

SZEMLE

Modellezés és modellhasználat a talajtani kutatásban

A talaj, mint a legtöbb természeti képződmény túlságosan összetett ahhoz, hogy egyszerűen vizsgálható, leírható, és működésében, fejlődésében, változásában elemezhető legyen. Az elemző emberi elme az összetett jelenségeket, szerkezeteket lényeges jellemzőik megtartásával, egyszerűbb helyettesítőikkel, *modelljeikkel* cseréli fel annak érdekében, hogy azok működését meghatározott, de a valóságosnál egyszerűbb, átláthatóbb feltételek között tanulmányozhassa. A modell tehát a komplex valóság elméletileg és szemléletileg meghatározott leképezése (RICHTER, 1987). A tudomány művelői mindezt az újkor egyik legnagyobb szellemi vívmánya, a természetre, a világra modellel történő rákérdezés lehetőségét felismerve teszik. JUHÁSZ-NAGY (1993) szerint: „Ha ez a rákérdezés legalább részben formális (matematikai), akkor bizonyosan valamilyen modellről beszélhetünk. Már a rákérdezés módja és formája is jelzi, hogy a modellezés, modellalkalmazás során az egyszerűsítés szükséglet. Minden modell egy szakmai szükséglet és egy matematikai lehetőség találkozási pontján jöhet létre.” A továbbiakban az ún. számítógépes, vagy matematikai modellezés témakörét tekintjük át.

A modell a valóságot képezi le, jeleníti meg, helyettesíti, vagyis reprezentálja, még ha egyszerűsített formában is (ADDISCOTT, 1993). ADDISCOTT a talajra, mint összetett rendszerre, valamint egy ember által készített eszközre, egy csónakra vonatkozó modellek közötti különbség példáján fejti ki, hogy míg a „csónakmodell” minden lényeges jellemzője egyértelmű és ismert, addig a talajmodell esetében annak eldöntése, hogy melyek a fontos és a jellemző tulajdonságok, hipotézis kérdése, illetve jelentős bizonytalanság társul bármely részletre vonatkozó érték megadásához. Azt a következtetést vonja le, hogy a talajmodellek hipotetikus természetűek, vagyis a modell építéskor alkalmazott feltételezések döntő jelentőségűek. A hipotézisek gyakran szavakban, a jelenséget leíró egyenletek megválasztásában, a nem mérhető paramétereknek adott értékben, a modellben párhuzamosan futó folyamatok sorrendjének megválasztásában stb. foglalhatók össze. A talaj természete, és a talajban végbemenő folyamatok száma miatt egy talajmodellben rendszerint több, egymással kölcsönhatásban álló egyenlet szerepeltetése szükséges. A több egyenletből felépülő modelleket célszerű emiatt *kiterjesztett hipotézisű* modelleknek nevezni. A kiterjesztett hipotézisű modelleket szintén mért adatokon célszerű tesztelni oly módon, hogy a modell feltételrendszerét (hipotéziseit), ha szükséges, át is lehessen alakítani. A modelltesztelésnek ezt a módját érvényesítésnek, validálásnak nevezzük. Az érvényesített modell eredményéről, a modell által adott előrejelzésről tudni kell, hogy az nem vonatkoztatható a modell érvényességi tartományán kívül.

Összetett rendszerek *működésének* leírását tehát a matematika, a fizika, vagy a kémia formanyelvét alkalmazó egyenletrendszerek szolgálják, és adott kezdeti értékről

indulóan megoldásuk adja a rendszer választ. Azonban a bonyolult differenciálegyenletek numerikus megoldásának a lehetősége elég egyértelműen a számítás-, illetve a számítógép technika fejlődéséhez kötődött. A számítástechnika utóbbi tizenöt évben végbement fejlődésének köszönhetően ma már a személyi számítógépek lehetővé teszik a számítógépes modellek használatát és/vagy továbbfejlesztését.

A modellépítés és alkalmazás nem csupán azt jelenti, hogy a kutatók és a gyakorlati szakemberek egy kutatást segítő, illetve egy rákérdezést lehetővé tevő eszközzel gazdagodtak, hanem a modellépítő és alkalmazó egyúttal rákényszerül arra, hogy a vonatkozó tudományterület általános ismereteit és feltételezéseit összegyűjtse, rendszerezze, a modellezésben azokat alkalmazza, illetve érvényességüket kipróbálja. A modellépítők egyik csoportja minden feladatra egyedi modellt fejleszt ki, míg a másik csoport tagjai a hasonló feladatokra egyetlen közös modellt építenek. A modellalkalmazás, vagy modell-módszer számos előremutató ismérve közül néhány:

- a modellezett rendszer aktuális ismeretanyagának a feldolgozása;
- az összetett rendszer egyes építőelemeinek egységes, működő egésszé történő összekapcsolása, vagyis az aktuális ismeretek szintetizálása;
- az aktuális ismeretek és elméletek alapján annak ellenőrzése, hogy a mennyiségek, mértékegységek szerint, vagyis kvantitatív módon mennyire tekinthető igaznak a modellezett rendszer működéséről alkotott feltevés (hipotézis), vagy hipotézis rendszer;
- a tudományos ismeretek elfogadottsága alapján kutatási preferenciák kijelölése;
- a modell segítségével térben és időben előrejelzések készítése.

Belátható, hogy a modellezés általánosan alkalmazható minden tudományterületen. Talajtani alkalmazása is rendkívül sokszínű és sokféle. Áttekintésünk a talajfejlődés, a talajfejlődést előidéző, mozgató és befolyásoló talajfolyamatok modelljeinek a számbavételére szorítkozik.

A modell-módszer fejlődésének a szükségességét, vagyis azt, hogy a talajkörnyezeti és a talajfejlődési folyamatok modellezhetők legyenek, egyre sürgetőbbé vált a globális klímaváltozás várható hatásainak előrejelzése kapcsán. A talajok ugyanis kulcsszerepet játszanak az ökoszisztémák felépítésében és működésében egyaránt. Részben kiegyenlítik, részben elszennvedik a globális változások hatásait. Annak érdekében, hogy a talaj ökológiai szerepe megérthető legyen, egyrészt magában a talajban lejátszódó folyamatokat, másrészt a talaj- és az ökológiai rendszer más elemei közötti kapcsolatokat szükséges tisztázni. A talajnak, mint összetett, sok alkotórészből álló rendszer tanulmányozásának ez a rendszerszemléletű módja a talajtannak a kezdetektől fogva jellemzője (DOKUCSAJEV, 1883; STEBUTT, 1930), és ma is alapját képezi a talajtani modellezésnek és modelleknek. Megállapítható, hogy az 1970-es évek végétől a laboratóriumi és a szabadföldi kísérletek mellett a számítógépes modellezés, a szimulációs módszer az ismeretszerzés, ellenőrzés és előrejelzés eszközévé vált. A számítógépes modellhasználat nemcsak kutatási, hanem oktatási, szaktanácsadási és ismeretközlő eszközzé és módszerré is vált.

A talajmodellezés története

A nyugati világban „a talajképződés tényezői” általános és „kvalitatív” talajmodell-jének megalkotása JENNY (1941) nevéhez fűződik, és a legismertebb. A Jenny-féle talajmodellben a dokucsajevi talajképződési tényezők, a topográfia (felszínalak), anyakőzet (geológiai alap), az éghajlat (hőmérséklet és nedvesség), a biológiai aktivitás (a flóra és a fauna, az embert is beleértve), valamint mindezek időbeli hatásai a talajra (a talaj kora) szerepelnek. A felsorolt talajképződési tényezők a kezdeti állapothoz képest együttesen határozzák meg a talaj tulajdonságainak alakulását (JENNY, 1941, 1980). Ez a szemlélet jellemzi a talajtan szinte minden területét, a talajfelvételezéstől kezdve egészen a talajinformációs rendszerekben létrehozott digitális információ-rétegekig. A felsorolt talajképződési tényezők, mint állapothatározók (state factors) határozzák meg a talajfejlődést. A talajképződés mennyiségi leírása is ezen az alapon történik.

A hazai talajtanban a talajképződés és talajfejlődés folyamatainak együttes figyelembevételével készült rendszer alapját a talajon felismerhető bélyegek kialakulásához vezető jelenségek folyamattársulása jelenti (STEFANOVITS, 1963, 1975; STEFANOVITS et al., 1999). Ebben a talajrendszerben kifejezésre jut a folyamatok szerepének erőssége is, amelyet a folyamatok négy szintre osztása rangsorol: uralkodó, jellemző, kísérő és módosító folyamatokat különböztetve meg. A talajtípus meghatározására az uralkodó, a jellemző és a kísérő folyamatok együttese szolgál. A módosító folyamatokat a talajváltozatok elkülönítésére használják.

Stefanovits hangsúlyozza, hogy a talajfolyamatok nem egymástól elkülönülten, függetlenül, hanem egymással kölcsönhatásban, meghatározott időrendi sorrendben és intenzitással vannak jelen és működnek. Alapvető jelentőségű az a felismerés, hogy a folyamatok fellépésének sem a sorrendje, sem az időpontja nem előre meghatározott. A talajfejlődés irányát a természeti viszonyok által meghatározott talajképződési tényezők időben történő megjelenése, hatástartama és erőssége eredményének tekinti. A talajfejlődés többirányú, poligenetikus jellegét a talajképződési folyamatok időbeni fellépéséből, hatástartamából és intenzitásbeli alakulásából vezeti le.

Stefanovits a talajképződést tehát az időben egymás után következő, vagy egy időben, többnyire különböző intenzitással végbemenő folyamatok eredményének tekinti. Nyilvánvaló, hogy a talajfejlődést a talajfejlődési modellben megfogalmazott koncepció alapján leíró matematikai modell részfolyamatainak mind felírása, mind összekapcsolása a modellkészítőknek bonyolult feladat elé állítja.

A talajfejlődés modellezésének a 90-es évek eleji állapotáról HOOSBEEK és BRYANT (1992) összeállítása ad jó áttekintést. A mennyiségi modellek többsége egy-egy elkülönült fizikai, kémiai, vagy ásványtani folyamat leírására szorítkozik, és ezen túlmenően is egyszerű rendszerre írják le a folyamatot (pl. a kémiai anyagok kimosódását a talajszelvényből, a kémiai vegyületek geokémiai átalakulását, vagy a víz- és hőáramlási folyamatok fizikáját). Ezek a modellek hatékonyak egy-egy talajfolyamat működési mechanizmusának és/vagy bekövetkezési valószínűségének bemutatására, illetve a modellezett talajjellemző valamely állapotértékének az előrejelzésére. Ezek az egyszerű modellek azonban a modellezett folyamat talajfejlődés szempontú leírását nem teszik

lehetővé. A talajfejlődés leírását az ún. „feladatvezérelt” (object oriented) modellezési, modellépítési technika és programozás segíti (BOOCH, 1991).

A feladat által vezérelt modellezési technika

A számítástechnikában, a modellépítésben és programnyelvekben végbement fejlődés már lehetőséget ad a folyamatvezérelt talajfejlődés modellezésére. A személyi számítógépeken elterjedt operációs rendszerek lehetővé teszik a számítógép processzor működésének speciális programokhoz való illesztését. A fejlődés, amely a személyi számítógépes operációs rendszerekben és a felhasználói felületeken végbement a tudományos igényű modellezésben is nyomon követhető. Azok a fejlődési lépcsők, amelyek a 90-es évek elejére tehetők, pl. a Simula nyelv kifejlesztéséhez (WEGNER, 1990) és a Smalltalk felhasználói felülethez köthetően vezettek a feladatvezérelt modellezési technika kialakulásához (MEYER, 1988; BOOCH, 1991). A „feladatmodellezési technika” (RUMBAUGH et al., 1991) a feladatvezérelt programnyelven írt modellek feladatait, tárgyait oly módon rendezi össze, hogy összekapcsolásuk határozza meg az egyik modulból a másikba jutó információt és a végrehajtandó műveletet is. A hagyományos programokhoz képest – amelyek mindig ugyanazokat a műveleteket hajtják végre a különböző típusú adatokon – ezáltal egy szabályozott viselkedési tartomány kialakítása történik meg. Az azonos szerkezetű objektumok egy „osztályt” alkotnak. Az osztályhoz tartozás pedig megszabja az adatszerkezetet, a műveleteket és az alkalmazható módszereket. A feladatvezérelt programban a modulok között „üzenetek” és nem adatok mennek körbe, valamint az üzenetek szabják meg a végrehajtandó műveleteket. Egy feladatvezérelt adatbázisból a kérdéses adat kiválasztása anélkül történik meg, hogy külön meg kellene határozni az ahhoz szükséges rutint. Annak ellenére, hogy a feladatvezérelt modellezés elnevezései szerzőnként különbözőek, az elvi alapok egységesek (JACOBSON, 1993).

A feladatvezérelt programok nyelve a már korábban is említett Smalltalk, a CLOS, vagy a C++. Az említett nyelvű programok illeszthetők a régebbi C, Ada, vagy a Fortran77 programnyelven megírt programokhoz.

A talajgenetikai modellezés lehetőségei

A feladatvezérelt programozás lehetővé teszi a talajfejlődés szimulációját oly módon, hogy a talajszelvény kezdeti állapotának környezeti hatásokra bekövetkező változásai legyenek kijelezhetők. Az újonnan kialakuló talajtulajdonságok hatásai, a talajt magában foglaló ökológiai rendszer egyéb összetevőire vonatkozóan is kijelzésre kerülnek.

A talajfejlődés feladatvezérelt módon történő modellezése a következők tanulmányozását teszi lehetővé:

1. *A szimuláció időlépték-változtatását*, amire a különböző talajfolyamat sebességek kapcsán van elsősorban szükség. A talajfolyamatokat három időléptékre osztják fel: rövid idejű (napi, évszakos), középhosszú idejű (10–100 év), és a hosszú idejű (geológiai időlépték; ezer év). A rövid idejű tulajdonságok az aktuálisan ható talajfeltételek

dinamikáját tükrözik, amelyek egyben a növényi életfolyamatok, a mezőgazdasági földhasználat és a növénytermesztés erőforrásai. A közép idejű tulajdonságok azok, amelyek a globális változásokkal vannak összefüggésben és határozzák meg, hogy a talaj hogyan hat a vegetáció egészségére, vagy szukcessziójára, valamint rajtuk keresztül mérhető le egy-egy meghatározott jelenség, vagy hatás erőssége is. A hosszú távú, geológiai idejű tulajdonságok a talajszelvény fejlődését és morfológiai tulajdonságait fejezik ki, amelyek egyben megszabják a talaj növénytermesztési potenciálját. Az 1. táblázatban néhány talajtulajdonság megváltozásának időléptékét mutatjuk be.

1. táblázat
Öszeállítás a talajtulajdonságok változásának időléptékéről
(RICHTER (1987) és ARNOLD és munkatársai (1990) után)

Néhány talajjellemző megváltozásának időtartama		
Rövid idejű (egy naptól egy évszakig)	Közepes idejű (1 évtől 10 évig)	Hosszú idejű (évszázadtól geológiai ideig)
hőmérséklet nedvesség gázösszetétel	pH tápanyagállapot szervesanyag-összetétel mikrobiális életközösség térfogattömeg porozitás beszivárgás víztartóképesség szerkezet szeszkvioxid-tartalom	ásványi összetétel szemcseméret-eloszlás szilárd fázis szemcséinek sűrűsége

Természetesen, miközben a talajtulajdonságok változnak, az azokat kiváltó folyamatok is változáson mennek keresztül. Annak ellenére, hogy az 1. táblázatban az ásványi összetétel átalakulása hosszú idejű folyamatként szerepel, azt közepes időléptékű folyamatként is figyelembe lehet venni. Míg például a rövid idejű folyamatok közül a csapadéktól és a kicserélődési mechanizmusoktól függően a talajoldat kémiaja a legrövidebb időléptékben is változik. A szervesanyag-tartalom átalakulás, a térfogattömeg változás, vagy a tápanyag- és víztartó kapacitás változása a közepes időtartamú léptékre jellemző és szimulációjának időtartama is ebbe a tartományba helyezendő. Emiatt a talajmodellt oly módon szükséges felépíteni, hogy az mind a rövid, mind a hosszú időléptékű folyamatokat magába foglalja, és használatával érthetővé váljanak mind a rövidebb távon, mind a hosszabb távon jelentkező következmények.

