

**Artur Łopatka**

*Instytut Uprawy Nawożenia i Gleboznawstwa – Państwowy Instytut Badawczy  
w Puławach*

ZWIĄZEK POMIĘDZY ZAWARTOŚCIĄ GLEBOWEJ MATERII ORGANICZNEJ  
NA GRUNTACH ORNYCH A STRUKTURĄ UPRAW I OBSADĄ ZWIERZĄT  
USTALONY W OPARCIU O DANE MONITORINGU LUCAS\*

**Słowa kluczowe:** glebowa materia organiczna, monitoring LUCAS, rozkład prawdopodobieństwa wilgotności gleby, doświadczenia wieloletnie z monokulturami

---

**Wstęp**

W ostatnich latach dokonał się duży postęp zarówno w teoretycznym opisie zjawiska degradacji materii organicznej, jak i pomiarach jej zawartości w glebach. Od kilkudziesięciu lat modele kalibrowane dla konkretnych obszarów dostarczają dobrego opisu dynamiki zmian poziomu materii organicznej. Niestety, wciąż wymyka się możliwość budowy modelu uniwersalnego, który opisywałby poprawnie takie zmiany w wielu obszarach świata bez kalibracji dla każdej z lokalizacji osobno. Niepowodzeniem zakończyły się także próby użycia najpopularniejszych modeli do odtworzenia przeciętnych poziomów materii organicznej przypisanych do jednostek glebowych w skali globalnej. Pobieżny przegląd modeli wskazuje na niejednoznaczność podejścia do modelowania wpływu gleby i klimatu. Niemal wszystkie znane modele analizują procesy degradacji i reprodukcji materii organicznej w sposób numeryczny, dzieląc symulowany okres na małe odcinki, w których zakłada się jednorodność warunków mających wpływ na materię organiczną. Opis taki próbuje szczegółowo naśladować procesy przyrodnicze, jednak utrudnia globalną analizę tego co w opisywanym zjawisku jest najistotniejsze. Dopiero w ostatnich latach ukazują się metaanalizy wielu badań dotyczących wpływu wilgotności gleby i jej temperatury na tempo degradacji materii organicznej. Okazuje się, że tempo degradacji jest bardzo wrażliwe na wilgotność gleby a co za tym idzie modelowanie wilgotności pełni pierwszoplanową rolę w próbach opisu zmian poziomu materii organicznej. Dotychczas brakowało też obszernych baz danych dotyczących struktury zasiewów,

---

\* Opracowanie wykonano w ramach zadań 1.5 i 2.1 w programie wieloletnim IUNG-PIB.

bez której niemożliwy jest opis reprodukcji materii organicznej. W niniejszej pracy omówiono możliwości wykorzystania bazy danych LUCAS, która zawiera zarówno dane dotyczące gleb, jak i struktury zasiewów. LUCAS (*Land Use/Land Cover Area Frame Survey*) jest programem monitoringu użytkowania gruntów w Państwach Członkowskich, którego jednym z komponentów, koordynowanym przez JRC, jest monitoring właściwości gleb. Dokonano także probabilistycznego opisu dynamiki zmian wilgotności gleby i sposobu jego wykorzystania do analizy wpływu wilgotności na tempo degradacji materii organicznej w glebach.

### **Struktura ogólna analizowanego modelu zmian materii organicznej w glebach**

Dynamika zmian materii organicznej w glebie wynika głównie z tego, że podlega ona ciągłym przemianom mikrobiologicznym. Próchnica glebowa stanowi również w większości przypadków strukturę, na której powierzchni żyją mikroorganizmy. Dodatkowo, ponieważ materia organiczna może być rozpatrywana jako powierzchnia dwuwymiarowa, jej powierzchnia jest proporcjonalna do masy. Wynika stąd, że liczebność mikroorganizmów będących potencjalnymi konsumentami próchnicy jest proporcjonalna do jej masy. Dlatego w jednostce czasu organizmy te mogą rozłożyć ilość próchnicy proporcjonalną do jej ilości w glebie. Opis ten można sformalizować matematycznie, zapisując zmiany koncentracji węgla organicznego OC w wierzchniej warstwie gleby  $z=200$  (mm) jako różniczkowe równanie liniowe rzędu pierwszego:

$$\frac{\partial OC}{\partial t} = -aOC + b \quad [1]$$

Współczynnik  $a$  ( $\text{rok}^{-1}$ ) określa tempo rozkładu węgla organicznego a współczynnik  $b$  ( $\text{t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$ ) szybkość dostarczania węgla do gleby w postaci resztek poźniwnych czy obornika. Ponieważ zarówno zbyt niska, jak i zbyt wysoka temperatura czy wilgotność są niekorzystne dla organizmów glebowych współczynnik  $a$  osiąga maksimum. Ponadto spodziewamy się, że temperatura działa na organizmy glebowe niezależnie od wilgotności ponieważ temperatura wpływa na szybkość reakcji chemicznych a ilość wody na dostępność pokarmu i tlenu. Oznacza to, że współczynnik  $a$  można zapisać jako iloczyn stałej  $f_0$  oraz znormalizowanych w zakresie od 0 do 1, tzw. funkcji redukcji dekompozycji względem temperatury gleby  $f_T$  i względem wilgotności gleby  $f_\theta$ . Szybkość dostarczania węgla jest średnią ważoną dla wszystkich źródeł węgla, co w przypadku zmianowania oznacza sumę po wszystkich uprawach z wagami  $w_i$  równymi ich udziałom w strukturze czasowej zasiewów:

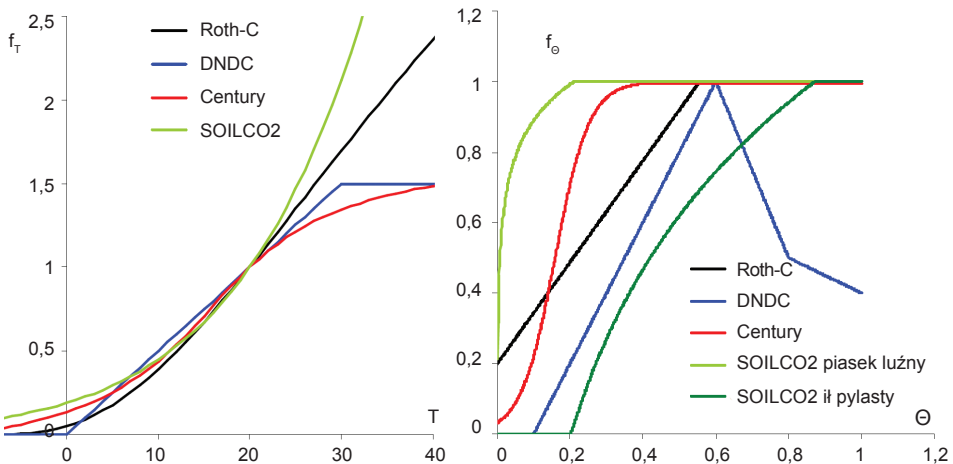
$$b = C_{\text{obornik}} + \sum_{i=1}^{\text{liczba upraw}} w_i C_i \quad [2]$$

W długim okresie, jeśli struktura zmianowania jest stabilna, nie zmieniają się metody uprawy oraz stosunki wodne gleb, dochodzi do ustalenia stanu równowagi, w którym z definicji:

$$\frac{\partial OC}{\partial t} = 0 \Rightarrow \langle OC \rangle = \frac{b}{a} \quad [3]$$

gdzie nawias  $\langle \rangle$  oznacza wartość średnią w stanie równowagi. Model taki rozpatruje tylko długoterminowe zachowanie materii organicznej, a więc odnosi się do jej najbardziej stabilnych w czasie frakcji i dlatego nie musi uwzględniać podziału materii organicznej na pule o różnym okresie połowicznego rozpadu. Jak widać analiza średnich wartości materii organicznej w glebach może nam dać wgląd w jej długo-okresową dynamikę o ile potrafimy chociaż częściowo ustalić strukturę wyrażen  $a$  i  $b$ . W kolejnym rozdziale zostanie opisana spodziewana struktura wyrażenia  $a$ , co pozwoli na ograniczenie jego kalibracji jedynie do dwu czynników – stałej aktywacji związanej z temperaturą i stałej charakteryzującej wpływ uziarnienia. Następnie omówione zostaną dane monitoringu LUCAS, które pozwalają na ustalenie współczynników dla różnych upraw w wyrażeniu  $b$ .

