkość erozji i miąższość utworów zakumulowanych ulega dużym wahaniom. Największe, zarejestrowane w czteroletnim, zmiany wystąpiły w rozcięciach rozwiniętych w okolicach Imielnika. Rozcięcie c posiada odcinki dna obniżone nawet o około 28 cm (rys. 76), w rozcięciu a erozja lokalnie sięga wartości 25 cm. Najsilniejsza akumulacja wystąpiła w rozcięciu b i osiągnęła około 36 cm. W obserwowanych formach okolic Smardzewa i Bronowic nie zarejestrowano już tak dużych zmian.

Powtarzającą się we wszystkich badanych rozcięciach drogowych naprzemianległość stref erozji i akumulacji można wytłumaczyć okresową redepozycją przemieszczanego osadu. Podobne badania Froehlich (1992), powtarzane w pewnych odstępach czasu, również wskazują na "etapowy transport materiału w drogach" i okresowe rozszerzanie i przesuwanie się stref erozji i akumulacji. Bezpośrednie obserwacje terenowe stanu den wciósów drogowych po okresach silniejszych opadów i intensywniejszych roztopów potwierdzają ustalone pomiarami zależności. Bruzdy, pojawiające się w dnach kolein, nigdy nie przebiegają konsekwentnie wzdłuż całych długości form, lokalnie się spływają i zanikają, ustępując miejsca odcinkom akumulacyjnym. Fakt częstego przerywania działalności erozyjnej i zastępowanie jej akumulacją, tłumaczy łatwe przeciążanie strug wody o małych przekrojach hydraulicznych (Tessere 1994), działających w koleinach drogi. Gwałtowna depozycja niesionego materiału, a także raptownie pojawiająca się erozja, są dodatkowo wymuszane wyboistością drogi. W tym miejscu dobrze zaznacza się rola mechanicznego oddziaływania kół przejeżdżających drogami pojazdów, wywołujących właśnie wspomnianą wyboistość (Starkel 1957; Froehlich, Słupik 1980, 1986). Zatem profil równowagi, rozmieszczenie lokalnych baz erozyjnych wzdłuż drogi, jest kształtowany przez wspólne, nakładające się na siebie oddziaływanie erozji strug okresowych i mechanicznego deformowania powierzchni drogi kołami pojazdów. Okazuje się, że w czasie okresów suchych profil podłużny drogi ulega także przeobrażeniom, a przebieg i przestrzenny rozkład procesów erozji i akumulacji, działających podczas opadów lub roztopów, jest między innymi zależny od antropogenicznie wywołanych zmian stanu drogi podczas okresu międzyopadowego.

Kolejną, wymagającą wytłumaczenia, cechą zarejestrowanych zmian den rozcięć drogowych jest istnienie przeciwnych tendencji w sąsiednich koleinach drogi. Często jedna z kolein wskazuje na podwyższanie jej dna, a sąsiednia na erozję lub stabilizację. Taki układ jest charakterystyczny dla niemalże całego rozcięcia c w Imielniku (rys. 76), zaznacza się także w dolnej części rozcięcia a (rys. 74) oraz w Smardzewie (rys. 73). W przypadku rozcięcia w Bronowicach (rys. 77) wspomniana sytuacja nie występuje tak wyraźnie, ale i tak rozmiary akumulacji w sąsiednich koleinach są nierówne. Przypadki przeciwnych tendencji do obniżania lub podwyższania dna sąsiednich kolein powodują, że hipotetycznie wykreślone granice odcinków erozyjnych i akumulacyjnych, oglądane w planie, jedynie wyjątkowo przebiegałyby prostopadle do osi drogi. Najczęściej ułożone byłyby skośnie do osi drogi, a w ekstremalnych sytuacjach granica oddzielająca strefę erozyjną i akumulacyjną biegłaby wzdłuż osi drogi. Ta ostatnia sytuacja występuje w rozcięciu c w Imielniku, gdzie prawie cała prawa koleina uległa podwyższeniu, a lewa obniżeniu. Wyjaśnieniem takiego "niesymetrycznego" rozwoju dna rozcięcia są nierówności dna wciosu drogowego, zaznaczające się często w przekroju poprzecznym. Gdy jedna z kolein leży wyżej niż druga występuje opisana nierównowaga tendencji rozwojowych. Wyżej położona koleina zasila w wodę sąsiednią, głębiej wciętą (fot. 25). Wskutek poprzecznego w stosunku do osi drogi przelewania się wód z jednej koleiny do drugiej (fot. 26), zmienia się masa wód przez nie przepływających. Przepływ koncentruje się w jednej koleinie, tej której dno jest niżej położone. Tam pojawia się tendencja do erozji. Sąsiednia, mniej wcięta koleina, odznacza się występowaniem akumulacji, głównie produktów odpadania ze stromej ściany wciosu. Te koluwia nie są przemieszczane wzdłuż rozcięcia, albowiem brak transportu podłużnego.

Wystąpienie przeciwnych tendencji do erozji lub akumulacji, obok powyżej opisanych uwarunkowań, jest także silnie zdeterminowane stanem stabilizacji zboczy wciosu. Gdy zbocza są porośnięte zwartą darnią, często obsadzone drzewami czy krzewami, to brak poprzecznej dostawy materiału umożliwia występowanie efektywniejszej erozji. Pionowe, nieustabilizowane przez roślinność, nawet niskie zbocza rozcięć drogowych, dostarczające odpadającego, luźnego lub związanego darnią materiału, powodują, że podłużny transport nie jest w stanie przemieścić gromadzących się koluwiów. Stabilizacja lewego, wyższego zbocza rozcięcia a w Imielniku przez darń i silnie rozrośnięte krzaki jeżyn, umożliwiła erozję, poczynając od około 300 m jego długości (rys. 74). Przeciwny stok, niższy i zupełnie nie umocniony roślinnością, powodował podwyższanie dna wciosu. Podobny, niejednakowy stopień zadarnienia ścian wciosu w Smardzewie, rzutował na pojawienie się przeciwnych tendencji do rozwoju najsilniej nachylonego odcinka obserwowanej formy (rys. 73). W Bronowicach, strome nieustabilizowane stoki płytkiego wciosu drogowego, przy słabym spadku terenu, głównie odpowiadają za powszechniejsze podnoszenie jego dna. Lewy, nieco wyższy i pionowy stok (rys. 77b) wywoływał silniejsze odpadanie i nieco większą akumulację.



Rys. 77. Bronowice. Obszar badań szczegółowych 6. Profil podłużny rozcięcia drogowego objaśnienia jak na rys. 73

Area of detailed studies 6. Longitudinal profile of the road cutting
explanations as in Fig. 73

niejednakowy stopień ustabilizowania ścian wciósów, zmieniający się wielokrotnie wzdłuż biegu formy, a silnie rzutujący na uzyskane wyniki, umożliwia wyjaśnienie braku wyraźnie widocznego związku występowania silniejszej erozji czy akumulacji w zależności od nachylenia, długości czy głębokości wciosu. Tutaj zaznacza się sprzeczność, a właściwie odmiennosc w porównaniu z wynikami badań Froehlich (1992), gdzie wspomniane związki natężenia pogłębiania i długości drogi oraz jej spadku można określić współczynnikiem korelacji równym odpowiednio $-0,692$ i $-0,45$. Pomijając różnice w samym sposobie rejestracji zmian den badanych form, można stwierdzić, że w beskidzkich wąwozach drogowych, rozwiniętych w silniej urzeźbionych terenach, transport koluwiów ku bazom erozyjnym jest znacznie efektywniejszy. Zarejestrowane zmiany podłużnych rozcięć drogowych są funkcją ogólnego bilansu procesów podłużnych i poprzecznych, działających w obrębie badanych form. Poprzeczna dostawa, limitowana przez osłonięcie lub umocnienie roślinami stoków rozcięć drogowych, nie zależy od

morfologii samych form wciosowych jak i ukształtowania stoków przez nie rozciętych. Podobnie, podłużna erozja, transport i akumulacja ulega silnym modyfikacjom w zależności od aktualnego, wzajemnego położenia sąsiadujących ze sobą kolejn drogi. Rozmiary erozji drogowej są wyznaczone zmieniającym się stopniem opanowania rozcięć drogowych przez pokrywę wegetacyjną i kształtowaną, między innymi antropogenicznie, zmienną rzeźbę den form. Jednokrotny pomiar, przeprowadzony w czteroletnim cyklu obserwacyjnym, pozostawia wiele pytań bez odpowiedzi. Zgromadzone dane i wynikające z nich prawidłowości, umożliwiają jednak, przy niepełnym wyjaśnieniu uwarunkowań mechaniki formowania rozcięć drogowych, podanie ogólnego, aktualnego tempa i kierunku rozwoju badanych form oraz wyznaczenie ogólnego charakteru ich ewolucji.

Sumaryczny bilans procesów degradacyjnych i agradacyjnych, działających w obserwowanych formach, obliczony w stosunku do długości całych obserwowanych odcinków wskazuje, że dna rozcięć drogowych strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej ulegają obecnie powolnemu podwyższaniu lub są w stanie stagnacji. Najwyższymi, przeciętnymi wartościami akumulacji cechują się rozcięcia: b z Imielnika (+5,2 cm / 4 lata), z Bronowic (+4,42 cm / 4 lata). Dno rozcięcia c z Imielnika podwyższane jest dwukrotnie wolniej (+1,92 cm / 4 lata), a długie rozcięcie a okazało się w czteroletciu prawie stabilne (+0,29 cm / 4 lata). Jedynie forma ze Smardzewa wykazuje ogólną tendencję do powolnego pogłębiania się (-0,73 cm / 4 lata). Na otrzymanym wyniku pomiarów, wskazującym w 80 procentach na przewagę zasypywania lub stabilizacji badanych form, mogło zawazyć wykonanie pomiarów w okresie wiosennym. Zdaniem Froehlich a (1992) oraz Froehlich a i Słupik a (1986) właśnie wiosna jest porą, w której obserwuje się okresowe podnoszenie powierzchni dróg biegnących wciosami. Fakt, że rozcięcie w Smardzewie pogłębia się, można wytłumaczyć częstymi, codziennymi przejazdami samochodu do zabudowań, właśnie tym odcinkiem drogi. W tym przypadku, degradacji górnego i środkowego odcinka badanej formy, wyraźnie odpowiada niżej położona rozleglejsza strefa akumulacji, której produkty budują narastającą stopniowo krawędź akumulacyjną na granicy drogi i pobliskiej łąki. Nieprzypadkowy, jak się wydaje, jest także związek najszybszego zapełniania rozcięcia b w Imielniku i rozcięcia w Bronowicach, z najsłabszym natężeniem ruchu kołowego na tych odcinkach dróg. Powyższe wnioski wskazują na duży wpływ czynnika antropogenicznego przy współczesnym kształtowaniu rozcięć drogowych. Wciosa dróg rzadziej używanych do przejazdów, po okresie zasypywania produktem degradacji stromych, bocznych skarp i późniejszym zadarnieniu dna, zapobiegającym występowaniu erozji liniowej, z czasem zamierają. Zupełnie zadarnione, wyrównane dno, silnie rozchylone górne krawędzie formy, odpowiadające stabilnym stokom o nachyleniu zbliżonym do kąta naturalnego spadku, jak i brak jakichkolwiek śladów przemieszczania materiału mineralnego, to podstawowe wyróżniki nieczynnych rozcięć drogowych.

Blisko czterokrotnie powolniejsze wcinanie się rozcięcia w Smardzewie (ok. 1,8 mm / rok) w porównaniu do tempa ewolucji beskidzkich wąwozów drogowych (6,6 mm / rok wg F r o e h l i c h a 1992), a co ważniejsze spotykana w 4/5 przypadków tendencja, prowadząca do zaniku lub konserwacji istniejących form, zmuszają do innej oceny roli nizinnych i górskich rozcięć drogowych, funkcjonujących w systemach denudacyjnych. Podlódzkie wcioty drogowo, głównie rozwinięte w osadach luźnych, wobec stwierdzonej, powszechnej redepozycji materiału obecnie nie decydują o obciążeniu rzek. Wielokrotne więźnięcie zerodowanego materiału na dnach badanych form, czasem na dłuższe, bezopadowe okresy powoduje, że bezpośrednia dostawa do koryt rzecznych odbywa się bardzo powoli, a najczęściej nie ma w ogóle miejsca. Rozcięcia drogowo dostarczają materiał na terasy zalewowe rzek, przyczyniając się do morfologicznego urozmaicenia ich powierzchni. Podobny, pośredni sposób zasilania rzek przez drogi polne dokumentują badania B i e r n a t a i C i u p y (1992). Funkcje osi dalszego transportu materiału, zdenudowanego ze stoków, rozcięcia drogowo zyskują w przypadku korzystnego przebiegu w stosunku do kierunku orki pól i granic upraw. Równoległy do drogi układ pól powoduje separację formy wciotu od pobliskich stoków. Skośny przebieg rozcięcia, w stosunku do granic upraw, któremu odpowiada obserwowana w Imielniku forma c wskazuje, że materiał zdenudowany z pobliskich pól ulega dalszemu transportowi wzdłuż wciotu. Poprzeczny przebieg drogi w stosunku do pól oranych zgodnie z nachyleniem, a położonych na bardziej stromych stokach jest mniej efektywny, albowiem w tych sytuacjach droga przebiega prostopadle do linii spadku terenu i wobec jej małego spadku przemieszczanie materiału nie zachodzi. Zatem intensyfikująca ruch materiału rola dróg polnych objawia się najsilniej przy ich skośnostokowym przebiegu.

CZYNNIKI I WARUNKI WPŁYWAJĄCE NA ROZMIESZCZENIE WYSOKICH MIEDZ

Analizę rozmieszczenia wysokich miedz należy poprzedzić określeniem stopnia wpływu rzeźby terenu na przebieg granic upraw. Nizinna, aczkolwiek miejscami silnie zróżnicowana, rzeźba strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej zasadniczo nie determinuje przebiegu granic upraw. Związki kształtu pól i ich przebiegu z rzeźbą terenu można dostrzec jedynie w przypadku obszarów łąkowych, zajmujących wilgotniejsze obszary dolinne. Natomiast niwy pól ornych w znacznej większości przypadków biegą niezależnie od kierunków głównych osi morfologicznych większych form rzeźby. Istnieją liczne przykłady poprzecznego przecinania przez wydłużone pola osi, często wyraźnych, stromych jak na warunki nizinne, dolin lub grzbietów, jak i sytuacje równoległego albo skośnego do stoku biegu pól. Nie spotyka się układu granic pól naśladującego dokładnie przebieg poziomic, na przykład podobnego do pól wstęgowych (Z i e m n i c k i 1959; Z i e m n i c k i, J ó z e f a c i u k 1965; J ó z e f a c i u k, J ó z e f a c i u k 1984). Plan przestrzenny pól jest przykładem przetrwałego, historycznie ewoluującego rozkładu własności ziemi.

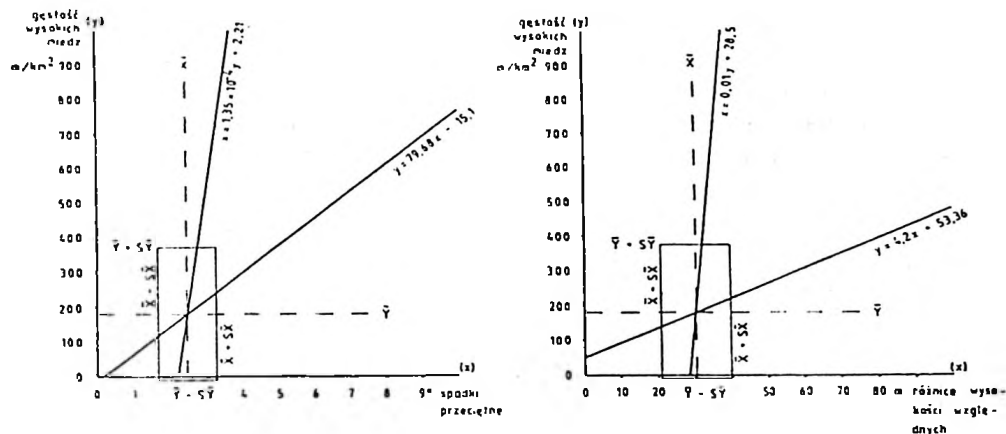
Przedstawiony na rysunku 78 obraz gęstości występowania wysokich miedz jest niedoszacowany skutkiem użycia zbyt zgeneralizowanego materiału kartograficznego. W czasie sporządzania mapy topograficznej w skali 1:10 000, wystarczającej do potrzeb większości prac geomorfologicznych, oznaczano jedynie odcinki skarp i wysokich miedz o czołach wyższych niż 1 m ("W z o r y i o b j a ś n i e n i a ..." 1989). Z uwagi na to, gęstość występowania odcinków granic pól przekształconych w wysokie miedze wydaje się mała i wynosi tylko $0,057 \text{ km/km}^2$ w stosunku do całego terenu badań. W porównaniu do opisywanych wyżej parowów i rozcięć drogowych wysokie miedze są formami występującymi w krajobrazie bardziej powszechnie - pojawiają się w obrębie 32% pól pomiarowych. Łączna długość badanych form, wysokich na ponad 1 m, wynosi około 25 km. Ta mała wartość wskazuje, że proces silnego rozwoju wysokich miedz, określanego 1-metrową wielkością przyrostu czoła miedzy, objął jedynie bardzo małą, ułamkową część łącznej długości granic pól, znajdujących się na terenie badań. Najczęściej spotykane w strefie krawędziowej wysokie miedze mają wysokości kilkudziesięciocentymetrowe. Czoła miedz, przekraczające 1,5 m występują rzadko i na krótkich odcinkach. Nieliczne, najwyższe, około 2-metrowe

wysokie miedze występują w okolicach Brzezin, na prawym stoku doliny Mroźnicy, także na wschód od Moskuli i w pobliżu Janowa i Plichtowa, w obrębie źródłowego obszaru Moszczenicy, urozmaiconego amfiteatralnie ułożonymi suchymi dolinami i nieckami denudacyjnymi. Obszary, gdzie miedze są najwyższe nie pokrywają się dokładnie z obszarami największych gęstości ich występowania.

Wysokie miedze są na tyle rozpowszechnionym elementem mikrorzeźby terenu, że można je spotkać w zasadzie na wszystkich, różnowiekowych formach rzeźby terenu. Stosunek wysokich miedz do głównych form rzeźby terenu obrazują następujące spostrzeżenia: badane formy nie pojawiają się w obrębie den dolinnych, co jest zrozumiałe ze względu na ich łukowy charakter. Także szczytowe, mniejsze powierzchniowo, partie wzgórz morenowych lub pagórków kemowych nie są obszarami gromadzenia się wysokich miedz. Jednak te miejsca zazwyczaj nie są użytkowane rolniczo. W porównaniu do parowów i rozcięć drogowych więcej form zaznacza swą obecność na długich, zrównanych stokach stopni krawędziowych. W takiej sytuacji znajdują się formy okolic Moskuli, Janowa, Jaroszek i Brzezin (rys. 78). Maksymalne zagęszczenie wysokich miedz (jednostka Ł-29 na rys. 78), związane jest z równoleżnikowym, suchym odcinkiem doliny Mroźnicy, przebiegającym na linii Brzeziny-Paprotnia, spełniającym u schyłku warty rolę doliny marginalnej wód roztopowych (K l a t k o w a 1972). W nawiązaniu do kształtu stoku, można powiedzieć, że szczególnie uprzywilejowanym segmentem stoku jest górna, rozległa wypukłość. Tutaj najczęściej pojawiają się wysokie miedze, a w przypadkach gdy przebiegają wzdłuż całego stoku, w obrębie odcinka wypukłego są najwyższe.

Podsumowując stosunek rozmieszczenia wysokich miedz do głównych form rzeźby, należy dokonać rozróżnienia wpływów pośrednich i bezpośrednich. Typ użytkowania ziemi modyfikuje rozmieszczenie badanych form i jest przykładem wpływu pośredniego. Skutkiem specyficznego wykorzystania rolniczego den dolinnych, jak i zwirowych, przesuszonych kulminacji form polodowcowych jest brak na nich wysokich miedz. W odniesieniu do całego inwentarza form glacialnych, fluwialnych czy denudacyjnych nie można określić wyraźnie grupy najbardziej determinującej rozmieszczenie wysokich miedz. Natomiast charakterystyczne jest, w porównaniu do parowów i rozcięć drogowych, liczniejsze pojawianie się badanych form na stokach stopni wysoczyznowych. O ile sieć parowów i rozcięć drogowych wykazywała pewien stopień uzależnienia występowania od genezy rozcinanych, nadrzędnych form rzeźby, to w tym aspekcie wysokie miedze nie przejawiają bezpośrednich uwarunkowań tego typu.

Wpływ nachyleń przeciętnych na rozmieszczenie wysokich miedz można określić porównując rysunki 4 i 78. Siłę powiązań obu zmiennych określa wartość współczynnika korelacji liniowej prostej, równa $+0,328$ (rys. 14). Wysokie miedze pojawiają się najczęściej przy spadku $2^{\circ}27'$ (rys. 79a). Minimalne, niezbędne do rozwoju nachylenia (rys. 70), lokują wysokie mie-



Rys. 79. Proste regresji liniowej gęstości wysokich miedz i spadków przeciętnych (a) oraz gęstości wysokich miedz i różnic wysokości względnych (b)

Lines of linear regression of density of mid-field edges and average slopes (a), of density of mid-field edges and relative relief (b)

dze pomiędzy najbardziej wymagającymi parowami, a mniej wymagającymi rozcięciami drogowymi. Proces rozwoju wysokich miedz zaczynał się przy mniejszym nachyleniu przeciętnym niż potrzebnym do uruchomienia erozji wód epizodycznych, ale z drugiej strony, skuteczność liniowego, antropogenicznego pobudzenia erozji we wciosach drogowych była minimalnie większa, albowiem wciosa drogowe wymagają mniejszych nachyleń do rozwoju niż wysokie miedze. Największa osiągnięta wartość współczynnika korelacji liniowej wskazuje, że wpływ nachyleń terenu na rozwój i rozmieszczenie wysokich miedz jest stosunkowo znaczny. W kontekście uwag sformułowanych odnośnie znaczenia kształtu stoku można stwierdzić, że połączenie naturalnych procesów denudacyjnych (głównie różnych postaci spłukiwania) i grawitacyjnie przemieszczającego glebę pługa (B a c 1950; Martini 1957; Ziemiński, Józefaciuk 1965), znajduje najlepszą koincydencję w obrębie znacznie nachylonych, wypukłych powierzchni stokowych i ulega intensyfikacji wraz ze wzrostem nachylenia. Wpływ powiększającego się nachylenia w skali całego terenu badań częściowo zanika, albowiem najbardziej strome stoki nie są uprawiane z przyczyn technicznych.

