

Doktori (PhD) értekezés

Tóth József Attila

Gödöllő

2024



MAGYAR AGRÁR- ÉS ÉLETTUDOMÁNYI EGYETEM

**A SZERVESANYAG FELVÉTELEZÉS ÉS MÉRÉS
MÓDSZERTANI VIZSGÁLATAI**

Tóth József Attila

Gödöllő

2024

A doktori iskola

megnevezése: Környezettudományi Doktori Iskola

tudományága: környezettudomány

vezetője: Csákiné Dr. Michéli Erika
tanszékvezető, egyetemi tanár, az MTA levelező tagja, DSc
MATE Környezettudományi Intézet, Talajtani Tanszék

Témavezető(k): Csákiné Dr. Michéli Erika
tanszékvezető, egyetemi tanár, az MTA levelező tagja, DSc
MATE Környezettudományi Intézet, Talajtani Tanszék

Dr. Csorba Ádám
egyetemi docens, PhD
MATE Környezettudományi Intézet, Talajtani Tanszék

.....
Az iskolavezető jóváhagyása

.....
A témavezető(k) jóváhagyása

TARTALOMJEGYZÉK

TARTALOMJEGYZÉK	III
1. BEVEZETÉS	1
2. CÉLKITŰZÉSEK	2
3. IRODALMI ÁTTEKINTÉS.....	4
3.1. Talaj szervesanyag	4
3.1.1. A talaj szervesanyag kémiaiája	4
3.1.1.1. Növényi maradványok bekerülése a talajba	4
3.1.1.2. Talaj-mikrofauna szerepe a szervesanyagok átalakításában.....	7
3.2. A szervesanyag elmélet változása	10
3.2.1. Makromolekuláris humuszanyag-elmélet	11
3.2.2. Védettség alapú szervesanyag-elmélet.....	21
3.2.2.1. Szervesszén stabilizáció	21
3.2.2.2. Szervesszén destabilizáció.....	23
3.2.2.3. Fizikai védettség megszűnése.....	24
3.2.2.4. A szerves szén kémiai védettségének megszűnése (Deszorpció).....	28
3.2.2.5. Mikrobiális szén felhasználási hatékonyság (Microbial C Use Efficiency).....	30
3.2.2.6. Szervesszén szaturáció a talajban.....	33
3.2.3. Szénmegkötés szerepe a művelt talajok esetén	37
3.2.3.1. No-till	39
3.2.3.2. Hagyományos (sokmenetes) művelés	40
3.2.3.3. Nemzetközi programok a szervesszén-megkötés segítésében.....	41
3.3. Talaj szervesanyag vizsgálata	44
3.3. A talaj szervesanyagának vizsgálati módszerei.....	44
3.3.1. Hagyományos, közvetlen mérési módszerek.....	45
3.3.1.1. Nedves oxidációs eljárások	45
3.3.1.2. Gravimetriás izzítási veszteség.....	45
3.3.1.3. Automata elemanalízis	46
3.3.2. Közvetett mérési módszerek	47
3.3.2.1. Humuszfrakcionálás és UV/VIS spektrofotometriás humuszvizsgálat	47
3.3.2.2. Mágneses magrezonancia spektroszkópia.....	48
3.3.3. Spektroszkópia	49
3.3.3.1. Mintaelőkészítés	53
3.3.3.2. Spektrumfeldolgozás	54
3.3.3.3. Kalibráció	56
3.3.3.4. Validáció	58

3.4. Talajterképezés.....	59
3.4.1. Digitális talajterképezés.....	61
3.4.2. Pedometria.....	62
4. ANYAG ÉS MÓDSZER.....	64
4. 1. Terepi felvételezések állandó eszközei	64
4. 2. Analitikai, laboratóriumi módszertan.....	64
4. 3. Kísérleti helyszínek leírása.....	69
4.3.1. Mintavételi stratégiák összehasonlítása – Érsekcsanád, Kanális.....	69
4.3.2. Precíziós szervesanyag-trágyázás hatásvizsgálata – Érréve.....	70
4.3.3. Kenya hegy keleti oldalának szervesszén-térképezése – Kenya	71
4.4. Mintavétel és vizsgálatok	72
4.4.1. Mintavételi stratégiák összehasonlítása – Érsekcsanád, Kanális.....	72
4.4.2. Precíziós szervesanyag-trágyázás hatásvizsgálata – Érréve.....	73
4.4.3 Kenya hegy keleti oldalának szervesszén-térképezése – Kenya	77
5. EREDMÉNYEK	80
5.1. Szervesszén-viszonyok felmérése szántóföldön – Kanális	80
5.1.1. Különböző mintakiválasztási algoritmusok teljesítményének vizsgálata becslési modellek felállításakor.....	80
5.1.2. Tábla szintű szervesszén-felmérés eredményei.....	83
5.2. Precíziós szervestrágyázás hatása eltérő talajadottságok esetén („Érréve”).....	95
5.2.2. Precíziós szervestrágyázás hatásainak vizsgálata.....	96
5.3. Szervesszén-viszonyok térképezése heterogén domborzaton (Kenya)	101
6. KÖVETKEZTETÉSEK	103
6.1. Szervesszén-viszonyok felmérése szántóföldön („Kanális”)	103
6.1.1. Becslési modell felállítása	103
6.1.2. Mintázási stratégia sikerességének vizsgálata.....	104
6.2. Precíziós szervestrágyázás hatása eltérő talajadottságok esetén (Érréve)	107
6.3. Szervesszén-viszonyok térképezése heterogén domborzaton (Kenya)	108
7. ÚJ TUDOMÁNYOS EREDMÉNYEK.....	109
8. ÖSSZEFOGLALÓ	111
9. MELLÉKLETEK	114
M1. Irodalomjegyzék	115
10. KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS.....	172

1. BEVEZETÉS

A növénytermesztés (hazai, európai és globális szinten) aktuális tendenciáinak középpontjában talajaink szervesszén-viszonyainak megismerése és annak hosszútávú környezeti céljainkkal harmonikus kezelése áll. A globális szénkörforgásról rendelkezésre álló ismeretek a távérzékelés és a predikciós eljárások fejlődésével jelentősen növekedtek, illetve pontosabbá váltak. Ez a folyamat mára összekapcsolódott a „big data” mezőgazdaságban történő térnyerésével, így napjainkban a szervesszén és az információ lett az elsőszámú fókusz a környezettudományokban.

A leírt hatások és törekvések együttesen szülik az igényt olyan kutatások létrejöttére, amikben azon talajok állapotát vizsgáljuk, melyek művelés alatt állnak, így azok szervesszén-készletét a termesztésben dolgozó szakemberek döntései valós időben befolyásolják. Annak érdekében, hogy a művelés megválasztása tudatos döntési folyamattá válhasson, szükség van olyan módszerekre, amikkel képesek lehetünk a talaj szervesanyag-állapotát, illetve az agrotechnika általi változás irányát és mértékét pontosan nyomonkövetni.

A dolgozatban bemutatott kutatás során elkészült vizsgálatok növénytermesztési gyakorlati megközelítést alkalmaznak, így az azokból származó eredményekből levont következtetések célja részben a kutatásban alkalmazott módszertan közelítése a termelésben való felhasználhatóság irányába. A talaj szervesszén-készlet változásának nyomonkövetésére alkalmas módszertan kialakítása során a pontos eredmény mellett a szóban forgó módszertan költsége, idő- és eszközszükséglete is legalább akkora hangsúlyt kap.

A növénytermesztésben bevett trágyázási technológiában kiemelt szerepe van az állati eredetű szerves- és istállótrágyáknak. Az állattenyésztési ágazatban zajló hazai centralizációs folyamat eredményeként a szervestrágyák területi elérhetősége csökken, sokszor jelentős szállítási költséggel terhelve azt. A talajra gyakorolt, a szénmegőrzésben betöltött szerepe mellett ezért is kiemelt fontosságú a szervestrágyák esetén a legnagyobb hasznosulás elérése. Ennek érdekében releváns volt a kutatás során olyan módszertant szemügyre venni, amely alkalmas lehet a kijuttatott szervestrágya talajban történő átalakulásának nyomonkövetésére, különböző talajadottságok esetén is. Ennek segítségével nélkülözhetetlen információt gyűjthetünk, ami által a jövőben valósággá válhat a rendelkezésre álló szerves inputanyagok felhasználásának célzott, precíziós megvalósítása, a legnagyobb potenciális hasznosulás érdekében.

2. CÉLKITŰZÉSEK

Hazánkban megközelítőleg 5,1 millió hektáron folyik mezőgazdasági termelés, amelyből 4,2 millió hektár szántóföldi növénytermesztés (KSH, 2023). A szervesszén-mérleg befolyásolásában elsődleges lehetséges hatáspont a művelt talajaink tudatos kezelése, azonban kizárólag a művelt talajok aktuális állapotának (fizikokémiai tulajdonságainak) ismeretében hozható a hosszú távú termelési célokhoz illeszkedő agronómiai döntés. Bár a kutatásban rendelkezésre állnak vizsgálati módszerek, azok felhasználása – főleg magas költség és apparátusigényük miatt – a gazdálkodók részéről nem jellemző. Jelen kutatás módszertani fejlesztéseivel cél a művelt talajokban történő szervesszén-változások és a gazdálkodási döntések közötti összefüggések növelése.

A kutatás első szakaszában a következő kérdésekre adott válaszokon keresztül:

- Különböző mintapont-kijelölési eljárások (Véletlenszerű, Rácsháló, Latin Hypercube Sampling) közül melyik a leghatékonyabb egy heterogén talajadottságú, művelt terület szervesszén-viszonyainak felmérésére, több mélységben? Hogyan változik az említett módszerek reprezentativitása a mintapontsűrűség függvényében?
- Milyen becslési teljesítmény várható infravörös spektrális adatokra épülő szervesszén-predikciós modelltől, az alkalmazott mintakiválasztási módszertől (Kennard-Stone sampling, k-means sampling, Latin Hypercube sampling) függően, eltérő kalibrációs/validációs mintaarány esetén?

A válaszok a művelt területek szervesszén-felmérése során alkalmazott módszertan fejlesztését célozzák, annak pontosítása, erőforrás- és időigénycsökkentése érdekében.

A talajra gyakorolt hatások nyomonkövetésének módszertani megoldása szükséges előfeltétele azon gyakorlati szemszögű vizsgálatoknak, amik a talaj szervesszén-készletének növelését célozzák. Különös tekintettel a rendelkezésre álló szűk erőforrásokra – melyeken belül kiemelt helyen állnak az állati eredetű szervesanyagok. **A kutatás második szakaszában** egy szántóföldi körülmények között beállított, talajadottságokon alapuló, célzott szervesanyag-hasznosulási kísérletre került sor. Vizsgáltam a kijuttatott szervesanyag hasznosulását, illetve célul tűztam ki olyan szervesanyag-nyomonkövetési módszertan összeállítását, ami alkalmazható a gyakorlati termelési rendszerekbe építve:

- Milyen becslési pontossággal alkalmazható az előző szakaszban tesztelt predikciós módszertan nagyobb mintaszámnál, a terület szervesszén-viszonyainak térképezésére?
- Milyen hatással van rövidtávon (2 év) eltérő dózisban kijuttatott pelletált baromfitrágya a talaj szervesszén-tartalmára, illetve milyen mértékben térül meg az eltérő talajadottságokkal rendelkező területrészeken?
- Alkalmas-e a közép infravörös (MIR) sugárzási tartomány a talajba került szerves trágya fennmaradásának nyomonkövetésére, továbbá ez a szervesszén-nyomonkövetési módszertan beilleszthető-e a termesztési gyakorlatban működő talajfelvételezési rendszerbe?

A felsorolt célkitűzések a hazai művelt talajok szervesszén-mérlegének javítását, illetve az abban zajló folyamatok – növénytermesztési gyakorlatba építhető – nyomonkövetését hivatottak elősegíteni.

A kutatás harmadik szakaszában egy nemzetközi kutatási projekt részeként a Kenya hegy keleti oldalán végzett felmérésben vehettem részt, amiben a korábbi szakaszok módszertanát tesztelni, nagy kiterjedésű, jelentősen heterogén talajadottságok mellett. Cél volt a Kenya hegy keleti oldalán művelt területek optimalizált szervesszén-térképének elkészítése. Az így készült térkép mind a helyi gazdálkodók számára hasznos, az alkalmazott módszertan pedig a további hasonló jellegű felmérések számára lehet kiindulási alap. A felmérés konkrét célkitűzései:

- Alkalmazható-e a kutatásban alkalmazott módszertan a felmérésbe tartozó művelt terület talajának 1 m mélységig terjedő szervesszénkészletének feltérképezéséhez? Milyen mértékben javítható további függő tényezőkkel (topográfiai és távérzékelési adatok) a szóban forgó térkép megbízhatósága?

3. IRODALMI ÁTTEKINTÉS

3.1. Talaj szervesanyag

3.1.1. A talaj szervesanyag kémiája

3.1.1.1. Növényi maradványok bekerülése a talajba

A talajban zajló élet alapvető energiaforrásaként és szerves építőköveként a holt növényi biomassza szolgál. Minősége, összetétele meghatározó a mikrobiális bontás és az azt követő kémiai folyamatok (szervesszén komplexek kialakulása és a szerves formák stabilizálódása) szempontjából. A talajban a növényi maradványokból visszamaradó szervesanyag-készlet a mikrobiológiai bontás alapanyaga, illetve a hozzáférhető tápanyagok rövid- és hosszútávú raktára (Burke et al, 1991).

Bár a bontásnak ellenálló szerves maradványok a bekerülésüket követően nem kerülnek azonnal lebontásra, hosszú távon inkább a nagyobb mikrobiális szénfelhasználási hatékonysággal rendelkező, könnyen bontható növényi maradványok – illetve az azokból származó mikrobiális holt biomassza – növelik a talaj stabilizálódott szervesanyagkészletét (Paul, 2016; Wang et al, 2020, 2020b). A szervesanyag minősége befolyásolja a mikrobiomon keresztül azt, hogy a bekerült C és N mennyi része jut a szilárd rész finom szemcséihez (agyag és por frakció), ahol az ásványi kötőhelyeken stabilizálódhat (Cyle et al, 2016).

A növényi diverzitás (faji összetétel) a talajba kerülő maradványok kémiai összetételével alapvetően határozza meg a talajban zajló szerves folyamatokat, összességében a talaj ökoszisztéma működését (Lange et al, 2015). Mivel a talajban zajló biokémiai folyamatokhoz szükséges energia és építőelemek elsődleges forrása, így a talaj mikrobiális közösségének kialakítása szempontjából is meghatározó szereppel bír. A mezőgazdasági gyakorlat során a vegetáció meghatározásával a felszíni és felszín alatt képződő biomassza mennyiségét és típusát is determináljuk, ezáltal a talajfejlődés irányára, a talajfunkciókra jelentős hatást gyakorlunk (Loreau et al, 2001; Hooper et al, 2012).

A rizoszférában történő mikrobiális és enzimatis bontásról és az ehhez kapcsolódó tápanyagforgalomról szóló eredményekből látszik, hogy a gyökök által indukált folyamatok közül számos egymással ellentétes irányú a talaj szervesszén-háztartásában, így az általuk kiváltott hatások értelmezése továbbra is ellentmondásos (Adair et al, 2008; Hinsinger et al, 2012;

Pietramella et al, 2012). A gyökerek nyomán visszamaradó szerves maradványok a következők (Calderón et al, 2012; Balestrini et al, 2015):

- Gyökérsavak, gyökérváladékok,
- Mikorrhizális gombafonalak,
- Szimbionta mikroorganizmusok,
- Durva és finomszemcséjű bomlástermékek,
- Könnyen bontható összetett cukrok a gyökércsúcsnál.

A növényi fotoszintézis nyomán keletkezett, a gyökerekhez szállított C transzportja, illetve a rizoszférában zajló, alapvető növény-mikrobiom folyamatok hasonlóak eltérő környezetben is (Rasse et al, 2005). Jelentős eltérések jelentkeznek azonban a gyökérnövekedéshez felhasznált C mennyiségében és a rizoszféra mikrobiom összetételében, melyeket három tényező, a vegetáció, az abiotikus adottságok és a talajbiológia határoz meg (Moore & de Ruiter, 2012). Bár a felszín feletti generatív szervek növelésére nemesített növények a CO₂-ból megkötött C mennyiségének 20-30%-át, míg az egyéves, lágyszárú gypalkotó fűfélék 30-50%-át használják gyökérnövekedésre, a két csoport eltérő növekedési potenciálja miatt a gyökértömegben megkötött C mennyisége közel azonos (Kuzjakov, 2010). Jones et al (2009) eredményei szerint a növény által megkötött C 20-40%-a a felszín alatti növényi részekben kerül felhasználásra. Ennek a mennyiségnek átlagosan $19 \pm 8\%$ -a marad a gyökerekben és 2-18%-a marad fenn a talajban hosszabb távon, stabilizálódott szervesanyagként.

A felszínalatt képződő növényi részeknek kiemelt szerepe van a talaj szervesanyag-körforgásában:

- Az gyökerek alkotta biomassa az állati keverő tevékenység nélkül is már a bontás közegében képződik, elhalását követően azonnal megkezdődik az aprítás és a mikrobiális bontás,
- A gyökerek nehezen bontható növényi anyag tartalma alacsonyabb, így a mikrobiális bontás gyorsabban történik. A raktározó szerepüknek köszönhetően nagyobb mennyiségű könnyen bontható tápanyagot tartalmaznak, így a mikrobiális bontás során a bontást végző organizmusok nem a talaj szervesanyagát használják energiaforrásként,
- A felszíni maradványokhoz képest alacsonyabb C:N aránnyal jellemezhetők, továbbá a gyökérsavaknak köszönhetően az ásványi anyagok is nagyobb mennyiségben állnak rendelkezésre, ami segíti az organominerális komplexek kialakulását,

- A rizoszférában élő mikroorganizmusok azonnal megkezdik bontási tevékenységüket a növényi szövet elhalását követően.

A nagyobb növényi diverzitás megnövekedett gyökértömeg képződéssel jár együtt, amely a talajba juttatott szervesszén mennyiségét növeli (Lange et al, 2015). Ez a rizoszférában található nagyobb mennyiségű növényi maradvány növeli a mikrobiális bontás intenzitását, valamint a mikrobiális tevékenység kapcsán a talajban tárolt szén mennyiségét. A biodiverzitás növekedésével együtt megnőtt raktározott szén mennyisége (De Geyn et al, 2011) két okból következhet: Nagyobb elsődleges biomasszatermelés (Marquard et al, 2009; Tilman et al, 2001), vagy a képződött növényi maradványok hosszabb kicserélődési ideje (Schmidt et al, 2011; Jastrow et al, 2016). Az ilyen módon talajban stabilizált szén létrejötte a mikrobiális tevékenységhez szorosan kapcsolódik, mennyiségének növekedését többnyire a talajba kerülő friss gyökérmaradványok mennyisége limitálja, nem pedig a már a jelen lévő szervesszén bomlásának mértéke (Lange et al, 2015).

A felszín felett képződő holt növényi biomassza összetételének komplexitásával együtt nő a talajban tárolt szervesanyag mennyisége is (Eisenhauer et al, 2010). Ezzel együtt a bontást végző mikrobiális közösség faj- és egyedszáma is nő, így egyrészt ellenállóbb lesz a környezeti hatásoknak, valamint az általuk végzett tevékenység mértéke is kisebb mértékben lesz változékony. Ezen hatás elsődleges következményeként a priming hatás mértéke nő (Fontaine et al, 2007), a mikrobiális szénfelhasználás hatékonysága csökken (Manzoni et al, 2012), illetve a bontás sebessége is nő, azonban hosszú távon a megnövekedő holt mikrobiális biomassza a stabilizációs folyamatok megnövekedéséhez járul hozzá (Liang et al, 2011). Gyepes vegetációkkal történt tartamkísérletek esetén a talaj szervesszén-tartalma megnövekedett a faji összetétel bővítésével (Fornara & Tilman, 2008; Steinbeiss et al, 2008). Egy C4-es növényekkel dominált, füves prérin található természetes vegetáció esetében a felszín alatti biomassza háromszorosa volt a felszín felettinek, azonban gyorsan, mindössze 4 év alatt bomlott le (Dahlman & Kucera, 1968). Warembourg & Paul (1977) vizsgálatában mérsékelt égöv alatti gyepes vegetáció (C3-as növények) esetén a felszín feletti biomassza szintén kisebb tömegű volt a felszín alattihoz képest, azonban a talajban található jelölt szervesanyag 50%-a felszín feletti növényi maradványokból származott és csak 25% volt felszín alatti növényi részekből. További 25% származott gyökérlégzésből, illetve a felszín alatt kiválasztott növényi anyagokból.

A talajban zajló bontási folyamatok, illetve a mikroorganizmusok faji összetétele szempontjából meghatározó a bekerülő szerves maradványok kémiai összetétele (Eviner & Chapin, 2003; McClaugherty et al, 1985; Perez-Harguindeguy, 2000). A talajba kerülő növényi maradványok bontásának modellezésére legtöbbször használt mérő annak nitrogén-, illetve mangántartalma, mivel ennek a két elemnek a koncentrációja korrelál a lignin bontási sebességével (Berg, 2014). A N

táplálékként szolgál a bontáshoz, a Mn pedig a mangán-peroxidáz enzim összetevője. A lignint, mint a bontásnak ellenálló anyagot, a humuszanyagok előfutárának tekintették, amely átalakulva, kölcsönhatásba lépve más szerves összetevőkkel alapja a humuszképződésnek (Paul and Clark, 1986; Stevenson, 1994). Bár a növényi maradványok lignintartalma fontos mutató annak hasznosulása szempontjából (bontás és stabilizáció) (Parton et al, 2015), újabb eredmények a lignin lebontásából létrejött mikrobiális biomassza nagyobb jelentőségét támasztották alá a védett, lassan lebomló szervesanyagok épülése szempontjából (Cotrufo et al, 2013). A lignin, illetve annak bomlásából származó vegyületek a talaj szervesanyagának leginkább hidrofób szakaszait alkotják, így a hidrofób vegyületek megkötésében jelentős szerepük van (Masoom et al, 2016).

3.1.1.2. Talaj-mikrofauna szerepe a szervesanyagok átalakításában

A talajban élő, bontásban részt vevő mikroorganizmusok (prokarióták: baktériumok és archeák, és eukarióta gombák) tevékenységükkel nagyban határozzák meg a talaj alapvető ökoszisztéma szolgáltatásait: szervesszén bontás, szénmegkötés és tápanyagforgalom (Sahu et al, 2017). Egy adott környezeti feltételrendszerben kialakult mikrofauna mindig specifikus a kialakulási körülményekre. A talajtulajdonságok, pH, fizikai féleség és a vegetáció – mely meghatározza a bekerülő növényi maradványok kémiai összetételét – határozzák meg a mikroorganizmusok faji összetételét, illetve azok abundanciáját a talajban (Zhang et al, 2018a).

A talaj-mikrobiom rendszer rendkívül specifikus kapcsolatok hálózata, azon belül is kiemelt jelentőségű a rizoszféra mikrobiális közössége, valamint a növénnel szimbiózisban élő élőlények (Balestrini et al, 2015). Az adott körülményekhez (klimatikus és ásványi adottságok) és az ott élő vegetációhoz alkalmazkodott mikrobiom nagyobb sebességgel és hatékonysággal bontja a keletkező növényi maradványokat, mint a más környezetből áthelyezett mikroorganizmusok (Wallenstein et al, 2013).

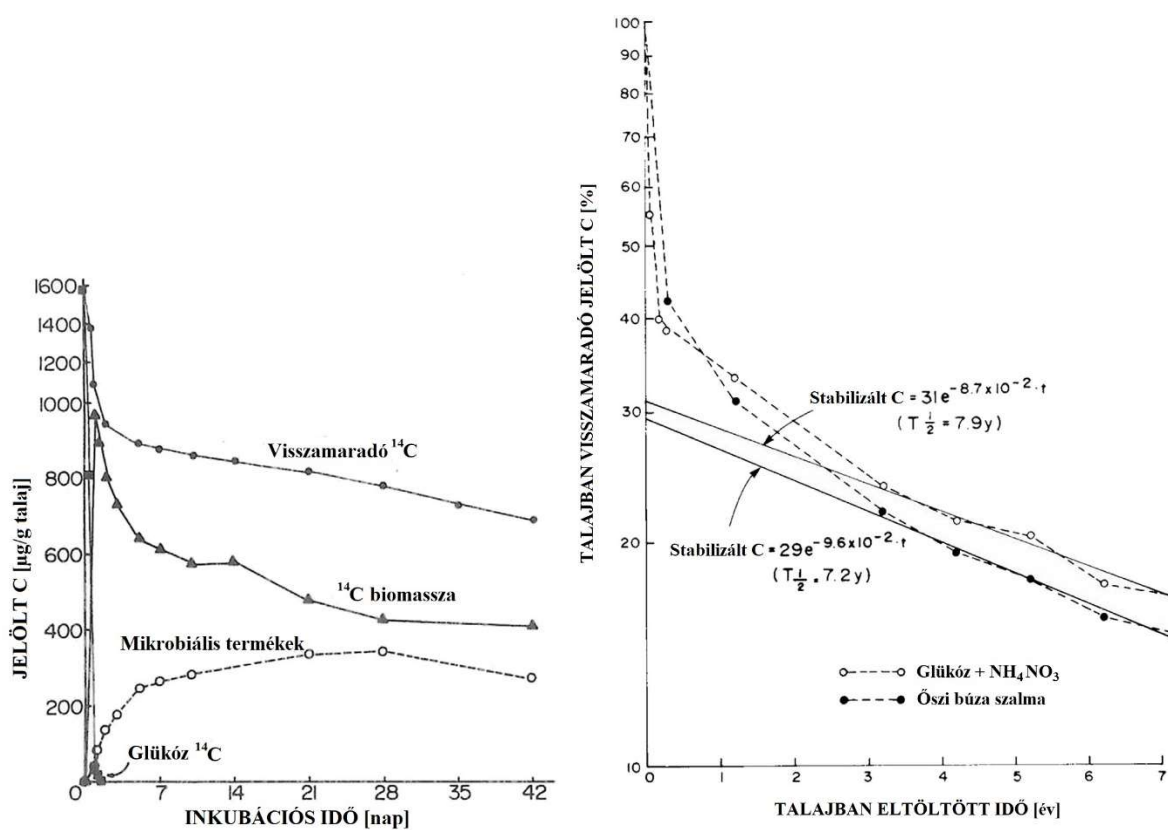
A mikrobiális eredetű biomassza régóta ismert módon a talaj szervesanyagának egyik alapvető és legnagyobb mennyiségű összetevője (Löhnis & Fred, 1923; Waksman, 1932; Wagner, 1975; Stevenson, 1994; Miltner et al, 2011). A mikrobiális eredetű biomassza áll a talajban élő mikroorganizmusok által kiválasztott anyagokból (metabolitok, exoenzimek, exkrétumok és szekkrétumok) és a holt biomasszából. Számos tényező van hatással a talajban található mikrobiális közösség összetételére, ezen keresztül pedig a bontási folyamatok sebességére és a talaj szervesszén-mérlegének egyensúlyára. A talaj alapvető kémiai és fizikai tulajdonságai, illetve a bekerülő növényi maradványok (vegetáció) határozzák meg az abban kialakuló mikrofauna összetételét és biomasszáját. Annak aránya, hogy a teljes talajban található szervesszén mennyi

része mikrobiális eredetű, a szerves eredetű trágyák és a pillangós növények használatával, illetve a biodiverzitás növelésével növekszik (Anderson & Domsch, 1989). További összefüggésben van a mikrobiális biomassa tömegével a talaj agyagtartalma, illetve pH értéke. A magasabb agyagtartalmú talajokban található mikrobiális közösség összes biomasszája, illetve a szervesmaradványok hasznosításának hatékonysága (CUE – Carbon Use Efficiency, Cotrufo et al, 2013) magasabb, mint a durvább textúrájú (több homokot tartalmazó) talajok esetében (Amato & Ladd, 1992). A savanyú talajok mikrofaunája (Fierer et al, 2009), így bontási folyamatai (Jenkinson & Ladd, 1981) is eltérőek a semleges pH-jú, vagy lúgos talajokéhoz képest.

A mikrofauna életfolyamatainak előző évszázadban történt C-izotópos jelöléssel folytatott kutatása (Webley & Jones, 1971; Paul & van Veen, 1978; Oades & Wagner, 1970; Jenkinson 1971; Martin et al, 1974; Sorensen 1972, 1981) nyomán számos olyan fontos megfigyelést tettek a szervesanyag-dinamika kapcsán, amelyet a későbbi kutatások is megerősítettek (Alvarez et al, 1995; Steinweg et al, 2008; Conant et al, 2011):

- A jelölt izotóp az összes szervesanyag-frakcióba beépül, így jól alkalmazható a bontási vizsgálatok során,
- A nagyobb mennyiségű talajba juttatott növényi maradvány nem okoz egyértelműen megemelkedett szervesanyag-tartalmat,
- A bejuttatott szerves maradványokból visszamaradó stabilizálódott szervesanyag mennyisége nem feltétlenül függ a hőmérséklettől,
- A priming hatás észlelése és leírása természetes körülmények (in situ) között.

A mikroorganizmusok eloszlása kapcsán elmondható, hogy a baktériumok és az egysejtű élő szervezetek leginkább a talajfelszín alatt találhatóak meg, a 0,8 µm-nél nagyobb pórusokban (Fry, 2015). Ennek eredményeként a talaj pórusterének mindössze 20-50%-ban alkalmasak a feltételek a mikrobiális bontásra.



1a-b. ábra. (a) Bomlási idők, a visszamaradó biomassza és mikrobiális biomassza, valamint a keletkezett mikrobiális anyagcsere termékek mennyisége, ¹⁴C jelölt glükóz hozzáadását követően, laboratóriumi körülmények között (Paul & Voroney, 1980). (b) ¹⁴C jelölt glükóz és búzaszalma bontásának, illetve az abból származó biomassza stabilizációjának lefolyása (Voroney et al, 1989).

A mikrobiális bontáshoz kapcsolódóan a különböző növényi maradványok kicserélődési idejének kifejezésére használatos kifejezés az MRT (Mean Residence Time - Átlagos tartózkodási idő/kimutathatósági idő). Az MRT megadja, hogy az adott jelölt szerves molekula jelenléte a mikrobiális bontással szemben meddig kimutatható a talajban (C izotópos jelöléssel vizsgálva). A 1a-b. ábrán két példa található C izotópos jelöléssel folytatott bontási vizsgálatról, melyeknél mindkét esetben a glükóz játszott központi szerepet. A 1a. ábra segítségével jól értelmezhető a priming hatás, mely a nagy mennyiségű, könnyen bontható szerves C (glükóz) talajba kerülését követően jelentkezik. A glükóz táplálékként szolgál a bontást végző mikrobák számára, melynek köszönhetően a megnövekedett enzimatis tevékenység okán azonnali hatásként a korábban stabil szervesanyagok részleges destabilizációja és bontása történik. Ezzel egyidőben tevékenységük nyomán jelentős mennyiségű mikrobiális termék jelenik meg a talajban, amely a későbbi szervesszén-stabilizáció szereplőjeként növeli a talaj szervesanyagtartalmát. A 1b. ábra bemutatja, hogy a glükózból származó C hosszabb távon stabilizálódott, mint a növényi maradványból (őszi búza szalma).

A talajokban bontást végző mikrobiális közösség egyik fontos jellemzője a szervesszén-hasznosítási hatékonyság (CUE – Carbon Use Efficiency), mely főleg a talajban élő baktériumok, illetve kisebb részben a szaprofita gombák tevékenységét jellemzi (Cotrufo et al, 2013).

A gombák (különös tekintettel a mikorrhizális gombákra) előfordulása elsősorban a friss alomanyagban, a talajfelszínen, vagy az aggregátumok felszínén legjellemzőbb (Fry, 2015). A mikorrhiza gombák külső micéliumai fontos szerepet töltenek be a gyökerekben szállított szervesszén talajban történő stabilizációjában (Goldbold et al, 2006). Ezzel ellentétes hatásként ezen gombák mobilizálhatják a stabilizálódott szénformákban tárolt szenet. A mikorrhiza gombák által a szénmérlegben betöltött szerep – összetett kettős tevékenységüknél fogván – komplex lehet (Brzostek et al, 2015) és nagyban függ az adott fajtól. Az újabb kutatások eredményeiből az látszik, hogy a szimbiotikus kapcsolatot kialakító mikorrhiza gombák által magasabb szervesanyagszint alakul ki, mint az arbuszkuláris mikorrhiza gombák esetében (Averill & Hawkes, 2016; Averill et al, 2014).

Azon szimbiotikus kapcsolatban álló mikroorganizmusok, melyek tápanyagokat szolgáltatnak a növények számára (N fixálás, P felvétel), jelentős mennyiségű energiát igényelnek (Paul et al, 2016). A lóbab (*Vicia faba*) gyökerén található N kötő baktérium gümői a fotoszintézisből származó C 12%-át használták fel, míg a gyökérmikorrhizák csak 4%-ot (Paul and Kucey, 1981). Mivel a szimbiózis partnerek által szolgáltatott tápanyagok mennyisége alacsonyabb a számukra szolgáltatott fotoszintézis termékeknél, így ezt a szimbiotikus kapcsolatokat létesítő növények magasabb fotoszintézis intenzitással kompenzálják (Calderón et al, 2012).

3.2. A szervesanyag elmélet változása

Az ókorban az eltérő tulajdonságú talajokat főleg a színük alapján osztályozták (Coleman et al, 2004; Paul 2007). Később kezdték a talaj szervesanyagát a „humus” szóval azonosítani, mely a felszíni talajszintek sötét színét jelentette (Walkman, 1938). Archard (1786) és Berzelius (1806) szerves vegyületeket oldottak ki lúggal talajból, amelyeknek különböző fémekkel történő reakcióit figyelték meg. Elsőként végül Schreiner és Shorey izoláltak 40 különböző talajban található anyagot, köztük szénhidrátokat, szterol vegyületeket, szerves savakat, aldehideket és szerves foszfort tartalmazó összetevőket (Stevenson, 1994). Waksman (1932) korai munkáiban részletes leírásokat közölt különböző növényi részek kémiai összetételéről a lebomlás eltérő szakaszaiban, melynek kapcsán állította, hogy a lebomlás eltérő szakaszaiban lévő növényi maradványok adják

a talaj szervesanyagát, amely így egy állandó változásban lévő, élő rendszer alapvető energiaforrása.

A talajban tárolt szerves szén alapú vegyületek különböző szempontok szerinti csoportosítására számos megoldást kínál a szakirodalom, melyeket szervesanyag- vagy humuszelméleteknek nevezünk. A hagyományos humuszelméletet követően – mely a szervesanyagot, mint makromolekulákat kezelte, azok méretük és az oxidáltságuk foka szerint csoportosította – a következő csoportosítási szempontok váltak igazán elfogadottá:

- Kicserélődési idő (turnover time) alapján létrehozott szervesanyag készletek (SOM pools),
- Szervesanyag védettségének mértéke alapján történő csoportosítás.

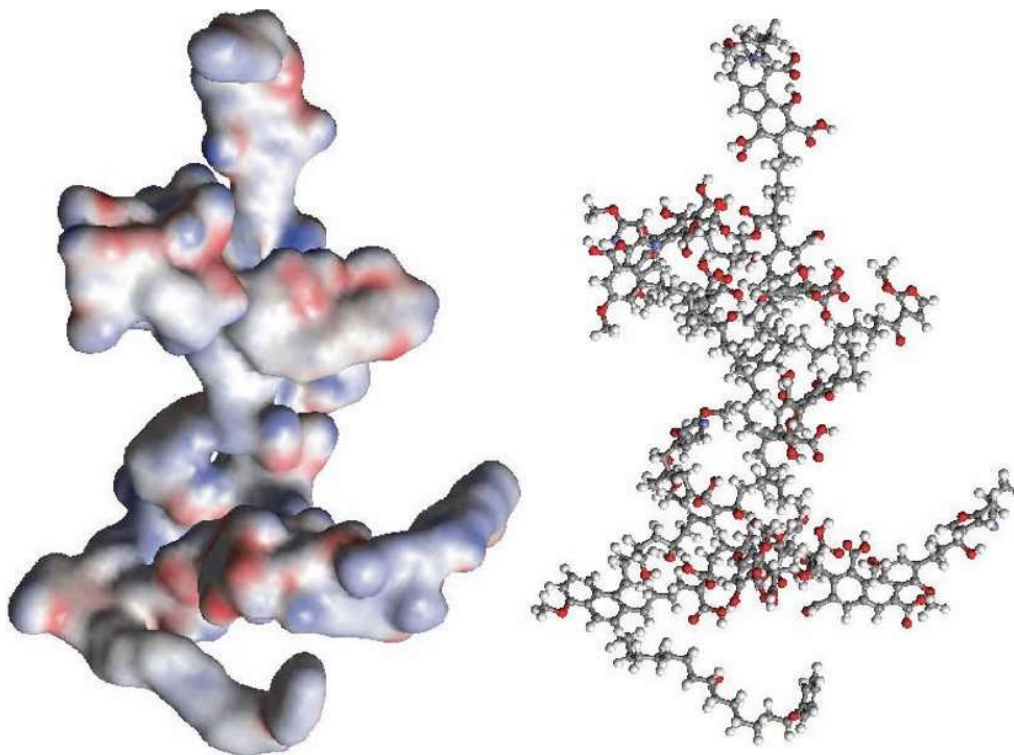
Egységes a felsorolt elméletekben, hogy mindegyik alapjául a szervesanyag valamely mérhető tulajdonsága szolgál: fajsúly, C/N/O arány, bonthatóság mértéke. Mindegyik elmélet kialakulása a talajban található változatos és összetett biokémiai rendszer átláthatóságát, a különböző kémiai tulajdonságú anyagok összehasonlíthatóságát szolgálja. A kemometria és a többváltozós statisztikai modellek segítségével fejlődő globális léptékű becslések hatásfokának javításához szükség volt az egyes szervesanyagcsoportok közötti átmenetek – a növényi maradványok talajba kerülésétől azoknak CO₂-ként való távozásáig – megfelelő modellezésére, aminek hatására jelentek meg a szervesanyag stabilizációs, illetve destabilizációs folyamatokkal foglalkozó kutatások.

3.2.1. Makromolekuláris humuszanyag-elmélet

A hagyományosnak tekinthető szervesanyag-elmélet a különböző talajba kerülő anyagok bontással szembeni ellenállósága – így kicserélődési idejük – szempontjából azok kémiai összetételét tekinti mérvadónak. Ennek megfelelően a 3 fázisban történő bontás (biokémiai, mechanikai, enzimes) során a könnyen bontható, egyszerű struktúrájú polimer molekulák (pl. keményítő) alkotóira bomlik. Ezt a gyors mineralizációt követően humifikációs (polimerizációs) folyamatok veszik kezdetüket, aminek alapvető alkotóeleme a bontásnak ellenálló kémiai összetételénél, illetve nagy mennyiségénél fogva a lignin. A humifikáció a mikrokörnyezetekben, a környezet szerint specifikus kémiai reakciók által történő polimerizációs és szintetizáló folyamatok összessége. A lignin fenil-propán vázas vegyület, mely nitrogén hídkötéseket képez a szervesanyaggal, emiatt a humuszanyagok fontos alkotójának tekintették. Az interakcióban részt vevő anyagok (növényi és állati szerves bomlástermékek, talaj fizikai és ásványi részei) illetve a mikrobák által kiválasztott enzimek építik fel véletlenszerű kémiai reakciók sora által a változatos

szerves struktúrákat, a humuszanyagokat (Stevenson, 1994). A humuszanyagok elnevezés elsősorban a humifikáció folyamatához kapcsolódik, fontos különválasztani a szervesanyag elnevezéstől, amely általánosan jelenti a talajban található szerves vegyületeket. Egyes források a humuszanyagokat és szervesanyagokat szinonimaként kezelik (Horwath, 2015; Tan, 2003), Baldock & Nelson (2000) elválasztja a két jelentést, illetve további források nem alkalmazzák a humuszanyag kifejezést (Brady & Weil, 2008; Kononova, 1961; Schnitzer & Monreal, 2011).

A makromolekuláris humuszanyag-modell a humuszanyagokat, mint óriásmolekulákat írja le, amelyek biotikus és abiotikus tényezők hatására képződnek. Pontos felépítésük nem meghatározható eredeti formájukban, mindössze alapvető elemeik arányai ismert (Tan, 2003). Humifikáltság fokától függően 40-60% szenet, 30-50% oxigént, 4-5% hidrogént és 1-5% nitrogént tartalmaznak, molekuláikat kémiai keresztkötések, Van der Waals kötések, illetve hidrogén hidak kapcsolják. A humuszanyagok amfifil tulajdonságát belső, hidrofób mag köré épülő külső, hidrofil fázissal magyarázza, amelyet alátámaszt a humuszanyagok adszorbeáló, illetve komplexképző képessége is (Schulten & Schnitzer, 1997; Stevenson, 1994). Az óriásmolekula teorikus elképzeléséből, illetve a rendelkezésre álló roncsolásos vizsgálatok eredményeiből jött létre a valószínűsített humuszmolekula-modell, mely elmélet a talajtani oktatást meghatározó könyvekben (Brady, 1990; Stefanovits et al, 1999; Stevenson, 1994; Tan, 2003) is megjelent.



2. ábra. A makromolekuláris humuszanyag-modell szerint feltételezett humuszanyag-szerkezet. A baloldalon látható felületi elektrosztatikus-potenciál modellen a szürke színű zónák a semleges töltöttséget, a kék színű zónák a negatív töltöttségű fázisokat, a piros színű zónák pedig az enyhe

pozitív töltéssel rendelkező szakaszokat jelölik (Johnston & Tombácz, 2002). A 3 dimenziós ábra Schulten & Schnitzer (1995) 2 dimenziós leírása alapján készült, számítógépes molekuláris modellezés segítségével.

A makromolekuláris humuszanyag-modell (2. ábra) szerint a humuszanyagok váza aromás gyűrűkből áll (benzol, naftalin, indol, kinon-hidroxikinon, furán), amire nem-aromás oldalláncok, illetve további egységek (szénhidrát, aminosav, fehérje) kapcsolódnak. Az alifás oldalláncokhoz, illetve az aromás gyűrűk alkotta vázhoz nagyszámú és változatos funkciós csoportok kötődnek (alkohol, karboxil, karbonil, metoxi-, amino- és iminocsoportok, fenolos OH), amelyek a humuszanyagok kolloidkémiai tulajdonságait is adják (Saiz-Jimenez, 1996; Tombácz, 1999). Az oxigén-tartalmú funkciós csoportok adják a humuszmolekulák savas tulajdonságát, illetve amfifil tulajdonságát.

1. táblázat. A humuszanyagok frakcionálásának eredményeként szétválasztott humin- és fulvósavak néhány tulajdonsága (Filep, 1988; Stefanovits et al, 1999; Stevenson, 1994).

	Fulvósavak	Himatomelán-savak	Barna huminsavak	Szürke huminsavak	Humin
Molekula-tömeg [Da]	~2000	5000-20000	~50000	~100000	~300000
C/N [%/%]	40-50/0,5-2	60/4-5	50/3-5	60/5-8	60+/4+
Oxidáltság foka [O %]	45-48	n. a.	33-36		32-34
Fázis	oldott	kolloid - szol	kolloid		kolloid - gél
Oldhatóság	Lúgban, savakban oldódik	Lúgokban, alkoholban oldódik, savban nem	Lúgokban oldódik, savban nem	Forró lúgban oldódik, savban nem	Lúgos közegben sem oldódik
Szín	Világosbarna, sárga	világosbarna-barna	sötétbarna	szürke/sötétszürke	sötétszürke/feketés
>>>>>> Savas karakter csökkenése >>>>>>					
>>>>>> Stabilizáció növekedése >>>>>>					

A hagyományos humuszelmélet fontos része a humuszanyagok molekulatömegük, oxidáltsági fokuk, illetve polimerizáltságuk, illetve további másodlagos tulajdonságok (szín, oldhatóság,

stabilitás, kationcserélő kapacitás) alapján történő elkülönítése, mely alapján megkülönböztetnek fulvósavakat, himatolomelánsavakat, huminsavakat (barna és szürke), illetve huminanyagokat (1. táblázat). A humuszanyagok elkülönítése a gyakorlatban kémiai módszereken alapuló szakaszos frakcionálással történik, ami során változó oldószerekkel történik az eltérő módon kötött humuszanyagok kivonása, majd tisztítása (Stevenson, 1994). A kivonási és tisztítási eljárások mindegyikére elmondható, hogy változó mértékben hatással vannak a kivont anyagok szerkezetére, illetve melléktermékek képződése is előfordulhat alkalmazásukkal (Tan, 2003).

Hosszas vita övezte az oldószerek kérdését, az IHSS (International Humic Substances Society) által legjobb hatásúnak ítélt oldószer a NaOH (Swift, 1996). A lúgokkal történő extrakción alapuló frakcionálást 210 év alatt számos módon vizsgálták, az alapelv azonban változatlan maradt (IHSS, 2022). NaOH hozzáadásával megemelik a talajminta pH-ját 13-ra, az oxigén-tartalmú funkciós csoportok ionizálódnak, így vízdoldhatóságuk jelentősen javul (Kleber et al, 2015). Az így keletkezett oldat semlegesítését követően képződő csapadékot alkotják a huminsavak, az oldatban maradó részek pedig a fulvósavak. A mintában található szervesanyag azon része, amely a kezelésre nem reagált (ionizálható funkciós csoportok hiányában, vagy organominerális komplex által védettség miatt), huminanyagoknak nevezzük. Bár a kivonással elért eredmények összehasonlíthatóak, az extrakciós eljárásnak a mai napig vannak megoldatlan problémái (Lehmann & Kleber, 2015):

- A kivonás mindig tökéletlen, a szervesszén mindössze 30-50%-át válik oldhatóvá, az oldhatatlan részt ennek megfelelően huminanyagokként írja le (Rice, 2001). Az extrakció ezáltal csak a kivont anyagok esetében adna valós képet, azonban a lúgos kivonás érint olyan szervesanyag-formákat is (élő biomassza, nem-humuszanyagok, könnyű szerves frakció), amiket nem tekint a szakirodalom valódi humuszanyagoknak. Ezeknek a frakcióknak az elválasztása a humuszvizsgálatokon belül nem tisztázott.
- Az extrakció során beállított szélsőségesen magas pH olyan alkotók oldódását is okozza, amelyek a természetesen létrejött (vagy potenciálisan művelhető) talajokban előforduló pH-értékeknél (~ 3,5 - 9,5) jelentősen magasabb. Ezáltal a vizsgálat a valós körülményektől jelentősen különböző, túlzóan szélsőséges kémiai reakció hatásait tükrözi, nem pedig a természetes folyamatoknak megfelelő valós izolátumokat.
- Mivel a humuszkivonással történő vizsgálatok megelőzték a humuszelméletet, ezért annak felépítése során a kutatók a roncsolásos és átalakításos vizsgálatok során kapott, közvetett eredményeket próbálták magyarázni. Idővel a durva hatású kivonással szeparált anyagok humuszelméletbe való mechanikus beillesztése történt, melynek során ezen anyagok

kialakulásának elméletét esetlegesen nem kötötték szorosan a lúgos kivonáshoz (Horwath, 2015; Tan, 2003).

2. táblázat. A humuszelmélettel kapcsolatos fundamentumok felülvizsgálata az új tudományos ismeretek fényében.

Megfigyelés	Humuszelmélet	Megújított interpretáció
A lúgos kivonatok sötét színe	Másodlagos kötésekkel létrejött nagyméretű molekulák, amelyek saját színe sötét	(1) Természetes színanyagok degradációja (Maillard, 1916); (2) Kisebb molekulák keveréke, amelyek másodlagos kötésekben tartalmazznak (Huang & Hardie, 2009)
Óriásmolekulák jelenléte (Stevenson, 1994)	Összetett humuszanyagok bioszintézise	A molekulák mérete és tömege nem alátámasztott. Kisebb összetevők nagy molekulákhoz hasonló aggregátumokba rendeződése (Myneni et al, 1999; Piccolo, 2001; Sutton & Sposito, 2005).
A lúgos kivonatokban található C kora (Campbell et al, 1967)	A humuszanyagok ellenállóságát bizonyítja, hogy idős szén tartalmaznak	Nem jelenti a szervesanyag korát, csak az adott C atom fotoszintézissel való megkötésének idejét (Gleixner, 2013).
A talajhoz képest magasabb fokú aromatisztás	Humifikáció eredményeként alakulnak ki a poliaromás vegyületek	(1) Növények és mikrobák által előállított, fiziológiai célt szolgáló poliaromás vegyületek (Chen et al, 1998; Staunton & Weissmann, 2001); (2) Hő által módosított (pl. futótűz) szén szintén poliaromás (Lehmann et al, 2008; Rodionov et al, 2010; Skjemstad et al, 1996) és lúg által kivonható (Heymann et al, 2014; Solomon et al, 2007)
Heterociklikus N nagyobb koncentrációja	Humifikáció során, másodlagos szintézis eredményeként alakulnak ki	Keletkezésüket bizonyítottan eddig csak korábbi tüzek (Knicker et al, 2007) nyomán és a vizsgálati eljárás melléktermékeként mutatták ki (Burdon, 2001; Knicker et al, 2008).

Üvegesedés jelensége (Leboeuf & Weber, 2000)	Humifikáció során jön létre (Schaumann, 2006)	Üvegesedés bizonyított létrejötté számos mikrobiális termékben (Chilom & Rice, 2005), illetve hő által módosult szervesanyagban (Keiluweit et al, 2010).
--	--	---

A talajban található szervesanyagok vizsgálatából kapott eredmények értelmezése során alakultak ki a humuszelmélet elméleti sarokkövei, amely eredmények közül az elmúlt 20 évben számos eltérő interpretációt kapott (2. táblázat). A humuszanyagok másodlagos szintézis során történő létrejötté nehezen bizonyítható és a hosszú távú modellezés szempontjából nem jól adaptálható modell. Izótop-jelölési vizsgálatok, illetve a bontást végző mikrobák kutatása alapján elmondható, hogy a bontásnak ellenállónak titulált szervesanyag-frakciók bontása is megtörténik, a korábban feltételezetténél gyorsabban (Gramss et al, 1999; Tatzber et al, 2009). Gramss et al (1999) vizsgálatában humuszkivonatok gyors metabolizmusát mutatja be, talajgombák által.

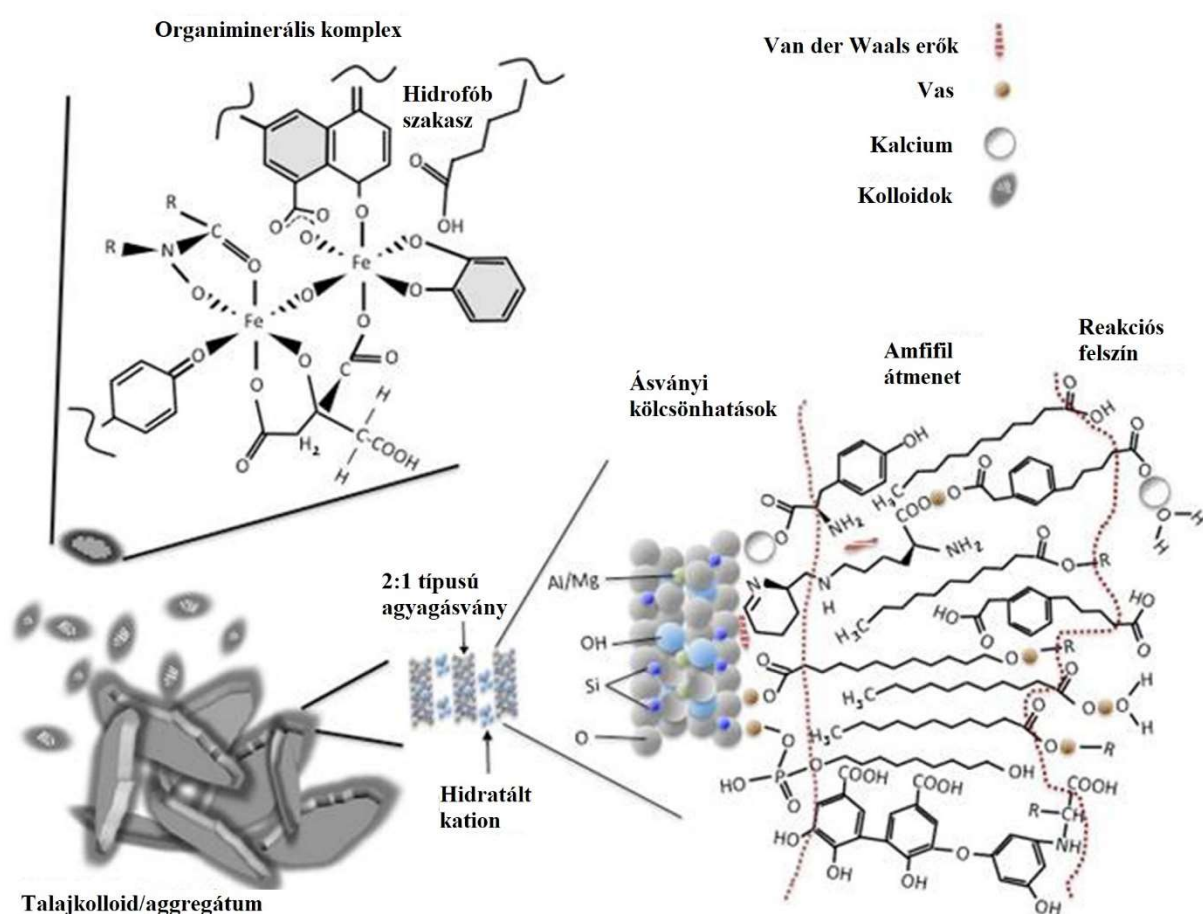
Később a hagyományos szervesanyag-elmélet kémiai alapjait megtartva, újabb kutatások kezdtek foglalkozni annak pontosításán (Schmidt et al, 2011; Chenu et al, 2015; Horwath, 2015). A humuszanyagokat Piccolo (2001) mint viszonylag kisméretű, heterogén szupramolekuláris szerkezetekként írja le, amelyeket gyenge diszperziós kölcsönhatások stabilizálnak. A korábban leírt nagy molekulatömegű humuszanyagokat régi leleteknek titulálja (artifacts), amiről Schnitzer és Monreal (2011) is hasonlóan írt. Munkájukban a humuszanyagok molekulatömegét 6400-7800 atomban maximalizálják, amely kizárja a nagyobb molekulatömegű aromás szerkezeteket és fehérjéket. NMR-spektroszkópia (Nuclear Magnetic Resonance – mágneses magrezonancia) segítségével a talaj szervesanyag átlagos arányait a következőképp határozták meg: Alkilok: 31%, O-alkilok: 39 %, aromás vegyületek: 19%, karbonilok: 10% (Pisana et al, 2013). Vita zajlik a hagyományos elmélet szerinti humuszanyagok létezéséről is (3. táblázat).

3. táblázat. A humuszanyagok létezését alátámasztó és megcáfoló tudományos eredmények felsorolása.

Humuszanyag-elmélet melletti eredmények		Humuszanyag-elméletől független eredmények	
Forrás		Forrás	
Kononova, 1961	NaOH-os frakcionálás közben O ₂ felvétel történik	Schnitzel & Monreal, 2011	N ₂ gáz alatti frakcionálás esetén nincs O ₂ felvétel
Haider et al, 1975	Fenolok oxidációja és bontása során képződő kinonok kovalens kötéseket alakítanak ki aminosavakkal	Simpson et al, 2011; Feng & Simpson, 2011	NMR vizsgálatok eredményei nem igazolták az óriásmolekulák létezését
Wershaw, 1986; Murphy et al, 1990; Kögel-Knabner et al, 2008	Amfipatikus tulajdonságok kialakítása, hidrofíl anyagok (lipidek) stabilizálása	Baldock & Broos, 2012; Simpson et al, 2011	A leírt hidrofób strukturák hasonlóak a növényi viaszokhoz és kutinokhoz
Stevenson, 1994	Kationok stabilizáló hatásával kellően ellenálló struktúra jöhet létre	Clapp et al, 2001	Nincs közvetlen kémiai/biókémiai bizonyíték a humuszstruktúrára
Clemente & Simpson, 2013	Lignin és oxidációs termékei általi szerves védelem előfordulása		

Bár a hagyományos humuszelmélet mögött álló alapvető szerveskémiai ismeret elengedhetetlen kiindulási alap, a szervesanyagról alkotott elképzelés tovább változott az évek alatt, eltérő szempontok alapján. Mivel a számos megközelítés ugyanannak a szerves rendszernek a megismerését szolgálja, így fontos az egyes különálló koncepciók mögötti eredmények általi együttes ismeret. Az időnként ellentmondásos eredmények, illetve az analitikai technológia

fejlődésével korrigált korábbi következtetések jól mutatják, hogy a szervesanyagokkal kapcsolatos tudás folyamatosan bővül. Ezzel egyidőben az arról alkotott kép, illetve a talajban zajló mechanizmusok mögötti meghatározó faktorokról rendelkezésre álló tudás is egyre pontosabb lesz. Ez a folyamat azonban még közel sem ért célba, mivel továbbra is sok a közvetett vizsgálati eredmény, illetve a rendelkezésre álló közvetett vizsgálati módszerek közül számos jelentős költséggel jár. A jövőbeli kutatás a szervesszén megkötésének és talajban való tárolásának minél nagyobb mértékű realizálását célozza, illetve a modellezhetőség és predikciók pontosítása is fontos kitűzés, a talajok hosszútávú védelmének érdekét szem előtt tartva (Stockmann et al, 2013).



3. ábra. A szervesanyagok általánosított feltételezett felépítése (Horwath, 2015).

A talaj szervesviszonyain belüli stabilizációs folyamatok fókuszba kerülésével még nagyobb szükség volt a szervesanyagok természetes körülmények közötti felépítésének, határfelületeinek és környezetével való reakcióinak leírására (Derenne & Nguyen, 2014). A szervesanyagokat növényi és mikrobiális alkotók és változatos mértékben átalakult metabolitok keverékének tekintő elgondolás teret nyer (Kelleher & Simpson, 2006; Sutton & Sposito, 2005). Természetes formában az eltérő strukturájú szerves molekulák a talajban számos fázisban egyidejűleg megtalálhatóak, a kristályos szerkezettől a valódi oldatokig. A külső határfelületeket a hidrophil szakaszok (foszfolipidek poláros része, illetve szénhidrátok) uralják, a belső, hidrofób részeken pedig a

lignin, illetve a mikrobiális eredetű alkotók dominálnak. A lignintartalmú összetevők oldhatatlanságuk okán a leginkább hidrofób alkotói a szervesanyagoknak. Elsődlegesen az oldott szervesanyag flokkulációját (pelyhesedését) követően gyenge kötések (Van der Waals-kölcsönhatások) jönnek létre a szerves alkotók között. Az így létrejövő, többé-kevésbé stabil szervesanyag kölcsönhatásba lép az ásványi résszel, így alakítva ki különböző kémiai tulajdonságú rétegeket (3. ábra). Az ábrán láthatóak a funkciós csoportok közötti kapcsolatok és példák a közöttük történő organominerális kölcsönhatásokra. Az aminovegyületek előszeretettel kötődnek meg az agyag felületén (Sorensen, 1972), aminek köszönhetően magasabb C:N arányú, stabil belső mag alakul ki (Nannipieri & Paul, 2009; Sorensen, 1975), erre adszorbeálódnak a további szerves formák (Sollins et al, 2006). Az ilyen módon felépült szervesanyagok belső szerkezetében mikroaggregátumokhoz hasonló pórusos régiók találhatók, melyekben a szerves formák szervesásványi komplexeket alkotnak (Gillespie et al, 2014; Horwath, 2015). A külső rétegek nagyobb mértékben tartalmaznak oxidált szenet, főleg a karboxil és O-alkil funkciós csoportok dominálnak.

A korai humuszelméletek feltételezték az aminosavak és cukrok közötti Maillard reakciót (Kononova, 1961), valamint a fenolokkal való kondenzációt (Haider et al, 1975), így stabilizálva a két résztvevő molekulát. Az újabb megfigyelések alapján elmondható, hogy az aminosavak közvetlen adszorpcióval kötődnek az agyaghoz (Sollins et al, 2006; Yuan & Theng, 2012), továbbá, hogy a N tartalmú szervesanyag-alkotók jelentős része fehérje jellegű anyagokból, illetve sejtfal-összetevőkből származik (Di Costy et al, 2003; Nannipieri & Paul, 2009). Schulten (1996) pirolízises mérése jelentős mennyiségű ciklikus N monomert mutatott ki a talajban, amely egy része azonban a vizsgálat közvetlen eredményeként keletkezhet (Schulten & Leinweber, 1999). Újabb vizsgálatok eredményei alátámasztották ezeknek a nem-növényi összetevőknek a talajban való nagyszámú előfordulását (Gillespie et al, 2014).

A nitrogén-tartalmú összetevők a talaj szervesanyagának 20-35%-át teszik ki (Bremner & Hauck, 1982; Haddix et al, 2011). Újabb vizsgálatok (Roberston & Groffman, 2015) alátámasztották azt a korábbi becslést, mely szerint évente a talajban tárolt N 1%-a mobilizálódik (Löhnis & Fred, 1923). A monoszacharidok (aminocukrok) jelentős mennyiségű szenet és nitrogént adnak a szervesanyaghoz, azonban könnyű bonthatóságuk miatt nem stabil alkotóelemek. Azonban más, bontásnak ellenálló szerves összetevőkhöz kötődve akár hosszabb ideig is fennmaradhatnak a talajban (Wagner, 1975). A holt növényi biomasza bonthatóságát meghatározza és legjobban kifejezi annak C:N aránya, amely növényi résztől függően változhat 250:1 és 20:1 között. A baktériumok esetében az arány közelíti az 5:1-t, a gombák esetében ez az érték 10:1 és 15:1 között változik. A többé-kevésbé átalakult szervesanyagok C:N aránya 10-13:1, mely a könnyű frakció

és a lebegő szerves részek (POM) eltávolítását követően 8-10:1 értékre változik. Az agyagfrakció C:N aránya – a felületén megkötött jelentős mennyiségű N-tartalmú összetevő (köztük ammónia – Jansson, 1958) miatt – 6:1 (Paul et al, 2011).

A talajban található szabad zsírsavak és foszfolipidek fontos építőelemek a szervesanyagok amfipatikus tulajdonságainak kialakításában (Horwath, 2015). Ezen felül megjelenésük közvetlenül kapcsolható egyes mikroorganizmus-csoportokhoz (Vestal & White, 1989). A ^{13}C -izótoppal jelölt foszfolipid-zsírsavak (PLFA) a mikrobák élő sejtjeiben találhatók meg, segítségükkel kimutatható aktív jelenlétük (Kandeler, 2015). A módszer hátránya, hogy csak néhány nagyobb organizmuscsoport jelenlétére lehet ezzel következtetni, a természetes ^{13}C változatos eloszlása, illetve a növényi és mikrobiális eredetű zsírsavak közötti hasonlóságok miatt (Pelz et al, 2005). A talajban található viaszok és gyanták a szervesanyag hidrofób tulajdonságainak, illetve micellák kialakításának építőkövei (Kögel-Knabner et al, 2008). A nagy molekulású zsírok (kutin és szuberin tartalmazzák) előfordulása és mennyisége segíti a gyökér- és levélmaradványok megkülönböztetését (Feng & Simpson, 2011). Az iszap frakció gazdag fenolos összetevőkben, illetve zsírokban, míg a N tartalmú elemek és a szénhidrátok többnyire az agyagban koncentrálnak. Ezt a tényt támasztja alá a megfigyelés, mi szerint az iszap több vízzeloldható C-formát köt, mint az agyag (Paul et al, 2006; Plante et al, 2009).

A különböző aromás vegyületek, illetve átalakulásuk kiemelt jelentőséggel bír, hosszú ideig a humuszanyagok közvetlen építőelemének tekintették őket (Clapp et al, 2005). A lignin bontásához négyszer annyi idő kell, mint a cellulóz esetében (Crawford et al, 1977). A lignin bontását barna- és fehérkorhasztó gombák végzik, melyek közül az utóbbi teljesen lebontja azt, a keletkező bontási melléktermékekkel együtt (Haider et al, 1975). A barnarothasztó gombák azonban csak a lignin részleges bontását végzik, így a talajba kerülnek részlegesen lebomlott aromás vegyületek (Stevenson, 1994). Bontása kometabolizmussal, illetve fenol-oxidáz enzimekkel történik, melynek végén a képződő metabolitok nagyon kis hányada jelenik csak meg a stabilizálódott szervesanyagban (Haider et al, 1975). A kometabolizmus a mikroorganizmusok életciklusa során lezajló táplálkozási folyamat, mely során az adott mikroba a könnyen hozzáférhető szén, mint energiaforrást használja fel a növekedés során. E folyamat közben olyan idős, korábbi talajban lévő szervesanyag ásványosodása történik meg, mely által felszabadult tápanyagot az adott szervezet nem használja fel a növekedéshez (Horwath, 1972). A kometabolizmus mechanizmusa azonban az elsődleges priming hatást kiváltó egyéb mechanizmusoktól nehezen szétválasztható (Kuzyakov et al, 2000). A bontás során, a lignin molekulák aromás összetevői még a nagyobb strukturákhoz kapcsolódva is külön lebontásra kerülhetnek (von Lützow et al, 2007). A lignin tehát

végző soron nem egy kiemelt jelentőségű molekula a szervesanyag építőkövek között, azonban a bontási folyamatok modellezésében pontos információt szolgáltathat (Parton et al, 2015).