2. *A talajfolyamatok és folyamatgyűttesek, kölcsönhatások átfogó leírása.* Az 1. ábra egy átfogó talajmodell koncepciójaként a főbb talajfolyamatok öt csoportja szerepel: ezek az abiotikus kémiai folyamatok (I), az élő szervezetek aktivitása (II), energia egyensúly és a vizes fázis átalakulási folyamatai (III), a vízáramlások (IV), a talajalkotó részek átrendeződése és újra eloszlása (V). Az I–V. talajfolyamat csoport külön-külön is szerepelhet, mint szimulációs modell típus (pl. talajfizikai, talajkémiai, vagy talajásványtani modellek). Bár az ábrán nem szerepel, az egyes talajfolyamat-osz-

Folyamat csoport	Élettelen kémiai reakciók	Élő szervezetek tevékenysége	Energia egyensúly	Vízár	Részecske eloszlás
A talaj rétegeiben (genetikai szintekben) előforduló elsődleges folyamatok	Anion/kationcseré Oxidáció/redukció Sav/bázis reakciók Ásványi lebonlás és felépülés Hidrolízis	Szervesanyag lebonlás Humuszképződés Tápanyag mineralizáció Nitrifikáció Gázképződés Állatjáratok	Hővezetés Vizes fázis áramlenetek	Perkoláció Kapillaritás Diffúzió Oldat hígulás/töményedés	Agyag disperzió és flokkuláció Szerkezetképződés/bontás
Talajrétegen belüli, talajok közötti és a szomszédos ökoszisztéma felé irányuló elsődleges szállítás (transzfer)	Nyomgáz felszabadulás	Növényi maradvány bejutás Gyökérfejlődés Gyökérkéregzés és kiválasztás Oldatfelvétel Lemosás (száron, lombon) Törzscsurgás Részecske transzport	Határregegen áramló Hőtranszport Vízpárolgás, szublimáció és kondenzáció	Vízárak (beszivárgás, eső, lefolyás, talajvíz áram) Kínosódás/oldat áramlás	Agyag ki/be mosódás Erozió/üledés Fagyás/olvadás Duzzadás/zsugorodás Csúszó, zuhanó és törmelék áramlás
Jellemző időlépték	10^{-3} mp - 100 év	100 mp - 100 év	10^3 mp - 1 év	10^7 mp - 1 év	10^5 mp - 10^4 év
Más jellemző talajfolyamat, vagy külső folyamat mérhető tulajdonsága	Ionkoncentráció Kicsérélhető ionok Redoxi potenciál pH Ásványi összetétel Sűrűség Bevonatok Mész tartalom	Szervesanyag forma és mennyiség Ásványi tápanyagok CO_2/O_2 koncentráció Oldott gázok Szerves savak	Hőmérséklet Vizesfázisú keverékek Albedo	Víz tartalom Víz potenciál (mátrix potenciál, ozmotikus potenciál)	Rétegződés Genetikai szint: mélység / vastagság Részecskeméret eloszlás Fajlagos felület Térfigattórmeg Póruseloszlás Szerkezet

1. ábra

A fontosabb talajfolyamatok kvalitatív modellezési lehetőségének konceptuális elrendezése

lopokban adott idő alatt megváltozó talajtulajdonság a másik oszlopban szereplő folyamatban már a megváltozott értékkel, vagy jellemezővel vesz részt.

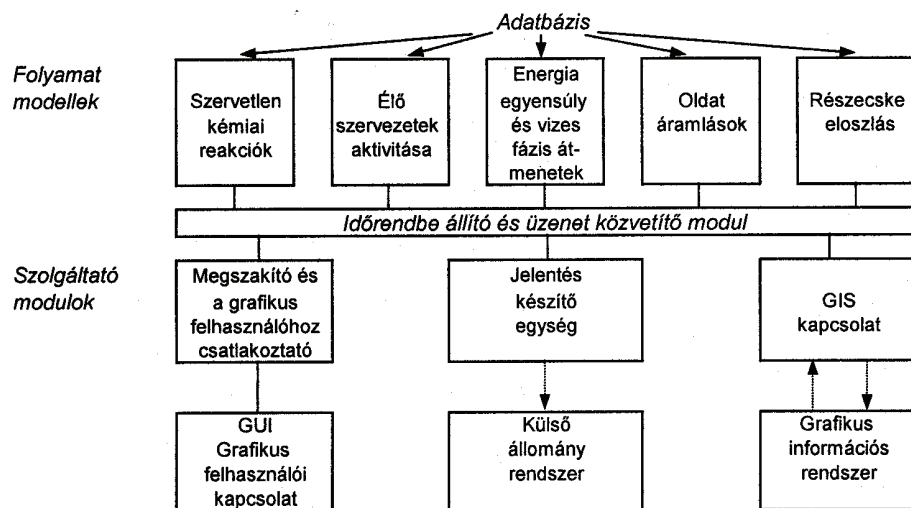
Az 1. ábra második sorában a genetikai talajszintekre jellemző elsődleges folyamatok szerepelnek. A harmadik sorban a talaj genetikai szintjei, illetve a talajt körülvevő ökorendszer elemei közötti transzportfolyamatok szerepelnek. A negyedik sorban az oszlopokra jellemző folyamatok időléptéke látható, az ötödik sorban pedig a folyamatmodellekkel előre jelezhető, illetve a modellek által becsülhető talajjellemzők listája található, amelyek a modellezés céljától függően mérendők és/vagy becsülhetők.

Az 1. ábrán szereplő modellszerkezetben például a hőmérséklet hatása az egyes részfolyamatokra és azok összekapcsoltságára jól nyomon követhető. A talajban a hőáramlás kulcsfontosságú minden, a talajban végbemenő egyéb folyamatot tekintve (pl. a szervesanyag-lebomlás, vagy tápanyagfelvétel). A talaj hőmérséklete a talajnak, mint közegnek a növényi növekedést szolgáló funkciója szempontjából is meghatározó. A talajtulajdonságokat a hőmérséklet különböző időléptékekben befolyásolja annak elenére, hogy a hőmérsékletnek napi, vagy annál rövidebb időléptékű változása van. Modellezési szempontból a talajszelvényben végbemenő hőtranszport felírható, és a talajrétegek változó hőmérséklete az ott végbemenő folyamatok kinetikájában tükröződik. A talajfolyamatok összetett kapcsolatrendszer is megjelenik a modellezésnek ebben a formájában.

3. *A modularitás, vagyis egyedi részekből felépítettség.* Ahhoz, hogy ez megvalósuljon, a részfolyamatokat leíró modellek idő- és térléptéke egymástól független kell, hogy legyen. Ezt a függetlenséget az is indokolja, hogy amennyiben a szakmai ismeretek egy adott részfolyamatot illetően bővülnek és a modellbe beépülnek, hatásuk nem jelenhet meg egy másik modellrész folyamataival ellentmondásban. A talaj genetikai fejlődését leíró szimulációs modell tehát, moduláris felépítésben működtethető. Például a 2. ábrán kilenc elsődleges elemi modell szerepel három elkülönülő (I–III) szinten. Az I. szinten az 1. ábrán bemutatott öt fő talajfolyamat-csoport szerepel. A II. szint az eseményeket rendezi össze időben és a futási eredményeket mutatja be a történések sorrendjében. A III. szint lehetőséget ad a modellezőnek arra, hogy megszabja a modellezési eredmények lekérdezésének módját, formáját és időléptékét.

A talajfejlődés modell tehát alapvetően modulárisan épülhet fel, és a részfolyamatok kölcsönhatása, összekapcsolása képez egy további, lényeges modellépítési feladatot. Bemutattuk, hogy az egyes talajtani részfolyamatok leírására specifikus modellek készíthetők, illetve állnak rendelkezésre. Ezek a részmodellek önálló modellként például a talaj fizikai, vagy kémiai folyamatainak leírására alkalmasak.

A következőkben a talajtani folyamatmodellek jellemzőit, elvi megoldásait tekintjük át. Elsőként a talajfejlődést, mint a rendezettség növekedését az entrópia csökkenésével összekapcsoló hipotézist ismertetjük. Az entrópia-csökkenésre épülő talajfejlődési koncepció alapvetően ökológiai alapú, amely a talajt, mint a fejlődése során szintén az entrópia-csökkenést mutató ökológiai rendszer egy részét, összetevőjét tekinti.



2. ábra

Példa talajfolyamat modell szerkezeti felépítésére

Az entrópia fizikai-kémiai jelentéstartalma

Az entrópia az anyagi rendszerek molekuláris rendezetlenségének, illetve állapotuk termodinamikai valószínűségének a mértéke. Extenzív mennyiség, vagyis egységes összetételű és változatlan állapotú rendszer entrópiája arányos anyagának mennyiségével. Mértékegysége J/K $\left(\frac{\text{m}^2 \cdot \text{kg}}{\text{s}^2 \cdot \text{K}}\right)$.

Az entrópiatétel a termodinamika II. Főtételéből következik és segítségével megadható az önként végbemenő folyamatok iránya. Elszigetelt, zárt rendszerben minden irreverzibilis folyamat az entrópia növekedésének irányában megy önként végbe. A termodinamikailag nyitott rendszerek környezetükkel hőt és/vagy anyagot is cserélnek. Ha az entrópiatételt nyitott rendszerre alkalmazzuk, a vizsgált rendszert munkarendszernek nevezzük, és rendszerint hozzászámítjuk a környezetet is, mint hőforrást. Reverzibilis folyamat esetén az entrópiaváltozás nulla, az irreverzibilis folyamat pedig entrópiánövekedéssel jár. Az entrópiatételből szükségszerűen csak a rendszer egészére érvényes nulla entrópiaváltozás, vagy az entrópiánövekedés következik. A munkarendszer entrópiája csökkenhet is, ha azt a környezet entrópia növekedése egyenlíti ki. A rendszerben tehát entrópiacsökkenéssel is végbemehetnek önként reverzibilis és irreverzibilis folyamatok.

Az entrópiatétel statisztikai termodinamikai értelmezése szerint egy termodinamikai rendszerben csak olyan folyamatok mehetnek önként végbe, amelyekkel a rendszer az eredetinel nagyobb termodinamikai valószínűségi állapotba kerül. Annál nagyobb valamely rendszer termodinamikai valószínűsége, minél kisebb a rendszert alkotó részecskék anyagi és energetikai rendezettségére. Ebből következik, hogy a termodinami-

kai folyamatok a rendezettség csökkenése irányában mennek önként végbe. Az entrópiánövekedéssel járó, önként végbemenő folyamat közben a rendszer munkavégzésre fordítható energiája csökken, vagyis a rendszer hasznosítható energiája szétszóródik (disszipálódik), termikus energiává alakul.

Szintén a statisztikus termodinamika entrópiatételéből következik, hogy minden olyan folyamat, amely a molekulák mozgási lehetőségeit növeli (disszociáció) az entrópia növekedését idézi elő, az atomok, molekulák közötti kapcsolat megerősödése (asszociáció) viszont az entrópia csökkenésével jár.

A rendező folyamatokban az entrópia csökken, míg a szétszóró folyamatokban az entrópia nő.

Entrópia csökkentő és növelő folyamatok a talaj–növény rendszerben

A fotoszintézis olyan biológiai alapfolyamat, amelyben szén-dioxidból és vízből magasabban szervezett szénhidrát-molekula képződik. Az ezzel ellentétes légzési folyamatban a fotoszintézis során felépült szénhidrát-molekulából ismét víz és szén-dioxid keletkezik. A légzés a szétszóró, vagyis entrópia növelő folyamatok egyike, amelyet a hőenergia táplál.

A fotoszintézisnek és a légzésnek talajképződési szempontból is van jelentősége, hiszen arányuk szabja meg a talajba kerülő szerves anyag mennyiségét.

A fotoszintézis és a hozzá kapcsolódó asszimilációs rendező folyamat a növényi növekedésben is megvalósul oly módon, hogy az asszimilált anyagok szervekké, változatos szervi funkciókká (raktározó szár, raktározó gyökér, kapaszkodó szár stb.) alakulnak.

Az öregedés, mint szétszóró, entrópia növelő folyamat hajtóereje szintén a hőenergia egy sajátos formája, hiszen a növényi DNS-ben tárolt információ kontrollja alatt megy végbe. Talajképződési szempontból a növényi növekedésnek talán legfontosabb részfolyamata a gyökérnövekedés, amely által azok az ionok is megkötésre kerülnek, amelyek egyébként a szétszóró folyamatban a gyökérszónából kimosódnának.

A humuszképződés részben rendező, részben szétszóró folyamat, mert a talajba kerülő növényi anyagot a talajlakó állatok és a mikrobák CO_2 -re és más kis molekulákra bontják. A humuszanyagok két módon is a talajszelvény struktúrázásában, szerkezetének kialakításában játszanak fontos szerepet: egyszer a humuszképződés a talajszelvény képződésének a része, másrészt a humusz a talajaggregátum-képződés cementáló anyaga, és ezen módon is részt vesz a talajszelvény stabilizálásában.

A humuszlebomlás szétszóró, entrópia növelő folyamat, amely CO_2 -ot, NH_4 -ot és más kis molekulájú vegyületeket eredményez, továbbá a talajbiomassza életfolyamatainak a részét képezi.

A talajképződés fizikai folyamataiban a víz lényeges energiaközvetítő szerepet játszik. Például a magas légrétegekben kondenzálódó vízből a víz párolgására fordított energia felszabadul, amely onnan az ürbe kisugárzódik. A folyadékfázisban kondenzálódó víznek azután van potenciális, majd kinetikus energiája. A kinetikus energia nagy része a talajfelszínen szóródik szét, a maradék potenciális energia a hajtóereje a víz talajbani áramlásának. RUNGE (1973) a vízmozgást rendező és szétszóró folyamatnak is tartja, mert az egyrészt a talajképződést, másrészt a talajpusztulást (eróziót) is

szolgálja. Az, hogy melyik folyamat válik dominánssá, attól függ, hogy a talajfelszínre érkező víz kinetikus energiája meghalad-e egy kritikus értéket (MORGAN, 1986). A kritikus energia értéke azonban talajfüggő. A talajból elpárolgó víz szintén része lehet rendező, entrópia csökkentő folyamatnak, pl. a réti és a szolonyeces réti talajok B-szintje periodikus átnedvesedése és kiszáradása révén a jellegzetes poliéderez-prizmás, illetve az oszlopos talajszerkezet-képződésének. A talajszerkezet-képződési folyamatban természetesen egyéb hatások (pl. a talajrészek közötti erőhatások) is szerepet játszanak, amelyek tárgyalásától itt eltekintünk.

A talaj–növény rendszerben sem egészében, sem az egyes részfolyamatokhoz kötötten az entrópiánövekedés, vagy -csökkenés mértékét mennyiségileg nem tudjuk meghatározni (RUNGE, 1973). Ha valamilyen módon az egyes részfolyamatokat súlyoznánk, a folyamatok közötti kölcsönhatások figyelembevételére jelentene további nehézséget. A feladat nem egyensúlyi termodinamikai kezelése azonban a következőkben ismertetésre kerülő lehetőségeket adja a rendszer entrópiatermelésének vizsgálatára.

Indukált áramlás és entrópiatermelés

A hajtóerő és az áramlás törvényszerűségei Ohm és Darcy törvényei alapján ismertek. A talaj–növény rendszerben azonban többféle hajtóerő és áramlás zajlik egymás mellett. Gyakorlatilag valamennyi erőhatás és áramlás összefügg. Az ilyen módon összefüggő áramlások leírása található KATCHALSKY és CURRAN (1967) közleményében. A konjugált (összekötött) áramlások leírására szolgáló egyenlet alapján megfogalmazható a hajtóerő és az áramlás az adott anyagra, illetve folyamatra. Az erő és áramlás szorzat dimenziója entrópiatermelés, vagy másképpen az egységnyi idő alatt végbe menő szabadenergia-csökkenés. Elektromos analógiát alkalmazva a jelenség megfelel annak a hőtermelésnek, amelyet egy vezetőn terjedő áram hoz létre elektromotoros erejével.

Amennyiben a rendszerben sikerül különválasztani a hajtóerőt és a létrehozott áramlást, a rendszer entrópiaváltozása az egyes részfolyamatok entrópiájának összegeként kezelhető. Ha egy hajtóerő többféle anyagáramlásra is hat, az erő megosztásával írható fel az entrópiatermelésben kifejtett hányad. Ennek a megosztásnak a részfolyamatokra történő szétosztása gyakorlatilag nem megvalósítható. Az elv alkalmazása a talaj–növény rendszerre azonban lehetővé teszi néhány termodinamikai következtetés levonását. Például azt, hogy ha egy termodinamikailag nyitott rendszert érni hagyunk, akkor annak entrópia termelése idővel csökkenni fog, míg végül minimumot ér el (KATCHALSKY & CURRAN, 1967). Szerzők ebből azt a következtetést vonták le, hogy ha egy konjugált erőhatás az adott áramlást akadályozza, az áramlás úgy változik, hogy csökkentse az akadályozó hatást, és a rendszer az eredeti állapotába térjen vissza. Ez a következtetés a növényökológiában ismert homeosztázis elvet, mint nyitott termodinamikai rendszersajátságot mutatja meg. Ebből a felismerésből az is következik, hogy egy perturbáció, azaz zavaró hatás növeli a rendszer entrópiatermelését.

A nyitott termodinamikai rendszer egyensúlyi állapota, és az élő szervezetek érési állapotig mutatott fejlődése analógiás folyamatsornak tekinthető. A minimális entrópiatermelés az életjelenségek evolúciójának egyik alapelve. Az élő szervezetek a zavaró hatás kiszűrésére és egyensúlyi állapotuk fenntartására szabályozó mechanizmussal

rendelkeznek. Ami igaz az egyedre, az igaz arra az ökológia rendszerre is, amelynek az egyed a tagja. Vagyis az ökológiai rendszer is fejlődésen, érésen keresztül jut el érett egyensúlyi állapotába. Az ökológiai rendszerre (ökorendszerre) is igaz, hogy a saját egyensúlyi állapotának a fenntartása mellett a zavaró hatások kiszűrésére is „törekszik”.

A talaj kezdetben az ökológiai rendszer fejlődésének egyik korlátozó tényezőjét képezi, megszabva az ökorendszer érési útjának az irányát, majd részt vesz az érési folyamatban és maga is változások sorozatán megy keresztül.

Ha az ökorendszert zavaró hatás éri, a szabályozó mechanizmus – mint ahogy azt már láttuk –, a zavaró hatás megszüntetése és az egyensúlyi állapot fenntartása irányában hat. A talaj szintén részese ennek a folyamatnak. Felmerül azonban a kérdés, hogy a zavarásnak milyen hosszú ideig kell hatnia, hogy az új fejlődési korlátként jelenjen meg és új egyensúlyt eredményezzen. Amennyiben azonban a zavaró hatás katasztrofális, az ökorendszer nem képes magát új egyensúlyi állapot felé kormányozni.

