

# ZMIENNOŚĆ PRZESTRZENNA WŁAŚCIWOŚCI WARSTWY ORNEJ NA NIEJEDNORODNYM LITOLOGICZNIE STOKU MORENOWYM

**Alfred Stach**

Instytut Badań Czwartorzędu  
Uniwersytet im. A. Mickiewicza

Słowa kluczowe: warstwa orna, litologia stoku, stok morenowy, mikrozelewnia stokowa, autokorelacja przestrzenna, geostatystyka  
Key words: ploughed layer, slope lithology, moraine hillslope, slope microcatchment, spatial autocorrelation, geostatistics

## Wprowadzenie

Skutkiem funkcjonowania procesów erozji gleb jest różnicowanie się właściwości fizycznych, chemicznych, biologicznych i użytkowych gleb na powierzchniach stokowych (Gerard 1990). Fakt ten był wielokrotnie dokumentowany, głównie jednak na obszarach o jednolitej litologii skały macierzystej (Furley 1971, Martz 1992, Mermut i in. 1983, Rejman i in. 1998, Turski 1985, Whitfield, Furley 1971, Williams i in. 1984, Woławek 1967). Na Niżu, szczególnie w obrębie zasięgu ostatniego zlodowacenia, gdzie rozwój pokrywy glebowej jest bardzo krótki, zależności między przestrzennym zróżnicowaniem charakteru i natężenia procesów erozyjnych a właściwościami gleb na stokach maskowane są często przez duże zróżnicowanie litologiczne osadów lodowcowych. Zmiany litologii, nawet w niewielkiej skali, mogą mieć zarówno charakter stopniowy, jak i ostry (na przykład na obszarach zbudowanych z osadów glacic tektonicznie spiętrzonych, Karczewski 1981). Czy w takich przypadkach możliwe jest znalezienie ilościowych zależności między morfologią i morfometrią stoków, wpływającą w znacznym stopniu na rodzaj i intensywność erozji, a fizycznymi, chemicznymi i użytkowymi parametrami gleb? Prognozowanie małoskalowej zmienności przestrzennej użytkowych właściwości gleb oparte wyłącznie na analizie mapy topograficznej i ogólnej mapy litologicznej miałyby istotne znaczenie praktyczne.

Zmienność przestrzenna gleb w skali stoków rozpatrywana jest najczęściej w profilu stoku (w dwu wymiarach) w postaci modelu typologicznych toposekwencji, lub określonych w sposób dyskretny zmian wybranych parametrów ilościowych. Ponieważ stokowy system glebowy funkcjonuje w przestrzeni trójwymiarowej, uwarunkowanej w klimacie umiarkowanym głównie przez spływ wody, próby modelowania na podstawie danych dwuwymiarowych są skazane na niepowodzenie (Park i in. 1996).

Prognozowanie deterministyczne zmienności gleb na stokach również napotyka trudności. Jest ona bowiem łącznym efektem wielu procesów, których związek z topografią terenu manifestuje się odmiennie (De Jong i in. 1986, Kirkby 1977, Pennock, De Jong 1987). Należą do nich między innymi erozja wodna (mechaniczna i chemiczna), erozja eoliczna i uprawowa. Procesy te modeluje się odrębnie, a stopień zaawansowania istniejących modeli jest zróżnicowany (Govers i in. 1993, Quine i in. 1994).

W takiej sytuacji najbardziej obiecujące wydają się próby tworzenia regionalnych modeli empirycznych. Z jednej strony ramy zakresu zastosowań takiego modelu powinny być określone poprzez badanie powierzchni stokowych o jednorodnej i kontrastowej litologii oraz zróżnicowanym użytkowaniu (Stach 1998), z drugiej zaś jego mutacje wynikające z najczęściej spotykanych „rzeczywistych” układów litologiczno-glebowych.

Celem pracy, która jest wstępnym etapem zarysowanego powyżej programu, było zbadanie zróżnicowania wybranych parametrów warstwy ornej gleby na litologicznie niejednorodnym stoku morenowym i relacji jakie zachodzą między ich zmiennością przestrzenną a morfologią terenu.

## **Obszar i metody badań**

Stok który był obiektem badań położony jest na Pojezierzu Pomorskim na 53°45'55" N i 16°32'15" E, około 0,6 km na północ od wsi Radomyśl. Jest to według Karczewskiego (1985, 1989) obszar przejściowy między zewnętrzną podstrefą moreny martwego lodu i moreny kemowej, a najwyższym poziomem wysoczyznowym północnego skłonu Pomorza. Rzeźba terenu została przemodelowana przez wody ablacyjne z brył martwego lodu i peryglacjalne procesy stokowe (Stach 1993). W strefie krawędzi wysoczyzny wody ablacyjne utworzyły głębokie na 15 m rozcięcie erozyjne o wyraźnie zarysowanej klimatycznej asymetrii stoków związanej z funkcjonowaniem peryglacjalnych procesów denudacyjnych.

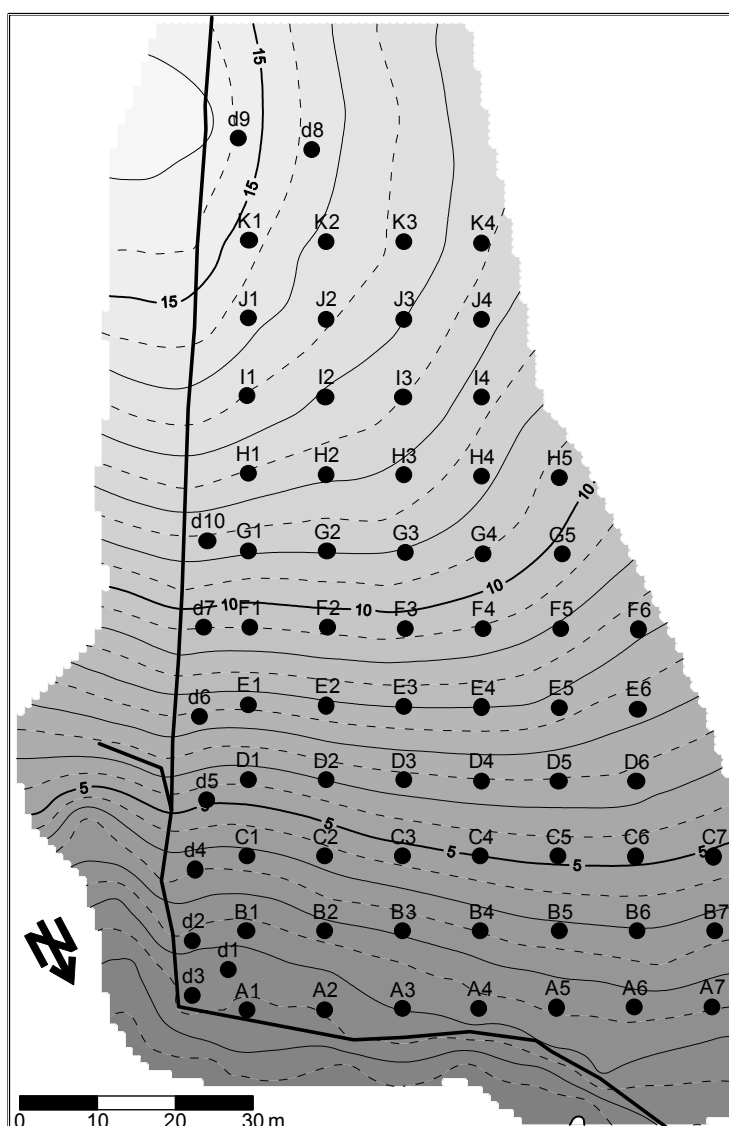
Do badań wytypowano mikrozelewnię stokową o powierzchni około 0,58 ha (ryc. 1). Teren w obrębie mikrozelewni eksponowany jest na NNE. Deniwelacja stoku na odcinku około 115 m sięga 14,5 m przy średnim spadku 7,3° (maksymalnie do 13°). Podnóże stoku od dna rozcięcia erozyjnego odgranicza wysoka na ponad 1 m zadarniona miedza. Od południowego zachodu badane pole sąsiaduje z niszą źródliskową i ekstensywnie wykorzystywanym pastwiskiem. Wschodnią granicę mikrozelewni stanowi naturalny wododział biegnący wzdłuż łagodnego grzbietu. Średni profil stoku w obrębie mikrozelewni jest wypukło-prosty praktycznie bez wklęsłego spłaszczenia podstokowego. W profilu prostopadłym do spadku w środkowej i dolnej części stoku rysuje się wyraźna położona asymetrycznie niecka. Badany stok co najmniej od 10 lat jest użytkowany jako pole orne, głównie pod uprawę ozimego żyta. Orka prowadzona jest równoległe do spadku.