A növényi szénhidrátok elsősorban a növényi sejtekben található cellulózból és hemicellulózból származnak, a mikrobiális bontás során elsősorban glükóz, a másodikként xilóz és arabinóz válik (Chalal, 1968). A glükóz, xilóz és arabinóz mellett a mannóz, fukóz, galaktóz és ramnóz szolgálnak a talajban élő mikroorganizmusok számára elsődleges energiaforrásként. Ezen alapvető poliszacharidok felhalmozódva a mikrobiális holt biomasszában más szerves anyagokkal reakcióba lépve, illetve ragasztóanyagként segítik az aggregátumképződést (Six et al, 2002b; Fry, 2015).

3.2.2. Védettség alapú szervesanyag-elmélet

Számos olyan tudományos eredmény született az elmúlt 15 évben, amelyek nem szolgálják a hagyományos humuszelmélet továbbvitelét, helyette olyan, új szemléletmód kialakítását segítik, ami által a talajban zajló bontási és stabilizációs folyamatok jobban modellezhetővé válnak (Angst et al, 2021; Bailey et al, 2019; Barré et al, 2016; Cotrufo et al, 2013; Geyer et al, 2019; Jastrow et al, 2007; Kallenbach et al, 2019; Kleber et al, 2015; Leinemann et al, 2018; Masoom et al, 2016; Mitchell et al, 2018; Paul, 2016; von Lützow, 2006; Robertson et al, 2019; Schimel, 2018; Semenov et al, 2013; Shabbaz et al, 2017; Sokol et al, 2018a; Sollins et al, 2007). A kapcsolódó kutatások főleg a talajba kerülő anyagok bomlásából keletkező termékek stabilizációs mechanizmusait, illetve a már jelen levő szervesanyagok bontását/átalakulását, illetve ezen folyamatok mögött álló összetett összefüggésrendszer megértését szolgálják. A különböző szervesszén-formák talajban eltöltött ideje, illetve ezt meghatározó fizikai és kémiai védettség áll központi gondolatként. A stabilizációs és destabilizációs folyamatok ismeretében pontosabban becsülhetők a nagyobb léptékben, akár globális skálán zajló változások iránya és mértéke, ezáltal a szén-körforgásban a talajok szerepe, illetve a művelési gyakorlatba áttűtetve a globális klímaváltozásra gyakorolt hatása is nagyobb pontossággal mérhető fel (Abbas et al, 2020).

3.2.2.1. Szervesszén stabilizáció

A művelt talajokban lévő szervesszén hosszútávú, stabil és védett formában való tárolásához kapcsolódó célkitűzések megfogalmazásában kiemelt szerepű a kicserélődési idő (turnover time) (Jastrow et al, 2007b). Az újabb eredmények megvilágították, hogy a kémiai ellenállóság nem olyan szinten meghatározó a szervesszén kicserélődési idejében, mint ahogy az feltételezve volt,

hanem a korábban nehezen bonthatónak vélt szervesanyagok bontása is gyorsan megtörténik, amennyiben a mikroorganizmusok számára fizikailag elérhetővé válik (Kleber et al, 2011). Cél a szénmegkötés során, hogy a talajba kerülő friss növényi maradványokból származó szervesszén vegyületek az ásványi részekhez kapcsolódva stabilizálódjanak, így minél kisebb hányaduk oxidálódjon rövid időn belül. Ahhoz, hogy a tudatos talaj-management útján képessé váljunk a növényi maradványokból származó szerves szén minél nagyobb mennyiségben és minél hosszabb ideig a talajban tárolni, fontos ismernünk a szerves szén talajban történő stabilizációját és destabilizációját. A két fogalmat fontos különválasztani, mert a szén destabilizációja sok esetben nem a stabilizációs folyamatok ellentétes irányú működése, illetve a destabilizáció néven vett biokémiai folyamatok közül számos irreverzibilis (Bailey et al, 2019). A stabilizáló folyamatok természetes közegben történő vizsgálatát nehezíti a tény, hogy az interakciók *in situ* megfigyeléséhez korlátozott eszközök állnak rendelkezésre, így az azokat vizsgáló kísérletek többnyire laboratóriumi körülmények eredményei (Kalbitz et al, 2000).

A két fő mechanizmus, melyek mentén történik a szervesanyagok talajban történő stabilizálódása, a biokémiai átalakulás, illetve a fiziko-kémiai védelem (Jastrow et al, 2006). A biokémiai átalakulás során a szervesszén-vegyületre ható biotikus és abiotikus folyamatok során átalakul, így ellenállóbb lesz a bontással szemben, vagy könnyebben adszorbeálódik a szilárd fázison. A fiziko-kémiai védelem során a szervesanyag organominerális komplexekbe, illetve talajaggregátumokba épül, ahol a bontást végző mikroorganizmusok, illetve azok enzimeik számára hozzáférhetetlen lesz.

A talajaggregátumok stabilizációs szerepe többértű. Elsősorban fizikai védeltséget biztosít azáltal, hogy a mikroorganizmusok bontó tevékenységétől térben elzárja a szervesanyagot. Másrészt a szerkezeti elemek belsejében található, kedvező feltételek elősegítik az ellenálló szerves-ásványi komplexek kialakulását (Six et al, 2004). A különböző méretű (mikro- és makroaggregátumok, $<250\ \mu\text{m}$) szerkezeti elemek fennmaradási ideje eltérő, így más és más mértékben és ideig képesek a szervesanyagot elzárni. Leghosszabb ideig a makroaggregátumokba ágyazott mikroaggregátumok képesek stabilizálni a szervesanyagot (Six & Paustian, 2014). A talaj szerkezeti elemei általi védelem jelentősen meghosszabbítja a bezárt szervesanyag kicserélődési idejét, így a szerves szén ellenállósága egyenesen kapcsolódik a talajaggregátumok stabilitásához (Navarro-Garcia et al, 2012).

A fém-oxidok szerves vegyületek megkötésében és stabilizációjában betöltött jelentős szerepe régóta ismert (Boudot et al, 1988; Kaiser & Zech, 1999; Wiseman & Püttmann, 2005). A talajoldatban oldott szervesanyag megkötése során a rétegszilikátoknál nagyobb szorpció potenciállal rendelkeznek bizonyos oxidok (Goethit és amorf $\text{Al}(\text{OH})_3$) (Jardine et al, 1989). A

kutatásból kiderül, hogy kristályos és nem kristályos vas oxidok és hidroxidok két különböző talaj esetében 50%, illetve 70%-át kötötték meg az összes oldott szervesanyagnak. A fém-oxidok ásványi részekhez való kötődése fontos ragasztó mechanizmus a talajaggregátumok létrejötte során, hozzájárulva ezzel a szervesszén fizikai védelméhez.

3.2.2.2. Szervesszén destabilizáció

A stabilizációs folyamatok ismerete mellett az utóbbi 10-15 évben hangsúlyos lett a destabilizációs folyamatok kutatása is (Abramoff et al, 2018; Dignac & Rumpel, 2013; Diochon & Kellman, 2009; Huang & Hall, 2017; Lajtha et al, 2014; Merino et al, 2015; Miao et al, 2017; Nowinski et al, 2008; Rillig et al, 2007). A témában megjelent kutatási eredmények rámutattak, hogy a destabilizációs folyamatok nem csupán a stabilizációs folyamatok pusztá fordítottjai. A stabilizálódott, hosszabb kicserélődési idejű szervesanyag-formák destabilizációja, majd mikrobiális bontása többnyire a friss növényi maradványok talajba kerülése kapcsán történik.

A szerves szén kötő változatos organominerális és fémorganikus komplexek, illetve az azokat védő aggregátumok stabilizációját csökkentő folyamatokat 3 csoportba rendezhetjük:

- Fizikai védettség megszűnése: A talajaggregátumokban elzártan található, fizikailag védett szerves szén hozzáférhetőségének növekedése. Történhet a talaj keveredése által (antropogén- vagy állati keverés, fagyás-olvadás, kiszáradás-beázás), a hidrológiai kapcsolatok változása nyomán, illetve a talajaggregátumok természetes cserélődése okán. A művelés okozta talajbolygatás jelentősen növelheti az antropogén hatás nélkül is zajló folyamatok mértékét.
- Kémiai deszorpció: A lokális, vagy mikrokörnyezet kémiai feltételeinek (pH, redoxpotenciál) megváltozása befolyásolja a szorpciós viszonyokat a talajban. Ennek okán a talaj fizikai fázisának kötőhelyeiről leváló szerves szénmolekulák oldatba kerülhetnek.
- Megnövekedett biológiai aktivitás (Talajlakó állatok tevékenysége és metabolizmusa): A különböző deszorpciós, illetve transzportfolyamatoknak köszönhetően a szerves szén fizikailag, illetve kémiai elérhetővé válik a talajban bontást végző mikrobiális szervezetek számára. Az hozzáférhetővé vált szervesanyag bontásának a sebessége és mértéke – bár jelentősen függ a talajhőmérséklettől, illetve a rendelkezésre álló nedvességtől – megnövekedik. A hirtelen, nagy mennyiségben elérhető szervesszénhez társuló folyamatok közül szorosan kapcsolódik a mikrobiológiai talajlakó közösséghez a

visszanedvesedés által indukált Birch-effektus, illetve a jelentős szerves input kijuttatásával együttjáró hirtelen szervesszén kilégzés (priming hatás).

3.2.2.3. Fizikai védettség megszűnése

A talajban található szervesanyag fizikai védettsége – meghatározó okánál fogva – régóta kutatott terület (Jastrow & Miller, 1997; Six et al, 2000). Az ilyen módon stabilizált szervesszén molekulák védettségének megszűnése részben természetesen történő folyamatok (állati keverő tevékenység, fizikai hatások), részben pedig a művelés bolygató hatása miatt történhet (Smith, 2008). A keverő hatások nyomán többféle mechanizmus hat egyidőben. Egyrésről a talajaggregátumokba zárt szervesszén azok roncsolásával kitetté válik a különböző bontási folyamatoknak. Másrésről a mikroorganizmusok degradációs tevékenységét (táplálkozás, bontás, extracelluláris enzimek kiválasztása) jelentősen korlátozza a szervesanyagok térbeli hozzáférhetősége, a keverés és aprítás hatására azonban több szervesanyag nagyobb felületen történő bontása történhet meg. A talajművelés szervesszén tartalomra való hatásával foglalkozó kutatások eredményei között vannak ellentmondó eredmények (Baker et al, 2007; Govaerts et al, 2009; Luo et al, 2010; Ogle et al, 2012; Palm et al, 2014), ami a hatások talajadottságoktól (ásványi összetétel, szervesanyag-tartalom) és klimatikus viszonyoktól való jelentős függéséből eredeztethető. Az eredmények alapján a művelés eredetű bolygatás csökkenti a felszínközeli talajszint szervesszén tartalmát (Grandy & Robertson, 2007), ám a művelés alatti talajszintek széntartalma magasabb lehet a nem művelt talajok mélyebb szintjeihez viszonyítva. Mivel a mélyebb talajszintekbe kerülő szervesszén oxidációja lassabb, így egyes talajok esetében a művelés hatására megnőhet a tárolt szervesszén mennyisége (Alcantara et al, 2016; Angers & Eriksen-Hamel, 2008; Baker et al, 2007). Fontos azonban megjegyezni, hogy a szántással a mélyebb rétegekbe forgatott növényi maradványok nem, vagy kimondottan lassan képesek stabilizálódni, így azok nem válnak védetté az oxidációs hatásoktól (Bossuyt et al, 2002). Bár a talajművelés aggregátumromboló hatása ismert (Grandy & Robertson, 2007), a ténylegesen okozott szénvesztesség mértéke főleg a mikroaggregátumokba ágyazott makroaggregátumok mennyiségétől és széntartalmától függ (Denef et al, 2004; Zhang et al, 2018b).

A sokmenetes, intenzív talajművelés hatására kialakuló negatív hatások (Six et al, 1998; 2000):

- A mikroaggregátumokban tárolt szén fizikai védelmének megszűnésével fokozódik annak oxidációja,
- A makroaggregátumok számának csökkenésével nő a szervesanyag-vesztesség,

- A talajban lévő szervesszén kicserélődési idejének csökkenése.

A talajművelésen túl is létrejövő keverő, bolygató hatás az állati tevékenységhez kapcsolható. Bár a művelési mód helyes megválasztásán, vagy akár elhagyásán keresztül hatással lehetünk a talajok szervesanyagtartalmára, az állati keverő tevékenység jóval nagyobb léptékű, mint az antropogén eredetű (FORRÁS). A talajban élő állatok járatkészítése, talajkeverése, illetve annak áthalmozása a legnagyobb mértékű élő szervezet általi keverő hatás, ami a talajt éri. Ez a tevékenység attól függően segítheti elő a szervesszén stabilizációját vagy destabilizációját, hogy melyik talajlakó faj tevékenysége dominál a talajban. E szempont szerint két csoportba oszthatjuk a talajban bioturbációt végző állatfajokat (Bottinelli et al, 2015): azon állatok, melyek járatokat készítenek (1), így segítve a talajanyag transzportját (hangyák, rovarok, kisebb emlősök), illetve az aggregátumok ragasztását végző állatok (2), amelyek közül az egyik legfontosabb a földigilisztá (Lavelle et al, 2006). Az első csoportba tartozó állatok a járataik és pórusterek kialakítása során ronszolhatják az aggregátumokat. Ettől eltérően az aggregátumok ragasztását végző állatok táplálkozási tevékenységük során a régebbi szerkezeti elemek felbontása mellett új aggregátumok formálódását segítik elő.

A földigiliszták tevékenysége a szervesszén stabilizáció szempontjából kettős hatású lehet. Azon földigilisztá fajok, melyek tisztán növényi maradványokkal táplálkoznak, aprító tevékenységükkel növelik a szerves maradványok felületét. A kisebb méretű szerves maradványok kilúgzása, valamint a nagyobb légzési és bontási felület nyomán ezzel hozzájárulhatnak a szénveszteséghez (Bocock, 1964). A földigiliszták megjelenésekor tevékenységük nyomán átlagosan 33%-kal emelik meg a talaj CO₂ légzését (Bohlen et al, 2004; Lubbers et al, 2013), valamint 28%-kal csökkentik a talaj szervesszén-tartalmát (Lavelle et al, 1997). Ezek az átmeneti szénveszteségek főleg a nyers, labilis szerves maradványok aprítása és keverése során történő intenzív bontás kapcsán jelennek meg. Mivel a földigiliszták táplálkozásukkal emésztőcsatornájukban ezzel egyidejűleg stabil aggregátumokat képeznek, melyek belsejébe fizikailag védett mikroaggregátumok ágyazódnak. További stabilizációhoz járul hozzá a Morren-féle mészmirigy, mivel az így aggregátumba kevert Ca szerepet játszik a szervesanyag további, kémiai stabilizációjában. Tevékenységükkel elősegítik a hosszútávon ellenálló szervesszén-formák kialakulását. Ezzel egyidőben a talajfelszín közeléből – ahol a szervesszén oxidációnak jóval kedvezőbbek a feltételek – a mélyebb talajszintekbe keverik a szerves maradványokat (Doetterl et al, 2012). A szerves maradványok ásványi szintekbe juttatásával elősegítik a szervesszén molekulák ásványi felületekhez kötődését, ezáltal hozzájárulva a szervesszén-stabilizációhoz (Lubbers et al, 2013).

A természetes talajbolygató hatások következő formája a fagyás-olvadás, ami jelentős aggregátumromboló hatást fejthet ki. A szerkezeti elemekben található nedvesség tágulásával keletkező nyomás azok elaprózódását okozza. Ennek eredményeként erőteljes CO₂ kiáramlás (Feng et al, 2007), valamint a talajoldat megemelkedő oldott szervesszén-tartalma mérhető (Schimel & Klein, 1996; Song et al, 2017). Ez a jelenség a mikrobák sejtjeinek fagyásos lízise (Grogan et al., 2004), valamint az aggregátumok roncsolódása során felszabaduló szerves molekulák védettségének megszűnése miatt történik, ami további oxidációhoz vezethet. Herrmann & Witter (2002) C izotópos vizsgálatában a talaj CO₂ kilégzése 200-300%-kal megnövekedett a fagyás-olvadás ciklust követően, amely növekedés 65%-a mikrobiális eredetű szénből származott. A rendszeres fagyás-olvadás ciklusok eredményeként a talajban található aggregátumok átmérőjének általános csökkenése mérhető (Wang et al, 2012). A fagyás-olvadás hatásaira való érzékenységet meghatározza a vizsgált talaj textúrája. A durvább szemcseösszetételű talajok esetében a fagyás aggregátumromboló hatása jelentősebb, mint a magas agyagtartalmú talajoknál (Edwards, 2013). Bár a fagyás-olvadás ciklusok aggregátumromboló hatását többnyire laboratóriumi körülmények között vizsgálták (Kværnø & Øygarden, 2006; Lehrs et al, 1991; Oztas & Fayetorbay, 2003), a jelenséget *in situ* is igazolták (Birkás et al, 2015).

A talajra ható fizikai hatások közül az egyik leggyakoribb, így igen nagy hatással rendelkező jelenség a kiszáradás és visszanedvesedés. A száraz és nedves periódusok váltakozása komplex destabilizációs folyamatokat indukál a talajban, melyek jelentősen befolyásolják a kialakuló talajszerkezetet, annak morfológiáját és méretét (Hu et al, 2018). Ezen felül a duzzadás-zsugorodás útján talajkeverés történik, illetve a száraz időszakokban repedések jönnek létre (Rahman et al, 2018). A duzzadás-zsugorodást követően visszamaradt aggregátumok erősen fejlettek, azonban a kiinduló folyamat szervesszén stabilizációra gyakorolt hatása változó. Korábbi tanulmányok szerint az ismétlődő kiszáradás-nedvesedésnek nincs szervesszén-destabilizáló hatása (Degens & Sparling, 1995; Magid et al, 1999), későbbi, a talaj CO₂ légzésére fókuszáló kutatások megfigyelték, hogy a hosszabb szárazabb időszakot követő újranedvesedés jelentős CO₂ kiáramlást eredményezett (Fierer & Schimel, 2003; Guo et al, 2012; Morillas et al, 2017). A talaj nedvességtartalma szorosan kapcsolódik a benne lezajló szervesanyag bontásának mértékéhez. A talajnedvesség csökkenésével megszakadnak az egyes bontási terek közötti folytonosságok és kapcsolatok (Negassa et al, 2015; Smith et al, 2017; Yan et al, 2016), így a mikrobiális eredetű bontás az ily módon zárt mikrokörnyezetekben egyéb tápanyag hiányában a kötött szervesanyag-formákat is érintheti (Smucker et al, 2007). A további száradás esetén a bontás nedvesség hiányában teljes mértékben is szünetelhet. A talajnedvesség csökkenésével az aggregátumok körüli bevonatszerű talajoldatban található oldott anyagok koncentrációja megnő, ezzel együtt változnak az ozmózis, szorpciós és kinetikai viszonyok (Chowdhury et al, 2011). A kémiai

környezet változása jelentős közvetlen, illetve – a mikrobiális közösségen keresztül – közvetett hatással van az adott aggregátumon belüli, illetve azon kívül megtalálható szervesszén hozzáférhetőségére és oldhatóságára. Ennek hatásaként erőteljes száraz időszakot követően megnőhet a talajoldatban mérhető oldott szervesanyag-koncentráció (Clark et al, 2005). Az ilyen módon destabilizált szervesszén a talajoldatba kerül, ahol oldott állapotban erősen kitett a degradációs folyamatoknak, illetve az enzimatikus bontásnak. A kiszáradás körülményeitől függően a rizoszférában nagyobb gyakorisággal, illetve intenzívebben történhetnek meg ezek a hatások, a gyökök vízfelvétele okán (Paul, 2016). Ez a jelenség a tömegáramlással befolyásolhatja az oldott szervesanyag későbbi mozgását.

A Birch hatás szintén a kiszáradás-nedvesedés jelenségéhez köthető fogalom. Elnevezését a jelenséget elsőként leíró Birch (1958) után kapta, aki mint a kiszáradt talaj visszanedvesedése során jelentkező intenzív respirációs szakaszt jellemezte. A Birch hatást számos kutatás írta le, terepi (Homyak et al, 2018; de Gerenyu et al, 2018) és laboratóriumi (Guo et al, 2014; Meisner et al, 2015) körülmények között egyaránt. A visszanedvesedést követő lökésszerű CO₂ kilégzés megértése érdekében azon kutatások a mérvadók, amelyek a jelenség mögött álló mechanizmusokat vizsgálják és magyarázzák (Evans et al, 2016; Fraser et al, 2016; Goransson et al, 2013):

- A kiszáradásnak köszönhetően a talajban kialakult egyes bontási mikrokörnyezetek közötti összeköttetés megszűnik (Lopez-Sangil et al, 2018),
- Ezzel egyidőben a kiszáradás miatt az említett mikrokörnyezetek kémiai feltételei és a lokálisan elérhető szervesszén hozzáférhetősége a mikroorganizmusok számára kedvezőtlen irányba mozdul el (Homyak et al, 2018),
- A kiszáradás bontást nehezítő körülményeire a különböző mikroorganizmusok a kiszáradás mértékétől és hosszától függően reagálnak (Xiang et al, 2008; Wang et al, 2015): megkezdődik a kevésbé hozzáférhető szervesanyagok bontása (1), illetve exoenzimek termelése (2), valamint nagy mennyiségű, alacsony C:N arányú holt mikrobiális biotom halmozódik fel (3) (Blazewicz et al, 2014),
- A kiszáradás miatt megváltozhat egyes ásványok állapota (pl. amorf Fe oxidok kristályosodása), ezzel csökkentve a talaj szorpciós képességét (Attygalla et al, 2016),
- A gyengébb talajaggregátumok a kiszáradást követő beázás hatására széttörnek, hozzáférhetővé válik ezáltal a bennük foglalt, eddig fizikailag védett szervesanyag (Navarro-Garcia et al, 2012).

A talaj újranedvesedése esetén a destabilizált vegyületek (szén, foszfor és nitrogénformák) nagy mennyiségben mennek oldatba, elérhetővé válva ezáltal az újra elindult mikrobiális bontás hatásának (Guo et al, 2014; Moyano et al, 2013). A száraz periódus, illetve az azt követő visszanedvesedés ideje alatt tehát számos forrásból származó, destabilizált szerves vegyület válik elérhetővé: deszorpció útján felszabaduló vegyületek, károsodott aggregátumokból származó szénvegyületek, felhalmozódó holt mikrobiális biomassza, enzimes bontás eredményeként destabilizált szervesszén-vegyületek, kémiai környezet megváltozása kapcsán felszabadult szervesanyag-formák. A nagy mennyiségű, kedvezően alacsony C:N arányú szerves vegyületek talajoldattal való transzportja, illetve a korábban kötött szervesszén destabilizációja és relokalizációja együttesen járul hozzá a mikrobiális metabolizmus intenzitásának növekedéséhez, ezáltal pedig a nagyobb CO₂ kilégzéshez.

3.2.2.4. A szerves szén kémiai védettségének megszűnése (Deszorpció)

A talaj ásványi részein kötött (adszorbeált) és ily módon stabilizált szerves szén a fizikailag védett szervesanyagon túl a talajban található védett szervesanyagformák fontos csoportja (Solomon et al, 2011, 2012). Nagyobb erővel kötöttek a szilárd fázison adszorbeált szerves molekulák, melyeknek kicserélődési ideje nagyobb a kötési felület körül megtalálható adszorpciós rétegben kötött molekulákhoz képest. A gyengébb kötési erőknél köszönhetően a szorpciós rétegben megtalálható szerves molekulák nagyobb eséllyel kerülhetnek a talajoldatba (Kleber et al, 2007). A szerves anyagok kémiai védettségének típusai a következők:

- Ásványi részekén történő adszorpcióval,
- Fémoxidokkal gyengébb kötésekben (Wagai & Mayer, 2007; Zhao et al, 2016),
- Fémorganikus komplexekben (kelátkötésben).

Mivel a talajban fennálló kémiai környezetet az ásványi adottságokon túl további talajképző tényezők együttese alakítja ki – melyek az idő függvényében állandó változásban vannak –, továbbá a hiszterézis miatt az adszorpció és deszorpció közötti különbségek okán, a kémiai kötések változása nem értelmezhető egyszerűen a stabilizációs folyamatok megfordításaként.

A talajban található szervesszén-vegyületek kora pozitív korrelációban áll a talajban található Fe és Al ásványok mennyiségével (Porrás et al, 2017). Azon talajban zajló változások, amelyek hatással vannak a talaj kémiai viszonyaira, így a fémorganikus és organominerális komplexek oldhatóságára, közvetetten a szervesszén destabilizációját eredményezhetik. A stabilizáló hatást elvesztett szervesszén-formák kiszolgáltatottá válnak a mikrobiális bontás számára. A stabilizáló

hatás erőssége függ a talajoldatban található ionok koncentrációjától (ionerősség) és a pH-tól, mivel a talajban lévő kötési felület, illetve az adott szerves molekula töltése határozza meg a szorpciós viszonyokat. Az adszorpcióban résztvevő kötési felülethez vagy oxidhoz képest a szerves molekula ellentétes töltése esetén jön létre a kémiai kötés. Szélsőséges pH (<4 és >8) mellett a szerves molekulák és a kötési helyek is azonos töltéssel fognak rendelkezni, így a korábban kémiailag védett szerves molekula destabilizálódhat. A felszíni, humuszos szint pH-jának eltolódásával a szilárd fázis szorpciós képessége csökkenhet, így az ott destabilizált szervesszén egy része megjelenik oldott formában a talajoldatban (Geyer et al, 2019; Kaiser & Zech, 1999). A változatos eredetű és minőségű szervesanyag, illetve ásványi és kémiai szereplők eltérő tulajdonságainak, izoelektromos pontjának köszönhetően a szorpciós védettség kialakulása eltérő feltételek esetén igen változatosan alakulhat, ám az általános destabilizációs mechanizmus a fent ismertetett módon történik. A kulcs a kémiai védettség kialakulásában, közvetve ezáltal a szervesszén stabilizációjában a talajoldat pH-ja (Rasmussen et al, 2018), amely tulajdonságot alapján véve határozza meg a talaj nedvesség-háztartása (Slessarev et al, 2016). A nagyobb éves csapadékmennyiséggel rendelkező területeken a talajban található szervesszén nagyobb mennyisége fog kötődni Fe és Al tartalmú ásványokkal (Kramer & Chadwick, 2018). A talajnedvesség meghatározó szerepét támasztja alá, hogy a többlet nedvesség hatására kialakuló redukált viszonyok esetén a Fe(III) redukciója és mobilizációja során a korábban kapcsolódott szerves molekula destabilizálódik és oldatba megy (Buettner et al, 2014; Thompson et al, 2006; Zhao et al, 2017). A Fe redukciója során hidroxid ionok kerülnek a talajoldatba, így módosítva a pH-t, feltételeken további destabilizációt okozva. A hatás tovább erősödhet azáltal, hogy a Fe fontos aggregátumragasztó, így oldatba távozása esetén az aggregátumok biztosított fizikai védettség is megszűnhet. Eltérőek az eredmények arra vonatkozóan, hogy a Fe redukciója során az ion mobilizációja, vagy a talajoldat pH változása okozza a szervesszén destabilizációját. Grybos et al (2009) kutatásában az állandó pH mellett történt Fe és Mn redukció esetén a szervesszén mobilizáció 20%-a volt a változó pH-jú ismétléshez képest, míg más kutatásokban a pH változás kisebb mértékben volt felelős a szervesszén destabilizációért (Buettner et al, 2014; Pan et al, 2016). A redukciós-oxidációs ciklusok ismétlődésével az Fe(II)-Fe(III) hidroxidok többszöri redox átalakulása során a fokozatosan kicsapódó Fe(III) hidroxidok kristályossága növekszik – relatív, a frissen kicsapódó amorf állapothoz képest, így csökken a szorpciós kapacitás (Miller et al, 2001). A talajban lévő Fe(III) hidroxidok kristályosságának mértéke összefüggésbe hozható a rövidebb szervesanyag kicserélődési idővel, így a szervesanyag destabilizációval (Hall et al, 2018).

3.2.2.5. Mikrobiális szén felhasználási hatékonyság (Microbial C Use Efficiency)

A mikroorganizmusok metabolizmusa hozzájárul a talaj szervesanyagának destabilizációjához. Ezzel egyidőben, a mikrobiális táplálkozás közben a szervesszén-formák ásványi részekhez való kötődése is zajlik, amely növeli a szervesanyag kicserélődési idejét. A két ellentétes hatás egyensúlyát, illetve a folyamat irányát alapjában véve határozza meg a talajba kerülő szervesanyag minősége, a bontás sebességére gyakorolt hatása alapján. A szervesanyag minőségének mikrobiális emésztés szempontjából fontos mérőszáma a C:N arány. A magas C:N arányú növényi maradványok (inkább a fás szárú vegetációra jellemző) bontással szembeni kémiai ellenállósága nagyobb, mivel nagyobb mennyiségben tartalmaznak nehezen bontható összetevőket (cellulóz, hemicellulóz, lignin, lipidek). A lassabb és több nitrogént igénylő mikrobiális bontásnak – illetve a jellemzően kilúgzott körülményeknek – köszönhetően többnyire felhalmozódnak ezek a növényi részek a talajfelszínen. A főleg lágyszárú növénytársulásokra jellemző alacsonyabb C:N arányú alomanyag és gyökérmaradványok könnyebben és gyorsabban bonthatók, ezeket a mikroorganizmusok nagyobb hatásfokkal dolgozzák fel. Részben a metabolizmusuk részeként, részben az emésztőcsatornájukban, más ásványi részekhez kapcsolódva stabilizálhatják ezen szerves maradványok bomlástermékeit (Cotrufo et al, 2013). Az alacsony C:N arányú szervesanyag ezzel ellentétes hatása a pozitív „priming” hatás, mely során a nagy mennyiségű, könnyen bontható szerves maradványok talajba kerülését követően, a megemelkedett mikrobiális aktivitásnak köszönhetően jelentős mértékű, időszakos növekedés jelentkezik a talaj CO₂ kibocsátásában (Kuzyakoy et al, 2000). In situ, egy természetes mikrokörnyezetben a priming hatást kiválthatja:

- Friss növényi maradvány talajba kerülése,
- Oldott szervesanyag odaszállítása a talajoldat által,
- Raktározott tápanyagok, vagy rizoszféra maradványok megjelenése (rizoszféra priming).

Így bár a könnyen bontható szerves maradványok hozzájárulnak a talaj stabilizálódott szervesszén-készletének növeléséhez, elsődleges hatásuk során destabilizálják az eredetileg talajban lévő szervesanyag egy részét. A szerves alkotók egy része kötődik az ásványi fázishoz (organominerális komplexek képzése és rövid távon rendezett szerkezetű ásványokkal való kapcsolódás) (Chorover & Amistadi, 2001; Mikutta et al, 2007), ezen védettségek megszüntetésében a priming hatásnak van a legjelentősebb szerepe (Baisden et al, 2002; Torn et al, 1997). A nagy mennyiségű növényi maradvány talajba kerülése a priming hatáson túl a bontáshoz szükséges N elvonásával (N mining) és talajban található idősebb szervesanyagok mobilizálódásával a szervesszén egy részének felszabadulásához, illetve feltételesen annak oxidációjához vezet (Fontaine et al, 2003).

A priming hatást bizonyító kísérleteket friss növényi maradványok bekeverésével (Sulzman et al, 2005; Crow et al, 2009), vagy alacsony C:N arányú adalék felhasználásával (Chen et al, 2014; Chowdhury et al, 2014) kiviteleztek. A talajban eredetileg megtalálható, illetve a frissen bekerült szervesanyag mennyisége elsődlegesen meghatározó a priming hatás nagyságrendjére és irányára (Blagodatskaya & Kuzyakov, 2008). Azon kísérletek esetén, amelyekben szervesanyagban elszegényedett, vagy vegetáció nélküli talajok szerepeltek, a priming hatás elmaradt, vagy ellentétes, negatív priming lépett fel (Guenet et al, 2010; Cardinael et al, 2015; Liang et al, 2018). Stewart et al (2008b) kísérletében a friss növényi maradványokból forró vízzel kioldott, könnyen bontható szervesanyag bekeverése esetén a talajlégzés mindössze kismértékben emelkedett meg, csökkent a priming hatás. Amennyiben a frissen bekerülő szervesszén mennyisége meghaladja a talajban található mikrobiális szén kétszeresét, a mikroorganizmusok táplálkozásuk során a frissen bekerült maradványokat fogják preferálni, a talajban elérhető szervesanyag helyett, így a priming negatív irányú lesz. Ugyanezen mérőszám (talajban lévő mikrobiális szén mennyisége) 15%-ának megfelelő friss szervesszén bejuttatása esetén a priming hatás pozitív, mértéke lineárisan nő, egészen 50%-ig, amely felett újra csökkenni kezd, egészen 200%-ig, mely felett negatív priming fog történni. Azon talajok esetében, ahol magasabb a természetes C:N arány (kevesebb N érhető el a mikroorganizmusok számára), a priming hatás is nagyobb mértékű lesz (Zhang et al, 2013). Az adott talaj ásványi összetételének is szerepe van, a nagyobb arányban rövid távon rendezett szerkezetű ásványokat tartalmazó talajok adják a legnagyobb priming hatást (Finley et al, 2018). Azon kísérletek, amelyekben gyökérváladékokat használtak (oxálsav, ecetsav és glükóz), meglepetésre az oxálsav indukálta a legnagyobb mértékű priming hatást (Keiluweit et al, 2015).

A „priming” mögött számos feltételezett mechanizmus áll, amelyek együttes hatása eredményezi a talajban lévő szervesszén destabilizációját, illetve oxidációját:

- A nagyobb mennyiségben rendelkezésre álló energia növeli a mikrobiális aktivitást,
- Az energiatöbblet hatására a nyugvó állapotban lévő mikroorganizmusok újra táplálkozni kezdenek (Blagodatskaya & Kuzyakov, 2008),
- A könnyen elérhető táplálék hatására a mikrobiális enzimtermelés is megnövekedik,
- Az egyszerű cukrokat és friss növényi maradványokat felhasználva a lassabb szaporodású K-stratégisták N-bontó enzimeket állítanak elő, hogy az alacsony C:N arányú szervesanyagokból nitrogént mozgósítsanak (Chen et al, 2014). Abban az esetben, amikor a N elegendő mennyiségben áll rendelkezésre, így nem korlátozó tényező, a gyorsabb szaporodású r-stratégista baktériumok végzik a mikrobiális bontást (Razanamalala et al, 2018),

- A gyökérváladékban megtalálható oxálsav bontó hatással van az organominerális komplexekre, hozzáférhetővé téve a bennük található szerves összetevőket (Keiluweit et al, 2015). Finley et al (2018) kísérletében a gyökérsavakat tartalmazó szubsztrátum váltotta ki a legnagyobb priming hatást.

A priming hatás a mélyebb rétegekben található, mikrobiális bontás számára nehezen hozzáférhető, hosszú kicserélődési idejű szervesanyagokra is hatással van, így destabilizálva azokat (Bernal et al, 2016, Karhu et al, 2016). Ezt támasztják alá azon eredmények, melyek szerint a talajba kerülő friss növényi maradványok mennyiségének csökkentése limitálja a mélyebb talajszintek szervesanyagának csökkenését (Fontaine et al, 2007; Hicks et al, 2018). Hasonló módon, amennyiben a művelés okán a talajba kevert növényi maradvány mennyisége megnő (mélybe hatoló, nagy mennyiségű lágyszárú gyökérzet), a rizoszféra priming a mélyebb rétegekben található szervesszén mobilizációját okozza (Shahzad et al, 2018). A priming hatásnak köszönhetően felszaporodott baktériumok holt biomasszája tápanyagot biztosít azon gombák számára, amelyek kifejezetten a talajban megtalálható idősebb, összetett szervesanyag-formák bontására specializálódtak, így egyidőben ezen szerves vegyületek bontása is zajlik (Blagodatskaya & Kuzyakov, 2008).

A priming hatással párhuzamos hasonló jelenség a gyökérváladékok által indukált mobilizáció, mely esetében a priming hatást a gyökerek által kiválasztott, alacsony C:N arányú exudátumok okozzák (Keiluweit et al, 2015). Ezen felül az oxálsav hozzáférhetővé teszi az addig ásványi kötésekben stabilizált, védett szervesanyagcsoportokat. Ennek a két hatásnak egyidőbeni megjelenése okán a gyökérváladékok általi szervesanyagveszteség a friss növényi maradvány által kiváltott priming hatásnál jelentősebb is lehet. Ezúton a korábban több évszázadosnak feltételezett kicserélődési idejű szerves formák oxidációja történhet meg. A mögöttes mechanizmus aktualitása mellett szól az a felfedezés is, hogy az globális éves átlagos középhőmérséklet emelkedésének hatásai között van a növények által kiválasztott gyökérsavak mennyiségének növekedése (Carney et al, 2007; Phillips et al, 2011) és összetételének változása (DeLucia et al, 1997; Fransson, 2012). A megemelkedett CO₂ koncentráció hatására növekszik a gyökérexudátumok mennyisége és változhat az összetételük, így a megváltozott kémiai összetételű rizoszférában növekszik a destabilizáció mértéke (Cheng et al, 2010; Hodge et al, 1998).

A talajba kerülő szervesanyag minőségére és az azt feldolgozó, adott talajra specifikus mikrobiális közösségre jellemző érték a mikrobiális szénfelhasználási hatékonyság (microbial Carbon Use Efficiency, későbbiekben: CUE). A CUE kifejezi, hogy a talaj szervesanyagában található szén mekkora hányada távozik a rendszerből CO₂ formájában, illetve mekkora része stabilizálódik, a talaj mikroorganizmusainak táplálkozása nyomán. Minél magasabb a CUE értéke, annál kisebb

része oxidálódik a mikroorganizmusok által felvett szervesanyagnak. Általánosan 0.22 és 0.98 között mozog (Saifuddin et al, 2019), azonban az újabb kutatások rávilágítottak, hogy értéke jelentősen függ a vizsgálat módszerétől (Geyer et al, 2019). A könnyen hozzáférhető anyagok esetében (pl. glükóz) értéke 0.70, míg az ellenálló oxálsavak esetében 0.03 körüli (Frey et al, 2013). Értékét elsődlegesen a mikrobiális közösség, illetve a bontásban szereplő szervesanyag összetétele szabja meg, közvetetten pedig a bontás során hozzáférhető egyéb tápanyagok mennyisége és a hőmérséklet (Frey et al, 2013). A MEMS elmélet szerint (Microbial Efficiency Matrix Stabilization theory) a bontásnak ellenálló szervesanyag-formák nagyobb eséllyel távoznak CO₂ formájában, mivel bontásukat alacsony CUE-vel jellemezhető mikroorganizmusok végzik. Ellentétes esetben, a könnyebben bontható bomlástermékek többnyire a mikrobiális biomassza részeként kerülnek felhasználásra, így nagyobb eséllyel stabilizálódhatnak az ásványi részekben kötve, miután az adott mikroorganizmus szervezete lebontásra kerül (Cotrufo et al, 2013). A CUE értékét módosítja az egyes mikroorganizmusok számára fontos tápanyagok hozzáférhetősége, így a saját természetes belső C:N arány fenntartása érdekében szénet bocsáthatnak ki (Manzoni et al, 2012). A hőmérséklet hatása nem egyértelmű a CUE értékére, egyes kutatások a mikrobiális metabolizmus gyorsulása kapcsán csökkenő CUE értéket mértek nagyobb hőmérséklet mellett (Frey et al, 2013; Tucker et al, 2013), egy másik kutatás eredménye nem mutatott összefüggést a növekvő talaj-metabolizmus és a CUE változása között (Hagerty et al, 2014). A hőmérséklet hatásával kapcsolatos eltérő eredmények a CUE mérésének módszertani különbözőségeiből eredeztethetőek.

A talajművelés hatásait vizsgálva kiderül, hogy a hagyományos, sokműveletes talajművelés esetén alacsonyabb CUE, továbbá enzimes bontási hatékonyság mérhető, mint a csökkentett menetszámú, talajkímélő művelés esetén (Sauvadet et al, 2018). A hagyományos művelés esetén a jelentősebb „priming” hatásnak köszönhetően az idősebb szervesszén-molekulák destabilizációja is nagyobb mértékű volt. A megváltozott mikrobiális közösség a magyarázat arra a jelenségre is, hogy ökológiai termesztés esetén 50%-kal magasabb CUE értéket és 56%-kal magasabb mikrobiális növekedést mértek, a hagyományos műveléshez viszonyítva (Kallenbach et al, 2015).

3.2.2.6. Szervesszén szaturáció a talajban

A talajok szervesanyagháztartásában számos stabilizációs és destabilizációs folyamat zajlik egyidőben. Ezen folyamatok kölcsönhatása alakítja ki azt a szervesszén-mérleget, amely végül megszabja a talaj széntárolási képességét. A talaj potenciális szénmegkötési képességének

számszerűsítése az elérhető pontos adatoknak köszönhetően jelentős fejlődésen ment keresztül (Ogle et al, 2003; Six et al, 2004; Vandenbygaart et al, 2004; West and Post, 2002). Ennek a dinamikának a pontos leírásában azonban szerepet játszott a felismerés, hogy a talaj stabilizációs képessége mennyiségileg limitált és az szilárd fázis kötőhelyei nem lineáris módon telítődnek. Az egyes stabilizációs mechanizmusok tehát eltérő telítettségi szint mellett eltérő mértékben és kötőerővel járulnak hozzá a szervesanyag-megkötéshez (Six et al, 2002a). A természetes, lágyszárú gyepes vegetáció az évesen termelődő holt biomassza nagy mennyiségének, illetve az antropogén eredetű bolygatás hiányának köszönhetően magasabb egyensúlyi szervesanyag-tartalommal fog rendelkezni – ugyanolyan adottságok mellett –, mint az intenzív talajművelés alatt álló szántó, ám még így sem éri el a szervesszén-szaturáció elméletileg maximális szintjét. A talaj adott szervesszén tartalma mindig az aktuális viszonyok közötti egyensúlyt tükrözi, amely jelentősen függ attól az elméleti szervesszén-tartalomtól, amelyet az adott talaj maximálisan képes stabilizálni. A talajok elméleti szaturációs szintjét a fizikai és kémiai tulajdonságaik által meghatározott kötési potenciáljuk határozza meg (fizikai fázis fajlagos felülete, pH, ásványi összetétel). Leromlott agronómiai állapotú területek esetében (alacsony tápanyag-ellátottság, kedvezőtlen klimatikus adottságok) eredményezheti az input-intenzív gazdálkodás a stabilizációs folyamatok hatékonyságának növekedését, így elérhető a természetes állapotnál magasabb szervesszén-egyensúly (Barrow, 1969; Russel, 1960). Azonban az ilyen módon fenntartott szervesanyag-háztartást gyenge stabilizáció és intenzív oxidáció jellemzi, ezért egy bizonyos mértéknél tovább nem növelhető a szervesanyag-tartalom, illetve nem fenntartható, így a többlet szervesanyag hozzáadásának megszűnésével a szervesanyag-tartalom gyorsan lecsökken egy alacsonyabb szintre.

A szilárd fázis kötőhelyei meghatározóak a talaj stabilizációs mechanizmusait tekintve, így jelentős a hatásuk a szaturációs kapacitás mértékében is. A durvább textúrájú, homokos talajok kisebb stabilizációs kapacitással rendelkeznek (Hassink et al, 1997; Six et al, 2002a), illetve a finomabb textúrájú talajokhoz képest magasabb széntartalommal rendelkezik a finomszemcsés frakciójuk (Plante et al, 2006). Ugyanazon szervesanyag-tartalom esetén tehát a durvább textúrájú talaj közelebb áll a szaturációhoz, így az elérhető kisebb stabilizációs felület okán a hozzáadott növényi eredetű szerves szén csekély, vagy semmilyen mértékben nem okozza a talaj szervesszén-tartalmának növekedését. Ugyanezen szerves növényi maradványt a szaturációs pontjától távolabb lévő talajhoz adva (finomabb textúrával rendelkező; alacsonyabb szervesanyag-tartalmú talaj) az abban található szén nagyobb része stabilizálódhat.

5. táblázat. Szakirodalmi példák hosszútávú változások becslésére a szervesszén-tartalomban (SOC%), a hagyományos művelésről no-tillre való átállás, továbbá a vetésváltási technológia szigorítása és bővítése nyomán.

Talajművelés intenzitásának csökkentése		Vetésváltási technológiák javítása		Földrajzi elhelyezkedés	Hivatkozás
Átlagos SOC [%] növekedés	Felmérés időtartama [év]	Átlagos SOC [%] növekedés	Felmérés időtartama [év]		
16 ± 16	10 ± 5	n. a.	n. a.	Egyesült Államok (Dél-kelet)	Franzluebbers, 2005
10	20*	10	20*	Globális (mérsékelt égöv)	Houghton et al, 1997
13 ± 3	20*	7 ± 2	20*	Egyesült Államok	Ogle et al, 2003
4,2 ± 2,4	6,7 ± 3	18,2 ± 11,6	18,4 ± 7,6	Európa	Smith et al, 1997, 1998
7,3 ± 2,6	11,4 ± 1,5	8,1 ± 5,6	20,7 ± 6,4	Nyugat-Kanada	Vanden Bygaart et al, 2003
15 ± 3	15 ± 3	6 ± 3	24 ± 5	Globális	West & Post, 2002

* Az IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change - Éghajlatváltozási Kormányközi Testület – ENSZ) ajánlása mentén 20 évre normalizált adatok (Houghton et al, 1997; Ogle et al, 2003).

Növekedő szervesanyag-tartalmat mértek gyepes vegetáció no-till művelésbe vételével (Ismail et al, 1997). West és Six (2007) kutatásában ennek mértékét – 21 év távlatában – $16 \pm 3\%$ szervesanyagnövekedésben állapították meg, míg a vetésváltás bővítésével 26 év után $6 \pm 3\%$ növekedést mértek (5. táblázat). Más tartamkísérletek eredményeként a növényi szervesszén-inputok és a talaj szervesanyag-tartalma között egyenes arányosságot mértek (Larson et al, 1972; Paustian et al, 1997), míg további kutatások során a természetes állapotok esetén belépő szervesszén mennyiség két-, illetve háromszorosánál sem mértek megnövekedett szervesanyag-tartalmat (Campbell et al, 1991; Paustian et al, 1997; Solberg et al, 1997).

A szénmegkötést két fő paraméter szerint lehet leírni. Az első a megkötés sebessége, amely az évenkénti szervesszén-tartalom növekedés mértékével egyenlő, a másik a megkötés időtartama, amely az új egyensúlyi állapot eléréséig eltelt idő. Az új egyensúlyi állapothoz közelítve, a szervesszén-stabilizáció, így a szénmegkötés sebessége lelassul, majd azt elérve megáll (Hassink & Whitmore, 1997). Hasonló módon elmondható, ahogy megközelíti az aktuális, környezeti feltételek által meghatározott szaturációs pont a talaj adottságaiból számított legmagasabb, elméleti szaturációs pontot, úgy egyrészt a növekedés (szénmegkötés) sebessége jelentősen lelassul, másrészt az egyensúly további növeléséhez szükséges szervesszén input-szint exponenciálisan nő (Stewart et al, 2008b), ami cáfolni látszik néhány korábbi eredményt (Larson et al, 1972, Paustian et al, 1997). A talaj elméleti szaturációs pontja, illetve az aktuális szervesanyag-tartalom közötti különbséget szaturációs deficitnek nevezzük (Stewart et al, 2007). Azon talajok, amelyek aktuális szervesanyag-tartalma távolabb áll a szaturációs ponttól – nagyobb az aktuális szaturációs deficit –, nagyobb százalékban képesek stabilizálni a bekevert növényi maradványokat. Továbbá a szervesszén stabilizálás hatékonysága az egyszeri bekevert szerves maradvány mennyiségének növelésével romlik (Meek et al, 1982). Krull et al (2003) eredményei arra mutatnak rá, hogy a növényi maradványokkal egyidejűleg történő Ca bekeverés növeli a szervesszén-stabilizáció mértékét, elősegítve a másodrendű kötések létrejöttét a szervesanyagok és az ásványi kötőhelyek között. A későbbi vizsgálatok eredményei alapján a stabilizációban betöltött szerepük nem egyértelmű, inkább a könnyen bontható maradványok (pl. glükóz) azonnali respirációs veszteségét csökkentik. Mind a megkötés sebessége, mint az időtartama éves átlagos értékek, amelyeket a talajadottságok, a környezeti feltételek, illetve a művelés módja határoznak meg (West & Six, 2007). A talaj szervesszén-megkötés szempontjából vett tényleges szaturációs pontját a szervesszén-átalakulás folyamatainak dinamikus egyensúlya alakítja ki. A szervesanyag-háztartásban (talajművelés, éves növényi maradványok minőségi/mennyiségi változása) történt változást követően a talaj szervesszén-tartalmában az új feltételeket tükröző új egyensúly kezd beállni. Az új egyensúlyi szervesszén-tartalom elérése során a szénmegkötés sebességét, így annak időtartamát a változás mértéke, a talajadottságok (fizikai és kémiai tulajdonságok) határozzák meg.

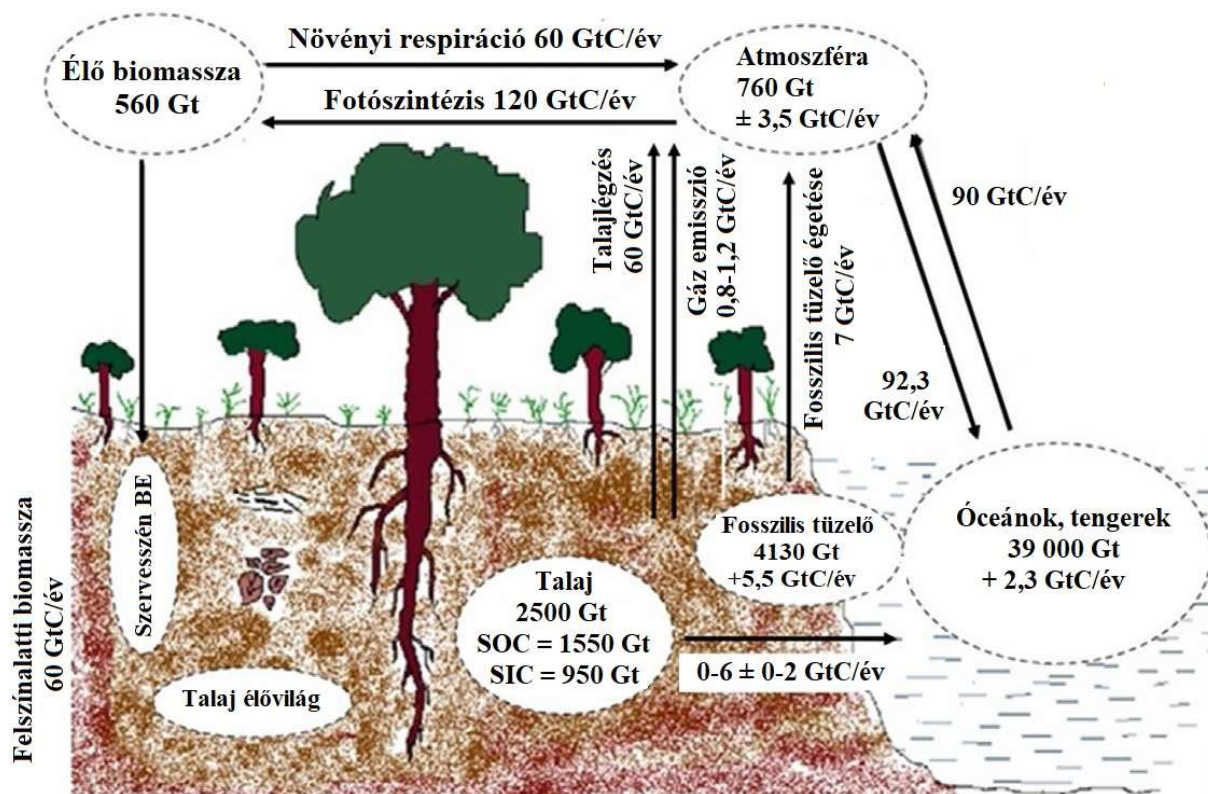
Olyan évenkénti szervestrágyázási tartamkísérletekben, ahol a természetes állapotokhoz képest jelentősen megemelt szervesanyag-mennyiséget juttattak ki, a talaj szervesanyag-tartalma nem nőtt egy bizonyos szint fölé, illetve növekedése telítődési görbe mentén történt (Bankó et al, 2007; Jiang et al, 2006; Edmeades, 2003; Feng et al, 2014; Liu et al, 2013; Sleutel et al, 2006). Az eredményekből látható, hogy az adott talaj fizikai és kémiai adottságaitól függően rendelkezik stabilizációs képességgel, ez a változatos mértékű védettségi mechanizmusok összessége, amelyek kapacitása véges, így külön-külön képesek telítődni (Stewart et al, 2007, 2008a). Azon korlátozott

menyiségű szervesanyagfrakciók, melyek igen erősen védettek, kedvezőtlen feltételek között (alacsony szerves-input, szénvesztő művelés) is nehezebben mobilizálódnak, mint a gyengébb mechanizmusok által stabilizált szénformák. Abban az esetben, ha a talajt érő abiotikus, vagy emberi hatások által ezen erősen védett szervesanyagok oxidációja megtörténik, a talaj szervesszén-egyensúlya már jelentősen negatív állapotban van, így a feltételek javulása esetén ezen frakció újbóli stabilizációja, pótlása gyorsan történik. Amennyiben a szervesanyag-mérleg pozitív egy talajban, az egyes stabilizációs mechanizmusok erősségük szerint kezdik feltölteni a talaj szervesszén-készletét a szaturáció irányába (Stewart et al, 2009). A dinamikus egyensúly okán azonban a gyengén védett szervesanyagfrakciók folyamatos oxidációja, cserélődése miatt folyamatos pótlás szükséges, a fenntartani kívánt szervesanyagszint szerint. Így bár a szervesszén-szaturáció pontja nem egy egzakt szervesanyagtartalom, az eredmények alapján elmondható, hogy a szervesanyagtartalom relatív magas állapota esetén a további szervesanyagtartalom-növelés csak jóval nagyobb szerves-input növekedéssel valósítható meg, mint relatív alacsony szervesanyag-tartalom esetén (a szaturációs ponttól távolabb) (Chung et al, 2008).

3.2.3. Szénmegkötés szerepe a művelt talajok esetén

A talajban tárolt szén a globális szén-körforgáson keresztül a szárazföldi élőhelyekre, valamint a vízi élőlények életterére is hatással vannak (Victoria et al, 2012). Meghatározzák a talaj ökoszisztéma szolgáltatások által az emberi jólét alapját képező táplálékláncot. A talajban lezajló kémiai és fizikai folyamatok középpontjában a talaj szervesanyaga áll, így a művelési gyakorlat (talajművelés, növényváltás, tápanyagutánpótlás) kialakítása során elsődleges szerepet kell, hogy élvezzen (Tirol et al, 2014).

Változások a művelésben okozhatják a talaj szervesszén-készletének gyarapodását (szerves-, zöldtrágyázás, növényi maradványok bedolgozása), más esetekben pedig a csökkenését (intenzív talajművelés, növényi maradványok elhordása) (West & Six, 2007). A folyamat egyensúlyát, így a talaj termőképességének alapját az antropogén hatáson kívül a talaj kémiai és fizikai tulajdonságai, illetve a klimatikus viszonyok határozzák meg. A művelés helyes megválasztása kiemelt jelentőséggel bír, mivel nagy hatással van a talaj szervesanyag-háztartásának irányára, a bejuttatott, illetve arról elhordott szervesszén mennyiségének meghatározásával. A művelt szántók talajában, *in situ* lezajló szerveskémiai folyamatok egzakt számszerűsítése, azok komplexitása okán – különösen a hétköznapi agronómiai gyakorlatban –, teljes pontossággal nem realizálható. Ezen folyamatok mérlegének eredményéről azonban statisztikai modellek segítségével készülnek becslések (4. ábra).



4. ábra. A globális szén ciklus meghatározó szénraktárai, illetve éves változásai. Forrás: Mehra et al, 2018).

A talajokban globálisan tárolt összes C mennyisége 2500 Gt (Lal, 2008), amely több, mint háromszorosa a légkörben tárolt szénmennyiségnek (Oelkers & Cole, 2008) és 4,4-szerese az élő biomassza tömegének (Lal, 2004). Egy mérsékelt égövi természetes vegetációval borított terület művelésbe vonásával jelentős, közel 60%-os szervesszén-tartalom csökkenés várható, amely érték trópusi talajok esetén meghaladja a 75%-ot (Lal, 2004). Az összes jelenleg művelt terület művelésbe vonásával számolva az összes becsült szénveszteség a talajokból 50-100 Gt (Lal, 2009).

A talajművelés szervesanyagra gyakorolt hatásáról számos vizsgálat készült, melyeknek eredményeit összesítve vizsgálható az egyes művelési módok komplex hatása (Liu et al, 2006; Rasmussen & Collins, 1991; Reicosky et al, 1995). A talaj szervesanyagának perzisztenciája elsősorban a stabilizációs és bontási folyamatok egyensúlyától függ. A stabilizációt meghatározó faktorok közül számos a műveléssel nem változtatható (ásványi összetétel, fizikai féleség, klimatikus viszonyok), azonban a növényi összetétel, illetve a talajművelés megválasztásával befolyással lehetünk arra (Kabiri et al, 2015; Stockmann et al, 2013). A talajművelés a bolygatás mértékének meghatározásával jelentős hatással van a talaj szerkezetére és szervesanyagtartalmára, melyek közvetve meghatározzák a talaj tápanyagszolgáltató képességét (Bauer & Black, 1994; Reeves, 1997), erózióval szembeni ellenállását (Lal, 2003; Sojka et al, 2007), művelhetőségét (Koehn et al, 2014; Sepherd et al, 2001) és vízszolgáltató képességét (Glab & Kulig, 2008; Salem

et al, 2015). A hagyományos, sokmenetes talajművelés hosszútávon jelentősen csökkenti a talaj szervesanyag-tartalmát, rontva ezzel annak agronómiai tulajdonságait (Al-Kaisi & Yin, 2005; Baker et al, 2007; Victoria et al, 2012). A talaj mikroorganizmusai a talaj szénkörforgásában betöltött meghatározó szerepük miatt a szervesszén-megkötésben is központi szerepet töltenek be (Zhang et al, 2018a), azonban a különböző szénmegkötést szolgáló agronómiai eljárások mikrofaunára kifejtett pontos hatásáról kevés ismeret áll rendelkezésre (Chenu et al, 2019).

A különböző talajművelési rendszerek közötti legnagyobb különbséget a bolygatás mélységében és mértékében mérhető. A bolygatás mértéke határozza meg azt, hogy milyen mértékű keverést valósít meg az adott művelés, így mekkora mértékben propagálja az ott található szervesanyag bontását, oxidációját (Baker et al, 2006). Ez alapján a bolygatás hatásának bemutatásához a legnagyobb, illetve legkisebb talajbolygatást okozó talajművelési rendszer, a konvencionális művelés és a no-till hatásainak rövid leírását céloztam a dolgozat keretein belül.

3.2.3.1. No-till

A talajművelés, ezzel pedig a bolygatás és keverés teljes elhagyása a természetközeli állapotokat célozza. Ahogy a természetes vegetáció esetén, a növényi maradványok talajba juttatása és keverése a no-till esetében is az állati tevékenység által valósul meg. A no-till ezáltal jelentős mértékben támaszkodik a talajfauna ökoszisztéma szolgáltatásaira, amely azonban csak az életfeltételeinek megfelelő, természeteshez hasonló körülmények fennállása esetén valósul meg. Így az ezen feltételek kialakulásáig eltelt idő alatt – az átállási időszakban – az addig antropogén hatás által fenntartott (pórusterek, talajszerkezet kialakítása, művelés okozta levegőtlenység és tömörödés megszüntetése) talajállapot leromlik. Ennek okán csak a természetes állapotot közelítő talajbiológia fenntartásához szükséges feltételek felépülését követően, illetve azzal párhuzamosan indul be a szükséges mértékű állati tevékenység (Dekemati et al, 2020). A talaj eredeti élőközössége olyan módon alakul át, hogy a felszínen képződött nagyobb mennyiségű biomassza talajba juttatása és felső talajszintbe keverése megtörténjen (Treonis et al, 2010). A talajfauna alkalmazkodását követően megkezdődik a növényi maradványok talajba keverése, a szervesanyag stabilizáció és a pórusterek kialakítása (magasabb MCUE – Cotrufo et al, 2013). Ennek a folyamatnak hatásaként javul a talaj nedvesség- és tápanyaggazdálkodása (Madari et al, 2005).

A talajművelés megszüntetését követő átállási időszak végére egyensúly áll be a talaj fizikai- és kémiai tulajdonságaiban a vetésváltás, a trágyázás, a klimatikus adottságok, valamint a művelés eredetű taposás mértékétől függően. Ez megemelkedett szervesanyag-tartalmat, csökkent eróziót, kisebb ÜHG (üvegházhatást okozó gázok) kibocsátást jelent a hagyományos műveléshez képest

(Mehra et al, 2018). A jelentős mértékű, felszínen felhalmozódó növényi maradvány talajborítása védi a talaj felső rétegét a gyors kipárolgástól, az erős hőingadozástól, valamint a csapadék és szél fizikai romboló hatásaitól (csepperózió, felszíndegradáció, eliszapolás, erózió, defláció) (Izaurre et al, 2007).

3.2.3.2. Hagyományos (sokmenetes) művelés

A no-till gyakorlatával szembenálló talajművelési rendszer a konvencionális, talajforgatáson alapuló művelés (Pierce & Fortin, 1996). A hagyományos talajművelés szervesanyag-gazdálkodás szempontjából legfontosabb hatásai a talajtömörítés, a fokozott bolygatás, illetve a forgatás. Az emelt menetszám hatására jelentősen nő a művelt talaj térfogattömege (Dekemati et al, 2020; Denis et al, 2021; Evans et al, 1996; Jabro et al, 2021; Osunbitan et al, 2005). A talaj pórustérfogatának csökkenésével, illetve annak megváltozásával (kevesebb makropórus) jelentősen romlanak a mikrobiológiai bontás feltételei, illetve fokozódnak a bolygatás által indukált hatások (priming hatás) (Kan et al, 2020; Mo et al, 2021; Sauvadet et al, 2018). A bontást végző mikrofauna megváltozásával csökken a mikrobiális szénfelhasználás hatékonysága (MCUE), ami a megnövekedett priming hatással a szervesanyagtartalom csökkenéséhez, illetve a friss növényi maradványok nagyobb mértékű kilégzéséhez vezet. A fokozott bolygatás által emelt mértékű lesz a talajaggregátumokat érő romboló hatás, aminek eredményeként a talajban található szervesanyagok destabilizációja és oxidációja történik. Ezáltal nő a talaj CO₂ légzése, ami hosszú távon szintén a szervesanyag-egyensúly negatív irányba történő elmozdulását eredményezi (Boeckx et al, 2011; Rutkowska et al, 2018; Shakoore et al, 2021). A szervesanyag megkötéséhez kedvezőbb fizikai és kémiai tulajdonságú talajok esetében lassabban, a kedvezőtlen adottságú területek esetén gyorsabban zajlik ez a folyamat. A szántásos művelés esetében egyedülálló hatás a rendszeres talajforgatás, amely számos negatív hatással rendelkezik a talaj szervesanyag-egyensúlyában. Az egyes talajmélységekben kialakult pórusterek, mikrobiális közösségek, tápanyageloszlás mind az adott mélységben rendelkezésre álló környezeti adottságoknak megfelelően jön létre (Eilers et al, 2012; Klasek et al, 2021; Kramer et al, 2013). A forgatással az adott szint talajanyaga megváltozott abiotikus feltételek (hőmérséklet, hőmérsékletingadozás, nedvességviszonyok, UV sugárzás) közé kerül. A megváltozott környezeti nyomás hatására a talajban található szervesanyagok egy része destabilizálódik és oxidálódik, illetve a mikrobiális közösség összetétele a megváltozott kompetíciós feltételek szerint újraalakul (Furtak & Gajda, 2018; Singh et al, 2011; Treonis et al, 2010). Az egyensúlyi állapot fennállásáig eltelő alkalmazkodási idő alatt a folyamathoz kapcsolódó relokalizációs folyamatok, kiszáradás-

visszanedvesedés, illetve priming hatás a meglévő szervesanyagkészlet egy részének oxidációját okozza.

