

Doktori (Ph.D.) értekezés

AZ ÁSVÁNYI FÁZIS HATÁSA A TALAJ SZERVESSZÉN FORGALMÁRA

Zacháry Dóra

ELTE TTK, Földtudományi Doktori Iskola

Földrajz-Meteorológia Program



Témavezetők:

Szalai Zoltán, Ph.D. dr. habil.

egyetemi docens

ELTE TTK, Földrajz- és Földtudományi Intézet

Környezet- és Tájföldrajzi Tanszék

Jakab Gergely, Ph.D. dr. habil.

tudományos főmunkatárs

CSFK

Földrajztudományi Intézet

Doktori Iskola vezetője: Bartholy Judit, MTA doktora, tanszékvezető egyetemi tanár

Doktori Program vezetője: Karátson Dávid, MTA doktora, tanszékvezető egyetemi tanár

A doktori értekezés az ELTE TTK-n, a CSFK Földrajztudományi Intézetének Kőzet-és Talajvizsgáló Laboratóriumában és az Atomki Izotópklimatológiai és Környezetkutató (IKER) Központjában készült.

Budapest, 2019

TARTALOMJEGYZÉK

Tartalomjegyzék.....	3
Ábrajegyzék	5
Táblázatjegyzék.....	7
1. Bevezetés és célkitűzés	8
2. Irodalmi áttekintés.....	10
2.1. A talaj összetétele	10
2.1.1. A talaj ásványi fázisa	10
2.1.2. A talaj szerves anyaga.....	16
2.2. Globális szénraktárak	24
2.3. A szervesszén körforgása a talajokban és az azt befolyásoló tényezők	26
2.4. A talaj szerves anyagának lebontása.....	30
2.4.1. Az SOM lebontását befolyásoló tényezők	30
2.4.2. A lebontásnak különböző mértékben ellenálló SOM raktárak	42
2.5. Az SOM lebomlásának vizsgálati módszerei	44
2.5.1. Izotópok alkalmazása az SOM átalakulási idejének vizsgálatára.....	45
3. Módszertan	52
3.1. Mintavételi területek bemutatása.....	52
3.2. Mintavétel.....	55
3.3. Alap kémiai és fizikai talajparaméterek mérése	55
3.4. Fourier-transzformációs infravörös spektroszkópiás mérés	56
3.5. Röntgen-pordiffrakciós mérés	58
3.6. Inkubáció	59
3.7. CO ₂ mérés.....	59
3.8. $\delta^{13}\text{C}$ stabilizotóp-elemzés	60
3.9. Kinetikai modell illesztése és statisztika	62
4. Eredmények és értelmezésük	63
4.1. A talajok jellemzése.....	63
4.1.1. A talajok alap kémiai és fizikai paraméterei.....	63
4.1.2. A talajminták ásványi fázisának jellemzése.....	67
4.1.3. A talajminták szerves fázisának jellemzése	75
4.2. Az inkubált talajok CO ₂ kibocsátása	80
4.3. A talajok szénkészletei lebomlásának jellemzése	90
4.4. A talajok és az általuk kibocsátott CO ₂ $\delta^{13}\text{C}$ izotóparányai	99
4.5. A talajlégzés szénforrásainak elkülönítése	103

4.6. A “priming” hatás és az azt befolyásoló tényezők	109
5. Következtetések	115
6. Összefoglalás.....	117
7. Új és újszerű tudományos eredmények	118
8. English summary.....	119
9. Köszönetnyilvánítás	120
10. Irodalomjegyzék.....	121
Melléletek.....	144

ÁBRAJEGYZÉK

1. ábra. A talaj tömegszázalékos összetétele.....	10
2. ábra. A talajok homok, iszap és agyag szemcseméret-frakcióiban előforduló jellemző ásványok.....	11
3. ábra. A növényi szöveteket felépítő kémiai vegyületek megoszlása lucfenyő és tölgyfa kéreg és levél mintáiban.....	18
4. ábra. A cellulóz molekula alapegysége.....	18
5. ábra: A lignin monomerek szerkezete.....	19
6. ábra. A szerves anyag szerepe a mikro- és makroaggregátumok kialakulásában.....	23
7. ábra. A világ SOC készletének (0-30cm) megoszlása.....	25
8. ábra. A talaj szerves anyagának körforgását biztosító folyamatok.....	27
9. ábra. „Priming” hatás.....	28
10. ábra. A talajból származó CO ₂ kiáramlások fő forrásai és szénraktárai.....	29
11. ábra. A kumulatív mikrobiális légzés és a hőmérséklet hatása közötti összefüggés.....	31
12. ábra. Feltalajok (0–20 cm) gyorsan lebomló SOC raktárainak átalakulási ideje (évek) és az évi középhőmérséklet közötti összefüggés.....	32
13. ábra. A talajnedvesség és a mikrobiológiai aktivitás összefüggése.....	33
14. ábra. A talajok pH-ja és bakteriális diverzitása közötti összefüggés.....	34
15. ábra. Az avar lebomlásának szakaszai.....	35
16. ábra. A magas (a) és alacsony (b) C/N arányú növényi maradványok talajba kerülésének következménye.....	37
17. ábra. A talajok szerves anyaga és az ásványi fázis közötti kölcsönhatások zonális modellje.....	42
18. ábra. Az SOM raktárak és azok stabilizációs folyamatainak modellje.....	43
19. ábra. A C ₃ -as és C ₄ -es növények δ ¹³ C izotóp-összetétele.....	47
20. ábra. A C ₃ -C ₄ vegetációváltás alapjai.....	49
21. ábra. A 13 talajmintavételi helyszín.....	52
22. ábra. A kutatás alapjául szolgáló 163 napos talajinkubációs kísérlet vázlata.....	60
23. ábra. A 13 talajminta szemcseösszetétel szerinti (tömeg%) besorolása.....	67
24. ábra. A minták ATR FT-IR spektruma.....	68
25. ábra. A talajoknak a 3696 cm ⁻¹ hullámszámon (kaolinit) és a 695 cm ⁻¹ hullámszámon (kvarc) mért intenzitásainak hányadosa.....	70
26. ábra. A talajoknak az 530 cm ⁻¹ hullámszámon (muszkovit, illit és szmektit) és a 695 cm ⁻¹ hullámszámon (kvarc) mért intenzitásainak hányadosa.....	71
27. ábra. A talajok 2 μm alatti frakciójában mérhető rétegszilikátok mennyiségi eloszlása az összes agyagásványhoz viszonyítva.....	73
28. ábra. A duzzadó és nem duzzadó agyagásványok megoszlása a mintákban.....	74
29. ábra. A talajok agyagtartalma és összes szervesszén-tartalma közötti összefüggés.....	75
30. ábra. A minták DRIFT FT-IR spektruma.....	77
31. ábra. Az 1640 és 2920 cm ⁻¹ -es hullámszámon mért abszorbanciák hányadosaként kiszámított aromaticitási index.....	79
32. ábra. A kukoricával nem kezelt kontroll talajok (a) és a kezelt talajok (b) napi abszolút CO ₂ kibocsátása az adott mintavételi napokon.....	81
33. ábra. A kumulatív CO ₂ mennyiség a kukoricával nem kezelt kontroll talajok (a) és a kezelt talajok (b) esetében, valamint a talajok szervesanyag-tartalmával normalizált kumulatív CO ₂ mennyiség a kontroll (c) és a kezelt (d) talajok esetében.....	84

34. ábra. A talaj szerves anyagának mineralizációja.....	86
35. ábra. A kezelt minták mineralizációja és a minták C/N aránya (a), Al-tartalma (ditiionit-citrát-bikarbonát által kioldott) (b), agyagtartalma (c) és illit-tartalma (d) közötti összefüggés.	88
36. ábra. A bomlási sebességi állandók dobozos ábrája	92
37. ábra. A vizsgált talajok gyorsan lebomló szénraktárának átlagos tartózkodási ideje	93
38. ábra. A vizsgált talajok lassabban lebomló szénraktárának átlagos tartózkodási ideje	94
39. ábra. A kezelt talajok gyors (k_1) és lassú (k_2) lebomlási ütemmel rendelkező szénraktárainak bomlási sebessége és a talajok pH értékei (a és b), C/N aránya (c és d) és aromaticitási indexei (e és f) közötti kapcsolatok	95
40. ábra. A kezelt talajok gyors (k_1) és lassú (k_2) lebomlási ütemmel rendelkező szénraktárainak bomlási sebessége és a talajok Al-tartalma (ditiionit-citrát-bikarbonát által kioldott) (a és b), agyagtartalma (c és d) és illit-tartalma (e és f) közötti összefüggés	97
41. ábra. Az inkubáció előtti talajok, az inkubáció utáni kontroll, valamint a kukoricával kezelt talajok $\delta^{13}\text{C}$ értékei	101
42. ábra. Az inkubáció előtti és utáni talajok, valamint a CO_2 $\delta^{13}\text{C}$ értékei	103
43. ábra. A talajlégzés C-forrásai az inkubáció során	105
44. ábra. A talajban maradó kukorica mennyisége a kezdeti kukoricamennyiséghez viszonyítva	107
45. ábra. A talajban stabilizálódott kukorica abszolút (zöld pontok) és %-ban kifejezett (szürke oszlopok) mennyisége	108
46. ábra. A vizsgált talajokban a 163 napos inkubáció alatt mért kumulatív “priming” hatás	110
47. ábra. A kumulatív “priming” hatás és a talajok pH-ja (a), C/N aránya (b), nem duzzadó agyagásvány-tartalma (c) és illit-tartalma (d) közötti összefüggés	111
48. ábra. A talajlégzés összetevői a vizsgált mintákban.....	113

TÁBLÁZATJEGYZÉK

1. táblázat. A talaj agyagfrakciójában (<2 μm) gyakori ásványok negatív rétegtöltése, kationcsere-kapacitása (CEC) és fajlagos felülete	14
2. táblázat. Az SOM főbb funkciós csoportjai	21
3. táblázat. A növekvő szervesanyag-tartalom hatása a különböző talajtulajdonságokra.....	22
4. táblázat. A talajok szerves anyaga és ásványi fázisa között létrejövő kölcsönhatások.....	40
5. táblázat. A 13 vizsgált talajminta elhelyezkedése, mintavételi mélysége, talajszintje és talajtípusa	54
6. táblázat. Az ATR FT-IR spektrumok karakterisztikus hullámhossz értékei és a hozzájuk tartozó rezgések és társítható ásványok	56
7. táblázat. A DRIFT FT-IR spektrumok karakterisztikus hullámhossz értékei és a hozzájuk tartozó szerves csoportok rezgései	57
8. táblázat. A talajok alap kémiai paraméterei	63
9. táblázat. A talajok mért Fe-, Al- és Mn-tartalma	65
10. táblázat. A minták szemcseméret-eloszlása az agyag, iszap és homok frakcióban	66
11. táblázat. Az ATR FT-IR spektrumok karakterisztikus sávjainak minősítése	69
12. táblázat. A talajok szerves anyagra vonatkozó kémiai paraméterei	76
13. táblázat. A DRIFT FT-IR spektrumok karakterisztikus sávjainak minősítése.....	78
14. táblázat. A vizsgált talajok gyorsan lebomló szénkészletének (k_1) és lassabban lebomló szénkészletének (k_2) lebomlási sebessége	91

1. BEVEZETÉS ÉS CÉLKITŰZÉS

Az elmúlt években a talaj szerves anyaga (soil organic matter, SOM) összetételének és átalakulásának megismerésére irányuló kutatások növekvő számának oka a talajoknak a szénmegkötésben, a globális szén ciklusban betöltött kulcsszerepe. A globális szénkörforgás szempontjából a talajokban végbemenő folyamatok kiemelt jelentőségűek, mivel a talajok 2500 Gt szénkészlete 3,3-szerese a légköri és 4,5-szerese a szárazföld élő növényzetében található szénraktárnak (Lal, 2004). Ezért az SOM tulajdonságainak és átalakulásának minél részletesebb megismerése, mind természetes, mind mezőgazdasági hasznosítás alatt álló ökoszisztémák esetében nélkülözhetetlen a globális klímaváltozás következményeinek előrejelzéséhez (Ahn *et al.*, 2009).

Az SOM lebomlását számos biotikus és abiotikus folyamat befolyásolja. A talajok hőmérséklete, víz- és levegőellátottsága, valamint pH-ja jelentős mértékben hat a szerves anyag lebontását végző mikroorganizmusok életkörülményeire. Emellett, a talajok szemcseösszetételének is számottevő hatása van az SOM lebontására a szemcsék fajlagos felületének és a talajok porozitásának a megváltoztatásával, amik a talajok vízmegtartóképessége és kationcsere-kapacitása mellett számos más tényezőt is szabályoznak (Procter *et al.*, 2015). A szemcseösszetétel mellett nagyon fontos szerepe van a talajok ásványi fázisának a szerves anyag stabilizációjában. Általánosságban, a finomabb szemcseméretű talajokban több szervesszén raktározódik, mint a durvább szemcseméretű talajokban (Hassink, 1997; Wattel-Koekkoek *et al.*, 2003; Barré *et al.*, 2014). A finom frakció mennyiségének vizsgálatán túl azonban viszonylag kevés kutatás foglalkozik a frakciók ásványtani összetételének vizsgálatával és ezek szerves anyagot stabilizáló hatásának felmérésével. Különösen fontos a szerves anyagok stabilizációját vizsgálni mérsékelt övi talajokban, mivel ezek a talajok az ásványok bonyolult keverékét, rétegszilikátokat (sok esetben 1:1 és 2:1 típusú agyagásványokat), kristályos oxidokat és gyengén kristályos anyagokat egyaránt tartalmaznak, amik különböző mértékben ugyan, de mind befolyásolják az SOM stabilizációját.

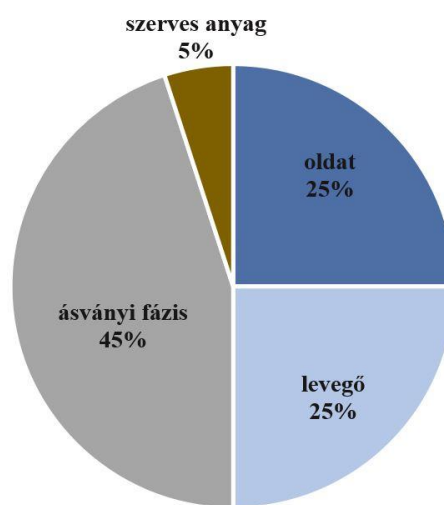
Ezért doktori kutatásomban azt tűztem ki célul, hogy a talajok ásványi fázisának szerves anyagot stabilizáló hatását minél részletesebben egy fél éves inkubációs kísérlet keretében mérjem fel. A kutatás vezérfonalaként az alábbi célkitűzéseket tettem: i) erdős vegetáció talajaiban található szénraktárak kinetikai paramétereinek meghatározása; ii) az ásványi fázis összetételének a szervesszén átalakulására gyakorolt hatásának vizsgálata C; iii) a talajparaméterek hatásának felmérése a szerves anyag átalakulási folyamataira. A kutatási kérdések megválaszolásához olyan, minél változatosabb ásványi összetételű talajokat vizsgáltam, amik erdők által borított területekről származnak, egyrészt, mivel így a

mezőgazdasági művelés SOM-ra gyakorolt hatásai nem befolyásolják a szén ciklust ezekben a talajokban, másrészt így $\delta^{13}\text{C}$ mérések kivitelezése is biztosítottá vált a talajok kukoricával történő kezelésével. A kukorica hozzáadása egyrészt új, friss szervesanyag-forrást jelentett a talajok számára, és ezáltal megváltoztatta a lebontás dinamikáját, másrészt izotópos különbséget eredményezett az eredeti és a kukoricával kezelt talajok között. Így vizsgálhatóvá vált a fél év alatt az SOM lebomlásának dinamikája és kinetikája (az SOM raktárak bomlási sebességének és átalakulási idejének meghatározása), a talajlégzés forrásainak elkülönítése és a kukorica hozzáadásából származó „priming” hatás mérése és az ezeket a folyamatokat befolyásoló talajparaméterek – különös tekintettel az ásványi fázis – szerepének felmérése.

2. IRODALMI ÁTTEKINTÉS

2.1. A talaj összetétele

A talaj egy háromfázisú polidiszperz rendszer, melynek körülbelül felét szilárd fázis alkotja. A talajok döntő többségében ennek döntő hányadát az ásványi fázis teszi ki (1. ábra). A körülbelül 5% szerves anyaggal az ásványi fázis egy speciális rendszert hoz létre, a talaj szerkezetét, melyet különböző alakú és méretű pórusok töltenek ki. Ezeket a pórusokat körülbelül azonos hányadban (20–30%) talajoldat (víz és oldott anyagok) és levegő tölti ki (1. ábra) (Sparks, 2003). A három fázis határán pedig számos fizikai és kémiai folyamat (szorpció, oldódás, kicsapódás stb.) játszódhat le.



1. ábra. A talaj tömegszázalékos összetétele. Forrás: <https://www.nrcs.usda.gov>

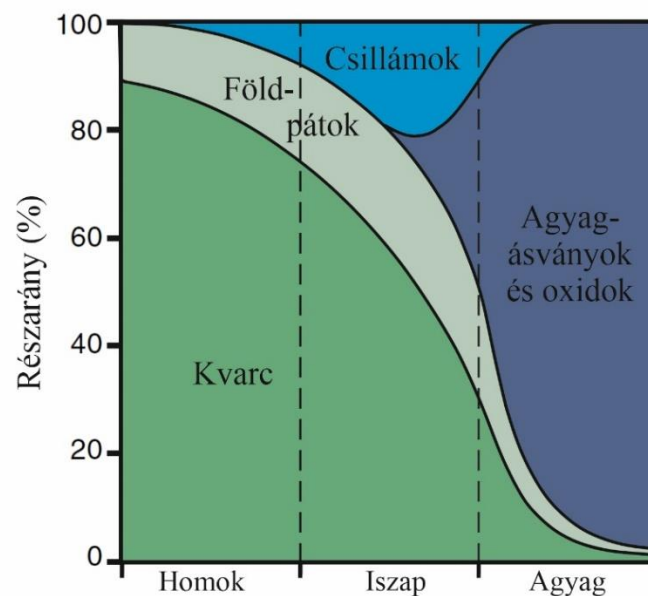
2.1.1. A talaj ásványi fázisa

A talajalkotó ásványok mennyisége és minősége jelentősen befolyásolja az egyes talajtulajdonságokat, mint például a talajok szemcseösszetételét, szerkezetét, kationcserekapacitását és duzzadókéességét, ezáltal meghatározva számos talajban lejátszódó folyamatot. Emellett az ásványok mállása során felszabaduló elemek fontos tápanyagforrások is a növények számára. Továbbá, a talajásványoknak kiemelt szerepe van a szerves anyag stabilizálásban, abban a folyamatban, melynek eredményeképpen a mikrobiális lebontásnak ellenálló szerves szén-frakciók alakulnak ki, amit a 2.4.1.3. fejezetben részletesen bemutatok.

Csakúgy, mint a földkéregben, a talajokban is, az O, Si, Al, Fe, C, Ca, K, Na és a Mg a legnagyobb mennyiségben előforduló elemek (Sparks, 2003). Keletkezésük alapján a talajokban az ásványokat elsődleges és másodlagos ásványokra osztják fel. Az elsődleges ásványok olyan, elsősorban a magmás és metamorf kőzetekből származó, de üledékes

kőzetekből is átöröklődő ásványok, amik a kristályosodásuk óta nem mentek át kémiai változáson. Ezzel szemben a másodlagos ásványok alacsony hőmérsékleten lezajló folyamatok eredményeként létrejött ásványok, amik vagy átöröklődtek üledékes kőzetekből vagy az elsődleges ásványok mállása útján a talajokban képződtek (Schulze, 1989). A legfontosabb elsődleges talajalkotó ásvány a kvarc és a földpátok, melyek mellett akcesszóriaként előforduló elsődleges ásványok a piroxének, csillámok, amfibolok és az olivin, de epidot, turmalin, cirkon és rutil is előfordulhat a talajokban. A másodlagos kristályos talajalkotó ásványok közül az agyagásványok, az oxidok és hidroxidok (pl. gibbsit, goethit, hematit, ferrihidrit), a karbonátok (pl. dolomit, kalcit) és szulfátok (pl. gipsz), a rövid távon rendezett szerkezetű talajalkotók közül pedig az allofán és az imogolit a legjelentősebbek (Sparks, 2003).

Minél kevésbé mállottak az ásványok a talajokban, annál inkább örökölik a talajképző kőzetük ásványos összetételét, míg a talajok fejlettségével nő a málláson átment, pedogén ásványok jelentősége (Blume *et al.*, 2016). Ez tükröződik vissza a talajok szemcseméret-frakcióinak ásványos összetételében, hiszen ugyan az elsődleges és másodlagos ásványok az agyag szemcsemérettől (<2 μm) a kavics (>2 mm) méretfrakcióig megtalálhatóak a talajokban, mégis az elsődleges ásványok elsősorban a homok (0,05–2 mm) és iszapfrakcióban (0,002–0,05 mm), míg a másodlagos ásványok a talajok agyagfrakciójában (<2 μm) jellemzőek (2. ábra).



2. ábra. A talajok homok, iszap és agyag szemcseméret-frakcióiban előforduló jellemző ásványok (Blume *et al.*, 2016)

2.1.1.1. A homok- és iszapfrakció ásványai

A homok- és iszapfrakcióban tehát a mállásnak ellenálló, főként magmás és metamorf eredetű kvarc, kálicsillám, csillám (főként muszkovit) és számos nehézásvány (pl. cirkon, rutil, ilmenit, magnetit és turmalin) található meg. Kvarc főként a homokkőből és a folyóvízi és szélhordta homokból képződő talajokban található meg, azok majdnem kizárólag csak ebből az ásványból épülnek fel. Ugyan a kvarc főként a durvább szemcseméret-frakciókban található meg, azonban a durva agyag frakcióban is előfordulhat a fagy okozta aprózódás vagy a mállásnak kevésbé ellenálló ásványok mállása miatti relatív feldúsulás következtében (Blume *et al.*, 2016).

A mérsékelt-humid klímaövezetek talajaiban a földpátok részaránya átlagosan 5–30%, melynek 80–90%-a alapvetően alkáli földpát, mivel ezek a földpátok jobban ellenállnak a mállásnak. Általánosságban véve a talajokban a földpátok mennyisége a kvarchoz hasonlóan a szemcseméret csökkenésével fokozatosan csökken (2. ábra), azonban sok alkáli földpátot tartalmazó talajképző kőzet esetén az agyagfrakcióban is megtalálhatóak.

A plagioklászok, piroxének, amfibolok és az olvinin csak kisebb mennyiségben találhatóak meg a durva frakciókban, mivel ezek az ásványok kevésbé állnak ellen a mállásnak, mint az alkáli földpátok. Ezért ezek az ásványok a nedves trópusok jelentős málláson átesett talajaiban nem is találhatóak meg (Blume *et al.*, 2016).

A főként muszkovitból és biotitból álló csillámok részaránya az iszap frakcióban a legmagasabb, de a durvább és finomabb frakciókban is megtalálhatóak (2. ábra).

2.1.1.2. Az agyagfrakció ásványai

A talajok agyag szemcseméretű (<2 μm) frakcióiban főként hat ásványcsoport fordul elő: 1) filloszilikátok (gyakran agyagásványokként hívják az egész csoportot); 2) fém-oxidok és hidroxidok; 3) elsődleges ásványok és egyes talajokban 4) karbonátok; 5) szulfátok (főként gipsz) és 6) rövid távon rendezett szerkezetű Al-szilikátok (allofán és imogolit) (Barré *et al.*, 2014). Mivel a gipszen kívül mindegyik ásvány, ugyan különböző mértékben, de hatékony a szerves anyag stabilizációjában, ezért ezekről az ásványcsoportokról részletesebben számolok be.

A rétegszilikátok közül a kaolinitok, szmektitok, vermikulitok, illitek, a csillámok és a kloritok a legfontosabb ásványok a talajban. A rétegszilikátoknak két rétegtípusa különíthető el egymástól, az egyik az 1:1 típus, a másik a 2:1 típus. Az 1:1 típus esetében egy tetraéder síkhoz egy oktaéder sík csatlakozik, míg a 2:1 típusnál két tetraéder sík között egy oktaéder sík helyezkedik el. Az elemi cellában három oktaédes pozíció van, amiből egyes esetekben mind a három be van töltve (trioctaédes koordináció), más esetekben csak kettő van betöltve

(dioktaéderes koordináció), ezért itt vakanciák alakulnak ki. Előbbi esetében két vegyértékű, míg utóbbi esetében háromvegyértékű kationok töltik be ezeket az oktaéderes pozíciókat (Velde & Meunier, 2008). A tetraéderes és oktaéderes pozíciókban izomorf helyettesítések jöhetnek létre, ahol amennyiben a kisebb töltésű kationok helyettesítik a nagyobb töltésű kationokat (pl. a tetraéderes pozícióban a Si^{4+} -et Al^{3+} helyettesít, az oktaéderes pozícióban az Al^{3+} -t Mg^{2+} helyettesít), akkor a réteg „állandó” negatív töltése alakul ki, míg, ha a nagyobb töltésű kationok helyettesítik a kisebb töltésűeket (pl. a Fe^{2+} a Fe^{3+} -t), akkor „állandó” pozitív töltés jön létre, jóllehet talajokban inkább a negatív töltésfelesleg az uralkodók (Barton & Karathanasis, 2002). Ezeket a negatív töltéseket pedig leggyakrabban rétegeközi kationok vagy hidratált kationok egyenlítik ki.

2.1.1.2.1. 1:1 típusú rétegszilikátok

Az 1:1 típusú dioktaéderes kaolinitfélékben a „kaolinitréteg”-eknek a csatlakozása hidrogén-híd kötéssel valósul meg, így jön létre az $\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH}_4)]$ szerkezeti képletű vegyület (Koch & Sztrókay, 1994). Ennek a szerkezetnek köszönhetően ezekben az ásványokban nincs, vagy csak nagyon csekély a lehetőség az izomorf helyettesítésre és ezért nincs töltésfelesleg, aminek következtében nagyon kicsi a kationmegkötő-képességük (Schulze, 1989).

A kaolinitfélék közé tartozik még a halloysit is, melyben a „kaolinitréteg”-ek között molekuláris víz helyezkedik el, melynek köszönhetően ez az ásvány képes jelentős mennyiségű egyértékű kationok, mint például a NH_4^+ adszorpciójára (Sparks, 2003). A halloysit főként vulkáni üledékeken képződött talajokban gyakori (Allen & Hajek, 1989).

2.1.1.2.2. 2:1 típusú rétegszilikátok

A 2:1 típusú rétegszilikátokra általánosan jellemző, hogy gyakori bennük az izomorf helyettesítés, számottevő permanens negatív töltéssel rendelkeznek, aminek köszönhetően nagy a kationcsere-kapacitásuk (1. táblázat).

Az illit olyan 2:1 típusú dioktaéderes agyagásvány, mely jelentős rétegeközi kationhiánnyal rendelkezik, rétegtöltése 0,6–0,9 (Kleber *et al.*, 2015), az így kialakuló töltésfelesleget pedig főként a K^+ kompenzálja. Az illit az ultrabázisos kőzeteken és a magas vulkáni üveg-tartalmú kőzeteken kialakult talajok, valamint a trópusi esőerdők és lateritek talajain kívül az összes talajtípusban gyakori ásvány (Velde & Meunier, 2008).

1. táblázat. A talaj agyagfrakciójában (<2 µm) gyakori ásványok negatív rétegtöltése, kationcsere-kapacitása (CEC) és fajlagos felülete

Ásvány	Képlet	Negatív rétegtöltés (-)	CEC (mmol/g)	Fajlagos felület (m ² /g)
Illit	$K_{0,8}(Al_{1,8}Mg_{0,2})Si_{3,4}Al_{0,6}O_{10}(OH)_2$	0,60–0,90	0,10–0,40	163 (<2 µm) (N ₂) 227 (<0,1 µm) (N ₂)
Kaolinit	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$	~ 0	0,01–0,15 0,02–0,15*	<39 (N ₂) 16 (<2 µm) (N ₂) 7–30*
Halloysit	$Al_4Si_4O_{10}(OH)_8 \cdot (H_2O)_4$		0,10–0,40*	10–45*
Montmorillonit	$M_{0,70}H_2O(Si_{3,3}Al_{0,7})Mg_3O_{10}(OH)_2$	0,25–0,40 0,20–0,60*	0,70–1,20 0,80–1,50*	16–35 (<0,2 µm) (N ₂) 600–800*
Dioktaéderes vermikulit	$M_{0,74}H_2O(Si_{3,56}Al_{0,44})(Al_{1,4}Mg_{0,3}Fe_{0,3}O_{10}(OH)_2)$	0,60–0,90*	0,10–1,50*	50–800*
Trioktaéderes vermikulit	$M_{0,70}H_2O(Si_{3,3}Al_{0,7})Mg_3O_{10}(OH)_2$	0,60–0,90*	1,00–2,00*	600–800*
Muszkovit	$K(Si_3Al_1)Al_2O_{10}(OH,F)_2$	~ 1,00	0,10–0,40*	60–100*
Biotit	$K(Si,Al)_4(Mg, Fe,Al)_3O_{10}(OH,F)_2$	~ 1,00	0,10–0,40*	40–100*
Klorit	$M_sAl_tOH_6(Si_vAl_w)(Al_x,Mg_y,Li_z)O_{10}(OH,F)_2$	változó	0,10–0,40*	25–150
Allofán	$Al_2O_3 \cdot (SiO_2)_{1-2} \cdot 2-3H_2O$	n.a.	0,10–0,40 0,05–3,50*	145–170 (N ₂) 100–800*
Gibbsit	$Al(OH)_3$	n.a.	0,018	13–48 (N ₂)
Goethit	$\alpha-FeO(OH)$	n.a.	0,032	<200 (N ₂)
Hematit	$\alpha-Fe_2O_3$	n.a.	0,018	<200 (N ₂)
Lepidokrokit	$\gamma-FeO(OH)$	n.a.	n.d.	15–260 (N ₂)

Kleber et al. (2015) és Sparks (2003)* összefoglaló táblázata alapján. CEC= kationcsere-kapacitás, n.a. = nem alkalmazható, n.d = nem meghatározott, M=kationok; s, t, v, w, x, y, z=konstansok

A szmektitiek olyan rétegeközi kationhiányos agyagásványok, melyek rétegeközi terében a töltésfeleslegeket kiegyenlítő kationok (rendszerint lazán kötött Na²⁺ és Ca²⁺) mellett vízmolekulák vannak, melynek duzzadóképeségüket köszönhetik. A duzzadás a vízmolekuláknak a rétegeközi térbe való beépülése, melynek következménye a rétegeközi kationok fokozott hidratációja (Barton & Karathanasis, 2002). A szmektitiek egyik csoportja a dioktaéderes szmektitiek, mely csoportba a montmorillonit, beidellit és nontronit tartozik, míg a másik csoportba a trioktaéderes szmektiteket, a szaponitot és a hectoritot tartalmazó csoport.

A szmektitok a mérsékelt övezet talajaiban fordulnak elő leginkább, emellett száraz és nedves legelők, lateritek és esőerdők talajaiban, is megtalálhatóak. Tiszta szmektit fázisok nagyon ritkák a talajokban, inkább kevert szerkezetekként jelennek meg (Velde & Meunier, 2008).

A dioctaédeses vermikulitoknál a tetraédeses és az oktaédeses rétegekben is történik helyettesítés, a trioktaédeses vermikulitoknál pedig csak a tetraédesesben. (Sparks, 2003). Talajokban inkább az Al^{3+} kation által dominált dioctaédeses vermikulitok gyakoribbak, mint a Mg^{2+} -os trioktaédeses változatok (Barton & Karathanasis, 2002). Az izomorf helyettesítésnek köszönhetően a vermikulitok negatív rétegtöltése és ezáltal kationcsere-kapacitása is nagyobb, mint a szmektitké (1. táblázat). A nagy kationcsere-kapacitásnak köszönhetően a vermikulitok a gyengén hidratált kationok, mint például a K^+ , NH_4^+ és Cs^+ , megkötésére alkalmasak, mely K-megkötés jelentős mértéket ölthet a vermikulitot tartalmazó talajokban (Schulze, 1989).

A csillámok között is előfordul dioctaédeses (pl. a muszkovit és a paragonit) és trioktaédeses (pl. biotit, flogopit és lepidolit) változat. Az izomorf helyettesítéseknek köszönhetően rétegtöltésük általában $-1,0$ körül van, melyet a Na-tartalmú paragoniton kívül a többi csillámban a K^+ egyenlít ki, így a csillámok az egyik fő K-tartalmú ásványok a talajokban, mállásuk (illitté és vermikulittá) során pedig fontos K-források a növények számára (Sparks, 2003).

A kloritok szerkezetében a 2:1 típusú rétegszilikátoknál megszokott TOT (tetraédeses-oktaédeses-tetraédeses) rétegek negatív töltésfeleslegét egy önálló trioktaédeses réteg kompenzálja, a rétegek közötti térben hidroxid réteggel (Sparks, 2003). A kloritok képződése egyrészt a talajképző kőzethez másrészt a növénytakaróhoz köthető: 1) magas Fe-tartalmú és egyúttal alacsony Al-tartalmú talajképző kőzet – ultrabazaltok, bazaltok; 2) alacsony pH-n, túlevelű növényzet talajain gyakoriak (Velde & Meunier, 2008).

2.1.1.2.3. Kevert szerkezetű agyagásványok

A talajokban ritkán fordulnak elő tiszta ásványi szerkezetek, sokszor kevert szerkezetű ásványok alakulnak ki (Barré *et al.*, 2014). A 2:1 és 1:1 típusú rétegszilikátok gyakran kapcsolódnak össze kevert szerkezetekké, erre példa a szmektit rétegekbe közberétegzett talk vagy csillám rétegek és a szmektitbe vagy vermikulitba közberétegzett klorit, vagy a kaolinit-szmektit szerkezetek, de három ásvány keverékéből álló szerkezetek is előfordulnak (Churchman *et al.*, 1994; Drits *et al.*, 1997; Németh & Sipos, 2006; Hubert *et al.*, 2009). Mégis, a talajokban (különösen a mérsékelt övezetben) az illit-szmektit kevert szerkezet a leggyakoribb (Velde, 2001), mely nagyon változatos talajképző kőzetekkel rendelkező füves és lombhullató erdei vegetációval borított talajok jellemző ásványa (Velde & Meunier, 2008).

A szmektitok és vermikulitok közötti átmeneti ásványok a hidroxid-közberétegzett szerkezetek hidroxid-közberétegzett vermikulit vagy hidroxid-közberétegzett szmektit formájában. Savas talajokban hidroxid-Al, míg lúgos talajokban hidroxid-Mg közberétegződések figyelhetők meg (Sparks, 2003).

2.1.1.2.4. Al-, Fe- és Mn-oxidok, -hidroxidok, és –oxihidroxidok

Az Al-, Fe- és Mn-oxidok, -hidroxidok, és –oxihidroxidok nagyon jelentős szerepet töltenek be a talajok kémiájában. Ugyan egyes talajokban csak kis mennyiségben találhatóak meg, mégis számos talajtani folyamatra (például szorpciós és redox-folyamatokra) jelentős hatással vannak nagy fajlagos felületük és reaktivitásuk révén. A talajokban önálló kristályokként, a rétegszilikátokon és szerves anyagokon bevonatokként vagy gélekként fordulhatnak elő (Sparks, 2003).

A talajokban az Al-oxidok közül jelentős mennyiségben csak a gibbsit és a böhmit keletkezik természetes úton, míg a diaszpor és a korund jelentősége jóval kisebb.

A goethit a leggyakoribb és termodinamikailag legstabilabb, a hematit pedig a második leggyakrabban előforduló Fe-oxid, -hidroxid a talajokban (Allen & Hajek, 1989). Alacsony oldhatóságuknak köszönhetően ezek az ásványok a szilikátok mállásának utolsó termékei, ezért erősen mállott talajok talajalkotói, jóllehet a mállás korábbi fázisaiban is képződhetnek (Velde & Meunier, 2008).

A Mn-oxidok szintén gyakori ásványok a talajokban, melyek fontos Mn-források a növények számára. A Mn-oxidok a talajszemcséken bevonatként, repedésekben és erekben, valamint akár 2 cm átmérőjű borsókként fordulnak elő. A talajokban a legjelentősebb Mn-oxid a birnessit (Sparks, 2003).

2.1.2. A talaj szerves anyaga

Baldock és Nelson (2000) meghatározása szerint a talaj szerves anyaga (a továbbiakban SOM: soil organic matter) alatt az összes természetes és termikusan megváltozott (kerogén) biológiai eredetű szerves anyagot értjük, ami a talajban vagy a talaj felszínén található, függetlenül annak forrásától és attól, hogy élő vagy holt, kivéve az élő növények föld feletti részét. Más definíció szerint (pl. Blume *et al.* 2016) az élő szervezetek és az élő gyökerek nem részei az SOM-nek.

2.1.2.1. Az SOM összetétele

Az SOM átlagos elemtartalma 52-58% szén, 34-39% O, 3,3-4,8% H és 3,7-4,1% N (Sparks, 2003). A talaj szerves anyagának C-tartalmát a továbbiakban SOC-vel (soil organic carbon) jelölöm. A fentebb említett elemeken kívül az SOM tartalmaz még kis mennyiségben P-t és S-t is, valamint fémeket kicserélhető formában (főként Ca és Mg) vagy komplex kötésben (pl. Cu, Mn, Zn, Al és Fe) (Blume *et al.*, 2016). Az SOM C/N aránya nagyon változó lehet talajonként, de a 10 körüli érték átlagosnak tekinthető (Waksman & Stevens, 1930).

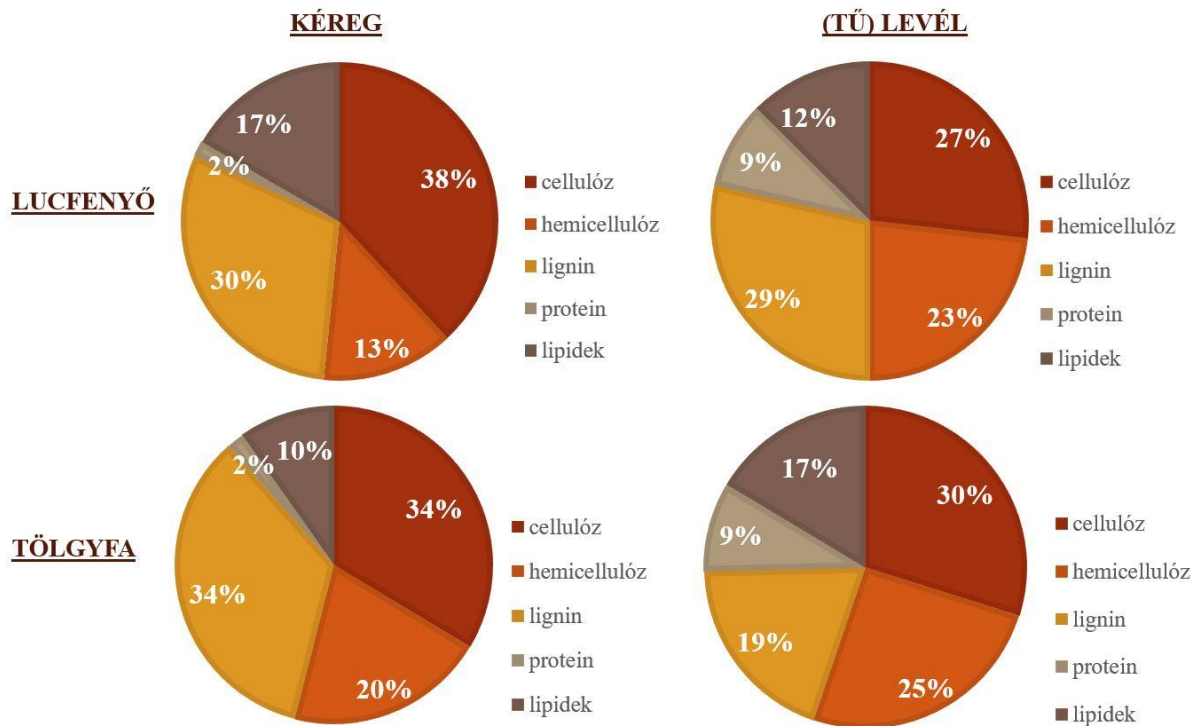
A talaj szerves anyaga nem specifikus szerves anyagokat és specifikus szerves anyagokat (humusz) tartalmaz. Az előbbi csoportba azok a szerves molekulák tartoznak, melyek kémiai szerkezete pontosan ismert, mint pl. a szénhidrátok, N-tartalmú szerves vegyületek, a lignin, karbonsavak (Filep, 1988). A humusz a szerves anyag kémiai transzformáción átesett része.

2.1.2.1.1. A növényi maradványok szerkezete és összetétele

A talaj szerves anyagának kémiai összetétele nagyon változó, mivel különböző mértékben lebomlott növényi és állati maradványokból áll. A kémiai változatosság egyrészt a maradványok változó összetételéből (pl. eltérő növényfaj), másrészt az eltérő lebomlási paraméterekből (a lebomlás gyorsasága, ellenállás a lebomlással szemben, a lebomlás során keletkező vegyületek) ered, de számos emberi tevékenység (pl. trágyázás, agrotechnika, szerves és szervesetlen szennyezések, személtlerakás) is befolyásolhatja összetételét.

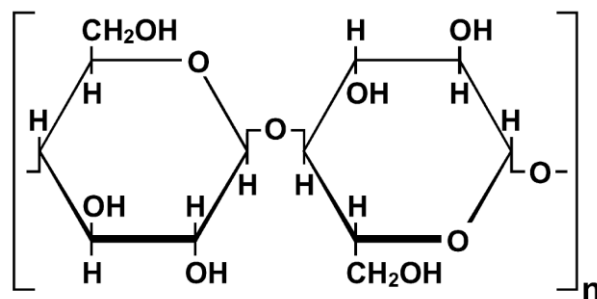
A növényi maradványokat szokták az SOM elsődleges forrásainak, a holt faunális és mikrobiális biomasszát pedig a másodlagos forrásnak tekinteni, mivel ugyan az állati eredetű biomassza is fontos szerepet játszik az SOM képzésében, de az SOM-nek csak kevesebb, mint 5%-át adja ez a másodlagos forrás (Sanderman & Amundson, 2014). A talajba kerülő növényi maradványokat felszín feletti és felszín alatti növényi maradványokra lehet osztani. Első csoportba a talajfelszínre hulló fotoszintetizáló zöld növényi részek (levelek, tűlevelek), törzsek, ágak és termések), a második csoportba pedig a szerves gyökér váladékok (gyökér savak) és gyökér maradványok tartoznak (Blume *et al.*, 2016).

A növényi szöveteket felépítő vegyületek jelentősen eltérnek a különböző növényfajok és a növényi részek között (3. ábra).



3. ábra. A növényi szöveteket felépítő kémiai vegyületek megoszlása lucfenyő és tölgyfa kéreg és levél mintáiban Blume et al. (2016) összefoglaló táblázatának adatai alapján

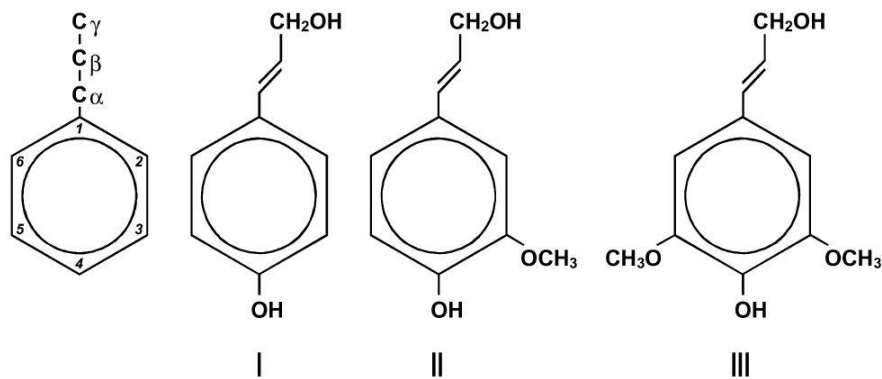
Az avar legnagyobb mennyiségben előforduló összetevői a különböző polimer szénhidrátok, elsősorban a cellulóz és a főbb hemicellulózok (Berg & McClaugherty, 2014). Ezek közül a hidrolizálható, β -(1-4)-glikozidos kötésekből álló glükóz egységekből (> 10 000) felépülő, lineáris láncokat alkotó cellulóz a gyakoribb (4. ábra). A cellulóz láncok mentén hidroxil csoportok találhatóak meg, H-hidakat képezve, ami a cellulóz rostos szerkezetét adja. A cellulóz alkotja az alsórendű és felsőrendű növények sejtfalát (Kögel-Knabner & Amelung, 2014; Blume et al., 2016).



4. ábra. A cellulóz molekula alapegysége (Kögel-Knabner, 2002)

A nem cellulóz szerkezetű poliszacharidos sejtfaalkotókat gyakran hemicellulózoknak nevezik. Ezeket a β -(1-4)-glikozidos kötésekből álló glükóz helyett más cukor egységek (főként pentózok, hexózok, hexuronsavak és dezoxihexózok) építik fel. A pektinek erősen szerteágazó poliszacharidok, főként galaktózból, arabinózból és hexuronsavakból állnak, de csak kis mennyiségét (kb. 1%) alkotják a fás szöveteknek (Kögel-Knabner, 2002). A hemicellulózok mennyiségi és minőségi megoszlása a lombhullató és a tűlevelű fákban és avarjaikban különbözik. Például, a lombhullató fákban inkább a pentózok dominálnak (3/4 rész) a hexózokhoz képest (1/4 rész), míg a tűlevelűeknél ez az arány fordított (Kögel-Knabner, 2002).

A cellulóz és hemicellulóz mellett a lignin a legfontosabb sejtfaalkotó, a növények vázanyaga ligninből épül fel. A lignin egy olyan háromdimenziós komplex polimer vegyület, ami főként a fenilpropanoid egységekből épül fel (5. ábra). A lignint felépítő alapvető egységek a fahéj-alkohol, a koniferil-alkohol, a szinapil-alkohol és a *p*-kumaril-alkohol (5. ábra) (Kögel-Knabner & Amelung, 2014). A tűlevelű fák ligninjét majdnem kizárólag koniferil-alkohol egységek alkotják, a lombhullató fákban közel azonos a koniferil- és a szinapil-alkohol aránya, míg a fűvek ligninjeiben közel azonos a részaránya a koniferil-, a szinapil- és a *p*-kumaril-alkoholnak (Blume *et al.*, 2016).



5. ábra: A lignin monomerek szerkezete. Fenilpropanoid váz, I – kumaril-alkohol, II – koniferil-alkohol, III – szinapil-alkohol (Kögel-Knabner, 2002)

A tanninok (vagy csersavak) a magasabbrendű növényekben előforduló polifenolok. A tanninokat két csoportra lehet osztani (Haslam, 1981): a kondenzált vagy nem hidrolizálható tanninokra vagy proanthocyanidinokra és a hidrolizálható tanninokra. Utóbbiakat cukor (főként D-glükóz) és fenolsav építi fel. A csersavak képesek irreverzibilisen összekötni a proteineket, feltételezhetően ennek köszönhető a proteinek stabilizációja a lebomlással szemben (Blume *et al.*, 2016).

A lipidek vízoldhatatlanok, csak apoláris oldószerek (pl. kloroform, benzin) oldják őket. A legfontosabb talajban található lipid összetevők a következők (Dinel *et al.*, 1990): n-alkánok, elágazó szénláncú alkánok, n-alkének, n-zsírsavak, n-alkoholok, di-alkoholok, szterének, monoészter, diészter, triészter. Ezek közül egyes összetevők (pl. n-alkánok és elágazó alkánok) a növények mellett az algákban, gombákban és a baktériumokban is megtalálhatóak, de a talajokban az állati eredetű lipidek mennyisége elenyésző (Kögel-Knabner, 2002). A lipidek a levelek és tűlevelek felszínét vonják be vékony réteggént a növényi kutikula összetevőjeként. A növényi kutikulát a kutin építi fel, ami egy oldhatatlan poliészter, amit különböző, főként C₁₆ (főként dihidroxipalmitinsav) és C₁₈ (főként olajsav és hidroxilsav) szénláncú hidroxil- és epoxi-zsírsavak építenek fel, amikben alacsony molekulaszámú viaszok és zsírok találhatóak (Kögel-Knabner & Amelung, 2014; Blume *et al.*, 2016).

A proteinek a legjelentősebb intracelluláris vegyületek, ahol az aminosavak peptidkötésekkel kapcsolódnak egymáshoz. A növényi és állati maradványok N tartalmának 99%-a szerves kötésben, főként proteineként található meg. Emellett a proteinek tartalmazzák a szervesen kötött kén legnagyobb hányadát is aminosavakként (cisztein, cisztein, metionin formájában) (Blume *et al.*, 2016). Az aminosavak mellett a N másik két fontos makromolekulának, a DNS-nek és az RNS-nek az alkotóeleme.

A fentiekben bemutatott cellulóz, hemicellulózok, lignin, lipid, kutin és protein vegyületek a legfontosabb felszín feletti és felszín alatti növényi és gyökér összetevők, az alkotók több mint 95%-áért felelnek (Blume *et al.*, 2016).

2.1.2.2. Az SOM szerkezete

A talaj szerves anyagának legfontosabb kémiai tulajdonságait a szerves molekulákhoz kapcsolódó funkciós csoportok határozzák meg, melyek alapvetően három csoportba sorolhatók: savas jellegű, bázikus jellegű és semleges funkciós csoportok (2. táblázat). A szilárd fázisú ¹³C NMR spektroszkópia segítségével például azonosíthatók az SOM-ben mérhető különböző funkciós csoportok. Mahieu *et al.* (1999) több mint 300 talaj ¹³C NMR adatait vetették össze, és arra a következtetésre jutottak, hogy a talajok szénformái az eltérő földhasználatok, klíma, művelési módok, trágyázások, mérési és kísérleti beállítások ellenére hasonlóságot mutattak. Emellett azt az eredményt kapták, hogy a teljes talajokban mért funkciós csoportok mindig a következő gyakoriság szerint fordultak elő: O-alkilok (45%), alkilok (25%), aromás szén (20%) és végül a karbonilok (10%). Ez részben annak a ténynek köszönhető, hogy a talajokban a SOM-ot viszonylag egységes összetételű növényi maradványok nagy aránya uralja.

2. táblázat. Az SOM főbb funkciós csoportjai (Stevenson, 1982)

Funkciós csoport	Szerkezeti képlet
Savas jellegű csoport	
Karboxil	$R-CH=O(-OH)$
Enol	$R-CH=CH-OH$
Fenolos OH	$Ar-OH$
Kinon	$Ar=O$
Bázikus jellegű csoport	
Alkoholos OH	$R-CH_2-OH$
Éter	$R-CH_2-O-CH_2-R$
Keton	$R-CH=O(-R)$
Aldehid	$R-CH=O(-H)$
Észter	$R-CH=O(-OR)$
Semleges csoport	
Amin	$R-CH_2-NH_2$
Amid	$R-CH=O(-NH-R)$

2.1.2.3. Az SOM szerepe

A legtöbb feltalajban a talaj szerves anyagának részaránya csupán néhány százalék, mégis jelentős hatással van az összes talajfunkcióra (3. táblázat). Az SOM kiemelt fontosságú a talajok szerkezetének és tápanyag-gazdálkodásának javításában, a talajok termőképességének növelésében, valamint a talajok hő-, és vízgazdálkodásának szabályozásában (Carter, 2002; Kögel-Knabner & Amelung, 2014).

Az SOM szén- és energiaforrás a talajban élő mikro-, mezo-, és makrofauna számára, ezért nagyon szoros az összefüggés a SOM-tartalom és a talajok biológiai aktivitása között. Baldock és Nelson (2000) szerint a talajlakó szervezetek metabolizmusához szükséges energia szolgáltatása az SOM legalapvetőbb funkciója. A szerves anyagokat a talajban élő szervezetek felhasználják a saját létfenntartásukra, miközben a szerves kémiai kötésben lévő, a talaj flórája

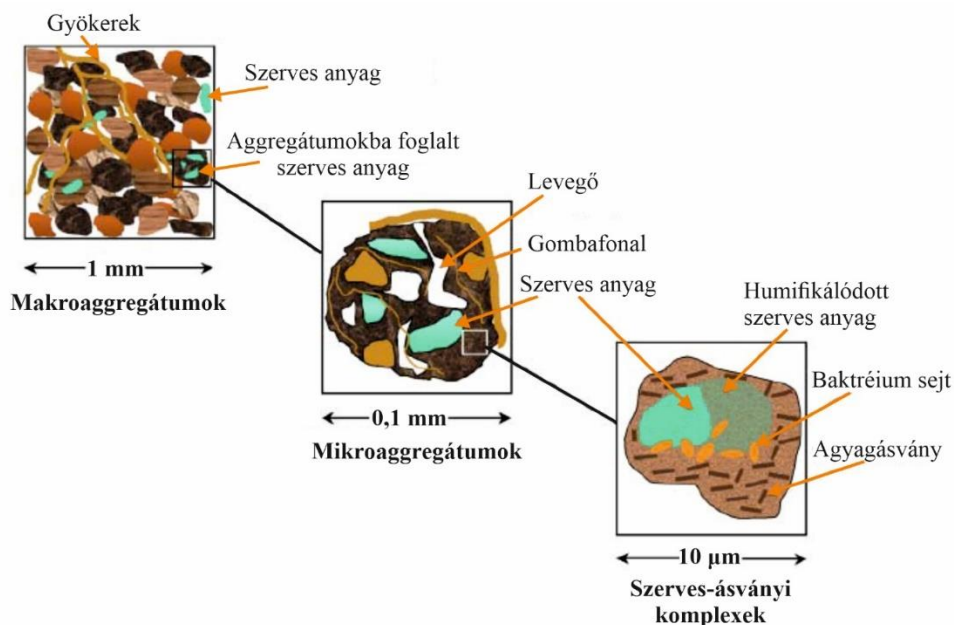
és faunája számára nem felvehető állapotban lévő makrotápanyagokat (N, P és S) szerveslenné alakítják (mineralizáció), amik így vagy immobilizálódnak és talajban élő szervezetekben új szövetek szintézisében vesznek részt, vagy felvehető állapotban a talaj tápanyagforrását képezik. Az intenzíven művelt talajok kivételével, melyekbe a műtrágyázással jelentős mennyiségű makrotápanyagot juttatnak, a szerves anyagok biztosítják a legnagyobb makrotápanyag-raktárat a talaj számára (Baldock & Nelson, 2000).

3. táblázat. A növekvő szervesanyag-tartalom hatása a különböző talajtulajdonságokra (Kögel-Knabner & Amelung, 2014)

Fizikai hatások	Kémiai hatások	Biológiai hatások	Negatív hatások
+ Aggregátumok képzése és aggregátum-stabilitás növelése	+ Szénmegkötés növelése	+ Energia- és szénforrás a mikroorganizmusok számára	- Üvegházhatású gáz kibocsátás
+ Erózió rezisztencia növelése	+ N, P, S raktározás növelése	+ Heterotróf tápanyag-ellátás	- Ellenőrizetlen nitrát kibocsátás a talajvízbe
+ A tömörödöttséggel szembeni rezisztencia növelése	+ Kationcsere-kapacitás növelése	+ A tápláléklánc és az antagonista potenciál szabályozása a növényi betegségek ellen	- Hidrofóbicitás és csökkent víztartó képesség
+ Levegőzöttség és porozitás növelése	+ Pufferkapacitás növelése		
+ A növekvő porozitás miatt növekvő infiltráció	+ Szennyezők szorpciója és immobilizációja		
+ A növekvő porozitás miatt növekvő vízmegtartás			
+ Talajmelegedés			

A talajok (különösen a feltalajok) színét az SOM nagymértékben alakítja, ami pedig a talajok hőháztartását befolyásolja (egy sötétebb talaj gyorsabban melegszik fel, mint egy kevesebb szerves anyagot tartalmazó fakóbb talaj). A talajnak az SOM által biztosított sötét színe és így a talaj felmelegedésének elősegítése a hidegebb éghajlatokon fontos a mikrobiális folyamatok elősegítésében, amennyiben nem fedett a talaj (Blume *et al.*, 2016).

Az SOM közvetlenül és közvetve is befolyásolja a talaj vízmegtartó képességét. Az SOM tömegénél 3-5-ször nagyobb mennyiségű vizet képes raktározni, de ez a közvetlen hatás függ a szerves anyag morfológiai szerkezetétől (Baldock & Nelson, 2000). Az SOM a talaj vízmegtartó-képességére gyakorolt közvetett hatását az aggregátumképzés (6. ábra) és a pórusméret-eloszlás alakításában fejeti ki, és így befolyásolja a talajok növények számára hozzáférhető vízkészletét. A talajszerkezet javításában az SOM-nek, mint kötőanyagnak van szerepe a mikro- (<250 μm), és makroaggregátumok (>250 μm) összeragasztása révén (6. ábra). Az SOM-nek köszönhetően kialakított kedvező talajszerkezet (pl. a csernozjomokra jellemző szemcsés szerkezet) nagyobb porozitást és jó levegőzöttséget biztosít a talaj számára, ami növeli a talaj termékenységét is (Blume *et al.*, 2016).