W terenie wykonano zdjęcie tachymetryczne mikrozelewni i pobrano próbki gleby. Do pomiarów niwelacyjnych używano tachymetru autoredukcyjnego Daltha 010B firmy Carl Zeiss Jena. Ze względu na niewielkie odległości pomiary wykonywano z jednego stanowiska. Błędy określenia odległości i wysokości nie przekraczały w związku z tym  $\pm 0,05$  m. Próbkę gleby pobrano (ryc. 1) w układzie siatki regularnej 10×10 m (61), uzupełnionej o 10 dodatkowych stanowisk usytuowanych wzdłuż wschodniej granicy pola i na wierzchołku. Na każdym stanowisku glebę pobierano z trzech punktów w promieniu 0,5 m do głębokości 0,1 m.

W każdej próbce określono skład mechaniczny gleby metodą areometryczną, wilgotność wagową, odczyn (pH w H<sub>2</sub>O i 1M KCl) i przewodnictwo elektryczne (SEC) zawiesiny glebowej (stosunek gleba – woda 1:2,5). Jako miarę zawartości substancji organicznej przyjęto straty prażenia w temperaturze 375°C przez 16 godzin, co według Ball'a (1964) eliminuje straty wody z minerałów ilastych. Analizę wykonywano w 2 powtórzeniach.

Obliczenia statystyczne wykonano za pomocą oprogramowania Statistica (StatSoft Polska 1997), a geostatystyczne posługując się programami Variowin 2.1 (Pannatier 1993) i GS+ for Windows (Gamma Design Software 1998). Za pomocą programu Surfer v. 6.04 (Golden Software Inc. 1995) przeprowadzono interpolację metodą krigingu oraz wykreślano

mapy rozkładów przestrzennych analizowanych parametrów. Odczyn wyrażony w jednostkach pH przed obliczeniami statystycznymi i geostatystycznymi przeliczono na stężenie jonów wodorowych.



Ryc. 1. Hipsometria badanego stoku i siatka poboru próbek. Wysokości terenu przedstawiono względem arbitralnego punktu odniesienia. Grubą linią zaznaczono przebieg miedz.

## Wyniki

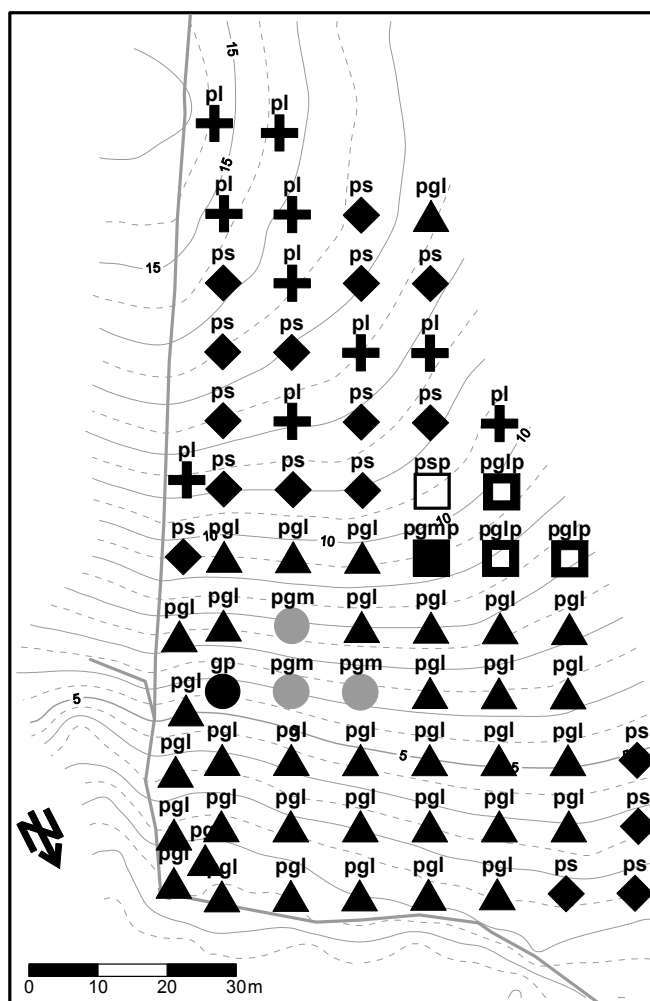
Zmienność analizowanych w próbkach gleby parametrów była na badanym stoku, mimo jego niewielkiej powierzchni, bardzo duża (ryc.2, tab.1). Skład granulometryczny próbek zawierał się od piasków luźnych do glin piaszczystych i piasków gliniastych mocnych pylastych (ryc. 2). Rozkład przestrzenny grup granulometrycznych, jakkolwiek dość chaotyczny, wykazuje pewne prawidłowości. Na wierzcholinie i w górnej, wypukłej części stoku warstwa orna składa się z piasków luźnych i słabogliniastych. Górna część prostego odcinka stoku – najsilniej nachylona - charakteryzuje się cięższym składem mechanicznym: od piasków gliniastych lekkich do glin piaszczystych. W strefie tej w obrębie

wododziałowego grzbieta występuje płat gleb wzbogaconych we frakcję pylastą – od piasków słabogliniastych pylastych do piasków gliniastych mocnych pylastych. W dolnej części stoku i u jego podnóża występują piaski gliniaste lekkie przechodzące na grzbiecie wododziałowym w piaski słobogliniaste.

Tab. 1. Statystyki parametrów litologicznych warstwy ornej na badanym stoku.