3.2.3.3. Nemzetközi programok a szervesszén-megkötés segítésében

A művelt talajok heterogenitásának kisléptékben, nagy területen való modellezésében jelentőset fejlődött a hazai mezőgazdasági gyakorlat, megjelentek a távérzékeléssel támogatott, talajvizsgálatokra alapozott zonális térképezési stratégiák, főleg a kereskedelmi szféra szereplőinek propagálása nyomán. Mivel a felsőoktatási képzés jelenlegi rendszerében a cél a végzett szakemberek általános tudással, illetve a későbbi ismeretek elsajátítására alkalmas gondolatisággal felruházása, a tudományos eredmények gyorsuló megjelenésével lépést tartani, az alapján a képzéseket évről évre átalakítani és fejleszteni nehéz folyamat. A jövőben a gyorsuló változások miatt az egyetemi képzést követően a gyakorlati szakemberek számára a rendszeres információközlés és az új tudományos eredmények elérhetősége kiemelten fontos lesz. A felsőoktatás szerepe és felelőssége ebben a rendszerben tehát jelentősen kibővül, az egyetemi képzés mellett a tudományos eredmények feldolgozásának, szűrésének és közérthető módon javaslatokba öntésének feladata is rá hárul. A kutatási, felsőoktatási és állami szereplők összefogásán alapuló stratégiai programok a gazdák számára központi, egyértelmű, megbízható (piaci érdekektől mentes), könnyen elérhető és értelmezhető információs forrásként elengedhetetlenek. Ennek hiányában a talajműveléssel és tápanyagutánpótlással kapcsolatos új ismeretek és eredmények korlátozottan elérhetőek a gazdák számára, így a nemzetközi tudományos előremenetel és annak hazai gyakorlati alkalmazása közötti szakadék jelentőssé válik. Ennek a szakadéknak a kereskedelmi szféra szereplőivel való kitöltése miatt a gazdálkodók ezen harmadik fél gazdasági érdekeltsége eredményeként ismét csak kiszolgáltatottá válhatnak. Az ismereti deficit csökkentéséhez a tudástranszfer központosított megoldására lenne szükség (pl. Egyesült Államok, Anglia), amivel megvalósulhat a gyakorlati szakemberek és a tudományos intézmények szoros együttműködése. A kutatási és felsőoktatási szereplők, valamint a gazdálkodók megfelelő összekötésével, a gyakorlatból származó problémákra kereshetnénk olyan, a művelésben is ténylegesen alkalmazható válaszokat, amelyek mindig az aktuális kutatási eredményeket ültetik gyakorlatba.

HMGY

A magyarországi gazdákat érintő Helyes Mezőgazdasági Gyakorlat (4/2004 I/13. FVM rendelet) a területalapú támogatások folyosításához kötött, kötelezően betartandó rendelet ([http1](http://www.hvg.hu)). A hazai szabályozás kialakítása részben történik a hatályos EU rendelet (2021/2115/EU) kielégítésével, a

magyar felügyeleti szerv (Agrárminisztérium, korábbi Földművelésügyi Minisztérium) általi kidolgozásban és kiegészítésben. Ennek tartalmában megtalálható a talaj szervesanyag-tartalmának és a talajszerkezet védelme érdekében hozott intézkedések, továbbá az erózió és a művelés okozta károk minimalizálását célzó előírások.

További, az Európai Unió forrásából létrehozott program az Agrárkörnyezetgazdálkodási kifizetés (VP-AKG), amely keretein belül tematikus előírás-csomagokban való részvétel által juthatnak a gazdálkodók kiegészítő támogatásokhoz. Ezekben a csomagokban további, a talajtermékenység védelmét szolgáló intézkedések szerepelnek, mint a kötelező szerves trágyázás, baktériumtrágyázás, zöldtrágyanövények termesztése, ugaroltatás és periódikus mélyművelés.

EU – KAP/ European Green Deal

Az Európai Unió által létrehozott Közös Agrárpolitika célja, hogy a mezőgazdasági szereplők és az Európai Unió közötti együttműködési és támogatási rendszert keretbe foglalja. A KAP az uniós, termeléshez kötött jövedelem-támogatások szétosztásának feltételeit és rendjét foglalja magába (1307/2013/EU), piaci intézkedéseket az EU-s belső piac és a termelők védelme érdekében (1308/2013/EU), valamint a vidékfejlesztési stratégiát (1305/2013/EU). Költségvetése az EMGA (Európai Mezőgazdasági Garanciaalap) és az EMVA (Európai Mezőgazdasági Vidékfejlesztési Alap) között oszlik meg. A 2023. január 1-én kezdődött támogatási ciklusig az átmeneti 2020/2020/EU rendelet volt hatályban ([http2](#)).

A KAP előírásokhoz kötött kifizetéseit annak II. pillérje tartalmazza, mely az I. pillérrel ellentétben nem alanyi jogon, hanem egyes célprogramokban való részvétel esetén jár. A II. pillér intézkedéseit kell az egyes országoknak kötelező, vagy kiegészítő jelleggel beépíteniük a saját gazdálkodást szabályzó rendeleteikbe (HMGY, VP-AKG).

Az Európai Bizottság által nemrég elfogadott European Green Deal számos nagyhatású célkitűzést tesz a globális klímaváltozás megfékezésére, ezek között szerepelnek talajvédelmi törekvések is ([http3](#)). A European Green Deal irányelveit a KAP-on keresztül érvényesíti az Európai Unió az egyes tagországokban.

FAO

Az ENSZ Élelmezési és Mezőgazdasági szervezete számos nemzetközi, a talaj- és a talajtermékenység védelmét, illetve a szerves szén mezőgazdasággal történő megkötését propagáló projektet támogat világszerte, különböző szerveződési szinteken. Nemzetközi kezdeményezésük a GSOC-MRV protokoll, amely célul tűzte ki a mezőgazdasági termesztésbe vont területek szerves szén-tartalmának monitoringját, továbbá a program célját segítő gazdálkodási előírások

gyűjteménye is egyben (FAO, 2020). Mezőgazdasági cselekvési programja az EX-ACT, melynek célja az elmaradt országok mezőgazdasági gyakorlatának felzárkóztatása ([http4](#)).

ISTRO

Az ISTRO egy olyan kelet-európai kiindulású kezdeményezés, amely a talajkímélő és szervesszén-megőrző művelési módok kutatását segíti, illetve a publikált eredmények gazdálkodási gyakorlatba helyezését propagálja világszerte. A képzési programján túl rendszeres nemzetközi tudományos konferenciát hív össze a témában 1955 óta (Triennial conferences), illetve a Soil & Tillage Research IF folyóirat támogatója ([http5](#)).

4p1000

A 4p1000 ([http6](#)) az egyik legnagyobb nemzetközi kezdeményezés, amely kimondottan a talajokban tárolt szervesszén megőrzését és hosszú távú növelését tűzi ki célul maga elé. A 2015-ös ENSZ klímaváltozási konferencia alkalmával indították útjára, a program eredeti célja a talajok szervesszén-tartalmának évenkénti 4 %-os emelése globális szinten. Mára 3 fő célja a talajdegradáció megakadályozása, a globális élelmiszerbiztonsághoz való hozzájárulás, és a mezőgazdasági gyakorlat klímaváltozás kihívásaira való felkészítése, ill. általa hatásainak ellensúlyozása.

CIRCASA

A CIRCASA (Coordination of International Research Cooperation on soil Carbon Sequestration in Agriculture) egy európai bázisú világszintű összefogási program, amelyet Franciaországból koordinálnak ([http7](#)). Célja a mezőgazdaság általi szénmegkötés a talajokban, amit nemzetközi, intradiszciplináris kutatások összefogásával és irányításával segítenek. A program során hangsúlyt helyeznek az elért tudományos eredmények művelési gyakorlatba ültethetőségére is. Bár a program 2021 februárjában ért véget, a kialakított tudományos infrastruktúra tagjai továbbra is a program céljainak folytatásán dolgoznak.

CCI projektek

Az intézmény (Carbon Cycle Institute) hivatalosan 2013-ban indult Kaliforniában, a globális klímaváltozás megállítását, illetve folyamatainak visszafordítását tűzte ki célul a mezőgazdasági szervesszén-megkötés által ([http8](#)). Partnereik többsége az Egyesült Államok területén található (egyetemek és mintagazdaságok), ahogy a projektjeik is.

FCT

A Farm Carbon Toolkit egy alulról jövő kezdeményezés az Egyesült Királyságból (<http9>). Főleg a gazdálkodók számára tartanak továbbképzéseket, kutatási és felsőoktatási intézményekkel együttműködésben, illetve mintagazdaságokat tartanak fenn, a szervesszén-megkötés gyakorlatának elősegítésére.

3.3. Talaj szervesanyag vizsgálata

A talajok szervesanyagtartalom vizsgálatakor jelentős szerepe van a vizsgálatban szereplő talajminta előkészítésének. A minta előkészítési eljárások között vannak fizikai és kémiai módszerek is, melyek a mintákban található szervesanyag feltárását szolgálják. A különböző oldószeres mintaelőkészítéseknek köszönhetően a frakcionált szervesanyag egyes szerves csoportjai külön is vizsgálhatóak. A nagyhatású kémiai roncsolást mellőző fizikai mintaelőkészítés (aprítás, szitálás, homogenizálás, hevítés) a kemometriai és statisztikai modellek megjelenésével előtérbe került.

A spektroszkópiai mérésekhez végzett mintaelőkészítés során a különböző roncsolásos és kivonási eljárásoknak köszönhetően a vizsgált szervesanyag nagyobb koncentrációban, alacsonyabb torzító hatás mellett vizsgálható, így egyes talajalkotók referenciamérése során segít kiszűrni a nem kívánatos elnyelődési sávokat. A kémiai beavatkozással azonban a minta eredeti molekuláris szerkezete részben megváltozik, ami nem kívánatos hatása a minták feldolgozásának. A spektroszkópos vizsgálat során eredményül kapott elnyelődések információtartalma számottevő, azonban a kapott spektrum egyszerű statisztikai módszerekkel csak korlátozottan értelmezhető. Ennek hatásaként, valamint a spektroszkópiai mérések eredményeinek értelmezéséhez alkalmazni kezdték a többváltozós statisztikát, illetve a becslési folyamatok esetében a kemometriai modelleket. Ennek köszönhetően a referenciamérésekre, illetve mérési adatbázisokra alapozott becslési és detektálási modellek felállítása során a mérést torzító hatások kiszűrési hatékonysága nőtt. Ezáltal a kisebb roncsoló hatású mintaelőkészítést követően – ami által a talaj szerves formáit a legkisebb módosítás mellett vizsgálhatjuk – kapott összetett eredményekből kinyerhető információ is nagyobb mértékben közelíti a talaj természetes szerves viszonyait.

3.3. A talaj szervesanyagának vizsgálati módszerei

3.3.1. Hagyományos, közvetlen mérési módszerek

3.3.1.1. Nedves oxidációs eljárások

A hagyományos, mai napig használt szervesszén-tartalom mérések a szerves összetevők kémiai anyagokkal történő nedves oxidációján alapulnak. Ezen módszerek előnyei és mai napig tartó alkalmazásuk oka az alacsony műszerezettség-igényük, illetve elfogadható pontosságuk, a megfelelő korrekciós faktorról számolva.

Walkley & Black (1934) által publikált eredeti, majd később módosított (Walkley, 1947) módszer során a szerves összetevők oxidációja tömény kénsavas (98% H_2SO_4) dikálium-dikromát ($\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$) által történik, majd az oxidáció során fel nem használt, visszamaradó oxidálószer mennyiségét mérik vas-szulfátos ($\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) titrálással. A módszer hátránya, hogy az erős oxidálószerekből a reakció során egészségre ártalmas gázok szabadulnak fel, illetve jelentős mennyiségű veszélyes hulladék keletkezik. Az eredményül kapott szervesszén-tartalom eredményt korrekciós faktorról kell felszorozni, hogy megkapjuk a talaj szervesanyag-tartalmát. A korrekciós faktor értéke jelentősen változó (1,47-1,724) eltérő körülmények között fejlődött talajok esetén (Aleksandrova & Naidenova, 1976; Gelman et al, 2012; Lettens et al, 2007; Meersman et al, 2009; Mikhailova et al, 2007).

Másik nagyszámban alkalmazott nedves oxidációs mérés a Tyurin-eljárás (Tyurin, 1931). Ennek során a nedves oxidáció szintén dikálium-dikromát és kénsav elegyével történik, külső melegítés segítségével, 5 percen át 140 °C-os hő mellett. A módszerből számos változat került kialakításra, Kononova (1966) 150 °C-os, 20 perces melegítést ír elő, míg Ponomaryova & Plotnikova (1975) 120 °C-ot, 45 percig, Ag_2SO_4 katalizátor hozzáadásával, Aleksandrova & Naidenova (1976) forrásponton tartást ír, pontosan 5 percig; Seo et al (2004) 200 °C-on melegítést, 5 percig. A szervesanyag-tartalom a Walkley-Black teszthez hasonlóan korrekciós faktor segítségével kerül kiszámításra.

3.3.1.2. Gravimetriás izzítási veszteség

Az egyik legegyszerűbb elven alapuló gravimetriás szervesanyag-mérés az izzítási veszteség mérése (LOI – Loss-On-Ignition). A vizsgálatban az izzítás során oxidáló szervesszén CO_2 formájában távozik, a minta tömegének csökkenéséből kapható meg a minta eredeti szervesszén-tartalma. Számos hőmérséklet és izzítási idő került publikálásra az évek alatt, néhány példa:

- 850 °C – 30 percig, majd 375 °C 16 óráig (Ball, 1964),

- 550 °C – 60 percig, majd 1000 °C 60 percig (Bengtsson & Enell, 1986; Dean, 1974),
- 500 °C – 4 óráig (Keeger & Padeletti, 2010),
- 360 °C – 2 óráig (Nelson & Sommers, 1996b).

Slepetiene et al (2006) vizsgálatában Eutric Albeluvisolok szervesanyag-tartalom mérése során hasonlította össze az 5 alapvető szénmennyiség-mérési módszert: Walkley-Black, Tyurin fotometriás, illetve titrimetriás mérésével és LOI, a kontrollmérést pedig automata elemanalizátorral végezte. 92 minta összehasonlításában a Walkley-Black és a titrimetriás Tyurin eljárás közötti R^2 (determinációs együttható) $0,907 \pm 0,0044$, a Walkley-Black és a LOI között $0,880 \pm 0,05$ ($p < 0,001$). Az elemanalizátoros méréshez viszonyítva egyedül a LOI R^2 értéke volt 0,9 alatt a három hagyományos eljárás közül, legmagasabb érték a Walkley-Black és az elemanalizátoros eredmények között állt fenn, $R^2 = 0,966 \pm 0,027$.

3.3.1.3. Automata elemanalízis

A hagyományos, gravimetriás mérésen alapuló izzítási veszteség meghatározáson túl további száraz oxidációs eszköz az automatizált elemanalizátor is. A izzítással járó oxidáció módjában, időtartamában és intenzitásában, illetve a mérési és detektálási eljárásban különbözik a hagyományos eljárástól. Az automata elemanalizátorok legfőbb előnyei, hogy használatukkal gyors és pontos mérés végezhető, kevés minta (100-200 mg) felhasználásával, N és S egyidejű mérésével is, illetve kapcsolható tömegspektrométerrel, mint detektorral.

Az automata elemanalizátorok pontos kialakítása és mérési eljárása a mérési eszköz céljától függ, azonban jellemzően 4 fő egységből állhatnak, melyek között a szállítást általában He-gáz végzi:

1. Kemence (automata adagolóval)
2. Deszikkáns
3. Csapdák / Gázkromatográf (Gázelegy szeparációja)
4. Detektor

A fűtést O_2 adagolás mellett elektromos ellenállás-kemence, vagy indukciós kemence végzi. Előbbi esetén az elért hőmérséklet 900-1000 °C, utóbbi esetében akár 1300-1500 °C is lehet (Nelson & Sommers, 1996a), jellemzően az analizátorok többségénél 950 és 1200 közötti érték. A kiizzítás hatására az elért hőmérséklettől függően a minta kémiai kötése felbomlanak és a szerves összetevők oxidációja megtörténik. 1040 °C-os izzítás esetén a tiszta $CaCO_3$ -at tartalmazó

mintákban található karbonát mindössze 5%-a oxidálódik, míg 1300 °C-on ez már 98%-ban megtörténik (Chatterjee et al, 2009). A mintát tovább hevítve, 1350 °C felett minden szerves és szervetlen karbonát oxidációja megtörténik. A mintatégelyekre ónfóliát téve a tégelyben lévő hőmérséklet 1800 °C-ig mehet fel.

Az izzítást követően az oxidációs termékek szállítógáz által jutnak tovább (általában nagy tisztaságú He) a deszikkánszón át, eljutva a csapdáig, vagy gázkromatográfiáig. A deszikkáns célja az izzítás során felszabaduló vízmolekulák megkötése, amelyek jelentősen torzíthatják a detektálás eredményét. A különböző csapdák, illetve a gázkromatográfia igen változatos célúak lehetnek, a különböző mérés szempontjából kívánatos, vagy nem kívánatos elemek szétválasztása és kiszűrése a képződött gázelegyből. A szétválasztott gáz alkotóelemei így különböző időben érkeznek a detektorra, amiből szintén többféle létezik, a mérés céljától függően (Chatterjee et al, 2009):

- Hővezetőképesség-detektor: Két elektróda közötti elektromos áram változásait figyeli, a keresztülfolyó gáz, illetve a tiszta vivőgáz hatására (Thermal Conductivity Detector – szervetlen gázokban szénhidrogén molekulák vizsgálatára),
- Tömegspektrometria: Az elemek – eltérő tömeg/töltés arányuk miatt – szétválasztása elektromágneses térben, mely segítségével meghatározható azok molekulatömege, összegképlete és szerkezete.
- Infravörös abszorbanancia: A CO₂ gáz az infravörös spektrum egy jellegzetes hullámhosszán (2,6 és 4 mikron) mutat elnyelést. A detektor az áthaladó gáz által elnyelt infravörös energia csökkenését méri.
- Láng-ionizációs detektor: A detektorba lépéskor az összetevők ionizálódnak, ami által elektromos jel generálódik a láng mellett elhelyezett elektrópárban.

A detektorban generált elektromos jelet a detektorhoz tartozó szoftver alakítja érzékelési intenzitás értékekké, amelyből az analízátorhoz társított szoftver kalkulálja ki az adott elem koncentrációját a minta súlyának ismeretében.

3.3.2. Közvetett mérési módszerek

3.3.2.1. Humuszfrakcionálás és UV/VIS spektrofotometriás humuszvizsgálat

A talajban zajló szintetizáló folyamatok során létrejött, magas polimerizáltságú szervesanyagformák (humuszanyagok) eltérő oldhatóságán alapszik a frakcionációs humuszvizsgálat. A szakirodalomban megtalálható eltérő módszerek között eltérés a minták extrahálásában (oldószer, szűrés, centrifugálás, mintapihentetési idő) és a mérési hullámhossz tartományban van (6. táblázat).

6. táblázat. A szakirodalomban található, általánosan alkalmazott UV/VIS spektrofotometriás eljárások, illetve az azt leíró forrás megjelölése.

Eljárás elnevezés	Oldószer	Hullámhossz [nm]	Humuszminőség mutató	Kapcsolódó szakirodalom
Hargitai	1% NaF; 0,5% NaOH	400 - 750	NaF / NaOH elnyelődés	Hargitai & Buzás, 1988
Chin et al	DV	200 - 600	250/365	Chin et al, 1994
Módosított IHSS	0,1 M NaOH	200 - 1000	280 nm	Nyilas, 2009
		400 - 600	400/600 nm	Baranciková et al, 1997
WEOM	10 mM CaCl ₂	250 - 400	254 nm	Maddalena et al, 2003
Takács & Füleky	0,5M NaHCO ₃	200 - 1000	280 nm	Takács & Füleky, 2010
	0,1M NaHCO ₃	200 - 1000	465/665 nm	Takács & Füleky, 2010
Mafra	0,05M NaHCO ₃	200 - 1000	465/665 nm	Mafra et al, 2006

3.3.2.2. Mágneses magrezonancia spektroszkópia

A szervesanyag atommagjait állandó mágneses térbe helyezzük, majd ismert frekvenciájú, oszcilláló mágneses tér hatásának tesszük ki, így a gerjesztett atommagok spinjének megoszlását okozzuk ezzel a különböző energiaszinteken. A létrejött energiakülönbség (ΔE) függ a külső mágneses mezőtől (1), illetve az atommagot körülvevő mágneses tértől (2), mely az azt körülvevő kémiai és fizikai környezettől függően vesz fel más értéket. A különböző energiaértékek közötti

spinváltság detektálható rezonanciajelként érzékelhető, ez a FID (Free Induction Decay – Szabad indukciós bomlás), mely a gerjesztett atommagok egységnyi idő alatt kibocsátott összes sugárzása. A FID Fourier-transzformáció útján leolvasható frekvenciaspektrumot ad. Az egyes szerves talajalkotók jellegzetes elnyelést és kibocsátást mutatnak, amely által történik azok karakterizálása az NMR vizsgálatok során (Kögel-Knabner, 1997).

A szilárd fázisú NMR vizsgálatok, más néven CP/MAS vizsgálatok (Cross-polarization/Magic-Angle Spinning) gyakoribbak a talajvizsgálatok esetében, mivel a vizsgált talajban található szerves vegyületek így roncsolásos előkészítés nélkül is vizsgálhatóak (Golchin et al, 1996). A CP/MAS NMR segítségével vizsgálható a labilis (friss) szervesanyag, illetve az alapközetből és hamuból származó szerves és elemi szénformák megjelenése (Chen & Chiu, 2003; Golchin et al, 1994; Kavdir et al, 2005; Kögel-Knabner, 2000). Az új típusú NMR vizsgálatok között megjelent a CMP-NMR (Comprehensive MultiPhase NMR), ami segítségével a talaj szilárd fázisa nedvesség jelenléte mellett vizsgálható, annak természetes állapotát megfigyelve (Masoom et al, 2016). A CMP-NMR ötvözi a folyadék-alapú és a szilárd-fázisos NMR vizsgálati tulajdonságait azáltal, hogy a talajmintát „gél-szerű” állapotba hozza dimetil-szulfoxid hozzáadásával, így a talajban természetes körülmények között egyszerre jelen lévő többféle fizikai állapotú szerves vegyületeket egyidőben tudjuk vizsgálni. Alkalmazásával információ kapható a szervesanyagok és a talajoldat közötti határfelületek kémiai összetételéről, illetve a szervesanyag szerkezeti felépítéséről is.

3.3.3. Spektroszkópia

A diffúz reflektancia spektroszkópia, tudományának fejlődésével képessé vált a szervesanyag-vizsgálatok műszeres vizsgálatai közül a jelentős idő- és erőforrásigényű hagyományos laboratóriumi eljárások mellé valós alternatívát nyújtani (Knox et al, 2015; Ramesh et al, 2019; Viscarra Rossel et al, 2006; Waruru et al, 2015). A spektroszkópiai vizsgálatok gyorsan, nagy hatékonysággal elvégezhetők, a kapott eredmény pedig megbízható és jól alkalmazható a hagyományos módszerek kiegészítésére, vagy részben történő kiváltására (Du & Zhou, 2008; Ge et al, 2014; Gholizadeh et al, 2013).

A szervesanyagok vizsgálata során, laboratóriumi körülmények között alkalmazott spektroszkópia a vizsgált minta által kibocsátott/visszavert infravörös fényt vizsgálja. A két legtöbbet alkalmazott mérési hullámhossz-tartomány, mely elválasztja a spektroszkópokat felhasználási cél szempontjából is, a látható és közeli infravörös (VIS-NIR: 350-2500 nm), illetve a középhullámú infravörös fény (MIR: 2500-25000 nm) (Reeves, 2010). Az infravörös spektroszkópia a molekuláris rezgések által kibocsátott sugárzás érzékelésén alapszik. A talaj szervesanyagában

lévő C-H, N-H és O-H kötések által kibocsátott rezgést, a nehezebb atomokat tartalmazó C-O, C-N, N-O, C-C kötések, illetve az ásványokban található Al-O, Fe-O és Si-O csoportok rezgéseit érzékelik (Coates, 2009; Du & Zhou, 2009; Janik et al, 1998; Van der Marel & Beutelspacher, 1976). Az NIR tartomány a H tartalmú csoportok rezgéseit tartalmazza, az MIR a könnyű és nehéz elemcsoportok rezgéseit egyaránt. Az egyes anyagcsoportokhoz tartozó specifikus NIR (Ben-Dor & Banin, 1995; Dalal & Henry, 1986; Morra et al, 1991; Viscarra-Rossel & Behrens, 2010) és MIR (Nguyen et al, 1991; Van der Marel & Beutelspacher, 1976; Viscarra-Rossel & Behrens, 2010) spektrumok listáját az 7. táblázat tartalmazza.

7. táblázat. Az egyes szervesanyagokban megtalálható anyagcsoportokhoz tartozó specifikus MIR és Vis-NIR elnyelődési spektrumok.

	Talajalkotó csoport	Vegyület	Hullámszám [1/cm]
MIR	Kvarc	Kvarc	1100-1000
	Agyagásványok	Kaolinit	3690-3620
		Szmektit	3620-3630
		Illit	3400-3300
	Karbonátok		1430 és 2520
	Vas oxidok		600-700
	Vas oxihidrátok		3100, 900, 800
	Szervesanyagok	Hidroxil-csoport (-OH)	3400
		Alkilcsoport (-CH ₂ , -CH ₃)	2930-2850
		Fehérje amidok (OC-NH)	1670 és 1530
		Karboxilcsoport(C=O)	1720
		Water associated	1630
		Szabad karboxilát (-COO ⁻)	1600 és 1400
		Aromás vegyületek	1600-1570
Vis-NIR	Talajalkotó csoport	Vegyület	Hullámhossz [nm]
	H ₂ O		1400 és 1900
	Agyagásványok	Kaolinit	1400 és 2200
		Illit	2200, 2340, 2445
		Szmektit	2200
	Karbonátok		2335

	Vas oxidok		400, 450, 500, 650, 900
	Szervesanyagok		1100, 1600, 1700, 1800, 2000, 2200-2400

Publikálásra került számos ellentmondásos értékelés is az elnyelődési sávok értelmezésével kapcsolatosan. Számos kvarchoz köthető elnyelődési csúcsot publikáltak az MIR esetén az 2000 1/cm alatti tartományban, amit egyes források szervesanyag csúcsokként írtak le (Ibrahim et al, 2008; Pichevin et al, 2004). A nagyobb talajszemcsék egyenes lapjai által visszatükrözött sugárzás jelentős spektrumtorzulást okozhat, amely számos elnyelődési csúcs akár teljes eltűnéséhez is vezethet. Főleg a 2000 1/cm hullámszám alatti tartományt érinti ez a torzító hatás, a kvarc, a karbonátok és egyes agyagásványok pontatlan méréséhez vezethet (Griffiths & Fuller, 1982; Nguyen et al, 1991). A spektroszkópiai mérések során olyan összetett, nagy információtartalmú spektrális adat keletkezik, ami nem lineáris összefüggéseket alkot az egyes talajtulajdonságokkal (Peltre et al, 2014), így megfelelő feldolgozásához és értelmezéséhez további eljárások szükségesek. Az elnyelődési sávok összefüggéseinek feltárásához szükséges többváltozós statisztikai analízist, illetve kemometriai modelleket alkalmazni (Héberger, 2008). Megelőző spektrális felmérést követően – a kapott elnyelődési spektrumok értelmezésén túl –, a statisztikai kiválasztási modellek alkalmazhatók egy adott mintasokaság heterogenitását legnagyobb mértékben kifejező minták kiválasztására. Az így kiválasztott reprezentatív minták vizsgálatával nagy pontosságú becslés végezhető, ezáltal a szervesszén kvantitatív vizsgálatok költségei jelentősen csökkenthetők.

A látható és közeli infravörös fény detektálása technológiai szempontból egyszerűbb műszerezettséget igényel, illetve a talajnedvesség kisebb befolyásoló hatással van az eredményre, így terepi alkalmazása is elérhető. A VIS-NIR kutatása jelentős terület, széleskörű telepíthetősége, illetve a rövidebb hullámhossz torzító hatásoknak való ellenállása miatt az újabb, multispektrális érzékelőkkel szerelt műholdak is képesek ebben a tartományban mérni, változó felbontás biztosítása mellett:

- LANDSAT 8 – 30 m (Markham et al, 2018),
- LANDSAT 9 – 30 m (U.S. Geological Survey, 2019),
- SENTINEL 2 – 10m/20m (Hoersch, 2015),
- TERRA/ASTER – 15m (Shimoda & Kimura, 2018),
- Indiai program: IMS 1 – 36,87m; ResourceSAT 2S – 23,5 m (Jaiswal & Bhatawdekar, 2018),

- Kínai program: HY-1A/B – 250 m; HJ1-1B – 30 m; ZY-3-01 – 2,1 m, HY-2 – n.a. (Guo et al, 2018),
- IKONOS – 4 m (Gandhi & Sarkar, 2016),
- Francia program: SPOT4 – 20 m (Henry, 1999), SPOT5 – 10 m (Yang et al, 2011),
- RADARSAT 2 – 9 m (Dabboor et al, 2022),
- QuickBird – 2,4/2,8 m (Lu et al, 2011).

Az így készült felvételek nagy mennyiségű adatot szolgáltatnak a globális szintű becslések pontosságának növeléséhez (NDVI, felszíni talajszint széntartalma, növényborítottság etc.). A terepi és távérzékelési eszközökhöz viszonyítva az NIR régió laboratóriumi körülmények között jelentősen nagyobb mennyiségű információ rögzítésére alkalmas, így különböző szerves összetevők referenciamérésen alapuló mennyiségi meghatározására is. Az NIR spektrum esetében számottevő mértékű az átfedés (multikollinearitás) az egyes alkotók elnyelésében (Chatterjee et al, 2009; Reeves, 2000), így aztán az abszorpciós csúcsok önmagukban nem köthetőek közvetlenül egyes talajalkotókhoz (Russel, 2003). Ennek okán az NIR technológia alkalmazása során több és rendszeresebb referenciamérésre van szükség a pontos becsléshez (Deville & Flinn, 2000; Cozzolina & Morón, 2006). Az NIR spektrum használatakor a heterogén szemcseméret-eloszlás jelentősen ronthatja a becslés pontosságát (Madari et al, 2005).

Az MIR szélesebb spektrumon, megfelelő mérési körülmények között kevesebb zavaró interferenciával (kisebb multikollinearitás mellett) méri az említett anyagcsoportok elnyelési sávjait. A közép infravörös tartományba tartozó sugárzás azonban érzékenyebb a különböző torzító hatásokra, így jellemzően *ex situ* vizsgálatokra alkalmas. Az MIR hullámszám-régióban kapott adatok alkalmasak számos organikus és inorganikus talajalkotó mennyiségi érzékelésére és becslésére (Ateku, 2014; Rumpel et al, 2001), illetve egyes szénalapú anyagcsoportok és kötések jelenlétét kimutatására, azok elnyelési sajátosságai alapján (Bellon-Maurel & Mcbratney, 2011; Soriano-Disly et al, 2017).

A spektroszkópiában alkalmazott eljárások széleskörűek és nem standardizáltak. A spektrális felvételezés során nagy hatású tényezők (Nduwamungu et al, 2009):

- Mintaelőkészítés,
- Spektrális adat felvétele,
- Spektrum előfeldolgozása,
- Kalibrációs minták kiválasztása,

- Kalibráció (regressziós modell felépítése).

A felsorolt pontokon belül a spektrális mérés további nem kívánatos, talajkülönbségek által okozott eltérések felvételét okozhatja. Kiemelkedő hatású a textúra és az alapkőzet ásványi összetétele (Nduwamungu et al, 2009; Stenberg et al, 2010). Változások a vizsgált minta nedvességtartalmában, vagy feldolgozást követő szemcseméretében szintjén befolyásolják a kapott spektrális görbét (Chang et al, 2001; Malley et al, 2002), illetve az abból készült becslést (Barthés et al, 2008). Azon mérések esetében, amelyek célja nagyon kis mértékű különbségek kimutatása a talajminták között, a mérőműszerben található detektor és más alkatrészek elektronikus zaja is zavaró hatásként jelentkezhet.

3.3.3.1. Mintaelőkészítés

A keletkező spektrum minősége szempontjából a spektroszkópai vizsgálatot megelőzően meghatározó a vizsgált minták megfelelő, fizikai úton történő homogenizálása. Az eredményül kapott felvett spektrumok szén-, vagy egyéb talajparaméter becsléshez való felhasználása során a referenciának használt műszeres mérések pontossága is kiemelten fontos.

A mintaelőkészítés kiemelt fontosságú az MIR vizsgálatok esetében, ahol a besugárzás átmérője mindössze 2-3 mm, ami a Vis-NIR esetében 5 cm (Viscarra-Rossel et al, 2008). A keskeny sugárnyaláb miatt a talajszemcsék közötti tér, illetve a talajszemcsék heterogenitása miatt a legkisebb szóródást tartalmazó spektrum a minta <100 µm-re való őrlése esetén kapható (Stumpe et al, 2011). Ugyanakkor a talajminta kis szemcseméretre összetörése mérsékli az abszorbanciacsúcsok megjelenését. A talajmintában található felületi nedvesség visszaverő réteggé funkcionálhat főleg a MIR, de bizonyos mértékben a NIR spektrum esetében is. Ennek okán nedves talajminták nem vizsgálhatóak vele a pontosság megtartása mellett, a nagy agyagtartalmú minták esetén a minták kíméletes szárítása (40 °C) ajánlott (Stumpe et al, 2011; Tekin et al, 2012). Más esetben előfordulhat, hogy nagyobb kvarckristályok/homokszemek agyaggal, vagy vas oxidokkal vannak bevonva (Bishop et al, 2002), ennek hatása szintén a minták egységes méretre történő őrlésével küszöbölhető ki. A talajminták szemcseméretének homogenitása jelentős hatással van a kapott spektrum összehasonlíthatóságára, így fontos a kiválasztott mintaelőkészítési protokoll pontos betartása (Nduwamungu et al, 2009; Stenberg et al, 2010).

Az spektroszkópia kvantitatív felhasználása során többváltozós statisztikai analízissel állítunk fel becslési modelleket, mely a becsülni kívánt talajparamétereket kapcsolja össze különböző elnyelési csúcsokkal, vagy az elnyelődési sávok relatív viszonyaival. Az eljárások fejlődésével

számos talajtulajdonság becsülhető nagy magabiztossággal, mint az agyagtartalom, szervesszén- és szervesanyag-tartalom és nedvességtartalom. Referencia-adatbázis, vagy saját referenciamérés (ismert, illetve magas koncentrációjú minta) alapján mutatható ki egy adott mintában a vizsgált anyag koncentrációja, illetve több minta összehasonlítása során pedig a vizsgált anyag megjelenésének relatív mértéke. A referenciaméréshez felhasználni kívánt minták kijelölése meghatározó a teljes analízis költséghatékonyasága és becslési pontossága szempontjából. Számos mintakijelölési módszer létezik, melyeknek célja a teljes mintasokaság azon mintáinak kijelölése, amelyek a sokaság teljes változékonyságát legnagyobb mértékben reprezentálják. A kutatási gyakorlatban általánosan kalibrációra használt minták aránya a teljes mintasokaság 25%-a (Varmuza & Filmoser, 2009).

A kvalitatív célú spektroszkópia két megközelítést alkalmazhat. A talaj szervesanyagában bizonyos kötések felbomlanak, vagy torzulnak specifikus frekvenciájú infravörös sugárzás hatására, így egyes szénalapú összetevők infravörös elnyelődési sávokhoz kapcsolhatóak (7. táblázat). A szignalizációhoz (1), tehát egy adott szervesanyagforma észleléséhez az egyes specifikus spektrumszakaszok elnyelődését vizsgáljuk, illetve minták közötti összehasonlítás végezhető. Fontos megjegyezni, hogy az ilyen jellegű vizsgálat nehezen megfeleltethető más mérésekkel, illetve eredménye erősen talajtípus-függő. Más esetben a kvantitatív vizsgálathoz (2) összehasonlító modellek alkalmazhatóak úgy, hogy egyes meghatározott elnyelődési sávokra korlátozzuk a teljesítményüket, vagy a minták referenciaméréshez való hasonlóságát/eltérését vizsgáljuk, ennek az összehasonlításnak az eredménye azonban abszolút skálán feltételesen számszerűsíthető.

Krischenko et al (1992) korábbi publikációja szerint NIR, vagy MIR spektrális adatbázis felállítását követően, annak használhatósága érdekében standardizált talajspecifikus kalibrációs eljárásokat szükséges kialakítani talajtípus, textúra, geológiai adottságok és talajhasználat alapján. Tekintve, hogy most már tudjuk, hogy ugyanazon gyártótól származó, elméletileg azonos mérési eszközök mérései között is vannak különbségek, látható, hogy Shepherd & Walsh (2002) és Viscarra Rossel (2009) által elindított kezdeményezés a globális spektrális referencia-adatbázis felvételére számos nehézségbe ütközik.

3.3.3.2. Spektrumfeldolgozás

A spektroszkópiában az egyik kulcsfontosságú kérdés a generált spektrum minősége, mivel a nem megfelelően felvett, gyenge minőségű spektrum nagyobb becslési hibához és hibás következtetésekhez vezethet (Couteaux et al, 2003). A vizsgálat során felvett nyers spektrum

előfeldolgozása jelentősen növeli az azokból készült becslés hatékonyságát (Van Waes et al, 2005; Brunet et al, 2007), különösen eltérő fizikai tulajdonságú (szemcseméret-eloszlás) minták esetén. A spektrális kép előkészítése során a technológiai zajok is kiszűrhetők, amelyek véletlenszerű változókként befolyásolhatják a becslési modellek hatékonyságát. Az alapvető spektrum előfeldolgozási függvények (standardizálás, átlagolás, simítás, transzformálás, deriválás, normalizálás, stb.) mellett olyan matematikai függvények is rendelkezésre állnak, amelyek alkalmazása kimondottan specifikus zajok és interferenciák megszüntetésére szolgál. Mivel a spektrális függvények módosításával fennáll az abban található információ egy részének elvesztésének –, vagy a spektrális zaj felerősítésének – veszélye, így a megfelelő spektrális feldolgozási eljárások kiválasztása és alkalmazása átfogó ismereteket igényel. További spektrális előfeldolgozási függvények:

- Standard normál változó (SNV – Standard Normal Variate): Az egyik legáltalánosabban használt normalizációs eljárás. Az eltérő szemcseméret okozta szóródás jelensége, illetve a multi-kollinaritás (eltérő anyagcsoportok spektrális elnyelődésének egybeesése) hatását csökkenti (Barnes et al, 1989),
- De-Trending (DT): A változó alapérték (nullpont-vándorlás), illetve a görbék lefutási variabilitásának („curvilinearity”) kiszűrésére alkalmas függvény (Vohland et al, 2009). A DT, illetve az SNV függvények együttes alkalmazásával az eltérő szemcseméret megoszlású mintákból származó eredmények összehasonlíthatósága jelentősen javul (Wang et al, 2011),
- Deriválás: A változó alapérték esetén a változó konstans megszüntetésére, illetve az átfedő elnyelési csúcsok felbontásának javítására alkalmazható (Naes et al, 2002),
- Simítás és/vagy deriválás: A simítás, valamint az azt követő első, vagy másodfokú deriválás a farkasfog-hatás megszüntetésére alkalmas. Gyakori alkalmazása Savitzky-Golay algoritmussal történik, mely legkisebb négyzetek módszerével az egymást követő adatpontokat kisebb csoportokba rendezve egy alacsony hatványú polinomiális függvényre illeszti azokat (Naes et al, 2002),
- Continuum removal: Olyan normalizációs eljárás, amely lehetővé teszi egyes kimondott elnyelődési szakaszok összehasonlítását, közös alapvonalról (Clark & Roush, 1984; Viscarra-Rossel & Behrens, 2010). Segítségével kijelölhetünk specifikus elnyelődési sávokat, amelyek összehasonlíthatósága jelentősen nő a minták nagyfokú heterogenitása (eltérő vizsgálatokban/körülmények között mért spektrum esetén) mellett is (Gomez et al, 2008; Van der Meer, 2000).

3.3.3.3. Kalibráció

A kalibrációs eljárásokkal végezhető el a felvett, majd feldolgozott spektrális adatok tényleges talajtulajdonsághoz, vagy anyagcsoporthoz való kapcsolása. A kalibrációs minták kiválasztása során fontos, hogy azok megfelelően reprezentálják az adatsokaság varianciáját. Számos olyan mintakijelölési algoritmus áll rendelkezésre, mely a spektrális adatok varianciája alapján kijelöli azokat a mintákat, amelyek a legjobban kifejezik a mintasokaság spektrális heterogenitását. Ezek a minták adják a később felépített regressziós modell referenciaadatait. Néhány, a szakirodalomban rendszeresen alkalmazott mintakiválasztási eljárás (Ramirez-Lopez et al, 2014; Ng et al, 2018):

- LHS (Latin Hypercube Sampling): Normalizált latin négyzetet készít a bevitt adatokból, majd ebből jelöl ki úgy mintákat, hogy azok a legjobban fejezzék ki a többváltozós rendszer belső eloszlását,
- KMS (K-Means Sampling): Azonos tulajdonságaik alapján kialakított csoportokból választ ki véletlenszerű módon mintákat,
- KSS (Kennard-Stone Sampling): A spektrális variancia alapján az egymástól legnagyobb távolságra elhelyezkedő mintákat választja ki.

A minták kiválasztását követően a kalibrációs eljárás kiválasztásával határozzuk meg a felállított regressziós modell robusztusságát (azon képességét, hogy a kalibrációs minták megváltozása nem okozza a modell teljesítményének jelentős romlását) (Geladi & Kowalski, 1986). A modell teljesítménye jelenti a becslési pontosságát, illetve azon képességét, hogy többféle tulajdonság becslésére alkalmas (Chen et al, 2012; Aichi et al, 2009). Egyes talajtulajdonságok mennyiségének becslése, vagy anyagcsoportok kimutatása során elsősorban a szakirodalomban található felhasználási célok és az abból származó eredmények alapján lehet kalibrációs eljárást választani, azonban a talajok változékonysága miatt azok vizsgálata során érdemes többféle modellt is felállítani és tesztelni:

- SMLR (Stepwise Multiple Linear Regression): Mért spektrális értékekből olyan módon kiválasztott hullámszámok lineáris kombinációja, hogy az azokból kalkulált regressziós koefficiens legnagyobb mértékben korreláljon a mérni kívánt talajtulajdonsággal. Az együttható kiszámítása során a modell az egyes mérésekre vonatkozó becslési hiba csökkentését végzi, legkisebb négyzetek módszerével (Schwartz et al, 2011),
- PCR (Principal Component Regression – Főtényező komponens regresszió): A mért spektrális adatmátrixon először főkomponens analízist végzünk, majd az így kapott

főkomponensek közül kiválasztva az elsőket (amelyek a mintákból származó spektrális görbék varianciáját legjobban kifejezik), azokat MLR eljárásnak vetjük alá. Az eljárás előnye, hogy a keletkező főkomponensek egymástól függetlenek, illetve az analízis kiszűri a spektrális zajokat. Az eljárás kockázata, hogy kiválasztott főkomponensek nem feltétlenül reprezentálják a kívánt talajtulajdonsághoz tartozó varianciát abban az esetben, ha a főkomponens analízis más változót választ ki a spektrális variancia kifejezésére.

- PLSR (Partial Least Squares Regression): Alkalmazása rendszeres a kemometriában, főleg a kvantitatív mérések spektrális analízisében (Duckworth, 1998; Reeves, 2010; Viscarra-Rossel et al, 2006). Amennyiben a spektrális adatban található változók meghaladják a minták számát, továbbá az említett változók között jelentős a multikollinearitás, a PLSR által felállított prediktív modell hatékonysága kiemelkedő a többi eljáráshoz viszonyítva. A PCR-hoz képest a PLSR olyan ortogonális tényezőket választ ki, amelyek növelik a függő (laboradat) és független (spektrális adat) változók közötti kovarianciát. Ezáltal néhány PLSR változó által egyaránt kifejezhető a spektrális adatokban, illetve a laboradatokban található variancia (Viscarra Rossel, 2006).
- ANN (Artificial Neural Network – Mesterséges neurális hálózat): Olyan tanuló/öntanító algoritmus használata, melynek bemenő adatokat (spektrum), illetve az azokból következő eredményeket adják meg. A bemenő és kimenő adatok közötti összefüggésnek megfelelően módosítja a kapcsolatfüggvényt, főként lineáris és nem-lineáris átviteli függvények segítségével (pl. szigmoid függvény). Az egyes tanulási/öntanítási események során a kapcsolatfüggvény alapján számolt eredményt hasonlítja össze a mért eredményekkel, majd módosítja a függvényt a pontosabb eredményért (Schwartz et al, 2011). Viscarra Rossel & Behrend (2010) kísérletében 1100 talajminta különböző tulajdonságait határozták meg, aminek az eredményeként az ANN pontosabb validációnak bizonyult a PLSR-nél. Jellemző a túlkalibráció (over-fitting), amely esetén a modell annyira illeszkedik a spektrális adatokhoz, illetve még az abban található zajokhoz is, hogy többé nem képes kifejezni a mintasokaságban fellelhető nagyobb léptékű trendeket. A módszer hátránya, hogy a beviteli adat és a becsült érték között felállított összefüggés jellemzően nem ismert.

A számítási intelligencia alapú regressziós technikák:

- SVMR (Support Vector Machine Regression): Egy kontrollált, nem parametrikus statisztikai tanulási technika, amely ötvözi a minták alapján történő kalibráció, illetve a rejtett trendek tanulás útján való felfedésének előnyeit. Képes nagyméretű bevitt adattal,

illetve zajos mintázatokkal is hatékonyan dolgozni. Egyik változata az LS-SVM, amely a hagyományos SVM-vel szemben lineáris egyenletrendszer megoldására vezet, így számítási igénye is alacsonyabb. Ahogy az ANN, az LS-SVM szintén alkalmas a mintázatok felismerésére, így hasonlóan pontos (Chen et al, 2012). Az eljárás széleskörűen alkalmazott, köszönhetően a jó általánosító képességének (Generalization ability), a regresszió robosztusságának, illetve a szórványos adatokkal történő eredményes működésének (Rao & Gopalakrishna, 2009; Stevens et al, 2010).

A NIR és MIR spektroszkópia területén a PLSR, illetve a PCR a leggyakrabban használt regressziós modellek (Bornemann et al, 2008; Kuang & Golay, 2012; Nocita et al, 2013; Vasques et al, 2008; Viscarra Rossel et al, 2006). Mouazen et al (2010) az ANN, a PCR és a PLSR teljesítményét vizsgálta talajtulajdonságok meghatározására, melynek eredményeként az PLSR-ANN kombinált modellje vezetett a legpontosabb becsléshez. Stevens et al (2010) vizsgálatában az SVMR jobb becslést produkált a PLSR-hez képest globális léptékben, azonban a PLSR jobb teljesítményt nyújtott régiós szintű vizsgálatban.

3.3.3.4. Validáció

A validáció egy minőségellenőrzési eljárás a regressziós modellek becslési teljesítményének vizsgálatához. Az adott becslési modell tesztje során olyan független mintasort (1) vizsgálunk vele, ami a kalibrációban nem szerepelt, illetve tesztelhetjük keresztvalidációval is. A keresztvalidáció (2) egy speciális eszköze a modell tesztelésének, mely során ismételt körökben mindig eltérő mintákat, vagy mintacsoportokat hagyunk ki a regressziós modell kalibrációs mintái közül, validációs célra. A 'leave-one-out' keresztvalidáció kisebb mintacsoportok esetén igazán eredményes, mivel ekkor a validációs minták hasonló tulajdonságúak, mint a kalibrációs minták, ezáltal nem tekinthetőek teljesen független mintáknak (Bellon-Maurel & Mcbratney, 2011). Általánosan elmondható, hogy a keresztvalidáció túlzóan optimista eredményt ad a modell sikerességének tesztelése során (Soriano-Disly et al, 2017). A teljes vizsgált mintakészlet megosztása a validáció és kalibráció között kiemelt fontosságú (Nduwamungu et al, 2009). Amennyiben a kalibrációs mintacsoport túl kicsi, az egyes kiugró minták jelentősen ronthatják a becslési pontosságot. Azon tanulmányoknál, melyek független mintákat alkalmaztak a keresztvalidáció helyett, a keresztvalidáció által adott eredmény mindig magasabb pontosságot adott (Brunet et al, 2007; Goetz et al, 2009; Butkutė & Slepčienė, 2006). A validáció eredményeként létrejövő értékek az R^2 (determinációs koefficiens), a SEP (Standard Error of Prediction – Standard becslési hiba), illetve az RMSE (Root Mean Square Error – Átlagos

négyzetes gyökeltérés). Az R^2 megadja a becült és a mért értékek közötti hasonlóságot, a nagyobb R^2 érték a modell nagyobb pontosságát jelzi. A SEP kifejezi az egyes mintapontok átlagos távolságát a regressziós egyenestől, így utalhat a túlkalibráltság fennállására is (Goetz et al, 2009).

3.4. Talajtérmképezés

A talajfunkciók célszerű használatához és hosszútávú védelméhez elengedhetetlen a talajtulajdonságok térbeli eloszlásának pontos ismerete. Az első földrajzi leíró térkép megjelenése i.e. 2500-ra tehető (Millard, 1987), ám az első talajtérkép i.e. 4000-ben készült, Kínában (Gong et al, 2003). A térkép információval szolgált az akkori adórendszer díjszabásához, a figyelembe vett tulajdonságok a talaj színe, textúrája, nedvességtartó képessége és termékenysége volt. Az aztékok a korabeli birtokviszony-nyilvántartásban külön írásjeleket különítettek el, amelyek az adott földterület termékenységét illetően adtak információt (Williams et al, 2008). Létrehoztak továbbá egy, részben a talajtulajdonságokra (termékenység, textúra, talajgenetika) alapozott talajosztályozási rendszert, 45 talajtípussal (Williams, 1976).

Az első modernkori „talajtérképet” (valójában szedimentációs rétegeket leíró térkép volt, alkotója hivatkozott csak rá „Talajrétegek leírása”-ként) 1815-ben publikálta William Smith (Hartemink et al, 2013). A 19. század elején a tematikus tudományos térképek jelentős fejlődésen mentek keresztül, miután elkezdtek felismerni a természetes jelenségek elrendeződése mögött húzódó szabályszerűségeket. Az első, teljes bolygót leíró geológiai térképet Ami Boué készítette 1843-ban (Schweizer & Seidl, 2011). A 19. század közepén munkálkodott Senft, Fallou és Orth, akik talaj- és agrogeológiai térképeket készítettek, a talaj textúrája és szervesanyag-tartalma alapján (Asio, 2005).

1899-ben Dokuchaev publikálta azt a talajzónák szerinti térképet, mely eredetileg a teljes bolygót tartalmazta volna, azonban a rendelkezésre álló információ elégtelensége miatt végül csak az északi féltekét írta le (Hartemink et al, 2013). Munkáját tanítványa, Glinka folytatta, eredményeként elkészült az első, 1:80 millió arányú globális talajtérkép, 1908-ban, mely 18 talajtípust különböztetett meg (Glinka, 1908). Ennek a térképnek a korrigált verzióját 1927-ben Glinka bemutatta a talajtan első világkongresszusán, Washingtonban, akkor 1:30 millióhoz arányban (Deemer et al, 1927). A 20. század során számos, Glinkáéhoz hasonló felbontású globális talajtérkép készült, azonban kiemelkedőnek számít az 1974-ben, Kovda és társai által publikált, 1:10 millió arányú térkép (Kovda et al, 1974).

1961-ben a FAO kezdeményezte egy átfogó, globális talajtérkép készítését, melyhez elsőként az addig létrejött több, mint 10 000 talajtérkép és egyéb leíró dokumentum feldolgozását és egységesítését végezték el. A hiányzó információk pótlásához a szervezet 1961 és 1972 között számos országban végzett talajtérképezést. Komoly vitákat szült a különböző talajosztályozási és talajértékelési rendszerek közös nevezőre emelése is. 1978-ban végül publikálásra került a több, mint 5000 térképezési egységet tartalmazó, 1:5 millió arányú térképgyűjtemény, melyben 106 talajosztályozási alapegység szerint kerültek megosztásra a talajok (Dudal & Batisse, 1978). A térkép 1984-ben digitalizálásra került, majd 2003-ban elkészült a WRB (World Reference Base for Soil Resources – Világ Talaj Referenciabázis) talajosztályozási rendszere szerint csoportosított, felújított változat (FAO, [http10](http://10), 2003).

A GlobalSoilMap kezdeményezés 2006-ban keletkezett, a második digitális talajtérképezés konferencián, Rio de Janeioban, majd 2009-ben indult útjának. Cél volt a talajtérképek közel fél évszázados alapjainak frissítése, illetve az új talajtérképezési eljárások által szolgáltatott jelentős mennyiségű információ egységesítése. Eredményül egy talajtulajdonságokat bemutató, arányú, globális digitális térkép jöhet létre, melynek fejlesztése folyamatos (Arrouays et al, 2018).

A globális talajtérképezés jövőjét tekintve két fontos csoportba lehet sorolni a különböző tényezőket. Elsőként a világ számos országából származó kutatóintézetek és hatóságok által alkalmazott, jelentős diverzitást mutató módszerek és talajfelvételezési megközelítések integrálása (1). Bár jelentős mennyiségű adat áll rendelkezésre, különösen a távérzékelési és digitális felvételezési módszertan fejlődésével, az így elérhető információ hatalmas szórást mutat. Számos kompatibilitási gondot vet fel a második világháborútól napjainkig gyűjtött talajadat összegzése, szűrése és összeegyeztetése, amin belül külön problémát jelent az ezredforduló előtti adatok megbízhatóságának kérdése is. Sok országban jelenleg sem stratégiai cél az elérhető talajinformáció bővítése, frissítése (Hartemink, 2013), ami tovább nehezíti a globális előrehaladást. Nagyon komoly forrásszükségletű az a folyamat, amely a világszerte működő talajinformációs rendszereket összefoghatja.

Másodsorban, a digitális talajtérképezés és pedometria együttes fejlődésével valósággá válhat olyan nagy információsűrűségű, pontos digitális talajtérképek létrejötte, amik bár kiindulási pontként hagyományos talajvizsgálatok eredményeit használják fel, a kellően összetett becslési modellek létrejöttét követően alapvetően távérzékelési adatokra hagyatkoznak, kiegészítő, validációs jellegű mintavételekkel (2). Idővel létrejöhetnek olyan digitális térképek, amelyek az adott földrajzi pontra vonatkozóan rendelkeznek minden fontos talajtulajdonsággal, így a talajosztályozási folyamat egy algoritmus felállításával elvégezhető, ezáltal cél szerint változtatható (Golden et al, 2010).

3.4.1. Digitális talajtérképezés

Minden szervesanyagterkép alapja továbbra is az adott területre vonatkozóan reprezentatív pontról származó és megfelelő analitikai módszerrel vizsgált talajminta. Ez azonban nagyterületű talajtérképezés során jelentős költséget jelent. A talajmintavételezés hagyományos módszerei közvetlen, megbízható adatokat szolgáltatnak, azonban idő- és költségigényesek (Szabó et al, 2005). Bár a hagyományos módszertan a jövőben is alapja lesz a talajviszonyok felmérésének, a térképezés módszertana jelentősen kibővült az utóbbi 20 évben (Dobos et al, 2000, 2006, 2007, 2010; Pásztor et al, 2007, 2016; Szatmári et al, 2019; Szatmári & Pásztor, 2016). A nagyobb léptékű talajtérképezésben jelentős előrelépést indukált a távérzékelési módszerek fejlődése (Viscarra Rossel & Adamchuk, 2013; Deery et al, 2014). Az alkalmazott geostatistikai modellek hozzájárulnak a mintavételi stratégia optimalizálásához, ezáltal csökkentik az adott területről szükséges talajminták számát (Pahlavan Rad et al, 2014). A műholdas és drónokkal készített felvételekből származó hatalmas mennyiségű képi adat felhasználásának köszönhetően, a részben becsléssel és interpolációval készült térképek jóval nagyobb számban lettek elérhetők. Ezen technológiák hatására a nagyméretű talajtérképek készítéséhez és fejlesztéséhez felhasznált hagyományos mérésszükséglet, ezzel együtt pedig az anyagi források mindeközben jelentősen csökkenhettek (Ballabio et al, 2016). Mindemellett kisebb léptékben, nagyobb adatsűrűség mellett eltérő szempontok szerint történik az adatok értékelése, így a precíziós gazdálkodás alapját jelentő tábla szintű talajtérképek is jelentősen fejlődtek. Pontos adaptáció által a távérzékelés és adatfeldolgozás módszertani fejlesztései a gyakorlati mezőgazdaságban is alkalmazhatók lehetnek, növelve a talajtérképek pontosságát, valamint csökkentve azok költségét.

A talajtérképezés idő- és energiacsökkentésére, illetve további pontosítására a laboratóriumi vizsgálatok újabb, idő- és költséghatékonyabb módszerekkel való részleges kiváltásán túli lehetőség a távérzékelésből származó adatok pedometriai modellekbe történő betáplálása (Abrams & Hook, 2002; Clark et al., 2003). A környezeti változók és a nagy felbontású távérzékelés kombinációja gyorsabb és költséghatékonyabb talajtulajdonság-előrejelzéseket kínál, a hagyományos, pusztán csak talajmintavételezésre alapuló térképezésnél (Minasny & McBratney, 2010; Rossel & McBratney, 2008; Minasny et al., 2009). Az így létrejövő, optimalizált becslési algoritmusokkal készülő digitális talajtérképek jól adaptálható eszközei csak tovább pontosíthatóak a gép tanulás által biztosított eszközökkel (Hengl et al 2017; Szatmári et al, 2023).

Világszerte számos országban fejlesztett közép infravörös spektrális talajinformációs könyvtárak (Breure et al., 2022; Shepherd & Walsh, 2002) jó alapot adhatnak a digitális talajtérképezés nagy léptékű alkalmazásainál, különös tekintettel a szerveszén-koncentráció és a textúra becslésében (Mirzaeitalarposhti et al., 2017). Elmondható, hogy az elmúlt 20 évben széleskörben, nagy sikerrel

alkalmazták a spektroszkópiát digitális talajtérképezésre, a módszertani lehetőségek még mindig nincsenek feltárva. Fontos fejlesztési irány a rendelkezésre álló spektrális könyvtárak bővítése további környezeti változókkal, illetve a talajtulajdonságok távérzékelésen alapuló becslési modelleinek javítása. A globális alkalmazáshoz először nemzeti szinten, így Magyarországon is fontos a spektrális könyvtárak kiépítése, melyhez fontos alapot adhat a Talajvédelmi Információs és Monitoring (TIM) feldolgozása (Zein et al, 2023).

3.4.2. Pedometria

McBratney, Gruijter és további kutatók munkájának köszönhetően 1990-ben, a Nemzetközi Talajtani Társaság XIV. Világkongresszusán, Kyotóban megalapult a pedometria tudománya (McBratney et al, 2019), melyet 1992-ben követett az első pedometriai konferencia, Wageningenben (Webster et al, 1994). A pedometria alapvetően talajjal kapcsolatos információ gyűjtésének módszertanával, illetve az így kapott adatok feldolgozásával és interpretációjával foglalkozik. Idővel aztán a rendelkezésre álló adatok digitális feldolgozása és minél pontosabb, akár globális léptékű becslési modellekbe építése volt a cél. Manapság a pedometria a digitális talajtérképezés alapja, statisztikai és matematikai módszerekkel számszerűsíti a talajtulajdonságok és környezeti változók közötti kapcsolatot. Az így képzett pedotranszfer függvények segítségével a már rendelkezésre álló digitális talajtulajdonság adatok használhatóak fel talajtérképezés kiindulási pontjaként (McBratney et al, 2002). A pedometria interdiszciplináris tudomány, mely összegzi számos, a talajtérképezésben használatos információs forrás eredményeit:

- Talajspektroszkópia: A laboratóriumi és terepi kézi eszközök jelentős mennyiségű beviteli adatot szolgáltatnak a későbbi becslések alapjaként. Ezen felül a távérzékeléssel gyűjtött spektrális adatok a nagyléptékű felszíni talajtérképezés alapját képezik. 2008 és 2016 között 92 ország spektrális adatait gyűjtötték össze, melyeknek száma tovább növekszik (Viscarra Rossel et al, 2016). A távérzékelésben gyűjtött adatok a hagyományos mintavétel optimalizálására és költséghatékonyságának növelésére is alkalmazható (de Gruijter et al 2010; Minasny & McBratney 2006),
- Meglévő térképek dezaggregálása: Az adatbányász technológiák fejlődésével elérhetővé vált olyan módszerek, amikkel a már létező, analóg térképek digitalizálhatóak. A DSMART (Disaggregation and Harmonisation of Soil Map Units Through Resampled Classification Trees) algoritmus bár automatizálható, taxonómiai egységek feldolgozására korlátozottan alkalmas (Odgers et al, 2014). Hasonló módon, döntési fák felhasználásával, 2013-ban készültek az AGROTOPO feldolgozott változatai 20, illetve 100 méteres

felbontásban (Pásztor et al, 2013), majd 2015-ben a Duna-Tisza közének AGROTOPO térképei kerültek digitalizálásra (Laborczi et al, 2015),

- Statisztika és matematika: A nagymennyiségben rendelkezésre álló adatbázisok hozzáférhetőségével együtt azok kezelése, megfelelő értelmezése szofisztikált modellek segítségével lehetséges. A 2014-ben kiadott SoilGrids (ISRIC, [http11](http://11)) 110 000 talajszelvény adatai alapján becsül talajtulajdonságokat. A rendszerben hatalmas a potenciál, azonban pontossága jelentősen ingadozik (Mulder et al, 2016; Griffiths et al, 2016), ezért folyamatos a módszertan fejlesztése (Hengl et al, 2017).

Valós információ nélkül sem a problémák, sem az azokra adandó megoldások nem ismerhetők fel határozottan. A módszertan fejlődésével, idővel a digitális talajtérképezés és a pedometria tudománya pontos adatot szolgáltat a talajjal kapcsolatos globális kihívások kérdéseinek megválaszolásához.

4. ANYAG ÉS MÓDSZER

4. 1. Terepi felvételezések állandó eszközei

A szelvényfelvételezések során a talajszelvények (sekély-, vagy mélyebb szelvények) kiásásához, a vizsgált profil kialakításához, illetve a fúrt szelvény esetében a fúráshoz szükséges eszközök a következők voltak:

- Egyenes kialakítású ásó,
- „Sharpshooter” ásó,
- Egybeépített, 1 m-es Eijkelkamp talajfúró 10 cm-es Edelman fúrófejjel,
- 1 m-es fém tálca a fúrt szelvény bemutatására,
- Szelvény méterszalag,
- Desztillált víz és spriccflaska.

A mintavétel során használt eszközök:

- Trimble Juno GPS készülék (80 cm pontosságú)
- Eijkelkamp 07.53.SC bolygatatlan mintavevő, 53 mm-es, 100 cm³-es belső patronnal,
- Műanyag fejjel szerelt kalapács,
- Kés, vödör, gyűjtőzsák,
- 10x15 cm-es, légmentesen zárható mintatároló műanyag tasak,
- Fényképezőgép.

4. 2. Analitikai, laboratóriumi módszertan

Mintaelőkészítés

A mintavételt követően mintaelőkészítés a kísérletek mindegyikében megegyező módon történt. A keletkezett bolygatatlan minták légszárazra történő száradását követően azokból a szemmel látható növényi/állati maradványok (gyökérmaradványok, állati maradványok) eltávolításra

kerültek. Ezután a minták darálása Retsch SK 300 forgó kalapácsos malommal történt, 2400-as fordulatszámon, 1 mm-es, trapézoid lyukú szitával szerelve. Az így nyert és homogenizált mintákból kivett, kevert részmintát 0,2 mm-es szitán törtem át a laboratóriumi vizsgálatokat megelőzően, achát mozsár segítségével.

Walkley-Black teszt

A 0,2 mm-es szitán átszitált, homogenizált talajmintából 0,1-0,2 g közötti mennyiséget tettem 250 ml-es Erlenmeyer lombikba. Erre a talajra mértem 10 ml 1N $K_2Cr_2O_7$ -ot és 20 ml H_2SO_4 -at. Az oxidációs reakció lezajlására 30 percet hagytam, elszívó fülke alatt, ezt követően az oldathoz adtam 100 ml desztillált vizet, 10 csepp H_3PO_4 -at, valamint 3-4 csepp ferroin indikátort.

Ezt követően 0,5N $FeSO_4$ -tal titráltam az adott oldatot, mellyel az oxidációt követően visszamaradt Cr_{6+} mennyisége határozható meg. A titrálás átcapásakor a foszforeszkáló kékeszöld színű ferroin indikátor barnás vöröses színre vált.