Az előzőekben említett lehetőségekre egy ökológiai példa a következő: egyensúlyi ökológiai rendszer a klimax vegetáció. Magyarországon például a lombos erdő valamilyen formációja a hozzá tartozó erdőtalajjal az egyensúlyi ökorendszerek egyike. Nyilvánvaló, hogy erdővegetáció nélkül a lombos erdő ökorendszer talaja teljesen különböző lenne. Amennyiben a talajról az erdőt levágjuk és szántóföldi művelést alakítunk ki, az erdőtalaj tulajdonságai megváltoznak, szervesanyag-tartalma csökken, szerkezete degradálódik és entrópiája mindaddig nő, míg egy új, magasabb entrópiájú egyensúlyi állapotot nem ér el. A felhagyott szántóföldön az erdő csak hosszú idő után települne vissza, de minden valószínűség szerint regenerációja végbemenne, vagyis az erdősülési folyamat visszafordíthatóan, reverzibilisnek tekinthető. Az angliai Rothamsted Kísérleti Állomás hosszú idejű talajtani megfigyelésekkel rendelkezik, amelyek azt bizonyítják, hogy az eredeti vegetáció megváltozása nem jár együtt katasztrofális talajtani változásokkal. Ennek oka a talajok fokozatos megváltozása lehet. Megfigyelést végeztek egy olyan területen, amely évszázadokon keresztül mezőgazdasági művelés alatt állt, majd a művelés felhagyását követően 1883-tól visszaerdősült. Az 1964-ben visszaerdősült (AVERY & KING, 1971), és a továbbra is szántóként használt talajok szelvény-leírását (AVERY & BULLOCK, 1969) és jellemzőit összehasonlítva a morfológiai különbség csupán kismértékűnek látszott annak ellenére, hogy a visszaerdősült talaj évente 530 kg szénrel és 45 kg nitrogénnel többet kötött meg hektáronként, mint a mezőgazdasági terület talaja. Talán a legkifejezettebb különbség a feltalaj tömödöttségében volt kimutatható. A visszaerdősült talaj feltalajának kisebb tömödöttségét a földigiliszta aktivitás eredményezte, amely hiányzott a szántóterületről. A két terület talajának entrópiakülönbsége azonban éppúgy nem volt kimutatható, mint a szén és a nitrogén felhalmozódása (JENKINSON, 1971).

Entrópia és a mezőgazdálkodás

A természetes növénytakarójú ökorendszerekben a legeltetés és a szántóföldi művelés zavarásnak, perturbációnak minősül. Az állandóan, évszázadok óta legeltetett, kaszált füves területeken azonban, ez az ismétlődően állandó perturbáció új egyensúlyi állapotot eredményezett. Ezen az alapon a hosszú ideje művelt és trágyázott szántó

perturbációja is állandónak tekinthető, és emiatt ott is új egyensúlyi állapot alakulhat ki.

A természetes ökorendszer egyik fontos jellemzője egyensúlyi állapotának állandósága, vagyis fenntarthatósága. Az állandó zavarással fenntartott mezőgazdasági rendszerek (legelők, kaszálók, szántók), mint láttuk szintén fenntarthatók, és energetikailag új egyensúlyi állapotot képviselnek. A természetes ökorendszerek fenntarthatóságára azonban minimális entrópiatermelés mellett kerül sor, míg a perturbáció révén fenntartott mezőgazdasági kultúrák esetében ez a feltétel annyiban változik, hogy az új entrópiatermelés az adott feltételek mellett válik minimálissá, de értéke nagyobb a természetes ökoszisztémáknál. Amennyiben az entrópiatermelésbe a környezetkárosító kismolekulákat (pl. CO_2 , N_2O , NO_3^- és CH_4) is beleértjük ügyelnünk kell arra, hogy azok környezetkárosító mennyiségben ne keletkezhesse. Amennyiben ez a feltétel teljesül, a mezőgazdasági használat is fenntarthatónak tekinthető.

Az entrópiatermelés alapján az organikus gazdálkodás fenntarthatóságának a megítélése azért nehezebb, mert ott a gyepek néhány év utáni feltörése a gazdálkodás része. Emiatt sem a gyepek, sem a szántók nem juthatnak egyensúlyi állapotba, vagyis termodinamikai alapon az organikus gazdálkodás minősítése egyelőre nem egyértelmű. A trópusi vidékeken az organikus gazdálkodás gyepforgóját a katasztrofális erózió lehetőségének a csökkentésére alkalmazzák.

Talajképződési folyamatok

A talajképződés az anyakőzet mállási és biogén folyamataiként megy végbe adott éghajlati és emberi hatások alatt. A mállási és biogén talajfolyamatok eredményeként keletkező anyagok a talajszelvényben a vízáram révén oszlanak szét. A megoszlás tér- és időbeli eredményeként jön létre a talajok vertikális és horizontális rétegzettsége. A talajképződés lassú és hosszú időtávú folyamat. Az agyagkilúgzás eredményeként létrejövő agyagfelhalmozódási szint kialakulásának az idejét 10000 évre, míg a podzolosodás idejét legkevesebb 500 évre teszik.

A víz bármely formájára (csapadék, lefolyás, jégképződés és olvadás, kis- vagy nagyhozamú felszíni vízfolyás, tenger, talajvíz és talajnedvesség) vonatkozó vízáramlás hajtóereje a talajképződésnek is alapvető tényezője.

A talajképződés kémiai folyamatainak tárgyalásához a folyamatok térbeli kiterjedését, léptékét szükséges ismerni.

Egy adott folyamatot leíró modell mindig csupán egy meghatározott mérettartományra lehet érvényes. Ezért a modellalkotásnál, illetve a modell kiválasztásánál a modellezendő folyamat léptéke, érvényességi tartománya meghatározó.

A talajfolyamat modellek választékának ismertetése előtt a modellek általános típusait tekintjük át.

Modellek és felosztásuk

A modellt készítésének célja határolja be. Különbözőek a modellek aszerint, hogy kutatási, oktatási, kezelési, vagy szabályozási célra készültek. Két fő típusuk ismert: az *analitikus* és a *numerikus modellek*.

Lehetséges a modelleket osztályozni aszerint, hogy mennyire matematizáltak (*kvalitatív, kvantitatív modellek*), amelybe nem csupán a számítógépi kódok, hanem az alkalmazott hipotézisek is beleértendők. Ezekre a vegyes *determinisztikus és konceptuális modellekre* érvényes a *szakértői rendszerekben* is alkalmazott megoldás, hogy a modell válasza nem csupán matematikai formulákon, azok megoldásán és a formulákban szereplő paraméterek megadásán nyugszik, hanem a modellbe épített szóbeli információkon, amelyek mint modell válaszok jelennek meg a kimeneten. A matematikai modellek az alkalmazott formula, a differenciálegyenlet analitikus megoldását jelentik, a megoldásban használt peremfeltételek és paraméterértékek esetén. Ekkor a modellkimenet a peremfeltételek és a paraméterek által meghatározott. Ezekkel a modellekkel a talajtanban használt paraméterek (talajt jellemző értékek) térbeli variabilitása és heterogenitása mértékének a modellezett folyamatra gyakorolt hatása elemezhető. Lehetséges azonban a matematikai modellek megoldását valószínűségi alapon is végezni, amikor is a modellkimenet nem egy meghatározott érték, hanem egy érték és a hozzá tartozó statisztikai valószínűség. A statisztikai valószínűséget is figyelembe vevő modellek a *stochasztikus modellek*.

Azok a vízforgalmat, talajvízforgalmat leíró modellek, amelyekben a csapadék eloszlása statisztikusan épül be, a két eddig ismertett modell típus között helyezkednek el. A matematikai modellek egy lehetséges felosztását mutatjuk be az alábbiakban ADDISCOTT és WAGENET (1985), ill. HOOSBEEK és BRYANT (1992) nyomán:

1. Determinisztikus
 - a) Mechanisztikus (általában sebesség paraméterekkel)
 - b) Működési (funkcionális) (általában kapacitív paraméterekkel)
2. Sztochasztikus
 - a) Mechanisztikus (véletlenszerűen kiválasztott eloszlási paraméterek)
 - b) Nem-mechanisztikus (sűrűségfüggvény paraméterek)

Más szempontú felosztási lehetőségek:

Cél, Összetettség (komplexitás), Rugalmasság (flexibilitás), Átvihetőség (transzferabilitás)

Kvalitatív vagy kvantitatív jelleg
Hierarchikus felépítés szerint
Információs szintek szerint

A modell szerkezeti felépítése lehet bonyolult, vagy egyszerű; funkcionális, vagy mechanisztikus természetű. A funkcionális, vagy működést leíró modellek általában leegyszerűsítik a folyamat leírását, csökkentik a bemenő adatmennyiséget és a műveleti időt azért, hogy empirikus egyenleteket, vagy közelítő (pl. regressziós) függvényeket alkalmaznak. A vízmozgást leíró működési modell egyik gyakori típusát az ún. kapacitív modellek alkotják, amelyek statikus talajparaméter-értékekkel dolgoznak (telítési víztartalom, szántóföldi víztartalom, térfogattömeg stb.).

A mechanisztikus modellek azonban a modellezett folyamat mechanizmusának leírását azon a szinten tartalmazzák, ahogyan az aktuálisan ismert, és abba minden ismert részfolyamat is bekapcsolásra kerül. A mechanisztikus modellek éppen ezért bonyolultak és – tekintettel az alkalmazott egyenletek analitikus megoldásának lehetetlenségére – általában numerikus iterációs megoldással számítható ki az eredményük,

amely megnöveli a számítási és a futási időt. A mechanisztikus modellek hipotézis-ellenőrzésre alkalmazottak, kevésbé ismert összefüggések feltárását segítik, amelyek miatt általában jóval bonyolultabbak a funkcionális modelleknél.

A modellek felosztásának egy további lehetősége a modellezés léptéke szerinti felosztás. HOOSBEEK és BRYANT (1992) a modelleket szerveződésük szintje szerint hierarchikus rendszerbe foglaló összeállítását mutatja be a 2. táblázat. Az egyes szervező-

2. táblázat

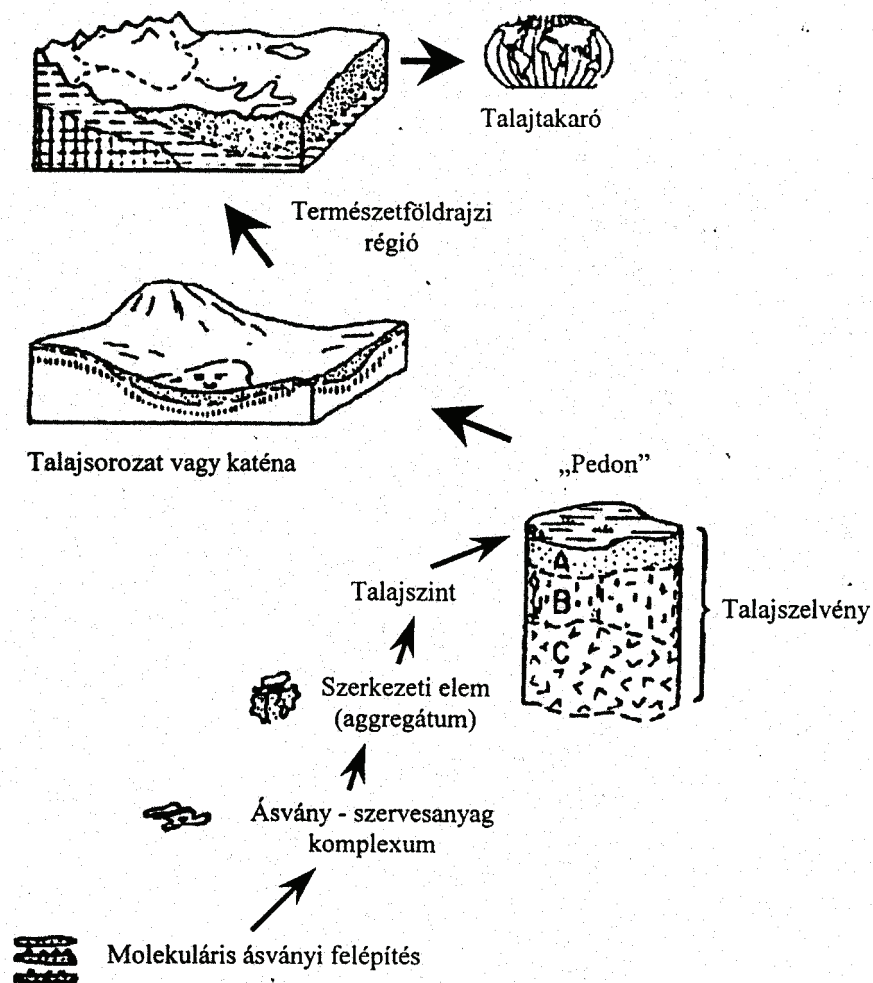
A víz- és oldatmozgás modellezési léptékei, a modellek típusai és az alkalmazott mérési és becslési módszere (DELCOURT & DELCOURT, 1988 alapján)

Skála	Lépték	Modell-féleség	Mérési és becslési eljárások
i+6	világ (Föld)	konceptuális	távérzékelés, éghajlat
i+5	kontinens	konceptuális	távérzékelés, éghajlat
i+4	ország, állam, tartomány	statisztikai modellek	légifotózás
i+3	talaj-régió (összekapcsolt vízgyűjtők)	hidrológiai modellek tömeggyensúly modellek (valószínűségi, statisztikus determinisztikus/ működési modellek)	geohidrológiai technikák fuzzy clustering
i+2	katéna, vízgyűjtő	vízgyűjtő modellek megosztott, vagy statisztikus hidrológiai modellek (determinisztikus és sztochasztikus vegyes modellek)	geostatisztika, geohidro- lógiai technikák (hidrográf, vízkémia)
i+1	polipeton (tábla)	két- és háromdimenziós oldalirányú áramlások (determinisztikus működési modellek)	TDR, GPR, geostatisztika
i	pedon	tömegáramlás modellek ismert változatosságú (i - 1) mo- dellek determinisztikus/működést leíró modellek)	TDR, neutron-szonda
i - 1	talajszelvény, réteg	egy- és két dimenziós deter- Minisztikus kimosódási modellek; mintázat felismerés (determinisztikus / működést leíró modellek)	tenziométerek, ellenállás blokkok
i-2	másodlagos szerkezeti elemek (pedek, aggregátumok)	megkerülő áramlás (bypass flow) makropórusok	vékonyréteg metszet, festési eljárás, üvegszál optika, CT
i-3	matrix szerkezet (szemcsekölcsönhatások)	áramlások a talajmatrixban (determinisztikus / működési)	vékonyréteg technika térbeliség, NMR
i-4	molekuláris kapcsolatok (pórus/ szemcse)	elektrokémiai modellezés (determinisztikus/ működési)	elektronmikroszkópos technika, oldatkémia

GPR: ground penetrating radar (talajnedvességmérési eljárás); TDR: time domain reflectometry (talajnedvesség-mérési eljárás); CT: computer-assisted tomography (felületemelző eljárás); NMR: nuclear magnetic resonance (hidrogénatom mennyiségét mérő eljárás)

dési szintek modelljei a magasabb szerveződési szint alrendszer modelljeinek tekinthetők, illetve az alacsonyabb szint modelljei szintézisének.

A talajképződés modellezésének egy adott léptékben a reprezentatív, centrális egysége a pedon (*i*-szint). A pedon az a minimális térfogatú, kiterjedésű talajdarab, amely az illető talaj valamennyi ismervét hordozza. Ebből következik, hogy a pedonon az általa reprezentált talaj fizikai és kémiai jellemzői méréssel meghatározhatók és értelmezhetők. A pedon nem minden esetben a talajszelvényt jelenti, lehet annál kiterjedtebb, de szűkebb is. Természetesen, a mérési módszerek különbözőségéből adódóan a fizikai és kémiai jellemzők között már ebben a léptékben is különbség lehetséges. A



3. ábra

Talajösszetevők és rendszerek a különböző szerveződési szinteken (lásd 2. táblázat)
(SPÓSITO & REGINATO (1992) nyomán)

pozitív i -szintek közül az $i+1$ lépték a polipedont jelenti, amelyben az i -szintű pedon értelmezésébe beleértjük annak területi változatosságát is. Természetesen ebben a léptékben is érvényre jut a kérdéses talajtulajdonság kimérésére, meghatározására használt mérési módszer általi meghatározottság. Az $i+2$ szint képviseli a katéna, vagy vízgyűjtő, az $i+3$ pedig a talajrégió léptéket. Negatív irányban az $i-1$ szint képviseli a talajgenetikai, az $i-2$ a ped és az aggregátumok, az $i-3$ pedig a molekuláris kölcsönhatások szintjét. A talajalkotó komponensek, illetve a talajrendszerek egymásra épülését mutatjuk be a 3. ábrán, szemléltetve egyben a talajok komplexitásának növekedését is.

Valamennyi i -szinten a talajt leíró modellek háromdimenziósak (3D) kell, hogy legyenek. Azonban a talajban lejátszódó folyamatmodellek rendszerint csupán egy-, esetleg kétdimenziósak. A következőkben a különböző léptékben létező talajgenetikai és folyamatmodellek főbb ismérveit tekintjük át.