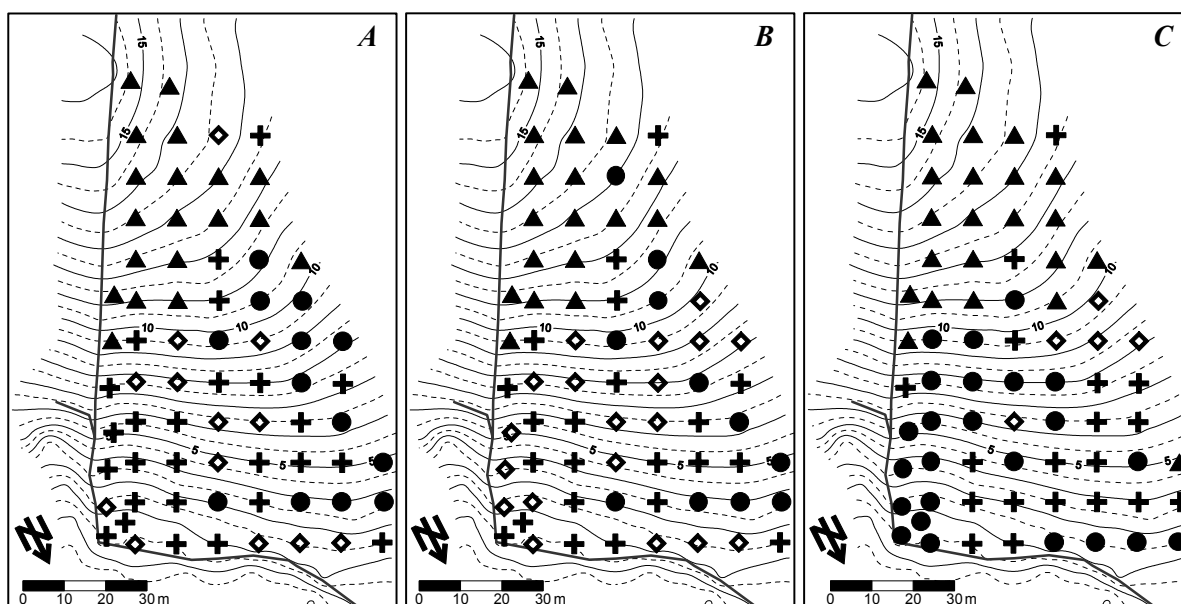
| Parametr                   | Jedn. | Średnia | Media-<br>na | Mini-<br>mum | Maksi-<br>mum | Odch.<br>Std. | Skoń-<br>ność | Kurtoza |
|----------------------------|-------|---------|--------------|--------------|---------------|---------------|---------------|---------|
| W. wagowa                  | [%]   | 12,44   | 12,26        | 4,12         | 29,69         | 5,72          | 0,856         | 0,809   |
| <i>S. spalania</i>         | [%]   | 2,64    | 2,70         | 1,76         | 3,54          | 0,373         | -0,179        | -0,244  |
| <i>pH w KCl</i>            | [-]   | 3,62    | 3,64         | 4,77         | 3,30          | 0,1081*       | 0,061         | -0,412  |
| <i>pH w H<sub>2</sub>O</i> | [-]   | 4,70    | 4,72         | 5,50         | 4,37          | 0,0087*       | 0,401         | -0,355  |
| <i>SEC</i>                 | [μS]  | 147,09  | 153,00       | 70,00        | 229,00        | 40,145        | 0,044         | -0,700  |
| <i>0,1 – 1 mm</i>          | [%]   | 68,51   | 68,00        | 53,00        | 78,00         | 5,414         | -0,074        | -0,261  |
| <i>0,05 – 0,1</i>          | [%]   | 14,83   | 15,00        | 9,00         | 22,00         | 2,678         | 0,149         | -0,424  |
| <i>0,02 – 0,05</i>         | [%]   | 5,90    | 6,00         | 1,00         | 10,00         | 2,064         | -0,325        | -0,304  |
| <i>0,006 – 0,05</i>        | [%]   | 5,63    | 6,00         | 1,00         | 10,00         | 2,205         | -0,283        | -0,654  |
| <i>0,002 – 0,006</i>       | [%]   | 2,18    | 2,00         | 0,00         | 7,00          | 1,641         | 0,674         | 0,040   |
| <i>&lt; 0,002</i>          | [%]   | 3,10    | 3,00         | 0,00         | 7,00          | 1,364         | 0,338         | 0,282   |

\* Odchylenie standardowe wyrażone w jednostkach stężenia H<sup>+</sup> × 1000



Ryc. 2. Skład granulometryczny próbek gleby ze stoku.

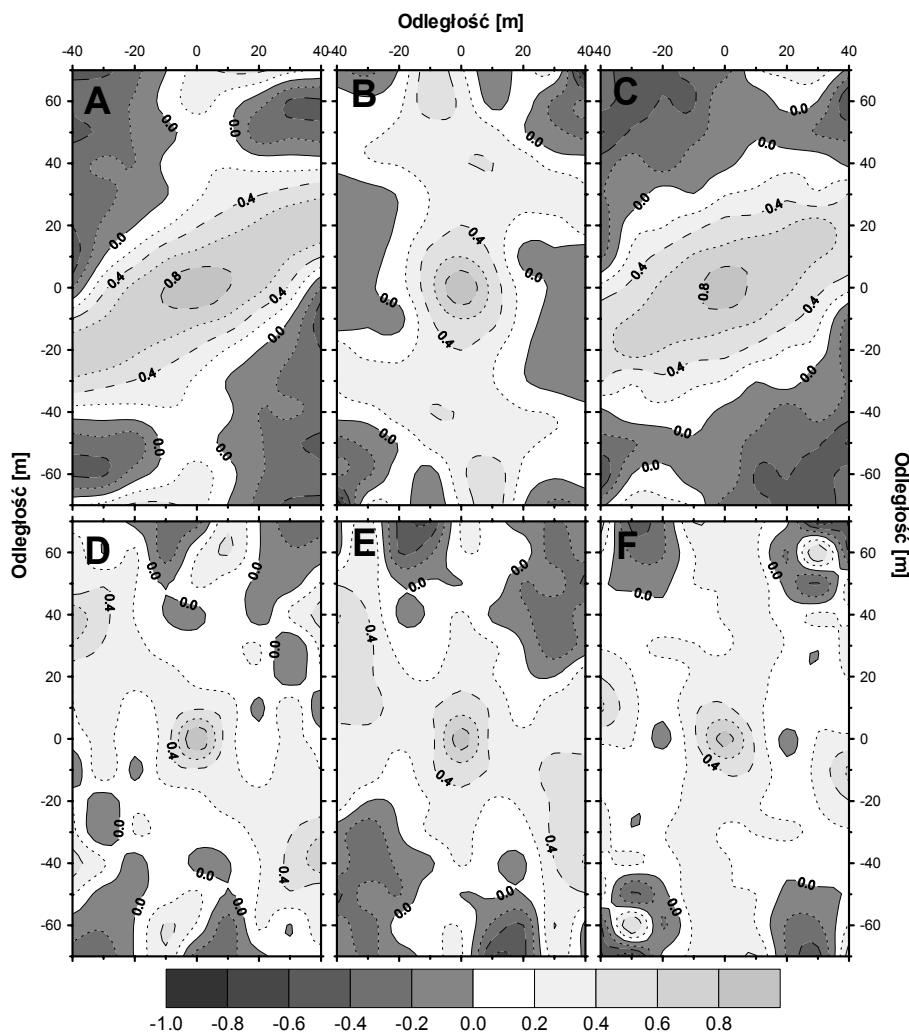
Próba rejonizacji litologicznej stoku w oparciu o zbadane parametry warstwy ornej i metody klasyfikacji wielocechowej (Marek 1989) zakończyła się niepowodzeniem. Niezależnie od stosowanego algorytmu hierarchizacji (przetestowano cztery), rozkład przestrzenny uzyskanych grup był bardzo chaotyczny (ryc. 3). Zaklasyfikowane do tych samych grup próbki nie tworzyły wyraźnych skupień; czasami występowały pojedynczo na całym obszarze badanej mikrozelewni stokowej. Przyczyna takiego stanu rzeczy tkwiła z jednej strony w nieuniknionych, niewielkich błędach analitycznych oraz małoskalowej zmienności losowej, a z drugiej w nakładaniu się na siebie kilku tendencji: tej związanej ze zmiennością właściwości litologicznych skały macierzystej, i tych które są efektem funkcjonowania procesów erozji mechanicznej, chemicznej i uprawowej. Bardziej precyzyjną ocenę czynników wpływających na zmienność przestrzenną parametrów warstwy ornej na badanym stoku przeprowadzono wykorzystując metody geostatystyczne (Marcinek 1992, Oliver, Webster 1986, Oliver i in. 1989).



Ryc. 3. Wyniki klasyfikacji litologicznej próbek gleby (podział na 4 grupy). Poszczególne symbole oznaczają wyróżnione klasy. A – klasyfikacja metodą k-średnich, B – klasyfikacja metodą pełnego wiązania (najdalszego sąsiedztwa), C – klasyfikacja metodą Warda.