A szervesszén mennyiségének kiszámítása:

$$C_{org}\% = 10/s * (1 - M/V) * 0,39$$

s = bemért talaj tömege [g],

M = Talajra fogyott mérőoldat ($FeSO_4$) mennyisége [ml],

V = vak oldatra fogyott mérőoldat ($FeSO_4$) [ml].

A Walkley-Black tesztet 4 vak oldattal, és mintánként 3 ismétléssel végeztem.

Térfogattömeg-mérés

A 100 cm³-es bolygatatlan minták térfogattömeg-mérése szárítószekrényes, gravimetriás eljárással történt. A mintákat fém poharakban 105 °C-on tömegállandóságig tartottuk szárítószekrényben. Az ilyen módon abszolút száraz talajok tömegét mértük, majd ebből számítottuk ki az adott minta térfogattömegét:

Tt = száraz talaj tömege / száraz talaj térfogata. Mértékegysége: [g/cm³]

A C és N elemanalízist az Elementar cég VarioMAX Cube CNS automata analizátorával végeztük.

A talajmintákat 5 g-os porcelán mintatégelyekbe mértem, analitikai mérleg segítségével. A bemért minták tömege 800 és 1000 mg között változott. A téglyeket az automata mintaadagoló carouselbe helyeztem. A minták mérésének megkezdése előtt 3 üres mérést végeztem, az égetőcsőbe került esetleges széntartalmú szennyeződések kiégetésére. Ezt követően 2 db nagy tisztaságú szulfadiazin mintával (60-80 mg) kalibráltam a műszert, melynek eredményével állítható be a napi vak korrekciós faktor. A korrekciós faktor ellenőrzésére 45 mintánként egy újabb szulfadiazin mintát állítottam sorba. Az eszközt CNS üzemmódban használtam, melynek menete a következő:

Az égetőcsőben 1200 fokon történik a kiizzítás, tiszta O₂ adagolásával közvetlen a mintára, az utóégetőcsőben 800 fok van. Az inert vivőgáz nagy tisztaságú He. A 850 fokos redukciós csőben megtörténik a minta kiizzítása során képződött gáz O₂-tartalmának megkötése. Ezt követően történik a gázelegy szárítása, a deszikkáns foszfor(V)-oxid. Az égésgáz ezt követően az APT (Advanced Purge and Trap) gázkromatográfiás eljáráson megy át, amely során annak SO₂ és a CO₂ tartalma a csapdakolumnákon megkötődik, így a TCD-re (hővezetőképesség-detektor) először a N₂ jut. A N₂ detektálás lezajlását követően a csapdák szeparált lefűtése következik, először a CO₂, majd az SO₂ érzékelésével. Az érzékelések elektromos jelként érkeznek a gyártó által telepített szoftvercsomagba, ahol automatikusan történik az érzékelési görbék rajzolása, illetve az integrálszámítással, melynek eredménye az adott vizsgált elem százalékos tartalma a mintában.

MIR spektrum felvétele

A spektrális felvételezéshez alkalmazott eszköz a Bruker Optics által gyártott Bruker Alpha II Fourier-transzformációs infravörös spektrométer volt. A műszerre DRIFT modul volt csatlakoztatva, mely kimondottan szilárd, por állagú minták vizsgálatára alkalmas. A vizsgálat során alkalmazott protokoll alapja a World Agroforestry Center Soil-Plant Spectral Diagnostics Lab által kidolgozott Standard Operation Procedures dokumentum (Ateku, 2014). A mérések során a minták diffúz spektrális reflektanciáját vettem fel 400 és 4000 1/cm hullámszám között spektrális tartományban. A háttérsugárzás mérésekhez ismert spektrális karakterisztikájú arany vakot mértem be, melyet minden vizsgált mintát megelőzően megismételtem. A mérés során az általam kilégzett CO₂ mérést befolyásoló hatását ventilátor általi légkeringetéssel orvosoltam.

A 0,2 mm-es lyukméreten átszított mintákat három ismételtsben mértem, melynek során minden minta minden ismételését 48 besugárzás átlagából alakítja ki a méréshez használt szoftver. A mérés során alkalmazott szoftver a gyártó által biztosított OPUS (Optics User Software) volt. A mérés során előforduló sikertelen besugárzásokat a minták esetlegesen egyenetlen felszínének köszönhető túl nagy szóródás okozza. Amennyiben a 48 besugárzásból a sikertelenek száma meghaladta a 6-ot, a mérést újbóli mintaelőkészítéssel újra elvégeztem. A mérés eredménye a kapott nyers spektrum.

Spektrális adatok előfeldolgozása

A spektrális mérések eredményeként kapott spektrális reflektancia görbék előfeldolgozása, illetve a további kiértékelés lépései az R szoftverkörnyezetben történt (R Core Team, 2017). A feldolgozás során alkalmazott scriptet a következő kiegészítő kódcsomagok felhasználásával dolgoztuk ki: soil.spec (Sila et al, 2014), tidyverse (Wickham, 2017), pls (Mevik et al, 2019), clhs (Roudier, 2011), prospectr (Stevens és Ramirez-Lopez, 2013), resemble (Ramirez-Lopez és Stevens, 2016), caret (Kuhn et al, 2019).

A spektrális görbék előfeldolgozása során első lépésként a mérések ismételéseiből származó eredmények átlagolását végeztem el, amit követően már a további lépésekben mérésenként csak az átlagspektrumot használtam. Ezt követően a spektrumokon mutatkozó, a lokális hullámszám-tartományon belüli érzékelési szórás miatt kialakuló fűrészfog-jelenség csökkentése következett, a spektrumon elvégzett, mozgó átlag számítására alapozott simító eljárással.

A spektrális előfeldolgozást követően a valamely okból (mérési hiba, mintafelcserélés etc.) jelenlévő kiugró értékek kiszűrése következett. Ehhez a felállított spektrális adathalmazban minden mintán elvégzett főkomponens analízis faktorértékein végeztünk távolságszámítást, ezzel vizsgálva azok egymáshoz való viszonyát (különbözőségét vagy hasonlóságát). Az alkalmazott távolságszámítási módszer a Mahalanobis és H távolság értékek kiszámítása volt. A kapott eredménydiagramok vizuális értékelése során a szakirodalmi példa alapján definiáltuk a határértékeket, melyek segítségével szűrtük a kiugró értékű mintákat. A Mahalanobis távolságok esetében 1, a H távolságok esetén 3 feletti különbözőségi értékű mintákat tekintettük kiugró értékeknek (Matamala, 2019).

Kemometriai modellek

A minták MIR spektrumának előfeldolgozását követően következett a kalibrációs minták kiválasztása a kemometriai modell felállításához. A kalibrációs minták kiválasztása során cél olyan mintakiválasztási algoritmus alkalmazása, amely segítségével az adott mintasokaság heterogenitását legjobban kifejező minták kiválaszthatóak. A mintavételi algoritmusok közül a

leggyakrabban alkalmazottak a KSS (Kennard-Stone sampling – Kennard-Stone mintavétel), a KMS (K-means sampling – K-közép mintavétel) és a LHS (Latin Hypercube sampling – Latin hiperkocka mintavétel) (Ramirez-Lopez et al, 2015).

Az algoritmusok által definiált mintákkal kalibráltuk később a kemometriai modellt, mely által vizsgálható és felállítható volt a meghatározni kívánt talajparaméter (szervesanyag-tartalom) és a felvételezett spektrumok közötti kvantitatív összefüggés. Az alkalmazott kemometriai modell felállításához a PLSR (Partial Least Squares Regression – Parciális legkisebb négyzetek regresszió) regressziós módszert használtuk, mely a kvantitatív célú meghatározások esetén a leggyakrabban alkalmazott modell (Duckworth, 1998). A PLSR kifejezett erőssége a prediktív modellek felállítása, amely helyzetben a független (X) változók (a spektrum hullámhosszain mutató spektrális értékek) száma meghaladja a minták számát, illetve a változók között jelentős mértékű multikollinearitás mutatkozik, amely a spektrális adatok esetén különösen igaz. A PCR-hez (Principal Component Regression – főkomponens regresszió) képest – mely csak a főkomponens analízis során számított faktorértékeket alkalmazza független változókként – a PLSR törekszik a spektrumtartományok és a talajparaméter között kovariancia legnagyobb mértékű kifejezésére. Az X és Y változók mátrixát szétbontja faktorértékekké és faktorsúlyokká oly módon, hogy a felhasznált, egymást követő faktorok közül az első néhány kifejezze a változókban lévő változékonyság legnagyobb részét. A modell használata során, az ismeretlen összetételű minták vizsgálni kívánt tulajdonságainak becslése során, a PLSR a spektrumból kiszámítja az adott mintára vonatkozó faktorsúlyt és faktorértéket, melyeknek kombinációját alkalmazza a predikció során. Fontos megjegyezni, hogy a modell becslési hatékonysága jelentősen függ a felmérésben szereplő terület talajának heterogenitásától, illetve a kalibrált modell a terület adottságaira vonatkozóan specifikus.

A felállított modell általi becslés validációjának elvégzésére egy összegzett statisztikai mutatót hoztunk létre, kifejezetten jelen dolgozat számára. A mutatóhoz a becslések statisztikai paramétereit használtuk fel, RMSE – Root Mean Squared Error – Átlagos négyzetes gyökeltérés, illetve R^2 – Determinációs együttható). A mutató összegzi az R^2 és RMSE értékeit egy változóban, normalizált skálán.

$$(R^2 - RMSE) / (R^2 + RMSE)$$

A képlet alapja a távérzékelésben gyakori index, az NDVI (Normalized Difference Vegetation Index – Normalizált vegetációs index) számítása során alkalmazott képlet (Pettorelli, 2013). A képlet alapján az R^2 növekedése, illetve az RMSE csökkenése növeli a mutató értékét, így az összegzett statisztikai mutató értéke egyenes arányosságban van a tesztelt modell pontosságával.

Az alapvető statisztikai mutatók vizsgálatát, valamint a boxplotok összeállítását a PAST 3.26b (http12) szoftverkörnyezetben végeztem.

4. 3. Kísérleti helyszínek leírása

4.3.1. Mintavételi stratégiák összehasonlítása – Érsekcsanád, Kanális

A Kanális nevű, első felmérésre használt mintaterület Érsekcsanád külterületén található, művelés alatt álló szántó, mérete 4,62 ha. Talajviszonyainak kialakításában az egyik meghatározó tényező a Duna egykori kiöntései voltak, így alakultak ki az egyértelmű öntés bélyegek (gyakori mélységi és horizontális textúraváltások). A tengerszint feletti magasság a terület keleti oldalán 85 m, a nyugati oldalon 87 m. A terület talajviszonyaira kis területen belül is erős heterogenitás jellemző, amely leginkább a talaj fizikai féleségének gyakori változásán utolérhető. Az alacsonyabb tengerszint feletti magasságon található nyugati oldalnál a Duna-völgyi Főcsatorna közelsége miatt a talajvíz a felszín viszonylagos közelségében helyezkedik el (1-2 m, vízállástól és időjárási körülményektől függően), így ezen a részen reduktív viszonyok alakultak ki már 1 m mélység környékén. A terület mélyebb részében 1 méter mély talajszelvényt tártunk fel a vizsgálatot megelőző év tavaszán (2018 március), amelyen jól látható a közeli DVFCS aktuálisan magas vízállása miatt kialakult emelkedett talajvízszint (kb. 90 cm távolságban a talajfelszíntől) (5. ábra).



5. ábra. A mintaterület keleti végében feltárt talajszelvényen jól láthatóak a mélységi redukív viszonyok, illetve a felszíntől 1 m-en belüli talajvízszint.

4.3.2. Precíziós szervesanyag-trágyázás hatásvizsgálata – Érréve

A trágyázási kísérlethez használt 24,3 ha méretű szántó Érsekcsanád külterületén helyezkedik el. Talajviszonyainak kialakításában szintén meghatározóak a Duna folyam korábbi elöntései, melynek megfelelően durva és finom textúrájú talajrétegek váltakozása látható mind a talaj felszínén, mint a felszín alatt (6. ábra)

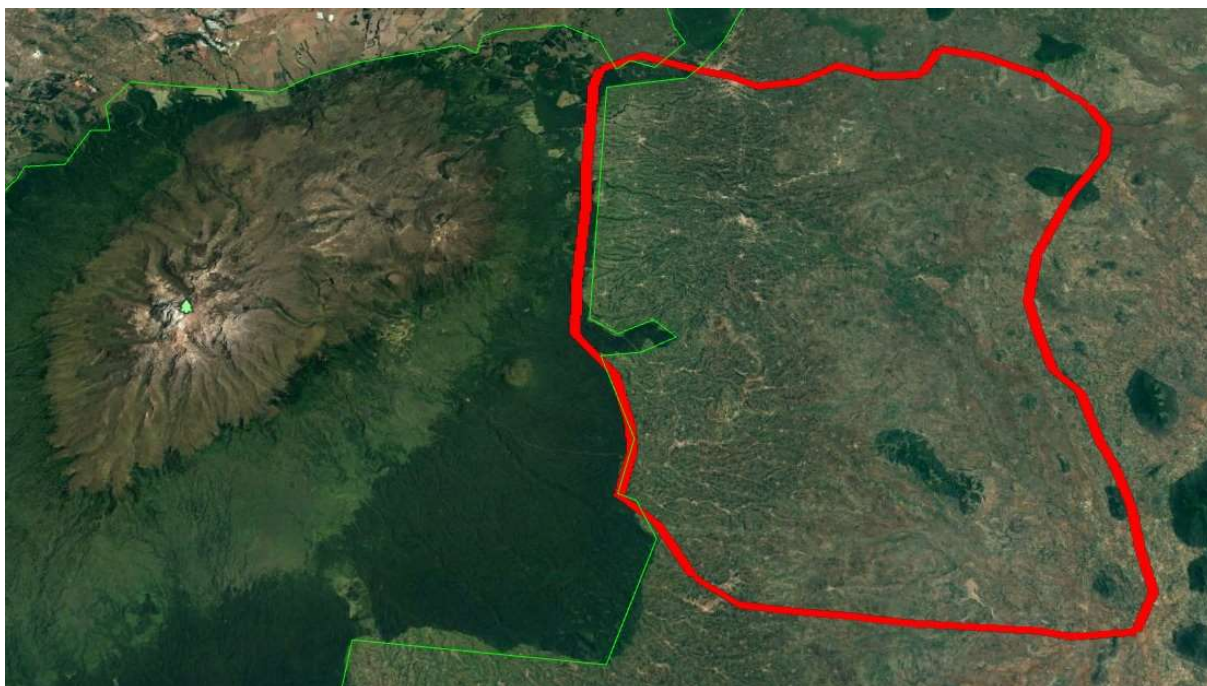


6. ábra. Érréve területen fúrt talajszelvények és elhelyezkedésük.

A területben a művelésre merőlegesen, északkelet-kelet-nyugat irányban húzódnak elöntési vonalak, amik nagyobb tengerszint feletti magassággal, illetve alacsonyabb agyag- és porfrakciót tartalmazó talajanyaggal jellemezhetők. Ezek a gyengébb adottságú talajfoltok, illetve a közöttük húzódó finomszemcsés hordalékból létrejött talajfoltok szolgálták a kísérlet alapjaként és fő fókuszaként is.

4.3.3. Kenya hegy keleti oldalának szervesszén-térképezése – Kenya

A Kenya hegy Afrika második legmagasabb hegye, nem aktív rétegvulkán, legmagasabb pontja 5199 m. Lejtői számos mély völgygel szabdaltak, melyek gleccserek munkája során alakultak ki. Alapkőzete meghatározóan vulkanikus kőzet és hamu, kisebb területen metamorf kőzet. Klimatikus adottságait jelentősen befolyásolja az Egyenlítő közvetlen közelsége, azonban a Kenya hegy egy önálló klimatikus egységként áll a Kelet-afrikai arid és szemi-arid tájon belül. Keleti lejtője csapadékosabb a nyugatinál, kiemelt fontosságú vízgyűjtő terület, így a természetes vegetáció gazdag és komplex. A Kenya hegy adottságainak köszönhetően a keleti lejtő relatív kis területén figyelhető meg a magasság és a csapadék csökkenésével az ahhoz kapcsolódóan kialakult növénytakarulás, illetve talajfejlődés változása. Ez az igazán intenzíven változó táj ideális a csapadék- és klimatikus viszonyok változatos hatásának modellezésére a talajok szervesszéntartalmára. Talajviszonyait tekintve a száraz területen (évi 600 mm csapadék) főleg Nitisolok és Regosolok, az intenzíven művelt területeken Nitisolok és Phaeozemek, a csapadékos régióban (évi 1800-2000 mm csapadék) pedig megjelennek a Histosolok, az ott található felföldi mohalapos területeken (WRB, 2023).



7. ábra. A Kenya hegy keleti lejtője, a vizsgálati területtel. (Forrás: Google Earth, 2024)

A mintavétel megközelítőleg 1500 km²-t ölel fel (7. ábra), művelés alatt álló, alacsonyabb tengerszint feletti magasságon elhelyezkedő terület.

4.4. Mintavétel és vizsgálatok

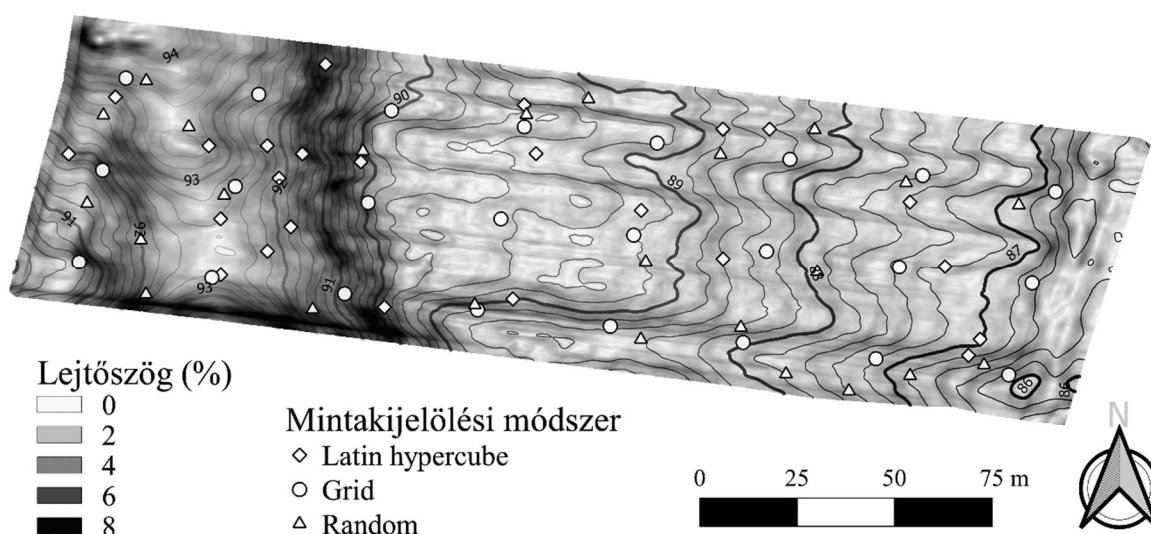
4.4.1. Mintavételi stratégiák összehasonlítása – Érsekcsanád, Kanális

A mintavételi stratégia kialakítása során cél volt az eltérő mintázatot követő mintavétel befolyását vizsgálni a szervesanyag-térképezés eredményére. A felmérés során 3 olyan mintavételi módszert választottunk, melyeket a tudományos, illetve a mezőgazdasági gyakorlatban rendszeresen alkalmaznak felmérésekre:

- Véletlenszerű (RANDOM, vagy RND),
- Rács (GRID),
- Latin Hypercube Sampling (LHS).

A véletlenszerű, illetve a rács esetén a mintavétel felállítása a QGIS térinformatikai szoftver segítségével történt. Az LHS esetében az R szoftverkörnyezet „clhs” csomagjával végeztük fel a mintavétel felállítását (Roudier, 2011), melyhez beviteli adatként a tengerszint feletti magasságot, illetve saját drónos felvétel alapján a látható fénytartományban rögzített képet használtuk.

Mindhárom mintavételi stratégia esetében 24-24 mintavételi pontot jelöltünk ki, összesen 72 pontot (8. ábra).



8. ábra. A teljes mintavételi stratégia ábrázolása, a különböző mintavételi stratégiák megkülönböztetésével.

A mintavételek során minden mintavételi ponton 100 cm³-es bolygatatlan mintát (Eijkelkamp 07.53.SC) vettünk, három mélységből: 0-20 cm, 20-50 cm és 50-100 cm. A bolygatatlan mintát az adott mintavételi mélységtartomány közepéből vettük.

A begyűjtött minták térfogattömegét, illetve szervesanyag-tartalmát határoztuk meg, Walkley-Black eljárás segítségével, továbbá a minták MIR spektrumát is felvételeztük.

Az eredmények ábrázolása a Golden Software Surfer Pro 12.0.0 szoftverkörnyezetben történt (http13).

4.4.2. Precíziós szervesanyag-trágyázás hatásvizsgálata – Érréve

A szervestrágyázási kísérletben felhasznált szervestrágya kapcsán fontos volt, hogy a kijuttatás célzottan történhessen, illetve olyan talajtrágyára volt szükség, amelyet a gyakorlati alkalmazás esetén előre megírt, differenciált kijuttatási terv alapján lehet kijuttatni. Ezen megfontolások alapján pelletált baromfitrágyára esett a választás, melynek tápelemtartalma, 100 kg szárazanyagra vonatkoztatva:

Makroelemek: 4kg N, 4 kg P és 4 kg K; Mezoelemek: 7 kg Ca.

A vizsgálati területen a kísérletet megelőző évben szója, a kísérlet első évében kukorica növényt termesztettünk. Az eltérő kijuttatást leszámítva a parcellák alaptechnológiájában (talajművelés,

vetés, növényápolás) más különbség nem volt, a kísérletben alkalmazott technológia kiegészítő jelleggel bír növénytermesztési technológiában.

Kétféle kezelés szerepel a kísérletben, foltkezelés (FK), illetve teljes kezelés (TK). A foltkezelés során a parcellán belül csak egyes célzott, gyenge adottságú talajsávok kezelése történt, míg a teljes kezelésben a kísérleti parcella teljes területén egyenletesen került kijuttatásra a pelletált trágya. A kontrollon kívül – melyre nem történt szervesztrágya kijuttatás – kétféle dózist alkalmaztunk, 250 kg/ha, illetve 500 kg/ha. Az így kialakított (FK250, FK500, TK250, TK500, Kontroll) parcellák ábrázolása az 9. ábrán látható.



9. ábra. A szervesztrágyázás során felvett parcellák, a kezelések feltüntetésével (Forrás: Google Earth, 2022).

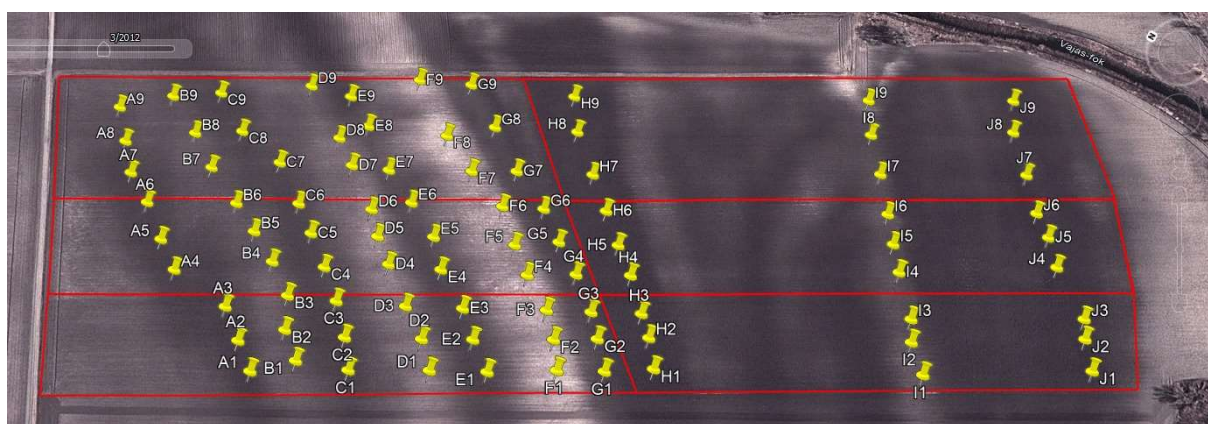
A kezelés és mintavételezések rendje a következőképpen történt:

1. Megelőző felvételezés – 2018. október;
2. Kezelés – 2018. október;
3. 1. felvételezés – 2019. május;
4. 2. felvételezés – 2019. szeptember;
5. 3. felvételezés – 2020. augusztus.

A kísérlet során a kontrollparcellát is kettéválasztottam, aminek a hozamtérképezés eredményeinek megfelelő összehasonlíthatósága érdekében történt. A 2019. év során a termés hozam a nedves hozammérővel szerelt betakarítógép (Claas hozammérővel szerelt Claas

Lexion 660, feldolgozó szoftver: Ag Leader InCommand 1200 – <http14>) hozamadatain túl, „manuális” módon is datálva lett. Oly módon, hogy az É-D művelési irányban 4x6,6 méter széles területet takarítottunk be, a parcella legészakibb pontjától a legdélibb fekvésűig (pl. FK 250 esetében A9-től G9-ig). Ezt követően a mért termésmennyiséghez tartozó hozam a két pont távolságával kalkulált terület ismeretében került kiszámolásra.

A talajmintavételi pontok pozicionálása az egyes talajsávok mentén történt, a 9. ábra szerint. A kísérleti terület talaját a Duna elöntései és hordalékképzései alapján NY-K irányban keresztülhúzó talajsávok határozzák meg. Ezen változó tulajdonságú talajsávok szervesviszonyainak változását kívántam nyomon követni, így a betűkkel jelölt mintapontsorokat ezeken a sávokon belül helyeztem el (10. ábra).



10. ábra. A mintavételi sorok és az azon belüli pontok elhelyezkedése a kísérleti parcellákon belül (Forrás: Google Earth, 2024).

A mintasorok keresztülhúzódnak a teljes területen, az egyes kezelések parcelláiba 3-3 mintapontot helyeztem el, ezáltal minden parcellában az adott talajfoltot 3 ismétlésben mintáztam. A talajmintavételezés során minden esetben GPS szerint az előre kijelölt pont 2 méteres körzetében jelöltem ki a mintavételezés helyét olyan módon, hogy a mintavételezés ne erősen taposott területen, vagy a növénytörzsről közvetlenül történjen. Ezt követően eltávolításra kerültek a talajfelszínen található a levél- és gyökérmaradványok. Sharpshooter ásó segítségével külön vödörökbe helyeztem a 0-10, 10-20 és 20-30 cm mélységekből származó talajanyagot. Az ily módon szeparált talajanyagból kiválogattam a szemmel jól látható növényi részeket, majd homogenizálást követően 0,15-0,20 kg-os részmintát vettem belőle. Ezáltal mintapontonként 3 minta keletkezett, amely a 90 mintapont esetében összesen 270 minta, mintavételenként.

A mintákat ezt követően a 4.2-es alfejezetben leírtak szerint előkészítettem vizsgálatra, majd felvételezésre került a minták MIR spektruma. A MIR spektrum felvételezést követően a mintasokaságból LHS algoritmus segítségével kiválasztottuk a minták heterogenitását leginkább reprezentáló mintákat, melyek segítségével kalibrált PLSR becslési modellt hoztunk létre. A

becslési modell segítségével becsültük meg a mintasokaság megmaradó részére azok C és N tartalmát.

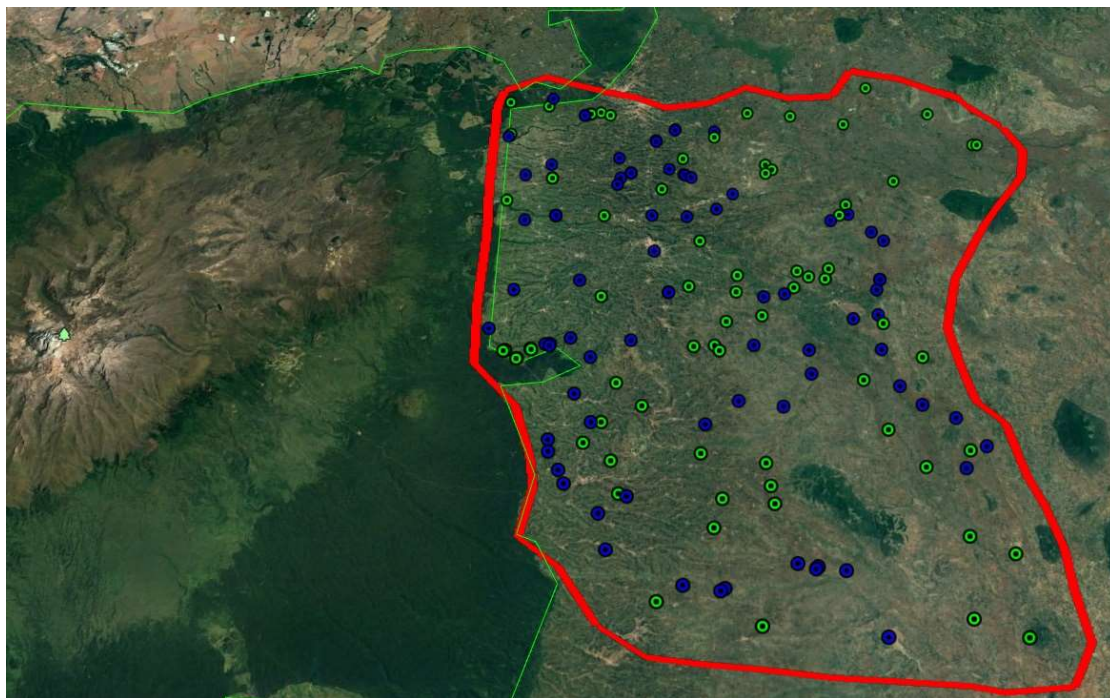
A szervesszén térképek parancssorát az R szoftverkörnyezetben hoztuk létre. Ennek során a magasságpontok előkészítése és kezelése a „fields” R csomag ([http15](#)) TPS (Thin Plate Spline regresszió) funkciójával ([http16](#)) történt. A magasságadatok interpolációját követően, az eredményül kapott DTM-ből (Digital Terrain Model - digitális terepmodell) a lejtőszög és lejtőirány változókat a SAGA GIS szoftverrel nyertük ki ([http17](#)). A modellben felhasznált kovariánsok: Tengerszint feletti magasság, lejtőirány, lejtőszög.

A térképezés során használt R csomagok a következők:

- this.path: fájl- és mappakezelés ([http18](#)),
- caret: Adatkezelés és -feldolgozás, illetve modellezési eszközök (Kuhn et al, 2019),
- ranger: Random Forest regresszió (véletlenszerű döntési fa alapú gép tanulás) alkalmazása (Breiman et al, 2001),
- dplyr: „data wrangling” eszköz, mellyel az eredményül kapott nagyméretű adatfolyamból értelmezhető, előfeldolgozott információt hoz létre (Wickham, 2021),
- ggplot2: eredményül kapott adatok ábrázolása (Wickham, 2016).

4.4.3 Kenya hegy keleti oldalának szervesszén-térképezése – Kenya

Az összesített szervesanyagterképhez felhasznált adatok 2 évbeni 2 különböző felmérésből származó adatcsoport összegzése. A 2015-ös, illetve a 2019-es felmérés mintavételi pontjai a felvételezett területtel együtt az 11. ábrán láthatóak.



11. ábra. A Kenya hegy keleti lejtőjén zajlott mintavételezés. Zöld jelzők: 2015, kék jelzők: 2019 (Forrás: Google Earth, 2024).

Az első felmérés 2015 decembere és 2016 januárja között zajlott, melynek során a Kenya hegy keleti lejtőjén a művelt talajok előzetes felmérése történt (1). A legkorábbi felvételezés mintavételi pontjait CLHS (Conditioned Latin Hypercube Sampling – Kondicionált Latin Hiperkocka mintázás) által jelölték ki, a bevitt függő változók a talajképző tényezők (Éves csapadék, hőmérséklet, vegetációs index, topográfiai nedvesség index, lejtőszög), illetve a kalkulálható mintavételi költség (lejtőadatok, illetve az úthálózat összefésüléséből készült „ellenállás” térkép) voltak (Mutuma, 2017). Az így kijelölt mintavételi pontok közül a mintázott pontok száma 77, melyből 28 nyitott talajszelvény, 49 pedig fűrt szelvény volt. A talajszelvények mintavétele a genetikai szintek alapján történt, a fűrt szelvényekben a mintavétel 0-20, 20-50, 50-100 cm mélységekből történt. Az így gyűjtött, összesen 269 mintát ezt követően levegőn szárították, majd száraz égetéssel eljárással határozták meg a minták egy részének szerves szén mennyiségét (Skjemstad & Baldock, 2008). Majd a felvett MIR spektrum segítségével kemometriai modell segítségével végeztek predikciót a mintasokaság maradék mintáira vonatkozóan.

2019 januárjában sor került a Kenya hegy keleti lejtőjén található farmgazdaságok által művelt talajok szervesanyagának felmérésére (2). A mintavétel a korábbi évhez hasonlóan, CLHS szerinti

mintavételi stratégia mentén történt. Az algoritmusba bevitt adatok megegyeznek az első, 2015-ös felmérés során felhasználtakkal (Wawire et al, 2021). Az így kijelölt pontok száma 100, melyből mintázásra 69 pont került (10. ábra). A mintázás során minden mintavételi ponton 3 mélységből származó mintákat gyűjtöttünk, 0-20, 20-50 és 50-100 cm-es mélységből. Az így keletkezett, összesen 207 mintát ezt követően előkészítettük, majd Walkley-Black teszttel mértük a szervesszén tartalmuk.

A 0-100 cm-es szervesszén koncentráció térkép elkészítése során elkészült R kódot a kutatócsoport korábbi munkáit alapul véve alkottuk meg, amiben ehhez a feladathoz specifikus módosításokat eszközöltünk. A kiindulási módszertan (Gelsleichter et al, 2023), illetve az ahhoz tartozó parancssor ([http19](http://19)) elérhető, a pontos parancssor egy benyújtás alatt álló publikáció részét képezi.

A modellhez használt, fontosabb kovariánsok, fontossági sorrendben:

- DEM (Digital Elevation Model – Digitális domborzatmodell),
- SR-B6: A Landsat 8-9 által felvételezett felszíni visszaverődést érzékelő SWIR (Short-wave Infrared – Rövidhullámú infravörös) sugárzási tartomány értéke,
- SAVI (Soil Adjusted Vegetation Index): Az NDVI olyan Landsat 8-9 műholdak által használt módosított változata, ami javítja az alacsony vegetációval rendelkező területek talajának torzító hatását, talaj-fényesség korrekciós faktor segítségével,
- Csapadék,
- SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) felmérésből származó domborzati változatosság (Topographic diversity),
- Lejtőszög,
- Talajborítottság,

TPI (Topographic Position Index – Topográfiai index).

5. EREDMÉNYEK

5.1. Szervesszén-viszonyok felmérése szántóföldön – Kanális

5.1.1. Különböző mintakiválasztási algoritmusok teljesítményének vizsgálata becslési modellek felállítása során

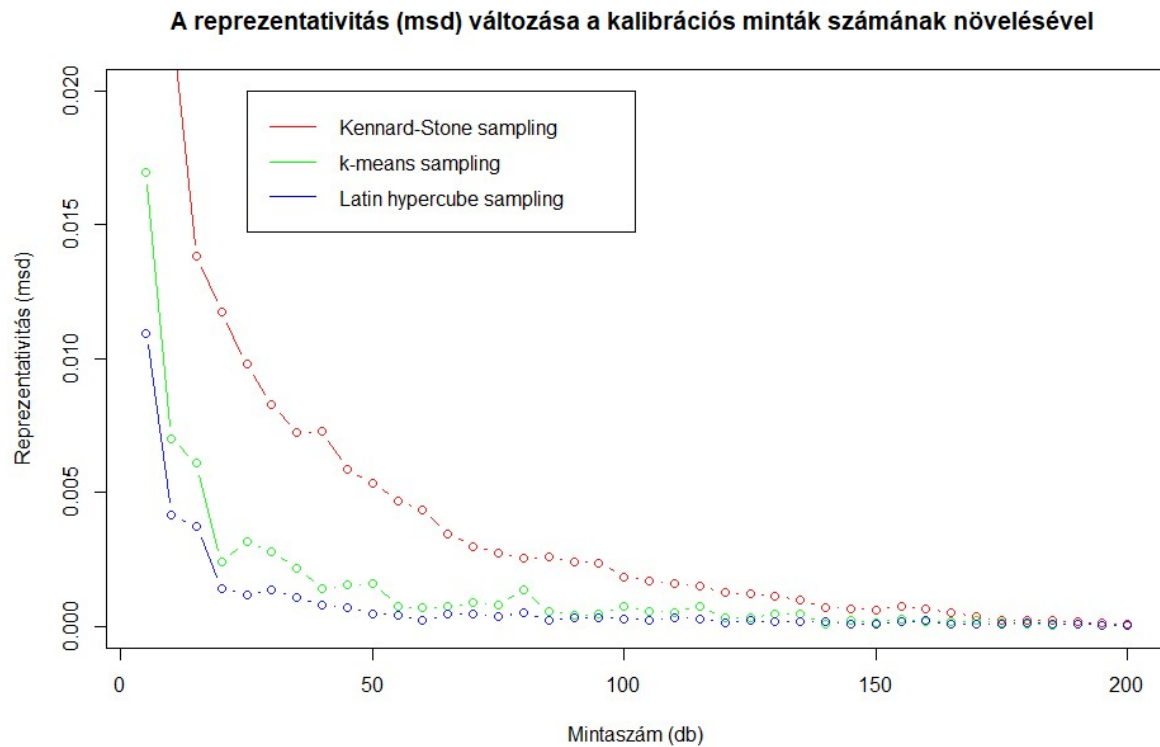
A Walkley-Black teszt során kapott szervesszén értékek (TOC%) alapvető statisztikai mutatóit mélységek szerint különválasztottam, fontos volt a későbbi becslési modellek tesztelése során, hogy azok hatékonyságát jelentős heterogenitás mellett vizsgáljam. A minták mélység szerinti szétválasztása az adatok belső elrendezettségének és varianciájának megértésében segít, azonban az adatok kiterjedésére való tekintettel a dolgozat terjedelme okán szövegközi elhelyezésüket nem teszi lehetővé, illetve leíró jellegük nem indokolja azt (M2-M3. mellékletek).

A különböző mélységből származó mintacsoportok szervesszén értékeinek eltérése megmutatkozik az eltérő átlagokban, illetve mediánokban. A 0-20 és 20-50 cm mintacsoportok szórása közel azonos, ettől tér el az 50-100 cm-es minták szórása, ezen csoportok közötti statisztikai különbséget a Tukey teszt is igazolta, 1%-os szignifikancia intervallum mellett.

A kiugró minták jelenléte utalhat a spektrum felvételezésre használt eszköz nem megfelelő állapotára, vagy előfordulhat hibás mérési eljárás, vagy a mérést végző személy hibája okán. A kiugró értékű minták kiszűrésére a minták spektrumának értékelése során szakirodalmi példa alapján meghatározott küszöbértéket alkalmaztam, ami alapján elmondható, hogy nincs kiugró érték a felvételezett spektrális adatok között (M4. melléklet).

Mintakiválasztási módszerek által kalibrált modellek reprezentativitásának vizsgálata

A mintakiválasztási módszerek reprezentativitását bemutató iterációs algoritmus eredménye a 12. ábrán látható. Az ábra bemutatja, hogy adott mintapontszámok esetén mekkora az az msd (reprezentativitási biztonság) érték, amellyel az adott mintaszám esetén a modell rendelkezik.



12. ábra. A különböző mintakiválasztási algoritmusok reprezentativitásának (msd) lefutása, a vizsgálatba bevont minták függvényében.

A mintakiválasztási eljárások reprezentativitás görbéje információt szolgál az adott algoritmus reprezentativitásának telítődéséről a kalibrációra felhasznált mintaszám függvényében. A reprezentativitás vizsgálat eredménye alapján a leglaposabb telítődési görbével az LHS mintavétel jellemezhető, a legtöbb minta esetén telítődő algoritmus a KSS, az adott mintasokaság esetében.

A reprezentativitás-vizsgálatot követően a különböző mintaszámmal történő mintakiválasztással és mintaszámmal történő kalibrációs-validációs sor ad információt a mintakiválasztási modellek teljesítményéről. A 3 mintakiválasztási módszer mindegyikéhez 9-9 kalibráció és validáció tartozik. A különböző validációs/kalibrációs mintaarányú modelleket, azok jelentős terjedelme miatt a mellékletbe csatoltam (M5. melléklet). Az elkészült modellek keresztvalidációját követően azok R^2 és RMSE értékeit vizsgáltam.

Továbbá, az R^2 és RMSE értékek összevont, normalizált értékének kifejezéséhez létrehoztuk az összegzett statisztikai mutatót, melyhez az NDVI számítást vettük alapul:

$$(R^2 - RMSE) / (R^2 + RMSE)$$

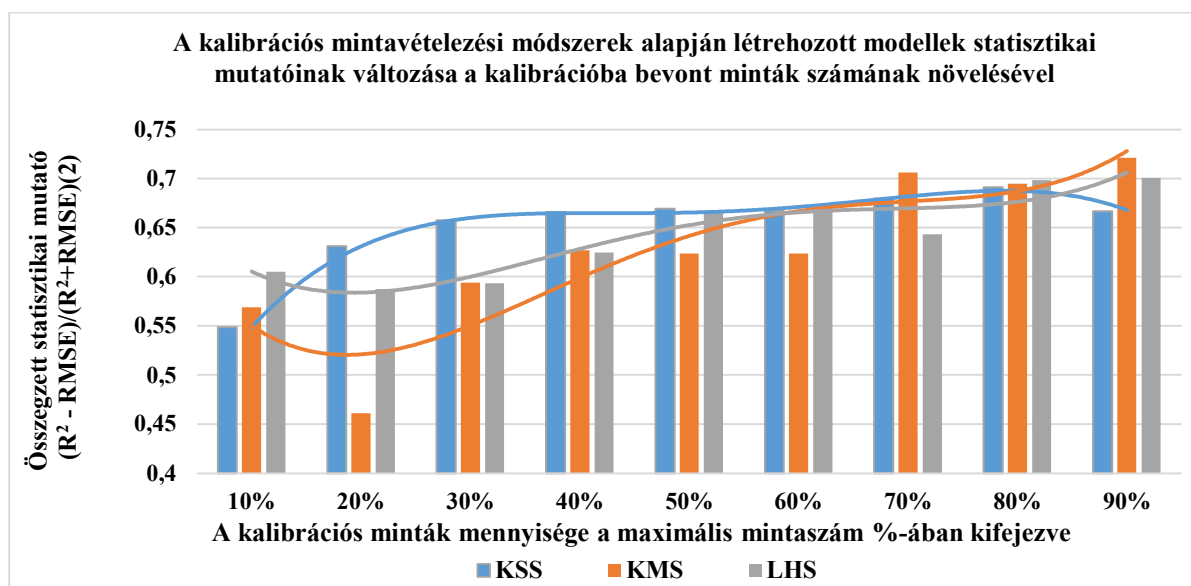
Az összegzett statisztikai mutató -1 és 1 közötti értéket vehet fel, a magasabb érték a modell magasabb megbízhatóságát jelenti.

A bemutatott validációk alapján a felállított modellek sikerességének statisztikai mutatóit (RMSE és R^2) a 8. táblázat részletezi, melyeket az összegzett statisztikai mutató kombinál (13. ábra). Az eredmények alapján elmondható:

- A modellek determinációs együtthatója kizárólag a KMS 10% és 20% mintaszámú, illetve a KSS 10% mintaszámú kalibrációinál volt alacsonyabb 0,9-nél, így a becslések pontossága a jelentős heterogenitás ellenére általánosan magas,
- Az RMSE értékek a kalibrációhoz felhasznált mintaszám növelésével együtt csökkennek, így az értékek között negatív korrelációt igazolnak az eredmények,
- A KSS és az LHS esetében a determinációs együttható maximális értéket 80%-os kalibráció, a KMS esetében a minták 90%-val történő kalibráció esetén vett fel,
- Az R^2 és az RMSE értékek összegzéséből látható, hogy bár a legnagyobb becslési pontosság 80, illetve 90%-os mintafelhasználásnál érhető el, mind a 10-20%-os, mind a 80-90%-os mintafelhasználású kalibráció esetén megjelenhet a predikció inkonzisztenciája, amit előbbi esetben a kalibráció pontatlansága, utóbbi esetben a validáció pontatlansága okoz,
- A legalacsonyabb (0,46) és a legmagasabb (0,72) értékű összegzett statisztikai mutató is a KMS mintakiválasztás esetén volt mérhető,
- Az eltérő mintakiválasztási módszerek által felépített modellek teljesítménye között a minták 40-60%-nak kiválasztása esetén van a legnagyobb hasonlóság,
- Hasonló módon, a minták 40 és 60%-nak felhasználása esetén változik a modellek teljesítménye a legkisebb mértékben,
- A KSS által kiválasztott mintákkal kalibrált modell statisztikai mutatóinak görbéje 30%-os kalibrációs mintaszámnál telítődik, a LHS esetében ez az érték 50%, a KMS esetében 70%,
- A LHS és a KMS algoritmusok esetében a 10 és 30% közötti mintaszám, illetve a 70 és 80% esetén tapasztalt ingadozás a becslés pontosságában a KSS mintavétel esetén egyedül a 90%-os mintaarányú kalibrációnál tapasztalható.

8. táblázat. A kalibrációs/validációs sorozatban felállított modellek statisztikai mutatói.

	A kalibrációban részt vevő minták száma a teljes mintaszám %-ában kifejezve								
	10%	20%	30%	40%	50%	60%	70%	80%	90%
KSS R²	0,885	0,924	0,934	0,938	0,939	0,936	0,944	0,952	0,93
KSS RMSE	0,258	0,209	0,193	0,188	0,186	0,187	0,18	0,174	0,186
KMS R²	0,895	0,835	0,907	0,92	0,927	0,906	0,957	0,944	0,969
KMS RMSE	0,246	0,308	0,231	0,211	0,215	0,21	0,165	0,17	0,157
LHS R²	0,914	0,904	0,901	0,922	0,937	0,939	0,93	0,951	0,948
LHS RMSE	0,225	0,235	0,23	0,213	0,187	0,187	0,202	0,169	0,167



13. ábra. A különböző arányú kalibrációval épített modellek becslési pontosságának összegzett statisztikai mutatói.

5.1.2. Tábla szintű szervesszén-felmérés eredményei

A különböző mintapont-kiválasztási módszerek eredményeiből kalkulált C denzitás-térképek elkészítése során „krieg” interpoláció segítségével számoljuk ki az adott pontra vonatkoztatott, 1 m² területen található szerves szén mennyiségét, 1 m mélységig. A C denzitás, illetve dimenziójának képlete a következő:

$$C_{DENZ} = Tt * C_{org}\% * h_{TALAJ} = [t/m^3 * kg/t * m] = [kg/m^2]$$

$T_t = \text{Térfogattömeg [t/m}^3\text{]},$

$C_{\text{org}}\% = \text{Talaj szervesszén tartalma [\%]},$

$h_{\text{TALAJ}} = \text{A kalkulált talajoszlop mélysége [m]}.$

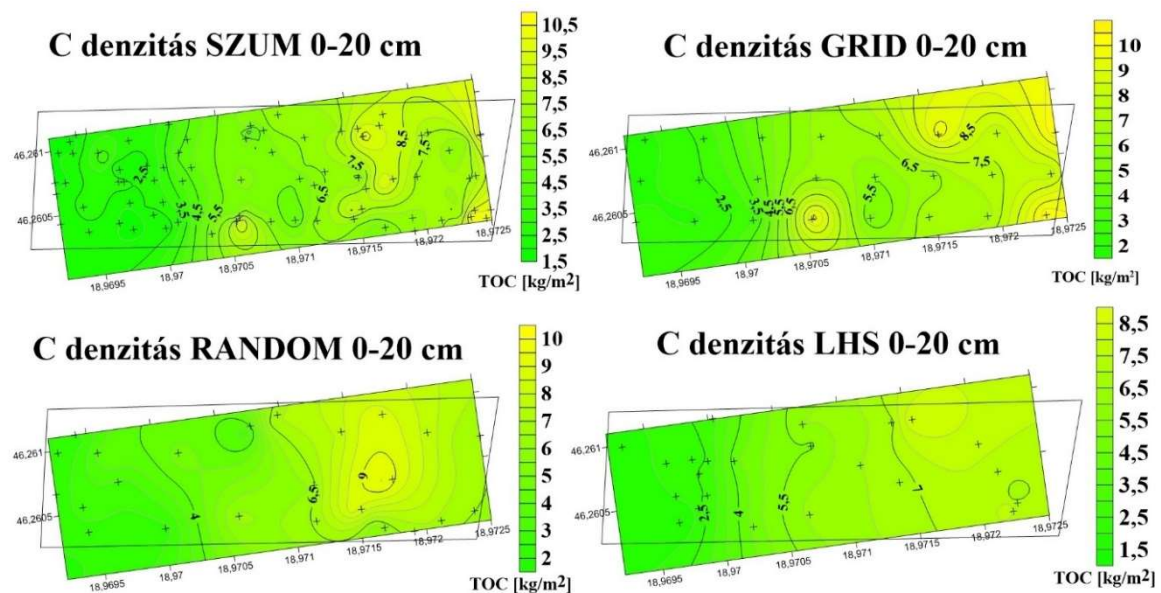
Az 1 m mély talajoszlop teljes széntartalma a megfelelő mélységből származó (0-20 cm, 20-50 cm, 50-100 cm) minták részeredményeinek összege a következőképpen:

$$C_{\text{DENZ_1m}} = (T_{t0-20} * C_{\text{org}\%0-20} * 0,2) + (T_{t20-50} * C_{\text{org}\%20-50} * 0,3) + (T_{t50-100} * C_{\text{org}\%50-100} * 0,5)$$

A kapott eredményekből különböző mélységű, illetve pontsűrűségű C denzitás-térképeket készítettem, melyek közül szövegközben csak azokat helyeztem el, amikre hivatkozást teszek. A legnagyobb információsűrűségű, ezáltal legpontosabb interpolációt eredményező térképek a mindhárom mintavétel összesen 72 pontjából készült „SZUM” térképek, amik az összehasonlítás során viszonyítási alapként szolgálnak. Az ábrák TOC [kg/m²] színskálájának kódolása egységes az egyes mélységek ábrázolása során, a jobb összehasonlíthatóság érdekében.

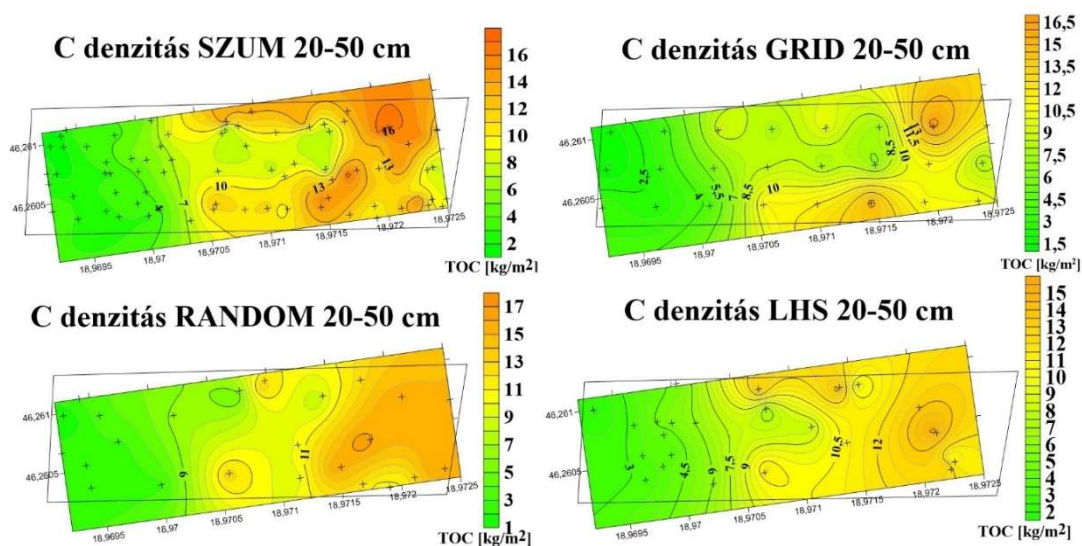
Az elkészült C denzitás térképek mindegyikére jellemző, hogy az alsó és felső szélsőértékek csak a SZUM térképeken jelentkeznek, így bár az interpoláció összvolumene jól közelítheti a SZUM térkép volumenét, lokális különbségek észlelhetők, illetve az interpolációból készült esetleges mintavételben jelentkezhetnek jelentős eltérések.

A 0-20 mélység interpolációja fontos információt szolgáltat, mivel a művelés hatása ebben a mélységben jelentkezik leginkább (13. ábra). Az ábrán található interpolációk esetében a SZUM térképen megjelenő egyes talajfoltok többsége felismerhető a különböző térképeken is, azonban kiterjedésük és az interpoláció értéke jelentős eltéréseket mutat. Jól láthatóan az LHS mintavételből több felső szélső érték is kimaradt, így az interpoláció maximuma jelentősen elmarad a GRID/RANDOM térképekéhez képest. A terület közepén és délkieteli sarkában elhelyezkedő talajfoltok nem jelennek meg az LHS, illetve a RANDOM térképeken.



13. ábra. Az összesített, illetve a különböző mintapont-kijelölési eljárásokból származó pontok felhasználásával készült C denzitás-térkép, a mintaterület 0-20 cm-es mélységére. A térképek színskálájának minimum értéke 0, maximum értéke 20 kg/m².

A 20-50 cm mélység C denzitás térképein a 0-20 cm-es mélységhez hasonlóak az általános szervesszén-viszonyok, azonban a vizsgált terület közepén található talajfolt egészen más rajzolatot követ (14. ábra).

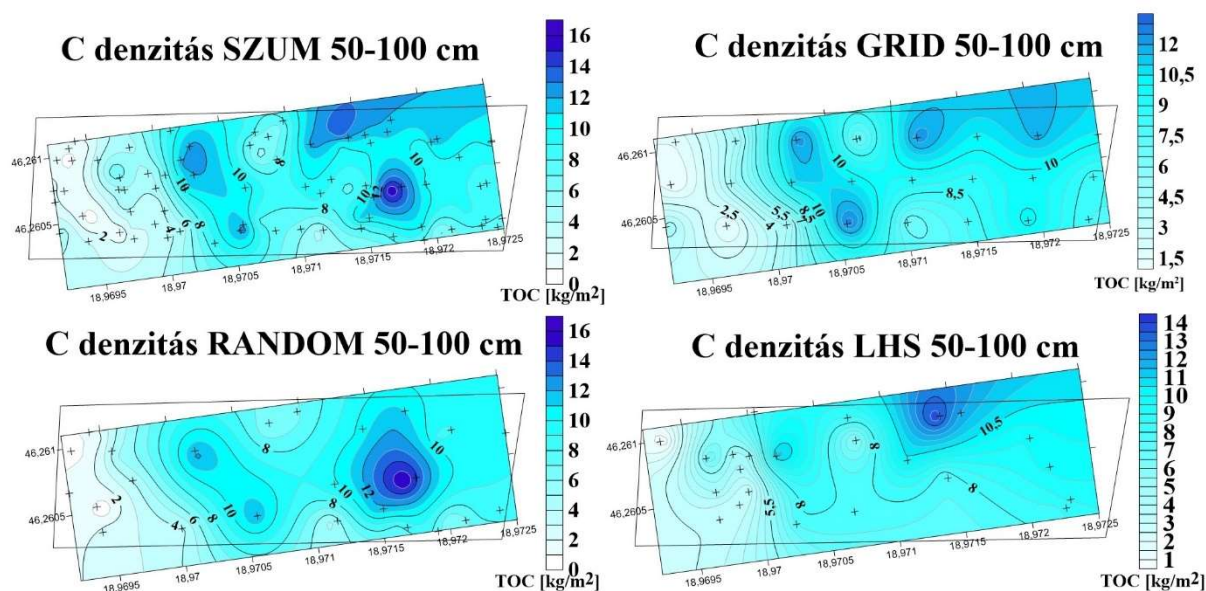


14. ábra. Az összesített, illetve a különböző mintapont-kijelölési eljárásokból származó pontok felhasználásával készült C denzitás-térkép, a mintaterület 20-50 cm-es mélységére. A térképek színskálájának minimum értéke 0, maximum értéke 20 kg/m².

Ez a közepső, alacsonyabb szervesszén-értékkel rendelkező talajfolt a SZUM interpolációhoz hasonló módon csak a GRID térképen jelenik meg. Azonban, míg a terület általános szervesszén-

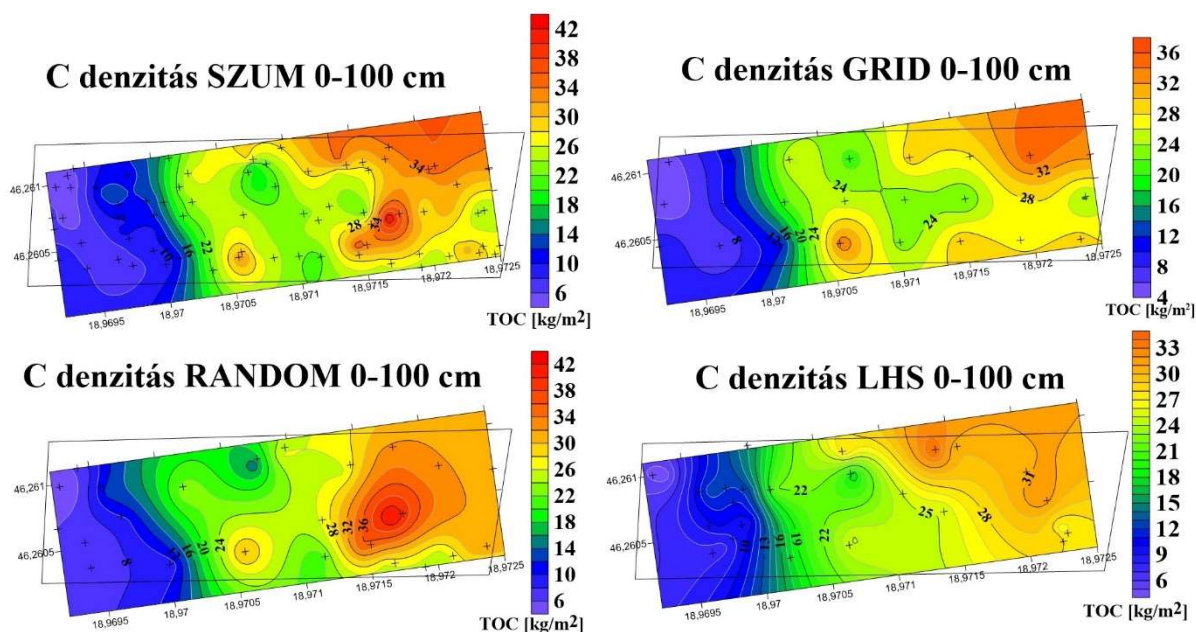
viszonyai az egyes mintázások pontjaiból generált interpoláción is megjelennek, számos eltérés fedezhető fel mindegyiken, a SZUM térképhez viszonyítva. A RANDOM mintavétel esetén a terület középső, illetve keleti részén fennálló alacsony információsűrűség okán hibával terhelt az elkészült interpoláció.

A legjelentősebb eltérések az egyes egyedülálló mintavételek térképei és a SZUM térkép között az 50-100 cm-es mélységben láthatóak (15. ábra). A terület nyugati oldalának interpolációja a sekélyebb szintekben egységes volt, az 50-100 cm-es mélységben azonban eltérések tapasztalhatóak. 3 jelentősebb és további 1 kisebb talajfolt van az összesített térképen, ami magasabb szerveszén-értékekkel jellemezhető. Ezeket a talajfoltokat egyik mintavételi módszer sem reprezentálta hűen. A talajfoltok elhelyezkedését, illetve az általános talajviszonyokat leginkább a GRID térkép tükrözi.



15. ábra. Az összesített, illetve a különböző mintapont-kijelölési eljárásokból származó pontok felhasználásával készült C denzitás-térkép, a mintaterület 50-100 cm-es mélységére. A térképek színskálájának minimum értéke 0, maximum értéke 20 kg/m².

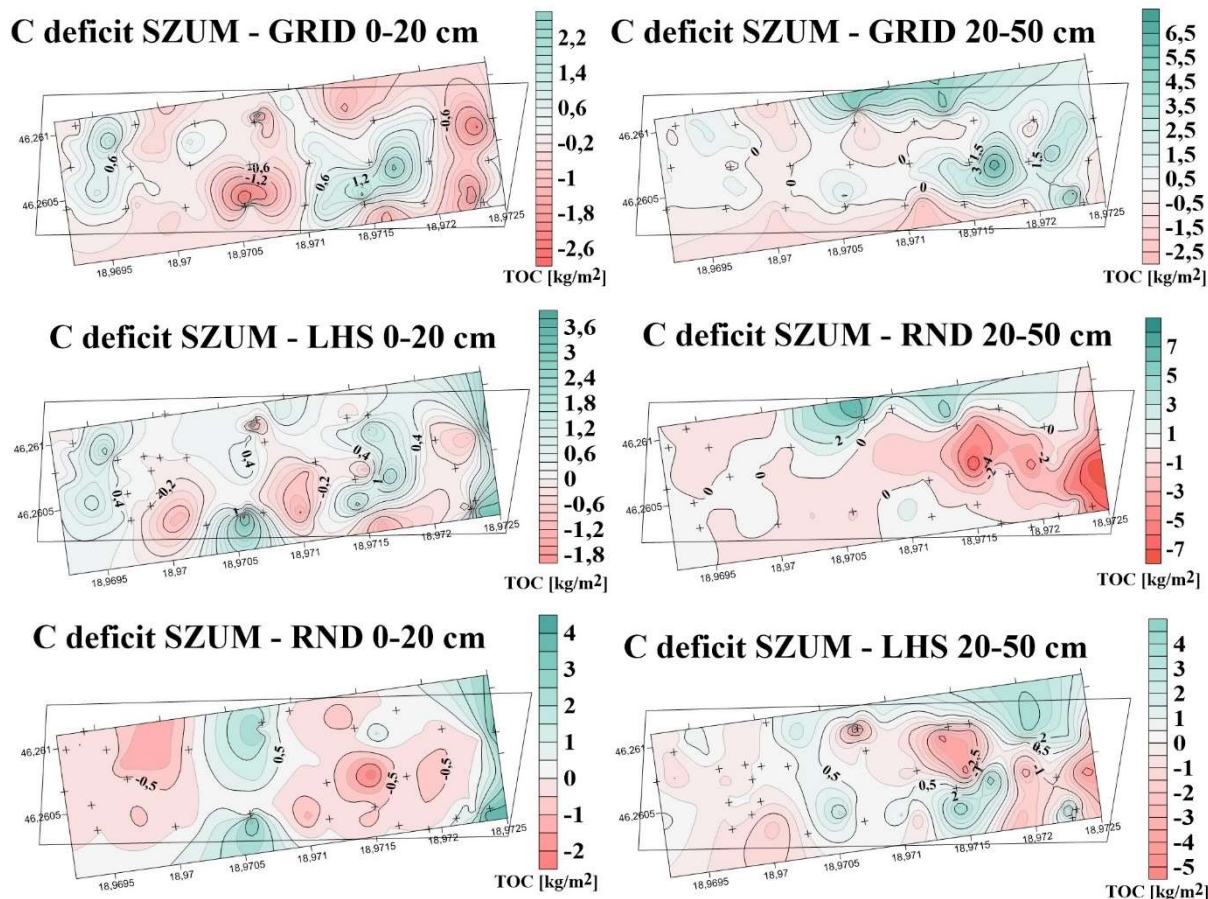
A három mintavételi mélység szerveszén-értékeinek összegzése adja a 0-100 cm-es C denzitás térképeket (16. ábra). A vizsgált terület nyugati oldalának talajviszonyait mindhárom mintavétel a SZUM térképhez közel azonos módon reprezentálja, azonban a terület közepén, illetve keleti oldalán jelentős eltérések vannak.



16. ábra. Az összesített, illetve a különböző mintapont-kijelölési eljárásokból származó pontok felhasználásával készült C denzitás-térkép, a mintaterület 1 m-es mélységére. A térképek színskálájának minimum értéke 2, maximum értéke 42 kg/m².