6. ábra. A szerves anyag szerepe a mikro- és makroaggregátumok kialakulásában (Jones & Donnelly, 2004)

Emellett, az SOM nagy fajlagos felületének köszönhetően számos szerves és szervetlen vegyület adszorbense. Túlnyomóan negatív töltéseinek köszönhetően az SOM növeli a kationcsere-kapacitást (Blume *et al.*, 2016). Ennek kifejezetten olyan talajokban van nagy jelentősége, ahol alacsony az agyagásvány-tartalom, vagy olyan agyagásványokat tartalmaz a talaj, amiknek alacsony a kationcsere-kapacitása, mint például a kaolinité, míg a nagy rétegtöltésű ásványokat, mint például a vermikulitot vagy szmektitet tartalmazó talajoknál a szerves anyag hatása csekélyebb. Homoktalajoknál a szerves anyag kationcsere-kapacitásra gyakorolt hatása különösen jelentős, általánosságban véve a homoktalajok kationcsere-

kapacitásának 75%-áért az SOM felelős, de szerves talajokban szinte csak az SOM befolyásolja ezt az értéket. A szerves anyag kationcsere-kapacitását elsősorban a karboxilos funkciók csoportok adják, de a fenolos, az enol és az imid funkciók csoportok is közrejátszanak alakításában, ezért pH-függő. Mivel a szerves anyag az egyes kationokkal komplexeket tud képezni, a talajok tényleges kationcsere-kapacitása gyakran sokkal kisebb, mint amire csupán a karboxil-tartalomról következtetnénk (Baldock & Nelson, 2000)

A kicserélhető savanyító hatású kationok (H_3O^+ , Al^{3+}) és a kicserélhető bázisok (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) mellett fémek többértékű kationjai (elsősorban Fe^{3+} , Cu^{2+} , Mn^{2+} és Zn^{2+} , de más toxikus fémek) is stabil komplexeket képezhetnek a talajok szerves vegyületeivel (Blume *et al.*, 2016). Ez utóbbinak nagy jelentősége van a talajok környezetszennyező tevékenységekkel szembeni pufferkapacitásának alakításában. De a talaj szerves anyaga nemcsak szerves, hanem szerves szennyezőket is meg tud kötni egy adott koncentrációig.

Az SOM széles pH tartományban pufferként funkcionál számos funkciók csoportjának (pl. karboxilos, fenolos, savas alkoholos, aminos és amidos) köszönhetően (Kögel-Knabner & Amelung, 2014).

2.2. Globális szénraktárak

A talajok szerves anyagának a szénmegkötés révén kulcsszerepe van a globális szén ciklus és az üvegházhatású gázok stabilizációjában, aminek köszönhetően az elmúlt években fokozott mértékben került a kutatások célkeresztjébe. Fontos tehát áttekinteni, hogy a szén a Földön milyen raktárakban tárolódik és milyen folyamatok révén cserélődik ki, különös tekintettel a talajok szerepére. A globális szén ciklus a szénnek a légkör, a bioszféra, a pedoszféra, a geoszféra és a hidroszféra közötti biokémiai forgalma. A tározók között a szén az egyik raktárból a másikba juthat másodpercek alatt, pl. a fotoszintézis során a légköri CO_2 megkötése cukorként, vagy évmilliók alatt, pl. a fosszilis szén akkumulációja a szerves anyag lerakódása és diagenézise során (Houghton, 2014).

A tározók szénmennyiségét tekintve a légkörben a legjelentősebb széntartalmú nyomgáz a CO_2 jelenlegi (2019. novemberi globális átlag) koncentrációja 410 ppm (<https://www.co2.earth/>). A CO_2 a légkörben kémiaiilag stabil, átlagos tartózkodási ideje 4 év, mielőtt az óceánokba vagy a szárazföldi szénraktárakba távozna. A légkörben egyéb széntartalmú nyomgázok is megtalálhatók, melyek közül a két legjelentősebb a metán (koncentrációja 1,7 ppm vagy 3,7 PgC és átlagos tartózkodási ideje 5-10 év) és a szén-monoxid (koncentrációja 0,1 ppm vagy 0,2 PgC és átlagos tartózkodási ideje néhány hónap). De egyes

szénhidrogének, aeroszol részecskék és más szerves vegyületek is hozzájárulnak a légkör szénkészletéhez (Ciais *et al.*, 2013; Houghton, 2014).

Az óceánokban a szén elsősorban oldott szervesetlen szén formájában van jelen, ennek mennyisége körülbelül 38 000 PgC (ötvenszer annyi, mint a légkörben). Az oldott szervesetlen szén mellett a szén oldott szerves szénként (közelítőleg 700 PgC) és az élő fitoplanktonok szervezetének felépítésében (közelítőleg 3 PgC) vesz részt. Az atmoszféra és az óceánok közötti szénáramlás éves mértéke körülbelül 80 PgC (Ciais *et al.*, 2013).

A szárazföldi ökoszisztémákban tárolt szerves szénből körülbelül 450-650 PgC található meg az élő növényzetben, a többi rész holt szerves anyagként található meg avarként (300 PgC) illetve a talajban raktározva, mely közül a talaj felső 1 méterében 1500–2000 PgC, míg a felső 3 méterben 2300 PgC található (Ciais *et al.*, 2013).

Mivel a talajokban összesen kétszer annyi szén raktározódik, mint a légkörben és a vegetációban együttvéve (Brady & Weil, 2010), ezért már a talajok kis mennyiségű szénmegkötés változása is nagyon gyors és jelentős változásokat generálhat az atmoszféra szénkoncentrációjában. Lal (2004) közlése szerint a talajokban található összes szénkészlet 2500 Pg, amiből körülbelül 1550 Gt a szerves, és 950 Gt a szervesetlen szén mennyisége. A FAO és az ITPS felmérése szerint (FAO és ITPS, 2018) a világ szénkészlete 2018-ban a feltalajban (0–30 cm) 680 Pg volt. Klimatikus megoszlás szerint ennek az SOC készletnek a nagy része a forró (208 Pg) és a mérsékelt (191 Pg) övezetben található meg (7. bal ábra). A felszínborítási osztályok közül pedig az erdők (216 Pg), a szavannák és cserjések (197 Pg) és a szántóföldek és legelők (155 Pg) raktározzák a legtöbb szerves szenet (7. jobb ábra).



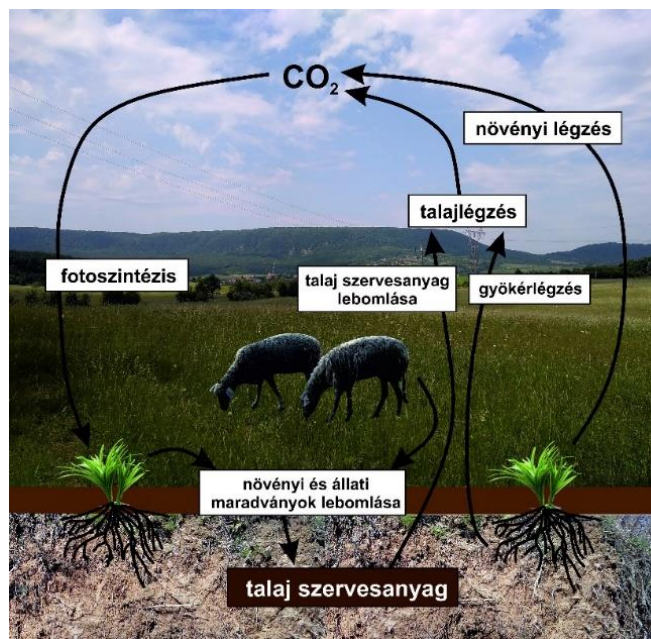
7. ábra. A világ SOC készletének (0-30cm) megoszlása éghajlati övezetek (bal ábra) és felszínborítási osztályok (jobb ábra) szerint. FAO és ITPS (2018) globális szénkészlet adatai alapján

A szén körforgásának köszönhetően a szárazföldi ökoszisztémák szerepe kettős, a légköri CO₂ nyelői és forrásai is lehetnek. Pan *et al.* (2011) számítása szerint a világ erdői összességében 2,4±0,4 PgC/év szén elnyelési kapacitással rendelkeztek az 1990 és 2007 közötti időszakban, melyből a boreális erdők éves CO₂ elnyelése 0,5±0,1 PgC, míg a mérsékelt övi erdők éves CO₂ elnyelése 0,8±0,1 PgC volt. A trópusi erdőkben ugyan nagyobb mértékű a raktározási potenciál, de az erdőirtásokkal sok CO₂ jut vissza a légkörbe, ezért ez a legbizonytalanabb része a számításoknak. δ¹³C izotóp adatok alapján a szárazföldi elnyelő vagy forrás változások a felelősek az utolsó évszázadban tapasztalható légköri CO₂ növekedési rátában megfigyelhető évközi változásokért (Ciais *et al.*, 2013; Le Quéré *et al.*, 2015). Fontos kérdés tehát, hogy a szárazföldi ökoszisztémák fő szénraktára, a talaj hogy viselkedik a légköri CO₂ raktározás tekintetében, inkább elnyelője vagy forrása a légköri CO₂-nek. A továbbiakban az ezt befolyásoló folyamatokat tekintem át.

2.3. A szervesszén körforgása a talajokban és az azt befolyásoló tényezők

A talajokban a szerves anyag készletek egyensúlyát bemenő és kimenő szén mennyiségek szabályozzák (8. ábra). A bemenő szén mennyiségeket csoportosíthatjuk eredetük alapján – a felszín feletről vagy a felszín alatról érkeznek a talajokba. A felszín feletről érkező szén a fotoszintetizáló zöld növényekből: az erdőkben az avarból (levélből és tűlevélből) és a fatörmelékekből, míg a szántóföldeken a haszonnövények maradványaiból érkezik (Kögel-Knabner & Amelung, 2014).

A légkör és a szárazföld között a szén áramlásának egyik fő mozgatórugója a fotoszintézis, mely során a légköri CO₂-t a növények megkötik, melynek éves mértéke 120 PgC (Ciais *et al.*, 2013). Ennek a folyamatnak az eredményeként épülnek fel a növényekben a különböző szénhidrátok (cukrok, keményítő és cellulóz), a fehérjék és a zsírok, melyek energiát tárolnak és tápanyagul szolgálnak a tápláléklánc tagjai számára. A növények által megkötött szerves molekulák egy része közvetlen energiaforrás a növények számára, ez esetben a metabolizmushoz felszabadítja a szerves anyagban tárolt energiát légzéssel. A megmaradt szerves anyag beépül az élő növényekbe, majd a holt növényi maradványokon (avar és mezőgazdasági növények maradványai) és gyökér maradványokon keresztül a talajokba kerül (Brady & Weil, 2010).



8. ábra. A talaj szerves anyagának körforgását biztosító folyamatok

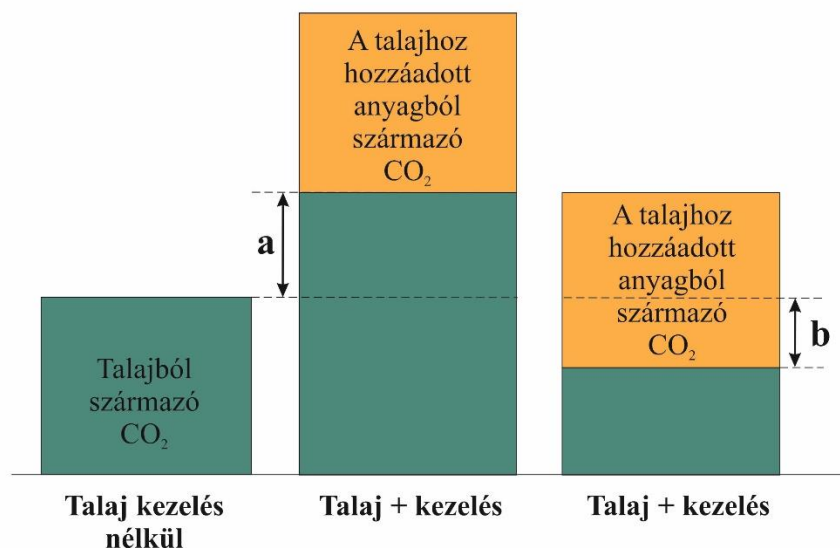
Az avartakaróból érkező globális szénmennyiség 2–10 MgC/ha/év (Trumbore & Czimczik, 2008). Általánosságban elmondható, hogy a felszín feletről érkező avar mennyisége az erdőkben nő az alacsonyabb szélességekkel és a növekvő produktivitással a boreális tűlevelű erdőktől (100–400 g száraz tömeg/m²/év) a trópusokig (600–1200 g száraz tömeg/m²/év) (Waring & Schlesinger, 1985). Erdőkben a legtöbb C input a talajokba a levelekből érkezik, míg az egyéb felszín feletti szén hozzáadások, mint például az ágak, kérgék és gyümölcsök révén a mérsékelt övezet lombhullató erdőiben csupán a beérkező szénmennyiség 20%-át adják (Jensen, 1974), míg a tűlevelű erdőkben ez az érték 20–40% közötti (Millar, 1974).

A talajba beépülő szerves anyag másik része a felszín alatti gyökérmaradványokból származik. A hideg mérsékelt erdőkben az ebből a forrásból származó szerves anyag-hozzájárulás 20–50% között mozog a fafajtól és az életformától (örökzöld vagy lombhullató) függően (Vogt *et al.*, 1986). A gyökerek által kibocsátott szerves anyagok egy másik lényeges szerves anyag inputot jelentenek a talajok számára. Ezek elsősorban kis molekulatömegű, N-gazdag szerves anyagok, amiket a talaj mikroorganizmusai könnyen el tudnak fogyasztani, és így bekerülnek az SOM ciklusba (Kögel-Knabner & Amelung, 2014; Blume *et al.*, 2016).

A talajokba a felszíni és a felszín alatti forrásokból bekerülő szerves anyagok rövidebb/hosszabb ideig tározódnak a talajban, majd visszatérnek a légkörbe CO₂ formájában heterotróf (mikrobiális lebontás révén) és autotróf (gyökérlégzés) légzés során (Davidson *et al.*, 2006). A CO₂ emisszió legalább a fele távozik autotróf légzéssel. A légzés másik fele heterotróf

módon, az SOM mikrobiális lebontása során kerül vissza a légkörbe. Az autotróf és a heterotróf légzés együttesen adja ki a totál légzést vagy ökoszisztéma légzést (Ciais *et al.*, 2013).

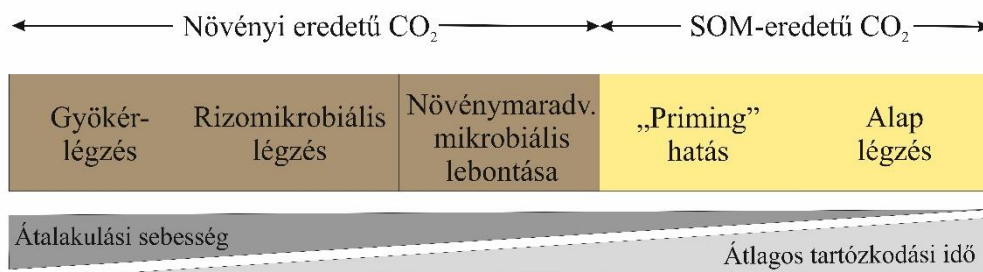
Az SOM körforgását befolyásoló egyik jelenség a „priming” hatás. Ez egy, a szerves szén körforgalomban bekövetkező rövid távú hatás, mely azzal jellemezhető, hogy a talajba kerülő szerves anyag (főként növényi maradvány) hatására megnövekszik a mikrobiális aktivitás és így nagyobb a mineralizáció mértéke, mint a szerves anyag-hozzáadás nélkül lenne (Kuzyakov *et al.*, 2000). A megnövekedett mikrobiális aktivitás következtében a mikroorganizmusok nem csak az új szerves anyagot, hanem a SOM-et is fokozottabb mértékben bontják le (pozitív „priming” hatás) ezáltal egy CO₂ kibocsátási többlet keletkezik (9. ábra), míg negatív „priming” esetében lecsökkent mikrobiális aktivitásról és lebontásról beszélünk. Ez általában akkor következik be, ha magas C/N arányú (kis N-tartalmú) szerves anyagot juttatunk a talajba (Kuzyakov *et al.*, 2000).



9. ábra. „Priming” hatás: (a) a talaj szerves anyagának megnövekedett mértékű lebontása – pozitív „priming” hatás; (b) a talaj szerves anyagának lecsökkent mértékű lebontása – negatív „priming” hatás (Kuzyakov *et al.*, 2000)

Kuzyakov (2006) szerint a talajból érkező CO₂ kiáramlásának 5 fő forrása van (10. ábra): 1) az SOM mikrobiális lebontása (alap respiráció), 2) az SOM mikrobiális lebontását befolyásoló recens gyökérmaradványokból és/vagy friss, még nem bomlott növénymaradványokból érkező szerves anyag hozzájárulás („priming” hatás), 3) a részlegesen lebomlott holt növénymaradványok mikrobiális lebontása, 4) az élő gyökerek gyökér váladékainak

mikrobiális lebontása (rizomikrobiális légzés) és a 5) gyökérlégzés. Ezek a CO₂ kiáramlások különböző átalakulási sebességgel és átlagos tartózkodási idővel rendelkező szénraktárakat reprezentálnak (10. ábra).



10. ábra. A talajból származó CO₂ kiáramlások fő forrásai és szénraktárai azok átalakulási sebességének és átlagos tartózkodási idejének függvényében (Kuzjakov & Gavrichkova, 2010)

A földhasználatváltás, az erdőirtás és az erdők szántóvá alakítása jelentősen befolyásolja a szén ciklust. Ennek kumulatív CO₂ emissziója 1750–2011 között 180±80 PgC volt. Míg 1750-ben 9 millió km²-nyi terület volt szántó, addig 1750-től kezdődően további 50 millió km² vált szántóvá és legelővé. 2002–2011 között a földhasználat-váltásból származó szénkibocsátás 1,0±0,5 C egyenérték/év volt, aminek becslésére az erdőterület-változásokról szóló országos szintű feljegyzéseket, folyamat-alapú szárazföldi ökoszisztéma modelleket és műholdas adatokat használtak fel (Ciais *et al.*, 2013).

Lal (2004) szerint a természetes ökoszisztémák mezőgazdasági művelés alá vonásával az SOC raktárak csökkentek: a mérsékelt égövi talajoknál ez az érték körülbelül 60%, míg a trópusokon 75% vagy több. Tehát az így előállt szénhiány a talajokban egyben raktározási potenciált is jelent a légköri CO₂ számára. A talajok globális potenciális széntározási-kapacitás becslései tág határok között mozognak. Sauerbeck (2001) összesen 20–30 PgC, vagy átlag 0,4–0,6 PgC/év CO₂ tározási kapacitást becsült a szántóföldekre globális viszonylatban, míg Lal (2003) becslései szerint a globális potenciális széntározás összesen 30–60 Pg vagy 0,6–1,2 PgC/év.

Az antropogén szénkibocsátás kevesebb, mint fele (240±10 PgC) marad a légkörben, a többi részét az óceánok és a szárazföldi ökoszisztéma veszi fel. Az óceánok 1750 óta 155±30 Pg antropogén eredetű szenet raktároztak el, míg a szárazföldi ökoszisztémában 160±90 Pg antropogén eredetű szén raktározódott el ezen időszak alatt (Ciais *et al.*, 2013). Ebből látható, hogy a szárazföldi nyelési kapacitás nem tudta kompenzálni az 1750-től számolt földhasználat-változás által generált összes CO₂ emissziót.

2.4. A talaj szerves anyagának lebontása

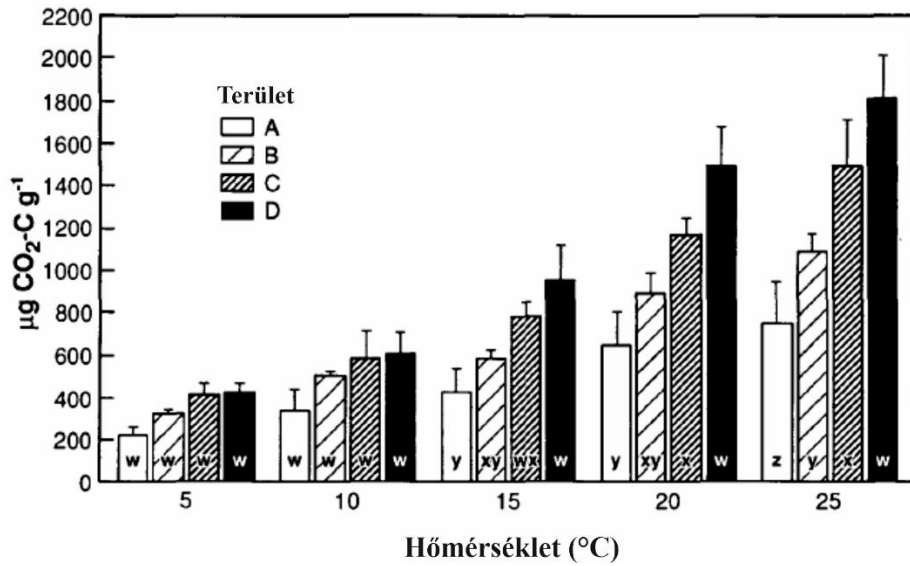
A légköri CO₂-t az élő növények a fotoszintézis során megkötik, a bennük tárolt szenet pedig az elhalt növényi maradványok bomlása során mikroorganizmusok alakítják át: aerob körülmények között szén-dioxiddá és vízzé, míg anaerob körülmények között metánná, kénhidrogénné és ammóniává (Davidson *et al.*, 2006). A szerves szén enzimatis lebonása mellett aerob körülmények között a tápelemek mineralizációja is megtörténik: a szerves nitrogénből ammónium-ion és nitrátion, a szerves foszforból foszfátok, a szerves kénből szulfátok képződnek. Emellett a további biológiai lebontásnak ellenálló szerves molekulák képződnek. Anaerob körülmények között pedig a nitrátionból nitrit, dinitrogén-oxid, nitrogén és ammónium-ion képződik, a szulfátból pedig szulfit, szulfid, elemi kén, hidrogén-szulfid és végül kén-hidrogén keletkezik (Brady & Weil, 2010).

2.4.1. Az SOM lebontását befolyásoló tényezők

A talajban található szervesanyagok lebontása alapvetően két dologtól függ: 1) a talajban lévő környezeti feltételektől és 2) a mikroorganizmusok számára hozzáférhető, elsősorban növényi maradványok minőségétől (Brady & Weil, 2010). Az első csoportba a talaj hőmérséklete, víz- és levegőellátottsága, valamint a közeg pH-ja tartozik. Emellett a talajok ásványi fázisának is kiemelt jelentősége van a lebomlással szembeni ellenállás kialakításában.

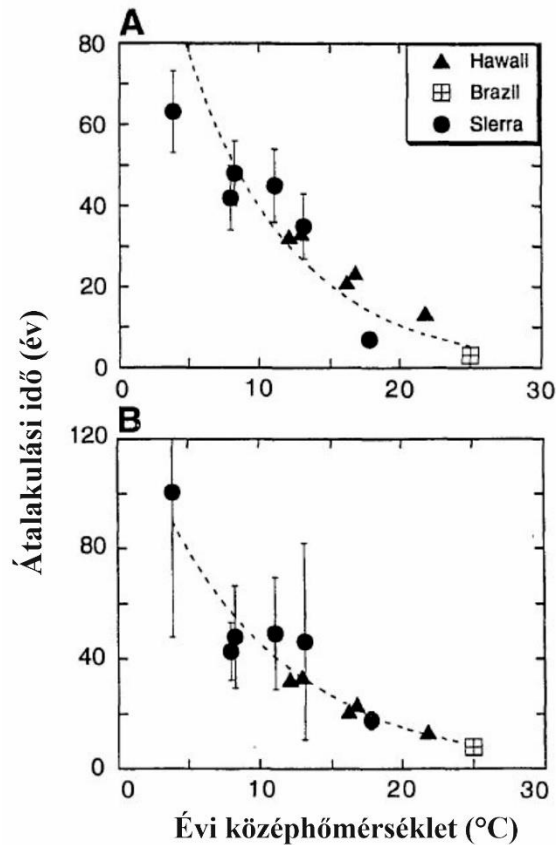
2.4.1.1. Környezeti tényezők

A mikroorganizmusokat optimális hőmérsékleti kivánalmaik alapján négy csoportba lehet osztani: hidegkedvelő (ideális hőmérséklet $-5-28^{\circ}\text{C}$) mezofil (ideális hőmérséklet $18-45^{\circ}\text{C}$), termofil (ideális hőmérséklet $42-70^{\circ}\text{C}$ -ig) és extrém termofil (ideális hőmérséklet $65-90^{\circ}\text{C}$) szervezetek (Blume *et al.*, 2016). A talajban ezeknek a szervezeteknek a keveréke található meg, melynek következménye, hogy a hőmérséklet és a biológiailag közvetített folyamatok közötti kapcsolat általánosítása nehéz, hiszen az egyedi fajok optimális hőmérsékleti tartománya eltérő, a hőmérséklet változásával más mikrobiológiai közösségek válnak aktívvá és a mikroorganizmusok fiziológiai folyamataik megváltoztatásával képesek adaptálódni a változó hőmérsékleti körülményekhez (Voroney & Heck, 2015). Mégis általánosságban elmondható, hogy a mikrobiális lebontás optimális hőmérséklete $25-35^{\circ}\text{C}$, alacsony hőmérsékleten a képződés sebessége nagyobb, mint a lebontásé, ezért szerves anyag akkumuláció zajlik, míg 25°C felett megfordul ez a tendencia (Brady & Weil, 2010).



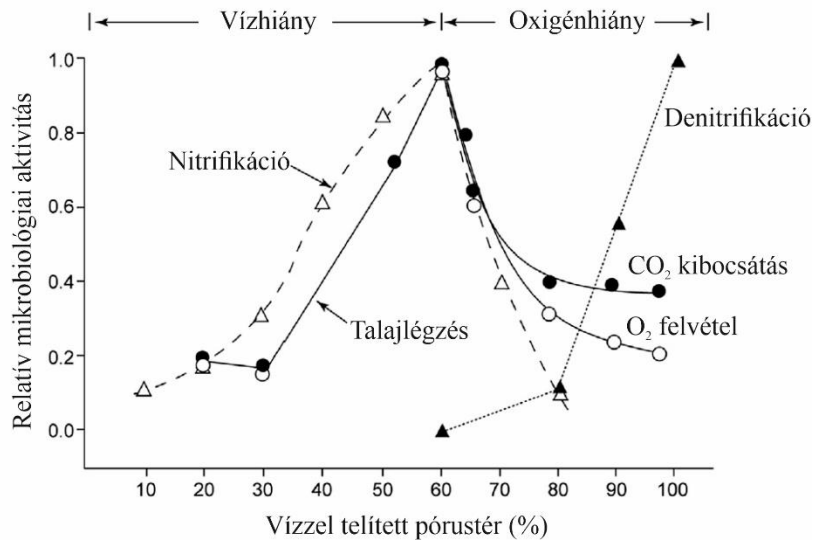
11. ábra. A kumulatív mikrobiális légzés és a hőmérséklet hatása közötti összefüggés négy, a Nagy-tavak környékéről származó talajminta (A, B, C, D) esetén (MacDonald *et al.*, 1995)

A lebontás mértéke alacsonyabb hőmérsékleteken jelentősen lecsökken (11. ábra), de jóval nagyobb a lebontás mértéke és nagyobb mértékben függ a hőmérsékletváltozásoktól az alacsony hőmérsékleteken, mint a termofil hőmérsékleti tartományokban (Voroney & Heck, 2015). Az évi középhőmérsékletek és az SOC raktárak átalakulási ideje közötti kapcsolatot vizsgálva Trumbore *et al.* (1996) is az alacsonyabb évi középhőmérsékletekkel rendelkező területek lecsökkent lebontását (nagyobb átalakulási idővel rendelkező SOC raktárak) mutatták ki (12. ábra). Az SOM lebomlásának hőmérsékletfüggése iránti érdeklődés napjainkban az SOM-nek a globális szén ciklusban betöltött szerepe és a klímaváltozásra adott potenciális válaszreakciói miatt erősödött fel (Trumbore *et al.*, 1996; Davidson *et al.*, 2006; von Lützw & Kögel-Knabner, 2009; Cavicchioli *et al.*, 2019).



12. ábra. Feltalajok (0–20 cm) gyorsan lebomló SOC raktárainak átalakulási ideje (évek) és az évi középhőmérséklet közötti összefüggés $<2,0 \text{ g/cm}^3$ sűrűségű SOC frakciók (A) és kombinált $<2,0 \text{ g/cm}^3$ sűrűségű és hidrolizálható SOC frakciók (B) estében (Trumbore *et al.*, 1996)

Az aerob mikroorganizmusok számára a -50 kPa -os vízpotenciál és a 60% közeli nedvességtartalom (19. ábra) (Linn & Doran, 1984; Blume *et al.*, 2016), míg más forrás szerint (Voroney & Heck, 2015) a -50 kPa -tól -150 kPa -ig terjedő vízpotenciál és a pórustér 30–50%-át kitöltő nedvességtartalom az optimális. Ha ennél kevesebb a nedvességtartalom, akkor limitált a lebontás a vízhiány miatt, ha pedig nő a nedvességtartalom, akkor szintén csökken a mikrobiológiai lebontás, mert csökken az elérhető oxigén mennyisége. Ha tehát a pórustér több, mint 60%-át víz tölti ki, megnő az anaerób mikroorganizmusok aktivitása (Voroney & Heck, 2015). Emiatt az állandóan vízzel telített területeken, árvízi területeken és az esőerdőkben a lebontás limitált. Luo és Zhou (2006) megközelítése szerint a lebontáshoz az ideális nedvességtartalom valahol a szabadföldi vízkapacitás környékén van, mert ekkor a mikropórusokat víz, a makropórusokban pedig levegő tölti ki.



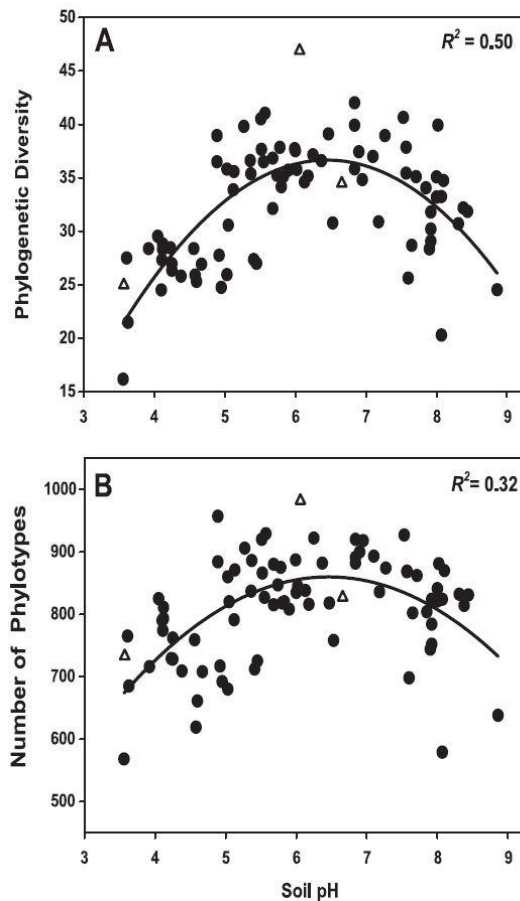
13. ábra. A talajnedvesség és a mikrobiológiai aktivitás összefüggése (Robertson & Groffman, 2015)

Amikor elég nedvességtartalom áll rendelkezésre a talajokban, akkor a hőmérséklet a fő tényező, ami a biológiai aktivitást a legjobban befolyásolja, de amint a talajok kezdenek kiszáradni, akkor a nedvességtartalom szerepe előtérbe kerül (Voroney & Heck, 2015).

A talajlakó szervezetek aktivitását a talaj pH-ja közvetlenül (a mikroorganizmusok enzimaktivitásának befolyásolása révén) és közvetve (az ionok oldódásának befolyásolása révén) is érinti. A mikroorganizmusokat preferált pH-tartományaik alapján négy csoportba lehet osztani: extrém acidofil (pH 1–3), acidofil (pH 1–6), alkalifil (pH 7–12) és extrém alkalifil (pH 13) szervezetek (Blume *et al.*, 2016). Általánosságban véve a mikroorganizmusok számára a semleges közeli pH (6–8) az optimális (20. ábra), ezen tartományon kívül korlátozott a lebontás. De Laune *et al.* (1981) vizsgálatai szerint is 6,5 pH-n volt a legnagyobb mértékű a lebontás, míg a pH növekedésével vagy csökkenésével csökkent a lebontás mértéke.

A baktériumok pH toleranciája szűk tartományok között mozog egy viszonylag konstans optimummal (Fernández-Calviño & Bååth, 2010). A legtöbb ismert baktérium 4-9 pH között él, míg a gombák 4-6 pH-n aktívak (Luo & Zhou, 2006). A legnagyobb bakteriális taxongazdagság tehát a neutrális talajokban van, míg a savas talajok nem olyan sokszínűek a baktériumfajokat illetően. Rousk *et al.* (2010) eredményei alapján a baktériumok relatív mennyisége és diverzitása pozitívan korrelált a pH értékkel, pH 8-on a diverzitás a duplájára nőtt a pH 4-en mért értékhez képest. Nyolcvannyolc Észak-, és Dél-amerikai talajt vizsgálva Lauber *et al.* (2009) adatai alapján szintén erős pozitív korreláció van a baktériumközösségek összetétele és a pH között pH 6 alatt, míg a lúgosság növekedésével csökken a a

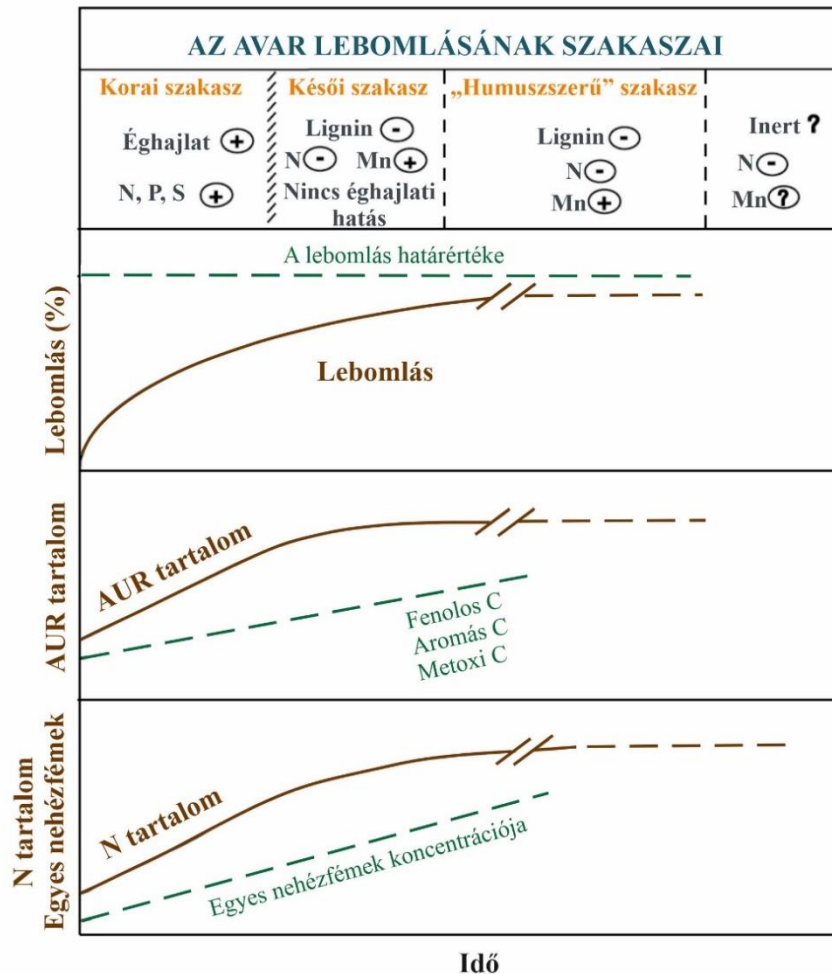
baktériumközösségek fajgazdagsága és száma (14. ábra). Míg a baktériumokat jelentősen befolyásolja a talaj pH-ja, addig a gombák kevésbé érzékenyek a közeg pH-jára. Rousk *et al.* (2010) vizsgálatai szerint a gombák relatív mennyiségére nem volt hatással a pH és a gombák diverzitása is csak gyengén korrelált a pH-val.



14. ábra. A talajok pH-ja és bakteriális diverzitása közötti összefüggés. Soil pH = talaj pH, phylogenetic diversity = filogenetikus diverzitás, number of phylotypes = a filotípusok száma (Lauber *et al.*, 2009)

2.4.1.2. A növényi maradványok kémiai szerkezete és C/N aránya

A felszín feletti növényi maradványok, gyökér maradványok és a mikrobiális biomassza összetevői nem egységesen bomlanak le. Az avar kezdeti összetétele a lebontás során fokozatosan változik, egyes összetevők hamar távoznak a rendszerből, míg mások hosszabb ideig változatlanok maradnak. A különböző avar összetételeknek és a lebomlást befolyásoló körülményeknek köszönhetően a lebomlás nagyon változatos, azonban egy általános trend leírható (15. ábra).



15. ábra. Az avar lebomlásának szakaszai. AUR=Acid Unhydrolyzable Residue (savban nem hidrolizálható maradék) (Berg & McClaugherty, 2014)

Berg és McClaugherty (2014) szerint az avar lebomlásának három fő fázisa van (15. ábra): I) a lebomlás korai szakasza – a friss, lehullott avar bomlása; II) a lebomlás késői szakasza – a részlegesen lebomlott maradványok bomlása és a III) a „humuszszerű” szakasz vagy határérték szakasz, ahol a lebomlott maradványok közel állnak ahhoz, hogy stabil szén frakciót képezzenek.

A lebontás első lépéseként az oldható szerves anyagok, tápanyagok mosódnak ki az avarból vagy degradálódnak. Ezek az oldható szerves anyagok a cukrok (elsősorban mono- vagy oligoszacharidok), kis molekulatömegű fenolok (pl. hidrolizálható tanninok), N-tartalmú vegyületek (peptidek). Ezt követi a hemicellulózok és cellulóz degradációja. A késői fázisban pedig a lignin degradációja történik meg. A boreális erdőkben az avar lebontásáért több mint 95%-ban a mikroorganizmusok felelősek (Persson *et al.*, 1980). Miután a levelek leestek, a gombák az elsők, amik megtámadják a leveleket a légzőnyílásokon keresztül, míg a kevésbé

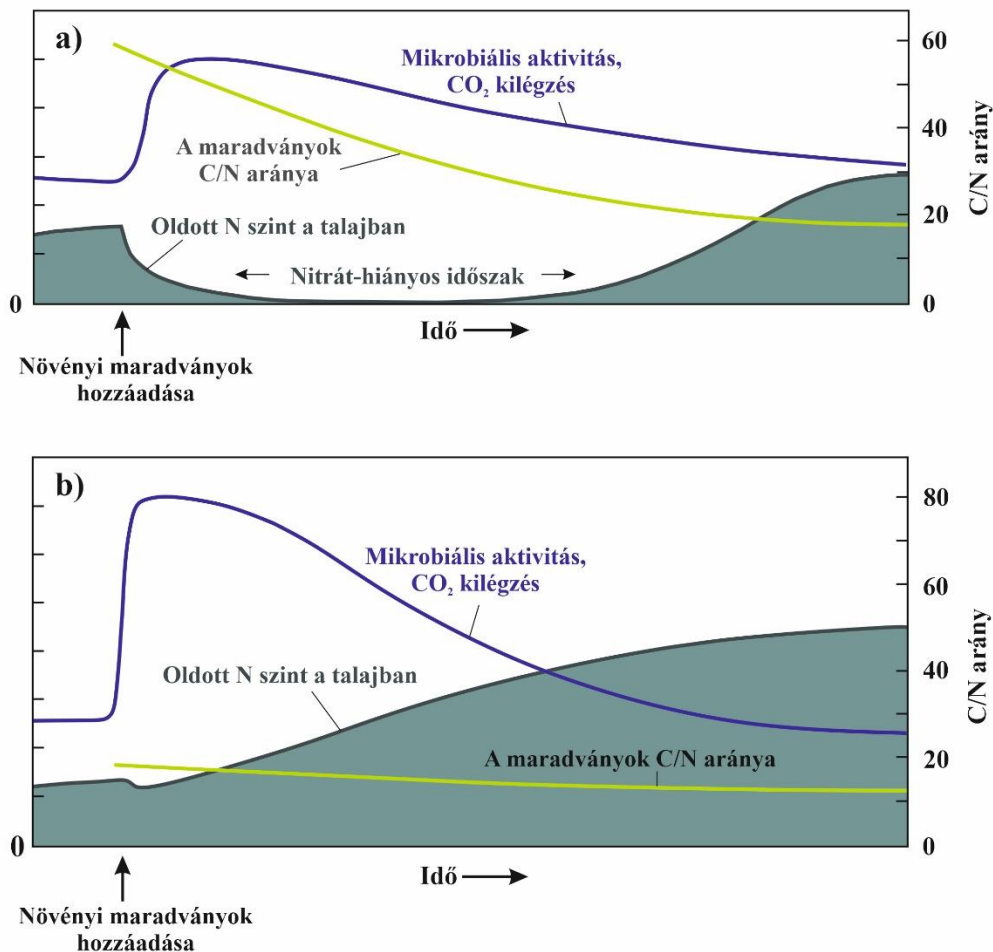
mobilis baktériumok a lebontás későbbi fázisában játszanak szerepet (Berg & McClaugherty, 2014).

Laboratóriumi kísérletek alapján az egyszerű monomerek, mint például a glükóz vagy aminosavak órákon vagy napokon belül képesek átalakulni, míg a biopolimerek (pl. poliszacharidok, proteinek) átalakulási ideje hosszabb (hetek), de a komplex heteropolimerek átalakulása hónapokban mérhető (von Lützow *et al.*, 2006). A lebontásnak jobban ellenálló aromás gyűrűket tartalmazó anyagok (lignin, lipidek, viaszok, kitin és szuberin) szelektíven ellenállnak a lebontásnak a növényi maradványok lebomlásának korai fázisában (Kalbitz *et al.*, 2003a; b). Azonban stabil $\delta^{13}\text{C}$ izotóp mérések eredményei alapján számos tanulmány vitába szállt a lignin szelektív megmaradásával (O'Brien & Stout, 1978; Nateloffer & Fry, 1988; Melillo *et al.*, 1989) sőt, Kiem és Kögel-Knabner (2003) CuO oxidációs lignin meghatározás alapján arról számolt be, hogy a lignin is viszonylag gyorsan átalakul és nem akkumulálódik a stabilizálódott SOM raktárban. Ez felhívja a figyelmet arra, hogy az SOM stabilizációja egy összetett folyamat, amelyért nem egyedül a lebomló növényi maradványok kémiai szerkezete, hanem több más, egymással együttesen és egymásra ható folyamat felelős.

A növények kémiai szerkezete és vegyületsorozatjai mellett C/N arányuk szintén fontos tényező, ami befolyásolja a lebontást. A növényi maradványok C/N aránya széles határok között mozog: egyes hüvelyesek, fűvek és friss levelek C/N aránya 10 és 30 között mozog, míg a kukoricaszár C/N aránya 60, a szalmáé (búza) 80, de a tölgy avarjáé 200 és a fenyő avarjának C/N aránya eléri a 300-at is (Brady & Weil, 2010; Robertson & Groffman, 2015; Blume *et al.*, 2016). Általánosságban véve a növények életkorával szöveteikben a proteinek aránya csökken, míg a lignin és cellulóz aránya, és ezzel együtt C/N arányuk nő (Brady & Weil, 2010). Az SOM átlagos C/N értékei erdőtalajok O-szintjében 45, A-szintjében 20; a B-szintben pedig 9, míg mezőgazdasági területeken a felszíni szántott réteg C/N értékei 8 és 15 között változnak (Brady & Weil, 2010). Míg a C nagyobb hányada távozik (CO_2 -ként) a lebomlás során, addig a N beépül a mikrobiális biomasszába, ezért a lebomlás előrehaladtával csökken az SOM C/N aránya (Blume *et al.*, 2016; Rasmussen *et al.*, 2018).

A talajok 25-ös C/N arány értéke kritikus értéknek bizonyult, ami alatt a N mineralizációja a domináns folyamat, e fölött viszont a mikroorganizmusok számára már nincs elegendő nitrogén (energia) a szénláncok bontására. Ennek eredményeként vagy leáll és/vagy lelassul a lebontás, vagy más forrásból veszik el a mikrobák a nitrogént (nitrát immobilizáció) (Brady & Weil, 2010).

A 16. ábrán látható, hogy milyen folyamatok játszódnak le akkor, amikor a talajba magas vagy alacsony C/N aránnyal rendelkező növényi maradvány kerül. Amennyiben magas C/N aránnyal (jelen esetben 60) rendelkező növényi maradvány kerül a talajba (16. a ábra), akkor megnövekszik a biológiai aktivitás és nagy mennyiségű CO_2 képződik. Ugyanakkor a biológiai aktivitás fenntartásához a mikroorganizmusoknak N-re van szüksége, amit nem tudnak felvenni az alacsony N-tartalmú növényi maradványból, ezért a talajból pótolnak NH_4^+ vagy NO_3^- formában. Így nincs, vagy csak kis mennyiségben áll rendelkezésre felvehető N a növények számára ebben a nitrát-hiányos szakaszban. Amint a C/N arány 20 alá csökken, a nitrogén már kellő mennyiségben áll rendelkezésre és a rendszer visszaáll a közel eredeti állapotra.



16. ábra. A magas (a) és alacsony (b) C/N arányú növényi maradványok talajba kerülésének következménye a mikrobiális aktivitásra, a talajban lévő oldott N szintre és a még le nem bomlott növényi maradványok C/N arányára (Brady & Weil, 2010)

Ezzel szemben, ha alacsony C/N arányú növényi maradvány kerül a talajba (16. b ábra), akkor nincs nitrát-hiányos szakasz, sőt a mikroorganizmusok számára több N áll rendelkezésre, mint amennyire szükségük van, ezért a lebomlás kezdete után nem sokkal a szerves N vegyületek egy része a talajoldatba kerül, fokozva ezáltal a növények számára rendelkezésre álló oldott nitrogénmennyiséget (Brady & Weil, 2010).

2.4.1.3. A talajok textúrájának és ásványi összetételének szerepe: az SOM stabilizációja

Az agyagásványoknak az SOM stabilizációjára tett hatásának vizsgálata évtizedek óta foglalkoztatja a kutatókat. Allison *et al.* (1949) az elsők között vizsgálták ezt a kérdéskört, akik a talajhoz kevert kukorica lebomlását vizsgálták egy inkubációs kísérletben, ahol kaolinitet, „talaj agyagot” és bentonitot kevertek a talajhoz. Eredményeik alapján a legtöbb szerves anyag a bentonitos, a legkevesebb pedig a kaolinites talajban stabilizálódott. Ezen korai kísérleti vizsgálatok után egyre többen foglalkoztak az ásványok és a szerves anyag kapcsolatának tanulmányozásával, de a kérdéskör igazán népszerűvé az elmúlt két évtizedben vált, amikor is valószínűsítették, hogy ezek a folyamatok kiemelt szerepet játszanak a talajok szerves anyagának hosszútávú (évszázados, évezredes) raktározásában (von Lützow *et al.*, 2008). Ma már tudjuk, hogy az SOM stabilizációja három eltérő mechanizmuson keresztül valósul meg: (i) a szerves anyag biokémiai stabilizációja (a mikrobiológiai lebontásnak ellenálló molekulák – ezeket az előző fejezetekben tárgyaltam), (ii) az SOM fizikai stabilizációja aggregátumok által és (iii) a kémiailag, ásványi-szerves kapcsolatok által védett SOM (Six *et al.*, 2002a). A továbbiakban ez utóbbi két stabilizációs mechanizmusról írok részletesen.

A stabil (a mikrobiális lebontásnak ellenálló) SOM kialakulásának egyik fontos oka, hogy a lebontó közösségek nem férnek hozzá a szerves anyaghoz, mert az mikro-(20–250 µm), és makroaggregátumokba (>250µm) zártan helyezkedik el. Ebben a folyamatban a talajbiótának kettős szerepe van (Oades, 1993; Jastrow *et al.*, 1998; Six *et al.*, 2002b): 1) a mikrobiális sejtek és váladékok, a gyökérváladékok és a faunális bélnyálkahártyák cementáló anyagokként funkcionálnak és egyúttal elzáródnak az aggregátumokba; 2) a növényi maradványok nagyobb töredékeinek aggregátumokhoz és ásványi részecskékhez tapaszthatás a gombafonalak és a gyökerek végzik – ezért nevezik biogén aggregációnak ezt a folyamatot. Az aggregátumokba zárt szerves anyag a lebontástól védett, mivel 1) a mikroorganizmusok és enzimeik korlátozottabban férnek hozzá a szerves anyaghoz; 2) az enzimek diffúziója az aggregátumok közötti térbe korlátozott és 3) az oxigénellátottság csökkenése miatt csökken az aerob lebontás mértéke (von Lützow *et al.*, 2006). Baldock és Skjemstad (2000) szerint van egy mérethatár, ami alatt nem férnek be az organizmusok a pórusokba, és ezalatt a határ alatt csak az

extracelluláris enzimek diffúzióján keresztül tud bejutni a szerves anyag. Az agyagtartalom növekedésével csökken a nagyobb pórusok aránya, ezért a magas agyagtartalmú talajoknál csökken a szerves anyag lebontásának mértéke amiatt, hogy a lebontó szervezetek nem férnek hozzá a szerves anyaghoz.

Blume *et al.* (2016) szerint a mikroaggregátumok évtizedeken keresztül stabilak maradnak, míg a makroaggregátumokat összekötő szerves anyag ragasztó szerepe csak néhány évig tart. Ezt támasztja alá Kögel-Knabner és Kleber (2011) összefoglalója, miszerint a makroaggregátumokban tárolt szerves anyaghoz 15–20 éves átlagos átalakulási idő rendelhető, és 100–300 év a mikroaggregátumokban tároltakkhoz képest.

Az aggregátumok által védett SOM mellett az SOM kémiai kölcsönhatása a talajok ásványi fázisával is jelentős stabilizáló tényező, hiszen pl., a talajok agyag szemcseméretű (<2 μm) frakcióiban előforduló korábban felsorolt hat ásványcsoport közül a gipszen kívül mindegyik ásvány hatékony a szerves anyag lebontás elleni védelmében (Barré *et al.*, 2014). Mégis az agyagásványok (<2 μm), az R_2O_3 felépítésű oxidok, elsősorban a Fe és Al oxidjai, 5–100 nm), rövid távon rendezett szerkezetű Fe-oxidok (3–10 nm) és amorf Al-oxidok (<3 nm) biztosítják leginkább azokat a felszíneket, amiken a szerves anyag meg tud kötődni (Torn *et al.*, 1997; Eusterhues *et al.*, 2005; Rasmussen *et al.*, 2005; Kögel-Knabner & Amelung, 2014; Kleber *et al.*, 2015).

A talajásványok és a szerves anyag közötti kötés-mechanizmusokat von Lützow *et al.* (2006) foglalták össze a 4. táblázat szerint. A szerves-ásványi kapcsolatok különböző kötési mechanizmusainak, stabilitásának mennyiségi meghatározása és értékelése a mai napig csak részlegesen ismert, mivel több kötési és stabilizációs folyamat hat egymás mellett egyszerre (von Lützow *et al.*, 2008). Azonban általánosságban elmondható, hogy a ligandumcsere és a többértékű kationhidak a legnagyobb energiájú kötéstípusok, míg a H-kötések, a hidrofób és a Van der Waals kölcsönhatások kevésbé erősek. A ligandumcsere főként az ásványi felületek (Fe-, Mn-, Al-oxidok, filloszilikátok szélei, allofánok, imogolitok) OH-csoportjai és a szerves anyag karboxil illetve fenolos OH csoportjai között jön létre, és a pH csökkenésével a hatékonysága nő (von Lützow *et al.*, 2006).

4. táblázat. A talajok szerves anyaga és ásványi fázisa között létrejövő kölcsönhatások (von Lützow et al., 2006)

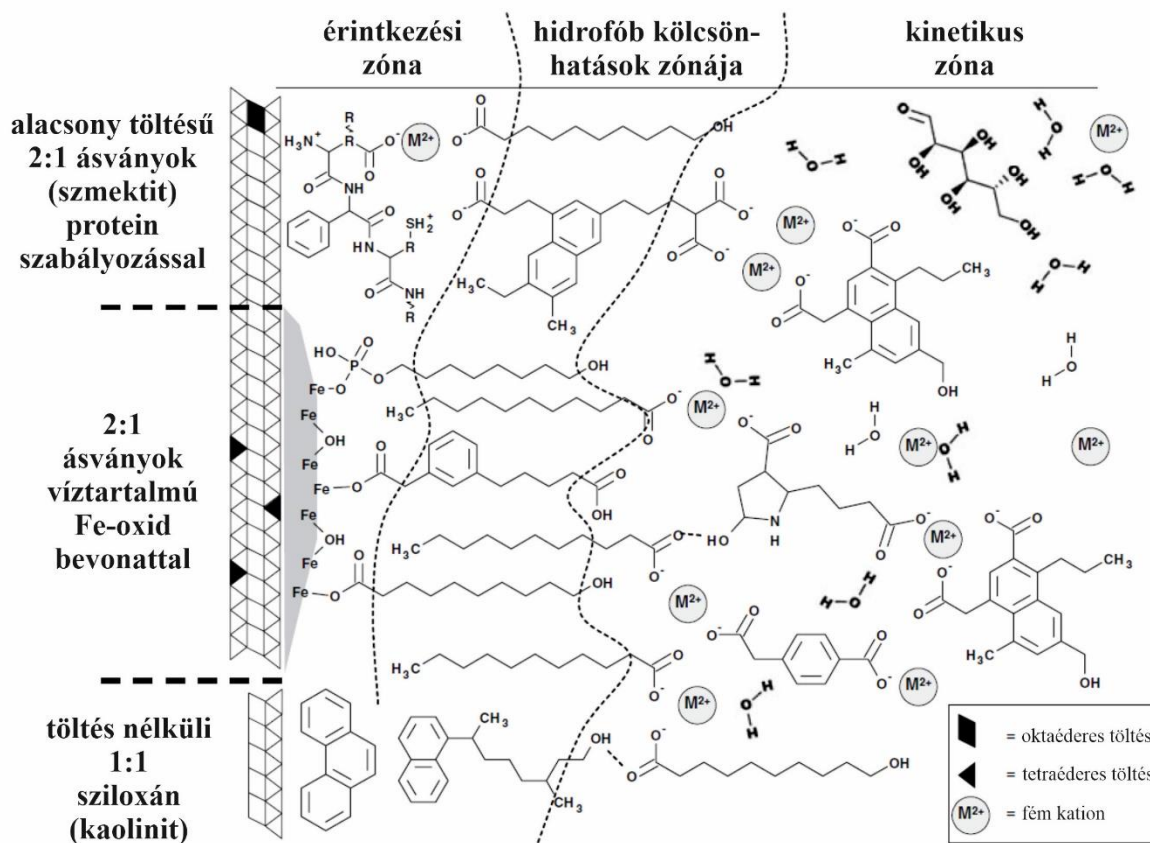
Mechanizmus		A kölcsönhatásban részt vevő vegyületek/felszínek
Ligandumcsere	Ligandumcsere	OH csoportok a Fe-, Al- és Mn-oxidokon OH csoportok a filloszilikátok szélein Allofán, imogolit Szerves anyag alifás vagy fenolos OH-csoportokkal Alifás savak (citromsav, almasav) Aminok, heterociklusos N
Többértékű kationhidak	Elektrosztatikus kationhidak ($\text{Fe}^{3+} > \text{Al}^{3+} > \text{Pb}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{Mn}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$)	Negatív töltésű funkciós csoportok: OH^- , COO^- Duzzadó agyagásványok: pl. szmektit, vermikulit Szerves funkciós csoportok: karboxil, karbonil, alkoholos OH^- mikrobiális poliszacharidok glükuronsav, galakturonsav, mannuronsav, piroszőlősav, borostyánkősav csoportokkal
Gyenge kölcsönhatások	Hidrofób kölcsönhatások Van der Waals erők H-kötés	Nem poláris, töltés nélküli felszínek Nem duzzadó rétegszilikátok (pl. kaolinit), semleges mikroterületek szmektiteken Kvarchomok Szerves anyag: töltés nélküli, nem poláris csoportok (aromás, alkil-C) Bármelyik ásvány, aminek oxigén van a felszínén, pl. kaolinit Szerves funkciós csoportok: karboxil, karbonil, fenolos OH^- , amin, heterociklusos-N

A kationhidakon keresztül történő kapcsolódás gyengébb, mint a ligandumcsere, de ez is egy fontos folyamata a szerves anyag és az ásványi fázis kölcsönhatásainak, elsősorban a negatív töltésű sziloxán (az oxigénrétegek olyan hexagonális elrendeződése, ahol minden oxigénhez két Si atom kötődik kovalensen, gyenge Lewis-bázisként, aminek köszönhetően a semleges sziloxán felszínnek hidrofóban viselkednek) felszínének esetében (Kleber *et al.*, 2015). A szerves anionok és az általánosságban véve negatív töltésű talajfelszínnek között taszító Coulomb-erő áll fenn, melyet kationok tudnak semlegesíteni, hidat képezve a két fázis közé. Neutrális és lúgos talajokban a Ca^{2+} és a Mg^{2+} , míg savas talajokban a Fe^{3+} és az Al^{3+} a legfontosabb többértékű kationok (von Lützwow *et al.*, 2006; Kögel-Knabner & Amelung, 2014).

