

DEBRECENI EGYETEM  
MEZŐGAZDASÁG-, ÉLELMISZERTUDOMÁNYI  
ÉS KÖRNYEZETGAZDÁLKODÁSI KAR  
AGROKÉMIAI ÉS TALAJTANI INTÉZET

# TALAJTAN

*Szerkesztette:*

**KÁTAI JÁNOS**

*Szerzők:*

CSUBÁK MÁRIA

KÁTAI JÁNOS

SÁNDOR ZSOLT

TÁLLAI MAGDOLNA

VÁGÓ IMRE

ZSUPOSNÉ OLÁH ÁGNES



DEBRECENI EGYETEM  
MEZŐGAZDASÁG-, ÉLELMISZERTUDOMÁNYI  
ÉS KÖRNYEZETGAZDÁLKODÁSI KAR  
AGROKÉMIAI ÉS TALAJTANI INTÉZET

# TALAJTAN

*Szerkesztette:*

**KÁTAI JÁNOS**



Debreceni Egyetemi Kiadó  
Debrecen University Press  
2021

SZERZŐK:  
Csubák Mária  
Kátai János  
Sándor Zsolt  
Tállai Magdolna  
Vágó Imre  
Zsuposné Oláh Ágnes

LEKTORÁLTA:  
Dr. Lehoczky Éva  
Dr. Pepó Péter

BORÍTÓKÉPEK:  
Dr. Pepó Péter, Dr. Sándor Zsolt, Kocsis István Attila

© Debreceni Egyetemi Kiadó Debrecen University Press,  
beleértve az egyetemi hálózaton belüli elektronikus terjesztés jogát is

ISBN 978-963-318-936-8

Kiadta: a Debreceni Egyetemi Kiadó, az 1795-ben alapított  
Magyar Könyvkiadók és Könyvterjesztők Egyesülésének a tagja  
[dupress.unideb.hu](http://dupress.unideb.hu)

Felelős kiadó: Karácsony Gyöngyi

Technikai szerkesztő: Sándor Zsolt, Kocsisné Demjén Ágnes

Borítóterv és nyomdai előkészítés: M. Szabó Monika

A nyomdai munkálatokat a Debreceni Egyetem sokszorosítóüzeme végezte 2021-ben

## **Stefanovits Pál akadémikus „Talajtani Tízparancsolata”**

- Ne foglalj el a természettől több és jobb földet, mint amennyi okvetlenül szükséges!
- Ne engeddd, hogy a víz elrabolja a termőföldet a gondjaira bízott területről!
- Ne hagyd, hogy a szél elhordja a földet!
- Feleslegesen ne taposd, ne tömörítsd a talajt!
- Csak annyi trágyát vigyél a talajba, amennyit az elvisel és amennyit a növény kíván!
- Csak jó vízzel öntözz és csak annyival, amennyivel kell!
- Ne keverj a talajba el nem bomló anyagot, ha csak nem javítási céllal teszed!
- Ne mérgezd a talaj élővilágát!
- Órizd meg a talaj termékenységét és ha lehet, még növeld tovább!
- Ne feledd, hogy a talajon nemcsak állsz, hanem élsz is!



## Tartalom

<b>1.</b>	<b>Bevezetés</b>	9
<b>2.</b>	<b>A talajtan nemzetközi és hazai fejlődése (Zsuposné Oláh Ágnes)</b>	10
<b>3.</b>	<b>A talaj fogalma, alkotórészei és funkciói (Kátai János, Zsuposné Oláh Ágnes)</b>	13
3.1	A talaj fogalma	14
3.2	A talajok alkotórészei	14
3.2.1	A talaj abiotikus alrendszere	15
3.2.2	A talaj biotikus alrendszere	16
3.3	A talajszelvény	17
3.4	A talaj ökológiai funkciói	18
<b>4.</b>	<b>Talajképző ásványok és kőzetek (Tállai Magdolna)</b>	20
4.1	Talajképző ásványok	20
4.1.1	Primer szilikátok	20
4.1.2	Agyagásványok (szekunder szilikátok)	24
4.1.3	Oxidok és hidroxidok	30
4.1.4	Karbonátok	31
4.1.5	Szulfátok és szulfidok	31
4.1.6	Kloridok	32
4.1.7	Foszfátok	32
4.2	A talajképző kőzetek fontosabb jellemzői, osztályozásuk	34
4.2.1	Magmás kőzetek	34
4.2.2	Üledékes kőzetek	35
4.2.3	Metamorf kőzetek	37
4.3	A hazai kőzetek kialakulása	37
<b>5.</b>	<b>Az ásványok és kőzetek mállása (Kátai János)</b>	41
5.1	Fizikai mállás	41
5.1.1	A hőmérséklet ingadozása	41
5.1.2	A víz szerepe a fizikai mállásban	41
5.1.3	A légmozgás (szél) hatása	42
5.2	Kémiai mállás	42
5.2.1	A víz szerepe a kémiai mállásban	43
5.2.2	A savas oldatok hatása	43
5.2.3	Az oxidáció-redukció szerepe a kémiai mállásban	44
5.3	Biológiai mállás	44
5.4	Az ásványok stabilitása	45
5.5	A mállástermékek vándorlása	45
5.5.1	Kilúgzási sorrend	46
<b>6.</b>	<b>Talajképző tényezők (Kátai János)</b>	46
6.1	A természetes növényzet és állatvilág	47
6.1.1	Fás növényi formációk	47
6.1.2	Lágyszárú növényi formációk	48
6.1.3	A mikroorganizmusok szerepe a talajképződésben	49
6.1.4	A talajfauna szerepe a talajképződésben	49
6.2	Éghajlat	50
6.2.1	Klímatípusok	50
6.2.2	Talajzónák	52

6.3	Domborzat és vízrajz hatása a talajképződésre. . . . .	53
6.3.1	Makrorelief . . . . .	53
6.3.2	Mezorelief . . . . .	54
6.3.3	Mikrorelief. . . . .	55
6.4	Kőzettani tényezők . . . . .	55
6.5	A talajok kora . . . . .	56
6.6	Az emberi tevékenység hatása a talajok fejlődésére. . . . .	56
<b>7.</b>	<b>A talaj fizikai tulajdonságai (Kátai János, Tállai Magdolna) . . . . .</b>	<b>57</b>
7.1	Talajok színe . . . . .	57
7.2	A talajok fizikai talajfélesége . . . . .	58
7.2.1	A szemcsefrakciók jellemzői és a szemcseösszetétel meghatározása . . . . .	58
7.2.2	A talajok osztályozása a szemcseösszetétel és az egyes talajfizikai jellemzők alapján . . . . .	60
7.3	A talaj szerkezete. . . . .	63
7.3.1	Az aggregátumok képződése . . . . .	64
7.3.2	A talaj szerkezet értékelése . . . . .	67
7.3.3	Az aggregátumok vízállósága . . . . .	70
7.4	A talaj pórustere . . . . .	71
7.4.1	A talajok térfogattömege és sűrűsége . . . . .	72
7.4.2	A talaj összes porozitása . . . . .	72
7.4.3	A pórusok méret szerinti csoportosítása . . . . .	73
7.4.4	Aggregátum porozitás . . . . .	73
7.5	A talajok vízgazdálkodása. . . . .	74
7.5.1	A nedvességtartalom kifejezésére használt mértékegységek. . . . .	74
7.5.2	A víz megkötése és visszatartása a talajban. . . . .	75
7.5.3	A talaj vízkapacitása, nedvességformák . . . . .	76
7.5.4	Vízmozgás a talajban. . . . .	83
7.5.5	A talajnedvesség (talajoldat) kémiai összetétele . . . . .	90
7.6	A talaj levegő-gazdálkodása . . . . .	91
7.6.1	A talaj gázfázisa. . . . .	91
7.6.2	A talajlevegő összetétele, a komponensek eredete . . . . .	92
7.6.3	A gázok áramlása a talajban . . . . .	93
7.6.4	A talaj levegőháztartása. . . . .	93
7.7	A talaj hőmérséklete és hőgazdálkodása. . . . .	94
7.7.1	A talaj hőtani jellemzői . . . . .	94
7.7.2	Hőáramlás a talajban . . . . .	94
7.7.3	A talaj hőháztartása . . . . .	95
<b>8.</b>	<b>Talajkémia (Csubák Mária). . . . .</b>	<b>96</b>
8.1	A talaj sótartalma. . . . .	96
8.2	A talajkolloidok. . . . .	96
8.2.1	A kolloid rendszerek állapota . . . . .	97
8.2.2	A kolloid rendszerek csoportosítása . . . . .	98
8.2.3	A talaj kolloid méretű alkotórészei . . . . .	99
8.2.4	A talaj kolloidjainak fajlagos felülete . . . . .	99
8.2.5	A talajkolloidok felületi töltései. . . . .	99
8.2.6	Határfelületi reakciók a talajban . . . . .	101
8.2.7	A talaj adszorbeált kation összetételét jellemző paraméterek . . . . .	103
8.2.8	Az adszorbeált kationok talajkolloidikai hatása . . . . .	103
8.2.9	A kation megkötés és a kation csere a talajkolloidokon . . . . .	104

	8.2.10	Specifikus kation adszorpció . . . . .	106
	8.2.11	Anion adszorpció . . . . .	106
8.3		A talajok kémhatása . . . . .	106
	8.3.1	A talajok savanyúsága . . . . .	108
	8.3.2	A talajok lúgossága . . . . .	111
	8.3.3	A pH jelentősége a talajban . . . . .	111
	8.3.4	A talaj sav-bázis pufferoló képessége . . . . .	113
8.4		Oxidációs-redukációs folyamatok a talajban . . . . .	114
8.5		A talaj szerves anyagai . . . . .	115
	8.5.1	A növényi maradványok átalakulása . . . . .	116
	8.5.2	A szerves anyagok átalakulását befolyásoló tényezők . . . . .	118
	8.5.3	A humuszanyagok csoportosítása . . . . .	119
	8.5.4	A humuszsavak szerkezete . . . . .	120
	8.5.5	A humuszsavak tulajdonságai . . . . .	121
	8.5.6	A humusz szerepe a talajban . . . . .	122
	8.5.7	A humusz hatása a talaj fizikai tulajdonságaira . . . . .	122
	8.5.8	A humusznak a talaj kémiai tulajdonságaira gyakorolt hatása . . . . .	124
	8.5.9	A humusz hatása a talaj biológiai tulajdonságaira és a tápanyag-gazdálkodásra . . . . .	124
<b>8.</b>		<b>A talajok tápanyag-gazdálkodása (Vágó Imre)</b> . . . . .	125
	8.1	Tápanyagformák a talajban . . . . .	126
	8.2	Makrotápanyagok a talajban . . . . .	127
	8.2.1	Nitrogén . . . . .	127
	8.2.2	Foszfor . . . . .	129
	8.2.3	Kálium . . . . .	131
	8.2.4	Kalcium . . . . .	132
	8.2.5	Magnézium . . . . .	132
	8.2.6	Kén . . . . .	132
	8.3	Mikrotápanyagok a talajban . . . . .	133
<b>9.</b>		<b>A hazai talajok osztályozása (Sándor Zsolt)</b> . . . . .	135
	9.1	A hazai talajosztályozás elvi alapjai . . . . .	135
	9.2	A genetikai talajsintek elnevezése és jelölése . . . . .	137
	9.3	Magyarország talajosztályozási rendszerének főtípusai és a közöttük lévő összefüggések . . . . .	140
<b>10.</b>		<b>Magyarország taljai (Sándor Zsolt)</b> . . . . .	144
	10.1	Váztalajok . . . . .	144
	10.1.1	A köves, sziklás váztalajok . . . . .	145
	10.1.2	A kavicsos váztalajok . . . . .	145
	10.1.3	A földes kopárok . . . . .	146
	10.1.4	A futóhomok talajok . . . . .	147
	10.1.5	A humuszos homoktalajok . . . . .	148
	10.2	Közethatású talajok . . . . .	149
	10.2.1	A humuszkarbonátok . . . . .	150
	10.2.2	A rendzinák . . . . .	151
	10.2.3	A fekete nyirok talajok . . . . .	152
	10.2.4	A ranker talajok . . . . .	153
	10.3	Közép- és délkelet európai barna erdőtalajok . . . . .	153
	10.3.1	A karbonátmaradványos barna erdőtalajok . . . . .	156
	10.3.2	A csernozjom barna erdőtalajok . . . . .	156

10.3.3	A barnaföldek (Ramann-féle barna erdőtalajok) . . . . .	157
10.3.4	Az agyagbemosódásos barna erdőtalajok (ABET) . . . . .	158
10.3.5	A podzolos barna erdőtalajok . . . . .	159
10.3.6	A pangóvízes (pszeudoglejes) barna erdőtalajok. . . . .	160
10.3.7	A kovárványos barna erdőtalajok . . . . .	161
10.3.8	Az erősen savanyú, nem podzolos barna erdőtalajok . . . . .	162
10.4	Csernozjom (mezőségi) talajok. . . . .	162
10.4.1	A mészlepedékes csernozjom talaj . . . . .	164
10.4.2	Az öntés csernozjom . . . . .	165
10.4.3	A kilúgzott csernozjom talaj . . . . .	166
10.4.4	A réti csernozjom talaj . . . . .	167
10.5	Szikes talajok . . . . .	168
10.5.1	A szoloncsák talajok . . . . .	172
10.5.2	A szoloncsák-szolonyec talajok. . . . .	173
10.5.3	A réti szolonyec talajok . . . . .	174
10.5.4	A sztyeppesedő réti szolonyec. . . . .	176
10.5.5	A másodlagosan szikesedett talajok. . . . .	177
10.6	Réti talajok . . . . .	178
10.6.1	A szoloncsákos réti talaj . . . . .	179
10.6.2	A szolonyeces réti talaj . . . . .	180
10.6.3	A típusos réti talaj . . . . .	181
10.6.4	Az öntés réti talajok . . . . .	183
10.6.5	A lápos réti talajok. . . . .	183
10.6.6	A csernozjom réti talajok. . . . .	183
10.7	Láptalajok . . . . .	184
10.7.1	A mohaláptalajok. . . . .	186
10.7.2	A rétláptalajok . . . . .	186
10.7.3	A lecsapolt és telkesített rétláptalajok: . . . . .	187
10.8	Mocsári és ártéri erdők talajai. . . . .	188
10.8.1	A mocsári erdőtalajok . . . . .	189
10.8.2	Az ártéri erdő talajok . . . . .	189
10.9	Öntés és lejtőhordalék talajok. . . . .	190
10.9.1	A nyers öntéstalajok. . . . .	191
10.9.2	A humuszos öntés talaj . . . . .	192
10.9.3	A lejtőhordalék talajok. . . . .	193
<b>11.</b>	<b>A talajok nemzetközi osztályozása (Dr. Sándor Zsolt).</b> . . . . .	<b>197</b>
<b>12.</b>	<b>Irodalomjegyzék . . . . .</b>	<b>199</b>

## 1. Bevezetés

Évtizedekkel ezelőtt a talajtan oktatására csak az agrár-felsőoktatásban került sor. A hallgatóinknak nyújtott ismeretek fókuszpontjában a talajok termékenységének fokozása állt. Nem véletlenül, hiszen a társadalmi elvárások elsősorban arra irányultak, hogy évről évre növekedjenek a termesztett növények terméseredményei.

Az utóbbi évtizedekben előtérbe kerültek azok a törekvések, amelyek a mennyiségi szemlélet helyett a növényi biomassza minőségének javítására és védelmére irányulnak. Fokozott figyelmet fordítunk ugyanakkor a környezetbarát gazdálkodásra, a környezetünkre és benne a talaj védelmére is.

„Magyarországon a megújuló/megújítható természeti erőforrások jelentős részét a talaj képviseli. A termőföld megbecsülése, ésszerű és fenntartható használata, megóvása az életminőség javításának egyik feltétele, ami alapvető társadalmi érdek mind a nemzetgazdaság mind a környezetvédelem szempontjából” (Várallyay, 1997).

A talaj biztosítja a növények számára a vizet és a vízben oldott ásványi tápanyagokat, a növények fontos életközege. Egészséges ételmiszer-, illetve takarmánynövényeket csak jó minőségű, termékeny talajon tudunk termesztani. Ezek alapján kijelenthetjük, hogy a termőföld az egyik legértékesebb kincsünk, amelyet csak azok képesek kellőképpen gondozni, szakszerűen használni, akik ismerik a benne lejátszódó folyamatokat, törvényszerűségeket.

A Talajtan c. jegyzet megújításával elsődleges célkitűzésünk az volt, hogy az agrár-felsőoktatás hallgatói sokoldalúan megismerjék a talaj kialakulásának körülményeit, a talaj fontosabb tulajdonságait, a talajban lejátszódó folyamatok összefüggéseit. Bemutatjuk a Magyarországon előforduló talajtípusok kialakulását és azok jellemző tulajdonságait, valamint használatuk lehetőségeit.

A Szerzők törekedtek arra, hogy ökológiai szemlélettel közelítsenek a talajban lejátszódó folyamatok megismeréséhez, megértéséhez, valamint bíznak abban, hogy a végzett hallgatók a megszerzett ismeretek birtokában kellő szakértelemmel alkalmazzák a megfelelő agrotechnikai eljárásokat, amelynek köszönhetően a talaj termékenysége hosszú időszakon keresztül megőrizhető és fenntartható lesz.

## 2. A talajtan nemzetközi és hazai fejlődése (Zsuposné Oláh Ágnes)

**Apollóniai Diogenész** (I. e. V. sz.) ókori filozófus szerint „A talaj a növény gyomra, belőle veszi fel a tápanyagait, már elkészített állapotban.” „A talaj tulajdonságai rövid távolságra is gyökeresen megváltoznak”.

A 19. században nyert igazolást, hogy a növények gyökereiken keresztül vizet és tápanyagokat vesznek fel a talajból. Ennek felismerése, valamint a természettudományok rohamos fejlődése tette lehetővé, hogy a talajról már ne csak elmélkedjenek, hanem vizsgálatok segítségével ismereteket is szerezzenek. Nyugat-Európában először **F. A. Fallou** (1794–1877), Szászországban élt tudós, „*Pedológia vagy általános és különleges talajtan*” (1862) c. munkájában lép fel azzal az igénnyel, hogy a talajra, mint önálló természeti képződményre tekintsünk. A **Fallou** nyomdokain kialakult iskolát, *agrogeológiai iskolának* nevezték.

Az agrogeológiai iskolával szinte egy időben fejlődött ki az *agrokémiai iskola*. Ennek kimagasló egyéniségei, **Albrecht Thaer** (1752–1828) és **Justus von Liebig** (1803–1873), a talajt elsősorban tápanyagforrásnak tekintették. Míg **Thaer** a talaj humuszanyagait tartotta fontosabbnak, és a növények táplálkozását a talaj szerves anyaga nélkül elképzelhetetlennek vélte, addig **Liebig** a talaj ásványi sóit gondolta a növénytáplálkozás forrásának.

A talajtan tudományos elismerése Oroszországban **Vaszilij Vasziljevics Dokucsajev** (1846–1903) munkájának köszönhető, akinek 1883-ban megjelent tanulmánya a *tudományos, önálló talajtan mérföldköve*. **Dokucsajev** felismerései közül ki kell emelni a talaj és a növény közötti kölcsönhatást, az első tudományos genetikai talajosztályozást, valamint a talajok klímájának szerinti elhelyezkedésének felismerését. Sok általa történt elnevezés a mai nemzetközi talajtani szaknyelvben is használatos (csernozjom, podzol, szolonyec stb.).

A magyar talajtani tudomány fejlődése szakaszosan ment végbe. A szakaszok hosszát és eredményeit nagyban befolyásolta a természettudományi ismeretek fejlettsége, a mezőgazdaságban alkalmazott módszerek, valamint a külföldi eredmények beáramlása. A következő szakaszokat különböztetjük meg:

1. Szakasz (1779-1858) **Tessedik, Nagyváthy, Pethe** munkássága, valamint a 1855-ben megjelent „Mezei gazdaság könyve”. Jellemző erre a korszakra, hogy a hazai szakemberek igyekeznek a külföldi eredmények közvetítésére, a természettudományi és mezőgazdasági tudományos ismereteket megkedveltetni és ismertetni a hazai gazdákkal. **Tessedik Sámuel** tevékenységét ki kell emelni, egyrészt a Szarvasi Gazdasági Iskola megalapítása, valamint a

szikjavításban elért eredményei miatt. A történelmi események miatt munkájának nem akadt folytatója.

2. Szakasz (1858–1891) **Szabó József** talajtérképének megjelenésétől számítható. Az első hazai talajleírás, a talajok osztályozása a keletkezésükben fennálló különbségek alapján, az ő nevéhez fűződik, rendszere genetikai alapokra épül. Fontosnak tartotta a talajok fizikai vizsgálata mellett a kémiai elemzést is. Megjelent az első átfogó térkép, de eredményes munkásságnak nem volt folytatása.

3. Szakasz (1891–1909). A talajtan, vagy, ahogy akkor nevezték, az agrogeológia, ebben a történelmi szakaszban indult újra fejlődésnek. Kezdetét a *Földtani Intézet Agrogeológiai Osztályának* megszervezésétől, 1891-től számíthatjuk. Az osztály Európában a második olyan szervezet volt, amelynek fő feladata a talajok térképezése és vizsgálata volt. Elkezdődött az egyes községek, majd vármegyék talajviszonyainak felvételezése. A nemzetközi kapcsolatok felélénkítésével, és különösen az orosz talajtani iskolával létesített kapcsolatokkal megindult az elszakadás a porosz agrogeológiai felvételezés módszereitől. A szakasz jelentős képviselői **Inkei Béla** és **Treitz Péter** voltak.

4. Szakasz (1909–1931) a Budapesten tartott *Első Nemzetközi Agrogeológiai Konferenciával* vette kezdetét. A magyar szakemberek meggyőződtek a dokucsajevi talajtan elveinek igazáról, vállalták azt a szerepet, hogy a tanokat a nyugati szakemberekkel is megismertetik. A konferencia az összes résztvevőt meggyőzte arról, hogy minden egyes országról átnézetes talajtérképet kell készíteni. A talajtípusok egységes elnevezésére a térképek elkészítése után került sor. **Treitz Péter** és munkatársai, **Ballenegger Róbert**, valamint **Timkó Imre**, az ország klímazonális talajtérképeinek elkészítésével maradandó és úttörő munkát végeztek. Az Alföld szikes talajainak felvétele 1926-ban **Treitz** és munkatársai nevéhez fűződik. Ezen szakaszban fejlődött ki, a 'Sigmond-iskola. 'Sigmond Elek először az első agrogeológiai konferencián lépett a nyilvánosság elé a talajvizsgálatok módszereivel foglalkozó előadásával. Élenjárók voltak a szikesekre vonatkozó kutatási eredményei. A talajtan általános kérdéseivel kapcsolatos véleményét az *Általános talajtan* (1934) c. könyvében foglalta össze.

5. Szakasz (1931-1951) a Kreybig-féle átnézetes talajismereti térképezés. Míg **Timkó Imre** és **Sümeghy József** munkája agro-geológiai jellegű volt, **Kreybig Lajos** a növénytermesztésben érvényesülő talajtulajdonságokat térképezte. Ez az 1931-ben végzett felvétel lett alapja azután a később, mind szélesebb körben használt felvételezési módnak. Ezzel a térképezési módszerrel a II. világháború idején, Európában elsőként, elkészült hazánk egész területének 1:25 000 méretarányú talajtérképe. Az országosan széles körben megindult

szikjavítási akció, a szikjavítás elméleti kérdései kerültek a kutatások középpontjába, melyben a 'Sigmond-iskola neves képviselői - **Herke Sándor, Arany Sándor, Di Gléria János és Prettenhoffer Imre** - vettek részt és eredményeik révén, külföldön is megismertté váltak. **Dworak Lajos, id. Várallyay György** a talajtermékenység, a vízgazdálkodás és a műtrágyázás témakörében gazdagították ismereteinket.