Különbiségtérképek

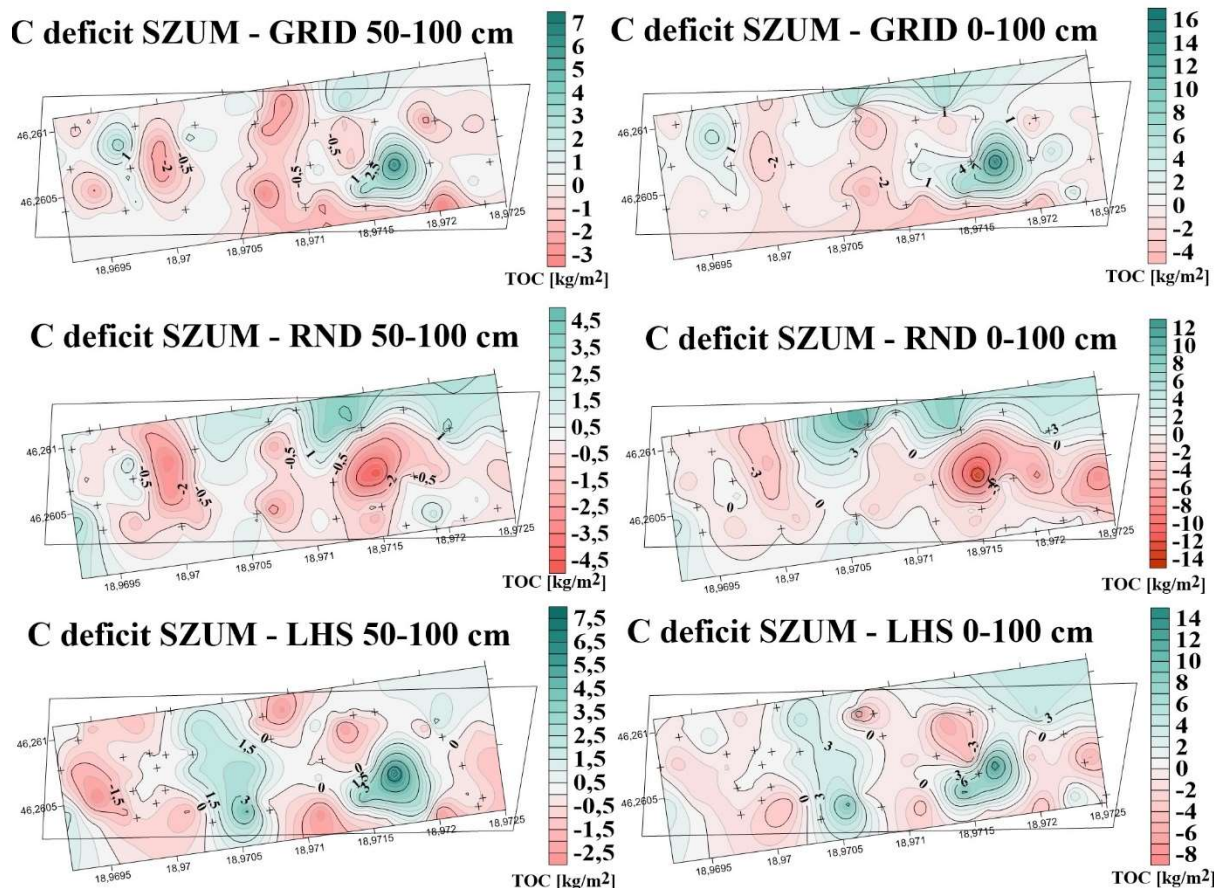
A különböző interpolációk közötti különbségek jobb szemléltetésére különbségtérképeket készítettem, melynek során a 72 pontot tartalmazó (legnagyobb információsűrűségű) térkép interpolációjából vontuk ki az egyes különálló mintavételekből készült interpolációk eredményét (17. és 18. ábra). A deficittérkép negatív értéket a kivonásra került interpoláció magasabb értéke esetén (piros színnel jelölve), pozitív értéket a kivont interpoláció alacsonyabb értéke esetén vesz fel (zöld színnel jelölve). A vizuális interpretáció segít a mintapont-kiválasztási módszerek tulajdonságainak jobb bemutatásában, az eredményül kapott interpoláció általános értékelésén túl. Az egyes mélységek deficittérképeinek ábrázolása során a színskála értékei azonosak.



17. ábra. Az összesített pontokból készített, illetve az eltérő pontkijelölési módszerekből származó pontokból készített interpolációk különbsége, térképként ábrázolva. A 0-20 cm-es térképek esetén használt egységes színskála esetében a minimum -4, a maximum 6 kg/m^2 , a 20-50 cm-es térképek színskáláján a minimum -10, a maximum 10 kg/m^2 .

A 0-20 cm-es mélységről készült deficit térképek (17. ábra) közül a SZUM-GRID térképen, illetve a SZUM-RND térképen főleg a negatív értékek dominálnak, ami a GRID és RANDOM térképek túl magas értékeit jelzi. Ugyanezen ábrán található 20-50 cm-es mélység különbségtérképei, amelyeken a GRID és LHS térképek eltérései alacsonyabbak, a SZUM-RANDOM térkép értékeihez viszonyítva, ami a legnagyobb deficit értékekkel rendelkezik a három különbségtérkép közül.

Az 50-100 cm-es mélység különbségtérképein látható, hogy a RANDOM egyenlő nagyságban tér el negatív és pozitív irányba a SZUM térképétől (18. ábra). A GRID, illetve az LHS esetében is elmondható, hogy nagyobb értékben pozitív irányba tér el, azonban az összterületet tekintve dominál a negatív irányú eltérés.



18. ábra. Az összesített pontokból készített, illetve az eltérő pontkijelölési módszerekből származó pontokból készített interpolációk különbsége, térképként ábrázolva. Az 50-100 cm-es térképek esetén használt egységes színskála esetében a minimum -6, a maximum 8 kg/m², a 0-100 cm-es térképek színskáláján a minimum -15, a maximum 18 kg/m².

A 0-100 cm-es különbségtérképen összesítve látható az interpoláció összesített hibája, a mintavétel teljes mélységére vonatkozóan (18. ábra). A legnagyobb negatív értékű eltérés a SZUM-RND esetében jelentkezett, a legnagyobb pozitív értékű eltérés pedig a SZUM-GRID esetében. A maximum negatív, illetve a maximum pozitív deficitértékek közötti legnagyobb különbség (a különbségek abszolútértékeinek összege) azonban a SZUM-RND esetében volt, tehát az interpolációból történő adott pontra vonatkozó torzítás ebben az esetben vehette fel a legnagyobb értéket. Ugyanezen érték a SZUM-GRID esetében volt a legkisebb, tehát a GRID térkép esetében van legkisebb esélye magas értékű hibával terhelt mintavételnek.

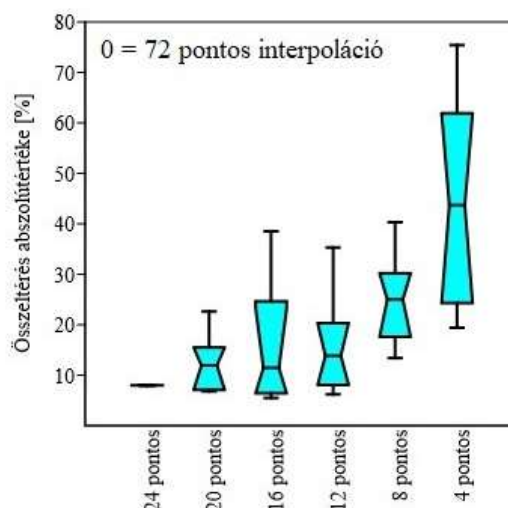
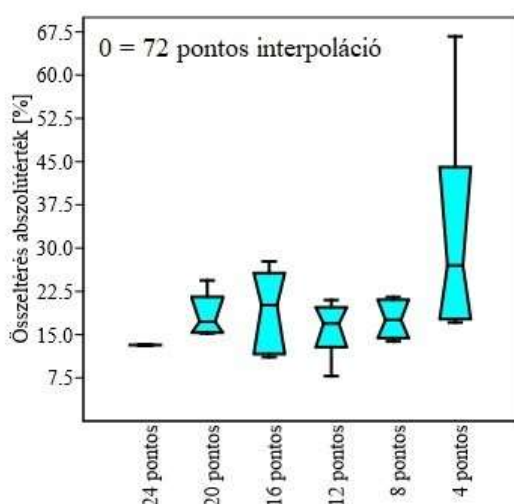
Mintavételi pontok számának vizsgálata az interpoláció volumenjére

Az egyes mintavételek szervesszén-viszonyok felmérésére való alkalmazhatóságának vizsgálatára tovább teszteltem azokat, ennek során cél volt a mintavételek közötti különbség számszerűsítése.

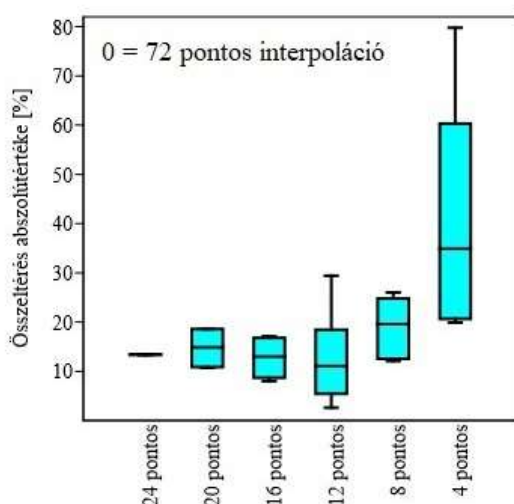
Ehhez olyan interpoláció-sorozatot végeztem, minek során az interpolációhoz felhasznált pontok számát folyamatosan csökkentettem (24-20-16-12-8-4 mintapont), majd ezeknek az interpolációknak számoltam integrálszámítással a volumenjét. Ez a volumen a teljes területen megtalálható szénkészlet mennyiségét jelenti, a vizsgált mélységben. Az interpoláció alapterülete a felhasznált mintapontok számától függetlenül az eredeti szántóföld területe volt. Az így számított volumeneket hasonlítottam össze az összes pontot tartalmazó interpoláció (legmagasabb információsűrűség) volumenjével. A vizsgálat során a pontok csökkentését azonos séma szerint végeztem, minden egyes csökkentett mintaszámú mintapont-sorból 6 különböző ismétlést készítettem, melynek során más és más pontokat távolítottam el a mintasokaságból. A pontok csökkentése 4 mintapontos lépésenként történt. Ennek során minden további lépés esetén (például 20 pontról 16 pontra való csökkentés során) abból a mintasorból képeztük a következő lépést, amely az előző mintapont-sorból a legsikeresebb interpolációt generálta (az eredeti, 72 pontos interpolációhoz viszonyítva). Így eredményül megkapjuk azt, hogy az egyes mintapont-kijelölési módszerek esetében a mintavételi erőforrások (mintavételi pontok) csökkentését milyen módon képes az adott mintavétel tolerálni.

Az eredmények ábrázolása során a különböző mintasor-lépéseket alkotó 6 interpolációból számolt különböző volumeneket, mint csoportokat hasonlítottuk össze. Első lépésként összesített, átfogó eredményként vettük mintapont-kijelölési eljárásenként az összes mélység (0-20 cm; 20-50 cm; 50-100 cm; 0-100 cm) volumenjét. Annak érdekében, hogy a különböző mélységek eltérései összehasonlíthatóak legyenek, százalékos eltérés értéket számoltam, a 72 pontos interpolációhoz viszonyítva. A különböző mintaszámú interpolációk mindegyikéből 6-6 készült, mind a 6 esetben összeadtuk azok 72 pontos interpolációtól való százalékos eltéréseinek abszolútértékét, ezek alkották a 6 darabos statisztikai csoportokat az egyes mintaszámoknál (19. ábra). Látható, hogy a RANDOM mintapont-kijelölés esetében az interpolációk hibája az első két lépésben (20 és 16 pont) jelentősen növekszik, az interpolációk magas szórást mutattak, a 72 pontos interpoláció volumenjéhez képest. Bár a GRID interpoláció indult a legnagyobb hibaszázalékról, a 4, 8 és 12 pontos interpoláció esetében a legalacsonyabb hibaértékeket veszi fel, tehát a mintapontok csökkentése során ez a módszer eredményezte a legkisebb változást (legnagyobb megbízhatóságot). A 20, illetve a 16 pontos interpolációk esetében az LHS eredményezte a legkisebb hibaszázalékokat, a legkisebb szórással is.

GRID összeltérés abszolútérték RANDOM összeltérés abszolútérték



LHS összeltérés abszolútérték



19. ábra. Összesítő ábra a különböző mintaszámú interpolációkból készült térfogatszámítások eltéréseiből. A diagrammokon a különböző mélységekre (0-20; 20-50, 50-100, 0-100 cm) vonatkozó térfogatelérések abszolútértékeit adtuk össze, mintapontkijelölési módszerként. A diagrammokon a 72 pontos interpolációból származó térfogathoz képest vettük az eltéréseket.

Hogy az egyes lépések különbözőségeinek konfidencia-intervallumát számszerűsítve, Mann-Whitney és Wilcoxon tesztet végeztünk, melyek részletes táblázatát a mellékletben helyeztem el (M6 melléklet). Ennek eredményei alapján a GRID alapú mintavétel esetén csak a 4 pontos interpoláció értékei különböznek szignifikánsan más pontszámú interpolációktól (5, illetve 10 %-os konfidencia-intervallum mellett). A RANDOM esetében mind a 4, mind a 8 pontos interpolációk szignifikánsan eltérnek a többi interpolációtól szintén 5, illetve 10%-os konfidencia intervallum mellett. Az LHS esetében a 4 pontos interpolációk szignifikánsan különböznek más pontszámú interpolációktól (5%-os konfidencia intervallum mellett). Ezen felül a 8 pontos

interpoláció eredményei is különböznek a 20, 16 és 12 pontos interpolációkétól, azonban csak magasabb konfidencia-intervallum mellett (teszt típusától függően is eltérő).

Az összesítő eredményeket követően az egyes mélységek szerinti teljesítményét ábrázoltam a különböző pontkijelölési eljárásoknak, ami során az eltérések negatív, vagy pozitív mivoltát is figyelembe vettem. Az így kapott eredmények információtartalma utal az egyes eljárások esetében az információvesztés, illetve pontatlanság növekedésének mértéke és sebessége a mintapontok csökkentése során, ám az eredményeket tájékoztató jellegük miatt a mellékletben helyeztem el (M7, M9, M11. melléklet).

Következő lépésben az egyes mintapontcsökkentések során létrejött csoportonként (mintakijelölési módszerenként, mintapontszámokként, mélységenként, például: GRID 12 pontos, 0-20 cm) kialakult 6-6 interpoláció volumenértékeinek szórását, átlagát, illetve szórásnégyzetét számoltam ki. A csoportokon belüli szórásviszonyok megismerésére módosított relatív szórást (relatív variancia) számítottam, melynek képlete:

$$D = (\sigma^2 / V_{SZUM}) * 100$$

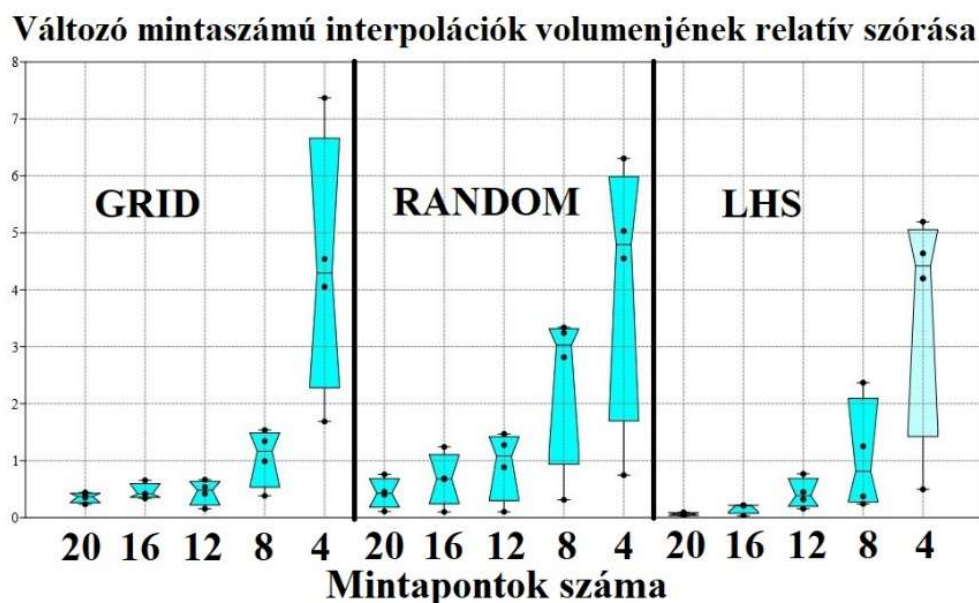
Ahol

σ , illetve σ^2 : Szórás, illetve szórásnégyzet (variancia),

V_{SZUM} : Az adott csoportnak megfelelő mélységű 72 pontos interpoláció volumenértéke.

A relatív variancia dimenzió nélküli mutató, 100-zal való szorzást követően százalékos értéket jelent. A mintaszámcsökkentés által számolt interpolációs eredmények szórásviszonyainak jobb értelmezhetősége érdekében a módosított relatív varianciaértékek is ábrázolásra kerültek (20. ábra).

Az ábrázolt eredmények alapján elmondható, hogy a GRID és LHS esetében az interpoláció bizonytalansága – feltételezett alkalmazás esetén az adott terület szerveszén-készletének felmérése során – leginkább a 8 mintapontról 4 mintapontra való csökkentés esetén nő meg szignifikáns mértékben, míg a RANDOM pontok esetében már a 16-12-8 pontos térképek esetében is jelentős mértékű a szórás.



20. ábra. Az egyes mintavételek különböző mintaszámain belül a 4 eltérő mélység (0-20, 20-50, 50-100, 0-100 cm) interpolációinak módosított relatív varianciája.

Mivel azonban a 19. és 20. ábrán szereplő értékek abszolútértékek, ezért az mintapont-csökkentés interpolációra gyakorolt hatásának jobb vizsgálatára a külön bontott, mélységek szerinti változást is összehasonlítottam, Mann-Whitney, illetve Wilcoxon teszttel. A vizsgálatok célja, hogy a mintapont-csökkentés által kialakult interpolációk milyen konfidencia-intervallum mellett különböznek az előző lépésben számolt interpolációktól. Az eredményekből kiderül, hogy mely mintavételi módszereknél változtatta az interpoláció minőségét szignifikánsan a mintavételi pontok csökkentése. A tesztek számszerű eredményeit a mellékletben helyeztem el (M8, M10, M12. melléklet).

A GRID alapú interpolációk: A 0-20 cm-es mélységből származó minták esetében 16 pontról 12 pontra való lépés szignifikáns változást okozott az interpolációk értékében, azonban az interpolációs eredmények abszolútértékét vizsgálva ez nem derül ki egyértelműen. Megfigyelhető jelenség a vizsgálat során, hogy a mintaszám-csökkentő lépések során végzett pozitív szelekció az interpoláció értékeit minden lépést követően a 0 értékhez közelíti. Ennek ellenére a 8, illetve a 4 pontos interpoláció esetében a volumen-értékekben jelentkező szórás növekedik, ezzel együtt a teljes területre vonatkozó szervesszén-felmérés pontossága jelentősen romolhat. A 20-50 cm-es mélység adatainál a szelekció miatt az interpolációk értéke a kiindulási térképhez képest is közelebb került a 0 értékhez. Az eredeti, kiindulási értéktől szignifikánsan különbözik a 12, illetve a 8 pontos interpoláció, a 4 pontos pedig csak jelentős szórása okán nem különbözik szignifikánsan a 20 és 16 pontos interpolációktól.

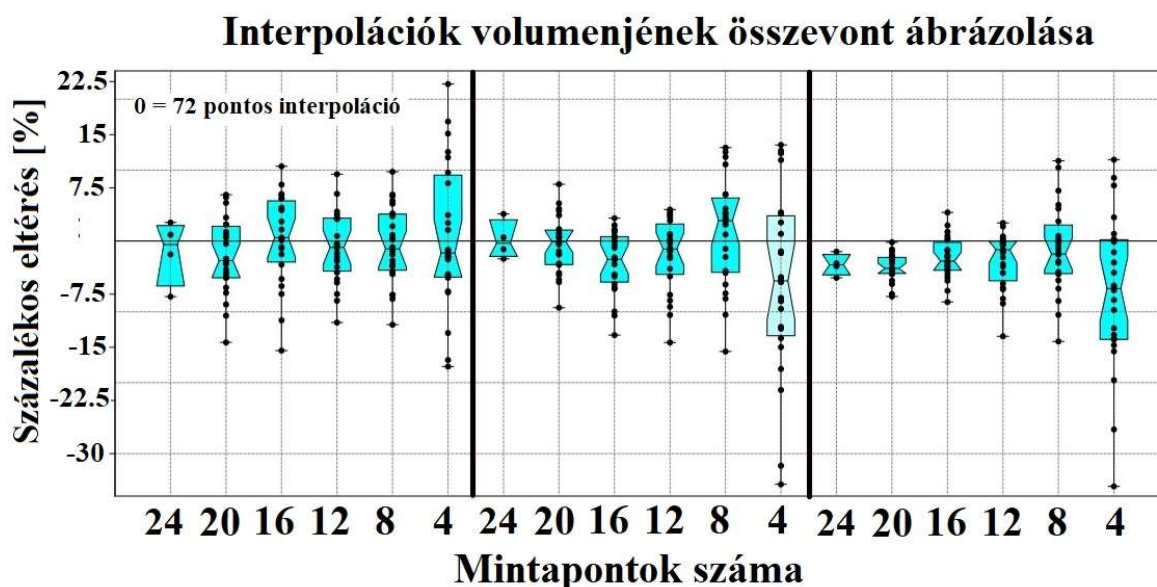
Az LHS interpolációk: Megismétlődik a pozitív szelekció okozta trend, azonban a 4 pontos interpoláció átlagértékei a szelekció ellenére is távolodni kezdenek a 0 értéktől. A 4 pontos interpolációk értékei közül az LHS mintavétel esetében legkisebb relatív variancia amplitúdója (változásának értéke) (20. ábra). Ennek az alacsony relatív szórásnak, illetve az LHS interpolációk középértékei közötti hasonlóságnak az eredménye, hogy a különbözőség-vizsgálatok közül legkevesebb esetben ebben az esetben volt igazolható szignifikáns különbség a volumenértékek között. Az LHS mintapontok esetében a 0-100 cm-es mélység interpolációi (a 4 pontos kivételével) a legkisebb szórással közelítik a 72 pontos interpoláció értékét a 3 mintavétel közül.

A különbözőségi vizsgálatok alapján elmondható, hogy az 50-100 cm-es mélység 4 mintapontos interpoláció mutattak egyöntetű, szignifikáns eltérést a többi interpolációhoz hasonlítva. A többi interpolációk esetében elszórt, változó konfidencia intervallumú különbségek jelentkeztek, illetve egyedi jelleggel jelentkeztek szignifikáns különbségek.

A RANDOM mintavétel interpolációi: A 0-20 cm-es mélységben a legtöbb szignifikáns eltérést eredményezték a különböző mintaszámú csoportok között. A RANDOM mintavétel esetén az interpolációk intervallumainak átlaga is jelentősen ingadozott a 0 értékhez viszonyítottan, illetve többször előjelet is váltott az interpolációk eltérése. Az interpolációk értékeinek előjelváltakozása az abszolútértékek összehasonlításából nem tükröződik, a mintákból készült térképek megbízhatóságát azonban jelentősen torzíthatják. Ez a típusú előjelváltás a RANDOM interpolációk volumenértékei esetén voltak a leggyakoribbak, a különbözőség tesztek alapján a 8 pontos interpolációk adtak szignifikánsan eltérő értékeket. A RANDOM interpolációk volumenértékei jellemzően a negatív irányba mozdultak el a mintaszám csökkentése során, annak ellenére, hogy a kiindulási, 24 pontos interpolációk hibái egyik mélység esetében sem érték el az 5 %-ot, kétszer pozitív, kétszer negatív értékben.

A különböző mintavételi módszerek csökkentett mintaszámú csoportjaiból készült interpolációk azonos skálán való összehasonlítása látható a 21. ábrán. Az ábra alapján az LHS mintavétel rendelkezik a legkisebb szórással, a 4 pontos interpoláció kivételével, ami a GRID esetén a legkisebb szórású. Az interpolációk középértékei (medián és átlag) a GRID esetében állnak legközelebb a 0 értéknek tekintett 72 pontos interpolációhoz. Az LHS esetében minden mintaszámú csoport interpoláció középértéke 0 alatti, a RANDOM mintavétel esetében pedig 20 pontos interpolációt követően ingadozva közelíti alulról és felülről a 0 értéket. A GRID esetében a 20, 16, 12 és 8 pontos interpolációk szórása magas, azonban a mintapontok csökkentésével keveset változik, így a mintavétel információvesztése magas és állandó értékű. A RANDOM és LHS esetében elmondható, hogy a szórás a mintapontok csökkentésével nő, minden lépésben. A RANDOM esetében már a 20 pontos interpolációk értékeinek szórása is magas, a további

lépésekben pedig ez nem változik, illetve nő. Az LHS esetében a 24 pont esetében alacsony szórás lépésenként kismértékben nő. Az ábrát tekintve elmondható, hogy az alacsony szórás nem minden esetben jelenti az alacsony eltérést a 0 értékhez viszonyítva. Például az LHS20 szórása alacsony, azonban a RANDOM20 értékei a nagyobb szórás ellenére is többnyire a 0 köré csoportosulnak, így az interpolációk eltéréseinek abszolútértéke lényegesen nem különböző (19. ábra).



21. ábra. A különböző mintaszámú interpolációk százalékos eltéréseinek egységes skálán történő ábrázolása. A 24 mintapontos interpolációk esetében ábrázolt 4 pont a 3 különböző, továbbá az összevont mintázási mélység. Az egyes csökkentett mintaszámú csoportok esetében az eltérő mélységenkénti 6 interpolációt összevontan, összesen 24-24 adatpontot ábrázoltunk.

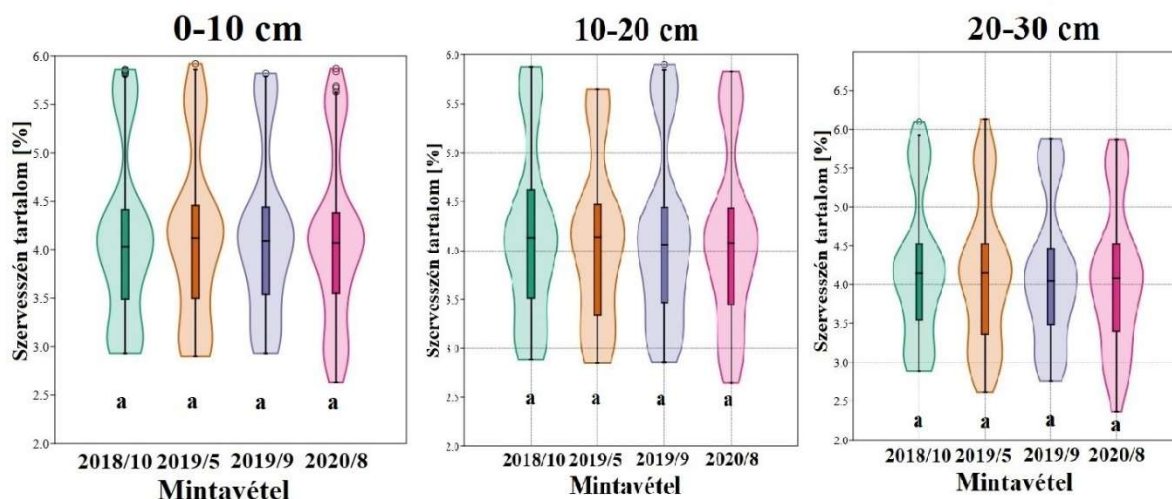
5.2. Precíziós szervestrágyázás hatása eltérő talajadottságok esetén („Érréve”)

A talajminták spektrális leképezését 3 ismételtsben végeztem, így összesen 3600 külön abszorbanca spektrum keletkezett, melyeken a különböző talajfoltok közötti alapvető különbségek az elnyelődési csúcsokon jól kivehetően látszanak. Ezek a hullámszám-tartományok a későbbi predikciós modellben kiemelt súlyozással hordozzák az spektrális adatok varianciáját. A nyers spektrumból az átlagolást és a simítást követően eltűnik a fogazottság és alkalmassá válnak predikciós modellben történő felhasználásra.

A felvételezésekből származó minták száma 1,188, melyből LHS segítségével választottuk ki a mintasokaság heterogenitását legjobban kifejező 100 mintát. A kalibrációs minták (90 db) felhasználásával felállított modell pontossága, a maradék mintákkal elvégzett validáció szerint

$R^2=0,97$. A spektrális adatok, azok feldolgozása, illetve a kalibráció/validációhoz kapcsolódó ábrák a mellékletben kerültek elhelyezésre (M13-M17. melléklet).

A becslés által kapott szervesszén-értékek változatosságának megismerésében azok eloszlásának vizsgálata az első lépés (22. ábra). A mintavételek között az ömlesztett adatokban nincs szemmel látható, vagy statisztikailag igazolható különbség.



22. ábra. A becsült mintasokaság eloszlása, mélységek szerint.

Az adatsokaság megismerését követően a következő lépésben elkészítettük a különböző felvételezések és mélységek szerinti szervesszén-térképezést. Az eredményül elkészült térképeket, azok kiterjedésére való tekintettel, a mellékletbe helyeztem (M18-M20. melléklet), azok determinációs együtthatói a 9. táblázatban láthatóak

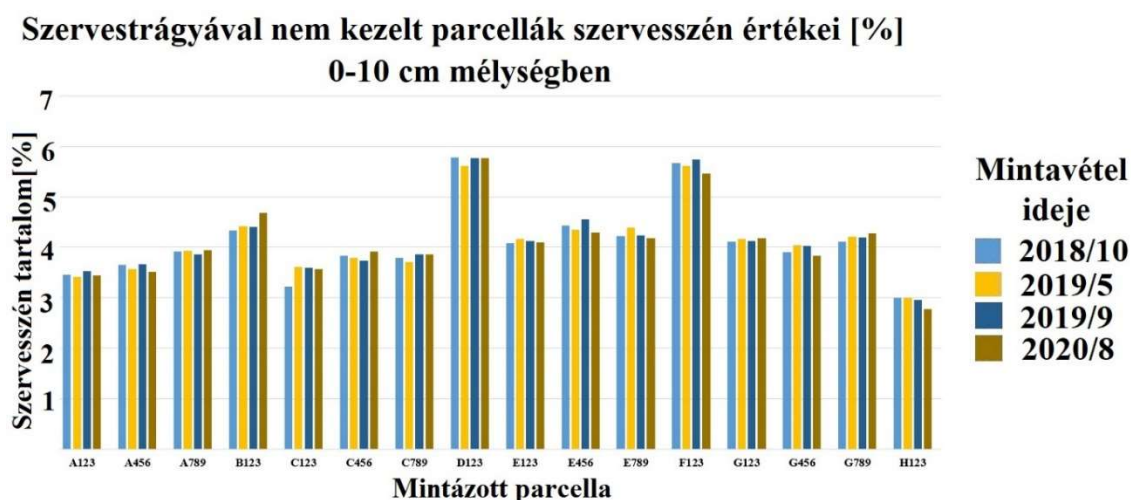
9. táblázat. Az elkészült térképek determinációs együtthatója (Érréve).

R2 értékek – Érréve	0-10 cm	10-20 cm	20-30 cm
Keresztvalidáció	0,838	0,825	0,834
Külső validáció (20%)	0,90	0,90	0,91

5.2.2. Precíziós szervestrágyázás hatásainak vizsgálata

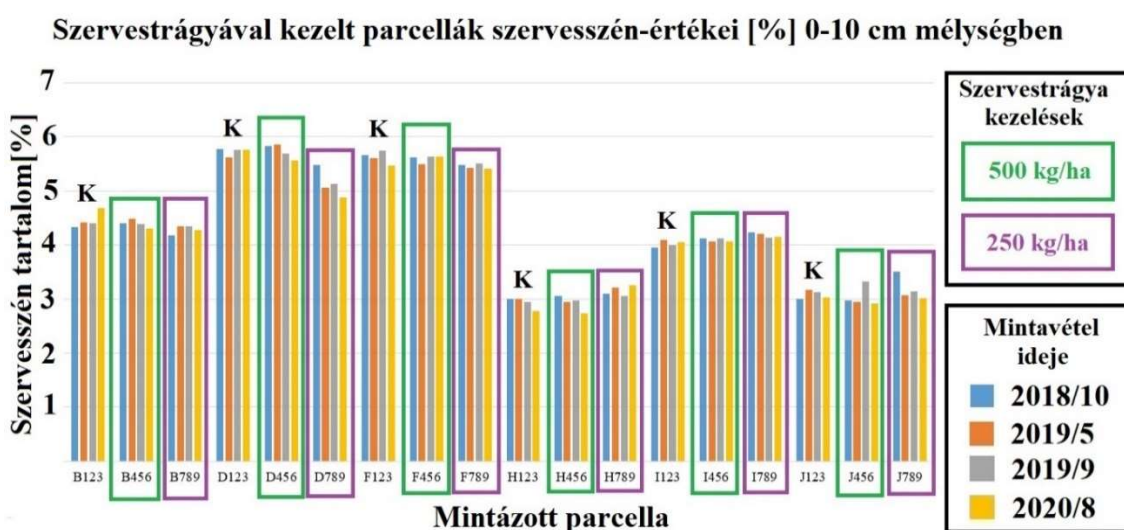
A pellettált szervestrágya felszíni kijuttatása, illetve annak sekély bekeverési módja miatt annak mennyisége feltehetően a 0-10 cm-es mélységben a legnagyobb. Ennek megfelelően a szervestrágyázás hatásainak bemutatása során a szervesszén-adatoknak mindössze a felső, 0-10 cm-es mélységét vettem tekintetbe, a szervestrágyázás hatásai várhatóan itt mérhetőek a legnagyobb mértékben.

A szervestrágyázás hatásainak vizsgálata során elsőként a feltételes mennyiségi változásokat vizsgáltam. Ennek során az adatokat három csoportba osztottam szét, (1) Kontroll és a két dózisu kezelés, (2) 500 kg/ha és (3) 250 kg/ha. Kontrollnak tekintetem minden olyan parcellát, amely nem kapott kezelést, illetve a megelőző felmérés esetén minden parcellát. A dózisok fordított sorrendje a parcellák fizikai elrendezéséből fakad. A 23. ábrán azon eredmények láthatók, amelyek mind a folt-, mind a teljes területű kezelésből kihagyottak, ezáltal kontrollnak tekinthettem azokat.



23. ábra. A kezelésben nem részesült (Kontroll) területrészek szervesszén-változása.

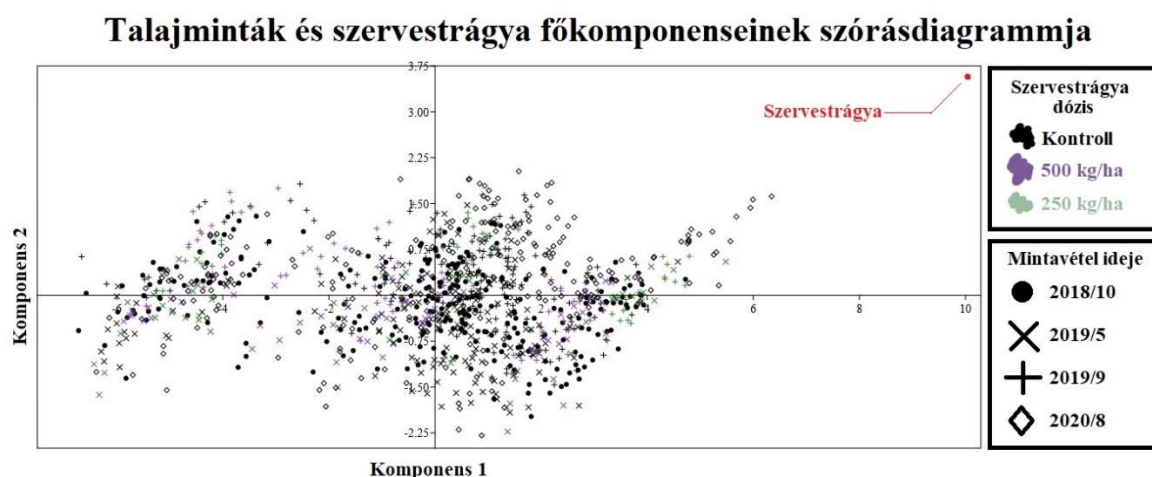
Az egyes pontok mindegyike 3 mintavételi helyről származó mintavétel átlagértéke. Az egyes parcellák talajának szervesszén-tartalom változása nem konzekvens a mintavételek során, az adatok természetes szórást mutatnak. Az adatok szórása feltehetően a mintavétel természetes szórása.



24. ábra. A kezelt parcellák, összehasonlításban ábrázolva az azonos talajfoltban elhelyezkedő kontrollparcellával.

A következőkben vizsgálva a szervesztrágyával kezelt parcellák eredményeit, figyelembe véve az adatok szórását, nem mutatkozik szemmel látható, vagy statisztikailag igazolható mennyiségi különbség, a kezelések hatására (24. ábra).

A következőkben a mennyiségi szerveszén eredményeket követően az előkészített spektrális adatokat vizsgáltam, a trágyázás hatásainak nyomonkövetése érdekében. Az infravörös adatokat olyan vizsgálatok során vettem alá, amik alkalmassá tehetnék azt a szervesztrágyázás hatásainak követésére.

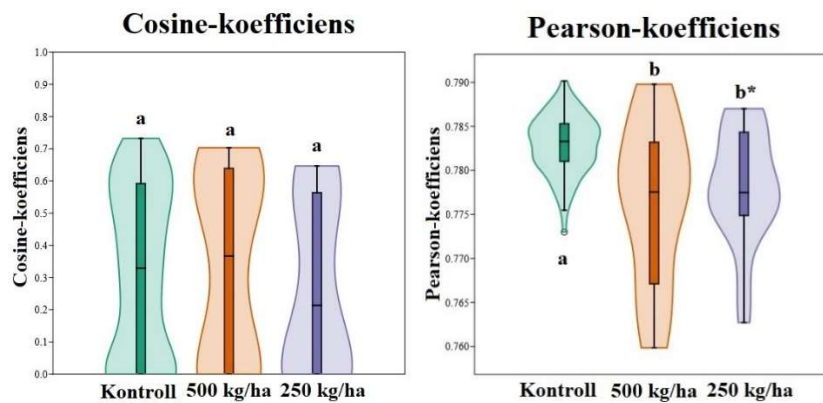


25. ábra. A felvételezett spektrum főkomponens analíze, szórásdiagrammon ábrázolva.

A felvételezett spektrumok nyers adatpontok formájában főkomponens-analízisnek vettem alá, a kezelés során kijuttatott szervesztrágyával együtt (25. ábra).

A főkomponenseket vizsgálata során elsődleges szempont, hogy megállapítsuk, hogy a főkomponensek közül mennyi fejezi ki az adatok varianciáját. Az adatpontok közötti különbségek alacsony mértéke, illetve az adatok alapvetően magas dimenzionalitása miatt az alapján került kiválasztásra a használt főkomponensek száma, hogy melyik főkomponens esetében szűnt meg a komponensek értékein belül a szervesztrágya, illetve a talajminták spektrumai közötti nagyságrendbeli különbség. Ennek megfelelően mindegyik adatpont esetében 11 főkomponenst vittem tovább a következő lépcsős vizsgálatokra.

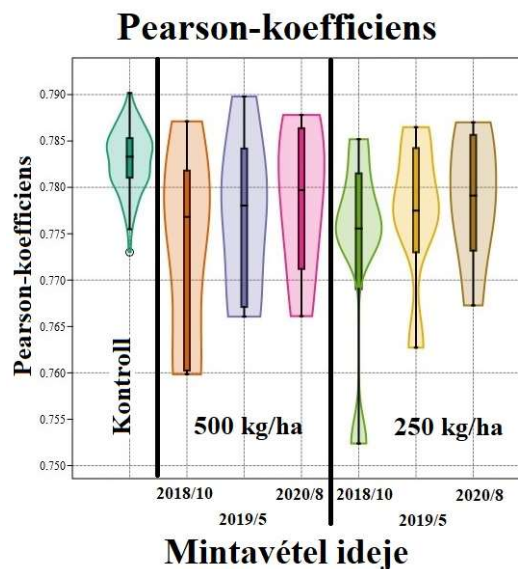
Cél volt a főkomponensek olyan módon történő összehasonlítása, amelyben a talajminták a kijuttatott szervesztrágya anyagával való hasonlóságukat tudjuk vizsgálni. A főkomponensek esetében olyan hasonlósági indexre volt szükség, amely spektrális adatokra alkalmazható és alkalmas az egészen kismértékű strukturális/kémiai hasonlóság kimutatására. A Cosine-, illetve a Pearson- koeficiensek alkalmasak főkomponensek összehasonlítására, kémiai szerkezetek esetében (26. ábra).



26. ábra. A talajminták, illetve a kijuttatott szervesztrágya spektrum főkomponens értékeinek hasonlósági vizsgálata.

A Cosine hasonlósági vizsgálat nem adott értékelhető eredményt, azonban a Pearson-koefficiens szignifikáns ($p < 0,05$) különbséget mutatott ki a kezeletlen és a kezelt parcellák talajai között.

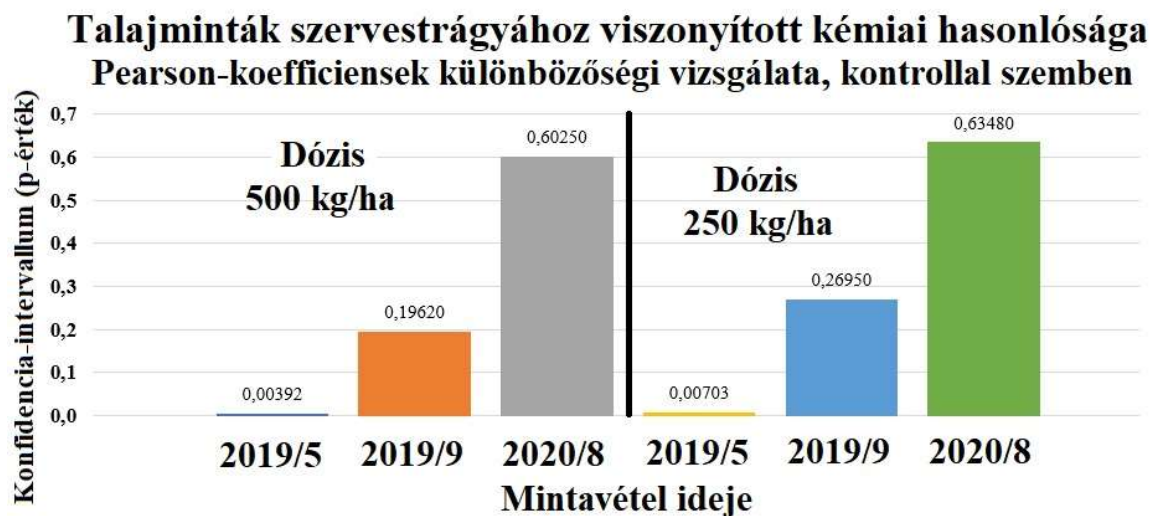
A Pearson-koefficiens használva a továbbiakban a különbségeket további, évenkénti bontásban is szerettem volna vizsgálni (27. ábra). Az ábrából kiderül, hogy a talajminták szervesztrágyához való spektrális hasonlósága a kezelést követő mintázáskor a legnagyobb a kezelt parcellákban, ekkor szignifikáns a különbség ($p < 0,05$), ami különbség konfidencia-intervalluma minden mintázás alkalmával fokozatosan csökkent.



27. ábra. A kezelések Pearson koefficiensei, mintázásonként bontva, kontrollal együtt.

A kontroll, illetve a kezelt parcellák Pearson koefficiensek közötti különbségek mérhetőségéhez különbségi számítást végeztem és a különbség konfidencia-intervallumait hasonlítottam össze a következő lépcsőben (28. ábra). A kezelések okozta kezdeti szignifikáns különbség már fél év elteltével sem igazolható, azonban még nem túl magas a konfidencia-

intervallum ($p \sim 0,2$) tartomány. Másfél év elteltével a konfidencia-intervallum meghaladja a 0,6-ot, így a különbség tovább csökken.



28. ábra. A kezelések Pearson koefficienseinek különbözőség-értékei, kontrollhoz viszonyítva, oszlopdiagrammon ábrázolva.

10. táblázat. A szervesztrágyázás megtérülési számításai.

Foltkezelt	Kontroll				500 kg/ha				250 kg/ha			
Termés [t]	1,46	1,03	1,45	1,38	1,68	1,54	1,66	1,48	1,51	1,43	1,55	1,64
Terület [ha]	0,176	0,179	0,185	0,185	0,203	0,204	0,206	0,206	0,203	0,198	0,192	0,192
Termésátlag [t/ha]	8,32	5,76	7,83	7,42	8,23	7,52	8,03	7,16	7,40	7,19	8,08	8,53
Trágyázott terület [ha]	0	0	0	0	0,077	0,078	0,077	0,077	0,076	0,075	0,073	0,073
Trágyázott terület aránya [%]					38	38	37	37	38	38	38	38
Trágyázás költsége [HUF]					3 582	3 634	3 556	3 556	1 772	1 729	1 686	1 686
Parcellaátlag [t/ha]	7,33				7,74				7,80			
Átlagos trágyaköltség [HUF/ha]	0				17 615				8 807			
Bevétel - trágyázás [HUF]	476 629				502 845				506 926			
Teljes területen kezel	Kontroll				500 kg/ha				250 kg/ha			
Termés [t]	1,25	1,12	1,29	1,32	1,75	1,68	1,73	1,67	1,69	1,70	1,84	1,68
Terület [ha]	0,21	0,21	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,23	0,23	0,24	0,24
Termésátlag [t/ha]	5,88	5,20	5,87	6,01	8,11	7,62	7,76	7,51	7,47	7,32	7,78	7,12
Trágyázott terület [ha]	0	0	0	0	0,216	0,220	0,222	0,222	0,226	0,231	0,236	0,236
Trágyázás költsége [HUF]					10 003	10 214	10 305	10 305	5 243	5 363	5 469	5 469
Parcellaátlag [t/ha]	5,74				7,75				7,42			
Átlagos trágyaköltség [HUF/ha]	0				10 207				5 386			
Bevétel - trágyázás [HUF/ha]	372 992				493 637				477 133			

A precíziós szervesztrágyázás eredményeit (10. táblázat) tekintve fontos a szegélyhatást kiszűrni az adatokból, ezért a különböző parcellákon belül kijelölésre kerültek részterületek, amelyeken belül a kezeléseket torzító hatások nélkül lehetett vizsgálni. Ezek alapján mind a foltkezelés, mind a

teljes területes kezelés visszatérülő módon növelte meg a bevételt, azonban az általánosan kedvezőbb agronómiai tulajdonságú talajfoltok kezelése esetén igazolható a legnagyobb megtérülés/befektetés arány.

5.3. Szervesszén-viszonyok térképezése heterogén domborzaton (Kenya)

A két felmérés (2015 és 2019) során a Kenya hegy keleti oldalán gyűjtött mintákból kapott szervesszén-koncentráció eredményeket egy adatsokaságként kezelve végeztem el az alapvető, leíró statisztikai mutatók számítását, szervesszén-koncentrációra vonatkoztatva. Az adatsokaságon belül az adatpontok számának eltérése az egyes mintavételek sikerességének eltéréséből fakad. Egyes mintavételi helyeken a felszíni/mélységi minták felvétele nem volt lehetséges, az adott talaj túl magas vázrész-aránya miatt.

Az adatokban a mintavétel mélységével csökkenő átlag- és mediánértékek a magas átlagos eltérés, illetve szórás miatt a mélységek szerinti csoportok közötti különbség statisztikailag nem igazolható. A minimum értékek között nincs, a maximum értékek esetében azonban van különbség, a mélység növekedésével csökkenés. Az adatok eloszlásának pontosabb megértése érdekében az adatokat violinplottal kiegészített violinplot diagrammon ábrázoltam, amelyet terjedelmi okokból, illetve az adatok leíró jellegéből fakadóan nem szövegekben helyeztem el (M21-M22. melléklet). Az adatsokaság széles eloszlását néhány kiugró és extrém kiugró érték okozza, az adatok középső két kvartilisének kiterjedése megközelítőleg 2 %C-en belüli.

A különböző mélységek között statisztikailag igazolható különbség nincs. A vizsgált területen a tengerszint feletti magasság csökkenés értéke 1400 m (2100 tszfm – 700 tszfm), amelyen belül a mintapontok térbeli kiterjedése jelentős. A legnagyobb mintapontsűrűség 1400 m és 1100 m tengerszint feletti magasság között van.

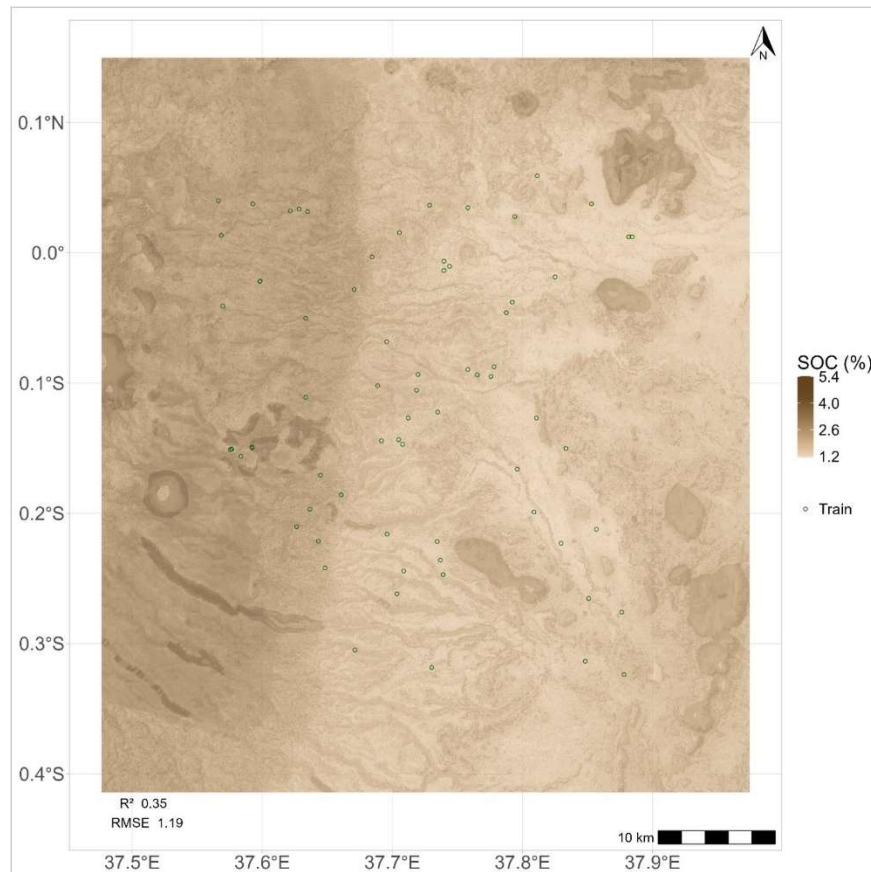
A 0-20 cm-es és 50-100 cm-es minták között statisztikailag igazolható a különbség ($p < 0,001$), a 0-20 cm és a 20-50 cm közötti minták esetében a p értéke 0,09362, így az 5%-os konfidencia-intervallumhoz közeli. A 20-50 cm-ről és 50-100 cm-ről származó minták esetében a p értéke 0,1764, így a statisztikailag igazolható különbség itt a legkisebb valószínűségű.

A predikcióból létrejött szervesszén-adatokból elkészített térkép az 29. ábrán látható. A térkép pontosságának javítása érdekében a következő változókkal lett súlyozva (M23. melléklet):

- Lejtőszög,
- Tengerszint feletti magasság,

- Domborzat-árnyékolás,
- TPI (Topographic Position Index – Topográfiai Helyzeti Index),
- Talajborítottság.

A szervesszén értékek topográfiai változókkal történő súlyozásának köszönhetően a térkép jóval pontosabb. A többmenetes validáció-kalibráció (20%-80%) során a kapott, nem-optimalizált térképek összevont R^2 értéke 0,59, a predikció pontosságának további paraméterekkel való javítását követően az R^2 értéke 0,82.



29. ábra. A vizsgált terület szervesszén-koncentrációját bemutató talajtérkép.

A térképen jelentkező É-D irányú vonal mentén történő jelentős csökkenés a szervesszén-értékekben a művelt területen belül, azon a kimondott topográfiai határon helyezkedik el, ahol a klimatikus viszonyok alkalmassá teszik a területet tea, illetve kávécsérje termesztésére. A térképen szereplő nagy szervesszén-tartalmú foltok, amik azonban nem tartalmaznak mintavételi pontot, az interpoláció feltételezett túlbecsléséből fakadhatnak. A becslés minőségét növelő kovariánsok közül feltehetően a növényborítottság okozza a predikció magas értékét.

6. KÖVETKEZTETÉSEK

6.1. Szervesszén-viszonyok felmérése szántóföldön („Kanális”)

6.1.1. Becslési modell felállítása

Az első szakaszban az eredmények alapján a spektrális adatok, a dolgozatban alkalmazott előkészítési-feldolgozási módszereket követően, a reprezentativitás vizsgálat során már alacsony kalibrációs mintaszám mellett is magas reprezentativitást mutatott a mintasokaság teljes egészére. Ezt a későbbi, becslési modell felállítását követő validációs mérések is megerősítették. Ez alapján kijelenthető, hogy a spektrális adatok jól alkalmazhatóak a laboratóriumi vizsgálatok kiegészítésére, predikciós modellben felhasználva.

A második szakaszban a spektrális adatokból felépített konkrét becslési modellek teljesítményét vizsgáltuk részletesebben. Az összehasonlításban szereplő, különböző mintakiválasztási módszerek segítségével, változó kalibrációs/validációs arányú modellekből származó becslött értékek R^2 és RMSE változóinak vizsgálatából a következők a javaslataim:

- 10%-os kalibrációs mintaarány esetén az LHS mintakiválasztás nyújtja a legnagyobb reprezentativitást,
- Mindhárom mintakiválasztási módszerrel felállított modell esetén a becslés általános megbízhatósága jó ($R^2 \geq 0,9$),
- A legkisebb kalibrációs mintaszám (30%) mellett telítődő statisztikai görbe alapján, alacsony mintaszámú kalibráció esetén a KSS alkalmazása javasolt,
- A kalibrációs mintaszámtól függetlenül a legnagyobb becslési pontosság a KMS mintakiválasztással érhető el.

Amennyiben cél a költségcsökkentés, a pontosság megtartása mellett, javasolható a KSS mintakiválasztás, 30%-os kalibrációs aránnyal. Azon vizsgálatok esetén, ahol a mintáknak mindössze 10%-át van lehetőség bevizsgálni, az LHS mintakiválasztás javasolt. Ahol a költségektől függetlenül a predikció pontossága az elsődleges szempont, ott a KMS mintakiválasztás javasolt, 70%-os kalibrációs mintaszámmal.

6.1.2. Mintázási stratégia sikerességének vizsgálata

A harmadik szakaszban különböző mintapont-kiválasztási módszerek teljesítményét hasonlítottuk össze, a vizsgálatban szereplő, heterogén talajú művelt terület szervesszén-készletének felmérésére. A területről származó minták szervesszén-értékek térbeli és vertikális eloszlása biztosítja a vizsgálatához szükséges, nagyfokú heterogenitást. Az 50-100 cm közötti mélység eredményei szignifikáns módon eltérőek a felszínközeli értékektől, ami által a vizsgált módszerek a mélységi szervesszén-állapotok felmérésére való alkalmasságát is vizsgáltuk. Amennyiben ugyanis a mélységi szervesszén-viszonyok nem állnak egyértelmű korrelációban a felszínen mért értékekkel (mint pl. a vizsgálatban szereplő öntés jellegű talaj), a talajfelszín nem feltétlenül képes kiindulási alapként szolgálni a mintázási stratégia kialakítása során.

Rácsból mintavétel

Az eredmények alapján kijelenthető, hogy a rácshálós mintavételi stratégia legfontosabb előnye az állandó pontsűrűség. Egyenletes pontsűrűsége okán az egy minta értékéből interpolált terület mérete egyenlő, így az esetleges kiugró értékek (pontoszerű talajfoltok vagy esetleges mérési hiba) interpolációt módosító hatása azonos térbeli kiterjedésű az egész területen. Ennek köszönhetően a kiugró értékek lokalizációja szabályos forma szerint történik, illetve a hiányzó/törölt értékek helyén általános interpoláció helyettesíti azok hiányát. Ezáltal a terület általános reprezentációja a GRID esetében követi legkevesebb kiugró hibával az összesített interpolációt. Ez elmondható mindegyik mélység esetén, a rácshálós mintavételből készült térképek tükrözik a terület mélységi talajviszonyait (a szervesszén táblán belüli megoszlását, illetve a kiugró pontoszerű értékeket) a leghűbben. Ezt a következtetést a különbségtérképek összehasonlítása is megerősítette, a rácshálós mintavételből származó interpoláció esetén voltak a legalacsonyabbak a különbségértékek.

Véletlenszerű mintavétel

A RANDOM mintavétel változatos pontsűrűsége okán az egyes pontok interpolációt befolyásoló hatása nem egyenlő. Azon pontok, amiktől nagyobb távolságban nincs további mintavételi pont, jóval meghatározóbbak az interpolációban, mint a sűrűbben elhelyezkedő pontok egyike. Ennek eredménye az a jelenség is, hogy a RANDOM pontokból interpolált térképek esetén a kiugró értékek elhúzódozó „nyelveken” és nagy kiterjedésű foltokban okozhatják az interpoláció hibáját, az alkalmazott interpoláció típusától függően.

LHS

Az LHS mintavétel mintapontsűrűségének egyenletességét a kalibrációhoz felhasznált beviteli adat határozza meg. Annak lokális, nagymértékű változása a mintapontok nagyobb sűrűségét fogja eredményezni, ezért amennyiben az algoritmus beviteli paramétere szoros kapcsolatban áll a mintázni kívánt paraméterrel, a pontsűrűség annak változásának megfelelő. Az LHS mintavétel alapján készült térképeken a beviteli adat (tengerszint feletti magasság) lokális változatlansága a mintavételi pontok ritkulását okozta ezen területeken. A módszer hiányossága ezáltal, hogy így a kisebb kiterjedésű talajfoltok, amik a tengerszint feletti magasságtól függetlenül alakultak ki, nem, vagy nem valós kiterjedésükben jelentek meg az LHS interpolációkon. Jelen kutatás eredményei szerint a domborzati adatok jól használhatóak egy művelt terület általános, illetve felszínközeli felmérésére, azonban a nagyfelbontású térképeken megmutatkozó lokális, domborzati/felszíni adatokból nehezen következtethető (pl. egykori elöntés vagy antropogén hatás) talajfoltok észlelése elmaradhat.

Az eredmények értékelése alapján az LHS mintapont-kiválasztási algoritmus a következő feltételek fennállása esetén alkalmazható jó teljesítménnyel szervesszén-készlet felmérésre:

- Az algoritmushoz rendelkezésre álló beviteli adat feltételezhetően szoros kapcsolatban áll a talaj szervesszén-értékével, és
- a mintázási területen jellemző talajtípus pedometriai összefüggései együttállnak a talajszintek tulajdonságainak talajgenetika szerinti vertikális lefutásával, illetve
- kicsi az előfordulási valószínűsége, illetve gyakorisága olyan mélységi talajfoltoknak, amelyek kiugró értéket képviselnek a területen belül.

Ezt követően vizsgáltuk az alkalmazott mintapontok számának változását az interpoláció információtartalmának minőségére. Fontos szempont az eredmények és az abból származó javaslatok mérlegelése közben, hogy a felmérés során a mintakijelölési módszerek teljesítményének – önmagukkal és más módszerekkel összevetett – relatív vizsgálatát tűztük ki célul. Így aztán jelen munkát alapul vevő vizsgálatok kiértékelése során ezen hibahatárokhöz képest eltérő hibaérték valószínűsíthető, az eltérés mögött álló módosító hatás más mértékű megnyilvánulása okán. A teljes vizsgálat eredményeinek bemutatása során így a legfőbb szempont ezen módosító hatások kielemezése, hatásuk *mértéke* – ezen kutatásra vonatkozó specifikus természetükből fakadóan – másodlagos jelentőségű információ.

A változó mintaszámmal végzett interpolációs vizsgálatból az a következtetés származik, hogy a rácsháló, illetve az LHS alapú mintavételezés esetén minimálisan 8 pont/4,62 ha mintasűrűség

szükséges volt a nagymértékű becslési pontatlanság kiküszöbölésére. A GRID interpolációk átlagértékei szorosan követték az etalonnak tekintett 72 pontos interpolációt, azok szórása a mintapontok csökkentésével folyamatosan nőtt. Az eredmények alapján a lehető legkisebb mintaszámmal, a legnagyobb pontosságot célzó felmérésekhez a 8 pont/4,5 ha mintasűrűség (0-100 cm-es mélységig nézve $\pm 5\%$ hibahatáron belül) ajánlható. Az LHS alapú mintavételezés eredményei mutatták a legkisebb szórást, így a 0-100 cm-es mélységben hasonlóan 8 mintapont esetén $\pm 2,5\%$ -nál kisebb hibát tartalmaztak az interpolációk, ami a véletlenszerű mintafelmérés 20 pont esetén is $\pm 5\%$ volt. Ezek alapján kijelenthető, hogy a legnagyobb pontosság 0-100 cm-es szervesszén-felmérés esetén a LHS alapú mintázástól várható. Ez alól egyedüli kivétel az 50-100 cm-es mintázási mélység, ahol a rácsháló alapú mintavétel adta igazoltan a legkisebb interpolációs hibát. Az interpoláció hibája 8 pontos mintasűrűség esetén $\pm 5\%$ -on belül, 4 pontos mintasűrűség esetén $\pm 15\%$ -on belül volt, ami fele az LHS és RANDOM interpolációk hibájának, hasonló mintasűrűség esetén.

A különböző mintamélységek összevonása során kiderült, hogy a legnagyobb hatásfokkal alkalmazható (az információsűrűség csökkentése az interpoláció pontosságának megtartásával) mintavételi stratégia a LHS. Az LHS interpolációk értékei mutatják a legkisebb szórást, illetve az adatok középső két kvartilisa ennél a mintavételnél helyezkedik el legközelebb az összevont adatokhoz, $\pm 5\%$ -on belüli tartományon, a 8 pontos mintasűrűség esetében.

Elmondható, hogy az eredmények második szakasza is igazolta a korábbi konklúziót. Olyan felmérések esetén, amikben cél a felszínközeli (0-50 cm) talaj szervesszén-viszonyainak felmérés, a LHS alapú mintavételi stratégia ajánlható. Jelen kutatás alapján olyan esetekben, amikor a mélységi (50-100 cm) szervesszén-viszonyok felmérése a cél, a legpontosabb eredmény a rácsháló alapú mintavételtől várható.

A következtetéseket összegezve az 1 méteres szervesszénkészlet felmérése esetén a következő esetekben ajánlott az LHS alapú mintavétel:

- sekély, vagy fejletlen talajoknál,
- olyan esetben, ahol a domborzat, vagy más távérzékeléssel felvételezhető változó szoros összefüggésben áll a kialakult talajjal.

Illetve ajánlható a rácsháló alapú mintavétel:

- Olyan talajok esetében, ahol a talajfelszín, illetve az az alatt húzódó talajszintek/rétegek közötti kapcsolat valamilyen talajgenetikai folyamat által megszakított: öntés- és lejtőhordalék talajok, illetve antropogén talajok,

- Ahol a mélységi viszonyok meghatározóak a szervesszén-készlet szempontjából: szerves talajok.

A mintapont-kijelölési módszerek tulajdonságainak alaposabb ismeretében kiválasztható az adott kutatás/felmérés körülményeinek és céljaihoz leginkább alkalmas módszer, mind a minták begyűjtését, mind azok laboratóriumi vizsgálatát illetően.

6.2. Precíziós szervesztrágyázás hatása eltérő talajadottságok esetén (Érréve)

Elsőként a kutatás előző szakaszában alkalmazott módszertant teszteltem nagyméretű, heterogén szervesszén értékű mintasokaságon. A spektrális adatok magas fokú megbízhatóságát támasztja alá, hogy a LHS mintakiválasztással, 10% mintahányaddal kalibrált becslési modell R^2 értéke 0,97. Ez alátámasztja a szakirodalomban eddig rögzítetteket, mely szerint a közép-infravörös sugárzás különösen alkalmas szervesszén-viszonyok mennyiségi meghatározására.

A kutatás további szakaszában cél volt a szervesztrágyázási kezelés hatásának nyomonkövetése, az MIR spektrum statisztikai vizsgálatával. A spektrális adatok főkomponens-analízisének szórásdiagrammján a szervesztrágya egyértelműen elkülönül a talajmintáktól, így az összehasonlításához szükséges kellő különбözőség megvalósult.

Ezt követően a főkomponens adatok különбözőségét vizsgáltam, amire a Pearson-koefficiens bizonyult a legalkalmasabbnak. Ezzel szignifikáns különбség volt kimutatható a szervesztrágyához való hasonlóságban a kontroll, illetve a kezelt talajminták között.