Na początku testowano anizotropowość autokorelacji przestrzennych badanych parametrów (ryc. 4). W przypadku regularnego, jednakowego we wszystkich kierunkach, spadku autokorelacji korelogramy mają charakter koncentrycznych okręgów. Na badanym stoku, tak jak przypuszczano, analizowane parametry warstwy ornej charakteryzują się silną anizotropowością korelacji, o wyraźnych dwóch składowych (ryc. 4). Jedna, równoległa do spadku związana jest z kierunkiem spływu wody i procesami erozji oraz kierunkiem orki, druga – skośna – z pierwotną zmiennością właściwości litologicznych skały macierzystej. Składowe te manifestują się w zróżnicowany sposób i ze zróżnicowaną siłą. W przypadku frakcji ilastej (C na ryc. 4) zdecydowanie dominuje składowa anizotropowa o kierunku około  $60^\circ$  ( $N = 0^\circ$ , zgodnie z ruchem wskazówek zegara). Składowa równoległa do spadku ( $0^\circ$ ) nie zaznacza się w rozkładzie przestrzennym frakcji ilastej w ogóle. Na korelogramie frakcji piasku (A na ryc. 4) widać wyraźnie obie składowe, przy dominacji „skośnej”, zaś rozkład przestrzenny frakcji pylastej wykazuje wyraźną anizotropowość jedynie na kierunku równoległym do spadku. Korelogramy poszczególnych frakcji poczynając od pyłu grubego, a

kończąc na ile koloidalnym wykazują interesujące stopniowe zmiany od dominacji składowej anizotropowej o azymucie 0° poprzez „równowagę” obu składowych, do zdecydowanej dominacji kierunku o azymucie 60°.



Ryc. 4. Powierzchnie korelogramów wybranych parametrów: A – frakcja piasku, B – frakcja pyłu, C – frakcja łu, D – wilgotność wagowa, E – straty spalania, F – przewodnictwo elektryczne (SEC).

Podobny obraz przedstawiają diagramy autokorelacji przestrzennych pozostałych analizowanych parametrów (ryc. 4). Odmienny jest jedynie azymut składowej skośnej – od 315 do 330°.

Optymalne oszacowanie zmienności parametrów wykazujących autokorelację przestrzenną wymaga obliczenia modeli semiwariancji (ryc. 5, tab.2). Mimo, że większość badanych parametrów wykazuje, co zademonstrowano uprzednio, wyraźną anizotropię rozkładu, wykorzystano modele izotropowe. Są wystarczająco dobrze dopasowane do semiwariancji empirycznych ( $R^2$  od 0,749 do 0,995) i łatwiejsze do stosowania w używanym oprogramowaniu.

Automatyczne procedury obliczeniowe w programie GS+ zazwyczaj wskazywały na sferyczny lub liniowy model semiwariancji jako optymalny (tab. 2). Modele te w dalszej części pracy określane są jako „standardowe”. W większości jednak przypadków „manualne”

szacowanie wykazywało, że nieznacznie lepszy, biorąc pod uwagę współczynnik determinacji i sumę kwadratów odchyłeń jest model Gaussa (ryc. 5, tab. 2). Na rycinie 5 modele standardowe zaznaczone są linią ciągłą, a modele Gaussa (zwane dalej „alternatywnymi”) – przerywaną. Różnica między tak zwanymi standardowymi a alternatywnymi modelami semiwariancji jest tutaj podkreślana ze względu na znacznie wyższe (czasami nawet kilkakrotnie) wartości wariancji nuggetowej uzyskiwanej z modelu Gaussa. Wariancja nuggetowa określa rozmiar błędu losowego związanego zarówno z błędami pomiarowymi i analitycznymi, jak i zmiennością systematyczną o skali mniejszej niż odstęp próbkowania. Wysoka jej wartość wpływa na silniejsze „wygładzanie” rozkładu przestrzennego w interpolacji metodą krigingu. W przypadku badanych parametrów wariancja nuggetowa stanowiła od 18 do 78% wariancji całkowitej.

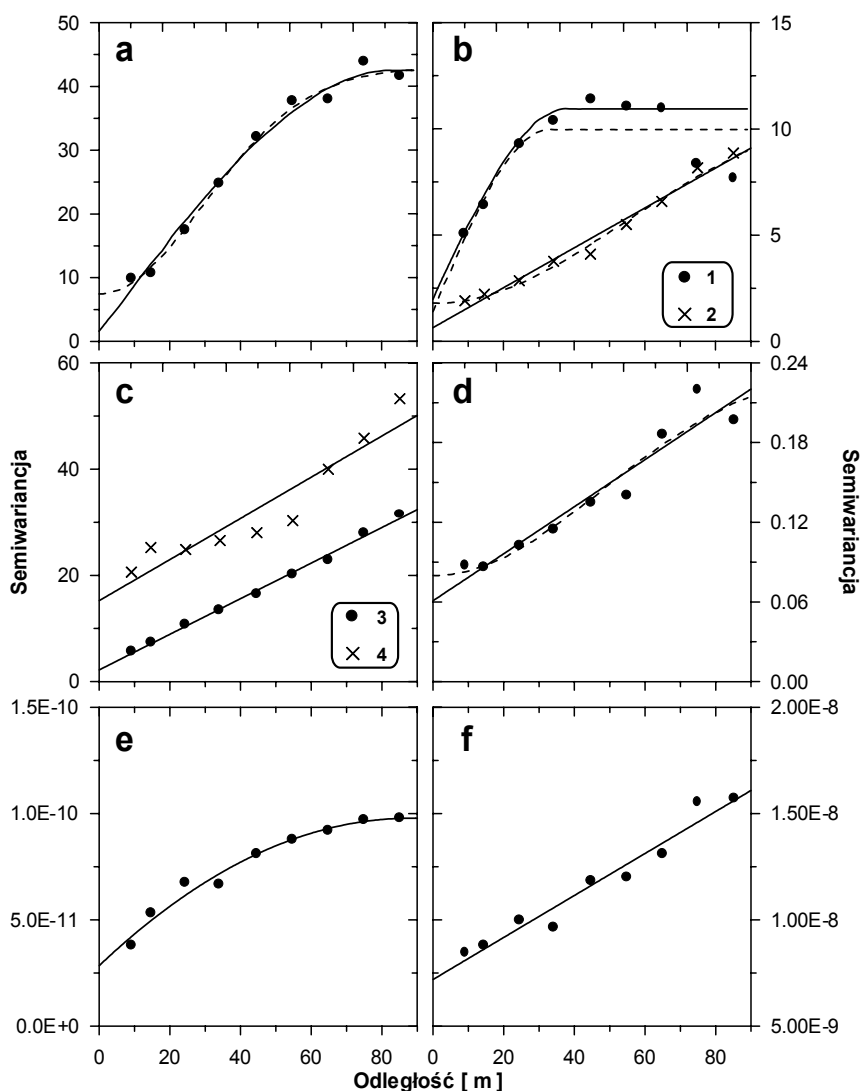
Wykorzystując obliczone modele semiwariancji wykreślono za pomocą krigingu mapy zmienności przestrzennej badanych parametrów warstwy ornej (ryc. 6). Cięcie izolinii dostosowano do wielkości błędu losowego – wariancji nuggetowej.