6. Szakasz (1951- napjainkig). Ezt a szakaszt a genetikai irányzat újraéledése jellemzi. Az átnézetes talajismereti térképek anyagát új szelvényekkel egészítették ki. Ennek részletes és sokoldalú vizsgálatával igyekeztek feleletet kapni a talajok keletkezésének kérdésére. Az ország genetikai talajtérképét **Stefanovits Pál** és **Szűcs László** szerkesztették meg 1:200 000 méretarányban, mely 1960-ban, majd 1967-ben jelent meg. A térképezés során szerzett tapasztalatokról részben cikkekben számoltak be, részben **Stefanovits Pál** *Magyarország talajai* (1956, 1963) c. könyvében tette közzé eredményeit. **Géczy Gábor** elvei szerint hasznosítási térképek készültek, amelyeknek célja a középszintű mezőgazdasági tervezés megalapozása volt. Az OMMI által kidolgozott és végzett üzemi genetikai talajtérképek mérete 1:10000. A talajfizika és talajkolloidika terén **Klimes-Szmik Andor**, talajkémiaiban **Máté Ferenc** és **Filep György**, a talajbiológiában **Fehér Dániel** és **Szegi József** alkottak maradandót, míg a tápanyagpótlás, illetve a trágyázás kérdéskörben **Kemenessy Ernő** munkái jelentősek. **Egerszegi Sándor** a réteges homokjavítás módszerét **Fekete Zoltán** az erózió és a defláció jelenségeit kutatta. **Micheli Erika** a WRB nemzetközi talajosztályozás jelentős nemzetközi képviselője.

Az agrár-felsőoktatás „Talajtan” c. tankönyvének újabb kiadása 2010-ben látott napvilágot, szerzői: **Stefanovits Pál, Filep György és Füleky György**.

Az egyetemek szaktanszékei, valamint a *MTA Talajtani és Agrokémiai Kutatóintézete* (2012-től *Agrártudományi Kutatóközpont, Talajtani és Agrokémiai Intézete*) a talajtani–agrokémiai–talajbiológiai alapkutatások legfőbb színterei. Az intézet igazgatói a talajtan és/vagy agrokémia tudósai, **Páter Károly, Di Gléria János, Szabolcs István, Várallyay György**, 1996-tól **Németh Tamás, Anton Attila, Lehoczky Éva** és **Szabó József**.

### 3. A talaj fogalma, alkotórészei és funkciói (Kátai János, Zsuposné Oláh Ágnes)

A talaj a természeti környezet része, amely fogadja a földfelszínre érkező energia- és anyagáramlást, részben átalakítja, részben tárolja azokat, valamint biztosítja az elemek biológiai körforgását. A termőtalaj olyan természeti erőforrás, amely az élővilággal szoros kapcsolatban és kölcsönhatásban van.

A talaj termékenységével a növénytermesztés alapjául szolgál, amelynek elsődleges célja az élelmiszer- és takarmány alapanyagok megfelelő mennyiségben és minél jobb minőségben történő, gazdaságos előállítása úgy, hogy minél kisebb legyen a környezet terhelése. Ez a fenntartható gazdálkodás lényege is. A fenntartható fejlődés talajjal kapcsolatos elemei, többek között:

- a sokoldalú funkcióképességének fenntartása, ezen belül a talaj termékenységének megőrzése, környezetterhelés nélkül,
- a talajkészleteink megfelelő hasznosítása,
- a növénytermelés során okszerű agrotechnika alkalmazása,
- a talaj minőségének megóvása,
- szükség esetén a talaj védelme és javítása.

A sikeres növénytermelés során természetesen figyelembe kell venni a termőhelyi, ökológiai adottságokat (talajtípus, éghajlat, domborzat), amelyekhez a legjobban tudnak alkalmazkodni a termesztett növények.

Az említett célok eléréséhez különböző agrotechnikai eljárások alkalmazására van szükség úgy, mint a talajművelésre, a trágyázásra, a különböző növényvédő szerek alkalmazására, öntözésre, talajjavításra, amelyek segítségével elérhetjük a várt hatásokat. Közben maga a talaj is változik, amely változás lehet kedvező vagy kedvezőtlen, rövidebb vagy hosszabb ideig tartó. A talaj ésszerű használata során tulajdonságai nem változnak meg irreverzibilisen, „minősége” nem degradálódik szükségszerűen. A talajok termékenységének megőrzése, megújulása ugyanakkor nem önműködő folyamat, hanem tudatos emberi tevékenységet követel.

Mind a kedvező, mind a kedvezőtlen hatások befolyásolják a természeti környezetünket is, ezért nemcsak a termőföldben bekövetkezett változásokat, hanem a környezetünk változásait is nyomon kell követnünk.

A *talajtan* a szakszerű mezőgazdasági termelés és a környezetvédelem egyik alapvető tudománya, amely a talajok kialakulásával, azok legfontosabb tulajdonságaival,

osztályozásával és hasznosításának egyes kérdéseivel foglalkozik. A talajtan számos más tudományággal (kémia, fizika, ásványtan, geológia, biológia, növénytermesztés, stb.) szoros kapcsolatban van.

### 3.1 A talaj fogalma

A Föld felszínén a pedoszféra (vagy talajburok) a talajképződés folyamatai által befolyásolt földkéreg, amely bonyolult – fizikai, kémiai, illetve biológiai folyamatok sokaságában megnyilvánuló – kölcsönhatásrendszer által kialakított aktív, a litoszféra legfelső mállott rétege. A pedoszféra szoros kapcsolatban van a *litoszférával*, az *atmoszférával* és a *hidroszférával*. A biosféra az említett szférák azon része, ahol az élőlények előfordulnak, ahol lejátszódnak a biológiai folyamatok.

A talaj a földkéreg legkülső, szilárd burka, laza termékeny takarója, sajátos természeti képződmény, amely a növények termőhelyéül szolgál. A talaj termékenység a talaj olyan alapvető tulajdonsága, hogy a rajta élő növényeket vízzel és tápanyagokkal el tudja látni, így lehetővé válik az elsődleges biomassa előállítása.

Egy másik talaj fogalmi meghatározás szerint a „talaj feltételesen megújuló természeti erőforrás” amely a napenergia, a légkör, a domborzat, a felszíni és a felszín alatti vízkészletek, ill. az élővilág hatásait transzformálva nyújt termőhelyet a növények számára, ily módon a mezőgazdaság legfontosabb termelési feltétele.

A talaj állandó dinamikus kölcsönhatások színtere. Az élő szervezetek és az élettelen anyagok kölcsönhatása során játszódnak le azok az összetett folyamatok, amelyek a talajok tulajdonságait kialakítják.

### 3.2 A talajok alkotórészei

A talaj *különböző méretű és minőségű* alkotórészekből álló, háromfázisú (szilárd, folyékony és légnemű), *heterogén* (határfelületekkel elválasztott fázisokat lehet megkülönböztetni), *polidiszperz* (több komponensből álló keverékek, melyekben különböző méretű „szemcsék” vannak szétosztatva (diszpergálva) egy összefüggő fázisban, a talajoldatban) *rendszer* (1. táblázat).

1. táblázat A talaj fontosabb fázisai és komponensei

a.) Szilárd fázis		b.) Folyékony fázis (talajoldat)	c.) Gázfázis (talajlevegő)
Ásványi	Szerves		
1.) Nyers ásványtörmelékek (kő, kavics, homok) 2.) Átalakult és újraképződött ásványok (kristályos és amorf anyagok)	1.) Elhalt növényi és állati maradványok 2.) Szerves bomlástermékek 3.) Humusz	1.) Víz az oldott szerves és szervetlen anyagokkal 2.) talajnedvességben oldott gázok (CO <sub>2</sub> , O <sub>2</sub> )	CO <sub>2</sub> , O <sub>2</sub> , N <sub>2</sub> , vízgőz

Az alkotórészek túlnyomó többségét élettelen anyagok, kisebb hányadát pedig élő szervezetek alkotják. A talajban két alrendszer, az abiotikus és a biotikus alrendszer lehet megkülönböztetni. A szilárd részek a talaj térfogatának általában mintegy 50-60 %-át adják, a gázfázis és folyékony fázis pedig együtt kb. 40-50 %-ot tesz ki.

### 3.2.1 A talaj abiotikus alrendszere

**a.) A szilárd alkotórészek.** A talaj szilárd ásványi szemcséinek mérete több millimétertől (mm) a mikrométer (mikron,  $\mu$ ) alatti tartományig terjedhet. A 2 mm-nél nagyobb átmérőjű alkotórészeket *kő/kavics*, a 2-0,02 mm közötti szemcséket *homok*, a 0,02-0,002 mm átmérőjűeket *iszap* (vagy por) frakciónak nevezzük. A talaj 0,002 mm-nél kisebb szemcséit pedig *agyag* gyűjtőnévvel foglaljuk össze. Az agyag és más komponensek a talaj homok- és porszemcséit *morzsákká* ragasztják össze. A vízvezetés és a levegőcsere a nagyobb szemcsék és morzsák közötti hézagokban történik.

*Szerves komponensek:* A szerves maradványok elsősorban a humuszképződés alapanyagául szolgálnak. A humuszanyagok a talaj tápanyag-gazdálkodásában és a jó talajszerkezet kialakításában játszanak jelentős szerepet.

**b.) A folyékony fázis (talajoldat).** A talajnedvességben szerves és szervetlen vegyületek, valamint gázok vannak feloldva. A legjelentősebb oldott sók a kálium-, ammónium-, kalcium- és magnézium sók, amelyek a növény táplálásban és a talaj kedvező tulajdonságainak kialakításában vesznek részt. Sok talajban szikesítő hatású nátriumsók is felhalmozódnak. Az oldott gázok közül az O<sub>2</sub> és a CO<sub>2</sub> a legjelentősebb.

**c.) A talajlevegő** mennyisége az aerob és anaerob mikrobiológiai tevékenység, továbbá egyes kémiai és biokémiai reakciók szabályozása szempontjából jelentős. Legfontosabb aktív komponensei az O<sub>2</sub> és a CO<sub>2</sub>. A talajlevegő szén-dioxid tartalma jelentősen meghaladhatja a légköri levegő szén-dioxid tartalmát, elérheti az 1-5 %-ot.

### 3.2.2 A talaj biotikus alrendszere

A talajban élő szervezetek mennyiségi előfordulása és összetétele részben a természetes ökológiai tényezőktől (földrajzi elhelyezkedés, növénytakaró, éghajlati elemek), részben a talaj tulajdonságaitól (talajszerkezet, levegő- és nedvességtartalom, pH, szervesanyag-tartalom) függ.

#### A. Talajmikroorganizmusok

1. *Baktériumok*. A mikro-méretű szervezetek nagyon változatos csoportja. A talajban több mint 250 baktériumfaj él. Számuk 1 gramm talajban néhány milliótól a milliárdos nagyságrendig változik. Különböző élettani folyamataikkal alapvető szerepet játszanak az elhalt maradványok lebontásában, a humuszképződésben, valamint a talaj nitrogén és kén forgalmában.

A baktériumok jelentős csoportját képezik a *sugárgombák* (aktinomiceták), amelyek mennyisége a talajmikrobák 20-40 %-ára becsülhető (egyedszámuk 1-100 millió 1 gramm talajban). Nagymértékben szárazságtűrők és elviselik a nagy só koncentrációkat is. Fontos szerepük van a nehezen bontható szerves vegyületek (pl. a lignin) feltárásában.

2. *A mikroszkopikus gombák* szerepe különösen a savanyú kémhatású talajokban és az erdei avar elbontásában jelentős. Mennyiségük 1 g talajban néhány ezer és félmillió között van.

3. *Az algák* (moszatok) főként a talajfelszíni rétegben fordulnak elő. Rendkívül ellenállóak, életképességüket légszáraz talajban is hosszú időn át megőrzik.

#### B. Állatvilág (talajfauna)

A talajban nagyon sokféle állatfaj található. Azokat, amelyek egész életüket a talajban töltik, *állandó talajlakóknak*, azokat pedig, amelyek csak időleges tartózkodásra (peterakásra, elrejtőzésre, fejlődésük egyes szakaszainak átélésére, stb.) használják a talajt, *időszakos talajlakóknak* nevezzük.

1.) A *mikrofauna* a talaj legparányibb állatainak gyűjtőneve. Átlagosan ~ 100 ezer *ostoros*, ~ 50 ezer *gyökérlábú* és ezer *csillós* egysejtű található 1 g talajban. A protozoák egy része korhadó, szerves anyagokkal táplálkozik (detrituszevők), más részük baktériumevő, és vannak egyes táplálkozásúak is. Ezek elsősorban mikroszkopikus gombákat, algákat és szerves maradványokat fogyasztanak.

2.) A *mezofauna* élőlényei a humuszképződésben játszanak szerepet azért, hogy a szervesanyag-maradványokat egyszerűbb felépítésű anyagokká alakítják, amelyek így a baktériumok számára hozzáférhetőek, másrészt az elpusztult egyedeik a humusz kiindulási

anyagául szolgálnak. A mezofauna legelterjedtebb tagjai az *ugróvillások*, *atkák* és a *fonálférgék*.

3.) A *makrofauna* legismertebb képviselői a *televényférgék*, a *földgiliszták* és a különböző *bogarak*, azok lárvái, valamint pókok és csigák.

4. *Megafauna*. A hüllők közül a *gyíkfélek*, a kisemlősök közül a *vakondok* és a *rágcsálók*: ürge, hörcsög, egér a legjelentősebbek.

A *mezo-*, a *makro-* és a *megafauna* szerepe elsősorban a szerves maradványok feldarabolásában, illetve járatok építésével a talaj szellőzésének biztosításában nyilvánul meg.

A talajban élő baktériumok és gombák, valamint az állatok nagyobb része lebontó, *heterotróf* szervezetek. Ezek az élőlények végzik a növényi és állati maradványok lebontását, és biztosítják a magasabb rendű szervezetekbe beépült elemek körforgását és az energia áramlását az ökoszisztémákban a szerves és a szervesetlen anyagok között.

### 3.3 A talajszelvény

A felszíntől a talajjá nem alakult, mállott talajképző kőzetig (alapkőzetig) terjedő, függőleges metszetet *talajszelvénynek* nevezzük. A talajok mélységi kiterjedését (vastagságát), és a felszín alatti rétegek jellemző külső sajátságait csak megfelelő mélységű szelvény segítségével figyelhetjük meg (1. ábra).

1. ábra A talajszelvény felépítése



A genetikai szinteket az ábécé nagybetűivel jelöljük. A fő genetikai szinteken belül elkülönítő szinteket a hazai talajtan alsó indexbe helyezett számokkal, vagy betűkkel jelöli.

### **Genetikai talajszintek jelölése és rövid jellemzése**

**A-szint.** A talaj szerves anyagban leggazdagabb legfelső szintje, kevésbé lebomlott szerves anyagokból áll, ezt a szintet A<sub>0</sub>-lal jelöljük. Ha a talaj szelvényben nincs kilúgzás az A-szint az egyenletesen elhumuszosodott. Ha az A-szint differenciálódik, úgy annak felső – humuszban gazdagabb – részét A<sub>1</sub>-gyel, az alatta húzódó, kifakult, kilúgzott részét A<sub>2</sub>-vel jelöljük, a művelt talajok szántott részét A<sub>sz</sub>-szel.

**B-szint.** Az A-szint alatt található. Amennyiben a csapadékvíz az év nagy részében erőteljesen lefele irányul, ez a szint az A-szintből kilúgzott anyagok felhalmozódási (illuviális) szintje. A B-szint differenciálódása esetén az agyagban, vagy szeszkvioxidokban gazdagabb felső szintjét B<sub>1</sub>-gyel (vagy E-vel), az alatt húzódó szintet B<sub>2</sub>-vel jelöljük.

**C-szint,** a talaj alapanyagául szolgáló, úgynevezett talajképző kőzet, melynek felső, többé-kevésbé átalakult része a talaj.

**D-szint,** az ágyazati kőzet. D-szintként értelmezhetjük a homogén talajképző kőzet azon részét is, ahol már a talajképződési folyamatok egyáltalán nem hatnak.

### **3.4 A talaj ökológiai funkciói**

Az Európa Tanács 1995. évi ajánlásai alapján a talaj ökológiai funkcióit röviden a következőképpen foglalhatjuk össze.

a.) Az elsődleges *biomassza képződés/termelés/termesztés alapvető közege, a képződött biomassa* az állatvilág és az ember létezésének alapja. Az elsődleges biomassa képződés során oxigén is képződik.

b.) *Raktározó, átalakító, szűrő, pufferculó* (tompító) rendszer. A hő, a víz és a növényi tápanyagok raktározója. Az elhalt növényi és állati maradványokat lebontja, átalakítja. Megakadályozza, vagy jelentősen mérsékli a szennyezőanyagok szétterjedését (a felszín alatti vizekbe kerülését, valamint a táplálékláncba való beépülését), mivel bizonyos határig képes megkötni és átalakítani a szennyezőanyagokat. Savakkal, lúgokkal szemben *pufferoló* (kémhatás-kiegyenlítő) hatással rendelkeznek.

c.) Az élővilág sokféle egyedének és populációjának élőhelye, így a *biológiai sokféleség* (biodiverzitás) *fenntartásának nélkülözhetetlen eleme.*

A talaj sokoldalú **funkciói** közül Várallyay (1997) az alábbiakat emelte ki.

- A talaj a primér növényi **biomassza termelés alapvető közege, a bioszféra elsődleges tápanyagforrása**. Benne egyidejűleg fordulnak elő a víz, a levegő és a növény számára felvehető ásványi tápanyagok és ily módon képes - többé vagy kevésbé - kielégíteni a talajban élő edafon és növények talajökológiai feltételeit.
- A talaj a többi természeti erőforrás (sugárzó napenergia, légkör, felszíni és felszín alatti vízkészletek, geológiai képződmények, biológiai erőforrások) hatását **integrálva és transzformálva** életteret biztosít a talajban élő szervezetek tevékenységéhez, termőhelyet a természetes növényzetnek és termesztett kultúráknak.
- A talaj **hő-, víz-, növényi tápanyagok és potenciálisan káros anyagok természetes raktározója**. Képes a felszín közeli atmoszféra hőmérsékleti szélsőségeit kiegyenlíteni; valamint a talajban élő élőlények és növények víz- és tápanyagellátását rövidebb-hosszabb ideig biztosítani, egy adott szinten, a raktározott készletekből.
- A talaj, a természet **szűrő- és detoxikáló rendszere**, amely megóvjá a talaj felszínére vagy a talajba jutó szennyeződésektől a mélyebb rétegeket és a felszín alatti vízkészleteket. A talajfelszínre kerülő szerves szennyező anyag már a felszínen kerülve elfolyhat, elpárologhat, vagy fotolízist szenvedhet. Talajba kerülve adszorbeálódhat, kimosódhat, biológiai vagy kémiai reakciók során átalakulhatnak vagy lebomlanak.
- A talaj **a bioszféra nagy kiegyensúlyozó képességgel (puffer kapacitással) rendelkező eleme**, amely egy bizonyos határig képes mérsékelni, tompítani a talajt érő különböző stressz hatásokat. Ilyet a természeti tényezők (légköri aszály, túl sok csapadék, fagy stb.) is kiválthatnak.
- A talaj a **bioszféra jelentős gén-rezervoárja**, amely fontos szerepet játszik a biodiverzitás fenntartásában, hiszen az élő szervezetek egy része a talajban él (biota „habitatja”), vagy élete közvetlenül vagy közvetve kötődik a talajhoz.
- A talaj természeti és történelmi örökségek „hordozója”.
- Építmények, épületek alapjául szolgál. Alkotói építőanyagként is hasznosíthatók.

## 4. Talajképző ásványok és kőzetek (Tállai Magdolna)

A talajok a Föld felszínén levő kőzetekből, kőzetmálladékokból alakultak ki. Mivel a kiindulási anyagok fizikai sajátságai és kémiai összetétele is befolyásolja a belőlük képződött talaj tulajdonságait, szükséges ismerni a talajtani szempontból fontosabb kőzeteket és ásványokat.

### 4.1 Talajképző ásványok

*Ásványoknak* nevezzük a földkéreg homogén, (egynemű) szilárd alkotórészeit. Az ásványok többsége szabályos szerkezetű, *kristályos* felépítésű anyag. Ezekben az *építőelemek szabályosan*, meghatározott geometriai elrendezésben, elemi cellában találhatók, az adott ásványra jellemző rácsszerkezet csomópontjaiban. A nem kristályos, ún. *amorf* szilárd anyagok alkotóelemei, pedig a térben szabálytalanul, rendezetlenül helyezkednek el. Az ásványok anyagi tulajdonságaitól, a kristályosodási körülményektől függően a kristályok különböző alakú és számú szerkezeti egységekből, *elemi cellákból* épülhetnek fel, így változatos méretű és formájú kristályok jöhetnek létre.

Megkülönböztetünk szabad szemmel is jól látható *makrokristályokat*, csak fénymikroszkóppal észlelhető *mikrokristályokat*, és csak elektronmikroszkóppal vagy röntgendiffrakciós vizsgálatokkal kimutatható, ún. *szubmikrokristályokat*.

A legfontosabb talajképző ásványokat *kémiai összetételük* szerint a következő csoportokba soroljuk:

- |                           |   |  |
|---------------------------|---|--|
| 1. szilikátok:            | } | szekunder ásványok                             |
| 2. oxidok és hidroxidok   |   |  |
| 3. karbonátok             |   |  |
| 4. szulfátok és szulfidok |   |  |
| 5. kloridok               |   |  |
| 6. foszfátok              |   |  |
|                           |   | primer és szekunder szilikátok (agyagásványok) |

#### 4.1.1 Primer szilikátok

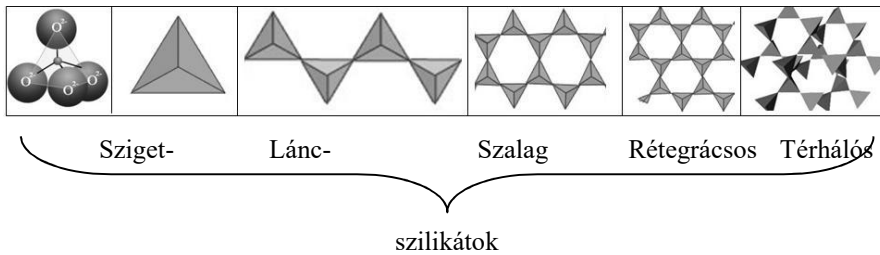
A szilikátok a különböző kovasavak sói, amelyek többféle fémes elemet (Al, Ca, Na, K, Mg, Fe, stb.) tartalmazhatnak.

Az alapvegyületek:

- *ortokovasav* ( $H_4SiO_4$ )
- *metakovasav* ( $H_2SiO_3$ )
- *polikovasavak*

A kristályos szilíciumvegyületek közös építőköve a Si-tetraéder, melynek közép-pontjában helyezkedik el a +4-es oxidációs állapotú szilícium atomtörzs. Ehhez a tetraéder csúcsain 4 oxigénatom kapcsolódik erős, elsődleges kovalens és ionos kötéssel. A szilikátokat a tetraéderek kapcsolódási módja alapján csoportosítjuk (2. ábra).

2. ábra A szilikátok rácsának alaptípusai



A fontosabb primer szilikátok egyszerűsített csoportosítását az alábbiakban mutatjuk be.

**1. Szigetszilikátok:** ezekben az ásványokban a SiO<sub>4</sub>-tetraéderek egymástól elkülönülten fordulnak elő.

a. Olivinek (Mg, Fe<sup>II</sup>-szilikátok) (ismertebb ásványai: forsterit, fayalit) (1. kép)

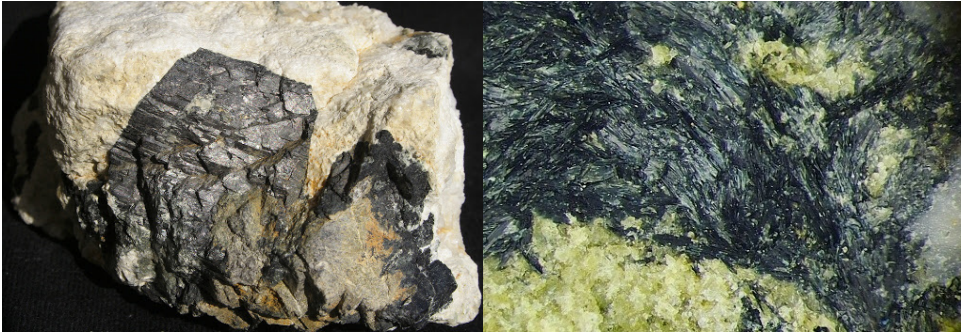
1. kép A forsterit fayalit ásványok elegye (Olivin csoport)



**2. Lánc- és szalagszilikátok: az egymáshoz kapcsolódó  $\text{SiO}_4$ -tetraéderek láncot alkotnak.**

- a. *Piroxének* (Ca, Mg,  $\text{Fe}^{\text{II}}$  - szilikátok) (ismertebb ásványa: augit).
- b. *Amfibolok* (Ca, Mg,  $\text{Fe}^{\text{II}}$  - szilikátok) (ismertebb ásványa: glaukofán) (3.2. kép).