A víz és a kémiai anyagok talajgenetikai szerepének modellezése

A 2. táblázatban feltüntetett léptékekben történő modellezéshez szükséges az ott lejátszódó folyamatok megfogalmazása. A léptékhez illeszkedő mérési és a becslési módszerek megválasztása is szükséges, amelyre összeállítás szintén a 2. táblázatban található.

Az $i-4$, azaz a molekuláris skálán a víz és a kémiai anyagok kölcsönhatásainak leírása történik determinisztikus és mechanisztikus módon. A részecske–részecske interakcióknak, a duzzadás és a zsugorodás jelenségének, a víz és a vízben oldott anyagok anyagáramlásra gyakorolt hatásának a megértése a feladat ezen a skálán. Hagyományosan ezekben a tanulmányokban talajkémikusok, ásványtanosok, és fizikusok vesznek részt. A talajfolyamatok vizsgálatára ebben a mérettartományban szubmikroszkópos vizsgálati technikákat alkalmaznak, közöttük az NMR-t, a magmágneses rezonancia spektroszkópia technikát, amely a hidrogénatom oszcilláló elektromágneses térben mérhető energiaelnyelésével összefüggő rezonancia mérésén alapszik. A rezonancia-görbéről olvasható le a hidrogénatomok mennyisége.

A víz és a kémiai vegyületek talajoldat és a talajrészecske felülete közötti elmozdulásának a hajtóereje a kémiai potenciál rövid távolságú megváltozása, amelynek eredménye a víz és a vegyületek újra eloszlása (redisztribúció). Az ebben a léptékben megvalósuló áramlások (fluxusok) a talajképződési folyamatok lényeges elemei, amelyek a magasabb i -k szinten azután a talajképződés magyarázó okát és hajtóerejét is jelentik.

Az $i-3$ lépték a talajt felépítő szemcsék közötti pórusokban, a 0 és -100 cm tenziójú nedvességpotenciál tartományban végbemenő mátrixáramlásokra vonatkozik. Ebben a léptékben a felületi feszültség és a kohéziós erők kombinációja a hajtóerő úgy, ahogy az $i-4$ szinten leírásra került. A talajmátrixban végbemenő telítetlen áramlás az, amelyben a kémiai anyagok újra eloszlása (redisztribúciója) végbemegy. Ezen a szinten azonban csupán az elemi talajegység (ped) jelenik meg, vagy egy homogén pórusszerkezetű, makropórusok nélküli, ped-nek nem tekinthető talajdarab. A vízvezetőképesség- és a víztartóképesség-függvényeket hat különböző talajszerkezeti típusra BOUMA és ANDERSON (1973) mutatták be. Újabban az NMR technikát használják a szűk talajpórusokban végbemenő áramlások tanulmányozására.

A másodlagos szerkezeti elemek alkotta pedre, vagy a nem ped talajdarabra jellemzőek a makropórusok, amelyek együttesen az *i-2* léptéket alkotják. A makropórusos talajban végbemenő oldatáramlást kéthalmazú, vagy kétrekeszű (két kompartmentű) áramlásként tárgyalják általában. A kéthalmazú áramlás egyik összetevője a talajmátrix pórusaiban végbemenő, míg a másik a makropórus áramlás, amely a pedek között, és nem a peden belül zajlik. A makropórus olyan átmérőjű pórus ill. csatorna, amelyben az áramlás hajtóereje a gravitációs potenciál. A szabadföldi és a laboratóriumi kísérleti tapasztalatok azt mutatják, hogy a kezdeti nedvességtartalom és a határfeltételi tényezők egyaránt alakítják a mátrixpórusokban, és a makropórusokban végbemenő áramlás arányát.

Az *i-2* skálájú modellezés eredményei a tapasztalatok szerint nem egyértelműek. A festékek talajban történő terjedését leíró hidrológiai modellel azonban, ebben a léptékben nem sikerült összekapcsolni a talajmorfológiát és a talajhidrológiát. Az összekapcsolás csupán az *i-1* léptékben sikerült. Az *i-2* léptékben a makroporozitásnak, és a talajképződés során végbemenő kémiai áramlásoknak a kvantitatív összekapcsolása sem sikerült. A talajszerkezeti jellemzők azonban gyakran segítenek a kétfázisú áramlási mintázat jellemzésében. A makropórusok falán található vasbevonat a mátrixpórusokban történő oldatáramlás dominanciáját mutatja, amely során a redukált vas mozog a pedon külső felülete felé, ahol oxidálódik. A talajszerkezeti elemnek, a pedonnak a kifehéredett külseje a makropórusokban végbemenő domináns áramlás indikátora. A vas redukciója a szerkezeti elem élei mentén következik be, míg oxidációja a szerkezeti elem mátrixában történik akkor, amikor abban víz szivárog. Annak ellenére, hogy a folyamat világosan követhető, mechanizmusának modellel történő leírása még nem minden részletében értett.

Az *i-1* lépték egyúttal a talajszelvény egy genetikai szintjét is jelenti, amely a talajgenetikai hierarchia talán leginkább kutatott eleme. A talajosztályozási rendszerek többsége az *i-1* szinten a diagnosztikus szint jellemzőit vonatkoztatja (extrapolálja) az *i*, vagy még az *i* feletti szintre is. A jelentős genetikai szintek fizikai, kémiai és biológiai jellemzőinek funkcionális értelmezését interpolációra, míg a „mélységig”, vagy a „vastagságban” típusú kiterjesztéssel folytonos, regionális változóként is alkalmazzák (pl. BOUMA, 1989). Agyagos talajszint vízvezetőképességét a talajszerkezeti elemek közötti, morfológiai megfigyelésekből megállapított áramlási nyomvonalak alapján számította ANDERSON és BOUMA (1973).

Az *i-1* szinten történő mérési módszertan a reprezentatív elemi térfogat (REV) koncepció kidolgozásával, és azon a talaj hidrofizikai jellemzőinek mérésével jelentős fejlődésen ment át (LAUREN et al., 1988). A pedotranszfer függvények alkalmazásával a nem közvetlenül mért talajjellemzők is kiterjeszthetők a REV-re, és ezáltal modellezhetők. Amint a víz- és az oldatáramlás talajgenetikai összefüggéseinek meghatározása a cél, annak a vizsgálatához a szükséges REV meghatározása kell, hogy a mérést és a modellezést megelőzze.

A REV koncepció értelmében a pedon az a háromdimenziós, megfelelően nagy méretű és kiterjedésű REV, amely az *i* szinten tartalmazza a vizsgált talajszelvény rétegzettségét és a rétegek jellemzőinek variabilitását. A variabilitás ismerete ebben az esetben azt jelenti, hogy ismert a domináns talajréteg jellemző értéke, valamint annak variációját is. A talajjellemzők tér- és időbeli változatosságának ismeretében lehetséges,

hogy a víz- és az oldatmozgás, mint talajgenetikai részfolyamat kerüljön vizsgálat alá. Ennek érdekében a talajgenetikai vizsgálatokban a növényzetet, az időjárást és a talaj-víz-dinamikát is a maguk tér- és idődinamikájával szükséges a talajgenetikai vizsgálatokban figyelembe venni (WAGENET et al., 1991).

A talajgenetikai folyamatok tér- és időléptéke a pedonra is vonatkoztatható. A pedonmodellek fajtái a determinisztikus/mechanikustól a statisztikus/konceptuálisig terjednek. Utóbbiak a mintázat felismerésen alapulnak, amelynek segítségével jelenítik meg például a festéknymvonalak és a fémkiválások mintázatát (BOOTLINK & BOUMA, 1991). A kimosódási modellek a pedon léptékben a víz- és a kémiai anyagtranszport, valamint az oldatkémia törvényein nyugszanak annak érdekében, hogy összekapcsolják a fizikai és a kémiai rendszert. A pedon léptékű kimosódási modellekben az időben változó határfeltételek használata lehetséges, mint amilyen a csapadék, a hőmérséklet, és a száradási–nedvesedési ciklusok. Ezek a lehetőségek a szabadföldi feltételek jobb leképezését nyújtják (HUTSON & WAGENET, 1992). Mindez lehetőséget ad a modell-érzékenység vizsgálata mellett a talajfolyamatokról, és folyamat-együttesekről alkotott, és a modellbe épített hipotézisek tesztelésére is.

A dinamikus szimulációs modellek nem új keletűek és igen sokfélék. A legtöbbjük kvantitatív, de érvényességük behatárolt. Talán leginkább arra alkalmas eszközök, hogy egy i -k szintű eredményt $i-1$, vagy $i+1$ szintre képezzék le. Ezt sok más típusú modell is tudja. Például KIRKBY (1985) egy matematikai modellt készített a talajszelvény-fejlődés leírására az $i-1$ szinten, amely mállási-, szervesanyag- és ásványianyag- szelvényeket eredményezett, az átszivárgás, egyensúlyi oldatok, kimosódás, iondiffúzió, szerves keveredés, lombohullás, szervesanyag-lebomlás és mechanikai lepusztulás eredményeként. A modell a helyben maradó anyagmennyiség alapján számítja a hiányzó anyagmennyiséget, vagyis a málladék (w) képződését a következő összefüggéssel:

$$w(z) = \int_{z=0}^{\infty} (1-p) dz$$

ahol: z a felszíntől mért függőleges távolság, p nem mállott, vagy maradó talajrész.

A z mélység alá történő elfolyás, a maximális beszivárgási mélység, valamint a mállás a hidrológiai jellemzők alapján kerül számításra. Ez a megoldás figyelmen kívül hagyja az agyag fizikai áttelepülését, komplexek képződését, kémiai átalakulását, az ionkicserélődést és az adszorpciót. Az oldatkémiai számítás a szilárd fázissal mutatott egyensúlyon alapszik, ami nem mindig teljesül. A használt hipotézisek, egyszerűsítések és elhanyagolások miatt a modell csupán korlátozott érvényességű. Értékes azonban a talajszelvények, valamint a talajszelvény és a szelvényt körülvevő táj összekapcsolásában. Az egyszerűsítések ellenére tehát összekapcsolja a genetikai szintet ($i-1$) a pedonnal (i), vagy nagyobb területtel ($i+1$).

A pedon szintű modellek választéka is nagy. Különbözőségük oka az, hogy eltérő helyzetekre kidolgozottak. Általában funkcionálisak és félkvantitatívak (pl. LEVINE & CIOLKOSZ, 1986; MAYER, 1985; CHADWICK et al., 1990). Chadwick a talajképződés tömeg egyensúlyának elvére épülő modellje a mállás és a talajgenetika hosszú idejű kapcsolatát elemzi. Az anyagmegmaradás elvét kifejező tömeg egyensúlyi és térfogat-változási egyenletek kombinációját alkalmazza a jól ismert szelektív extrakciós és a

részecskeméret szeparációs folyamatokkal kombináltan, amikor is egy tengerparti homok erdőtalajjá (Alfisol) alakulását elemzi. Ezek a modellek szintén a víz és a kémiai anyagok áramlásának mennyiségi becslésén alapulnak, amelyek a talajgenetikai folyamatok megértését szolgálják. Azonban ezek a folyamatok a pedon szintjén még nem kellően ismertek és megértésük az $i-1$ szintű ismeretek bővülésétől várható. Előre mutatóak azonban a modell bemenő adatait és működési tesztjét szolgáló mérési eljárások, amelyek ismételhetők és gazdaságosan kivitelezhetők. Ilyen mérési eljárásokat ad a *TDR technika*, a neutron szonda és az automatizált tenziométeres eljárás.

Az $i+1$, vagy a polipidon szint már tábla lépték. A polipidon szint a talajgenetikai folyamatok oldalirányú kiterjesztésére ad lehetőséget. Ezzel már lehetőség van két- és háromdimenziójú modellek alkalmazására, amikor is a kimosódás mellett az oldalirányú elfolyás, az erózió, valamint a felszín alatti elfolyás és a talajvízáramlás is figyelembe vehető. A léptékben a térbeli változatosság jelentősége nagymértékben megnő és azzal párhuzamosan a víz- és a kémiai anyagáramlás determinisztikus megoldásai, mint a talajfejlődést mutató indikátorok jelentősége gyengül. Modellezéstechnikailag ezt úgy valósítják meg, hogy a determinisztikus folyamatokat a Monte-Carlo szimulációs technika alkalmazásával sztochasztikus módon veszik figyelembe (pl. WAGENET et al., 1991; FINKE & STEIN, 1993).

A tábla lépték már szükségessé teszi a modellezéshez a talaj és a környezeti adatok, jellemzők együttes és térbelileg értelmezhető mérését. Ebből következik, hogy a tábla szinten ($i+1$) a geostatisztika és az időszerelemzés fontos és szükséges eszközzé válik. A tábla szintű feladatok egy másik megoldási lehetőségét a tábla mért pontjaira végzett szimulációs eredmények térbeli, valószínűségi alapú kiterjesztése jelenti (FINKE & STEIN, 1993).

A katéna, vagy vízgyűjtő skála ($i+2$) a víz- és a kémiai anyagok áramlásának és azok talajgenetikai hatásainak a táj léptékű ismeretét teszi szükségessé (pl. RICHARDSON et al., 1992). Ezen a szinten a mechanisztikus és determinisztikus modellek használhatóak miután a térbeli mintázat a talajszelvényt alkotó genetikai szintekre ($i-1$) és oldalirányú kiterjesztésükre már megtörtént. Ezt követően a geostatisztika interpolációs módszerei alkalmazhatóak, de azok is lehetőleg homogén területekre. A modellek bemenő adatait ekkor a genetikai szintekre méréssel, vagy becsléssel szükséges felvenni (WÖSTEN et al., 1990).

A pozitív i szinteken végzett modellezésnek azonban nemcsak talajgenetikai okai és kimenetei lehetnek, hanem az, hogy az ökológia történései, törvényszerűségei a polipidon, vagy katéna léptékben értelmezhetők. Gyakori, hogy az ökológiai modellek legkevésbé kvantifikált, fekete dobozként kezelt eleme éppen a talaj, mint környezeti elem. Szükséges éppen ezért az ökológiai modellekbe integrált kvantitatív–mechanisztikus meteorológiai, biológiai és hidrológiai modellek közé valamely talajmodellt is bevenni.

A kvantitatív–mechanisztikus talajgenetikai történéseket leíró talajmodell ökológiai modellbe integrálása segítheti a talaj, mint környezet ökológiai hatásainak jobb megértését is. Az ökológiai léptékben (tér- és időskálán) változó talajkörnyezet ökológiai szerepének kutatásában és oktatásában fontos szerepet kaphat ez a próbálkozás. MARION és munkatársai (1985) regionális léptékű, a talajfejlődést sivatagi talajok mézsdinamikáján keresztül vizsgáló modellje (CALDEP) tekinthető egy ökológiai lép-

tékben megvalósított példaként. A CALDEP-modell különböző tudományterületek (statistika, meteorológia, talajfizika, talajkémia, talajbiológia stb.) eredményeit integrálja. A modellnek a jelenlegi és három pleisztocén időjárási változattal végzett érzékenységvizsgálatai a talajfejlődés következő változókra vonatkozó érzékenységét mutatták: a viharok gyakorisága, a talaj vízkapacitása és a CO₂ parciális nyomásának biológiai kontrollja.

Az $i+3$ skálán, vagyis az egymással kapcsolt, kölcsönhatásban álló vízgyűjtők szintjén a víz és a kémiai anyagok transzportját leíró mechanikus és determinisztikus modellek már nem alkalmazhatóak, helyettük a funkcionális és statisztikus megközelítések kerülnek előtérbe, amelyekben összevont, csoportváltozókat használnak. Ennek oka a léptékből adódik, hiszen a kilométeres léptékben egy-egy változó varianciája megnő, amelynek csökkentését szolgálja az összevont változók alkalmazása. Már a múlt században, és a század kezdetén használták ezt a koncepciót felszíni lefolyás, erózió és kisvízfolyás leírására. Táj léptékben az összevont változójú modellezést az ökológusok mind a mai napig alkalmazzák.

A DELCOURT és DELCOURT (1988) által készített táj léptékű ökológiai tér- és időfelosztás (2. táblázat), alapján látható, hogy a talajképződés mikroléptékű folyamat az olyan felszínalaktani folyamatokkal egyetemben, mint a talajfolyás, homokdombok mozgása, felszíni bemélyedés, folyami- és szélhordta üledékképződés. Ebben a táj léptékű felosztásban a talajképződés túlságosan nagyléptékű folyamatokhoz kapcsoltnak jelenik meg. A hangsúly a tájléptékű mozaikok átrendeződésére irányul. A talajképződés megjelenése sokkal inkább holisztikus, mint folyamat orientált. Az alkalmazott szemlélet a százéves talajjellemzési, térképezési szemlélethez, nem pedig a mai folyamatszemléletű megközelítéshez áll közel.

Az $i+4$ lépték a politikai határookra sokkal inkább vonatkozik, mint a természetes határookra (megye, ország stb). Ebben a léptékben főként a statisztikai megközelítés használatos. A területre jellemző adatbázisokat GIS-rendszerben és statisztikai módszerekkel kezelik. A víz és a kémiai anyagok áramlása, áramlás-intenzitása ebben a léptékben nem jelenik meg. A térképezés a méretarányhoz illeszkedő jellemzőkre (pl. folyóvízi üledékek, szélhordta üledékek) megjelenítésére vonatkozik általában. A determinisztikus modellek ebben a léptékben nem a talajfolyamatokra, hanem a szabályozási és kezelési kérdések vizsgálatára szolgálnak. Az alkalmazott determinisztikus modellek annak ellenére kerülnek ebben a lépékben alkalmazásra, hogy más skálára készültek. A skála különbségből adódó kötöttségeket nem veszik figyelembe, hiszen azok hatása a modellezett eredményekre nem ismert.