Tabela 2. Parametry modeli dopasowanych do semiwariancji empirycznych.

| Parametr                            | Model         | Nugget                 | Skala                  | Sill                   | Za-<br>sięg<br>A <sub>0</sub> | R <sup>2</sup> | Σ kwadra-<br>tów<br>odchyłeń |
|-------------------------------------|---------------|------------------------|------------------------|------------------------|-------------------------------|----------------|------------------------------|
|                                     |               | C <sub>0</sub>         | C                      | C <sub>0</sub> +C      |                               |                |                              |
| <b>Fracja:</b><br>100 – 1000 μm     | sferyczny     | 1,4                    | 41,3                   | 42,7                   | 83,5                          | 0,986          | 19,11                        |
|                                     | Gaussa        | 7,5                    | 35,6                   | 43,1                   | 41,7                          | 0,991          | 12,64                        |
| 20 – 100 μm                         | sferyczny - a | 1,4                    | 8,6                    | 10,0                   | 33,1                          | 0,688          | 12,46                        |
|                                     | sferyczny - m | 2,0                    | 9,0                    | 11,0                   | 38,0                          | 0,681          | 18,68                        |
| < 20 μm                             | liniowy       | 2,2                    | 28,6                   | 30,8                   | 85,1                          | 0,995          | 3,08                         |
| 50 – 100 μm                         | sferyczny     | 3,0                    | 5,1                    | 8,1                    | 60,1                          | 0,850          | 3,253                        |
|                                     | Gaussa        | 3,8                    | 4,3                    | 8,1                    | 49,9                          | 0,853          | 3,202                        |
| 20 – 50 μm                          | liniowy       | 1,3                    | 5,6                    | 6,9                    | 85,1                          | 0,958          | 1,073                        |
|                                     | Gaussa        | 2,1                    | 6,3                    | 8,4                    | 71,4                          | 0,966          | 0,873                        |
| 6 – 20 μm                           | liniowy       | 0,6                    | 8,0                    | 8,6                    | 85,1                          | 0,978          | 1,154                        |
|                                     | Gaussa        | 1,8                    | 9,8                    | 11,6                   | 77,2                          | 0,990          | 0,536                        |
| 2 – 6 μm                            | liniowy       | 2,0                    | 1,3                    | 3,3                    | 85,1                          | 0,749          | 0,392                        |
| < 2 μm                              | sferyczny     | 0,3                    | 1,7                    | 2,0                    | 36,6                          | 0,877          | 0,181                        |
| <b>W. wagowa</b>                    | liniowy       | 15,0                   | 33,34                  | 48,34                  | 85,1                          | 0,885          | 112,6                        |
| <b>S. spalania</b>                  | liniowy       | 0,06                   | 0,152                  | 0,212                  | 85,1                          | 0,921          | 1,545 <sup>-3</sup>          |
|                                     | Gaussa        | 0,08                   | 0,164                  | 0,244                  | 67,9                          | 0,937          | 1,234 <sup>-3</sup>          |
| <b>SEC</b>                          | liniowy       | 815,0                  | 1473,8                 | 2288,8                 | 85,1                          | 0,938          | 112124                       |
|                                     | Gaussa        | 1054,0                 | 2207,0                 | 3261,0                 | 91,2                          | 0,959          | 73746                        |
| <b>H<sup>+</sup> H<sub>2</sub>O</b> | wykładniczy   | 284,512 <sup>-13</sup> | 705,192 <sup>-13</sup> | 989,704 <sup>-13</sup> | 67,6                          | 0,976          | 8,376 <sup>-23</sup>         |
| <b>H<sup>+</sup> KCl</b>            | liniowy       | 719,119 <sup>-11</sup> | 922,639 <sup>-11</sup> | 164,176 <sup>-10</sup> | 85,1                          | 0,954          | 2,735 <sup>-18</sup>         |

Rozkład przestrzenny głównych grup granulometrycznych (ryc. 6 A, B i C) wykazuje związek przede wszystkim z litologią skały macierzystej. Manifestuje się to w dominacji frakcji piasku na wierzchołku i istnieniu wydłużonego, skośnego w stosunku do spadku, obszaru wzbogaconego we frakcje ilaste i pylaste. Jedynie istnienie w górnej i środkowej części stoku wydłużonego, leżącego w centralnej części niecki stokowej, pasa o obniżonej zawartości frakcji pylastych można interpretować jako efekt erozji. Jest to część stoku gdzie, ze względu na morfologię, frekwencja spływu powierzchniowego (być może także skoncentrowanego) powinna być wyższa niż gdzie indziej. Także wzbogacenie u podnóża stoku warstwy ornej we frakcję piasku jest prawdopodobnie skutkiem erozji. W tej strefie

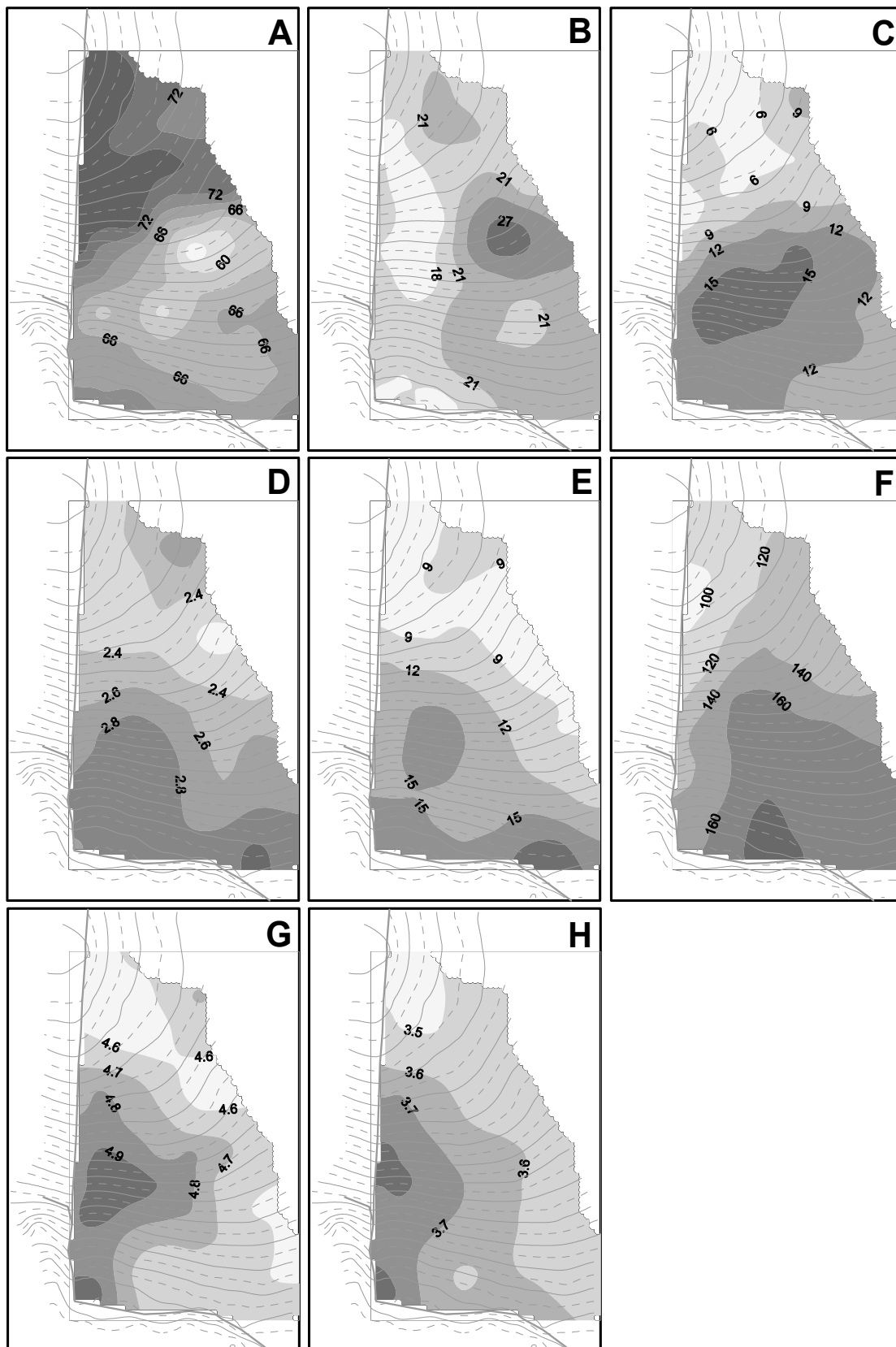
następuje depozycja grubszych frakcji w miarę jak maleje energia splywu. Drobniejsze cząstki mogą być w znacznym stopniu wynoszone poza stok.