2. kép A. *augit* (Piroxének) B. *glaukofán* (Amfibolok)



**3. Rétegrácsos szilikátok:  $\text{SiO}_4$ -tetraéderek és Al–Mg tartalmú oktatéderek kapcsolódnak egymáshoz.**

- a. *Steatit* (talk); trioktaéderes
- b. *Csillámok*:
  - *biotit* (fekete csillám),  $\text{K}[\text{Mg}^{2+}, \text{Fe}^{2+}]_3 \text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
  - *muszkovit* (fehér csillám),  $\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$  (3. kép)

3. kép: A. *steatit* (talk) B. *Csillámok* (*biotit* – fekete csillám) (*muszkovit* – fehér csillám)



A rétegrácsos szilikátok többségénél a tetraéderes síkot alkotó Si-tetraéderek központi ionja ( $\text{Si}^{4+}$ ) helyett a részben háromvegyértékű  $\text{Al}^{3+}$  épül be. Ez az **izomorf helyettesítés**. (Az  $\text{Al}^{3+}$  helyét esetenként  $\text{Mg}^{2+}$  vagy  $\text{Fe}^{2+}$  foglalhatja el.) Az izomorf helyettesítés következménye az ásvány felületén keletkező negatív töltésfelesleg, így az ásvány a környezetéből kationokat tud megkötni.

**4. Térrácsos szilikátok (tektoszilikátok). Ha a tetraéderek középpontjában kizárólag Si atomok vannak, a rács töltése kiegyenlített lesz, és nincs lehetőség a további elemek kristályrácsba való beépüléséhez.**

a. Kvarc ( $\text{SiO}_2$ )

b. Földpátok: - ortoklász (káliumföldpát):  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$

- plagioklászok: albit (nátriumföldpát):  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$

anortit (mészföldpát):  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$

c. Földpátpótlók: (analcim-leucit csoport)

leucit:  $\text{KAlSi}_2\text{O}_6$

nefelin:  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$

analcim:  $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$

d. Zeolitok (4. kép)

4. kép A. kvarc



B. Ortoklász (Földpátok)



C. Leucit (Földpátpótlók)



D. Zeolit csoport



Napjainkban a fenntartható mezőgazdaság, és ezen belül az okszerű, környezetkímélő talajhasználat szerves részeként az ásványok szerepe felértékelődött a mezőgazdasági gyakorlat számára.

Európa számos területén, így Magyarországon is, a talajhasználat következményeként talaj-degradációs folyamatokkal találkozhatunk, melyek a talaj fizikai, kémiai és mikrobiológiai tulajdonságait, ezáltal a talaj termékenységét is érintik. A termékenység megőrzésének egyik

kiemelkedő lehetősége az a céltudatos emberi beavatkozás, amelyet talajjavításnak (meliorációnak) nevezünk. A talajjavítás szempontjából különös tekintettel kell lenni azokra a talajokra, amelyek kedvezőtlen szerkezettel, víz-, hő-, levegő- és tápanyag-gazdálkodással, savanyú, vagy lúgos kémhatással rendelkeznek.

A savanyú kémhatású homok textúrájú talajok Magyarországon is igen jelentős területet, több mint 1,2 millió ha-t foglalnak el. Ezek javításában az ásványok is (zeolitok, vagy agyagásványok közül a bentonit) fontos szerepet játszhatnak. Alkalmazásuk mellettük szól még, hogy természetes anyagok, és Magyarországon is nagyobb mennyiségben bányászhatók, feldolgozhatók.

A **zeolit** több mint 40 ásvány gyűjtőneve. A zeolitok a földkéreg kőzetalkotó elemeit, valamint alkálifémek, illetve alkáliföldfémek kationjait tartalmazó, szivacsos szerkezetű alumínium szilikát ásványok. Két legfontosabb alkotóelemük a klinoptilolit és a mordenit tektoszilikátok. Hazánkban az Északi-középhegységben, valamint Tokaj mellett bányásszák.

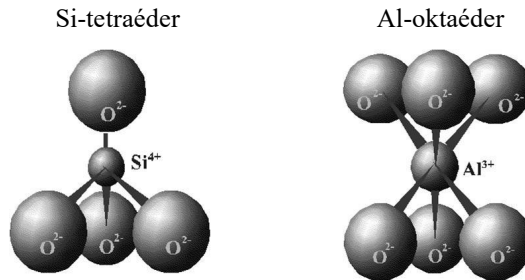
A **bentonit** főleg montmorillonit agyagásvány (92%), ezen kívül még kaolin, kvarc, csillám, földpát, illit, krisztobalit és mész összetevőkből áll. Felépítését tekintve oktaédes és tetraédes ásványi rétegek (2:1) alkotják, kifelé kationok megkötésére képes. Ha a domináns kicserélhető kation nátrium, akkor, Na-bentonitról, ha kalcium, akkor Ca-bentonitról beszélünk. A Cserhátban, a Mecsekben is a miocén mészkőben, Sopron város mellett a Lajtamészkőben fordul elő. Macskamező (Erdély) mellett csaknem teljesen tiszta montmorillonit található.

Az ásványok felhasználása széleskörű, ugyanakkor a növénytermesztésben ásványi tápanyagforrásként növelik a talaj pH-ját, ezáltal eredményesen csökkentik a talajsavanyúságot, továbbá kedvezően befolyásolják a mikroelemek felvehetőségét. Elősegítik a növények vízfelvételét, javítják a talajok vízháztartását, és a talajban élő szervezetek (bioták) életfeltételeit is, növelik a talaj biológiai aktivitását. Ezen tulajdonságok azok, melyek alkalmassá teszik e természetes anyagokat a talajjavításra, és hozzájárulhatnak a fenntartható talajhasználathoz.

#### 4.1.2 Agyagásványok (szekunder szilikátok)

Az agyagásványok az előzőekben tárgyalt primer szilikátok egy részének bomlása, átalakulása során képződött *másodlagos (szekunder)* szilikátok. Szubmikrokristályos, kolloidtulajdonságú anyagok, a talajok agyagos részének legfontosabb alkotórészei. Szerkezeti felépítésüket tekintve az agyagásványok túlnyomó *többsége rétegrácsos*, a csillámokhoz hasonlóan Si-tetraéder (T) és Al- (vagy Mg-) oktaéder (O) síkobból áll (3. ábra).

3. ábra A Si-tetraéder és Al-oktaéder térszerkezete



Az agyagásványokra a sajátos rácsszerkezeti felépítés folytán két igen fontos tulajdonság: a *duzzadóképeség*, illetve a *kation-megkötő* és *ioncserélő képesség* jellemző. Az egyes agyagásványok víz hatására különböző mértékben megduzzadnak, majd száradáskor zsugorodnak. Ezt a térfogatváltozást a rácsszerkezet rugalmassága teszi lehetővé. Az ioncserélő, illetve ionmegkötő képességet az izomorf helyettesítésekből származó, vagy a törésfelületeken keletkező töltések erőtere biztosítja. Ezeken a helyeken ellenkező töltésű ionok adszorbeálódhatnak, és az így megkötött ionok az oldatban lévő azonos töltésű ionokkal *kicserélhetők*. A *kation-megkötő képességet* (T-értéket) mgeé/100 g (milligramm-egyenérték per száz gramm talaj) egységekben adjuk meg.

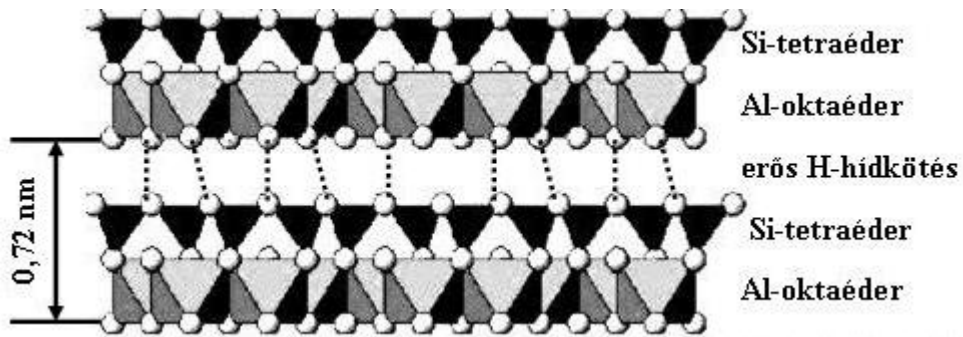
Az agyagásványokat az egymáshoz kapcsolódó rácscikok száma és a rácskötegek kapcsolódási módja szerint csoportosíthatjuk:

**a.) Kétréteges (1:1 vagy TO típusú) agyagásványok:**

*Kaolinit*. A tiszta kaolinit fehér színű. Szilícium-tetraéderez és alumínium-oktaéderez síkobból áll (4. ábra). A kaolinitban nincs számottevő izomorf helyettesítés, ezáltal kation-megkötő képessége (kationcsere kapacitása) annál nagyobb, minél több a törésfelület, azaz minél jobban felaprózódott az anyag és minél több rácscséli gyök disszociál. Az agyagásványok között a kaolinitnek a legkisebb a duzzadóképesége és a kation-megkötő képessége. 100 g kaolinit általában 3-15 milligramm egyenérték (=milliekvivalens) kationt tud kicserélhető formában megkötni, azaz a T érték 3-15 mgeé/100 g.

A kaolinit nagyobb mennyiségben főként idősebb, erősen kilúgzott talajokban található, nagy mennyiségben, a kaolinban (porcelánföldben) fordul elő (5. kép).

4. ábra A kaolinit szerkezeti vázlata



*Hallozít.* Abban különbözik a kaolinittól, hogy egy vízmolekula réteg lehet a rácskötegek között (5. kép).

5. kép Kaolinit (balra) és Hallozít (jobbra)



**b.) Háromréteges (2:1 vagy TOT típusú) agyagásványok:**

E csoport ásványainál két tetraédes réteg és egy közbülső oktaédes réteg alkot egy-egy rácsköteget.

*Illit (hidrocsillám).* Fehér színárnyalatú ásvány. Rácsterkezetete hasonlít a csillámokéhoz, ezért csillámszerű agyagásványnak is nevezik. A tetraéder-síkban a szilíciumot részben alumínium helyettesíti (izomorf helyettesítés).

Az illitnek - a többi három réteges agyagásványokhoz viszonyítva - aránylag kicsi a *duzzadóképesége*, és viszonylag alacsony (lelőhelyek szerint mintegy 20-50 mgé/100g) a kationmegkötő képesége.

A mérsékelt égövben igen elterjedt agyagásvány. Származási helyétől függően igen változatos lehet az összetétele.

*Vermikulit.* Hevítésre duzzadó, barnás színű, rendszerint Mg-oktaédes rétegeket tartalmazó agyagásvány. A törésfelületeken kialakuló töltéshelyek (pH-függő töltések) jelentősége kicsi. Elsősorban a tetraédes síkokban létrejött nagymértékű, izomorf *Si-Al helyettesítés* biztosítja a vermikulit nagy kationmegkötő képességét. A vermikulit kationcsere kapacitása a legnagyobb az agyagásványok közül,  $T = 120-200$  mgeé/100 g. A vermikulit által megkötött kationok között általában a Mg-ion van túlsúlyban.

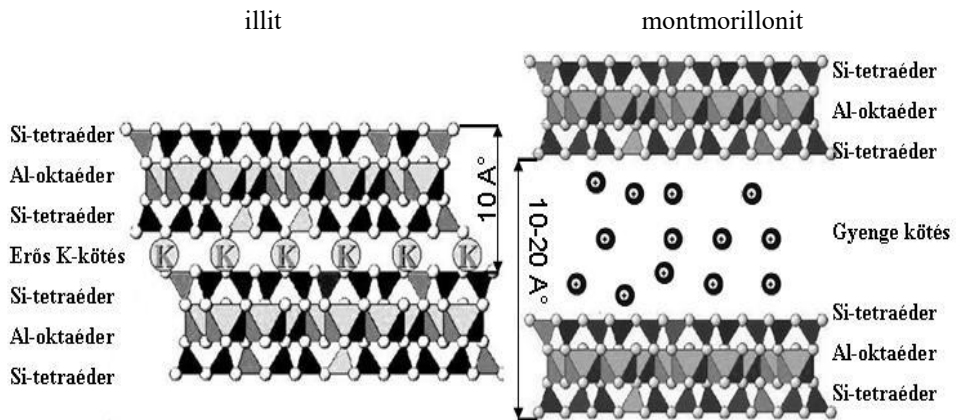
Az agyagásványok belső felületein erősen kötődhetnek, *fixálódhatnak a K-ionok*. Nagyobb mennyiségű  $K^+$  megkötése után a rétegek közti tér annyira leszűkül, hogy az ásvány duzzadó és kationmegkötő képessége jelentősen lecsökken (illitesedés).

A vermikulit *duzzadóképessége* nagyobb, mint az illité, a rétegek között legfeljebb két molekula vastagságú vízfilm adszorbeálódhat.

*A montmorillonit csoport (szmektittek).* A szmektittek (táguló rétegrácsú agyagásványok) rácsszerkezete hasonló a vermikulitéhoz, de kisebb mértékű az izomorf helyettesítés. A kicserélhető kationokon kívül sok vízmolekula is lehet a belső felületeken.

*A montmorillonit* szürkés színű agyagásvány. Szerkezeti felépítése a vermikulitéhoz hasonló. A negatív töltésfeleslegek jelentős része az izomorf helyettesítésekből adódik. Mivel a kationok nemcsak a külső felületeken, hanem a rácskötegek között is kötődhetnek, a montmorillonitnak viszonylag nagy a kationcsere kapacitása ( $T = 60-120$  mgeé/100 g). A rétegek között több molekula vastagságú vízmennyiség is adszorbeálódhat, ezért az agyagásványok közül *legnagyobb a duzzadóképessége*. Aránylag tisztán fordul elő a *bentonit*ban, melyet nálunk is több helyen bányásznak. Mérsékelt kilúgzási körülmények között általában illitből képződik a talajban (5. ábra) (6. kép).

5. ábra Az illit és a montmorillonit rétegrácsos szerkezete



6. kép Illit (balra) és Montmorillonit (jobbra)

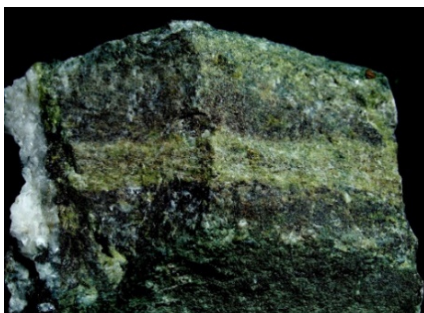


### c.) Négyréteges (2:1:1, vagy TOT+O) agyagásványok

A négyréteges agyagásványoknál a tetraédes-oktaédes-tetraédes-oktaédes sorrendnek megfelelően kapcsolódnak egymáshoz a rácscikok.

*Klorit.* Zöldes színárnyalatú,  $Al^{3+}$  (és  $Fe^{3+}$ ), illetve  $Mg^{2+}$  (és  $Fe^{2+}$ ) oktaédereket tartalmazó ásvány. A rétegek negatív töltésfeleslegét a Mg-oktaédes réteg pozitív töltésfeleslege jelentősen kompenzálja, úgyhogy az adszorpciós kapacitása általában csupán 10-40 mgé/100 g között van. A kaolinithoz hasonlóan igen gyenge a duzzadó és zsugorodó képessége (7. kép).

7. kép Klorit



**d.) Allofánok (röntgenamorf agyagásványok)**

A szilícium tetraéderek és alumínium oktaéderek nem képeznek összefüggő rétegrácsot. Különböző Si/Al arányú ásványsorok építik fel, jellemzőjük, hogy röntgensugár-szóródásos (röntgendiffrakciós) vizsgálattal határozott rácsszerkezetet nem lehet kimutatni. Elektronmikroszkóppal vizsgálva szemcsés halmazoknak mutatkoznak (8. kép).

8. kép Allofán



**e.) Vegyes rácsú és átmeneti agyagásványok**

A talajban az agyagásványok túlnyomó része ún. *vegyes rácsú* ásványként van jelen (felépítésükben váltakozva követik egymást a különböző agyagásványokra jellemző rácskötegek). Más részük *átmeneti* ásványként fordul elő, azaz a rácsszerkezet felépítése nem kimondottan egyik vagy másik agyagásványra jellemző, hanem átmeneti sajátságokat mutat.

*A képek forrásai:*

*Hermann Otto Múzeum:* <https://hu.museum-digital.org/index.php?t=objekt&oges=229687>

<http://geomania.hu/asvfoto.php?fotoid=8635>

### ***Az agyagásványok kémiai összetétele és képződése***

Néhány agyagásvány kémiai összetételéről a 2. táblázat nyújt tájékoztatást. Látható, hogy a kaolinit viszonylag sok alumíniumot, az illit jelentős mennyiségű káliumot, a vermikulit (és a klorit), pedig sok magnéziumot tartalmaz.

2. táblázat Az agyagásványok fontosabb kémiai összetevői

Ásvány	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
	tömeg %						
Kaolinit	45-48	38-40	-	-	-	-	-
Illit	50-56	18-31	2-5	0-2	1-4	4-6	0-1
Vermikulit	33-37	7-18	3-12	0-2	20-28	0-2	0-0,4
Montmorillonit	52-55	0-28	0-30	0-3	0-2,5	0-0,5	0-3
Klorit	22-35	12-14	0-15	0-2	12-34	0-1	0-1

### ***Az agyagásványok képződése és átalakulása.***

Korszerű ásványtani kutatásokkal kimutatták, hogy az agyagásvány-képződés egyrészt

- a rétegrács szerkezetű *csillámok* mállás közbeni változása révén, másrészt

- egyes, *nem rétegrácsos szilikátok mállási termékeinek*, nevezetesen az amorf, kolloid diszperz Al(OH)<sub>3</sub>-nak és más fémhidroxidoknak, továbbá a kovasavaknak újbóli kapcsolódása és újra kristályosodása útján megy végbe.

A földpátok, valamint a piroxének és az amfibolok átalakulása, a belőlük képződött agyagásványok típusa szintén az adott körülményektől függ. A bomlás itt is *aprózódással és a víztartalom növekedésével* jár.

#### **4.1.3 Oxidok és hidroxidok**

##### **A. Szilícium-oxidok**

*Opál* (SiO<sub>2</sub>·nH<sub>2</sub>O). A polikovasavak dehidratálódásakor keletkezik. Részben biogén eredetű (bio-opál). Az opálból a szinerézis (gélöregedés) során finom elosztású kvarc, ún. *másodlagos kvarc* képződik.

##### **B. Vas-oxidok és -hidroxidok**

a.) *Limonit*, barna vaskő, vasroszda: Fe(OH)<sub>3</sub>. A limonit gyűjtő fogalom, amely az amorf vas-hidroxid és a kristályosodott vas oxid-hidroxidok keverékét jelenti.

b.) *Hematit*, ferri-oxid: α-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. A hematit (vörösvasérc) elsősorban a szubtrópusi vörösföldek és a trópusi laterit talajok jellegzetes alkotórésze.

c.) *Ferro-ferri-hidroxid*:  $(\text{FeII})_6(\text{FeIII})_2(\text{OH})_{18}$ . Elsődlegesen ez az anyag okozza a redukzív állapotú talajrétegek zöldes színét.

d.) *Ferro-hidroxid*,  $\text{Fe}(\text{OH})_2$ . Kékesszürke amorf kolloid, amely agyagos talajok redukciós, ún. *glejes* szintjeiben található. Levegővel érintkezve vöröses barna ferri-hidroxiddá alakul át.

### **C.) Alumínium- és mangán-hidroxidok**

a.) *Gibbsit*, régebben: *hidrargillit*,  $\gamma\text{-Al}(\text{OH})_3$ . Az alumínium vegyületek kisebb mennyiségben fordulnak elő a talajokban, mint a vasvegyületek, talajtani szempontból azonban az Al-vegyületek jelentősége nagy.

b.) *Mangán(III)-hidroxid*,  $\text{Mn}(\text{OH})_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . Barnás fekete, amorf mállástermék, melyből redukzív környezetben manganit,  $\text{MnO}(\text{OH})$  keletkezik.

c.) *Piroluzit*,  $\beta\text{-MnO}_2$ . Barnás fekete színű hártvány, bevonatok formájában figyelhető meg a talajban.

### **4.1.4 Karbonátok**

a.) *Kalcit* vagy *mészpát*:  $\text{CaCO}_3$ . Talajtani szempontból egyike a legfontosabb karbonát-ásványoknak. Vizes oldatokból válik ki. Igen gyakran élőlények mészvázából képződött. Kedvező hatással van a talajok fizikai és kolloid tulajdonságaira. A  $\text{CaCO}_3$  vízben kevésbé, szénsavas vízben azonban nagyobb mértékben oldódik. (Kimutatása: a híg sósav  $\text{CO}_2$ -gáz fejlődése közben oldja).

b.) *Dolomit*:  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ . Gyengébb oldhatóságú, mint a kalcit. (Vizsgálata: a sósav is csak melegítve oldja.)

c.) *Sziderit* (vaspát):  $\text{FeCO}_3$ . Reduktív körülmények között képződött mállástermék. Hidrogén-karbonátja, a  $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$  vízoldható. A  $\text{FeCO}_3$  oxidatív behatásokra limonittá, vasrozsdává alakul át.

d.) *Szóda* (sziksó)  $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ . A szódás szikes talajok jellegzetes sója. (Kimutatása: a szóda tartalmú talaj vizes szuszpenziója a fenolftalein indikátort megpirosítja, ami a szóda lúgos hidrolízise miatti bázikus kémhatást bizonyítja).

### **4.1.5 Szulfátok és szulfidok**

a.) *Gipsz*:  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . A talajokban részint, mint az üledékes kőzetek ásványa, részint, mint mállástermék fordul elő. Az örölt gipszet talajjavításra is használják.

b.) *Mirabilit* (Glauber-só):  $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ . A szikes talajok gyakori alkotórésze.

c.) *Epszomit* (keserűs):  $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ . Rendszerint, mint mállástermék kerül a talajokba és a talajvízbe.

d.) *Ferroszulfid*:  $\text{FeS}$ . Reduktív körülmények között képződő, fekete színárnyalatú, amorf mállástermék. Túlnedvesedő talajainkban és lápokban találhatójuk. A *kőzetekben* pedig *pirit* ( $\text{FeS}_2$ ) is gyakran előfordul.

#### 4.1.6 Kloridok

A *NaCl* nagyobb mennyiségben csak szikes, sós talajokban halmozódik fel.

#### 4.1.7 Foszfátok

a.) *Apatitok*: *fluor-, hidrox-, klórapatit* [ $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ ;  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$ ;  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$ ], a magmás és az üledékes kőzetek alkotórészei. Fontos szerepük van a talajok P-tartalma, illetve a növények P-ellátása szempontjából. Oldhatóságuk kicsi, de a közeg savanyodásával növekszik.

b.) *Ca-ortofoszfátok*: A csak erős savakban oldódó *trikalcium-foszfát*  $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ , a gyenge savakban is oldható *dikalcium-foszfát*  $\text{CaHPO}_4$  és *oktalcium-foszfát*  $\text{Ca}_8\text{H}_2(\text{PO}_4)_6 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ , valamint a vízben jól oldódó *monokalcium-foszfát*  $\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2$  található a talajban.

c.) *Vivianit*:  $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ . Ritkábban fordul elő, mint az apatit. Tartósan redukzív körülmények között láptalajokban képződik.

d.) *Strengit*:  $\text{FePO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . Olyan savanyú kémhatású közegben keletkezik, amelyben  $\text{Fe}^{3+}$ -ionok vannak jelen. Oldhatósága, a kalcium-foszfátokkal ellentétben, a pH növekedésével fokozódik.

e.) *Variscit*:  $\text{AlPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . A vas-foszfáthoz hasonló feltételek mellett képződhet. Oldhatósága lúgosabb közegben emelkedik.

A karbonát, szulfát/szulfid és foszfát ásványok csoportjai a 3. táblázatban és azok szemléltetése a 9. képen található.