A kontinentális ($i+5$) és a globális ($i+6$) léptékben alkalmazott modellek már kivétel nélkül az ún. konceptuális modellek. Talajtanilag ezekben a léptékekben talajgenetikai típusok és talajsorozatok jelennek meg. A víz- és a kémiai anyagtranszportot és intenzitást nem önmagukban, hanem hatásuk eredményében veszik figyelembe. Az anyaközetre jellemző diagnosztikus szintek megléte vagy hiánya, a biológiai aktivitás mértéke, a klímahatás erőssége, mint differenciáló tényezők kerülnek felhasználásra a terület talajainak térszíni pozíciójával, a geohidrológiai-, hőmérsékleti- és csapadékviszonyokkal mutatott kapcsolat értékelésében. Ebben a táj léptékben értékelhető továbbá az emberi tevékenység hatása is a talajképződésre. A teljesség igénye nélkül ké-

3. táblázat
Összeállítás a különböző szerveződési szintű (léptékű) talaj-, illetve talajfolyamat modellekről

Skála	Citáció	Modell célja
i+6	SMECK et al. (1983)	Talajszorozatok kialakulására vezető entrópiaváltozások grafikus megjelenítése
i+5	JENNY (1980)	A talajfejlődés többleptékben történő megjelenítése
i+4	SHOVIC & MONTAGNE (1985) HAVENS (1988) LEE et al. (1988)	Talaj-táj kapcsolatok statisztikus modellje Tömeggyensúlyi kimosódási modell, GIS alapú víz- és oldatáramlás becslés Talajképződés, mint a táj és ökoszisztéma eleme
i+3	PETACH et al. (1991) DELCOURT & DELCOURT (1988)	Tömeggyensúlyi kimosódási modell, GIS alapú Talajképződés, mint a táj és ökoszisztéma eleme
i+2	MARION et al. (1985) WÖSTEN et al. (1990) EVANS & ROTH (1992) BOUMA & VAN LANEN (1987) FINKE (1993)	A talajkémiát, ET-t és a talaj-víz mozgást összefüggő összetett modell Pont módszerek kiterjesztése területre morfológiai/hidrológiai függvények segítségével Információ generálási elv szimulációs modellezéshez Statikus adatokra alapozott podotranszfer függvények dinamikus folyamatok becslésére Interpolált pont adatok mechanisztikus modellezése tápanyagáramlásra szétválasztó krigelési eljárás alkalmazásával
I	LEVINE & CIOLKOSZ (1986) HUTSON & WAGENET (1992) BRIMHALL et al. (1991) KIRKBY (1985) CHADWICK et al. (1990) ANDERSON & BOUMA (1973) BOOTLINK & BOUMA (1991) VEPRASKAS & BOUMA (1976) PEYTON et al. (1992)	Kétszínű modell a talajok savanyodás érzékenységének a tesztelésére Determinisztikus/mechanisztikus modell víz- és oldatmozgásra Périódikus dilatációs keveredés szerepe a talajszelvény rétegek kialakulásában Mállási, szervetlen és szerves folyamatok dinamikus szimulációja Tömeggyensúly függvények a tengerpart - erdőtalaj átalakulásban Agyagszint vízvezetőképességének becslése aggregátumok közötti pórusmintázatból A vízáramlás útvonalának becslése festéknyomvonal alapján Vasmozgás makropórusos talajmátrixban oxidáció/redukció következtében Makropórus átmérő meghatározása röntgensugaras CT-vel Vékonyréteg pórusmintázata, térbeli szerkezete A vízvezetőképesség morfometrikus elemzése A talajoldat és a részecske felülete közti anyagáram fizikai-kémiai modellje Komplexképző ligandumok hatása ásványok oldódására
I-1	ANDERSON & BOUMA (1973) BOOTLINK & BOUMA (1991)	
I-2	VEPRASKAS & BOUMA (1976) PEYTON et al. (1992)	
I-3	BOUMA & ANDERSON (1973) BOUMA & DENNING (1974)	
I-4	MANLEY et al. (1987) STUMM et al. (1985)	

szített, az áttekintést segítő, irodalomból kigyűjtött modell-összeállítást mutatunk be az egyes szerveződési szintekre a 3. táblázatban.

Kapcsolat a léptékek között

Az előzőekben említett léptékek mindegyikéhez egy meghatározott idő- és térskála tartozik. Emiatt nem tanácsos egy adott léptékre kidolgozott modellt más tér- és időléptékben alkalmazni. Konkrétan például a pedon léptékű kimosódás modell nem alkalmazható vízgyűjtőre oly módon, hogy a pedon léptékű modell eredményét a térlépték-különbség kiküszöbölése érdekében a megfelelő konstanssal fölszorozzuk. Ahhoz, hogy a léptékváltás lehetősége a különböző skálájú problémák között meglegyen, előzőleg koncepcionálisan szükséges mérlegelni azt, hogy lehetséges-e a skálák között kapcsolatot találni.

Egy adott *i* szintre kidolgozott szimulációs modell az alacsonyabb *i* szintekre érvényes törvényszerűségekből azokat tartalmazza, amelyek lényegesek, de értelemszerűen azokat nem, amelyek lényegtelenek. Például a mechanisztikus modellekben az anyagáramlás az alacsonyabb *i* szinteken a vegyületet alkotó elemek közötti molekuláris kölcsönhatásokon alapszik, magasabb *i* szinten azonban, a vízmozgás már a vízpotenciál-viszonyok függvényeként jelenik meg. Még magasabb *i* szinten pedig már csak a következményként lezajló nedvességtartalom változásaként.

Jelenleg a talajban lejátszódó folyamatok különböző léptéken megjelenő eredményeit tekintve a megismerés szakaszában járunk. Például a szimulációs modell technikával vizsgálható, hogy a talajfejlődés évszázados léptékű folyamata hogyan függ az éves klíma és hidrológia periodikusságától, és mindebbe hogyan illeszkedik a víz- és a kémiai anyagmozgás. Ahhoz pedig, hogy a talajfelelések kialakulásában a transzport-folyamatok szerepe, illetve ezek térléptéke leírható legyen még további ismeretek szükségesek.

A talajváltozatosság hatása a modellezési eredményekre

SPOSITO és REGINATO (1992) megfogalmazása szerint a talajtan az a földtudomány, amely a talajképződési tényezőket és folyamatokat (mint a talajok minősége, kiterjedése, eloszlása, térbeli változatossága) mennyiségileg elemzi a mikroszkópikustól a makroszkópikusig terjedő skálán. A térbeli változatosság a talajképződés közettani, klimatikus, biológiai és felszínalaktani feltételein keresztül egészen a földtörténeti időig terjedő folyamatait által alakított. A talajtan művelői már korán felismerték, hogy a térbeli változatosság tárgykörük egyik központi kérdésköre, azonban azon igyekeztek, hogy beillesssék azt a földértékelési, a kockázatbecslési, a környezetvédelmi és a mezőgazdaságon kívüli értelmezésekbe.

A magasabb térszínek talajai összefüggő láncfolyamatokon keresztül kapcsolódnak egységes rendszerré és hatást gyakorolnak a szomszédos alacsonyabb térszínek talajaira is. Ennek oka a talajképződés hajtóerejeként működő energia- és anyagáramlás, amely háromdimenziós talaj-, illetve földfelszíni képleteket eredményez. A háromdimenziós talajmodellek építésére új lehetőség a „virtuális valóság modellezési nyelv”

(GRUNWALD et al., 2000), amely pedon, katéna, vízgyűjtő és talajrégió léptékben a talajok összetett, háromdimenziós térbeli mintázatának a megjelenítésére szolgál.

A talajtani modellépítés fejlődése maga után vonja a talajok térbeli variabilitásáról alkotott nézetek fejlődését, valamint azt, hogy a legújabb ismereteket magukba foglaló tudásbázis jöjjön létre. A tudásbázis építése során alakulhat ki a térbeli változatosság törvényszerűségeinek és jelentéstartalmának a talaj összetevőire (minta, genetikai szint), a talajcsoportra, az egész elemére (toposzekvensz, katéna), illetve a talajtakaróra vonatkozó felismerése.

Maga a talajváltozatosság valamely talajtulajdonság tér- és időbeli megváltozását jelenti. A talajtanosok feladata, hogy megadják a modellépítőknek a változatosság nagyságát, formáját és mintázatát. A nehézséget az jelenti, hogy a talaj folytonosan létező objektum, tulajdonságai nem egyedi jellegűek, több tulajdonság időben változó, több pedig idő- és helyfüggő. Vagyis a talaj közegének tulajdonságai vízszintes és függőleges irányban is különböznek (vagyis anizotropok). A következőkben – modellezési szempontból – a talajváltozatosság milyenségét, mértékét, formáit és eredetét tekintjük át.

A talajváltozatosság mértéke és eredete

A talajok változatossága két tag kategóriába sorolható: a rendszeres (strukturált), ill. a véletlenszerű (strukturálatlan, ismeretlen ok miatti). A rendszeres változatosság a talaj tulajdonságainak fokozatos, vagy jellegzetes földrajzi, felszínalaktani, a talajképző tényezők közötti kölcsönhatások miatti változása (WILDING & DREES, 1983). A strukturált változatosság a szubmikroszkopikustól a mega léptékig előfordul. A talajtanos számára a strukturált változatosság teszi lehetővé a talajok felosztását a talajtérképezési egységek, tájföldrajzi elemek szerint (kiemelkedésen, kiugró részen, a lejtő tetején, a lejtő alján stb. előforduló kategóriák). A nagyléptékű strukturált változatosság mértéke nagyobb lehet, mint a kisléptékűé. Példa erre a gilgai talajokra jellemző duzzadás–zsugorodás jelensége, amelynek következménye a felszín és az altalaj kémiaiájának és biológiai jellemzőinek méteres, vagy még annál rövidebb távolságon belüli megváltozása.

Még finomabb skálájú a szerves vagy szervetlen talajalkotók strukturált szerveződése, mint a pórusok felületét bevonó agyaghártyák, az oxihidrátok zonációja, és a vízvezető pórusokban a karbonátok és az oldható sók koncentrációja (WILDING & HALLMARK, 1984). A gyökerek mentén a mikroszervezetek, valamint az aggregátok közötti felületeken lévő agyagbevonat strukturáltan szervezett (SPOSITO & REGINATO, 1992). Eloszlásmintázatuk a vízáram, a diffúzió, a megkötődés és a mikrobiológiai kolonizáció folyamatait tükrözik mikron-, illetve szubmikron léptékben.

A véletlenszerű talajváltozatosságot a kőzet, a hidrológia, a mállási intenzitás, a biológiai aktivitás, az erózió és hordaléklerakódás, a talajművelés időleges hatása, a mintavétel és az elemzés hibája alakítja ki. Az említett hatások megjelennek a strukturált változatosságban is, azonban hatásuk általában finomabb annál, hogy azt elfedje.

A talajtani leírás célja éppen a talajra jellemző változatosság felosztása kisebb változatosságú (homogénebb) elemekre olyan módon, hogy a módszeres (szisztematikus) hiba a lehető legkisebb legyen. A talajtérképezési egységekben azonban, ennek ellenére jelentős változatosság marad. Egy felmérő elemzés azt mutatta, hogy a térképen feltüntetett talajféleség általában csupán 40 %-tól 50 %-ig fedi le a terület talajféleségeit, esetenként ez az arány azonban csupán 20 %. Ennek ellenére a térképezési

egységek értelmezési ereje 50 %-tól 85 %-ig terjed, 80 %-os valószínűség esetén (MOKMA, 1987; NORDT et al., 1991).

Az amerikai talajfelvételezési előírás szerint úgy kell a talajtérképezési egységeket megalkotni, hogy az azokba besorolt talajok 75 %-ban feleljenek meg a talajtani leírásnak (Soil Survey Staff, 1983).

4. táblázat
Talajtulajdonságok csoportosítása változatosságuk szerint

Talajtulajdonságok	CV %		Talajváltozatosság mértéke
	Átlag	Tartomány	
Térfogattömeg	7	5–13	Kevésbé változatos
Szín (hue)	9	2–20	
Szín érték (value)	10	4–12	
pH	10	5–15	
Plaszticitási határ	15	5–28	
Folyási határ	17	8–31	Mérsékelten változatos
A szint vastagsága	18	8–31	
		10–31	
Szabadföldi vízkapacitás	25	17–33	
Bázistelítettség	25	8–46	
Homoktartalom	25	10–61	
Mésztartalom	28	20–30	
Szín (chroma)	28	15–50	
Mésztartalom mélysége	30	20–49	Változatos
Kicserélhető kationtartalom (CEC)	32	20–40	
Kiválások mélysége	35	20–50	
Szervesanyag tartalom	39	20–61	
Plaszticitási index	41	20–63	
Talajvastagság	43	25–58	
Kicserélhető Ca	48	30–73	
Kicserélhető K	57	7–160	
Kicserélhető Mg	58	31–121	
Vízoldható sótartalom	48	–	
Vízvezetőképesség	75	13–150	

A talajtulajdonságok változatosságának a mértéke

A talajszelvény-leírók és a modellalkalmazók egyaránt szeretnék ismerni a talajtulajdonságok változatosságának legalább a viszonylagos mértékét, nagyságrendjét. A 4. táblázatban olyan azonos talajtípus, azonos genetikai szintjeiből vett minták átlagértéke és szórása található, amelyek azonos besorolású térképezési egységbe tartoznak (UPCHURCH et al., 1988). A 4. táblázatban bemutatott átlagértékek és variációs együtthatók (CV) értelmezésében a következők átgondolása segít:

– A talaj mélyebb rétegeinek tulajdonságaira adható becslés valóságtartalma a mélységgel csökken, minthogy a talajleírások maximális mélysége általában kisebb, mint 2 méter.

– Az időben állandó talajjellemzők (mint a szemcseösszetétel, az ásványi összetétel, a talajmélység, a szín) kisebb szórásúak, mint a jóval dinamikusabban változó nedves-ségtartalomé, vízvezetőképességé, redox állapoté, sótartalomé, biológiai aktivitásé, kicserélhető kationtartalomé, vagy a szervesanyag-tartalomé.

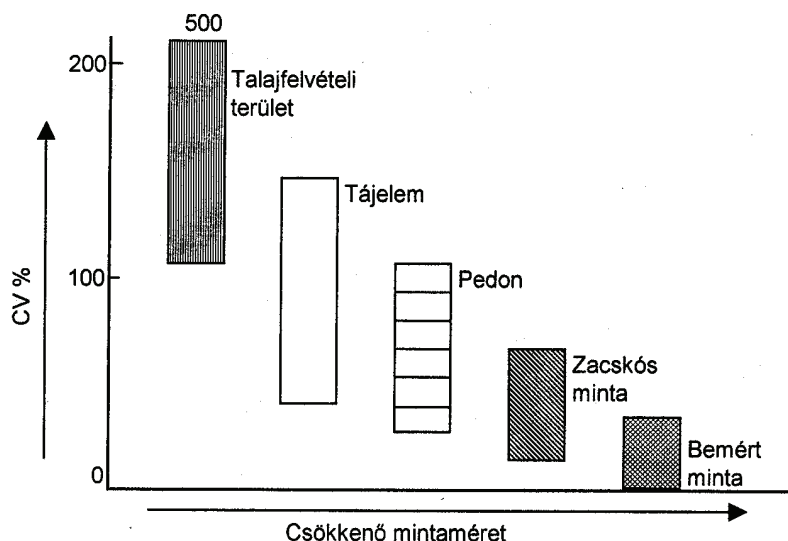
– A talajtulajdonság szórása függ az anyakőzettől. Az anyakőzet minősége szerint a következő növekvő sorrendbe rendezhető: lösz < tillit < szélhordta üledék < mélyégi, magmás- és tektonikus kőzetek < erősen kevert anyagok.

– azon talajtulajdonságok, amelyeket egy standardhoz viszonyítva határoznak meg (pl. mechanikai összetétel, pH, szín stb.) kisebb szórásúak, mint a minőségileg besoroltak (pl. talajszerkezet, konzisztencia, porozitás, begyökerezettség stb.). Egy mintavételi helyen, illetve annak 1–2 m-es környezetében az állandó talajtulajdonságok CV-je 5–10 %, a dinamikus változóké 10–20 % közötti. A CV szélsőséges esetben 35 %-ig is terjedhet (WILDING & DREES, 1983).

A laboratóriumi mérések elfogadott hibahatára CV = 5 %-ig terjed. A 4. ábrán a mintamérettől függő relatív szórás látható.

A talajváltozatosság a modellezésben

A térbeli változatosság modellezésben történő figyelembe vétele szakterületenként nagymértékben különböző és függ a modell természetétől is. A talajtani modellek többsége nem alkalmas hibaelemzésre. Ennek oka, hogy a modellkészítők a hibaelemzést a



4. ábra

Talajtulajdonságok relatív változatossága a mintaméret függvényében

modellezett rendszer túlfűtött összetett volta miatt értelmetlennek látják (HOFFMAN, 1991).