### Wpływ temperatury i wilgotności gleby na tempo dekompozycji glebowej materii organicznej



Rys. 1. Przebieg funkcji redukcji używanych w popularnych modelach dekompozycji glebowej materii organicznej

Źródło: opracowanie własne

Temperaturę gleby i jej wilgotność powszechnie uważa się za najważniejsze czynniki regulujące tempo dekompozycji materii organicznej. Sformułowania ilościowe wspomnianych zależności w powszechnie używanych modelach dekompozycji jak Roth-C, DNDC, Century czy SOILCO2 nie są już tak jednoznaczne (rys. 1, tab. 1), co świadczy o tym, że stan wiedzy o dekompozycji materii organicznej jest wciąż otwartym polem badań.

Tabela 1

Funkcje redukcji używane w popularnych modelach dekompozycji glebowej materii organicznej

Model i źródła	funkcja $T_s$ (temp. gleby) lub $T_a$ (temp. powietrza) w °C (do 40°C)	funkcja $\Theta$
Roth-C (13), (5)	$\frac{N}{1 + e^{\frac{106}{T_s + 18,3}}}$	$0,2 + 0,8 \text{Min}\left(1; \frac{\Theta}{0,556}\right)$
DNDC (17), (18)	$N \text{Min}\left(1; \frac{T_s}{30}\right)$	$\text{Max}\left[0; \text{Min}\left[2\Theta - 0,2; \text{Max}(-2,5\Theta + 2,5; -0,5\Theta + 0,9)\right]\right]$
Century (26), (12)	$N \left[0,56 + 0,465 \arctan\left[0,097 (T_s - 15,7)\right]\right]$	$\frac{1}{1 + 30e^{-8,5 \text{Min}(1; 2\Theta/\Theta_{FC})}}$
SOILCO2 (34), (38)	$\frac{55500(T_s - 20)}{e^{8,314(273,15 + T_s)}(273,15 + 20)}$	<p>założono że <math>\psi</math> (cm) jest związane z <math>\Theta</math> równaniem Brooks-Coreya (1964):</p> $\Theta = \left(\frac{\psi_b}{\psi}\right)^\lambda$

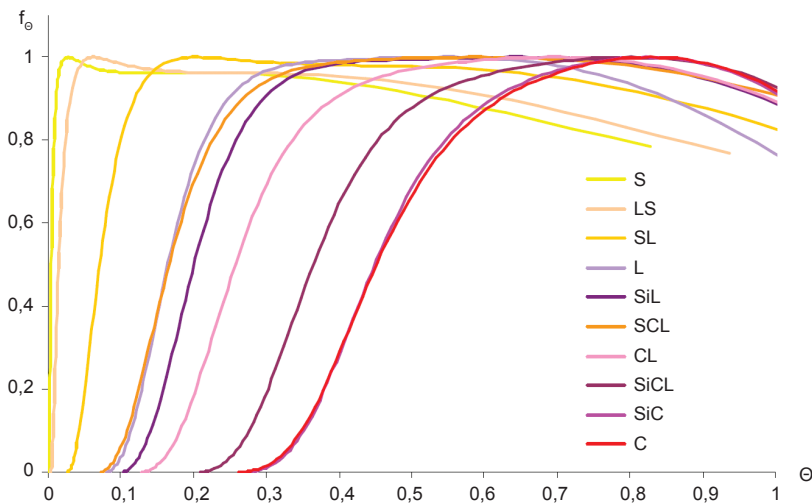
Źródło: opracowanie własne

Ponieważ oryginalne wersje funkcji redukcji dekompozycji względem temperatury gleby  $f_T$  stosowane w wymienionych modelach są znormalizowane dla różnych temperatur, do celów ilustracyjnych ich przebiegi zostały na przedstawionych wykresach unormowane tak, aby dla temperatury 20°C przyjmowały wartość 1. Wybór stałej normalizacyjnej jest dowolny dopóki nie zostanie skalibrowana stała  $f_0$  we współczynniku dekompozycji  $a$ . Jak widać, przebiegi zaczynają się znacząco różnić w wysokich zakresach temperatury, gdzie najsilniej od pozostałych modeli odbiega krzywa modelu SOILCO2, wykreślona z mającego teoretyczne uzasadnienie w kinetyce reakcji chemicznych równania Arrheniusa (6). Pomimo tego, własności tej krzywej pozwalają na odzwierciedlenie wysycenia związanego ze stresem termicznym organizmów glebowych prowadzących rozkład materii organicznej. Dlatego krzywa ta w formie znormalizowanej dla maksymalnej obserwowanej średniej temperatury  $T_{max}$  została wybrana jako najodpowiedniejsza do wykorzystania w konstrukcji modelu zmian materii organicznej:

$$f_T = N_a e^{\frac{-A}{8,314(273,15+T_s)}} = e^{\frac{-A(T_{\max}-T_s)}{R(273,15+T_s)(273,15+T_{\max})}} \quad [4]$$

gdzie  $N_a$  to stała normująca,  $R=8,314$  ( $\text{J K}^{-1} \text{mol}^{-1}$ ) to stała gazowa,  $A$  ( $\text{J mol}^{-1}$ ) to tzw. energia aktywacji reakcji chemicznej która będzie zmienną kalibrowaną w oparciu o dane z doświadczeń wieloletnich.

W przypadku funkcji redukcji dekompozycji względem wilgotności gleby  $f_\theta$  obserwowane jest spodziewane ograniczenie tempa dekompozycji glebowej materii organicznej w warunkach suszy przez niską aktywność organizmów glebowych, rozkładających materię organiczną. W warunkach zalania gleby dekompozycja jest zredukowana przez niską dostępność tlenu. Wynika stąd wprost wniosek, że tempo dekompozycji jest maksymalne dla wilgotności gleby pomiędzy tymi ekstremami, co jest obserwowane dla wilgotności bliskich połowej pojemności wodnej. W jednej z największych metaanaliz (24) dotyczących tego zagadnienia w ostatnich latach zebrano i opracowano wyniki pomiarów heterotroficznego oddychania organizmów glebowych z kilku tysięcy próbek gleb. Pozwoliło to na ustalenie zależności pomiędzy tempem oddychania a wilgotnością gleby dla zróżnicowanego uziarnienia (rys. 2). Zależność badano używając jako miary wilgotności objętościowej, wagowej, względnej  $\Theta$  oraz potencjału wody glebowej  $\Psi$  (cm). Zależność z potencjałem wody glebowej okazała się najlepsza, stąd poniższe przebiegi funkcji redukcji dekompozycji OM uzyskano wtórnie przeliczając potencjały na wilgotność względną w oparciu o średnie wartości parametrów retencyjnych poszczególnych gatunków gleb zebrane w tabeli 2 (28).



Rys. 2. Zależność funkcji redukcji dekompozycji względem wilgotności gleby dla różnych gatunków gleb USDA

Tabela 2

Parametry charakteryzujące gatunki gleb w podziale USDA

gatunek	symbol USDA	pył %	ił %	OC %	$\theta_s$	$\theta_r$	$\psi_b$ [cm]	$\lambda$	Ks [cm/d]	n	$\theta_{FC}$
piaski luźne i słabogliniaste	S	6,5	2,9	1,54	0,437	0,02	7,26	0,592	504,0	5,88	0,107
piasek gliniasty	LS	13,9	5,0	1,31	0,437	0,04	8,69	0,474	146,6	6,62	0,155
gliny lekkie i piaszczyste	SL	24,7	11,1	1,16	0,453	0,04	14,66	0,322	62,2	8,29	0,215
gliny zwykłe	L	40,7	20,3	1,48	0,463	0,03	11,15	0,220	16,3	10,94	0,284
pyły gliniaste i ilaste	SiL	66,0	19,0	1,51	0,501	0,02	20,76	0,211	31,7	11,55	0,293
glina piaszczysto ilasta	SCL	21,6	25,1	1,19	0,398	0,07	28,08	0,250	10,3	8,27	0,241
glina ilasta	CL	39,0	32,2	1,57	0,464	0,08	25,89	0,194	5,5	11,26	0,331
glina pylasto-ilasta	SiCL	56,3	33,1	1,94	0,471	0,04	32,56	0,151	3,6	14,30	0,360
ił piaszczysty	SC	16,0	37,3	0,81	0,430	0,11	29,17	0,168	2,9	11,97	0,338
ił pylasty	SiC	46,9	45,6	1,90	0,479	0,06	34,19	0,127	2,2	16,33	0,392
ily zwykłe i ciężkie	C	32,8	50,6	2,00	0,475	0,09	37,30	0,131	1,4	15,12	0,399

Źródło: Parametry retencyjne za Rawls i inni 1982 (28); uziarnienie – opracowanie własne na podstawie danych LUCAS

Jak widać w przypadku gleb gruboziarnistych susza nie redukuje tempa dekompozycji OM. Krzywe wykreślone na rysunku 2. mogą być zapisane równaniem:

$$f_{\Theta} = N_{\Theta} e^{-\mu \Theta - \frac{\nu}{\Theta}} \quad [5]$$

W przypadku posługiwania się znormalizowanymi funkcjami  $f_{\Theta}$  dla każdego gatunku gleb z osobna, należy pamiętać o tym, że gleby są czynnikiem różnicującym dekompozycję OM w warunkach optymalnych. Wynika stąd potrzeba dodania do kalibracji funkcji opisującej ewentualny wpływ uziarnienia przy wykorzystaniu do opisu np. łatwo dostępnych informacji o procentowej zawartości frakcji iłu.