3. táblázat A talajképző karbonát, szulfát/szulfid és foszfát ásványok

Karbonátok	Szulfátok és szulfidok	Foszfátok
a.) <i>Kalcit</i> : $\text{CaCO}_3$	a.) <i>Gipsz</i> : $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	a.) <i>Ca-foszfátok</i>
b.) <i>Dolomit</i> : $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	b.) <i>Keserűs</i> (epszomit): $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	- mono-: $\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2$
c.) <i>Szóda</i> : $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	c.) <i>Glaubersó</i> (mirabilit): $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	- di-: $\text{CaHPO}_4$
d.) <i>Sziderit</i> : $\text{FeCO}_3$	d.) <i>Fe(II)-szulfid</i> : $\text{FeS}$ (fekete)	- tri-: $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$
	e.) <i>Pirit</i> : $\text{FeS}_2$	b.) <i>Apatitok</i> $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{OH}, \text{Cl})$
		c.) <i>Strengit</i> : $\text{FePO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
		d.) <i>Variscit</i> : $\text{AlPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
		e.) <i>Vivianit</i> : $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

9. kép A talajképző karbonát, szulfát/szulfid és foszfát ásványok képekben

Karbonátok	Szulfátok és szulfidok	Foszfátok
<p>a. Kalcit</p> 	<p>a. Gipsz</p> 	<p>a. Ca-foszfátok</p> 
<p>b. Dolomit</p> 	<p>b. Epszomit</p> 	<p>b. Apatit</p> 
<p>d. Sziderit</p> 	<p>e. Pirit</p> 	<p>c. Strengit</p> 
		<p>d. Variscit</p> 

A képek forrásai:

<http://asvanytan.nyf.hu/node/538>

<https://www.asvanyboltkeszthely.hu/asvanybolt/99/kalcit.htm>

Hermann Otto Múzeum: <https://hu.museum-digital.org/index.php?t=objekt&oges=229687>

<http://geomania.hu/asvfoto.php?fotoid=8635>

<http://SG-Archiv/Gasteinertal/Sulfate-Mineralie-Mg-Sulfate.html>

<https://www.skho.de/minerale>

## 4.2 A talajképző kőzetek fontosabb jellemzői, osztályozásuk

A kőzetek jellemző szövettű és kémiai összetételű *ásványtársulások*. Eredetük szerint három nagy csoportba sorolhatók:

1. mélységi (magmás, magmatikus),
2. üledékes (szediment, szedimentációs) és
3. átkristályosodott (metamorf) kőzetek.

A magmás kőzeteket *elsődleges* (primer), a többieket pedig - keletkezési feltételeikből adódóan - *másodlagos* (szekunder) kőzeteknek tekintjük.

A magmatikus és a metamorf kőzetek a szilárd földkéreg általunk ismert részének közel 95 tömeg %-át adják. Ha viszont nem a földkéreg tömegét, hanem a felületét vesszük figyelembe, azt találjuk, hogy 75 %-át üledékes kőzetek borítják és csak 25 %-át fedik magmatikus kőzetek.




### 4.2.1 Magmás kőzetek

Az izzón folyó magma kihűlésével, megszilárdulásával jöttek létre. Aszerint, hogy a magma a Föld mélyén, vagy a Föld felszínén merevedett meg, különbséget teszünk *plutonikus* (mélységbeli) és *vulkánikus* eredetű (kiömlési, eruptív) kőzetek között. A szilárd kéreg repedéseiben kihűlt anyagot pedig *telérokőzetnek* nevezzük.

A magma *lassú lehűlése* esetén a kőzetek kifejezetten *kristályos* szerkezetűek. Ilyenek a plutonikus kőzetek. Ha azonban a *magma gyorsan hűl ki*, akkor *üveges* állományú, ún. *hialin szövetű* lesz a kőzet. Ezek alapján megkülönböztetünk *hemikristályos* szerkezetű kőzeteket, amelyek kristályos elemeken kívül üveges részeket tartalmaznak és *porfiros* kőzeteket, amelyeknél nagyméretű kristályok mellett, a körülmények változásában, apró kis kristályok is előfordulnak.




A magmás kőzeteket a kovásv-tartalom alapján *savanyú*, (Si-tartalom 30-35%), *semleges* vagy átmeneti (Si~25-30%), és *bázikus* (Si~20-25%) kőzetekre oszthatjuk (10. kép)

10. kép Magmás kőzetek

<i>Kémhatás</i>		
<i>Savanyú</i>	<i>Semleges</i>	<i>Bázikus</i>
		
<i>Gránit</i>	<i>Andezit</i>	<i>Bazalt</i>

*Vulkáni tufák.* A vulkánok kitörésekor a láva egy része a levegőben szilárdulhat meg, majd mint vulkáni hamu és törmelék hull le. Nagy nyomás, vagy a csapadékvíz hatására a törmelék laza, likacsos kőzetté válik. Ez a *vulkáni tufa*, melynek ásványi összetétele azonos a kiömlési kőzetével. Így létrejöhethet: riolittufa, andezittufa, bazalttufa, stb. Talajképződésre alkalmasabbak, mint a tömör kőzetek, mert könnyen aprózódnak. A vulkáni tufák átmenetet képeznek a kiömlési és az üledékes kőzetek között (11. kép).

11. kép. *Vulkáni tufák*

		
<i>Riolit tufa</i>	<i>Andezit tufa</i>	<i>Bazalt tufa</i>

#### 4.2.2 Üledékes kőzetek

A primer kőzetek aprózódása, egyes anyagok oldódása, majd kicsapódása következtében, illetve élő szervezetek közreműködésével halmozódnak fel. Az üledékes kőzeteket eredetük szerint két nagy csoportba, a szerves és a szerves üledékek csoportjába sorolhatjuk.

#### ***A. Szervetlen eredetű üledékes kőzetek***

Aszerint, hogy a primer kőzetek felaprózódása során, vagy pedig kémiai folyamatok hatására jöttek-e létre, törmelékes és vegyi eredetű üledékeket lehet megkülönböztetni.

1.) *Törmelékes üledékes kőzetek.* A közettörmelékeket a víz és a szél elmozdítja, és másutt rakja le. Sok esetben a törmelékeket valamilyen kötőanyag (CaCO<sub>3</sub>, kovasav, vas-oxid és vas-oxid-hidroxid, stb.) összeragasztja, cementálja. Ha homokos üledék cementálódik, *homokkő*, ha kavics áll össze szilárd közetté, *konglomerát*, és ha szögletes, éles kődarabokból áll össze a szilárd kőzet, *breccsa* képződik.

Hazánk talajtanilag legkedvezőbb és legfontosabb üledékes kőzetét, a *lösz*t, a jégkorszak idején a szél hordta és ülepítette le, melyet CaCO<sub>3</sub>, vas-oxid és vas-hidroxid, illetve agyag ragasztott össze. A magasabb fekvésű, száraz területeken képződött az *eolikus* lösz. A Tiszántúlon a hulló por többnyire a mélyebb fekvésű, vízállásos területekre rakódott le, és így képződött az átszapolt, ún. *infúziós* lösz.

A lösz kedvező tulajdonságait az ásványi szemcsék mérete, porózusos szerkezete és mésztartalma biztosítja. Ha a szénsavas mész (CaCO<sub>3</sub>) a löszlerakódások felső rétegeiből alsóbb rétegekbe mosódik, ott rendszerint tömör kővületekké (konkréciókká) alakul át, ezeket „löszbáboknak” neveznek.

A Dunántúl és a Tiszántúl jelentős részén a talajok löszön alakultak ki. A Dunántúl eolitikus löszlerakódása homokosabb, a tiszántúliak agyagosabb jellegűek. A lösz átlagos összetétele a következő: *kvarc* 40-45%, *földpát* 15-20%, *csillám* 10-15%, *kalcit* 10-15%, *agyagásvány* 10-15%.

2.) *Vegyi eredetű vagy oldatból kivált üledékek.* A vízben oldott ásványi anyagok kiválása, illetve kristályosodása útján jöttek létre a gipszből, kalcitból, dolomitból, kősóból vagy káliumsókból álló kőzetek, amelyek közül a talajképződés szempontjából a kalcitnak (mészkönek) és a dolomitnak van a legfontosabb szerepe.

A *mészkö* a régmúltban a tengerekben élő mészhéjas, vagy mészvázú lények elhalása és felhalmozódása révén képződött, a *dolomit* pedig CaCO<sub>3</sub> és MgCO<sub>3</sub> együttes kicsapódásával, vagy a mészkö Mg-ban való feldúsításával jött létre. Ezek a kőzetek tehát rokonságot mutatnak a szerves eredetű üledékekkel.

Amikor a mészkö agyaggal keveredik, *márga* keletkezik. Ha az agyag van túlsúlyban, *agyagos márgának*, ha a mészkö van nagyobb mennyiségben, akkor pedig *meszes márgának* nevezzük a kőzetet.

## ***B. Szerves eredetű üledékes kőzetek***

Ezek közé tartozik a kőszén, a barnaszén, a lignit, a kovaföld és a *tőzeg*. Talajtani vonatkozásban a tőzeg a legjelentősebb. Ebbe a csoportba sorolható továbbá a felhalmozódott állati ürülékekből keletkezett *guanó*, valamint az állati csontok foszfortartalmát megőrző *nyersfoszfát*.

### **4.2.3 Metamorf kőzetek**

A metamorfózis (átkristályosodás) a kőzetek szerkezetének átalakulását jelenti magas hőmérsékleten és nagy nyomás alatt. Így képződött a mészkőből márvány, vagy így keletkezett egyes kőzetekből az úgynevezett *kristályos pala (csillámpala, vagy agyagpala)*. Kristályos palák főként a nyugati határvidéken fordulnak elő.

### **4.3 A hazai kőzetek kialakulása**

A talajt alkotó kőzetek nem azonos korúak. A Magyarország területén előforduló kőzetek mintegy 500 millió év időintervallumot fognak át. Bár talajtani vonatkozásban nem a kőzetek kora, mindinkább a tulajdonságai jelentősek, mégis figyelmet szükséges fordítani azokra a környezeti feltételekre, amelyek között a kőzetek kialakultak. Az egyes anyagok minőségét ugyanis nagyban befolyásolják a képződés körülményei.

A Föld történetében *földtörténeti időket*, ezeken belül *időszakokat, korokat, és korszakokat* különböztetünk meg (4. táblázat).

*4. táblázat Földtörténeti idők és körülbelüli időtartamuk*

Idő	Időszak	Kor	Korszak
Őskor 1500 millió év			
Ókor 295-335 millió év	Kambrium 80 m év Szilur 105 m év Devon 45 m év Karbon 55 m év Perm 30 m év		
	Triász 35 m év Jura 35 m év Kréta 65 m év		
Újkor 60-70 millió év	Harmad időszak 60 m év	Eocén Oligocén	
		Miocén	Tortonai Szarmata
		Pliocén	Pannónia Levantei
	Negyed időszak 1 millió év	Pleisztocén (980 ezer év) Holocén (25 ezer év)	4 jégkorszak

Hazánk legidősebb kőzetei a földtörténeti **ókorban** (paleozoikum, 245–570 millió évvel ezelőtt) keletkeztek. Túlnyomórészt felszín alatt találhatóak, elsősorban az Alföld medencealjzatában. Ezek a *kristályos palák*, valamint a Velencei hegységben és a Mecsekben található gránit. Nyugat-Magyarországon, a Soproni- és Kőszegi-hegység környékének metamorf kőzetei a Keleti-Alpok központi kristályos övéhez tartoznak. A karbon egyéb kőzetei közül a Bükk hegység mészköve, a perm időszakból pedig a Balaton–felvidéki permi *vörösgyag* és *vörös homokkő* a legfontosabbak.

A **középkor** három időszaka: a Triász, a Jura és a Kréta. A Triász kezdetén a karbonkori fennföldet már tenger borította, majd a Jura időszakban meszes tengeri üledékkel feltöltve a térség szárazfölddé vált. Ez a meszes, feltöltött felszín a *Tiszia tömb*. A triász vulkánosság hozta létre a Bükkben és a Balaton felvidéken a diabáz kőzetet. A Jura-mészkő lerakódások maradványai alakították ki a Bakony, Vértes, a Budai hegyek, a Mecsek, a Bükk–hegység alapkőzetét.

Az **újkor harmad időszakában**, az *eocénban*, hazánk túlnyomó része már szárazföld volt. A kor főbb üledékei a márgás üledékes kőzetek, míg az *oligocénban* az agyag és a márga. A *miocén* eseményei továbbá: Kárpátok felgyűrődése, a Tiszia tömb három részre repedése, majd süllyedése. A felszínt a Mediterrán tenger kezdte borítani, mely a Földközi tengerrel volt kapcsolatban. (A Tiszia tömb három területéből alakult ki később: a nagyalföldi, a kisalföldi, és a havasalföldi síkság.) Az Alpok felgyűrődése miatt azonban a két tenger összeköttetése megszűnt, és kialakult az ún. Szarmata tenger (Szarmata korszak).

Az események (a Tiszia tömb szétrepedése, a Kárpátok felgyűrődése) élénk vulkáni tevékenységet eredményeztek. Így alakultak ki a Zempléni-hegység riolit és andezit kúpjai, később a Mátra, a Cserhát, és Visegrádi-hegység andezitje. A dunántúli bazalt kúpok (Bakony, Badacsony) csak később, a pliocénban keletkeztek. A tengervíz borítottságának a hatása továbbá az ún. tortonai *lajta mészkő* (Tortonai korszak) kialakulása. A Szarmata tenger helyét a több oldalról elszigetelődött Pannon tenger vette át (Pannónia). Maradványai a pannon üledék (agyag, homok, kavics), amelyek nagy területen, a Dunántúlon találhatóak. A feltöltődés miatt a területen édesvizű tavak maradtak meg (Levantei korszak), és az egész terület később szárazulattá vált.

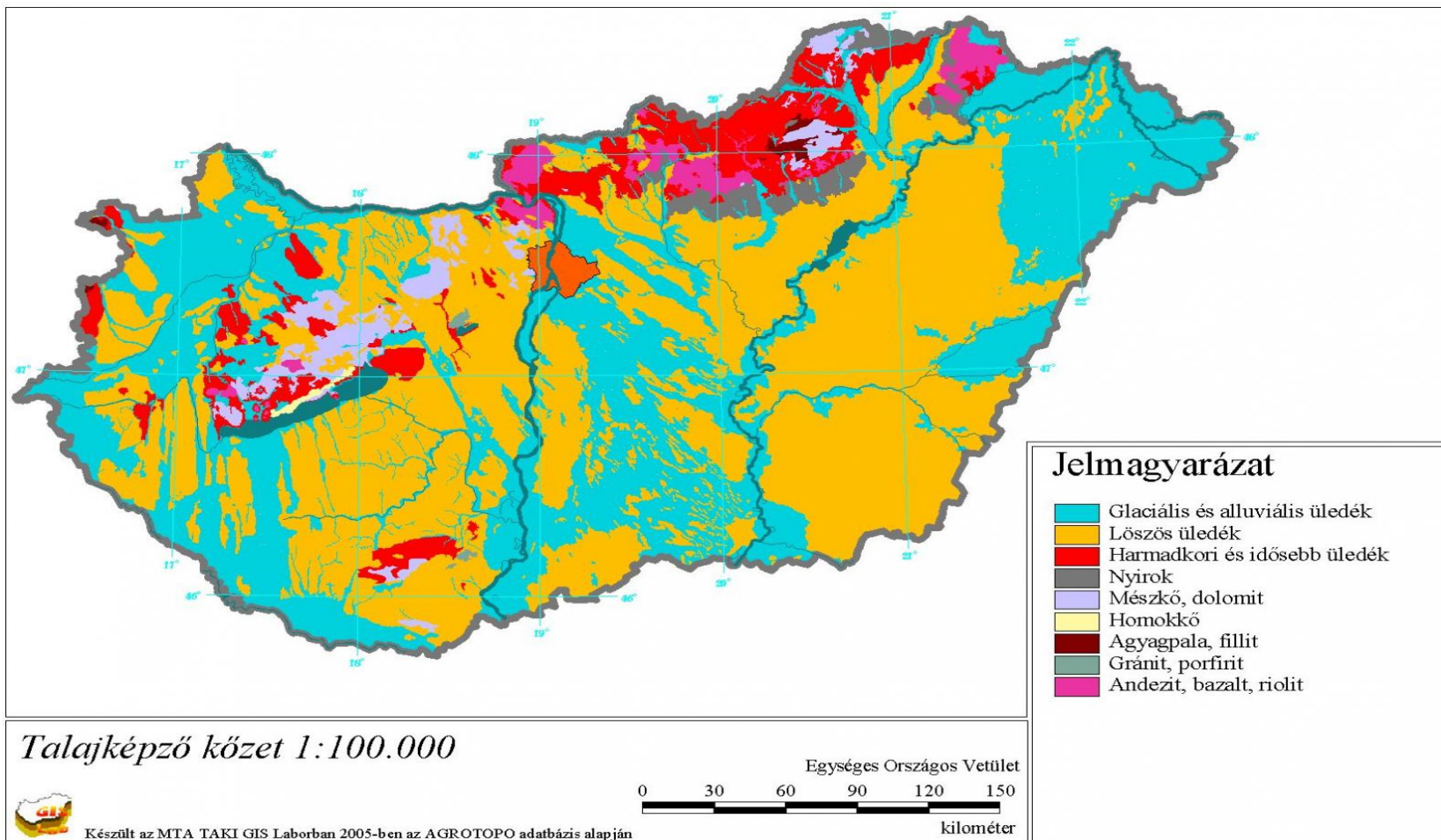
Nagy folyóink – a Duna, a Vág, a Nyitra - *újkor harmad időszakában* a Kőszegi – hegység és a Velencei hegység között haladtak dél felé, amelyek lerakódásai hozták létre a Somogy homokhát anyagát. Később a Kisalföld süllyedése és a Keszthelytől Ény-i irányban kialakuló vízválasztó létrejötte után, a Duna a Visegrádi kapuig kelet felé, onnan pedig DK-i irányban Cegléd felé folyt. Mai medrét a holocénban alakította ki saját hordalékkúpja által mind

nyugatabbra szorítva. A Duna-Tisza közti hátság északi felének felszínét meszes hordalékkúpja alkotja. A Tisza csak a holocén kezdetén vette fel jelenlegi folyás irányát. Korábban a Nyírségtől keletre, az Ér völgyén folyt át a mai Körösök vidéke fele. Állandó medre később sem alakult ki, időnként változtatta helyét a mocsaras Alföldön, és nagy területen terítette szét a savanyú hordalékát. A medencék mélyebb részein ugyanakkor láposodás indult meg, tőzeg halmozódott fel.

Az **újkor** *negyed időszakában* a pleisztocénban az éghajlat megváltozott. A korban négy jégkorszakot (glaciálist) és négy melegebb, köztes korszakot (interglaciálist) különítünk el. A jégkorszak száraz, szeles éghajlata jelentős anyagmozgást, átrendeződést idézett elő. A finomabb üledékeket a szél kifújta és elszállította, majd máshol ismét lerakta. A finomabb hullóporokból keletkezett a lösz, a durvább üledékek pedig futóhomokként halmozódtak fel. Az interglaciálisokban viszont már a talajképződés jelei megindultak, a lerakódott anyagon dús növényzet telepedett meg.

Hazánkban legtöbb helyen a jégkorszak végétől számítjuk a mai talajok kialakulásának a kezdetét.

A talajképző kőzetek területi elhelyezkedését a 6. ábra szemlélteti.



6. ábra Magyarország kőzet térképe forrás: ATK TAKI AGROTOPO

## 5. Az ásványok és kőzetek mállása (Kátai János)

A természetben a kőzetek és ásványok különböző fizikai, kémiai és biológiai folyamatok hatására hosszú idő során átalakulnak, így a tömör kőzetek talajképzésre alkalmassá válnak.

Azokat a folyamatokat, amelyek az ásványokat és kőzeteket természetes körülmények között átalakítják, összefoglalóan *mállásnak* nevezzük. A mállást előidéző fizikai, kémiai és biológiai tényezőket az 5. táblázatban foglaltuk össze.

5. táblázat A mállást előidéző hatások csoportosítása

<b>Fizikai hatások</b>	<b>Kémiai hatások</b>	<b>Biológiai faktorok</b>
1. Hőmérsékletingadozás 2. A víz fizikai hatásai - fagy hatása - szállítás és aprózás - gleccserek fizikai hatása 3. A szél hatása 4. A légköri elektromos jelenségek (villámlás)	1. A víz oldó hatása 2. Hidratáció 3. Hidrolízis 4. Savas oldatok hatása 5. Oxidáció-redukció	1. Mikroorganizmusok 2. Magasabb rendű növények 3. Állatvilág

### 5.1 Fizikai mállás

Fizikai mállás alatt a *kőzetek felaprózódását* értjük, melyben a hőmérséklet változása, a fagyhatás, a víz és a szél szállító, koptató munkája játszik fő szerepet.

#### 5.1.1 A hőmérséklet ingadozása

A kőzetalkotó ásványok egymástól eltérő hővezető képessége és hőtágulása miatt az anyagban belső feszültségek lépnek fel. A kőzetek felszíne nappal sokkal erősebben melegszik és tágul, mint a belső része és a napsugaraktól védett része. Éjjel viszont a hőkisugárzás következtében a felszín sokkal gyorsabban hűl le és húzódik össze, mint a kőzet belseje. A nap-nap után változó felmelegedés és lehülés és az ezzel együtt járó térfogatváltozások következménye, hogy a felszínre ható feszítő erők hatására és a felületen repedések, réteges-pikkelyes leválások keletkeznek. Minél nagyobb a naponkénti hőingadozás, annál erősebb az aprózó hatása.

#### 5.1.2 A víz szerepe a fizikai mállásban

##### A. Fagyhatás

A jéggé fagyott víz térfogata 9 %-kal megnő, és ha a repedésekbe, vagy hézagokba beszivárgott víz a megfagyás pillanatában nem tud kitágulni, akkor óriási, mintegy 22 MPa, azaz 220 kg/cm<sup>2</sup> feszítő erőt is kifejthet.

Ha a hőingadozások okozta feszítő erők mellett, időszakonként a fagyhatás is érvényre jut, még a legszilárdabb kőzetek is felaprózódnak.

Minél több a kőzetben, vagy a talajban a hézag, minél több víz befogadására képes, annál erőteljesebb lehet a fagy repesztő hatása.

### **B. A víz romboló hatása**

A víz szállítja, koptatja és osztályozza is a törmelékeket. Hegyvidéken a hólavina, a jégkár, a hegyi patakok, az eső és a hóolvadék mozgatják, a hegy lábához sodorják a felaprózott kőzetdarabokat. Majd a folyók a hegyekről származó törmelékeket a síkság felé szállítják, miközben az kopik, és egyre kisebb részekre aprózódik.

Minél finomabb a törmelék, annál tovább szállítja a víz. A keletkezés helyéhez legközelebb rakódik le a kavics, a durva és a finom homok, távolabb az iszap, legtávolabb pedig az agyagos méretű részek. Ha a Duna mentén megvizsgáljuk az üledékképződést, azt tapasztaljuk, hogy az országhatártól Komáromig kavicsos, onnan a Dunakanyarig durva homok, Bajáig finom homok; lejjebb pedig iszapos ártéri üledék keletkezett, mely a folyó deltája felé haladva egyre agyagosabbá válik.

### **5.1.3 A légmozgás (szél) hatása**

Az áramló vízhez hasonlóan a légmozgás (a szél) is szállítja, koptatja és osztályozza a törmeléket. Az elmozdított szemcsék, méretüktől függően, a terep felszínén vagy a levegőben változtatják helyüket. A felszínen tovaördülő homokszemcsék egymáshoz ütődve kopnak és csiszolódnak. A szél által felkapott és tovaszállított porszerű üledék (a lész) viszont a keletkezési helyétől igen távol is lerakódhat, beborítva a korábbi talajt vagy a kőzetet.

*Összegezve:* a fizikai mállás hatására alakulnak ki azok a laza kőzetmálladékok, amelyek a víz és a levegő befogadására, valamint raktározására is képesek, így megteremtik a növények víz- és levegőellátásának alapfeltételeit.

## **5.2 Kémiai mállás**

A kémiai mállás a kőzetek, illetve a kőzetalkotó ásványok alkotórészekre történő bontását, *kémiai átalakulását* jelenti. A kémiai mállás nem önmagában, elszigetelten érvényesül, hanem szorosan *kapcsolódik a fizikai málláshoz*. Minél nagyobb mértékű a fizikai mállás, annál kedvezőbb feltételek alakulnak ki a kémiai mállási folyamatok számára.

A mállás intenzitása összefügg a hőmérséklettel is. Minél csapadékosabb és melegebb az éghajlat, annál nagyobb a kémiai reakciók sebessége, annál gyorsabban, annál hatékonyabban megy végbe a mállás.