Deniwelacje terenu nie rzutują tak silnie jak nachylenia przeciętne na rozmieszczenie wysokich miedz. Być może tutaj znajduje się wyjaśnienie słabego zagęszczenia wysokich miedz w dolinie Mrogi (rys. 78), tak silnie uwypuklającej się na innych mapach (rys. 12, 68).

Generalnie, wpływ morfometrii na rozmieszczenie wysokich miedz jest silny i przejawia się wyraźniej niż w stosunku do innych, badanych młodych form holocenów. Spostrzeżenie to potwierdza stosunkowo wysoki (+0,349) na tle innych, uzyskanych wartości, współczynnik korelacji liniowej wielokrotnej (rys. 14). Decydujące znaczenie z tej grupy czynników mają na-

chylenie i kształt stoku. Rola grupy czynników, określających liczbowo ukształtowanie powierzchni, wypływa ze wzrastającej wraz z nachyleniem efektywności przemieszczania gleby przez pług (M a r t i n i 1957) oraz przestrzennych powiązań spłukiwania z nachyleniem i kształtem stoku, znanych z klasycznej literatury geomorfologicznej.

Spośród innych czynników, wpływających na rozmieszczenie wysokich miedz, należy docenić znaczenie ekspozycji stoku. Maksima gęstości badanych form (rys. 78) odpowiadają ekspozycji północnej. Ta uwaga odnosi się do rejonu położonego na południe i północ od Brzezin, okolic Moskuli (także jednostka K-10), okolic Janowa i Plichtowa, Jaroszek, Mileszek (jednostki Ł-13 i N-15). Stoki północne są miejscami występowania wyższych czoł miedz. Przy zbliżonych, mniej zróżnicowanych wysokościach skarp, eksponowane ku północy zbocza cechują się ich większą gęstością. Udział ekspozycji północnej, wynoszący 49%, przy spadku frekwencji sektora zachodniego (16%) i południowego (10%) oraz 25 procentowym, zasadniczo nie odbiegającym od przeciętnego rozkładu, udziale ekspozycji wschodniej, zdaniem autora wskazuje na klimatyczną predyspozycję efektywności procesów odpowiedzialnych za tworzenie się wysokich miedz. O ile grawitacyjne przemieszczanie gleby przez pług nie jest zupełnie związane z wystawą użytkowanych powierzchni, to współdziałający przy przemieszczaniu gleb proces spłukiwania, wiązany jest z zimną ekspozycją klimatyczną. Ogólnie 3/4 stoków z wysokimi miedzami posiada ten rodzaj wystawy. Stwierdzonej zależności nie można jednak potraktować kategorycznie albowiem istnieje także szereg przykładów pojawiania się wysokich miedz na stokach dosłonecznych.

Ocena roli litologii napotyka na kłopoty, wywoływane w głównej mierze przez grupę czynników edaficznych. Przypadki przecinania przez dłuższe wysokie miedze granic osadów heterogenicznych każą wątpić czy jakość podłoża na głębokości 1,5 m wpływa bezpośrednio na rozmieszczenie tych form. Wydaje się, że zależności będą w głównej mierze miały charakter pośredni. Lepsze gleby, na przykład brunatne i płowe średnie oraz lekkie, jak i lżejsze naglinowe, o dobrych, ustabilizowanych stosunkach wodnych były od dawna wykorzystywane rolniczo, a więc obszary o tego typu pokrywach glebowych mogą charakteryzować się zagęszczonymi, narastającymi od dawna, obecnie wysokimi czołami miedz. Natomiast obszary występowania żyznych gleb aluwialnych, rozwiniętych na piaskach i namulach rzecznych, użytkowanych tradycyjnie jako łąki, nie są rejonami zagęszczenia badanych form. Nie można zatem powiedzieć, że osady rzeczne są kategorią wykluczającą możliwość uformowania się terasowych pól, rozdzielonych wysokimi miedzami. Z drugiej strony, tereny z silnie szkieletowymi glebami piaszczystymi, o fatalnej strukturze, po krótkim okresie użytkowania były porzucane przez rolnictwo i przeznaczane pod zalesienie i jest zrozumiałe, że tam gęstości wysokich miedz ulegają rozluźnieniu lub ich w ogóle nie ma. Wpływ czynnika glebowego, rzutującego na historię rolniczego wykorzystania terenu,

jak i typ użytkowania ziemi (pola orne, łąki, pastwiska, lasy) przy silnym, lokalnym zróżnicowaniu genetycznym gleb podłódzkich, uniemożliwia precyzyjne określenie roli litologii.

Wody gruntowe, których wpływ na kształtowanie pewnych rodzajów parowów wydaje się niepośledni, nie wpływają na rozmieszczenie i gęstości badanych form. Przeciwnie, układ terasowych i wstęgowych pól, rozdzielonych wysokimi miedzami, wpływa korzystnie na obieg i magazynowanie wód w glebie (Nowicki 1977; Pałys 1985).

Orka i splukiwanie powierzchniowe obejmują najwyższą, przypowierzchniową warstwę gleby i oddziałują przestrzennie, a nie liniowo na powierzchnię terenu. Z tej przyczyny szereg czynników, jak genetyczne typy form rzeźby, litologiczne zróżnicowanie skały macierzystej, wody gruntowe, schodzi na plan dalszy. Pierwszoplanowego znaczenia nabierają czynniki, związane z domeną powierzchniowego działania procesów wymienionych na początku akapitu, to znaczy nachylenie i kształt stoków oraz ekspozycja.

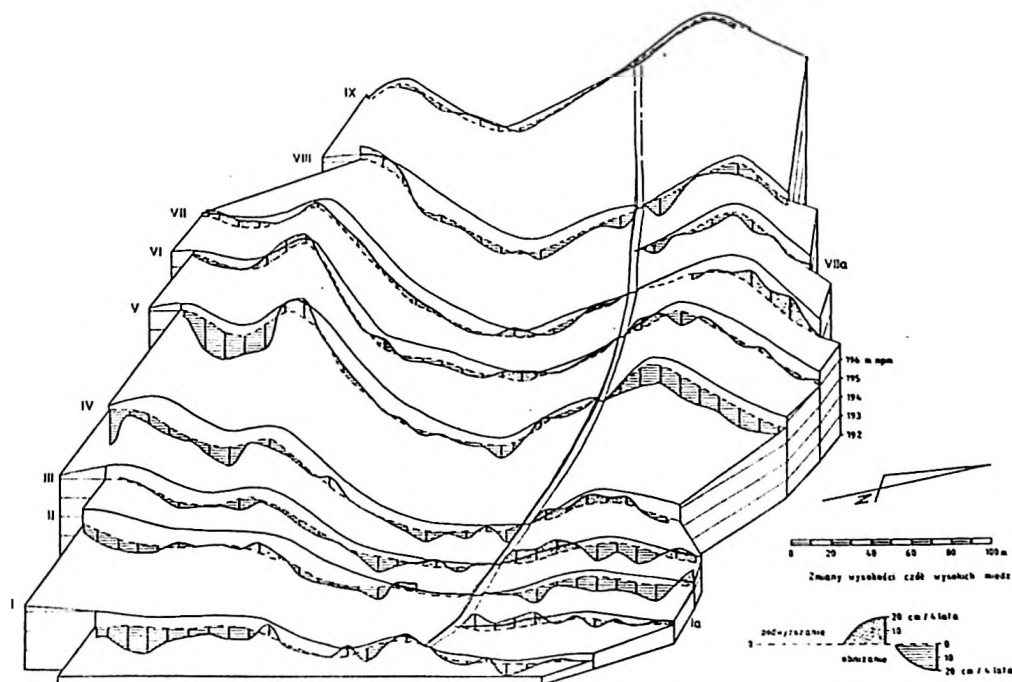
WSPÓŁCZESNE TENDENCJE ROZWOJU STOKÓW UŻYTKOWANYCH ROLNICZO JAKO EFEKT ODDZIAŁYWANIA ORKI I POWIERZCHNIOWYCH PROCESÓW DENUDACYJNYCH

Badania zlokalizowano w obrębie źródłowego odcinka doliny Mroźnicy, przełamującej się tutaj przez pierwszy stopień wysoczyznowy, rozdzielający powierzchnię Wyżyny Łódzkiej od poziomu smardzewskiego (rys. 1). Pomiarami objęto zespół dziewięciu, w przybliżeniu równoległych, wysokich miedzi, rozdzielających długopasmowe pola orne i pastwiska położone na lewym, eksponowanym ku wschodowi stoku dolinnym (rys. 18). W sensie geologicznym badany fragment stoku, o podnóżu wyznaczonym przez poziomę 192,5 m n.p.m. (rys. 2, 18), nie jest stokiem doliny Mroźnicy lecz wschodnim zboczem rozległego wzgórza czołowomorenowego okolic Grzmiecej. Powierzchniowo, w obrębie skartowanego fragmentu (rys. 2) występują głównie piaski i żwiry fluwioglacjalne. Jedynie wąska, 40-60 metrowa strefa dna niecki wyścielona jest piaskami drobnymi, przechodzącymi w pylaste, w stopie z dużą domieszką humusu. Najwyższy zasięg wspomnianej serii na dnie niecki wyznacza przebieg miedzy VIII, a miąższość jej wzrasta ku ujściu formy do wartości 1,5-1,7 m, z czego 50-75 cm zajmują nadległe piaski humusowe. Stopniowemu zanikaniu (spłaszczaniu) grzbietów, tworzących północne i południowe ograniczenie niecki denudacyjnej (rys. 2) towarzyszy powierzchniowe rozszerzanie się strefy akumulacji osadów drobnopiaszczystych i pylasto-piaszczystych.

Cechą rolniczego wykorzystania stoków doliny Mroźnicy jest długopasmowy, równoległy do stoków układ pól. Pola o przeciętnej szerokości około 30 m, ciągną się na znaczne, przekraczające 1,5 km odległości, poczynając od pierwszych zabudowań pobliskich, leżących na południe Brzezin. Ten układ jest symetryczny na obu stokach doliny. Równoległostokowy przebieg pól na stromych zboczach, odpowiada głównym zrębom rzeźby tego obszaru, jednak w wielu miejscach wydłużone niwy, przecinając osie podrzędnych form terenu (niecek i dolin denudacyjnych), biegną zgodnie z nachyleniem stoku. Ten fakt nie pozwala zapomnieć o roli procesów denudacyjnych, przemieszczających materiał mineralny ku osiom tych form i współodpowiedzialnych za utworzenie się terasowego układu pól.

Szczegółowy obraz kartograficzny rzeźby badanego stoku z wysokimi miedziami, przedstawiony w formie 10-krotnie przewyższonego blokdiagramu

(rys. 80) oraz mapa izarytmiczna, wyrażająca zmienność wysokości stromych czoł wysokich miedz (rys. 81), pozwalają zweryfikować zależności rozmieszczenia badanych form od niektórych czynników, ustalone w makroskali, w odniesieniu do całego terenu badań. Lokalny przykład wskazuje, że większość powiązań przedstawionych w poprzednim rozdziale potwierdza się. Najwyższe, przekraczające 1 m, czoła wysokich miedz występują na silniej nachylonych stokach. Również kształt stoku ma wpływ na zróżnicowanie wysokościowe miedz. W obrębie stoków wypukłych miedze są wyższe niż w strefie wklęsłego dna niecki (rys. 80, 81). Zależność tę potwierdza także płytka mikroforma towarzysząca niecce denudacyjnej od południa. Oś tej małej delli charakteryzuje się niższymi miedzami niż sąsiadujące, niewysokie, wypukłe grzbiety, ograniczające formę. Wpływ ekspozycji stoku na kształtowanie się wysokich miedz zaznacza się, ale wniosek o jej znaczeniu musi być traktowany z ograniczeniami. Stoki eksponowane na północ posiadają wyższe czoła miedz, różnica w porównaniu do wystawionych ku południowi wydaje się być istotna, albowiem w wielu wypadkach przekracza 1 m (rys. 81). Ponadto istnieją trzy strefy wyższych czoł, pokrywające się

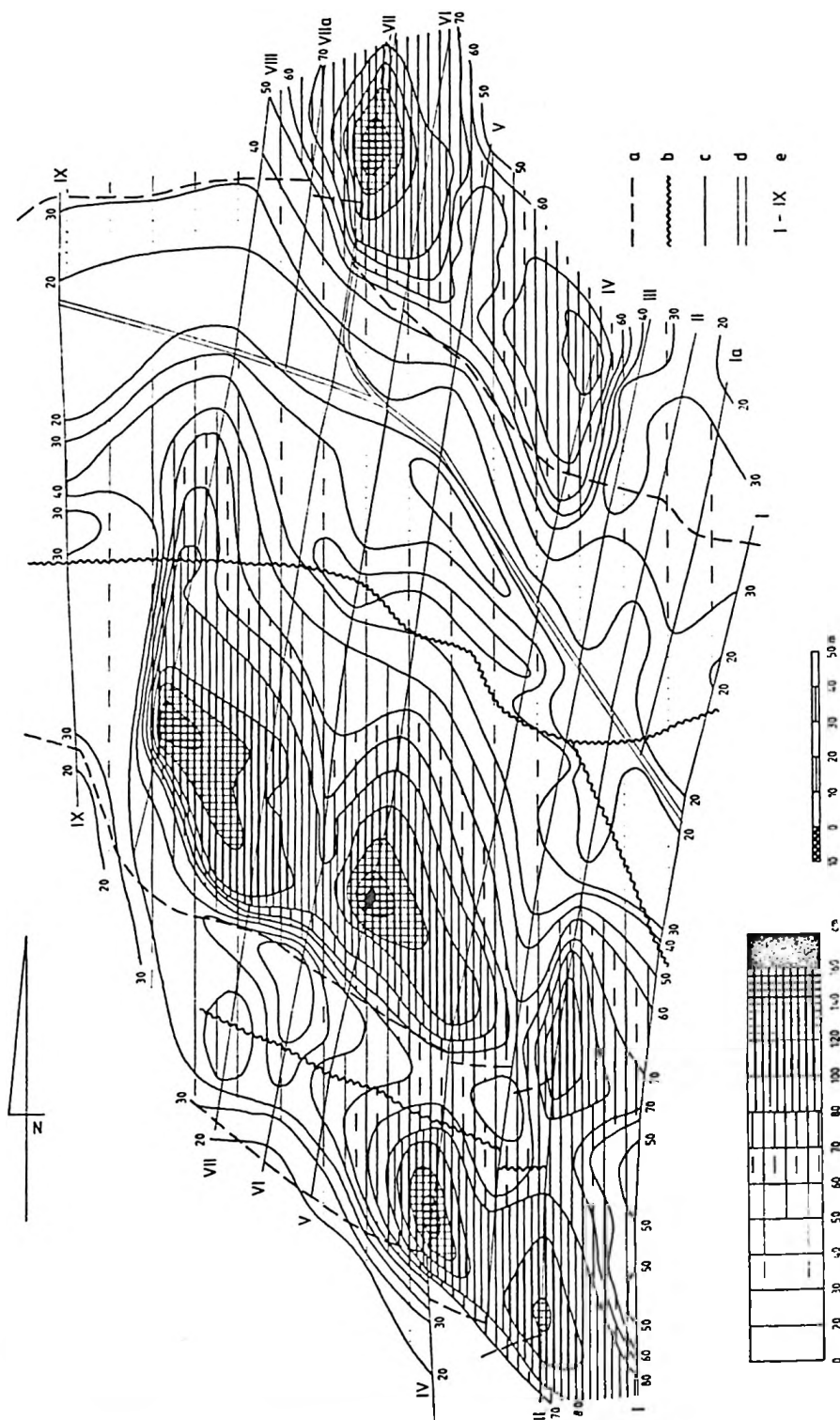


Rys. 80. Brzeziny. Obszar badań szczegółowych 2. Zmiany wysokości czoł wysokich miedz

szrafami naniesiono zarejestrowane obniżanie bądź podwyższanie powierzchni pól poniżej wysokich miedz

Area of detailed studies 2. Changes in the height of mid-field edges

hachures designate registered lowering or rising tendency in field surface below mid-field edges



z ekspozycjami północnymi, rozdzielone dwoma obszarami niższych wysokości skarp, korespondujących z dnami i południowymi wystawami stoków. Warunkiem ograniczającym są niejednokrotne deniwelacje stoków, większe w przypadku stoków wystawionych ku północy, a mniejsze w sytuacjach przeciwnych. Kolejnym czynnikiem, ograniczającym kategorię stwierdzeń dotyczących roli ekspozycji, jest fakt przerywania ciągłości orki na wystawionym ku południowi stoku niecki. Orka przerywana była i jest na linii drogi, biegnącej ukośnie przez ten właśnie stok.

Widoczny jest także wpływ wieku pól na wysokość uformowanych miedz. Na tym obszarze w przeszłości istniało prawdopodobnie tylko pięć równoległych, podobnie szerokich pól. Ich granice wyznaczały miedze I, II, IV, V, VII, VIII. Z czasem, wskutek podziałów własnościowych, doszło do wzdużnego rozdzielania pól na dwie części. Niektóre pola stały się zatem jeszcze węższe, ale nadal umożliwiały zmechanizowaną orkę. Podział pól odbywał się wzduż miedz Ia, III, VI, VIIa. Wymienione, nowo powstałe miedze, charakteryzują się niższymi wysokościami czół (rys. 81). Jest to trudniejsze do dostrzeżenia w przypadku miedzy Ia, ogólnie niskiej i mało zróżnicowanej wysokościowo.

Wyniki pomiarów zmian wysokości czół miedz na podstawie obserwacji 272 punktów, przeprowadzonych w blisko 4-letnim cyklu obserwacyjnym, dają zróżnicowany obraz procesu ewolucji mikrorzeźby pól terasowych, rozdzielonych wysokimi miedzami (rys. 80).

Ogólnie, zmiany wysokości czół miedz były niewielkie, zazwyczaj kilkucentymetrowe, jedynie sporadycznie zbliżające się do 20 cm. W tym miejscu należy podkreślić, że sprawiała kłopoty graficzna prezentacja zarejestrowanych, małych zmian wysokości. W związku z tym zaszła konieczność zastosowania dwóch skal: jednej, obrazującej same wysokości miedz (właściwie dziesięciokrotnie przewyższoną rzeźbę terenu), opisaną obok bryły blokdiagramu i drugiej, wyrażającej wyniki pomiarów, opisaną poniżej podziałki (rys. 80).

Stwierdzono występowanie trzech kierunków ewolucji wysokich miedz:

1. zmniejszanie wysokości stromych czół miedz, odbywające się na drodze podwyższania powierzchni pola u stóp wysokiej miedzy, oznaczone szrafem kropkowanym na rysunku 80; podobny wynik mogły także spowodować sytuacje, kiedy nieuważna orka wkraczała na górną krawędź stopnia miedzy, niszcząc go; takie ewidentne sytuacje wyeliminowano z pomiarów (fragmenty miedz II i VII);

Rys. 81. B r z e z i n y. Obszar badań szczegółowych 2. Zróżnicowanie wysokości czół miedz (w cm)

a - linie grzbietowe; b - linie ciekowe; c - wysokie miedze; d - drogi polne; e - numery obserwowanych wysokich miedz

Area of detailed studies 2. Differentiation in the height of mid-field edges (cm)

a - crest lines; b - stream lines; c - mid-field edges; d - tracks; e - numbers of observed mid-field edges

2. powiększenie wysokości stromych czół miedz, odbywające się na drodze obniżenia powierzchni pola u stóp wysokiej miedzy, oznaczone szrafem liniowym;

3. stabilizację wysokości czół miedz, na rysunku 80 wyrażoną pokrywaniem się cienkich linii przerywanej i ciągłej.

Podwyższanie (1) jest procesem tylko pozornie sprzecznym z ogólnymi tendencjami rozwoju badanych form rzeźby. Wysokie miedze, których rozwój nie jest pobudzany przez orkę sąsiednich pól, przez jakiś czas pozostają widocznym elementem rzeźby terenu, jednak po upływie dłuższego czasu, skutkiem działania naturalnych procesów degradacyjnych, przekształcają się w bardziej rozmyte, silnie zaokrąglone nierówności, z trudem przypominające uprzednio wyraźny, schodowy charakter stoku. Takie nierówności, będące pozostałościami po byłych wysokich miedzach można spotkać w lasach, w pobliżu ich dawnych granic, gdzie porzuceniu uległy fragmenty pól najbardziej oddalone od wsi. Na badanym obszarze podwyższanie zarejestrowano w przypadku nie użytkowanych jako pola orne części miedz V, VI, VII, VIII, położonych na południe od drogi polnej. Szczególne nasilenie proces ten przybrał, gdy pole poniżej badanej miedzy porośnięte było lasem, a korony drzew zwieszały się także nad miedze. Na wyniku pomiarów w tej sytuacji zaważyła na pewno akumulacja ściółki leśnej u stóp miedzy. Inne, rozleglejsze strefy podwyższania pojawiają się, gdy na drogach, przebiegających skrajem pól u stóp miedz, rozwijają się okresowe, piaszczyste pokrywy akumulacyjne. Grubości tych pokryw, narastających przez 4 lata, wynoszą kilkakilkanaście centymetrów. Modyfikacja procesu rozwoju miedz przez drogi, przebiegające równolegle do nich, jest zauważalna na północnym fragmencie miedzy VII i na miedzy IX. Także akumulacja deluwiiw spłukiwania rozproszonego lub bruzdowego, działającego wzdłuż redlin po orce, ale również okresowo poprzecznie do nich, zgodnie ze spadkiem dna niecki (fot. 27), powoduje lokalne podwyższanie powierzchni pól. Sytuacje śródstokowej depozycji deluwiiw na powierzchniach teras rolniczych, rozdzielonych wysokimi miedzami opisuje T e i s s e y r e (1994), dokumentując je licznymi fotogramami i rysunkami. Strefy akumulacyjne wzdłuż osi dna niecki zaznaczają się na miedzach VI, VII, nieco słabiej na miedzach I i Ia, II, III, IV, VIII i są możliwe do wykrycia przy pomocy pomiaru bezpośredniego. Pewne tendencje do podwyższania ujawniają się także w miejscach, gdzie zostaje przerywana ciągłość orki i narzędzie rolnicze musi być wyjęte z gleby dla niezbędnej zmiany kierunku na przeciwny. W tych miejscach formuje się tak zwana strefa zawrotu (O c h m a ń s k i 1959), która nie jest orana lub jest orana poprzecznie do długiej osi pola. Brak orki lub orka prostopadła do nich może także wpływać na wynik pomiaru, powodując pojawienie się podwyższania (przyległe do drogi fragmenty miedz Ia, III, IV, VI).