A kötési mechanizmusok azonban jelentősen eltérnek a különböző ásványok között. Mikutta *et al.* (2007) goethit, pirofillit és vermikulit ásványokon határozták meg a különböző kötési mechanizmusok eloszlását. Eredményeik alapján pH=4-nél az egyes ásványokon a kötéstípusok eloszlása jelentősen eltért: goetit esetében a kötések 92%-a ligandumcsere, 8%-a pedig van der Waals jellegű kötés volt, pirofillitnél 13% ligandumcsere, 39% kation-híd, 49% van der Waals kölcsönhatás, míg a vermikulitnál 7% volt a ligandumcsere, 78% a kation-híd és 14% a van der Waals jellegű kölcsönhatás.

Kleber *et al.* (2007) modellje szerint (17. ábra) a szerves anyagok a fentebb tárgyalt kötési mechanizmusokkal az ásványok közvetlen érintkezési zónájában kapcsolódnak az ásványi fázishoz. A közvetlen érintkezési zóna mellett még két réteget, a hidrofób kölcsönhatások zónáját és a kinetikus zónát határozták meg az SOM amfifil tulajdonságainak és a proteinek szerves-ásványi komplexek képzésében betöltött szerepe alapján.

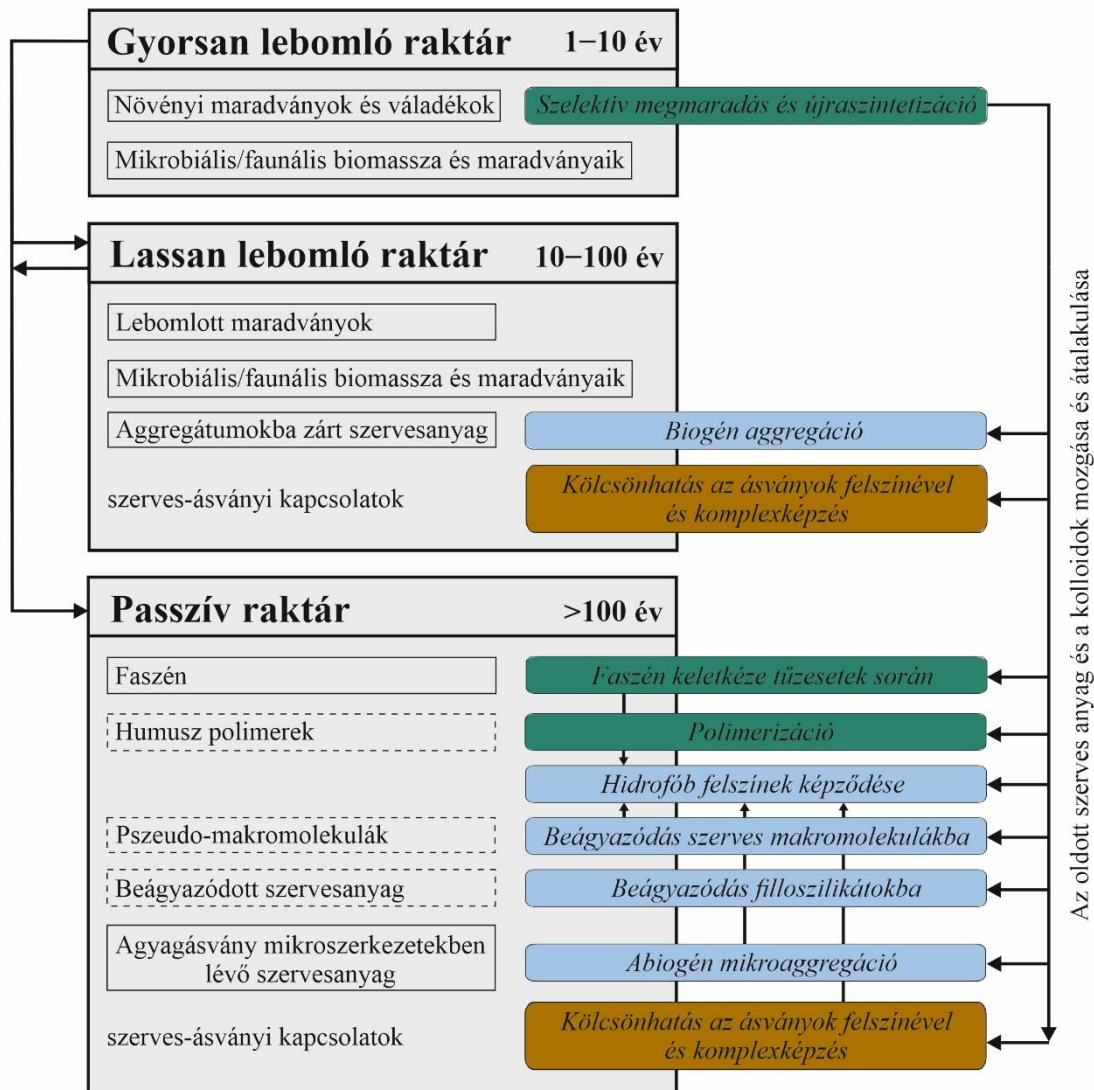
Kevés információ áll rendelkezésre a talajok ásványi összetétele és stabilizált szerves anyag kémiai összetétele között. Laird *et al.* (2001) ^{13}C NMR mérések alapján azt mutatták ki, hogy a durva agyagfrakcióhoz (0,2–2,0 μm) kötődő szerves anyagban inkább a karboxilos és az O-alkil csoportok dominálnak, míg kevesebb az aminosavak, zsírsavak, monoszacharidok és az aminocukrok aránya, mint a finom anyagfrakció (<0,002 μm) szerves anyagában. A kaolinithez kötődő szerves anyag inkább poliszacharidokat, míg a szmektittekhez kötődő szerves anyag inkább aromás vegyületeket tartalmaz (Wattel-Koekkoek *et al.*, 2001). Kögel-Knabner *et al.* (2008a) vizsgálatai alapján a vályogtalajok inkább poliszacharidokat és proteineket, míg homoktalajok inkább alifás molekulákat tartalmaznak.



17. ábra. A talajok szerves anyaga és az ásványi fázis közötti kölcsönhatások zonális modellje (Kleber *et al.*, 2007)

2.4.2. A lebontásnak különböző mértékben ellenálló SOM raktárak

Napjainkra már elfogadottá vált, hogy a talaj szerves anyagát nem egy homogén raktárra, hanem különböző átalakulási idővel rendelkező raktárakra bonthatjuk. Ezeket a raktárakat a lebomlásnak különböző mértékben ellenálló anyagok alkotják, ezek között szerepelnek pl. a néhány óra élettartamú gyökér váladékok, a néhány hét és hónap alatt lebomló növényi maradványok és a tízezer évekig is ellenálló szerves vegyületek (Trumbore, 2000; Kuzyakov, 2006; Schmidt *et al.*, 2011). Azonban von Lützow *et al.* (2008) szerint a legtöbb modellben a stabil, passzívnak tekinthető raktárat nem kellő részletességgel jelenítik meg és nem számolnak a passzív raktárat létrehozó különböző folyamatokkal, ezért ők egy olyan modellt fejlesztettek és alkalmazták két erdő és két szántott mezőgazdasági talajra, ahol a raktárakhoz rendelték az ott jellemző fő stabilizációs folyamatokat (18. ábra). Hármas felosztásukban az SOM raktárak a következők: I) 10 éven belül lebomló vagy aktív raktár; II) 10–100 év közötti lassan lebomló raktár és III) több mint 100 év (passzív raktár) átalakulási idővel jellemezhető raktárak.



18. ábra. Az SOM raktárak és azok stabilizációs folyamatainak modellje von Lützwow et al. (2008) szerint. A zölddel kiemelt folyamatok az elsődleges és másodlagos biológiai rezisztencia (*recalcitrance*) folyamatai, a kézzel jelölt folyamatok az SOM olyan folyamatoknak köszönhető stabilizációjának folyamatai, amik azt eredményezik, hogy a mikroorganizmusok nem férnek hozzá a szerves anyaghoz (*spatial inaccessibility*), a barnával kiemelt folyamatok a szerves-ásványi kölcsönhatásokat jelölik. A szaggatott vonallal jelölt raktárak feltételezett raktárak, amiknek a jelenlétét nem igazolták közvetlen mérésekkel.

Az aktív raktár a friss növényi maradványokból, gyökérvadékokból, a lebontó szervezetek ürülékeiből és faunális és mikrobiális maradványokból áll. Az itt jellemző fő stabilizációs folyamatok a biológiai stabilizáció és az újraszintetizáció. Azonban von Lützwow et al. (2006) kimutatták, hogy a talaj mikrobiális közössége képes bármilyen természetes eredetű szerves anyagot bontani, ezért véleményük szerint a szelektív megmaradás (vagyis egyes szerves

komponensek ellenállása a lebontással szemben) jelentőségét a korábbiakban túlértékelték. Illetve, ez a folyamat a lebontás korai fázisaiban jelentős, a későbbi fázisokban kevésbé dominál (von Lützow *et al.*, 2006; Marschner *et al.*, 2008), főként a magas szerves anyag-tartalmú rétegekben (von Lützow *et al.*, 2008).

A lassan lebomló raktár szerves anyagának stabilizációjában a biogén aggregáció mellett az ásványi felületeken történő megkötődés, komplexképzés a fémionokkal és az oldott szerves anyag szorpciója az ásványi felületekre játszik fontos szerepet. von Lützow *et al.* (2008) összefoglalója szerint a passzív raktárat az alábbi folyamatok alakítják ki: 1) abiotikus mikroaggregáció (a szerves anyag körül agyag szemcsék rakódnak le), mely során stabil agyag-szerves anyag komplexumok képződhetnek; 2) a hidrofób tulajdonságok növekedésével csökken a felszín nedvessége, ami csökkenti az enzimek SOM degradáló-képességét, valamint növekszik az aggregátum-stabilitás, és így a szerves anyag aggregátumokba való ágyazódása is növeli a stabilitást (Goebel *et al.*, 2005); 3) kölcsönhatás az ásványi felületekkel; és 4) tüzesetek során passzív szerves anyag keletkezése. Arról sem szabad megfeledkezni, hogy ezeket a mechanizmusokat pedogén folyamatok (pl. mállás-agyagásványok keletkezése, Fe-oxidok és Fe-hidroxidok keletkezése) kontrollálják, illetve a talajszelvényben való gondolkodás (mélység szerepe) is fontos.

A fentiekben részletezett folyamatok tükrében tehát nem kérdéses, hogy a talajok ásványi fázisának kiemelt jelentősége van szerves anyagok stabilizálásában, egyes kutatók (Hassink, 1997; Six *et al.*, 2002a; Stewart *et al.*, 2008, 2009; Feng *et al.*, 2013) az agyagtartalom alapján meghatározhatónak tartják a talajok szerves szénmegkötési potenciálját. Mégis Barré *et al.* (2014) szemle cikkükben azt a megállapítást teszik, hogy az ásványok szerves anyagot stabilizáló mechanizmusait kevesen veszik figyelembe, és kevesen vizsgálják a talajok finom frakcióját ásványtani szempontból, pedig ahogy a korábbiakban láttuk, a talajok agyagfrakciója változatos ásványtani összetétellel rendelkezik, ahol az ásványok különböző mértékben befolyásolják a szerves anyagok stabilizációját. Tehát továbbra is fontos kérdés a talajok szemcseméretének, és emellett az egyes szemcseméret osztályoknak az ásványtani vizsgálata, hogy azok hatását a szerves anyag lebomlásra vonatkozóan minél részletesebben megismerjük.

2.5. Az SOM lebomlásának vizsgálati módszerei

A mineralizálható, vagy labilis SOM raktár meghatározása a talajok szén ciklusának vizsgálata és a talajok szénkészletének a változó környezeti feltételekre adott válaszainak becslése miatt nagyon fontos. A mineralizálható SOM raktár mérésének leggyakoribb módszere a mineralizáció termékeinek (CO_2 , NO_3^-) meghatározása (Bremer *et al.*, 1994). Az aktív

szénraktárakat több méréssel vizsgáló kutatások (Alvarez & Alvarez, 2000; McLauchlan & Hobbie, 2004) alátámasztották, hogy az inkubációs kísérletek jól alkalmazhatóak ennek a raktárnak a becslésére. Ez történhet szabadföldi mérések során terepi körülmények között, vagy laboratóriumban kontrollált körülmények között. A szabadföldi és a laboratóriumi CO₂ mérések közös jellemzője, hogy azok általában rövidtávúak (pár napos, hetes vagy hónapos, ritkábban éves) de vannak “hosszútávúak” is (Collins *et al.*, 2000; Paul *et al.*, 2006), mégis ezek mindegyike csak egy részét méri a potenciálisan mineralizálható SOM-et.

A szabadföldi mérések előnye, hogy a talajokat eredeti körülményeik között vizsgálják. Pumpanen *et al.* (2009) szerint a terepi talajlégzés mérések az egyik legnehezebb mérések az ökoszisztéma gázcsere mérések közül, ezért nem alakult ki egy sztenderd módszer ezek mérésére. A klasszikus kamrás (nyílt vagy zárt) CO₂ mérések használhatóak alapvetően a talajokból kibocsátott CO₂ mérésére, főként mivel a kamrás mérések folytán a talajokból közvetlenül mérhetők a CO₂ kiáramlások, azonban a legtöbb kamrás módszer sem alkalmas arra, hogy a talajból érkező CO₂ kibocsátás forrásait el tudja különíteni (Kuzyakov, 2006).

2.5.1. Izotópok alkalmazása az SOM átalakulási idejének vizsgálatára

Az SOM lebomlásának fontos paramétere a lebomlás gyorsasága és az átalakulás ideje. A szén átalakulásának rátája a szénnek az egyik raktárból a másik raktárba történő átjutásának üteme. Dinamikus egyensúlyi körülmények között (azaz, ha egy adott raktárba ugyanannyi anyag (szén) jut be, mint amennyi kikerül), az átalakulás rátája egyenlő a raktárba egységnyi idő alatt bekerülő anyag mennyiségének a raktárban lévő teljes anyagmennyiséghez viszonyított arányával (Kuzyakov, 2006). Ebben az esetben az átlagos tartózkodási idő (MRT), azaz a szén átlagos tartózkodási időtartama egy adott raktárban az átalakulási ráta reciproka (Kuzyakov, 2006).

Six és Jastrow (2002) szerint az SOM átalakulási idejének meghatározására leggyakrabban használt módszerek, amik nem mesterségesen hozzáadott nyomjelzett anyagokat használnak, a következők: 1) az elsőrendű modellek; 2) a ¹³C természetes eloszlásán alapuló módszer; 3) a radiokarbon korhatározás és 4) a „bomba” ¹⁴C technika. Az általam alkalmazott mérés technikához kapcsolódva a továbbiakban csak a 2. módszert ismertettem részletesen.

2.5.1.1. A természetes ^{13}C természetes eloszlásán alapuló nyomjelzéses módszer

A természetes ^{13}C természetes eloszlásán alapuló nyomjelzéses módszerrel az évestől a több száz éves átalakulási rátájú SOM raktárak lebomlását jellemző paraméterek számíthatók ki (Balesdent & Mariotti, 1996). Kuzyakov (2011) szerint az izotópos nyomjelzés a leggyakrabban és legsikeresebben használt nyomjelző módszer a talajtanban is.

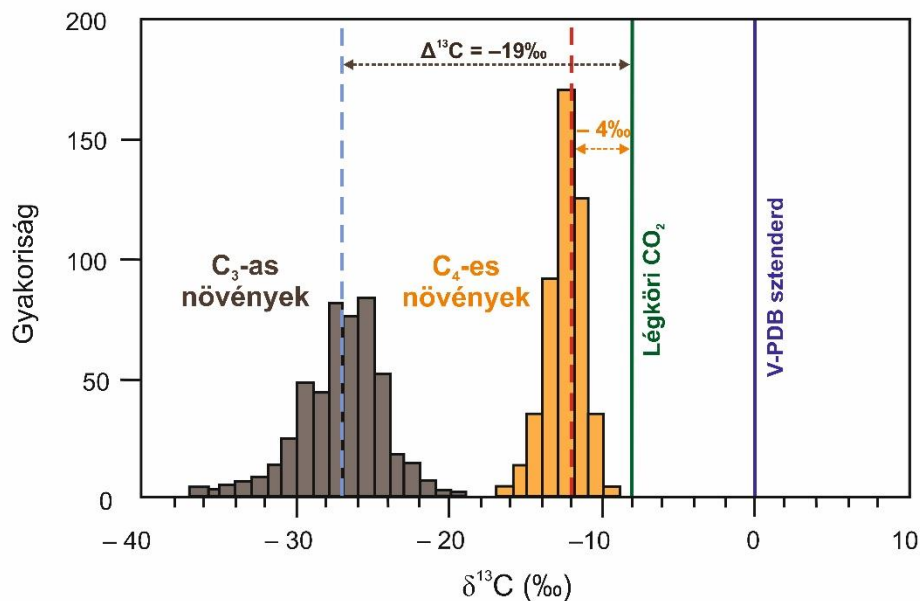
A természetben előforduló két stabil izotóp közül a ^{12}C gyakorisága 98,89 %, míg a ^{13}C gyakorisága csupán 1,11% (Meija *et al.*, 2016). Relatív gyakoriságuk azonban eltérő a Föld különböző szénraktáraiban, ami ahhoz vezet, hogy 120‰-nél nagyobb különbségek is előfordulhatnak például a természetben a nehéz izotópban dúsult tengeri karbonátok ($\delta^{13}\text{C}$ értéke +20‰) és a könnyű izotópban dúsult metán ($\delta^{13}\text{C}$ értéke -110‰) között (Hoefs, 2009).

A talajok izotópos nyomjelzettsége azon alapul, hogy a természetben a biológiai, kémiai és fizikai folyamatok során izotóp-frakcionáció megy végbe, így az egyes folyamatok eredményeként egyedi stabilizotóp értékek öröklődnek át a talajokba.

A talajok természetes izotópos nyomjelzettségét kialakító egyik alapvető folyamat a fotoszintézis. A növények légköri CO_2 fotoszintéziséről és a folyamatban érintett különböző mechanizmusokról Bender 1971-ben számolt be, elsőként leírva, hogy a különböző növényfajokban eltérő $\delta^{13}\text{C}$ értékek figyelhetők meg. A CO_2 fotoszintetikus megkötésének három különböző mechanizmusa különíthető el: a C_3 (Calvin–Benson) ciklus, a C_4 (Hatch–Slack) ciklus és a CAM-típusú CO_2 megkötés. A három fotoszintetikus ciklus közül a C_3 -as útvonal a legjellemzőbb, a növényfajok több mint 90%-a ide tartozik. A mérsékelt övben a C_3 -as növények az uralkodók, az összes fa ebbe a csoportba tartozik. Ezzel szemben mind a C_4 -es mind a CAM növények adaptálódtak a magasabb hőmérséklethez és azokhoz a területekhez, ahol kevés víz áll rendelkezésre, így ezek a növények a száraz, félszáraz vagy sós környezetekben gyakoriak, különösen a füves vegetációval borított félszáraz szubtrópusi területeken (Ehleringer, 1991).

A fotoszintézis során kinetikus izotóp frakcionáció zajlik, ahol a reakciótermékekben a könnyű izotóp dúsul fel. Azonban a frakcionáció mértéke eltérő a különböző fotoszintetikus utakat követő növényeknél. A C_3 -as növények esetében a nehezebb izotóppal szembeni diszkrimináció nagyobb, melynek következménye, hogy a C_3 -as növények $\delta^{13}\text{C}$ értéke átlagosan 19‰-el kisebb, mint a környező légköri $\delta^{13}\text{C}$ érték (átlag -8‰ a V-PDB sztenderdhez képest) (19. ábra) (Boutton, 1996; Hoefs, 2009). A Hatch–Slack ciklusnál a növények $^{13}\text{CO}_2$ szembeni diszkriminációja kisebb, ezért ezeknél a növényeknél átlagosan 4‰-el kisebb a $\delta^{13}\text{C}$ érték a légkörhöz viszonyítva (Werth & Kuzyakov, 2010). A CAM-típusú CO_2 megkötés során

a $\delta^{13}\text{C}$ értékek a sztenderdhez képest -10 -tól -28 ‰-ig terjedő értékeket vehetnek fel (Boutton, 1996).



19. ábra. A C_3 -as és C_4 -es növények $\delta^{13}\text{C}$ izotóp-összetétele a légköri CO_2 és a $\delta^{13}\text{C}$ mérésekhez használt sztenderd izotóp-összetételéhez viszonyítva. Ehleringer és Cerling (2002) ábrájának átrajzolásával. V-PDB sztenderd: az eredeti Dél-karolinai kréta PeeDee formáció Belemnitella americana ősmaradványában talált kalcium-karbonát sztenderd helyettesítő sztenderdje.

A természetes nyomjelzés vagy $\delta^{13}\text{C}$ természetes eloszlás módszere a következőkön alapul: 1) az eltérő fotoszintetikus CO_2 megkötés a C_3 és C_4 növények esetében; 2) és a feltevés, miszerint az SOM természetes eloszlás szerinti $\delta^{13}\text{C}$ értéke azonos annak a növényeknek a természetes eloszláson alapuló $\delta^{13}\text{C}$ értékével, amiből az SOM származik, mivel a C_3 -as és C_4 -es növények közötti izotópos különbség sokkal jelentősebb, mint az SOM lebomlása közben fellépő izotópos változások (Balesdent & Mariotti, 1996). Ezért a C_4 -es SOM-et tartalmazó talajon való C_3 -as növény termesztése, vagy ennek fordítottja egy *in situ* nyomjelzésnek felel meg. Ez az, amiért sokan használják ezt a természetes folyamatokon alapuló nyomjelzést vegetációváltásokon alapuló kísérleteknél. Ezzel a módszerrel kiszámítható az eredeti talajból származó C csökkenésének és az új vegetációból származó C beépülése üteme (Balesdent *et al.*, 1987).

A C_3 - C_4 vegetációváltás elméletét (Balesdent & Mariotti, 1996) a 20. ábra mutatja be, ahol a két különböző fotoszintetikus ciklust az A és a B jelzéssel láthatjuk. A vegetáció-váltás időpontjában (t_0) az SOM izotópos összetétele (δ_{A0}) közel azonos az eredeti vegetáció $\delta^{13}\text{C}$

értékével (δ_{vegA}). Ahogy ez az A vegetációból származó SOM lebomlik, a B növényzetből származó SOM fokozatosan helyettesíti. Így egy adott t időpillanatban kevert vegetációnál az SOM szénösszetétele a $C = C_A + C_B$ képlettel írható le, míg az SOM izotópos összetétele az alábbiak szerint alakul:

$$\delta_{AB}(C_A + C_B) = \delta_{AB}(C) = \delta_A C_A + \delta_B C_B, \quad (1)$$

ahol a C_A és C_B az SOM régi (A) és új (B) növényzetből származó mennyiségét jelöli külön-külön, a δ_A és δ_B pedig az A és B vegetációból származó SOM $\delta^{13}C$ értékeit mutatja. Ez alapján a talaj teljes szénösszetételének B vegetációból származó hányadát (F) a következők alapján lehet kiszámítani (Balesdent & Mariotti, 1996; Amelung *et al.*, 2008):

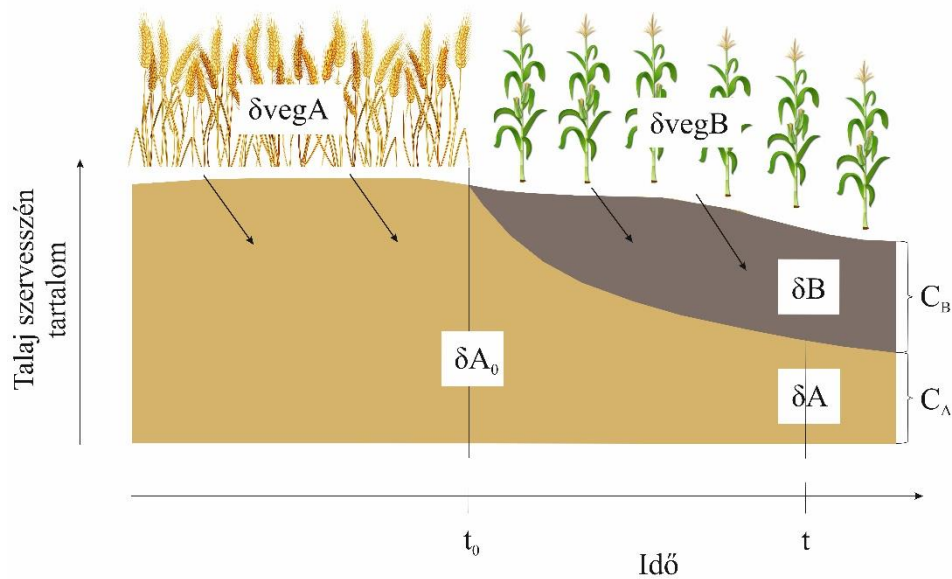
$$F = \frac{C_B}{C} = (\delta_{AB} - \delta_A) / (\delta_B - \delta_A) \quad (2)$$

Mivel a δ_A -t és a δ_B -t nem lehet közvetlenül mérni kevert növénytakarónál, ezért becsülni kell őket. Feltételezve, hogy a δ_B egyenlő az új vegetáció $\delta^{13}C$ értékével (δ_{vegB} , 26. ábra), míg a δ_A az eredeti talaj vagy csupán az eredeti vegetáció alatt kifejlődött, az új növényzettel kapcsolatba nem lépett kontroll talaj $\delta^{13}C$ értékével ($\delta_{REF A}$) egyezik meg. Így a B növényzetből származó hozzájárulást (F) a következőképpen lehet meghatározni (Balesdent & Mariotti, 1996; Amelung *et al.*, 2008):

$$F = (\delta_{AB} - \delta_{REF A}) / (\delta_{VEG B} - \delta_{REF A}) \quad (3)$$

A talajokban az új vegetációból vagy a frissen hozzáadott növényi maradványokból származó C mennyiségét ($C_{új}$) pedig ennek az F -értéknek és a talajok teljes szervesszén mennyiségének (C_{tot}) az ismeretében meg lehet határozni (Stewart *et al.*, 2008):

$$C_{új} = F \times C_{tot} \quad (4)$$



20. ábra. A C_3 - C_4 vegetációváltás alapjai. Az ábrán az eredeti A vegetációból származó SOM lecserélődése látható az új B vegetációból származó SOM-re. Balesdent & Mariotti (1996) alapján

Számos tanulmány (Balesdent & Balabane, 1992; Six *et al.*, 1999; Dignac *et al.*, 2005; Paul *et al.*, 2008; Pausch & Kuzyakov, 2012; Schiedung *et al.*, 2017; Poeplau *et al.*, 2018) alkalmazta a ^{13}C természetes eloszlásának módszerét arra, hogy az új növényzetből vagy a talajba bejutó friss szerves anyagból származó C arányát meghatározzák. A 3. egyenlet alapján ez a technika arra is alkalmazható, hogy a különböző kezelésekből származó szénhozzájárulást ki lehessen számolni.

2.5.1.1.1. A szénraktárak átalakulási rátájának becslése

Egy homogén raktárral számoló elsőrendű exponenciális, egyetlen átalakulási rátával jellemezhető modell (Stanford & Smith, 1972) a következőképpen írható le:

$$C_A = (C_A + C_B) \exp(-kt), \quad (5)$$

ahol C_A és C_B az eredeti (A) és az új (B) növényzetből származó SOM mennyisége külön-külön, a k a bomlási állandó, a t pedig a vegetációváltás óta eltelt idő. Az MRT pedig a bomlási állandó reciproka (Amelung *et al.*, 2008):

$$MRT = \frac{1}{k} = -t / \ln(1 - F) \quad (6)$$

Balesdent *et al.* 1987-ben használták először a természetes ^{13}C eloszlásos módszert két olyan francia kísérleti területen, ahol eredetileg C_3 típusú vegetáció volt, majd kukoricát (C_4 -es típusú növény) termesztettek rajta, hogy a C_3/C_4 vegetációváltást elérjék. Azóta számos tanulmány használta a ^{13}C természetes eloszlásának módszerét az SOM átalakulásának vizsgálatára, de Balesdent *et al.* (1987) munkája elővetítette az SOM-el kapcsolatos fő kérdéseket, amiket azóta a kutatók ezzel a módszerrel válaszoltak meg. Ezek a kutatási kérdések a következők: 1) a különböző talaj-, szövethez és ásványokhoz kötődő, különálló SOM frakciókat reprezentáló kémiai és/vagy fizikailag elválasztott SOM frakciók átalakulási idejének vizsgálata (Martin *et al.*, 1990; Bonde *et al.*, 1992; Balesdent *et al.*, 1998; Shang & Tiessen, 2000; Liao *et al.*, 2006; Dalal *et al.*, 2013); 2) a különböző SOM raktárak átalakulási idejének kiszámítása (Bernoux *et al.*, 1998; Derrien & Amelung, 2011); 3) a különböző kezelések és eltérő földhasználati hatások vizsgálata az SOM átalakulási idejére (Six & Jastrow, 2002; Zach *et al.*, 2006; Novara *et al.*, 2013) és 4) a különböző talajmélységekben lévő SOM átalakulási idejének összehasonlítása (Bernoux *et al.*, 1998; Flessa *et al.*, 2000).

2.5.1.1.2. A talajlégzés forrásainak elkülönítése

Az SOM átalakulási idejének kiszámítása mellett a ^{13}C természetes eloszlásának módszere kiválóan alkalmas a talajból származó CO_2 fluxusok eredetének elkülönítésére (Cheng, 1996). Ez az elkülönítés és a különböző talajlégzési források azonosítása pedig szintén kulcsfontosságú paraméter annak meghatározásában, hogy a talaj a légköri CO_2 nettó forrása vagy nyelője (Kuzyakov & Larionova, 2005).

A ^{13}C természetes nyomjelzéssel tehát elválaszthatók a 10. ábrán bemutatott különböző CO_2 források. Valamilyen C_4 -es növény C_3 -as SOM tartalmú talajon való termesztése (vagy ennek fordítottja) és a talajból származó CO_2 $\delta^{13}\text{C}$ értékének mérésével elválasztható egymástól a talajból és a növényből származó CO_2 . Amennyiben további adatok is rendelkezésre állnak a mikrobiális biomassza és a gyökerek $\delta^{13}\text{C}$ értékeiről, akkor a gyökérlégzés és a rizomikrobiális légzés valamint az SOM-ből származó alap légzés és a friss és holt növénymaradványokból származó mikrobiális lebontás szintén elválasztható egymástól (Kuzyakov, 2006). A természetes C_3/C_4 vegetációs különbségek tehát ezek alapján az autotróf (gyökérlégzés) és a heterotróf (a többi négy CO_2 forrás a 13. ábrán) légzés elkülönítésére is használhatók, ahogy ezt számos tanulmányban (pl. Rochette & Flanagan, 1997; Giardina *et al.*, 2004; Millard *et al.*, 2008) alkalmazták.

A növénymaradványokkal kezelt talaj és a növénymaradványokkal nem kezelt kontroll talaj $\delta^{13}\text{C}$ értékeinek összehasonlításával kiszámítható a “priming” hatás is (Kuzyakov, 2006). A 3. egyenlet alapján kiszámolható a növénymaradványokból származó C részaránya, a 4. egyenlet alapján (a C_{tot} helyett a talaj teljes CO_2 kibocsátását alkalmazva) pedig a növénymaradványok lebomlásából származó CO_2 mennyisége határozható meg (Shahbaz *et al.*, 2017a).

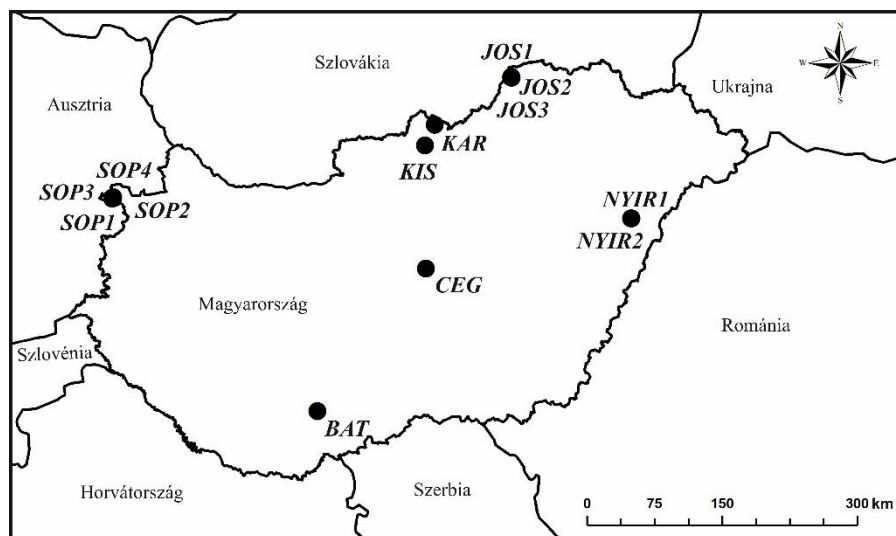
$$PE = (CO_{2\text{tot}} - CO_{2\text{új}}) - CO_{2\text{kontroll}}, \quad (7)$$

ahol PE a “priming” hatás, $CO_{2\text{tot}}$ a talaj teljes CO_2 kibocsátása, $CO_{2\text{új}}$ a növénymaradványok lebomlásából származó CO_2 , $CO_{2\text{kontroll}}$ pedig a növénymaradványokkal nem kezelt kontroll talaj CO_2 kibocsátása.

3. MÓDSZERTAN

3.1. Mintavételi területek bemutatása

A célkitűzésekben megfogalmazott célokat szem előtt tartva választottam ki a 13 talajminta helyszínét (21. ábra): 4 soproni (SOP1, SOP2, SOP3 és SOP4; Bidló *et al.* 2006), 3 jósvalői (JOS1, JOS2 és JOS3; Kiss 2012), karancslapujtői (KAR) és kisbárcányi (KIS; Sipos 2004; Németh and Sipos 2006), illetve egy bátaapáti mintát (BAT; Jakab *et al.* 2008) választottam ki, mivel ezek a talajok változatos ásványi összetételűnek ígérkeztek, különböző szerves anyag tartalommal. Ezek mellé még 3 homoktalajt is megmintáztam, ezek a Dél-Nyírségből (NYIR1 és NYIR2) és a Pilis–Alpári-homokhátról (CEG) származnak (21. ábra és 5. táblázat).



21. ábra. A 13 talajmintavételi helyszín

A Soproni-hegységi 4 talajminta (SOP1, SOP2, SOP3 és SOP4) a Vas-hegy, Dalos-hegy, Róka-domb, Hét-bükkfa által határolt területről származik, az egymástól legtávolabbi két mintavételi pont közötti távolság 1,5 km. A területen lombhullató és örökzöld erdei növényzet az uralkodó. Az erdő kora legalább 230 év, mivel már az Első Katonai Felmérés (1763–1785) idejében is erdő borította a területet. Az SOP1 talajon főként bükkfa (*Fagus sylvatica*) és erdeifenyő (*Pinus sylvestris*), az SOP2 talajon erdeifenyő (*Pinus sylvestris*), gesztenye (*Catanea sativa*) és közönséges nyír (*Betula pendula*), az SOP3 talajon erdeifenyő (*Pinus sylvestris*), gesztenye (*Catanea sativa*), közönséges nyír (*Betula pendula*) és bükkfa (*Fagus sylvatica*), az SOP4 talajon pedig bükkfa (*Fagus sylvatica*) található. A területen az évi középhőmérséklet 9,2°C, az éves csapadékmennyiség 700–750 mm (Dövényi 2010).

Az Aggteleki-hegységi 3 talajminta (JOS1, JOS2, JOS3) a Galagonya-hegy és a Szár-hegy 0,5 km-es környezetéből származik. A JOS1 talajon csertölgy (*Quercus cerris*), a JOS2 talajon

kocsánytalan tölgy (*Quercus petraea*), gyertyán (*Carpinus betulus*) és bükk (*Fagus sylvatica*), a JOS3 talajon a kocsánytalan tölgy (*Quercus petraea*) és a gyertyán (*Carpinus betulus*) a domináns növénytakaró. A területen az évi középhőmérséklet 8,5–8,8°C, az éves csapadékmennyiség 640–700 mm (Dövényi 2010).

A Cserhát-vidékről származó két minta közül az egyik (KAR) Karancslapujtó közeléből, a Cinegés-hegy és a Kápolna-hegy közötti nyeregről, a másik (KIS) a Kisbárkány település melletti Dolina-erdőből származik. Előbbi minta esetében a kocsánytalan tölgy (*Quercus petraea*) és a gyertyán (*Carpinus betulus*), második minta esetében a kocsánytalan tölgy (*Quercus petraea*) az uralkodó. A Karancs környékén az évi középhőmérséklet 8°C körüli, az éves csapadékmennyiség pedig 600–630 mm, míg a Központi-Cserhátban 9,0–9,5°C és 580–630 mm (Dövényi 2010).

A Geresdi-dombságból, a Bábaapáti településtől D-re fekvő Nagymórággyi-völgyből származó minta (BAT) uralkodó fafaja a kocsánytalan tölgy (*Quercus petraea*) és a csertölgy (*Quercus cerris*). A területen az évi középhőmérséklet 10°C, az éves csapadékmennyiség 640–680 mm (Dövényi 2010).

A Dél-nyírségi, Debrecentől K-re elhelyezkedő Csereerdőben lévő talajmintavételi pontok közül az egyik (NYIR1) erdei fenyő (*Pinus sylvestris*), a másikon (NIYR2) kocsányos tölgy (*Quercus robur*) és fehér nyár (*Populus alba*) az uralkodó fafaj. A területen az évi középhőmérséklet 9,6–9,8°C, az éves csapadékmennyiség 550–580 mm (Dövényi 2010).

A Pilis-Alpári-homokhátról, Ceglédbercel közeléből származó minta (CEG) uralkodó növénytakarója a kocsányos tölgy (*Quercus robur*), ami körülbelül 80–90 éves korú. A területen az évi középhőmérséklet 10,2–10,3°C, az éves csapadékmennyiség 510–530 mm (Dövényi 2010).

5. táblázat. A 13 vizsgált talajminta elhelyezkedése, mintavételi mélysége, talajszintje és talajtípusa

Mintakód	GPS koord. É	GPS koord. K	Kistáj beosztás ¹	Mintavételi mélység (cm)	Talajszint	Talajtípus
CEG	47°11'14.8"	19°40'55.2"	Duna–Tisza közti síkvidék, Pilis–Alpári-homokhát	0–20	A	humuszos homok
NYIR1	47°31'40.0"	21°43'46.1"	Nyírség, Dél-Nyírség	0–20	A	nem karbonátos humuszos homok
NYIR2	47°31'39.9"	21°43'54.0"	Nyírség, Dél-Nyírség	0–20	A	nem karbonátos humuszos homok
BAT	46°12'47.6"	18°36'00.8"	Mecsek és Tolna–Baranyai- dombvidék, Geresdi-dombság	0–3	A	ranker
JOS1	48°28'04.0"	20°32'18.5"	Aggtelek–Rudabányai-hegyvidék, Aggteleki-hegység	0–20	A	Ramann-féle barna erdőtalaj reliktum vörösagyagból, mészkövön
JOS2	48°28'16.1"	20°32'11.3"	Aggtelek–Rudabányai-hegyvidék, Aggteleki-hegység	0–20	AB	átmenet a humuszos vörösagyag és a Ramann-féle barna erdőtalaj között
JOS3	48°28'01.1"	20°32'21.0"	Aggtelek–Rudabányai-hegyvidék, Aggteleki-hegység	0–20	AB	vörösagyagos lejtőhordalékból humuszosodó vörösagyag
SOP1	47°39'34.1"	16°33'18.0"	Alpokalja, Soproni-hegység	0–20	A	pszeudoglejes barna erdőtalaj
SOP2	47°39'44.9"	16°33'55.4"	Alpokalja, Soproni-hegység	0–20	A	podzolos barna erdőtalaj
SOP3	47°39'49.1"	16°33'42.2"	Alpokalja, Soproni-hegység	0–20	A	savanyú nem podzolos barna erdőtalaj
SOP4	47°40'14.6"	16°33'53.6"	Alpokalja, Soproni-hegység	0–20	A	agyagbemosódásos barna erdőtalaj
KIS	48°00'55.7"	19°40'29.2"	Cserhát-vidék, Központi-Cserhát	0–20	A	agyagbemosódásos barna erdőtalaj
KAR	48°09'11.5"	19°46'20.6"	Cserhát-vidék, Karancs	0–20	AB	agyagbemosódásos barna erdőtalaj

¹Dövényi (2010) alapján

3.2. Mintavétel

A mintavételi helyeken pontmintaként vettem mintát a talajok felső 0–20 cm szintjéből, a BAT minta kivételével, mert ott a talajképző kőzet a felszínhez közel helyezkedik el, rajta csak egy nagyon vékony humuszos szint (3 cm) található, amiből a mintavétel történt. A mintázáskor a talajokat az avartól és a nagyobb gyökerektől megtisztítottam. A mintavételezés során, mintavételi helyszínenként három bolygatatlan mintát is gyűjtöttem a talajokból Vér-féle bolygatatlan mintavevő henger segítségével (Szalai 2012) a talajok porozitásának és vízkapacitásának laboratóriumi meghatározása érdekében. A laboratóriumba érkezésük után a mintákat szobahőmérsékleten kiszárítottam, 2-mm-es szitán szitáltam át, majd szobahőmérsékleten tároltam őket.

3.3. Alap kémiai és fizikai talajparaméterek mérése

A pH, karbonáttartalom, összes szervesszén (TOC)-tartalom, oldott szervesszén (DOC)-tartalom és az összes oldott nitrogén (TSN)-tartalom mérések a Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Földrajztudományi Intézetében (CSFK FTI) történtek. A desztillált vizes és KCl-os pH, valamint a karbonáttartalom Buzás (1988) alapján került meghatározásra. A TOC, DOC és TSN-tartalom meghatározását TOC/TN analizátoron (TOC-L, TN-L, Shimadzu) végezték. A DOC és TSN méréseket a talajmintákat ultratiszta vizes ($> 18 \text{ M}\Omega \text{ cm}$), 1:10 arányú, 2 órán át tartó kioldása után egy $0,45 \mu\text{m}$ átmérőjű nylon szűrőn (Millipore) keresztül történő szűrés előzte meg. Az összes N-tartalom mérést az Agrártudományi Kutatóközpont, Talajtani és Agrokémiai Kutatóintézetben mérték a Kjeldahl módszer alapján (Conklin 2014).

A talajok kationcsere-kapacitás mérését Gillman (1979) módszere alapján végeztem, a Mg koncentrációt atomabszorpciós spektrofotométeren határoztam meg (210VGP, Buck Scientific) a CSFK FTI-ben.

A Fe, Mn és Al elemek koncentrációjának méréséhez a talajmintákat kétféle kioldási módszer szerint készítettem elő: az egyik a ditionit-citrátos-bikarbonátos kioldás (Schwertmann 1973), a másik az ammónium-oxalátos kioldás (Holmgren 1967). Előbbi esetében a teljes Fe-tartalom, utóbbi esetében a kevésbé kristályosodott amorf Fe-tartalom kerül kioldásra. A Fe, Mn és Al elem-koncentrációk mérése az Atommagkutató Intézetben mikrohullámú plazma atomemissziós spektrométeren (MP-AES 4200, Agilent Technologies) történt.

A talajok szemcseméret-eloszlás vizsgálata az Agrártudományi Kutatóközpont, Talajtani és Agrokémiai Kutatóintézetében ülepitéses, pipettás módszerrel (Gee and Bauder 1986) történt.

3.4. Fourier-transzformációs infravörös spektroszkópiás mérés

A gyengített totálreflexiós Fourier-transzformációs infravörös spektroszkópiás (Attenuated Total Reflection Fourier Transform Infrared Spectroscopy, ATR FT-IR) mérések elsősorban a talajok ásványi fázisainak, közöttük az agyagásványok detektálásához használhatóak (Udvardi *et al.* 2014), míg a diffúz reflektanciás mérésekkel a spektrumok felbontása növelhető (Painter *et al.* 1985) és a víz sávok interferenciája csökkenthető, így kiválóan alkalmazható a talajok szerves anyagának vizsgálatára (Haberhauer and Gerzabek 1999).

6. táblázat Az ATR FT-IR spektrumok karakterisztikus hullámhossz értékei és a hozzájuk tartozó rezgések és társítható ásványok

Abszorpciós sáv (cm ⁻¹)		Ásványok	Referencia
~3696	O–H vegyérték rezgés	kaolinit	Madejova és Komadel (2001)
~3621	O–H vegyérték rezgés	muszkovit, illit, szmektit, kaolinit	Madejova és Komadel, (2001) Jung et al., 2010
~1009	Si–O vegyérték rezgés	szmektit, kaolinit	Madejova és Komadel, (2001)
~910	Al–Al–OH deformációs rezgés	muszkovit, illit, szmektit, kaolinit	Madejova és Komadel, (2001) Vaculicova és Plevova, (2005)
~798-779	Si–O–Si deformációs rezgés	kvarc	Reig et al., 2002
~695	Si–O deformációs rezgés	kvarc	Vaculicova és Plevova, (2005)
~646	Si–O deformációs rezgés	földpát/kaolinit	Huang és Kerr, (1960)
~530	Al–O–Si deformációs rezgés	muszkovit, illit, szmektit	Madejova és Komadel, (2001)

Az FT-IR spektroszkópiás mérések alapvetően a mintákban előforduló ásványi és szerves fázisok minőségi kimutatására alkalmasak, a karakterisztikus sávok sáv alatti területének (Dlapa *et al.* 2013; Udvardi *et al.* 2014) vagy az intenzitásuk hányadosával (Inbar *et al.* 1989; Chefetz *et al.* 1996; Dick *et al.* 2006; Amir *et al.* 2010), illetve egymáshoz viszonyított relatív abszorpciák (Haberhauer and Gerzabek 1999; Gerzabek *et al.* 2006; Tivet *et al.* 2013) alkalmazásával.

Az ATR-es méréseknél az ásványi fázisok kutatásom szempontjából releváns karakterisztikus hullámhossz értékeit az 6. táblázat, a DRIFT-es mérések szerves komponenseket vizsgáló karakterisztikus hullámhossz értékeit pedig az 7. táblázat mutatja be.

7. táblázat. A DRIFT FT-IR spektrumok karakterisztikus hullámhossz értékei és a hozzájuk tartozó szerves csoportok rezgései

Abszorpciós sáv (cm^{-1})		Referencia
~2920	Alifás aszimmetrikus C–H vegyérték rezgés	Haberhauer et al. (1998)
~2850	Alifás szimmetrikus C–H vegyérték rezgés	Niemeyer et al. (1992)
~1730	–COOH csoportokhoz kapcsolódó –C = O vegyérték rezgés	Niemeyer et al. (1992)
~1640	Karbonsav-anionok aromás C=C és C=O vegyérték rezgései	Stevenson (1982) Piccolo et al. (1992)
~1515	Aromás C=C vegyérték rezgés	Haberhauer et al. (1998)
~1420	CH és NH (amid II) deformációs rezgés és a COO ⁻ , CH ₂ csoportok C–O rezgései	Inbar et al. (1989)
~1050	C–O vegyérték rezgések (poliszacharidok) és O–H deformációs rezgések kombinációi	Grube et al. (2006) Inbar et al. (1989)

A Fourier-transzformációs infravörös spektrometriás mérésekhez a mintákat 63 μm alá porítottam achát mozsárban, és közvetlenül a mérés előtt 40°C-on kiszárítottam őket, hogy az abszorbeált vizet eltávolítsam a mintákból, mert ez jelentősen befolyásolja az OH csoportok és a H₂O molekulák rezgéseit (Udvardi *et al.* 2014). Az ATR FT-IR mérések egy RT-DLaTGS

detektorral felszerelt Bruker Vertex 70 spektrométeren készültek a CSFK Földtani és Geokémiai Intézetében. Az ATR mérések mellett diffúz reflektancia (DRIFT) feltétellel is végeztünk méréseket. A minták mérése előtt minden esetben megtörtént a háttér felvétele, majd a mérések három talajminta ismétléssel és három mérési ismétléssel, 16 szkenneléssel, a középső infravörös tartományban ($4000\text{--}400\text{ cm}^{-1}$), 4 cm^{-1} felbontással készültek. A mérés vezérléséhez és a spektrumok kiértékeléséhez az OPUS 7.2 szoftvert alkalmaztam. A spektrumok kiértékelésekor a háttér-spektrumok segítségével korrekciót végeztem a légkör CO_2 koncentrációjával és vízgőztartalmával, majd alapvonal korrekciót, normalizációt és simítást (13 pontos Savitzky–Golay) hajtottam végre. Az ATR-es spektrumok feldolgozásánál ezen felül ATR korrekciót is használtam a spektrális adatbázisokkal való összevethetőség miatt (Király 2017).

A minták DRIFT spektrumának felhasználásával aromaticitási indexet számoltam Inbar *et al.* (1989) alapján az 1640 cm^{-1} -es hullámszámon és az 2920 cm^{-1} -es hullámszámon mérhető abszorbanciák hányadosának felhasználásával.

3.5. Röntgen-pordiffrakciós mérés

A talajminták röntgen-pordiffrakciós (XRD) méréséhez a karbonátmentesített (10%-os ecetsavval) és porított mintákból ülepitéses módszerrel leválasztott agyagfrakciót ($< 2\text{ }\mu\text{m}$) használtam fel. Az ülepitéshez a mintákból 30g-ot mérőhengerbe helyeztem, desztillált vízzel öntöttem fel, 10 másodpercig ultragangoztam, felkevertem, majd 3 óra 20 percig hagytam ülepedni, hogy a Stokes-törvény alapján az agyagfrakció szétváljon a többi frakciótól. Ezután a felső 4 cm-et leszívtam és a leszívott mintát kiszáritottam. Az agyagásvány-diagnosztikához a kiszáritott és porított mintákból 40 mg-ot 2 ml desztillált vízzel összerázva 1-1 üveglemezre helyeztem fel az orientált etilén-glikolos és hevítéses felvételek elkészítéséhez. Az agyagásványok mennyiségi méréséhez orientálatlan mintákat készítettem elő az ülepitett és kiszáritott minták porításával.

Az előkészített minták röntgen-pordiffrakciós felvételei a Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézetének grafit monokromátorral felszerelt Rigaku Miniflex 600 diffraktométerével készültek a Cu-K α vonalát felhasználva. A mérés során alkalmazott beállítások a következők voltak: 40 kV gyorsító feszültség, 15 mA áramerősség, $2\text{--}70^\circ$ 2Θ mérési tartomány, $0,05^\circ$ 2Θ lépésköz és 2° 2Θ /perc goniométer sebesség. Az agyagásványok mennyiségét a Siroquant V4.0 szoftver segítségével a Rietveld finomítási módszerrel határozták meg.

3.6. Inkubáció

A 2 mm szemcseméret alá szitált 13 talajmintából mintánként 4×200 g-ot mértem be 1 l-es Duran® légmentesen záródó laboratóriumi üvegekbe, majd 50%-os szabadföldi vízkapacitás értékre beállítva a talajokat 20°C-on két inkubátorban (KBW 400 E5.1, Binder) tartottam 2016. 08.17–2016.08.29. között. Erre az előzetes inkubációra azért volt szükség, mert a talajok mechanikai bolygatása (szitálása), majd újranedvesítése az SOM mikrobiális felvehetőségét megváltoztatja és a talajlégzés megnövekedését okozhatja (Franzluebbers 1999).

Az előzetesen inkubált 200 g talajokhoz 1g aprított, 2 mm alá szitált és 40°C-on kiszárított kukoricaszárát kevertem, talajmintánként három ismétléssel és egy kontrollal (amibe nem került kukoricaszár).

A mintákat 2016.08.29-től kezdődően 163 napig inkubátorban, egyenletes hőmérsékleten (20°C) és állandó nedvességviszonyok mellett (a talajok szabadföldi vízkapacitásának 70%-ára beállítva), sötétben tartottam az Agrártudományi Kutatóközpont, Talajtani és Agrokémiai Kutatóintézetében. A talajok szabadföldi vízkapacitási víztartalom értékeinek meghatározása a talajok bolygatatlan talajmintáinak porozitás értékeinek felhasználásával történt. A 70%-os szabadföldi vízkapacitási érték beállítására azért került sor, mert ez az az érték, ami mellett a talajszerkezet bolygatása és tömörítése még a kis aggregátumok szétesése nélkül végrehajtható (Frøseth and Bleken 2015). A 163 napos kísérlet során a talajnedvesség-veszteségeket tömegméréssel mértem, és a mért, valamint a kezdeti értékek különbségei alapján pótoltam a veszteségeket a mérési napokon. A 20°C-os hőmérsékleti érték kiválasztása azért történt, mert Cooper *et al.* (2011) szerint a mikrobiális közösség szerkezetében, méretében és működésében lényeges változások állhatnak be akkor, ha a talajokat azok „normál” hőmérsékleti tartományán kívül inkubáljuk.

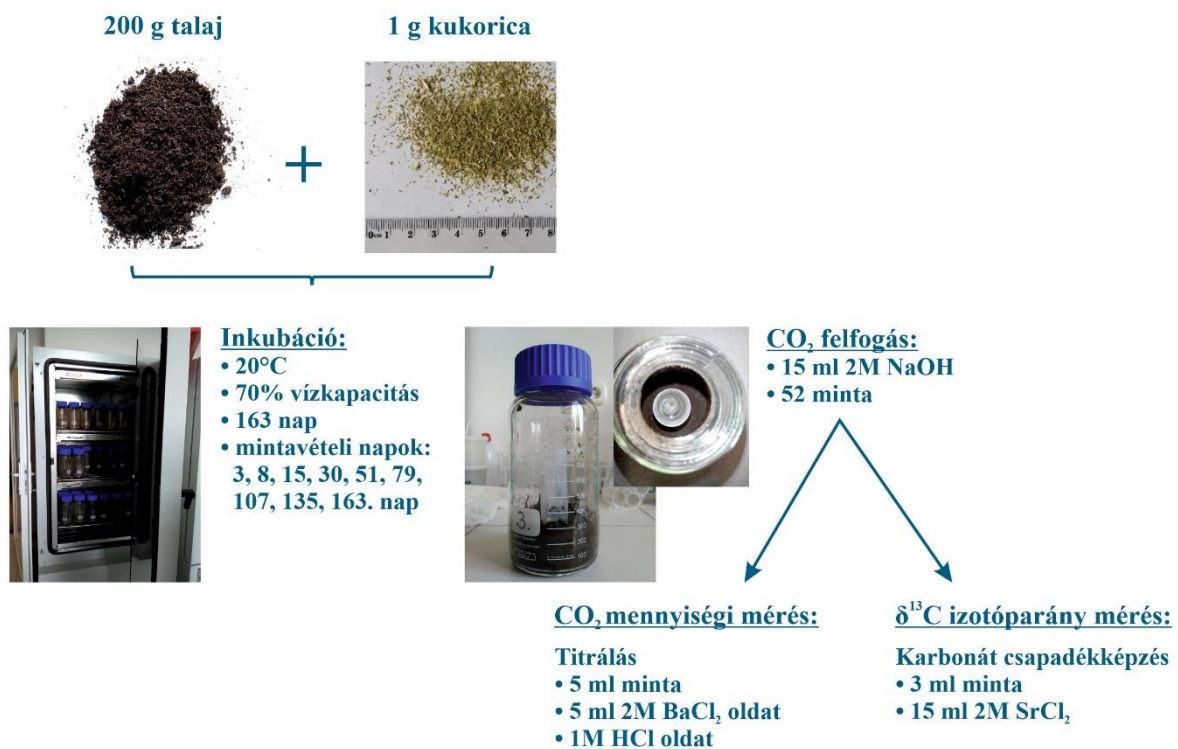
3.7. CO₂ mérés

A minták talajlégzésekor keletkező CO₂-t 15 ml 2M-os NaOH-ban fogtam fel a talajmintákat tartalmazó üvegekbe helyezett falcon-csövek segítségével (22. ábra). A 163 napos talajinkubációs kísérlet során a talajminták talajlégzését meghatározott időközönként – 3., 8., 15., 30., 51., 79., 107., 135. és 163. napon – mértem úgy, hogy a falcon-csöveket kicseréltem új, friss NaOH-ot tartalmazó falcon-csövekre. A kísérletben talajmintánként 3 kukoricával kezelt mintával, egy kontroll mintával és egy vak (talajt nem, hanem csak NaOH-t tartalmazó) mintával dolgoztam, így összesen 52 mintáról származnak adatok minden egyes mintavételi napon.