A talajtérképen a talajok térbeli változatossága a talajfoltok lehatárolásával kerül kifejezésre, megjelenítésre. A talajfoltok megrajzolását reprezentatív talajszelvények felhasználásával végzik azzal a feltételezéssel, hogy a megállapított foltok egyben kijelölik a térbeli variabilitás mintázatát is. Az előző feltételezés azonban nem tartható, hiszen számottevő változatosság marad a körülhatárolt talajfoltokon belül. Az sem mindegy, hogy a változatosságot mely talajtulajdonságra vizsgáljuk, hiszen a korábbiak alapján látható, hogy az agyag-, szervesanyag-tartalom, vagy a térfogattömeg szórása jelentősen eltér a különböző talajfoltokban. Ez a megállapítás azonban nem minden talajtulajdonságra érvényes. Egy hollandiai talajszorozatra számított vízszolgáltató kapacitás szórását lényegesen kisebbnek találták az alapadatok szórásánál, amelyek a térképen szerepeltek (WÖSTEN et al., 1985). Az eredeti talajtérképen 350 talajfolt szerepelt, míg a számított vízszolgáltató kapacitás 100 térképezési egységet eredményezett. Ebből az következik, hogy a térbeli változatosság a talajban jelentősen különbözik aszerint, hogy alaptulajdonságról vagy funkcionális jellemzőről (pl a vízszolgáltató kapacitás) van szó.

Térbeli változatosság a térképezési egységen belül

A „Hogyan is kezelhető a talajfoltokon belüli változatosság?” kérdésre alapvetően két modellezési megoldás ismert. Az egyik lehetőség a talajjellemző modellszámítás előtti átlagolását követő modellszámítás, míg a másik lehetőség a mérési, mintavételi pontokra történő modellszámítás eredményeinek interpolációval történő területi átlagolása és kiterjesztése (STEIN et al., 1991). Szerzők azt is kimutatták, hogy az interpolációs eljárás a megfelelőbb és pontosabb megoldás, összehasonlítva a hagyományos, kézi kontúrrajzolással. Az interpolációs technikák alkalmazásának további előnye, hogy azokban a területi (térbeli) változatosság leírása statisztikai függvénnyel történik, valamint a szerkesztett térkép információtartalmát is megadják. Környezetszennyezési példa található erre STARITSKY és munkatársai (1992) közleményében, amiben az alkalmazott interpolációs területi felosztással (krigelési eljárás) a szennyezési határérték túllépésének valószínűségét jelölik meg (YATES et al., 1986; FINKE, 1993). Természetesen a geostatistika csak abban az esetben alkalmazható ilyen és ehhez hasonló feladatokra, ha a szemivariancia függvény térbeli struktúrát mutat. Ellenkező esetben a klasszikus statisztika átlaga és szórása az, amellyel a térbeli változatosságot leírhatjuk.

Talajfelvételezési adatok feldolgozása esetében ismerni kell a felvételezés idejét, az elemzési eredmények publikálásának idejét, a térképezés méretarányát, a felvételezés módszertanát, a becsült értékek pontosságát stb. A talajfelvételezési adatokat nem szabad érvényességi korlátaikon túl kiterjeszteni. Amennyiben nagyobb, vagyis több különböző terület talajfelvételezési adatainak feldolgozása a feladat, biztosítani kell a felvételezőkkel történő konzultáció lehetőségét annak érdekében, hogy az adatbázis folytonossága és pontossága felmérhető legyen.

A szabadföldi tapasztalatok kifejtése a modellekben

A modellezés és a modellalkalmazás egyre inkább köznapivá, szélesebb körben alkalmazottá válik. Ennek következtében az átgondolás nélküli modellalkalmazásnak a reális veszélye megnőtt. Példaként a Darcy-törvényre alapozott víz- és anyagáramlási modell alkalmazása említendő makropórusos és rétegzett talajra, amelyre az nem megfelelő. Az is igaz, hogy a talaj fizikai, kémiai és biológiai folyamatai nem elkülönülten, hanem egyidejűleg, egymással kölcsönhatásban játszódnak le, olyan összetett módon, ahogy azt még a legbonyolultabb modellek sem képesek utánozni.

Szükséges emiatt a modellhasználat ellenőrzéséhez és eredményeinek érvényesítéséhez (kalibrálás és validálás) a szabadföldön adatokat gyűjteni. Az adatgyűjtést segítik a területet közvetlenül nem bolygató mintagyűjtési módszerek, mint a távérzékelési (a talajba hatoló radar, az elektromágneses indukció, az infravörös fényképezés stb.) és a helyszíni telepítésű adatgyűjtő/monitorozó eljárások. Az adatgyűjtés mellett azonban szükség van a területet ismerő talajfelvételező tapasztalatainak figyelembe vételére és beépítésére is. Példa erre az adott területre készített talajtérkép feltelhatárolási szempontjainak tanulmányozása a geostatistikai interpolációs eljárások alkalmazása előtt, vagy általánosságban a szakértői ismeret begyűjtése a modell használatát megelőzően (STEIN et al., 1988). A szimulációs modellek alkalmazására vonatkozóan alapvető, koncepcionális szemléletű meghatározás kidolgozása azonban még várat magára.

BOUMA (1993) szerint szimulációs modell alkalmazása abban az esetben idokolt, amikor a rendelkezésre álló szakismeret a kérdés megválaszolására nem elégséges. A modellalkalmazás azonban nem ezen elvek szerint fejlődött. A 90-es évek elején a nem, vagy kevésbé kvantifikált szakismeretet a kvantifikált ismeretekkel összekapcsoltan alkalmazó vegyes modellek, vagyis a szakértői rendszerek (expert systems) kerültek kidolgozásra (VAN LANEN et al., 1992; VAN WANBEKE & ROSSITER, 1992).

A szakértői rendszerek alapvető ismérvei

A 80-as években a mesterséges intelligencia (artificial intelligence) kialakítására irányuló kutatások intenzitása megnőtt. Különösen a tudás-alapú rendszereké (knowledge-based systems), amelyek a mesterséges intelligencia első hasznosítható termékeként kerültek a figyelem középpontjába. A tudás-alapú rendszerek megnevezést általában olyan információs rendszerekre alkalmazták, amelyekben az emberi tudást a gondolkodásra emlékeztető szimbolikával állították össze. A tudás-alapú rendszerek közül a szakértői rendszerek lettek a legsikeresebbek. A szakértői rendszerek azok, amelyek bizonyos speciális területek aktuális kérdéseire/problémáira adnak választ/megoldást, vagy tanácsot olyan módon, ahogy azt az adott terület szakértői tennék. Magának a szakértői rendszernek az építése külön szakmának tekinthető, tudás-mérnökségként (knowledge engineering) ismert.

Azok a szakmai problémák, amelyekre szakértői rendszereket építenek a megoldásukhoz rendszerint jelentős szakértői tudást, és emberi erőfeszítést igényelnek.

Annak ellenére, hogy a szakértői rendszerek a szakértői tudást az emberi problémamegoldás logikája szerint építik fel, kezelésükhöz és használatukhoz számítógép és speciális programnyelv szükséges.

A számítógépeket eredetileg számtani műveletek végzésére tervezték és már kezdetben volt egy szűk felhasználói csoport, amelyik nem számítási felhasználásra kívánta azokat használni. Elhatározásuk már 1956-ban, a Dartmouth Nyári Szemináriumon a mesterséges intelligencia (MI), vagyis olyan számítógépi rendszer létrejöttét eredményezte, amelynek mintája az emberi viselkedéshez hasonlítható. Az első időkben a figyelem az elméleti tételbizonyításra és a problémamegoldásra irányult.

A hazai talajtanban a klímaváltozás következtében a Közép-Tiszavidék szikes talajain várható talajtani hatások összegyűjtése és szakértői rendszerbe foglalása történt meg (pl. FEHÉR et al., 1999).

A paraméterek változatossága a modellszámításokban

Két lehetőség közül az egyik a reprezentatív, vagyis a jellemző talajszelvény mért adataival, mint a talajfoltra általánosan/átlagosan jellemző paraméterértékekkel történő modellszámítás, a másik a mért pont adatokra történő modellfuttatás, amelyek interpolációjával nyerhető megfigyelés a területi eloszlásra. A pontadatokkal történő számításmenet hibája csupán a pontokra vonatkozó modellparaméterek mérési/becslési hibájából adódik. Például a talaj vízszolgáltató kapacitásának számításához mind a víztartó-, mind a vízvezetőképességi adatok szükségesek. Ezek az adatok kimérhetők, de a mérés költséges és időigényes. Lehetőség van egyéb könnyen mérhető talajjellemzők alapján a víztartási- és vízvezetési függvények más talajtulajdonságok mért értékeit felhasználó, pedotranszfer függvényekkel (BOUMA, 1989) történő becslésére is, pl. folyamatos regressziós függvényekkel (RAJKAI et al., 1981; COSBY et al., 1984), vagy egy-egy talajcsoportra vonatkozó pedotranszfer függvényekkel (class pedotransfer functions) (WÖSTEN et al., 1985; FINKE et al., 1991).

A csoport pedotranszfer függvények érvényessége aszerint meghatározott, hogy mi volt a csoportképzés alapja. Lehetséges csoport például a genetikai *színt*, a talajréteg, a talajképző közet, a talajtípus vagy altípus, termékenység kategória, talajfolt stb. Bizonyos, hogy a becsült paraméter hibája általában ismeretlen.

WÖSTEN és munkatársai (1990) összehasonlították a különböző pedotranszfer függvényekkel becsült talajparaméterekkel szimulált talajvízmérlegeket. Azt tapasztalták, hogy a becslésből származó eredmények a direkt mérési eredményekből számítottéhoz képest nem különböznek szignifikánsan. Az eredmény megegyező a korábban a mennyiségi és a minőségi talajjellemzők között tapasztalttal, vagyis a hidrológiai talajjellemzők változatossága jelentősen csökken, amikor azokból, pl. a szabadföldi vízkapacitás és a hervadáspont értékekből minőségi jellemzőt, a talaj vízszolgáltató kapacitását számítják.

A pontadatokkal végzett szimulációkat a mérés és az ahhoz társuló számítás ún. kísérleti hibája terheli. A kísérleti módszer megváltoztatása továbbá olyan hibát eredményezhet, amelyre vonatkozóan adat a módszer leírásában sem található (BOUMA, 1983). A talaj hidrofizikai függvényeinek az adott terület pontjaira jellemző változatossága sokkal inkább kifejezhető a víztartóképesség görbék sorozatával, mint egyetlen ún. területi átlaggörbével. A modellszámítások azután a görbesorozatból valamely véletlen módon (pl. Monte-Carlo módszerrel) kiválasztott görbékkel végezhetők. A módszert a különböző művelésű talajok és gyepek peszticid-kimosódása (PETACH et al.,

1991), vízszolgáltató kapacitása, levegőzöttsége és gépjárművétele változatosságának elemzésére alkalmazták (BOUMA & BROEKE, 1993). Ha a szimuláció több évre készül nemcsak a térbeli, de az időbeli változatosságra is nyerhető információ.

Tekintettel arra, hogy az említett szimulációs modellezési munkák csupán néhány talajparaméter változtatására épültek, megjegyezzük itt, hogy előzetesen érzékenységi elemzéssel szükséges kiválasztani azokat a paramétereket, amelyekre a modell az adott szempontból a leginkább érzékeny. Az ajánlott módszer egyben a modellben szereplő folyamatokat dominanciájuk szerint is rangsorolja. A modell bonyolultsága ennek figyelembe vételével választható meg, és a feltétlenül szükséges adatigény is előzetesen meghatározható.

A modell minősítése

Annak megítélése, hogy a valóságos történéseket közelítően és egyszerűsített módon leíró számítógépes modellek szimulációs eredményei mennyire tekinthetők a modellezett rendszer valóságos válaszához – a modellezés lényeges kérdései közé tartozik. A „szokásos” megoldás a számítógépes szimuláció gyakorlatában az, hogy a szimulációs eredményeket a modellezett rendszerben, a modellezett talajtulajdonságra mért valódi értékekkel hasonlítják össze. Akkor tekinthető a szimuláció ideálisan megfelelőnek és a modellezés kellően pontosnak, amikor a szabadföldön vagy a laboratóriumban mért, valamint az ugyanarra a talajjellemzőre számított szimulációs eredmények egybeesnek.

Tekintettel azonban arra, hogy a mért értékek minimálisan mérési hibával, esetenként mintavételi és mérési hibával is terheltek, általánosabb érvényű a szimuláció megfelelőségének az a meghatározása, amely a szimulációt akkor ítéli jónak, ha a szimulált és a mért értékek eltéréseinek értéke kisebb, mint a mért értékek mérési hibája (WHITMORE, 1991).

ADDISCOTT és WHITMORE (1991) meghatározták a mért adatok és a modell eredmények közötti különbségek kifejezésének lehetséges módjait. Ezek egyike a mért és szimulált értékek páronként vett korrelációja (r), másika pedig azok átlagos eltérése (M).

$$M = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - x_i)$$

ahol: y_i az i -edik mért érték, x_i pedig az i -edik szimulációs érték, N a mért és a szimulált értékpárok száma

RICHTER és munkatársai (1985) szerint amennyiben az $(y_i - x_i)$ különbségek legalább 90 %-a kisebb, mint egy szakmailag megállapított elfogadható érték – pl. a talajnedvesség-tartalomra a 2,5 % – teljesülése esetén a szimuláció megfelelőnek értékelhető. További lehetőséget jelent a szimuláció jóságának megállapítására az ún. reziduális hiba elemzése, amikor is az eltérés hibanégyzet-összegét a teljes mérési hibanégyzet-összeghez hasonlítják (pl. GREENWOOD et al., 1985).

Amennyiben kellő ismétlésszámú mért adat áll rendelkezésre a Student-féle t -próba (SNEDECOR & COCHRAN, 1980) segítségével ellenőrizhető, hogy a szimuláció hibája a mérési hibánál kisebb-e. Formulával:

$$t = (\bar{y} - x) / SE = \bar{d} / SE \quad (4)$$

ahol: \bar{y} a mért értékek átlaga, \bar{d} a szimulált és a mért átlag értékek közötti eltérés (átlagos eltérés), SE a mérés standard hibája

A t-próbát pl. SHUTHERLAND és munkatársai (1986) alkalmazták szimulációs eredményeik jóságának megállapítására. Megjegyzendő, hogy a t-próba csupán kellő számú ismétléssel mért minta esetében alkalmazható, amikor is a minta szabadságfoka kellően nagy.

Statisztikai módszerek állnak rendelkezésre a mért és a szimulált értékek közötti eltérések véletlen (random) és nem véletlen (szisztematikus) voltának az elemzésére. A szisztematikus hiba az illesztetlenséget fejezi ki. A mért értékek és a szimulált értékek eltéréseinek négyzetösszegét bontják fel a véletlen hibát kifejező hiba négyzetösszegre, és az illesztetlenséget kifejező eltérés négyzetösszegre. A négyzetösszeg értékeket a szabadságfokokkal leosztva nyerhető az átlagos négyzetes eltérés, és az illesztetlenségi variancia. A hiba- és az illesztetlenségi variancia viszonya F-statisztikával elemezhető. Amennyiben az illesztetlenségi hiba nagyobb, mint a véletlen hiba a modellen még javítani szükséges. Az eltérés négyzetösszeg minimuma alkalmas a modellparaméterek optimális értékeinek a kikeresésére, amely eljárás egyben a modell eredmények mérési adatokra történő illesztését is jelenti. Ebből következik, hogy ez a statisztika jellemzi a modellbecslés jóságát, összehasonlítható általa különböző modellek becslési jósága, és kiválasztható segítségével a legalkalmasabb modell is.

Összefoglalóan modell jóság tesztelésére alapvetően három lehetőség áll rendelkezésre.

1. *Nincs, vagy csupán néhány párhuzamos mért adat áll rendelkezésre.* Ekkor a legjobb modellparaméter értékek a legkisebb eltérés négyzetösszeghez rendelhetők. A modell jóság elemzésére használjuk ekkor a korrelációs együtthatót (r) és az átlagos különbséget (M). Határozzunk meg elfogadható hibaértéket és nézzük meg, hogy a szimulált értékek hány %-a teljesíti azt. A modelleket minősítsük az elfogadható hibára adott válasz alapján.

2. *Valamennyi, vagy a legtöbb mérés ismétléses.* A mért és a szimulált értékek eltérés négyzetösszegét bontsuk véletlen és szisztematikus hibaösszetevőre. A legjobb modellparaméter értékeket a szisztematikus, vagy illesztetlenségi hiba minimalizálásával keressük. Az illesztetlenséget kifejező eltérés négyzetösszeg lehetőség szerint legyen nulla. Amennyiben a szisztematikus hiba nagyobb, mint a tiszta hiba, vizsgáljuk meg a kísérleti eredményeket. Amennyiben a szisztematikus hiba lényegesen nagyobb a véletlen hibánál a modell alkalmassága vizsgálendő (nem a megfelelő paramétereket veszi figyelembe, nem a megfelelő összefüggést használja stb.). Érdemes a modellt több kísérlet adatait tartalmazó adatbázison ellenőrizni. Ha a szisztematikus hiba csupán néhány kísérlet esetében nagyobb a véletlen hibánál, vagy az adatok ellenőrizendők, vagy a modellhasználat korlátozandó.

Modellek összehasonlítására az illesztetlenségi variancia illesztési hibaarány kevésbé alkalmas, mint az elfogadható hiba, hiszen szinte nincs olyan modell, amely 10 vagy 20 adatra ne adna statisztikailag szignifikáns eredményt.

3. A vizsgált paraméter *mind kezdeti, mind végső értékére ismétléssel mért értékek állnak rendelkezésre*, pl. egy talajtulajdonság időbeli változásának szimulációja esetében.