Ryc. 5. Semiwariancje empiryczne (punkty) i najlepiej dopasowane modele (linie) wybranych parametrów określonych w próbkach gleby z badanego stoku: a – frakcja piasku, b – (1) frakcja pyłu, (2) frakcja 6–20  $\mu\text{m}$ , c – (3) frakcja iltu, (4) wilgotność wagowa, d – straty spalania, e – stężenie  $H^+$  w  $H_2O$ , f – stężenie  $H^+$  w KCl.

Znacznie bardziej widoczny jest wpływ erozji na rozmieszczenie poszczególnych wyróżnionych frakcji, szczególnie zaś pyłu grubego (50–100  $\mu\text{m}$ ) oraz w pewnym stopniu iltu koloidalnego (<2  $\mu\text{m}$ ) stanowiącego lepszycie transportowanych przez wodę mikroagregatów. Pyłu grubego dużo jest (>16%) na wierzcholinie i na wodziałowym grzbiecie na wysokości poziomicy 10 m, mało zaś (<14%) w osiowej części i na skłonach niecki stokowej. W rogu pola, u podnóża stoku udział tej frakcji nie przekracza 12%.





Ryc. 6. Zmienność przestrzenna analizowanych parametrów warstwy ornej interpolowana metodą krigingu. A – % frakcji piasku, B – % pyłu, C – % iłu, D – straty spalania (%), E – wilgotność wagowa (%), F – przewodnictwo elektryczne (µS), G – pH w H<sub>2</sub>O, H – pH w KCl.

Procesy spływu wody na stoku i związana z nimi erozja mechaniczna i chemiczna wyraźnie rysują się na mapach rozkładu przestrzennego pozostałych analizowanych parametrów: strat spalania, wilgotności wagowej, przewodnictwa i odczynu zawiesiny glebowej (ryc. 6 D, E, F, G i H).

Straty spalania najniższe są (< 2,4%) na wierzchowinie i w górnej części stoku, najwyższe (> 2,8%) u podnóża oraz w osi i na skłonie niecki stokowej. Płat gleb w górnej części stoku, gdzie straty spalania są wyższe od 2,4% jest wyraźnie związany z lokalnym wzbogaceniem we frakcje ilaste i pylaste.

Podobny jest rozkład wilgotności. Najniższa (< 9% wagi próbki) była na wierzchowinie, w górnej części stoku i na wododziałowym grzbiecie. Jest to efekt zarówno litologii, jak i szybkości drenażu. Płat wilgotniejszych gleb w górnej części stoku jest skutkiem większej retencji wody w miejscach o wyższym udziale frakcji drobnych. Najwyższą wilgotność (> 15%) miała warstwa orna u podnóża stoku i na skłonie niecki stokowej. Dużą wilgotność gleb u podnóża powoduje akumulacja wody spływającej ze stoku zarówno powierzchniowo, jak i śródpokrywowo. Wysoka zawartość wilgoci w warstwie ornej na najbardziej nachylonym fragmencie mikrozlewni jest związana z występowaniem w tym miejscu płata glin piaszczystych i piasków gliniastych mocnych (punkty D1-D3 i E2). Trudno natomiast wytłumaczyć najwyższe wartości strat spalania i wilgotność u podnóża przy punktach A5 i A6.

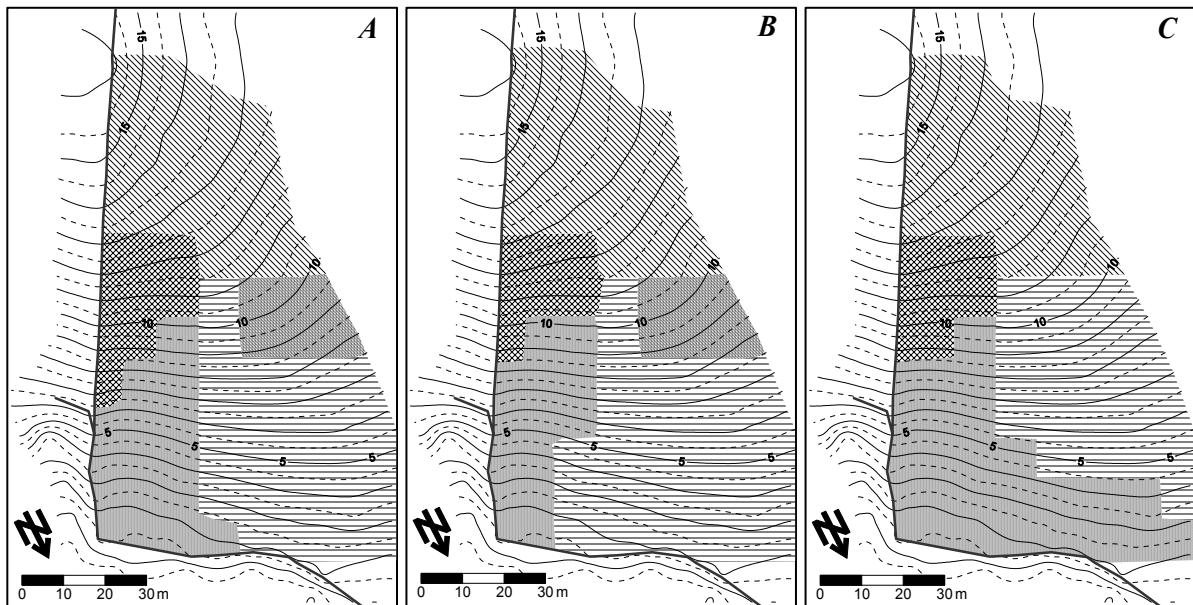
Bardzo regularny i „logiczny” ze względu na litologię i obieg wody jest na stoku rozkład przestrzenny przewodnictwa elektrycznego zawiesiny glebowej (ryc. 6F). Najniższe wartości – poniżej  $100 \mu\text{S cm}^{-1}$  – stwierdzono w górnej wypukłej części stoku tuż przy miedzy. Wysoka zawartość frakcji piasku powoduje, że gleba jest bardzo przepuszczalna, a znaczne już nachylenie wpływa na szybki drenaż zarówno powierzchniowy, jak i podpowierzchniowy. Obecność miedzy jako bariery spływu wody ma zapewne istotne znaczenie, ponieważ strefa obniżonej zawartości soli rozpuszczalnych w warstwie ornej ciągnie się dalej wzdłuż niej w dół stoku obejmując również osiową część niecki stokowej. Szybki spływ relatywnie dużych ilości wody spowodował na tym fragmencie stoku „przepłukanie” powierzchni gleby. Najwyższe przewodnictwo elektryczne zawiesiny glebowej (<  $160 \mu\text{S}$ ) zarejestrowano w dolnej i środkowej części stoku w obrębie skłonu niecki stokowej i wododziałowego grzbiecie. Na tym obszarze drenaż następuje wolniej, dopływa zaś woda zawierająca rozpuszczone sole z górnej części stoku. Wysoka wilgotność i dłuższy czas kontaktu wody z glebą sprzyja intensywniejszemu wietrzeniu chemicznemu. Wyższa niż w górnej części stoku zawartość ilu i substancji organicznej wpływa na większą pojemność kompleksu sorpcyjnego.