A további, mintázásonkénti bontásban a statisztikai adatokból egyértelmű trend mutatkozik meg abban, hogy a kezelések talajmintáinak spektrális hasonlósága a kijuttatott szervesztrágyához a kezelést követően a legnagyobb, majd folyamatosan csökken. A kezelést követően még szignifikánsan különbözik a kontrolltól, azonban a konfidencia-intervallum 2 év alatti fokozatos csökkenése jelzi a szervesanyaggal bejuttatott szervesformák megszűnését, feltehetőleg annak átalakulásával és oxidációjával.

A megtérülési számításból kiderül, hogy mind a foltkezelés, mind a teljes terület kezelése megtérülő. Különböző költségintenzitással jellemezhetőek, azonban azon területeken, ahol a kedvezőbb adottságú területrészek is kezeltek voltak, magasabb megtérülési rátát eredményezett.

Ezek alapján a következő technológiai javaslatokat teszem, precíziós szervesztrágyázás alkalmazására:

- A precíziós talajjavítás (a kedvezőtlenebb adottságú talajfoltok kezelése) kisebb mértékben, de megtérülő és ajánlható,
- A legnagyobb megtérülés a teljes terület kezelésével érhető el,
- Optimalizált technológiaként ajánlható a kedvezőbb adottságú (agronómiai tulajdonságok tekintetében) talajfoltok kezelése, alacsonyabb költség- és kockázat melletti megtérüléssel.

6.3. Szervesszén-viszonyok térképezése heterogén domborzaton (Kenya)

A Kenya hegy északkeleti oldalán végzett felmérés mintái jelentős heterogenitást mutatnak, relatív kis területen belül. Számos topográfiai és klimatikus tényező befolyásolja a talaj szervesszén-lefutását, így a terület szervesviszonyainak pontos térképezése kifejezetten komplex feladatnak bizonyult. Az elsőként elkészült szervesszén-térképek R^2 értékét jelentősen ($0,59 \rightarrow 0,82$) lehetett növelni a becslési modell további változókkal történő optimalizálásával.

Az elkészített szervesszén-térkép interpolált értékeinek magas R^2 értéke alapján kijelenthető, hogy az itt felállított interpolációs becslési modell kiindulási alap lehet más, hasonlóan heterogén topográfiával és klimatikus viszonyokkal jellemezhető területek esetén is.

7. ÚJ TUDOMÁNYOS EREDMÉNYEK

Megállapítottam, hogy:

- 7.1. Szervesszén-készlet felmérése során a topológiai adatokkal, illetve felszíni tulajdonságokkal kondicionált Latin Hypercube Sampling alapú talajmintavétel helytelen eredményre vezethet hordalék- és antropogén talajok (talajrétegek okán), illetve szerves talajok esetén (meghatározó mélységi viszonyok okán). Ezen talajok esetében javasolt a rácsháló alapú mintavételi stratégia.
- 7.2. A három vizsgált mintapont-kijelölési eljárás mindegyikénél a mintavételi sűrűség 66%-os csökkentése ($1900 \text{ m}^2/\text{mintapont} \rightarrow 5800 \text{ m}^2/\text{mintapont}$) a reprezentativitás maximum 7%-os csökkenését okozta, szervesszén-készlet felmérés során. Továbbá az LHS és rácsháló alapú mintavétel az eredeti mintaszám 84%-os csökkentése ($1900 \text{ m}^2/\text{mintapont} \rightarrow 11600 \text{ m}^2/\text{mintapont}$) mellett is legfeljebb 15%-os eltérést mutat, az eredeti információtartalomhoz képest.
- 7.3. A dolgozatban szereplő mindhárom szakaszban alkalmazott, közép infravörös spektrális adatokat felhasználó, szervesszén-bebecslési modellek alkalmazásával 90% felett becslési pontosság (Keresztvalidációval $R^2=0,9$ és $0,97$) várható, a dolgozatban alkalmazott mintakiválasztási módszereket (Kennard-Stone sampling, k-means sampling, Latin Hypercube sampling) alkalmazva, már 10%-os kalibrációs mintahányad esetében is, a mintasokaság számától és heterogenitásától függetlenül.
- 7.4. A kijuttatott pellettált baromfitrágya a talajhoz köthető szerves vegyületek között megjelent, egy évig kimutatható volt ($p<0,01$), második évre mindössze statisztikai mutatókban megjelenő lenyomatait lehetett kimutatni ($p\leq 0,2$ és $p\leq 0,6$), a kijuttatott dózistól függetlenül.
- 7.5. A dolgozatban bemutatott módszertan a növénytermesztési gyakorlatba beépíthető, felhasználásával – évenkénti talajmintavétel esetén – a növényi szerves maradványok, szervestrágyák fennmaradási ideje nyomonkövethető.
- 7.6. A kutatásban vizsgált összes szervestrágyázási eljárás megtérülő volt, terméseredmény tekintetében, azonban az adott körülmények között, a jobb adottságú talajfoltok szervestrágyázása mind gazdaságilag, mind a légköri C megkötése szempontjából a kedvezőbb eljárás lehet, a teljes terület kezeléséhez viszonyítva. Ezek alapján javaslom a szervetrágyák célzottan történő, precíziós kijuttatását a kedvező adottságú területekre.

7.7. A kutatásban használt módszertan (hozzáadott változókkal optimalizált interpoláció) felhasználásával nagy pontosságú ($R^2=0,82$) szerveszén-koncentráció térképet sikerült létrehozni egy magas topográfiai és klimatikus heterogenitással jellemezhető, nagy kiterjedésű (~1500 km²) terület talajviszonyaira.

8. ÖSSZEFOGLALÓ

Jelenkorunk mezőgazdasági és környezetmegőrzési kihívásainak középpontjában a globális szervesszén-készlet megfelelő, hosszútávon fenntartható kezelése áll. A művelt talajokban tárolt és kezelt szervesszén környezeti szempontból meghatározó mennyisége miatt elengedhetetlen annak térbeli és vertikális eloszlásának megfelelő ismerete, illetve okszerű művelése. A távérzékelés és a laboratóriumi vizsgálatok ezredforduló óta történő fejlődése lehetővé tette, hogy óriási mennyiségű adatot gyűjtsünk és helyesen értelmezve a jövőbeli agronómiai döntések alapjául biztosítsunk. Kiemelt fontosságú feladat tehát a tudományos előremenetel újonnan alkalmazott eszközeit felhasználhatóvá tenni a gyakorlati szakemberek számára, a művelési gyakorlat tudatossá alakítása érdekében. Ezen cél által vezérelve jött létre ez a dolgozat, melynek célja, hogy a tudományos részletességet és a gyakorlati szemléletet egyaránt megragadja.

Első szakaszban különböző mintapont-kijelölési módszereket (Rácsból, Random, Latin Hypercube Sampling) összehasonlítottam össze egy művelt terület szervesszén-készletének felmérésében. A vizsgálat eredményeként ajánlást tettem a mintázási mélységtől és mintapont-sűrűségtől függően az adott feladathoz legalkalmasabb módszerre. Majd a begyűjtött minták közép infravörös spektrájából szervesszén becslési modellt építettünk olyan módon, hogy vizsgáljuk különböző mintakiválasztási módszerek (Latin Hypercube sampling, k-means sampling, Kennard-Stone sampling) hatását a becslés minőségére. A mintakiválasztási módszerek teljesítményét változó kalibrációs/validációs arányokkal épített predikciós modellekben vizsgáltam, eredményként javaslatot tettem az egyes kiválasztási módszerek esetében ideális mintaarányra, illetve, hogy egy adott felmérés célja alapján melyik módszertől várható optimális eredmény.

A második szakaszban egy szintén művelt, nagyobb területen beállított szántóföldi trágyázási kísérletben célként tűztem ki vizsgálni egy heterogén talajadottságú táblán belül a kijuttatott szervestrágya hasznosulását az eltérő talajanyagú foltok között. A vizsgálat további célja volt a vizsgálati módszertan olyan módon való fejlesztése, amely illeszkedik a jelenleg elérhető és alkalmazott talajvételi módszertan kereteibe. Javaslatot tettem egy szántó szervesszén-viszonyainak – a gazdálkodási gyakorlatba is beépíthető módon történő – nyomonkövetésére. Cél volt a jövőbeli precíziós szervestrágyázás gyakorlatának propagálása, a hasznosulás növelése által. Az eredmények alapján javaslat született a szervestrágya precíziós alapon történő felhasználására, megtérülési mutatókkal alátámasztva.

Harmadik szakaszban a dolgozatban tesztelt eljárásokat alkalmazva a Kenya hegy keleti oldalán végeztünk szervesszén-felmérést, magasan heterogén topográfiai és klimatikus viszonyok között.

Cél volt ennek a többszörösen összetett talajtérképezési feladatnak a rendelkezésre álló eszközökkel történő kivitelezése, aminek eredményként létrejött egy olyan szervesszén-térkép, amihez a talajadatokat további változókkal pontosítva sikerült nagy pontosságú szervesszén-bebecslést elérni ($R^2=0,82$).

SUMMARY

At the center of today's agricultural and environmental conservation challenges lies the proper, long-term sustainable management of the global organic carbon stock. Due to the significant amount of organic carbon stored and managed in cultivated soils from an environmental perspective, it is essential to have adequate knowledge of its spatial and vertical distribution and to cultivate it properly. The development of remote sensing and laboratory examinations in the last 20 years has enabled us to collect an enormous amount of data and, with proper interpretation, provide a basis for future agronomic decisions. Therefore, it is of utmost importance to make the newly applied tools of scientific progress usable for practical professionals to carry out tillage and nutrient management consciously. Driven by this goal, this research was conducted to capture both scientific detail and practical perspective.

In the first phase, we compared different sampling strategies (Grid, Random, Latin Hypercube Sampling) in the ability of assessing the organic carbon stock of an arable land. Based on the results, we recommended the most suitable method for the given task, depending on the sampling depth and sample point density. Then, we built an organic carbon estimation model from the mid-infrared spectrum of the collected samples in such a way, that we examined the impact of different sample selection methods (Latin Hypercube sampling, k-means sampling, Kennard-Stone sampling) on the quality of the estimation. We evaluated the performance of the sample selection methods in the built prediction models with varying calibration/validation ratios and recommended the ideal ratio for each selection method, also which method would yield optimal results based on the purpose of a given survey.

In the second phase, within a larger cultivated field set up for a fertilization experiment, the aim was to investigate the utilization of the applied organic manure between patches with different soil materials within a heterogeneous soil condition field. The further goal of the investigation was to develop the examination methodology to fit within the currently available and applied soil sampling methodology framework. A method was proposed for the quantitative and qualitative monitoring of a field's organic carbon stock in a way that is feasible within farming practices while

reducing examination costs. The goal was to promote the practice of precision organic fertilization by increasing utilization efficiency. Based on the results, recommendations were made for precision organic manure application, based on return on investment calculations.

In the third phase, applying the procedures tested during the research, an organic carbon survey was conducted on the eastern side of Mount Kenya, under highly heterogeneous topographical and climatic conditions. The goal was to carry out a complex soil mapping task with the available tools, resulting in an organic carbon map, achieving high-precision interpolation by refining prediction with additional variables ($R^2=0.82$).

9. MELLÉKLETEK

M1. Irodalomjegyzék

M2. A mért szervesszén értékek statisztikai mutatói, illetve összehasonlítása (Kanális).

M3. A szervesszén-tartalom mérés eredményei violinploton ábrázolva, mélységenként megjelenítve (Kanális).

M4. A mért spektrumokon elvégzett H különbözőségi és Mahalanobis vizsgálatok eredménydiagrammjai (Kanális).

M5. Validációk eredményei a különböző mintakiválasztási modelleknél (30% és 70% kalibrációs minta) – Kanális.

M6. A különböző mintaszámú interpolációkból készült térfogatszámításokat összehasonlító hasonlósági tesztek eredményei (Kanális).

M7. A különböző mintaszámú interpolációkból készült térfogatszámítások ábrázolása, a GRID alapú mintavétel esetén (Kanális)

M8. A különböző mintaszámú interpolációkból készült térfogatszámításokat összehasonlító hasonlósági tesztek eredményei, a GRID mintapontkijelölési módszer esetén (Kanális).

M9. A különböző mintaszámú interpolációkból készült térfogatszámítások ábrázolása, az LHS alapú mintavétel esetében (Kanális).

M10. A különböző mintaszámú interpolációkból készült térfogatszámításokat összehasonlító hasonlósági tesztek eredményei, az LHS mintapontkijelölési módszer esetén (Kanális).

M11. A különböző mintaszámú interpolációkból készült térfogatszámítások ábrázolása, a RANDOM alapú mintavétel esetében (Kanális).

M12. A különböző mintaszámú interpolációkból készült térfogatszámításokat összehasonlító hasonlósági tesztek eredményei, a RANDOM mintapontkijelölési módszer esetén (Kanális).

M13. Részleges példa a spektrális adatok természetére (Érréve).

M14. Spektrális adatok átlagolás és simítást követően (Érréve).

M15. A kalibrációs mintákból felállított predikciós modell (Érréve).

M16. A kalibrációs mintákból felállított predikciós modell validációja (Érréve).

M17. A predikciós modellben legnagyobb súllyal számolt hullámszám értékek (Érréve).

M18. Szervesszéntérkép, 0-10 cm-es mélység (Érréve).

M19. Szervesszéntérkép, 10-20 cm-es mélység (Érréve).

M20. Szervesszéntérkép, 20-30 cm-es mélység (Érréve).

M21. A Kenya hegy keleti oldalának felmérése során keletkezett minták szervesszén-koncentráció értékének alapstatisztikai mutatói.

M22. A Kenya hegy keleti oldalának művelt területéről gyűjtött minták szervesszén-értékeinek eloszlása, mélységenként, violinploton ábrázolva. A Kenya hegy felmérésből származó teljes mintasokaság eloszlása violinploton ábrázolva.

M23. A különböző faktorok súlyozása a térkép interpolációja során (Kenya).

M1. Irodalomjegyzék

1. Abbas F., Hammad H. M., Ishaq W., Farooque A. A., Bakhat H. F., Zia Z., Fahad S., Farhad W., Cerdá A. (2020): A review of soil carbon dynamics resulting from agricultural practices. *Journal of Environmental Management* 268, 110319. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2020.110319>.
2. Abramoff R., Xu X., Hartman M., O'Brien S., Feng W., Davidson E., Finzi A., Moorhead D., Schimel J., Torn M., Mayes M. A. (2018): The millennial model: in search of measurable pools and transformations for modeling soil carbon in the new century. *Biogeochemistry* 137, 51–71.
3. Abrams M., Hook S. (2002): *ASTER User Handbook, Version 2*. Abrams M., Hook S. (Szerk.) Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, Kalifornia, 135 p.
4. Adair E. C., Parton W. J., del Grosso S. J., Silver W. L., Harmon M. E., Hall S. A., Burke I. C., Hart S. C. (2008): Simple three pool kinetic model describes patterns of long-term litter decomposition in diverse climates. *Glob. Change Biology* 14, 2636–2660.
5. Aichi H., Fouad Y., Walter C., Viscarra Rossel R. A., Zohra Lili C., Mustafa S. (2009): Regional predictions of soil organic carbon content from spectral reflectance measurements. *Biosyst. Eng.* 104(3), 442–446.
6. Alcantara V., Don A., Well R., Nieder R. (2016): Deep ploughing increases agricultural soil organic matter stocks. *Glob. Change Biol.* 22, 2939–2956.
7. Aleksandrova L. N., Naidenova O. A. (1976): *Laboratory Practice in Soil Science*. Kolos, Leningrad, Oroszország.
8. Al-Kaisi M. M., Yin X. (2005): Tillage and crop residue effects on soil carbon and carbon dioxide emission in corn–soybean rotations. *J. Environ. Qual.* 34, 437–445.
9. Alvarez R., Santanoglia J. J., Garcia R. (1995): Effect of temperature on soil microbial biomass and its metabolic quotient in situ under different tillage systems. *Biol. Fertil. Soils* 19, 227–230.
10. Amato M., Ladd J. N. (1992): Decomposition of ¹³C labeled glucose and legume materials in soils: properties influencing the accumulation of organic residue and microbial biomass. *Soil Biology & Biochemistry* 23, 455–464.

11. Anderson J. F., Domsch K. H. (1989): Ratios of microbial biomass C to total organic C in arable soils. *Soil Biology & Biochemistry* 21, 471-480.
12. Angers D. A., Eriksen-Hamel N. S. (2008): Full-inversion tillage and organic carbon distribution in soil profiles: a metaanalysis *Soil Science Society of America Journal* 72, 1370–4.
13. Angst G., Mueller K. E., Nierop K. G. J., Simpson M. J. (2021): Plant- or microbial-derived? A review on the molecular composition of stabilized soil organic matter. *Soil Biology & Biochemistry* 156, No. 108189. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2021.108189>.
14. Arrouays D., Richer-De-Forges Anne C, A.B. Mcbratney, A.E. Hartemink, B. Minasny (2018): The globalsoilmap project: past, present, future, and national examples from france. *Dokuchaev Soil Bulletin*, 2018, 95 (95), pp 3-23.
15. Asio V.D. (2005): Comments on “Historical Development of Soil and Weathering Profile Concepts from Europe to the United States of America”. *Soil Science Society of America Journal* 69, pp 571–572.
16. Ateku D. (2014): Standard Operating Procedure - Mid-Infrared Diffuse Reflectance Spektroscopy Method for Analysing Soils using Bruker Alpha Spectrometer. World Agroforestry Center, Code: METH07V01. 10 pp.
17. Attygalla N. W., Baldwin D. S., Silvester E., Kappen P., Whitworth K. L. (2016): The severity of sediment desiccation affects the adsorption characteristics and speciation of phosphorus. *Environ. Sci.-Proc. Imp.* 18, 64–71.
18. Averill C., Hawkes C. V. (2016): Ectomycorrhizal fungi slow soil carbon cycling. *Ecol. Lett.* 19, 937–947.
19. Averill C., Turner B. L., Finzi A. C. (2014): Mycorrhizamediated competition between plants and decomposers drives soil carbon storage. *Nature* 505, 543–545.
20. Averill C., Waring B. (2017): Nitrogen limitation of decomposition and decay: How can it occur? *Global Change Biology* 24, 1417-1427.
21. Bailey V. L., Smith A. P., Tfaily M., Fansler S. J., Bond-Lamberty B. (2017): Differences in soluble organic carbon chemistry in pore waters sampled from different pore size domains *Soil Biol. Biochem.* 107, 133–43.
22. Bailey V. L., Pries C. H., Lajtha K. (2019): What do we know about soil carbon destabilization? *Environmental Research Letters* 14, 083004, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab2c11>.
23. Baisden W. T., Amundson R., Cook A. C., Brenner D. L. (2002): Turnover and storage of C and N in five density fractions from California annual grassland surface soils. *Glob. Biogeochem. Cycles* 16, 1117.
24. Baker J. M., Ochsner T. E., Venterea R. T., Griffis T. J. (2007): Tillage and soil carbon sequestration—what do we really know? *Agr. Ecosyst. Environ.* 118, 1–5.

25. Baldock J. A., Broos K. (2012): Soil organic matter. In: Huang P. M., Li Y., Sumner, M. (Szerk.), *Handbook of Soil Sciences: Properties and Processes*, második kiadás. CRC Press, Boca Raton. pp 11-1 – 11-52.
26. Baldock J. A., Nelson P. N. (2000): Soil organic matter. In: *Handbook of soil science*, Sumner M. E. (Szerk.), CRC Press, Boca Raton, B-25-71.
27. Balestrini R., Lumini E., Borriello R., Bianciotto V. (2015): Plant-soil biota interactions. In: Paul E. A. (Ed.), *Soil Microbiology, Ecology and Biochemistry*, fourth ed. Academic Press, San Diego, 311-338.
28. Ball D. F. (1964): Loss-on-ignition as an estimate of organic matter and organic carbon in non-calcareous soils. *Journal of Soil Science* 15, 84–92.
29. Bankó L., Hoffmann S., Debreczeni K. (2007): A talaj forróvíz-oldható C-frakciójának vizsgálata trágyázási tartamkísérletben. *Agrokémiai és Talajtan* 56, 271-284.
30. Baranciková G., Senesi N., Brunetti G. (1997): Chemical and spectroscopic characterization of humic acid isolated from different soil types. *Geoderma* 78, pp 251-266.
31. Barnes R. J., Dhanoa M. S., Lister S. J. (1989): Standard Normal Variate transformation and De-Trending of Near-Infrared Diffuse Reflectance spectra. *Applied Spectroscopy* 43, 772-777.
32. Barré P., Plante A. F., Cécillon L., Lutfalla S., Baudin F., Bernard S., Christensen B. T., Eglin T., Fernandez J. M., Houot S., Kätterer T., Le Guillou C., Macdonald A., von Oort F., Chenu C. (2016): The energetic and chemical signatures of persistent soil organic matter. *Biogeochemistry*, doi:10.1007/s10533-016-0246-0.
33. Barré P., Quénéa K., Vidal A., Cécillon L., Christensen B. T., Kätterer T., Macdonald A., Petit L., Plante A. F., van Oort F., Chenu C. (2017): Microbial and plant-derived compounds both contribute to persistent soil organic carbon in temperate soils. *Biogeochemistry* <https://doi.org/10.1007/s10533-018-0475-5>.
34. Barrow N. J. (1969): The accumulation of soil organic matter under pasture and its effect on soil properties. *Aust. J. Exper. Agric. Animal Husb.* 9, 437–445.
35. Barthés B. G., Brunet D., Hien E., Enjalric F., Conche S., Freschet G.T., d'Annunzio R., Toucet-Louri J. (2008): Determining the distributions of soil carbon and nitrogen in particle size fractions using Near-Infrared Reflectance spectrum of bulk soil samples''. *Soil Biology & Biochemistry* 40(6), 1533-1537.
36. Bauer A., Black A. (1994): Quantification of the effect of soil organic matter content on soil productivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58, 185–193.
37. Bellon-Maurel V., Mcbratney A. (2011): Near-infrared (NIR) and mid-infrared (MIR) spectroscopic techniques for assessing the amount of carbon stock in soils – Critical review and research perspectives. *Soil Biology and Biochemistry* 43, 1398-1410.
38. Ben-Dor E., Banin A. (1995): Near-infrared analysis as a rapid method to simultaneously evaluate several soil properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59, 364–372.

39. Bengtsson L., Enell M. (1986): Chemical analysis. In: Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology, Berglund B. E. (Szerk.). John Wiley & Sons Ltd., Chichester, 423–451.
40. Bernal B., McKinley D. C., Hungate B. A., White P. M., Mozdzer T. J., Megonigal J. P. (2016): Limits to soil carbon stability; deep, ancient soil carbon decomposition stimulated by new labile organic inputs *Soil Biology and Biochemistry* 98, 85–94.
41. Birkás M., Kende Z., Pósa B. (2015): A környezetkímélő talajművelés szerepe a klímakérenyhítésben. In: Környezetkímélő talajművelési rendszerek Magyarországon, Madarász B. (Szerk.), MTA CSFK FTI, Budapest, 32–40.
42. Bishop J. L., Murchie S. L., Pieters C. M., Zent A. P. (2002): A model for formation of dust, soil, and rock coatings on Mars: Physical and chemical processes on the Martian surface. *J. Geophys. Res. E: Planets* 107, 7-1–7-17.
43. Blagodatskaya E., Kuzyakov Y. (2008): Mechanisms of real and apparent priming effects and their dependence on soil microbial biomass and community structure: critical review. *Biol. Fertil. Soils* 45, 115–131.
44. Blazewicz S. J., Schwartz E., Firestone M. K. (2014): Growth and death of bacteria and fungi underlie rainfall-induced carbon dioxide pulses from seasonally dried soil. *Ecology* 95, 1162–1172.
45. Boeckx P., Van Nieuland K., Van Cleemput O. (2011): Short-term effect of tillage intensity on N₂O and CO₂ emissions. *Agronomy for Sustainable Development* 31, 453–461.
46. Bock K. L. (1964): Changes in the amounts of dry matter, nitrogen, carbon and energy in decomposing woodland leaf litter in relation to the activities of the soil fauna *J. Ecol.* 52, 273–284.
47. Bohlen P. J., Pelletier D. M., Groffman P. M., Fahey T. J., Fisk M. C. (2004): Influence of earthworm invasion on redistribution and retention of soil carbon and nitrogen in northern temperate forests *Ecosystems* 7, 13–27.
48. Bornemann L., Welp G., Brodowski S., Rodionov A., Amelung W. (2008): Rapid assessment of black carbon in Soil Organic Matter using Mid-Infrared spectroscopy. *Org. Geochem.* 39(11), 1537–1544.
49. Bossuyt H., Six J., Hendrix P. F. (2002): Aggregate-protected carbon in no-tillage and conventional tillage agroecosystems using carbon-14 labeled plant residue *Soil Science Society of America Journal* 66, 1965–1973.
50. Bottinelli N., Jouquet P., Capowiez Y., Padojowski P., Grimaldi M., Peng X. (2015): Why is the influence of soil macrofauna on soil structure only considered by soil ecologists? *Soil Tillage Research* 146, 118–124.
51. Boudot J.-P., Bel Hadj B.A., Chone' T. (1988): Dependence of carbon and nitrogen mineralization rates upon amorphous metallic constituents and allophanes in highland soils. *Geoderma* 42, 245–260.
52. Bradfors M. A., Berg B., Maynard D. S., Wieder W. R., Wood S. A. (2016): Understanding the dominant controls on litter decomposition. *Journal of Ecology* 104, 229–238.

53. Brady N C., Weil R. R. (2008): Soil organic matter. In: The nature and properties of soils. Brady N. C., Weil R. R. (Szerk.), Pearson Education, London, 526-582.
54. Breiman L. (2001): "Random forests". Machine Learning 45 (1), pp. 5–32. doi: 10.1023/A:1010933404324.
55. Bremner J. M., Hauck R. D. (1982): Advances in methodology for research on nitrogen transformations in soil. In: Stevenson F. J. (Szerk.), Nitrogen in Agricultural Soils. American Society of Agronomy, Madison, pp 467-501.
56. Breure T.S., Prout J.M., Haefele S.M., Milne A.E., Hannam J.A., Moreno-Rojas S., Corstanje R. (2022): Comparing the effect of different sample conditions and spectral libraries on the prediction accuracy of soil properties from near- and mid-infrared spectra at the field-scale. Soil & Tillage Research 215.
57. Brunet D., Barthe's B. G., Chotte J. L., Feller C. (2007): Determination of carbon and nitrogen contents in Alfisols, Oxisols and Ultisols from Africa and Brazil using NIRS analysis: Effects of sample grinding and set heterogeneity. Geoderma 139, 106-117.
58. Brzostek E. R., Dragoni D., Brown Z. A., Phillips R. P. (2015): Mycorrhizal type determines the magnitude and direction of root-induced changes in decomposition in a temperate forest. New Phytol. 206, 1274–1282.
59. Buettner S. W., Kramer M. G., Chadwick O. A., Thompson A. (2014): Mobilization of colloidal carbon during iron reduction in basaltic soils. Geoderma 221–222, 139–145.
60. Burdon J. (2001): Are the traditional concepts of the structures of humic substances realistic? Soil Science 166, 752-769.
61. Butkutė B., Slepėtienė A. (2006): Application of Near Infrared Reflectance spectroscopy for the assessment of soil quality in a long-term pasture. Commun. Soil Sci. Plant Anal. 37(15), 2389-2409.
62. Calderón F. J., Schultz D., Paul E. A. (2012): Carbon allocation, below ground transfers and lipid turnover in a plant-microbial association. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 76, 1614-1623.
63. Campbell C. A., Bowren K. E., Schnitzer M., Zentner R. P., Townley-Smith L. (1991): Effect of crop rotations and fertilization on soil biochemical properties in a thick Black Chernozem. Can. J. Soil Sci. 71, 377–387.
64. Campbell C. A., Paul E. A., Rennie D. A., McCallum K. J. (1967): Applicability of the carbon-dating method of analysis to soil humus studies. Soil Science 104, 217-224.
65. Cardinael R., Eglin T., Guenet B., Neill C., Houot S., Chenu C. (2015): Is priming effect a significant process for longterm SOC dynamics? Analysis of a 52-years old experiment. Biogeochemistry 123, 203–219.
66. Carney K. M., Hungate B. A., Drake B. G., Megonigal J. P. (2007): Altered soil microbial community at elevated CO₂ leads to loss of soil carbon. Proc. Natl Acad. Sci. USA 104, 4990-4995.

67. Chahal K. S. (1968): Biosynthesis and characterization of soil polysaccharides. In: *Isotopes and Radiation in Soil Organic Matter Studies. Proceedings Symposium FAO/IAEA, Vienna*, pp. 207-217.
68. Chang C. W., Laird D. A., Mausbach M. J., Hurburgh C. R. (2001): Near-Infrared reflectance spectroscopy – Principal Components Regression analyses of soil properties''. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65(2), 480-490.
69. Chatterjee A., Lal R., Martin M. Z. (2009): Evaluation of different soil carbon determination methods. *Critical Reviews in Plant Sciences* 28, 164-178.
70. Chen J., Henderson G., Grimm C. C., Lloyd S. W., Laine R. A. (1998): Termites fumigate their nests with naphthalene. *Nature* 392, 558-559.
71. Chen J-S., Ciu C-Y. (2003): Characterization of soil organic matter in different particle-size fractions in humid subalpine soils by CP/MAS ¹³C NMR. *Geoderma* 117(1-2), 129-141.
72. Chen R., Senbayram M., Blagodatsky S., Myachina O., Dittert K., Lin X., Blagodatskaya E. Kuzyakov Y. (2014): Soil C and N availability determine the priming effect: microbial N mining and stoichiometric decomposition theories. *Global Change Biology* 20, 2356–2367.
73. Chen Q., Guo Z., Zhao J., Ouyang Q. (2012): Comparisons of different regressions Tools in Measurement of Antioxidant Activity in Green Tea Using Near Infrared Spectroscopy. *J. Pharm. Biomed. Anal.* 60, 92-97.
74. Cheng L., Zhu J., Chen G., Zheng X., Oh N.-H., Rufty T. W., Richter D. deB., Hu S. (2010): Atmospheric CO₂ enrichment facilitates cation release from soil. *Ecology Letters* 13, 284-291.
75. Chenu C., Angers D. A., Barré P., Derrien D., Arrouays D., Balesdent J. (2019): Increasing organic stocks in agricultural soils: Knowledge gaps and potential innovations. *Soil and Tillage Research* 188, 41-52.
76. Chenu C., Rumpel C., Lehmann J. (2015): Methods for studying soil organic matter: nature, dynamics, spatial accessibility and interactions with minerals. In: Paul E. A. (Szerk.), *Soil Microbiology, Ecology and Biochemistry*, negyedik kiadás. Academic Press, San Diego, pp 383-419.
77. Chilom G., Rice J. A. (2005): Glass transition and crystallite melting in natural organic matter. *Org. Geochem.* 36, 1339-1346.
78. Chin Y.-P., Aiken G., O'Loughlin E. (1994): Molecular weight, polydispersity, and spectroscopic properties of aquatic humic substances. *Environ. Sci. Technol.* 28, 1853-1858.
79. Chorover J., Amistadi M. K. (2001): Reaction of forest floor organic matter at goethite, birnessite and smectite surfaces. *Geochim. Cosmochim. Acta* 65, 95-109
80. Chowdhury S., Farrell M., Bolan N. (2014): Priming of soil organic carbon by malic acid addition is differentially affected by nutrient availability. *Soil Biology and Biochemistry* 77, 158–169.
81. Chowdhury N., Marschner P., Burns R. (2011): Response of microbial activity and community structure to decreasing soil osmotic and matric potential. *Plant Soil* 344, 241–254.

82. Chung H., Grove J. H., Six J. (2008): Indications for soil carbon saturation in a temperate agroecosystem. *Soil Science Society of America Journal* 72, 1132-1139.
83. Clapp C. C., Hayes M. H. B., Simpson A. K., Kingery W. L. (2005): Chemistry of soil organic matter. In: Tabatabai M. A., Sparks D. L. (Szerk.), *Chemical Properties of Soils*. Soil Science Society of America, Book Series 8, pp 1-150.
84. Clark J. M., Chapman P. J., Adamson J. K., Lane S. N. (2005): Influence of drought-induced acidification on the mobility of dissolved organic carbon in peat soils. *Global Change Biology* 11, 791–809.
85. Clark R. N., Roush T. L. (1984): Reflectance spectroscopy: quantitative analysis techniques for remote sensing applications. *Journal of Geophysical Research* 89, 6329-6340.
86. Clark R.N., Swayze G.A., Livo K.E., Kokaly R.F., Sutley S.J., Dalton J.B., McDougal R.R., Gent C.A. (2003): Imaging spectroscopy: Earth and planetary remote sensing with the USGS Tetracorder and expert systems. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 108(12).
87. Clemente J. S., Simpson M. J. (2013): Physical protection of lignin by organic matter and clay minerals from chemical oxidation. *Org. Geochem.* 58, 1-12.
88. Coates J. (2000): Interpretation of infrared spectra, a practical approach. In: *Encyclopedia of Analytical Chemistry*, Meyers R.A. (Szerk.), Wiley & Sons Ltd.: Chichester, UK, 10815–10837.
89. Coleman D. C., Crossley D. A., Hendrix P. F. (2004): The historical background of Soil Ecology. In: *Fundamentals of Soil Ecology*. Elsevier, New York. pp 2-6.
90. Conant R. T., Ryan M. G., Ågren G. I., Birge H. E., Davidson E. A., Eliasson P. E., Evans S. E., Frey S. D., Giardina C. P., Hopkins F., Hyvonen R., Kirschbaum M. U. F., Lavalley J. M., Leifeld J., Parton W. J., Steinweg M., Wallenstein M. D., Wetterstedt J. A. M., Bradford M. A. (2011): Temperature and soil organic matter decomposition e synthesis of current knowledge and a way forward. *Global Change Biology* 17, 3392-3404.
91. Córdova C. S., Olk D. C., Dietzel R. N., Mueller K. E., Archontoulis S. V., Castellano M. J. (2018): Plant litter quality affects the accumulation rate, composition, and stability of mineral-associated soil organic matter. *Soil Biology & Biochemistry* 125, 115-124.
92. Cotrufo M. F., Wallenstein M. D., Boot C. M., Denef K., Paul E. (2013): The microbial efficiency-matrix stabilization (MEMS) framework integrates plant litter decomposition with soil organic matter stabilization: do labile plant inputs form stable soil organic matter? *Global Change Biology* 19, 988–995.
93. Couteaux M. M., Berg B., Rovira P. (2003): Near infrared reflectance spectroscopy for determination of organic matter fractions including microbial biomass in coniferous forest soils. *Soil Biology & Biochemistry* 35, 1587-1600.
94. Cozzolono D., and Mor'on A. (2006): Potential of near-infrared reflectance spectroscopy and chemometrics to predict soil organic carbon fractions. *Soil Tillage Research* 85, 78–85.

95. Crawford D. I., Crawford R. L., Pomatto A. L. (1977): Preparation of specifically labeled ^{14}C (lignin) and ^{14}C (cellulose, lignocellulose), and their decomposition by the microflora of soils. *Applied Environmental Microbiology* 33, 1247-1251.
96. Crow S. E., Lajtha K., Filley T. R., Swanston C. W., Bowden R. D., Caldwell B. A. (2009): Sources of plant-derived carbon and stability of organic matter in soil: implications for global change. *Global Change Biology* 15, 2003–2019.
97. Csorba Á., Láng V., Fenyvesi L., Michéli E. (2012): Reflektancia spektroszkópia alkalmazása talajok szerveszén- és CaCO_3 -tartalmának becslésében. *Agrokémia és Talajtan* 61, 277-290.
98. Cyle K. T., Hill N., Young K., Jenkins T., Hancock D., Schroeder P. A., Thompson A. (2016): Substrate quality influences organic matter accumulation in the soil silt and clay fraction. *Soil Biology & Biochemistry* 103, 138-148.
99. Dabboor M., Olthof I., Mahdianpari M., Mohammadimanesh F., Shokr M., Brisco B., Homajouni S. (2022): The RADARSAT Constellation mission core applications: First results. *Remote Sensing*. 14, 301-320.
100. Dalal R. C., Henry R. J. (1986): Simultaneous determination of moisture, organic carbon, and total nitrogen by near infrared reflectance spectrophotometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50, 120–123.
101. Dean W. E. Jr. (1974): Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: Comparison with other methods. *J. Sed. Petrol.* 44, 242–248.
102. Deaville E. R., and Flinn P. C. (2000): Near-infrared (NIR) spectroscopy: an alternative approach for the estimation of forage quality and voluntary intake. In: *Forage Evaluation in Ruminant Nutrition*, Givens D. I., Owen E., Axford R. F. E., and Omed H. M. (Szerk.), CABI Publishing, UK, pp 301–320.
103. Deemer R.B., Dawson P.R., Merz A.R. (1927): *Proceedings and Papers of the First International Congress of Soil Science*, June 13–22, 1927, Washington, D. C.
104. Degens B. P., Sparling G. P. (1995): Repeated wet-dry cycles do not accelerate the mineralization of organic C involved in the macro-aggregation of a sandy loam soil. *Plant Soil* 175, 197–203.
105. de Gerenyu V. O. L., Kurganova I. N., Khoroshaev D. A. (2018): The effect of contrasting moistening regimes on CO_2 emission from the gray forest soil under a grass vegetation and bare fallow. *Eurasian Soil Science* 51, 1200–1213.
106. De Geyn G. B., Shiel R. S., Ostle N. J., McNamara N. P., Oakley S., Young I., Freeman C., Fenner N., Quirk H., Bardgett R. D. (2011): Additional carbon sequestration benefits of grassland diversity restoration. *Journal of Applied Ecology* 48, 600-608.
107. de Gruijter J.J., McBratney A., Taylor J. (2010): Sampling for high-resolution soil mapping. In: *Viscarra Rossel R.A., McBratney A.B., Minasny B. (Szerk.). Proximal Soil Sensing*. Springer, Dordrecht Heidelberg London New York, pp 3-14.

108. Dekemati I., Simon B., Vinogradov Sz., Birkás M. (2020): The effects of various tillage treatments on soil physical properties, earthworm abundance and crop yield in Hungary. *Soil and Tillage Research* 194, 104334. <https://doi.org/10.1016/j.still.2019.104334>.
109. DeLucia E. H., Callaway R. M., Thomas E. M., Schlesinger W. H. (1997): Mechanisms of phosphorus acquisition for ponderosa pine seedlings under high CO₂ and temperature. *Ann. Bot.* 79, 111-120.
110. Denef K., Six J., Merckx R., Paustian K. (2004): Carbon sequestration in microaggregates of no-tillage soils with different clay mineralogy *Soil Science Society of America Journal* 68, 1935–44.
111. Denis T., Cara I. G., Jitareanu G. (2021): Long term impact of different tillage systems on carbon pools and stocks, soil bulk density, aggregation and nutrients: A field meta-analysis. *Catena* 199, 105102.
112. Derenne S., Nguyen T. T. (2014): Characterizing the molecular structure of organic matter from natural environments: An analytical challenge. *C. R. Geosci.* 346, 53-63.
113. Di Costy R. J., Welicky D. P., Anderson S. J., Paul E. A. (2003): ¹⁵N CPAMS nuclear magnetic resonance spectroscopy and biological stability of soil organic matter in whole soil and particle size fractions. *Org. Geochem.* 34, 1635-1650.
114. Dignac M. F., Rumpel C. (2013): Organic matter stabilization and ecosystem functions: proceedings of the fourth conference on the mechanisms of organic matter stabilization and destabilization (SOM-2010, Presqu'île de Giens, France). *Biogeochemistry* 112, 1–6.
115. Diochon A. C., Kellman L. (2009): Physical fractionation of soil organic matter: destabilization of deep soil carbon following harvesting of a temperate coniferous forest. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 114. <https://doi.org/10.1029/2008JG000844>.
116. Dobos, Endre, Micheli, E., Baumgardner, M. F., Biehl, L., & Helt, T. (2000). Use of combined digital elevation model and satellite radiometric data for regional soil mapping. *Geoderma*, 97(3–4), pp 367–391.
117. Dobos, E, Hengl, T., & Reuter, H. (2006). Digital soil mapping as a support to production of functional maps. Office for Official Publications of the European Communities, 68.
118. Dobos E., Seres A., Bock M., Köthe R., Daroussin J., van Engelen V. (2010): Landform mapping for SOTER at scale 1:1 million using SRTM-DEM. In: 19th World Congress of Soil Science, Soil Solution for a Changing World. 1-6 August 2010, Brisbane, Ausztrália, pp 68-71.
119. Doetterl S., Six J., Van Wesemael B., Van Oost K. (2012): Carbon cycling in eroding landscapes: geomorphic controls on soil organic C pool composition and C stabilization. *Global Change Biology* 18, 2218–2232.
120. Du C., Zhou J. (2009): Evaluation of soil fertility using infrared spectroscopy – A review. In: Lichtfouse E. (eds) *Climate Change, Intercropping, Pest control and beneficial microorganisms. Sustainable agriculture reviews*, vol 2. Springer, Dordrecht. pp 453-483.

121. Duckworth J. H. (1998): Spectroscopic quantitative analysis. In: Applied Spectroscopy, Workman J., Springsteen A. (Szerk.), Academic Press. San Diego, California. 93–163 pp.
122. Dudal R., Batisse M. (1978): The soil map of the world. *Nature and Resources* 14, pp 2–6.
123. Edmeades D. C. (2003): The long-term effects of manures and fertilisers on soil productivity and quality: a review. *Nutrient Cycling in Agroecosystems* 66, 165-180.
124. Edwards L. M. (2013): The effects of soil freeze–thaw on soil aggregate breakdown and concomitant sediment flow in Prince Edward Island: a review *Canadian Journal of Soil Science* 93, 459–472.
125. Eilers K. G., Debenport S., Anderson S., Fierer N. (2012): Digging deeper to find unique microbial communities: The strong effect of depth on the structure of bacterial and archaeal communities in soil. *Soil Biology & Biochemistry* 50, 58-65.
126. Eisenhauer N., Beßler H., Engels C., Gleixner G., Habekost M., Milcu A., Partsch S., Sabais A. C. W., Scherber C., Steinbeiss S., Weigelt A., Weisser W. W., Scheu S. (2010): Plant diversity effects on soil microorganisms support the singular hypothesis. *Ecology* 91, 485–496.
127. Evans S., Dieckmann U., Franklin O., Kaiser C. (2016): Synergistic effects of diffusion and microbial physiology reproduce the Birch effect in a micro-scale model. *Soil Biology and Biochemistry* 93, 28–37.
128. Evans S. D., Lindstrom M. J., Voorhees W. B., Moncrief J. F., Nelson G. A. (1996): Effect of subsoiling and subsequent tillage on soil bulk density, soil moisture, and corn yield. *Soil and Tillage Research* 38, 35-46.
129. Eviner V. T., Chapin III. F. S. (2003): Functional matrix: a conceptual framework for predicting multiple plant effects on ecosystem processes. *Annu. Rev. Ecol. Evol. Syst.* 34, 487–515.
130. FAO (2020): A protocol for measurement, monitoring, reporting and verification of soil organic carbon in agricultural landscapes – GSOC-MRV Protocol. Rome. <https://doi.org/10.4060/cb0509en>.
131. Feng W., Xo M., Fan M., Malhi S. S., Schoneau J. J., Six J., Plante F. (2014): Testing for soil carbon saturation behavior in agricultural soils receiving long-term manure amendments. *Can. J. Soil Sci.* 94, 281-294.
132. Feng X., Nielsen L. L., Simpson M. J. (2007): Responses of soil organic matter and microorganisms to freeze–thaw cycles. *Soil Biology and Biochemistry* 39, 2027–2037.
133. Feng X., Simpson M. J. (2011): Molecular-level methods for monitoring soil organic matter responses to global climate change (invited review). *J. Environ. Monit.* 13, 1246-1254.
134. Fierer N., Grandy S., Six J., Paul E. A. (2009): Searching for unifying principles in soil ecology. *Soil Biology & Biochemistry* 41, 2249-2256.

135. Fierer N., Schimel J. P. (2003): A proposed mechanism for the pulse in carbon dioxide production commonly observed following the rapid rewetting of a dry soil. *Soil Science Society of America Journal* 67, 798–805.
136. Finley B. K., Dijkstra P., Rasmussen C., Schwartz E., Mau R. L., Liu X.-J. A., Gestel N., Hungate B. A. (2018): Soil mineral assemblage and substrate quality effects on microbial priming. *Geoderma* 322, 38–47.
137. Follett R. F., Paul E. A., Pruessner E. G. (2007): Soil carbon dynamics during a longterm incubation study involving ¹³C and ¹⁴C measurements. *Soil Science* 172, 189-208.
138. Fontaine S., Barot S., Barré P., Bdioui N., Mary B., Rumpel C. (2007): Stability of organic carbon in deep soil layers controlled by fresh carbon supply. *Nature* 450, 277–280.
139. Fornara D. A., Tilman D. (2008): Plant functional composition influences rates of soil carbon and nitrogen accumulation. *J. Ecol.* 96, 314–322.
140. Fransson, P. (2012): Elevated CO₂ impacts ectomycorrhiza-mediated forest soil carbon flow: Fungal biomass production, respiration and exudation. *Fungal Ecology* 5, 85-98.
141. Franzluebbers A. J. (2005): Soil organic carbon sequestration and agricultural greenhouse gas emissions in the southeastern USA. *Soil Tillage Res* 83, 120–147.
142. Fraser F. C., Corstanje R., Deeks L. K., Harris J. A., Pawlett M., Todman L. C., Whitmore A. P., Ritz K. (2016): On the origin of carbon dioxide released from rewetted soils. *Soil Biology and Biochemistry* 101, 1–5.
143. Frey S. D., Lee J., Melillo J. M., Six J. (2013): The temperature response of soil microbial efficiency and its feedback to climate. *Nat. Clim. Change* 3, 395.
144. Fry S. D. (2015): The spatial distribution of soil biota. In: Paul E. A. (Szerk.), *Soil Microbiology, Ecology and Biochemistry*, negyedik kiadás. Academic Press, San Diego, pp. 223-244.
145. Furtak K., Gajda A. M. (2018): Activity and variety of soil microorganisms depending on the diversity of the soil tillage system. In: *Sustainability of Agroecosystems*, De Oliveira A. (Szerk.), Intech Open, London, 10.5772/intechopen.72966.
146. Gandhi S. M., Sarkar B. C. (2016): Remote sensing techniques. In: *Essentials of Mineral Exploration and Evaluation*, Gandhi S. M., Sarkas B. C. (Szerk.), Elsevier 81-95. <https://doi.org/10.1016/C2015-0-04648-2>.
147. Geladi P., Kowalski B. (1986): Partial Least Squares Regression: A Tutorial. *Anal. Chim. Acta.* 185, 1-17.
148. Gelman F., Binstock R., Halicz L. (2012): Application of the Walkley-Black titration for the organic carbon quantification in organic rich sedimentary rocks. *Fuel* 96, 608-610.
149. Ge Y., Thomasson J., Morgan C. (2014): Mid-infrared attenuated total reflectance spectroscopy for soil carbon and particle size determination. *Geoderma* 213, 57-63.

150. Gelsleichter Y.A., Costa E.M., dos Anjos L.H.C., Marcondes R.A.T. (2023): Enhancing soil mapping with hyperspectral subsurface images generated from soil lab Vis-SWIR spectra tested in southern Brazil. *Geoderma Regional* 33, e00641.
151. Geyer K. M., Dijkstra P., Sinsabaugh R., Frey S. D. (2019): Clarifying the interpretation of carbon use efficiency in soil through methods comparison. *Soil Biology and Biochemistry* 128, 79–88.
152. Gholizadeg A., Boruvka L., Saberioon M., Vasat R. (2013): Visible, near-infrared, and mid-infrared spectroscopy applications for soil assessment with emphasis on soil organic matter content and quality: state-of-the-art and key issues. *Applies spectroscopy* 67(12), 1349-1362.
153. Gillespie W., Diochon A. B., Ma B. A., Morrison M. J., Kellman L., Walley F. L., Regier T. Z., Chevrier D., Dynes J. J., Gregorich E. G. (2014): Nitrogen input quality changes the biochemical composition of soil organic matter stabilized in the fine fraction: a long-term study. *Biogeochemistry* 117, 337-352.
154. Głab T., Kulig B. (2008): Effect of mulch and tillage system on soil porosity under wheat (*Triticum aestivum*). *Soil Tillage Research* 99, 169–178.
155. Gleixner G. (2013): Soil organic matter dynamics: a biological perspective derived from the use of compound-specific isotopes studies. *Ecol. Res.* 28, 683-695.
156. Glinka K.D. (1908): *Soil Science. With 32 Figures and a Soil Map of the Globe*. A.F. Devrien Publishing House, Szentpétervár, 568 pp.
157. Godbold D. L., Hoosbeek M. R., Lukac M., Cotrufo M. F., Janssens I. A., Ceulemans R., Polle A., Velthorst E. J., Scarascia-Mugnozza G., De Angelis P., Miglietta F., Peressotti A. (2006): Mycorrhizal hyphal turnover as a dominant process for carbon input into soil organic matter. *Plant Soil* 281, 15–24.
158. Goetz A. F. H., Curtiss B., Shiley D. A. (2009): Rapid gangue mineral concentration measurement over conveyors by NIR reflectance spectroscopy. *Miner. Eng.* 22(5), 490-499.
159. Golchin A., Clarke P., Oades J. M. (1996): The heterogeneous nature of microbial products as shown by solid-state ¹³C CP/MAS NMR spectroscopy. *Biogemochemistry* 34, 71-97.
160. Golchin A., Oades J. M., Skjemstad J. O., Clarke P. (1994): Study of free and occluded particulate organic matter in soils by solid state ¹³C Cp/MAS NMR spectroscopy and scanning electron microscopy. *Australian Journal of Soil Research* 32(2), 285-309.
161. Golden M., Micheli E., Ditzler C., Eswaran H., Owens P., Zhang G., McBratney A., Hempel J., Montanarella L., Schad P. (2010): Time for a Universal Soil Classification System. 19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing Worlds. 1-6 August, Brisbane Australia, pp 48-51.
162. Gomez C., Lagacherie P., Coulouma G. (2008): Continuum removal versus PLSR method for clay and calcium carbonate content estimation from laboratory and airborne hyperspectral measurements. *Geoderma* 148, 141-148.
163. Gong Z., Zhang X., Chen J., Zhang G. (2003): Origin and development of soil science in ancient China. *Geoderma* 115, pp 3–13.

164. Goransson H., Godbold D. L., Jones D. L., Rousk J. (2013): Bacterial growth and respiration responses upon rewetting dry forest soils: impact of drought-legacy. *Soil Biology and Biochemistry* 57, 477–486.
165. Govaerts B., Verhulst N., Castellanos-Navarrete A., Sayre K. D., Dixon J., Dendooven L. (2009) Conservation agriculture and soil carbon sequestration: between myth and farmer reality *Crit. Rev. Plant Sci.* 28 97–122.
166. Gramss G., Ziegenhagen D., Sorge S. (1999): Degradation of soil humic extract by wood- and soil-associated fungi, bacteria, and commercial enzymes. *Microb. Ecol.* 37, 140–151.
167. Grandy A. S., Robertson G. P. (2007): Land-use intensity effects on soil organic carbon accumulation rates and mechanisms *Ecosystems* 10 58–73.
168. Griffiths P. R., Fuller M. P. (1982): Mid-infrared spectrometry of powdered samples. In *Advances in Infrared and Raman Spectroscopy*, Vol. 9, Clark R. J. H., Hester R. E. (Szerk.), Heyden, London, 63–129.
169. Griffiths R.I., Thomson B.C., Plassart P., Gweon H.S., Sonté D., Creamer R.E., Lemanceau P., Bailey M.J. (2016): Mapping and validating predictions of soil bacterial biodiversity using European and national scale datasets. *Applied Soil Ecology* 97, pp 61–68.
170. Grogan P., Michelsen A., Ambus P., Jonasson S. (2004): Freeze–thaw regime effects on carbon and nitrogen dynamics in sub-arctic heath tundra mesocosms. *Soil Biology and Biochemistry* 36, 641–54.
171. Grybos M., Davranche M., Gruau G., Petitjean P., Pédrot M. (2009): Increasing pH drives organic matter solubilization from wetland soils under reducing conditions. *Geoderma* 154, 13–19.
172. Guenet B., Leloup J., Raynaud X., Bardoux G., Abbadie L. (2010): Negative priming effect on mineralization in a soil free of vegetation for 80 years. *Eur. J. Soil Sci.* 61, 384–391.
173. Guo H., Ma J., Fu W. (2018): Chinese programs. In: *Comprehensive Remote Sensing*, Liang S. (Szerk.), Elsevier, 220–145.
174. Guo X. B., Drury C. F., Yang X. M., Reynolds W. D. (2014): Water-soluble carbon and the carbon dioxide pulse are regulated by the extent of soil drying and rewetting. *Soil Science Society of America Journal* 78, 1267–1278.
175. Guo X. B., Drury C. F., Yang X. M., Reynolds W. D., Zhang R. D. (2012): Impacts of wet-dry cycles and a range of constant water contents on carbon mineralization in soils under three cropping treatments. *Soil Science Society of America Journal* 76, 485–493.
176. Haddix M. L., Plante A. F., Conant R. T., Paul E. A., Six J., Steinweg J. M., Drijber R. A., Morris S. J. (2011): The role of soil characteristics on temperature sensitivity of soil organic matter. *Soil Science Society of America Journal* 75, 56–68.
177. Hagerty S. B., Jan van Groenigen, K., Allison S. D., Hungate B. A., Schwartz E., Koch G. W., Kolka R. K., Dijkstra P. (2014): Accelerated microbial turnover but constant growth efficiency with warming in soil. *Nature Climate Change* 4, 903–906.

178. Haider K., Martin J. P., Filip Z. (1975): Humus biochemistry. In: Paul E. A., McLaren A. D. (Szerk.), *Soil Biochemistry*, volume 4. Marcel Dekker, New York, pp. 195-244.
179. Hall S. J., Berhe A. A., Thompson A. (2018): Order from disorder: do soil organic matter composition and turnover co-vary with iron phase crystallinity? *Biogeochemistry* 140, 93–110.
180. Hargitai L. (1988): A talaj szerves anyagának meghatározása és jellemzése. In: Buzás I. (Szerk.), *Talaj- és agrokémiai vizsgálati módszerkönyv II.*, Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, pp. 151-173.
181. Hartemink A.E., Krasilnikov P., Bockheim J.G (2013): Soil maps of the world. *Geoderma* 207-208, pp 256-267.
182. Hassink J., Whitmore A. P. (1997): A model of the physical protection of organic matter in soils. *Soil Science Society of America Journal* 61, 131–139.
183. Hassink J., Whitmore A. P., Kubat J. (1997): Size and density fractionation of soil organic matter and the physical capacity of soils to protect organic matter. *European Journal of Agronomy* 7, 189–199.
184. Heymann K., Lehmann J., Solomon D., Liang B., Neves E., Wirick S. (2014): Can functional group composition of alkaline isolates from black carbon-rich soils be identified on a sub-100 nm scale? *Geoderma* 235-236, 163-169.
185. Hengl T., de Jesus J.M., Heuvelink G.B.M., Gonzalez M.R., Kilibarda M., Blagotic A., Shangguan W., Wright M.N., Geng X., Bauer-Marschallinger B., Guevara M.A., Vargas R., MacMillan R.A., Batjes N.H., Leenaars J.G.B., Ribeiro E., Wheeler I., Mantel S., Kempen B. (2017): SoilGrids250m: Global gridded soil information based on machine learning. *PLoS One* 12 (2), E0169748.
186. Henry P. (1999): The vegetation system: A global monitoring system on-board SPOT 4. *Proceedings of the Euro-Asia Space Week on Cooperation in Space*, ESA SP-430, 233-239.
187. Herrmann A., Witter E. (2002): Sources of C and N contributing to the flush in mineralization upon freeze–thaw cycles in soils *Soil Biology and Biochemistry* 34, 1495–1505.
188. Hicks Pries C. E., Sulman B. N., West C., O'Neill C., Poppleton E., Porras R. C., Castanha C., Zhu B., Wiedermeier D. B., Torn M. S. (2018): Root litter decomposition slows with soil depth. *Soil Biology and Biochemistry* 125, 103–114.
189. Hinsinger P., Jones D. L., Marschner P. (2012): Biogeochemical, biophysical and biological processes in the rhizosphere. In: Huang, P.M., Li, Y., Sumner, M. (Eds.), *Handbook of Soil Sciences: Resource Management and Environmental Impacts*, second ed. CRC Press, Boca Raton. pp. 6-1 – 6-30.
190. Hodge, A., Paterson E., Grayston S. J., Campbell C. D., Ord B. G., Killham K. (1998): Characterisation and microbial utilisation of exudate material from the rhizosphere of *Lolium perenne* grown under CO₂ enrichment. *Soil Biology & Biochemistry* 30, 1033-1043.
191. Hoersch B. (2015): SENTINEL-2 user handbook. ESA Standard Document 1(2), 1-64. <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/user-guides/sentinel-2-msi/document-library>

192. Homyak P. M., Blankinship J. C., Slessarev E. W., Schaeffer S. M., Manzoni S., Schimel J. P. (2018): Effects of altered dry season length and plant inputs on soluble soil carbon. *Ecology* 99, 2348–2362.
193. Hooper D. U., Adair E. C., Cardinale B. J., Byrnes J. E. K., Hungate B. A., Matulich K. L., Gonzalez A., Duffy J. E., Gamfeldt L., O'Connor M. I. (2012): A global synthesis reveals biodiversity loss as a major driver of ecosystem change. *Nature* 486, 105–129.
194. Horvath R. S. (1972): Microbial co-metabolism and the degradation of organic compounds in nature. *Bacteriol. Rev.* 36, 146-155.
195. Horwath W. R. (2015): Carbon cycling: the dynamics and formation of organic matter. In: Paul E. A. (Szerk.), *Soil Microbiology, Ecology and Biochemistry*, negyedik kiadás. Academic Press, San Diego, pp 339-359.
196. Houghton J. T., Meira Filho L. G., Lim B., Tréanton K., Mamaty I., Bonduki Y., Griggs D. J., Callander B. A. (eds) (1997): Revised 1996 IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories, volumes 1–3. Hadley Centre Meteorological Office, United Kingdom.
197. Hu B., Wang Y., Wang B., Wang Y., Liu C., Wang C. (2018): Impact of drying-wetting cycles on the soil aggregate stability of Alfisols in southwestern China. *Journal of Soil Water Conserv.* 73, 469–78.
198. Huang P. M., Hardie A. G. (2009): Formation Mechanisms of Humic Substances in the Environment. In: *Biophysico-Chemical processes involving natural nonliving organic matter in environmental systems*. Senesi N., Xing B., Huang P. M. (Szerk.), John Wiley & Sons, London, 41-109.
199. Huang W. J., Hall S. J. (2017): Elevated moisture stimulates carbon loss from mineral soils by releasing protected organic matter. *Nature Communications* 8.
200. Ibrahim M., Hameed A. J., Jalbout A. (2008): Molecular spectroscopic study of River Nile sediment in the greater Cairo region. *Appl. Spectrosc.* 62, 306–311.
201. International Humic Substances Society (IHSS): What are Humic substances? <https://humic-substances.org/> - Letöltve: 2022. 02. 15.
202. Ismail I., Blevins R. L., Frye W. W. (1994): Long-term no-tillage effects on soil properties and continuous corn yields. *Soil Science Society of America Journal* 58, 193–198.
203. Izaurralde R. C., Williams J. R., Post W. M., Thomson A. M., McGill W. B., Owens L. B., Lal R. (2007): Long-term modeling of soil Cerosion and sequestration at the small watershed scale. *Climate Change* 80, 73–90.
204. Jabro J. D., Stevens W. B., Iversen W. M., Sainju U. M., Allen B. L. (2021): Soil cone index and bulk density of a sandy loam under no-till and conventional tillage in a corn-soybean rotation. *Soil and Tillage Research* 206, 104842.
205. Jaiswal R. K., Bhatawdekar S. (2018): 1.10 – Indian Earth observation program. In: *Comrehensive Remote Sensing*, Liang S. (Szerk.), Elsevier, 280-298.

206. Jansson S. L. (1958): Tracer studies on nitrogen transformations in soil with special attention to mineralization-immobilization relationships. *K. Landbrukshögskolans Ann.* 24, 101-164.
207. Jardine P. M., Weber N. L., McCarthy J. F. (1989): Mechanisms of dissolved organic carbon adsorption on soil. *Soil Science Society of America Journal* 53, 1378–1385.
208. Jastrow J. D. & Miller R. M. (1997): Soil aggregate stabilization and carbon sequestration: feedbacks through organomineral associations *Soil Processes and the Carbon Cycle*(Advances in Soil Science) (Boca Raton, FL: CRC Press) 207–23.
209. Jastrow J. D., Amonette J. E., Bailey V. L. (2006): Mechanisms controlling soil carbon turnover and their potential application for enhancing carbon sequestration. *Climatic Change* 80, 5-23.
210. Jenkinson D. S. (1971): Studies of the decomposition of C14 labelled organic matter in soils. *Soil Sciences* 111, 64-69.
211. Jenkinson D. S., Ladd J. N. (1981): Microbial biomass in soil: measurement and turnover. In: Paul E. A., Ladd J. N. (Szerk.), *Soil Biochemistry*, vol. 5. Marcel Dekker, New York, pp 415-472.
212. Jiang D., Hengsdijk H., Dai T-B., de Boer W., Jing Q., Cao W-X. (2006): Long-term effects of manure and inorganic fertilizers on yield and soil fertility for a winter wheat-maize system in Jiangsu, China. *Pedosphere* 16, 25-32.
213. Jones D. L., Nguyen C., Finlay R. D. (2009): Carbon flow in the rhizosphere: carbon trading at the soil-root interface. *Plant Soil* 321, 5-33.
214. Jonhston C. F., Tombácz E. (2002): Surface chemistry of soil minerals in: *Soil mineralogy with environmental applications*, Dixon J. B., Schulze D. G. (Szerk.), SSSA Book Series, Madison, Wisconsin, USA, 37-68.
215. Kabiri V., Raiesi F., Ghazavi M. A. (2015): Six years of different tillage systems affected aggregate-associated SOM in a semi-arid loam soil from Central Iran. *Soil & Tillage Research* 154, 114-125.
216. Kaiser K., Zech W. (1999): Release of natural organic matter sorbed to oxides and a subsoil. *Soil Science Society of America Journal* 63, 1157–1166.
217. Kalbitz K., Solinger S., Park J.-H., Michalzik B., Matzner E. (2000): Controls on the dynamics of dissolved organic matter in soils: a review. *Soil Science* 165, 277–304.
218. Kallenbach C. M., Grandy A. S., Frey S. D., Diefendorf A. F. (2015): Microbial physiology and necromass regulate agricultural soil carbon accumulation. *Soil Biology and Biochemistry* 91, 279–290.
219. Kallenbach C. M., Wallenstein M. D., Schipanksi M. E., Grandy A. S. (2019): Managing agroecosystems for soil Microbial Carbon Use Efficiency: Ecological unknowns, potential outcomes, and a path forward. *Frontiers in Microbiology* 10, 1146. doi:10.3389/fmicb.2019.01146.

220. Kan Z-R., Virk A. L., Wu G., Qi J-Y., Ma S-T., Wang X., Zhao X., Lal R., Zhang H-L. (2020): Priming effect intensity of soil organic carbon mineralization under no-till and residue retention. *Applied Soil Ecology* 147, 103445.
221. Karhu K., Hilasvuori E., Fritze H., Biasi C., Nykänen H. K., Liski J., Vanhala P., Heinonsalo J., Pumpanen J. (2016): Priming effect increases with depth in a boreal forest soil. *Soil Biology and Biochemistry* 99, 104–107.
222. Kavdir Y., Ekinci H., Yüksel O., Mermut A. R. (2005): Soil aggregate stability and ¹³C CP/MAS-NMR assessment of organic matter in soils influenced by forest wildfires in Çanakkale, Turkey. *Geoderma* 129(3-4), 219-229.
223. Keiluweit M., Bougoure J. J., Nico P. S., Pett-Ridge J., Weber P. K., Kleber M. (2015): Mineral protection of soil carbon counteracted by root exudates. *Nature Climate Change* 5, 588–595.
224. Keiluweit M., Nico P. S., Johnson M. G., Kleber M. (2010): Dynamic molecular structure of plant biomass-derived black carbon (biochar). *Environ. Sci. Technol.* 44, 1247-1253.
225. Kelleher B. P., Simpson A. J. (2006): Humic substances in soils: are they really chemically distinct? *Environ. Sci. Technol.* 40, 4605-4611.
226. Klasek S. A., Brock M. T., Morrison H. G., Weinig C., Maignien L. (2021): Soil microsite outweighs cultivar genotype contribution to Brassica rhizobacterial community structure. *Front. Microbiol.*, <https://doi.org/10.3389/fmicb.2021.645784>.
227. Kleber M., EusterHues K., Keiluweit M., Mikutta C., Mikutta R., Nice P. S. (2015): Mineral-organic associations: Formation, properties, and relevance in soil environments. *Advances in Agronomy* 130. <http://dx.doi.org/10.1016/bs.agron.2014.10.005>. pp 130.
228. Kleber M., Nico P. S., Plante A., Filley T., Kramer M., Swanston C., Sollins P. (2011): Old and stable soil organic matter is not necessarily chemically recalcitrant: implications for modeling concepts and temperature sensitivity. *Global Change Biology* 17, 1097–1107.
229. Kleber M., Sollins P., Sutton R. (2007): A conceptual model of organo-mineral interactions in soils: self-assembly of organic molecular fragments into zonal structures on mineral surfaces. *Biogeochemistry* 85, 9–24.
230. Knicker H. (2007): How does fire affect the nature and stability of soil organic nitrogen and carbon? A review. *Biogeochemistry* 85, 91-118.
231. Knicker H., Hilscher A., Gonzalez-Vila F. J., Almendros G. A. (2008): A new conceptual model for the structural properties of char produced during vegetation fires. *Org. Geochem.* 39, 935-939.
232. Knox N., Grunwald S., McDowell M., Bruland G., Myers D., Harris W. (2015): Modelling soil carbon fractions with visible near-infrared (VNIR) and mid-infrared (MIR) spectroscopy. *Geoderma* 239–240, 229-239.
233. Kononova M. M. (1961): The biochemistry of humus formation. In: Kononova M. M. (Szerk.), *Soil Organic Matter. It's Nature. It's Role in Soil Formation and Soil Fertility*, második kiadás. Pergamon Press, Oxford UK, 111-181.