### Model rozkładu wartości wilgotności gleby

Wilgotność objętościowa  $\theta$  powierzchniowej warstwy gleby o miąższości  $z=200$  mm została oszacowana za pomocą modelu bilansu wodnego rozpatrywanego z krokiem czasowym  $\Delta t=1$  dzień. Z uwagi na to, że wszelkie zmiany związane z wilgotnością gleby zachodzą w naturalnych warunkach w przedziale wilgotności (od wilgotności resztkowej  $\theta_r$  do wilgotności saturacji  $\theta_s$ ) klasyczne różniczkowe równanie bilansu wodnego zapisano dla wilgotności względnej  $\Theta=(\theta-\theta_r)/(\theta_s-\theta_r)$ :

$$z(\theta_s - \theta_r) \frac{d\Theta}{dt} = I(\Theta, t) - L(\Theta) \quad [6]$$

gdzie po prawej stronie równania uwzględniono dwa procesy zależne od chwilowej wilgotności względnej gleby  $\Theta$ : infiltrację  $I$  ( $\text{mm} \cdot \text{d}$ ) oraz straty wody  $L$  ( $\text{mm} \cdot \text{d}$ ) w procesach ewapotranspiracji rzeczywistej  $ET$  ( $\text{mm} \cdot \text{d}$ ) i odcieku do głębszych warstw gleby  $K$  ( $\text{mm} \cdot \text{d}$ ). Infiltracja jest modelowana jako proces pochodny w stosunku do opadu  $R$  ( $\text{mm} \cdot \text{d}$ ) ograniczony aktualną pojemnością gleby  $\theta_s - \theta$ . Jeśli opad przewyższa aktualną pojemność gleby, nadmiar wody zasila spływ powierzchniowy. Przyjęto upraszczające założenie (16), że opady są serią przypadkowych wydarzeń punktowych w skali czasowej, a więc pojedynczy incydent opadowy nie ma rozciągłości i zmienności czasowej. Założenie to pozwala traktować opad jako proces Poissona o eksponencjalnym rozkładzie odstępów czasu  $t(d)$  pomiędzy incydentami opadowymi (dniami z opadem):

$$f_\tau = \frac{1}{\langle t \rangle} e^{-\frac{t}{\langle t \rangle}} \quad [7]$$

Wartości stałej  $\langle t \rangle$  (d) mogą być wyznaczone przez podzielenie liczby dni w miesiącu przez ilość dni z opadem. Ilość wody  $h$  ( $\text{mm} \cdot \text{d}$ ) dostarczana na powierzchnię gleby w dniu z opadem także została opisana rozkładem eksponencjalnym:

$$f_h = \frac{1}{\langle h \rangle} e^{-\frac{h}{\langle h \rangle}} \quad [8]$$

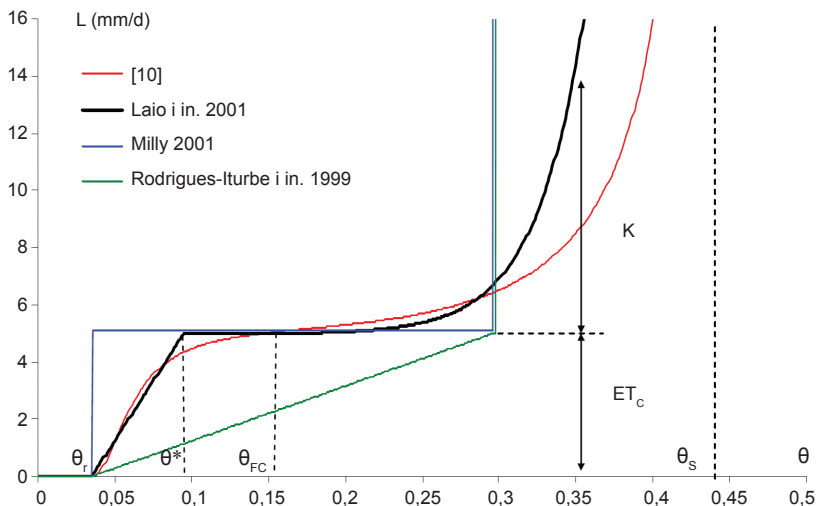
Wartości stałej  $\langle h \rangle$  (mm) mogą być wyznaczone przez podzielenie sumy opadów w miesiącu przez ilość dni z opadem.

Klasykne równanie bilansu wodnego pozwala na określenie wilgotności gleby w dowolnej chwili jeśli znana jest wilgotność w chwili początkowej. W zastosowaniach wielkoskalowych z uwagi na nieznajomość warunków początkowych, trudności w kompletowaniu szeregów czasowych dla danych meteorologicznych oraz niejednorodność parametrów równania zarówno w skali przestrzennej i czasowej, wygodniej jest analizować ewolucję rozkładu prawdopodobieństwa dla wilgotności gleby niż rozpatrywać pojedyncze, zależne od wyboru wilgotności początkowej trajektorie wilgotności w czasie. Ewolucja funkcji gęstości rozkładu prawdopodobieństwa wilgotności  $P(\Theta)$  w czasie podlega różniczkowemu równaniu Chapmana - Koolmogaorowa (8), którego rozwiązanie dla powyższego sformułowania problemu ma postać (16 za 30):

$$P(\Theta) = \frac{N_0}{L(\Theta)} e^{-z(\theta_s - \theta_r) \left[ \frac{\Theta}{\langle h \rangle} - \frac{1}{\langle t \rangle} \int \frac{d\Theta}{L(\Theta)} \right]} \quad [9]$$

gdzie  $N_0$  jest stałą wyznaczaną z warunku unormowania rozkładu.

Uzyskanie wzoru na gęstość rozkładu wilgotności gleby  $P(\Theta)$  zawierającego jawnie wilgotność  $\Theta$  wymaga wyspecyfikowania zależności strat  $L$  od wilgotności  $\Theta$ , a następnie obliczenia całki w wykładniku eksponenty. Ponieważ chcemy uzyskać ogólny wzór na  $P(\Theta)$  przydatny w dalszych analizach, wykluczone jest obliczenie całki metodami numerycznymi. Ze względu na częste trudności techniczne związane z obliczaniem całek należy tak wybrać funkcję  $L$ , aby poszukiwana całka dała się obliczyć i uzyskany wynik miał niezbyt skomplikowaną postać (najlepiej bez funkcji specjalnych i szeregów potęgowych).



Rys. 3. Zależność strat wody  $L$  w procesach ewapotranspiracji  $ET$  i odcieku  $K$  od wilgotności gleby  $\theta$  (przebieg typowy dla piasków gliniastych)

Źródło: opracowanie własne

Dotychczas podane rozwiązania tego problemu różnią się zarówno dokładnością opisu funkcji  $L(\Theta)$  (rys. 3), jak i związanym z nią stopniem skomplikowania wzoru na rozkład  $P(\Theta)$ . Stosowane uproszczenia funkcji  $L$  względem rzeczywistego przebiegu procesów ewapotranspiracji i odcieku najpoprawniej opisywanych w pracy Laio i in. (16), polegają na ograniczeniu zakresu analizy do wilgotności mniejszych od  $\theta_s$  poprzez założenie, że odpływ następuje natychmiast po przekroczeniu wilgotności  $\theta_{FC}$  i zapobiega osiągnięciu wilgotności znacznie wyższych od  $\theta_{FC}$ , dzięki czemu nie jest konieczne uwzględnienie zależnego od wilgotności tempa odpływu wody do głębszych warstw gleby przy wilgotnościach bliskich  $\theta_s$ , oraz na uproszczeniu zależności ewapotranspiracji rzeczywistej  $ET(\Theta)$  od wilgotności. Niestety, w omawianych podejściach przybliżonych autorzy (23, 30) nie podali przepisu na ustalenie wilgotności, przy której występuje ten efektywny odpływ, wzmiankując jedynie, że jest pomiędzy  $\theta_{FC}$  i  $\theta_s$ . Dotychczasowe rozwiązania z uproszczeniami mają ograniczone