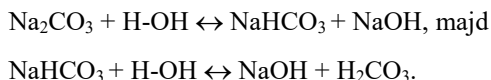
A kémiai mállás fontosabb részfolyamatai: az oldódási folyamatok, a savas oldatok hatása, a hidrolízis és az oxidáció.

### 5.2.1 A víz szerepe a kémiai mállásban

**A. A víz oldó hatása.** Az oldható anyagokat a dipólusos víz kioldja és eltávolítja a kőzetekből. Legjobban az *alkáli fémek sói* (NaCl, Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>) oldódnak. Az *alkáli földfémek* (a Ca- és Mg-) sóinak egy része jól, más része viszont csak kis mértékben oldódik vízben. A karbonátok (hidrogén-karbonátok alakjában) csak szénsav-tartalmú vízben, a kloridok azonban szénsavmentes vízben is jól oldódnak.

**B. Hidratáció.** A hidratáció is elősegíti a szilikátok mállását. A szilikátrácsok szabad felületein, illetve törésvonalainál az ionok, gyökök hidratált állapotban vannak. Mivel a hidratburok csökkenti a kötőerők érvényesülését, a kristályrács belseje és a törésfelületek között feszültségkülönbségek jönnek létre. Csökkennek a rácsszerkezet összetartó erői és ez a repedések kiterjedését és újabb repedések létrejöttét idézi elő.

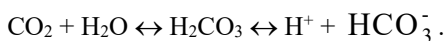
**C. Hidrolízis.** Az egyszerű sók hidrolízise gyors folyamat, mint például



A rosszul oldódó szilikátok viszont csak lassan hidrolizálnak. Megfelelő körülmények között a szilikátok hidrolízisével közvetlenül keletkezhetnek *agyagásványok* is. Az agyagásványok a további mállásnak már jobban ellenállnak, mint az eredeti primer szilikátok.

### 5.2.2 A savas oldatok hatása

A kőzetre ható oldatok elsavanyodása fokozza a mállás intenzitását, gyorsítja a kémiai mállást. A savanyú kémhatást előidéző *H<sup>+</sup>-ionok legfontosabb forrása* a szénsavas víz, mely egyensúlyban van a vele érintkező levegő CO<sub>2</sub> tartalmával.



További H<sup>+</sup>-forrást (protonforrást) biztosítanak a savanyú humuszanyagok és a növények gyökérsavai.

A talajon megtelepült, vagy természetett növények gyökérsavai, illetve a talajokban élő szervezetek olyan mennyiségű szén-dioxidot termelhetnek, mely a talaj levegőjének CO<sub>2</sub> tartalmát esetenként 1-5 % körüli értékre is felemelheti.

### 5.2.3 Az oxidáció-redukció szerepe a kémiai mállásban

Az oxidáció és a redukció azoknak az ásványoknak a mállásánál jelentős, amelyek vegyértékváltó elemeket tartalmaznak. Ezek közül a Fe- és Mn-tartalmú szilikátok a legfontosabbak. Oxidatív körülmények között a ferro-vas ( $\text{Fe}^{2+}$ ) háromvegyértékűvé oxidálódik és oldhatatlan ferri-oxid ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) alakjában kicsapódik. Ez pedig az ásvány további bomlását segíti elő. Hasonló a helyzet a kétértékű Mn-ionok nagyobb vegyértékű formákká történő oxidálódásakor is.

Az ismertettett kémiai hatások sok esetben együtt jelentkeznek, és az ásványokban, kőzetekben mélyreható változásokat okoznak.

### 5.3 Biológiai mállás

A fizikai és kémiai mállás folyamán, egyrészt a felaprózottsággal arányosan növekszik a kőzetek összes felülete, másrészt jelentős kémiai átalakulások mennek végbe. A primer ásványokból másodlagos ásványok (agyagásványok) keletkeznek, valamint különböző mállási végtermékek szabadulnak fel. A talajképződés azonban csak akkor indul meg, amikor a kőzetmálladékokban olyan vízellátási és hőmérsékleti feltételek alakulnak ki, hogy lehetővé válik a mikroszkopikus élőlények (baktériumok, gombák, algák, zuzmók), majd a magasabb rendű szervezetek (mohák, ill. fás és lágyszárú növények) megtelepedése.

A talajon élő növényzet, a talajban élő mikroszervezetek és az állatok élettevékenységük során megváltoztatják a talajok ásványi összetételét is. A talajban élő szervezetek (bioták) az életfolyamataikhoz szükséges energiát és a testfelépítésükhöz szükséges elemeinek egy részét a talaj ásványi részeiből nyerik. Élettevékenységükkel megváltoztatják életterüket, a talaj kémhatását, valamint redoxi viszonyait és ezzel a mállás fontos és irányító tényezői lesznek.

A kőzetek biológiai mállásban nagy szerepet játszanak a zuzmók, amelyek kékbaktériumokból vagy algából és gombákból álló szimbiózisok. A kékbaktériumok vagy algák megkötik a nap energiáját és ezzel szerves anyagot állítanak elő, amelyhez a gomba is hozzájut.

A fizikai és kémiai mállás azonban a talajképződés megindulását követően tovább folytatódik, a már kialakult talajokon is. A biológiai tevékenység megindulása, majd fokozódása a széndioxid tartalom növekedését és a szerves savak folyamatos termelését biztosítja, amely növeli a kémiai mállás intenzitását.

A talajon megtelepült növények és a talajban élő szervezetek minőségileg új szerepe elsősorban a szerves maradványok átalakításában, és abban nyilvánul meg, hogy a számukra fontos elemeket a mélyebb talajrétegekből is felhosszák és testükbe építik.

Az élő szervezetek elhalása, majd bomlása révén a tápelemek egy része más élő szervezetekbe kerül és így folytatja útját a biogeokémiai körforgalomban. Az elemek másik része pedig szervesen vegyületek alkotója lesz, felhalmozódik a talajban és újból felvehetővé válik a növények számára.

A kőzetmállásnál a növények számára szükséges *tápanyagok* és a szerves anyagok *felhalmozódása révén alakul át a talajjá*. A talajképződés az élővilág közreműködése nélkül elképzelhetetlen.

A biológiai mállás nem csak a kőzetek átalakulásának, hanem a talajképződésnek is lényeges eleme.

#### 5.4 Az ásványok stabilitása

Az ásványok között jelentős különbség van a mállással szembeni ellenálló képesség (stabilitás) tekintetében. A legfontosabb talajképző ásványok stabilitásának sorrendjét az 6. táblázatban közöljük.

6. táblázat Az ásványok mállással szembeni ellenálló képessége

Stabilitás mértéke	Ásványok stabilitása növekvő sorrendben
igen gyenge	gipsz, mészkő, dolomit
gyenge	olivinek, apatitok
közepes	piroxének, amfibolok, földpátpótlók
nagy	biotit, ortoklász, muszkovit
igen nagy	kvarc, agyagásványok

A szilikátok stabilitása a sziget, a lánc és a kettőslánc szerkezet, majd a kovasavban szegény és a kovasavban gazdag térrácsos, illetve a rétegrácsos szerkezet sorrendjében növekszik. Az agyagásványok stabilitása a legnagyobb.

#### 5.5 A mállástermékek vándorlása

A talajok képződése és a különböző talajszintek kialakulása szempontjából meghatározó lehet, hogy a mállás során milyen anyagok képződnek és ezek hogyan oldódnak, illetve milyen mértékben lúgozódnak ki, vagy halmozódnak fel a talajszelvény egyes rétegeiben. A különböző mállástermékek mozgékonyasága ugyanis lényegesen eltér egymástól. A legfontosabb mállástermékek csoportosítását a 7. táblázat mutatja.

7. táblázat A fontosabb mállási végtermékek csoportosítása

I. Alkáli- és alkáliföld-fémek sói	II. Vas- és alumínium sók	III. Kavasavak
Na <sub>2</sub> O K <sub>2</sub> O CaO MgO	Al(OH) <sub>3</sub> ·nH <sub>2</sub> O Fe(OH) <sub>3</sub> ·nH <sub>2</sub> O AlO(OH) FeO(OH)	H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> (meta-) H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub> (orto-) és polikovasavak

### 5.5.1 Külúgzási sorrend

Az egyes anyagok kimosódása, vándorlása az alábbi sorrendben történhet:

- Kedvező vízmozgási feltételek között legkönnyebben az *alkáli fémek sói* lúgzódnak ki és jutnak az altalajba, illetve a talajvízbe.
- Az *alkáli földfémek sóinak* - az aniontól függően - különböző az oldhatósága. Egy vegyértékű anionokkal alkotott sóik (a Ca- és Mg-kloridok, nitrátok) jól, a Ca- és Mg-szulfátok már valamivel rosszabbul, de még mindig jelentős mértékben oldódnak vízben. Lényegesen lassabban mosódnak ki az alsóbb szintekbe a *karbonátok* (Ca- és Mg-hidrokarbonátok formájában).
- A mállás során keletkezett *három vegyértékű fémek hidroxidjai* semleges és gyengén savanyú kémhatás mellett amorf kolloidok. Semleges körüli pH tartományban nem mozgékony sem a vas, sem az alumínium.

## 6. Talajképző tényezők (Kátai János)

A talajképződés során ható kémiai, fizikai és biológiai folyamatokat és azok erősségét az adott helyre jellemző, természeti tényezők határozzák meg. Ezeket a tényezőket először *Dokucsajev* orosz tudós foglalta összefüggő rendszerbe, amelyeket összefoglalóan *talajképző tényezőknek* nevezünk.

Öt talajképző tényezőt különböztetünk meg:

- 1/ biológiai tényező (a mikroorganizmusok, a növények-, az állatok- és a gombák világa)
- 2/ az éghajlati elemek: hőmérséklet, csapadék, szél
- 3/ a domborzat (mikro-, mezo- és makro-relief) és a vízrajz
- 4/ a talajképző ásványok és kőzetek
- 5/ a talaj kora (abszolút és relatív).

Ehhez járul még az *emberi tevékenység*, mint a talajok tulajdonságait alakító tényező.

## 6.1 A természetes növényzet és állatvilág

A természetes növényzet talajra gyakorolt hatásának megítélésénél a növénytakarón kívül figyelembe vesszük a mikroorganizmus csoportok tevékenységét is, hiszen az egyes növénytársuláshoz meghatározott mikroba-együttesek tartoznak, melyek hatása összetetten érvényesül.

### 6.1.1 Fás növényi formációk

Összefüggő erdőségek csak csapadékos vidékeken alakulnak ki. Mivel a fás növények hosszú életűek és gyökereik csak hosszú idő után halnak el, a fák gyökérzete számottevően nem gazdagítja szerves anyagban a talajt. A növénymaradványok (levélzet, kérgek, gallyak, stb.) a talajfelszínen *avartakarót* alkotnak, mely évről évre halmozódik. Az avar bontása a talaj felszínén indul meg, és a bontásban főleg aerob mikroszervezetek vesznek részt. A szerves bomlástermékek túlnyomó része a felszínről kerül be a talajba.

#### **A. Tülelevelű erdők**

Az aljnövényzet nélküli (vagy gyér aljnövényzetű) *fenyvesek* gyantás avartakarója kationokban szegény. A felhalmozódott szerves anyagok bontását főként mikroszkopikus és makroszkopikus *gombák* végzik. Ennek következtében főként savanyú bomlástermékek (csersavak, savanyú humuszanyagok) keletkeznek. Így a tülelevelű erdőkkel borított területekre *intenzív savanyú kilúgzás* jellemző, és ennek hatására *podzol* talajok képződnek. A tülelevelű erdő kezdetben nem tekinthető természetes erdőnek, társulásnak, kivéve az Írottkőn található erdőt.

#### **B. Lombhullató erdők**

A bükkösök, a tölgyesek, vagy más zárt állományú lombhullató erdők alatt az avartakaró elbontása más körülmények között történik, mint a fenyveseknél. A lombhullatók gyökérzete mélyebbre hatol, mint a tülelevelű fáké és viszonylag több kalciumot, magnéziumot épít be az évente megújuló lombállományba. A kalcium és a magnézium jelenlétében pedig nem alakul ki olyan savanyú kémhatás, mint a tülelevelű erdők talajaiban. A szerves anyagok átalakításánál meghatározó szerepük van a gombáknak, de az *aerob baktériumok* is részt vesznek a transzformációs folyamatokban.

A lombhullatók alatt képződött *barna erdőtalajokban* a humifikációs termékek kevésbé savanyúak, ezért a kilúgzás (részint az éghajlat, részint a sűrű aljnövényzet miatt is) mérsékeltebb, mint a fenyveseknél.

Általános törvényszerűség, hogy a podzolosodás mértéke és lehetősége a *jegenyefenyők*, a *lucfenyők*, a *tölgyesek* és a *bükkösök* sorrendjében csökken.

Hazánkban a lombhullató erdők részbeni társulásai (bükkös, gyertyános tölgyes, cseres tölgyes, pusztai tölgyes erdő) főként az Északi-középhegységben, illetve a Dunántúli középhegységben és a zalai, somogyi dombvidéken jellemzők.

**C. Szubtrópusi és trópusi erdők** alatt alakulnak ki a szubtrópusi *vörösföldek*, illetve a trópusi az ún. *plintit* (régőbbi elnevezéssel *laterit* vagy *laterites*) talajok. A plintitek erősen mállott, vas- és alumínium-oxidokban gazdag, vörös/vöröses színű talajok.

### 6.1.2 Lágyszárú növényi formációk

Mind az egynyári, mind az évelő növények évről-évre új gyökérzetet fejlesztenek, és így kedvező feltételeket biztosítanak a szerves anyagok talajban történő felhalmozódásához.

#### a.) Lápi növényi formáció

Az *állandóan*, vagy legalább az év nagy részében sekély vízborítás alatt álló területekre jellemző. Az elhalt lápi növényzet a víz alatt, anaerob környezetben, csak lassan bomlik és idővel *tőzeg* formájában halmozódik fel.

A csapadékbőség és a kationszegény környezet a nedvességkedvelő mohaféléknek kedvez (Sphagnum sp.). Ilyen környezetben jön létre a *mohaláp*. A sekélyebb tavak, vagy vízzel telt mélyedések feltöltésével, melyhez nagymértékben hozzájárul a lápi növényzet (sás, káka, nád, gyékény, stb.) kialakul a *rétláp* vagy *sikláp*.

#### b.) Réti növényi formáció

A mélyebb fekvésű, *magas talajvízű* és/vagy *időszakosan* vízzel borított területek vegetációja, amelyben az évelő fűvek dominálnak. A réti növényzet nagy gyökértömeget fejleszt, a növényi maradványok azonban a túl nedves talajban, anaerob feltételek mellett nem tudnak megfelelő mértékben lebomlani. Ennek következtében a réti növényzet alatt nagy szervesanyag-tartalmú talajok keletkeznek, a felhalmozódott humusz viszont nem jó minőségű.

#### c.) Sztyeppi (mezősségi) növényi formáció

A mérsékelt égövi *fűves puszták*, *sztyeppek* jellegzetes növénytársulása, mely szárazságtűrő (xerofita) évelő és egynyári fűvekből, valamint pillangósokból áll. A növényzet sűrű gyökérzete miatt évről-évre nagy mennyiségű szerves maradvány kerül a talajba. A szerves maradványok elbontását, átalakítását aerob baktériumok végzik, ezért jó minőségű humuszanyagok képződnek.

A sztyeppi formáció alatt fejlődtek a vastag humuszos rétegű, humuszban gazdag, kiváló termékenységű *csernozjom (mezősegi) talajok*, (társágunkra elsősorban ez jellemző), szárazabb sztyepp-területeken pedig az ún. *gesztenyebarna talajok*.

#### d.) Felsővatai növényi formáció

Száraz klíma alatt megtelepedett szárazságtűrő (xerofita) és sótűrő (halofita) növények társulása, mely a humuszban igen szegény, de ásványi sókban gazdag, *barna és szürke felsővatai talajok* jellegzetes növényzete.

### 6.1.3 A mikroorganizmusok szerepe a talajképződésben

A talaj élővilágán belül a mikroorganizmusoknak kiemelkedő jelentőségük van, tevékenységük meghatározó a talaj biológiai folyamatokban. A talajban csaknem minden felépítő és lebontó folyamatban részt vesznek, a nitrogén körforgalomban (ammonifikáció, nitrifikáció, denitrifikáció, nitrogénkötés) majdnem kizárólagos szerepük van.

A gyökerek felszínén és annak közelében speciális mikroorganizmus közösség található, amely a gyökerekkel együtt sajátos működési egységet alkot, ez a rizoszféra. Ez annak köszönhető, hogy a növényi gyökerek aminosavakat, cukrokat, szerves savakat, növekedést segítő vagy gátló anyagokat választanak ki a talajba, amelyek a bizonyos mikroorganizmusokat vonz, másokat pedig taszít. A különféle növények rizoszférájában előforduló mikroorganizmusok mennyisége és összetétele lényegesen eltérhet a környező talajétól.

A mikroorganizmusok többsége, mivel - az állatokhoz hasonlóan heterotróf táplálkozásmódot folytat - a talaj faunájával együtt részt vesz az elemek biogeokémiai körforgalmában (a szerves anyag lebontása, ásványi anyagra).

A talajképződés kezdetén a kőzetek biológiai mállásával meghatározó szerepe van a zuzmóknak. A zuzmók közvetlenül a kőzetekből fel tudják venni az ásványi anyagokat. Amikor elpusztulnak, testük anyaga lebomlik, és így más élőlény számára már könnyen hozzáférhető formában kerül a kőzet felszínére. Amikor a kőzetmálladék –zuzmómaradvány néhány mm vastag lesz, a zuzmókat felváltják a mohák, majd a talajréteg további vastagodásával lehetőség nyílik a fűvek megtelepedésre is.

### 6.1.4 A talajfauna szerepe a talajképződésben

A talajban élő állatok heterotróf táplálkozási módot folytatva, a talaj szerves anyagainak felaprításával, elfogyasztásával, átalakításával, lebontásával pótolhatatlan tevékenységet végeznek.

Az avartakaró fizikai destrukcióit elsősorban a talaj **mikro- és mezo-faunája** (protozoák, fonálférgék, ugróvillások, ászkarákok, ezerlábúak, rovarlárvák, stb.), a kémiai destrukciót pedig a mikroorganizmusok végzik.

A talajfauna elemei, a talajban élő állatok nagy szerepet játszanak a szerves anyagok szerveslenné történő átalakításában, a mineralizációban, valamint a humuszképződésben, a bioszféra anyagkörforgalmában és az energiaáramlásában.

Ki kell emelni a **földgiliszta** talajra gyakorolt hatását is. Jó vízellátottságú, jól szellőzött talajokban szaporodnak el, talajjal táplálkoznak, és a talaj szerves anyagainak átalakításával, valamint a giliszta járatok létrehozásával jelentősen hozzájárulnak a jó talajszerkezet kialakításához.

Az **ízeltlábúak** és a talajlakó **csigák** járataikkal a vízmozgás feltételeit javítják, elhalásuk után pedig bontható szerves anyagot szolgáltatnak. Az elpusztult csigák mészváza  $\text{CaCO}_3$ -tal is gazdagítja a talajt.

A **gerincesek**, elsősorban a *vakondok*, a *rágcsálók* (pocok, ürge, hörcsög, stb.) és a *hüllők* (gyíkok) szerepe főként a talaj keverésében, illetve járataik vízvezető hatásában nyilvánul meg.

A rágcsálók a jó termékenységgű mezőszégi (csernozjom) talajokon nagyobb mértékben szaporodhatnak el, de kedvező talajlazító hatásuk mellett a termés pusztításával tetemes károkat is okozhatnak.

## 6.2 Éghajlat

Az éghajlat nagyrészt közvetve, a növényzeten keresztül hat a talajképződésre. Az éghajlati elemek közül a talajképződés szempontjából a *hőmérsékletnek*, a *csapadéknak* és a *párolgásnak* (esetenként a *szélnek* is) nagy szerepe van. Ezek szabják meg, hogy milyen természetes növényzet telepedhet meg egy-egy területen, illetve befolyásolják a fizikai és kémiai mállás intenzitását.

Az éghajlati beosztás közös alapja a napsugár beesési szöge és annak változásán alapuló szoláris klímarendszer. E szerint a forró (trópusi), a mérsékelt és a hideg (sarkvidéki) éghajlati öveket különítjük el. A csapadék (Cs) és a párolgás (P) mennyiségi viszonya alapján az éghajlat lehet humid ( $\text{Cs} \gg \text{P}$ ), szemihumid ( $\text{Cs} \geq \text{P}$ ), szemi-arid ( $\text{Cs} \approx \text{P}$ ), arid ( $\text{Cs} < \text{P}$ ).

### 6.2.1 Klímátípusok

A hőmérséklet, a csapadék mennyisége és évi ritmusa szerint a Föld felszínén - az Egyenlítőtől a sarkok felé haladva - 5 klímátípust különböztetünk meg.

**1. Egyenlítői klímaöv és klímátípus:** a 0.-10. szélességi fokok közt alakul ki. Egyenletesen forró, csapadékos az éghajlat (a havi középhőmérsékletek 24-28 °C, az évi csapadék 2 000 - 5 000 mm). *Zonális vegetáció:* a trópusi esőerdő (*esőerdő*), örökzöld magas fákkal. Buja vegetáció, sok fán élő liánnal. Gyepszint alig alakul ki.

**2. Trópusi klímaöv és klímátípus:** a 10.-23. szélességi fokok között uralkodik. Egy nyári nedves és egy téli száraz évszak váltja egymást. A leghidegebb hónap középhőmérséklete is 16°C fölé van, az évi csapadék 800 – 2 000 mm. A *zonális vegetáció:* félig lombhullató és lombhullató erdők (*monszun-erdők*).

**3. Szubtrópusi klímaöv:** a térítőek mentén helyezkedik el, a 22. és a 23. szélességi fokok között. A hőmérséklet magas, de jelentősen ingadozik, fagy is lehetséges. Két klímátípusa van:

a.) *Száraz sivatagi és félsivatagi típus.* Itt az évi csapadék kevesebb 200, ill. (a félsivatagokban) 500 mm-nél, és többnyire szeszélyes eloszlású. A sivatagok magas évi középhőmérsékletű, *száraz területek.*

b.) *Nedves szubtrópusi klíma:* főleg trópusi, szubtrópusi hegyvidékeken alakul ki. Jellemző rá az enyhe tél, a meleg nyár, az egyenletes és bőséges csapadék (1 800 – 11 000 mm). *Zonális vegetációtípus:* babérlombú erdő és hegyi esőerdő.

A sivatagok és a trópusi esőerdők öve között, a trópusi klímaövben található a *szavannák* egész évben meleg klímaöve, amelyben száraz és nedves (csapadékos) évszakok váltakoznak. *Növényzete:* magas növésű fű, facsoportokkal.

**4. Mérsékelt klímaöv:** a 35.-60. szélességi fokok között terül el. Jellemzője a nagy hőmérsékletingadozás. A hőmérsékleti minimum fagypontra alatta van, a legmelegebb hónap középhőmérséklete meghaladja a 10 °C -ot.

Négy klímátípusát különböztetik meg:

a.) *Mérsékelt meleg vagy mediterrán éghajlat:* enyhe csapadékos téllal, forró száraz nyárral. A Földközi-tenger (a Mediterraneum) és a vele azonos szélességi foknál levő tengerek partjainál, a 30.-40. szélességi fokok között jött létre. *Zonális növényzete:* a babérlombú erdők és cserjések.

b.) *Mérsékelt hűvös, száraz klímátípus.* Főleg a kontinensek belsejében alakul ki, hideg téllal, meleg száraz nyárral, 250-500 mm évi csapadék mellett. *Zonális vegetáció:* füves puszták; 500-650 mm mellett pedig az erdős puszták.

c.) *Mérsékelt hűvös, nedves klímátípus.* Jellemzője a nem túl hideg tél és az enyhe, csapadékos nyár. *Zonális vegetáció:* a mérsékeltövi lombhullató erdők.

d.) *Mérsékelt hideg klíma.* A tél hosszú és hideg, a nyár rövid és enyhe. A csapadék mennyisége általában kevesebb 600-700 mm-nél, de ez is bőven fedezi a vízszükségletet. *Zonális növénytakaró:* a túlevelű erdők.