A modell jóságának értékelése a 2. pont alatti módon történik. A paraméter-optimalizálás úgyszintén, viszont a szimulált eredmények eltérésének elemzésekor az eltérés előjelét is figyelembe kell venni. A modellértékelés szintén a 2. pont elvei szerint történik.

Egy modell működése azonban nem csupán a szimulációs pontosság alapján ítéltethető meg. Érdekes az is, hogy a modell hogyan „reagál”, más kifejezéssel mennyire érzékeny paramétereinek az értékeire. A modellek ez irányú vizsgálata az érzékenységi elemzés.

A modellek érzékenység vizsgálata

A talaj-, illetve talajfolyamat-modellek „ráhangolása” az éppen modellezendő talajra, általános értelemben *esetre* a modellparaméter értékei segítségével történik. A modellek bemeneti információit a paraméterek értékei, illetve az adatok alkotják. A paraméter az adott talajra, *esetre* vonatkozó mennyiségi állandó. Ebből következik, hogy a talajparaméter értéke esetről esetre változhat. Példaként vehető a talaj egy adott nedvességpotenciálon vett nedvességtartalma, amelynek értéke az adott talajra jellemző, de talajonként változó. Adat például a csapadékmennyiség, mert az nem köthető a talajhoz.

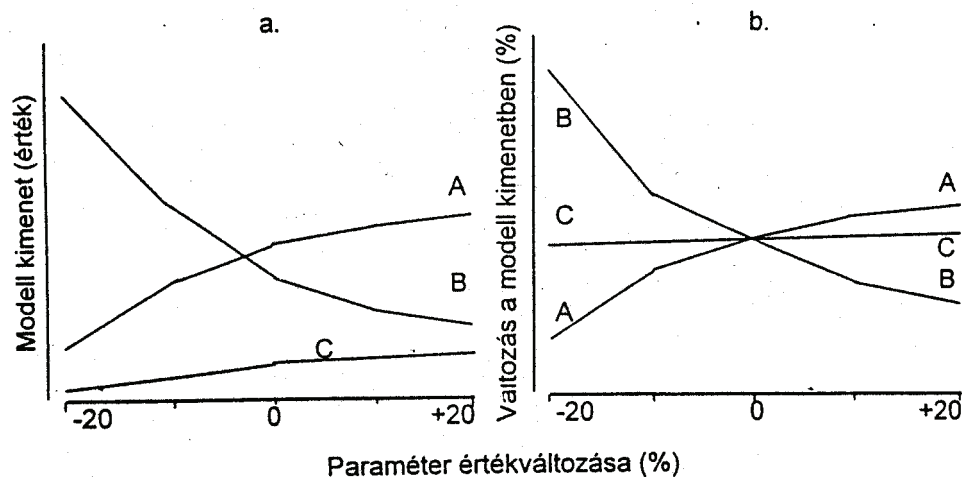
A talaj-, illetve talajfolyamat-modellek eltérő mértékben „érzékenyek” a különböző talajparaméterekre.

Következik mindebből, hogy célszerű a használni kívánt talajmodellt talajparaméterei értékére, illetve értékének változatosságára, azaz az átlagértékén kívül a variáciára mutatott érzékenységre is vizsgálni.

A modellek érzékenység elemzésének egyik szokásos módja a lehetséges paraméterérték-tartomány függvényében a modell eredményének az ábrázolása (ADDISCOTT, 1993). Az 5a. ábra a modellkimenet értékváltozását mutatja a paraméter értéktartományra. Azonban ez az ábrázolás csupán néhány paramétert tartalmazó modell esetében informatív. A többparaméteres modellek esetében az 5b. ábrán látható relatív modellkimeneti változás tájékoztat arról szemléletesen, hogy melyik paraméterre érzékenyen (C), melyik az, milyen mértékben, módon és irányban, amelyre pedig érzékeny (A és B) a modell.

Érdemes figyelni arra is, hogy a talajmodellek nemcsak paraméterekre érzékenyek, hanem bizonyos, a modellben szereplő tényezőkre is. A talajmodellek egyik érzékeny tényezője lehet a talajszelvény rétegfelosztása. A modell érzékenységét célszerű ezért a rétegfelosztásra (a talajrétegek számára és rétegvastagságára) is ellenőrizni (pl. ADDISCOTT & WHITMORE, 1991).

A talajparaméterek szórása még egy mezőgazdasági táblán belül is különböző lehet, ezért ismernünk kell a paraméter változatosságának a modell eredményekre gyakorolt hatását. A modell érzékenység elemzésekor nem csupán azt szükséges vizsgálnunk, hogy a modell mennyire érzékeny a paraméter értékének bizonyos százaléku megváltozására, hanem azt is, mennyire érzékeny a paraméter variáciára (változatosságra).



5. ábra

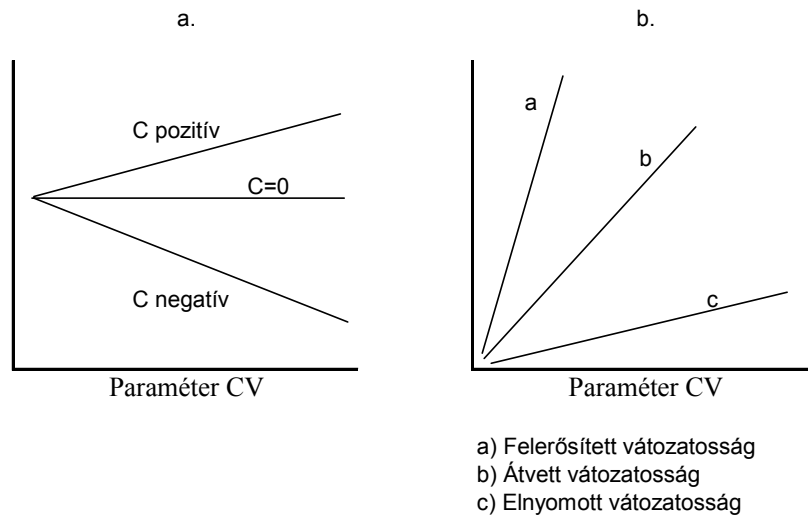
A modellérzékenység alakulása a paraméter értékváltozására abszolút értékben (a), ill. relatív értékben (b)

A statisztikai elvi alapot a paraméter változatosság vizsgálatához RAO és munkatársai (1977) közleményében találjuk meg, amelynek részletes ismertetésétől most eltekintünk. Egy talajmodell paramétere variációs együtthatójára mutatott érzékenységet a 6. ábrán mutatjuk be (ADDISCOTT, 1993). A 6a ábra a modellkimenet átlagának alakulását mutatja a paraméter variációs együtthatója a CV (a szórás és az átlag hányadosa %-ban kifejezve) függvényében. Látható, hogy a CV növekedésével a modell eredmény változatlan maradhat (a modell érzéketlen, $C=0$), az eredmény növekedhet (C =pozitív), vagy csökkenhet (C =negatív). A modellérzékenység mértéke és előjele a paramétert tartalmazó egyenlet, egyenletek második parciális differenciáljától függ.

A 6b ábra azt mutatja, hogy a modell eredmény variációs együtthatója szintén a paraméter-változatosság függvénye, mégpedig az első parciális differenciál négyzete szerint. Ha az első parciális differenciál egységnyi, a paraméter CV és a modell eredmény CV hozzávetőleg azonos, vagyis a modell átviszi a paraméter CV-t. Amennyiben a parciális differenciál egynél nagyobb, a modell felerősíti, míg ha egynél kisebb, csökkenti a paraméter CV értékét az eredményben. Figyelemmel kell arra lenni, hogy a paraméter CV-re irányuló érzékenység vizsgálatban a paraméterek közötti korrelációk nyilvánvalóan fontosak.

A normálosztású paraméterek esetén a modell érzékenység vizsgálata során célszerű még a modellkimenet eloszlását is a paraméter CV függvényében megvizsgálni annak érdekében, hogy eldönthető legyen szükséges-e az eredményt a normalitás érdekében transzformálni.

A modellek paraméter érzékenységének vizsgálatára ADDISCOTT (1993) három megoldást mutat be: a Taylor módszert (RAO et al., 1977), a „szakaszoló módszert”



6. ábra

Talajmodellek érzékenysége a paraméterek változatosságára
(ADDISCOTT (1993) nyomán)

(sectioning method) (ADDISCOTT & WAGENET, 1985) és a Monte-Carlo szimulációs módszer bizonyos formáit.

A Taylor módszer a paraméter átlagának és variációjának a vizsgálatára alkalmas, de nem vizsgálhatók segítségével a paraméterértékek eloszlási jellemzői, a ferdeség és terjedelem (skew és kurtosis).

A szakaszoló módszer a paraméterek értékeit azonos megfigyelés számú szakaszra osztja és a szakasz mediánt használja az eloszlás kifejezésére. A modellt valamennyi lehetséges paraméter és szakasz kombinációval futtatják és az eredmény alapján értékelik annak eloszlását.

A Monte-Carlo szimuláció minden egyes paraméter eloszlásából egy reprezentatív véletlen paraméter értéksort generál, amelyekből a modellkimenet eloszlások és eloszlásjellemzők nyerhetők.

A három bemutatott eljárás alkalmas a modellek minden egyes paramétere érzékenységének önmagában, illetve más paraméterek variációjának egyidejű változtatásával történő vizsgálatára. Lényeges, hogy az érzékenység elemzést megelőzően minden egyes paraméter értékeloszlását normalizálni szükséges.

Modellparaméterek és modellezési eredmények térbeli változatossága

A talajtulajdonságok nemcsak paraméterértékeként mutatnak véletlen jellegű változatosságot, hanem lehetnek térben korreláltak (spatially correlated). Ekkor azonban statisztikai jellemzőiket a regionalizált változók elmélete alapján lehetséges megadni

(MATHERON, 1965). A regionalizált változók elmélete szolgáltat alapot a súlyozott átlagú krigeléshez, amely révén a becslési hiba és variancia minimalizálható (JOURNEL & HUIJBERGTS, 1978; WEBSTER & OLIVER, 1990).

Amennyiben egy modellnek van olyan paramétere, amely kifejezett térbeli szerkezettel rendelkezik érdekes lehet számunkra a modell eredmény térbeli viselkedését ábrázoló függvénynek, a variogramnak a meghatározása és alkalmazása interpoláció céljára. Ezt a feladatot két úton végezhetjük el:

1. A modellt a paraméterek mért és interpolált értékeivel futtatjuk, majd a modell eredmény változójának határozzuk meg a variogramját és interpolálunk belőle.
2. Meghatározzuk minden egyes modellparaméter variogramját. A variogramok alapján interpolált értékeket készítünk általunk meghatározott koordinátájú pontokra. Az interpolált paraméterértékeket alkalmazzuk a modellben, és előre interpolált eredmény kimenetet állítunk elő.

A két eltérő módszer csak abban az esetben vezet azonos eredményre, ha a modell kimeneti változója, vagy eredményváltozója valamennyi modellparaméterrel lineáris viszonyt mutat. ADDISCOTT & BAILEY (1990) szerint a SLIM kimosódási modell szignifikánsan eltérő eredményt szolgáltat aszerint, hogy az interpolációt a modellezés előtt vagy után végzik. A kapott eredmény nyilvánvalóvá teszi, hogy a SLIM modell eredménykimenete és a paraméterei között a kapcsolat nem lineáris.

DE JONG és munkatársai (1992) az időjárási adatok és a modell eredményének a térbeli átlagolását végezték el. Nem kaptak lényegesen eltérő eredményt, amikor az elvégzett térbeli átlagolás eredménye a hőmérséklettel volt kapcsolatos, és gyakorlatilag csak lényegtelen eltérésre vezetett, ha az eredmény a talajnedvességre vonatkozott. Az eredményt úgy értelmezték, hogy a vizsgált modell a hőmérsékletre és talajnedvességre nézve lineáris. A linearitás pedig feltétele a bemenő adatok, illetve az eredmények térbeli átlagolásának, vagy interpolációjának.

A modellezés léptékváltása

Nyilvánvaló, hogy egy modellt az érvényesítés léptékétől nagyobb léptékben használni nem problémamentes. Annak eldöntésére, hogy megengedett-e az eltérő léptékben való modellalkalmazás, a következők átgondolása tanácsolható:

1. Maradhat-e változatlan a modellben alkalmazott hipotézis?
2. Megmarad-e modellbe épített mechanizmus eredeti értelme?
3. Abban a paraméterérték-tartományban történik-e a modell használata, amelyre az érvényesítés vonatkozik?
4. Lehet-e valós, önálló értéket tulajdonítani a modell paramétereinek?
5. Illeszkedik-e a modellezés léptéke a paraméterértékek meghatározásának a léptékéhez?
6. A nagyobb lépték paraméterértékei jelentősen eltérnek-e a kisebb lépték paraméterértékeitől? Ha igen, miért?
7. Változott-e a modell paraméter érzékenysége? Ha igen, miért?
8. Változott-e a modell típusa ténylegesen? Például, fizikairól (physically-based) összevont paraméterűre (lumped parameter), vagy mechanisztikusról működésire?

9. A nagyobb léptékben tapasztalható-e a modell működésének olyan eleme, amely az elvárhatóval ellentétes?

A léptékváltás kapcsán feltétlenül figyelembe veendő, hogy a léptékkel nem csupán a fizikai méret változik, hanem a folyamatok kinetikája is. A kinetikai különbségekből adódik a történések időléptékének a változása. Nyilvánvaló, hogy a molekuláris lépték (*i*-4) történéseinek időtartama nem lehet azonos a talajszelvény szinten (*i*) végbemenő folyamatokéval. A léptékváltás és annak kapcsán az 1–9 kérdések áttekintése tér- és időlépték váltásból adódó eltérések áttekintését teszi szükségessé.

A hazai talajtani modellfejlesztés és alkalmazás feladatai

Talajfelvételi adatbázisok kialakítása. – A modellező talajtani szakemberek egyet-értenek abban, hogy a modell eredmények hibaelemzése mind a modell kalibrációhoz, mind a modell érvényesítéséhez feltétlenül szükséges. Az is valószínű, hogy a szimuláció pontossága a bemenő adatok pontossága által meghatározott. Belátható, hogy az adatgyűjtést e kívánalomnak megfelelően szükséges kialakítani. Annak érdekében, hogy a tájélemek térbeli változatossága megfelelő módon kerüljön felvételre a térbeli/területi sokféleséget nem átlagolással kell egy talajfoltra megadni, hanem keresztszelvény, vagy transzekt menti, illetve az elkülönülő, de ismert lokalizációjú talajmegfigyeléseket kell figyelembe venni. Minthogy a talajtani alaptulajdonságok begyűjtése és mérése idő- és költségigényes, azok nagy része becsléssel, illetve talajfelvételezési adatbázisok felhasználásával kerülhet megállapításra. Ebből következik, hogy a talajfelvételezési adatokból történő modellezés egyre inkább a folytonos és a csoportos pedotranszfer függvényekre (continuous- and class pedotransfer models) fog támaszkodni. A csoport pedotranszfer függvények talajfelvételezési szempontból informatívak, hiszen a talajgenetikai szintek jól definiáltak még tájléptékben is. Arra kell azonban a jövőben törekedni, hogy a talajfelvételezők által elkülönített talajszinteket, illetve rétegeket oly módon csoportosítsuk, hogy azok egyrészt jellemezzék a talaj függőleges és vízszintes anizotrópiáját, másrészt hordozzanak talajfolyamat és minőség jegyeket. A megoldást azon alaki (morfogenetikus) bélyegek kiválasztása fogja jelenteni, amelyek egyértelműen valamely talajgenetikai folyamatot azonosítanak. Amennyiben sikerül egy modellben összekapcsolni a talajgenetikai folyamatot és az annak eredményeként megjelenő morfogenetikai tulajdonságot, a szimulációs modell tartalmazza majd a genetikai folyamat hajtóerőit, a víz- és a tömegáramlást. Meggyőződésünk, hogy a vízmozgást leíró hidrológiai modellek adják majd azokat a szimulációs lehetőségeket, amelyek összekapcsolják a vízmozgást, az oldatmozgást, a kolloid-szuszpenziók mozgását, a szervesanyag-képződést és az oxidációs, redukciós környezetet. Az áramlási modellek mellett diffúziós modellekre is szükség van a mállási és átalakulási folyamatok dinamikájának leírásában. A krigelési eljárások alkalmasnak látszanak arra, hogy a talajfejlődés szélsőséges eseményeit megjelenítsék, pl. egy kiemelkedő intenzitású vízáram előfordulásának valószínűségét, amely jelentős mennyiségű kolloidot és oldott anyagot szállít

A modell érzékenysége a bemenő adatra a modellben szereplő változótól függően más és más. Lehetséges, hogy a területen egy adott talajjellemző változatossága nagy, de a modell érzékenysége arra nézve kicsi, vagyis az a modell eredményét nem befolyásolja lényegesen. Előfordul, hogy a talajjellemző területi változatossága kicsi, de a

modell eredményére gyakorolt nagy hatása miatt a modell eredményében megjelenik. Ebből az következik, hogy területi modellezés kapcsán mind a területi variabilitást, mind a modell érzékenységet előzetesen mérlegelni szükséges annak érdekében, hogy meghatározhassuk, mely modellparamétereket elégséges hozzávetőlegesen becsülni és melyeket nagy pontossággal mérni.

Az is nyilvánvaló, hogy a táj léptékű modellezéshez nem feltétlenül szükségesek egyedien mért adatok. Kielégítő lehet pedotranszfer függvények, illetve kategória átlagértékek használata különösen akkor, ha azokra a modell nem érzékeny.