A mintákból titrálással módszerrel mértem a CO₂ koncentrációt, ezen felül ezek a minták szolgálták alapul a δ¹³C izotóparány méréshez is. Az alkáli csapdában felfogott CO₂ mennyiségét titrálással határoztam meg a mintacserék napján az MTA CSFK FTI-ben. A HCl-es titrálás BaCl₂ jelenlétében, fenolftalein indikátorral történt (Anderson 1982) az alábbiak szerint: minden egyes mintából 5 ml-t kivettem, majd 5 ml 2M BaCl₂ oldat hozzáadásával kicsaptam a karbonátot, majd 1M HCl oldattal, fenolftalein indikátor mellett titráltam a maradék NaOH-ot. A CO₂ mennyiségének kiszámítása az alábbi egyenlet alapján történt:

$$CO_2(g) = L \times c_{HCl} \times M_{CO_2}, \quad (8)$$

ahol L a HCl fogyása, a c_{HCl} a HCl molaritása, az M_{CO_2} pedig a CO₂ moláris tömege.



22. ábra. A kutatás alapjául szolgáló 163 napos talajinkubációs kísérlet vázlatja

3.8. δ¹³C stabilizotóp-elemzés

A talajok kilélegzett CO₂-jából szilárd karbonát fázis képzéséhez SrCl₂-ot használtam, mivel Harris *et al.* (1997) bebizonyította, hogy a CO₂ kicsapása CaCO₃-ként vagy BaCO₃-ként kevésbé hatékony, mint SrCO₃-ként, mely a legalkalmasabb a tömegspektrometriás mérésekhez. Azóta a szilárd fázisú izotóparány-mérő tömegspektrometriás (IRMS) mérések

karbonátképzésének bevált eszközévé vált a SrCl₂ használata (Kuzyakov and Cheng 2001; Fu and Cheng 2002; Blagodatskaya *et al.* 2011; Shahbaz *et al.* 2017).

A karbonátképzéshez 3 ml NaOH-ban felfogott CO₂ mintához 15 ml 2M SrCl₂-ot adtam hozzá mintánként, majd az így kapott csapadékot centrifugáltam 5200 fordulat/percen 10 percig és leöntöttem a felülúszót. A kicsapott SrCO₃ mintákat átmostam kiforralt desztillált vízzel és újra lecentrifugáltam. Ezt háromszor ismételt meg azért, hogy az összes NaOH eltávozzon a mintából, és a pH 7 közelében legyen. Ezután kiszárítottam a mintákat 60°C-on, majd achát mozsárban homogenizáltam őket.

A δ¹³C stabilizotóp-elemzések a CSFK Földtani és Geokémiai Intézetében, izotóparány-mérő vivőgázás tömegspektrométeren (Delta plus XP, Thermo Finnigan) történtek úgy, hogy a 350–400 µg-nyi karbonát mintákat vízmentes foszforsavval reagáltatták 70°C-on 1 óra reakcióidővel és a keletkező CO₂-ot elemezték. A méréshez használt laboratóriumi sztenderdeket a Nemzetközi Atomenergia Ügynökség által kibocsátott NBS-18, NBS-19 és LSVEC sztenderdekhez kalibrálták. A szénizotóp-összetétel a Craig (1953)-által bevezetett δ kifejezésként került megadásra az alábbiak szerint:

$$\delta (\text{‰}) = \frac{R_{\text{minta}}}{R_{\text{sztemderd}}} - 1 (\times 10^3), \quad (9)$$

ahol R a ¹³C és ¹²C hányadosa, a sztenderd pedig a V-PDB (Vienna-PDB: az eredeti Dél-karolinai kréta PeeDee formáció *Belemnitella americana* ősmaradványában talált kalcium-karbonát sztenderd helyettesítő sztenderdje). A CaCO₃-at tartalmazó minta esetében a mérést 10%-os HCl-el történő savazás előzte meg. Az eredmények és a mérési reprodukálhatóság alapján a δ¹³C stabilizotóp-elemzések pontossága ±0.1 ‰-on belül maradt.

A δ¹³C stabilizotóp-elemzések eredményeit felhasználva a 3. egyenlet alapján (ahol δ_{AB} = az adott mintavételi napon a kezelt mintából származó CO₂-nek, vagyis a belőle képzett SrCO₃-nak a δ¹³C értéke; δ_{REF A} = az adott mintavételi napon a kontroll mintából származó CO₂-nek, vagyis a belőle képzett SrCO₃-nak a δ¹³C értéke; δ_{VEG B} = a talajokhoz hozzákevert kukorica maradvány δ¹³C értéke) kiszámítottam azt, hogy az adott mintavételi napon a talajlégzés hány százaléka származott a kukoricából. Ezt az értéket felhasználva az 4. egyenlet alapján (ahol C_{tot} = az adott napon mért CO₂ mennyiség) kiszámítottam az adott mintavételi nap a talajban maradó kukoricából származó szénmennyiségét. A 163. napra vonatkozó kukoricából származó szénmennyiség a stabilizálódott kukorica-mennyiség. Emellett, a 7. egyenlet alapján kiszámítottam a talajokban mérhető „priming” effektust.

3.9. Kinetikai modell illesztése és statisztika

Az inkubáció alatt mért CO₂ értékekre illesztett kinetikai modellek általában egy, két vagy három szénraktárt különítenek el és becslik a raktárak nagyságát és átalakulási idejüket exponenciális lebomlást feltételezve (Molina *et al.* 1980; Jones 1984; Murayama 1984; Bonde and Rosswall 1987; Seyfried and Rao 1988). Doktori kutatásomban a 163 napos inkubáció alatt mért kumulatív CO₂ mennyiségi adatokra elsőrendű, exponenciális, két szénraktárral számoló egyenletet (10. egyenlet) logaritmizált formáját használtam Stanford & Smith 1972 alapján:

$$C = C_1(1 - e^{-k_1t}) + C_2(1 - e^{-k_2t}) \quad (10)$$

ahol C a t idő alatt mineralizálódott kumulatív szénmennyiség, C_1 a gyorsan lebomló szénraktár szénmennyisége, C_2 a lassan lebomló szénraktár szénmennyisége, k_1 a gyorsan lebomló szénraktár bomlási sebességi állandója, k_2 a lassan lebomló szénraktár bomlási sebességi állandója és t az inkubáció kezdete óta eltelt idő.

A modell paramétereit lehet nemlineáris regresszióval becsülni (Smith *et al.* 1980; Murwira *et al.* 1990; Riffaldi 1996; Fernández *et al.* 2007; Gillis and Price 2016), azonban több kutató (Benbi and Richter 2002; Böttcher 2004) problematikusnak tartja ezt a módszert, mert a k bomlási sebességi állandó és a C szénmennyiség modell paraméterek között feltételezhető szoros (inverz) kapcsolat (Paustian and Bonde 1987; Hyvönen *et al.* 2005). Munkámban ezért a két szénraktár lebomlásának sebességi állandóit (k_1 , k_2) az egyenlet linearizálásával, az un. „maradékok módszere”-ével (method of residuals) (Tarek 2015) határoztam meg.

A talajok mineralizációjának mérőszámai (kumulatív CO₂ kibocsátás, stabilizálódott kukorica mennyisége, „priming” effektus, bomlási sebességi állandó és átlagos tartózkodási idő) és a talajok szerves és ásványi paramétereik közötti kapcsolatot Pearson-féle korreláció-elemzéssel és lineáris regresszió-elemzéssel vizsgáltam, ahol az illesztés és becslés jóságának megállapításához a korrelációs együttható, az R^2 és a p -értékét ($p \leq 0,05$ esetén szignifikáns a vizsgált kapcsolat) vizsgáltam. A talajok közötti különbségeket egytényezős varianciaanalízissel (ANOVA) vizsgáltam, a Tukey-féle post hoc tesztet használva. A statisztikai elemzésekből kihagytam azokat a mintákat, melyeknek standardizált (nulla átlagú, egy szórású) értéke kisebb volt, mint -2,5 és nagyobb volt, mint 2,5.

4. EREDMÉNYEK ÉS ÉRTELMEZÉSÜK

4.1. A talajok jellemzése

4.1.1. A talajok alap kémiai és fizikai paramétereit

A talajok pH értékeit, CaCO₃-tartalmát és kationcsere-kapacitását a 8. táblázat mutatja be. A desztillált vizes és KCl-os pH értékek alapján az összes talaj savanyú (Filep & Füleky, 2010). A NYIR2, CEG és JOS3 talajok mérséketlen savanyúak, a JOS1, JOS2 és KIS minták erősen savanyúak, a NYIR1, BAT, SOP3, SOP1, SOP4 és KAR minták nagyon erősen savanyúak, míg a SOP2 minta extrém savanyú.

8. táblázat. A talajok alap kémiai paramétereit

	pH (d.v.)	pH (KCl)	CaCO ₃ (%)	CEC (mol/kg)
CEG	6,2	5,6	1,3	7,8
NYIR1	4,9	3,7	-	4,3
NYIR2	6,2	5,7	-	11,8
BAT	4,6	3,7	-	9,9
JOS1	5,7	4,8	-	29,4
JOS2	5,2	4,3	-	19,1
JOS3	5,9	5,5	-	16,9
SOP1	4,5	3,3	-	6,2
SOP2	3,7	2,8	-	6,8
SOP3	4,5	3,4	-	6,0
SOP4	4,3	3,3	-	7,7
KIS	5,1	4,0	-	16,9
KAR	4,5	3,2	-	8,1

D.v.: desztillált víz; CEC: kationcsere-kapacitás.

A legtöbb Közép-európai erdőtalaj az erősen savanyú kategóriába tartozik, a nagyon erősen savanyú és extrém savanyú kategóriákba az örökzöld erdők talajainak (podzolok) szerves szintjei tartoznak (Blume *et al.*, 2016). Az vizsgált minták erős, nagyon erős és extrém

savassága a barna erdőtalajok különböző mértékű fejlettségének, a talajokban lejátszódó különböző talajképződési folyamatoknak (humuszosodás, kilúgzás, agyagosodás, agyagvándorlás, podzolosodás, glejesedés és savanyodás) köszönhető, melyeknek következtében a savanyú, nem podzolos barna erdőtalajok hazánk legsavanyúbb talajai (Stefanovits, 2010). A NYIR1 talajnál pedig a növénytakaró (erdei fenyő) savanyító hatása miatt alakult ki nagyon erős savanyúság.

A talajok kationcsere-kapacitását leginkább a talajok agyagtartalma, szervesanyag-tartalma, az agyagásványok típusa és a talajok pH-ja befolyásolja (Blume *et al.*, 2016). A talajok CEC-értéke általánosságban véve 3–50 mol/kg értékek között mozog (Brady & Weil, 2010), 1 mol/kg-nál kisebb értékek a tiszta homokokban, 200 mol/kg-nál nagyobb értékek erősen humifikálódott tözegekben mérhetők (Blume *et al.*, 2016). A vizsgált minták közül a JOS1 minta 29,4 mol/kg-nyi CEC-értéke messze a legmagasabb, annak ellenére, hogy sem agyagtartalma, sem pedig szervesanyag-tartalma nem a legnagyobb (10. és 12. táblázat). A JOS2, JOS3 és KIS mintáknak szintén magas (19,1, 16,9 és 16,9 mol/kg) a CEC-értéke, míg a legalacsonyabb CEC-értékeket a NYIR1, SOP3 és SOP1 mintákban mértem (8. táblázat), köszönhetően ezeknek a talajoknak alacsony agyag- és szervesanyag-tartalmának.

A talajok Fe-, Al- és Mn-tartalma széles határok között mozog (9. táblázat). A legmagasabb ditionitos-citrátos-bikarbonátos Fe-tartalmak a jósvafői mintákban és az SOP3-as mintában mérhetők. A Fe-al összhangban a ditionitos-citrátos-bikarbonátos Al- és Mn-tartalmak is többnyire ezekben a mintákban a legmagasabbak, ami annak köszönhető, hogy a vörösayagos, üledékben a mállás olyan előrehaladott, hogy ezekben oxidok nagy mennyiségben képződtek. A SOP3 talajnál az erősen mállott csillámpalából szintén másodlagos agyagásvány képződött, amik széteséséből sok Fe-, Al- és Mn-oxid, -oxihidroxid képződhetett. Mind a ditionitos-citrátos-bikarbonátos mind az ammónium-oxalátos kioldással nyert legalacsonyabb Fe- és Al-tartalmak a CEG, NYIR1 és NYIR2 mintáknál mérhetők, ami a lösz alapkőzet ásványos összetételével és az ásványok alacsony fokú mállásával magyarázható. Az ammónium-oxalátos és a ditionitos-citrátos-bikarbonátos kioldásból nyert Fe-tartalmak (Fe_{OX} , ill. Fe_{CBD}) közötti különbség a KIS, SOP2, BAT és NYIR2 mintákban a legmagasabb (0,6–0,8 terjed). Az ammónium-oxalátos és ditionitos-citrátos-bikarbonátos kioldással nyert Fe-tartalmak aránya a mállás fokának mutatószáma, mivel a magas Fe_{OX}/Fe_{CBD} arányok az intenzív mállásnak vagy az aktív redoxfolyamatoknak köszönhetőek (Blume & Schwertmann, 1969). Mikutta *et al.* (2005) 12 savanyú altalajban mérték a Fe_{OX}/Fe_{CBD} arányokat; a durva agyagfrakcióban (0,2–2 μm) csak 3 minta, a finom agyagfrakcióban (<0,2 μm) pedig csak 1 minta Fe_{OX}/Fe_{CBD} aránya

haladta meg a 0,6-es értéket, de figyelembe kell venni, hogy ezek az értékek az altalajból származnak, ahol a mállás foka alacsonyabb.

9. táblázat. A talajok mért Fe-, Al- és Mn-tartalma

	Ditionitos-citrátos-bikarbonátos kioldás			Ammónium-oxalátos kioldás			Fe _{OX} /Fe _{CBD}
	Fe (mg/kg)	Al (mg/kg)	Mn (mg/kg)	Fe (mg/kg)	Al (mg/kg)	Mn (mg/kg)	
CEG	805	90,0	130	384	274	145	0,48
NYIR1	1510	210	95,0	569	331	90,3	0,38
NYIR2	1024	115	145	623	328	149	0,61
BAT	5602	1083	479	3445	1713	441	0,61
JOS1	20066	2210	1115	3410	4152	685	0,17
JOS2	22960	2415	835	3932	3184	580	0,17
JOS3	14254	1339	1984	4996	1820	1667	0,35
SOP1	8193	1210	720	4340	1578	531	0,53
SOP2	2651	1313	5	1761	1496	7	0,66
SOP3	13555	1280	1165	4068	1403	1115	0,30
SOP4	8608	1370	585	3643	1831	576	0,42
KIS	5244	930	2984	4194	1470	2647	0,80
KAR	8307	1030	20	2121	1258	31	0,26

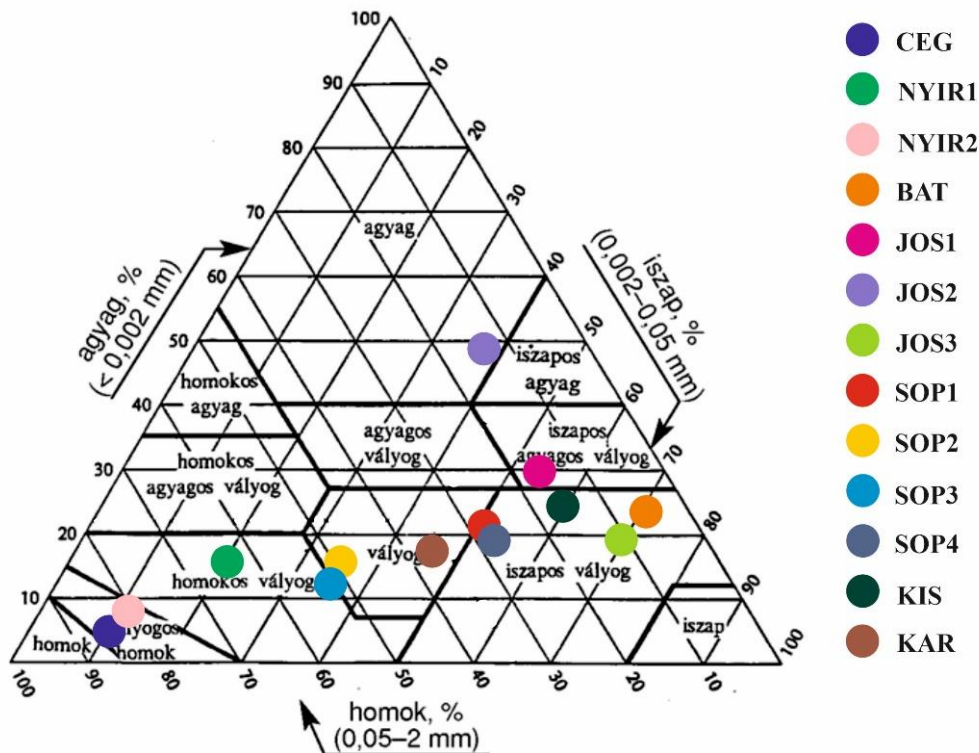
Az adatok relatív szórása ±5%. Az Fe_{OX}/Fe_{CBD} az ammónium-oxalátos és a ditionitos-citrátos-bikarbonátos Fe-tartalom hányadosa.

A talajok szemcseméret-eloszlás vizsgálatának eredményei alapján a talajok homok-, iszap- és agyagfrakciókba történő besorolását az 10. táblázat mutatja be, míg az ezen alapuló textúraosztályokba sorolás eredményei a 23. ábrán láthatóak. A CEG, NYIR2 és NYIR1 talajok a legdurvább szemcseméretűek, az első kettő vályogos homok, a NYIR1 talaj pedig homokos vályog. A SOP2 és SOP3 mintában szintén magas, 50% körüli a homoktartalom ezek a homokos vályog és vályog textúra-besorolások határán helyezkednek el. A JOS2 minta az

egyetlen, aminek közel 50%-os az agyagtartalma és alacsony a homoktartalma, ezért ez a minta az egyedüli, ami az agyag textúraosztályba tartozik. A többi minta közül a SOP1, SOP4, KIS, BAT és JOS3 minták az iszapos vályog, a KAR minta a vályog, a JOS1 minta pedig az iszapos agyagos vályog kategóriába sorolható. A BAT és JOS3 mintáknak nagyon magas, 70% körüli az iszaptartalma és ezeknek a mintáknak a legalacsonyabb a homoktartalma.

10. táblázat. A minták szemcseméret-eloszlása az agyag, iszap és homok frakcióban

	Agyag (%, v/v)	Iszap (%, v/v)	Homok (%, v/v)
CEG	4,6	11,3	84,1
NYIR1	15,8	20,2	64,0
NYIR2	5,8	13,0	81,2
BAT	23,7	71,2	5,1
JOS1	28,9	55,2	15,9
JOS2	48,3	39,6	12,1
JOS3	20,3	70,0	9,7
SOP1	18,7	52,2	29,1
SOP2	15,3	35,5	49,2
SOP3	11,9	36,1	52,0
SOP4	17,3	53,5	29,2
KIS	25,1	58,9	16,0
KAR	17,8	45,5	36,7

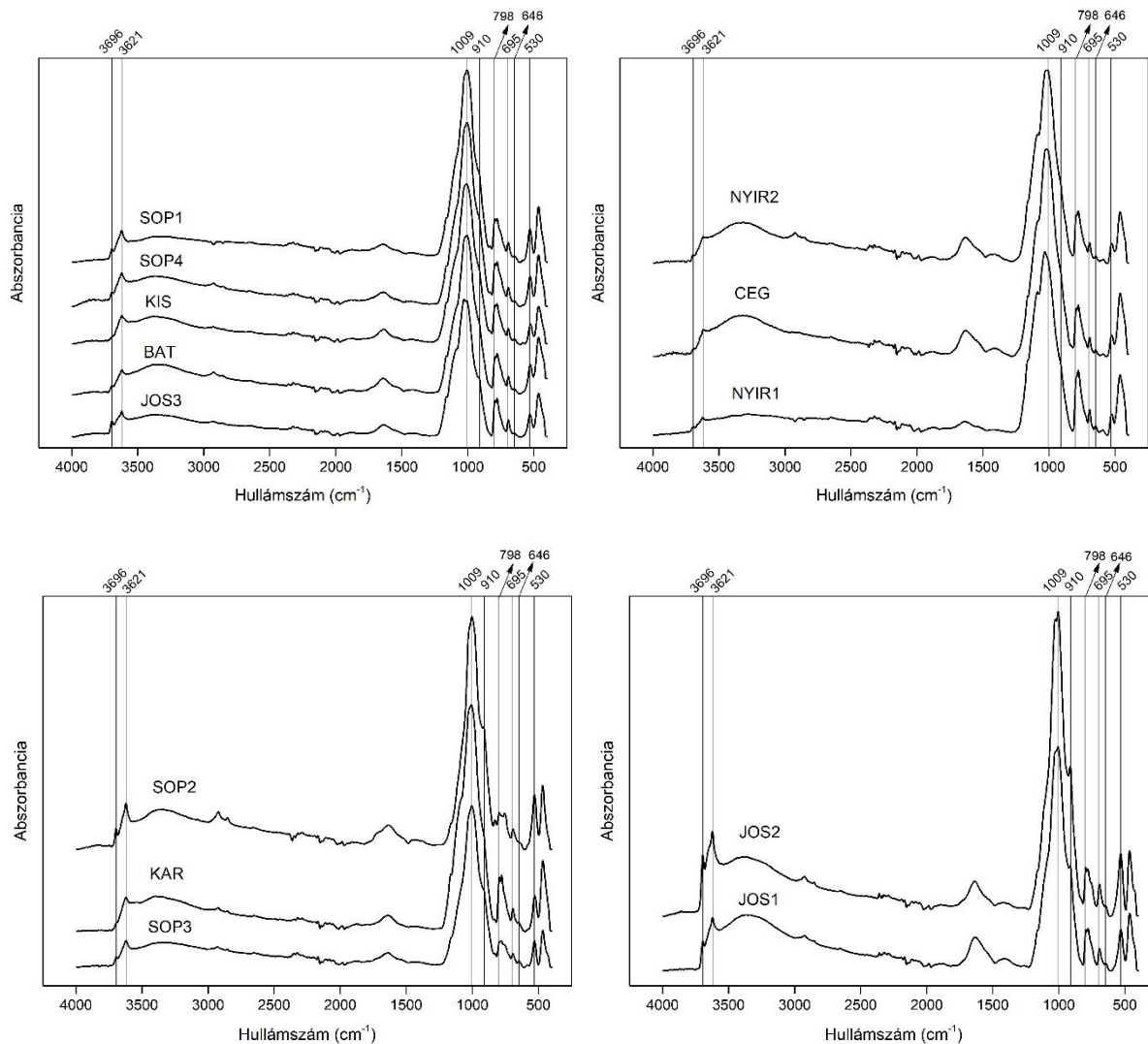


23. ábra. A 13 talajminta szemcseösszetétel szerinti (tömeg%) besorolása az USA Mezőgazdasági Minisztériuma (USDA) által kidolgozott textúraháromszög alapján.

4.1.2. A talajminták ásványi fázisának jellemzése

4.1.2.1. A Fourier transzformációs infravörös spektroszkópiás (FT-IR) mérések eredményei

Az FT-IR mérések eredményeiből készült spektrumok a 24. ábrán láthatóak. Az ábrákon feltüntetett infravörös sávok közül az összes (kivéve a SOP2 minta esetében a 646 cm^{-1} -en megjelenő sáv) azonosítható minden mintánál különböző intenzitásokkal. Ezek értékelését egy háromosztatú minősítési rendszer (11. táblázat) (Király, 2017) alapján végeztem el, mely szerint a sávokat intenzitásuk alapján három csoportra lehet osztani: erős, a többitől jól elkülönülő sáv; közepes intenzitású sáv és gyenge intenzitású sáv.

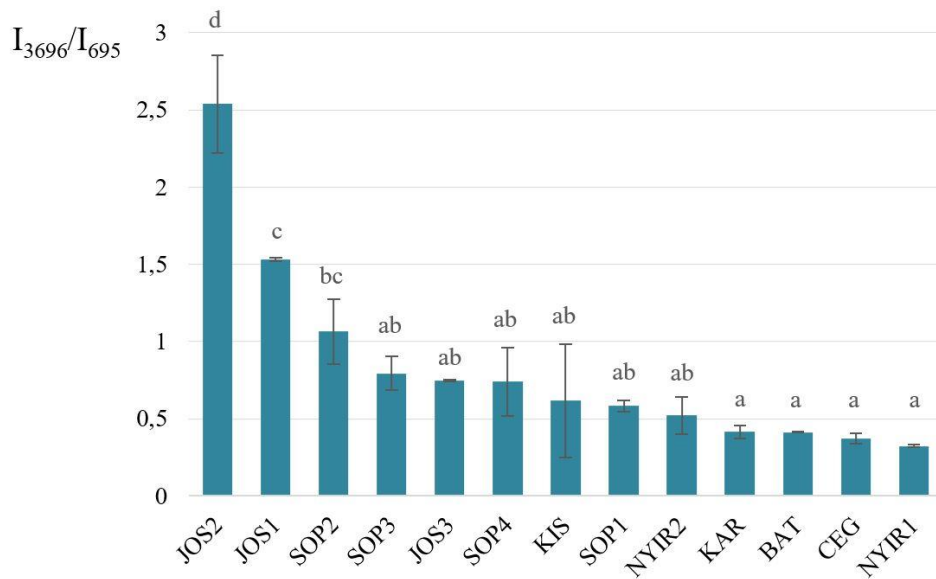


24. ábra. A minták ATR FT-IR spektruma. A kiemelt hullámszám értékek magyarázata a 6. táblázatban olvasható.

A 3696 cm^{-1} hullámhosszon megjelenő abszorpciós sáv a kaolinitre jellemző (Madejová & Komadel, 2001) és minden spektrumon megfigyelhető (24. ábra). A CEG, KIS és KAR minták kivételével az abszorpciós sávok minden minta estében jól elkülönülnek a többi sávától (11. táblázat), nagyobb intenzitású sávokat a JOS2, JOS3, SOP2, JOS1 mintáknál láthatunk (24. ábra). Ezt támasztja alá a kaolinitnek a 3696 cm^{-1} hullámszámon és a kvarcnak a 695 cm^{-1} -en mért abszorbanciáinak hányadosa, ami szerint a JOS2, JOS1, SOP2, SOP3 és JOS3 mintákban a legnagyobb a kaolinit aránya a kvarchoz képest, míg a NYIR1, CEG, BAT és KAR mintákban a legkevesebb ez az érték (25. ábra).

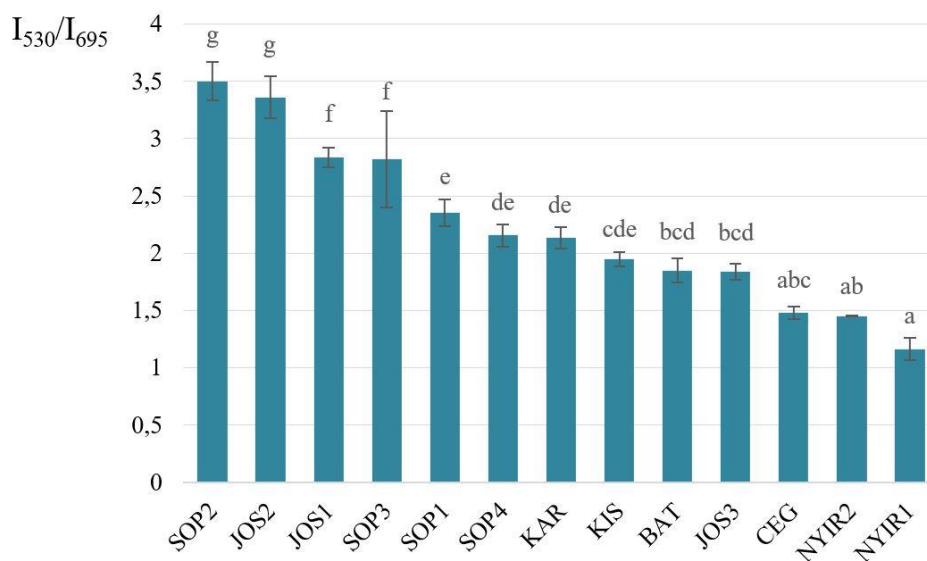
11. táblázat. Az ATR FT-IR spektrumok karakterisztikus sávjainak minősítése: a sötétszürke színezés az erős, többletől jól elkülönülő sávokat, a világosabb szürke a közepes intenzitású sávokat, a világosszürke a gyenge intenzitású sávokat jelölik a 13 talajminta esetében.

Abszorpciós sáv (cm ⁻¹)	~3696	~3621	~1009	~910	~798- 779	~695	~646	~530
CEG	Light Gray	Medium Gray	Dark Gray	Light Gray	Dark Gray	Dark Gray	Medium Gray	Dark Gray
NYIR1	Dark Gray	Dark Gray	Medium Gray	Light Gray	Dark Gray	Dark Gray	Medium Gray	Dark Gray
NYIR2	Dark Gray	Dark Gray	Dark Gray	Light Gray	Medium Gray	Dark Gray	Medium Gray	Dark Gray
BAT	Dark Gray	Dark Gray	Dark Gray	Light Gray	Dark Gray	Dark Gray	Medium Gray	Dark Gray
JOS1	Dark Gray	Dark Gray	Dark Gray	Dark Gray	Dark Gray	Dark Gray	Medium Gray	Dark Gray
JOS2	Dark Gray	Dark Gray	Dark Gray	Dark Gray	Dark Gray	Dark Gray	Medium Gray	Dark Gray
JOS3	Dark Gray	Dark Gray	Dark Gray	Dark Gray	Dark Gray	Dark Gray	Medium Gray	Dark Gray
SOP1	Dark Gray	Dark Gray	Dark Gray	Light Gray	Dark Gray	Dark Gray	Medium Gray	Dark Gray
SOP2	Dark Gray	Dark Gray	Dark Gray	Medium Gray	Medium Gray	Dark Gray	White	Dark Gray
SOP3	Dark Gray	Dark Gray	Dark Gray	Light Gray	Medium Gray	Dark Gray	Dark Gray	Dark Gray
SOP4	Dark Gray	Dark Gray	Dark Gray	Light Gray	Dark Gray	Dark Gray	Dark Gray	Dark Gray
KIS	Light Gray	Dark Gray	Dark Gray	Light Gray	Dark Gray	Dark Gray	Dark Gray	Dark Gray
KAR	Light Gray	Dark Gray	Dark Gray	Light Gray	Dark Gray	Dark Gray	Medium Gray	Dark Gray



25. ábra. A talajoknak a 3696 cm^{-1} hullámszámon (kaolinit) és a 695 cm^{-1} hullámszámon (kvarc) mért intenzitásainak hányadosa az értékek csökkenése szerint (a szórás feltüntetésével).

A 3621 cm^{-1} -es sáv minden mintában (kivételesen a CEG minta) jól elkülönül (11. táblázat), intenzitása azonban a vályogos homok (CEG és NYIR1) és a homokos vályog (NYIR2) mintákban jóval alacsonyabb, mint a nagyobb agyagtartalmú mintákban (24. ábra). Ez a sáv a muszkovit, illit, szmektit és kaolinit ásványok O–H vegyértékrezgéseit reprezentálja (Madejová & Komadel, 2001). Az 1009 cm^{-1} -es sáv szintén több ásványhoz, a szmektitekhez és kaolinithez köthető (Madejová & Komadel, 2001), ez szintén minden mintánál nagy intenzitással figyelhető meg (24. ábra, 11. táblázat). Ugyanez elmondható a 530 cm^{-1} -en megjelenő Al–O–Si deformációs rezgésre, mely a muszkovit, illit, szmektit jelenlétére utal (Madejová & Komadel, 2001), ahol szintén a JOS2, JOS1 és SOP2 minták intenzitása a legnagyobb. A minták ezen sávjának és a kvarcnak a 695 cm^{-1} -en mért abszorbananciáinak aránya szintén azt mutatja, hogy a SOP2, JOS2, JOS1 és SOP3 minták muszkovit, illit és szmektit aránya a legmagasabb a kvarchoz viszonyítva, míg a NYIR1, NYIR2 és a CEG mintákban a legalacsonyabb (26. ábra), mely az előbbi talajok előrehaladottabb mállottsági fokára utal.



26. ábra. A talajoknak az 530 cm^{-1} hullámszámon (muszkovit, illit és szmektit) és a 695 cm^{-1} hullámszámon (kvarc) mért intenzitásainak hányadosa az értékek csökkenése szerint (a szórás feltüntetésével).

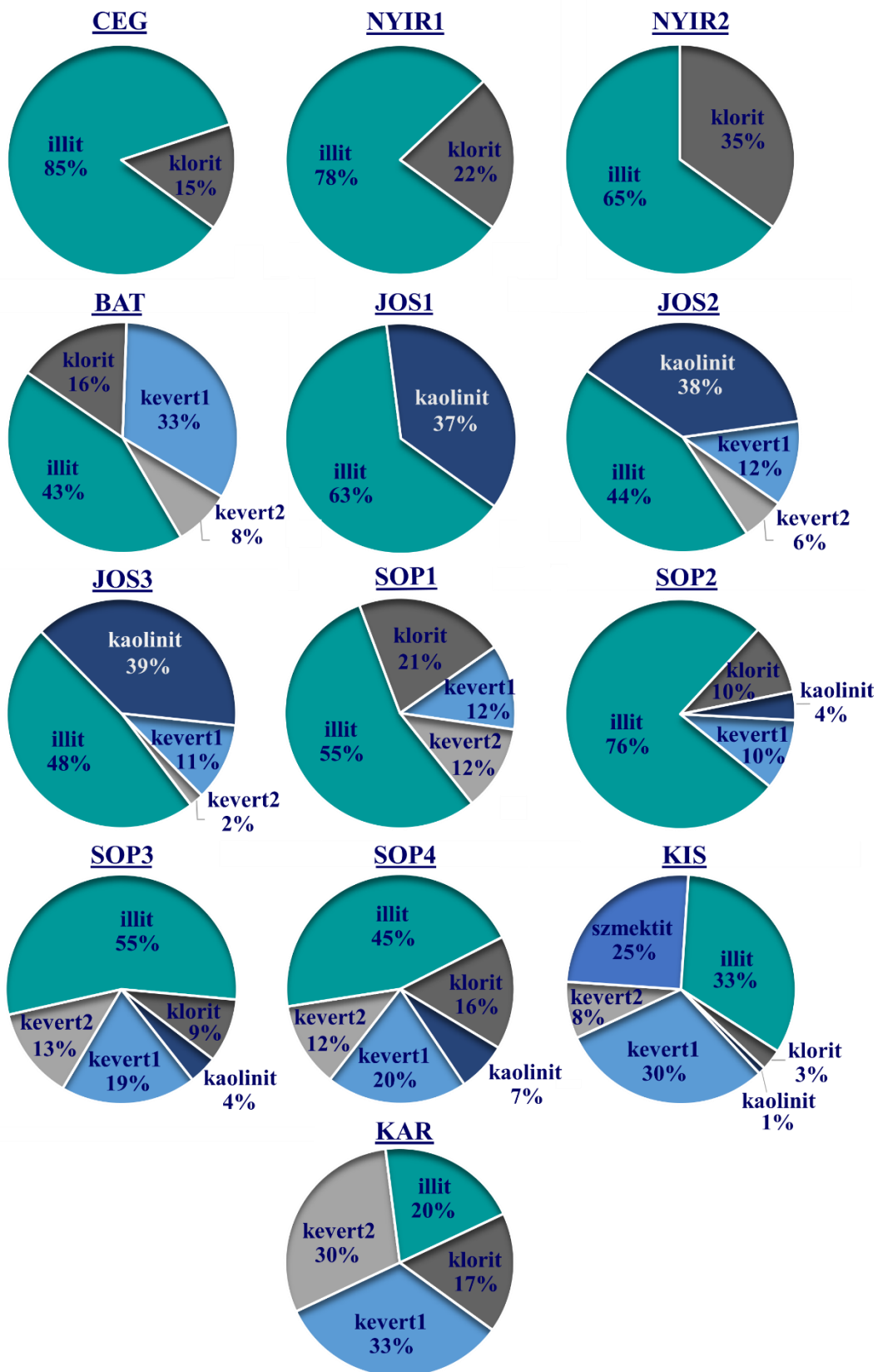
4.1.2.2. A röntgen-pordiffrakciós analízis (XRD) eredményei

A talajok $2\text{ }\mu\text{m}$ alatti frakciójában minden mintában detektálható volt kvarc – ahogy ezt az ATR FT-IR-es mérések is igazolták – és földpát is. A talajok $2\text{ }\mu\text{m}$ alatti frakciójában a legdurvább szemcseméretű három mintában (CEG, NYIR1, NYIR2) a rétegszilikátok közül csak illit és klorit volt kimutatható, az illit túlsúlyával (27. ábra). A karancslapujtói minta (KAR) kivételével a finomabb szemcseméretű mintákban is az illit az uralkodó agyagásvány (27. ábra). Ez összecseng azzal a megállapítással, miszerint a lombhullató növényzettel rendelkező erdőtalajok főként illit-szmektit ásványtársulással rendelkeznek (Velde & Meunier, 2008). Kögel-Knabner *et al.* (2008b) irodalmi adatokat összehasonlító táblázatának talajszintjeiben is megfigyelhető az illit dominanciája a rétegszilikátok között. Az illit főként az alapkőzetből (pala, homokkő, mészkő, lösz és alluviális üledékek) átöröklött vagy a muszkovit mállásából származó ásvány (Allen & Hajek, 1989). Az elsődleges muszkovitból származó illit könnyen vermikulittá és szmektitté alakul át (Velde & Meunier, 2008; Sverdrup *et al.*, 2019), ezért az illit jelenléte a mállás alacsonyabb fokára utal. Ezért a klorit mellett, melynek jelenléte szintén a mállás alacsonyabb fokára utal (Barton & Karathanasis, 2002; Brady & Weil, 2010), csak az illit található meg a legdurvább szemcseméretű (CEG, NYIR1, NYIR2) mintákban.

Klorit a jósvafői minták (JOS1, JOS2 és JOS3) kivételével a többi mintában megfigyelhető, de csak kis mennyiségben (9–21%, 27. ábra). Az ATR FT-IR mérések eredményeivel összhangban, az XRD mérések alapján a kaolinit jelentős mennyiségben a jósvafői mintákban

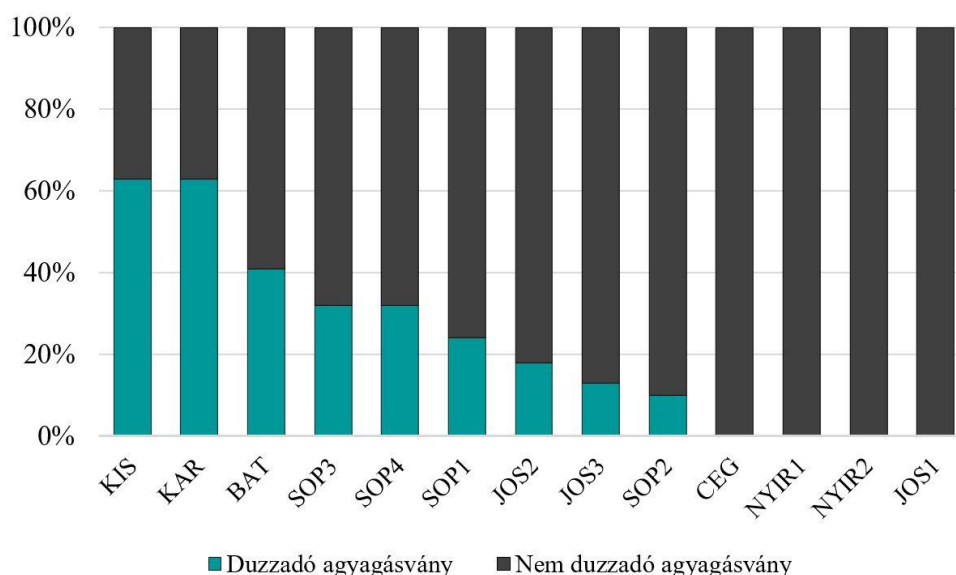
fordul elő (az agyagásványok kb. 38%-a, 27. ábra), de kis mennyiségben (1–7%) három soproni (SOP2, SOP3 és SOP4) és a kisbárkányi (KIS) mintában is mérhető volt (27. ábra). A jósvafői minták a Kiss-féle (Kiss, 2012) talajtípus-besorolás alapján mindegyik talaj vörösayagon fejlődött ki. A vörösayagok olyan fosszilis talajok, amelyek többnyire nedves, meleg éghajlaton, trópusi, ill. szubtrópusi körülmények között képződtek (Stefanovits, 1959), és mivel a kaolinit trópusi, szubtrópusi erősen fejlett talajok jellegzetes ásványa (Velde & Meunier, 2008), ezért a kaolinit jelenléte a JOS1, JOS2 és JOS3 mintákban indokolt. A Fekete (2010) által vizsgált egy-egy Aggtelek és Jósvafő környékéről származó talajminta agyagfrakcióban mért ásványos összetétele szerint az aggteleki mintában a kaolinit részaránya 65%, a jósvafői mintában pedig 30,7%. A mintákban emellett kvarc (az aggteleki minta esetében 4,1%, a jósvafői minta esetében 37,3%), földpát (csak a jósvafői mintában-2,0%), montmorillonit (csak a jósvafői mintában-23,2%), hematit (az aggteleki minta esetében 7,9%, a jósvafői minta esetében 0,5%) és goethit (csak az aggteleki mintában-19,0%) ásványok jelenlétét mutatták ki.

A jósvafői talajok magas kaolinit-tartalma nagy mértékű mállás következménye. Elmondható, hogy nedves klímán az alacsony mértékű mállást a gipsz, kalcit és az olivin dominanciája jelzi, közepes mértékű mállásra utal a biotit, illit és szmektit túlsúlya, míg a nagy mértékű mállást a másodlagos klorit, a kaolinit, a gibbsit és az anatóz feldúsulása jelzi (Blume *et al.*, 2016). De kaolinit kis mennyiségben a mállás korai fázisában is jelen van (Velde & Meunier, 2008), ezért fordulhat elő kis mennyiségben a három soproni (SOP2, SOP3 és SOP4) és a kisbárkányi (KIS) mintában is.



27. ábra. A talajok $2 \mu\text{m}$ alatti frakciójában mérhető rétegszilikátok mennyiségi eloszlása az összes agyagásványhoz viszonyítva. Kevert1=kevert szerkezetű illit/vermikulit és/vagy illit/szmektit; kevert2= kevert szerkezetű klorit/vermikulit és/vagy klorit/szmektit.

A legnagyobb mennyiségben (a rétegszilikátok 63%-a) a KIS és KAR minta tartalmaz duzzadó agyagásványt (27. és 28. ábra), a KAR mintában kevert szerkezetű agyagásványokként, míg a KIS mintában önállóan szmektit fázis is azonosítható volt. Ebben a mintában a szmektit mennyisége a többi agyagásványhoz viszonyítva körülbelül 25%, ami az illit és a kevert szerkezetű illit/vermikulit és/vagy illit/szmektit ásványok után a harmadik legjelentősebb (27. ábra). Eredményeim összhangban állnak korábbi vizsgálatokkal, pl. Sipos (2004) szerint ezen a mintavételi helyen a szmektit az uralkodó agyagásvány, a feltalajban részaránya 60–70%, emellett kis mennyiségben illitet (20–35%) és kaolinitet (5–10%) is tartalmazott az általa vizsgált minta. Németh és Sipos (2006) elemzése alapján a KIS mintában a szmektit valószínűsíthetően montmorillonit.



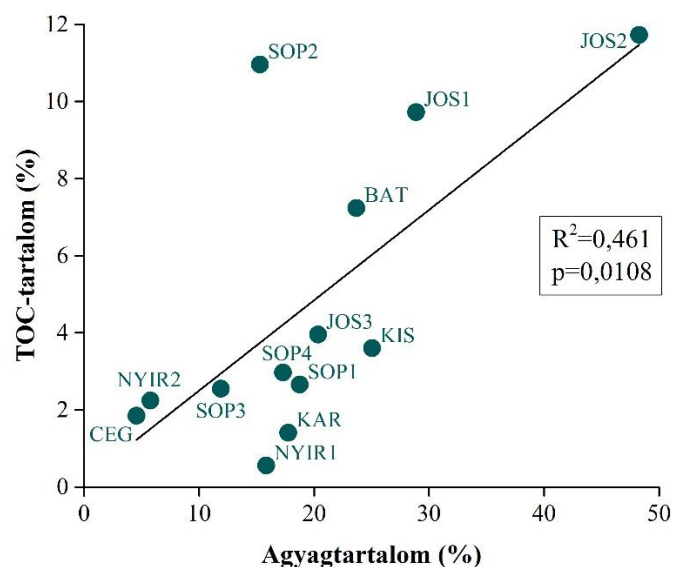
28. ábra. A duzzadó és nem duzzadó agyagásványok megoszlása a mintákban a duzzadó agyagásványok mennyiségének csökkenése szerint.

A KAR és a SOP1 mintában a kevert szerkezetű agyagásványok közül az illit/vermikulit és/vagy illit/szmektit (kevert1) és a klorit/vermikulit és/vagy klorit/szmektit (kevert2) aránya közel azonos. A karancsi területen Németh és Sipos (2006) két fő agyagásványt különített el: a vermikulitot és a vermikulitba közberétegzett kloritot, mely az A-szintben inkább vermikulitos jellegű, a C-szintben pedig inkább kloritos, amit a szerzők azzal magyaráztak, hogy a mállással a klorit fokozatosan vermikulittá alakul. A többi mintában azonban a kevert szerkezetek közül inkább a kevert1 szerkezet a domináns (27. ábra), mely alátámasztja azt a feltételezést, miszerint a talajokban (különösen a mérsékelt övezetben) az illit-szmektit kevert szerkezet a leggyakoribb (Velde, 2001).

Legkisebb mennyiségben, 20% alatt, a SOP2, JOS3 és JOS2 mintában található duzzadó agyagásvány, míg a CEG, NYIR1, NYIR2 és JOS1 minták egyáltalán nem tartalmaznak duzzadó agyagásványt (27. és 28. ábra). Ugyan 20% alatti a duzzadó agyagásványtartalma, mégis, Fekete (2010) vizsgálataival összhangban, a JOS2 és JOS3 mintákban is jelentős a duzzadó agyagásvány kevert szerkezetekben (27. ábra). Fekete (2010) a jósavfői mintájában 23% montmorillonit-tartalmat határozott meg, és a duzzadás-zsugorodás mikromorfológiai jeleit (nyomási bevonatok, szegélyek) is azonosította ebben a mintában.

4.1.3. A talajminták szerves fázisának jellemzése

A vizsgált talajminták összes szervesszén-tartalmát, összes nitrogén-tartalmát, C/N arányát, oldott szervesszén-tartalmát és összes oldott nitrogén-tartalmát a 12. táblázat mutatja be. A talajok TOC-tartalma 0,56 %-tól 11,72-ig terjed. A legmagasabb TOC-tartalommal a JOS2 és SOP2 minta rendelkezik, ezekben a mintákban a TOC-tartalom több, mint 10%. De magas összes szervesanyag-tartalommal (több, mint 7%) rendelkezik a JOS1 és a BAT minta is. A JOS3, KIS és SOP4 mintákban 3–4%, a SOP1, SOP3, NYIR2 és CEG mintákban 2–3%, a NYIR1 és KAR mintákban pedig csak 0,5–1,5% a TOC-tartalom. Az eredmények alátámasztják azt az általános tényt, miszerint a finomabb szemcseméretű talajok több szervesanyagot raktároznak, és a talajok szervesanyag-tartalma szorosan összefügg azok agyagtartalmával (Nichols, 1984; Hassink, 1997), ahogy ez a 29. ábrán is látható. A SOP2 minta magas szervesanyag-tartalma feltételezhetően az extrém magas pH miatti gátolt lebomlással magyarázható.



29. ábra. A talajok agyagtartalma és összes szervesszén-tartalma közötti összefüggés

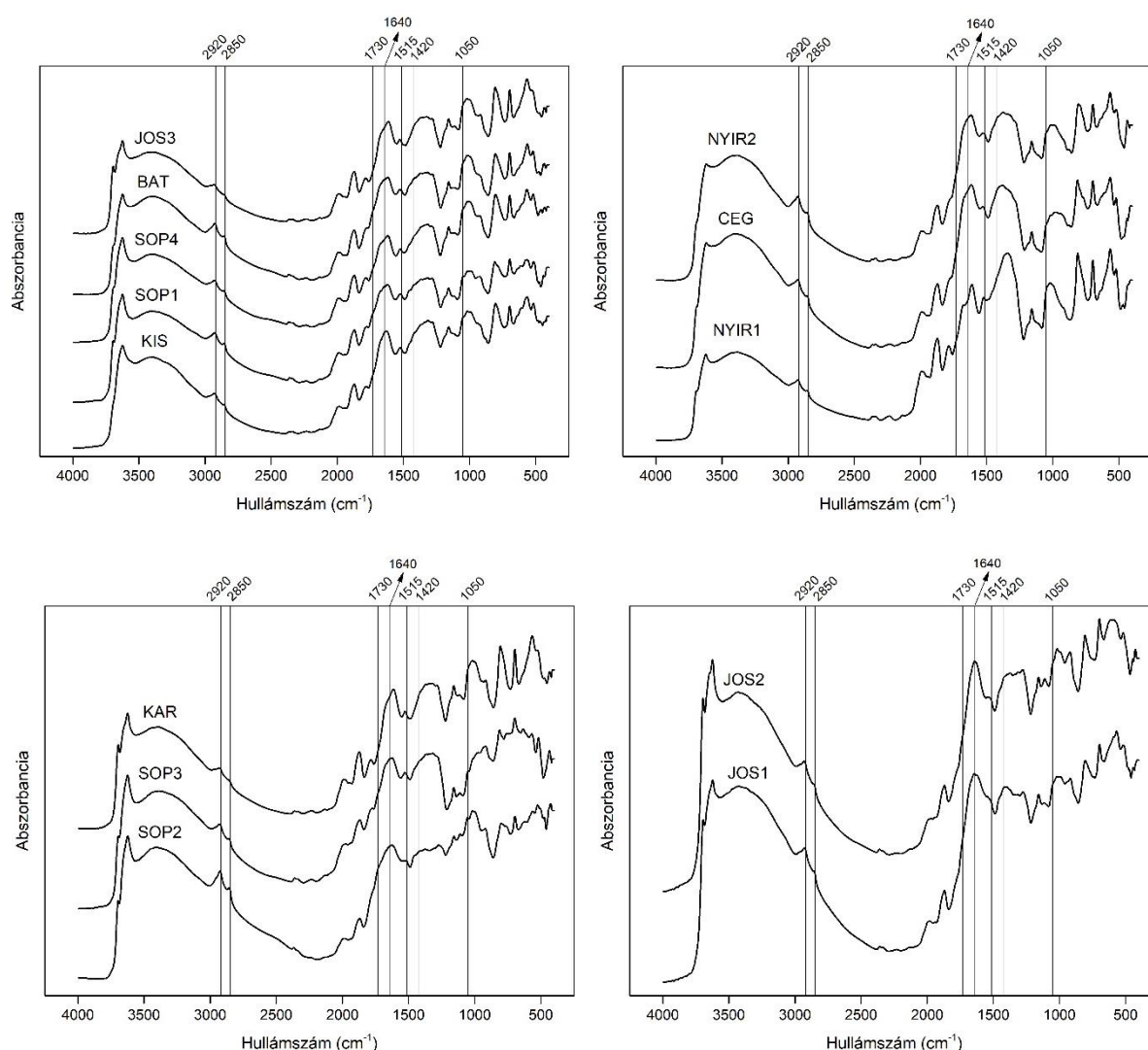
A talajok teljes N-tartalmát tekintve a NYIR1 és KIS minta 0,1% alatti N-tartalommal rendelkezik, de a SOP4, SOP1, SOP3, CEG és NYIR2 talajok N-tartalma sem éri el a 0,2%-ot. A többi talaj N-tartalma 0,2 és 0,4% között van, ez alól a JOS1 minta kivétel 0,7%-os értékével (12. táblázat). A talajokban mérhető C- és N-tartalom aránya a SOP2 mintában messze a legmagasabb (46,2), de a SOP3, SOP1, BAT, KAR, SOP4 és JOS2 mintában is meghaladja (12. táblázat) a barna erdőtalajokra jellemző 10–15-ös értéket (Driessen *et al.*, 2001). A magas C/N arányok feltételezhetően a lombhullató és örökzöld növényzet avarjának az alacsony pH miatti gátolt lebomlásának köszönhetőek. A legmagasabb oldott C- és N-tartalmak a BAT, JOS2 és JOS1 talajokban, míg a legalacsonyabb értékek a KAR és NYIR1 talajokban mérhetőek, és általánosan megállapítható, hogy a DOC- és TSN-tartalom a talajok TOC- és TN-tartalmával mozog együtt (12. táblázat).

12. táblázat. A talajok szerves anyagra vonatkozó kémiai paramétereik \pm szórás értékei.

	TOC (%)	TN (%)	C/N arány	DOC (mg/l)	TSN (mg/l)
CEG	1,8 \pm 0,1	0,15	12,4	42,1 \pm 0,5	4,4 \pm 0,0
NYIR1	0,56 \pm 0,02	0,05	10,5	23,0 \pm 0,2	1,8 \pm 0,0
NYIR2	2,2 \pm 0,1	0,17	13,2	58,6 \pm 0,2	5,3 \pm 0,1
BAT	7,2 \pm 0,1	0,39	18,6	153,6 \pm 1,3	8,4 \pm 0,0
JOS1	9,7 \pm 0,1	0,68	14,4	135,5 \pm 1,0	9,8 \pm 0,1
JOS2	11,7 \pm 0,1	0,41	28,8	145,5 \pm 1,4	8,0 \pm 0,0
JOS3	3,9 \pm 0,0	0,29	13,4	88,1 \pm 0,8	7,3 \pm 0,1
SOP1	2,6 \pm 0,0	0,15	18,3	58,2 \pm 0,7	3,0 \pm 0,1
SOP2	11,0 \pm 0,1	0,24	46,2	127,5 \pm 0,4	4,2 \pm 0,0
SOP3	2,5 \pm 0,0	0,15	17,1	58,0 \pm 0,4	3,2 \pm 0,0
SOP4	3,0 \pm 0,0	0,15	20,5	80,7 \pm 0,5	4,5 \pm 0,0
KIS	3,6 \pm 0,0	0,25	14,3	77,6 \pm 0,6	4,4 \pm 0,0
KAR	1,4 \pm 0,0	0,07	19,8	37,1 \pm 0,4	1,5 \pm 0,1

TOC: összes szervesszén-tartalom; TN: összes nitrogén-tartalom; DOC: oldott szervesszén-tartalom; TSN: összes oldott nitrogén-tartalom.

A minták FT-IR spektrumában az alifás C–H nyújtási rezgéseket reprezentáló sávok (2920 cm^{-1} -en és 2850 cm^{-1} -en) (Niemeyer *et al.*, 1992; Haberhauer *et al.*, 1998) minden minta esetében erős, a többi sávtól jól elkülöníthető sávokat alkotnak (30. ábra, 13. táblázat). Az aromás csoportokra jellemző sávok közül az 1640 cm^{-1} hullámszám környékén megjelenő sáv szintén minden mintában karakterisztikus, ahogy a JOS1, JOS2 és SOP2 minták kivételével az 1515 cm^{-1} hullámszámon megfigyelhető aromás C=C vegyérték rezgésekhez köthető (Haberhauer *et al.*, 1998) sáv is.



30. ábra. A minták DRIFT FT-IR spektruma. A kiemelt hullámszám értékek magyarázata a 7. táblázatban olvasható.

Az 1730, 1420 és 1050 cm^{-1} -en megjelenő abszorpciós sávok már kisebb intenzitásúak a minták IR spektrumában. Ezek közül a karboxil-csoportok $\text{C}=\text{O}$ nyújtási rezgéséhez köthető 1730 cm^{-1} -en megfigyelhető sáv (Niemeyer *et al.*, 1992) a legkevésbé hangsúlyos, egyik minta

esetében sem mutat különálló sávot, hanem csak egy másik sáv vállán figyelhető meg (30. ábra, 13. táblázat). Az 1420 cm⁻¹-en megjelenő sáv csak a BAT, JOS1 és JOS2 minták esetében, míg a polszacharidok C–O nyújtási rezgéseit reprezentáló 1050 cm⁻¹-en megjelenő sáv (Inbar *et al.*, 1989) a CEG, NYIR2, SOP1, SOP2, SOP3, SOP4 és KIS minták esetében mutat közepes erősséget (30. ábra, 13. táblázat).