zastosowanie do modelowania wilgotności gleby użytków rolnych. W pracy *Mill*y (23) założono stałą ewapotranspirację równą ewapotranspiracji potencjalnej, która ulega zatrzymaniu dopiero po całkowitym osuszeniu gleby. W pracy *Rodrigues-Iturbe* i in. (30) założono, że redukcja ewapotranspiracji zachodzi liniowo i zaczyna się już przy wilgotnościach bliskich  $\theta_{FC}$ , co jest dobrym przybliżeniem dla dużych niejednorodnych obszarów, na których wraz z obszarami pokrytymi roślinnością współwystępują obszary gleby odkrytej, gdzie przesuszenie cienkiej powierzchniowej warstwy gleby silnie ogranicza dalszą ewaporację i w efekcie dla całej rozpatrywanej warstwy gleby redukcja ewaporacji jest silna już przy wilgotnościach nieznacznie niższych od  $\theta_{FC}$ . W niniejszej pracy funkcja straty wody  $L$  (mm·d) w zakresie od  $\theta_r$  do  $\theta_s$  jest przybliżaną funkcją (rys. 3):

$$L = \frac{(1+\eta)\Theta^2}{\Theta_{FC}^2 + \eta\Theta^2 - \rho\Theta^\gamma} ET_c$$

$$\rho = \Theta_{FC}^2 + \eta - \frac{1+\eta}{1 + K_s/ET_c}$$

$$\gamma = 2 + \frac{1}{\ln(\Theta_{FC})} \ln\left(\frac{1+\eta}{\rho(1 + ET_c/0,05)}\right)$$
[10]

gdzie  $\eta$  jest parametrem kształtu funkcji,  $\Theta_{FC} = (\theta_{FC} - \theta_r)/(\theta_s - \theta_r)$ ,  $K_s$  (mm·d) przewodnością hydrauliczną w stanie nasycenia, a  $ET_c = ET_0 K_c$  ewapotranspiracją (mm·d) w warunkach braku stresu wodnego przy ewapotranspiracji potencjalnej  $ET_0$  (mm·d) i bezwymiarowym współczynnikiem stopnia rozwoju okrywy roślinnej  $K_c$  (27, 1). Dla wilgotności mniejszych od połowej pojemności wodnej i  $\eta=0$  uzyskuje się wypukłą funkcję paraboliczną (odpowiednia do modelowania ewaporacji gleby odkrytej), dla  $\eta \approx 2$  funkcja jest w przybliżeniu liniowa (podobna jak w modelu: 30), a dla wyższych wartości  $\eta$  funkcja staje się coraz bardziej wklęsła i w granicy  $\eta \rightarrow \infty$  staje się funkcją schodkową (jak w modelu: 23). Przy wartości  $\eta \approx 19$  różnica powierzchni pomiędzy funkcją  $L$  daną wzorem [10] i łamaną funkcją liniową z punktem przelamania  $\theta^* = (\theta_r + \theta_{FC})/2$  (podobną jak w modelu: 16) jest minimalna. Powyżej połowej pojemności wodnej  $\theta_{FC}$  funkcja  $L$  opisana wzorem [10] odtwarza w przybliżeniu poprawny kształt funkcji odcieku, przy czym dla  $\theta_{FC}$  odciek jest zawsze równy 0,05 mm·d, zgodnie z klasyczną definicją połowej pojemności wodnej (25), a dla wilgotności pełnego nasycenia  $\theta_s$  odciek jest tak jak być powinno równy przewodności hydraulicznej gleby w stanie nasycenia  $K_s$ .

Równanie gęstości rozkładu wilgotności  $P(\Theta)$  [9] z funkcją  $L$  daną wzorem [10] po wykonaniu całkowania w wykładniku eksponenty ma postać:

$$P(\Theta) = N \left\{ \frac{\eta}{\eta+1} + \frac{\Theta_{FC}^2}{(\eta+1)\Theta^2} - \frac{\rho\Theta^{\gamma-2}}{(\eta+1)} \right\} \exp\left\{ -\left[ \alpha - \frac{\eta}{(\eta+1)}\beta \right] \Theta - \left[ \frac{\Theta_{FC}^2}{(\eta+1)}\beta \right] \frac{1}{\Theta} - \left[ \frac{\rho\beta}{(\eta+1)(\gamma-1)} \right] \Theta^{\gamma-1} \right\} \quad [11]$$

gdzie nowa stała normująca  $N$  musi być obliczona metodami numerycznymi. Dla uproszczenia dalszej notacji i ułatwienia porównań z innymi autorami wprowadzono często spotykane oznaczenia (23):

$$\alpha = \frac{z(\theta_s - \theta_r)}{\langle h \rangle} \quad [12]$$

$$\beta = \frac{z(\theta_s - \theta_r)}{\langle t \rangle ET_c}$$

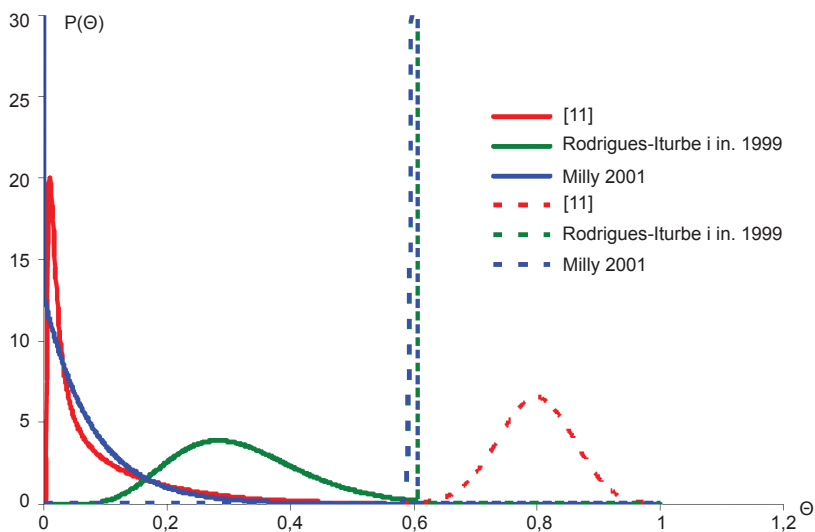
Przy powyższych oznaczeniach [12] rozkłady wilgotności proponowane przez innych autorów można zapisać:

$$P(SM)_{Milly\ 2001} = N_M \left( e^{-\alpha - \beta SM} + \frac{\delta(SM)}{\beta} \right) \quad [13]$$

$$P(SM)_{Rodrigues-Iturbe\ i\ inni\ 1999} = N_{RI} SM^{\beta-1} e^{-\alpha SM} \quad [14]$$

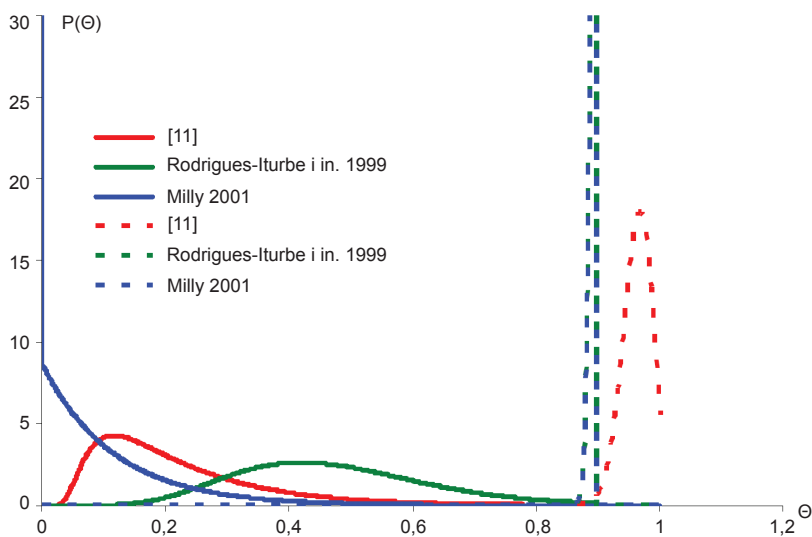
gdzie  $N_M$  i  $N_{RI}$  są odpowiednimi stałymi normującymi a symbol  $\delta$  oznacza funkcję uogólnioną delta Diraca. W celu pokazania zachowania znalezionego rozkładu dla wierzchniej warstwy gleby ( $z=200$  mm) porównano go (rys. 4 i 5) z uproszczonymi rozkładami podanymi przez innych autorów dla dwu skrajnie różnych pod względem zdolności retencyjnych gatunków gleb: piasku luźnego S ( $\theta_{FC} - \theta_r = 8,7\%$ ) i łu pylastego SiC ( $\theta_{FC} - \theta_r = 33,6\%$ ) oraz dla typowych warunków meteorologicznych w czerwcu ( $ET_c = 4,4$  mm·d;  $\langle h \rangle = 5,1$  (mm);  $\langle t \rangle = 2,2$  (d)) i grudniu ( $ET_c = 0,2$  mm·d;  $\langle h \rangle = 2,5$  (mm);  $\langle t \rangle = 1,8$  (d)) dla obszaru środkowej Polski (Skierniewice).