**5. Sarkvidéki (arktikus) klímaöv.** A hőmérséklet legalább fél évig fagyponthoz alacsonyabb van, a legmelegebb hónapok középhőmérséklete sem éri el a 10°C-ot. Az évszakokon belül eltűnnek a napszakok: télen éjszaka van, nyáron nappal.

a.) *Tundra klímaöv:* a nyáron 3-4 hónapra a fagyot felengedő talajokon törpe cserjés, vagy csupán mohás-zuzmós tundra vegetációval.

b.) *Az örök fagy zónája.* Egész éven át fagyott talajú, növényzet nélküli terület.

## 6.2.2 Talajzónák

A növényzónákkal szorosan összefüggve alakultak ki a talajzónák. A sarkoktól az egyenlítő felé haladva az éghajlat – növény – talaj törvényszerűségeit a 8. táblázatban mutatjuk be.

Az éghajlati övekre (klímazonákra) jellemző, növényi formációk alatt képződött talajokat *zonális talajok*nak nevezzük. A talajzónák azonban a valóságban nem megszakítás nélküli összefüggő területek. A tengerek közelsége és a magas hegységek megszakítják az egyenlítővel párhuzamos klíma-növényzet-talajövek szabályos rendszerét. Más helyeken az erős vízhatás, vagy a sajátos talajképző közet miatt nem tud érvényre jutni a zonális növényzet és éghajlat hatása, hanem úgynevezett *hidromorf* (réti, láp, szikes) vagy *közethatású* (litomorf) *intraazonális* talajok képződnek. Előfordul az is, hogy ugyanaz a talajtípus valamelyik övben zonális, egy másik övben intraazonális.

*Azonális* talajoknak azokat nevezzük, amelyeken a fő talajképző tényezők (az éghajlat és a növényzet) hatását nem lehet felismerni. Ilyenek pl. a nyers ártéri üledékek, valamint a futóhomok talajok.

8. táblázat Éghajlati övek, növényzet és talaj kapcsolata

Éghajlat	Növényzet	Talaj
Sarkvidéki klímaöv (tundra)	Mohák zuzmók, törpe cserjék	Tundra talajok
Mérsékelt hideg klímátípus	Tülevelű erdők	Podzol talajok
Mérsékelt hűvös, nedves klíma	Lombhullató erdők	Barna erdőtalajok
Mérsékelt hűvös, száraz klíma	Füves puszták Száraz füves puszták	Csernozjom talajok Gesztenyebarna talajok
Mediterrán és nedves szubtrópusi klíma	Babérlombú erdők	Szubtrópusi vörösföldek
Száraz sivatagi és félsivatagi klíma	Sivatagi illetve félsivatagi növényzet	Sivatagi és félsivatagi világos talajok
Szavannák	Magasnövésű fű facsoportokkal	Plintitek (régi neve: lateritek)
Trópusi klímaöv	Trópusi lombhullató erdők	Trópusi plintitek
Egyenlítői klímaöv	Trópusi esőerdők	Plintitek

### 6.3 Domborzat és vízrajz hatása a talajképződésre

A domborzat (relief) a felszín függőleges tagolódása. Méretük szerint makro-mezo- és mikrodomborzatot különböztetünk meg.

#### 6.3.1 Makrorelief

A felszín hegyekre, völgyekre, síkságokra tagolódik, azaz több száz, vagy több ezer méteres szintkülönbségeket jelent.

Dokucsajev rámutatott arra, hogy a magas hegységekben, a szintvonalakkal párhuzamosan növényi zónák és ennek megfelelően különböző talajzónák helyezkednek el. A hegycsúcs felé haladva az éghajlat hűvösebb, csapadékosabb.

Megfigyelte, hogy a Kaukázus lábától a csúcsig hasonló talajzónákat találunk néhány km távolságban, mint a síkságon Bakutól az Északi Jeges tengerig.

Az egyenlítővel párhuzamos zónák rendszerét *vízszintes* (horizontális), a hegyvidékeken tapasztalható - a magassági szintvonalakkal párhuzamos - zónák egymásutánosságát pedig *függőleges* (vertikális) zonalitásnak nevezzük.

A vertikális zonalitás csak hasonló a horizontális zonalitáshoz, mivel a bioklimatikus viszonyok, a növényi- és talajzónák is eltérőek lehetnek.

A domborzatnak megfelelően alakul a terület *vízrajza* is. A talaj felszínére jutó csapadék, ha gyér növényzet fedi a hegyoldalakat - a talajfelszín részbeni vagy teljes mozgatásával - jelentős talajpusztulást (eróziós károkat) okoz. A durvább hordalékot a patakok, folyók a lejtő alsó harmadában vagy a hegy lábánál lerakják, a finomabb részekkel pedig - áradások, elöntések alkalmával - a síkságot töltik fel. Ezzel új feltételeket teremtenek a talajképződésnek.

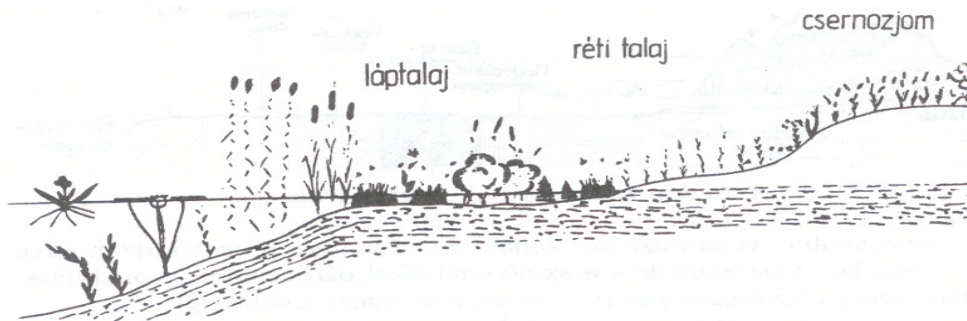
### 6.3.2 Mezorelief

A terület hullámosságát jelenti (néhány m-es, vagy néhányszor 10 m-es szintkülönbségek). A hullámos felszín módosítja a talajvíz szintjének a felszínhez viszonyított mélységét, ezáltal befolyásolja a talajképződés feltételeit.

A mélyen elhelyezkedő (5-6 m-re lévő) talajvíz nem képes alulról átnedvesíteni a talajt a gyökérszónáig. Ekkor a síkságokon csak a kizárólag csapadékvízből élő, mezőségi füvevetáció (sztyeppi növényi formáció) telepedhet meg. A 4 m-nél közelebb fekvő talajvíztükör azonban már fontos szerepet játszik a talaj kialakulásában (*hidromorf talajok*).

*Szemihumid és szemiarid éghajlati zónákban* a síkságok magasabb részein és a löszhátakon *csernozjom* talajok képződhetnek. Ezek a területeken az éghajlat és az annak megfelelő növényzet talajképző hatása érvényesült. A mélyebb fekvésű területeken viszont a felszínhez közeli talajvíz módosítja az éghajlat hatását, és *réti talajok* alakulnak ki. Ha pedig a felszínt tartósan víz borítja, *láptalajok* jönnek létre (7. ábra).

7. ábra A mezo-domborzat hatása a talajképződésre



A mélyebb részeken a magasabb helyekről lefutó víz is befolyásolja a talajképződést, helyenként vízbőséget vagy számottevő *eróziót* idézhet elő.

A *megrekedt, lefolyástalan talajvíz sókban feldúsul*. A felszínhez közeli sós talajvízből a párologtatás miatt meginduló kapilláris vízmozgás a felső talajrétegekben felhalmozza a sókat és a talaj *elszikesedik*.

Azokat a talajokat, amelyek kialakulása a víz hatásával szorosan összefügg, illetve a vízbőség döntő szerepet játszik kialakulásukban, *hidromorf* talajoknak nevezzük.

### 6.3.3 Mikrorelief

A felszínen néhány cm-es, vagy néhány dm-es szinteltérés. A mikrorelief a területre kerülő csapadék felszíni eloszlását módosítja, és egyenetlenné teszi a beázást. A magasabb helyekről a csapadék a mélyebb teknőkben gyűlik össze. Így nemegyszer időszakos felületi vízállások is létrejöhetnek, és a talajképződés a rétiesedés felé tolódhat el. Ha az összegyűlt felületi vizek sóban gazdagok és sok Na-iont tartalmaznak, az ismétlődő bepárlódás, majd újbóli vízösszefolyás következtében a talaj felülről szikesedhet el.

## 6.4 Kőzettani tényezők

A talajképző kőzet (alapkőzet), amelyen a talaj kialakul, kétségtelenül befolyásolja a talajok tulajdonságait, de egyes szélsőséges kivételektől eltekintve, nem olyan mértékben, hogy ez határozhatná meg a jellemző fizikai és kémiai tulajdonságokat, illetve a talaj típusát.

Általában érvényes hogy:

- a.) ugyanolyan alapkőzeten egymástól eltérő, másrészt
- b.) különböző minőségű alapkőzeteken genetikai szempontból azonos talajtípusok is jöhetnek létre.

Az *alapkőzet általában* nem akadályozza meg az éghajlat és a növényi formációk által megszabott talajképződési folyamatok érvényre jutását, csak *módosítja* azok hatását.

Vannak azonban olyan kőzetek, melyek jellemző módon befolyásolják a rajtuk kialakult talajok tulajdonságait. Ezek közé tartozik pl. a mészkő, amelyen fás növényzet alatt olyan fekete színű (ún. *rendzina*) talajok képződnek, amelyek – a  $\text{CaCO}_3$  hatása folytán – lényegesen eltérnek a más kőzeteken kialakult erdőtalajoktól. Ilyen talajképző kőzet hazánkban a riolittufa is, amelyen (Tokaj vidékén) agyagos, *vörös nyiroktalajok* jöttek létre. Azokat a talajokat, amelyek tulajdonságai erősen függenek az alapkőzettől, a mai genetikai osztályozási rendszer szerint - gyűjtőnéven - *litomorf* (kőzethatású) *talajoknak* nevezzük.

## 6.5 A talajok kora

A talajok képződéséhez, az egyes talajtípusok kialakulásához idő szükséges. Hosszabb idő a természeti tényezők hatásának kiteljesedését teszi lehetővé, ezért idősebb talajokban a talajképző tényezők hatása jobban érvényesülhet. A talajképződés kezdete óta eltelt, években kifejezhető időt az adott talaj *abszolút korának* nevezzük.

Összehasonlítva olyan csernozjom talajokat, amelyek közvetlenül a jégkorszak után alakultak ki olyanokkal, amelyek a múlt századi folyószabályozások után indultak fejlődésnek, az azonos csernozjom dinamika ellenére a talaj humuszosodásában és szerkezetében lényeges különbségek vannak.

Másrészt az azonos abszolút korú talajoknak a fejlődési állapota is eltérő lehet. Ennek oka lehet pl. a talajképző kőzet eltérő  $\text{CaCO}_3$  tartalma vagy annak hiánya, vagy a vízellátottságban mutatkozó különbségek. A késleltető vagy a gyorsító tényezők jelenléte miatt két hasonló talaj, azonos idő alatt, különböző fejlődési állapot érhet el, azaz eltérhet a talajok *relatív kora*.

Hazánkban a legtöbb helyen a jégkorszak végétől (10 000 - 20 000 év) számíthatjuk a talajok kialakulásának kezdetét, mert a korábbi talajokat részint a szél és a víz elhordta, részint a pleisztocén kori üledékek eltemették.

## 6.6 Az emberi tevékenység hatása a talajok fejlődésére

A talajképző tényezők tárgyalásakor nem hagyhatjuk figyelmen kívül az emberi tevékenység talajra gyakorolt hatását sem. Az emberiség - története folyamán - minden esetben igyekezett megváltoztatni azt a környezetet, amelyben élt (legeltetés, erdőirtás, stb.). A környezetünkre gyakorolt *antropogén* hatás annál nagyobb, minél fejlettebb a társadalom. Napjainkban az emberi tevékenység a talajfejlődés irányának megváltoztatására is képes; vízsabályozás, vízrendezés, talajjavítás, tereprendezés, műtrágyázás, öntözés, talajművelés stb. útján. A tudatos és okszerű emberi beavatkozás a talajtulajdonságokat a termékenység növelése és állandósulása irányában igyekszik megváltoztatni, a szakszerűtlen gazdálkodás viszont nagymértékben csökkentheti a talaj termékenységét.

## 7. A talaj fizikai tulajdonságai (Kátai János, Tállai Magdolna)

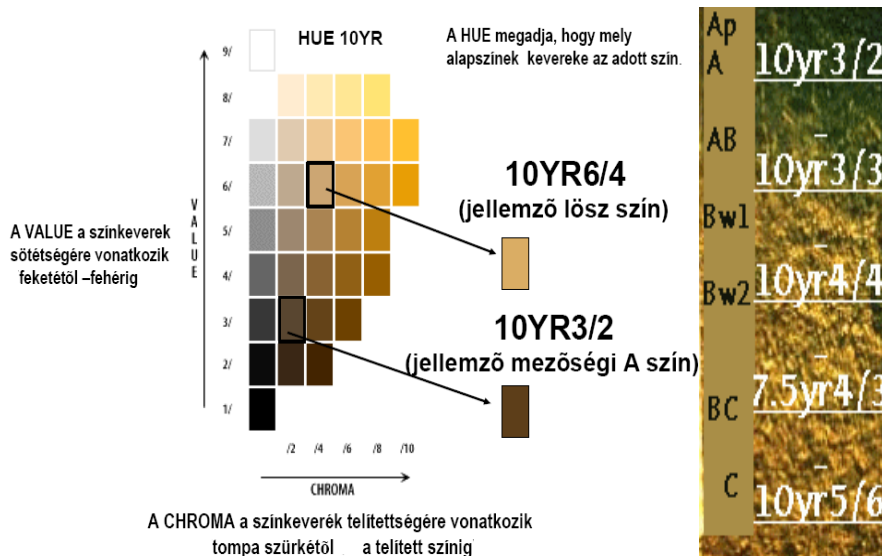
A talaj fizikai tulajdonságai nagymértékben befolyásolják a talajban lejátszódó kémiai és biológiai folyamatokat. Legfontosabb talajfizikai jellemzők az alábbiak:

- a talaj színe,
- a talajszemcsék mérete, a talajok fizikai talajfélesége, textúrája,
- a talaj szerkezete,
- a talaj sűrűsége és térfogattömege,
- a talajok pórustereinek nagysága, méret szerinti eloszlása,
- a talajok vízgazdálkodási jellemzői (vízáteresztő képesség, vízkapacitás, a holtvíz és a hasznosítható víz mennyisége), valamint
- a talaj levegő és hő-gazdálkodása.

### 7.1 Talajok színe

A talajok színe a Munsel féle színiskála (8. ábra) segítségével azonosítható, amely nagyon sok információt tartalmaz a talajban lejátszódó folyamatokra vonatkozóan. A fekete szín a humusz tartalomra, a rozsdabarna szín a vas (III) oxidra, a kékes szürkészín az anaerob körülményekre, a fehér szín az amorf kovasav, vagy nátrium-karbonát jelenlétére utal.

8. ábra Munsel-féle színiskála és alkalmazása (Michéli, 2008)



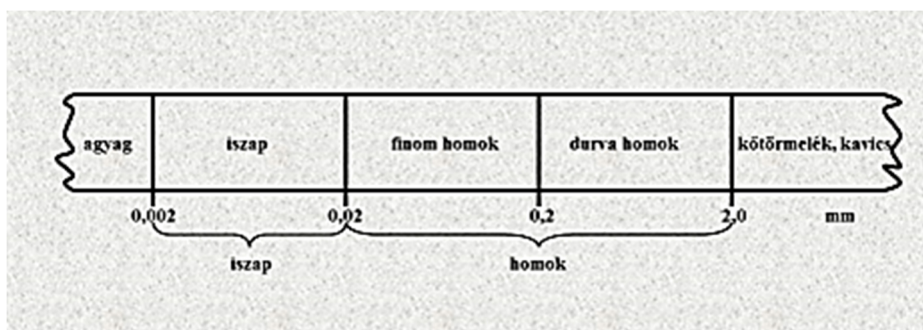
## 7.2 A talajok fizikai talajfélesége

### 7.2.1 A szemcsefrakciók jellemzői és a szemcseösszetétel meghatározása

A talajok szilárd fázisában – a kolloid részecskéktől a durva homokig, kivételes esetben a néhány cm átmérőjű közettörmelékig – többféle alkotóelem található. A különböző nagyságú ásványi szemcsék mennyisége, illetve egymáshoz viszonyított aránya döntően befolyásolja a talaj tulajdonságait. Alapvetően más feltételek alakulnak ki a talajban, ha a durva homok szemcsék vagy a kisméretű kolloid részecske dominálnak.

A **talajok mechanikai összetétele**: a szilárd fázisát alkotó, elsődleges ásványi anyagok méret szerinti százalékos megoszlása egy adott talajban. A talajok ásványi anyagainak **szemcseméret** szerinti csoportosítására a Nemzetközi Talajtani Társaságnál is elfogadott Atterberg-féle osztályozás terjedt el (9. ábra).

9. ábra A szemcseméret csoportosítása Atterberg szerint



#### 7.2.1.1 A szemcsecsoportok tulajdonságai

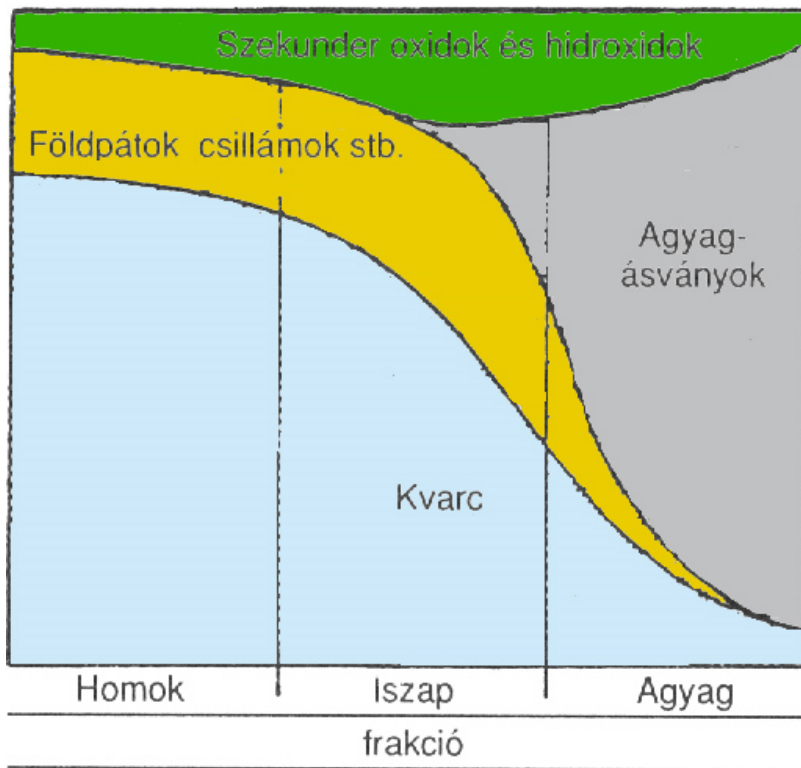
Az egyes szemcsefrakciók betöltött szerepe különböző, és szorosan összefügg a részecskék ásványi összetételével. A homok, az iszap és az agyagfrakcióban előforduló fontosabb ásványokat a 10. ábra mutatja be.

A *homokfrakcióban* a kvarc és a primér szilikátok vannak túlsúlyban, a vas- és alumínium-oxidok, -oxihidroxidok elsősorban a szemcsék bevonatát képezik. Az *iszapban* megnő az oxidok és hidroxidok mennyisége, valamint a nagyobb méretű agyagásványok részaránya. Az *agyagfrakció* alkotói elsősorban az agyagásványok, de kisebb-nagyobb arányban jelen vannak a vas- és alumínium-oxidok, valamint a kolloidméretű kvarc-, földpát és csillámpor is.

A szemcsecsoportok eltérő fizikai tulajdonságokkal rendelkeznek. A kis fajlagos felületű *homokszemcsék* között jelentéktelen tapadó erő lép fel, így nem képeznek aggregátumokat. A részecskék közötti nagyobb méretű hézagok miatt a homok jól vezeti a vizet, de abból nagyon

keveset tud megtartani. A pórusok többségét átnedvesedés után is főként levegő tölti ki. Az *iszapfrakcióban* sokkal erősebben tapadnak a szemcsék egymáshoz, mint a homokban, jóllehet a létrejött aggregátumok könnyen szétesnek. A pórustér viszonylag szűkebb, így az iszap vízáteresztő képessége gyenge, víztartó képessége viszont jelentős.

10. ábra A különböző szemcsefrakciók ásványi összetétele



Az *agyagfrakciónak* nagy a fajlagos felülete, és számottevő elektromos töltéssel rendelkezik. Az agyagszemcsék közötti tapadóerő rendkívül nagy és a részecskék felületén sok víz tud megkötődni. Ezért az agyag nedvesen duzzad, száradva zsugorodik, és nagyon keménnyé válik. Mivel a pórusok többsége kisméretű, az agyag a vizet rosszul vagy egyáltalán nem vezeti, a víztartó képessége kiemelkedően nagy. Ugyanakkor a víz jelentős része erősen kötődik a felülethez, a talajban nem képes elmozdulni, ill. a növények számára nem hozzáférhető. Az említett hatások mértéke természetesen függ az agyagásványok minőségétől és a frakció ásványi összetételétől is. Növénytermesztés szempontjából kedvező talaj tulajdonságok kialakulásának feltételeit egyik szemcsefrakció sem tudja önmagában

biztosítani, ahhoz a homok-, az iszap- és agyagrészecskék megfelelő arányú jelenléte (és megfelelő mennyiségű és minőségű szerves anyag) szükséges.

### 7.2.1.2 A szemcse összetétel meghatározásának elve

A talajok szemcseösszetételét a szemcsefrakciók (homok, por, iszap) tömeg %-ban megadott mennyiségével kifejezzük ki. A durva szemcsék elválasztása szitálással, a finomabb frakciók meghatározása általában ülepitéssel történik.

A kavicsot és a kötőrmelékét a légszáraz talajból száraz szitálással, a durva homokot pedig a talaj vizes szuszpenziójának átszitálásával (nedves szitálás) lehet elkülöníteni. A kisebb méretű frakciók (finom homok, iszap, agyag) mennyiségének a meghatározása ülepitéses módszerrel végezhető el.

A szemcseösszetételének vizsgálat előtt az aggregátumokká összeragadt szemcséket el kell választani egymástól. Az aggregátumok ragasztó anyagai a talajban: a humusz, a vas- és alumínium-oxidok, illetve hidroxidok, valamint a kalcium-karbonát, a mész. A  $\text{CaCO}_3$  elbontásához híg sósavat (HCl), a vas- és alumínium-oxidok kioldására komplexképző anyagokat, a humusz anyagok roncsolásához pedig  $\text{H}_2\text{O}_2$  kezelést alkalmazunk. A szemcsék újbóli koagulációjának megakadályozásához peptizáló anyagokat (NaOH-ot, vagy lúgosan hidrolizáló Na-, ill. Li- sóoldatot) adunk.

### 7.2.2 A talajok osztályozása a szemcseösszetétel és az egyes talajfizikai jellemzők alapján

A szemcseösszetétel szerint a talajokat különböző textúra csoportokba (fizikai talajféleség kategóriába) lehet sorolni. Az értékelés a három fő szemcsefrakció (homok, por/iszap és agyag) százalékos arányából és tulajdonságaiból kiindulva történik. Ha a finom szemcsék vannak túlsúlyban a talajt **agyag textúrájának**, ha az agyag és az iszaptartalom valamivel kisebb, akkor **vályog**, ha pedig a homok mennyisége dominál, akkor **homok textúrájának** (röviden: homok, vályog, agyag talajnak) nevezzük. Ha az uralkodó szemcsefrakciók mellett más szemcsefrakciók is kifejezésre jutnak, beszélhetünk **homokos vályog** vagy **agyagos vályog** talajról.

A talajok **fizikai talajfélesége** (textúrája, szövete) a mechanikai összetétel kifejezője. Megmutatja, hogy a különböző méretű szemcsék milyen arányban vannak a talajban. A talajok fizikai talajfélesége lehet: **durva homok, homok, homokos vályog, vályog, agyagos vályog, agyag, nehéz agyag.**

A talaj textúra meghatározásához a különböző módszereket (leiszapolható rész % (Li%), higroszkóposági érték, Arany-féle kötöttségi szám ( $K_A$ )) együttesen használjuk és az kapott értékek alapján történik a talajok textúra csoportba történő besorolása (9. táblázat).