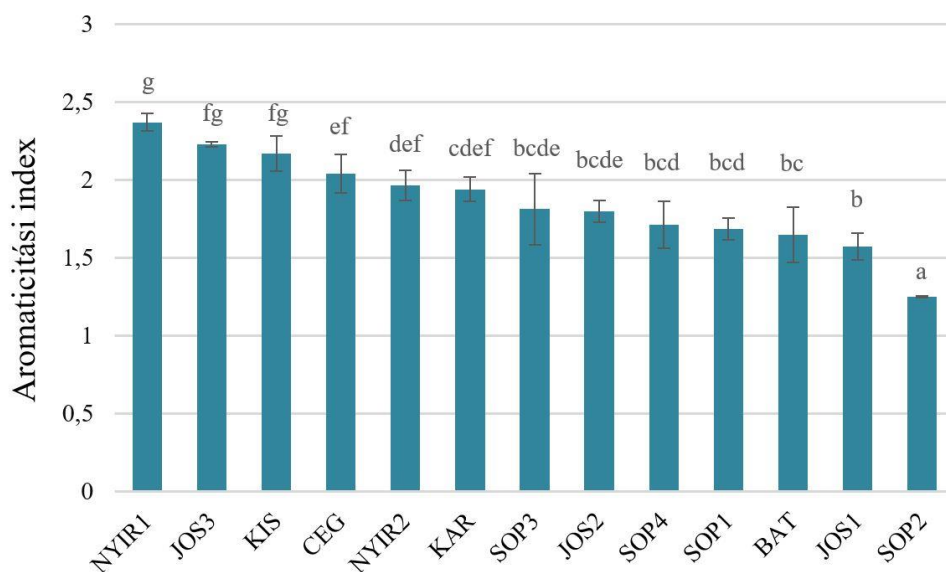
13. táblázat. A DRIFT FT-IR spektrumok karakterisztikus sávjainak minősítése: a sötétszürke színezés az erős, többletől jól elkülönülő abszorpciós sávokat, a világosabb szürke a közepes intenzitású, míg a világosszürke a kis intenzitású sávokat jelölik

Abszorpciós sáv (cm ⁻¹)	~2920	~2850	~1730	~1640	~1515	~1420	~1050
CEG							
NYIR1							
NYIR2							
BAT							
JOS1							
JOS2							
JOS3							
SOP1							
SOP2							
SOP3							
SOP4							
KIS							
KAR							

Az aromás (1640 cm⁻¹-en) és alifás (2920 cm⁻¹-en) sávok intenzitásának hányadosaként kiszámított aromaticitási index alapján a minták általában 1,5–2-szer annyi aromás funkciós csoportot tartalmaznak, mint amennyi alifás funkciós csoportot. Ez alól kivétel az SOP2 minta, ahol az aromaticitási index értéke 1,2 és a KIS, JOS3 és NYIR1 minták, ahol ez az érték 2,2 és

2,4 között változik (31. ábra). A többi mintához képest az SOP2 mintában található legtöbb alifás szén feltételezhetően annak köszönhető, hogy ez a minta sok friss növényi maradványt tartalmazott, azonban ezek lebomlása az alacsony pH miatt gátolt. Az alifás csoportok nagy részarányát mutatták ki Mueller *et al.* (2014) és Kögel-Knabner *et al.* (2008a) a talajok friss, még le nem bomlott, szabad szemmel is elkülöníthető növényi maradványokat is tartalmazó szerves frakciójában (POM, particulate organic matter).

A többi mintában viszont a mikroorganizmusok számára könnyen hozzáférhető alifás csoportokat a mikroorganizmusok fokozottabb mértékben lebontották már, és a lebontás erősségével nőtt az aromás csoportok részaránya. Inbar *et al.* (1989) a komposztálódás idejének növekedésével mutatták ki az aromaticitás növekedését, amit ők a poliszacharidok és alifás csoportok csökkenésével és az aromás, alkil és karboxil csoportok növekedésével magyaráztak. Chefetz *et al.* (1996) szintén az aromaticitási index emelkedését tapasztalták a komposzt érlelésével, mivel a könnyen lebontható alifás csoportok, poliszacharidok és alkoholok kémiai vagy biológiailag oxidálódnak, míg az aromás szerkezetek jobban ellenállnak a lebontásnak.



31. ábra. Az 1640 és 2920 cm^{-1} -es hullámszámon mért abszorbanciák hányadosaként kiszámított aromaticitási index (a szórás feltüntetésével)

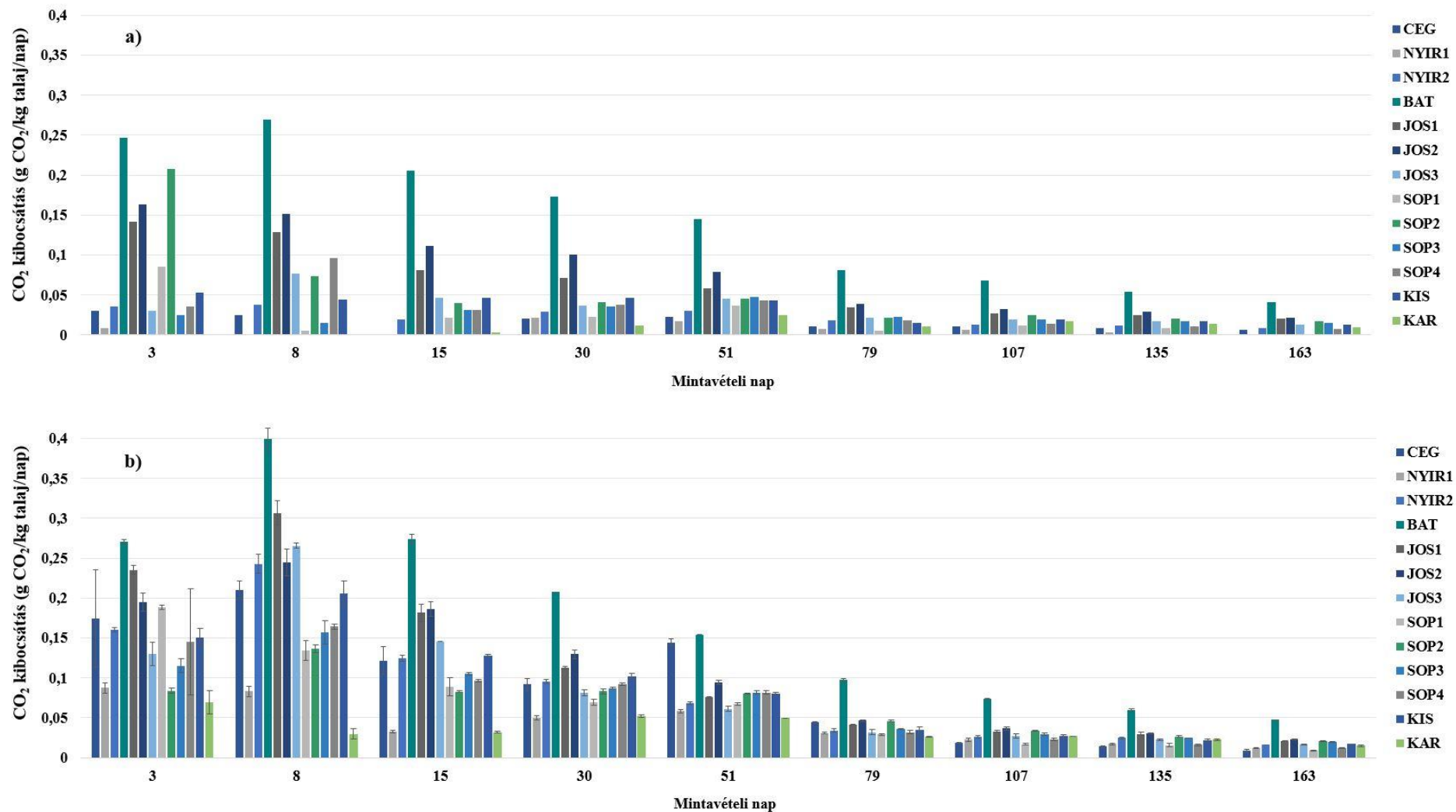
A talajokban meghatározott aromaticitási index értékeinek vizsgálatából az is feltételezhető, hogy az aromás struktúrák relatív mennyisége szorosan összefügghet a talajok homok (illetve agyag) tartalmával, miszerint a homokfrakció több aromás vegyületet tartalmaz, mint a finomabb frakciók (31. ábra). Ez a megfigyelés összhangban van számos kutatással (pl. Kögel-

Knabner 1993; Almendros *et al.* 2000), mely szerint az alkil C vegyületek sokkal inkább tekinthetőek a stabilizált szerves anyag forrásainak, mint az aromás szén vegyületek. Azaz a durvább frakciók felé haladva a könnyebben mineralizálható szénvegyületek (pl. cukrok) lebomlása és a biológiailag ellenálló vegyületek relatív felhalmozódása hangsúlyosabbá válik, eredményezve kísérletemben a homoktalajok (NYIR1, CEG, NYIR2) nagyobb aromaticitását.

4.2. Az inkubált talajok CO₂ kibocsátása

A 163 napos inkubáció alatt a minták talajlégzésnek abszolút értékeit a 32. ábra mutatja be. Általánosságban megállapítható, hogy a legmagasabb napi CO₂ kilégzések a kontroll és a kezelt minták esetében is az inkubáció elején voltak megfigyelhetők, míg az inkubáció előrehaladtával fokozatosan csökkent ez az érték. Más laboratóriumi kísérletekben (Kimetu *et al.*, 2009; De Troyer *et al.*, 2011), ahol jelen kutatáshoz hasonlóan nem volt fokozatos szerves anyag utánpótlás és a kísérlet kontrollált körülmények között (állandó hőmérséklet és nedvességtartalom) zajlott, a CO₂ kiáramlás az inkubációs idő kezdetén jelentősebb volt, majd az idő elteltével csökkent.

A kontroll minták esetében hat talaj (CEG, JOS1, JOS2, SOP1, SOP2 és KIS) maximum napi CO₂ kibocsátása a 3. napon, míg négy talaj (NYIR2, BAT, JOS3 és SOP4) esetében a 8. napon volt a legnagyobb. A kezelt mintáknál három talaj (NYIR1, SOP1 és KAR) maximum napi CO₂ kibocsátása a 3. napon, míg a többi talaj esetében a 8. napon volt a legnagyobb. Bernal *et al.* (1998) komposztokkal kezelt meszes iszapos vályogtalaj vizsgálatai alapján a komposzttal kezelt minták maximális szén mineralizációja az inkubáció első napján, míg a kontroll mintáké az inkubáció első és harmadik napja között volt mérhető. Jelen kutatásban a kezelt minták maximális mineralizációjának túlnyomórészt 8. napi megjelenése annak köszönhető, hogy Bernal *et al.* (1998) munkájában a komposztok alacsonyabb C/N aránnyal rendelkeztek, ezért könnyebben lebonthatók voltak, mint jelen doktori munkában a magasabb C/N aránnyal rendelkező kukorica. Bernal *et al.* (1998) és Paredes *et al.* (1996) is arról számoltak be, hogy kukoricát tartalmazó komposztok degradációja lassabban következett be, mint más komposztoké, ami magyarázható azzal, hogy ezekben a növénymaradványokban kisebb az azonnal mineralizálható frakció mennyisége (Ajwa & Tabatabai, 1994).



32. ábra. A kukoricával nem kezelt kontroll talajok (a) és a kezelt talajok (b) napi abszolút CO₂ kibocsátása az adott mintavételi napokon (a kezelt minták esetében a szórás feltüntetésével)

A kontroll és a kezelt talajok esetében egyaránt a legkisebb napi CO₂ kibocsátás az inkubáció végén, a 163. napon voltak mérhetőek, ez alól a SOP3 és KAR talajok kontroll mintái kivételek, ahol az inkubáció elején voltak a legalacsonyabbak a napi CO₂ kibocsátások. Mind a kontroll, mind a kezelt minták esetében a bátaapáti környékéről származó ranker talaj (BAT) CO₂ kibocsátása volt a legmagasabb az inkubáció minden napján. A második legnagyobb napi CO₂ kilégzésű talaj a kontroll mintáknál a JOS2 minta a 8-tól a 163. napig minden mintavételi napon, a 3. napon pedig ez a minta a harmadik legmagasabb kilélegzett CO₂ mennyiséggel rendelkezik. A JOS2 mintához hasonlóan a JOS1 kontroll mintához köthető a 8-tól a 163. napig minden mintavételi napon a harmadik legnagyobb CO₂ kibocsátás, a 3. napon pedig ez a minta a negyedik legmagasabb kilélegzett CO₂ mennyiséggel rendelkezik. A kezelt minták második és harmadik legmagasabb CO₂ kibocsátásaiban szintén a JOS2 és JOS1 minta játszik főszerepet: 6 napon a JOS2 minta CO₂ kilégzése a második legnagyobb, 2 napon pedig a harmadik legnagyobb, míg a JOS1 minta CO₂ kilégzése 2 napon a második legnagyobb és 4 napon a harmadik legnagyobb. A BAT, JOS2 és JOS1 minták magas CO₂ kibocsátásában az játszhat szerepet, hogy ezek a talajok magas szervesanyag-tartalommal és megfelelően alacsony C/N aránnyal rendelkeznek (12. táblázat).

A kukorica hozzáadása a talajokhoz minden esetben (a SOP2 minta kivételével a 3. napon) növelte a talajok CO₂ kilégzését, de talajonként eltérő mértékben. A kezelt és a kontroll minták közötti napi CO₂ kibocsátásokban mérhető különbségek a BAT, JOS2, JOS1 és SOP2 esetében a legalacsonyabbak. Ezeknél a mintáknál sok esetben a kezelt minták napi CO₂ kibocsátása alig több, mint a kontroll talajoké, átlagosan a kezelt talajok napi CO₂ kibocsátása 1,4-szer több, mint a kontroll talajoké. A BAT és JOS2 mintáknál maximum 1,5-szeres és 1,7-szeres a különbség a kontroll és a kezelt minták között, míg ez az érték a SOP2 és JOS1 mintáknál elérheti a 2,2-et és 2,4-et.

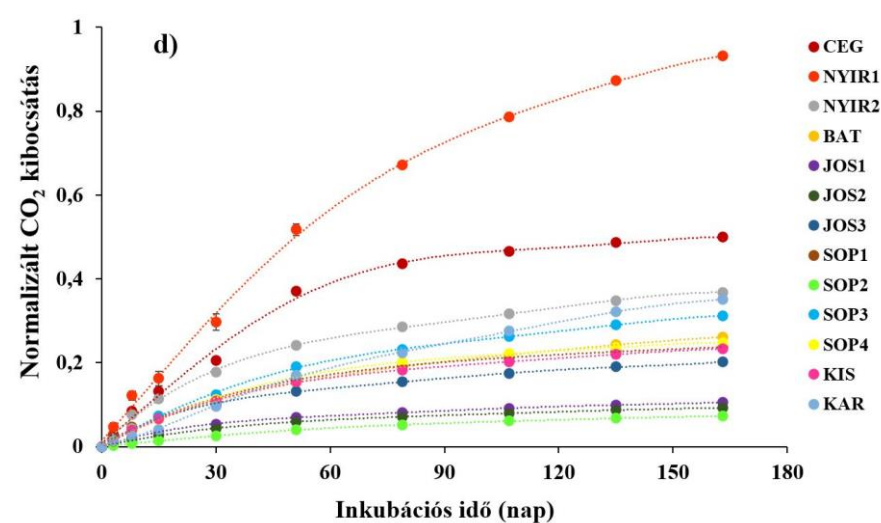
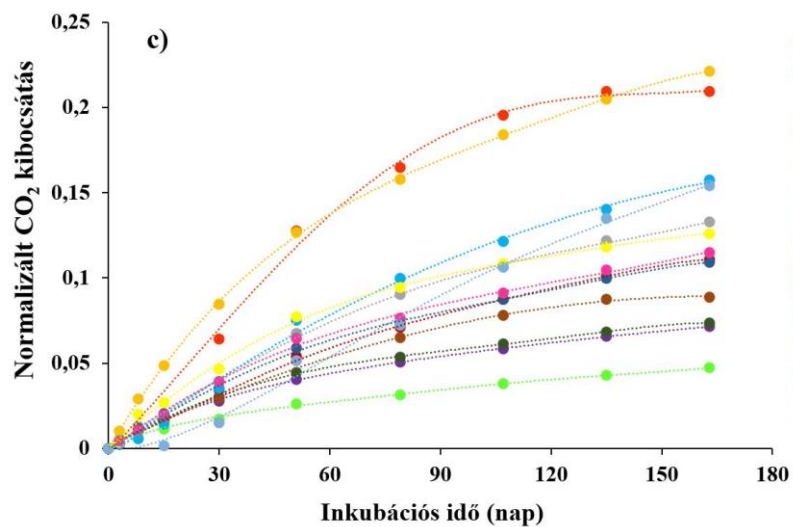
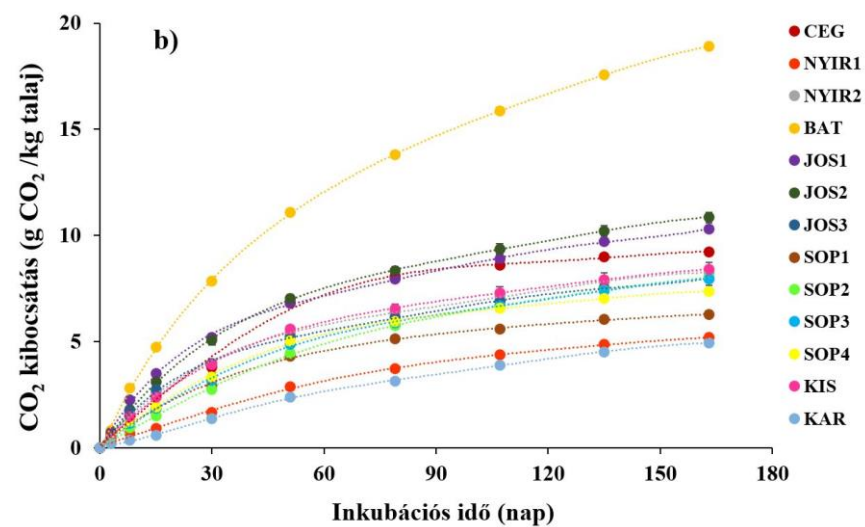
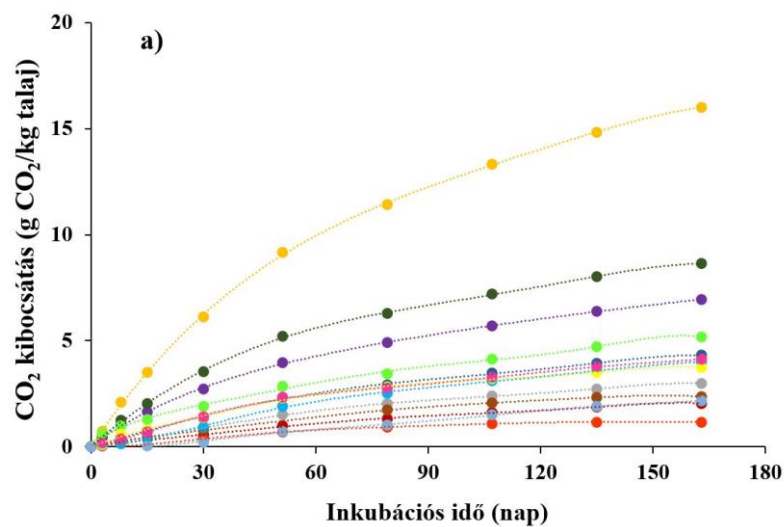
A többi 9 mintánál (CEG, NYIR1, NYIR2, JOS3, SOP1, SOP3, SOP4, KIS és KAR) a kukoricával kezelt minta napi CO₂ kibocsátása akár 27-szer több is lehet, mint a kontroll mintáé (az SOP1 minta esetében a 8. napon), de átlagosan 3,5-szer magasabb a mért érték a kezelt mintáknál. Legnagyobb különbségek a kezelt és a kontroll minták között ebben a 9 mintában az inkubáció első 2 hetében, különösen a 8. napon mérhetőek, és egy-két kivételtől eltekintve általánoságban, az inkubáció előrehaladtával csökken.

A 163 napos inkubáció alatt a minták talajlélegzésének kumulált értékeit a 33. ábra mutatja be. A görbék az inkubációs kísérleteknél megszokott lefutást (Paul *et al.*, 2006) követik. Eszerint a mineralizáció az inkubáció elején jelentősebb, majd az inkubációs idő előrehaladtával fokozatosan csökken a mineralizáció mértéke. Ezek alapján a mineralizáció egy

gyorsabb és egy lassabb lebomlással jellemezhető szakasszal írható le. A legtöbb mintában a gyors lebomlás fázis 15 napig tart, ami jól illeszkedik a szakirodalomban megfigyelttekhez, ugyanis más kutatásokban ez az időintervallum 18 (Frøseth & Bleken, 2015), 16 (Pendall & King, 2007a) illetve 14 (Pengthamkeerati *et al.*, 2005; Kimetu *et al.*, 2009) napig tartott. Ezek az eredmények a teljes talajok mineralizációjára vonatkoznak, ezzel szemben Bimüller *et al.* (2014) egy talaj homok (2000–20 µm), iszap (20–2 µm) és agyag (<2 µm) frakcióját inkubálták, és arra az eredményre jutottak, hogy az inkubáció 7–12 napjáig a homokfrakcióban és a teljes talajban a könnyen lebontható szénraktár lebomlása zajlik, az agyagfrakcióban ez a 85. napig elhúzódik, míg az iszapfrakcióban csak a lassan lebomló szénraktár mineralizálódik.

Az inkubációkhoz köthető kumulált CO₂ kilégzési görbéken Paul *et al.* (2006) szerint általánosságban véve a 100. nap körül figyelhető meg egy váll, ami 1) a lebontásért felelős talajbiótában bekövetkező változásokra (pl. baktériumok és gombák megváltozó aránya) és 2) a lebontáshoz rendelkezésre álló anyagok elérhetőségében bekövetkező változásokra vezethető vissza. Ez utóbbi arra vonatkozik, hogy az inkubáció elején a könnyen hozzáférhető, gyorsan lebontható szénvegyületek nagy mennyiségben állnak rendelkezésre, míg az inkubáció előrehaladtával fokozatosan csökken a könnyen lebontható szerves vegyületek mennyisége és relatíve megnövekszik a lebontásnak nagyobb mértékben ellenálló cellulóz és lignin vegyületek mennyisége (Levi-Minzi *et al.*, 1990; Cooper *et al.*, 2011).

Összhangban a napi CO₂ emisszió értékekkel, mind a kontroll (33.a ábra), mind a kezelt minták (33.b ábra) esetében a BAT minta kumulatív CO₂ értékei jól elkülönülnek a többi minta értékeitől, de a JOS2 és JOS1 talajok CO₂ kibocsátásai is jelentősek a fél éves inkubáció alatt, míg a KAR és NYIR1 minták kibocsátásai a legkisebbek.



33. ábra. A kumulatív CO₂ mennyiség a kukoricával nem kezelt kontroll talajok (a) és a kezelt talajok (b) esetében, valamint a talajok szervesanyag-tartalmával normalizált kumulatív CO₂ mennyiség a kontroll (c) és a kezelt (d) talajok esetében (a kezelt talajok esetében a szórás feltüntetésével)

163 nap után a CO₂ kibocsátás mennyisége a kontroll talajoknál 1,2 és 16,0 g CO₂/kg között volt mérhető, míg a kezelt talajoknál ez az érték 4,9 és 18,9 g CO₂/kg között volt, a kukorica kezelés következtében a kezelt talajoknál a kumulatív CO₂ mennyiség átlagosan duplája a kontroll talajokénak. Ez annak az általános ténynek köszönhető, hogy a talajokhoz hozzáadott különböző növényi maradványok és trágyák stimulálják a talajok mikrobiológiai aktivitását (Wutzler & Reichstein, 2008; Blagodatsky *et al.*, 2010), ami a talajok megnövekedett CO₂ kibocsátásában nyomon követhető (Martín *et al.*, 2012; Thiessen *et al.*, 2013; Shahbaz *et al.*, 2017b). A különbség a kumulatív CO₂ kibocsátás mértékében a kezelt és a kontroll talajok között a CEG és NYIR1 talajoknál volt a legjelentősebb, ahol átlagosan 4,5-szer annyi CO₂ távozott a kezelt talajokból, mint azok kontroll párjaiból, míg a BAT, JOS2, JOS1 és SOP2 mintáknál ez a különbség maximum 1,5-szeres volt.

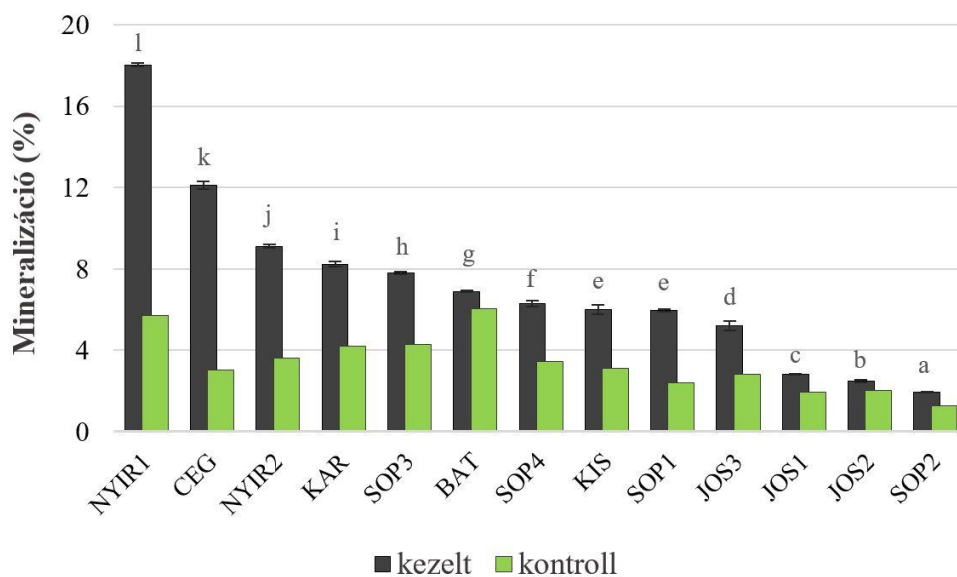
A talajok kumulatív CO₂ kibocsátásának a talaj szervesanyag-tartalmával való normalizálása mind a kontroll (33.c ábra), mind a kezelt (33.d ábra) minták esetében megváltoztatta a nem normalizált CO₂ emisszióknál tapasztalt sorrendet. Egyedül a BAT minta pozíciója maradt meg a kontroll minták körében, bizonyítva, hogy ebből a mintából a kezdeti magas szervesanyag-tartalom mellett más okok miatt is sok CO₂ távozott. A normalizált ábrákon jól látható (33.c és 33.d ábra), hogy mind a kontroll, mind a kezelt talajok esetében a NYIR1 minta egységnyi szerves anyagra vetített talajlégzése a legmagasabb (az előbb említett BAT talaj kontrollja mellett), a SOP2, JOS1 és JOS2 mintáké pedig a legalacsonyabb.

A kukorica hozzáadás jelentősége a nem normalizált kumulált értékeknél tapasztaltakhoz hasonlóan a BAT, JOS1, JOS2 és SOP2 mintáknál a legcsekélyebb. Ezekkel a mintákkal ellentétben a CEG mintánál az abszolút kumulált CO₂ kibocsátásoknál tapasztaltakhoz hasonlóan, a normalizált értékeknél is jól megfigyelhető a kukorica hozzáadás hatása, hiszen ennek a mintának a normalizált CO₂ kibocsátása a fél év alatt a kezelt mintában jelentősen több volt (átlagosan 6-szoros), mint a kontroll mintában, emellett, a NYIR1 minta után a második legmagasabb talajlégzési értékekkel rendelkezik a 163 nap alatt (33.d ábra). A CEG minta mellett a KAR (átlagosan 7-szeres), NYIR1 (átlagosan 5-szörös) és NYIR2 (átlagosan 4-szeres) mintáknál jelentős a kezelt és a kontroll minták normalizált CO₂ kibocsátása közötti különbség. Ezek az eredmények rávilágítanak arra, hogy az új tápanyagforrás hozzáadása a talajokhoz leginkább a legdurvább szemcseméretű talajok szén-mineralizációját érintette, míg a legfinomabb szemcseméretű talajok CO₂ kibocsátását befolyásolta a legkevésbé, függetlenül a talajok szervesanyag-mennyiségétől.

A szervesanyag mineralizációja és az arra ható tényezők

Doktori értekezésemben a talajok szerves anyag mineralizációját az inkubáció során képződő CO₂ mennyiségének a teljes szerves anyaghoz viszonyított százalékos arányával jellemeztem. Az így számított szervesanyag-tartalomhoz (a kezelt talajoknál a hozzáadott kukoricával együtt) viszonyított fél éves teljes CO₂ kibocsátást a 34. ábra mutatja be. Az eredmények alapján a kezdeti szervesanyag-mennyiség 1–6%-a mineralizálódott a kontroll, és 2–18%-a mineralizálódott a kezelt mintáknál. Pendall és King (2007) a mesterségesen megemelt CO₂-szint hatásait vizsgálta sztyepp ökoszisztémára és eredményei alapján a teljes SOC-tartalom 2–12%-a mineralizálódott a különböző CO₂-es kezelések függvényében.

A kontroll talajok közül a BAT (6,0%), NYIR1 (5,7%), SOP3 (4,3%) és KAR (4,2%) minták szerves anyagának mineralizációja volt a legmagasabb, míg a SOP2 (1,3%), JOS1 (1,9%), JOS2 (2,0%) és SOP1 (2,4%) mintáké a legalacsonyabb. A kezelt talajoknál a NYIR1 (18,0%), CEG (12,1%), NYIR2 (9,1%), KAR (8,2%) és SOP3 (8,8%) talajokból mineralizálódott a legtöbb szerves anyag CO₂ formájában, míg a SOP2 (2,0%), JOS2 (2,5%) és JOS1 (2,8%) mintából a legkevesebb.



34. ábra. A talaj szerves anyagának mineralizációja – a kezdeti szervesanyag-tartalomhoz (a kezelt talajoknál a hozzáadott kukoricával együtt) viszonyított teljes CO₂ kibocsátása (a kezelt minták esetében a szórás feltüntetésével)

A kezelt és kontroll minták mineralizációja közötti különbség átlagosan kétszeres, a CEG mintánál a legmagasabb (4-szeres), a NYIR1 mintánál 3-szoros, a NYIR2 és SOP1 mintánál

2,5-szeres. A legkisebb különbségek a kezelt és a kontroll minták mineralizációja között a BAT (1,1-szeres), JOS2 (1,2-szeres), JOS1 (1,4-szeres) és a SOP2 (1,5-szeres) mintáknál volt.

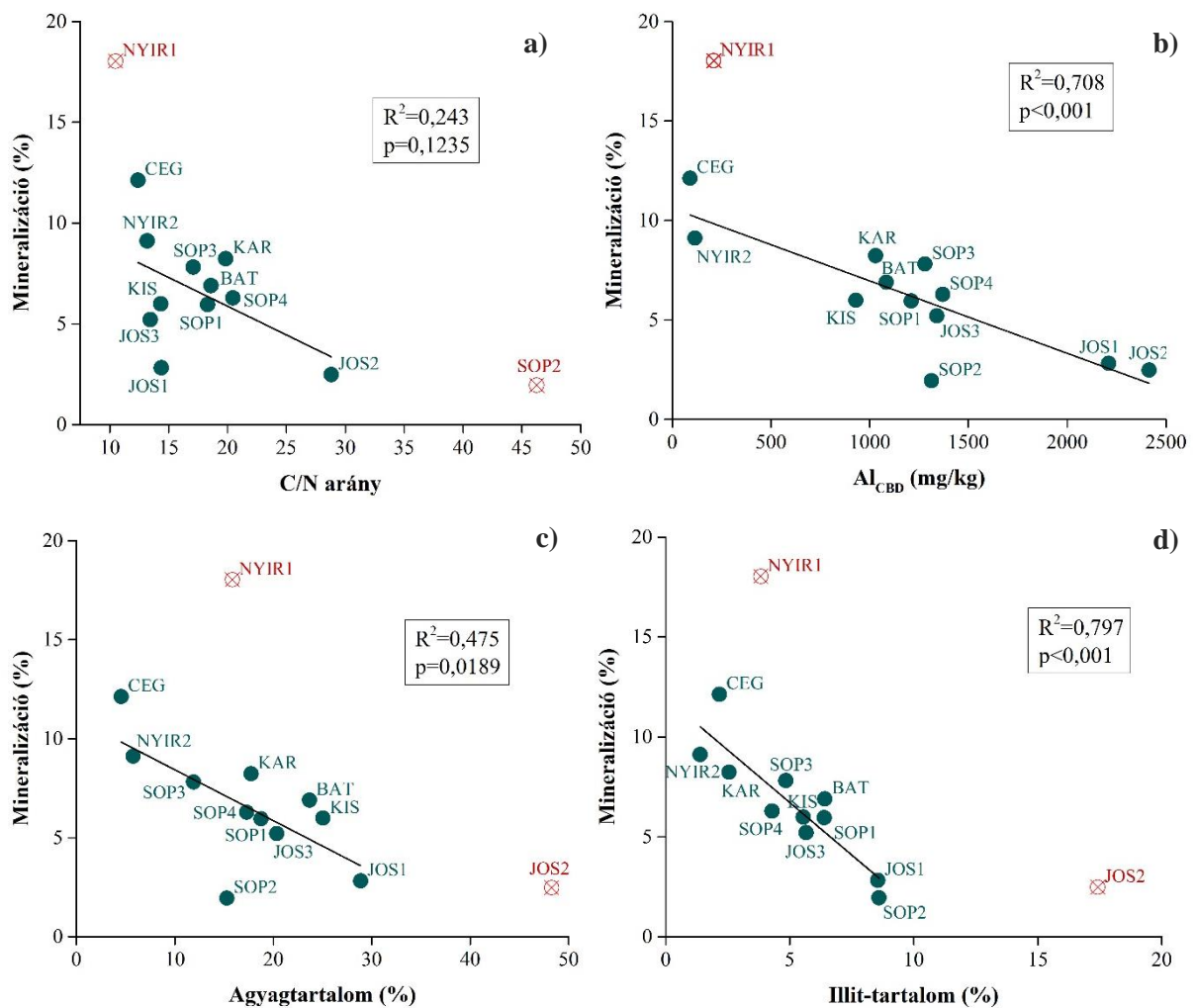
A vizsgált talajokban a szerves szén mineralizációját a friss szervesanyag, a kukorica hozzáadása megnöveli, ahogy ezt számos növényvel kezelt talajjal végzett kutatás (Stewart *et al.*, 2008; Helfrich *et al.*, 2008; Shahbaz *et al.*, 2017a) kimutatta.

A továbbiakban azt szeretném feltárni, hogy a talajparaméterek hogyan és mennyiben befolyásolják a talajok szerves szén körforgalmát, ezért előzetesen korrelációanalízist készítettem (2. melléklet) – mintegy iránymutatóként, mely változók között lehet kapcsolat –, majd ezt felhasználva a változók közötti regressziót vizsgáltam meg. A szerves C körforgalom kutatásánál mindig az a legizgalmasabb kérdés, hogy a talajba frissen bekerült szerves anyag hogyan változtatja meg az egyensúlyban lévő lebontási vagy éppen stabilizációs folyamatokat, illetve, hogy a talaj tulajdonságai hogyan befolyásolják a friss szerves anyag mineralizációját. Éppen ezért, a továbbiakban csak és kizárólag a kezelt talajokra vonatkozó eredményeket tárgyalom.

A korrelációanalízis alapján a mineralizációt számos talajparaméter módosította: a talajok C/N aránya, az Al_{CBD}-tartalom, az agyag- és az illit-tartalom. A talajok C/N aránya és a kezelt talajok mineralizációja között egy negatív kapcsolat figyelhető meg, azonban ez az összefüggés nem lineáris – ha figyelembe vesszük az összes pontot a kapcsolat exponenciálisnak hat (35.a ábra). Általános vélekedés szerint az alacsony C/N arány (nagy N tartalom) növeli mikrobiális aktivitást, tehát nő a talajlégzés mértéke (Gödde *et al.*, 1996), mégis egyes kutatások (Parfitt & Salt, 2001) nem találtak összefüggést a mineralizáció és a talajok C/N aránya között. Látnunk kell azonban azt is, hogy jelen kutatásban sincs lineáris kapcsolat a féléves kumulatív CO₂ kibocsátás és a C/N arány között (3. melléklet). Továbbá számos kutató talált pozitív összefüggést az avar vagy az O-szint C/N aránya és a talajlégzés között (Erickson *et al.*, 2001; Michel & Matzner, 2002; Spohn, 2015). Ezt Gödde *et al.* (1996) azzal magyarázták, hogy a magasabb C/N arány esetében a mikroorganizmusoknak nagyobb mennyiségű szerves anyagot kell lebontania ahhoz, hogy fenntarthassák a működésükhöz szükséges N-szintet.

Tovább árnyalja a képet, hogy kémiai és fizikailag fracionált SOM frakciók esetében a stabilabb, nagyobb sűrűségű (Sollins *et al.*, 2006; Gunina & Kuzyakov, 2014; Larionova *et al.*, 2015; Dou *et al.*, 2016) vagy finomabb szemcseméretű (Gregoricht *et al.*, 1995; Balesdent *et al.*, 1998; John *et al.*, 2005; Larionova *et al.*, 2015) frakciók alacsonyabb C/N aránnyal rendelkeznek. Bimüller *et al.* (2014) pl. azt állítják, hogy a C/N arány hasznos jelzőszáma lehet a talajokban a növénymaradványok lebomlásának, de alkalmazhatósága megkérdőjelezhető akkor, amikor az egyes SOM frakciók fizikailag vagy kémiaiilag stabilizáltak. Ezt támasztják

alá doktori kutatásom eredményei is, mert a vizsgált talajokban a szerves anyagot stabilizáló mechanizmusok mutatói (Al-tartalom, agyagtartalom, ásványos összetétel, 35. ábra) erős és szignifikáns negatív korrelációt mutatnak a mineralizáció mértékével. A Fe-, Al- és Mn elemkoncentrációk közül a mineralizáció és a ditionitos-citrátos-bikarbonátos kioldással kioldott Al-tartalom között van a legerősebb negatív kapcsolat (35.b ábra). Az ammónium-oxalát által kioldott Al-tartalom is majdnem ilyen erős negatív összefüggést mutatott ($R^2=0,627$, $p=0,0037$, 4. melléklet).



35. ábra. A kezelt minták mineralizációja és a minták C/N aránya (a), Al-tartalma (ditionitos-citrát-bikarbonát által kioldott) (b), agyagtartalma (c) és illit-tartalma (d) közötti összefüggés. A pirossal jelzett minták a kiugró értékeket jelzik, ezért ezeket az összefüggésvizsgálatból kizártam.

A ditionitos-citrátos-bikarbonátos kioldással kioldott Fe-tartalom és a mineralizáció között szintén szignifikáns ($p=0,0466$), de kevésbé erős ($R^2=0,340$) negatív kapcsolat van, míg a Fe

ammónium-oxaláttal kioldott mennyisége és a mineralizáció között már nincs szignifikáns kapcsolat ($p=0,097$), ahogy a Mn-koncentrációkkal sem áll kapcsolatban a mineralizáció.

Számos kutatás (Kaiser & Guggenberger, 2000; Kiem & Kögel-Knabner, 2002; Eusterhues *et al.*, 2005) számolt be a talajok szervesanyag-tartalma és a Fe-oxidok közötti erős pozitív kapcsolatról. Wiseman és Puttmann (2005) például 5 db németországi talajszelvényt vizsgálva megállapította, hogy a ditionitos-citrátos-bikarbonátos kioldással kioldott Fe-tartalom és a szervesanyag-tartalom között csak két talaj esetében volt erős pozitív összefüggés ($r=0,783$, $p<0,05$ és $r=0,857$, $p<0,05$), míg az ammónium-oxalátos Fe-tartalom az összes talaj szervesanyag-tartalmával szignifikánsan, ezen belül 4 talajéval erősen ($r\geq 0,783$) korrelált. A kutatásomban kapott eredmények, miszerint az Al-tartalom jelentősebb szerepet játszik a szerves anyag megkötésében, mint a Fe-tartalom, megegyezik Kaiser és Zech (1998) eredményeivel, akik az amorf $\text{Al}(\text{OH})_3$ -on figyelték meg az oldott szerves anyag legnagyobb mértékű adszorpcióját a ferrihidrittel és a goethittel szemben. Kutatásom eredményei arra utalnak, hogy mind a kétértékű (Fe^{2+} és Mn^{2+}), mind pedig a háromértékű (Al^{3+} , Fe^{3+}) ionoknak nagy szerepük van a szerves anyag kémiai stabilizációjában kationhidak formálása révén.

A talajok agyagtartalmának mineralizációra gyakorolt hatásában szintén szignifikáns negatív kapcsolat figyelhető meg (35.c ábra), összhangban azzal az általános vélekedéssel, miszerint a talajok textúrája alapvetően meghatározó tényezője a szervesanyagok stabilizációjának, melyben főként az agyagfrakció játszik főszerepet (Hassink, 1997; Six *et al.*, 2002a). Ezt bizonyítja Frøseth és Bleken (2015) kísérlete, melyben egy iszapos agyagos vályog és egy homokos vályog textúra-osztályba sorolt talajt inkubált különböző hőmérsékleteken (0°C , 4°C , $8,5^\circ\text{C}$ és 15°C), és arra az eredményre jutott, hogy míg az iszapos agyagos vályog talajban a kezdeti SOC-tartalomhoz viszonyított mineralizáció mértéke $0,1\text{--}0,6\%$ volt, addig a durvább szemcseméretű talajban ennek duplája ($0,2\text{--}1,4\%$) mineralizálódott.

Wiseman és Puttmann (2005) eredményei arra világítanak rá, hogy a talajok agyagásvány-összetétele (szmektitikus versus nem szmektitikus) közötti különbségek nem eredményeztek jelentős különbségeket a szervesanyag-tartalmak között, míg az ammónium-oxalát oldható Fe- és Al-tartalmak inkább befolyásolták a szerves anyag mennyiségét. Mások (Jardine *et al.*, 1989; Jones & Edwards, 1998; Kaiser & Zech, 1999) szintén azt hangsúlyozzák, hogy az oxidok jelentősebb szerepet játszanak a szervesanyag stabilizációjában az agyagásványokhoz képest. De, ahogyan Wiseman és Puttmann (2006) megjegyzi, ha a talaj szervesanyag-tartalma és a agyagtartalom között nincs kapcsolat, az nem jelenti azt, hogy az egyes ásványok nem vesznek részt a szerves anyag stabilizációjában. Doktori kutatásom eredményei is azt támasztják alá, hogy míg a mineralizáció csökkentésében a talajok agyagtartalmának fontos szerepe van, addig

ennek az agyagtartalomnak az ásványtani minősítése, az ásványtípusoknak még hangsúlyosabb a szerepe. Jelen esetben a várakozásokkal ellentétben az illit-tartalom mutat szignifikáns erős negatív kapcsolatot (35.d ábra) a mineralizációval. Egyes kutatások (pl. Ransom *et al.* 1998) arról számolt be, hogy a mineralizáció mértéke inkább a szemktit-gazdag talajokban csökken, tehát az SOM inkább ezekben a talajokban raktározódik. Ezzel ellentétben, Wattel-Koekkoek *et al.* (2001) arról számoltak be, hogy 7 országból származó kaolintben-gazdag talajokat és szemktit-gazdag talajokat összehasonlítva nem találtak különbséget az agyagfrakcióban lévő szervesanyag-mennyiségek között. Wiseman és Püttmann (2006) szintén azt mutatta ki – mely megerősíti eredményeimet –, hogy a szemktitek és a talajok szerves anyaga között nem mutatható ki kapcsolat, míg az illit és szerves anyag közötti kapcsolat lényegesen erősebb a vizsgált talajok többségében önállóan illit fázisként és kevert szerkezetekként egyaránt.

4.3. A talajok szénkészletei lebomlásának jellemzése

A kumulatív CO₂ kibocsátásoknál tapasztaltak alapján a lebomlás két fázisra bontása indokolt (Levi-Minzi *et al.*, 1990; Frøseth & Bleken, 2015). A kumulatív CO₂ kibocsátásokra illesztett 10. egyenlet alapján a gyors (k_1) és a lassú (k_2) lebomlási ütemmel jellemezhető raktárak bomlási sebességi állandóit a 14. táblázat mutatja be. A kontroll minták közül k_1 tekintetében a NYIR1, BAT, SOP4, NYIR2 és KAR minták rendelkeznek a legnagyobb értékekkel, míg a SOP2, SOP1 és JOS1 minták lebomlása a leglassabb úgy, hogy NYIR1 és a SOP2 minták lebomlásának sebessége között 9-szeres különbség mérhető. A kezelt minták esetében a k_1 értéke a CEG, NYIR1 és NYIR2 mintáknál volt a legnagyobb, míg a SOP2, JOS2 és JOS1 mintáknál a legalacsonyabb, a CEG és a SOP2 minták k_1 értéke közötti különbség 10-szeres. Látható tehát, hogy a friss szervesanyag hozzáadása a mintákhoz leginkább a homok frakciót legnagyobb mennyiségben tartalmazó mintákat érintette ebben a kezdeti fázisban: a kezelés hatására ezekben a talajokban a legnagyobb a szerves anyag lebomlásának sebessége.

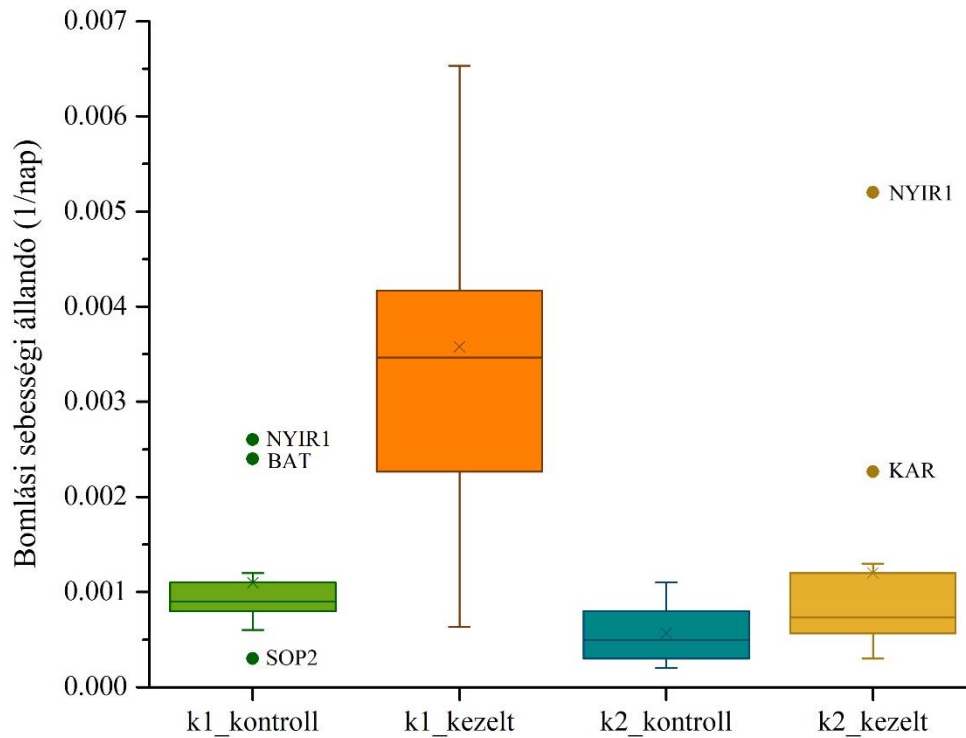
A k_2 értékeket tekintve a kontroll minták közül a KAR, NYIR1, BAT és SOP3 minták rendelkeznek a legnagyobb, míg a SOP2, SOP1, JOS2 és JOS1 minták a legalacsonyabb értékekkel (14. táblázat), ahol a leggyorsabban és a leglassabban lebomló talaj közötti különbség 6-szoros. A kezelt minták k_2 értékei alapján a NYIR1, KAR, NYIR2, SOP3 és CEG minták lebomlása a leggyorsabb, míg a SOP2, JOS2 és JOS1 mintáké a leglassabb (14. táblázat), ahol a NYIR1 és a SOP2/JOS2/JOS1 minták lebomlásának sebessége közötti különbség 17-szeres.

14. táblázat. A vizsgált talajok gyorsan lebomló szénkészletének (k_1) és lassabban lebomló szénkészletének (k_2) lebomlási sebessége

	kontroll		kezelt	
	k_1 (1/nap)	k_2 (1/nap)	k_1 (1/nap)	k_2 (1/nap)
CEG	$8,0 \times 10^{-4}$	$5,0 \times 10^{-4}$	$6,5 \times 10^{-3} \pm 3,5 \times 10^{-4}$	$1,1 \times 10^{-3} \pm 5,8 \times 10^{-5}$
NYIR1	$2,6 \times 10^{-3}$	$1,0 \times 10^{-3}$	$6,1 \times 10^{-3} \pm 1,1 \times 10^{-3}$	$5,2 \times 10^{-3} \pm 2,0 \times 10^{-4}$
NYIR2	$1,1 \times 10^{-3}$	$6,0 \times 10^{-4}$	$6,1 \times 10^{-3} \pm 3,2 \times 10^{-4}$	$1,3 \times 10^{-3} \pm 0,0$
BAT	$2,4 \times 10^{-3}$	$9,0 \times 10^{-4}$	$3,5 \times 10^{-3} \pm 1,2 \times 10^{-4}$	$1,0 \times 10^{-3} \pm 0,0$
JOS1	$7,0 \times 10^{-4}$	$3,0 \times 10^{-4}$	$2,1 \times 10^{-3} \pm 1,2 \times 10^{-4}$	$3,0 \times 10^{-4} \pm 0,0$
JOS2	$8,0 \times 10^{-4}$	$3,0 \times 10^{-4}$	$1,5 \times 10^{-3} \pm 1,0 \times 10^{-4}$	$3,0 \times 10^{-4} \pm 0,0$
JOS3	$1,0 \times 10^{-3}$	$5,0 \times 10^{-4}$	$4,2 \times 10^{-3} \pm 5,8 \times 10^{-5}$	$6,3 \times 10^{-4} \pm 5,8 \times 10^{-5}$
SOP1	$6,0 \times 10^{-4}$	$3,0 \times 10^{-4}$	$3,3 \times 10^{-3} \pm 1,0 \times 10^{-4}$	$5,7 \times 10^{-4} \pm 5,8 \times 10^{-5}$
SOP2	$3,0 \times 10^{-4}$	$2,0 \times 10^{-4}$	$6,3 \times 10^{-4} \pm 5,8 \times 10^{-5}$	$3,0 \times 10^{-4} \pm 0,0$
SOP3	$9,0 \times 10^{-4}$	$8,0 \times 10^{-4}$	$3,5 \times 10^{-3} \pm 2,3 \times 10^{-4}$	$1,2 \times 10^{-3} \pm 0,0$
SOP4	$1,2 \times 10^{-3}$	$4,0 \times 10^{-4}$	$3,4 \times 10^{-3} \pm 5,8 \times 10^{-5}$	$6,7 \times 10^{-4} \pm 5,8 \times 10^{-5}$
KIS	$8,0 \times 10^{-4}$	$5,0 \times 10^{-4}$	$3,6 \times 10^{-3} \pm 1,2 \times 10^{-4}$	$7,3 \times 10^{-4} \pm 5,8 \times 10^{-5}$
KAR	$1,1 \times 10^{-3}$	$1,1 \times 10^{-3}$	$2,3 \times 10^{-3} \pm 5,8 \times 10^{-5}$	$2,3 \times 10^{-3} \pm 5,8 \times 10^{-5}$

Az eredmények alapján látható, hogy a lebomlás az inkubáció elején volt gyorsabb, tehát a labilis készlet lebomlási állandói nagyobbak, mint a stabilabb készletéi (14. táblázat). Ez alól csak a KAR minta kivétel, ahol nem lehetett két külön fázisra bontani a lebontást. A kontroll minták esetében a labilis szénraktár átlagosan kétszer olyan gyorsan bomlik le, mint a stabilabb szénraktár (36. ábra). Legnagyobb eltérés a SOP4, JOS2, BAT és NYIR1 kontroll minták k_1 és k_2 értékei között mérhető, ezeknél a mintáknál 3-szor, 2,7-szer, 2,7-szer és 2,6-szer gyorsabb a lebomlás az inkubáció elején, mint a végén. A legkisebb különbség a k_1 és k_2 értékei között a SOP3 (1,3-szeres), SOP2 (1,5-szeres), KIS (1,6-szeres) és CEG (1,6-szeres) kontroll minták között figyelhető meg. A kezelt mintáknál az inkubáció kezdeti és késői fázisának szénlebomlási sebessége közötti különbségek jóval nagyobbak, mint a kontroll mintáknál (36.

ábra), itt átlagosan 4-szer gyorsabb a lebomlás az inkubáció kezdeti szakaszában. A JOS1 és JOS3 kezelt mintáknál 7-szer, a SOP1 és CEG kezelt mintáknál 6-szor gyorsabb a lebomlás az inkubáció kezdetén, míg a legkisebb különbségek a NYIR1, SOP2 és SOP3 kezelt mintáknál mérhetők, itt a különbség 1,2-szeres, 2,1-szeres és 2,9-szeres.

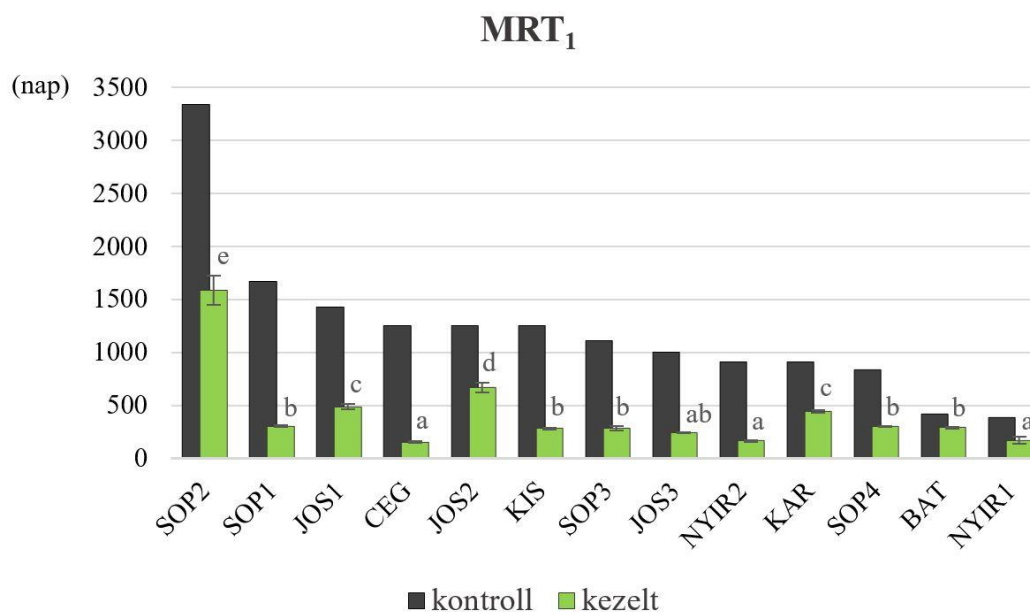


36. ábra. A bomlási sebességi állandók dobozos ábrája a lebomlás korai (k_1) és késői (k_2) fázisára. Az adatok terjedelmét a függőleges vonalak ábrázolják, az adatok alsó és felső kvartilisa közötti értékeket a dobozok, az átlag értékeket a kereszt szimbólumok, a medián értékeket a dobozokon belüli vonalak, a kiugró értékeket pedig a teli körök jelölik.