Jak wynika z przedstawionych wyżej możliwości, grupa procesów odpowiadających lokalnemu, okresowemu zmniejszaniu się czół wysokich miedz jest dość obszerna i różnorodna. Decydujące znaczenie mogą mieć: inten-

sywność i rodzaj użytkowania pól rozdzielonych wysoką miedzą, technika ich orki jak i procesy denudacyjne, działające na polach, które przy wieloletnim, dodatnim bilansie akumulacyjnym wzdłuż osi niecki mogą odpowiadać za jej spłykanie i zmniejszanie wysokości obserwowanego elementu rzeźby.

Obniżanie (2), czyli narastanie wysokości czoł miedz jest najpowszechniej stwierdzanym kierunkiem rozwojowym tych form. Występuje w zasadzie wzdłuż każdej obserwowanej miedzy, najczęściej z niejednakową intensywnością i jest lokalnie przerywane krótszymi przestrzennie strefami o przeciwnej tendencji rozwojowej lub odcinkami stabilizacji. Najwyższe obniżanie pola, położonego poniżej miedzy, stwierdzono na południowym krańcu miedzy V. Duża, około 20-centymetrowa różnica wysokości czoła miedzy, powstała w okresie IV. 1990 r. - IV. 1994 r., wywołana była wzięciem pod uprawę płużną zaniedbanego pastwiska, położonego pomiędzy miedzami IV i V. W tym przypadku wykonanie głębokiej orki z odrzuceniem skiby, wywołało widoczne obniżenie powierzchni zaoranego pola, lokalnie objawiające się powstaniem nowej, kilkunasto- kilkudziesięciocentymetrowej, nagiej skarpy poniżej starszej, dawno zadarnionej. Opisana sytuacja dowodzi dużego wpływu orki na przemieszczanie gleby i jest potwierdzeniem wysokiego tempa narastania czoł miedz, sygnalizowanego w literaturze (Z i e m - n i c k i 1959; K o z i e j o w a 1963; M a z u r 1980; J ó z e f a c i u k, J ó z e f a c i u k 1984; P a ł y s 1985). Należy jednak podkreślić, że efektywność tego procesu jest zależna od rodzaju użytkowania gruntu poprzedzającego orkę. Wzięcie "pod pług" długo lub nigdy dotąd nieużytkowanej powierzchni, tylko w pierwszym okresie uprawy objawi się szybkimi zmianami różnic wysokości na granicach pól. Zatem tempo rozwoju wysokich miedz jest wybitnie nierównomierne w czasie, szybkie na początku uprawy, słabsze później, gdy gleba przechodzi kolejne cykle zabiegów agrotechnicznych. W tym świetle, okresowe zaniedbywanie uprawy pól, powodujące zadarnienie roli i konieczność głębokiej orki dla przywrócenia stanu pierwotnego pola, powoduje pulsacyjne przyrastanie wysokich miedz, szybsze po dłuższych okresach nie użytkowania, wolniejsze wtedy, gdy pola są orane w normalnym cyklu agrobiologicznym. Proces rozwoju badanych form przebiega zatem w rytm zmian w rolniczym użytkowaniu terenu. Wynika stąd konieczność zweryfikowania szacunków tempa przekształcania pierwotnych powierzchni stokowych w terasowe, czyniona na danych wieloletnich (K o - z i e j o w a 1963). W takich przypadkach, liczby określające przeciętne obniżanie powierzchni w ciągu roku, nie obrazują dobrze ani początkowego, szybkiego formowania, ani "normalnego", wolniejszego.

Pozostałe pola były wykorzystywane pod zasiew zbóż ozimych i jarych lub użytkowane w inny sposób (sad, pastwiska). Tempo obniżania ich powierzchni jest nierównomierne i zmienne w zależności od ilości przeprowadzanych zabiegów. Najintensywniej zmieniano uprawy na szerokim, bardziej wartościowym odcinku pola, poniżej miedzy V (część na północ od drogi polnej). Potwierdzają to tam zarejestrowane, wyrównane, dość duże wartości obni-

zania. Ogólnie, częściej użytkowane, mniej faliste pola, rozpościerające się poniżej miedz I, II, III i IV wykazały silniejszą tendencję do obniżania. Jak się wydaje, większe wartości są charakterystyczne dla grzbietów i wypukłych odcinków stoków. Miejscami, w osi niecki (fragmenty miedz IV, V, VIII), jak i u podnóży bardziej stromych stoków (fragmenty miedz II i III), zaznaczają się wąskie przestrzenie, kontrastujące z otoczeniem, odcinki o silniejszych tendencjach do obniżania powierzchni pól. Wytlumaczeniem tej sytuacji, odpowiadającej podwyższeniu czoła miedzy w okresie badań, jest występowanie pokryw akumulacyjnych, utworzonych przez procesy splukiwania, działające odpowiednio wzdłuż osi niecki lub u podnóża stoków. Barierą wymuszającą akumulację jest trawiasta, górna krawędź miedzy. Miąższość tych pokryw jest niewielka, kilkucentymetrowa i jest limitowana tamującym oddziaływaniem zwartego pasa darni. W tym miejscu należy zwrócić uwagę, że bilans procesów panujących na dnie niecki i rzutujący na zmiany wysokości czoł miedz w tej strefie, jest skomplikowany i może być kształtowany przez dwie przeciwstawne tendencje. Słabe splukiwanie, działające wzdłuż redlin na stokach niecki, utworzy pokrywy powlekające dno niecki u stóp miedz. Taka pozycja pokryw, rozwijających się poniżej miedz, prowadzi do ich powolnego zasypywania i zostanie zarejestrowana jako podwyższanie. Silniejszy proces denudacyjny, będący w stanie przetransportować osady ku dnu niecki i dodatkowo przemieścić je wzdłuż osi poprzez poprzeczne redliny (fot. 28), doprowadzi do akumulacji stożków nad czołami miedz w wyżej opisany sposób. To powoduje z kolei powiększanie kontrastów wysokościowych na dnie niecki. Sugestywną fotografię efektów takiego rozkładu akumulacji przedstawiają Ziemiński i Jóźefaciuk (1965). Zdaniem autora, przedstawione mechanizmy tłumaczą zróżnicowane, przeciwstawne tendencje rozwojowe, panujące w obrębie wklęsłego dna niecki.

Stabilizacja (3) wysokich miedz występuje sporadycznie i najprawdopodobniej jest dziełem przypadku zarejestrowanie zupełnego braku zmian. Jako stabilne lub okresowo stabilne należy uznać raczej te odcinki miedz, które odznaczają się najmniejszymi zmianami. Dotyczy to miedz VI i IX oraz środkowej części miedz V, VII i VIII. Te obszary były ugorami lub pastwiskami.

Czteroletnie, stacjonarne badania stopnia zmian wysokości stromych czoł miedz wykazały zmienne tempo ewolucji rzeźby terenu, uwarunkowane typem użytkowania ziemi. Terasowy układ pól ma najlepsze szanse do szybkiego formowania się w momentach, gdy pola po raz pierwszy są brane pod uprawę płużną. Wówczas zmiany mogą dochodzić do wartości 20 cm na jedną orkę. Podobna sytuacja wystąpi, gdy dokonana zostanie zmiana charakteru rolniczego użytkowania terenu (np. zaoranie pastwiska, nieużytku) lub gdy wieloletni, zadarniony, ugor zostanie zamieniony na pole orne. Stabilizację terasowego układu pól przynosi zadarnienie to znaczy wykorzystywanie byłych gruntów ornych jako łąki lub pastwiska. Taka sytuacja występuje najpowszechniej na obszarach górskich, na przykład w Karpatach

(G e r l a c h 1966). Lasy, rozwijające się na dawnych terenach rolniczych, głównie skutkiem akumulacji ściółki, zacierają dawniejszą rzeźbę schodową pól. Wieloletnia orka pól z uformowanymi na wstępie wysokimi miedzami nie powoduje już tak widocznych zmian. Ogólnie będzie przeważała tendencja do dalszego narastania czół wysokich miedz, wzmagana w obrębie stoków wypukłych, będących miejscami pobierania materiału mineralnego przez spłukiwanie. Stoki wklęsłe oraz dna dolin przecinane przez pola poprzecznie w stosunku do swych osi będą miejscami nierównej akumulacji, determinowanej granicami użytków rolnych oraz nasileniem procesów denudacyjnych. Przeciętne tempo obniżania powierzchni stoków ornych, zbudowanych z morenowego materiału piaszczysto-żwirowego i nachylonych nie bardziej niż 10° wynosi $1,51 \text{ cm} / 4 \text{ lata}$, co daje roczną wartość $0,38 \text{ cm}$. Po wyeliminowaniu z pomiarów wpływu lasów, zacierających pierwotne stosunki wysokości czół miedz oraz lokalnie oddziałujących, równoległych do miedz dróg polnych, wartości te wynoszą odpowiednio $2,49 \text{ cm} / 4 \text{ lata}$ czyli $0,62 \text{ cm} / \text{rok}$. Efektywność pierwszej orki przewyższa zatem 32 razy przeciętną roczną efektywność obniżania powierzchni pól ornych.

Warto zaznaczyć, że uzyskany wynik jest w zasadzie zbieżny z rezultatami wcześniejszych badań R a c z k o w s k i e g o (1958) oraz Z i e m n i c k i e g o i R e p e l e w s k i e j - P ę k a l o w e j (1972). Podają oni wskaźniki denudacji zawierające się w przedziale od $0,7\text{-}3,3 \text{ mm} / \text{rok}$ (R a c z k o w s k i 1958 dla gleb piaszczystych) do około $5 \text{ mm} / \text{rok}$ (Z i e m n i c k i, R e p e l e w s k a - P ę k a l o w a 1972). Natomiast T e i s s e y r e (1992a, 1994) podaje nieco wyższe wartości: $6\text{-}9 \text{ mm} / \text{epizod spływu}$. Czyniąc porównania nie można zapomnieć o odmiennościach procedury badawczej - w każdym z czterech przypadków posłużono się innymi metodami, oraz o specyfice rejonów badań, w uproszczeniu sprowadzającej się do istotnych przeciwieństw różnic litologicznych (less - piaski i żwiry polodowcowe).

Istnieje zasadnicza trudność, wywołana podejściem metodycznym, uniemożliwiająca precyzyjne rozdzielenie i ocenę wpływu samego, przemieszczającego glebę pługa i działającego na polu spłukiwania. Wynik pomiarów bezpośrednich zmian mikrorzeźby gruntu ornego jest sumą oddziaływania obu procesów. Wcześniejsze badania autora (T w a r d y 1986, 1990), przeprowadzone z użyciem łapaczy Schmida, a więc opierające się na innej metodzie, zmierzające do określenia efektywności spłukiwania rozproszonego, dały wynik wskazujący na $0,016 \text{ cm}$, roczną degradację stoku. Czynniki, utrudniającymi porównywalność badań, obok najważniejszych, metodycznych są: krótki, nieco ponad jednoroczny okres obserwacji spłukiwania i inne miejsce badań, aczkolwiek także położone w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej. Po stronie korzystnych koincydencji można podać podobieństwa kierunku rolniczego wykorzystania powierzchni, użytkowanych w obu przypadkach jako pola orne ze zbożami, podobną rzeźbę, nachylenie i litologię. Bardzo powolna ewolucja stoków nizinnych, odbywająca się w warunkach klimatu umiarkowanego, a przebiegająca za sprawą samego spłukiwania rozprosz-

nego, może ulec blisko 40-krotnej intensyfikacji poprzez wprowadzenie uprawy płuźnej. Aby samo splukiwanie dało 20-centymetrowe obniżenie powierzchni stokowej, podobne do pierwszej orki, musiałoby upłynąć około 1 200 lat. Zestawione liczby, które jednak muszą być przyjmowane z dużymi zastrzeżeniami, wskazują na kapitalną rolę grawitacyjnego przemieszczania gleby przez pług. Orka, szczególnie ta wykonywana po zamianie pierwotnego lasu na pole orne, szybko zmienia uprzednią rzeźbę powierzchni, urastając w skali naturalnych, bardzo powolnych zmian mikrorzeźby stoków nizinnych do roli procesu ekstremalnego.

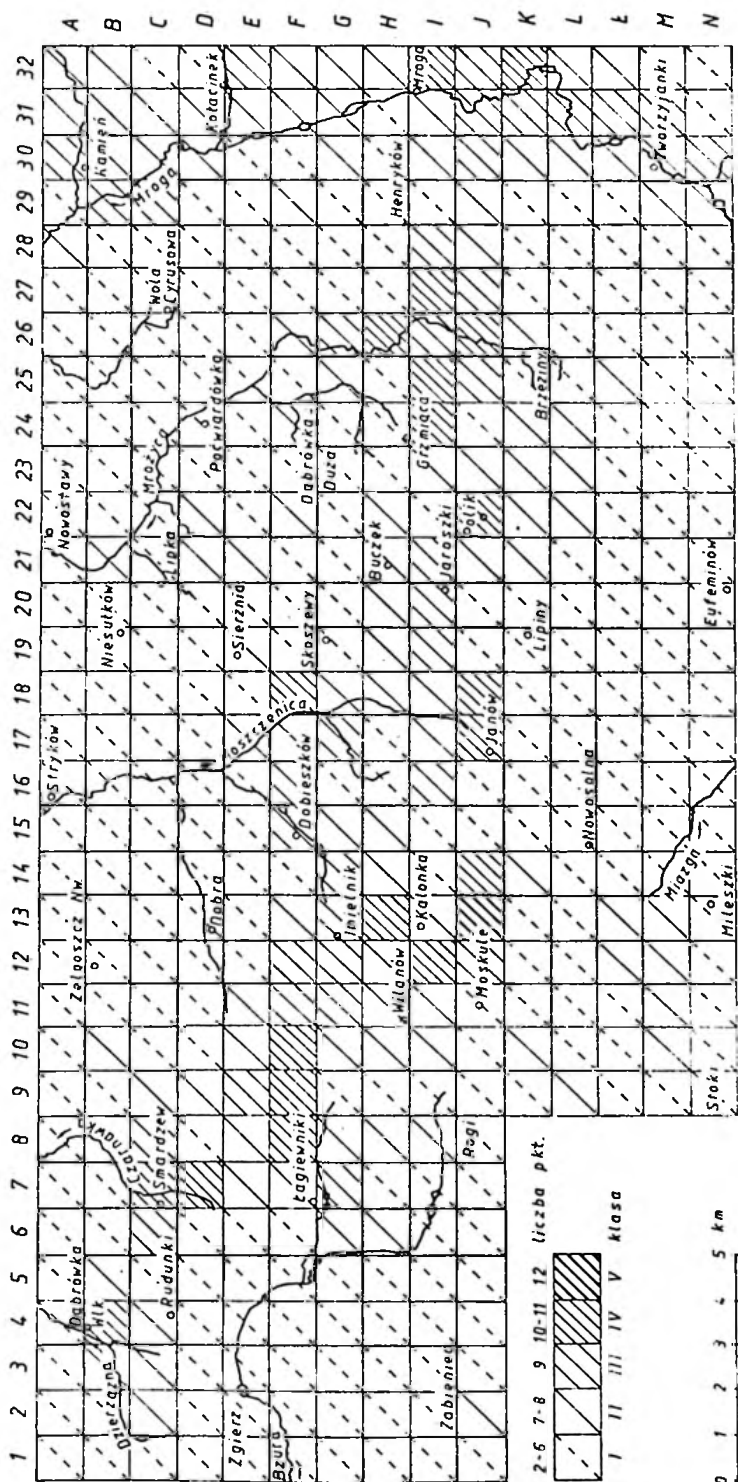
Podobną w skali, narastającą rolę procesu denudacji antropogenicznej, ustaloną za pomocą jeszcze innego podejścia badawczego, dokumentują wyniki badań S i n k i e w i c z a (1993).

DYNAMIKA DENUDACJI HOLOCENŃSKIEJ I WSPÓŁCZESNEJ OBSZARÓW WYSOCZYZNOWYCH W STREFIE KRAWĘDZIOWEJ WYŻYNY ŁÓDZKIEJ

PRZESTRZENNE ZRÓŻNICOWANIE HOLOCENŃSKICH ZMIAN RZĘBY TERENU
- REJONY AKTYWNEGO PRZEMODELOWYWANIA I OBSZARY STABILNE

Cechą charakterystyczną rozmieszczenia trzech typów badanych form, to znaczy parowów, rozcięć drogowych i wysokich miedz jest częściowy brak ich współwystępowania w poszczególnych rejonach strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej. Nałożenie na siebie kartogramów geometrycznych, obrazujących rozmieszczenie parowów (rys. 12), rozcięć drogowych (rys. 68) i wysokich miedz (rys. 78) nie powoduje pokrywania się maksimów gęstości występowania poszczególnych form. W kontekście uwag poczynionych w rozdziałach dotyczących rozmieszczenia parowów, rozcięć drogowych i wysokich miedz jest to zrozumiałe, albowiem rozwój wymienionych form był w niejednakowy sposób predestynowany poszczególnymi cechami środowiska przyrodniczego. Korzystne warunki morfometryczne do rozwoju badanych form były modyfikowane wpływami litologii, wód gruntowych, ekspozycją powierzchni stokowych, zaznaczył się także niebagatelny wpływ czynników antropicznych, przede wszystkim długości okresu rolniczego wykorzystania terenu, wieku osadnictwa i dróg, rozwijających się wraz z jego przestrzenną ekspansją. Rysunek 82, będący syntetycznym obrazem występowania form, utworzonych przez denudację agrotechniczną (S i n k i e w i c z 1989a, 1993) oraz erozję wąwózową i kołową, pozwala wskazać strefy najsilniejszych i najslabszych przekształceń rzeźby terenu w holocen. Porównanie tego rysunku z przestrzennym obrazem warunków morfometrycznych (rys. 83) pozwala wydzielić rejon, gdzie występowało nasilanie się holocenŃskiej aktywności rzeźbotwórczej przy stosunkowo skromnych predyspozycjach morfometrycznych (rys. 84a), a także rejon, w których pomimo ponadprzeciętnie korzystnej morfometrii nie zachodziła ożywiona aktywność rzeźbotwórcza (rys. 84b).

Najmniejszym zmianom podczas holocenu uległy płaskie, nachylone przeciętnie nie bardziej niż $1^{\circ}40'$, mało zróżnicowane wysokościowo (do 20 m/km^2) płaty poziomów wysoczyznowych i słabo rozcięta dolinami rzecznyymi powierzchnia Wyżyny. Powierzchniowe występowanie glin zwałowych w tych rejonach dodatkowo powstrzymywało denudację i hamowało zmiany

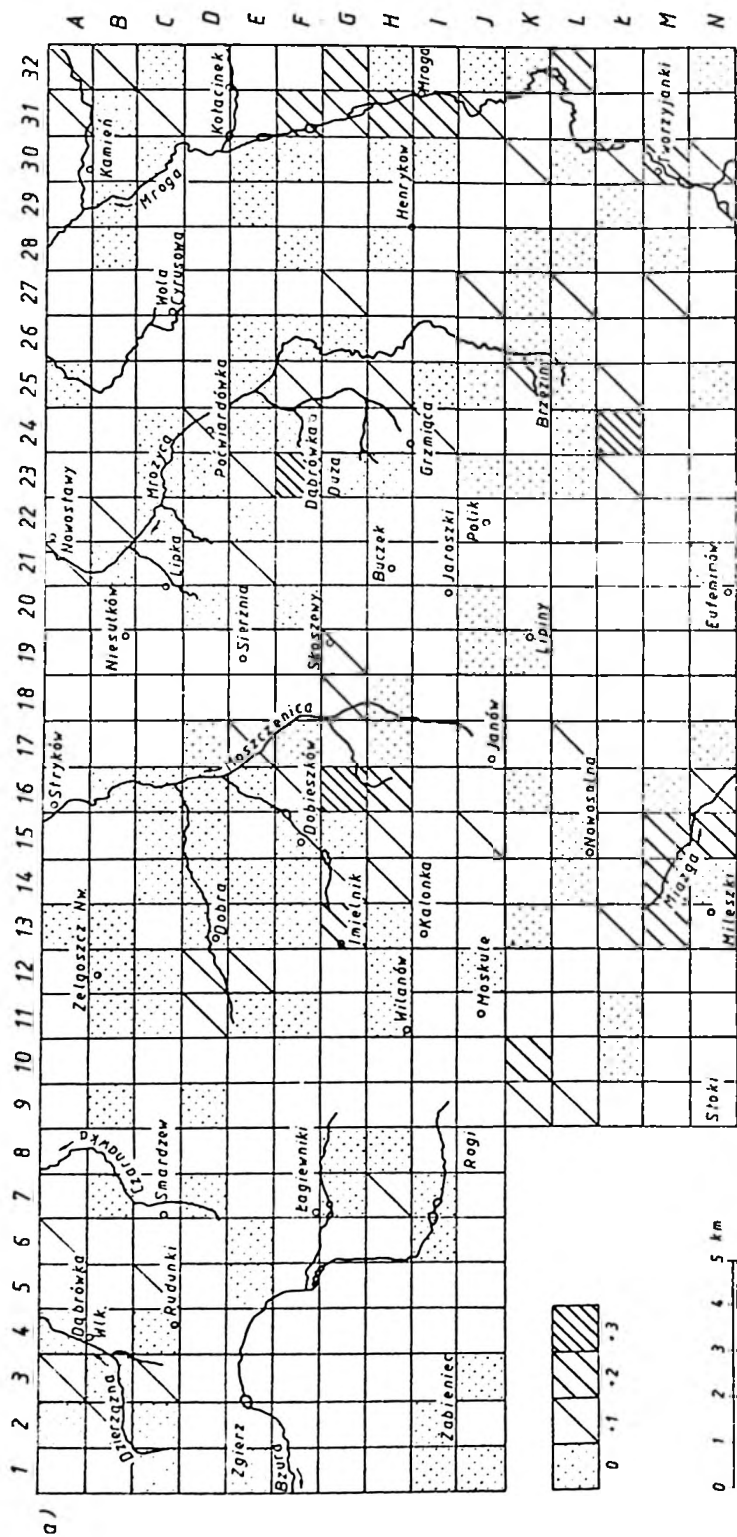


Rys. 83. Warunki morfometryczne występowania młodych form erozyjno-denudacyjnych (spadki przeciętne + wysokości względne)

objaśnienia w tekście (por. rozdz. "Metody badań")

Morphometric conditions of occurrence of young erosional-denudational forms (slope values+relative relief)

explanations in the text



rzeźby terenu. Zasięg wymienionych obszarów wyznaczają puste jednostki odniesienia na rysunku 82. Kolejnym obszarem wysoczyznowym, słabo przekształconym przez denudację i holoceniską erozję są stoki stopni wysoczyznowych, w odróżnieniu od płaskich poziomów wysoczyznowych wyraźnie bardziej nachylone i posiadające większe deniwelacje. Wątpliwość może wzbudzać odrębne rozpatrywanie samych stoków stopni wysoczyznowych. Te stoki stały się miejscami nadromadzenia starszych, vistuliańskich śladów silnego przemodelowania rzeźby przez niecki i doliny denudacyjne. W tym miejscu autor zajmuje się ich prostymi i równoległymi (w rozumieniu K l i m a s z e w s k i e g o 1981) powierzchniami nie przekształconymi przez sieć peryglacialnych niecek i dolin. Górne klasy potencjalnie niekorzystnych warunków dla rozwoju parowów, rozcięć drogowych i wysokich miedz (na rys. 84b przedziały: -2, -3, -4) pokrywają się w większości z przebiegami stopni wysoczyznowych, szczególnie najwyższego, oddzielającego powierzchnię Wyżyny od poziomu smardzewskiego. Brak wyraźniejszych załomów i ogólnie zrównany charakter tych stoków przesądził, że holocenińska aktywność rzeźbotwórcza nie przybrała na nich poważniejszych rozmiarów. Dodatkowo, rejon krawędzi Wyżyny został najpóźniej opanowany przez osadnictwo i najpóźniej wylesiony (D y l i k 1971). Spowodowało to, że potencjalny okres rozwoju form ściślej związanych z rolnictwem i osadnictwem to znaczy wysokich miedz i rozcięć drogowych był krótki, być może jedynie około 200-letni.