Jak widać na rysunkach 4. i 5. wzór [11] pomimo nieco bardziej skomplikowanej postaci od innych wzorów uproszczonych [13 i 14], w warunkach suszy generuje bardziej realistyczne rozkłady wilgotności, co jest ważne dla dalszej analizy wpływu wilgotności na tempo dekompozycji glebowej materii organicznej.



Rys. 4. Rozkłady wilgotności warstwy ornej o uziarnieniu piasku luźnego generowane przez różne wzory przybliżone dla czerwca (linie ciągłe) i grudnia (linie przerywane) w środkowej Polsce

Źródło: opracowanie własne



Rys. 5. Rozkłady wilgotności warstwy ornej o uziarnieniu łu pylastego generowane przez różne wzory przybliżone dla czerwca (linie ciągłe) i grudnia (linie przerywane) w środkowej Polsce

Źródło: opracowanie własne

---

### Możliwości kalibracji zintegrowanego modelu w oparciu o doświadczenia wieloletnie z monokulturami zbóż

We wcześniejszych rozdziałach wykazano, że współczynnik  $a$  równania różniczkowego [1] opisującego zmiany stabilnych frakcji materii organicznej w glebie może być zapisany równaniem:

$$a = A_0 f_T \sum_{m=1}^{12} \int_0^1 f_{\Theta} P_m(\Theta) d\Theta \quad [15]$$

gdzie suma przebiega po wszystkich miesiącach w roku, a całka po wilgotnościach względnych  $\Theta$  danych rozkładem równowagowym [11] w wierzchniej warstwie gleby. W przypadku gdy współczynnik  $b$  jest prosty, tzn. obejmuje jedną uprawę, tak jak ma to miejsce w monokulturach, możliwa jest estymacja wolnych parametrów współczynnika  $a$  w oparciu o wyniki poziomu próchnicy dla doświadczeń wieloletnich z monokulturami. W tabeli 3. zebrano wyniki kilku takich szeroko znanych doświadczeń.

Tabela 3

Podstawowe dane dotyczące kilku wieloletnich doświadczeń z monokulturami zbóż

Kraj	Polska	USA	Niemcy	Wielka Brytania	Serbia
lokalizacja	Skiermiewice	Magruder Plots; Oklahoma	Halle	Rothamsted Broadbalk	Novi Sad
długość geogr.	20,57	97,09	12,00	0,38	19,83
szerokość geogr.	51,97	36,12	51,52	51,81	45,32
rok założenia monokultury	1923	1892	1878	1843	1970
uprawa	żyto	pszenica	żyto	pszenica	pszenica
gatunek gleby USDA	loamy sand	silt loam	loamy sand	clay loam	clay loam
frakcja itu %	6,5		8	25	28
frakcja pyłu %	15,5		23	50	37
pH <sub>H2O</sub> 0	6,94	5,54	6,20	7,25	-
pH <sub>H2O</sub> NPK	5,69	4,87	6,39	7,25	8,26
pH <sub>H2O</sub> FYM	6,78	6,36	6,76	7,25	-
typ gleby WRB	Luvisol Stagnic		Phaeozem Haplic	Luvisol Chromic	Phaeozem
lata plon	1976-2009	1958-2006	1962-77; 1991-98	1968-2004	1970-2007
plon (t·ha) 0	1,49	1,2	1,30	1,25	-
plon (t·ha) NPK	3,62	2,5	3,57	5,78	3,73
plon (t·ha) FYM	2,52	2,2	3,61	5,74	-
FYM (t·ha)	20	53,8	12	35	-
lata z których obliczono średnie OC	1991/1965/2007	2002	1995/2000	1997/2000/2005	2003
głębokość poboru próbek OC (cm)	20	20	20	23	20
OC% 0	0,55	0,59	1,105	0,81	-
OC% NPK	0,595	0,74	1,23	1,07	1,63
OC% FYM	0,96	0,83	1,68	2,94	-
Źródła:	(21), (35), (22), (15), (29), (3)	(9), (7), (36)	(19), (20), (14)	(10), (37)	(31), (32), (33)

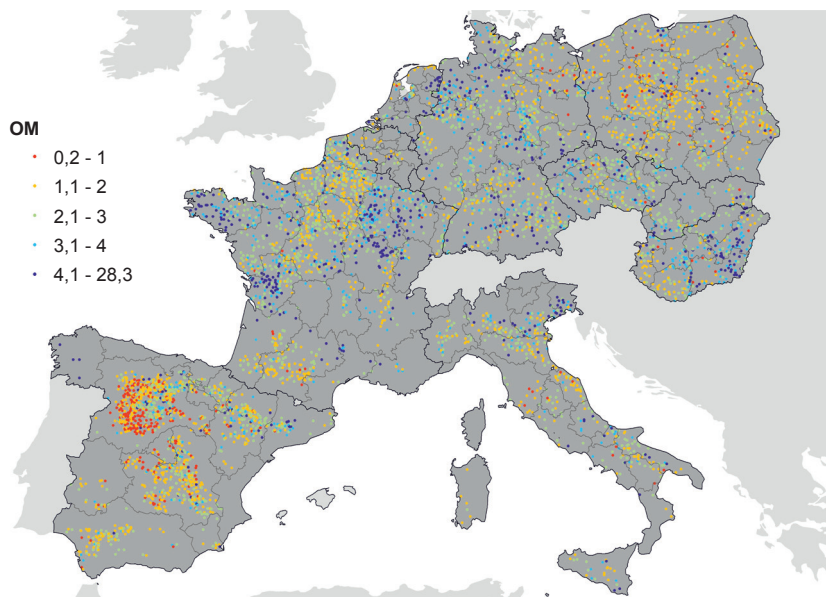
Źródło: opracowanie własne

## Określenie struktury zasiewów w UE w oparciu o dane LUCAS

W roku 2013 zostały nieodpłatnie udostępnione przez JRC nowe dane dotyczące pomiarów parametrów gleb UE, zebrane w ramach projektu LUCAS. Projekt LUCAS poświęcony był dotąd badaniom zmian użytkowania gruntów w kilkudziesięciu tysiącach obszarów kontrolnych, rozmieszczonych na terenie UE. Określenia użytkowania gruntów oraz rodzaju uprawy wykonano w latach 2006, 2009 i 2012. Próbkami glebowe pobrano z wierzchniej warstwy gleb w części punktów objętych monitoringiem użytkowania – ich łączna liczba w całej UE wynosiła 19967, z czego w Polsce pobrano 1648 próbek. W próbkach oznaczono zawartości frakcji cząstek szkieletowych (>2 mm), frakcji piasku, pyłu i iłu oraz zawartości węgla organicznego, N ogólnego, ekstrahowalnych P i K, węglanów wartości odczynu (pH w wodzie i  $\text{CaCl}_2$ ).

Z bazy danych monitoringu LUCAS wybrano 8799 punktów, dla których:

- 1) w roku 2009 wykonano oznaczenie podstawowych parametrów charakteryzujących wierzchnią warstwę gleby, w tym uziarnienia, odczynu i zawartości próchnicy;
- 2) w latach 2006, 2009 i 2012 określono uprawę (*land cover*) i użytkowanie (*land use*);
- 3) zawartości frakcji: sand, silt i clay sumują się do  $100 \pm 1$ ;
- 4) w latach 2006, 2009 i 2012 użytkowanie sklasyfikowano jako rolnicze (*land use* = 111, 112 lub 113) i uprawa należała do kategorii B (*cropland*), E (*grassland*) lub F (*bare land*).