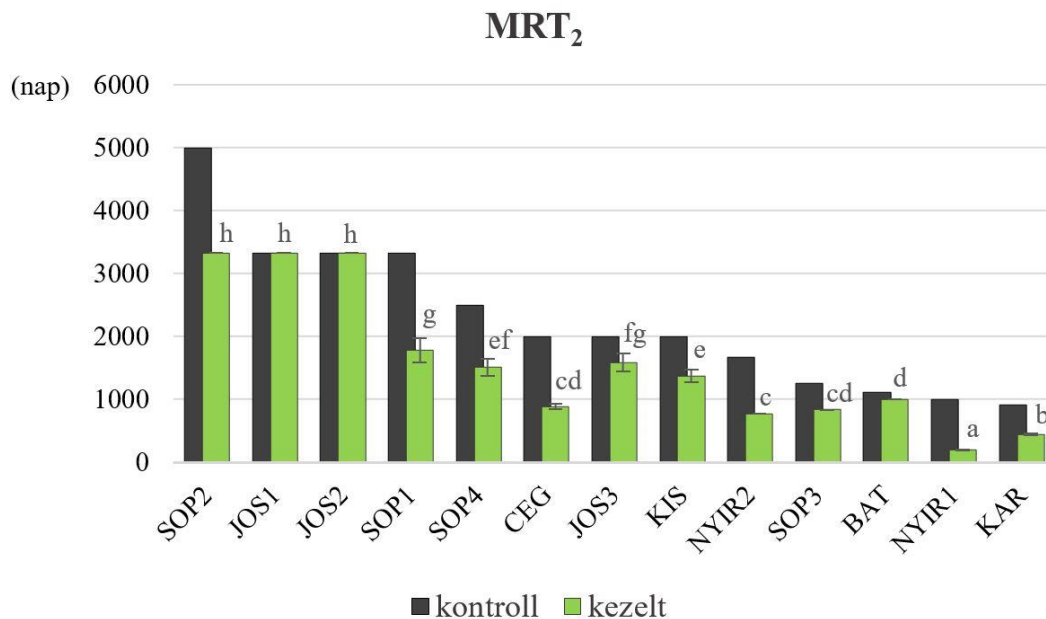
Ugyanakkor a kukorica hozzáadása egyértelműen csak a gyorsan lebomló raktár lebomlási sebességét gyorsította fel jelentősen (14. táblázat, 36. ábra). Ebben a fázisban a kontroll mintákhoz képest a kezelt mintákban átlagosan 3,6-szer volt gyorsabb a lebomlás, míg a lassabban lebomló fázisban ez az érték 1,9-szeres volt. A lebomlás gyorsabb fázisában a kukorica hozzáadása leginkább a CEG, NYIR2, SOP1 és KIS mintákat érintette, ezeknél a mintáknál a kontrollhoz képest 8,2-szeres, 5,5-szeres, 5,5-szeres és 4,5-szeres volt a bomlási állandó értéke. Legkevésbé a BAT, JOS2, KAR és SOP2 minták lebomlása reagált az új szerves anyag talajba kerülésére, itt a kezelt és kontroll minták lebomlási sebessége közötti különbség 1,4-szeres, 1,9-szeres, 2,1-szeres és 2,1-szeres volt. A stabilabb szénraktár lebomlására kevésbé

volt hatással a kukorica hozzáadása, a k_2 -k tekintetében a legnagyobb különbségek a kezelt és kontroll minták között a NYIR1 (5,2-szeres), CEG (2,3-szeres), NYIR2 (2,2-szeres) és KAR (2,1-szeres) minták között voltak.

A bomlási sebességekből számolt átlagos tartózkodási idők a gyorsan lebomló szénraktár esetében (MRT_1) a kontroll mintáknál 3333 naptól (SOP2 minta) 385 napig (NYIR1 minta), a kezelt mintáknál 1587 ± 138 naptól (SOP2 minta) 153 ± 8 napig (CEG minta) terjednek (37. ábra). A lassabb lebomlással jellemezhető szénraktárra vonatkozó átlagos tartózkodási idők (MRT_2) a kontroll minták tekintetében 5000 naptól (SOP2 minta) 909 napig (KAR minta), a kezelt minták esetében 3333 ± 0 naptól (SOP2 minta) 192 ± 7 napig (NYIR1 minta) terjednek (38. ábra). Az SOP2 minta rendelkezik egyértelműen a legnagyobb SOM tartózkodási idővel mind a kontroll, mind a kezelt minták közül a gyorsabban és a lassabban lebomló szénraktárt tekintve egyaránt.



37. ábra. A vizsgált talajok gyorsan lebomló szénraktárának átlagos tartózkodási ideje (MRT_1) a kontroll minták értékei szerint rendezve (a kezelt minták esetében a szórás feltüntetésével). A különböző betűk a statisztikailag elkülönülő ($p < 0,05$) csoportokat jelölik a Tukey post-hoc teszt szerint.



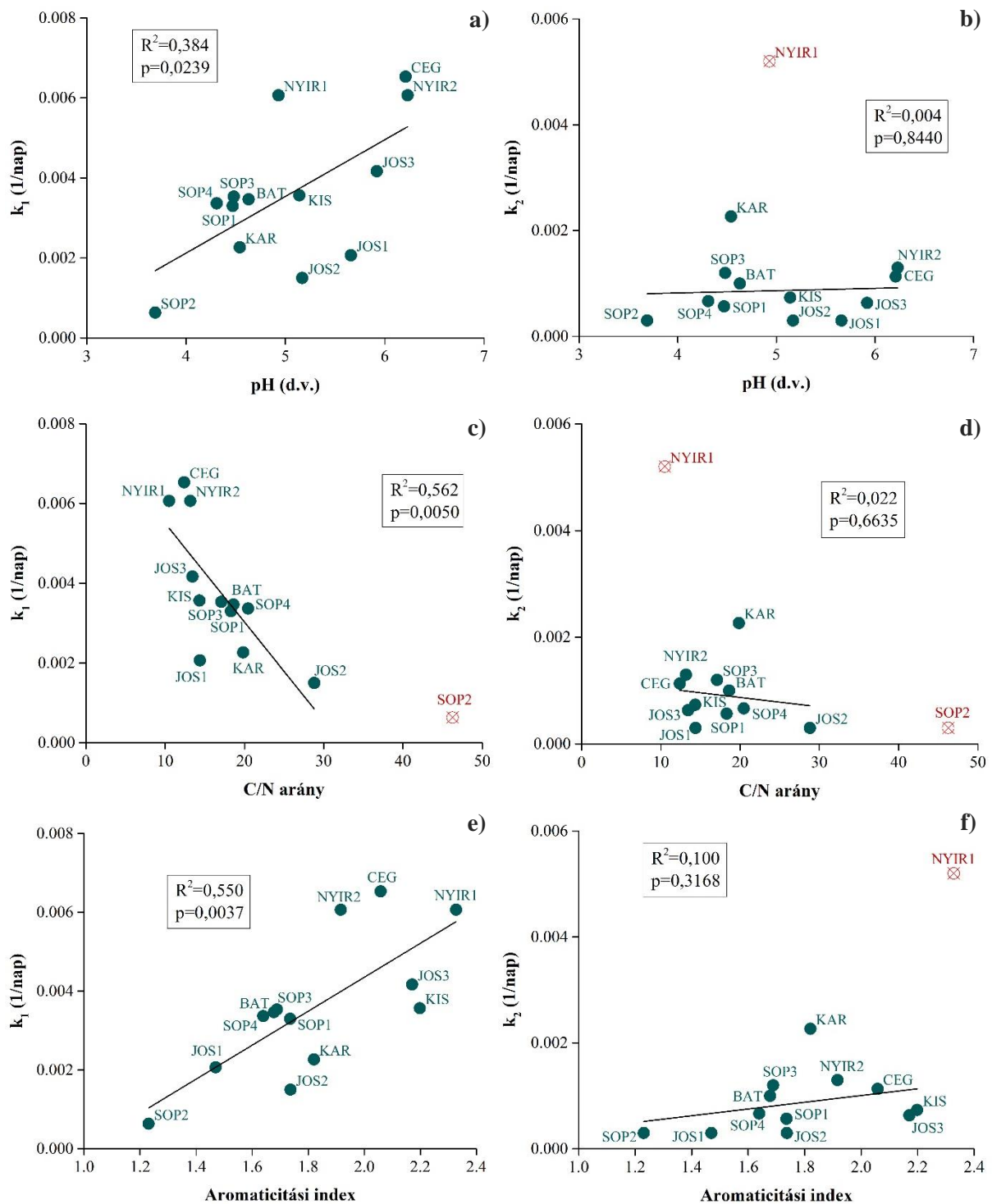
38. ábra. A vizsgált talajok lassabban lebomló szénraktárának átlagos tartózkodási ideje (MRT₂) a kontroll minták értékei szerint rendezve (a kezelt minták esetében a szórás feltüntetésével). A különböző betűk a statisztikailag elkülönülő ($p < 0,05$) csoportokat jelölik a Tukey post-hoc teszt szerint.

A lebomlás sebességét befolyásoló tényezők

A lebomlás sebességét leginkább a talajok pH értéke, C/N aránya, aromaticitási indexe, Al-tartalma, agyagtartalma és illit-tartalma befolyásolta (39. és 40. ábra). Ezen tényezők közül csak a ditionit-citrát-bikarbonát által kioldott Al-tartalom és az illit-tartalom az, ami a lassabban lebomló szénraktárra is befolyással volt, jelezve, hogy a szerves anyag stabilizációja kevésbé teszi érzékennyé a lassabb fázist a lebomlással és az azokat kontrolláló tényezőkkel szemben.

A tényezők közül a pH-val szignifikáns pozitív kapcsolatot mutat az inkubáció első fázisának lebomlási sebességi állandója, a k_1 (39.a ábra), megerősítve azokat a korábbi eredményeket, melyek szerint alacsony pH-n a szerves anyagok mikrobiális lebomlása gátolt, és a pH növekedésével növekszik a lebomlás mértéke (Amato & Ladd, 1992; Motavalli *et al.*, 1995; Riffaldi *et al.*, 1996).

A k_1 lebomlási állandó és a talajok C/N aránya között szignifikáns negatív kapcsolatot találtam (39.c ábra). Jóllehet Levi-Minzi *et al.* (1990) nem találtak összefüggést a C/N arányok és a szerves anyag lebomlásának sebessége között, addig Riffaldi *et al.* (1996) 14 mezőgazdasági talajt vizsgálva arról számoltak be, hogy az alacsony C/N arányokhoz magas k_1 értékek köthetők.



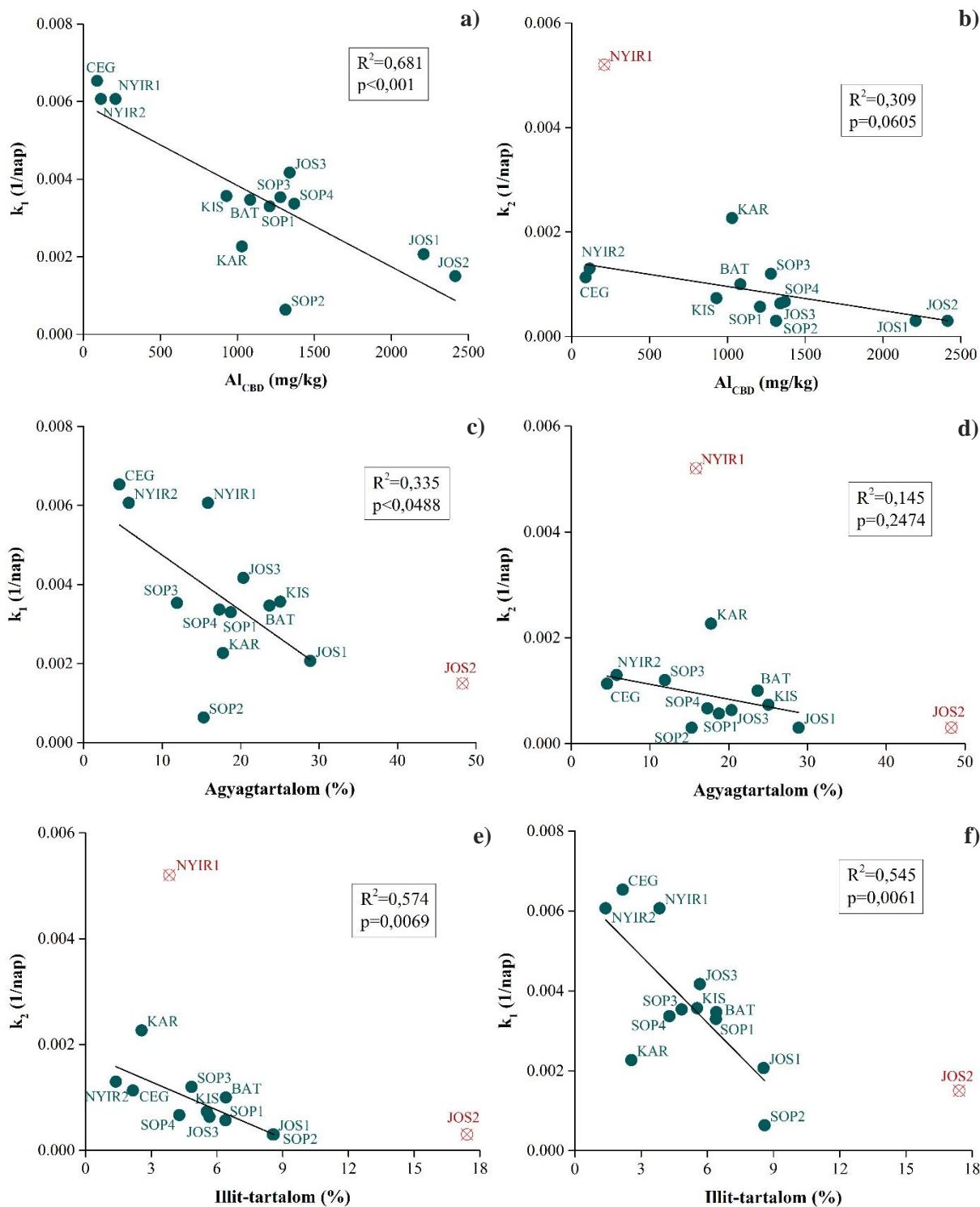
39. ábra. A kezelt talajok gyors (k_1) és lassú (k_2) lebomlási ütemmel rendelkező szénraktárainak bomlási sebessége és a talajok pH értékei (a és b), C/N aránya (c és d) és aromaticitási indexei (e és f) közötti kapcsolatok

Számos kutatás szerint (pl. Kögel-Knabner 1993; Almendros *et al.* 2000) az alkil C vegyületek sokkal inkább tekinthetők a stabilizált szerves anyag forrásainak, mint az aromás szén vegyületek. Ez annak következménye, hogy a durvább frakciók felé haladva a könnyebben

mineralizálható szénvegyületek (pl. cukrok) lebomlása és a biológiailag ellenálló vegyületek relatív felhalmozódása hangsúlyosabbá válik a homoktalajokban. Kutatásomban az aromaticitási index és a k_1 közötti összefüggés is ezt indikálja, hiszen a nagyobb aromaticitási indexszel rendelkező homoktalajok nagyobb lebomlási sebessége a textúrának köszönhető, és nem az aromaticitásnak. Ezt a megállapítást a k_1 és az agyagtartalom összefüggése világosan bizonyítja (40.c ábra).

Összhangban a szerves anyag mineralizációjával (35.b ábra) az Al-tartalom növekedésével nőtt a szerves anyagok stabilizációja mind a gyorsabban lebomló (40.a ábra) mind a lassabban lebomló (40.b ábra) raktár esetében. Ez az összefüggés egyértelműen a k_1 értékeknél hangsúlyosabb, de az Al_{CBD} -tartalom az egyike a lassabban lebomló szénraktár lebomlását befolyásoló paramétereknek. A k_1 a ditionit-citrát-bikarbonát által kioldott Fe-tartalommal is hasonlóan negatív összefüggést mutatott, mint az Al-tartalommal, de az összefüggés a Fe-al gyengébb ($R^2=0,304$; $p<0,05$, 5. melléklet), mint az Al-al. Az Al esetében viszont nem csak a ditionit-citrát-bikarbonát, hanem az ammónium-oxalát által kioldott Fe-tartalom is szignifikáns negatív kapcsolatot ($R^2=0,583$; $p=0,0038$) mutatott a k_1 értékkel.

Mikutta *et al.* (2005) azt az eredményt kapták, hogy a stabil szervesanyag-mennyiségek nem mutatnak kapcsolatot a Fe_{CBD} -vel, sem a kristályos Fe-oxidokkal (Fe_{CBD} és Fe_{OX}), de a gyengén kristályos fázisokat reprezentáló ammónium-oxalátos Fe-tartalommal igen. Vizsgálatukban ők a Fe_{OX} szerepét lényegesebbnek találták a szerves anyagok stabilizációjában, mint az Al_{OX} szerepét, de többváltozós lineáris regresszió-elemzésükben mind a Fe_{OX} , mind az Al_{OX} közös, fontos stabilizáló szerepét alátámasztották. Az általuk vizsgált mindkét szemcseméret-frakcióra (durva agyag: 0,2–2,0 μm és finom agyag: $<0,2 \mu m$) kimutatták ezt az összefüggést, azonban a finom agyag frakcióra jóval erősebb volt a kapcsolat ($R^2=0,94$, $p<0,001$) szemben a durva agyagéval ($R^2=0,66$; $p<0,05$), ezáltal utalva arra, hogy a durvább szemcseméretű agyagfrakcióban a szerves anyag stabilizációja kevésbé függ a gyengén kristályos fázisoktól. Az ammónium-oxalát által kioldott fázisok nagyobb reaktivitása annak köszönhető, hogy ezek a fázisok más ásványi szemcsékkel összekapcsolódva aggregátumokat képeznek, amik jobban ellenállnak a kioldásnak (Barberis *et al.*, 1991; Wiseman & Püttmann, 2006).



40. ábra. A kezelt talajok gyors (k_1) és lassú (k_2) lebomlási ütemmel rendelkező szénraktárainak bomlási sebessége és a talajok Al-tartalma (ditionit-citrát-bikarbonát által kioldott) (a és b), agyagtartalma (c és d) és illit-tartalma (e és f) közötti összefüggés. A pirossal jelzett minták a kiugró értékeket jelzik, ezért ezeket az összefüggésvizsgálatból kizártam.

Vulkáni kőzeteken kialakult talajokat vizsgálva Torn *et al.* (1997) nem tapasztaltak korrelációt a kristályos ásványok és a szervesanyag-tartalom illetve a szerves anyag átalakulásának sebessége között. Ezzel szemben Kiem és Kögel-Knabner (2002) arról számolt be, hogy a szerves anyagok hosszú távú stabilizációjáért főként az oxidok felületei a felelősek. Eusterhues *et al.* (2005) savanyú talajokat vizsgálva szintén arra a következtetésre jutottak, hogy az oxidok (melyek közül ők nagy fajlagos felületük miatt a Fe-oxidokat emelték ki) reaktív felületei (hidroxil csoportok) játszanak főszerepet a szerves anyagok megkötésében.

A Fe- és Al-oxidok OH-csoportjai és a szervesanyag karboxil illetve fenolos OH csoportjai között létrejövő ligandumcsere az alacsonyabb pH-n jelentősebb, maximális szorpció pH 4,3–4,7 között tapasztalható (Gu *et al.*, 1994). Ez a savanyú, protonált hidroxil-csoportokat tartalmazó ásványi összetevőkben gazdag talajok jellemző kölcsönhatása (Shen, 1999). Továbbá, a ligandumcsere mellett a Fe- és az Al-ionok a savanyú talajokban a szerves ligandumokkal, pl. karboxil-csoporttal, kationhidakon keresztül szerves-ásványi komplexeket létesíthetnek (Oades, 1988; von Lützwow *et al.*, 2006). Ezeknek a mechanizmusoknak köszönhető, hogy a doktori kutatásomban vizsgált 13 savanyú talajban is az Al-tartalom az egyik legfontosabb paraméter, amely jelentősen kontrollálja a szerves anyag lebomlását rövid és hosszabb távon is.

A vizsgált 13 magyarországi talaj szerves anyag mineralizációjára (34.c ábra) és a lebomlás sebességére (40.c és d ábra) az agyagtartalom kevésbé volt hatással, mint a Fe- vagy Al-oxid mennyisége, ahogy ezt más kutatók is kimutatták (Jardine *et al.*, 1989; Jones & Edwards, 1998; Kaiser & Zech, 1999; Wiseman & Puttmann, 2005). Ha az agyagtartalom mellett az egyes ásványtípusok hatását is vizsgáljuk a szerves anyag lebonthatóságára illetve stabilizációjára, akkor pontosabb képet kaphatunk az szerves-ásványi kapcsolatokról, hiszen a talajok illit-tartalmával mind a gyorsan (40.e ábra), mind a lassan lebomló (40.f ábra) szénraktárak bomlási sebességi állandója erős negatív kapcsolatot mutat.

A textúra szerves anyag stabilizációra gyakorolt hatását számos kutatás kimutatta. Például, Saviozzi *et al.* (2014) városi talajokat vizsgálva szignifikáns negatív korrelációt mutattak ki a talajok agyagtartalma és a gyorsabban lebomló szénraktár bomlási sebességi állandója között, de a lassabban lebomló szénraktár bomlási állandója és az agyagtartalom között nem találtak kapcsolatot – ezt doktori kutatásomban is igazoltam. Lisboa *et al.* (2009) különböző szemcseméretű SOM frakciók (>250 μm , 53–250 μm , 2–53 μm , <2 μm) átalakulási idejét becsülték meg, és azt találták, hogy a lassabban lebomló szénraktárnak az agyagfrakcióban a legnagyobb a tartózkodási ideje (> 2500 years), a mikroaggregátumokhoz (498 év) és az iszaphoz kötött (210 év) SOM-nek közepes a tartózkodási ideje, míg a legnagyobb

szemcseméret-frakcióban a szerves anyag tartózkodási ideje csak körülbelül 1 év. Ezzel szemben Saggar *et al.* (1996) a talajok textúráját és ásványtani összetételét vizsgálva arra az eredményre jutottak, hogy a talajok szerves anyagának átlagos tartózkodási ideje és az agyagtartalom között nincs egyértelmű kapcsolat, hanem inkább az ásványok fajlagos felülete az, ami befolyásolja a szerves anyag lebomlását a vizsgált talajokban. Tehát hiába találtak sokan (pl. Hassink 1997; Kaiser & Guggenberger 2000; Arrouays *et al.* 2006) erős összefüggést a talajok agyagtartalma és a szervesanyag-mennyisége között, a talaj szerves anyagot stabilizáló kapacitását számos más tényező, pl. éghajlati tényezők, területhasználat, ásványok (pl. Fe- és Al-oxidok) és az agyagásványok típusa is befolyásolja (Wiesmeier *et al.*, 2019).

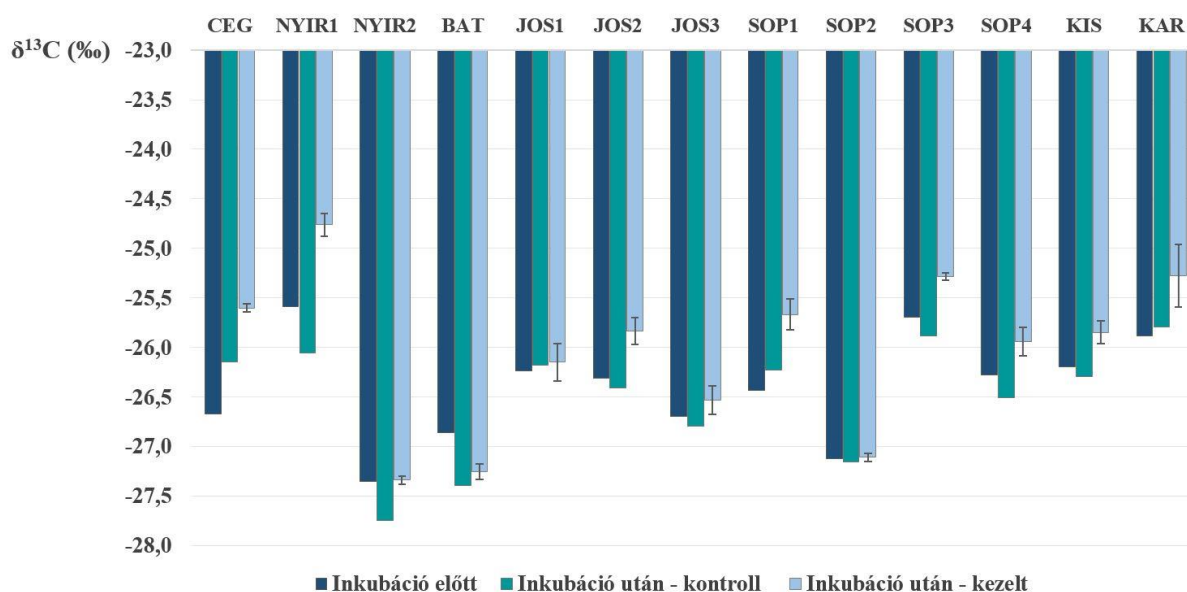
Az agyagfrakció, és ezen belül is, az agyagásvány típusok befolyásoló hatását jelzi a szerves anyag lebontásra az illit-tartalom és a k értékek összefüggése. A talajok szénmegkötésének ásványtani szerepét sok kutatás az ásványok fajlagos felületével köti össze, ezért általában a nagy fajlagos felülettel rendelkező ásványok bírnak kitüntetett szereppel. Ugyan az illit fajlagos felülete általában kisebb, mint a szmektitké (1. táblázat), és negatív töltésfeleslegét főként a K^+ kompenzálja, mégis az illit ásványok 1) szélein kialakuló amfoter felületeknek (szilanol, és aluminol); 2) a sziloxán bazális sík felületeken létrejövő ioncseréknek és 3) a szétnyílt rétegek által létrejövő ioncseréknek köszönhetően az illit szorpciós kapacitása is jelentős (Kulik *et al.*, 2000; Sinitsyn *et al.*, 2000). Kubicki *et al.* (1999) vizsgálatai alapján az illit hajlamosabb erős felületi komplexeket képezni szerves savakkal (oxálsavval, benzoésavval, szalicilsavval és ftálsavval), mint a kaolinit és a montmorillonit, amit ők azzal magyaráztak, hogy az illiten a Fe-hidroxidok miatt több reaktív terület lehet. Ezek lehetnek az okai annak, hogy Wiseman és Püttmann (2006) is pozitív korrelációt tapasztalt a vizsgált talajok szervesanyag-tartalma és illit-tartalma között. Ezek az eredmények is azt mutatják, hogy az ásványok csupán a fajlagos felület alapján történő jellemzése nem elégséges, illetve egyes esetekben félrevezető lehet. Célravezetőbb a szerves-ásványi kötéstípusok minél részletesebb ismerete és minél több, a szerves anyag stabilizációját feltételezhetően befolyásoló talajparaméter vizsgálata.

4.4. A talajok és az általuk kibocsátott CO₂ δ¹³C izotóparányai

Az inkubáció előtt a talajok δ¹³C értékei -27,4‰ és -25,6‰ között mozogtak, az inkubáció hatására a kontroll talajok δ¹³C értékei -27,7‰ és -25,8‰ között, a kezelt talajok δ¹³C értékei pedig -27,3‰ és -24,8‰ között változtak (41. ábra). Az inkubáció előtti eredeti talajok δ¹³C értékei az erdei vegetáció C₃-as fotoszintetikus CO₂ megkötésére jellemző -35‰ és -20‰ közötti δ¹³C értékek (Kuzyakov, 2006) talajokba való átöröklésének köszönhetőek. Ez az átöröklés, azaz a növények és a talaj közti átalakulás, és az ezalatt végbemenő folyamatok

Kuzyakov (2006) szerint átlagosan kevesebb, mint 2‰ különbséget eredményeznek a növények és a talajok $\delta^{13}\text{C}$ értékei között.

Az inkubáció előtti és az inkubáció utáni kontroll talajok $\delta^{13}\text{C}$ értékei közötti átlagos különbség 0,1‰, maximum különbségek a CEG, NYIR1, BAT és NYIR2 talajoknál tapasztalhatók, az első három esetében 0,5‰ a különbség, a NYIR2 talajnál pedig 0,4‰. A többi talajnál maximum 0,2‰-es eltérés figyelhető meg az inkubáció előtti és az inkubáció utáni kontroll értékek között. A 13 talaj közül 9-nél az inkubáció előtti minta $\delta^{13}\text{C}$ értéke mutatott kevésbé negatív értéket, míg a CEG, JOS1, SOP1 és KAR talajoknál ennek az ellentéte figyelhető meg. Azonban fontos megemlíteni, hogy az inkubáció előtti és a kontroll talajok közötti kis különbségek 7 minta esetében a mérési hibahatárokon belül voltak. Mégis, a talajok túlnyomó többségében az inkubáció hatására megfigyelhető negatívabb $\delta^{13}\text{C}$ értékek a biológiai tevékenység izotóp-frakcionációjával magyarázhatók, mivel a lebontás során (azaz az inkubációs idő előrehaladtával) a mikrobák a C_3 -as talajokban a ^{13}C izotópban gazdagabb vegyületeket preferálják (Ågren *et al.*, 1996). A “szubsztrátumok preferenciális felhasználása” vagy “preferenciális lebontás” arra a jelenségre utal, miszerint a mikroorganizmusok bizonyos növényi maradványokat előszeretettel választanak ki más növényi anyagok helyett (Werth & Kuzyakov, 2010), melynek következménye, hogy a talajban élő mikroorganizmusok szintén diszkriminálják az izotópokat. Eszerint a mikrobák, különösen a baktériumok a ^{13}C -ben gazdag, könnyen lebontható anyagokat (pl. glükóz, szacharóz) részesítik előnyben a ligninnel és a lipidekkel szemben. A növényekben található szénvegyületek eltérő $\delta^{13}\text{C}$ értékei arra vezethetők vissza, hogy a növényi fotoszintetikus CO_2 megkötés után további izotóp-frakcionációs folyamatok játszódnak le a növényekben (Park & Epstein, 1960), melynek eredménye, hogy a lignin, a lipidek és a cellulóz ^{13}C -ben elszegényednek, míg a cukrok, aminosavak és a hemicellulóz molekulák gazdagnak (Boutton, 1996). Egy növényen belül az egyes komponensek $\delta^{13}\text{C}$ értékei közötti különbség mértéke elérheti akár a 10,3‰-et a C_4 -es növények esetében, míg ez a szám a C_3 -as növényeknél átlagosan 9‰ (Hobbie & Werner, 2004).



41. ábra. Az inkubáció előtti talajok, az inkubáció utáni kontroll, valamint a kukoricával kezelt talajok $\delta^{13}\text{C}$ értékei (a kezelt minták esetében a szórás feltüntetésével)

A $-13,45\text{‰}$ $\delta^{13}\text{C}$ értékű kukorica hozzáadása a talajok nagy részénél jelentős különbségeket eredményezett az inkubáció előtti talajok és a kezelt talajok között: általánosságban véve a kukoricával történt kezelés a talajok ^{13}C izotópban való dúsulását (kevésbé negatív $\delta^{13}\text{C}$ értékek) eredményezte (41. ábra). Ez alól a BAT minta kivétel, ahol a kezelt minta $\delta^{13}\text{C}$ értéke az inkubáció előtti mintához képest $0,4\text{‰}$ -el negatívabb, amit nem lehet az ismétlések közötti szórással és a mérési hibákkal magyarázni. Legnagyobb különbségek az inkubáció előtti és a kezelt minták között a CEG ($1,07\text{‰}$), NYIR1 ($0,82\text{‰}$), SOP1 ($0,77\text{‰}$) és KAR ($0,61\text{‰}$) mintáknál voltak mérhetőek. A NYIR2, SOP2, JOS1 és JOS3 esetében az inkubáció előtti talaj $\delta^{13}\text{C}$ értékeihez képest nem mutatnak eltérést.

Az inkubáció utáni kontroll talajok $\delta^{13}\text{C}$ értékeihez képest a kezelt talajok $\delta^{13}\text{C}$ értékei minden esetben kevésbé negatív értékeket mutattak, átlagosan $0,46\text{‰}$ -es különbséggel. Legnagyobb eltérések a kezelt és a kontroll minták között a NYIR1 ($1,30\text{‰}$), SOP3 ($0,60\text{‰}$) és JOS2 ($0,57\text{‰}$) mintákban mutathatók ki, míg a JOS1 és SOP2 mintákban a különbségek kisebbek, mint a kezelt minták ismétlései közötti $\delta^{13}\text{C}$ -beli eltérések.

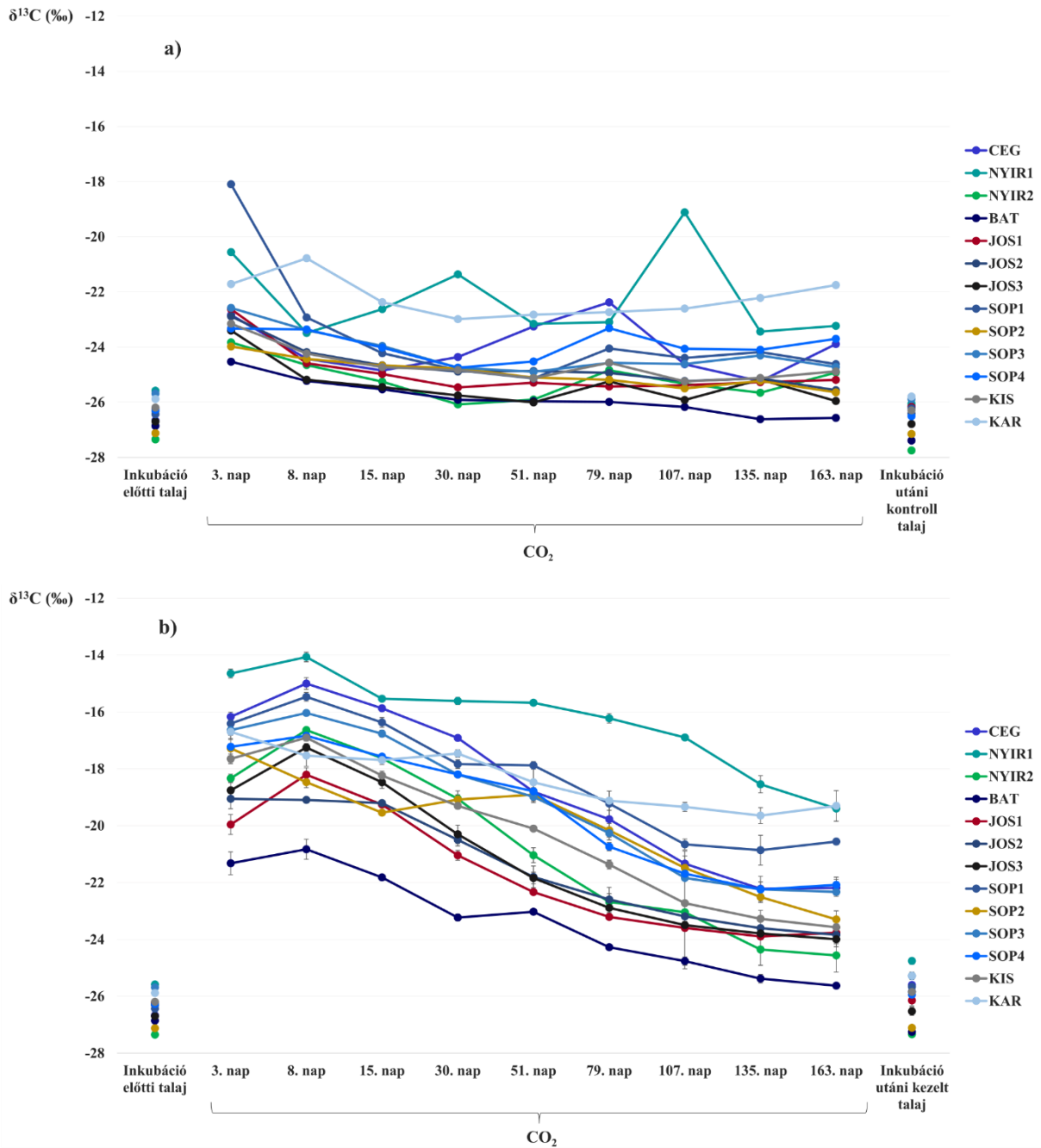
A féléves inkubáció alatt az adott mérési napokon a talajokból kilélegzett CO_2 $\delta^{13}\text{C}$ értékei a 41. ábrán láthatóak. Az inkubáció előtti és utáni talajokhoz képest a kilélegzett CO_2 minden mintavételi napon gazdagodott ^{13}C -ben mind a kontroll (42.a ábra), mind a kezelt (42.b ábra) mintáknál. Ugyan a mikrobiális légzés során képződő CO_2 -ben csökken a nehéz stabil C izotóp mennyisége, azonban ennél a metabolikus izotóp frakcionációnál erősebb a korábbiakban

tárgyalt szubsztrátumok preferenciális felhasználása során fellépő izotóp frakcionáció hatása (Šantrůčková *et al.*, 2000), aminek eredményeképpen a lebontás során kibocsátott CO₂ ¹³C-ben gazdagodik, míg a talajban olyan SOM marad, ami ¹³C-ben elszegényedik (Ågren *et al.*, 1996).

Legnagyobb eltérés az inkubáció előtti talajok és a 3. napon kibocsátott CO₂ $\delta^{13}\text{C}$ értékei között voltak mérhetőek. A kontroll minták esetében ez átlagosan 3,83%-os, 2,33%-os minimum (a BAT minta esetében) és 8,34%-os maximum értékkel (a SOP1 minta esetében). A kezelt minták esetében ezzel szemben még nagyobb eltérések voltak tapasztalhatók az inkubáció előtti talajok és a 3. napi CO₂ $\delta^{13}\text{C}$ értékei között: átlagosan 8,70%-os, de minimum 5,53%-os (a BAT minta esetében) és maximum 10,94%-os (a NYIR1 minta esetében) értékekkel. A kontroll talajokból kibocsátott CO₂ $\delta^{13}\text{C}$ értékeit tekintve a NYIR1, KAR és SOP4 talajok a legkevésbé, míg a BAT és JOS3 talajok a leginkább negatívak a fél éves inkubáció alatt. A kezelt talajoknál a BAT és JOS3 talajok mellett a JOS1 és JOS2 talajok CO₂ mintáinak $\delta^{13}\text{C}$ értékei a legnegatívabbak, míg a NYIR1, SOP1 és CEG minták a legkevésbé negatívak.

A kezelt minták esetében erőteljesebben, de a legtöbb kontroll mintánál is megfigyelhető az a trend, miszerint az inkubáció kezdetén a kilélegzett CO₂ $\delta^{13}\text{C}$ értékei kevésbé negatívak, míg az inkubáció előrehaladtával fokozatosan negatívabbakká válnak az értékek. Ez annak köszönhető, hogy míg az inkubáció elején a ¹³C-ben gazdagabb, könnyen lebontható anyagokat fogyasztják a mikroorganizmusok, addig az inkubáció és a lebomlás előrehaladtával egyre fogy ezeknek az anyagoknak a mennyisége, és a ¹³C-ben szegényedett vegyületek (pl. cellulóz és lignin) felhasználása fokozódik. Egy hosszútávú inkubációs kísérletben szintén változó CO₂ $\delta^{13}\text{C}$ értékek mértek (Pendall & King, 2007), amit az inkubáció alatti változó szerves anyag felhasználással – az inkubáció elején a friss növényi maradványok, az inkubáció végén stabilabb szerves anyagok – magyaráztak. Ennek következtében az inkubáció utolsó fázisában a $\delta^{13}\text{C}$ értékek csökkenését tapasztalták.

Az egyes mintavételi napokon a kontroll és a kezelt minták közül minden esetben a kontroll talajok CO₂ mintái rendelkeztek negatívabb $\delta^{13}\text{C}$ értékekkel. A kontroll és kezelt minták közötti különbségek a talajmintáktól és a mintavételi időponttól függenek, azonban megállapítható, hogy általában a legnagyobb eltérések a SOP1, CEG és NYIR1, míg a legkisebb eltérések a BAT, JOS1 és JOS2 talajok között figyelhető meg, valamint, hogy az eltérések a kontroll és kezelt minták között az esetek többségében (8 talajnál) a 8. napon a legnagyobbak, és a különbségek átlaga a 8. naptól a 163. napig fokozatosan csökken.



42. ábra. Az inkubáció előtti és utáni talajok, valamint a CO₂ $\delta^{13}\text{C}$ értékei a kontroll (a) és kezelt (b) mintákban. (a kezelt minták esetében a szórás feltüntetésével)

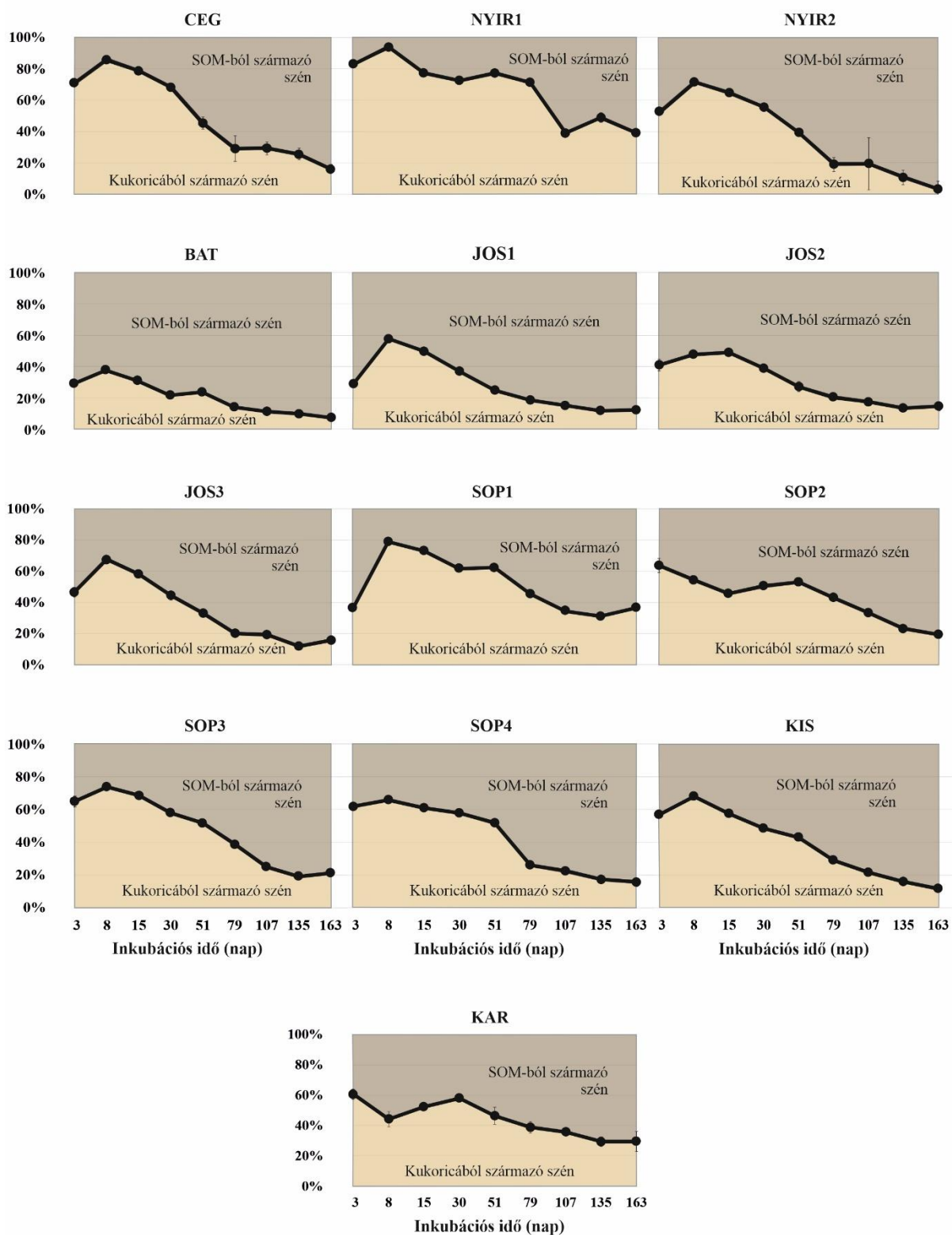
4.5. A talajlégzés szénforrásainak elkülönítése

A talajlégzés CO₂-jának stabil szén izotópos értékeinek felhasználásával kiszámítható, hogy a légzés hány százaléka származik a frissen hozzáadott szerves anyagból (jelen esetben kukorica) és hány százalék származik a talajok szerves anyagából (3. egyenlet; 43. ábra). Általánosságban véve a CO₂ az inkubáció elején főként a könnyen hozzáférhető friss szerves anyagból, a

kukoricából származik, majd az inkubáció előrehaladtával ennek aránya fokozatosan csökken, és inkább az SOM-ból származik a CO₂. Ennek oka az, hogy a mikroorganizmusok a könnyen hozzáférhető szerves anyag csökkenése esetén kénytelenek a nehezebben hozzáférhető, stabilabb szerves anyagból biztosítani szénigényüket az inkubáció második szakaszában. A vizsgált talajoknál az inkubáció első két hetében átlagosan a CO₂ 60%-a származik a kukoricából, míg az inkubáció végére, amikor már lecsökkent a rendelkezésre álló kukorica mennyisége, ez az érték lecsökken 20% környékére. A JOS2, SOP2 és KAR minták kivételével a mintákban az inkubáció alatt a 8. napon volt a legmagasabb a kukoricából származó CO₂-kibocsátás aránya. Ez összecseng azzal a jelenséggel, ami talajok CO₂ kibocsátásainál volt tapasztalható, miszerint a maximális CO₂ kibocsátás nem az inkubáció elején, hanem a legtöbb talajnál a 8. napon volt mérhető, ami valószínűsíthetően annak a következménye, hogy a magasabb C/N aránnyal rendelkező kukorica lebontása csak később tudott elkezdődni, ami itt igazolódni látszik.

A legtöbb kukorica-eredetű CO₂ egyértelműen a NYIR1 mintából származik, hiszen minden mintavételi napon (kivétel a 15. nap, ahol a CEG minta után másodikként) ebben a mintában volt a legmagasabb a kukoricából származó C-forrás aránya (43. ábra). Ebben a mintában az inkubáció 79. napjáig 70% fölött volt a kukoricából eredő talajlégzés, és az inkubáció végére is csak 40%-ra esett vissza ennek a mértéke. A 30. napig a CEG mintában is 70% körül volt a kukoricából származó talajlégzés aránya. A kukorica hozzáadása leginkább a legkisebb SOM-tartalmú, legdurvább szemcsemérettel rendelkező talajok szerves anyagának lebontását érintette: CO₂ kibocsátásuk (32. ábra) és a kezdeti szervesanyag-mennyiséghez viszonyított mineralizációjuk (33. ábra) nőtt, valamint felgyorsult a szerves anyag lebomlása leginkább a lebomlás gyorsabb fázisában (14. táblázat) a kukorica hozzáadásának hatására.

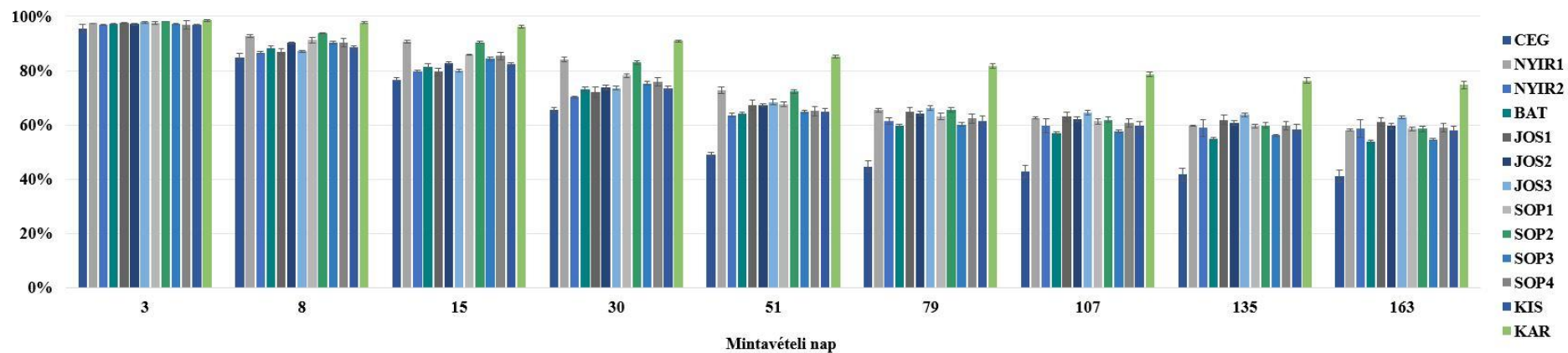
Ugyan nem olyan magas részaránnyal, mint a NYIR1 minta esetében, de a 3. nap kivételével a többi mintavételi napon mért értékek alapján a SOP1 mintából származó CO₂-ban is magas volt a kukoricából származó szén aránya a többi mintához képest.



43. ábra. A talajlégzés C-forrásai az inkubáció során (a szórás feltüntetésével)

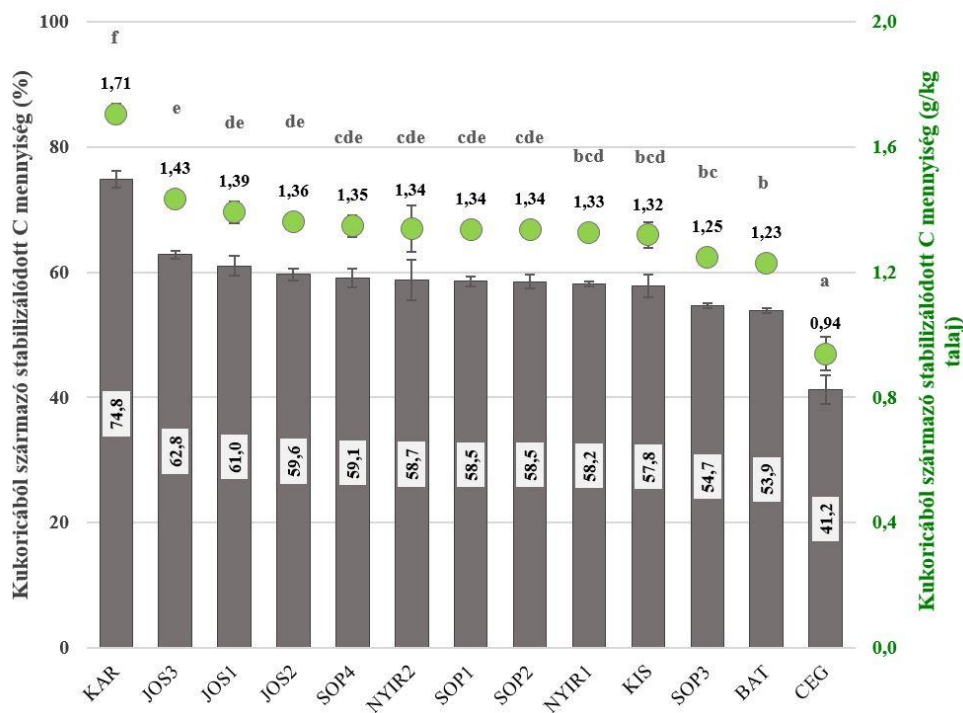
Ezzel szemben a BAT minta esetében a talajlégzés inkább SOM-eredetű végig az inkubáció alatt, az inkubáció első két hetében aránya 60–70% körüli volt, míg az inkubáció végére 90% fölé lett. Ez feltételezhetően annak köszönhető, hogy amellet, hogy magas szervesanyag-tartalma van ennek a talajnak, sekélyége miatt nagyon sok friss erdei növényzetből származó szerves anyag állt a lebontó szervezetek rendelkezésére. A többi mintához viszonyítva a JOS1 és JOS2 mintában szintén jelentős volt az SOM-eredetű talajlégzés hányada (43. ábra) végig a fél éves inkubáció alatt. A NYIR1 és CEG mintákban tapasztalható magas, míg a JOS1 és JOS2 mintákban tapasztalható alacsony kukoricából származó CO₂ részaránya tehát elsődlegesen a talajok szervesanyag-tartalmával magyarázható, másodsorban pedig a talajok szemcseösszetételével.

A talajlégzéshez hozzájáruló szénforrások arányának segítségével az is kiszámítható, hogy a talajokhoz hozzáadott kukoricából mennyit használtak fel a mikroorganizmusok és távozott CO₂-ként, és mennyi maradt a talajban, mintegy stabilizált szerves anyagként (44. ábra). Az ábráról leolvasható, hogy a talajokban az inkubáció alatt fokozatosan csökken a kukorica mennyisége. A 3. napig csak a kukorica kevesebb, mint 5%-át használták fel a mikroorganizmusok, de a 8. naptól nőtt az eltérés a talajok között a bennük maradt kukorica mennyiségét illetően. Míg a többi talaj között kisebb eltérések voltak megfigyelhetők, addig a KAR és CEG minták, főként az inkubáció első harmada után elkülönültek a többi talajtól a bennük tárolt kukoricamennyiségek szerint. A KAR mintában lévő kukoricamennyiség minden mintavételi napon a legmagasabbnak bizonyult, míg a CEG mintáé a legalacsonyabbnak.



44. ábra. A talajban maradó kukorica mennyisége a kezdeti kukoricamennyiséghez viszonyítva (a szórás feltüntetésével)

Az inkubáció végére a kezdeti 2g kukoricához képest a talajokban átlagosan 1,33 g kukorica maradt (45. ábra). A KAR és CEG minták kivételével a minták között alacsony a változékonyság a stabilizálódott kukorica abszolút (1,23–1,43 g/kg talaj) és %-ban kifejezett 53,9–62,8%) mennyiségét illetően, statisztikailag nem különböznek az értékek egymástól. A legtöbb kukorica a CEG talajban fogyott el az inkubáció alatt, itt a kezdeti mennyiség 58,8%-a eltávozott CO₂-ként. Mivel a legtöbb, szervesanyag-tartalommal normalizált CO₂ kibocsátás a CEG mintában volt mérhető (32.d ábra), és ennek a CO₂-nak nagy része származott a kukorica mineralizációjából (43. ábra), valamint ebben a talajban kevés a szerves anyagot stabilizáló tényező (pl. magas agyagtartalom és magas Al- és Fe-oxid-tartalom) és kevés a szerves anyag, ezért nem meglepő, hogy ebben a talajban maradt a legkevesebb stabilizált kukorica mennyiség. Ezzel szemben a legtöbb stabilizálódott kukorica a KAR mintában mértem, ahol a kezdeti kukorica-mennyiségnek a 74,8%-a maradt a talajban stabilizálódott szerves anyagként az inkubáció végére.



45. ábra. A talajban stabilizálódott kukorica abszolút (zöld pontok) és %-ban kifejezett (szürke oszlopok) mennyisége (a szórás feltüntetésével). A különböző betűk statisztikailag elkülönülő ($p < 0,05$) csoportokat jelölik a Tukey post-hoc teszt szerint.

A stabilizált kukorica mennyiségét illetően a kis eltérés a talajok között, valamint az, hogy a korreláció- és regresszió-elemzés során egyik talajparaméter sem adódott mint meghatározó

tényező, mely befolyásolná a stabilizált kukorica mennyiségét, meglepő, mert számos kutatás mutatott ki kapcsolatot egyes tényezők és a növényi maradványokból származó stabilizált szénmennyiség között. Stewart *et al.* (2008) például azt mutatták ki, hogy a talajok C-szintjében stabilizálódott több ^{13}C nyomjelzett búza maradvány, az A-szinthez viszonyítva, ezzel alátámasztva feltevésüket, miszerint a nagyobb szervesszén-hiánnyal rendelkező talajok többet tudnak stabilizálni a talajokhoz hozzáadott növényi maradványokból, mint azok, amik kevésbé szervesanyag-hiányosak. Egy másik tanulmányukban Stewart *et al.* (2009) azt vizsgálták, hogy a talajokhoz kevert búza megkötése milyen stabilizációs folyamatokhoz köthető. Eredményeik alapján a stabilizált búza nagy része a fizikailag (a teljes stabilizálódott szénmennyiség 45%-a) és a kémiaiilag (a teljes stabilizálódott szénmennyiség 27%-a) stabilizált szénfrakcióban volt, míg csak kis mennyiség stabilizálódott biológiailag. Emellett arra az eredményekre jutottak, hogy az iszapfrakcióban nagyobb volt a stabilizálódott szén mennyisége, mint az agyagfrakcióban, amit azzal magyaráztak, hogy az iszapfrakcióban valószínűleg nem sikerült tökéletesen szétszedni az aggregátumokat.