234. Kononova M. M. (1966): Methods of investigating soil organic matter. In: Soil Organic Matter, Kononova M. M. (Szerk.), Pergamon Press, Oxford, második kiadás, 377-426.
235. Koehn A. C., Lehrs G. A., Busscher W. J., Evans D. E., King B. A., Stieneke D. L., Sojka R. E. (2014): Aggregate tensile strength and friability characteristics of furrow and sprinkler irrigated fields in southern Idaho. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* 45, 2712–2720.
236. Kovda V.A., Dobrovolskiy G.V., Lobova E.V. (1974): World Soil Map at 1:10,000,000 scale. GUGK, Moszkva, Szovjetunió.
237. Kögel-Knabner I. (1997): ¹³C and ¹⁵N NMR spectroscopy as a tool in soil organic matter studies. *Geoderma* 80(3-4), 243-270.
238. Kögel-Knabner I. (2000): Analytical approaches for characterizing soil organic matter. *Organic Geochemistry* 31(7-8), 609-625.
239. Kögel-Knabner I., Guggenberger G. M., Kleber M., Kandellar E., Kalbitz K., Scheu S., Eusterhaus K., Leinweber R. (2008): Organo mineral associations in temperate soils: integrating biology, mineralogy and organic chemistry. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 171, 61-82.
240. Kramer M. G., Chadwick O. A. (2018): Climate-driven thresholds in reactive mineral retention of soil carbon at the global scale. *Nat. Clim. Change* 8, 1104.
241. Kramer S., Marhan S., Haslwimmer H., Ruess L., Kandeler E. (2013): Temporal variation in surface and subsoil abundance and function of the soil microbial community in an arable soil. *Soil Biology & Biochemistry* 61, 76-85.
242. Kreeger D., Padeletti A. (2010): Method for Loss-On-Ignition (LOI) weight analyses. Partnership for the Delaware Estuary. PDE Method 33, 1-3.
243. Krischenko V. P., Samokhvalov S. G., Fomina L. G., Novikova G. A. (1992): Use of Infrared Spectroscopy for the determination of some properties of soil. In: Murray I., Cowe I. A. (Szerk.), *Making Light Work: Advances in Near Infrared Spectroscopy*. Weinheim, Germany: Wiley-VCH, 239-249.
244. Kværnø S. H., Øygarden L. (2006): The influence of freeze–thaw cycles and soil moisture on aggregate stability of three soils in Norway. *Catena* 67, 175-182.
245. Kuang B., Mouazen A. M. (2012): Influence of the Number of Samples on Prediction Error of Visible and Near Infrared Spectroscopy of Selected Soil Properties at the Farm Scale. *Eur. J. Soil Sci.* 63(3), 421-429.
246. Kuhn M., Wing J., Weston S., Williams A., Keefer C., Engelhardt A., Cooper T., Mayer Z., Kenkel B., R Core Team (2019): caret: Classification and regression training. R package version 6.0-84. <https://CRAN.R-project.org/package=caret>.
247. Kuzyakov Y., Friedel J. K., Stahr K. (2000): Review of mechanisms and quantification of priming effects. *Soil Biology and Biochemistry* 32, 1485–1498.
248. Kuzyakov Y. (2010): Priming effects: interactions between living and dead organic matter. *Soil Biology & Biochemistry* 42, 1363-1371.

249. Laborczi A., Takács K., Bakacsi Zs., Szabó J., Pásztor L. (2015): A Duna-Tisza köze genetikai talajtípus térképének előállítása adatbányászati eszközökkel. In: Judit B. (Szerk.), Az elmélet és a gyakorlat találkozása a térinformatikában VI. Debrecen Egyetemi Kiadó, Debrecen, pp 269–275.
250. Lajtha K., Townsend K. L., Kramer M. G., Swanston C., Bowden R. D., Nadelhoffer K. (2014): Changes to particulate versus mineral-associated soil carbon after 50 years of litter manipulation in forest and prairie experimental ecosystems. *Biogeochemistry* 119, 341–360.
251. Lal R. (2003): Soil erosion and the global carbon budget. *Environ. Int.* 29, 437–450.
252. Lal R. (2004): Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security. *Science* 304, 1623–1627.
253. Lal R. (2008): Carbon sequestration. *Philos. Trans. R. Soc., B* 363, 815–830.
254. Lal R. (2009): Soil degradation as a reason for inadequate human nutrition. *Food Security* 1, 45–57.
255. Lange M., Eisenhauer N., Sierra C. A., Bessler H., Engels C., Griffiths R. I., Mellado-Vázquez P. G., Malik A. A., Roy J., Scheu S., Steinbeiss S., Thomson B. C., Trumbore S. E., Gleixner G. (2015): Plant diversity increases soil microbial activity and soil carbon storage. *Nature Communications* 6, 1-8.
256. Larson W. E., Clapp C. E., Pierre W. H., Morachan Y. B. (1972): Effects of increasing amounts of organic residues on continuous corn: II. Organic carbon, nitrogen, phosphorus and sulfur. *Agronomy J.* 64, 204–208.
257. Lavelle P., Bignell D., Lepage M., Wolters V., Roger P. A., Ineson P., Heal O.W., Dhillon S. P. (1997): Soil function in a changing world: the role of invertebrate ecosystem engineers. *European Journal of Soil Science* 33, 159–193.
258. Lavelle P., Decaens T., Aubert M., Blouin M., Bureu F., Margerie P., Mora P., Rossi J.-P. (2006): Soil invertebrates and ecosystem services. *Eur. J. Soil Biol.* 42, S3–15.
259. LeBoeuf E. J., Weber W. J. (2000): Macromolecular characteristics of natural organic matter. Insights from glass transition and enthalpic relaxation behavior. *Environ. Sci. Technol.* 34, 3621-3631.
260. Lehmann J., Kleber M. (2015): The contentious nature of soil organic matter. *Nature* 528, 60-68.
261. Lehmann J., Skjemstad J., Carter J., Barson M., Falloon P., Coleman K., Woodbury P., Krull E. (2008): Australian climate-carbon cycle feedback reduced by soil black carbon. *Nature Geoscience* 1, 832-835.
262. Lehrs G. A., Sojka R. E., Carter D. L., Jolley P. M. (1991): Freezing effects on aggregate stability affected by texture, mineralogy, and organic matter. *Soil Science Society of America Journal* 55, 1401-1406.
263. Leinemann T., Preusser S., Mikutta R., Kalbitz K., Cerli C., Höschen C., Mueller C. W., Kandeler E., Guggenberger G. (2018): Multiple exchange processes on mineral surfaces

- control the transport of dissolved organic matter through soil profiles. *Soil Biology & Biochemistry* 118, 79-90.
264. Lettens S., De Vos B., Quataert P., Van Wesemael B., Muys B., Van Orshoven J. (2007): Variable carbon recovery of Walkley-Black analysis and implications for national soil organic carbon accounting. *European Journal of Soil Science* 58(6): 1244-1253.
 265. Liang C., Cheng G., Wixon D. L., Balser T. C. (2011): An Absorbing Markov Chain approach to understanding the microbial role in soil carbon stabilization. *Biogeochemistry* 106, 303–309.
 266. Liang J. Y., Zhou Z., Huo C., Shi Z., Cole J. R., Huang L., Konstantinidis K. T., Li X., Luo Z., Penton C. R., Schuur E. A. G., Tiedje J. M., Wang Y.-P., Wu L., Xia J., Zhou J., Luo Y. (2018): More replenishment than priming loss of soil organic carbon with additional carbon input. *Nature Communications* 9, No 3175 (2018). <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05667-7>.
 267. Liu E., Yan C., Mei X., Zhang Y., Fan T. (2013): Long-term effect of manure and fertilizer on soil organic carbon pools in dryland farming in northwest China. *Plos one* 8, e56536.
 268. Lopez-Sangil L., Hartley I. P., Rovira P., Casals P., Sayer E. J. (2018): Drying and rewetting conditions differentially affect the mineralization of fresh plant litter and extant soil organic matter. *Soil Biology and Biochemistry* 124, 81–89.
 269. Loreau M., Naeem S., Inchausti P., Bengtsson J., Grime J. P., Hector A., Hooper D. U., Huston M. A., Raffaelli D., Schmid B., Tilman D., Wardle D. A. (2001): Biodiversity and ecosystem functioning: current knowledge and future challenges. *Science* 294, 804-808.
 270. Löhnis F., Fred E. B. (1923): *Textbook of Agricultural Bacteriology*. McGraw Hill, New York. 324 pages.
 271. Lubbers I. M., Groenigen K. J. V., Fonte S. J., Six J., Brussaard L., Groenigen J.W.V. (2013): Greenhouse-gas emissions from soils increased by earthworms *Nat. Clim. Change* 3, 187.
 272. Lu D., Hetrick S., Moran E. (2011): Impervious surface mapping with Quickbird imagery. *International Journal of Remote Sensing* 32(9), 2519-2533.
 273. Luo Z. K., Wang E. L., Sun O. J. (2010): Can no-tillage stimulate carbon sequestration in agricultural soils? A meta-analysis of paired experiments *Agr. Ecosyst. Environ.* 139 224–31.
 274. Masoom H. et al (2016): Soil organic matter in its native state: unravelling the most complex biomaterial in Earth. *Environmental Science and Technology* 50, 1670-1680.
 275. Madari B., Machado P. L. O. A., Torres E., de Andrade A. G., Valencia L. I. O. (2005): No tillage and crop rotation effects on soil aggregation and organic carbon in a Rhodic Ferralsol from southern Brazil. *Soil & Tillage Research* 80, 185-200.
 276. Madari B., Reeves III J. B., Coelho M. R., Machado P. L. O. A., and De- Polli H. (2005): Mid- and near-infrared spectroscopic determination of carbon in diverse set of soils from the Brazilian national Soil Collection. *Spect. Lett.* 38, 721–740.

277. Magid J., Kjaergaard C., Gorissen A., Kuikman P. J. (1999): Drying and rewetting of a loamy sand soil did not increase the turnover of native organic matter, but retarded the decomposition of added C-14-labelled plant material. *Soil Biology and Biochemistry* 31, 595–602.
278. Maillard L. C. (1916): Synthesis of humic matter by action of amino acids on reducing sugars. Francia nyelvről fordítva, eredeti cím: Synthese des matieres humiques par action des acides amines sur les sucres reducteurs. *Ann. Chim* 5, 158-317.
279. Malley D. F., Yesmin L., Eilers R. G. (2002): Rapid analysis of hog manure and manure-amended soils using Near-Infrared spectroscopy”. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66(5), 1677-1686.
280. Manzoni S., Taylor P., Richter A., Porporato A., Aagren G. I. (2012): Environmental and stoichiometric controls on microbial carbon-use efficiency in soils. *New Phytol.* 196, 79–91.
281. Markham B. L., Arvidson T., Barsi J. A., Choate M., Kaita E., Levy R., Lubke M., Masek J. G. (2018): 1.03 – Landsat program. In: *Comprehensive Remote Sensing* 1, Liang H. (Szerk.), Elsevier, 27-90.
282. Marquard E., Weigelt A., Temperton V. M., Roscher C., Schumacher J., Buchmann N., Fischer M., Weisser W. W., Schmid B. (2009): Plant species richness and functional composition drive overyielding in a six-year grassland experiment. *Ecology* 90, 3290–3302.
283. Martin J. P., Haider K., Farmer W. J., Mathon E. F. (1974): Decomposition and distribution of residual activity of some ¹⁴C-microbial polysaccharides and cells and glucose cellulose and wheat straw in soil. *Soil Biology & Biochemistry* 6, 221-230.
284. Matamala R., Jastrow J. D., Calderón F. J., Liang C., Fan Z., Michaelson G. J., Ping C. L. (2019): Predicting the decomposability of arctic tundra soil organic matter with mid infrared spectroscopy. *Soil Biology and Biochemistry.* 129. 1-12.
285. McBratney A.B., Minasny B., Cattle S.R., Vervoort R.W. (2002): From pedotransfer functions to soil inference systems. *Geoderma* 109 (1-2), pp 41-73.
286. McClaugherty C. A., Pastor J., Aber J. D., Melillo J. M. (1985): Forest litter decomposition in relation to soil nitrogen dynamics and litter quality. *Ecology* 66, 266–275.
287. Meek B., Graham L., Donovan T. (1982): Long-term effects of manure on soil nitrogen, phosphorus, potassium, sodium, organic matter, and water infiltration rate. *Soil Science Society of America Journal* 46, 1014-1019.
288. Meersmans J., Van Wesemael B., Van Molle M. (2009): Determining soil organic carbon for agricultural soils: a comparison between the Walkley & Black and the dry combustion methods (north Belgium). *Soil Use and Management* 25, 346-353.
289. Mehra P., Baker J., Sojka R. E., Bolan N., Desbiolles J., Kirkham M. B., Ross C., Gupta R. (2018): A review of tillage practices and their potential to impact the soil carbon dynamics. *Advances in Agronomy*, <https://doi.org/10.1016/bs.agron.2018.03.002>.
290. Meisner A., Rousk J., Baath E. (2015): Prolonged drought changes the bacterial growth response to rewetting. *Soil Biology and Biochemistry* 88, 314–322.

291. Merino C., Nannipieri P., Matus F. (2015): Soil carbon controlled by plant, microorganism and mineralogy interactions. *J. Soil Sci. Plant Nut.* 15, 321–332.
292. Mevik B-H., Wehrens R., Liland K. H. (2019): pls: Partial Least Squares and Principal Component Regression. R package version 2.7-1. <https://CRAN.R-project.org/package=pls>
293. Miao G. F., Noormets A., Domec J.-C., Fuentes M., Trettin C. C., Sun G., McNulty S. G., King J. S. (2017): Hydrology and microtopography control carbon dynamics in wetlands: implications in partitioning ecosystem respiration in a coastal plain forested wetland. *Agr. Forest Meteorol.* 247, 343–355.
294. Mikhailova E. A., Noble R. R. P., Post C. J. (2007): Comparison of soil organic carbon recovery by Walkley-Black and dry combustion methods in the russian chernozem. *Communications in Soil Science and Plant Analysis* 34(13-14), 1853-1860.
295. Mikutta R., Mikutta C., Kalbitz K., Scheel T., Kaiser K., Jahn R. (2007): Biodegradation of forest floor organic matter bound to minerals via different binding mechanisms. *Geochim. Cosmochim. Acta* 71, 2569-2590.
296. Millard, A.R. (1987): Cartography in the Ancient Near East. In: *The History of Cartography. Cartography in Prehistoric, Ancient, and Medieval Europe and the Mediterranean*, vol. I. Szerk.: Harley, J.B., Woodward, D., Chicago University Press, Chicago, IL, pp 107–116.
297. Miller A. J., Schuur E. A. G., Chadwick O. A. (2001): Redox control of phosphorus pools in Hawaiian montane forest soils. *Geoderma* 102, 219–237.
298. Miltner A., Bombach P., Schmidt-Brücken B., Kastner M. (2011): SOM genesis: microbial biomass as a significant source. *Biogeochemistry* 111, 41-56.
299. Minasny B., McBratney A.B. (2006): A conditioned Latin hypercube method for sampling in the presence of ancillary information. *Computers & Geoscience* 32, pp 1378-1388.
300. Minasny B., McBratney A.B. (2010). *Methodologies for Global Soil Mapping*. In *Digital Soil Mapping*, Springer Netherlands. pp 429–436.
301. Minasny B., Tranter G., McBratney A.B., Brough D.M., Murphy B.W. (2009): Regional transferability of mid-infrared diffuse reflectance spectroscopic prediction for soil chemical properties. *Geoderma*, 153(1–2), pp 155–162.
302. Mirzaeitalarposhti R., Demyan M.S., Rasche F., Cadisch G., Müller T. (2017): Mid-infrared spectroscopy to support regional-scale digital soil mapping on selected croplands of South-West Germany. *Catena* 149, pp 283–293.
303. Mitchell E., Scheer C., Rowlings D., Conant R. T., Cotrufo M. F., Grace P. (2018): Amount and incorporation of plant residue inputs modify residue stabilisation dynamics in soil organic matter fractions. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 256, 82-91.
304. Mo F., Zhang Y-Y., Liu Y., Liao Y-C. (2021): Microbial carbon-use efficiency and straw-induced priming effect within soil aggregates are regulated by tillage history and balanced nutrient supply. *Biology and Fertility of Soils* 57, 409-420.

305. Moore J. C., de Ruiter P. C. (2012): *Energy Food Webs: an Analysis of Real and Model Ecosystems*. Oxford University Press, Oxford, UK.
306. Morillas L., Roales J., Portillo-Estrada M., Gallardo A. (2017): Wetting-drying cycles influence on soil respiration in two Mediterranean ecosystems. *European Journal of Soil Biology* 82, 10–6.
307. Morra M. J., Hall M. H., Freeborn L. L. (1991): Carbon and nitrogen analysis of soil fractions using near-infrared reflectance spectroscopy. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55, 288–291.
308. Mouazen A. M., Kuang B., De Baerdemaeker J., Ramon H. (2010): Comparison between Principal Component, Partial Least Squares and Artificial Neural Network Analyses for accuracy of measurement of selected soil properties with Visible and Near Infrared spectroscopy. *Geoderma* 158(1–2), 23–31.
309. Moyano F. E., Manzoni S., Chenu C. (2013): Responses of soil heterotrophic respiration to moisture availability: an exploration of processes and models. *Soil Biology and Biochemistry* 59, 72–85.
310. Mulder V., Lacoste M., Richer-de Forges A., Martin M., Arrouays D. (2016): National versus global modelling the 3d distribution of soil organic carbon in mainland France. *Geoderma* 263, pp 16–34.
311. Murphy E. M., Zachara J. M., Smith S. C. (1990): Influence of mineral-bound humic substances on the sorption of hydrophobic organic compounds. *Environmental Science & Technology* 24, 1507–1518.
312. Mutuma E. (2017): Innovative approaches of predicting soil properties and soil classes in the Eastern slopes of Mt. PhD értekezés, Szent István Egyetem, Gödöllő.
313. Myneni S. C. B., Brown J. T., Martinez G. A., Meyer-Ilsel W. (1999): Imaging of humic substance macromolecular structures in water and soils. *Science* 286, 1335–1337.
314. Naes T., Isaksson T., Fearn T., Davis T. (2002): *A User-Friendly Guide to Multivariate Calibration and Classification*. Chichester, UK: NIR Publications, 2002.
315. Nannipieri P., Paul E. A. (2009): The chemical and functional characteristics of soil organic N and its biotic components. *Soil Biology & Biochemistry* 41, 2357–2369.
316. Navarro-Garcia F., Casermeiro M. A., Schimel J. P. 2012): When structure means conservation: effect of aggregate structure in controlling microbial responses to rewetting events *Soil Biol. Biochem.* 44 1–8.
317. Nduwamungu C., Ziadi N., Parent L. É., Tremblay G. F., Thurié's T. (2009): Opportunities for, and limitations of, Near Infrared Reflectance spectroscopy applications in soil analysis: A review". *Can. J. Soil Sci.* 89(5), 531–541.
318. Negassa W. C., Guber A. K., Kravchenko A. N., Marsh T. L., Hildebrandt B., Rivers M. L. (2015): Properties of soil pore space regulate pathways of plant residue decomposition and community structure of associated bacteria. *PLoS One* 10.

319. Nelson D. W., Sommers L. E. (1996a): Total carbon, organic carbon, and organic matter. In: *Methods of Soil Analysis, Part 2, második kiadás*. Page A. L. (Szerk.) Agronomy. 9: Am. Soc. of Agron., Inc. Madison, WI., 961-1010
320. Nelson D. W., Sommers L. E. (1996b): Chapter 34. Total Carbon, Organic Carbon, and Organic Matter. In: Bigham J. M. (Szerk.) *Soil Science Society of America and American Society of Agronomy. Methods of Soil Analysis. Part 3. Chemical Methods-SSSA Book Series no. 5*. Madison, WI., 1001-1006.
321. Nguyen T. T., Janik L. J., Raupach M. (1991): Diffuse reflectance infrared Fourier transform (DRIFT) spectroscopy in soil studies. *Aust. J. Soil Res.* 29, 49–67.
322. Ng W., Minasny B., Malone B., Filippi P. (2018): In search of an optimum sampling algorithm for prediction of soil properties from infrared spectra. *PeerJ* 6:e5722; DOI 10.7717/peerj.5722.
323. Nocita M., Stevens A., Noon C., Van Wesemael B. (2013): Prediction of Soil Organic Carbon for different levels of soil moisture using Vis-NIR spectroscopy. *Geoderma* 199, 37-42.
324. Nowinski N. S., Trumbore S. E., Schuur E. A. G., Mack M. C., Shaver G. R. (2008): Nutrient addition prompts rapid destabilization of organic matter in an arctic tundra ecosystem. *Ecosystems* 11, 16–25.
325. Oades J. M., Wagner G. H. (1970): Incorporation of ¹⁴C into sugars in a soil incubated with ¹⁴C glucose. *Geoderma* 4, 417-423.
326. Odgers N.P., Sun W., McBratney A.B., Minasny B., Clifford D. (2014): Disaggregating and harmonising soil map units through resampled classification trees. *Geoderma* 214–215, pp 91– 100.
327. Oelkers E. H., Cole D. R. (2008): Carbon dioxide sequestration a solution to a global problem. *Elements* 4, 305–310.
328. Ogle S. M., Breidt F. J., Eve M. D., Paustian K. (2003): Uncertainty in estimating land use and management impacts on soil organic carbon storage for US agricultural lands between 1982 and 1997. *Global Change Biology* 9, 1521–1542.
329. Ogle S. M., Swan A., Paustian K. (2012): No-till management impacts on crop productivity, carbon input and soil carbon sequestration. *Agr. Ecosyst. Environ.* 149 37–49.
330. Osunbitan J. A., Oyedele D. J., Adekalu K. O. (2005): Tillage effects on bulk density, hydraulic conductivity and strength of a loamy sand soil in southwestern Nigeria. *Soil and Tillage Research* 82, 57-64.
331. Oztas T., Fayetorbay F. (2003): Effect of freezing and thawing processes on soil aggregate stability. *Catena* 52, 1-8.
332. Palm C., Blanco-Canqui H., DeClerck F., Gatere L., Grace P. (2014): Conservation agriculture and ecosystem services: an overview. *Agr. Ecosyst. Environ.* 187 87–105.

333. Pan W., Kan J., Inamdar S., Chen C., Sparks D. (2016): Dissimilatory microbial iron reduction release DOC (dissolved organic carbon) from carbon-ferrihydrite association. *Soil Biology and Biochemistry* 103, 232–240.
334. Parton W. J., Del Grosso S. J., Plante A. F., Carol E. (2015): The dynamics of soil organic matter and nutrient cycling. In: Paul E. A. (Szerk.), *Soil Microbiology, Ecology and Biochemistry*, negyedik kiadás. Academic Press, San Diego, pp 505-538.
335. Pásztor L., Bakacsi Zs., Laborczi A., Szabó J. (2013): Kategória típusú talajtérképek leiskálázása kiegészítő talajtani adatok és adatbányászati módszerek segítségével. *Agrokémia és Talajtan* 62, pp 205–218.
336. Pásztor L., Laborczi A., Takács K., Szatmári G., Illés G., Fodor N., Négyesi G., Bakacsi Zs., Szabó J. (2016): Spatial distribution of selected soil features in Hajdú-Bihar County represented by digital soil maps. *Landscape & Environment* 10 (3-4), pp 203-213.
337. Paul E. A. (2007): Soil microbiology, ecology and biochemistry in perspective. In: Paul, E.A. (Szerk.), *Soil Microbiology Ecology and Biochemistry*, harmadik kiadás. Academic Press, San Diego, pp 3-24.
338. Paul E. A. (2016): The nature and dynamics of soil organic matter: Plant inputs, microbial transformations, and organic matter stabilization. *Soil Biology & Biochemistry* 98, 109-126.
339. Paul E. A., Clark F. E. (1986): Dynamics of residue decomposition and soil organic matter turnover. In: Paul E. A., Clark F. E. (Szerk.), *Soil Microbiology and Biochemistry*. Academic Press, San Diego, pp 115-130.
340. Paul E. A., Kucey R. M. N. (1981): Carbon flow in plant microbial associations. *Science* 213, 473-474.
341. Paul E. A., Morris S. J., Conant R. T., Plante A. F. (2006): Does the acid hydrolysis-incubation method measure meaningful soil organic matter pools? A review of the literature. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 70, 1023-1035.
342. Paul E. A., van Veen J. A. (1978): The use of tracers to determine the dynamic nature of organic matter. In: *Proceedings of 11th International Society of Soil Science*, Trans. (Edmonton), June, 1978, pp 61-102.
343. Paul E. A., Voroney R. P. (1980): Nutrient and energy flows through soil microbial biomass. In: Ellwood, R.D., Hedger, N., Lynch, M.J., Slater, J.H. (Eds.), *Contemporary Microbial Ecology*. Academic Press, New York, pp. 215e237.
344. Paustian K., Collins H. P., Paul E. A. (1997): Management controls on soil carbon. In *Soil Organic Matter in Temperate Agroecosystems*. Eds. Paul E. A., Paustian K., Elliott E. T., Cole C. V. pp 15–49. CRC Press, Boca Raton, FL.
345. Peltre C., Bruun S., Du C., Thomsen I., Jensen L. (2014): Assessing soil constituents and labile soil organic carbon by mid-infrared photoacoustic spectroscopy. *Soil Biology and Biochemistry* 77, 41-50.
346. Pelz O., Abraham W., Saurer M., Siegwolf R., Zeyer J. (2005): Microbial assimilation of plant-derived carbon in soil traced by isotope analysis. *Biol. Fertil. Soils* 41, 153-162.

347. Perez-Harguindeguy N., Diaz S., Cornelissen J. H. C., Venramini F., Cabido M., Castellanos A. (2000): Chemistry and toughness predict leaf litter decomposition rates over a wide spectrum of functional types and taxa in central Argentina. *Plant Soil* 218, 21–30.
348. Pettorelli N. (2013): NDVI from A to Z. In: *The Normalized Difference Vegetation Index*. Szerk: Pettorelli N., Oxford University Press, 30-43. ISBN: 978-0-19-969316-0.
349. Plante A. F., Conant R. T., Stewart C. E., Paustian K., Six J. (2006): Impact of soil texture on the distribution of soil organic matter in physical and chemical fractions. *Soil Science Society of America Journal* 70, 287–296.
350. Plante A. F., Magrini-Baer K., Vigil M., Paul E. A. (2009): Pyrolysis-molecular beam mass spectrometry to characterize soil organic matter composition in chemically isolated fractions from different land uses. *Biogeochemistry* 92, 145-161.
351. Phillips R. P., Finzi A. C., Bernhardt E. S. (2011): Enhanced root exudation induces microbial feedbacks to N cycling in a pine forest under long-term CO₂ fumigation. *Ecology Letters* 14, 187-194.
352. Pichevin L., Bertrand P., Boussafir M., Disnar J. R. (2004): Organic matter accumulation and preservation controls in a deep sea modern environment: An example from Namibian slope sediments. *Org. Geochem.* 35, 543–559.
353. Piccolo A. (2001): The supramolecular structure of humic substances. *Soil Science* 166, 810-832.
354. Pierce F. J., Fortin M.-C. (1997): Long-term tillage and periodic plowing of a no-tilled soil in Michigan: Impacts, yields, and soil organic matter. In: *Soil Organic Matter in Temperate Agroecosystems*. Paul E. A., Elliott E. T., Paustian K., Cole C. V. (Szerk.), CRC Press, Boca Raton, 141-150.
355. Pietramella G., Ascher J. C., Ceccherini M. (2012): Expression of genes in soil. In: Huang, P.M., Li, Y., Sumner, M. (Eds.), *Handbook of Soil Sciences: Properties and Processes*, second ed. CRC Press, Boca Raton. pp. 28-12 – 28-31.
356. Pisana O., Hills K. M., Courtier-Murias D., Simpson A. J., Mellor N. J., Paul E. A., Morris S. J., Simpson M. J. (2013): Molecular level analysis of long-term vegetation shifts and relation to soil organic matter composition. *Organic Biogeochemistry* 62, 7-16.
357. Pisani O., Lin L. H., Lun O. O. Y., Lajtha K., Nadelhoffer K. J., Simpson A. J., Simpson M. J. (2015): Long-term doubling of litter inputs accelerates soil organic matter degradation and reduces soil carbon stocks. *Biogeochemistry*, DOI 10.1007/s10533-015-0171-7.
358. Ponomaryova V. V., Plotnikova T. A. (1980): *Humus and soil formation (Methods and results)*. Nauka, Moscow
359. Porras R. C., Hicks Pries C. E., McFarlane K. J., Hanson P. J., Torn M. S. (2017): Association with pedogenic iron and aluminum: effects on soil organic carbon storage and stability in four temperate forest soils *Biogeochemistry*. 133, 333–345.

360. Pries C. E. H., Bird J. A., Castanha C., Hatton P.-J., Torn M. S. (2017): Long term decomposition: the influence of litter type and soil horizon on retention of plant carbon and nitrogen in soils. *Biogeochemistry*, DOI 10.1007/s10533-017-0345-6.
361. Pries C. E. H., Sulman B. N., West C., O'Neill C., Poppleton E., Porras R. C., Castanha C., Zhu B., Wiedermeier D. B., Torn M. S. (2018): Root litter decomposition slows with soil depth. *Soil Biology & Biochemistry* 125, 103-114.
362. R Core Team (2017): R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. <https://www.R-project.org/>.
363. Rahman M. T., Guo Z. C., Zhang Z. B., Zhou H., Peng X. H. (2018): Wetting and drying cycles improving aggregation and associated C stabilization differently after straw or biochar incorporated into a Vertisol. *Soil Tillage Research* 175, 28–36.
364. Ramesh T., Bolan N., Kirkham M., Wijesekara H., Kanchikerimath M., Rao S. C., Sandeep S., Rinklebe J., Ok Y., Choudhury B., Wang H., Tang C., Wang X., Song Z., Freeman I. O. (2019): Chapter One - Soil organic carbon dynamics: Impact of land use changes and management practices: A review. *Advances in Agronomy* 156, 1-107.
365. Ramirez-Lopez L., Schmidt K., Behrens T., van Wesemael B., Dematte J. A. M., Scholten T. (2015): Sampling optimal calibration sets in soil infrared spectroscopy. *Geoderma* 226 – 227, 140 – 150.
366. Ramirez-lopez L., Stevens A. (2016): resemble: Regression and similarity evaluation for memory-based learning in spectral chemometrics. R package version 1.2.2. <https://cran.r-project.org/web/packages/resemble/index.html>
367. Rao B. V., Gopalakrishna S. J. (2009): Hardgrove grindability index prediction using Support Vector Regression. *Int. J. Miner. Process.* 91(1–2), 55-59.
368. Rasmussen C., Heckman K., Wieder W. R., Keiluweit M., Lawrence C. R., Berhe A. A., Blankinship J. C., Crow S. E., Druhan J. L., Pries C. E. H., Marin-Spiotta E., Plante A. F., Schädel C., Schimel J. P., Sierra C. A., Thompson A., Wagai R. (2018): Beyond clay: towards an improved set of variables for predicting soil organic matter content. *Biogeochemistry* 137, 297–306.
369. Rasmussen P. E., Collins H. P. (1991): Long-term impacts of tillage, fertilizer, and crop residue on soil organic matter in temperate semiarid regions. *Advances in Agronomy* 45, 93-134.
370. Rasse D. P., Rumpel C., Dignac M.-F. (2005): Is soil carbon mostly root carbon? Mechanisms for a specific stabilization. *Plant Soil* 269, 341-356.
371. Razanamalala K., Fanomezana R. A., Razafimbelo T., Chevallier T., Trap J., Blanchart E., Bernard L. (2018): The priming effect generated by stoichiometric decomposition and nutrient mining in cultivated tropical soils: actors and drivers. *Applied Soil Ecology* 126, 21–33.
372. Reeves D.W. (1997): The role of soil organic matter in maintaining soil quality in continuous cropping systems. *Soil Tillage Research* 43, 131–167.

373. Reeves III J. B. (2000): Use of near-infrared reflectance spectroscopy. In: *Farm Animal Metabolism and Nutrition*, D'Mello J. P. F. (Szerk.), CABI Publishing, UK, pp 184–209.
374. Reeves J. (2010): Near- versus mid-infrared diffuse reflectance spectroscopy for soil analysis emphasizing carbon and laboratory versus on-site analysis: Where are we and what needs to be done? *Geoderma* 158, 3-14 pp.
375. Reicosky D. C., Kemper W. D., Langdale G. W., Douglas Jr. C. L., Rasmussen P. E. (1995): Soil organic matter changes resulting from tillage and biomass production. *Journal of Soil and Water Conservation* 50, 253-261.
376. Rice J. A. (2001): Humin. *Soil Science* 166, 848-857.
377. Rillig M. C., Caldwell B. A., Wosten H. A. B., Sollins P. (2007): Role of proteins in soil carbon and nitrogen storage: controls on persistence. *Biogeochemistry* 85, 25–44.
378. Robertson A. D., Paustian K., Ogle S., Wallenstein M. D., Lugato E., Cotrufo M. F. (2019): Unifying soil organic matter formation and persistence frameworks: the MEMS model. *Biogeosciences* 16, 1225-1248.
379. Robertson G. P., Groffman P. M. (2015): Nitrogen transformations in soil. In: Paul E. A. (Szerk.), *Soil Microbiology, Ecology and Biochemistry*, negyedik kiadás. Academic Press, San Diego, pp 421-446.
380. Rodionov A., Amelung W., Peinemann N., Haumaier L., Zhang X., Kleber M., Glaser B., Urusevskaya I., Zech W. (2010): Black carbon in grassland ecosystems of the world. *Global Biogeochemical cycles* 24, GB3013.
381. Ross, S. M. (2010): Using Statistics to Summarize Data Sets. In: *Introductory Statistics* (Harmadik kiadás). Kiadó: Academic Press, Burlington, MA. pp 103-104. ISBN 978-0-12-374388-6.
382. Rossel R.A.V., McBratney A.B. (2008): Diffuse reflectance spectroscopy as a tool for digital soil mapping. In: *Digital Soil Mapping with Limited Data*, Springer Netherlands, pp 165–172.
383. Roudier P. (2011): clhs: a R package for conditioned Latin hypercube sampling. <https://cran.r-project.org/web/packages/clhs/index.html>
384. Rumpel C., Janik L. J., Skjemstad J. O., Kogel-Knabner I. (2001): Quantification of carbon derived from lignite in soils using mid-infrared spectroscopy and partial least squares. *OrganicGeochemistry* 32, 831-839.
385. Russell C. A. (2003): Sample preparation and prediction of soil organic matter properties by near infra-red reflectance spectroscopy. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* 34: 1557–1572.
386. Russell J. S. (1960): Soil fertility changes in the long term experimental plots at Kybybolite, South Australia. I. Changes in pH, total nitrogen, organic carbon and bulk density. *Aust. J. Agr. Res.* 11, 902–926.

387. Rutkowska B., Szulc W., Sosulski T., Skowronska M., Szczepaniak J. (2018): Impact of reduces tillage on C₂O emission from soil under maize cultivation. *Soil and Tillage Research* 180, 21-28.
388. Sahu N., Vasu D., Sahu A., Lal N., Singh S. K. (2017): Strength of microbes in nutrient cycling: A key to soil health. In: *Agriculturally Important Microbes for Sustainable Agriculture*. Meena V., Mishra P., Bisht J., Pattanayak A. (Szerk.), Springer, Singapore, 69-86.
389. Saifuddin M., Bhatnagar J. M., Segré D., Finzi A. C. (2019): Microbial carbon use efficiency predicted from genome-scale metabolic models. *Nature Communications* 10, No. 3568, <https://doi.org/10.1038/s41467-019-11488-z>.
390. Saiz-Jimenez C. (1996): The chemical structure of humic substances: Recent advances. In: *Humic substances in terrestrial ecosystems*, Piccolo A. (Szerk.), Elsevier Science, London, 1-44.
391. Salem H. M., Valero, C., Munoz M. A., Rodriguez M. G., Silva L. L. (2015): Short-term effects of four tillage practices on soil physical properties, soil water potential, and maize yield. *Geoderma* 237–238, 60–70.
392. Sauvadet M., Lashermes G., Alavoine G., Recous S., Chauvat M., Maron P-A., Bertrand I. (2018): High carbon use efficiency and low priming effect promote soil C stabilization under reduced tillage. *Soil Biology and Biochemistry* 123, 64–73.
393. Schaumann G. E. (2006): Soil organic matter beyond molecular structure. Part I: macromolecular and supramolecular characteristics. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 169, 145-156.
394. Schimel J. P. (2018): Life in dry soils: effects of drought on soil microbial communities and processes. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics* 49, 409-432.
395. Schimel J. P., Klein J. S. (1996): Microbial response to freezethaw cycles in tundra and taiga soils. *Soil Biology and Biochemistry* 28, 1061–1066.
396. Schmidt M. W. I., Torn M. S., Abiven S., Dittmar R., Guggenberger G., Janssens I. A., Kleber M., Kögel-Knabner I., Lehmann J., Manning D. A. C., Nannipieri P., Rasse D. P., Weiner S., Trumbore S. E. (2011): Persistence of soil organic matter as an ecosystem property. *Nature* 478, 49–56.
397. Schnitzer M., Monreal J. A. (2011): Quo vadis soil organic matter research? A biological link to the chemistry of humification. *Adv. Agron.* 113, 139-213.
398. Schwartz G., Eshel G., Ben-Dor E. (2011): Reflectance spectroscopy as a tool for monitoring contaminated soils. In: Pascucci S. (Szerk.), *Soil Contamination*. New York: InTech, 2011. Pp. 67-90. doi: 10.5772/23661.
399. Schulten H. R. (1996): Direct pyrolysis-mass spectrometry of soils: a novel tool in agriculture, ecology, forestry, and soil science. In: Boutton T. W., Yamasaki S. H. (Szerk.), *Mass Spectrometry of Soils*. Marcel Dekker, Inc., New York, pp 373-436.
400. Schulten H. R., Leinweber P. (1999): Advances in analytical pyrolysis of soil organic matter. *J. Anal. Appl. Pyrolysis* 49 (1-2), 359-383.

401. Schulten H.R. & Schnitzer, M. (1997): Humic and Fulvic Acids Isolation. *Soil Science.*, 162, 115-130 p.
402. Semenow V. M., Tulina A. S., Semenova N. A., Ivannikova L. A. (2013): Humification and nonhumification pathways of the organic matter stabilization in soil: a review. *Eurasian Soil Science* 46(4), 355-368.
403. Seo M-C., So G-H., Go B-G., Son Y-G. (2004): Comparison of Tyurin method and dry combustion method for carbon analysis in soils of low inorganic carbon content. *Korean Journal of Soil Science and Fertilizer* 37(5), 315-321.
404. Shabbaz M., Kuzyakov Y., Heitkamp F. (2017): Decrease of soil organic matter stabilization with increasing inputs: Mechanisms and controls. *Geoderma* 304, 76-82.
405. Shahzad T., Rashid M. I., Maire V., Barot S., Perveen N., Alvarez G., Mougin C., Fontaine S. (2018): Root penetration in deep soil layers stimulates mineralization of millennia-old organic carbon. *Soil Biology and Biochemistry* 124, 150–160.
406. Shakoor A., Shahbaz M., Farooq T. H., Sahar N. E., Shahzad S. M., Altaf M. M., Ashraf M. (2021): A global meta-analysis of greenhouse gases emission and crop yield under no-tillage as compared to conventional tillage. *Science of The Total Environment* 750, 142299.
407. Shepherd K. D., Walsh M. G. (2002): Development of reflectance spectral libraries for characterization of soil properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66, 988–998.
408. Shepherd T. G., Saggar S., Newman R. H., Ross C. W., Dando J. L. (2001): Tillage-induced changes to soil structure and organic carbon fractions in New Zealand soils. *Soil Res.* 39, 465–489.
409. Shimoda H., Kimura T. (2018): Missions and Sensors. In: *Comprehensive Remote Sensing*, Liang S. (Szerk.), Elsevier, ISBN: 978-0-12-809221-3, 1-298.
410. Skjemstad J. O., Clarke P., Taylor J. A., Oades J. M., McClure S. G. (1996): The chemistry and nature of protected carbon in soil. *Aust. J. Soil Res.* 34, 251-271.
411. Skjemstad J., Baldock J. A. (2008): Total and organic carbon. In: *Soil Sampling and Methods of Analysis*. Második kiadás. Carter M. R., Gregorich E. G., Szerk.), Soil Science Society of Canada, 225-238.
412. Slepetiene A., Jankauskas B., Jankauskiene G., Fullen M. A., Booth C. A. (2006): International comparison of analytical methods of determining the soil organic content of Lithuanian Eutric Albeluvisols. *Communications in Soil Science and Plant analysis* 37, 707-720.
413. Sila A., Hengl T., Terhoeven-Urselmans T. (2014): soil.spec: Soil spectroscopy tools and reference models. R package version 2.1.4. <https://www.CRAN.R-Project.org/package=soil.spec>
414. Simpson A. J., McNally D. J., Simpson M. J. (2011): NMR spectroscopy in environmental research: from molecular interactions to global processes. *Prog. Mol. Magnetic Spectrosc.* 58, 97-175.

415. Singh J. S., Pandey V. C., Singh D. P. (2011): Efficient soil microorganisms: A new dimension for sustainable agriculture and environmental development. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 140, 339-353.
416. Six J., Conant R. T., Paul E. A., Paustian K. (2002a): Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implications for C-saturation of soils. *Plant and Soil* 241, 155-176.
417. Six J., Feller C., Denef K., Ogle S. M., de Moraes J. O., Albrecht A. (2002b): Soil organic matter, biota and aggregation in temperate and tropical soils – Effects of no tillage. *Agronomie* 22, 755-775.
418. Six J., Elliott E. T., Paustian K., Doran J. W. (1998): Aggregation and Soil organic matter accumulation in cultivated and native grassland soils *Soil Science Society of America Journal* 62 1367–1377.
419. Six J., Elliott E. T., Paustian K. (2000): Soil macroaggregate turnover and microaggregate formation: a mechanism for C sequestration under no-tillage agriculture. *Soil Biology and Biochemistry* 32, 2099–2103.
420. Six J., Conant R. T., Paul E. A., Paustian K. (2002): Stabilization mechanisms of soil organic matter: implications for C-saturation of soils. *Plant and Soil* 241, 155–176.
421. Six J., Bossuyt H., Degryze S., Denef K. (2004): A history of research on the link between (micro)aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics. *Soil Tillage Research* 79, 7-31.
422. Six J., Paustian K. (2014): Aggregate-associated soil organic matter as an ecosystem property and a measurement tool. *Soil Biology and Biochemistry* 44, 1-8.
423. Six J., Ogle S. M., Breidt F. J., Conant R. T., Mosier A. R., Paustian K. (2004): The potential to mitigate global warming with no-tillage is only realized when practiced in the long-term. *Global Change Biology* 10, 155– 160.
424. Slessarev E. W., Lin Y., Ningham N. L., Johnson J. E., Dai Y., Schimel J. P., Chadwick O. A. (2016): Water balance creates a threshold in soil pH at the global scale. *Nature* 540, 567–569.
425. Sleutel S., De Neve S., Németh T., Tóth T., Hofman G. (2006): Effect of manure and fertilizer application on the distribution of organic carbon in different soil fractions in long-term field experiments. *European Journal of Agronomy* 25, 280-288.
426. Smith P. (2008): Land use change and soil organic carbon dynamics. *Nutr. Cycl. Agroecosyst* (81), 169-178.
427. Smith P., Powlson D. S., Glendining M. J., Smith J. U. (1997): Potential for carbon sequestration in European soils: preliminary estimates for five scenarios using results from long-term experiments. *Global Change Biology* 3, 67–79.
428. Smith P., Powlson D. S., Glendining M. J., Smith J. U. (1998): Preliminary estimates of the potential for carbon mitigation in European soils through no-till farming. *Global Change Biology* 4, 679–685.

429. Smith A. P., Bond-Lamberty B., Benscoter B.W., Tfaily M. M., Hinkle C. R., Liu C., Bailey V. L. (2017): Shifts in pore connectivity from precipitation versus groundwater rewetting increases soil carbon loss after drought. *Nat. Commun.* 8, 1335.
430. Smucker A. J. M., Park E. J., Dorner J., Horn R. (2007): Soil micropore development and contributions to soluble carbon transport within macroaggregates. *Vadose Zone Journal* 6, 282–290.
431. Sojka R., Bjorneberg D., Trout T., Strelkoff T., Nearing M. (2007): The importance and challenge of modeling irrigation-induced erosion. *J. Soil Water Conserv.* 62, 153–162.
432. Sokol N. W., Bradford M. A. (2018): Microbial formation of stable soil carbon is more efficient from belowground and aboveground input. *Nature Geoscience* <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0258-6>
433. Sokol N. W., Kuebbig S. E., Karlsen-Ayala E., Bradford M. A. (2018a): Evidence for the primacy of living root inputs, not root or shoot litter, in forming soil organic carbon. *New Phytologist*, doi: 10.1111/nph.15361.
434. Sokol N. W., Sanderman J., Bradford M. A. (2018b): Pathways of mineral-associated soil organic matter formation: integrating the role of plant carbon source, chemistry, and point-of-entry. *Global Change Biology* 25(1), 12–24.
435. Solberg E. D., Nyborg M., Izaurralde R. C., Malhi S. S., Janzen H. H., Molina-Ayala M. (1997): Carbon Storage in soils under continuous cereal grain cropping: N fertilizer and straw. In *Management of Carbon Sequestration in Soil*. Eds. Lal R., Kimble J. M., Follett R. F., Stewart B. A. pp 235–254. CRC Press, Boca Raton, FL.
436. Sollins P., Swanston C., Kleber M., Filley T., Kramer M., Crow S., Caldwell B. A., Lajtha K., Bowden, R. (2006): Organic C and N stabilization in a forest soil: evidence from sequential density fractionation. *Soil Biology & Biochemistry* 38, 3313–3324.
437. Sollins P., Swanston V., Kramer M. (2007): Stabilization and destabilization of soil organic matter – a new focus. *Biogeochemistry* 85, 1–7.
438. Solomon D., Lehmann J., Knoth de Zarruk K., Dathe J., Kinyangi J., Liand B., Machado S. (2011): Speciation and long- and short-term molecular-level dynamics of soil organic sulfur studied by x-ray absorption near-edge structure spectroscopy. *Journal of Environmental Quality* 40, 704–718.
439. Solomon D., Lehmann J., Harden J., Wang J., Kingyangi J., Heymann K., Karunakaran C., Lu Y., Wirick S., Jacobsen C. (2012): Micro- and nano-environments of carbon sequestration: Multi-element STXM-NEXAFS spectromicroscopy assessment of microbial carbon and mineral associations. *Chemical Geology* 329, 53–73.
440. Solomon D., Lehmann J., Thies J., Schäfer T., Liang B., Kinyangi J., Never E., Peterson J., Luziao F., Skjemstad J. (2007): Molecular signature and sources of biochemical recalcitrance of organic C in Amazonian Dark Earths. *Geochim. Cosmochim. Acta* 71, 2285–2298.

441. Song Y., Zou Y., Wang G. and Yu X. (2017): Altered soil carbon and nitrogen cycles due to the freeze-thaw effect: a metaanalysis. *Soil Biology and Biochemistry* 109, 35–49.
442. Sorensen L. H. (1972): Role of amino acids in the formation of soil organic matter. *Soil Biology & Biochemistry* 4, 245-253.
443. Sorensen L. H. (1981): Carbon- nitrogen relationships during the humification of cellulose in soils containing different amount of clay. *Soil Biology & Biochemistry* 13, 313-321.
444. Soriano-Disly J. M., Janis Les J., Viscarra Rossel R. A., Macdonald L. M., McLaughlin M. J. (2013): The performance of visible, near-, and mid-infrared reflectance spectroscopy for prediction of soil physical, chemical, and biological properties. *Applied Spectroscopy Reviews* 49(2), 139-186.
445. Staunton J., Weissmann K. J. (2001): Polyketide biosynthesis: a millenium review. *Nat. Prod. Rep.* 18, 380-416.
446. Stefanovits P., Filep Gy., Fülek Gy. (1999): A talaj szerves anyagai. In: Talajtan, Stefanovits P., Filep Gy., Fülek Gy. (Szerk.), Mezőgazda Kiadó, Budapest, 50-63.
447. Steinbeiss S., Beßler H., Engels C., Temperton V. M., Buchmann N., Roscher C., Kreutziger Y., Baade J., Habekost M., Gleuxner G. (2008): Plant diversity positively affects short-term soil carbon storage in experimental grasslands. *Glob. Change Biol.* 14, 2937–2949.
448. Steinweg J. M., Plante A. F., Conant R. T., Paul E. A., Tanaka D. (2008): Patterns of substrate utilization during long-term incubations at different temperatures. *Soil Biology & Biochemistry* 40, 2722-2728.
449. Stenberg B., Viscarra Rossel R. A., Mouazen A. M., Wetterlind J. (2010): Visible and Near Infrared spectroscopy in soil science''. In: Sparks D. L. (Szerk.), *Advances in Agronomy*. Burlington, VT: Elsevier, 2010. Vol. 107, 163-215.
450. Stevens A., Udelhoven T., Denis A., Tychon B., Liroy R., Hoffmann L., Van Wesemael B. (2010): Measuring Soil Organic Carbon in Croplands at Regional Scale Using Airborne Imaging Spectroscopy. *Geoderma* 158(1–2), 32-45.
451. Stevens A., Ramirez-Lopez L. (2013): An introduction to the prospectr package. R package Vignette. R package version 0.1.3. <https://cran.r-project.org/web/packages/prospectr/index.html>
452. Stevenson F. J. (1994): *Humus Chemistry. Concepts, Composition, Reactions*. John Wiley and Sons, New York, 512 pages.
453. Stewart C. E., Paustian K., Conant R. T., Plante A. F., Six, J. (2007): Soil C saturation: concept, evidence, and evaluation. *Biogeochemistry* 86, 19–31.
454. Stewart C. E., Paustian K., Conant R. T., Plante A. F., Six J. (2008a): Soil carbon saturation: Evaluation and corroboration by long-term incubations. *Soil Biology & Biochemistry* 40, 1741-1750.

455. Stewart C. E., Paustian K., Conant R. T., Plante A. F., Six J. (2009): Soil carbon saturation: measurable carbon pool dynamics in long-term incubations. *Soil Biology & Biochemistry* 41, 357-366.
456. Stewart C. E., Plante A. F., Paustian K., Conant R. T., Six J. (2008b): Soil Carbon Saturation: Linking concept and measurable carbon pools. *Soil Science Society of America Journal* 72, 379-392.
457. Stockmann U., Adams M. A., Crawford J. W., Field D. J., Henakaarchchi N., Jenkins M., Minasny B., McBratney A. B., de Courcelles V. de R., Singh K., Wheeler I., Abbott L., Angers D. A., Baldock J., Bird M., Brookes P. C., Chenu C., Jastrow J. D., Lal R., Lehmann J., O'Donnell A. G., Parton W. J., Whitehead D., Zimmermann M. (2013): The knowns, known unknowns and unknowns of sequestration of soil organic carbon. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 164, 80-99.
458. Stumpe B., Weihermüller L., Marschner B. (2011): Sample preparation and selection for qualitative and quantitative analyses of soil organic carbon with mid-infrared reflectance spectroscopy. *Eur. J. Soil Sci.* 62, 849–862.
459. Sutton R., Sposito G. (2005): Molecular structure in soil humic substances: the new view. *Environ. Sci. Technol.* 19, 9009-9015.
460. Schweizer C., Seidl J. (2011): Ami Boué's (1794–1881) valuation of geological research regarding its application to human civilization. *Earth Sciences History* 30, pp 183–199.
461. Swift R. S. (1996): Organic matter characterization. In: *Methods of soil analysis. Part 3. Chemical methods.* Sparks D. L. (Szerk.), Soil Sci. Soc. Am., Madison, WI, 1018-1020.
462. Szatmári G., Pirkó B., Koós S., Laborczi A., Bakacsi Zs., Szabó J., Pásztor L. (2019): Spatio-temporal assessment of topsoil organic carbon stock change in Hungary. *Soil & Tillage Research* 196 (104410).
463. Szatmári G., Pásztor L., Laborczi A., Illés G., Bakacsi Zs., Zacháry D., Filep T., Szalai Z., Jakab G. (2023): Countrywide mapping and assessment of organic carbon saturation in the topsoil using machine learning-based pedotransfer function with uncertainty propagation. *Catena* 227 (107086).
464. Tan K. H (2003): Chemical composition of humic matter. In: *Humic Matter in Soil and the Environment*, Tan K. H. (Szerk.), Marcel Dekker, Inc., New York, 86-116.
465. Tatzber M., Stemmer M., Spiegel H., Katzlberger C., Zehetner F., Haberhauer G., Roth K., Garcia-Garcia E., Gerzabek M. H. (2009): Decomposition of carbon-14-labeled organic amendments and humic acids in a long-term field experiment. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 73, 744-750.
466. Tekin Y., Tumsavas Z., Mouazen A. M. (2012): Effect of moisture content on prediction of organic carbon and pH using visible and near-infrared spectroscopy. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 76, 188–198.
467. Thompson A., Chadwick O. A., Boman S., Chorover J. (2006): Colloid mobilization during soil iron redox oscillations. *Environ. Sci. Technol.* 40, 5743–5749.

468. Tilman D., Reich P. B., Knops J., Wedin D., Mielke T., Lehman C. (2001): Diversity and productivity in a long-term grassland experiment. *Science* 294, 843–845.
469. Tirol P. A., Rai M., Gathala M., Sharma S., Kumar V., Sharma P. C., Sharma D. K., Wassmann R., Ladha J. (2014): Assessing the performance of the photo-acoustic infrared gas monitor for measuring CO₂, N₂O, and CH₄ fluxes in two major cereal rotations. *Global Change Biology* 20, 287–299.
470. Tombácz E. (1999): Colloidal properties of humic acids and spontaneous changes of their colloidal state under variable solution conditions. *Soil Science* 164, 814–824.
471. Torn M. S., Trumbore S. E., Chadwick O. A., Vitousek P. M., Hendricks D. M. (1997): Mineral control of soil organic carbon storage and turnover. *Nature* 389, 170–173.
472. Treonis A. M., Austin E. E., Buyer J. S., Mail J. E., Spicer L., Zasada I. A. (2010): Effects of organic amendment and tillage on soil microorganisms and microfauna. *Applied Soil Ecology* 46, 103–110.
473. Tucker C. L., Bell J., Pendall E., Ogle K. (2013): Does declining carbon-use efficiency explain thermal acclimation of soil respiration with warming? *Global Change Biology* 19, 252–263.
474. Tyurin I. V. (1931): A new modification of the volumetric method of determining soil organic matter by means of chromic acid. *Pochvovedenie* 26, 36–47.
475. U. S. Geological Survey (2019): Landsat 9. U. S. Geological Survey Fact Sheet 2019-3008, 1-2. <https://doi.org/10.3133/fs20193008>.
476. Van den Bygaart A. J., Gregorich E. G., Angers D. A. (2003): Influence of agricultural management on soil organic carbon: a compendium and assessment of Canadian studies. *Canadian Journal of Soil Science* 83, 363–380.
477. Van den Bygaart A. J., Gregorich E. G., Angers D. A., Stoklas U. F. (2004): Uncertainty analysis of soil organic carbon stock change in Canadian cropland from 1991 to 2001. *Global Change Biology* 10, 983–994.
478. Van der Marel H. W., Beutelspacher H. (1976): Clay and related minerals. In: *Atlas of Infrared Spectroscopy of Clay Minerals and Their Admixtures*, Van der Marel H. W., Beutelspacher H. (Szerk.), Elsevier Scientific: Amsterdam, The Netherlands, 396 p.
479. Van der Meer F. (2000): Spectral curve shape matching with a continuum removed CCSM algorithm. *Int. J. Remote Sensing* 21(16), 3179–3185.
480. Van der Wal A., de Boer W. (2017): Dinner in the dark: Illuminating drivers of soil organic matter decomposition. *Soil Biology & Biochemistry* 105, 45–48.
481. Van Waes C., Mestdagh I., Lootens P., Carlier L. (2005): Possibilities of Near Infrared Reflectance spectroscopy for the prediction of organic carbon concentrations in grassland soils. *J. Agric. Sci.* 143, 487–492.
482. Varmuza K., Filmoser P. (2009): Introduction to multivariate statistical analysis in chemometrics. Taylor & Francis: Boca Raton, FL, 336 p.

483. Vasques G. M., Grunwald S., Sickman J. O. (2008): Comparison of Multivariate Methods for Inferential Modeling of Soil Carbon Using Visible-Near Infrared Spectra. *Geoderma* 146(1-2), 14-25.
484. Vestal J. R., White D. C. (1989): Lipid analysis in microbial ecology. *Bioscience* 39, 535-541.
485. Victoria R., Banwart S., Black H., Ingram J., Joosten H., Milne E. (2012): The benefits of soil carbon. Foresight Chapter in UNEP Yearbook, 19–33.
486. Viscarra-Rossel R. A. (2009): The soil spectroscopy group and the development of a Global Soil Spectral Library. *NIR News* 20, 14.
487. Viscarra Rossel R. A., Fouad Y., Walter C. (2008): Using a digital camera to measure soil organic carbon and iron contents. *Biosyst. Eng.* 100, 149–159.
488. Viscarra-Rossel R. A., Walvoort D., Mcbratney A., Janik L., Skjemstad J. (2006): Visible, near infrared, mid infrared or combined diffuse reflectance spectroscopy for simultaneous assessment of various soil properties. *Geoderma* 131, 59-75.
489. Viscarra-Rossel R. A., Behrens T. (2010): Using data mining to model and interpret soil diffuse reflectance spectra. *Geoderma* 158(1–2), 46-54.
490. Vohland M., Bossung C., Fründ H. C. (2009): A spectroscopic approach to assess trace-heavy metal contents in contaminated floodplain soils via spectrally active soil components. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 172, 201-209.
491. von Lützow C., Kögel-Knabner I., Ekschmidt K., Flessa H., Guggenberger G., Matzner E., Marschner B. (2007): SOM fractionation methods: relevance to functional pools and to stabilization mechanisms. *Soil Biology & Biochemistry* 39, 2183-2207.
492. von Lützow C., Kögel-Knabner I., Ekschmidt K., Matzner E., Guggenberger G., Marschner B., Flessa H. (2006): Stabilization of organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions - a review. *European Journal of Soil Science* 57, 426-445.
493. Voroney R. P., Anderson D. W., Paul E. A. (1989): Decomposition of wheat straw and stabilization of microbial products. *Can. J. Soil Sci.* 69, 63-77.
494. Wagai R., Mayer L. M. (2007): Sorptive stabilization of organic matter in soils by hydrous iron oxides *Geochim. Cosmochim. Acta* 71, 25–35.
495. Wagner G. H. (1975): Microbial growth and carbon turnover. In: Paul E. A., McLaren D. (Szerk.), *Soil Biochemistry*, vol. 3. Marcel Dekker, New York, pp 269-306.
496. Walkley A. (1947): A critical examination of a rapid method for determining organic carbon in soils: Effect of variations in digestion conditions and of inorganic soil constituents. *Soil Science* 63, pp 251–263.
497. Walkley A., Black I. A. (1934): An examination of the Degtjareff method for determining soil organic matter, and a proposed modification of the chromic acid titration method. *Soil Science* 37(1), 29-38.

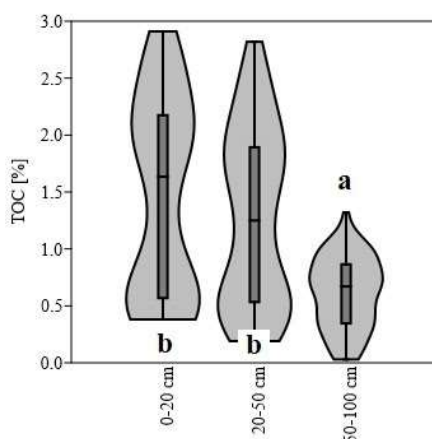
498. Wallenstein M. D., Haddix M. L., Ayres E., Steltzer H., Magrini-Baire K. A., Paul E. A. (2013): Litter chemistry change more rapidly when decomposed at home but converges during decomposition-transformation. *Soil Biology & Biochemistry* 57, 311-319.
499. Waksman S. A. (1932): *Principles of Soil Microbiology*. Williams and Wilkins, Baltimore.
500. Waksman S. A. (1938): Origin of humus. In: *Humus – Origin, Chemical, Composition, and Importance in Nature, második kiadás*. Williams and Wilkins, Baltimore, pp 91-129.
501. Wang C., Wang X., Pei G., Xia Z., Peng B., Sun L., Wang J., Gao D., Chen S., Liu D., Dai W., Jiang P., Fang Y., Liang C., Wu N., Bai R. (2020): Stabilization of microbial residues in soil organic matter after two years of decomposition. *Soil Biology & Biochemistry* 141, 107687.
502. Wang E., Cruse R. M., Chen X., Daigh A. (2012) Effects of moisture condition and freeze/thaw cycles on surface soil aggregate size distribution and stability. *Canadian Journal of Soil Science* 92, 529–536.
503. Wang J., Liu Q. Q., Chen R. R., Liu W. Z., Sainju U. M. (2015): Soil carbon dioxide emissions in response to precipitation frequency in the Loess Plateau, China. *Applied Soil Ecology* 96, 288–295.
504. Wang W. M., Dong D. M., Zheng W. G., Zhao X. D., Jiao L. Z., Wang M. F. (2013): Pretreatment method of Near-Infrared Diffuse Reflection spectra used for sugar content prediction of pears. *Spectroscopy and Spectral Analysis* 33, 359-362.
505. Wang X., Zhang W., Zhou F., Liu Y., He H., Zhang X. (2020): Distinct regulation of microbial processes in the immobilization of labile carbon in different soils. *Soil Biology & Biochemistry* 142, 107723.
506. Warembourg F. R., Paul E. A. (1977): Seasonal transfers of assimilated ¹⁴C in grassland: plant production and turnover, soil and plant respiration. *Soil Biology & Biochemistry* 9, 295-301.
507. Waruru B., Shepherd K., Ndegwa G., Sila A., Kamoni P. (2015): Application of mid-infrared spectroscopy for rapid characterization of key soil properties for engineering land use. *Soils and Foundations* 55, 1181-1195.
508. Webley D. M., Jones D. (1971): Biological transformations of microbial residues in soil. In: McLaren A. J., Skujins M. J. (Szerk.), *Soil Biochemistry*, vol. 2. Marcel Dekker, New York, pp 446-485.
509. Webster R., Myers D.E., Papritz A., Fluhler H., Hutchinson M.F. Gessler P.E., Van Meirvenne M., Scheldeman K., Baert G., Hofman G., Wackernagel H., Goovaerts P. (1994): Pedometrics special issue, *Geoderma* 62 (1-3), pp 1-108.
510. Wershaw R. L. (1986): A new model for humic materials and their interactions with hydrophobic organic chemicals in soil-water or sediment-water systems. *Journal of Contaminant Hydrology* 1, 29-45.
511. West T. O., Six J. (2007): Considering the influence of sequestration duration and carbon saturation on estimates of soil carbon capacity. *Climatic change* 80, 25-41.