Środowisko niecek i dolin denudacyjnych, tworzących na terenie badań sieć o gęstości blisko 1 km/km^2 (K l a t k o w a 1965), zostało przekształcone w silniejszym stopniu, głównie za sprawą swych zdolności do koncentrowania spływu powierzchniowego. Osie tych form zostały odpreparowane przez parowy dolinne, stoki były linijnie rozcinane parowami i rozcięciami drogowymi, a miejscami ich pierwotna rzeźba ulegała sterasowaniu przez pola rozdzielone wysokimi miedzami. Największe zmiany zachodziły w osiach den tych form (rozwój parowów) oraz w obrębie górnej wypukłości stoku (rozcinanie parowami i wciosami drogowymi, najczęstsza obecność wysokich miedz na stokach wypukłych). Podobnie zagadnienie przekształcenia powierzchni peryglacialnej ujmował D o r y w a l s k i (1955). O znacznej roli tych form rzeźby w depozycji miększych serii deluwialnych wypowiadali się między innymi R a c z k o w s k i (1958) i N a k o n i e c z n y (1967), ich związek ze składaniem holoceniskich serii rzecznych akcentują Ś n i e s z k o (1985) oraz J e r s a k *et al.* (1992). Okazuje się, że do określenia istotnych przemian ich rzeźby wystarcza porównanie map topograficznych, sporządzonych w niespełna 100-letnim odstępie czasu (T e i s s e y r e 1992a).

Kolejnym rejonem, najsilniej zmienionym przez holoceniskie procesy rzeźbotwórcze są stoki dolin rzecznych. Słabiej przekształcane były starsze, poligeniczne i spłaszczone zbocza, a najpoważniejsze przemiany zaszły na staroholocenijskich stokach erozyjnych. Szczególnie duże zmiany zachodziły w miejscach, gdzie rzeki wytworzyły największe wciosy holocenijskie to znaczy

w miejscach swych przełomów przez stopnie wysoczyznowe. Stoki dolinne uległy odmłodzeniu przez parowy zboczowe i rozcięciu przez wciosy drogowe. Produkty erozji były odprowadzane na terasy zalewowe i wzięły udział w budowie subatlantyckich serii powodziowych. Stopień nagromadzenia wysokich miedz na erozyjnych, stromych stokach dolin rzecznych jest nieduży, zapewne zdeterminowany długo utrzymującym się ich zalesieniem lub wykorzystaniem rolniczym, wykluczającym uprawę z zastosowaniem pługa. Zmiany w sieci hydrograficznej jedynie w pośredni sposób rzutowały na rozmieszczenie parowów. Rozmieszczenie stromych zboczy holocenijskich, częściowo ukształtowane przy udziale dolin bocznych, wpłynęło na lokalne zagęszczenie się parowów wzdłuż dolin. Koniecznym warunkiem dla zaistnienia erozji wąwozowej była obecność wylesionych obszarów alimentacyjnych, rozpościerających się powyżej górnych krawędzi dolin. W tym sensie największe nagromadzenie śladów holocenijskiej aktywności morfogenetycznej (rys. 82) wzdłuż dolin rzecznych, odpowiada szerszemu rozumieniu strefy dolinnej, oprócz dna i holocenijskich stoków, obejmującemu także wyższe poziomy terasowe i pobliską wysoczyznę. Dna dolinne uległy prze-modelowaniu skutkiem akumulacji produktów erozji i denudacji znoszonych z wysoczyzn. Miejscami zostały nadbudowane około 3-metrowymi seriami stożków napływowych parowów i rozcięć drogowych i uzyskały łagodne nachylenie ku współczesnej osi formy dolinnej.

Ogólnie, przesuwając się od wysoczyzn ku bazom erozyjnym, tworzonym przez rzeki, można dostrzec powiększający się stopień holocenijskiego prze-modelowania rzeźby terenu. Płaskie wysoczyzny nie noszą wyraźnych śladów oddziaływania denudacji agrotechnicznej, erozji wąwozowej i kołowej. Nieco większy, ale nadal nikły stopień zagęszczenia holocenijskich form erozyjno-denudacyjnych występuje na zrównanych stokach stopni krawędziowych, w miejscach, gdzie ich pierwotna rzeźba nie uległa poważniejszej transformacji za sprawą sieci peryglacjalnych niecek i dolin.

Nasilanie się młodej denudacji i erozji następowało w sieci peryglacjalnych niecek i dolin denudacyjnych. Należy podkreślić ich wyjątkową pozycję w systemie denudacyjnym strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej. Właśnie wzdłuż tych form, morfogenetyczne procesy holocenijskie sięgnęły najdalej w głąb wysoczyzn i lokalnie osiągnęły poważniejsze rozmiary (powstanie parowów dolinnych). Strefy niecek i dolin były w subatlantyku obszarami zasilania rzek w materiał budujący serie powodziowe. Najpoważniejsze przekształcenia rzeźby przez procesy holocenijskie skupiły się najbliżej baz erozyjnych - na stokach dolin rzecznych.

Dostrzegalny jest także związek natężenia holocenijskich procesów morfogenetycznych z wiekiem prze-modelowywanych form. Najstarsze formy - warciańskie powierzchnie poziomów wysoczyznowych i stopni je rozdzielających, swoje przeobrażenie zawdzięczają głównie procesom schyłkowo-warciańskim i vistuliańskim, w minimalnym stopniu holocenijskim. Młodsze, bo zasadniczo vistuliańskie niecki i doliny denudacyjne, uległy w czasie holo-

cenu większym zmianom. Najsilniej jednak holocenińska denudacja i erozja związała się z najmłodszyimi, wyraźnymi elementami rzeźby - generacją eo- i mezoholocenińskich stoków dolinnych.

Ogólnie, denudacja obszarów wysoczyznowych jest zatem kontynuacją holocenińskiego cyklu dolinnego. W przypadku strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej, stopień przeobrażenia wysoczyzn przez procesy holocenińskie jest stosunkowo nieduży. Zmiany objęły w głównej mierze brzeżne, przydolinne partie wysoczyzn, sporadycznie nasilając się w głębi wysoczyzn poprzez doliny denudacyjne, zawsze efektywnie pełniące rolę ogniwa łączącego środowiska wysoczyznowe z dolinnymi.

WIEK I JAKOŚĆ ZMIAN RZEŻBY TERENU W KONTEKŚCIE ANTROPOGENICZNEJ TRANSFORMACJI ŚRODOWISKA

Historia holocenińskiej transformacji rzeźby wysoczyzn strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej wydaje się być stosunkowo krótka. W chwili obecnej nie są znane bardziej rozprzestrzenione serie osadowe, których geneza mogłaby być wiązana z leśnymi środowiskami wysoczyznowymi krawędzi Wyżyny. O małej aktywności procesów morfogenetycznych na terenach zalesionych przekonują współczesne, ilościowe badania spłukiwania i spływu powierzchniowego (B e n e t t 1939; G e r l a c h 1966, 1976; Y o u n g 1969; S ł u - p i k 1973; M o r g a n 1974; L a n k a u f 1975; G i l 1976, 1986; T w a r d y 1986, 1990; K l i m c z a k 1993). Eoholocenińskie wkraczanie formacji leśnej na obszar strefy krawędziowej, spowodowało zatem ustabilizowanie wysoczyzn a rozwój dolin rzecznych odbywał się bez znacniejszego dopływu materiału z ich zlewni. W odniesieniu między innymi do terenu badań taki pogląd wcześniej wyrażał D y l i k (1971): "Lasy rozwinięte na przełomie plejstocenu i holocenu utrwaliły formy ukształtowania powierzchni Ziemi wytworzone w warunkach peryglacialnych ostatniego wieku zimnego. Do czasu też, w którym nastąpiło trzebieenie lasów i rozwiniętej na ich miejscu intensywnej uprawy roli i hodowli, nie było żadnego godniejszego uwagi przeobrażania dawnej rzeźby." Zlewnie leśne, charakteryzujące się zwiększoną retencyjnością i własnością formowania spływu śródpokrywowego kosztem znacznego ograniczenia spływu powierzchniowego, nie dały warunków do uruchomienia poważniejszych ilości osadów mineralnych. Stąd najmłodszyimi seriami rozcinanymi przez ożywiające się procesy holocenińskie są schyłkowovistuliańskie, niweoeoliczne piaski pokrywowe. Bardzo pomocne dla względnego datowania wieku parowów, powszechnie występujących w suchych dolinach denudacyjnych, jest szerzej znane stanowisko Rudunki, opracowane przez K l a t k o w ą (1989a, 1990). Autorka sprowadza wiek najmłodszych serii wyścielających suche doliny do przełomu vistulian/holocen ($9\,400 \pm 1\,400$ BP), opierając się na szeregu datowań TL. Dodatkowo, wyniki datowań ^{14}C , uzyskanych przez W i e c z o r k o w s k ą (1986), wskazują dopiero na subboreał jako okres, poczynając od którego mogły rozwijać się

parowy. W świetle tych faktów, a także badań autora, podłódzkie parowy, zarówno dolinne jak i zboczowe, nie odpowiadają wiekowo znacznie starszym, potężnym, kopalnym wąwózom lessowym, znanym na przykład ze stanowiska Nietulisko Małe (J e r s a k 1983; J e r s a k *et al.* 1992). Szereg czynników wskazuje, że formy powstałe w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej wskutek nierównomiernej erozji den dolin denudacyjnych, poprzedzające utworzenie się dużych systemów parowów, były płytkie i krótkie i nie spowodowały jeszcze prawie żadnych, donioślejszych przekształceń w środowisku. Przyspieszenie rozwoju parowów miało miejsce na początku wczesnego średniowiecza, a okres ich przestrzennego rozrastania się może być rozciągnięty na całe średniowiecze. Zdynamizowanie zmian w parowach było powodowane rozwojem osadnictwa, wstępującego od północy na obszar strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej. W tym miejscu jest widoczny "pochód osadnictwa", znajdujący swe potwierdzenie w osadach i formach rzeźby terenu. Pochodzące z okresu rzymskiego przeobrażenia dolnego odcinka doliny Moszczenicy - terenu położonego na północ od rejonu badań autora, a więc bliżej Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej, dokumentują badania K a - m i ń s k i e g o (1993b). Wysoczyzny strefy krawędziowej, ulokowanej bardziej ustronnie i w większym oddaleniu od centrum ekspansji osadniczej, noszą ślady późniejszych, dopiero średniowiecznych przekształceń. Stabilizacja parowów zbiega się ze schyłkiem późnego średniowiecza, a po niej nastąpiło powolne zasypywanie form materiałem obficie dostarczanym z pobliskich pól. Parowy rozwijały się w czasie w niejednakowym tempie. Ich rozwój ma charakter pulsacyjny, limitowany występowaniem zjawisk ekstremalnych, najefektywniej transformujących rzeźbę terenu. Widoczny jest w dwóch aspektach: w odniesieniu do całej historii formowania parowów; to znaczy naprzemiennego pojawiania się faz erozji, stabilizacji, zasypywania i ponownej, najmłodszej erozji, decydującej o odmłodzeniu den form, oraz w odniesieniu do osadów odpowiednich, szczególnie serii mineralno-organicznego wypełnienia, składającej się z osadów naprzemianlegle akumulowanych, raz w warunkach przyspieszonego rozwoju form, determinowanych zjawiskami katastrofalnymi, raz w okresach względnej stabilizacji.

Rozcięcia drogowe, będące formami genetycznie zbliżonymi do parowów, rozwinęły się w środowiskach, gdzie nie następowało, nie wzmagane bodźcem antropogenicznym, powstawanie parowów. Genetyczne podobieństwo niesie za sobą także zbliżony wiek parowów i rozcięć drogowych. Rozcięcia drogowe nie są starsze niż sieć osadnicza strefy krawędziowej, a ich zagęszczanie się następowało wraz z rozwojem osadnictwa i zwiększaniem gęstości dróg, łączących poszczególne jednostki osadnicze. Zauważalny jest związek rozmiarów wciosów drogowych z wiekiem dróg - największe, najdłuższe wciosy utworzyły się na starych drogach, najkrócej łączących sąsiednie wsie, czy biegnących po stokach dolin do miejsc dawnych przepraw.

Zarówno parowy jak i rozcięcia drogowe nie zajmują poważniejszych powierzchni (L a c h 1984) w stosunku do całego terenu badań, aczkolwiek

wprowadzone przez nie zmiany w środowisku są łatwo zauważalne. Znaczniejsze oddziaływanie przestrzenne na rzeźbę terenu ma orka i procesy zachodzące na polach ornych. Same pomiary tempa zmian wysokich miedzy, nie poparte datowaniem pokryw utworzonych przez denudację agrotechniczną, utrudniają wypowiedzenie się co do rozmiarów i wieku zmian pierwotnej powierzchni terenu. Tempo zmian rzeźby terenu pod wpływem orki jest nierównomierne, najszybsze w pierwszych latach uprawy lub po dłuższym okresie ugorowania pól. Wówczas gleba, silnie związana spletanymi korzeniami roślin i darnią, może być przemieszczana przez pług w postaci dużych i ciężkich skib i to od razu na dość duże dystanse. W tym przypadku, otrzymane przez autora wyniki szybkości ewolucji pól z wysokimi miedzami są porównywalne z wartościami podanymi przez Ziemińskiego (1959), Mazurę (1980), Józefaciuków (1984), i Pałysa (1985). Powierzchnia starannie pielęgnowanego pola, nawet pomimo częstej orki związanej z prowadzeniem gospodarki płodozmianowej nie ulega już tak silnym zmianom jak w pierwszym okresie. Tak więc, nierównomierne tempo denudacji agrotechnicznej, narastające w skali holocenu wraz z rozwojem rolnictwa (Sinkiewicz 1993), okazuje się podobnie nierównomierne w skali krótszych okresów uprawy poszczególnych pól. Paradoksalnie, okresy stagnacji w rolnictwie, pośrednio również przyczyniają się do antropogenicznych zmian rzeźby terenu, albowiem okresom później przychodzącego gospodarczegożywienia, odpowiadać będzie chwilowo zwielokrotnione tempo ewolucji powierzchni wykorzystywanych rolniczo. Najpoważniejsze przemiany rzeźby terenów rolniczych, wywołujące zmianę pierwotnego profilu stoku i efektywnie łagodzące wszelkie starsze załomy na zboczach, odziedziczone po poprzednich cyklach morfogenetycznych, nastąpiły na dobrze urzeźbionych, najwcześniej wylesionych obszarach, na przykład w okolicy Brzezina (por. rys. 8a i 78).

Czynnikiem, który dodatkowo wskazuje na antropogeniczną implikację rozwoju holocenijskich form erozyjno-denudacyjnych jest brak na terenach wysoczyznowych form, których powstawanie byłoby bezpośrednią, natychmiastową reakcją na preborealne i borealne obniżanie den dolin rzecznych. W czasie tych dwóch okresów obszary wysoczyznowe nabierały jedynie energii potencjalnej (Kostrzewski 1993), tym szybciej im bardziej wcinaty się rzeki spływające ku północy. Atlantyk i subboreał utrwalił stan nierównowagi pomiędzy wciętymi dość znacznie rzekami a przyległymi wysoczyznami. Dopasowywanie się środowisk wysoczyznowych do nowej, niżej położonej bazy erozyjnej, następowało dopiero w subatlantyku, ściślej w czasach historycznych, a możliwe było dzięki antropogenicznym przemianom w środowisku. Karczunek lasu, zamiana puszczy na pola orne, rozwój transportu utorowały drogi przepływu energii pomiędzy wysoczyznami a strefami dolinnymi, dotychczas zablokowane przez zwarte drzewostany puszczy łódzkiej. Podobny pogląd, eksponujący rolę czynnika antropogenicznego w holocenijskiej transformacji środowiska i rzeźby terenu wyrażają Starek i

(1977, 1988, 1989), Lach (1984), Maruszczak *et al.* (1984), Maruszczak (1986, 1988), Niewiarowski *et al.* (1992).

ROLA CZŁOWIEKA W PRZEKSZTAŁCANIU RZEŻBY TERENU

Człowiek w sposób bezpośredni i pośredni wpływał i wpływa nadal na przemiany rzeźby terenu. Przykładem wpływów pośrednich jest samo uruchomienie procesów erozyjno-denudacyjnych w momencie karczunku lasów i podjęcia uprawy roli. Bezpośrednie wywoływanie zmian rzeźby terenu następuje za sprawą prowadzenia uprawy płużnej i liniowego wzmacniania procesów erozyjnych przez pojazdy poruszające się nieutwardzonymi drogami. Nakładające się na siebie skutki wielokrotnego przemieszczania gleby przez narzędzia rolnicze i koła pojazdów z czasem prowadzą do powstawania nowych form rzeźby terenu, jak wysokie miedze i rozcięcia drogowe, o regularnych, liniowych kształtach. Człowiek średniowieczny, wyposażony w prymitywne narzędzia rolnicze, zapewne był bezradny wobec przejawów nieświadomie nasilonej przez niego erozji. Stąd w początkowych stadiach rozwoju parowów i rozcięć drogowych nie ma śladów ujarzmiania erozji. Z czasem ten stan stopniowo zmieniał się, a w osadach wypełniających parowy i budujących ich stożki napływowe można odnaleźć zapis zmian wprowadzanych przez rolników na polach ornych, sąsiadujących z formami erozyjnymi. Starszemu rolnictwu, zajmującemu się głównie uprawą zbóż, odpowiada wypełnienie zawierające jeszcze stosunkowo nieduży udział humusu w osadzie. Późniejsze upowszechnianie się upraw ziemniaka, aktywizujące jeszcze bardziej znoszenie gleby na dna parowów z otaczających je pól ornych, i jednocześnie prowadzone zabiegi rekultywacyjne, zmierzające do ponownego, ornego korzystania z terenów zniszczonych przez erozję wąwozową, spowodowało lokalnie znaczne zasypanie tych form osadami zawierającymi dużą domieszkę humusową. Próbowi rekultywacji parowów towarzyszy nieodłącznie zmiana ich profilu poprzecznego ze skrzynkowego lub wciosowego na wypukło-wklęsły, nieckowaty. Stąd obecność na terenie badań szeregu nieckowatych w swej fizjonomii dolin o parametrach wykluczających uznanie ich za typowe doliny denudacyjne. Formy te charakteryzują się wyraźną krętością, kilkusetmetrową długością i stosunkowo znaczną głębokością przy jednocześnie niedużej szerokości oraz wypełnieniem dna przez deluwia zawierające znaczny udział humusu, złożone na bruku erozyjnym. O pierwotnym, wąwozowym charakterze tych form świadczą krótkie, poprzecznie usytuowane, głębokie wciosy, które dawniej stanowiły ramiona boczne, a ze względu na swój stromościenny charakter nie mogły być w prosty sposób zredukowane. Takie formy opisywał wcześniej D o r y w a l s k i (1958) pod nazwą wadołów. Istotne wydaje się w tym momencie zwrócenie uwagi na tempo przemian rzeźby terenu pod wpływem działalności pług. O ile wypracowanie pierwotnego, nieckowatego profilu dolin

denudacyjnych przez procesy naturalne trwało przez cały vistulian, czyli kilkadziesiąt tysięcy lat, to już antropogenicznie pobudzany, erozyjny rozwój parowów zajął jedynie kilkaset do około 1 000 lat. Zatarcie erozyjnej rzeźby parowów i ponowne przywrócenie nieckowatego profilu charakterystycznego dla wądołów, odbyło się w okresie kilkudziesięciu, kilkunastu lat. Zatem lokalne tempo ewolucji kształtu stoków, dokonywane w warunkach agrotechnicznej denudacji, uległo utysiąckrotnieniu w porównaniu do szybkości zmian rzeźby, odbywających się w warunkach peryglacjalnych. Charakterystyczne jest także oderwanie miejsc występowania tych niezwykle szybkich przemian od całego systemu denudacyjnego wysoczyzn. Współcześnie, o tym czy dany obszar będzie ulegał zmianom i w jakim tempie, już po części nie decyduje jego położenie w ramach naturalnie funkcjonującego geoekosystemu, lecz w dużym stopniu jest uzależnione od świadomych decyzji człowieka.