Száraz és nedves szítással meghatározhatjuk a **talajok teljes mechanikai összetételét**. A gyakorlati célú minősítésnél nincs szükség a szemcse összetétel meghatározására, a gyorsan mérhető talajfizikai jellemzők értékéből következtetünk a textúra csoportra.

A **leiszapolható rész (Li%)** az iszap és az agyagfrakció összes mennyiségét jelenti, tömeg százalékban. A vizsgálat során – az Atterberg féle osztályozás szerint a 0,02mm-nél kisebb szemcsék tömegét határozzuk meg. A jelenleg használt módszer lényege, hogy a megfelelően előkészített talaj szuszpenziót ülepíteni hagyjuk és az ülepedési sebesség alapján számított idő elteltével, a meghatározott mélységből kipipettázunk adott térfogatú szuszpenziót (pipettás módszer). Azt bepárolva, majd a száraz maradék tömegét mérve számítjuk a leiszapolható rész mennyiségét. Ebből következtetni tudunk a homokfrakció mennyiségére is:

$$\text{Homok \%} = 100 - \text{Li\%}$$

**Higroszkópos nedvességnek (hy)** nevezzük a légszáraz talaj által, az adott relatív páratartalmú térből megkötött vízgőzt, nedvességet. A megkötött víztartalom a talaj tulajdonságaitól (szemcseösszetétel, az agyagásványok minősége, a szerves anyag tartalom) és a levegő páratartalmától függ. A különböző talajok higroszkóposágát ismert és állandó páratartalmú térből kell meghatározni, azonos hőmérsékleti feltételek mellett. A megkötött víztartalmat a száraz talaj százalékában fejezzük ki.

Az **Arany-féle kötöttségi szám** ( $K_A$ ) meghatározása úgy történik, hogy porcelán dörzscsészébe ismert tömegű, légszáraz talajt teszünk, majd állandó keverés közben addig adunk hozzá vizet, amíg a homogenizált talajpép az ún. **fonálpróbát** nem adja. Ekkor a hirtelen kiemelt keverőbothoz tapadó talajpaszta csúcsosan kiemelkedő részét oldalirányba elhajlítjuk, de a paszta még alaktartó. Ez az állapot a **képlékenység felső határának** felel meg. A légszáraz talaj vízfelvevő képessége arányosan nő a kisméretű részecskék mennyiségével. A kötöttségi szám azt fejezi ki, hogy 100g légszáraz talaj, hány  $\text{cm}^3$  vizet képes felvenni a képlékenység felső határának eléréséig.

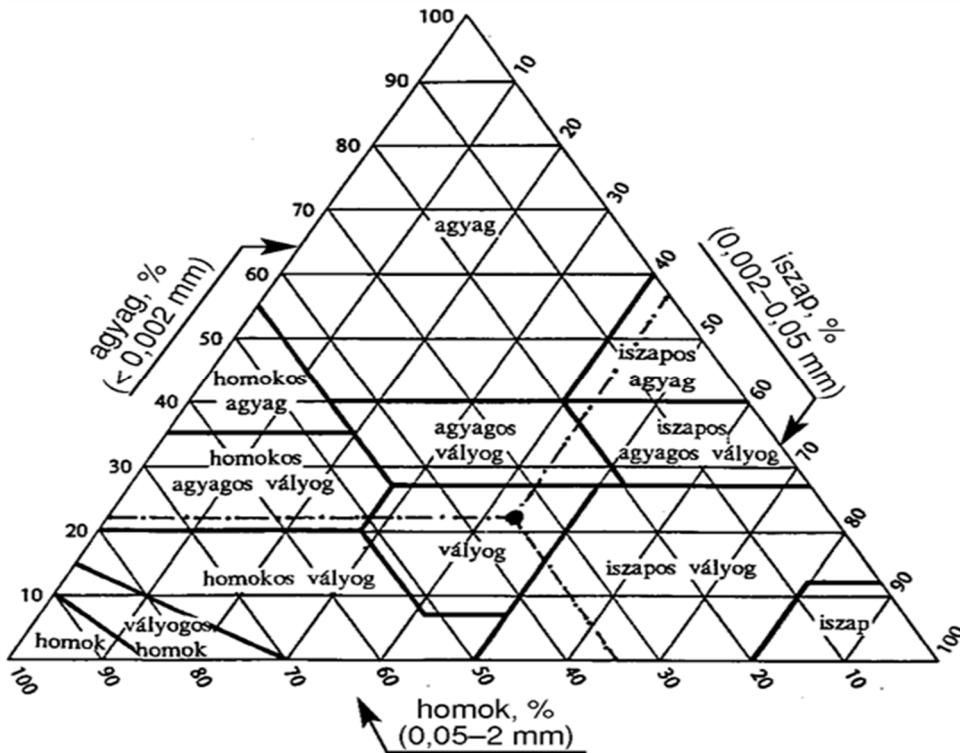
9. táblázat A fizikai talajféleség megállapítására szolgáló talajfizikai jellemzők határértékei ásványi talajoknál (Stefanovits szerint)

<b>Fizikai talajféleség</b>	<b>Leiszapolható rész %</b>	<b>Arany-féle kötöttség <math>K_A</math></b>	<b>Higroszkóposág <math>h_y</math></b>
Durva homok	< 10	< 25	< 0,5
Homok	10-20	25-30	0,5-1,0
Homokos vályog	20-35	30-38	1,0-2,0
Vályog	35-60	38-42	2,0-3,5
Agyagos vályog	60-70	42-50	3,5-5,0
Agyag	70-80	50-60	5,0-6,0
Nehéz agyag	> 80	> 60	> 6,0

A homok és a nagy szerves anyag tartalmú talajoknál a kötöttségi szám nem ad megfelelő értéket. Az Arany féle kötöttségi szám elsősorban a talajtextúrával összefüggő paraméter és nem ad közvetlen információt a talajnak a talajművelő eszközökkel szembeni ellenállásáról, az adott talaj szabadföldi kötöttségéről. A szabadföldi kötöttséget általában a művelő eszközök mozgatásához szükséges vonóerővel (energia) jellemzik.

A mechanikai összetétel vizsgálatok eredményeit különféle képpen értékelhetjük. *Háromszög diagram* alapján is meghatározható a talaj fizikai félesége (11. ábra). A kumulált százalékos mennyiségeket feltüntető ún. *szemeloslás görbék* kinevezett pontjaiból következtethetünk a talajok talajmechanikai sajátosságaira.

11. ábra A fizikai talajféleség megállapítására szolgáló háromszögdiagram



A talajok textúrája hosszabb időn keresztül állandó talajtulajdonság, meghatározza a talajok szerkezetességét vízgazdálkodási tulajdonságait, valamint összefüggéseket mutat a talajok levegő-, hő-, és tápanyag-gazdálkodásával. Hatást gyakorol a talajok képlékenységre, tömöríthetőségre, művelhetőségre. Befolyásolja az adszorpciós viszonyokat és így a talajok kémiai tulajdonságait is.

### 7.3 A talaj szerkezete

A szilárd fázist alkotó ásványi részecskék, különböző erők és folyamatok hatására, kisebb-nagyobb halmazokká, aggregátumokká tapadnak össze, ezért a talajok többsége jellegzetesen szerkezetes struktúrával rendelkezik. A 0,02 mm-nél ( $2 \mu\text{m}$ -nél) nagyobb szemcsék képezik a szerkezeti egység vázát, a kisebb méretű részecskék pedig a vázrészecskék összeragasztásában vesznek részt. A szemcsék és az aggregátumok között – azok méretétől és alakjától, térbeli elrendeződéstől függően – különböző nagyságú és formájú hézagok rendszere, a póruster található.

### 7.3.1 Az aggregátumok képződése

Az aggregátumok fizikai, kémiai és biológiai folyamatok kölcsönhatásának eredményeként jönnek létre. Méretük alapján mikro- és makro-aggregátumokat különböztetünk meg (12. ábra).

#### 7.3.1.1 Kötőerők és kötőanyagok

A **kötőerők**, az *aggregáció* az adhéziós és a kohéziós erők hatására vezethető vissza. Az *adhézió*, egy szilárd felület és egy másik fázis (folyadék vagy szilárd felület) összetapadását okozó kölcsönhatás. A *kohézió* pedig az anyagok elemi részecskéi (atomjai, ionjai) közötti összetartás, ami legerősebb a szilárd testekben, közepes a folyadékokban és leggyengébb a gázokban. Az adhéziós erők a felületeken, a kohéziós erők pedig az anyagok belsejében érvényesülnek.

Az adhéziót, a van der Waals erők mellett, a hidrogénkötések, az elektrosztatikai vonzás és a felületi kémiai kötések hozzák létre. A vízmolekulák kohéziója pedig a van der Waals erők és a H-kötések következménye.

12. ábra A mikro- és makro-aggregátumok felépítése



Száraz vályog és agyag talajokban a szilárd részecskék közötti vonzás erős. Vízrel átitatva azonban a szemcsék körül kifejlődött hidrát-burok miatt csökken az összetartás, és a talaj lazábbá válik. Homoktalajokban, ha kicsi a nedvességtartalmuk, a szemcsék érintkezési pontjai körül gyűrű alakú vízfilm jön létre.

**A kötőanyagok.** A durvább szemcsék összeragasztását, a *mikroaggregátumok* képződését és a szerkezet stabilitását a következő kötőanyagok biztosítják (13. ábra):

1. A *humusz*, valamint a *szerves maradványok bomlás termékei* (elsősorban poliszacharidok és poliuronidek (a nyálkaanyagok) fontos szerepet játszanak az ásványi részecskék összeragasztásában, a vízálló aggregátumok kialakításában. A kalciummal telített humusz anyagok tartósabb hatásúak, mint a nyálkaanyagok.

2. Az *agyagásványok* ragasztó hatása elsősorban az adhéziós erőknek tulajdonítható. Főként a humuszban szegény vályog és agyagtalajokban nagy a szerepük, de önmagukban nem tudnak létrehozni tartós szerkezetet. Víz hatására könnyen szétesnek az aggregátumok, a talaj elporosodik. A talajszerkezet csak akkor stabil, ha kalciummal telített agyagásványok vannak jelen a talajban.

3. A *vas- és alumínium-hidroxidok, illetve -oxidhidroxidok*, - amelyek a szilikát kristályok mállás során képződnek, - a pórusok falán és a durvább szemcséken kicsapódva igen erős cementáló hatást fejtenek ki. Az alumínium hidroxipolimerek keletkezését a közeg pH-ja, a vas(III) hidroxid kiválását pedig a pH és a talaj redoxi potenciája szabályozza. Réti és láptalajokban vasborsók és vasszeplők képződhetnek.

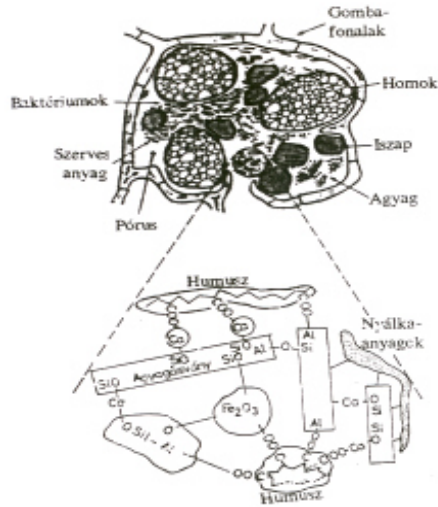
4. *Kationhidak.* A két és három vegyértékű kationok által alkotott hídkötések nagymértékben befolyásolják a különböző kolloidanyagok és a durvább szemcsék összekapcsolódását. Gyengén savanyú, semleges vagy gyengén lúgos kémhatású talajban a kalcium, savanyú és erősen savanyú közegben pedig az alumínium-ion a legfontosabb hídképző kation.

5. *Kalcium-karbonát.* A semleges és gyengén lúgos kémhatású talaj száradásakor a folyadék fázisban oldott Ca- és Mg-hidrokarbonát kicsapódik karbonátok ( $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$  és  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  formájában. A hártyszerű bevonat fehér mészlepedéket képez az aggregátumok felületén. A talaj átnedvesedésekor a mészbevonat feloldódik, így a mész egyedül nem tud tartós szerkezetet kialakítani.

6. *Mikroorganizmusok és a talajlakó állatok hatása.* A baktériumkolóniák bevonják, a mikroszkopikus gombák fonalai átszövik a szerkezeti egységeket vagy azok egy részét. Az így kialakult biológiai szerkezet nem tartós, mert ha a biológiai aktivitás valamilyen okból csökken, a szerkezetstabilizáló hatás is gyengül vagy teljesen megszűnik. A talajban élő apró állatok ürülékében (férgék, bogarak) is található ragasztóanyag. Különösen jelentős a

földgiliszták ürülékének nagy szerves anyag és Ca-tartalma. Fontos szerepük van a szerves és ásványi komponensek összekeverésében is.

13. ábra Az aggregátumok felépítése és kötőanyagai



*A talaj szerkezetesedés folyamatát elősegíti:* a pázsitfűfélék bojtos gyökérzete, a talaj humusz jellegű szerves anyagai, a talaj humusz anyagai, az ásványi kolloidok, baktériumok, gombák, a gyűrűsférgék tevékenysége, a megfelelő mértékű talajművelés.

*Hozzájárul a talajszerkezet leromlásához:* az intenzív talajhasználat, a szükséges talajjavítás elmaradása, a talajok szélsőséges vízgazdálkodása és a túlzott talajművelés.

### 7.3.1.2 A fejlődő gyökérzet és a talajművelő eszközök hatása

A gyökérzet összetett hatást gyakorol az aggregátumok kialakulására. Ezek közül kiemeljük az alábbiakat:

- a fejlődő gyökérzet kisebb rögöket különít el a nagyobb aggregátumokból, majd ezek egy részét magához szorítva, újabb egységeket hoz létre,
- a közvetlen környezetből vizet vesz fel és így zsugorodást idéz elő, ami elősegíti az újabb törésfelületek képződését,
- a gyökérváladékok kedvező feltételt jelentenek a mikroorganizmusok számára.

A kísérletek szerint csak mechanikai nyomással nem lehet előállítani stabil, vízálló aggregátumokat. A talajművelő eszközök elősegítik a szerkezet képződést, azáltal, hogy a szerkezeti egységeket tömörítik, ebben az esetben az adhéziós erők jobban érvényesülnek. A túlzott talajművelés azonban rombolja, elporosítja a szerkezetet.

### 7.3.2 A talaj szerkezet értékelése

A talaj szerkezet értékelésekor elsősorban:

- a szerkezeti egységek alakját és kifejltségét (morfológiai szerkezet),
- a különböző nagyságú aggregátumok egymáshoz viszonyított arányát (agronómiai szerkezet), valamint
- a vízzel és mechanikai hatásokkal szembeni ellenálló képességet kell figyelembe venni.

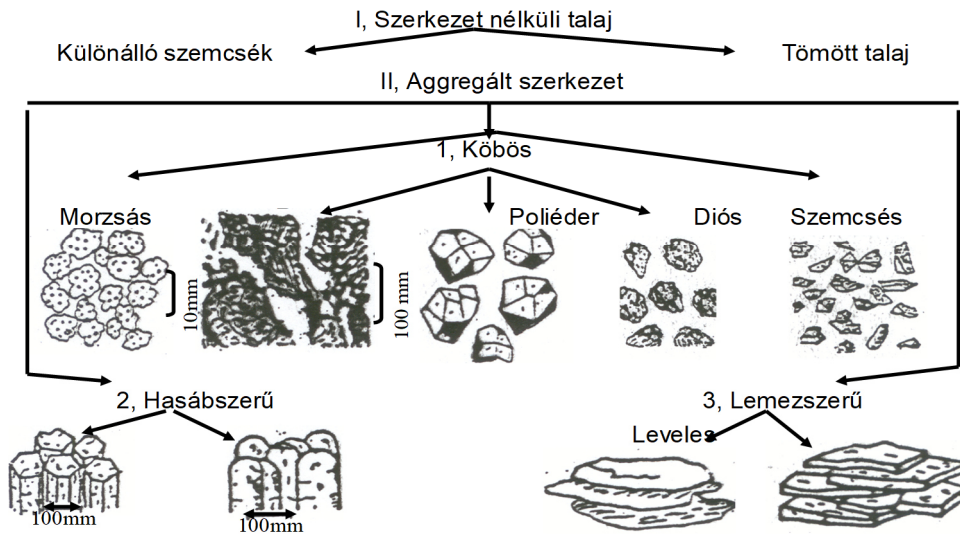
#### A talajszerkezet morfológiai értékelése

A talajszerkezet morfológiai értékelését már a szelvény helyszíni leírásakor elvégezzük. A szerkezeti formák megfigyelésére a gyengén nedves talajállapot a legalkalmasabb. A túl nedves talajnál a duzzadás, ill. gyenge alaktartás, a száraz talajnál a kemény rögök képződése és a repedezettség teszi bizonytalanná az elbírálást.

A szerkezeti egységek megjelenése szerint, a talaj lehet: szerkezet nélküli és szerkezetes. A szerkezet kifejltsége alapján a talajok gyengén, közepesen vagy erősen szerkezetes csoportjait különíthetjük el. A *szerkezet nélküli talajban* jellemző formájú aggregátumokat nem lehet felismerni. Ez az állapot kétféle lehet. Az egyik az, amikor az egyedi szemcsék nincsenek összeragasztva. Ilyenek a homoktalajok és a kötöttebb talajok elporosodott felső része. A szerkezet nélküli állapot másik megjelenése az, mikor a ragasztó anyagok olyan erősen tartják össze a szemcséket, hogy a tömör talaj csak nagy nyomásra és szabálytalan egységekre töredezik szét. Ezek a  $\text{CaCO}_3$ -tal és  $\text{FeOOH}$ -dal összecementált talajrétegek és a nagy agyagtartalmú öntéstalajok. A *szerkezetes talaj* már kis nyomással is egymáshoz hasonló aggregátumokra bontható. *Gyengén szerkezetes*, ha csak kevés és gyengén fejlődött szerkezeti egység és sok különálló szemcse figyelhető meg. A *közepesen szerkezetes* talajban az aggregátumok nagy része ellenáll a nyomásnak, a szerkezeti egységek azonban nem mindig szembetűnőek a talajszelvényben. *Erősen szerkezeteseknek* tekintjük azokat a talajokat, amelyek természetes állapotban is jól látható szerkezeti egységekből állnak. Nyomással is csak kevés egyedi szemcse és törött szerkezeti egység különíthető el. Erősen szerkezetes a szikes talajok oszlopos B szintje és egyes agyagtalajok felső rétege.

A talajszerkezet meghatározásánál a szerkezeti elemek alakját, nagyságát, elrendeződését is figyelembe vesszük. Térbeli kiterjedés alapján három nagy csoportot különböztetünk meg: **Köbös**: a tér három irányában kb. egyformán fejlett (morzsás, szemcsés, diós, rögös, poliéderez), **hasábszerű**: a tér két irányában gyengén, egy irányban jól fejlettek (hasábos, oszlopos), **lemezszerű**: két irányban jól, egy irányban gyengén fejlettek (leveles, lemezes, táblás, réteges) (14. ábra)

14. ábra Talajszerkezeti egységek jellemző formái I.



A **morzsás szerkezetű talaj** enyhe nyomásra néhány mm átmérőjű, közel gömb alakú, sok pórust tartalmazó aggregátumokra esik szét. A morzsás szerkezetet az egymáshoz lazán illeszkedő szerkezeti elemeket legömbölyített élek és felületek jellemzik. Agronómiai szempontból a legkedvezőbb szerkezet a csernozjomokban és a barna erdőtalajokban található.

**Rögös szerkezet:** az aggregátumok nagyobb kiterjedésűek, mint a morzsák, a rögök nem vagy csak gyengén porózusak. Helytelen talajművelés és az erőgépek talajtömörítő hatása következtében jöhet létre a mezősi és réti talajok szántott rétegben. Agronómiai szempontból kedvezőtlen.

A **poliéderez szerkezet** sokszögű mértani testekhez hasonló, síklapokkal és jól fejlett élekkel, határolt aggregátumok. A poliéderek egymástól könnyen elválhatnak, belsejében főként kisméretű pórusok vannak.

A **diós szerkezet** többé-kevésbé szabályos dió nagyságú, sokszögletű szerkezeti egységből épül fel, az aggregátumok kevés pórust tartalmaznak.

**Szemcsés szerkezet:** tömörebb felépítésű, mint a morzsás szerkezet. A szemcsék alakjára a görbült és a síkfelületek váltakozása jellemző. A szemcsékben a szűk pórusok dominálnak a Ramann-féle barna erdőtalajok B szintjében, réti csernozjomok és réti talajok szántott rétegeiben.

12. kép Talajszerkezeti egységek jellemző formái



morzsás



szemcsés



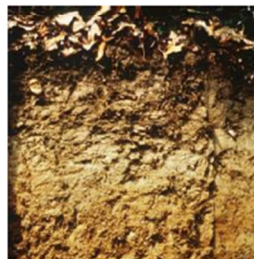
diós



hasábos



oszlopos



lemezes

A **hasábos szerkezeti elemek** síklapokkal, erős élekkel határolt, megnyúlt szerkezeti egységek, a tömődött felhalmozódási szintekben alakultak ki (szikes jellegű réti talajok).

Az **oszlopos szerkezetre** jellemző, hogy az élek tompábbak, mint a hasáboknál és az oszlop teteje legömbölyödött (szolonyec talajok B szintje).

A **lemezes** szerkezeti formák függőleges irányban gyengén, vízszintesen pedig erősen fejlettek.

#### Az aggregátumok méret szerinti megoszlása

A talaj szerkezet értékelése agronómiai szempontból a különböző méretű aggregátum frakciók százalékos mennyisége alapján történik. A jellemző méretű frakciók elkülönítésére megfelelő lyukbőségű rosta, ill. szita sorozatot használunk, majd ezek mennyiségét tömeg %-ban fejezzük ki (száraz szitálás). Legkedvezőbbek az 1-3 mm átmérőjű *morzsák*. Vízálló morzsáknak tekintjük még a 0,25 mm-nél nagyobb méretűeket. A 0,25 mm-nél kisebb frakció a *por*. A jó szerkezetű talajban az 1 mm-nél nagyobb morzsák dominálnak, a rossz vagy leromlott szerkezetűben viszont nagy a por frakció mennyisége és ezen kívül sok rögöt is

tartalmaz. A talajok szerkezetességétől függően a kedvező méretű morzsa frakció 0-70% között változik talajainkban.

Agronómiai szempontból a talaj szerkezete - a szerkezeti elemek méretétől függően - lehet: poros: <0,25mm, morzsás: 0,25-10mm, vagy rögös >10mm. Mind a porosodás, mint a rögösödés kedvezőtlen folyamatokat indít el.

### 7.3.3 Az aggregátumok vízállósága

A talajszerkezet minőségének egyik paramétere a vízdő és romboló hatásával szembeni ellenálló képesség. Ennek meghatározására ismertebb módszerek:

- a Sekera féle kvalitatív becslés,
- az aggregátumok nedves szitálása, valamint
- a vízáteresztő képességen alapuló módszerek.

#### Az aggregátumok vízállóságának becslése Sekera szerint

A vizsgálandó talajunkból válasszunk ki 10-15 db 1-3 mm átmérőjű, légszáraz aggregátumot. Helyezzük egy Petri csészébe és öntsünk rá 10 ml desztillált vizet. Kb. 10 percnyi állás után 8-10-szer óvatosan megmozgatjuk, majd értékeljük a 10. táblázat Összefüggés az aggregátumok szétrombolódásának mértéke és a vízállósága között (Sekera és Arany) szerint.

10. táblázat Összefüggés az aggregátumok szétrombolódásának mértéke és a vízállósága között (Sekera és Arany)

szétiszapolódás foka	szétiszapolódás képe	talajszerkezet vízállósága
1	Az aggregátumok víz hatására nem esnek szét, vagy csak kevés, de nagy törmelék keletkezik.	Jó
2	Az aggregátumok túlnyomóan nagy és kevés apró törmelékre esik szét.	Megfelelő
3	A szerkezeti egységekből közel azonos számú kis és nagy törmelék keletkezik.	A szerkezet gyengén leromlott
4	A morzsák túlnyomóan kicsi, csak nagyon kevés nagy törmeléket adnak.	A szerkezet leromlott
5	Kizárólag apró törmelékek láthatók.	A szerkezet erősen leromlott
6	Az aggregátumok összeomlanak, teljesen felbomlanak.	A szerkezet nagyon rossz vagy nincs semmilyen szerkezet

## Nedves szítálás

Először vízben áztatjuk a talajt, majd egy vízben álló szitasorozat legfelső, legnagyobb lyukbőségű szitájára visszük. A nedves szítálás a sziták víz alatt történő, körkörös mozgásával végezhető el, vagy egy másik módszer esetében a mozdulatlan szitasorozaton átáramló, fel-le mozgó víz átátja szét és különíti el az eltérő nagyságú vízálló morzsákat. A szitákat kiemelve, szárítás után mérjük az egyes szitákon fennmaradó morzsák mennyiségét.