Zmienność odczynu gleby określanego w zawieszynie  $\text{H}_2\text{O}$  i  $\text{KCl}$  (kwasowość czynna i wymienna) wykazuje silny związek z morfologią stoku. Słabiej zaznacza się relacja z litologią. Najniższe pH (poniżej 4,6 i 3,6) występuje na wierzchowinie i wododziałowym grzbiecie, najwyższe (powyżej 4,8 i 3,7) w środkowej i dolnej części stoku w osi i na skłonie niecki stokowej. Strefa o podwyższonej kwasowości czynnej warstwy ornej obejmuje wyraźnie również obszar najwyższym odsetku frakcji ilu.

Podkreślić należy fakt, że o ile zmiany składu mechanicznego i zawartości próchnicy są stosunkowo powolne, to rozkład przestrzenny pozostałych parametrów wykazuje dużą dynamikę, zarówno sezonową, jak i krótkookresową. Tak więc zmienność wilgotności, zawartości soli rozpuszczalnych i odczynu jest odbiciem zarówno względnie stałych relacji przestrzennych, cyklu sezonowego, jak i fazy migracji wody po ostatnim opadzie. Istotne znaczenie ma zapewne również czas jaki minął od ostatniego zabiegu uprawowego.

Dla poszczególnych stanowisk poboru próbek korzystając z siatki interpolacyjnej wyliczono „wygładzone” wartości badanych parametrów warstwy ornej i ponownie

przeprowadzono ich grupowanie przy pomocy hierarchicznej analizy skupień. Współczynniki korelacji oryginalnych danych analitycznych z danymi uzyskanymi z interpolacji wahają się od 0,60 do 0,99 (generalnie powyżej 0,80).



Ryc. 7. Rezultat klasyfikacji próbek gleby na podstawie wartości parametrów oszacowanych metodą krigingu (szczegółowe wyjaśnienie w tekście). A – grupowanie metodą Warda (5 grup – standardowe modele semiwariancji), B – grupowanie metodą pełnego wiązania (5 grup – standardowe modele semiwariancji), C – grupowanie metodą pełnego wiązania (4 grupy – alternatywne modele semiwariancji).

Uzyskany obraz (ryc. 7) nie wykazuje już takiego braku regularności jak poprzednio. Wyraźnie rysuje się pięć klas charakteryzujących się w przeciwieństwie do poprzedniej próby rejonizacji litologicznej stoku ciągłością przestrzenną. Granice między wyróżnionymi strefami przebiegają jednak nieco odmiennie przy zastosowaniu różnych algorytmów agregacji punktów i danych ze standardowych i alternatywnych modeli semiwariancji. Wskazuje to, że wykorzystane metody grupowania nie są najbardziej odpowiednie dla zastosowań ze zmiennymi „ciągłymi” – bez wyraźnych „skoków”. Przypomnieć należy również czynnik wspomniany uprzednio, dynamiczny charakter niektórych analizowanych parametrów, co może zamazywać granice stref „morfolitologicznych” na stoku. Należy jednakże zwrócić uwagę na fakt wyraźnego wyróżnienia się osiowej części niecki stokowej. Ta stosunkowo słabo zarysowana zakłębłość stoku charakteryzuje się jednakże znaczną odmiennością litologiczną świadczącą o różnicy w natężeniu i charakterze procesów erozyjnych.

Wydaje się, że uwzględnienie w klasyfikacji parametrów morfometrycznych, takich jak spadek, krzywizna planarna i wertykalna, długość stoku, powierzchnia spływu itp., umożliwiłoby wyróżnienie stref o charakterze morfodynamicznym.

## Wnioski

Na obszarach o rzeźbie młodoglacjalnej relacje między morfologią stoku, a typem i właściwościami gleb są maskowane przez duże pierwotne zróżnicowanie litologii skał macierzystych. Wykonywanie w takiej sytuacji pojedynczych profili niwelacyjno-glebowych

może prowadzić do fałszywych wniosków zwłaszcza gdy, na całej długości stoku bada się szczegółowo jedynie kilka stanowisk. Analiza powinna być wykonywana w obrębie mikrozelewni stokowych, a niezbędna gęstość opróbowania powinna być dostosowana do skali zmienności rzeźby i litologii (Marcinek 1992).

Techniki geostatystyczne są bardzo użyteczne w badaniach wpływu erozji na gleby, zwłaszcza dla wyeliminowania składnika losowego oraz identyfikacji elementów kierunkowych w rozkładach przestrzennych badanych cech.

Rejonizacja litologiczna warstwy ornej na uprawianych stokach może służyć jako pomocnicze kryterium do wydzielenia stref dynamicznych, charakteryzujących się zróżnicowaniem natężenia i charakteru procesów erozji, zarówno uwarunkowanych spływem wody, jak i orką. Jako interesujący kierunek dalszych badań można uznać rejonizację morfologiczną (łączy parametry morfometryczne i właściwości litologiczne), oraz modelowanie matematyczne relacji między litologią warstwy ornej a morfometrią stoku.

Na badanym stoku pierwotne zróżnicowanie litologiczne podkreśla kontrast funkcjonowania procesów erozyjnych w różnych częściach stoku. Na zbudowanej z przepuszczalnych osadów i słabo nachylonej wierzchowinie spływ powierzchniowy występuje bardzo rzadko. Dominuje tutaj rozbryzg i erozja chemiczna (ługowanie). Cięższy skład mechaniczny i duże nachylenie w środkowej części stoku wpływa na wysoką frekwencję spływu powierzchniowego, oraz duże rozmiary przemieszczania mechanicznego gleby w trakcie uprawy. Silnie zaznacza się odmienność niecki stokowej szczególnie w zakresie odczynu i zawartości soli rozpuszczalnych. Jest być może efekt silniejszego zerodowania gleby związanego z występowaniem erozji bruzdowej. Większa wilgotność gleb w zakłębłości stoku sprzyja także intensywniejszemu ich ługowaniu. Omawiana środkowa strefa stoku jest dwudzielna, ale granica między podstrefami jest „nieostra” (związana głównie z różnicą w składzie granulometrycznym i zawartości soli rozpuszczalnych). Trudno w tym momencie spekulować jaka jest tego przyczyna. Najniższa strefa, obejmująca dolną część stoku i jego podnóże zbudowana z permanentnie wilgotnych i zawierających dużo substancji organicznej piasków gliniastych lekkich, jest głównie obszarem depozycji. Wysoka wilgotność jednak, która zarówno sezonowo, jak i epizodycznie przekracza często połowę pojemność wodną sprzyja powstawaniu spływu powierzchniowego nasyconego i eksfiltracji spływu śródpokrywowego oraz intensywnemu ługowaniu.

## Literatura

- Ball, D.F., 1964: Loss-on-ignition as an estimate of organic matter and organic carbon in non-calcareous soils. *Journal of Soil Science*, 15, 84-92.
- De Jong, E., Wang, C., Rees, H.W., 1986: Soil redistribution on three cultivated New Brunswick hillslopes calculated from <sup>137</sup>Cs measurements, solum data and the USLE. *Canadian Journal of Soil Science*, 66, 721-730.
- Furley, P.A., 1971: Relationships between slope form and soil properties developed over Chalk parent materials. [w:] *Slopes forms and process*, D. Brunson (red.), Institute of British Geographers, Special Publication no. 3, 141-163.
- Gamma Design Software, 1998: GS+ version 3.10.0 beta. *Geostatistics for the environmental Sciences*, professional edition. P.O. Box 201, Plainwell, Michigan 49080, USA.
- Gerard, A.J., 1990: Soil variations on hillslopes in humid temperate climates. *Geomorphology*, 3, 225-244.
- Golden Software, Inc., 1995: *Surfer for Windows. Version 6 User's Guide*. 809 14<sup>th</sup> Street, Golden, Colorado 80401-1866, USA.
- Govers, G., Quine, T.A., Walling, D.E., 1993: The effect of water erosion and tillage movement on hillslope profile development: a comparison of field observations and model results. [w:] *Farm Land Erosion: In Temperate Plains Environment and Hills*, S. Wicherek (red.), Elsevier, 285-300.