*Pracę przedstawiła Halina Klatkowska
na posiedzeniu Komisji Geograficznej Wydziału III ŁTN
w dniu 5 grudnia 1994 r.*



fol. J. Twardy, 1990

Fot. 1. Pomiar głębokości rozcięcia
drogowego za pomocą przyrządu
skonstruowanego przez autora

Measurement of the road cutting
with the use of the device construc-
ted by the author



Fot. J. Twardy, 1990

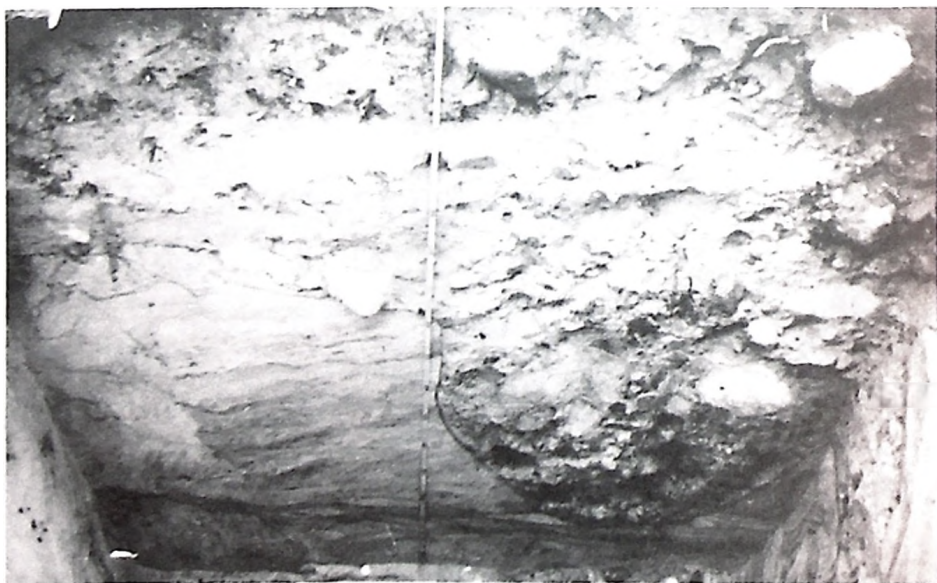
Fot. 2. Brzeziny. Szerokie dno akumulacyjne środkowego odcinka parowu

Wide depositional floor of the gully upper section



fol. J. Twardy, 1984

Fot. 3. D o b i e s z k ó w. Wyloty kanałów utworzonych przez płytką sufozję
 Outlets of pipes produced by shallow suffosion



fol. J. Twardy, 1992

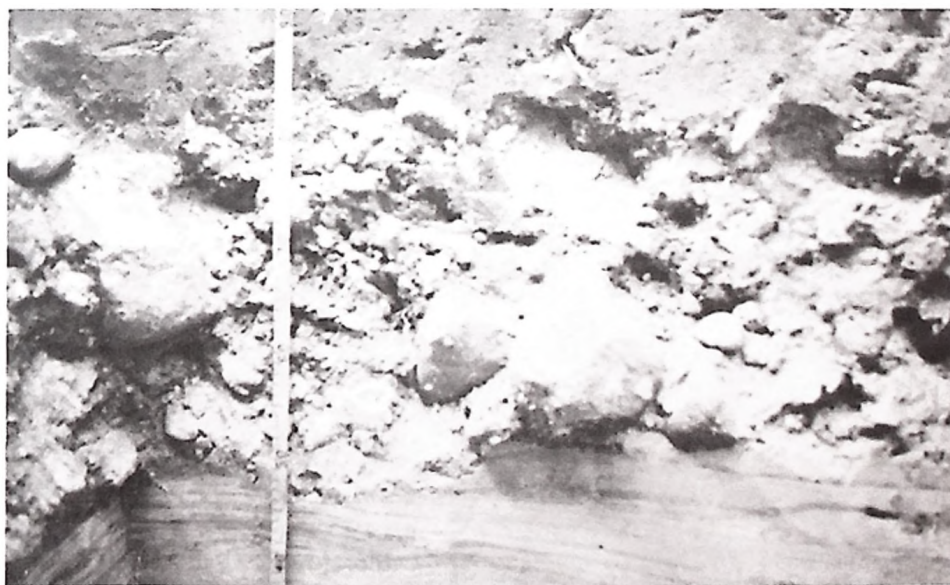
Fot. 4. A n i e l i n - L i p k a. Odslonięcie 7. Osad obrywu na stoku parowu wypełniający
 kopalne rozcięcie dna formy
 Exposure 7. Deposits of the detached block on the gully slope; this deposit fills up fossil
 dissection on the gully floor



fot. J. Twardy, 1992

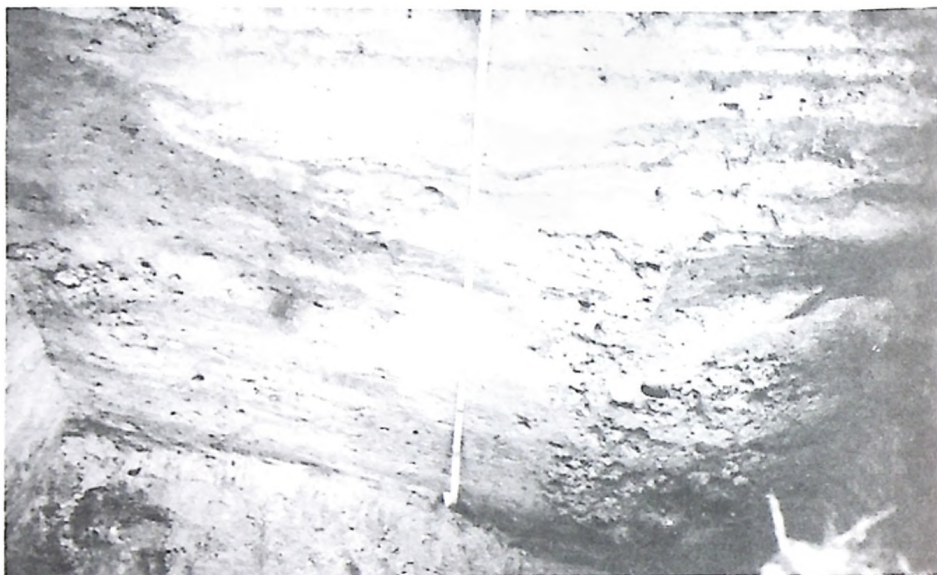
Fot. 5. A n i e l i n - L i p k a.
Odśłonięcie 8. Osady wypełniające
dno parowu; w spągu bruk erozyjny
zalegający na mulkach podłoża

Exposure 8. Deposits of the gully
floor; erosional pavement overlying
silt of substratum at the bottom



fot. J. Twardy, 1992

Fot. 6. A n i e l i n - L i p k a. Odśłonięcie 12. Struktura serii bruku erozyjnego
Exposure 12. Structure of erosional pavement



fol. J. Twardy, 1991

Fot. 7. B r z e z i n y. Odśłonięcie 4. Osady wypełniające parów; w stropie seria mineralno-organicznego wypełnienia, podścielona brukiem erozyjnym włożonym w bruzdy

Exposure 4. Deposits of the gully; series of mineral-organic infilling at the top, this series rests over erosional pavement filling furrows



fol. J. Twardy, 1992

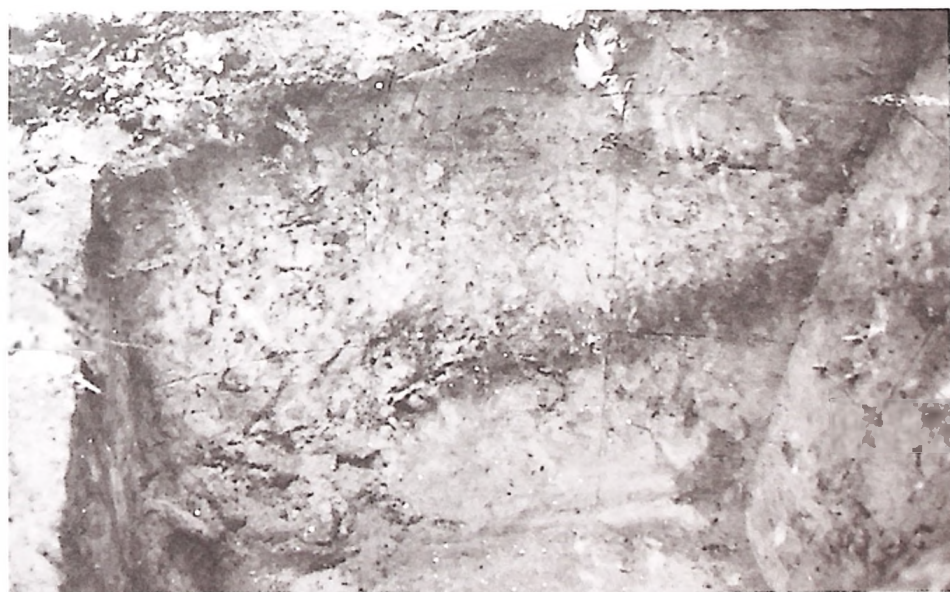
Fot. 8. A n i e l i n - L i p k a. Odśłonięcie 10. Osad piaszczysto-żwirowy występujący w pozycji bruku erozyjnego

Exposure 10. Sandy-gravelly deposit in place of erosional pavement



fol. J. Twardy, 1992

Fot. 9. Anielin - Lipka. Ślady dachówkowego ułożenia głazów bruku erozyjnego
Imbrication of boulders of erosional pavement



fol. J. Twardy, 1992

Fot. 10. Anielin - Lipka. Odsłonięcie 15. Osady budujące stożek napływowy
włożony w starszą formę dolinną; widoczny kopalny stok rozcięcia erozyjnego, zapelnio-
nego brukiem, podkreślony glebą

Exposure 15. Deposits of the alluvial fan filling older valley; fossil slope of erosional dis-
section infilled with pavement and emphasized by soil visible



fot. J. Twardy, 1991

Fot. 11. Brzeziny. Odslonięcie 4.
Lob osuwiskowy wkraczający na osady
dna parowu

Exposure 4. Slide lobe on deposits of
the gully floor



fot. J. Twardy, 1991

Fot. 12. Brzeziny. Odslonięcie 1.
Rytmiczny charakter serii wypełniają-
cej parów; w spągu kopalny stok paro-
wu podkreślony glebą

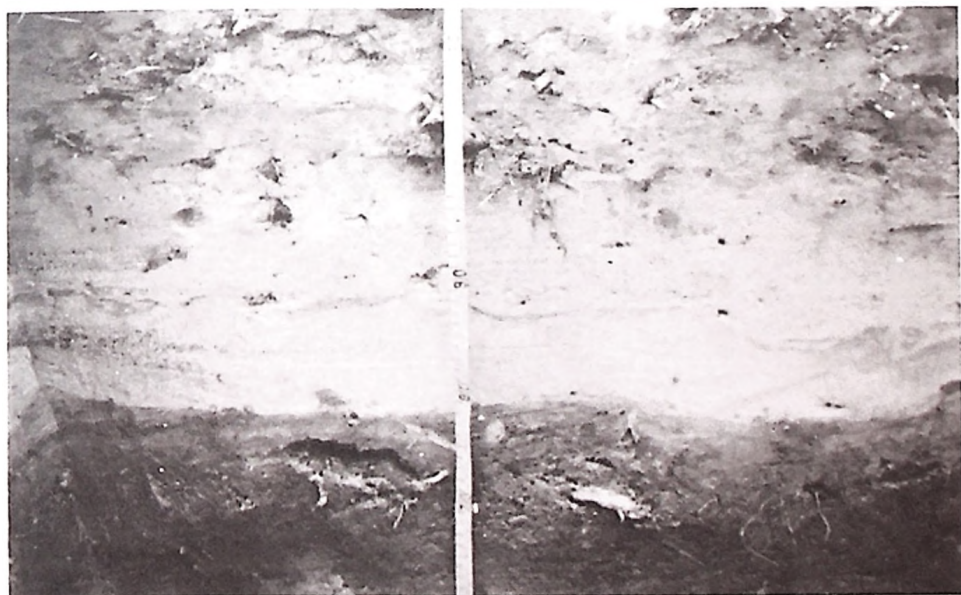
Exposure 1. Rhythmical nature of gul-
ly infilling; fossil slope of gully empha-
sized by soil at the bottom



fol. J. Twardy, 1993

Fot. 13. Brzeziny. Odslonięcie 2. Rytmiczny charakter serii wypełniającj parów;
widoczny kopalny stok parowu z rozwiniętą glebą kopalną

Exposure 2. Rhythmical nature of gully infilling; fossil slope of gully with fossil soil visible



fol. J. Twardy, 1992

Fot. 14. Anielin-Lipka. Odslonięcie 11. Horyzont gleby kopalnej

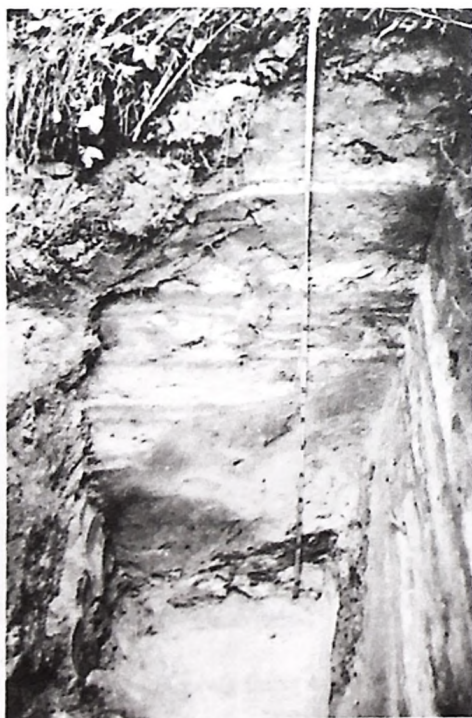
Exposure 11. Fossil soil horizon



fol. J. Twardy, 1992

Fot. 15. Anielin - Lipka. Odślonięcie 10. Rytmiczny charakter serii mineralno-
-organicznego wypełnienia parowu

Exposure 10. Rhythmical nature of mineral-organic series of gully infilling



fol. J. Twardy, 1993

Fot. 16. Brzeziny. Odślonięcie 2. Kontakt ciemniejszych warstw mulas-
-tych z kopalnym stokiem parowu

Exposure 2. Contact of darker silt lay-
-ers with the fossil slope of gully



fol. J. Twardy, 1992

Fot. 17. Anielin-Lipka. Odśłonięcie 10. Ślady soliflukcyjnego przemieszczania osadu na krótkich dystansach

Exposure 10. Signs of short distance solifluction movement



fol. J. Twardy, 1991

Fot. 18. Brzeziny. Odśłonięcie 4. Bryły gleby pogrążone w osadach parowu

Exposure 4. Blocks of soil buried in deposits of gully floor



fol. J. Twardy, 1991

Fot. 19. Brzeziny. Odślonięcie 7.
Seria organiczno-mineralnego wypeł-
nienia parowu

Exposure 7. Organic-mineral series of
gully infilling



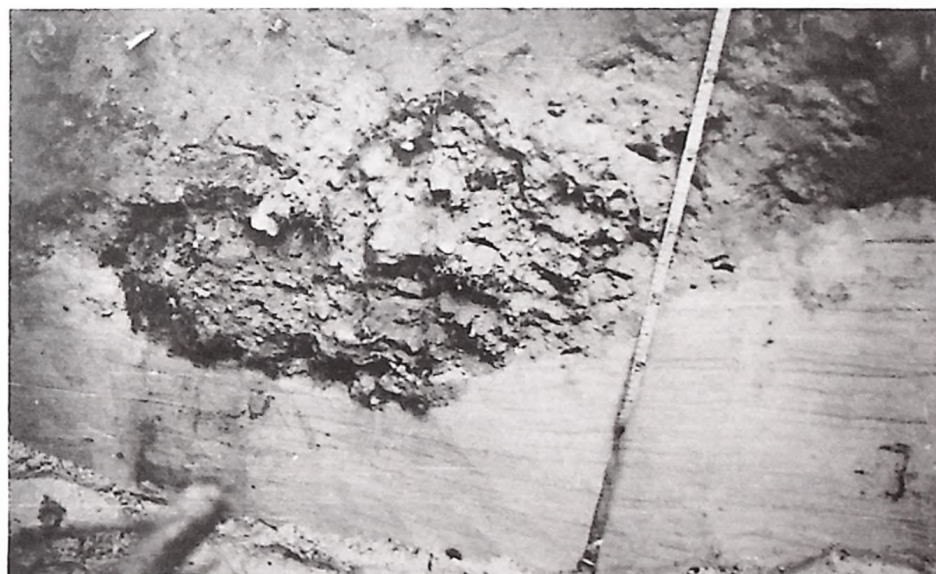
fol. J. Twardy, 1994

Fot. 20. Łódź - Radogoszcz. Zespół łączących się bocznie stożków napływowych
Coalescing alluvial fans



fol. J. Twardy, 1993

Fot. 21. R o g 6 w. Odslonięcie 5. Osady wypełniające parów VI
Exposure 5. Deposits of the gully VI



fol. J. Twardy, 1993

Fot. 22. S m a r d z e w. Odslonięcie 2. Erozyjny kontakt osadów wypełniających parów
z piaskami aluwialnymi

Exposure 2. Erosional contact of gully deposits with alluvial sands



fol. J. Twardy, 1993

Fot. 23. S m a r d z e w. Odslonięcie 1. Struktura serii wypełniającej parów
Exposure 1. Structure of gully infilling



fol. J. Twardy, 1993

Fot. 24. S m a r d z e w. Odslonięcie 1. Erozyjny, kopalny stok parowu
Exposure 1. Erosional fossil slope of gully



fol. J. Twardy, 1993

Fot. 25. Przykład niesymetrycznego położenia kolein w rozcięciu drogowym; widoczne ślady przelewania się wód z prawej do lewej koleiny

An example of unsymmetrical arrangement of ruts in the road cutting; signs of water movement leftwards are shown



fol. J. Twardy, 1993

Fot. 26. Nierównomierność procesów erozji i akumulacji wywołana niesymetrycznym układem kolein

Irregularity of erosion and accumulation processes as a result of unsymmetrical arrangement of ruts



fol. J. Twardy, 1991

Fot. 27. Brzeziny. Spłukiwanie działające w poprzek pól terasowych; bruzdy przełamują się przez redliny po orce

Wash acting across terrace fields; rills dissect furrows cut by a plough



fol. J. Twardy, 1994

Fot. 28. Spłukiwanie bruzdowe działające wzdłuż pól terasowych

Rillwash acting along terrace fields

LITERATURA

- Andruszkiewicz A., 1973 - Geneza i rozwój form wązowowych w dorzeczu środkowej Opatówki. *Pr. i Stud. IGUW*, 14
- Bac S., 1950 - Wpływ pracy pługa na przemieszczanie gleb. Bad. nad erozją gleb w Polsce. Warszawa
- Baranowski B., 1960. Początki rozpowszechniania uprawy ziemniaków na ziemiach środkowej Polski. *Prace Wyd. II ŁTN*, 32
- Bem S., 1966 - Rysunek map. PPWK. Warszawa
- Bennett H., 1939 - Soil conservation. Mc Graw-Hill Book Co. N Y-London
- Bielecka K., 1969 - Przemiany struktury użytkowania ziemi w Polsce na przełomie XIX i XX wieku. *Stud. z dziej. gosp. wiejsk.*, 10
- Biernat T., Ciupa T., 1992 - Denudacja mechaniczna i chemiczna w zlewniach wyżynnych środkowej Polski. *Pr. Geogr. IGiPZ PAN*, 155
- Buczek K., 1963 - Dzieje kartografii polskiej od XV do XVIII wieku. Zarys analityczno-syntetyczny. *Monografie z dziejów nauki i techniki*, XXI
- Bujwid H., Muchowski J., 1973 - Rola naturalnego drenażu wód podziemnych w rozwoju morfologicznym krawędzi dolin rzecznych na przykładzie wybranych odcinków dolin: Wisły i dolnej Bugo-Narwi. *Przegl. Geol.*, 7
- Buraczyński J., 1977 - Natężenie erozji wązowowej i erozji gleb na Roztoczu Gorajckim. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 193
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1971 - Rozwój wązów lessowych w okolicy Dzieżkowic na Wyżynie Lubelskiej pod wpływem gwałtownej ulewy w czerwcu 1969 r. *Ann. UMCS*, B, 26
- Bury-Zaleska J., Pięta J., 1968 - Przebieg procesów przemieszczania materiału ziemnego w wązowie lessowym. *Pam. Puławskie*, 34
- Chelmiński W., 1990 - Antropogeniczne zmiany zwierciadła wód gruntowych w Polsce. *Przegl. Geogr.*, 62,1-2
- Chelmiński W., 1991 - Reżim płytkich wód podziemnych w Polsce. *Rozpr. hab. UJ*, 218
- Chilczuk M., 1970 - Osadnictwo wiejskie Polski. PWN. Warszawa
- Chmielewski S., 1962 - Gospodarka rolna i hodowlana w Polsce w XIV i XV wieku. Technika i rozmiary produkcji. *Stud. z dziej. gosp. wiejsk.*, 5,2
- Chudecki Z., Niedźwiecki E., 1983 - Nasilenie się erozji wodnej na obszarach słabo urzeźbionych Pomorza Zachodniego. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 272
- Dąbrowski H., 1962 - Rozwój gospodarki rolnej w Polsce od XII do połowy XIV wieku. *Stud. z dziej. gosp. wiejsk.*, 5,1
- Deumlich D., 1987 - Untersuchungen zur Bodenerodierbarkeit auf Jungmoränenstandorten. *Archiv für Acker und Pflanzenbau und Bodenkunde*, 31,1
- Dobrzański B., Malicki A., Ziemiński., 1953 - Erozja gleb w Polsce. Warszawa
- Dorywański M., 1955 - Znaczenie powierzchni peryglacjalnej dla badań erozji i denudacji gleb w okolicach Łodzi. *Biul. Perygl.*, 2
- Dorywański M., 1958 - Przykład mapy morfodynamicznej. *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, 8
- Dorywański M., 1970 - Z zagadnień współczesnego kształtowania rzeźby niżowej. *Acta Geogr. Lodz.*, 24