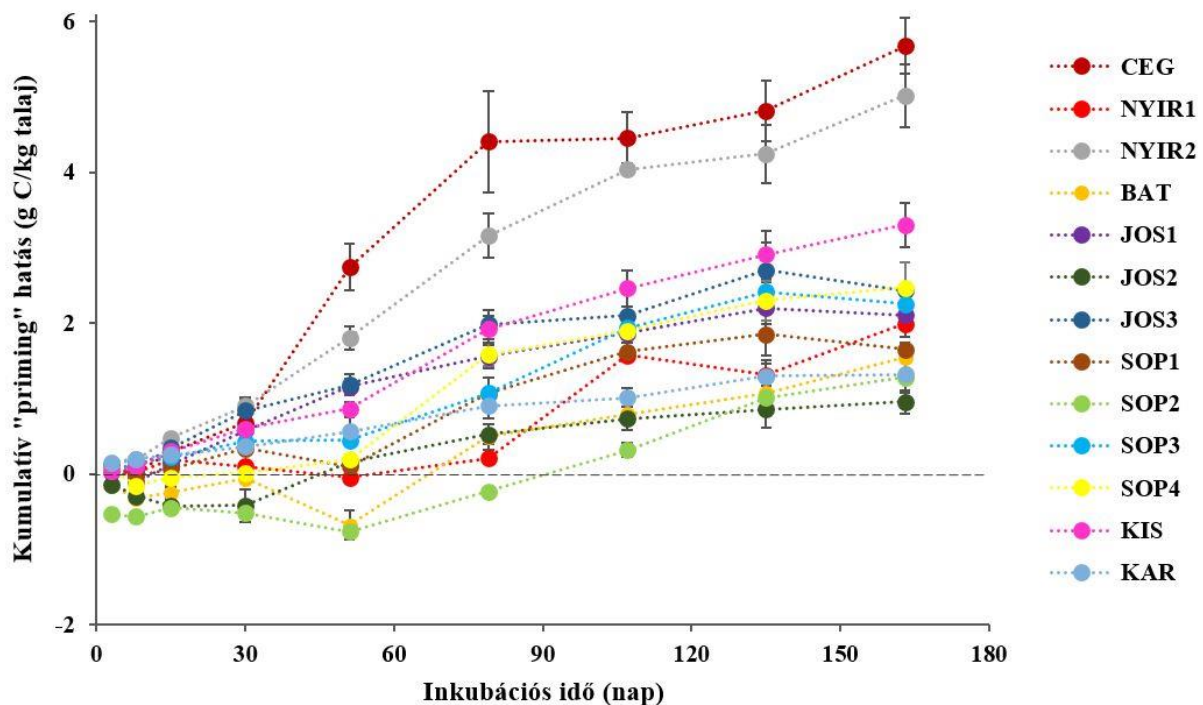
4.6. A „priming” hatás és az azt befolyásoló tényezők

A 163 napos inkubáció alatt az összesített „priming” hatás (a szerves anyag hozzáadása következtében bekövetkező SOM lebontás többlet) vátozása alapján a legnagyobb mértékű „priming” hatást az inkubációs idő első két napján a KAR minta, a harmadik és a negyedik napon a NYIR2 minta, míg a többi napon a CEG minta mutatta (46. ábra). Az inkubáció első hónapjában a talajok kumulatív „priming” hatása közötti különbségek csekélyebbek, mint az inkubációs idő előrehaladtával. Ebben az időszakban különösen a CEG és NYIR2 minták különülnek el a többi talajtól nagyobb értékekkel.

Negatív „priming” hatás (a talajhoz adott friss szerves anyag nemhogy növelné, de csökkenti az SOM lebontását) a NYIR1, BAT, JOS2, SOP1, SOP2 és SOP4 mintáknál volt mérhető. De, míg a NYIR1, SOP1 és SOP4 mintáknál egy vagy két mintavételi napon mértem negatív értékeket, addig a JOS2, BAT, és SOP2 mintáknál a 30., 51. és 79. napig negatív „priming” volt megfigyelhető. Ezeknél a mintáknál az inkubáció többi napján is alacsony összesített „priming” értékek voltak azonosíthatók.

Az inkubáció kezdetén megfigyelhető negatív „priming”, majd az inkubáció többi részén megjelenő pozitív „priming” hatás összevág más kutatások eredményével (Kuzyakov & Bol, 2006; Potthast *et al.*, 2010; Wang *et al.*, 2015). Wang *et al.* (2015) ^{13}C nyomjelzett kukoricalevelet (alacsonyabb C/N arány) és kukoricaszárát (magasabb C/N arány) adtak két barna erdőtalajhoz és megfigyeléseik szerint az inkubáció elején negatív „priming” hatást

tapasztaltak mindkét növénymaradvány alkalmazásakor. Feltehetőleg azért, mert az avarhoz és gyökerekhez viszonyítottan magas C/N arányú kukoricamaradványok talajba kerülésekor a mikroorganizmusok aktivitása lecsökken. Ezután a növénymaradványokból kioldódott, könnyen mineralizálható szénvegyületek felhasználása a mikrobiális aktivitás felpörgéséhez vezet, aminek következtében a növénymaradványok elfogyásával a mikroorganizmusok kénytelenek a talaj szerves anyagát fogyasztani, pozitív „priming” hatást eredményezve. Emellett azt tapasztalták, hogy a magas C/N arányú kukoricaszárral történt kezelés esetében a negatív “priming” hatás időtartama hosszabb volt (9 napig tartott), míg az alacsonyabb C/N aránnyal rendelkező kukoricalevélnél csak 2 napig tartott ez a szakasz.

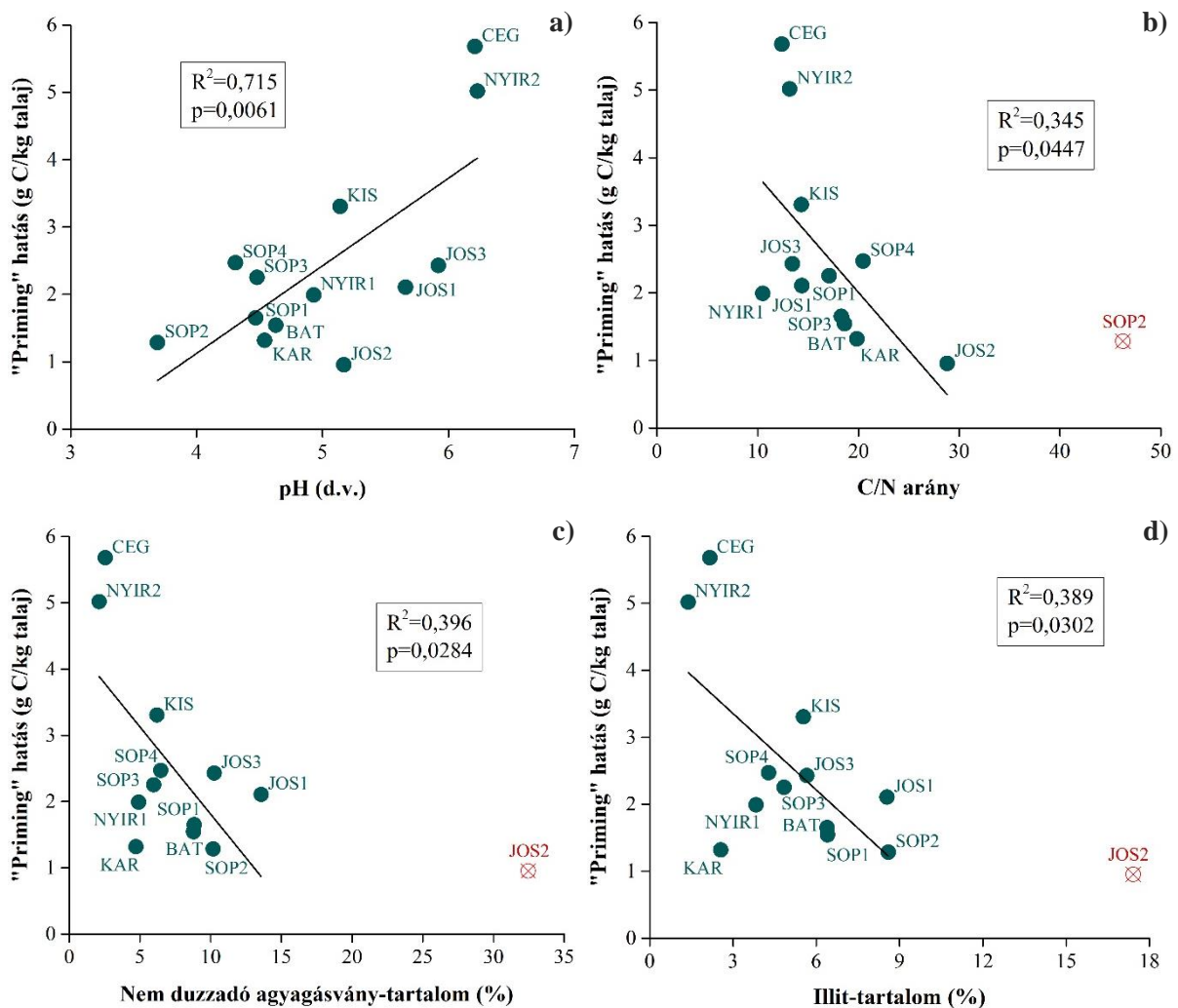


46. ábra. A vizsgált talajokban a 163 napos inkubáció alatt mért kumulatív „priming” hatás (a szórás feltüntetésével)

Az inkubáció végére a CEG mintánál 5,68 g/kg, a NYIR1 mintánál 5,02 g C/kg talaj kumulatív „priming” hatás volt mérhető, míg a legalacsonyabb érték a JOS2 mintában csupán 0,95 g C/kg talaj volt.

A féléves inkubáció végén mérhető kumulatív „priming” hatást több talajparaméter is kontrollálta (47. ábra). Ahogy a 38.a ábrán látható, a savas tartományban a pH növekedésével nő a gyorsan lebomló szénraktár lebomlásának sebessége, ezzel összhangban a 46.a ábrán is megfigyelhető, hogy az alacsonyabb pH-val rendelkező talajokban alacsonyabb a „priming”

mértéke, mint a magasabb pH-val rendelkező talajokban. Eredményemet alátámasztja Luo *et al.* (2011) kutatása, ahol azt tapasztalták, hogy a nagyobb „priming” hatást okozó bioszén esetében az alacsonyabb pH (3,7)-val rendelkező talajnál kisebb „priming” hatást, míg a magasabb pH (7,6)-jú talaj esetében nagyobb „priming” volt mérhető. Blagodatskaya & Kuzyakov (2008) szemle cikkében szintén egyértelmű pozitív kapcsolatot mutatott ki a „priming” hatás és a talajok pH-ja között, legnagyobb „priming” hatást tapasztalva pH 6–8 között, mivel ebben a pH tartományban aktív a legtöbb mikroorganizmus és zajlik a legtöbb enzimszintézis (Blagodatskaya & Anderson, 1998).



47. ábra. A kumulatív „priming” hatás és a talajok pH-ja (a), C/N aránya (b), nem duzzadó agyagásvány-tartalma (c) és illit-tartalma (d) közötti összefüggés. A pirossal jelzett minták a kiugró értékeket jelzik, ezért ezeket az összefüggésvizsgálatból kizártam.

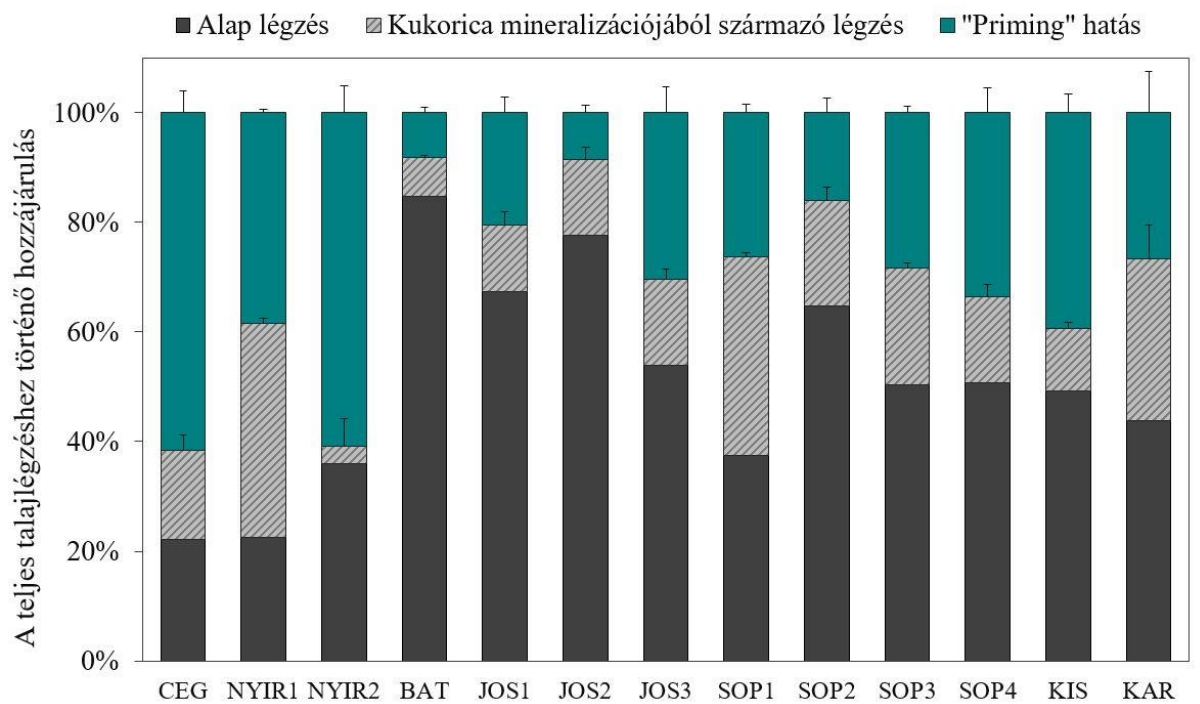
A pH mellett a talajok C/N aránya (47.b ábra) és a talajokban található nem duzzadó agyagásványok mennyisége (47.c ábra), valamint illit-tartalma (47.d ábra) befolyásolja a „priming” mértékét. A legnagyobb kumulatív „priming” hatást mutató két minta, a CEG és NYIR1 minta értékeit magyarázza tehát az, hogy ez a két minta rendelkezik a legmagasabb pH értékekkel és a legalacsonyabb nem duzzadó agyagásvány-tartalommal.

A talajokhoz hozzákevert szerves anyagok C/N aránya tehát meghatározó tényező a „priming” hatás tekintetében, ahogyan ezt több kutatás is bizonyítja (Vigil & Kissel, 1991; Hadas *et al.*, 1992; Bloemhof & Berendse, 1995; Blagodatsky & Yevdokimov, 1998; Kuzyakov *et al.*, 2000). A növényi maradvány C/N aránya alapvetően határozza meg a „priming” hatás jellegét: ha növénymaradványok C/N aránya 16-nál nagyobb (Kuzyakov *et al.*, 2000), akkor hozzáadásuk a talajokban negatív „priming” hatást generál, ha pedig C/N arányuk ennél alacsonyabb, akkor valószínűsíthetően pozitív lesz a „priming” hatás. A növényi maradványok C/N aránya mellett az SOM C/N aránya is meghatározza a „priming” jellegét (Kuzyakov *et al.*, 2000; Luo *et al.*, 2016). Jelen kutatásban is megfigyelhető az, hogy (a KAR minta kivételével) a legnagyobb C/N aránnyal rendelkező talajoknál (12. táblázat) tapasztalunk negatív „priming” hatást, míg az alacsonyabb C/N aránnyal rendelkező (kivétel a NYIR1 minta egyszeri negatív értéke) mintáknál pozitív „priming” hatás volt azonosítható, bizonyítva ezáltal azt, hogy amikor a talajok C/N aránya magas, akkor a pluszban hozzáadott magas C/N arányú kukorica (C/N aránya 55) gátolja a mikrobák működését, míg alacsonyabb C/N aránynál, ahol több a hozzáférhető N, ez a gátlás nem annyira hangsúlyos.

A „priming” hatás és a talajok agyagásvány-összetétele között egyértelmű kapcsolatot találtam (47.c és d ábra). A nem duzzadó agyagásvány-tartalom és azon belül is főként az illit mennyisége csökkenti a vizsgált mintákban a „priming” hatást, amiről korábban mind a szerves anyag mineralizációja mind lebomlási sebességének tárgyalásakor bebizonyosodott, hogy a talajok fontos szerves anyagot stabilizáló tulajdonsága. Annak ellenére, hogy a textúra illetve az agyag tartalom a szerves anyag lebontását jelentősen módosítják (lásd 4.3. fejezet), nem találtam összefüggést a „priming” hatás esetén az agyag tartalommal. Ezt megerősíti Bastida *et al.* (2019) munkája, akik a „priming” effektusát befolyásoló tényezőket vizsgálva nem találtak összefüggést a talajok textúrája és a „priming” hatás között. Chen *et al.* (2019) szignifikáns ($p < 0,01$) negatív kapcsolatot találtak a szerves anyagot stabilizáló tényezők, különösen a talajok SOC-hez viszonyított Fe- és Al-oxid tartalma és a „priming” hatás között. Emellett szintén szignifikáns ($p < 0,05$) negatív kapcsolatot azonosítottak a talajok leiszapolható frakciója ($< 53 \mu\text{m}$) és a „priming” hatás között. Rasmussen *et al.* (2008) szintén alacsonyabb mértékű „priming” hatást mértek rövid távon rendezett szerkezetű ásványokban gazdag talajoknál,

azonban például Crow *et al.* (2009) és Finley *et al.* (2018) ezzel ellentétes eredményeket közöltek. Látható tehát, hogy a textúra és a Fe-és Al-oxidok “priming” hatásra gyakorolt hatásának szerepe nem egyértelmű. Kutatásomban sem találtam összefüggést ezen paraméterek és a “priming” hatás között.

A “priming” hatás hozzájárulását a talajlégzéshez a 48. ábra mutatja be, melyen látható, hogy a talajokból kibocsátott teljes légzéshez az alap légzés, a talajokhoz hozzákevert kukorica mineralizációjából származó légzés és a “priming” hatás milyen mértékben járult hozzá.



48. ábra. A talajlégzés összetevői a vizsgált mintákban (a szórás feltüntetésével)

Az alap légzés, vagyis az SOM mineralizációja a BAT mintában a legjelentősebb, itt az alap légzés a teljes talajlégzés 85%-át adja, de a JOS2 mintában is eléri ez az érték a 78%-ot. Jelentős még az alap légzés hozzájárulása a teljes talajlégzéshez a JOS1 és SOP2 mintákban, itt mindenhol 65% fölötti az alap légzés aránya, de a JOS3 és SOP4 mintáknál is a talajlégzés több, mint fele az alap légzésből származik. A CEG és NYIR1 mintákban a legalacsonyabb az alap légzés aránya (csupán 22%), a fennmaradó 78%-on a NYIR1 mintában közel fele-fele arányban osztozik a másik két talajlégzés-forrás, míg a CEG mintánál a “priming” hatás lényegesen jelentősebb részarányú, mint a kukorica mineralizációjából származó légzés. Olyannyira, hogy az összes talaj közül a CEG talaj rendelkezik a legmagasabb “priming”

hatásból származó talajlégzés-hozzájárulással (62%). A „priming” hatása legkevésbé (8 és 9%-ban) a BAT és a JOS2 minták talajlégzéséhez járult hozzá.

A kukorica mineralizációjából származó légzés aránya a NYIR1 (39%), a SOP1 (36%) és a KAR (29%) mintákban a legmagasabb, míg a NYIR2 talaj mellett a BAT (7%) mintában a legalacsonyabb. A NYIR1 minta mellett a BAT és a KAR mintákban közel azonos a “priming” hatásból és a kukorica mineralizációjából származó légzés aránya. A JOS2, SOP1 és SOP2 mintákban viszont inkább a kukorica mineralizációjából származó légzés, a többi hét mintánál mintánál pedig inkább a “priming” hatásból származó légzés a jelentősebb az alap légzés mellett.

Összességében megállapítható, hogy a kis szervesanyag-tartalmú, homok textúrájú minták (CEG, NYIR1, NYIR2) esetében jelentős a „priming” hatása, míg a többi mintánál az alaplégzésből származó CO₂ emisszió dominál.

5. KÖVETKEZTETÉSEK

Az SOM lebontását és az azt befolyásoló talajparaméterek vizsgálatát célul tűző doktori kutatásomban a vizsgált 13 talaj jelentősen eltérően viselkedett és eltérő mértékben reagált a kukoricával történő kezelésre a fél éves inkubáció alatt.

A talajok CO₂ kibocsátása alapján két különböző átalakulási idővel és lebomlási sebességgel rendelkező szénraktárt különítettem el, melyek egyike gyorsabb lebomlási ütemmel rendelkezik és jellemzően a könnyen lebontható szerves anyagokat tartalmazza, míg a másik, egy jóval lassabb lebomlással jellemezhető raktár, mely a mineralizációnak jobban ellenálló, stabilabb szerves vegyületek reprezentálja.

Ennek a két szénraktárnak a mineralizációját és lebomlási sebességét számos talajparaméter befolyásolta. A talajok textúrája meghatározó tényezőnek bizonyult, mert i) a finomabb szemcseméretű talajoknak magasabb a szervesanyag-tartalma, mint a durvább szemcseméretűeknek, ii) a kukorica hozzáadása által generált megnövekedett szerves anyag mineralizáció a finomabb szemcseméretű talajokat kevésbé érintette, mint a durvább szemcseméretűeket, iii) az agyagtartalom csökkentette a mineralizált SOM mennyiségét, iv) a finomabb szemcseméretű talajok szerves anyagának átalakulási sebessége kisebb, mint a durvább szemcseméretű talajoké, v) a talajlégzés forrásait tekintve a durvább textúrájú minták esetében nagyobb mértékű a talajhoz adott szerves anyag indukálta plusz CO₂ kibocsátás („priming” hatás), míg a többi mintánál az alaplégzésből származó CO₂ kibocsátás a domináns. Önmagában a talajok szemcseösszetételét azonban nem lehet egyedüli kontrolláló faktornak tekinteni egy olyan komplex rendszerben, mint a talajok, ahol számos más paraméter is meghatározhatja a szerves anyagok átalakulását. Ezt bizonyította be doktori munkám is, ahol nem csak a talajok textúrája vagy agyagtartalma, hanem az ásványi fázis kémiai összetétele is alapvető tényező. Szoros kapcsolatot mutattam ki az SOM lebomlásának gátlása, azaz az SOM stabilizációja és a talajok egyes ásványtípusainak (Al- és Fe-oxidok és illit) mennyisége között – ráadásul ezek az összefüggések erősebb voltak, mint a talajok agyagtartalma és az SOM lebomlása közötti. Továbbá a lassabb lebomlással jellemezhető szénraktár vizsgálata során azt tapasztaltam, hogy a talajok szemcseösszetétele nincs hatással ennek a raktárnak a stabilizációjára, viszont a talajok Al-tartalma és illit-tartalma jelentős stabilizáló tényezők. Mindez alátámasztja annak a jelentőségét, hogy a talajok ásványtani összetételének vizsgálatával szélesebb körű betekintés kaphatunk az SOM stabilizációs folyamataiba.

A talajok ásványi fázisának szerepe mellett a szerves anyag minősége (C/N arány) és a talajok pH értéke bizonyult olyan faktornak mely befolyásolta az SOM szerves C ciklusát. A talajok pH-ja szignifikáns pozitív kapcsolatot mutat a labilis C-raktár lebomlási sebességi állandójával,

a k_1 -el, megerősítve azokat a korábbi eredményeket, melyek szerint alacsony pH-n a szerves anyagok mikrobiális lebomlása gátolt. Emellett k_1 bomlási állandó és a talajok C/N aránya között is szignifikáns, negatív kapcsolatot találtam.

Munkám arra is rávilágított, hogy a talaj szerves anyagának stabil, nehezen lebontható része kevésbé érzékeny a környezeti tényezők megváltozására, amit az bizonyít, hogy k_2 sebességi állandó nem függött a talaj vizsgált paramétereitől; ez alól a talajok Al- és illit-tartalma volt kivétel.

Az Európai Unió Közös Agrárpolitika (KAP) 2020 utáni jövőjével kapcsolatban ismételten megfogalmazódott a mezőgazdaság zöldítésére való törekvés. Ennek keretén belül a Közösség a mezőgazdasági éghajlat- és környezetvédelmi célokat szolgáló rendszereit külön is támogatni fogja. Ezek között hangsúlyosan szerepel a talajok szervesanyagtartalmának növelése is. Kutatásaim eredménye alapján valószínűsíthető, hogy az erre fordított erőfeszítések elsősorban azokon a területeken lehetnek hatékonyak, ahol azt a talajok ásványi fázisa is lehetővé teszi.

6. ÖSSZEFOGLALÁS

Az SOM átalakulásának folyamatai a szénnek a globális szén körforgásban betöltött szerepe miatt is kiemelt jelentőségűek, ezért az SOM tulajdonságainak és dinamikájának jobb megértése, valamint a talaj légzését szabályozó tényezők azonosítása kritikus jelentőségű az ökoszisztéma globális változásokra adott reakciójának előrejelzésében.

A szerves anyag lebomlással szembeni ellenálló képességének vizsgálatakor a finom frakció mennyiségének vizsgálatán túl viszonylag kevés kutatás foglalkozik a frakciók ásványtani összetételének felméréseivel. Ezért doktori munkám célja az erdős vegetáció talajaiban található szénraktárak kinetikai paramétereinek meghatározása és a talajparaméterek (különös tekintettel az ásványi fázisra) hatásának felmérése a szerves anyag átalakulási folyamataira.

Kutatásom során 13 magyarországi feltalajt (0–20 cm) inkubáltam (20°C-on és 70%-os szabadföldi vízkapacitáson) 163 napig. A talajokhoz kukoricaszárat kevertem és az inkubáció alatt meghatározott időközönként (3., 8., 15., 30., 51., 79., 107., 135. és 163. napon) mértem a talajlégzést. A minták analitikai mérése FT-IR spektroszkópiát, röntgen-pordiffraktometriát, mikrohullámú plazma atomemissziós spektrometriát és izotóparány-mérő vivőgáz tömegspektrometriát foglal magában. Az inkubáció alatt mért CO₂ értékekre elsőrendű, exponenciális, két szénraktárral számoló kinetikai modellt illesztettem.

Az eredmények alapján a kukoricamaradványok hozzáadása megnövelte a szén mineralizációját: a kontroll talajok esetében a kezdeti szervesanyag-mennyiség 1–6%-a, míg a kezelt talajok esetében a 2–18%-a mineralizálódott. A szén mineralizációját leginkább a talajok illit-tartalma ($R^2=0,797$; $p<0,001$), Al-oxid tartalma ($R^2=0,708$; $p<0,001$) és agyagtartalma ($R^2=0,475$; $p<0,05$) csökkentette. A kukoricáhozadás a két modellezett szénraktár kinetikai paramétereit is befolyásolta: *a* kezelt minták átlagos tartózkodási ideje (MRT) a gyorsabban lebomló szénraktárban (MRT₁) átlagosan 413±381 nap volt, a lassabban lebomló szénraktárban (MRT₂) 1566±1102 nap volt, míg a kontroll minták MRT₁-e 1211±734 nap és MRT₂-je 2264±1202 nap volt. A vizsgált talajokban a két szénraktár lebomlási sebességét leginkább a talajok illit és Al-oxid tartalma befolyásolta. Míg a lassabban lebomló szénraktár bomlási állandójára csak az Al-oxid és illit-tartalom volt hatással, addig a gyorsan lebomló szénraktár bomlási állandója érzékeny volt más talajparaméterekre (aromaticitás, Fe-oxid tartalom, C/N arány, pH és agyagtartalom) is.

Eredményeim megerősítik azt a tényt, hogy a textúra jelentős szerepet játszik a talaj szerves anyag bomlásában, azonban a talaj ásványi összetételéhez kapcsolódó egyéb paraméterek, például a talajok Al- és a Fe-oxid, valamint illit-tartalma jelentősebb paraméterek lehetnek az SOM és különös tekintettel a lassabban lebomló szénraktár bomlásának befolyásolásában.

7. ÚJ ÉS ÚJSZERŰ TUDOMÁNYOS EREDMÉNYEK

1. Kutatásomban igazoltam, hogy a talaj szilárd fázisának ásványi összetétele erősebben hat a szerves anyagok lebomlására (ill. annak gátlására), mint a talajok agyagfrakciójának mennyisége.
2. Míg a nemzetközi szakirodalmi források a talaj szerves anyagok stabilizálásában elsősorban a duzzadó agyagásványok fontosságát hangsúlyozzák, addig eredményeim alapján ezeknél az ásványoknál az Al- és Fe-oxidok, valamint az illit tartalom jelentősebb szerepet játszhatnak.
3. Kutatásomban igazoltam, hogy a talaj szerves anyagának átalakulására vonatkozóan mind a kétértékű (Fe^{2+} és Mn^{2+}), mind pedig a háromértékű (Al^{3+} , Fe^{3+}) ionoknak nagy szerepük van a talaj szerves anyagok kémiai stabilizációjában. Ez a szakirodalmi források alapján a szerves anyagok és a többértékű fémionok között kialakuló kationhidaknak köszönhető. Bár a szakirodalmi források elsősorban a Fe^{3+} fontosságát hangsúlyozzák, az általam vizsgált magyarországi talajokban az Al^{3+} -nak erősebb szervesanyag-stabilizáló hatása van.
4. Kutatásomban igazoltam, hogy a talaj gyorsabban lebomló szerves raktárának lebomlási sebességi állandójára a talajkörnyezet (pH), a szerves anyag minősége (C/N arány) és a talajok szilárd fázisának fizikai és ásványi sajátosságai egyaránt hatnak.
5. Kutatásomban igazoltam, hogy bár a talaj lassabban lebomló szerves anyag raktára átalakulásának sebessége a vizsgált környezeti tényezők többségére, ill. azok megváltozására kevésbé érzékeny, a talajok alumínium- és illit-tartalma mégis szignifikánsan módosította ennek a szénraktárnak a lebomlását.
6. Kutatásomban igazoltam, hogy a talajok C/N aránya alapvető fontosságú az ún. „priming” hatás megjelenésében, ugyanis a legnagyobb C/N aránnyal rendelkező talajoknál negatív „priming”, míg az alacsonyabb C/N aránnyal rendelkező talajoknál pozitív „priming” hatás volt azonosítható.
7. Eredményeim alapján valószínűsíthető, hogy a területhasználat-váltás, illetve a kímélőbb agrotechnika alkalmazása eredményeként azokon a területeken várható (a hidromorf területek kivételével) a szén hatékonyabb stabilizálódása, ahol azt a talajok ásványi fázisa ezt lehetővé teszi.

8. ENGLISH SUMMARY

Processes connected to the alteration of soil organic matter (SOM) are particularly important in terms of global carbon cycle. Therefore, a better understanding of the properties and dynamics of SOM and the identification of the factors that regulate soil respiration is critical in predicting ecosystem responses to global change.

Beyond the determination of the amount of fine fraction, relatively little research studied the mineralogical composition of these fractions related to the SOM stabilizing processes. Therefore, the aim of my work was to determine the kinetic parameters of the carbon pools of soils under forest vegetation and to investigate the influence of the soil properties (with special attention to the effect of the soil mineral phases) on the decomposition of soil organic carbon.

Thirteen Hungarian soil samples (depth of 0–20 cm) were incubated (at 20°C and 70% field capacity) during 163 days. Maize residues were added to the soils and the soil respiration was measured at specified intervals (on day 3, 8, 15, 30, 51, 79, 107, 135 and 163). The samples were analysed with an FT-IR spectrometer, X-ray diffractometer, microwave plasma-atomic emission spectrometer and an isotope ratio mass spectrometer. Carbon mineralization kinetics was modelled by fitting a first-order two pools model.

The results showed that residue addition increased the rate of C mineralization: 1–6% and 2–18% of the original TOC content of the soils was mineralized in the control and amended samples during the incubation, respectively. Carbon mineralization was mostly reduced by the illite content ($R^2=0,797$; $p<0,001$), Al-oxide content ($R^2=0,708$; $p<0,001$) and clay content ($R^2=0,475$; $p<0,05$) of the soils. Residue addition also affected the kinetic parameters of the two C pools modelled. The mean residence time (MRT) averaged 413 ± 381 days for the easily mineralizable carbon pool and 1566 ± 1102 days for the slowly mineralizable C pool phase in the amended soils, whereas in the control soils MRT_1 and MRT_2 averaged 1211 ± 734 and 2264 ± 1202 days, respectively. The decomposition rates of the two carbon pools were found to be influenced to the greatest extent by the illite and total Al-oxide content of the soils investigated. Whereas the decomposition rate constant of the slowly mineralizable C pool was only affected by the Al-oxide and illite content, the decomposition rate constant of the easily mineralizable carbon pool was also sensitive to the other soil parameters (aromaticity, Fe-oxide content, C/N ratio, pH and clay content).

My results confirm the fact that texture has a significant role in soil organic matter decomposition, however other parameters connected to the mineral composition of the soils such as the Al- and Fe-oxide and illite content of the soils may be more significant parameters affecting the decomposition of SOM, particularly in the slowly mineralizable C pool.

9. KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Köszönöm témavezetőimnek, Szalai Zoltánnak és Jakab Gergelynek, hogy mind emberileg mind szakmailag olyan támogató közeget biztosítottak az elmúlt öt évben, amiben fejlődhettem. Köszönöm Nekik, hogy mindig számíthattam a segítségükre. Külön köszönöm Szalai Zoltánnak a felém irányuló mérhetetlen bizalmát és Jakab Gergelynek kérdésfelvetéseit és pozitív kritikáit.

Köszönöm Filep Tibornak, hogy évekkkel ezelőtt visszaadta a hitem abba, hogy érdemes a kutatással foglalkoznom. Köszönöm folyamatos szakmai iránymutatásait és a közös munka és együtt gondolkodás élményét. Köszönöm, hogy mindig támaszkodhattam rá és mindig segített megoldani a felmerülő szakmai kérdéseket.

Hálával tartozom Hegyi Istvánnak, aki nagy odaadással végezte a $\delta^{13}\text{C}$ méréseket és mindig készségesen segített a méréstechnikával kapcsolatos kérdéseimben. Köszönöm Nagy Annamáriának a laboratóriumi munkák, főként a titrálás során nyújtott segítségét. Köszönöm Vancsik Annának és Gáspár Lillának áldozatos segítségüket a laboratóriumi munkák során. Köszönöm Ringer Mariannának a Fe-, Mn és Al-kioldások során nyújtott segítségét. Köszönöm Balázs Rékának az XRD-s mérések és kiértékelés, Király Csillának és Kesjar Dórának pedig az FT-IR mérések során nyújtott segítségét. Köszönöm Kovács József Tanár Úrnak statisztikai iránymutatásait és Kiss Klaudiának és Sipos Péternek a terepi mintavétel során nyújtott segítségét, valamint Papp Istvánnak az MP-AES mérések kivitelezését. Köszönöm az ATK TAKI Laboratóriumában dolgozó munkatársak segítségét és az Intézet vezetőjének, Szabó Józsefnek a lehetőséget az inkubátor használatára.

Köszönöm Szabó Csabának, hogy az MSc-s éveim alatt az LRG-ben megtapasztalhattam a kutatói munka szépségeit.

Köszönöm Szabó Judit Alexandrának a szobatársi és baráti támogatást. Köszönöm barátaimnak a támogatásukat és biztatásukat.

Legnagyobb hálával Szüleimnek tartozom, akiknek sok lemondással járt a taníttatásom, mégis mindvégig támogattak.

A kutatást az Európai Unió és Magyarország támogatta az Európai Regionális Fejlesztési Alap társfinanszírozásában a GINOP-2.3.2.-15-2016-00009 azonosítószámú 'IKER' pályázatban. Emellett a doktori értekezés elkészülését az NKFI-123953(K) azonosító számú pályázat támogatta.

10. IRODALOMJEGYZÉK

- Ågren, G.I., Bosatta, E. & Balesdent, J. 1996. Isotope discrimination during decomposition of organic matter: A theoretical analysis. *Soil Science Society of America Journal*, 60, 1121–1126.
- Ahn, M.Y., Zimmerman, A.R., Comerford, N.B., Sickman, J.O. & Grunwald, S. 2009. Carbon mineralization and labile organic carbon pools in the sandy soils of a north Florida watershed. *Ecosystems*, 12, 672–685.
- Ajwa, H.A. & Tabatabai, M.A. 1994. Decomposition of different organic materials in soils. *Biology and Fertility of Soils*, 18, 175–182.
- Allen, B.L. & Hajek, B.F. 1989. Mineral Occurrence in Soil Environments. In: *Minerals in Soil Environments* (szerk. Dixon, J.B. & Weed, S.B.), pp. 199–278. second. Soil Science Society of America, Madison, WI.
- Allison, F.E., Sherman, M.S. & Pinck, L.A. 1949. Maintenance of soil organic matter: I. Inorganic soil colloid as a factor in retention of carbon during formation of humus. *Soil Science*, 68, 463–478.
- Almendros, G., Dorado, J., González-Vila, F., Blanco, M. & Lankes, U. 2000. ¹³C NMR assessment of decomposition patterns during composting of forest and shrub biomass. *Soil Biology and Biochemistry*, 32, 793–804.
- Alvarez, R. & Alvarez, C.R. 2000. Soil Organic Matter Pools and Their Associations with Carbon Mineralization Kinetics. *Soil Science Society of America Journal*, 64, 184–189.
- Amato, M. & Ladd, J.N. 1992. Decomposition of ¹⁴C-labelled glucose and legume material in soils: Properties influencing the accumulation of organic residue C and microbial biomass C. *Soil Biology and Biochemistry*, 24, 455–464.
- Amelung, W., Brodowski, S., Sandhage-Hofmann, A. & Bol, R. 2008. Combining biomarker with stable isotope analyses for assessing the transformation and turnover of soil organic matter. *Advances in Agronomy*, 100, 155–250.
- Arrouays, D., Saby, N., Walter, C., Lemerrier, B. & Schvartz, C. 2006. Relationships between particle-size distribution and organic carbon in French arable topsoils. *Soil Use and Management*, 22, 48–51.

- Baldock, J.A. & Nelson, P.N. 2000. Soil organic matter. In: *Handbook of Soil Science* (szerk. Sumner, M.E.), pp. B25–B84. CRC Press, Boca Raton.
- Baldock, J.A. & Skjemstad, J.O. 2000. Baldock, J. A., & Skjemstad, J. O. (2000). Role of the soil matrix and minerals in protecting natural organic materials against biological attack. *Organic Geochemistry*, 31, 697–710. *Organic Geochemistry*, 31, 697–710.
- Balesdent, J. & Balabane, M. 1992. Maize root-derived soil organic carbon estimated by natural ^{13}C abundance. *Soil Biology and Biochemistry*, 24, 97–101.
- Balesdent, J., Besnard, E., Arrouays, D. & Chenu, C. 1998. The dynamics of carbon in particle-size fractions of soil in a forest-cultivation sequence. *Plant and Soil*, 201, 49–57.
- Balesdent, J. & Mariotti, A. 1996. Measurement of soil organic matter turnover using ^{13}C natural abundance. In: *Mass Spectrometry of Soils* (szerk. Boutton, T.W. & Yamasaki, S.I.), pp. 83–111. Marcel Dekker Inc., New York.
- Balesdent, J., Mariotti, A. & Guillet, B. 1987. Natural ^{13}C abundance as a tracer for studies of soil organic matter dynamics. *Soil Biology and Biochemistry*, 19, 25–30.
- Barberis, E., Ajmone Marsan, F., Boero, V. & Arduino, E. 1991. Aggregation of soil particles by iron oxides in various size fractions of soil B horizons. *Journal of Soil Science*, 42, 535–542.
- Barré, P., Fernandez-Ugalde, O., Virto, I., Velde, B. & Chenu, C. 2014. Impact of phyllosilicate mineralogy on organic carbon stabilization in soils: Incomplete knowledge and exciting prospects. *Geoderma*, 235–236, 382–395.
- Barton, C.D. & Karathanasis, A.D. 2002. Clay minerals. In: *Encyclopedia of Soil Science* (szerk. Lal, R.), pp. 187–192. Marcel Dekker Inc., New York.
- Bastida, F., García, C., Fierer, N., Eldridge, D.J., Bowker, M.A., Abades, S., Alfaro, F.D., Asefaw Berhe, A., Cutler, N.A., Gallardo, A., et al. 2019. Global ecological predictors of the soil priming effect. *Nature Communications*, 10, 3481.
- Bender, M.M. 1971. Variations in the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of plants in relation to the pathway of photosynthetic carbon dioxide fixation. *Phytochemistry*, 10, 1239–1244.
- Berg, B. & McClaugherty, C. 2014. *Plant Litter: Decomposition, Humus Formation, Carbon Sequestration*. Third. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.

- Bernal, M.P., Sánchez-Monedero, M.A., Paredes, C. & Roig, A. 1998. Carbon mineralization from organic wastes at different composting stages during their incubation with soil. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 69, 175–189.
- Bernoux, M., Cerri, C.C., Neill, C. & De Moraes, J.F.L. 1998. The use of stable carbon isotopes for estimating soil organic matter turnover rates. *Geoderma*, 82, 43–58.
- Bimüller, C., Mueller, C.W., von Lützow, M., Kreyling, O., Kölbl, A., Haug, S., Schloter, M. & Kögel-Knabner, I. 2014. Decoupled carbon and nitrogen mineralization in soil particle size fractions of a forest topsoil. *Soil Biology and Biochemistry*, 78, 263–273.
- Blagodatskaya, E. V. & Anderson, T.-H. 1998. Interactive effects of pH and substrate quality on the fungal-to-bacterial ratio and qCO₂ of microbial communities in forest soils. *Soil Biology and Biochemistry*, 30, 1269–1274.
- Blagodatskaya, E. & Kuzyakov, Y. 2008. Mechanisms of real and apparent priming effects and their dependence on soil microbial biomass and community structure: Critical review. *Biology and Fertility of Soils*, 45, 115–131.
- Blagodatsky, S., Blagodatskaya, E., Yuyukina, T. & Kuzyakov, Y. 2010. Model of apparent and real priming effects: Linking microbial activity with soil organic matter decomposition. *Soil Biology and Biochemistry*, 42, 1275–1283.
- Blagodatsky, S.A. & Yevdokimov, I. V. 1998. Extractability of microbial N as influenced by C:N ratio in the flush after drying or fumigation. *Biology and Fertility of Soils*, 28, 5–11.
- Bloemhof, H.S. & Berendse, F. 1995. Simulation of the decomposition and nitrogen mineralization of aboveground plant material in two unfertilized grassland ecosystems. *Plant and Soil*, 177, 157–173.
- Blume, H.-P., Brümmer, G.W., Fleige, H., Horn, R., Kandeler, E., Kögel-Knabner, I., Kretzschmar, R., Stahr, K. & Wilke, B.-M. 2016. *Scheffer/Schachtshabel Soil Science* (H-P Blume, GW Brümmer, H Fleige, R Horn, E Kandeler, I Kögel-Knabner, R Kretzschmar, K Stahr, and B-M Wilke, szerk.). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Blume, H.P. & Schwertmann, U. 1969. Genetic Evaluation of Profile Distribution of Aluminum, Iron, and Manganese Oxides¹. *Soil Science Society of America Journal*, 33, 438–444.

- Bonde, T.A., Christensen, B.T. & Cerri, C.C. 1992. Dynamics of soil organic matter as reflected by natural ^{13}C abundance in particle size fractions of forested and cultivated oxisols. *Soil Biology and Biochemistry*, 24, 275–277.
- Boutton, T.W. 1996. Stable carbon isotope ratios of soil organic matter and their use as indicators of vegetation and climate change. In: *Mass Spectrometry of Soils* (eds. Boutton, T.W. & Yamasaki, S.I.), pp. 47–82. Marcel Dekker Inc., New York.
- Brady, N.C. & Weil, R.R. 2010. *Elements of the nature and properties of soils*. Pearson Educational International.
- Bremer, E., Janzen, H.H. & Johnston, A.M. 1994. Sensitivity of total, light fraction and mineralizable organic matter to management practices in a Lethbridge soil. *Canadian Journal of Soil Science*, 74, 131–138.
- Carter, M.R. 2002. Soil quality for sustainable land management: Organic matter and aggregation interactions that maintain soil functions. *Agronomy Journal*, 94, 38–47.
- Cavicchioli, R., Ripple, W.J., Timmis, K.N., Azam, F., Bakken, L.R., Baylis, M., Behrenfeld, M.J., Boetius, A., Boyd, P.W., Classen, A.T., et al. 2019. Scientists' warning to humanity: microorganisms and climate change. *Nature Reviews Microbiology*, 17.
- Chefetz, B., Hatcher, P.G., Hadar, Y. & Chen, Y. 1996. Chemical and biological characterization of organic matter during composting of municipal solid waste. *Journal of Environmental Quality*, 25, 776–785.
- Chen, L., Liu, L., Qin, S., Yang, G., Fang, K., Zhu, B., Kuzyakov, Y., Chen, P., Xu, Y. & Yang, Y. 2019. Regulation of priming effect by soil organic matter stability over a broad geographic scale. *Nature Communications*, 10, 5112.
- Cheng, W. 1996. Measurement of rhizosphere respiration and organic matter decomposition using natural ^{13}C . *Plant and Soil*, 183, 263–268.
- Churchman, G., Slade, P., Self, P. & Janik, L. 1994. Nature of interstratified kaolin-smectites in some Australian soils. *Soil Research*, 32, 805–822.

- Ciais, P., Sabine, C., Bala, G., Bopp, L., Brovkin, V., Canadell, J., Chhabra, A., DeFries, R., Galloway, J., Heimann, M., et al. 2013. Carbon and Other Biogeochemical Cycles. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (eds. Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. & Midgley, P.M.), pp. 465–570. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Collins, H.P., Elliott, E.T., Paustian, K., Bundy, L.G., Dick, W.A., Huggins, D.R., Smucker, A.J.M. & Paul, E.A. 2000. Soil carbon pools and fluxes in long-term corn belt agroecosystems. *Soil Biology & Biochemistry*, 32, 157–168.
- Cooper, J.M., Burton, D., Daniell, T.J., Griffiths, B.S. & Zebarth, B.J. 2011. Carbon mineralization kinetics and soil biological characteristics as influenced by manure addition in soil incubated at a range of temperatures. *European Journal of Soil Biology*, 47, 392–399.
- Crow, S.E., Lajtha, K., Bowden, R.D., Yano, Y., Brant, J.B., Caldwell, B.A. & Sulzman, E.W. 2009. Increased coniferous needle inputs accelerate decomposition of soil carbon in an old-growth forest. *Forest Ecology and Management*, 258, 2224–2232.
- Dalal, R.C., Thornton, C.M. & Cowie, B.A. 2013. Turnover of organic carbon and nitrogen in soil assessed from $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ changes under pasture and cropping practices and estimates of greenhouse gas emissions. *Science of the Total Environment*, 465, 26–35.
- Davidson, E.A., Janssens, I.A., Marks, D., Murdock, M., Ahl, R.S., Woods, S.W., Zuuring, H.R., Balisky, A.C., Burton, P.J., Bardgett, R.D., et al. 2006. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. *Nature*, 440, 165–73.
- Derrien, D. & Amelung, W. 2011. Computing the mean residence time of soil carbon fractions using stable isotopes: Impacts of the model framework. *European Journal of Soil Science*, 62, 237–252.
- Dignac, M.F., Bahri, H., Rumpel, C., Rasse, D.P., Bardoux, G., Balesdent, J., Girardin, C., Chenu, C. & Mariotti, A. 2005. Carbon-13 natural abundance as a tool to study the dynamics of lignin monomers in soil: An appraisal at the Closeaux experimental field (France). *Geoderma*, 128, 3–17.

- Dinel, H., Schnitzer, M. & Mehuys, G.R. 1990. Soil lipids: origin, nature, content, decomposition, and effect on soil physical properties. *Soil Biochemistry*, 6, 397–429.
- Dou, X., He, P., Zhu, P. & Zhou, W. 2016. Soil organic carbon dynamics under long-term fertilization in a black soil of China: Evidence from stable C isotopes. *Scientific Reports*, 6, 21488.
- Driessen, P., Deckers, J. & Spaargaren, O. 2001. *Lecture Notes on the Major Soils of the World, World Soil Resources Reports V. 94*. Rome.
- Drits, V.A., Sakharov, B.A., Lindgreen, H. & Salyn, A. 1997. Sequential structure transformation of illite-smectite-vermiculite during diagenesis of Upper Jurassic shales from the North Sea and Denmark. *Clay Minerals*, 32, 351–371.
- Ehleringer, J.R. 1991. $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ Fractionation and Its Utility in Terrestrial Plant Studies. In: *Carbon Isotope Techniques*, pp. 187–200. Elsevier.
- Ehleringer, J.R. & Cerling, T.E. 2002. C_3 and C_4 Photosynthesis. In: *Encyclopedia of Global Environmental Change, Vol. 2. The Earth system: biological and ecological dimensions of global environmental change* (eds. Mooney, H.A. & Canadell, J.G.), pp. 186–190. John Wiley & Sons, Chichester.
- Erickson, H., Keller, M. & Davidson, E.A. 2001. Nitrogen oxide fluxes and nitrogen cycling during postagricultural succession and forest fertilization in the humid tropics. *Ecosystems*, 4, 67–84.
- Eusterhues, K., Rumpel, C. & Kögel-Knabner, I. 2005. Organo-mineral associations in sandy acid forest soils: importance of specific surface area, iron oxides and micropores. *European Journal of Soil Science*, 56, 753–763.
- FAO and ITPS. 2018. *Global Soil Organic Carbon Map (GSOCmap) Technical Report*. Rome. (At: <http://esdac.jrc.ec.europa.eu/content/global-soil-organic-carbon-estimates>.).
- Fekete, J. 2010. Magyarországi vörösayagok, vörös talajok. *Tájökológiai Lapok*, 8, 223–388.
- Feng, W., Plante, A.F. & Six, J. 2013. Improving estimates of maximal organic carbon stabilization by fine soil particles. *Biogeochemistry*, 112, 81–93.

- Fernández-Calviño, D. & Bååth, E. 2010. Growth response of the bacterial community to pH in soils differing in pH. *FEMS Microbiology Ecology*, 73, 149–156.
- Filep, G. 1988. *Talajkémia*. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Filep, G. & Füleky, G. 2010. A talaj kémiai tulajdonságai. In: *Talajtan* (eds. Stefanovits, P., Filep, G. & Füleky, G.), pp. 86–130. Mezőgazda Kiadó, Budapest.
- Finley, B.K., Dijkstra, P., Rasmussen, C., Schwartz, E., Mau, R.L., Liu, X.J.A., van Gestel, N. & Hungate, B.A. 2018. Soil mineral assemblage and substrate quality effects on microbial priming. *Geoderma*, 322, 38–47.
- Flessa, H., Ludwig, B., Heil, B. & Merbach, W. 2000. The origin of soil organic C, dissolved organic C and respiration in a long-term maize experiment in Halle, Germany, determined by ^{13}C natural abundance. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 163, 157–163.
- Frøseth, R.B. & Bleken, M.A. 2015. Effect of low temperature and soil type on the decomposition rate of soil organic carbon and clover leaves, and related priming effect. *Soil Biology and Biochemistry*, 80, 156–166.
- Giardina, C.P., Binkley, D., Ryan, M.G., Fownes, J.H. & Senock, R.S. 2004. Belowground carbon cycling in a humid tropical forest decreases with fertilization. *Oecologia*, 139, 545–550.
- Gödde, M., David, M.B., Christ, M.J., Kaupenjohann, M. & Vance, G.F. 1996. Carbon mobilization from the forest floor under red spruce in the northeastern U.S.A. *Soil Biology and Biochemistry*, 28, 1181–1189.
- Goebel, M.-O., Bachmann, J., Woche, S.K. & Fischer, W.R. 2005. Soil wettability, aggregate stability, and the decomposition of soil organic matter. *Geoderma*, 128, 80–93.
- Gregorich, E.G., Ellert, B.H. & Monreall, C.M. 1995. Turnover of soil organic matter and storage of corn residue carbon estimated from natural ^{13}C abundance.
- Grube, M., Lin, J.G., Lee, P.H. & Kokorevicha, S. 2006. Evaluation of sewage sludge-based compost by FT-IR spectroscopy. *Geoderma*, 130, 324–333.
- Gu, B., Schmitt, J., Chen, Z., Liang, L. & McCarthy, J.F. 1994. Adsorption and desorption of natural organic matter on iron oxide: mechanisms and models. *Environmental Science & Technology*, 28, 38–46.

- Gunina, A. & Kuzyakov, Y. 2014. Pathways of litter C by formation of aggregates and SOM density fractions: Implications from ^{13}C natural abundance. *Soil Biology and Biochemistry*, 71, 95–104.
- Haberhauer, G., Rafferty, B., Strebl, F. & Gerzabek, M.H. 1998. Comparison of the composition of forest soil litter derived from three different sites at various decompositional stages using FTIR spectroscopy. *Geoderma*, 83, 331–342.
- Hadas, A., Molina, J.A.E., Feigenbaum, S. & Clapp, C.E. 1992. Factors affecting nitrogen immobilization in soil as estimated by simulation-models. *Soil Science Society of America Journal*, 56, 1484–1486.
- Haslam, E. 1981. Vegetable tannins. In: *Biochemistry of Plants. Secondary Plant Products* (szerk. Conn, E.E.), pp. 527–556. Academic Press, New York.
- Hassink, J. 1997. The capacity of soils to preserve organic C and N by their association with clay and silt particles. *Plant and Soil*, 191, 77–87.
- Helfrich, M., Ludwig, B., Pothhoff, M. & Flessa, H. 2008. Effect of litter quality and soil fungi on macroaggregate dynamics and associated partitioning of litter carbon and nitrogen. *Soil Biology and Biochemistry*, 40, 1823–1835.
- Hobbie, E.A. & Werner, R.A. 2004. Intramolecular, compound-specific, and bulk carbon isotope patterns in C_3 and C_4 plants : a review and synthesis. *New Phytologist*, 161, 371–385.
- Hoefs, J. 2009. *Stable Isotope Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Houghton, R.A. 2014. The Contemporary Carbon Cycle. In: *Treatise on Geochemistry* (szerk. Holland, H.D. & Turekian, K.K.), pp. 399–435. Elsevier, Amsterdam.
- Huang, C.K. & Kerr, P.F. 1960. Infrared study of the carbonate minerals. *American Mineralogy* 45, 311–324.
- Hubert, F., Caner, L., Meunier, A. & Lanson, B. 2009. Advances in characterization of soil clay mineralogy using X-ray diffraction: from decomposition to profile fitting. *European Journal of Soil Science*, 60, 1093–1105.

- Inbar, Y., Chen, Y. & Hadar, Y. 1989. Solid-state Carbon-13 Nuclear Magnetic Resonance and Infrared Spectroscopy of Composted Organic Matter. *Soil Science Society of America Journal*, 53, 1695–1701.
- Jardine, P.M., McCarthy, J.F. & Weber, N.L. 1989. Mechanisms of Dissolved Organic Carbon Adsorption on Soil. *Soil Science Society of America Journal*, 53, 1378–1385.
- Jastrow, J.D., Miller, R.M. & Miller, R.M. 1998. Soil Aggregate Stabilization and Carbon Sequestration: Feedbacks through Organomineral Associations. In: *Soil Processes and the Carbon Cycle* (eds. Lal, R., Kimble, J.M., Follett, R.F. & Stewart, B.A.), pp. 207–223. CRC Press, Boca Raton.
- Jensen, V. 1974. Decomposition of angiosperm tree leaf litter. In: *Biology of Plant Litter Decomposition* (eds. Dickinson C. H. & F., P.G.J.), pp. 69–104. Academic Press, London.
- John, B., Yamashita, T., Ludwig, B. & Flessa, H. 2005. Storage of organic carbon in aggregate and density fractions of silty soils under different types of land use. *Geoderma*, 128, 63–79.
- Jones, M.B. & Donnelly, A. 2004. Carbon sequestration in temperate grassland ecosystems and the influence of management, climate and elevated CO₂. *New Phytologist*, 164, 423–439.
- Jones, D.L. & Edwards, A.C. 1998. Influence of sorption on the biological utilization of two simple carbon substrates. *Soil Biology and Biochemistry*, 30, 1895–1902.
- Jung, H.-J., Malek, M.A., Ryu, J., Kim, B., Song, J.-C., Kim, H. & Ro, C.-U. 2010. Speciation of individual mineral particles of micrometer size by the combined use of Attenuated Total Reflectance–Fourier Transform–Infrared Imaging and Quantitative Energy–Dispersive Electron Probe X–ray Microanalysis techniques. *Analytical Chemistry* 82, 6193–6202.
- Kaiser, K. & Guggenberger, G. 2000. The role of DOM sorption to mineral surfaces in the preservation of organic matter in soils. *Organic Geochemistry*, 31, 711–725.
- Kaiser, K. & Zech, W. 1998. Soil Dissolved Organic Matter Sorption as Influenced by Organic and Sesquioxide Coatings and Sorbed Sulfate. *Soil Science Society of America Journal*, 62, 129–136.
- 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.

- Kalbitz, K., Schmerwitz, J., Schwesig, D. & Matzner, E. 2003a. Biodegradation of soil-derived dissolved organic matter as related to its properties. *Geoderma*, 113, 273–291.
- Kalbitz, K., Schwesig, D., Schmerwitz, J., Kaiser, K., Haumaier, L., Glaser, B., Ellerbrock, R. & Leinweber, P. 2003b. Changes in properties of soil-derived dissolved organic matter induced by biodegradation. *Soil Biology and Biochemistry*, 35, 1129–1142.
- Kiem, R. & Kögel-Knabner, I. 2002. Refractory organic carbon in particle-size fractions of arable soils II: organic carbon in relation to mineral surface area and iron oxides in fractions. *Organic Geochemistry*, 33, 1699–1713.
- Kiem, R. & Kögel-Knabner, I. 2003. Contribution of lignin and polysaccharides to the refractory carbon pool in C-depleted arable soils. *Soil Biology and Biochemistry*, 35, 101–118.
- Kimetu, J.M., Lehmann, J., Kinyangi, J.M., Cheng, C.H., Thies, J., Mugendi, D.N. & Pell, A. 2009. Soil organic C stabilization and thresholds in C saturation. *Soil Biology and Biochemistry*, 41, 2100–2104.
- Király, C. 2017. *Mihályi-Répcelak természetes CO₂-előfordulás környezetgeokémiai vizsgálata*. Eötvös Loránd Tudományegyetem.
- Kiss, K. 2012. Vörösmarty-talajok vizsgálata az Aggteleki-karszton (a Béke-barlang vízgyűjtőjén). *Karsztfelődés*, XVII, 89–103.
- Kleber, M., Eusterhues, K., Keiluweit, M., Mikutta, C., Mikutta, R. & Nico, P.S. 2015. *Mineral-Organic Associations: Formation, Properties, and Relevance in Soil Environments*. Elsevier Ltd.
- 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.
- Koch, S. & Sztrókay, K.I. 1994. *Áványtan II.* (T Erzsébet, szerk.). 5. kiadás. Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest.
- Kögel-Knabner, I. 1993. Biodegradation and humification processes in forest soils. In: *Soil Biogeochemistry*, vol. 8 (szerk. Bollag, J.M. & Stotzky, G.), pp. 101–135. Marcel Dekker Inc., New York.