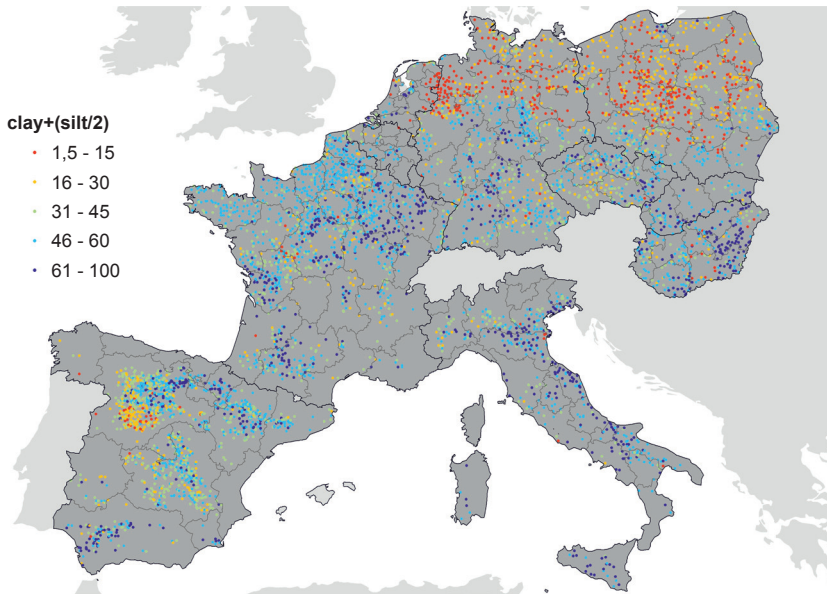


Rys. 6. Zawartość  $C_{\text{org}}$  w glebach gruntów ornych wybranych państw UE

Źródło: opracowanie własne na podstawie bazy LUCAS

Założono, że informacja o uprawie w latach 2006, 2009 i 2012 odzwierciedla dobrze strukturę zmianowania. Przykładowo, gdy w wybranym punkcie w roku 2006 uprawiano pszenicę, w 2009 jęczmień, a w 2012 pszenicę, założenie to wykorzystano w modelu, przyjmując, że w tym miejscu pszenica uprawiana jest przez 67% lat a jęczmień przez 33% lat.

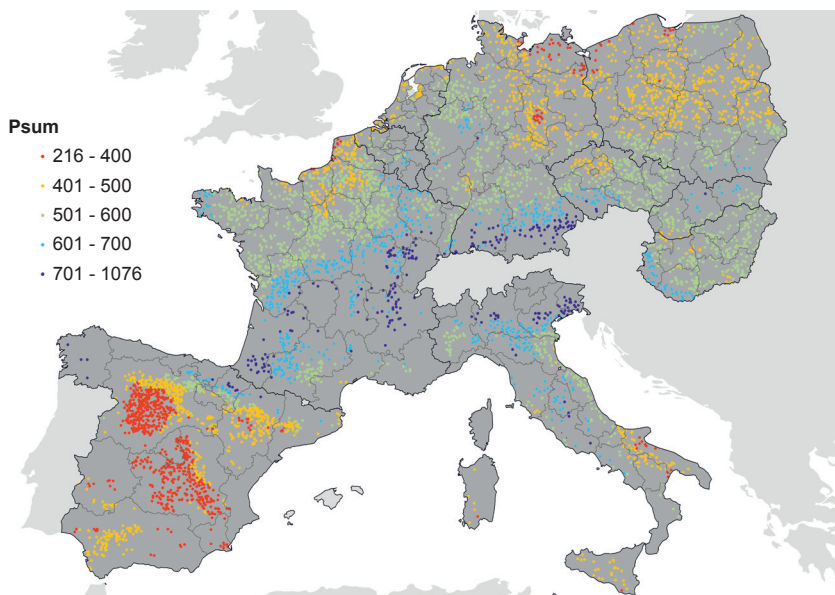
Jak łatwo zauważyć, informacja o strukturze zmianowania w bazie LUCAS jest fragmentaryczna, ponieważ zawiera dane o uprawie dla co trzeciego roku, łącznie dla trzech lat. Brak jest zatem informacji na temat roślin uprawianych w danej lokalizacji w pozostałych latach. Z drugiej strony jest to baza unikalna w sensie liczby punktów, w których dokonywano pomiaru oraz obszaru objętego badaniami. Powstaje więc pytanie, czy i w jaki sposób, na podstawie tak ograniczonej „próbki” lat, można określić strukturę upraw w okresie ostatnich kilkudziesięciu lat, które decydują o aktualnej zawartości próchnicy w glebie. Intuicja podpowiada, że w latach, dla których nie wykonywano pomiarów, uprawiano jedynie takie rośliny, jak te, które uprawia się aktualnie w bliskim otoczeniu danego punktu, a jednocześnie bardziej prawdopodobna jest uprawa tych roślin, które uprawiano w latach pomiarowych w tym samym punkcie. Do połączenia obu tych informacji można wykorzystać twierdzenie Bayesa.



Rys. 7. Zawartość frakcji drobnoziarnistych (ił + pył/2) w glebach gruntów ornych  
wybranych państw UE

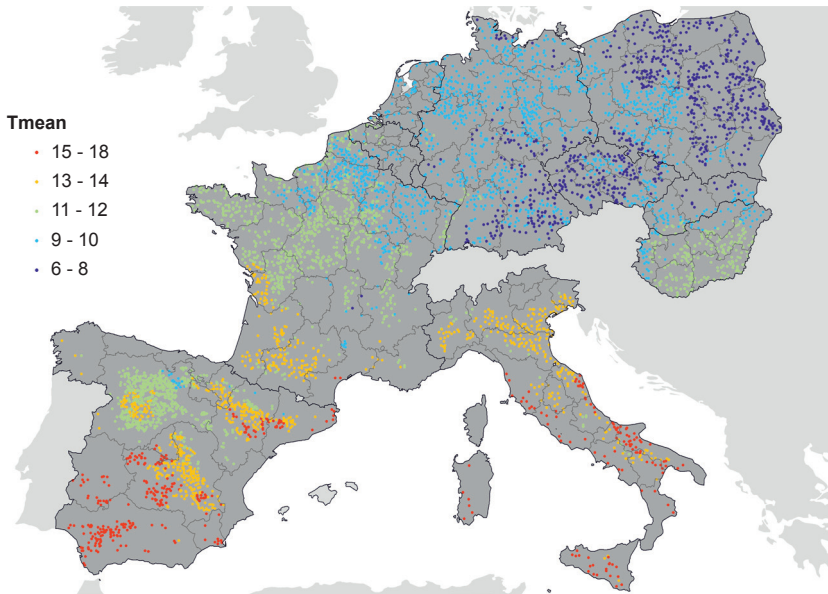
Źródło: opracowanie własne na podstawie bazy LUCAS

Prostym przykładem ilustrującym zastosowanie twierdzenia Bayesa do wnioskowania są rzuty monetą, co do których „rzetelności” nie mamy zaufania. W przypadku monety „rzetelnej” oczekujemy, że w długiej serii rzutów stosunek liczby wyrzuconych „orłów” do liczby wyrzuconych „reszek” będzie dążył do jedności. Przyjmijmy, że moneta „nierzetelna” będzie generować jedynie „orły”. Jak powinniśmy reagować gdy wyrzucono np. kolejno dziesięć orłów? Sytuacja taka jest jak najbardziej możliwa w przypadku rzutów monetą „rzetelną”, jednak mało prawdopodobna. Gdy nasz początkowy brak zaufania do monety zostaje skonfrontowany z długą serią „orłów”, nasz brak zaufania do monety powinien wzrastać. Podobnie jest w przypadku lokalizacji, w których trzy razy stwierdzono np. uprawę ziemniaka – nawet jeśli ziemniak w danym regionie stanowi mały udział w strukturze upraw będziemy spodziewać się, że w tej lokalizacji jego udział jest większy.



Rys. 8a. Średnia roczna suma opadów interpolowana do punktów pomiaru zawartości glebowej materii organicznej w monitoringu LUCAS

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych WorldClim



Rys. 8b. Średnia temperatura roku interpolowana do punktów pomiaru zawartości glebowej materii organicznej w monitoringu LUCAS

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych WorldClim

W oparciu o wcześniejsze badania (raporty zadania 1.5 Programu Wieloletniego) oraz w przybliżeniu log-normalny rozkład cechy „zawartość próchnicy w glebie”, zaproponowano prosty model opisujący zmienność próchnicy OM:

$$OM = \exp \left( \sum_{all\ crops} \alpha_i P_i + \beta CLAY + \gamma PRE + \delta TEMP + \lambda MONO \right) \quad [16]$$

gdzie  $\alpha_i$  jest współczynnikiem zależnym od uprawy  $i$ , a  $P_i$  jest udziałem tej uprawy w zianowaniu,  $CLAY$  procentową zawartością frakcji cząstek łu o średnicach poniżej 0,002 mm (rys. 7), interpolowanymi danymi meteorologicznymi (11)  $PRE$  średnią roczną wysokością opadów w mm,  $TEMP$  – średnią roczną temperaturą powietrza w  $^{\circ}C$  (rys. 8), a  $MONO$  – wskaźnikiem monokulturowości obliczanym jako maksymalny udział jednej z poniższych grup roślin w zianowaniu:

- 1) zboża;
- 2) okopowe;
- 3) przemysłowe (w tym głównie oleiste);
- 4) warzywa, strączkowe jadalne, kwiaty itp.;
- 5) pastewne;
- 6) wieloletnie.