- Drwal J., Błaszowski J., 1989 - Gęstość współczesnej sieci wodnej na Żuławach elbląskich a dawny zasięg Jeziora Drużno. XVIII Ogólnopolska Konf. Kart. "Wykorzystanie dawnych map we współczesnej kartografii i pracach naukowo-badawczych". Gdańsk
- Dubaniewicz H., 1974 - Klimat województwa łódzkiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 34
- Dylik J., 1948 - Rozwój osadnictwa w okolicach Łodzi. *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, 2
- Dylik J., 1953 - O peryglacjalnym charakterze rzeźby środkowej Polski. *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, 4
- Dylik J., 1954 - Problematyka geomorfologiczna wobec potrzeb rolnictwa. *Przegl. Geogr.*, 24,4
- Dylik J., 1971 - Województwo ze stolicą bez antenatów. *ŁTN. Łódź*
- Dylik J., 1972 - Znaczenie splukiwania w morfogenezie peryglacjalnej. *Sprawozd. z Czyn. i Pos. ŁTN*, 26,2
- Dylik W., 1974 - Poprawność terminów parów, debrza i podobnych w świetle etymologii oraz praktyki stosowanej w literaturze geomorfologicznej. *Przegl. Geogr.*, 46,2
- Dylikowa A., 1952 - O metodzie badań strukturalnych w geomorfologii glacialnej. *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, 3
- Figula K., 1960 - Erozja w terenach górskich. *Wiad. IMUZ*, 1,4
- Florek W., 1993 - Antropopresja a holocenijskie i współczesne procesy fluwialne na obszarze środkowego Pomorza i Pobrzeża. Geosystemy obszarów nizinnych. Kom. Nauk. przy Prez. PAN "Człowiek i środowisko", *Zesz. nauk.*, 6
- Fröehlich W., 1975 - Dynamika transportu fluwialnego Kamienicy Nawojowskiej. *Pr. Geogr. IGIPZ PAN*, 114
- Fröehlich W., 1982 - Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej. *Pr. Geogr. IGIPZ PAN*, 143
- Fröehlich W., 1992 - Mechanizm erozji i transportu fluwialnego w zlewniach beskidzkich. *Pr. Geogr. IGIPZ PAN*, 155
- Fröehlich W., Słupik J., 1980 - Drogi polne jako źródła dostawy wody i zwietrzelin do koryta cieków. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 235
- Fröehlich W., Słupik J., 1986 - Rola dróg w kształtowaniu spływu i erozji w karpaczkich zlewniach fliszowych. *Przegl. Geogr.*, 58,1-2
- Fullen M., Reed A., 1987 - Rill erosion on arable loamy sands in the West Midlands. *Catena*, 8
- Gerlach T., 1966 - Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajczarka (Beskid Wysoki - Karpaty Zachodnie). *Pr. Geogr. IGIPZ PAN*, 52
- Gerlach T., 1976 - Współczesny rozwój stoków w polskich Karpatach fliszowych. *Pr. Geogr. IGIPZ PAN*, 112
- Gieysztor A., 1960 - W sprawie początków trójpolówki w Polsce i krajach sąsiednich. *Prace z dziejów Polski feudalnej*. PWN. Warszawa
- Gil E., 1976 - Splukiwanie gleby na fliszowych stokach w rejonie Szymbarku. *Dok. Geogr.*, 2
- Gil E., 1986 - Rola użytkowania ziemi w przebiegu spływu powierzchniowego i splukiwania na stokach fliszowych. *Przegl. Geogr.*, 58,1-2
- Gil E., Słupik J., 1972 - The influence of the plant cover and land use on the surface run-off and wash down during heavy rain. *Stud. Geomorph. Carp.-Balk.*, 6
- Golachowski S., Kostrubiec B., Zagórz A., 1974 - Metody badań geograficzno-osadniczych. PWN. Warszawa
- Góra M., 1989 - Skoszewy Stare. Stanowisko 1. Informator Archeologiczny, badania 1989
- Górecki A., Klementowski J., 1989 - Skutki geomorfologiczne nawalnego deszczu w Księgarniach Wielkich. *Czas. Geogr.*, 60,3
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., 1986 - Zarys sedymantologii. Wyd. Geol. Warszawa
- Jahn A., 1986 - Powolne ruchy gruntu na stokach. *Czas. Geogr.*, 57, 2
- Jersak J., 1983 - Osady w Nietulisku Małym - kopalne parowy. Przew. Konf. "Późnowistuliańskie i holocenijskie zmiany środowiska geograficznego na obszarach lessowych Wyżyny Miechowskiej i Opatowsko-Sandomierskiej". Katowice

- Jersak J., Sendobry K., Śnieszko Z., 1992 - Postwarciańska ewolucja wyżyn lessowych w Polsce. *Prac. Nauk. UŚ*, 1227
- Jokiel P., Kożuchowski K., 1989 - Zmiany wybranych charakterystyk hydrologicznych Polski w bieżącym stuleciu. *Dok. Geogr.*, 6
- Józefaciuk Cz., 1972 - Struktura przestrzenna erozji wąwozowej na Lubelszczyźnie oraz zagospodarowanie wybranych wąwozów. Wyd. IUNG, 41
- Józefaciuk Cz., 1975 - Struktura przestrzenna erozji wąwozowej na Lubelszczyźnie. *Pam. Puławskie*, 65
- Józefaciuk Cz., Józefaciuk A., 1983 - Struktura przestrzenna erozji wąwozowej w Polsce. *Pam. Puławskie*, 79
- Józefaciuk Cz., Józefaciuk A., 1984 - Zmiany rzeźby terenu w Werbkowicach pod wpływem erozji w latach 1950-1980. *Pam. Puławskie*, 83
- Józefaciuk Cz., Józefaciuk A., 1990 - Procesy splukiwania powierzchniowego i erozji wąwozowej. *Pr. Geogr. IGiPZ PAN*, 153
- Kamińska J., 1953 - Grody wczesnośredniowieczne ziem Polski środkowej na tle osadnictwa. *Acta Archeol. Univ. Lodz.*, 2
- Kamiński J., 1985 - Próba rekonstrukcji zdarzeń holocenówskich w wybranym odcinku doliny Moszczenicy na podstawie analizy osadów i powierzchniowych śladów odpływu. *Acta Geogr. Lodz.*, 50
- Kamiński J., 1989 - Wpływ holocenówskich procesów eolicznych na kształtowanie dna doliny Moszczenicy. *Acta Geogr. Lodz.*, 59
- Kamiński J., 1993a - Konfiguracja powierzchni podwistulianskiej i jej późniejsze modyfikacje na przedpolu Wyżyny Łódzkiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 63
- Kamiński J., 1993b - Późnoplejstocenska i holocenska transformacja doliny Moszczenicy. *Acta Geogr. Lodz.*, 64
- Kiełczewska-Zaleska M., 1972 - Geografia osadnictwa. PWN
- Klajnert Z., 1978 - Zanik lodowca warciańskiego na Wysoczyźnie Skierniewickiej i jej północnym przedpolu. *Acta Geogr. Lodz.*, 38
- Klatka T., 1958 - Muły antropogeniczne doliny Świśliny i ich dynamiczna interpretacja. *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, 8
- Klatkova H., 1958 - Studium morfodynamiczne pewnego wąwozu w Górach Świętokrzyskich. *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, 8
- Klatkova H., 1965 - Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi. *Acta Geogr. Lodz.*, 19
- Klatkova H., 1972 - Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 28
- Klatkova H., 1979 - Główne etapy plejstocenskiej ewolucji rzeźby regionu łódzkiego. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 21
- Klatkova H., 1984 - Problematyka rozwoju sieci dolinnej na Wyżynie Łódzkiej na tle paleogeografii obszaru. *Konf. robocza "Rozwój sieci dolinnej na Wyżynie Łódzkiej w późnym plejstocenie i holocenie"*. Łódź
- Klatkova H., 1989a - Postwarciańskie kształtowanie górnych odcinków dolin. Przykłady z Wyżyny Łódzkiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 59
- Klatkova H., 1989b - The incorporation of closed depressions into the open erosional system as one of the models of head valley stretch fashioning in the Vistulian. *Quaestiones Geogr.*, 2
- Klatkova H., 1990 - Kopalne zbiorniki z florą eemską w środkowej Polsce. *Acta Geogr. Lodz.*, 61
- Klatkova H., 1992 - Niektóre wskaźniki kierunków transportu lodowego w środkowej Polsce i ich przydatność do wyróżnień facjalnych i stratygraficznych oraz rekonstrukcji paleogeograficznych. *Acta Geogr. Lodz.*, 63
- Klatkova H., 1993 - Dąbrówka Strumiany. Głęboko zakorzenione struktury glaciektogeniczne. Przykład budowy geologicznej stopni krawędziowych Wyżyny Łódzkiej. *Przew. teren. Konf. "Stratygrafia i paleogeografia zlodowacenia warty. Przewodnik terenowy konferencji"*. Łódź

- Klimaszewski M., 1981 - Geomorfologia. PWN. Warszawa
- Klimczak R., 1985 - Przegląd wybranych metod polowych do badań procesów denudacyjnych na obszarach nizinnych. *Sprawozd. Pozn. TPN*, 101
- Klimczak R., 1988 - Metoda obliczania objętości form wklęsłych i jej zastosowanie w geomorfologii dynamicznej. *Czas. Geogr.*, 59
- Klimczak R., 1993 - Spłukiwanie na obszarach o zróżnicowanym użytkowaniu - przebieg i rola we współczesnym środowisku morfogenetycznym. Geoekosystem obszarów nizinnych. Kom. Nauk. przy Prez. PAN "Człowiek i środowisko", Zesz. nauk., 6
- Klimmek K., 1995 - Młodoholoceńska historia doliny Rudy, Kotlina Raciborska V Konf. "Metody chronologii bezwzględnej". Gliwice
- Klimmek K., Trąfas K., 1972 - Young Holocene changes in the course of the Dunajec River in the Beskid Sądecki Mts. (Western Carpathians). *Stud. Geomorph. Carp.-Balk.*, 6
- Kłysik K., Fortuniak M., 1993 - Maksymalne opady dobowe w środkowej Polsce. *Przegl. Geogr.*, 64,1-2
- Koreleski K., 1971 - Próba geomorfologicznej klasyfikacji procesów erozji gleb. *Czas. Geogr.*, 42,1
- Koreleski K., 1975 - Przestrzenne relacje oraz uwarunkowanie procesów spłukiwania w terenie lessowym. *Czas. Geogr.*, 46,2
- Kosow B., 1962 - Zаметки об овражной эрозии в тундре, лесной зоне, lessостепи и в пустыне. Вопросы эрозии и стока. Издательство Моск. Унив. Москва
- Kossman E. O., 1934 - Rozwój terenów rolniczych w Puszczy Łódzkiej w XIII-XVIII wieku. *Czas. Przyr.*, VIII
- Kossmowska D., 1963 - The paleomorphology of loess gullies. Report of the VI-th International Congr. on Quaternary
- Kostrzewski J., 1973 - Zarys geografii rolnictwa. PWN. Warszawa
- Kostrzewski A., 1993 - Geoekosystem obszarów nizinnych. Koncepcja metodologiczna. Geoekosystem obszarów nizinnych. Kom. Nauk. przy Prez. PAN "Człowiek i środowisko". Zesz. nauk., 6
- Kostrzewski A., Klimczak R., Stach A., Zwoliński Z., 1985 - Efekty jakościowe i ilościowe ulewnego deszczu na obszarze nizinnym Pomorza Zachodniego (dol. Parsęty). *Spraw. Pozn. TPN*, 101
- Kostrzewski A., Klimczak R., Stach A., Zwoliński Z., 1992 - Wpływ procesów katastrofalnych na funkcjonowanie współczesnego systemu denudacyjnego obszarów młodoglacjalnych - Pomorze Zachodnie. *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, 43
- Kotarba A., 1990 - Postęp metodyczny w badaniach współczesnych procesów morfogenetycznych. *Dok. Geogr.*, 1
- Koter M., 1969 - Geneza układu przestrzennego Łodzi przemysłowej. *Pr. Geogr. IGIPZ PAN*, 79
- Koter M., 1979 - Struktura morfogenetyczna wielkiego miasta na przykładzie Łodzi. *Acta Univ. Lodz. Zesz. Nauk. UŁ*, 21
- Kowalkowski A., 1988 - Wiek i geneza gleb. Przemiany środowiska geograficznego Polski. Ossolineum
- Kozarski S., Witt A., 1990 - Modelowanie den dolin rzecznych. Współczesne przemiany rzeźby Polski południowo-wschodniej. *Pr. Geogr. IGIPZ PAN*, 153
- Koziejowa U., 1963 - Denudacja stoków w rocznym cyklu klimatycznym. *Acta Geogr. Lodz.*, 16
- Koźuchowski K., 1990 - Zarys ostatnich i współczesnych zmian klimatycznych. Materiały do poznania historii klimatu w okresie obserwacji instrumentalnych. Wyd. UŁ
- Krassowski B., 1978 - Topograficzna Karta Królestwa Polskiego. Warszawa
- Kruk J., 1983 - Zarys rozwoju rolnictwa neolitycznego w środowisku dorzecza górnej Wisły. Człowiek i środowisko w pradziejach. PWN. Warszawa
- Krzemiński K., 1976 - Współczesna dynamika koryta potoku Konina w Gorcach. *Folia Geogr.*, 10

- Krzemiński T., 1987 - Geneza środowiska abiotycznego środkowej Polski. Kierunki kształtowania krajobrazu. *Stud. Reg.*, IX-X (XIV-XV)
- Krzemiński T., 1989 - Powiązania form dolinnych środkowej Polski z obiegiem wody w małych zlewniach. *Acta Geogr. Lodz.*, 59
- Krzemiński T., Nowakowski M., 1980 - Przemiany niektórych składników środowiska geograficznego województwa piotrkowskiego w świetle źródeł kartograficznych. *Stud. Reg.*, IV (IX)
- Krzysztofiak M., Urbanek D., 1981 - Metody statystyczne. PWN. Warszawa
- Kunsky J., 1955 - Blokdiagram - geograficzny wykres bryłowy. PWN. Warszawa
- Kuydowicz - Turkowska K., 1975 - Rzeczne procesy peryglacjalne na tle morfogenezy doliny Mrogi. *Acta Geogr. Lodz.*, 36
- Kuydowicz - Turkowska K., 1976 - Typy kontaktów peryglacjalnych osadów stokowych i rzecznych. *Acta Geogr. Lodz.*, 37
- Lach J., 1984 - Geomorfologiczne skutki antropopresji rolniczej w wybranych częściach Karpat i ich Przedgórze. Pr. monogr. WSP. Kraków
- Lankauf K., 1975 - Współczesne procesy splukiwania na zboczach dolin w okolicy Torunia. *Czas. Geogr.*, 46,2
- Leopold L., Wolman M., Miller J., 1964 - Fluvial processes in geomorphology. W. H. Freeman and Co. S F-London
- Makowski J., 1976 - Przyczyny zróżnicowania gęstości sieci wąwozów na Wyżynie Kielecko-Sandomierskiej. *Pr. i Stud. IGUW*, 21
- Maksymiuk Z., 1979 - Warunki występowania wód podziemnych i strefy ich kontaktu z wodami powierzchniowymi w regionie łódzkim. *Acta Univ. Lodz., Zesz. Nauk. UŁ*, 21
- Maksymiuk Z., 1992 - Zależność między gęstością sieci rzecznej a przepuszczalnością podłoża w środkowej Polsce. *Acta Univ. Lodz. Folia Geogr.*, 16
- Manikowska B., 1958 - Dynamika dna doliny Czarnawki. *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, 8
- Manikowska B., 1985 - Struktura płytkowo-blokowa glin zwałowych okolic Łodzi jako świadectwo wieloletniej zmarzliny. *Acta Geogr. Lodz.*, 50
- Martini Z., 1957 - Problem mechanizacji rolnictwa w terenach erodowanych. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 8
- Maruszczak H., 1950 - Zmiany lesistości województwa lubelskiego w latach 1830-1930. *Ann. UMCS, B*, 5
- Maruszczak H., 1968 - Procesy denudacyjne w późnym glacie i holocenie w świetle badań suchych dolin w Polsce. *Folia Quatern.*, 29
- Maruszczak H., 1973 - Erozja wąwozowa we wschodniej części pasa wyżyn południowopolskich. *Zesz. Probl. Post. Nauk. Roln.*, 151
- Maruszczak H., 1983 - Przestrzenne zróżnicowanie natężenia erozji gleb i denudacji mechanicznej w dorzeczu Wisły. Materiały Zjazdu Geogr. Pol. Toruń
- Maruszczak H., 1986 - Tendencje sekularne i zjawiska ekstremalne w rozwoju rzeźby małopolskich wyżyn lessowych w czasach historycznych. *Czas. Geogr.*, 57,2.
- Maruszczak H., 1988 - Zmiany środowiska przyrodniczego kraju w czasach historycznych. Przemiany środowiska geograficznego Polski. Ossolineum
- Maruszczak H., Michalczyk Z., Rodzik J., 1984 - Warunki geomorfologiczne i hydrogeologiczne rozwoju denudacji w dorzeczu Grodarza na Wyżynie Lubelskiej. *Ann. UMCS, B*, 39.
- Maruszczak H., Rodzik J., Świeca A., 1992 - Denudacja mechaniczna i chemiczna we wschodniej części pasa wyżyn południowopolskich. *Pr. Geogr. IGIPZ PAN*, 155
- Maruszczak H., Trembaczowski J., 1958 - Geomorfologiczne skutki gwałtownej ulew w Piaskach Szlacheckich koło Krasnegostawu. *Ann. UMCS, B*, 11
- Mazur Z., 1980 - Ochrona gleb przed erozją. *Rocz. Glebozn.*, 31,3-4
- Mazur Z., Pałys S., Węgorzek T., 1985 - Skuteczność umocnienia wąwozu drogowego w Elizówce. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 292
- Mikulski Z. (red.), 1977 - Przewodnik do ćwiczeń z hydrografii. PWN. Warszawa

- Mirowski Z., Rytelowski J., 1989 - Gleboznawstwo z podstawami geomorfologii, mineralogii i petrografii, cz. II - własności fizyczne i chemiczne gleb. Wyd. ART. Olsztyn
- Mołodkin P., 1962 - O sówremiennom roście owragów w basseinie Niżniego Dona. *Izwestia WGO*, 94,6
- Morgan R., 1979 - Soil erosion. Topics in applied geography. N. Y.
- Moszczyńska J., 1969 - Zróżnicowanie opadów w postaci stałej i pokrywy śnieżnej na krawędzi Wyżyny Łódzkiej. *Zesz. Nauk. UŁ*, 32
- Mozola R., 1972 - Charakterystyka i próba oceny melioracji przeciwoerozyjnych wykonanych w wąwozach Wyżyny Lubelskiej. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 130
- Muchowski J., 1977 - Młode wcięcia erozyjne południowej strefy krawędziowej Wyżyny Lubelskiej, ich geneza, wiek i dynamika rozwoju. *Biul. Geol.*, 22
- Nakoneczny S., 1967 - Holocenska morfogeneza Wyżyny Lubelskiej. Rozpr. hab. UMCS. Lublin
- Nalewajko J., 1982 - Zróżnicowanie litofacjalne warciańskich glin morenowych w regionie łódzkim. *Acta Geogr. Lodz.*, 44
- Nalewajko J., 1985 - Subglacialne gliny warciańskie regionu łódzkiego w świetle statystycznej analizy cech uziarnienia. *Acta Geogr. Lodz.*, 50
- Nejczew P., Pelczar M., Szeliga J., Ziółkowski J., 1989 - Badanie zmian linii brzegowej na podstawie map. XVIII Ogólnopolska Konf. Kart. "Wykorzystanie dawnych map we współczesnej kartografii i pracach naukowo-badawczych". Gdańsk
- Niewiarowski W., Celmer T., Marciniak K., Petrucień C., Proszek P., 1992 - Przebieg współczesnych procesów denudacyjnych na młodoglacjalnej wysoczyźnie morenowej, intensywnie użytkowanej rolniczo, na przykładzie okolic Koniczynki, na północny wschód od Torunia. *Pr. Geogr. IGIPZ PAN*, 155
- Nowicki J., 1977 - Porównanie efektywności uprawy terasowej, bezterasowej i trwałego zadarnienia stoku. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 193
- Ochmański W., 1959 - Gospodarowanie na roli na ziemiach polskich w rozwoju dziejowym. LSW
- Olecki Z., 1970 - Przebieg i skutki silnej ulew w dniu 29 maja 1968 roku w Gaiku Brzeżowej. *Stud. Geomorph. Carp.-Balc.*, 4
- Olszewicz B., 1921 - Polska kartografia wojskowa. WIN-W. Warszawa
- Osowski F., 1955 - Stan pokrycia obszaru Polski materiałami kartograficznymi. *Dok. Geogr.*
- Pałys S., 1985 - Zmiany w rzeźbie i pokrywie glebowej w terenie lessowym objętym zabiegami przeciwoerozyjnymi. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 292
- Parker G., 1963 - Piping, a geomorphic agent in landform development in the drylands. *Int. Ass. of Scient. Hydrol.*, 65
- Pietrzak A., 1973 - Zmiany zalesienia terytorium województwa łódzkiego od okresu porzoborowego do czasów obecnych. *Reg. Łódzki*, III
- Pilit J., 1990 - Metoda zasięgów w analizie historycznych przemian środowiska przyrodniczego. *Przegl. Geogr.*, 62,1-2
- Rackowski W., 1958 - Zagadnienie denudacji na obszarze pól uprawnych. *Czas. Geogr.*, 29
- Ratajski L., 1989 - Metodyka kartografii społeczno-gospodarczej. PPWK. Warszawa-Wrocław
- Reid L., Dunne T., Cederholm C., 1981 - Application of sediment budget studies to the evaluation of logging road impact. *Journ. of Hydrol.*, 20
- Reniger A., 1950 - Próba oceny nasilenia i zasięgów potencjalnej erozji gleb w Polsce. *Rocz. Nauk. Roln.*, 54
- Reniger A., 1957 - Erozja gleb w woj. kieleckim. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 8
- Reniger A., 1959 - Erozja gleb w okresie ulew i spływów wiosennych w zależności od przebiegu pogody. *Rocz. Nauk Roln.*, 78,4
- Rocznik statystyczny, 1993 - GUS. Warszawa
- Rodziejewicz N., Sietunskaja L., 1961 - Ocena intensywności rosta owragów po ich morfologicznym przyznakam. *Izwestia AN SSSR*