512. West T. O., Post W. M. (2002): Soil organic carbon sequestration rates by tillage and crop rotation: a global analysis. *Soil Science Society of America Journal* 66, 1930–1946.
513. Wickham H. (2016): *ggplot2: Elegant Graphics for Data Analysis*. Springer-Verlag New York. isbn: 978-3-319-24277-4. url: <https://ggplot2.tidyverse.org>
514. Wickham H. (2017): *tidyverse: Easily snstall and load the 'tidyverse'*. R package version 1.2.1. <https://CRAN.R-project.org/package=tidyverse>
515. Wickham H. (2021): *dplyr: A Grammar of Data Manipulation*. R package version 1.0.9. url: <https://CRAN.R-project.org/package=dplyr>.
516. Williams B.J. (1976): Nahuatl soil glyphs from Códice de Santa María Asunción. *Actes du XLII congres internacional des americanistes*, Paris, pp 27–37.
517. Williams B.J., Jorge Jorge y, del C. Ma. (2008): Aztec arithmetic revised: land-area algorithms and acolhua congruence arithmetic. *Science* 320, pp 72–77.
518. Wiseman C. L. S., Püttmann W. (2005): Soil organic carbon and its sorptive preservation in central Germany. *Eur. J. Soil Sci.* 56, 65– 76.
519. Yan Z. F., Liu C. X., Todd-Brown K. E., Liu Y. Y., Bond-Lamberty B., Bailey V. L. (2016): Pore-scale investigation on the response of heterotrophic respiration to moisture conditions in heterogeneous soils. *Biogeochemistry* 131, 121–34.
520. Yang C., Everitt J. H., Murden D. (2011): Evaluting high resolution SPOT 5 satellite imagery for crop production identification. *Computers and Electronics in Agriculture* 75, 347-354.
521. Yuan G., Theng,B. K. G. (2012): Clay-organic reactions in the soil environment. In: Huang, P.M., Li, Y., Sumner, M. (Szerk.), *Handbook of Soil Science: Resource Management and Environmental Impacts, második kiadás*. CRC Press, Boca Raton. pp. 2-1 – 2-30.
522. Zein M.M.A., Csorba A., Rotich B., Justin P.N., Melenya C., Andrei Y., Micheli E. (2023): Development of Hungarian spectral library: Prediction of soil properties and applications. *Eurasian Journal of Soil Science*, 12(3), pp 244-256.
523. Zhang W., Wang X., Wang S. (2013): Addition of external organic carbon and native soil organic carbon decomposition: a meta-analysis. *PLoS One* 8, e54779.
524. Zhang Y., Hao X., Alexander T. W., Thomas B. W., Shi X., Lupwayi N. Z. (2018a): Long-term and legacy effects of manure application on soil microbial community composition. *Biology and Fertility of Soil* 54, 269-283.
525. Zhang Y., Li X., Gregorich E. G., McLaughlin N. B., Zhang X., Guo Y., Liang A., Fan R., Sun B. (2018b): No-tillage with continuous maize cropping enhances soil aggregation and organic carbon storage in Northeast China. *Geoderma* 330, 204-11.
526. Zhao Q., Oulson S. R., Obrist D., Sumaila S., Dynes J. J., McBeth J. M., Yang Y. (2016): Iron-bound organic carbon in forest soils: quantification and characterization. *Biogeosciences* 13, 4777–4788.

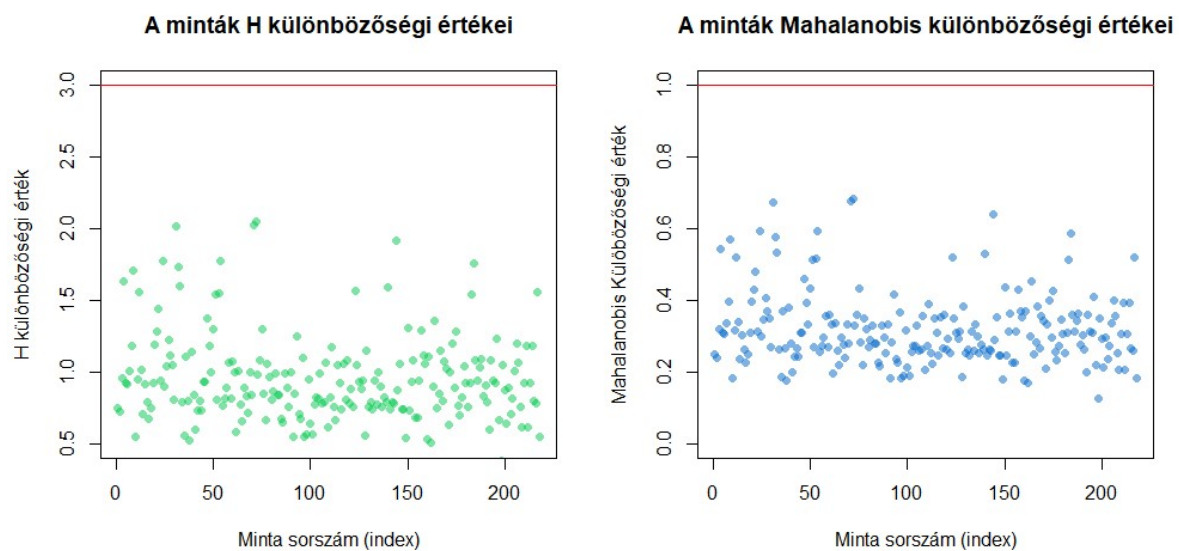
527. Zhao Q., Adhikari D., Huang R., Patel A., Wang X., Tang Y., Obrist D., Roden E. E., Yang Y. (2017): Coupled dynamics of iron and iron-bound organic carbon in forest soils during anaerobic reduction. Chem. Geol. 464, 118–126.
528. [http1: njt.hu/jogszabaly/2004-4-20-82](http1:njt.hu/jogszabaly/2004-4-20-82) Letöltve: 2024.07.13.
529. [http2: https://ec.europa.eu/info/food-farming-fisheries/key-policies/common-agricultural-policy_hu](http2:https://ec.europa.eu/info/food-farming-fisheries/key-policies/common-agricultural-policy_hu) Letöltve: 2024. 07.12.
530. [http3: https://ec.europa.eu/info/strategy/priorities-2019-2024/european-green-deal/agriculture-and-green-deal_en](http3:https://ec.europa.eu/info/strategy/priorities-2019-2024/european-green-deal/agriculture-and-green-deal_en) Letöltve: 2024. 07.12.
531. [http4: https://www.fao.org/in-action/epic/ex-act-tool/suite-of-tools/ex-act/en/](http4:https://www.fao.org/in-action/epic/ex-act-tool/suite-of-tools/ex-act/en/) Letöltve: 2024. 07.12.
532. [http5: https://www.istro.org/](http5:https://www.istro.org/) Letöltve: 2024. 07.12.
533. [http6: https://4p1000.org/?lang=en](http6:https://4p1000.org/?lang=en) Letöltve: 2024. 07.12.
534. [http7: https://www.circasa-project.eu/](http7:https://www.circasa-project.eu/) Letöltve: 2024. 07.12.
535. [http8: https://www.carboncycle.org/](http8:https://www.carboncycle.org/) Letöltve: 2024. 07.12.
536. [http9: https://farmcarbontoolkit.org.uk/](http9:https://farmcarbontoolkit.org.uk/) Letöltve: 2024. 07.12.
537. [http10: https://www.fao.org/soils-portal/data-hub/soil-maps-and-databases/faounesco-soil-map-of-the-world/en/](http10:https://www.fao.org/soils-portal/data-hub/soil-maps-and-databases/faounesco-soil-map-of-the-world/en/) Letöltve: 2024.07.12.
538. [http11: https://www.isric.org/explore/soilgrids](http11:https://www.isric.org/explore/soilgrids) Letöltve: 2024. 07.12.
539. [http12: https://www.nhm.uio.no/english/research/resources/past/version-history.html](http12:https://www.nhm.uio.no/english/research/resources/past/version-history.html) Letöltve: 2022. május 18.
540. [http13: https://www.goldensoftware.com/products/surfer](http13:https://www.goldensoftware.com/products/surfer) Letöltve: 2022. május 18.
541. [http14: https://www.agleader.com/farm-management/displays/incommand/](http14:https://www.agleader.com/farm-management/displays/incommand/) Letöltve: 2022.05.18.
542. [http15: https://cran.r-project.org/web/packages/fields/fields.pdf](http15:https://cran.r-project.org/web/packages/fields/fields.pdf) Letöltve: 2024. 07.13.
543. [http16: https://search.r-project.org/CRAN/refmans/fields/html/Tps.html](http16:https://search.r-project.org/CRAN/refmans/fields/html/Tps.html) / <https://www.rdocumentation.org/packages/fields/versions/6.7.5/topics/Tps> Letöltve: 2024. 07.13.
544. [http17: https://saga-gis.sourceforge.io/en/index.html](http17:https://saga-gis.sourceforge.io/en/index.html) Letöltve: 2024.07.13.
545. [http18: https://cran.r-project.org/web/packages/this.path/index.html](http18:https://cran.r-project.org/web/packages/this.path/index.html) Letöltve: 2024.07.13.
546. [http19: https://ars.els-cdn.com/content/image/1-s2.0-S2352009423000378-mmcl.pdf](http19:https://ars.els-cdn.com/content/image/1-s2.0-S2352009423000378-mmcl.pdf) Letöltve: 2024.07.13.

M2. A mért szervesszén értékek statisztikai mutatói, illetve összehasonlítása (Kanális).

Mélység (1)	0–20 cm	20–50 cm	50–100 cm	Tukey's Q értékek a diagonál alatt, a p értékek felette találhatók.			
Min/ max (%)	0,38 / 2,91	0,19 / 2,82	0,03 / 1,32				
Átlag (3)	1,46	1,29	0,61				
Standard hiba (4)	0,10	0,09	0,04		0–20 cm	20–50 cm	50–100 cm
Szórás / Szórásnégyzet (5)	0,86 / 0,74	0,77 / 0,6	0,31 / 0,1	0–20 cm		0.2753	1.115E-11
Medián	1,64	1,25	0,67	20–50 cm	2.175		6.098E-08
CV %	58,66	60,09	50,81	50–100 cm	10.42	8.245	

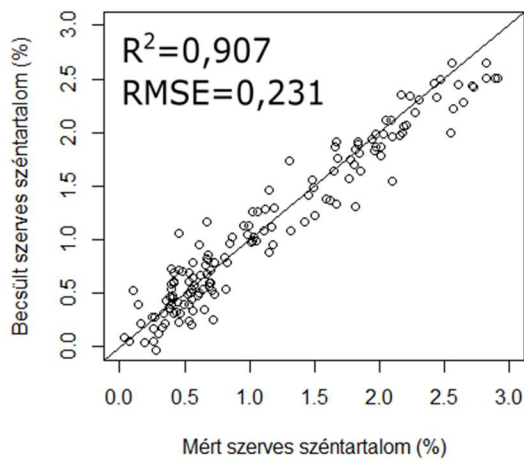


M3. A szervesszén-tartalom mérés eredményei violinploton ábrázolva, mélységenként megjelenítve (Kanális).

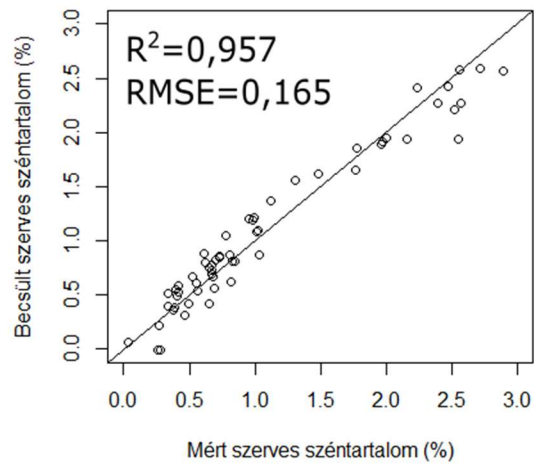


M4. A mért spektrumokon elvégzett H különbözőségi és Mahalanobis vizsgálatok eredménydiagrammjai (Kanális).

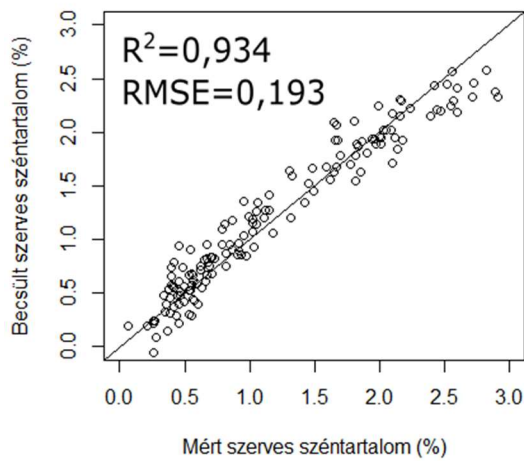
A validáció eredménye KMS módszerrel (n kalibráció = 66 (30 %))



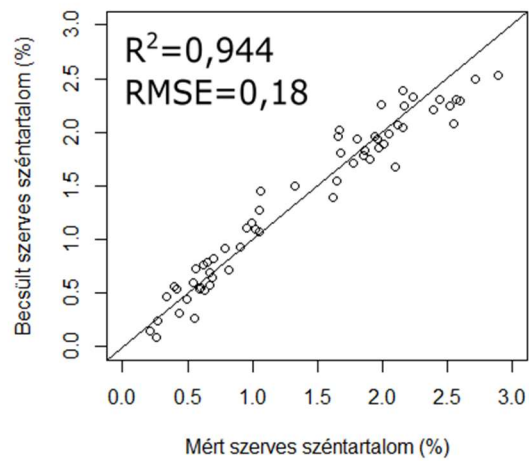
A validáció eredménye KMS módszerrel (n kalibráció = 154 (70 %))



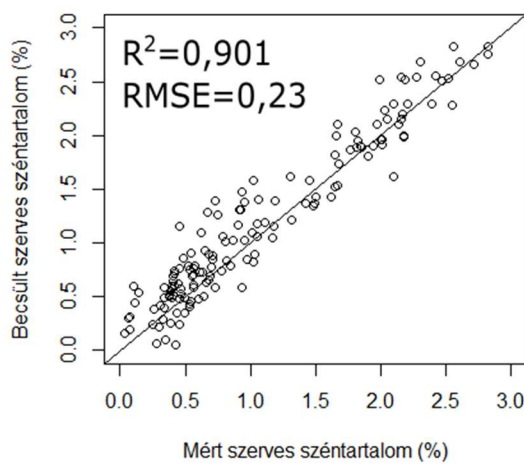
A validáció eredménye KSS módszerrel (n kalibráció = 66 (30 %))



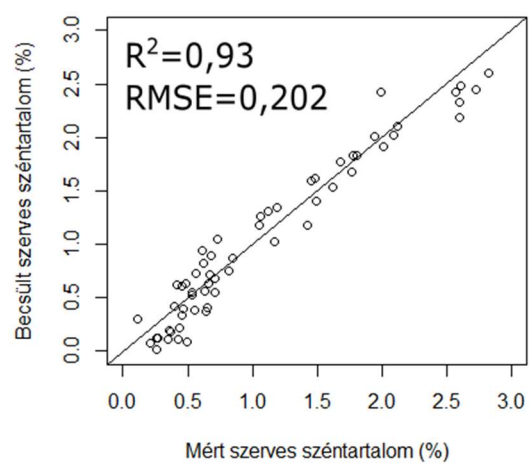
A validáció eredménye KSS módszerrel (n kalibráció = 154 (70 %))



A validáció eredménye LHS módszerrel (n kalibráció = 66 (30 %))



A validáció eredménye LHS módszerrel (n kalibráció = 154 (70 %))

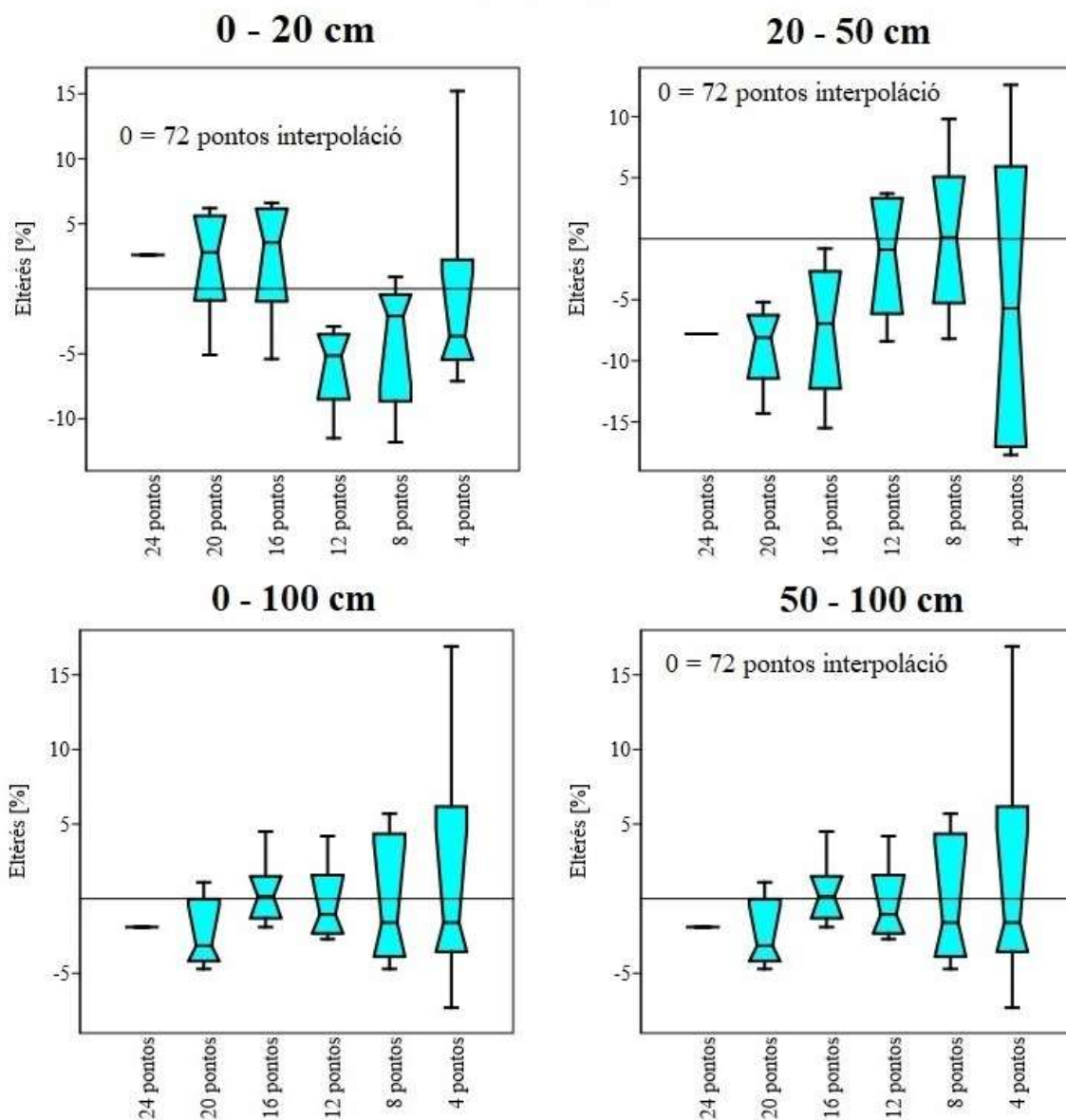


M5. Validációk eredményei a különböző mintakiválasztási modelleknél (30% és 70% kalibrációs minta) – Kanális.

M6. A különböző mintaszámú interpolációkból készült térfogatszámításokat összehasonlító hasonlósági tesztek eredményei. Mintapontkijelölési módszerként minden mintázási mélység (0-20, 20-50, 50-100, 0-100) 72 pontos interpolációhoz képest vett százalékos különbségeinek abszolútértékeit adtuk össze, majd ezeken végeztük el a teszteket. Az alkalmazott színskálán 0,05 alatti p értéket vörös, a 0,05 és 0,10 között p értéket piros, a 0,1 és 0,2 között p értéket narancssárga, a 0,2 és 0,3 közötti p értéket sárga, a 0,3 feletti p értéket zöld szín jelöli.

GRID		Mann-Whitney teszt				
		20 pontos	16 pontos	12 pontos	8 pontos	4 pontos
Wilcoxon teszt	20 pontos		0,81	0,69	0,81	0,07
	16 pontos	0,69		0,58	0,81	0,09
	12 pontos	0,32	0,45		0,58	0,04
	8 pontos	0,57	0,69	1,00		0,07
	4 pontos	0,11	0,32	0,17	0,08	
RANDOM		Mann-Whitney teszt				
		20 pontos	16 pontos	12 pontos	8 pontos	4 pontos
Wilcoxon teszt	20 pontos		0,94	0,63	0,01	0,01
	16 pontos	1,00		0,94	0,09	0,02
	12 pontos	0,69	1,00		0,09	0,01
	8 pontos	0,05	0,05	0,08		0,09
	4 pontos	0,05	0,05	0,05	0,11	
LHS		Mann-Whitney teszt				
		20 pontos	16 pontos	12 pontos	8 pontos	4 pontos
Wilcoxon teszt	20 pontos		0,17	0,38	0,09	0,00
	16 pontos	0,57		0,42	0,07	0,01
	12 pontos	0,69	0,85		0,23	0,01
	8 pontos	0,17	0,32	0,17		0,03
	4 pontos	0,05	0,05	0,05	0,05	

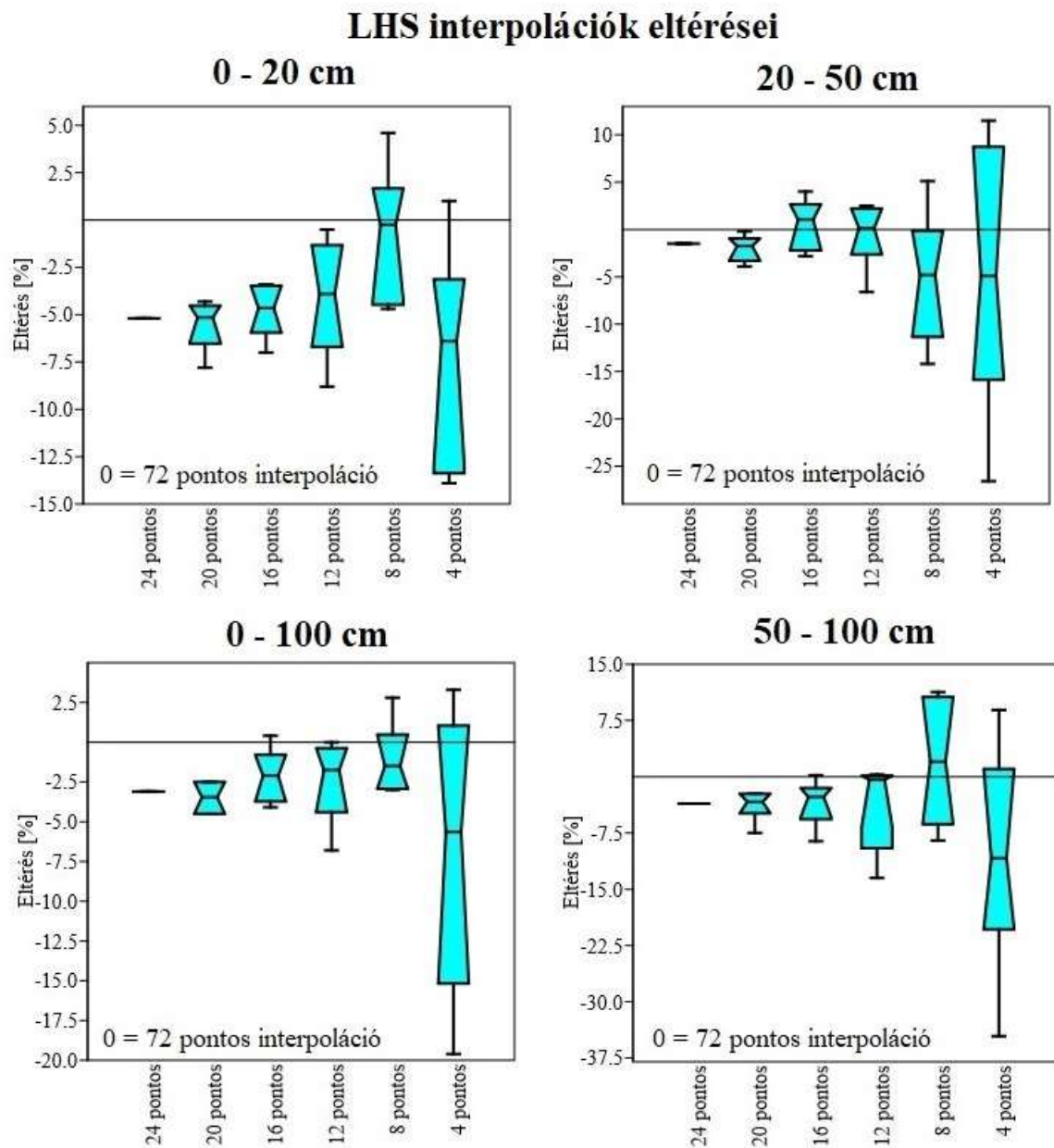
GRID interpolációk eltérései



M7. A különböző mintaszámú interpolációkból készült térfogatszámítások ábrázolása, a GRID alapú mintavétel esetén. A diagrammokon a 0 érték a 72 pontos interpolációból származó térfogatot jelenti, az ettől való eltérés került ábrázolásra, százalékban.

M8. A különböző mintaszámú interpolációkból készült térfogatszámításokat összehasonlító hasonlósági tesztek eredményei, a GRID mintapontkijelölési módszer esetén. Az alkalmazott színskálán 0,05 alatti p értéket vörös, a 0,05 és 0,10 között p értéket piros, a 0,1 és 0,2 között p értéket narancssárga, a 0,2 és 0,3 közötti p értéket sárga, a 0,3 feletti p értéket zöld szín jelöli.

GRID		Mann-Whitney teszt				
0-20 cm		20 pontos	16 pontos	12 pontos	8 pontos	4 pontos
Wilcoxon teszt	20 pontos		0,94	0,02	0,05	0,23
	16 pontos	0,45		0,02	0,05	0,23
	12 pontos	0,08	0,08		0,30	0,23
	8 pontos	0,05	0,05	0,45		0,94
	4 pontos	0,45	0,45	0,17	1,00	
GRID		Mann-Whitney teszt				
20-50 cm		20 pontos	16 pontos	12 pontos	8 pontos	4 pontos
Wilcoxon teszt	20 pontos		0,69	0,03	0,02	0,94
	16 pontos	0,57		0,09	0,09	0,94
	12 pontos	0,17	0,17		0,81	0,69
	8 pontos	0,05	0,17	0,85		0,58
	4 pontos	0,45	0,57	0,69	0,69	
GRID		Mann-Whitney teszt				
50-100 cm		20 pontos	16 pontos	12 pontos	8 pontos	4 pontos
Wilcoxon teszt	20 pontos		0,05	0,09	0,94	0,23
	16 pontos	0,05		0,38	0,17	0,58
	12 pontos	0,17	0,08		0,47	0,47
	8 pontos	0,69	0,32	0,57		0,17
	4 pontos	0,17	1,00	0,57	0,32	
GRID		Mann-Whitney teszt				
0-100 cm		20 pontos	16 pontos	12 pontos	8 pontos	4 pontos
Wilcoxon teszt	20 pontos		0,09	0,13	0,58	0,38
	16 pontos	0,11		0,47	0,69	0,38
	12 pontos	0,23	0,23		0,69	0,94
	8 pontos	0,57	1,00	0,85		0,94
	4 pontos	0,85	0,45	0,69	1,00	

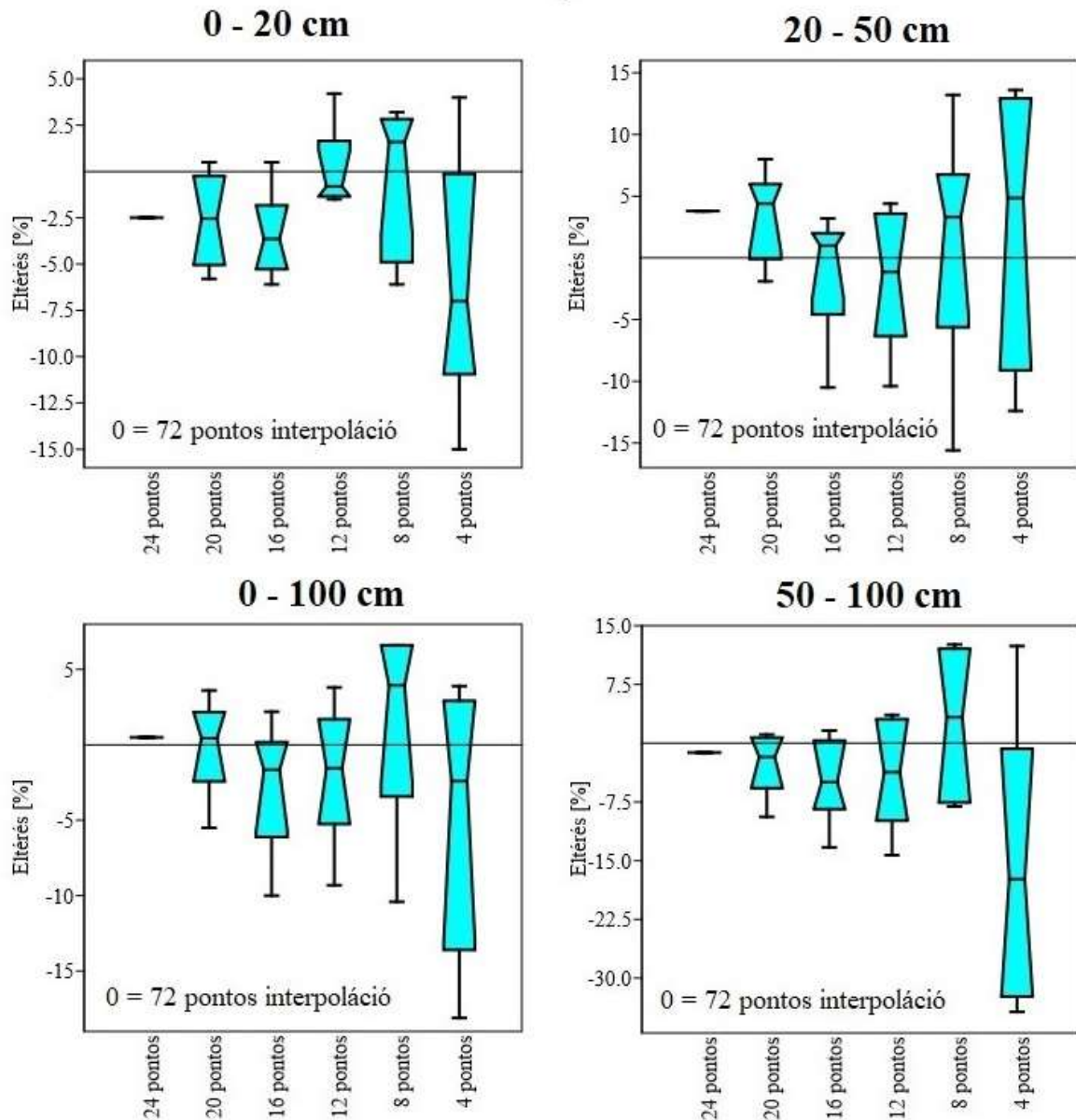


M9. A különböző mintaszámú interpolációkból készült térfogatszámítások ábrázolása, az LHS alapú mintavétel esetében. A diagrammokon a 0 érték a 72 pontos interpolációból származó térfogatot jelenti, az ettől való eltérés került ábrázolásra, százalékban.

M10. A különböző mintaszámú interpolációkból készült térfogatszámításokat összehasonlító hasonlósági tesztek eredményei, az LHS mintapontkijelölési módszer esetén. Az alkalmazott színskálán 0,05 alatti p értéket vörös, a 0,05 és 0,10 között p értéket piros, a 0,1 és 0,2 között p értéket narancssárga, a 0,2 és 0,3 közötti p értéket sárga, a 0,3 feletti p értéket zöld szín jelöli.

LHS		Mann-Whitney teszt				
0-20 cm		20 pontos	16 pontos	12 pontos	8 pontos	4 pontos
Wilcoxon teszt	20 pontos		0,57	0,09	0,23	0,30
	16 pontos	0,64		0,03	0,17	0,38
	12 pontos	0,57	0,35		0,81	0,07
	8 pontos	0,05	0,17	0,23		0,17
	4 pontos	0,45	0,57	0,45	0,17	
LHS		Mann-Whitney teszt				
20-50 cm		20 pontos	16 pontos	12 pontos	8 pontos	4 pontos
Wilcoxon teszt	20 pontos		0,13	0,07	0,58	0,94
	16 pontos	0,17		0,94	0,30	0,69
	12 pontos	0,32	0,45		0,38	0,58
	8 pontos	0,32	0,11	0,32		0,81
	4 pontos	1,00	0,69	0,69	0,85	
LHS		Mann-Whitney teszt				
50-100 cm		20 pontos	16 pontos	12 pontos	8 pontos	4 pontos
Wilcoxon teszt	20 pontos		0,69	0,94	0,58	0,09
	16 pontos	0,85		0,94	0,47	0,17
	12 pontos	1,00	1,00		0,23	0,23
	8 pontos	0,45	0,23	0,45		0,09
	4 pontos	0,69	0,45	0,23	0,32	
LHS		Mann-Whitney teszt				
0-100 cm		20 pontos	16 pontos	12 pontos	8 pontos	4 pontos
Wilcoxon teszt	20 pontos		0,30	0,52	0,23	0,69
	16 pontos	0,32		0,81	0,17	0,94
	12 pontos	0,45	0,69		0,17	0,94
	8 pontos	0,08	0,17	0,69		0,09
	4 pontos	0,45	0,32	0,57	0,17	

RANDOM interpolációk eltérései

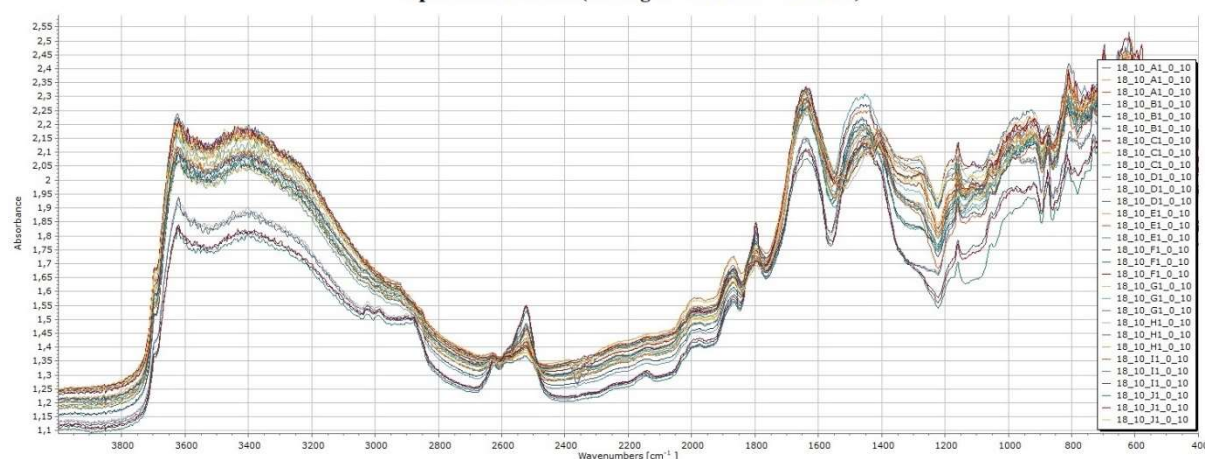


M11. A különböző mintaszámú interpolációkból készült térfogatszámítások ábrázolása, a RANDOM alapú mintavétel esetében. A diagrammokon a 0 érték a 72 pontos interpolációból származó térfogatot jelenti, az ettől való eltérés került ábrázolásra, százalékban.

M12. A különböző mintaszámú interpolációkból készült térfogatszámításokat összehasonlító hasonlósági tesztek eredményei, a RANDOM mintapontkijelölési módszer esetén. Az alkalmazott színskálán 0,05 alatti p értéket vörös, a 0,05 és 0,10 között p értéket piros, a 0,1 és 0,2 között p értéket narancssárga, a 0,2 és 0,3 közötti p értéket sárga, a 0,3 feletti p értéket zöld szín jelöli.

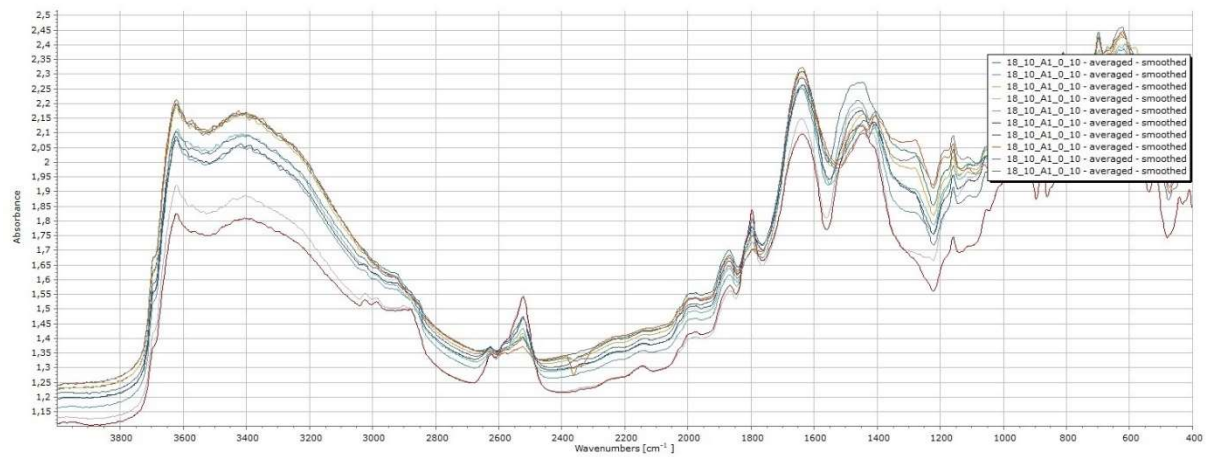
RANDOM		Mann-Whitney teszt				
0-20 cm		20 pontos	16 pontos	12 pontos	8 pontos	4 pontos
Wilcoxon teszt	20 pontos		0,57	0,09	0,23	0,30
	16 pontos	0,69		0,03	0,17	0,38
	12 pontos	0,11	0,05		0,81	0,07
	8 pontos	0,23	0,23	1,00		0,17
	4 pontos	0,45	0,57	0,17	0,08	
RANDOM		Mann-Whitney teszt				
20-50 cm		20 pontos	16 pontos	12 pontos	8 pontos	4 pontos
Wilcoxon teszt	20 pontos		0,13	0,07	0,58	0,94
	16 pontos	0,11		0,94	0,30	0,69
	12 pontos	0,11	0,69		0,38	0,58
	8 pontos	0,57	0,69	0,85		0,81
	4 pontos	1,00	0,45	0,45	0,69	
RANDOM		Mann-Whitney teszt				
50-100 cm		20 pontos	16 pontos	12 pontos	8 pontos	4 pontos
Wilcoxon teszt	20 pontos		0,69	0,94	0,58	0,09
	16 pontos	0,45		0,94	0,47	0,17
	12 pontos	0,69	0,85		0,23	0,23
	8 pontos	0,32	0,17	0,32		0,09
	4 pontos	0,23	0,23	0,45	0,05	
RANDOM		Mann-Whitney teszt				
0-100 cm		20 pontos	16 pontos	12 pontos	8 pontos	4 pontos
Wilcoxon teszt	20 pontos		0,30	0,52	0,23	0,69
	16 pontos	0,32		0,81	0,17	0,94
	12 pontos	0,57	0,57		0,17	0,94
	8 pontos	0,57	0,17	0,17		0,09
	4 pontos	0,32	1,00	1,00	0,05	

Spektrális adatok (részleges - 2018/10 - 0-10 cm)



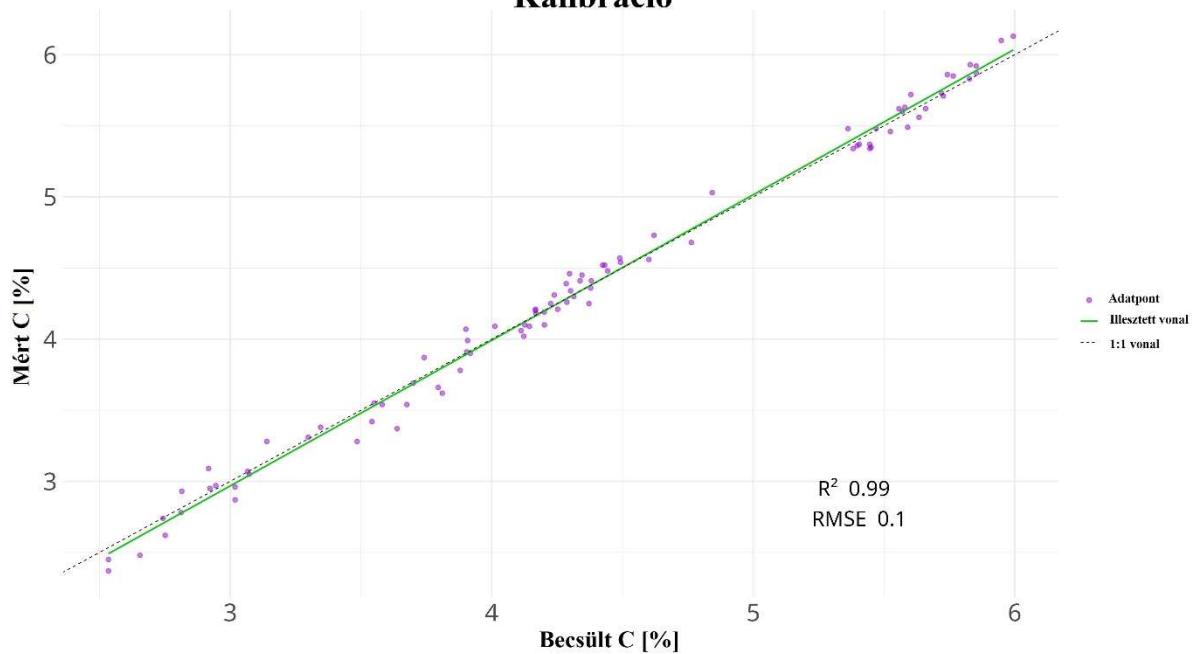
M13. Részleges példa a spektrális adatok természetére.

Spektrális adatok (részleges - 2018/10 - 0-10 cm)

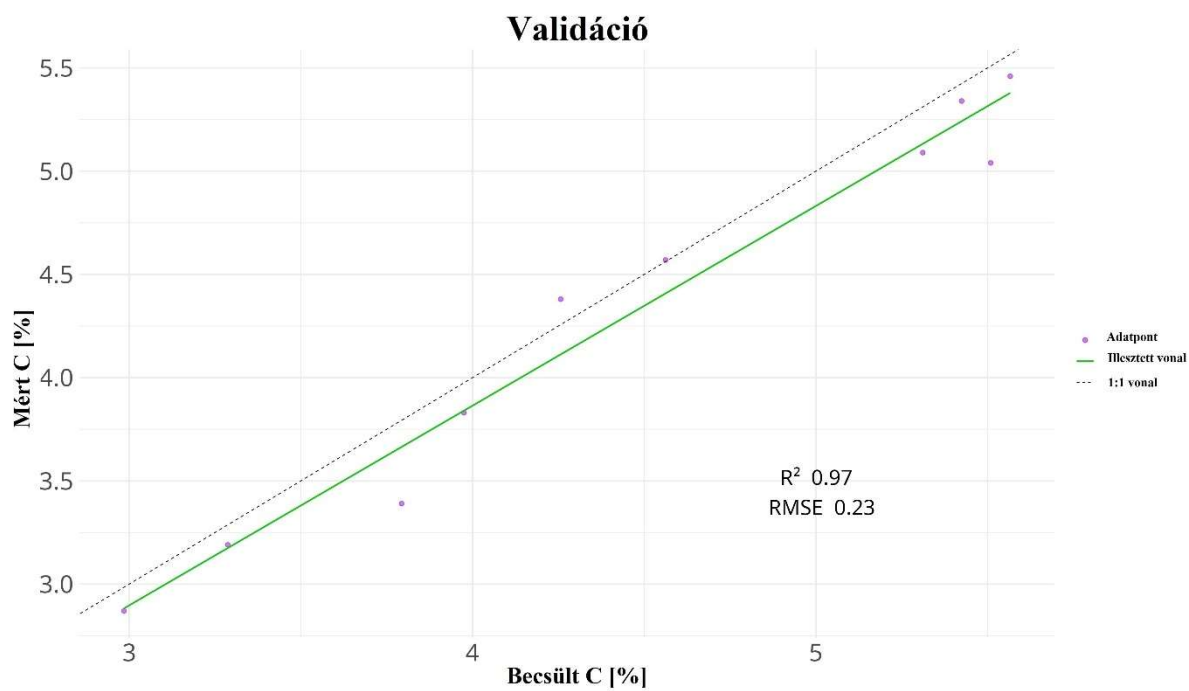


M14. Spektrális adatok átlagolás és simítást követően.

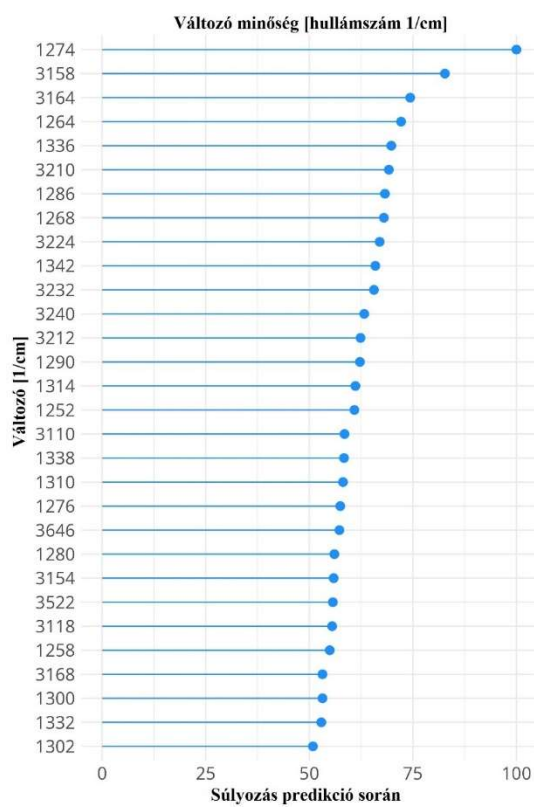
Kalibráció



M15. A kalibrációs mintákból felállított predikciós modell.

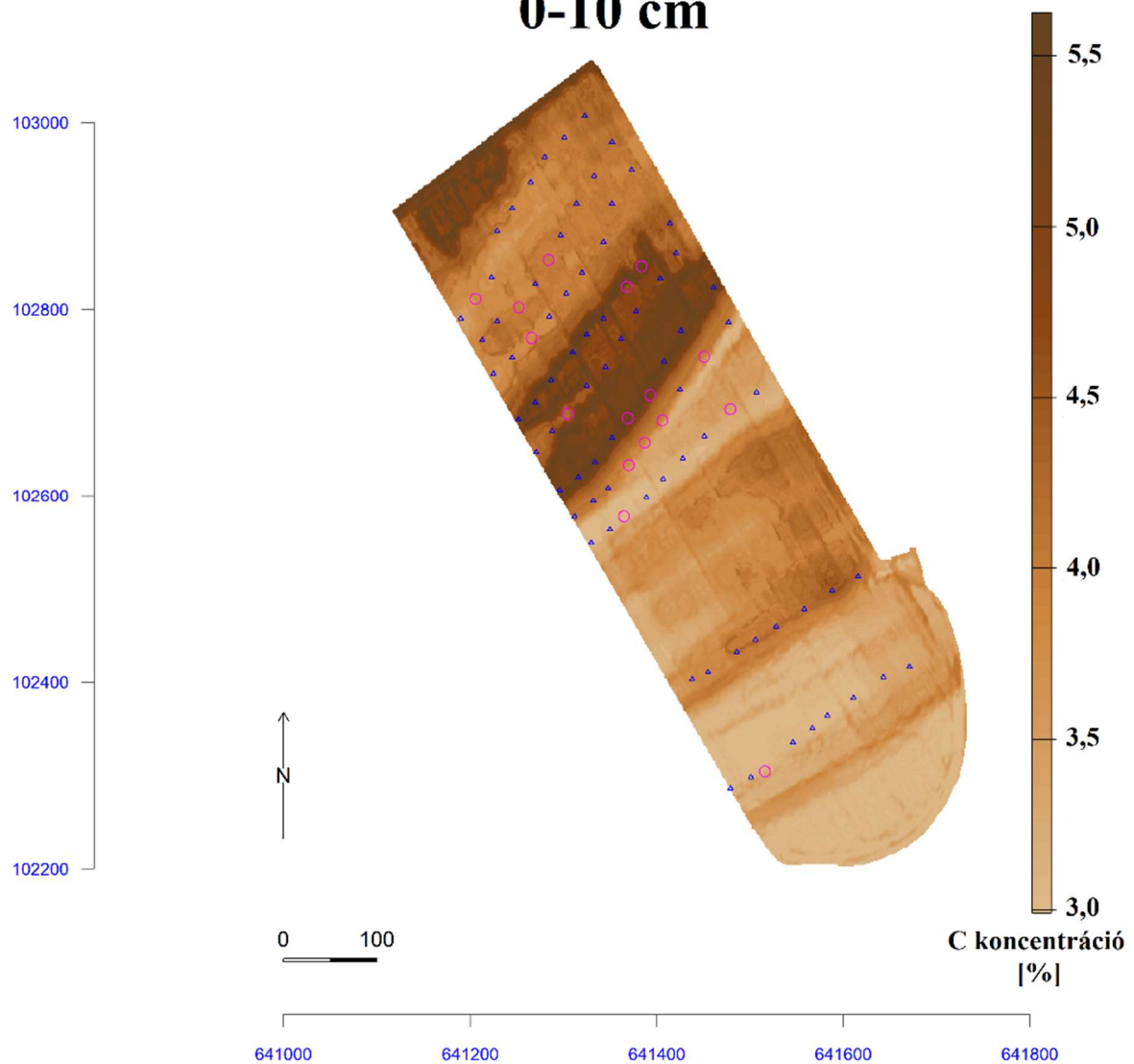


M16. A kalibrációs mintákból felállított predikciós modell validációja.



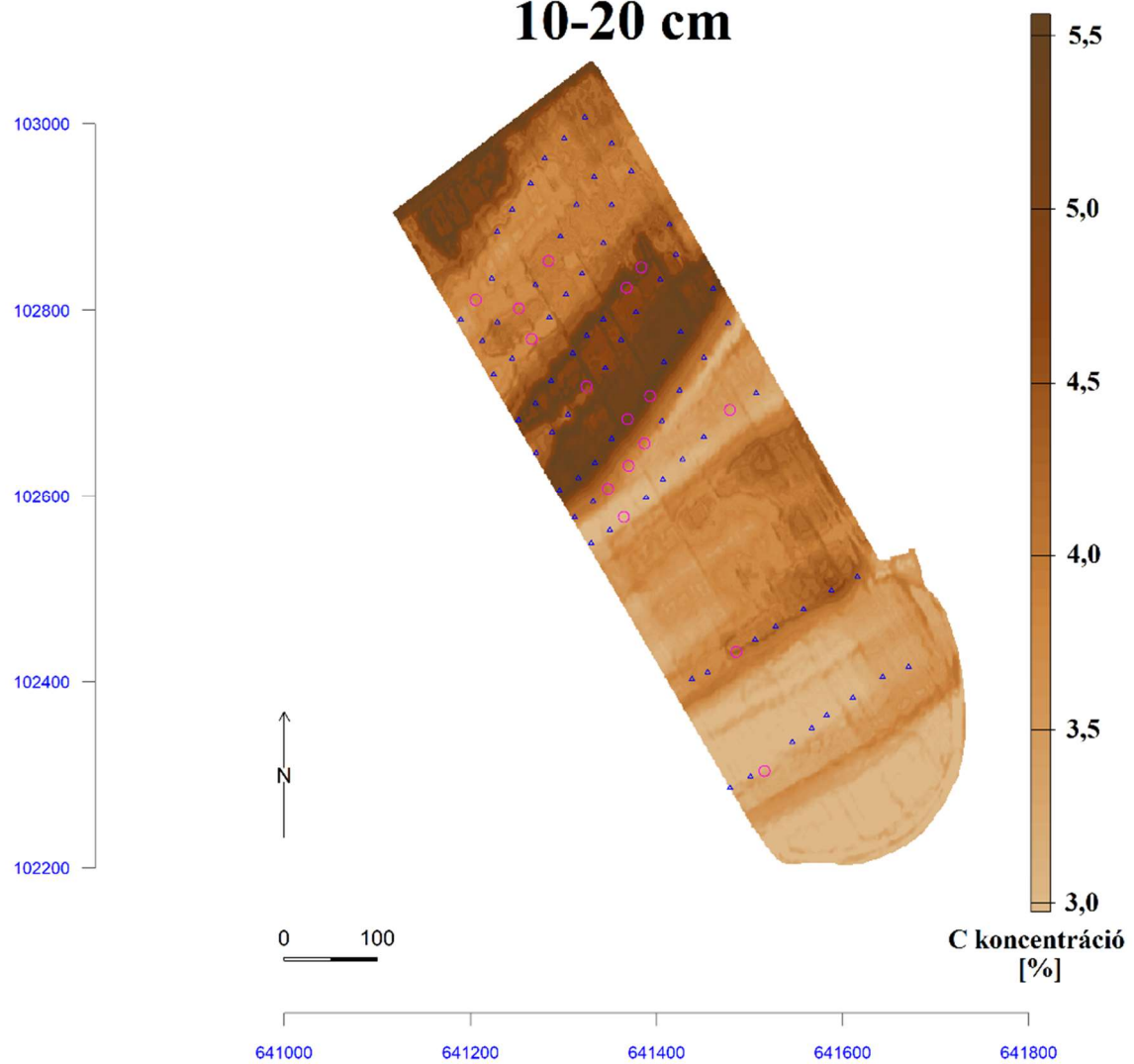
M17. A predikciós modellben legnagyobb súllyal számolt hullámszám értékek.

Érréve szervesszén-térkép 0-10 cm



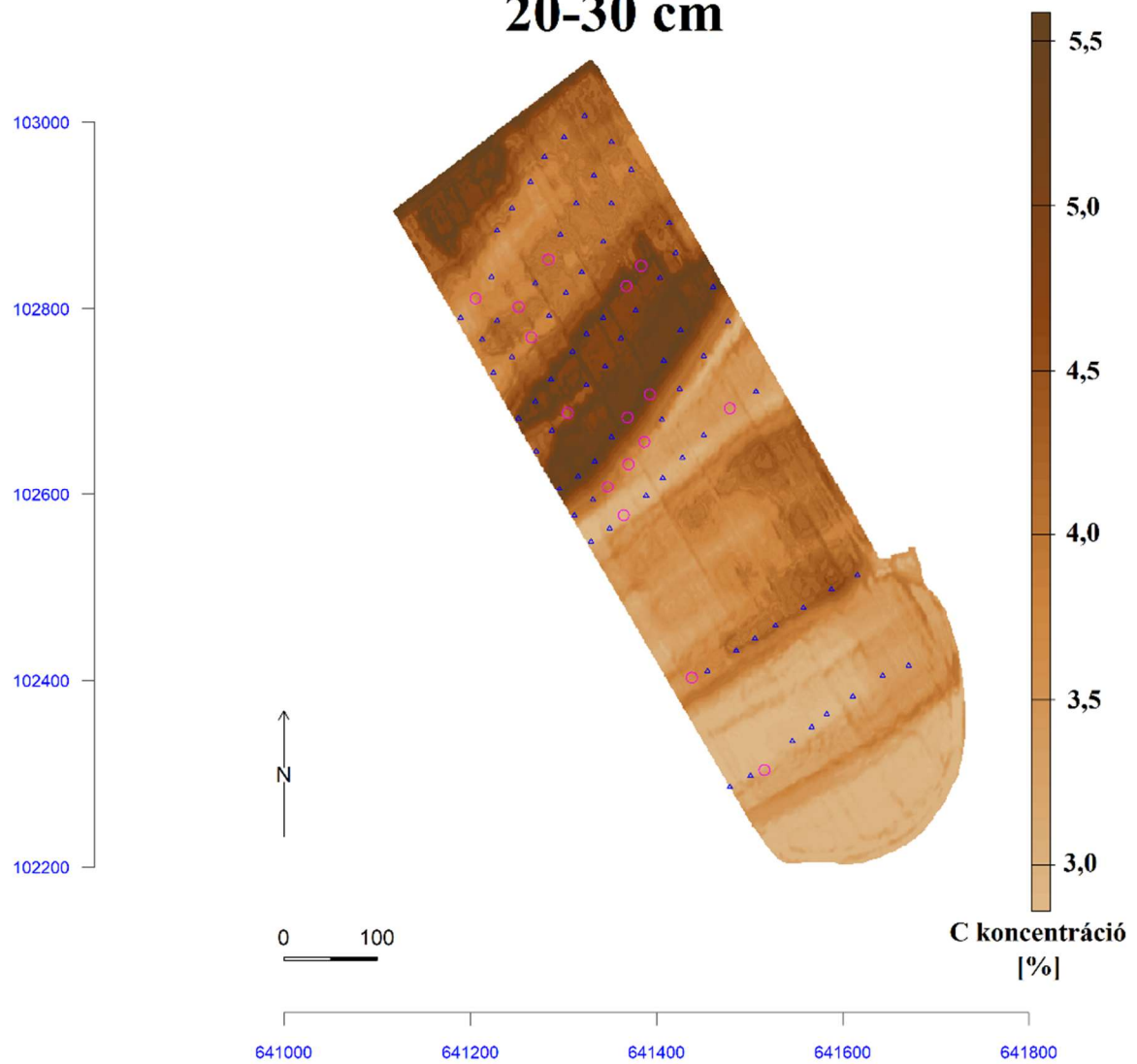
M18. Szervesszéntérkép (Érréve), 0-10 cm-es mélység.

Érréve szervesszén-térkép 10-20 cm



M19. Szervesszéntérkép (Érréve), 10-20 cm-es mélység.

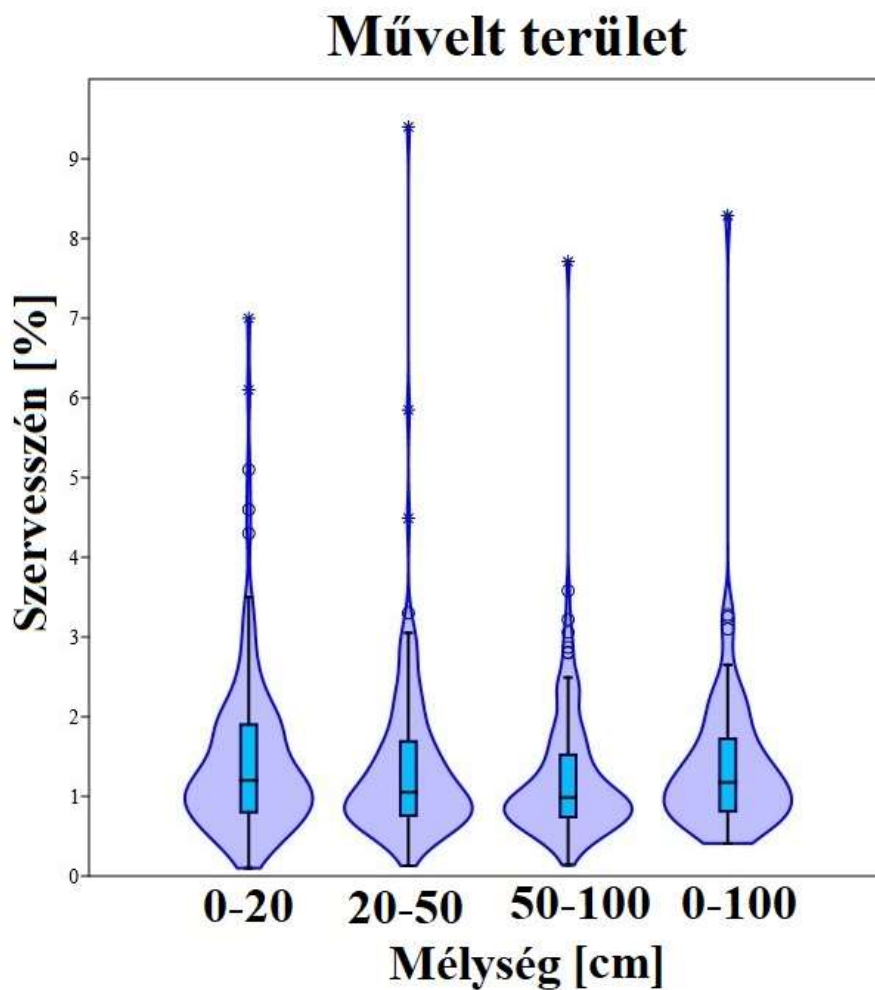
Érréve szervesszén-térkép 20-30 cm



M20. Szervesszéntérkép (Érréve), 20-30 cm-es mélység.

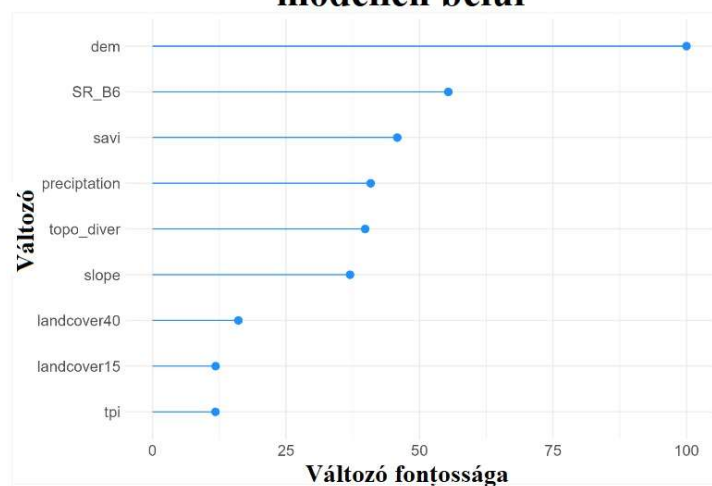
M21. A Kenya hegy keleti oldalának felmérése során keletkezett minták szervesszén-koncentráció értékének alapstatisztikai mutatói. A 0-100 cm-es mélység értéke súlyozott átlagként lett kiszámolva az adott mintaponthoz tartozó különböző mélységek értékeiből, melynek értéke megadja a talajban 1 m-es mélységig található szervesszén mennyiségét, tonnában (**tC/m²**).

Mélység [cm]	0-20	20-50	50-100	0-100
Adatpontok száma	160	152	151	94
Min/Max [%]	0,1 / 7,1	0,1 / 9,4	0,1 / 8,6	0,4 / 8,8
Átlag	2,07	1,79	1,65	2,14
Standard hiba	4,72	3,11	2,37	3,32
Szórás / Szórásnégyzet	1,50 /	1,33 /	1,24 /	1,35 /
	2,24	1,77	1,54	1,83
Medián	1,34	1,21	1,07	1,43
CV %	104	99	94	86



M22. A Kenya hegy keleti oldalának művelt területéről gyűjtött minták szervesszén-értékeinek eloszlása, mélységenként, violinploton ábrázolva. A feldolgozó statisztikát jelentősen befolyásoló magas szervesszén-értékek közül számos kiugróan magas (*üres kör* jelölés), néhány pedig extrém kiugróan magas értékeknek (*csillag* jelölés) számítanak ($Q3 + 1,5 H$ -érték, illetve $Q3 + 3 H$ -érték) (Ross, 2010). Az adatok középső két kvartilisát kék boxok jelölik.

Változók súlyozása a térképezési modellen belül



M23. A különböző faktorok súlyozása a szervesszéntérték interpolációja során (Kenya)

10.KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Köszönöm témavezetőimnek, **Csákiné Dr. Michéli Erikának** és **Dr. Csorba Ádámnak**, hogy kutatásomat lehetővé tették és annak során minden segítséget megadtak.

Köszönöm a **MATE Környezettudományi Intézet** munkatársainak munkáját és segítségét, különös tekintettel a **Talajtani Tanszék** munkatársaira.

Külön köszönet **Döbröntey Rékának**, **dr. Yuri Andrei Gelsleichternek**, **dr. Amos Wawirének** és **dr. Evans Mutumának** a közös munkáért és segítségért.

Köszönöm **családomnak** mindenkori támogatásukat.

Szeretném megköszönni a **Környezettudományi Doktori iskola dolgozóinak** doktori programom során biztosított segítséget és **hallgatótársaimnak** a támogatást.

Köszönöm továbbá mindenkinek, aki ezen az úton elkísért.

„Kösz az esőt mindig
Akkor is, ha megáznék
Kösz, hogy minden pont így jó”

/Szendrői Csaba/