Równanie po obustronnym zlogarytmowaniu estymowano metodą regresji liniowej wielokrotnej (krokowej) w pakiecie STATISTICA. Wszystkie estymowane parametry były istotne na poziomie 0,05, a zmienność poziomu materii organicznej została wyjaśniona w około 40 procentach. W poniższej tabeli zestawiono wyniki estymacji współczynników informujących o związku uprawy z poziomem próchnicy ze współczynnikami reprodukcji-degradacji próchnicy:

Tabela 4

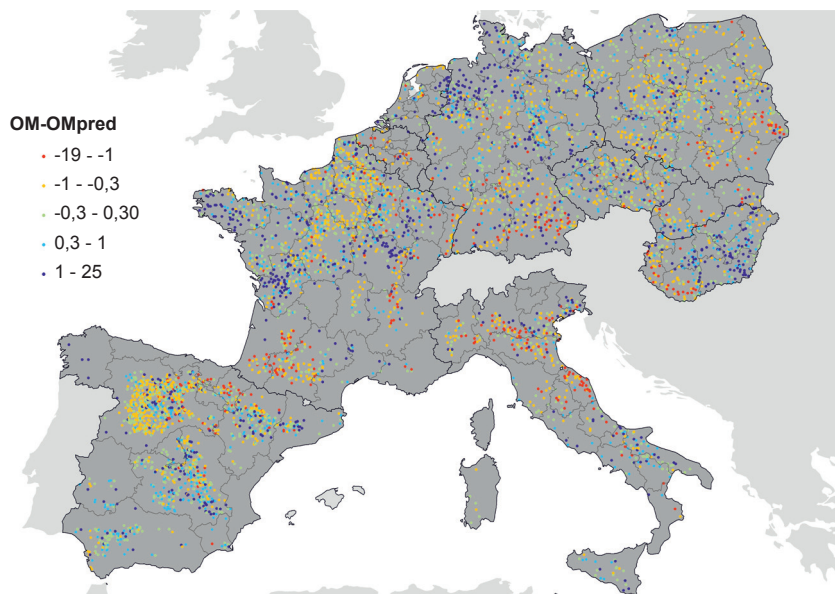
Współczynniki wpływu uprawy na poziom glebowej materii organicznej

Zmienna niezależna	wartość	Wartość odpowiadającego wsp. repr.-degr.
stała	0,390	nie dotyczy
CLAY frakcja iłu	0,01527	nie dotyczy
PRE opady	0,001010	nie dotyczy
TEMP temperatura	-0,0389	nie dotyczy
pszenica	0,093	-0,5
kukurydza	0,246	-1,1
ryż	0,34	
ziemniak	0,191	-1,4
słonecznik	-0,233	-0,5
rzepak	0,173	-0,5
warzywa bez pomidora	0,271	
trawy na GO	0,436	+1
orzechy	0,158	
gaje oliwne	0,110	
winnice	-0,180	
jabłonie, grusze lub wiśnie	0,294	
ugór	-0,27	
użytek zielony	0,634	
odłóg	-0,220	
wskaźnik monokulturowości	-0,079	nie dotyczy

Źródło: opracowanie własne

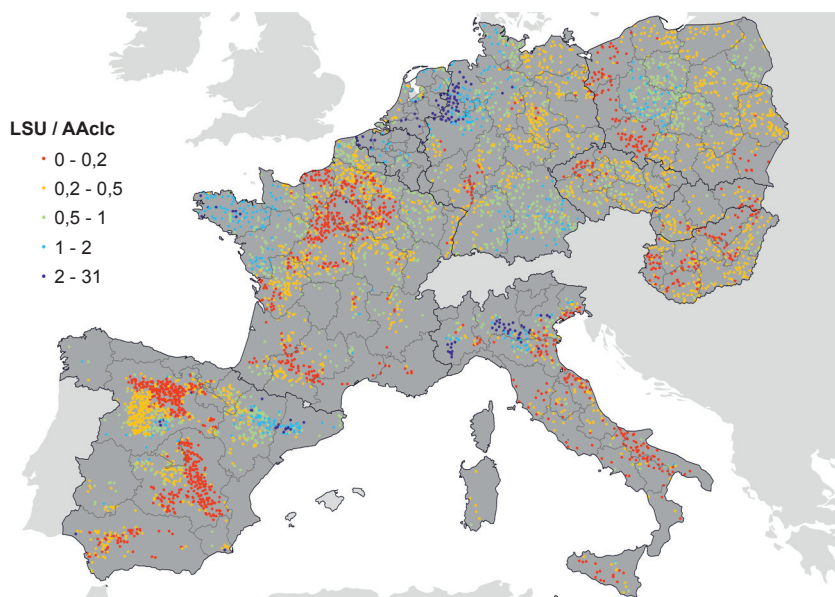
Uzyskane metodą regresji wielokrotnej współczynniki można próbować ostrożnie interpretować jako długoterminowe współczynniki charakteryzujące wpływ uprawy na poziom próchnicy w glebach i porównywać ze współczynnikami reprodukcji-degradacji (tab. 4).

Analiza rozkładu przestrzennego reszt przedstawionego modelu (rys. 9) wskazuje na konieczność uwzględnienia w jego dalszym rozwoju zmiennych takich jak obsada zwierząt czy odczyn gleb (rys. 10).



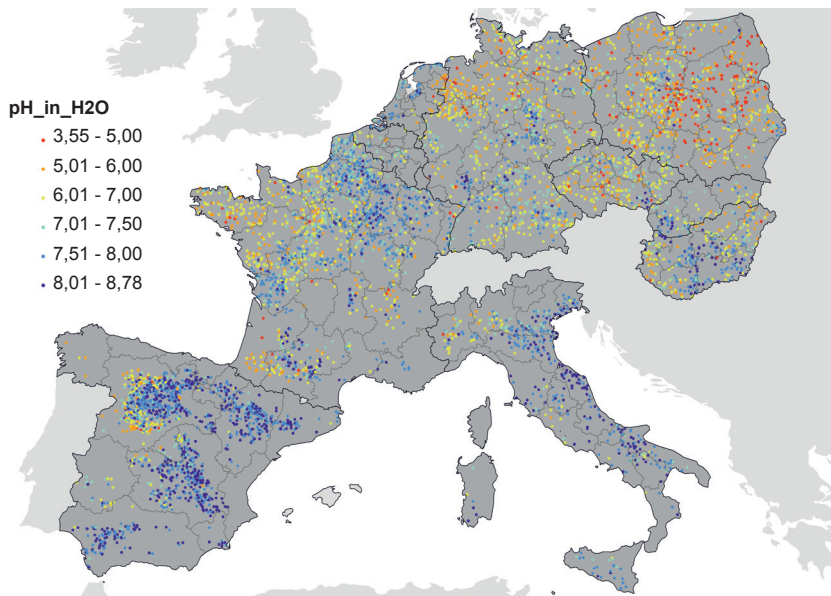
Rys. 9. Reszty modelu

Źródło: Opracowanie własne



Rys. 10a. Obsada zwierząt w sztukach dużych na ha użytków rolnych jako dodatkowy czynnik objaśniający zmienność próchnicy w glebach

Źródło: opracowanie własne



Rys. 10b. Odczyn gleb jako dodatkowy czynnik objaśniający zmienność próchnicy w glebach

Źródło: opracowanie własne

## Podsumowanie

Przegląd najnowszych osiągnięć w zakresie modelowania zmienności przestrzennej materii organicznej w glebach wskazuje, że jest to dynamicznie rozwijająca się dziedzina badań. Szczególnie obiecujące wydają się możliwości wykorzystania bazy paneuropejskiego monitoringu LUCAS. Dane te umożliwiają stawienie czoła wyzwaniu jakim jest opis dynamiki zmian materii organicznej w dużych skalach, bez szczegółowej kalibracji dla poszczególnych lokalizacji. Modele tego typu są obecnie szczególnie cenne z uwagi na to, że gleba jest w skali globalnej dużym rezerwuarem węgla i może być istotnym ogniwem dla zrozumienia procesów zmian klimatycznych.