- Rodzick J., 1984 - Natężenie współczesnej denudacji w silnie urzeźbionym terenie lessowym w okolicy Kazimierza Dolnego. Przew. Ogólnop. Zjazdu Pol. Tow. Geogr. Lublin
- Rosin R., 1970 - Rozwój polityczno-terytorialny Łęczyckiego, Sieradzkiego i Wieluńskiego (do przełomu XIV i XV w.). *Roczn. Łódzki*, 14 (17)
- Rosin R., 1971 - Miasta regionu łódzkiego. Próba periodyzacji. Reg. Łódzki. Studia i materiały. Łódź
- Roszkó L., 1973 - Zagrożenie erozją gleb obszaru województwa bydgoskiego ze szczególnym uwzględnieniem doliny dolnej Wisły. *Ann. UNC, Geogr.*, 9
- Rühle E., 1973 - Metodyka badań osadów czwartorzędowych. Wyd. Geol. Warszawa
- Schäffer W., 1912 - Die Flusssdichte zwischen Teutoburger Wald und Fichtelgebirge. Dresden
- Sinkiewicz M., 1989a - Zmiany rzeźby terenu Pojezierza Kujawskiego pod wpływem procesów stokowych. *Stud. Soc. Sci. Torun.*, C, 9,6
- Sinkiewicz M., 1989b - Wyniki badań fotointerpretacyjnych i geomorfologicznych nad denudacją antropogeniczną w okolicy Biskupina. Mat. XIII Ogólnop. Konf. Fotointerpret. UMK. Toruń
- Sinkiewicz M., 1990 - Przydatność panchromatycznych zdjęć lotniczych w kartowaniu form i osadów związanych z denudacją antropogeniczną na polach uprawnych w okolicy Torunia. *Dok. Geogr.*, 1
- Sinkiewicz M., 1993 - Rola denudacji antropogenicznej w przeobrażaniu stoków i gleb w środkowej części Polski Północnej. Geosystemy obszarów nizinnych. Kom. Nauk. przy Prez. PAN "Człowiek i Środowisko", Zesz. Nauk. 6
- Słowański W. (red.), 1988 - Kartografia geologiczna, t. III. Wyd. Geol., Warszawa
- Słupik J., 1973 - Źródnicowanie spływu powierzchniowego na fliszowych stokach górskich. *Dok. Geogr.*, 2
- Słupik J., 1976 - Zastosowanie zdjęć lotniczych w określaniu wpływu bruzd i dróg polnych na strukturę bilansu wodnego stoków górskich. *Pr. Nauk. UŚ, Fotointerpret. w geogr.*, I (11)
- Smolska E., 1992 - Współczesne procesy fluwialne Pojezierza Suwalskiego (na przykładzie górnej Szeszupy) - wstępne wyniki badań. *Pr. Geogr. IGiPZ PAN*, 155
- Sobolew S.S., 1948 - Rozwój erozyjnych procesów na terytorii europejskiej części SSSR i boryka z nimi. Izd. Akad. Nauk. SSSR. Moskwa-Leningrad
- Spiridonow A., 1956 - Rozwój skłonów owrażno-bałocznego reliefu średnie rosyjskiej wzniesłości. *Iz w. Akad. Nauk. SSSR*, 2
- Starkel L., 1957 - Rozwój morfologiczny progów Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzcianną. *Pr. Geogr. IGiPZ PAN*, 11
- Starkel L., 1960 - Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. *Pr. Geogr. IGiPZ PAN*, 22
- Starkel L., 1977 - Paleogeografia holocenu. PWN. Warszawa
- Starkel L., 1980 - Erozja gleby a gospodarka wodna w Karpatach. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 235
- Starkel L., 1983 - Paleogeografia i klimat późnego plejstocenu i holocenu. Człowiek i środowisko w pradziejach. PWN. Warszawa
- Starkel L., 1988 - Przemiany środowiska geograficznego Polski a dzisiejsze geosystemy. Przemiany środowiska geograficznego Polski. Ossolineum
- Starkel L., 1989 - Antropogeniczne zmiany denudacji i sedymentacji w holocenie na obszarze Europy Środkowej. *Przegl. Geogr.*, 61,1-2
- Starkel L., 1991 - Przemiany środowiska geograficznego Polski w osiemnastu tysiącach lat. *Czas. Geogr.*, 62,3
- Steinhaus H., 1947 - O wskaźniku stromości przeciętnej. *Przegl. Geogr.*, 21
- Stochlak J., 1974 - Klasyfikacja osadów zboczowych z inżyniersko-geologicznego punktu widzenia. *Przegl. Geol.*, 10
- Stochlak J., 1978 - Struktury i tekstury młodoplejstocénskich osadów deluwialnych. *Inst. Geol., Biul.*, 306
- Strzemiński M., 1957 - Ogólnoprzyrodnicze i gospodarcze tło rozwoju procesów erozyjnych w woj. kieleckim. Zagadnienie erozji gleb. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 8

- Strzemiński M., 1967 - Gleby Gór Świętokrzyskich. *Probl. Zagospod. Ziem Górsk.*, 4
- Strzemiński M., Siuta J., Witek T., 1973 - Przydatność rolnicza gleb Polski. PWRiL. Warszawa
- Sturman W., 1981 - Koliczestwienna ocena antropogenicznego usilenia mechanicznej i chemicznej denudacji w lessostepie i stepnej zonach. Klimat, relief i diejatielnost czelowieka. Moskwa
- Suerken I., 1909 - Die Flussdichte im östlichen Teile des Münsterischen Beckens. Zeitschrift für Gewässerkunde. IX, Leipzig
- Szaflarski J., 1965 - Zarys kartografii. PPWK. Warszawa
- Szumowski A., 1977 - Zmiany układu koryta dolnego Sanu w XIX i XX wieku oraz ich wpływ na morfogenezę tarasu łęgowego. *Stud. Geomorph. Carp.-Bak.*, 11
- Śnieżko Z., 1985 - Paleogeografia holocenu w dolinie Sancygniówki. *Acta Geogr. Lodz.*, 51
- Teisseyre A. K., 1992a - Epizodyczne koryta a rozwój suchych dolin w krajobrazie rolniczym. *Acta Univ. Wratisl., Prace Geol.-Mineralog.*, XXXI
- Teisseyre A. K., 1992b - Ekstremalny spływ jednostkowy jako przejaw retencji stokowej. *Acta Univ. Wratisl., Prace Geol.-Mineralog.*, XXVIII
- Teisseyre A. K., 1992c - Soil sand (soilarenite) and related cohesive detrital deposits: examples from a wet temperate climatic zone. *Geogr. Polon.*, 60
- Teisseyre A. K., 1994 - Spływ stokowy i współczesne osady deluwialne w lessowym rejonie Henrykowa na Dolnym Śląsku. *Acta Univ. Wratisl., Prace Geol.-Mineralog.*, XLIII
- Turkowska K., 1973 - Rzeczne procesy peryglacialne na tle morfogenezy doliny Mrogi. Maszynopis. Kat. Bad. Czwart. UE
- Turkowska K., 1984 - Zróżnicowanie rzeźby dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej a ich rozwój w późnym plejstocenie i holocenie (na wybranych przykładach). Konf. robocza "Rozwój sieci dolinnej na Wyżynie Łódzkiej w późnym plejstocenie i holocenie". Łódź
- Turkowska K., 1988 - Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Acta Geogr. Lodz.*, 57
- Turkowska K., 1992 - Zasięg lądolodu warciańskiego na południowy wschód od Łodzi w świetle wyników szczegółowego kartowania geologicznego. *Acta Geogr. Lodz.*, 63
- Turkowska K., 1993 - Struktura osadów warciańskich na zachodnich peryferiach Łodzi. Referaty i komunikaty Konf. "Stratygrafia i paleogeografia zlodowacenia warty". Łódź
- Turkowska K., Wieczorkowska J., 1985 - Przykłady stratygraficznego zróżnicowania peryglacialnych osadów stokowych w okolicach Łodzi. Wyd. UE
- Twardy J., 1986 - Wyniki ilościowych obserwacji spłukiwania rozproszonego w cyklu rocznym w okolicach Łodzi. Streszcz. referatów II Zjazdu Geogr. Polskich. Łódź
- Twardy J., 1990 - Przebieg spłukiwania w okolicach Boginii koło Łodzi, w cyklu rocznym. *Acta Geogr. Lodz., Folia Geogr.*, 12
- Twardy J., w druku - Rozmieszczenie młodych form denudacyjnych w strefie krawędzowej Wyżyny Łódzkiej. *Folia Geogr.*, 21-22
- Ugla H., 1977 - Gleboznawstwo rolnicze. PWN. Warszawa
- Uhoreczak F., 1932 - Z metodyki badań nad osadnictwem (kartograficzna metoda wykazywania różnic i zmian w osadnictwie). *Czas. Geogr.*, 10
- Warężak J., 1952 - Osadnictwo kasztelanii łowickiej. Cz. I. *Acta Archeol. Univ. Lodz.*, 6
- Wasia G., 1979 - Północno-zachodnie przedpole Wyżyny Łódzkiej podczas zaniku lądolodu warty. *Acta Geogr. Lodz.*, 41
- Weymann S., 1938 - Cła i drogi handlowe w Polsce piastowskiej. Poznań
- Widacki W., 1970 - Współczesny rozwój geomorfologiczny parowu Doły koło Krakowa. *Folia Geogr.*, 6
- Wieczorkowska J., 1986 - Efekty spłukiwania wistuliańskiego i holocenijskiego na krawędzi Wyżyny Łódzkiej. Streszcz. referatów II Zjazdu Geogr. Polskich. Łódź
- Wolman M., Schick A., 1967 - Effects of construction on fluvial sediment, urban and suburban areas. *Water Resources Research*, 3

- Wojtkowiak S., 1966 - W sprawie występowania owalnic w ziemi łęczyckiej w średniowieczu. *Rocz. Łódz.*, XI (XIV)
- Wzory i objaśnienia znaków umownych i napisów stosowanych na mapach topograficznych w skalach 1:5 000 i 1:10 000, 1989 - MGPIB. Warszawa
- Young A., 1969 - Present rate of land erosion. *Nature*, 224
- Zachar D., 1970 - Erozja pody. Bratislava
- Zajączkowski S., 1974 - O lokacjach wsi na prawie niemieckim w łęczyckim i sieradzkim od końca XIV do początków XVI wieku. *Pr. Wydz. II ŁTN*, 75
- Zajączkowski S., 1976 - Studia z dziejów osadnictwa na obszarze Łodzi do końca XVI wieku. *Pr. Wydz. II ŁTN*, 80
- Zapolski R., 1972 - Przewodnik do terenowych ćwiczeń topograficznych. UMK. Toruń
- Zaslavskij M., 1983 - Erozji i jej ujęcie. Moskwa
- Ziemnicki S., 1959 - Znaczenie skarpy w terenie erozyjnym. *Rocz. Nauk Roln.*, 75,4
- Ziemnicki S., Józefaciuk C., 1965 - Erozja i jej zwalczanie. PWRiL. Warszawa
- Ziemnicki S., Kudasiwicz Z., 1977 - Rozwój wąwozu zadarnionego w miejscowości Góry k/Pińczowa. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 193
- Ziemnicki S., Mazurek T., 1972 - Zastosowanie mechanicznego przemieszczania ziemi w melioracjach przeciwezyjnych. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 1980
- Ziemnicki S., Pałys S., 1977 - Erozja wodna w zlewni rzeki Bystrej. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 193.
- Ziemnicki S., Pałys S., Węgorzek T., 1980 - Ocena jakości i ilości materiału glebowego osadzonego na dnie umocnionego wąwozu w Opoce Dużej. *Roczn. Glebozn.*, 31, 3-4
- Ziemnicki S., Repelewska-Pękalska J., 1972 - Investigations into present-day geomorphological processes in the loess areas of the Lublin Plateau. *Geogr. Polon.*, XXIII
- Ziętara T., 1968 - Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów. *Pr. Geogr. IGiPZ PAN*, 60

Juliusz Twardy

THE DYNAMICS OF HOLOCENE DENUDATION IN THE ŁÓDŹ PLATEAU

Summary

LIST OF ILLUSTRATIONS

Figures

1. Topographic map of study area
2. Location map of mid-field edges
3. Relative relief per 1 km²
4. Slope-values per 1 km²
5. Map of surface deposits
6. Equidistants of settlement network after the Gilly map and the Topographic Map of the Polish Kingdom
7. Equidistants of settlement network after the map by the Military Geographical Institute and the map by the Office of Geodesy and Cartography
8. Extent of forest after the Gilly map and the Topographic Map of the Polish Kingdom
9. Extent of forest after the map by the Military Geographical Institute and the contemporary map by the Office of Geodesy and Cartography
10. Changes in forestation in 1800-1980
11. Changes in forestation in basic units
12. Density of gullies per 1 km²
13. Block diagram illustrating relationship between gullies and major land forms
14. Relationship between density of gullies, road cuttings, mid-field edges and morphometry and density of local tracks
15. Linear regression lines of density of gullies and average slopes, of density of gullies and relative relief, and of density of gullies and their drainage areas
16. Orientation of slopes dissected with gullies
17. Anielin-Lipka. Area of detailed studies 1
18. Brzeziny. Area of detailed studies 2
19. Anielin-Lipka. Transverse profiles of the western gully
20. Anielin-Lipka. Transverse profiles of the eastern gully
21. Brzeziny. Transverse profile of the gully
22. Volumes of valley gullies
23. Rogów. Area of detailed studies 3
24. Rogów. Location map of hillslope gullies

25. Smardzew. Area of detailed studies 4
26. Rogów. Transverse profiles of gullies I, III, VI
27. Smardzew. Transverse profiles of the northern gully
28. Volumes of hillslope gullies
29. Brzeziny 8. Deposits of dry valley infilling
30. Anielin-Lipka 14. Deposits of erosional furrow which upbuild floor of dry valley
31. Anielin-Lipka 7. Deposits of detached block which fill up fossil erosional furrow in the gully floor
32. Anielin-Lipka. Longitudinal profiles through gullies
33. Brzeziny. Longitudinal profile through the gully and its northern tributary
34. Anielin-Lipka 8. Deposits of gully infilling
35. Anielin-Lipka 12. Deposits of gully infilling
36. Anielin-Lipka 13. Deposits of gully infilling
37. Brzeziny 5. Deposits of gully infilling
38. Brzeziny 4. Infilling of the upper section of the gully
39. Brzeziny 6. Infilling of the gully tributary
40. Anielin-Lipka 9. Deposits of gully infilling
41. Anielin-Lipka 10. Deposits of gully infilling
42. Anielin-Lipka 11. Deposits of gully infilling
43. Anielin-Lipka 6. Infilling of the lower section of the gully
44. Anielin-Lipka. Transverse profile of the western gully
45. Anielin-Lipka 15. Deposits of the alluvial fan of gullies
46. Brzeziny 7. Infilling of the upper section of gully
47. Anielin-Lipka 5. Gully slope
48. Brzeziny. Transverse profile (I) of gully
49. Brzeziny 1. Infilling of the lower section of the gully
50. Brzeziny 2. Infilling of the lower section of the gully
51. Brzeziny. Transverse profile (III) of the gully
52. Anielin-Lipka 16. Deposits of the alluvial fan of gullies
53. Brzeziny 3. Deposits of the gully fan
54. Anielin-Lipka 1. Deposits of gully infilling
55. Rogów. Geomorphological sketch of hillslope gullies
56. Smardzew. Geomorphological sketch of the Czarnawka valley slope
57. Rogów 2. Deposits of the alluvial fan of gullies
58. Michałów. Deposits of the alluvial fan of the small hillslope gully
59. Rogów 1. Deposits of the alluvial fan of gullies
60. Rogów 4. Deposits of the proximal side of the alluvial fan of gullies
61. Rogów 5. Deposits of gully infilling
62. Rogów 3. Deposits of gully infilling
63. Smardzew 2. Deposits of hillslope gully infilling
64. Smardzew 1. Deposits of southern gully infilling
65. Rogów. Section through the alluvial fan of gullies
66. Smardzew. Geomorphological sketch of the northern gully
67. Smardzew. Geomorphological sketch of the southern gully
68. Density of road cuttings per 1 km²
69. Lines of linear regression of density of road cuttings and average slopes, of density of road cuttings and relative relief, of density of road cuttings and density of local tracks
70. Morphometric conditions of gullies, mid-field edges and road cuttings in relation to relative relief and slope values
71. Imielnik. Area of detailed studies 5
72. Bronowice. Area of detailed studies 6
73. Smardzew. Longitudinal profile of the road cutting
74. Imielnik. Longitudinal profile of the a road cutting
75. Imielnik. Longitudinal profile of the b road cutting

76. Imielnik. Longitudinal profile of the road cutting
77. Bronowice. Longitudinal profile of the road cutting
78. Density of mid-field edges per 1 km²
79. Lines of linear regression of density of mid-field edges and average slopes, of density of mid-field edges and relative relief
80. Brzeziny. Changes in the height of mid-field edges
81. Brzeziny. Differentiation in the height of mid-field edges
82. Classification of occurrence of young erosional-denudational forms
83. Morphometric conditions of occurrence of young erosional-denudational forms
84. Conditions of development of young erosional-denudational forms

Maps

- I. Anielin-Lipka. Area of detailed studies 1. Location map
- II. Anielin-Lipka. Area of detailed studies 1. Geomorphological sketch of the gullies
- III. Brzeziny. Area of detailed studies 2. Location map
- IV. Brzeziny. Area of detailed studies 2. Geomorphological sketch of the gully

Photographs

1. Measurement of the road cutting with the use of the device constructed by the author
2. Brzeziny. Wide depositional floor of the gully upper section
3. Dobieszków. Outlets of pipes produced by shallow suffosion
4. Anielin-Lipka 7. Deposits of the detached block on the gully slope
5. Anielin-Lipka 8. Deposits of the gully floor
6. Anielin-Lipka 12. Structure of erosional pavement
7. Brzeziny 4. Deposits of the gully
8. Anielin-Lipka 10. Sandy-gravelly deposit in place of erosional pavement
9. Anielin-Lipka. Imbrication of boulders of erosional pavement
10. Anielin-Lipka 15. Deposits of the alluvial fan filling older valley
11. Brzeziny 4. Slide lobe on deposits of the gully floor
12. Brzeziny 1. Rhythmical nature of gully infilling
13. Brzeziny 2. Rhythmical nature of gully infilling
14. Anielin-Lipka 11. Fossil soil horizon
15. Anielin-Lipka 10. Rhythmical nature of mineral-organic series of gully infilling
16. Brzeziny 2. Contact of silt layers with the fossil slope of gully
17. Anielin-Lipka 10. Signs of short distance solifluction movement
18. Brzeziny 4. Blocks of soil buried in deposits of gully
19. Brzeziny 7. Organic-mineral series of gully infilling
20. Łódź-Radogoszcz. Coalescing alluvial fans
21. Rogów 5. Deposits of the gully VI
22. Smardzew 2. Erosional contact of gully deposits with alluvial sands
23. Smardzew 1. Structure of gully infilling
24. Smardzew 1. Erosional fossil slope of gully
25. An example of unsymmetrical arrangement of ruts in the road cutting
26. Irregularity of erosion and accumulation processes as a result of unsymmetrical arrangement of ruts
27. Brzeziny. Wash acting across terrace fields
28. Rillwash acting along terrace fields

ABSTRACT

The work deals with the Holocene and present-day evolution of some land forms belonging to the interfluvial areas of the vicinity of Łódź. Gullies, road cuttings and mid-field edges were examined. Gullies were studied by cartographical-geological methods. Deposits of gully erosion were analysed in the laboratory. Present-day evolution of road cuttings and mid-field edges was studied by direct field measurements during 4 years. Besides, this work presents changes in the environment of the Łódź Plateau. Conclusions were based on the archive cartographic materials.

The results of conducted investigations confirm man involved in the evolution of interfluvial areas during the Holocene period. The gullies of the study area originated in the historic ages (Middle Ages). For their development changes in the natural environment caused by human occupation were responsible. The investigations of the mid-field edges show an important role of ploughing in the slope evolution.

This work is concerned with three landscape units which are regarded as being indicative of the Holocene erosional-denudational activity: gullies, road cuttings and mid-field edges. The investigations into the gullies were centred on the recognition of the mechanics of their origin as well as on the determination of their development phases and age. As for the road cuttings and the mid-field edges, the purpose was to identify, on the basis of quantitative data, their contemporary evolution. Choosing objects, the author aimed to diminish the disproportion between relatively full reconstruction of the Holocene valley processes (Turkowska 1984, 1988; Kamiński 1985, 1989, 1993b) and processes operating on the interfluvial, both natural and anthropogenic, still less understood.