- Karczewski, 1981: Soil denudation on cultivated land in the Polish Lowland near Poznań. *Quaestiones Geographicae*, 7, 47-71.
- Karczewski, A., 1985: Spatial arrangement of morainic plateau levels on the northing sloping surface in Pomerania as a result of varying deglaciation. *Quaestiones Geographicae*, Special Issue 1, 99-107.
- Karczewski, A., 1989: Morfogeneza strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze lobu Parsęty w Vistulianie (Pomorze Środkowe). Wydawnictwo Naukowe UAM, Seria Geografia 44.
- Kirkby, M.J., 1977: Soil development models as a component of slope models. *Earth Surface Processes*, 2, 203-230.
- Marcinek, J., 1992: Parametryzacja środowiska glebowego w aspekcie gospodarki wodnej gleb. *Problemy Agrofizyki*, 67, 20-52.
- Marek, T., 1989: Analiza skupień w badaniach empirycznych. PWN, Warszawa.
- Martz, L.W., 1992: The variation of soil erodibility with slope position in a cultivated Canadian prairie landscape. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17, 543-556.
- Mermut, A.R., Acton, D.F., Eilers, W.D., 1983: Estimation of soil erosion and deposition by a landscape analysis technique on clay soils in southwestern Saskatchewan. *Canadian Journal of Soil Science*, 63, 727-739.
- Oliver, M.A., Webster, R., 1986: Semi-variograms for modelling the spatial pattern of landform and soil properties. *Earth Surface Processes and Landforms*, 11, 491-504.
- Oliver, M., Webster, R., Gerrard, J., 1989: Geostatistics in physical geography. Part I: theory. Part II: applications. *Transactions Institution of British Geographers N.S.*, 14, 259-269, 270-286.
- Quine, T.A., Desmet, P.J.J., Govers, G., Vandaele, K., Walling, D.E., 1994: A comparison of the roles of tillage and water erosion in landform development and sediment export on agricultural land near Leuven, Belgium. IAHS Publication no. 224, 77-86.
- Pannatier, Y., 1993: MS-Windows programs for exploratory variography and variogram modelling in 2D. [w:] Capasso V., Girone G. & Posa D. (eds.), *Statistics of Spatial Processes: Theory and Applications*, Bari, Italy, sep. 27-30 1993, 165-170.
- Park, S.J., Burt, T.P., Bull, P.A., 1996: A soil – landscape continuum on a three-dimensional hillslope, Quantock Hills, Somerset. [w:] *Advances in Hillslope Processes*, M.G. Anderson, S.M. Brooks (red.), vol. I, 367-396.
- Pennock, D.J., De Jong, E., 1987: The influence of soil curvature on soil erosion and deposition in hummock terrain. *Soil Science*, 144 (3), 209-217.
- Rejman, J., Turski, R., Paluszek, J., 1998: Spatial and temporal variations in erodibility of loess soil. *Soil and Tillage Research*, 46, 61-68.
- Stach, A., 1993: Uwarunkowania i funkcjonowanie procesów denudacji chemicznej i ich wpływ na morfodynamikę stoków mikrozwlewni na obszarze młodoglacjalnym (zlewnia górnej Parsęty, Pomorze Zachodnie). Maszynopis pracy doktorskiej, Uniwersytet im. A. Mickiewicza, Poznań.
- Stach, A., 1998: Obieg wody i procesy denudacyjne a kateny glebowe na stokach młodoglacjalnych. [w:] IV Zjazd Geomorfologów Polskich, Lublin, 3-6 czerwca 1998, tom I: Refereaty i komunikaty, UMCS Lublin, 177-179.
- Turski, R., 1985: Geneza i właściwości czarnoziemów Wyżyny Zachodniowołyńskiej i Lubelskiej. *Roczniki Nauk Rolniczych*, seria D, tom 202.
- Statsoft Polska Sp. z o.o., 1997: *Statistica PL dla Windows*. 30-110 Kraków, ul. Kraszewskiego 36.
- Whitfield, W.A., D., Furley, P.A., 1971: The relationship between soil patterns, and slope form in the Etrick Association, south-east Scotland. [w:] *Slopes forms and process*, D. Brunson (red.), Institute of British Geographers, Special Publication no. 3, 165-175.
- Williams, A.G., Ternan, J.L., Kent, M., 1984: Hydrochemical characteristics of Dartmoor hillslope. [w:] *Catchment experiments in fluvial geomorphology*, T.P. Burt, D.E. Walling (red.), Geobooks, Norwich, 379-398.
- Wocławek, T., 1967: Charakterystyka chemizmu i składu mineralnego frakcji koloidalnej niektórych gleb erodowanych i deluwialnych Pojezierza Mazurskiego. *Roczniki Gleboznawcze*, 17, 201-227.

## **SPATIAL VARIABILITY OF PROPERTIES OF THE PLOUGHED LAYER ON A LITHOLOGICALLY NON-HOMOGENEOUS MORAINIC SLOPE**

### **Summary**

Soil erosion processes bring about differences in physical, chemical, biological and utility characteristics of soils on slope surfaces. This fact has been often documented, but mostly in areas of uniform bedrock lithology. In the Polish Plain, especially within the limits of the Last Glaciation where the development of the soil cover has been very short, relationships between spatial differences in the character and intensity of erosion and the properties of soils on slopes are often masked by big lithological differences in the glacial drift. The aim of the present study was to examine variations in selected parameters of the ploughed layer of soil on a lithologically diversified morainic slope, and relations holding between their spatial variability and the terrain morphology.

A choice was made of a slope microcatchment with an area of some 0.58 ha (Fig. 1). A tachymetric survey of the microcatchment was made in the field and its soil sampled. In each sample soil texture was determined using the areometric method, as well as moisture by weight, loss on ignition, reaction, and electric conduction of the soil suspension.

The making of single soil-levelling profiles on lithologically diversified slopes can lead to false conclusions, especially when only a few sites along the entire length of the slope are examined in any detail. The analysis should be carried out within slope microcatchments, and the sampling density should match the level of variability of the relief and lithology.

Geostatistical techniques are very useful in studies of the effect of erosion on soils, especially for the elimination of the random component and identification of privileged directions in spatial distributions of the variables analysed.

The distinction of lithological zones in the ploughed layer on cultivated slopes can serve as an auxiliary criterion of distinguishing dynamic zones characterised by different intensity and nature of erosion processes, generated by both water flow and ploughing. An interesting direction of a further research would be distinguishing morpholithological zones (by combining morphometric parameters and lithological properties), and the mathematical modelling of relations between the lithology of the ploughed layer and slope morphometry.

On the slope under study, lithological differences emphasise the contrast in the operation of erosion processes in its various parts. On the top, built of permeable deposits and inclined only slightly, overland flow is very rare; rainsplash and chemical erosion (leaching) are dominant. The heavier texture and steepness of the central part of the slope makes the overland flow much more frequent and mechanical movement of the soil during cultivation considerable. The slope hollow is strikingly different, especially in its reaction and soluble salt content. This may be the result of heavier soil erosion connected with rill erosion. The higher level of soil moisture in the slope hollow also facilitates its more intense leaching. The central zone of the slope is bipartite, but the boundary between the subzones is fuzzy, marked mainly by a difference in the particle-size composition and the content of soluble salts. The lowest zone embracing the bottom part of the slope and its foot, built of permanently wet light loamy sand rich in organic substances, is largely a deposition area. The high moisture content, however, which often exceeds the field water holding capacity, both seasonally and episodically, facilitates the development of a saturation overland flow and a return flow, as well as intensive leaching.