## Literatura

1. Allen R., Pereira G., Raes D., Smith M.: Crop evapotranspiration. FAO Irrig. and Drain. Paper No. 56, FAO, Rome, 2000.
2. Brooks R.H., Corey A.T.: Hydraulic properties of porous media. Colorado State University, Fort Collins, USA. Hydrology paper, 1964, 3: 37.
3. Cieścińska B.: Influence of long-term fertilization and crop rotation in different systems of plants cultivation on the content of dissolved organic carbon in soil, Polish Journal of Soil Science, 2012, XLV/1: 95-100.

4. Clapp R.B. and Hornberger G.M.: Empirical Equations for Some Soil Hydraulic Properties, *Water Resources Research*, 1978, **14**: 601-604.
5. Coleman K., Jenkinson D.S.: RothC-A Model for the Turnover of Carbon in Soil. Model Description and Users Guide, Harpenden, 2014, 26.
6. Davidson E.A. & Janssens I.A.: Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change, *Nature*, 2006, **440**: 165-173.
7. Davis R.L., Patton J.J., Teal R.K., Tang Y., Humphreys M.T., Mosali J., Girma K., Lawles J.W., Moges S.M., Malapati A., Si J., Zhang H., Deng S., Johnson G.V., Mullen R.W., and Raun W.R.: Nitrogen Balance in the Magruder Plots Following 109 Years in Continuous Winter Wheat, *Journal of Plant Nutrition*, 2003, Vol. **26**, No. **8**: 1561-1580.
8. Gardiner C.: Stochastic Methods – A Handbook for the Natural and Social Science, 4<sup>th</sup> edition, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2009.
9. Girma K., Holtz S.L., Arnall D.B., Tuban B.S., Raun W.R.: In Celebration of 100 Years of ASA, The Magruder Plots: Untangling the Puzzle, *Agron. J.*, 2007, **99**: 1191-1198.
10. Gregory A.S., Watts C.W., Griffiths B.S., Hallett P.D., Kuan H.L., Whitmore A.P.: The effect of long-term soil management on the physical and biological resilience of a range of arable and grassland soils in England, *Geoderma*, 2009, **153**: 172-185.
11. Hijmans R.J., Cameron S.E., Parra J.L., Jones P.G. and Jarvis A.: Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas. *International Journal of Climatology*, 2005, **25**: 1965-1978.
12. Ise T., Moorcroft P.R.: The global-scale temperature and moisture dependencies of soil organic carbon decomposition: an analysis using a mechanistic decomposition model. *Biogeochemistry*, 2006, **80**(3): 217-231.
13. Jenkinson D.S.: The turnover of organic carbon and nitrogen in soil. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological Sciences*, 1990; **329**: 361-368.
14. Kaiser M., Ellerbrock R.H.: Functional characterization of soil organic matter fractions different in solubility originating from a long-term field experiment, *Geoderma*, 2005, **127**, 196-206.
15. Kleszczycki A., Kozakiewicz A., Łakomic I.: Wpływ wieloletniego nawożenia mineralnego i obornika na substancję organiczną gleby w świetle 44-letnich doświadczeń, *Roczniki Gleboznawcze*, 1967, **XVII**: 243-251.
16. Laio F., Porporato A., Ridolfi R., Rodriguez-Iturbe I.: Plants in water-controlled ecosystems: Active role in hydrologic processes and response to water stress, II: Probabilistic soil moisture dynamics, *Adv. Water Resour.*, 2001, **24**: 707-723.
17. Li C., Frolking S., Frolking T.A.: A model of Nitrous Oxide Evolution From Soil Driven by Rainfall Events: 2. Model Applications. *Journal of Geophysical Research*, 1992, Vol. **97**, No. **D9**: 9777-9783.
18. Li C., Frolking S., Frolking T.A.: A model of Nitrous Oxide Evolution From Soil Driven by Rainfall Events: 1. Model Structure and Sensitivity. *Journal of Geophysical Research*, 1992, Vol. **97**, No. **D9**: 9759-9776.
19. Merbach W., Deubel A.: Long-term field experiments – museum relics or scientific challenge?, *Plant Soil Environ.*, 2008, **54**(5): 219-226.

20. Merbach W., Deubel A.: The Long-Term Fertilization Trials in Halle (Saale): A Tool for Sustainable and Environmentally Compatible Land Management, Contributions of Plant Nutrition Science in Halle, Springer Science & Business Media, 2007, **13**.
21. Mercik S., Stępień W.: The most important soil properties and yields of plants in 80 years of static fertilizing experiments in Skierniewice, Fragmenta Agronomica, 2005, **XXII**, **1(85)**: 189-201.
22. Mercik S.: Most important soil properties and yielding in long-term static fertilizing experiments in Skierniewice, Soil Science Annual, 1994, **XLIV**: 71-78.
23. Millly P.C.D.: A minimalist probabilistic description of root zone soil water, Water Resour. Res., 2001, **37**: 457-463.
24. Moyano F.E., N. Vasilyeva, L. Bouckaert, F. Cook, J. Craine, J. Curiel Yuste, A. Don, D. Epron, P. Formanek, A. Franzluebbers, U. Ilstedt, T. Katterer, V. Orchard, M. Reichstein, A. Rey, L. Ruamps, J.-A. Subke, I. K. Thomsen, C. Chen: The moisture response of soil heterotrophic respiration: interaction with soil properties. Biogeosciences, 2012, **9**: 1173-1182.
25. Nahabe M.H.: Refining the Definition of Field Capacity in the Literature, Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 1998, **July/August**, 230-232.
26. Parton, B., Ojima, D., Del Grosso, S., Keough, C.: CENTURY Tutorial, Supplement to CENTURY User's Manual, 2001.
27. Pereira L.S., Perrier A., Allen R.G., Member, A S C E and Alves I.: Evapotranspiration: Concepts and future trends. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 1999, **March/April**: 45-50.
28. Rawls W.J., Brakensiek D.L., Saxton K.E.: Estimation of Soil Water Properties. TRANSACTIONS of the ASAE, 1982, Vol. **25**, No. **5**: 1316-1320.
29. Rezmerska-Piętka J., Łęgowiak Z., Radecki A.: The influence of long-term mineral and organic fertilization on biology of dominating weeds in rye monoculture, Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, 2007, Vol. **LXII(2)** Sectio E: 109-116.
30. Rodrigues-Iturbe I., Porporato A., Ridolfi L., Isham V., Cox D.: Probabilistic modelling of water balance at a point: the role of climate, soil and vegetation. Proc. Royal Soc. Lond. Ser. A-Math. Phys. Eng. Sci., 1999, **455**: 3789-3805.
31. Seremesic S., Milosev D., Djalovic I., Belic M., Ciric V., Durevic B., Jacimovic G.: A comparative study of winter wheat and maize effects on the changes in structural properties of Chernozem, CROSTRO, 2013.
32. Seremesic S., Milosev D., Djalovic I., Zeremski T., Ninkov J.: Management of soil organic carbon in maintaining soil productivity and yield stability of winter wheat, Plant Soil Environ., 2011, **57(5)**: 216-221.
33. Seremesic S., Milosev D., Manojlovic M.: Soil organic carbon and particle size distribution of arable soils in winter wheat cropping, HSIE 8 Šoporna, 2009, 13-17.09.
34. Simunek J., Suarez D.L.: Modeling of carbon dioxide transport and production in soil: I. Model development. Water Resources Research, 1993, **29(2)**: 487-497.
35. Sosulski T., Stępień W., Mercik S., Szara E.: Crop yields and nitrogen balance in long-term fertilization experiments, Nawozy i Nawożenie, 2011, **42**: 41-50.

- 
36. Strona eksperymentu Magruder Plots: [http://nue.okstate.edu/Long\\_Term\\_Experiments/Magruder\\_Plots\\_Yield\\_Summary.htm](http://nue.okstate.edu/Long_Term_Experiments/Magruder_Plots_Yield_Summary.htm)
  37. Strony eksperymentu Rothamsted: <http://www.era.rothamsted.ac.uk/index.php?area=home&page=index&dataset=4> <http://www.era.rothamsted.ac.uk/index.php?area=home&page=index&dataset=4&sub=bbksoils>
  38. Suarez D.L., Simunek J.: Modeling of carbon dioxide transport and production in soil: 2. Parameter selection, sensitivity analysis, and comparison of model predictions to field data. Water Resources Research, 1993, **29(2)**: 499-513.
- 

Adres do korespondencji:

*mgr Artur Łopatka*  
*Zakład Gleboznawstwa Erozji i Ochrony Gruntów*  
*IUNG-PIB*  
*ul. Czartoryskich 8*  
*24-100 Puławy*  
*tel. (81) 47 86 781*  
email: [artur@iung.pulawy.pl](mailto:artur@iung.pulawy.pl)