Fieldwork was located in the E-W oriented edge zone of the Łódź Plateau, thus where the monotonous landscape rapidly falls northwards, to the Warsaw-Berlin Pradolina (Fig. 1). Compared with the neighbouring terrain, the study area reveals considerable relative relief (25.4m/km² on average - Fig. 3) and greater average slopes (1°58' - Fig. 4). Further features that seem to be essential considering the Holocene erosional-denudational processes are as follow:

1. Elements and land forms of different ages in which the above-mentioned processes occur at varying rates:

- the oldest (Wartian in age), steeper (about 8°), long, denudated slopes splitting the particular plateau levels. They were recognized and genetically interpreted by Klatkowska (1965, 1972);

- the pattern of dry denudational valleys and troughs (density - about 1km/km²), which intersperse the plateau, produced during the Vistulian period (Klatkowska 1965, 1989a, b). These forms played an important role in the formation of upper valley levels (Kudowicz-Turkowska 1975, 1976; Turkowska, Wiczorkowska 1985; Turkowska 1988). Such forms are able to concentrate surface flow initiating erosional-denudational processes;

- the Eo- and Meso-Holocene steep (up to 20°) short valley-sides of rivers draining the edge zone northwards. Such slope-areas are most distinctive in the Mroga river valley or in the other up-valleys sectors (e.g. the Czarnawka river valley), mostly if valleys cut up slopes separating the particular plateau levels.

2. Poorer development of channel network (Maksymuk 1992) and, consequently, deeper occurrence of groundwater on the interfluvial. The uppermost parts of the edge zone are especially dry. Numerous springs, concentrated 160-220 m a.s.l., give rise to the streams that during precipitation-free periods support transport of debris resulting from destruction of upper parts of slopes.

3. Considerable lithologic variability (Fig. 5). The edge zone of the Łódź Plateau consists of glaciogenic material arranged in a complicated mosaic pattern and reworked under periglacial conditions. This problem is described more fully in the works by Klatkowska (1965, 1972, 1979).

4. Later than in the other regions human occupation of the edge zone of the Łódź Plateau. It was, first of all, due to the separation of the Łódź Plateau from earlier colonized geographical-historical regions (e.g. Great Poland, Masovia, Small Poland) as well as the distance from old centres of habitation. Moreover, such natural conditions as poorer soils produced on

glaciogenic deposits, absence of natural meadows retarding grazing, widespread dry plains, deep occurrence of groundwaters, did not favour the settlement either. The above-mentioned factors caused that the clearance of wood fell, essentially, on the XVIII-XIX centuries (D y l i k 1971), hence it is possible to observe the changes on available archive maps (Fig. 8, 9, 10, 11). The river valleys, largely their lower and middle sections, suffered from the removal of forest earlier (e.g. the Moszczenica river - K a m i ń s k i 1993b). Man has spread over this environment from the Bronze Age; his activity was especially extensive during the La Tène and Roman periods. The upper parts of river valleys and the land between have become the area of agricultural activity in the Middle Ages and later.

The origin of the studied forms is largely associated with man's activities. Therefore, changes in human occupation (Fig. 6, 7), transformation of natural environment inferred from the deforestation extent (Fig. 11), and development of road networks seem to be of vital importance to the point at issue. Many workers notice men involved and stress a historic age of gullies in Poland (S t a r k e l 1977, 1980, 1989; M a r u s z c z a k 1986). Both road cuttings and mid-field edges are closely related to the building of tracks or the use of land for farming purposes. They are assumed to be the result either of anthropogenic (D o r y w a l s k i 1958) or of agricultural machinery (Z a s l a w s k i j 1983; S i n k i e w i c z 1989, 1993) denudation.

METHODS OF INVESTIGATIONS

Somewhat different aims as well as frameworks of the research were the reasons for the various methods employed. Evolution of gullies and deposits due to gully erosion were inferred from geological mapping. Collecting the data at the exposures, the author followed the structural-textural method proposed by D y l i k o w a (1952). At the narrowly studied sites, detailed topographical recognition (at a scale 1:250 to 1:1 000) was carried out beforehand (Fig. 2, 24, Maps I, II). To find out the tendency and the rate of contemporary development, road cuttings and mid-field edges were studied by direct field measurements. With the use of the device made by the author (Phot. 1), the height of the steep slopes of road cuttings and of the steep faces of mid-field edges was registered two times at the same points. The changes in the height reported here represent information collected during 4 years observation (IV/V 1990 - IV 1994). The results of conducted investigations are shown in the longitudinal hypsometric profiles of the studied road cuttings (Fig. 73, 74, 75, 76, 77) and in the block diagram illustrating the area of well-developed mid-field edges (Fig. 80).

In the laboratory, the analyses of deposits derived from the depositional floors of gullies and from their fans were carried out. Granulometric composition was studied on 147 samples. The Cassagrande areometric-sieve method modified by Prószyński (M i r o w s k i, R y t e l e w s k i 1989) was employed. 16 fractions were identified: 4.0, 2.0, 1.0, 0.8, 0.5, 0.315, 0.25, 0.2, 0.16, 0.125, 0.09, 0.05, 0.02, 0.006 and 0.002 mm. Additionally, the CaCO₃ content through the Scheibler volumetric method (R u h l e 1993; M i r o w s k i, R y t e l e w s k i 1989) was determined. Statistical parameters of grain-size distribution, presented as the so called graphical method, were calculated from the Folk and Ward measures (G r a d z i ń s k i *et al.* 1986). As for organic deposits, 7 samples were radiocarbon dated. Most dates were established for the mineral-organic material of fossil soils. 4 samples (LOD 464, 465, 518, 520) were taken from the accumulation horizon of the soil developed over the fossil slopes of gullies, 1 sample (Gd - 10155) was derived from the fossil soil produced on the floodplain and then covered with the deposits of the gully fan. Besides, the soil block buried in infillings of the fossil erosional furrow incised into the gully floor (LOD 519) and the organic macrofossils covered with the fan (LOD 466) were dated. ¹⁴C analyses were made at the Archaeological and Ethnographical Museum in Łódź (LOD 464-466, LOD 518-520) and at the Radiocarbon Laboratory of the Silesian Technical University in Gliwice (Gd - 10155).

The purposes of the office work have been:

1. to recognize the influence of various factors and environmental conditions on distribution of gullies, road cuttings and mid-field edges;

2. to reconstruct the environmental changes promoted by man's activities over the last 200 years.

Inference concerning the former was drawn using the cartographical-statistical technique. The Person linear correlation coefficient (K r z y s z t o f i a k, U r b a n e k 1981) and the Czerwiakow multiple correlation coefficient (R a t a j s k i 1989) between density of gullies (Fig. 12), road cuttings (Fig. 68), mid-field edges (Fig. 78) and morphometry, i.e. relative relief (Fig. 3) and slope-values (Fig. 4) were computed. The same method was employed to find out the relationship between gullies and their drainage basins as well as between road cuttings and density of tracks. Maps of density of gullies, road cuttings and mid-field edges, in 1 km² quadrangles, were made after the Neumann method, in modified by S u e r k e n (1909) and S c h a f f e r (1912) form. Slope-value maps, in the same limits, were calculated from the S t e i n h a u s equation (1947). Topographic maps at a scale of 1:10 000 provided the source data.

Reconstruction of the man-made environmental changes, based on the archive cartographic materials dating from: about 1800 - the von Gilly map at a scale of 1:115 200, 1830 - the map at a scale of 1:126 000, 1944 (data - 1936-37) - the map at a scale of 1:100 000, 1980 - the map at a scale of 1:100 000, appeared to be sufficient to study the extent of forest (Fig. 8, 9), the deforestation course (Fig. 11) and also to investigate the changes in the road network. Stages in settlement are presented by the isarytmic map (Fig. 6, 7), according to the U h o r c z a k method (1932) that is still used in a human geography.

OCCURRENCE AND DEVELOPMENT OF STUDIED FORMS

The sketch showing the relationship between the occurrence of gullies against major land forms of the edge zone of the Łódź Plateau (Fig. 13) exhibits physionomical differences in gullies. The units accompanying river valleys, in the scarp-near zone and at the front of upper terraces, reveal distinct V-shaped profile (Fig. 26, 27), are not large in volume, merely of some thousand cubic metres (Fig. 28), straight in plan form and not long (100-150 m). Their axes are oriented transversely to major land forms, i.e. to the river valleys. The gullies in the vicinity of Smardzew (Fig. 66, 67) and Rogów (Fig. 55) are the cases in point. After S o b o l e w (1948), such forms can be named hillslope gullies. The gullies that occupy floors of dry valleys (Fig. 17, 18), so these situated away from river valleys, exhibit different morphological characteristics. They are appreciably longer (1 000-1 500 m), winding, complicated in plan form, possess numerous tributaries. Considerable length, broad floors and deep dissections (Fig. 19, 20, 21) result in the great volume - about 100 000 m³ (Fig. 22). Their axes follow the long axes of troughs and dry valleys. They occur in the vicinity of Brzeziny (Map III) and Anielin-Lipka (Map I). According to S o b o l e w (1948) they are valley gullies.

In considering the conditions of distribution of gullies, the relation to drainage basins, i.e. to a size of supply areas (Fig. 15c), seems to be of most significance. Development of valley gullies has been controlled by a large amount of episodic waters concentrated on slopes and floors of troughs and dry valleys. Hillslope gullies, of smaller drainage basins, have been affected by a smaller amount of episodic waters which, however, were able to move quicker along steep slopes of river valleys. Other studied features (relative relief, average slopes, valley-side orientation, groundwater) are of less importance to the process of gullyng. Certainly, lithology has played a role. Properties of till cause erosion to delayed. Glaciofluvial sands and gravels reduce the rate of erosion due to high permeability. Deposits situated too low in relation to base-levels (alluvial sands, peats etc.) behave similarly. In turn, infillings of dry valleys, such as silts, silty sands, dusty sands (K l a t k o w a 1965, 1989a, b) are easily eroded, and moreover, retard perlocating of rainwater, therefore affect considerable surface flow and throughflow. Also, the youngest series of dusty cover sands, which structural-textural properties bear a resemblance to loess (loesslike deposits - T u r k o w s k a, W i e - c z o r k o w s k a 1985), are of some importance.

Conducted investigations offer an opportunity to reconstruct, at least partially, the main stages in the gully evolution in the edge zone of the Łódź Plateau. For formation of the valley gullies, man's agricultural activities have been indirectly responsible. Since the beginning of Middle Ages, the forest clearance on the interfluvies has occurred on a larger scale. Resulting increased surface flow has remained the first signs at the bottoms of dry valleys. Not large and shallow initial forms might have originated in the environment of Holocene forest as well, due to pseudosuffosion processes within loesslike deposits (Phot. 3). Evident irregular erosion of the floors of dry valleys began probably in the forest-free places. The gullies being generated in such a way, developed by backward advancing of the steep headwall. Afterwards, the initial forms created gradually the one system concentrating waters. This mechanism seems to be comparable to development of discontinuous gullies (L e o p o l d *et al.* 1964). Variations registered in the volume of the individual sections of the valley gullies (Fig. 22) reflect a number of formerly active, isolated at first, forms. The sections larger in volume correspond to the locus of the initial forms whereas the less expanded sections have developed later. It is noteworthy that the contemporary active, large erosional furrows may be incorporated in the major forms on headward extension (Map II). An increase in the rate of erosion is documented by a date 1490 ± 100 BP (LOD 519) - Fig. 31. Most debris have entered rivers, and have involved in the Subatlantic soil (K a - m i ń s k i 1993). At least 1 000 years of erosion has enabled the forms to achieve the profile of equilibrium, to join and develop the tributaries, and finally, to result in the impressive valley gullies. Dates from 570 ± 80 BP (LOD 520), 480 ± 70 BP (LOD 518), 460 ± 80 BP (LOD 465) up to 390 ± 90 BP (LOD 464) establish a decline of erosion and progressive stabilization of slopes (Fig. 42, 45, 49, 50). The above dates, falling on the end of Middle Ages, are considered to be the transition from curved-floor gullies to flat-floor gullies (S o b o l e w 1948; M a r u s z c z a k 1973). Stabilization and further accumulation of up to 2.5-3.0 m deposit on erosional gully floors one should ascribe to the changes in flow regime. There are a few reasons for overloading of intermittent streams that passed the gullies:

- downcutting fairly often led to the removal of infillings from dry valleys, and to the development of the erosional form in permeable glaciofluvial deposits (Fig. 54). In such a way a limit of percolation due to deposits of dry valleys was done away with, which in turn could have influenced a decrease in waters capable of erosion;
- the source area expanded simultaneously with the gully extension (longer and longer bare slopes, numerous tributaries);
- development of road cuttings on the slopes of gullies;
- progressive deforestation of drainage basins caused active surface flow and accretion of material produced by soil erosion on the floors of gullies.

Therefore, aggradation in gullies does not have to follow alternations of climate, but may occur when erosion overcomes the resistance of the substratum to percolating, when the system of available material varies, or when the circulation of surface waters due to anthropogenic factors in drainage basins changes. The gullies have been aggraded yet quicker and more effectively when man's re-cultivation activities in the erosionaly destructed area either led to retard longitudinal processes (damming of gullies - Fig. 33) or promoted intense transverse processes (up-and-down slope ploughing - Map IV).

The last stage in development of the valley gullies, which is reflected in the transformation of their flat depositional floors (development of erosional furrows - Maps II, IV; multiple-cycle floors - Maps II, IV), points to the formation of a new profile of equilibrium. There could have been two reasons for an increase in the rate of erosion. Firstly, a climatic deterioration in the Little Ice Age (larger amounts of meltwater from thicker and longer remaining snow covers). Secondly, renewed active surface flow caused by introduction in the Łódź region of potato cultivation, dated back to the turn of the 18th century (B a r a n o w s k i 1960).

The history of the hillslope gullies is shorter and less complicated. Erosion occurred under condition of deforestation of near-valley fragments of interfluvial areas, when episodic waters were able to reach the steep slopes of valleys. Deposits removed from the curved-floor

valleys (Fig. 55) were carried to form fans on floodplains. These episodes are dated at 940 ± 100 BP (Gd-10 155) and 380 ± 80 BP (LOD 466) - Fig. 57, 58, 65. The hillslope gullies were created by headward erosion. Simultaneously, the area of accumulation, in the shape of fans, enlarged. In general, a river channel limited the extent of fans, although, occasionally, deposits either could have been collected in nearby rivers (Fig. 56) or, provided longer distance from a channel zone, could have produced more extensive and thicker, up to 3 m, blankets (Fig. 65). In some places, the alluvial fans of hillslope gullies have diversified the relief of lower valley levels as well as have resulted in the distinctly sloping surface of terraces towards river axes. The absence of erosion remains proves stabilization of runoff from the decline of Middle Ages, which may be associated with water-mills established along the rivers in the edge zone of the Łódź Plateau (e.g. the Moszczenica river - K a m i ń s k i 1993b) or, generally, in middle Poland (K r z e m i ń s k i 1987).

Present-day gullies are inactive, fixed by the vegetation and by the measures preventing from erosion. Road cuttings have taken the control, at least to a some extent, over a supply of material to river valleys. Such forms occur also within the interfluvies, away from the rivers (Fig. 68). The road cuttings of the Łódź region are not long (on average from 55 up to 273 m) and not deep (about 1 m, sporadically about 2 m). Their bottoms reveal distinct parallel pattern of ruts (Phot. 25). Processes involved in the origin of the road cuttings are erosion and episodic waters and, at the same time, refashioning of the bottoms of cuttings by wheels of vehicles (F r o e h l i c h, S ł u p i k 1890; R e i d *et al.* 1981). Distribution of road cuttings depends largely on true slopes and lithology. Lithologic control is manifested in the common occurrence of the cuttings in the area consisting of fluvioglacial sands and gravels, and tills. These permeable, in general, series may be eroded on the wheel impact (F u l l e n, R e i d 1987). The road cuttings, evolution of which was observed by the author during the 4 years period, have originated in various deposits: three forms - in sandy-gravelly glacial material (Fig. 73, 74, 75), one form - in tilly sand overlying till (Fig. 76), one form - in dusty sand underlying with slope silt (Fig. 77). The most important features of present-day development of the road cuttings of the study area, inferred from the quantitative data of 4 years of observations, can be summarized as follow:

- prevalence of aggradation in individual forms; the rates of deposition registered in four out of five cuttings are: from 5.2 cm/4 years (Fig. 75) through 4.42 cm/4 years (Fig. 77) and 1.92 cm/4 years (Fig. 76) to as low as 0.29 cm/4 years (Fig. 74);
- dependence of the balance of processes on the use of roads; the form depicted in Fig. 73 was most intensively used, thus its bottom was undergoing slow lowering - 0.73 cm/4 years;
- great local differentiation in alternating degradation and aggradation processes at the bottoms, largely controlled by the degree of stabilization of the steep walls of road cuttings; the influence of mass movements operating on the slopes can occur;
- unsymmetrical development of two parallel ruts of the road cutting. The rut incised deeper is subject to erosion, the shallower one - to accumulation, which causes that zone of alternating erosion and accumulation are not perpendicular to the long axes of cuttings;
- fairly frequent redeposition;
- from the last three above-mentioned features it follows that it is hard to recognize the control by angles and lenght over the processes taking place in the road cuttings. The conclusion can be drawn that the longer observations the more distinctive role of the road' angle and lenght in present-day morphology of road cuttings (e.g. Fig. 74) (F r o e h l i c h, S ł u p i k 1890, 1986).

In the light of the above-presented remarks it seems essential to evaluate with caution the magnitude of road cuttings in present-day evolution of lowlands built of glaciogenic deposits. In transport of slope material merely the oblique forms played a more important role.

The above-outlined gullying and wheel erosion, inferred from the studies of gullies and road cuttings, show only the pattern of linear erosional-denudational activity in Holocene. On the other hand, in spatial effects in relief, described as agrotechnic denudation, other processes are involved: natural - various modes of wash, anthropogenic - gravity displacement of

soil on ploughing. In some cases, cultivated areas can be reworked remarkably, i.e. mid-field edges are formed. Their assemblages (Fig. 78) are controlled by:

- true slopes which affect soil movement as well as increase wash;
- slope shape, i.e. greater denudation of convex elements;
- north- and east-facing slopes responsible for more intense wash.

It is noteworthy that there are no mid-field edges on the steeper slopes, which is due to technical requirements of ploughing. The influence of slope angles, slope orientation and slope shape has been observed in the test area selected for the examination of present-day evolution of fields (Fig. 18). Studied fragment of the Mrożyca valley with ribbon fields (Fig. 2, 80) is the slope of moraine plain consisting of fluvio-glacial deposits which are coated with slope silty sands at the bottom. Deforestation episodes date back to the 12th and 13th centuries, which coincide with development of the town Brzeziny.

Basing on the changes in the height of the fore-sets of the mid-field edges, following regularities in the evolution of the cultivated area have been registered during 4 years of observations:

1. Mid-field edges tend to (Fig. 80):

- decrease in height (accumulation in fields) as a result of accumulation of organic matter (plant litter), of vertical accretion of accumulative cover and of ploughing;
- enlarge in height (degradation of field areas). This feature varies spatially as well as its ratio is differentiated. Degradation occurs most intense (up to 20 cm/4 years) if ploughing takes place after a longer break in cultivation;
- stabilize.

2. The average rate of lowering of slopes under cultivation, which are built of sandy-gravelly morainic material and at angle of no more than 10°, is 2.49 cm/4 years (0.62 cm/year). This value has been determined from the data at 272 points of measurements (Fig. 2); accretion of plant litter has been neglected.

3. Evolution of slopes under cultivation varies in time appreciably.

The value per year (cf. above) may be exceeded 32 times.

4. Changes in cultivated slopes are induced largely by ploughing, thus by displacement of soil under the influence of gravity. The value 0.62 cm/year compared with the value 0.016 cm/year estimated for wash on similar slopes (T w a r d y 1986, 1990) is the case in point.

CONCLUSIONS

The Holocene morphogenesis has reworked the study area to a various extent. The flat fragments of interfluvial areas, below an angle of 1° 40' and moderate relief (up to 20 m/km²), and poorly eroded by rivers plateau (Fig. 82) have suffered from changes to a less degree. Similarly minute signs of the Holocene denudation occur on distinctly more inclined and long slopes of the edges of the Łódź Plateau. The latter are due to infiltration into sandy-gravelly deposits, which appreciably reduced the role of the slope length responsible for an increase in erosive capacity of episodic waters. The land forms that have been subject to the Holocene processes most are dry denudational valleys and troughs, which create the network of about 1 km/km² (K l a t k o w a 1965). Observed changes have occurred along their axes which became exhumed by valley gullies as well as on their slopes which underwent the linear dissection by gullies and road cuttings. In some places, especially near to the concave form of an upper slope section, the former relief have become terraced by fields separated with mid-field edges. Therefore, troughs and dry valleys seem to be of a major importance in the denudation system of the edge zone of the Łódź Plateau. The author states that they are a link between the interfluvial environment and the valley environment.

The signs of Holocene activity are especially common in the scarp-near zone of river valleys. Distinct Eo- and Mesoholocene valley-sides were most favourable for erosion and

denudation. The density of young erosional-denudational forms as well as the extent of Holocene transformation generally increase with a distance from the water-divide. Similar conclusion can be drawn as to the age of reworked forms. The most intense changes have occurred within younger forms whereas older forms (dry valleys and steps of plateau edges) shaped in the Vistulian and Wartian periods have undergone less changes.

In the light of obtained results, the question of outlined processes can not be ultimately determined, and demands further research. The author states that quite a few facts indicative of historic age and man involved in changes of interfluvial environment exist. The increased rate of anthropogenic denudation throughout the Holocene recently suggested (Maruszczak 1988; Starkel 1988, 1989, 1991; Sinkiewicz 1989b, 1993; Niewiarowski *et al.* 1992) has been confirmed by the results of the author's investigations. Man activity can either directly promote gullying (deforestation of drainage areas, increase of surface runoff) or indirectly (ploughing) influence the slope shape. If for the formation of the trough transverse profiles of dry valleys by wash and congelifluction under periglacial conditions a several dozen thousand years were required (Klatkowska 1989a, b, 1990), for the dissection of their axes with valley gullies only a few hundred to a thousand years were sufficient. Such change occurred in temperate climatic conditions and partly due to an anthropogenic factor. Direct influence of ploughing and concurrent change in the slope shape from the rectilinear into convex-concave form act faster still, only over several to several dozen years.

The opinion of the medieval origin of the gullies, or fundamental phase of their formation at least, as well as distinct signs of agricultural activity recorded in their morphology and correlative deposits is in agreement with Klatka's (1958) observations. Man-made changes in valley relief have been recently reported more fully by Śnieżko (1985) and Kamiński (1993). Transformation in the lower section of the Moszczenica river valley dates back to the Roman period (Kamiński 1993), thus took place earlier than in remoter and less favourable interfluvial areas.