A hagyományos talajtanban a térbeli és időbeli változatosság inkább elméleti jelentőségű, mint a talajtan lényegét érintőnek minősülő. A modern talajtani információs rendszerekben azonban a térbeli változatosság más megvilágításba került, különösen azóta, hogy a szennyezésterjedés törvényi és közgazdasági szabályozása is lényegi környezeti kérdéssé lépett elő. Annak érdekében, hogy a környezeti modellek érzékenységet paramétereik térbeli szerkezetére vizsgálhassuk, a talajtulajdonságokra vonatkozó mintagyűjtést geostatistikai elemzésre is alkalmassá kell tenni. Ezt követően válik majd a modellek érzékenysége tesztelhetővé paramétereik térbeli szerkezetére, amely egyben megteremti a talajterképezés objektív megvalósításának a lehetőségét is.

Irodalom

- ADDISCOTT, T. M., 1993. Simulation modeling and soil behavior. *Geoderma*. **60**. 15–40.
- ADDISCOTT, T. M. & BAILEY, N. J., 1990. Relating the parameters of a leaching model to the percentages of clay and other components. In: *Field-scale Solute and Water Transport Through Soil*. (Eds.: ROTH, K. et al.) 209–221. Birkhauser. Basel.
- ADDISCOTT, T. M. & WAGENET, R. J., 1985. Concepts of solute leaching in soils: A review of modelling approaches. *J. Soil Sci.* **36**. 411–424.
- ADDISCOTT, T. M. & WHITMORE, A. P., 1991. Simulation of solute leaching in soils of differing permeabilities. *Soil Use. Manag.* **7**. 94–102.
- ANDERSON, J. L. & BOUMA, J., 1973. Relationship between conductivity and morphometric data of an argillic horizon. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **37**. 408–413.
- ARNOLD, R. W., SZABOLCS, I. & TARGULIAN, V. O., 1990. *Global Soil Change*. IIASA. Laxenburg. Austria.
- AVERY, B. W. & BULLOCK, P., 1969. Morphology and classification of Broadbalk soils. Rep. Rothamsted Exp. Stn., 1968. Part 2. Rothamsted Exp. Stn. Harpenden. England.
- AVERY, B. W. & KING, D. W., 1971. Profile description of wilderness soils. Rep. Rothamsted Exp. Stn., 1970. Part 2. Rothamsted Exp. Stn. Harpenden. England.
- BOOCH, G., 1991. *Object-Oriented-Design with Applications*. Benjamin/Cummings Publ. Co. Redwood City. CA.
- BOOTLINK, H. W. G. & BOUMA, J., 1991. Physical and morphological characterization of bypass flow in a well-structured clay soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **55**. 1249–1254.
- BOUMA, J., 1983. Use of soil survey data to select measurement techniques for hydraulic conductivity. *Agric. Water Manag.* **6**. 177–190.
- BOUMA, J., 1989. Using soil survey data for quantitative land evaluation. In: *Advances in Soil Science*. Vol. 9. (Ed.: STEWART, B. A.) 225–239. Springer Verlag. New York.
- BOUMA, J., 1993. Soil behavior under field conditions: Differences in perception and their effects on research. *Geoderma*. **60**. 1–14.
- BOUMA, J. & ANDERSON, J. L., 1973. Relationships between soil structure characteristics and hydraulic conductivity. In: *Field Soil Moisture Regime*. (Ed.: BRUCE, R. R.) 77–105. SSSA Spec. Publ. No. 5. SSSA. Madison, WI.

- BOUMA, J. & DENNING, J. L., 1972. Field measurement of unsaturated hydraulic conductivity by infiltration through gypsum crusts. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **36**. 846–847.
- BOUMA, J. & HACK-TEN BROEKE, M. J. D., 1993. Simulation modeling as a method to study land qualities and crop productivity related to soil structure differences. *Geoderma*. **57**. 51–67.
- BOUMA, J. & VAN LANEN, H. A. J., 1987. Transfer funktions and threshold values: From soil characteristics to land qualities. In: *Proc. ISSS/SSSA Workshop Quantified Land Evaluation Procedures*, Washington, D. C., 27 April–2 May 1986. (Eds.: BEEK, K. J. et al.) 106–111. Int. Inst. Aerospace Surv. Earth Sci. Publ. No. 6. Enschede. The Netherlands.
- BRIMHALL, G. H. et al., 1991. Deformational mass transport and invasive processes in soil evolution. *Science (Washington, D. C.)* **255**. 695–702.
- CHADWICK, O. A., BRIMHALL, G. A. & HENDRICKS, D. M., 1990. From a black box to a gray box – a mass balance interpretation of pedogenesis. *Geomorphology*. **3**. 369–390.
- COSBY, B. J. et al., 1984. A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soil. *Water Resour. Res.* **20**. 682–690.
- DELCOURT, H. R. & DELCOURT, P. A., 1988. Quaternary landscape ecology: Relevant scales in space and time. *Landscape Ecol.* **2**. 23–44.
- DE JONG, R., DUMANSKI, J. & BOOTSMA, A., 1992. Implications of spatial averaging weather and soil moisture data for broad-scale modelling activities. *Soil Use Manag.* **8**. 74–79.
- DOKUCSAJEV, V. V., 1883. *Ruszkij csernozom.*, St. Petersburg.
- EVANS, C. V. & ROTH, D. C., 1992. Conceptual and statistical modes to characterize soil materials, landform and processes. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **52**. 1104–1107.
- FEHÉR J., RAJKAI K. & MOLNÁR E., 1999. A SZALINEXP szakértői rendszer. *Agrokémia és Talajtan*. **48**. 491–500.
- FINKE, P. A., 1993. Field scale variability of soil structure and its impact on crop growth and nitrate leaching in the analysis of fertilizing scenarios. *Geoderma*. **60**. 89–107.
- FINKE, P. A. & STEIN, A., 1994. Application of disjunctive co-kriging to compare fertilizer scenarios on a field scale. *Geoderma*. **62**. 247–263.
- FINKE, P. A., BOUMA, J. & STEIN, A., 1992. Measuring field variability of disturbed soils for simulation purposes with geostatistical and morphological techniques. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **56**. 187–192.
- GREENWOOD, D. J., NEETESON, J. J. & DRAYSCOTT, A., 1985. Response of potatoes to N fertilizer: dynamic model. *Plant Soil*. **85**. 185–203.
- GRUNWALD, S. et al., 2000. Soil landscape models at different scales portrayed in virtual reality modeling language. *Soil Sci.* **165**. 598–615.
- HAVENS, M. W., 1988. A GIS-based soil-landscape modeling approach to predict surface rock fragment distributions. M.Sc. thesis. Pennsylvania State Univ.
- HOFFMAN, O., 1991. Conclusions of BIOMOVs phase I. *Proc. Meet. Validity Environ. Transfer Models*, Swedish Radiation Protection Inst., Stockholm, Sweden.
- HOOSBEEK, M. R. & BRYANT, R. B., 1992. Towards the quantitative modeling of pedogenesis-A review. *Geoderma* **55**. 183–210.
- HUTSON, J. L. & WAGENET, R. J., 1992. LEACHM, Leaching Estimation and Chemistry Model. Version 3.0 Dep. SCAS Res. Rep. 92-3. Cornell Univ. Ithaca. NY.
- JACOBSON, I., 1993. Time for a cease-fire in the methods war. *J. Object-Orient. Program.* **6**. 6–84.
- JENKINSON, D. S., 1971. The accumulation of organic matter in soil left uncultivated. Rep. Rothamsted Exp. Stn., 1970. Part 2. Rothamsted Exp. Stn. Harpenden. England.
- JENNY, H., 1941. *Factors of Soil Formation – A System of Quantitative Pedology*. McGraw–Hill. New York.

- JENNY, H., 1980. *The Soil Resource: Origin and Behavior*. Ecol. Stad. 37. Springer Verlag. New York.
- JOURNEL, A. G. & HUIJBREGTS, CH. J., 1978. *Mining Geostatistics*. Academic Press. London.
- JUHÁSZ-NAGY P., 1993. *Az eltűnő sokféleség*. Scientia Kiadó. Budapest.
- KATCHALSKY, A. & CURRAN, P. F., 1967. *Nonequilibrium thermodynamics in biophysics*. Harvard Univ. Press. Cambridge, MA.
- KIRKBY, M. J., 1985. A basis for soil profile modeling in a geomorphic context. *J. Soil Sci.* **36**. 97–121.
- LAUREN, J. G. et al., 1988. Variability of saturated hydraulic conductivity in a Glossaquic Hapludalf with macropores. *Soil Sci.* **145**. 20–28.
- LEE, K. S., LEE, G. B. & TYLER, E. J., 1988. Thematic mapper and digital elevation modeling of soil characteristics in hilly terrain. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **52**. 1104–1107.
- LEVINE, E. R. & CIOLKOSZ, E. J., 1986. A computer simulation model for soil genesis applications. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **50**. 661–667.
- LUCAS, P. & VAN DER GAAG, L., 1991. *Principles of Expert Systems*. Addison–Wesley Publ. Co. New York.
- MANLEY, E. P., CHESWORTH, W. & EVANS, L. J., 1987. The solution chemistry of podzolic soils from the eastern Canadian shield: A thermodynamic interpretation of the mineral phase controlling soluble Al^{3+} and H_2SiO_4 . *J. Soil Sci.* **38**. 39–51.
- MARION, G. M., SCHLESINGER, W. H. & FONTEYN, P. J., 1985. CALDEP: A regional model for soil CaCO_3 (caliche) deposition in southwestern deserts. *Soil Sci.* **139**. 468–481.
- MATHERON, G., 1965. *Les Variables Régionalisées et Leur Estimation*. Masson. Paris.
- MAYER, L., 1985. The distribution of carbonate in soils: A computer simulation using program CALSOIL. U.S. Geol. Surv. 975. U.S. Geol. Surv. Menlo Park, CA.
- MEYER, B., 1988. *Object-oriented Software Construction*. Prentice–Hall. New York.
- MOKMA, D. L., 1987. Soil variability of five landforms in Michigan. *Soil Surv. Land Eval.* **7**. 25–31.
- MORGAN, R. P. C., 1986. *Soil Erosion and Conservation*. Longman Sci. Tech. Harlow. England.
- NORDT, L. C., JACOB, J. S. & WILDING, L. P., 1991. Quantifying map unit composition for quality control in soil survey. In: *Spatial Variabilities of Soils and Landforms*. (Eds.: MAUSBACH, M. J. & WILDING, L. P.) SSSA Spec. Publ. 28. 183–197. SSSA, Madison, WI.
- PEYTON, R. L. et al., 1992. Applying X-ray CT to measure macropore diameters in undisturbed soil cores. *Geoderma*. **53**. 329–341.
- PETACH, M. C., WAGENET, R. J. & DE GLORIA, S. D., 1991. Regional water flow and pesticide leaching using simulations with spatially distributed data. *Geoderma*. **48**. 245–269.
- RAJKAI K. et al., 1981. A pF-görbék számítása a talaj mechanikai összetétele és térfogattömege alapján. *Agrokémia és Talajtan*. **30**. 409–438.
- RAO, P. S. C., RAO, P. V. & DAVIDSON, J. M., 1977. Estimation of the spatial variability of the soil-water flux. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **41**. 1208–1209.
- RICHARDSON, J. L., WILDING, L. P. & DANIELS, R. B., 1992. Recharge and discharge of groundwater in aquatic conditions illustrated with flow net analysis. *Geoderma*. **53**. 65–78.
- RICHTER, J., 1987. *The Soil as a Reactor*. Catena Verlag. Cremlingen. Germany.
- RICHTER, J., NORDMEYER, H. & KERSEBAUM, K. C., 1985. Simulation of nitrogen regime in loess soils in the winter half-year: Comparison between field measurements and simulations. *Plant and Soil*. **83**. 419–431.
- RUMBAUGH, J. et al., 1991. *Object-oriented Modeling and Design*. Prentice–Hall, Inc. New Jersey.
- RUNGE, E. C. A., 1973. Soil development sequences and energy models. *Soil Sci.* **115**. 183–193.
- SHOVIC, H. F. & MONTAGNE, C., 1985. Application of a statistical soil-landscape model to an order III windland soil survey. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **49**. 961–968.

- SMECK, N. E., RUNGE, E. C. A. & MACKINTOSH, E. E., 1983. Dynamics and genetic modelling of soil systems. In: *Pedogenesis and Soil Taxonomy 1. Concepts and Interactions*. (Eds: WILDING, L. P. et al.) 23–49. Elsevier. Amsterdam.
- SNEDECOR, G. W. & COCHRAN, W. G., 1967. *Statistical Methods*. Iowa Sta. Univ. Press. Iowa.
- Soil Survey Staff, 1983. *National Soils Handbook*. U.S. Gov. Print. Office. Washington, D. C.
- SPOSITO, G. & REGINATO, R., 1992. *Opportunities in Basic Soil Science Research*. SSSA. Madison, WI.
- STARITSKY, I. G., SLOOT, P. H. M. & STEIN, A., 1992. Spatial variability and sampling of cyanide polluted soil on former galvanic factory premises. *Water Air Soil Pollut.* **61**, 1–16.
- STEBUTT, A., 1930. *Lehrbuch der allgemeinen Bodenkunde*. Borntraeger. Berlin.
- STEFANOVITS P., 1963. *Magyarország talajai*. 2. kiadás. Akadémiai Kiadó. Budapest.
- STEFANOVITS P. 1975. *Talajtan. Mezőgazdasági. Kiadó, Budapest*.
- STEFANOVITS P. FILEP GY & FÜLEKY GY., 1999. *Talajtan. Mezőgazda Kiadó. Budapest*.
- STEIN, A. et al., 1991. Simulation of moisture deficits and areal interpolation by universal co-kriging. *Water Resour. Res.* **27**, 1963–1973.
- STEIN, A., HOOGERWERF, M. & BOUMA, J., 1988. Use of soil map delineations to improve (co)kriging of point data on moisture deficits. *Geoderma*. **43**, 163–177.
- STUMM, W. et al., 1985. The effects of complex-forming ligands on the dissolution of oxides and aluminosilicates. In: *The Chemistry of Weathering*. (Proc. NATO Advanced Res. Workshop on the Chemistry of Weathering, Rodez, France) NATO ASF Ser. C. Vol. 149. (Ed.: DREVER, J. I.) 55–74.
- SUTHERLAND, R. A. et al., 1986. The deficiency of the “economic optimum” application for evaluating models which predict crop yield response to nitrogen fertilizer. *Fertilizer Res.* **10**, 251–262.
- UPCHURCH, D. R., WILDING, L. P. & HARTFIELD, J. L., 1988. Methods to evaluate spatial variability. In: *Reclamation of Disturbed Lands*. (Ed.: HOSSNER, L. R.) 201–229. CRC Press. Boca Raton, FL.
- VAN LANEN, H. A. J. et al., 1992. A mixed qualitative/quantitative physical land evaluation methodology. *Geoderma*. **55**, 37–54.
- VAN WAMBEKE, A. R. & ROSSITER, D. G., 1992. *Automated Land Evaluation System (ALES)*. Vers. 3. SCAS Teach. Ser. No. 2. Dep. Soil, Crop & Atmospheric Sci. Cornell Univ. Ithaca, New York.
- VEPRASKAS, M. L. & BOUMA, J., 1976. Model studies on mottle formation simulating field conditions. *Geoderma*. **15**, 217–230.
- WAGENET, R. J., BOUMA, J. & GROSSMAN, P. B., 1991. Minimum data sets for use of soil survey information in soil interpretive models. In: *Spatial variability of soils and landforms*. (Eds.: MAUSBACH, M. J. & WILDING, L. P.) 161–182. SSSA Spec. Publ. 28. SSSA, Madison, WI.
- WEBSTER, R. & OLIVER, M. A., 1990. *Statistical Methods for Soil and Land Resource Survey*. Calendron Press. Oxford.
- WEGNER, P., 1990. *Concepts and Paradigms of Object-oriented Software Construction*. Prentice-Hall. New York.
- WHITMORE, A. P., 1991. A method for assessing the goodness of computer simulation of soil processes. *J. Soil Sci.* **42**, 289–299.
- WILDING, L. P. & DREES, L. R., 1983. Spatial variability and pedology. In: *Pedogenesis and Soil Taxonomy: I. Concepts and Interactions*. (Eds.: WILDING, L. P. et al.) 83–116. Elsevier Publ. Co. Amsterdam.
- WILDING, L. P. & HALLMARK, C. T., 1984. Development of structural and microfabric properties in shrinking and swelling clays. In: *Proc. ISSS Symp. Water Solute Movement in Heavy Clay Soils*, Wageningen, The Netherlands. (Eds.: BOUMA, J. & RAATS, P. A. C.) 1–22. ILRI Publ. 37. Wageningen, The Netherlands.

- WÖSTEN, J. H. M., BOUMA, J. & STOFFELSEN, G. H., 1985. The use of soil survey data for regional soil water simulation models. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **49**, 1238–1245.
- WÖSTEN, J. H. M. et al., 1990. Comparing four methods to generate soil hydraulic functions in terms of their effect on simulated soil water budgets. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **54**, 827–832.
- YATES, S. R., WARRICK, A. W. & MYERS, D. E., 1986. Disjunctive kriging. 1 Overview of estimation and conditional probability. *Water Resour. Res.* **22**, 615–621.

Érkezett: 2001. február 26.

RAJKAI KÁLMÁN

MTA Talajtani és Agrokémiai
Kutatóintézet, Budapest