- Kögel-Knabner, I. 2002. The macromolecular organic composition of plant and microbial residues as inputs to soil organic matter. *Soil Biology and Biochemistry*, 34, 139–162.
- Kögel-Knabner, I. & Amelung, W. 2014. Dynamics, Chemistry, and Preservation of Organic Matter in Soils. In: *Treatise on Geochemistry* (szerk. Holland, H. & Turekian, K.), pp. 157–215. Elsevier, Amsterdam.
- Kögel-Knabner, I., Guggenberger, G., Kleber, M., Kandeler, E., Kalbitz, K., Scheu, S., Eusterhues, K. & Leinweber, P. 2008a. Organo-mineral associations in temperate soils: Integrating biology, mineralogy, and organic matter chemistry. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 171, 61–82.
- Kögel-Knabner, I., Ekschmitt, K., Flessa, H., Guggenberger, G., Matzner, E., Marschner, B. & Von Lützow, M. 2008b. An integrative approach of organic matter stabilization in temperate soils: Linking chemistry, physics, and biology. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 171, 5–13.
- Kögel-Knabner, I. & Kleber, M. 2011. Mineralogical, Physicochemical, and Microbiological Controls on Soil Organic Matter Stabilization and Turnover. In: *Handbook of Soil Sciences Resource Management and Environmental Impacts* (szerk. Huang, P.M., Li, Y. & Summer, M.E.), pp. 7-1-7–22. CRC Press, Boca Raton.
- Kubicki, J.D., Schroeter, L.M., Itoh, M.J., Nguyen, B.N. & Apitz, S.E. 1999. Attenuated total reflectance Fourier-transform infrared spectroscopy of carboxylic acids adsorbed onto mineral surfaces. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 2709–2725.
- Kulik, D.A., Aja, S.U., Sinitsyn, V.A. & Wood, S.A. 2000. Acid-base surface chemistry and sorption of some lanthanides on K⁺-saturated, Marblehead illite: II. A multisite-surface complexation modeling. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 195–213.
- Kuzyakov, Y. 2006. Sources of CO₂ efflux from soil and review of partitioning methods. *Soil Biology and Biochemistry*, 38, 425–448.
- Kuzyakov, Y. & Bol, R. 2006. Sources and mechanisms of priming effect induced in two grassland soils amended with slurry and sugar. *Soil Biology and Biochemistry*, 38, 747–758.
- Kuzyakov, Y., Friedel, J.K. & Stahr, K. 2000. Review of mechanisms and quantification of priming effects. *Soil Biology and Biochemistry*, 32, 1485–1498.

- Kuzyakov, Y. & Gavrichkova, O. 2010. Review: Time lag between photosynthesis and carbon dioxide efflux from soil: A review of mechanisms and controls. *Global Change Biology*, 16, 3386–3406.
- Kuzyakov, Y. & Larionova, A.A. 2005. Root and rhizomicrobial respiration: A review of approaches to estimate respiration by autotrophic and heterotrophic organisms in soil. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 168, 503–520.
- Laird, D.A., Martens, D.A. & Kingery, W.L. 2001. Nature of clay-humic complexes in an agricultural soil. *Soil Science Society of America Journal*, 65, 1413–1418.
- Lal, R. 2003. Global Potential of Soil Carbon Sequestration to Mitigate the Greenhouse Effect. *Critical Reviews in Plant Sciences*, 22, 151–184.
- Lal, R. 2004. Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security. *Science*, 304, 1623–1627.
- Larionova, A.A., Zolotareva, B.N., Kvitkina, A.K., Evdokimov, I. V., Bykhovets, S.S., Stulin, A.F., Kuzyakov, Y. V. & Kudeyarov, V.N. 2015. Assessing the stability of soil organic matter by fractionation and ¹³C isotope techniques. *Eurasian Soil Science*, 48, 157–168.
- Lauber, C.L., Hamady, M., Knight, R. & Fierer, N. 2009. Pyrosequencing-based assessment of soil pH as a predictor of soil bacterial community structure at the continental scale. *Applied and Environmental Microbiology*, 75, 5111–5120.
- De Laune, R.D., Reddy, C.N. & Patrick, W.H. 1981. Organic matter decomposition in soil as influenced by pH and redox conditions. *Soil Biology and Biochemistry*, 13, 533–534.
- Levi-Minzi, R., Riffaldi, R. & Saviozzi, A. 1990. Carbon mineralization in soil amended with different organic materials. 31, 325–335.
- Liao, J.D., Boutton, T.W. & Jastrow, J.D. 2006. Organic matter turnover in soil physical fractions following woody plant invasion of grassland: Evidence from natural ¹³C and ¹⁵N. *Soil Biology and Biochemistry*, 38, 3197–3210.
- Linn, D.M. & Doran, J.W. 1984. Effect of Water-Filled Pore Space on Carbon Dioxide and Nitrous Oxide Production in Tilled and Nontilled Soils¹. *Soil Science Society of America Journal*, 48, 1267–1272.

- Lisboa, C.C., Conant, R.T., Haddix, M.L., Cerri, C.E.P. & Cerri, C.C. 2009. Soil carbon turnover measurement by physical fractionation at a forest-to-pasture chronosequence in the Brazilian Amazon. *Ecosystems*, 12, 1212–1221.
- Luo, Y., Durenkamp, M., De Nobili, M., Lin, Q. & Brookes, P.C. 2011. Short term soil priming effects and the mineralisation of biochar following its incorporation to soils of different pH. *Soil Biology and Biochemistry*, 43, 2304–2314.
- Luo, Z., Wang, E. & Sun, O.J. 2016. A meta-analysis of the temporal dynamics of priming soil carbon decomposition by fresh carbon inputs across ecosystems. *Soil Biology and Biochemistry*, 101, 96–103.
- Luo, Y. & Zhou, X. 2006. *Soil respiration and the environment*. Elsevier Academic Press.
- von Lützow, M. & Kögel-Knabner, I. 2009. Temperature sensitivity of soil organic matter decomposition-what do we know? *Biology and Fertility of Soils*, 46, 1–15.
- von Lützow, M., Kögel-Knabner, I., Ekschmitt, 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.
- von Lützow, M., Kögel-Knabner, I., Ludwig, B., Matzner, E., Flessa, H., Ekschmitt, K., Guggenberger, G., Marschner, B. & Kalbitz, K. 2008. Stabilization mechanisms of organic matter in four temperate soils: Development and application of a conceptual model. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 171, 111–124.
- MacDonald, N.W., Zak, D.R. & Pregitzer, K.S. 1995. Temperature effects on kinetics of microbial respiration and net nitrogen and sulfur mineralization. *Soil Science Society of America Journal*, 59, 233–240.
- Madejová, J. & Komadel, P. 2001. Baseline studies of the clay minerals society source clays: Infrared methods. *Clays and Clay Minerals*, 49, 410–432.
- Mahieu, N., Randall, E.W. & Powlson, D.S. 1999. Statistical Analysis of Published Carbon-13 CPMAS NMR Spectra of Soil Organic Matter. *Soil Science Society of America Journal*, 63, 307–319.

- Marschner, B., Brodowski, S., Dreves, A., Gleixner, G., Gude, A., Grootes, P.M., Hamer, U., Heim, A., Jandl, G., Ji, R., Kaiser, K., Kalbitz, K., Kramer, C., Leinweber, P., Rethemeyer, J., Schäffer, A., Schmidt, M.W.I., Schwark, L. & Wiesenberg, G.L.B. 2008. How relevant is recalcitrance for the stabilization of organic matter in soils? *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 171, 91–110.
- Martin, A., Mariotti, A., Balesdent, J., Lavelle, P. & Vuattoux, R. 1990. Estimate of organic matter turnover rate in a savanna soil by ¹³C natural abundance measurements. *Soil Biology and Biochemistry*, 22, 517–523.
- Martín, J. V., Miralles De Imperial, R., Calvo, R., Garcia, M.C., Leon-Cófreces, C. & Delgado, M.M. 2012. Carbon mineralisation kinetics of poultry manure in two soils. *Soil Research*, 50, 222–228.
- McLauchlan, K.K. & Hobbie, S.E. 2004. Comparison of labile soil organic matter fractionation techniques. *Soil Science Society of America Journal*, 68, 1616–1625.
- Meija, J., Coplen, T.B., Berglund, M., Brand, W.A., De Bièvre, P., Gröning, M., Holden, N.E., Irrgeher, J., Loss, R.D., Walczyk, T. & Prohaska, T. 2016. Isotopic compositions of the elements 2013 (IUPAC Technical Report). *Pure and Applied Chemistry*, 88, 293–306.
- Melillo, J.M., Aber, J.D., Linkins, A.E., Ricca, A., Fry, B. & Nadelhoffer, K.J. 1989. Carbon and nitrogen dynamics along the decay continuum: Plant litter to soil organic matter. *Plant and Soil*, 115, 189–198.
- Michel, K. & Matzner, E. 2002. Nitrogen content of forest floor Oa layers affects carbon pathways and nitrogen mineralization. *Soil Biology and Biochemistry*, 34, 1807–1813.
- Mikutta, R., Kleber, M. & Jahn, R. 2005. Poorly crystalline minerals protect organic carbon in clay subfractions from acid subsoil horizons. *Geoderma*, 128, 106–115.
- 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. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71, 2569–2590.
- Millar, C.S. 1974. Decomposition of coniferous leaf litter. In: *Biology of Plant Litter Decomposition* (szerk. Dickinson, C.H. & Pugh, G.J.F.), pp. 105–128. Academic Press, London.

- Millard, P., Midwood, A.J., Hunt, J.E., Whitehead, D. & Boutton, T.W. 2008. Partitioning soil surface CO₂ efflux into autotrophic and heterotrophic components, using natural gradients in soil $\delta^{13}\text{C}$ in an undisturbed savannah soil. *Soil Biology and Biochemistry*, 40, 1575–1582.
- Motavalli, P.P., Palm, C.A., Parton, W.J., Elliott, E.T. & Frey, S.D. 1995. Soil pH and organic C dynamics in tropical forest soils: Evidence from laboratory and simulation studies. *Soil Biology and Biochemistry*, 27, 1589–1599.
- Mueller, C.W., Gutsch, M., Kothieringer, K., Leifeld, J., Rethemeyer, J., Brueggemann, N. & Kögel-Knabner, I. 2014. Bioavailability and isotopic composition of CO₂ released from incubated soil organic matter fractions. *Soil Biology and Biochemistry*, 69, 168–178.
- Natelhoffer, K.J. & Fry, B. 1988. Controls on Natural Nitrogen-15 and Carbon-13 Abundances in Forest Soil Organic Matter. *Soil Science Society of America Journal*, 52, 1633–1640.
- Németh, T. & Sipos, P. 2006. Characterization of Clay Minerals in Brown Forest Soil Profiles (Luvisols) of the Cserhát Mountains (North Hungary). *Agrokémia és Talajtan*, 55, 39–48.
- Nichols, J.D. 1984. Relation of Organic Carbon to Soil Properties and Climate in the Southern Great Plains1. *Soil Science Society of America Journal*, 48, 1382–1384.
- Niemeyer, J., Chen, Y. & Bollag, J.-M. 1992. Characterization of Humic Acids, Composts, and Peat by Diffuse Reflectance Fourier-Transform Infrared Spectroscopy. *Soil Science Society of America Journal*, 56, 135–140.
- Novara, A., Gristina, L., Kuzyakov, Y., Schillaci, C., Laudicina, V.A. & La Mantia, T. 2013. Turnover and availability of soil organic carbon under different Mediterranean land-uses as estimated by ^{13}C natural abundance. *European Journal of Soil Science*, 64, 466–475.
- O’Brien, B.J. & Stout, J.D. 1978. Movement and turnover of soil organic matter as indicated by carbon isotope measurements. *Soil Biology and Biochemistry*, 10, 309–317.
- Oades, J.M. 1988. The retention of organic matter in soils. *Biogeochemistry*, 5, 35–70.
- Oades, J.M. 1993. The role of biology in the formation, stabilization and degradation of soil structure. *Geoderma*, 56, 377–400.

- Pan, Y., Birdsey, R.A., Fang, J., Houghton, R., Kauppi, P.E., Kurz, W.A., Phillips, O.L., Shvidenko, A., Lewis, S.L., Canadell, J.G., et al. 2011. A large and persistent carbon sink in the world's forests. *Science*, 333, 988–993.
- Paredes, C., Bernal, M.P., Cegarra, J., Roig, A. & Navarro, A.F. 1996. Nitrogen transformation during the composting of different organic wastes. In: *Progress in Nitrogen Cycling Studies* (szerk. Van Cleemput, O. Hofman, G. & Vermoesen, A.), pp. 121–125. Springer Netherlands, Dordrecht.
- Parfitt, R.L. & Salt, G.J. 2001. Carbon and nitrogen mineralisation in sand, silt, and clay fractions of soils under maize and pasture. *Soil Research*, 39, 361–371.
- Park, R. & Epstein, S. 1960. Carbon isotope fractionation during photosynthesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 21, 110–126.
- Paul, E.A., Morris, S.J., Conant, R.T. & Plante, A.F. 2006. Does the acid hydrolysis-incubation method measure meaningful soil organic carbon pools? *Soil Science Society of America Journal*, 70, 1023–1035.
- Paul, S., Veldkamp, E. & Flessa, H. 2008. Soil organic carbon in density fractions of tropical soils under forest - pasture - secondary forest land use changes. *European Journal of Soil Science*, 59, 359–371.
- Pausch, J. & Kuzyakov, Y. 2012. Soil organic carbon decomposition from recently added and older sources estimated by $\delta^{13}\text{C}$ values of CO_2 and organic matter. *Soil Biology and Biochemistry*, 55, 40–47.
- Pendall, E. & King, J.Y. 2007a. Soil organic matter dynamics in grassland soils under elevated CO_2 : Insights from long-term incubations and stable isotopes. *Soil Biology and Biochemistry*, 39, 2628–2639.
- Pendall, E. & King, J.Y. 2007b. Soil organic matter dynamics in grassland soils under elevated CO_2 : Insights from long-term incubations and stable isotopes. *Soil Biology and Biochemistry*, 39, 2628–2639.
- Pengthamkeerati, P., Motavalli, P.P., Kremer, R.J. & Anderson, S.H. 2005. Soil carbon dioxide efflux from a claypan soil affected by surface compaction and applications of poultry litter. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 109, 75–86.

- Persson, T., Bååth, E., Clarholm, M., Lundkvist, H., Söderström, B.E. & Sohlenius, B. 1980. Trophic Structure, Biomass Dynamics and Carbon Metabolism of Soil Organisms in a Scots Pine Forest. *Ecological Bulletins*, 32, 419–459.
- Piccolo, A., Zaccheo, P. & Genevini, P.G. 1992. Chemical characterization of humic substances extracted from organic-waste-amended soils. *Bioresource Technology*, 40, 275–282.
- Poeplau, C., Don, A., Six, J., Kaiser, M., Benbi, D., Chenu, C., Cotrufo, M.F., Derrien, D., Gioacchini, P., Grand, S., et al. 2018. Isolating organic carbon fractions with varying turnover rates in temperate agricultural soils – A comprehensive method comparison. *Soil Biology and Biochemistry*, 125, 10–26.
- Potthast, K., Hamer, U. & Makeschin, F. 2010. Impact of litter quality on mineralization processes in managed and abandoned pasture soils in Southern Ecuador. *Soil Biology and Biochemistry*, 42, 56–64.
- Procter, A.C., Gill, R.A., Fay, P.A., Polley, H.W. & Jackson, R.B. 2015. Soil carbon responses to past and future CO₂ in three Texas prairie soils. *Soil Biology and Biochemistry*, 83, 66–75.
- Pumpanen, J., Longdoz, B. & Kutsch, W.L. 2009. Field measurements of soil respiration: principles and constraints, potentials and limitations of different methods. In: *Soil Carbon Dynamics - an Integrated Methodology* (eds. Kutsch, W.L., Bahn, M. & Heinemeyer, A.), pp. 16–33. Cambridge University Press, New York.
- Le Quéré, C., Moriarty, R., Andrew, R.M., Canadell, J.G., Sitch, S., Korsbakken, J.I., Friedlingstein, P., Peters, G.P., Andres, R.J., Boden, T.A., et al. 2015. Global Carbon Budget 2015. *Earth System Science Data*, 7, 349–396.
- Ransom, B., Kim, D., Kastner, M. & Wainwright, S. 1998. Organic matter preservation on continental slopes: importance of mineralogy and surface area. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, 1329–1345.
- Rasmussen, C., Southard, R.J. & Horwath, W.R. 2008. Litter type and soil minerals control temperate forest soil carbon response to climate change. *Global Change Biology*, 14, 2064–2080.

- Rasmussen, C., Throckmorton, H., Liles, G., Heckman, K., Meding, S. & Horwath, W. 2018. Controls on Soil Organic Carbon Partitioning and Stabilization in the California Sierra Nevada. *Soil Systems*, 2, 41.
- Rasmussen, C., Torn, M.S. & Southard, R.J. 2005. Mineral assemblage and aggregates control carbon dynamics in a California conifer forest. *Soil Science Society of America Journal*, 69, 1711–1721.
- Reig, F.B., Gimeno Adelantado, J.V.M., Moya Moreno, C.M. 2002. FTIR quantitative analysis of calcium carbonate (calcite) and silica (quartz) mixtures using the constant ratio method. Application to geological samples. *Talanta*, 58, 811–821.
- Riffaldi, R., Saviozzi, A. & Levi-Minzi, R. 1996. Carbon mineralization kinetics as influenced by soil properties. *Biology and Fertility of Soils*, 22, 293–298.
- Robertson, G.P. & Groffman, P.M. 2015. Nitrogen Transformations. In: *Soil Microbiology, Ecology and Biochemistry* (szerk. Paul, E.A.), pp. 421–446. Academic Press, Amsterdam.
- Rochette, P. & Flanagan, L.B. 1997. Quantifying rhizosphere respiration in a corn crop under field conditions. *Soil Science Society of America Journal*, 61, 466–474.
- Rousk, J., Bååth, E., Brookes, P.C., Lauber, C.L., Lozupone, C., Caporaso, J.G., Knight, R. & Fierer, N. 2010. Soil bacterial and fungal communities across a pH gradient in an arable soil. *The ISME Journal*, 4, 1340–1351.
- Saggar, S., Parshotam, A., Sparling, G.P., Feltham, C.W. & Hart, P.B.S. 1996. ¹⁴C-labelled ryegrass turnover and residence times in soils varying in clay content and mineralogy. *Soil Biology and Biochemistry*, 28, 1677–1686.
- Sanderman, J. & Amundson, R. 2014. Biogeochemistry of Decomposition and Detrital Processing. In: *Treatise on Geochemistry* (szerk. Holland, H.D. & Turekian, K.K.), pp. 217–272. Elsevier, Amsterdam.
- Šantrůčková, H., Bird, M.I., Frouz, J., Šustr, V. & Tajovský, K. 2000. Natural abundance of ¹³C in leaf litter as related to feeding activity of soil invertebrates and microbial mineralisation. *Soil Biology and Biochemistry*, 32, 1793–1797.

- Sauerbeck, D.R. 2001. CO₂ emissions and C sequestration by agriculture – perspectives and limitations. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 60, 253–266.
- Saviozzi, A., Vanni, G. & Cardelli, R. 2014. Carbon mineralization kinetics in soils under urban environment. *Applied Soil Ecology*, 73, 64–69.
- Schiedung, H., Tilly, N., Hütt, C., Welp, G., Brüggemann, N. & Amelung, W. 2017. Spatial controls of topsoil and subsoil organic carbon turnover under C3–C4 vegetation change. *Geoderma*, 303, 44–51.
- Schmidt, M.W.I., Torn, M.S., Abiven, S., Dittmar, T., 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.
- Schulze, D.G. 1989. An Introduction to Soil Mineralogy. In: *Minerals in Soil Environments* (szerk. Dixon, J.B. & Weed, S.B.), pp. 1–34. Second. Soil Science Society of America, Madison.
- Shahbaz, M., Kuzyakov, Y. & Heitkamp, F. 2017a. Decrease of soil organic matter stabilization with increasing inputs: Mechanisms and controls. *Geoderma*, 304, 76–82.
- Shahbaz, M., Kuzyakov, Y., Sanaullah, M., Heitkamp, F., Zelenev, V., Kumar, A. & Blagodatskaya, E. 2017b. Microbial decomposition of soil organic matter is mediated by quality and quantity of crop residues: mechanisms and thresholds. *Biology and Fertility of Soils*, 1–15.
- Shang, C. & Tiessen, H. 2000. Carbon turnover and carbon-13 natural abundance in organo-mineral fractions of a tropical dry forest soil under cultivation. *Soil Science Society of America Journal*, 64, 2149–2155.
- Shen, Y.-H. 1999. Sorption of natural dissolved organic matter on soil. *Chemosphere*, 38, 1505–1515.
- Sinitzyn, V.A., Aja, S.U., Kulik, D.A. & Wood, S.A. 2000. Acid-base surface chemistry and sorption of some lanthanides on K⁺-saturated, Marblehead illite: I. Results of an experimental investigation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 185–194.

- Sipos, P. 2004. Geologic and pedogenic effects on heavy metal distributions in forest soils from the Cserhát Mts and the Karancs area, NE Hungary. *Acta Geologica Hungarica*, 47, 411–429.
- 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.
- Six, J., Elliott, E.T. & Paustian, K. 1999. Aggregate and soil organic matter dynamics under conventional and no-tillage systems. *Soil Science*, 63, 1350–1358.
- Six, J., Feller, C., Denef, K., Ogle, S., De, J.C., Sa, M., Albrecht, A., Six, J., Feller, C., Denef, K., Ogle, S., De Moraes Sa, J.C. & Albrecht, A. 2002b. Soil organic matter, biota and aggregation in temperate and tropical soils - Effects of no-tillage. *Agronomie, EDP Sciences*, 22, 755–775.
- Six, J. & Jastrow, J. 2002. Organic matter turnover. In: *Encyclopedia of Soil Science* (szerk. Lal, R.), pp. 936–942. Marcel Dekker Inc., New York.
- 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 and Biochemistry*, 38, 3313–3324.
- Sparks, D.L. 2003. Inorganic Soil Components. In: *Environmental Soil Chemistry* (szerk. Sparks, D.L.), pp. 43–73. Amsterdam. Academic Press.
- Spohn, M. 2015. Microbial respiration per unit microbial biomass depends on litter layer carbon-to-nitrogen ratio. *Biogeosciences*, 12, 817–823.
- Stanford, G. & Smith, S.J. 1972. Nitrogen mineralization potentials of soils. *Soil Science Society of America Journal*, 36, 465–472.
- Stefanovits, P. 1959. Vörös agyagok előfordulása és tulajdonságai Magyarországon. *A Magyar Tudományos Akadémia Agrártudományi Osztályának közleményei*, 16, 225–238.
- Stefanovits, P. 2010. Főtípusok, típusok és altípusok. In: *Talajtan* (szerk. Stefanovits, P., Filep, G. & Füleky, G.), pp. 248–320. 2. kiadás. Mezőgazda Kiadó, Budapest.
- Stevenson, F.J. 1982. *Humus Chemistry*. John Wiley and Sons, New York.

- Stewart, C.E., Paustian, K., Conant, R.T., Plante, A.F. & Six, J. 2008. Soil carbon saturation: Evaluation and corroboration by long-term incubations. *Soil Biology and Biochemistry*, 40, 1741–1750.
- Stewart, C.E., Paustian, K., Conant, R.T., Plante, A.F. & Six, J. 2009. Soil carbon saturation: Implications for measurable carbon pool dynamics in long-term incubations. *Soil Biology and Biochemistry*, 41, 357–366.
- Sverdrup, H.U., Oelkers, E., Erlandsson Lampa, M., Belyazid, S., Kurz, D. & Akselsson, C. 2019. Reviews and syntheses: Weathering of silicate minerals in soils and watersheds: Parameterization of the weathering kinetics module in the PROFILE and ForSAFE models. *Biogeosciences Discussions*, 1–58.
- Thiessen, S., Gleixner, G., Wutzler, T. & Reichstein, M. 2013. Both priming and temperature sensitivity of soil organic matter decomposition depend on microbial biomass - An incubation study. *Soil Biology and Biochemistry*, 57, 739–748.
- 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 content were measured by horizon down to the depth at which. *Nature*, 389, 3601–3603.
- De Troyer, I., Amery, F., Van Moorlehem, C., Smolders, E. & Merckx, R. 2011. Tracing the source and fate of dissolved organic matter in soil after incorporation of a ¹³C labelled residue: A batch incubation study. *Soil Biology and Biochemistry*, 43, 513–519.
- Trumbore, S.E. 2000. Age of soil organic matter and soil respiration. *Ecological Applications*, 10, 399–411.
- Trumbore, S.E., Chadwick, O.A. & Amundson, R. 1996. Rapid exchange between soil carbon and atmospheric carbon dioxide driven by temperature change. *Science*, 272, 393–396.
- Trumbore, S.E. & Czimczik, C.I. 2008. An Uncertain Future for Soil Carbon. *American Association for the Advancement of Science*, 321, 1455–1456.
- Vaculíková, L. & Plevová, E. 2005. Identification of clay minerals and micas in sedimentary rocks. *Acta Geodynamica et Geomaterialia* 2, 163–171.
- Velde, B. 2001. Clay minerals in the agricultural surface soils in the Central United States. *Clay Minerals*, 36, 277–294.

- Velde, B. & Meunier, A. 2008. *The origin of clay minerals in soils and weathered rocks* (B Velde and A Meunier, szerk.). Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Vigil, M.F. & Kissel, D.E. 1991. Equations for estimating the amount of nitrogen mineralized from crop residues. *Soil Science Society of America Journal*, 55, 757–761.
- Vogt, K.A., Grier, C.C. & Vogt, D.J. 1986. Production, Turnover, and Nutrient Dynamics of Above- and Belowground Detritus of World Forests. *Advances in Ecological Research*, 15, 303–377.
- Voroney, R.P. & Heck, R.J. 2015. The Soil Habitat. In: *Soil Microbiology, Ecology and Biochemistry* (szerk. Paul, E.A.), pp. 15–39. Fourth. Academic Press, Amsterdam.
- Waksman, S.A. & Stevens, K.R. 1930. A critical study of the methods for determining the nature and abundance of soil organic matter. *Soil Science*, 30, 97–116.
- Wang, H., Boutton, T.W., Xu, W., Hu, G., Jiang, P. & Bai, E. 2015. Quality of fresh organic matter affects priming of soil organic matter and substrate utilization patterns of microbes. *Scientific Reports*, 5, 1–13.
- Waring, R.H. & Schlesinger, W.H. 1985. *Forest Ecosystems: Concepts and Management*. Academic Press, Orlando.
- Wattel-Koekkoek, E.J.W., Buurman, P., Van Der Plicht, J., Wattel, E. & Van Breemen, N. 2003. Mean residence time of soil organic matter associated with kaolinite and smectite. *European Journal of Soil Science*, 54, 269–278.
- Wattel-Koekkoek, E.J.W., Van Genuchten, P.P.L., Buurman, P. & Van Lagen, B. 2001. Amount and composition of clay-associated soil organic matter in a range of kaolinitic and smectitic soils. *Geoderma*, 99, 27–49.
- Werth, M. & Kuzyakov, Y. 2010. ¹³C fractionation at the root-microorganisms-soil interface: A review and outlook for partitioning studies. *Soil Biology and Biochemistry*, 42, 1372–1384.
- Wiesmeier, M., Urbanski, L., Hobbey, E., Lang, B., von Lützw, M., Marin-Spiotta, E., van Wesemael, B., Rabot, E., Ließ, M., Garcia-Franco, N., Wollschläger, U., Vogel, H.-J. & Kögel-Knabner, I. 2019. Soil organic carbon storage as a key function of soils - A review of drivers and indicators at various scales. *Geoderma*, 333, 149–162.

- Wiseman, C.L.S. & Puttmann, W. 2005. Soil organic carbon and its sorptive preservation in central Germany. *European Journal of Soil Science*, 56, 65–76.
- Wiseman, C.L.S. & Püttmann, W. 2006. Interactions between mineral phases in the preservation of soil organic matter. *Geoderma*, 134, 109–118.
- Wutzler, T. & Reichstein, M. 2008. Colimitation of decomposition by substrate and decomposers – a comparison of model formulations. *Biogeosciences Discussions*, 5, 163–190.
- Zach, A., Tiessen, H. & Noellemeyer, E. 2006. Carbon turnover and carbon-13 natural abundance under land use change in semiarid savanna soils of La Pampa, Argentina. *Soil Science Society of America Journal*, 70, 1541–1546.

Internetes források:

<https://www.nrcs.usda.gov>

<https://www.co2.earth>

MELLÉKLETEK

1. melléklet. A talajszelvények leírása

SOP1 – pszeudoglejes barna erdőtalaj

Bidló *et al.* (2006) alapján

Tengerszint feletti magasság: 375 m

Kitettség: DNy-i lejtésű völgy-, hegyláb

Lejtés: 10–15°

Talajszelvény leírása:

A₀–szint: 1 cm vastag mullhumusz az elhalt lágyszárú növényekből és az avarból

A₁–szint: 0–3 cm mélységű, szürkésbarna színű (10 YR 4/3), humuszos, laza, aprómorzsás szerkezetű, vályog fizikai féleségű, humuszban igen gazdag, fás és lágyszárú gyökerekkel jól behálózott szint, átmenet fokozatos

A₃–szint: 3–30 cm mélységű, fakó sárgásbarna színű (10 YR 5/4), szemcsés szerkezetű, laza, gyengén humuszos vályog, a felületen vas-, mangánszeplők intenzív kiválása, sok gyökér, határozott átmenettel

AB–szint: 30–65 cm mélységű, sárgásbarna színű (7,5 YR 5/4), közepesen tömött, diós szerkezetű, vályog-, agyagos vályog fizikai féleségű átmeneti szint, sok gyökér, intenzív vas-, mangán foltosság, rozsdásodás a fület 70 %-án, fokozatos átmenettel

B–szint: 65–120 cm mélységű, sárgás rozsdabarna színű (10YR 4/6), közepesen tömött, hasábos szerkezetű, agyagos vályog fizikai féleségű felhalmozódási szint, foltokban rozsdabarna színeződés, fekete vas és mangán szeplők, a felületen jól látható, jól fejlett agyaghártya, vasoxid hártya, murvás közettörmelék 5%, átmenet fokozatos

BC–szint: 120–150 cm mélységű, sárgásbarna színű (10YR 4/6), közepesen tömött, hasábos szerkezetű, agyagos vályog fizikai féleségű átmeneti szint, a repedések mentén agyaghártya, vasoxid hártya, erős márványozottság, a felület 70 %-án vasfoltok, közepes gyökér, átmenet fokozatos

C–szint: 150–180 cm mélységű, sárgásbarna színű (10YR 4/6), közepesen tömött, agyagos vályog fizikai féleségű szint, a felületen fehéres mészszerkezet, vöröses foltok 50%-ban, váz 10 %-ban.

SOP2 – podzolos barna erdőtalaj

Bidló *et al.* (2006) alapján

Tengerszint feletti magasság: 399 m

Kitettség: DNy

Lejtés: 10–15°

Talajszelvény leírása:

A₀-szint: fenyő tűalom és elhalt lágyszárú növényekből összeállt nyerstőzeg

A₁-szint: 0–13 cm mélységű, sötétszürke (10YR 2/1) színű, poros aprómorzsás szerkezetű, homokos szövetű, humuszban gazdag, fás és lágyszárú gyökerekkel jól behálózott szint, átmenet határozott

A₂-szint: 13–25 cm mélységű, hamuszürke (10YR 2,5/2) színű, poros szerkezetű, homokos szövetű, humuszos, kevesebb vízszintes fás gyökeret tartalmazó szint, határozott átmenettel

B-szint: 25–75 cm mélységű, vöröses-barna (10YR 3,5/4) színű, szemcsésen apródiós szerkezetű, vályog szövetű, kevés függőleges fás gyökeret, 60%-nál nagyobb csillámpala törmelék tartalmazó szint, fokozatos átmenettel

C-szint: >75 cm mélységű, ferde rétegzettségű, erősen mállott csillámpala kőzet.

SOP3 – savanyú nem podzolos barna erdőtalaj

A₀-szint: vastag avar réteg

A₁-szint: 0–7 cm: sötétbarnás-fekete színű, humuszos, CaCO₃-at nem tartalmazó, savanyú kémhatású szint

A₂-szint: 7–40 cm: világos rozsdásbarna színű, gyengén morzsás szerkezetű, alacsony humusztartalmú, savanyú kémhatású kilúgzási szint

SOP4 – agyagbemosódásos barna erdőtalaj

A₀-szint: vastag avar réteg

A₁-szint: 0–10 cm: sötétbarna színű, humuszos, CaCO₃-at nem tartalmazó, savanyú kémhatású, morzsás, vályogos szint

A₂-szint: 10–20 cm: fakó szürkés színű, gyengén humuszos, morzsás szerkezetű, CaCO₃-at nem tartalmazó kilúgzási szint

B₁-szint: 20–40 cm: vöröses barna színű, hasábos szerkezetű, erősen tömődött, agyaghártyákat tartalmazó felhalmozódási szint

B₂-szint: 40–150 cm: világosabb barna színű, hasábos szerkezetű, kevésbé tömődött felhalmozódási szint

C-szint: sárga színű, lösz talajképző kőzet magas CaCO₃-tartalommal, tetején CaCO₃-as szint

JOS1 – Ramann-féle barna erdőtalaj reliktum vörösayagból, mészkövön

Kiss (2012) alapján

Domborzat: Galagonya-hegy tetőszintjén

Lejtés: 0–5%

A-szint: 0–55 cm mélységű, 7,5YR 2/3 színű, szemcsés-diós szerkezetű, humuszos, közepesen tömődött, agyagos vályog fizikai féleségű, rendkívül sűrű gyökérhálózatot és humuszagyhártyákat tartalmazó szint, melyben gilisztatevékenység észlelhető, CaCO₃-ot nem tartalmaz. Sűrűn nagy kőzettömbök beágyazva megfigyelhetők, ezek fészkeiben másodlagos mészkéreg (kontakt legömbölyödés) található.

AB-„szint”: 55–65 cm mélységű, 5YR 2/4 színű, az A szintnél tömődöttebb, poliédes-szemcsés szerkezetű agyagos vályog fizikai féleségű, önálló szintet nem alkotó, hanem az alapkőzet repedéseit és annak törmelékei közti réskitöltés. Humuszt kismértékben tartalmaz, gyökérzet, állatjárat nem figyelhető meg benne, kontakt legömbölyödés azonban igen. CaCO₃-ot nem tartalmaz, pezsgés csak a mészkéregnél tapasztalható.

JOS2 – átmenet a humuszos vörösayag és a Ramann-féle barna erdőtalaj között

Kiss (2012) alapján

Domborzat: Galagonya-hegy Ny-ÉNy lejtőjén, a lejtő alsó harmadán

Lejtés: 12–17%

A₀-szint: 0–5 cm mélységű, 7,5YR 2/3 színű, agyagos vályog fizikai féleségű, CaCO₃-at nem tartalmazó vékony humuszos szint

AB-szint: 5–30 cm mélységű, 5YR4/4 színű, szemcsés szerkezetű agyagos vályog fizikai féleségű, igen sűrű gyökérhálózatot és agyaghumuszhártyákat tartalmazó szint. Vasszeplő a humusz miatt nem látható, gilisztatevékenység sem tapasztalható és CaCO₃-ot sem tartalmaz.

C-szint: 30–40 cm mélységű, 5YR4/6 színű, szemcsés, lazán diós szerkezetű, a felsőnél tömődöttebb agyagos vályog/vályogos agyag fizikai féleségű, főleg a kőzetaljzat repedéseiben, hézagaiban előforduló szint, melyben agyaghártyák, és vasszeplők megfigyelhetők. Gilisztatevékenység nem látható, a gyökérhálózat ritkább, mint a felsőbb szintben, CaCO₃ csak a fészkek bélésében fordul elő.

JOS3 – vörösayagos lejtőhordalékból humuszosodó vörösayag

Kiss (2012) alapján

Domborzat: a Szár-hegy és a Galagonya-hegy között, a völgytalp felső harmadán

Lejtés: 5–12%

A₀-szint: 0–3 cm mélységű, gyengén tömődött szemcsés szerkezetű agyagos vályog fizikai féleségű szint, melyben humuszagyaghártyák, sűrű vékony gyökérhálózat és gilisztatevékenység figyelhető meg, míg vasszeplők nem láthatóak és CaCO₃ jelenléte sem tapasztalható.

AB₁-szint: 3–20 cm mélységű, 5YR4/4 színű, kevés humusz szürkéjétől gyengén és a C_{rel} anyagától tarka, a felső szintnél kissé tömödöttebb, szemcsés-poliéderes szerkezetű, vályogos agyag fizikai féleségű szint, melyben agyaghumuszhártyák, sűrű gyökérzet, gyenge gilisztatevékenység (gilisztajarat nyomai) és vasszeplők figyelhetők meg, CaCO₃ nincs benne. Nem éles átmenettel megy át a következő szintbe.

AB₂-szint: 30–40 cm mélységű, 5YR4/4 színű, kevés humusz szürkéjétől gyengén és a C_{rel} anyagától tarka, a fenténél tömödöttebb és nedvesebb, szerkezetesebb, szemcsés-poliéderes szerkezetű, vályogos agyag fizikai féleségű szint, melyben agyaghumuszhártyák, ritkább gyökérzet és vasszeplők figyelhetők meg. Gilisztatevékenység nem megfigyelhető, CaCO₃ nincs benne.

C_{rel}-szint: 40–50 cm mélységű, 5YR4/6 színű, recens talajszerkezet nincs, poliéderes-szemcsés-szerű darabokra esik szét. Rendkívül tömődött vályogos agyag/agyagos vályog fizikai féleségű. Néhány vastag fagyökérzet és vasszeplők megfigyelhetők, gilisztatevékenység nem észlelhető. A szelvény alján mészkőszikla-kibukkanás figyelhető meg.

KAR – agyagbemosódásos barna erdőtalaj

Sipos 2004 és Németh és Sipos 2006 alapján

Domborzat:

A-szint: 0–5 cm mélységű, 10YR3/4 színű

E-szint: 5–15 cm mélységű, 7,5YR5/8 színű

B-szint: 15–45 cm mélységű, 10YR5/8 színű

BC-szint: 45–55 cm mélységű, 10YR6/8 színű

C-szint: >55 cm mélységű, 2,5YR6/4 színű, felső oligocén meszes homokkő

KIS – agyagbemosódásos barna erdőtalaj

Sipos 2004 és Németh és Sipos 2006 alapján

Domborzat:

A–szint: 0–45 cm mélységű, 10YR4/2 színű

E–szint: 45–60 cm mélységű, 2,5YR5/2 színű

B–szint: 60–150 cm mélységű, 7,5YR5/2 színű

C–szint: >150 cm mélységű, 2,5YR6/2 színű, középső miocén homokkő

BAT – ranker talaj

Domborzat:

A–szint: 0–3 cm mélységű humuszos szint

C–szint: >3 cm mélységű, gránit

NYIR1 – nem karbonátos humuszos homoktalaj

A–szint: 0–20 cm mélységű, humuszos szint

C–szint: >20 cm mélységű,

NYIR2 – nem karbonátos humuszos homoktalaj

A–szint: 0–20 cm mélységű, humuszos szint

C–szint: >20 cm mélységű,

CEG – humuszos homoktalaj

Domborzat:

A₀–szint: 5 cm vastagságú

A₁–szint: 0–5 cm mélységű, homok fizikai féleségű, sötétebb humuszos szint

A₂–szint: 5–20 cm mélységű, homok fizikai féleségű, világosabb humuszos szint

B–szint: 20–50 cm mélységű, homok fizikai féleségű, barnás színű kis mennyiségben humuszt tartalmazó szint

C–szint: >50 cm, világos homok, amiben nem látható rozsdafolt

2. melléklet. Pearson-féle korreláció-elemzés eredményei

	CEC	Fe-tartalom	Al-tartalom	Agyag-tartalom	Iszap-tartalom	Duzzadó agyagásv.	Nem duzzadó agyagásv.	Kevert szerk.	Illit	Klorit	Kaolinit
kCO ₂ (163)	0,322	0,302	0,439	0,510	0,531	0,305	0,441	0,525	0,483	0,126	0,311
kCO ₂ (163)norm	-0,436	-0,364	-0,495	-0,263	0,003	0,118	-0,435	0,174	-0,473	0,436	-0,425
mineralizáció	-0,442	-0,371	-0,496	-0,263	-0,010	0,122	-0,435	0,176	-0,471	0,445	-0,429
k ₁	-0,285	-0,291	-0,372	-0,053	0,028	-0,003	-0,212	0,099	-0,246	0,329	-0,216
k ₂	-0,409	-0,300	-0,466	-0,279	-0,091	0,202	-0,439	0,202	-0,504	0,392	-0,394
MRT ₁	0,014	-0,020	0,265	-0,007	-0,081	-0,150	0,174	-0,166	0,313	-0,099	0,037
MRT ₂	0,262	0,238	0,515	0,302	0,057	-0,189	0,473	-0,161	0,579*	-0,194	0,344

A Pearson-féle korrelációs együttható értéke a kontroll minták ásványi fázishoz kötődő talajparaméterei (CEC, Fe-, Al-, agyag- és iszaptartalma, valamint egyes ásványfázisok mennyisége) és a szerves anyag lebomlását jellemző paraméterek között. CEC: kationcsere kapacitás; kevert szerk.: kevert szerkezetű agyagásványok mennyisége, kCO₂ (163): a fél éves inkubáció alatt a talajokból kibocsátott kumulatív CO₂ mennyiség; kCO₂ (163)norm: a fél éves inkubáció alatt a talajokból, a szervesanyag-mennyiséggel normalizált kibocsátott kumulatív CO₂ mennyiség; k₁: a gyorsan lebomló szénraktár lebomlási sebességi állandója; k₂: a lassan lebomló szénraktár lebomlási sebességi állandója; MRT₁: a gyorsan lebomló szénraktárban található szén átlagos tartózkodási ideje; MRT₂: a lassan lebomló szénraktárban található szén átlagos tartózkodási ideje.

** p <0,01; * p <0,05

	TOC	TN	C/N arány	DOC	TSN	I_{ar}	pH (dv)	pH (KCl)
kCO ₂ (163)	0,634*	0,641*	0,222	0,847**	0,721**	-0,379	-0,131	-0,071
mineralizáció	-0,534	-0,363	-0,500	-0,321	-0,255	0,432	-0,049	-0,138
k ₁	-0,310	-0,172	-0,416	-0,123	-0,053	0,423	-0,008	-0,075
k ₂	-0,569*	-0,439	-0,432	-0,462	-0,414	0,429	-0,042	-0,148
MRT ₁	0,526	0,127	0,795**	0,292	-0,033	-0,615*	-0,374	-0,261
MRT ₂	0,708**	0,387	0,732**	0,516	0,268	-0,644*	-0,273	-0,159

A Pearson-féle korrelációs együttható értéke a kontroll minták szerves fázishoz kötődő talajparamétereit és a szerves anyag lebomlását jellemző paraméterek között. TOC: összes szervesszén-tartalom, TN: összes nitrogén-tartalom; DOC: oldott szervesszén-tartalom, TSN: összes oldott nitrogén-tartalom; I_{ar}: aromaticitási index; dv: desztillált víz; kCO₂ (163): a fél éves inkubáció alatt a talajokból kibocsátott kumulatív CO₂ mennyiség; k₁: a gyorsan lebomló szénraktár lebomlási sebességi állandója; k₂: a lassan lebomló szénraktár lebomlási sebességi állandója; MRT₁: a gyorsan lebomló szénraktárban található szén átlagos tartózkodási ideje; MRT₂: a lassan lebomló szénraktárban található szén átlagos tartózkodási ideje

** p < 0,01; * p < 0,05

	CEC	Fe	Al	Agyag-tart.	Iszap-tart.	Duzzadó agyag.	Nem duzzadó agyag.	Kevert szerk.	Illit	Klorit	Kaolinit
kCO ₂ (163)	0,283	0,140	0,226	0,318	0,383	0,185	0,279	0,393	0,315	0,059	0,192
kCO ₂ (163) norm	-0,512	-0,547	-0,739**	-0,460	-0,541	-0,292	-0,500	-0,350	-0,544	0,125	-0,410
mineralizáció	-0,539	-0,590*	-0,800**	-0,536	-0,551	-0,280	-0,570*	-0,340	-0,623*	0,147	-0,468
Cr (163)	0,179	0,318	0,350	0,305	0,366	0,349	0,147	0,298	0,084	0,220	0,140
„priming” hatás	-0,041	-0,491	-0,674*	-0,623*	-0,535	-0,344	-0,537	-0,441	-0,587*	-0,335	-0,342
k ₁	-0,306	-0,552	-0,825**	-0,611*	-0,494	-0,397	-0,589*	-0,453	-0,668*	-0,096	-0,409
k ₂	-0,451	-0,419	-0,564*	-0,283	-0,418	-0,166	-0,370	-0,214	-0,409	0,186	-0,317
MRT ₁	0,017	0,072	0,404	0,220	0,011	-0,003	0,362	0,064	0,486	-0,015	0,194
MRT ₂	0,593*	0,583*	0,788**	0,616*	0,246	-0,035	0,731**	0,032	0,800**	-0,375	0,636*

A Pearson-féle korrelációs együttható értéke a kezelt minták ásványi fázishoz kötődő talajparamétere (CEC, Fe-, Al-, agyag- és iszaptartalma, valamint egyes ásványfázisok mennyisége) és a szerves anyag lebomlását jellemző paraméterek között; CEC: kationcsere kapacitás; kevert szerk.: kevert szerkezetű agyagásványok mennyisége, kCO₂ (163): a fél éves inkubáció alatt a talajokból kibocsátott kumulatív CO₂ mennyiség; kCO₂ (163)norm: a fél éves inkubáció alatt a talajokból, a szervesanyag-mennyiséggel normalizált kibocsátott kumulatív CO₂ mennyiség; Cr(163): a 163 napos inkubáció végén a talajban stabilizálódott kukorica mennyisége; k₁: a gyorsan lebomló szénraktár lebomlási sebességi állandója; k₂: a lassan lebomló szénraktár lebomlási sebességi állandója; MRT₁: a gyorsan lebomló szénraktárban található szén átlagos tartózkodási ideje; MRT₂: a lassan lebomló szénraktárban található szén átlagos tartózkodási ideje

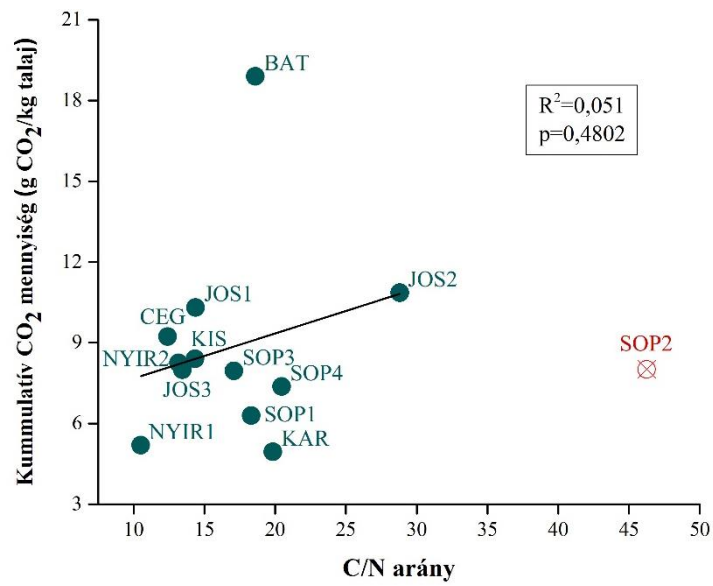
** p <0,01; * p <0,05

	TOC	TN	C/N arány	DOC	TSN	I _{ar}	pH (dv)	pH (KCl)
kCO ₂ (163)	0,503	0,593*	0,058	0,740**	0,726**	-0,255	0,076	0,131
mineralizáció	-0,757**	-0,623*	-0,591*	-0,756**	-0,555*	0,685**	0,230	0,122
Cr (163)	0,032	0,000	0,145	-0,007	-0,133	-0,111	-0,280	-0,314
„priming” hatás	-0,467	-0,216	-0,499	-0,431	-0,056	0,425	0,715**	0,698**
k ₁	-0,738**	-0,443	-0,754**	-0,646*	-0,245	0,742**	0,620*	0,559*
k ₂	-0,561*	-0,530	-0,384	-0,622*	-0,561*	0,563*	-0,008	-0,122
MRT ₁	0,710**	0,201	0,954**	0,497	0,056	-0,704**	-0,554*	-0,438
MRT ₂	0,902**	0,709**	0,636*	0,758**	0,583*	-0,647*	-0,147	-0,046

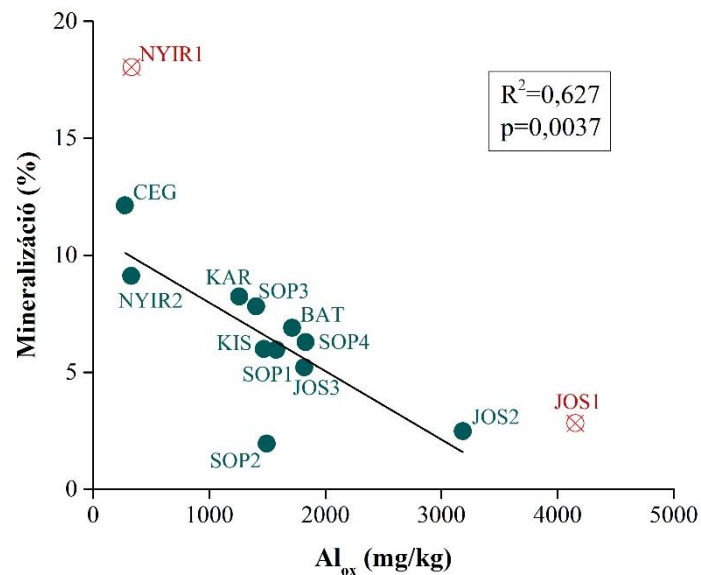
A Pearson-féle korrelációs együttható értéke a kezelt minták szerves fázishoz kötődő talajparamétereit és a szerves anyag lebomlását jellemző paraméterek között. TOC: összes szervesszén-tartalom, TN: összes nitrogén-tartalom; DOC: oldott szervesszén-tartalom, TSN: összes oldott nitrogén-tartalom; I_{ar}: aromaticitási index; dv: desztillált víz; kCO₂ (163): a fél éves inkubáció alatt a talajból kibocsátott kumulatív CO₂ mennyiség; Cr(163): a 163 napos inkubáció végén a talajban stabilizálódott kukorica mennyisége; k₁: a gyorsan lebomló szénraktár lebomlási sebességi állandója; k₂: a lassan lebomló szénraktár lebomlási sebességi állandója; MRT₁: a gyorsan lebomló szénraktárban található szén átlagos tartózkodási ideje; MRT₂: a lassan lebomló szénraktárban található szén átlagos tartózkodási ideje

** p <0,01; * p <0,05

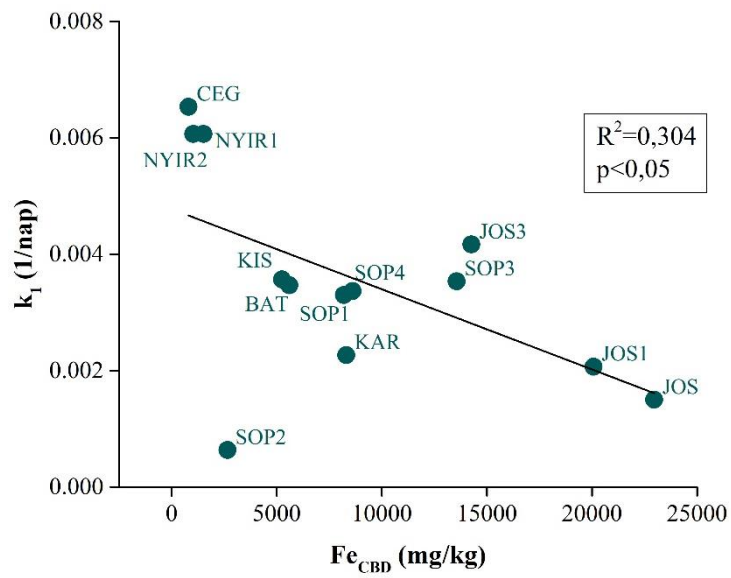
3. melléklet. A talajok C/N aránya és a kezelt talajok kumulatív CO₂ kibocsátása közötti összefüggés



4. melléklet. A talajok ammónium-oxalát által kioldott Al-tartalma (Al_{ox}) és a talajok kezdeti szervesanyag-tartalmához viszonyított mineralizációja közötti összefüggés



5. melléklet. A talajok ditionit-citrát-bikarbonát által kioldott Fe-tartalma (Al_{CBD}) és a kezelt talajok gyorsan lebomló szénraktára bomlási sebességi állandója (k_1) közötti összefüggés



ADATLAP

a doktori értekezés nyilvánosságra hozatalához*

I. A doktori értekezés adatai

A szerző neve: Zacháry Dóra

MTMT-azonosító: 10034786

A doktori értekezés címe és alcíme: Az ásványi fázis hatása a talaj szervesszén forgalmára
DOI-azonosító⁴⁶: 10.15476/ELTE.2019.281.

A doktori iskola neve: Földtudományi Doktori Iskola

A doktori iskolán belüli doktori program neve: Földrajz-Meteorológia Program

A témavezető neve és tudományos fokozata: Dr. Szalai Zoltán, PhD, dr. habil.

Dr. Jakab Gergely, PhD, dr. habil.

A témavezető munkahelye: ELTE, TTK Környezet- és Tájföldrajzi Tanszék, CSFK FTI

II. Nyilatkozatok

1. A doktori értekezés szerzőjeként

a) hozzájárulok, hogy a doktori fokozat megszerzését követően a doktori értekezésem és a tézisek nyilvánosságra kerüljenek az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban. Felhatalmazom a Természettudományi kar Dékáni Hivatal Doktori, Habilitációs és Nemzetközi Ügyek Csoportjának ügyintézőjét, hogy az értekezést és a téziseket feltöltse az ELTE Digitális Intézményi Tudástárba, és ennek során kitöltse a feltöltéshez szükséges nyilatkozatokat.

b) kérem, hogy a mellékelt kérelemben részletezett szabadalmi, illetőleg oltalmi bejelentés közzétételéig a doktori értekezést ne bocsássák nyilvánosságra az Egyetemi Könyvtárban és az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban;

c) kérem, hogy a nemzetbiztonsági okból minősített adatot tartalmazó doktori értekezést a minősítés (*dátum*)-ig tartó időtartama alatt ne bocsássák nyilvánosságra az Egyetemi Könyvtárban és az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban;

d) kérem, hogy a mű kiadására vonatkozó mellékelt kiadó szerződésre tekintettel a doktori értekezést a könyv megjelenéséig ne bocsássák nyilvánosságra az Egyetemi Könyvtárban, és az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban csak a könyv bibliográfiai adatait tegyék közzé. Ha a könyv a fokozatszerzést követően egy évig nem jelenik meg, hozzájárulok, hogy a doktori értekezésem és a tézisek nyilvánosságra kerüljenek az Egyetemi Könyvtárban és az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban.

2. A doktori értekezés szerzőjeként kijelentem, hogy

a) az ELTE Digitális Intézményi Tudástárba feltöltendő doktori értekezés és a tézisek saját eredeti, önálló szellemi munkám és legjobb tudomásom szerint nem sértem vele senki szerzői jogait;

b) a doktori értekezés és a tézisek nyomtatott változatai és az elektronikus adathordozón benyújtott tartalmak (szöveg és ábrák) mindenben megegyeznek.

3. A doktori értekezés szerzőjeként hozzájárulok a doktori értekezés és a tézisek szövegének plágiumkereső adatbázisba helyezéséhez és plágiumellenőrző vizsgálatok lefuttatásához.

Kelt: Budapest, 2019. december 13.


.....
a doktori értekezés szerzőjének aláírása

*ELTE SZMSZ SZMR 12. sz. melléklet