## A mikro-aggregátumok stabilitása

A talaj szerkezet vízállósága szorosan összefügg a mikro-aggregátumok stabilitásával. A mikro-aggregátumok stabilitását, Vageler szerint, úgy állapítjuk meg, hogy a talaj egy részét vízben, egy részét peptizáló hatású (lítium-karbonát) oldatban szuszpendáljuk, majd – a szemcseösszetétel vizsgálatához hasonlóan – mindkét szuszpenzióból meghatározzuk a 0,02 mm-nél kisebb szemcsék mennyiségét. A szerkezeti tényező (Szt) az alábbi képlettel számolható:

$$\text{Szt}\% = (\text{agyag I.} - \text{agyag II.}) \cdot 100 / \text{agyag I.}$$

ahol az agyag I. a peptizáló oldattal, az agyag II. a vízzel kezelt mintában meghatározott agyagfrakció mennyiségét jelenti. A jó szerkezetű vályog talajnál (csernozjom) a mikro-aggregátumok több mint 80%-a, egy kevésbé jó szerkezetű réti agyagtalajon csak 55%-a, a szikes talajban pedig mindössze 5%-a mutatkozott vízállónak. A mikro-aggregátum analízis eredményei azonban nem tükrözik a talaj makro-struktúrájának állapotát. A sok mikro-aggregátum nem feltétlenül azt jelenti, hogy a talaj szerkezete kedvező. A mikro-aggregátum stabilitás vizsgálata elsősorban az adott talajon alkalmazott egyes beavatkozások (talajművelés, trágyázás, talajjavítás) hatásának értékeléséhez nyújt kiegészítő információkat.

## 7.4 A talaj pórustere

Az aggregátumokon belüli és az aggregátumok közötti terek többsége összeköttetésben van egymással, a talajban összefüggő pórustér található. A pórus rendszer azonban nem egyenletes keresztmetszetű járatokból áll, ezek alakja és mérete pontról pontra változhat. A pórusteret részben víz, részben levegő tölti ki. A talajok levegő- és vízgazdálkodását döntően befolyásolja:

- a pórusok összes térfogata (összes porozitás),
- a különböző méretű terek egymáshoz viszonyított aránya.

#### 7.4.1 A talajok térfogattömege és sűrűsége

Az aggregátumon belüli és az aggregátumok közötti pórusok összessége az összes porozitás (P%), amelynek értékét térfogat%-ban fejezzük ki, számításához ismernünk kell a talaj térfogattömegét és a szilárd fázis sűrűségét.

**a.) A talaj térfogattömege ( $\rho$ ):** a 105 °C-on szárított, eredeti, bolygatatlan szerkezetű, egységnyi térfogatú száraz talajnak a tömege ( $\rho$  ró):

$$\rho = g/V = \text{tömeg} / \text{térfogat}$$

Mértékegysége: g/cm<sup>3</sup>, kg/dm<sup>3</sup>, vagy t/m<sup>3</sup>. Meghatározásához fémhengerrel eredeti szerkezetű, bolygatatlan talajmintát veszünk, majd szárítás után mérjük a talaj tömegét. Ha a talaj tömegét elosztjuk a mintavevő henger térfogatával megkapjuk a talaj térfogattömegét.

A talaj térfogattömege ugyanazon talaj esetében is változhat például a talajhasználat, a szerves anyag tartalom függvényében. A talaj térfogattömege a talaj pillanatnyi állapotára jellemző érték, amely 0,8 és 1,7 között változhat, átlag értéke: 1,45 g/cm<sup>3</sup>.

**b.) A talajszemcsék sűrűsége ( $\rho_{sz}$ ):** Teljesen tömör, hézagmentes talaj egységnyi térfogatának tömege (a szilárd fázis fajlagos tömege,  $\rho_{sz}$ , = ró esz). Mértékegysége: g/cm<sup>3</sup>, kg/dm<sup>3</sup>, vagy t/m<sup>3</sup>. Mivel a talaj ásványi részének túlnyomó többségét alkotó szilikát sűrűsége egymáshoz hasonló, a talajok sűrűsége nem mutat olyan nagy eltéréseket, mint a térfogattömeg. Értéke általában 2,65 g/cm<sup>3</sup> körüli. A talaj sűrűségét nem a talaj állapota, hanem annak minősége szabja meg. A nagy szerves anyagtartalom mind a talaj térfogattömegét, mind a sűrűségét csökkenti.

A talajok térfogattömege elsősorban a talajok levegő tartalmától függ, minél nagyobb mennyiségű levegőt tartalmaz a talaj, annál kisebb a talajok térfogattömege, és fordítva. A talajművelést követően csökken a talajok térfogattömege, levegőzötté válik. Ezt követően a talajok tömörödnek, egyre nagyobb lesz a térfogattömege. A talaj sűrűsége értéke– függetlenül attól, hogy a talaj textúrája homok, vályog vagy agyag - állandónak tekinthető.

#### 7.4.2 A talaj összes porozitása

A talajok pórusainak összes térfogatát (**összes porozitást, P%-ot**) a talaj térfogatának %-ában fejezzük ki. A számítás menete az alábbi: a  $\rho/\rho_{sz}$  hányados megadja, hogy egységnyi térfogatú száraz talajban mennyi a szilárd alkotók összes térfogata. A  $100-(\rho/\rho_{sz})\cdot 100$  pedig ugyanazt fejezi ki %-ban. Ha a kapott értéket levonjuk a talaj térfogatából (100%-ból), megkapjuk a pórustér %-os értékét:

$$P\% = 100 - (\rho/\rho_{sz}) \cdot 100 = (1 - \rho/\rho_{sz}) \cdot 100 = ((\rho_{sz} - \rho)/\rho_{sz}) \cdot 100$$

Mivel a számlálóban szereplő  $\rho$  érték változó, a  $\rho_{sz}$  értékét pedig állandónak tekinthetjük, minél kisebb az adott talaj térfogattömege, annál nagyobb az összes porozitása. Értelemszerűen minél nagyobb az adott talaj térfogattömege, annál kisebb az összes porozitása. A talaj összes porozitása általában 35-70% között van.

### 7.4.3 A pórusok méret szerinti csoportosítása

A talajban található sokféle méretű pórus a víz-, a levegő- és a tápanyag-gazdálkodás szempontjából jelentősen eltérően viselkednek. A talajba jutó víz visszatartása, raktározása a mikro- és mezo-pórusokban (a kötött víz pórusterében és a kapillárisokban) történik, a talaj levegő ellátottságát elsősorban a makro- és mega pórusok mennyisége határozza meg. A növények és a mikrobák számára a levegő- és vízgazdálkodása szempontjából legértékesebb pórustér a kapilláris. A pórusméret megoszlását és azok vízgazdálkodási funkcióit a 11. táblázatban mutatjuk be.

11. táblázat A talajpórusok méret szerinti besorolása

A póruscsoport neve		átmérő $\mu\text{m}$	Vízgazdálkodási funkció
mikropórusok	finom	<0,2	kötött víz pórustere
mezo-pórusok	közepes	0,2-10	kapilláris pórustér
makro-pórusok	közepesen durva	10-50	kapilláris – gravitációs pórustér
	durva	50-1000	gravitációs pórustér
megapórusok és repedések	igen durva pórusok és repedések	> 1000	

### 7.4.4 Aggregátum porozitás

Az aggregátum porozitás a szerkezeti egységeken belül kialakult pórusok összes térfogatát mutatja. Ennek mérésével eldönthető, hogy milyen mértékben porózusak a morzsák. Egyes talajokban ugyanis az aggregátumok sok, másokban viszont csak kevés pórust tartalmaznak vagy teljesen tömöttek. A jó szerkezetű talajoknál a durvább pórusok többnyire az aggregátumok között, a finomabb pórusok (kapilláris) pedig a szerkezeti egységek belsejében vannak.

## 7.5 A talajok vízgazdálkodása

A talajok vízgazdálkodását a benne található víz mennyisége, annak mozgékonyasága, a növények általi felvehetősége, a nedvesség időbeli és térbeli megoszlása, valamint változása alapján lehet jellemezni. A talaj vízgazdálkodása szoros összefüggésben van a talaj termékenységével. Megszabja a növények víz- és levegőellátását, döntően befolyásolja a talaj biológiai aktivitását. Ráirányítja a figyelmet arra, hogy az adott termőhelyen milyen agrotechnikai beavatkozásokkal (talajművelés, öntözés, talajjavítás) lehet kedvezőbb feltételeket teremteni a talaj termékenység megőrzésére.

A talajnedvesség közvetlen kapcsolatban van a talaj szilárd és légnemű fázisával, valamint a növény gyökérrendszerével. A talaj termékenységére gyakorolt hatása elsősorban három tényezőtől függ: a talajnedvesség mennyiségétől, a nedvesség mozgékonyaságától és a kémiai összetételétől.

### 7.5.1 A nedvességtartalom kifejezésére használt mértékegységek.

Ma már számos gyors módszer (neutron szóródásos, gamma-radiációs módszer, tenzio méterek, gipsz-, vagy nylon-blokkos készülék) alkalmazható a talaj nedvességtartalmának megállapítására. Ennek ellenére a laboratóriumi munkák során legelterjedtebb a pontos gravimetriás módszer, amely tömegmérésen alapul. Ezzel a módszerrel a talajminta nedves tömegének és a 105 °C-os szárítás után mért tömegének különbségéből állapítjuk meg a talaj nedvességtartalmát.

Egy adott talajnedvesség tartalmát különböző mértékegységekben fejezhetjük ki. Pp

**a.) A nedvességtartalom kiszámítása tömeg %-ban.** A talajminta grammban kifejezett nedvességtartalmát 100 g száraz talajra vonatkoztatva adjuk meg. (n)

$$n_{m/m\%} = (m_n - m_{sz} / m_{sz}) * 100, \text{ ahol}$$

$n_{m/m\%}$  = a nedvességtartalom tömeg %-ban,

$m_n$  = a talajminta szárítás előtt mért nedves talaj tömege (g-ban)

$m_{sz}$  = a talajminta tömege szárítás után (g-ban)

**b.) A nedvességtartalom kifejezése térfogat (tf) %-ban.** A  $n_{v/v\%}$  azt mutatja meg, hogy 100 cm<sup>3</sup> talajban hány cm<sup>3</sup> nedvesség van. Az  $n_{m/m\%}$ -ből számítható a térfogattömeg ( $\rho$ ) ismeretében.

$$n_{v/v\%} = n_{m/m\%} * \rho$$

$n_{v/v\%}$  = a talajnedvesség térfogat %-ban

$\rho$  = a talaj térfogattömege (bolygatatlan szerkezetű talaj), g/cm<sup>3</sup>-ben

c.) A gyakorlati feladatok megoldásához ismerni kell a talaj adott **vízkeszletét mm-ben is**

( $n_{mm}$ ). Mivel  $1 n_{mm} = 1 \text{ mm}$  nedvességtartalmat jelent  $10 \text{ cm}$  vastag rétegben, a  $n_{v/v\%}$  számértéke megadja a  $10 \text{ cm}$  vastag rétegben tárolt nedvességtartalmat mm-ben, azaz

$$n_{v/v\%} = n_{mm/10 \text{ cm}}$$

Tetszőleges vastagságú talajréteg nedvességtartalma mm-ben:

$$n_{mm/x \text{ cm réteg}} = n_{v/v\%} * x/10$$

vagyis a  $n_{v/v\%}$  értékét megszorozzuk a cm-ben megadott réteg mélység egytized részével.

**d.) A nedvességkészlet átszámítása  $m^3/ha$ -ra.** A mm-ben kifejezett nedvességtartalom átszámítása a következő:  $1 \text{ mm}$  vízborítás  $1 \text{ hektáron} = 10\,000 \text{ liter} = 10 \text{ m}^3$  ( $x$  réteg mélységre vonatkoztatva), tehát a mm-ben kapott értéket  $10$ -zel kell szoroznunk.

$$n_{m^3/ha/x \text{ cm-es réteg}} = n_{mm} * 10$$

#### e.) Víztelítettségi % (relatív víztartalom %)

Talaj levegőellátottságát a fenti jellemzők alapján nem lehet megítélni. Ahhoz, hogy megismerjük a levegő és víz arányát a pórusokban, a  $tf\%$ -ban kifejezett nedvességtartalmat az összes porozitás %-ában kell kifejeznünk. A *víztelítettségi mutató (VT%)*, vagy *relatív víztartalom (RV%)* pontos képet ad arról, hogy az adott nedvességtartalomnál a pórustér hány %-át tölti ki víz, ill. levegő.

$$VT\% = RV\% = n_{v/v\%} / P\% * 100, \text{ amelyben a}$$

$P\%$  = a talaj összes porozitás  $tf\%$ -ban

*A relatív levegőtartalom (RL%):*  $RL\% = 100 - VT\%$

Talajaink többségében a levegőtartalom  $25-45\%$  közötti érték. A homoktalajoknál ennél több is lehet, az agyagtalajokban pedig kevesebb. A nehéz agyagok szerkezet nélküli tömött rétegeiben csak a száradás megindulása után van elegendő levegő. A kötött talajok levegőzöttségét szerkezetjavítással, mélyebb műveléssel altalajlazítással lehet növelni.

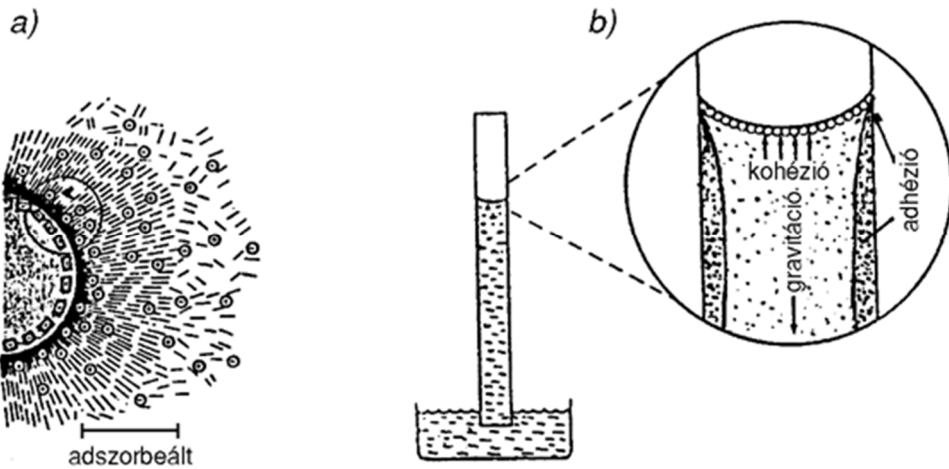
### 7.5.2 A víz megkötése és visszatartása a talajban

A szilárd fázis és a víz közötti kölcsönhatás az adszorpció (adhéziós) és a kapillaris erőknek tulajdonítható. Ebből következik, hogy a talajnedvesség egy része a szemcsék felületéhez tapadva, másik része pedig a pórustérben helyezkedik el (15. ábra).

A víz adszorpcióját, a szemcsék hidratációját alapvetően a talaj kolloidok elektromos töltése, a vízmolekulák dipólus jellege idézi elő. A kölcsönhatásban döntő szerepet játszik a töltéssel rendelkező felületnek a dipólus molekulákat orientáló hatása, valamint a felületi oxigénatomok és a vízmolekulák közötti H-híd kötések kialakulása. Az adszorpció erők hatása azonban a felülettől távolodva rohamosan csökken, ezért az adszorbeált nedvesség csak egy igen vékony filmet képez, amelyik egy erősen kötött és egy lazán kötött vízhártyából áll. A pórustérbe jutott

vizet csak a szűk keresztmetszetű, kapilláris pórusok tudják visszatartani, az ennél nagyobb méretűek a gravitáció hatására viszonylag gyorsan elszivárognak.

15. ábra A vízmegkötése és visszatartása a talajban A vízmolekulákra ható erők a szemcsék felületén (a) és a kapillárisokban (b)



A kapillárisok vízvisszatartó és vízemelő képessége általánosan az *adhéziós erők és a víz molekulák közötti vonzóerő* összetett hatásaként értelmezhető. Az adhéziós erő biztosítja, hogy a vízmolekulák a kapilláris falához tapadnak, a kohézió pedig a víz/levegő határfelületén kialakuló felületi feszültséget hozza létre. A víz/talaj/levegő rendszerekben az adhéziós erők nagysága meghaladja a kohéziós erők nagyságát. A kapillárisban a víz emelkedését elsősorban létrehozó erő, a kohéziós erő. A víz emelkedése, a kapillárist tápláló folyadékfelszínhez képest addig tart, amíg a vízoszlop tömege egyenlő nem lesz a kohézió erő által limitált emelő erővel. A kapilláris cső szívóereje annál nagyobb, minél kisebb a kapilláris keresztmetszete. Jól nedvesedő üveg kapillárisoknál a vízemelkedés magassága (h) a Juren (Zsüren) képlettel számítható:

$$h \text{ (cm)} = 0,3/d \text{ vagy } 0,15/r,$$

ahol  $0,3 = 20^\circ\text{C}$ -ra érvényes konstans; h = a vízoszlop magassága a csőben, cm; d = a kapilláris átmérője (cm); r = a kapilláris sugara (cm). A talajoknál a pórusméret (d vagy az r) értékét általában  $\mu\text{m}$ -ben fejezzük ki, ezért az egyenletet az alábbi formában célszerű használni:  $h \text{ (cm)} = 3000/d$  vagy  $1500/r$ .

### 7.5.3 A talaj vízkapacitása, nedvességformák

A vízkapacitás azt a vízmennyiséget jelenti, amit a talaj, különböző körülmények között befogadni és/vagy visszatartani képes. Értéke kifejezhető tömeg %-ban, térfogat %-ban, mm-

ben és  $\text{m}^3/\text{ha}$ -ban. A vizsgálati körülmények szerint megkülönböztetünk szabadföldi (VKsz), maximális (VKmax) és minimális (VKmin) vízkapacitást. A VKmax és a VKmin mérés laboratóriumban történik. A talaj által visszatartott víz - a kötőerők fajtájától, nagyságától függően - különböző mozgékonyaságú nedvességformákból áll. A nedvességformák aránya szoros kapcsolatban van a talaj szemcseösszetételével, szerves anyag tartalmával és a pórusméret megoszlásával.

### Vízkapacitási értékek

**a.) Szabadföldi vízkapacitás (VKsz).** Az a vízmennyiség, amit a talaj beázás után, a gravitációval szemben, természetes környezetben vissza tud tartani. Értéke elsősorban a talaj szemcseösszetételétől, szerkezetétől, rétegzettségétől, duzzadókéességétől és a talaj vízszint elhelyezkedésétől függ.

**b.) Minimális vízkapacitás (VKmin).** A talaj vízvisszatartó képessége laboratóriumi körülmények között, a gravitáció érvényesülése esetén. Meghatározása úgy történik, hogy a VKmax-ig telített, eredeti szerkezetű talajmintát – felül letakarva – száraz, durva homokon tömeg állandóságig állni hagyjuk. Olyan területek talajainál, ahol a talajvíz mélyen van, a felső rétegek szabadföldi vízkapacitása gyakorlatilag megegyezik a minimális vízkapacitással. Ha viszont a talajvíz szintje közel van a felszínhez, a  $\text{VKsz} > \text{VKmin}$ .

**c.) Maximális vízkapacitás (VKmax):** a talaj pórussterét teljesen kitöltő víz mennyiségével azonos. Ebben a nedvességi állapotban a talaj két fázisú.

### A nedvességformák talajfizikai értelmezése

A kötőerők nagysága és a víz mozgékonyasága szerint, talajfizikai szempontból a következő nedvességformákat különböztetjük meg.

#### I. Kötött víz

Ide tartozik a kémiaileg kötött, szerkezeti víz, valamint a talaj részecskék (elsősorban a kolloidok) felületi erői által megkötött vízfilm.

1. **Szerkezeti (kémiaileg kötött) víz.** A talajásványok alkotórésze, a  $105\text{ °C}$ -os szárítás után sem távozik el a talajból.

2. **Fizikai erővel kötött (adszorbeált víz).** A kolloidok felületén és a talajpórusok falán működő erők – a felület nagyságától, a részecskék szerkezetétől és az adott rendszer nedvességtartalmától függően – kb. 1-1000 vízmolekula vastagságú réteget tudnak

adszorbeálni. Mivel a kötőerők hatása a felülettől távolodva fokozatosan csökken, az adszorbált víz is két részre osztható:

**a.) Erősen kötött víz.** A szilárd felülethez tapadó (1-100 átlagosan 40 vízmolekulányi vastagságú) belső vízburok. Cseppfolyós állapotban nem, csak halmazállapot változással – gőzzé alakulva – tud mozogni. A sókat és a tápanyagokat nem oldja, nem szállítja.

**b.) Lazán kötött víz.** Az adszorbeált vízhártya külső része. Vastagsága az 1000 vízmolekula átmérőt is elérheti. A lazán kötött víz már képes a magasabb nedvesség tartalmú helyekről az alacsonyabb nedvesség tartalmú helyek felé elmozdulni, így a különböző vastagságú vízhártyák nedvességtartalma kiegyenlítődik és képes oldani és magával vinni a sókat.

Az erősen és lazán kötött vizet a növények nem tudják hasznosítani (holtvíz).

## **II. Kapilláris víz**

A kapilláris nedvességben jelentős mennyiségű növényi tápanyag és egyéb vegyület oldódik. Ezeket a talajban mozgó víz, a kisebb nedvességtartalmú terek fele magával viszi, a nagyobb szívóerőnek köszönhetően. A kapillárisok feltöltése a lefelé szivárgó vízből és/vagy a talajvízből (alulról) történhet. Az előbbi *függő*, az utóbbit *támaszkodó kapilláris* víznek nevezzük.

1. A **támaszkodó kapilláris víz**, a talajból táplálkozó kapillárisok által felszívott nedvesség. Felszín közeli talajvíz esetén az anyagforgalom döntő tényezője. A párolgás és a párologtatás miatt csökkenő kapilláris nedvesség a talajvízből folyamatosan pótlódik, miközben kialakítja a talaj jellemző só-profilját. Elméletileg, a szűk kapillárisokkal rendelkező agyag talajok, a valóságban a jó szerkezetű vályogtalajok vízemelő-képessége a legnagyobb.

2. A **függő kapilláris víz**. Jellemzője, hogy a kapillárisok a talajba beszivárgó csapadékvízből vagy öntöző vizekből felülről lefelé töltődnek fel. A kialakult kapilláris zóna nincs kapcsolatban a talajvízzel. Ha a talajvíz szintje magasabb és az alsó talajrétegek oldható só-tartalma jelentős, előfordulhat, hogy a párolgás miatt felfelé áramló függő kapilláris víz, a felső talajrétegben só-felhalmozódást okozhat.

A függő kapilláris víz áramlása általában sokkal lassabb, mint a támaszkodó kapilláris vízé. A talajfelszín kiszáradása, a párolgási veszteség annál kisebb, minél szerkezetesebb és minél jobban árnyékolta, (növényel borított) a talaj.

3. Ha a száradó talaj nedvességtartalma egy meghatározott értékre csökken, a kapilláris hézagokat kitöltő víz folytonossága megszűnik. Kialakul az **elkülönült (izolált) kapilláris**, amelyekben a nedvesség és az oldott anyagok áramlása megáll.

### **III. Szabad víz**

A szabad víz csak a kapilláris pórusok telítődése után jelenik meg a talajban. Egyáltalán nem, vagy csak igen gyengén kötődik a szilárd fázishoz. A szabad víznek is több formája létezik.

1. **Kapilláris–gravitációs víz (lassan szivárgó víz)** az a nedvességforma, amely átmenetet jelent a kapilláris és a gravitációs víz között.

2. **Gravitációs víz** vagy eléri a talajvizet, és növeli annak mennyiségét, vagy pedig a szárazabb altalaj visszatartja (kapilláris és kötött víz formájában). A kapilláris-gravitációs és a gravitációs víz nagy mennyiségű sót tud feloldani és szállítani, ezzel elősegíti az oldott anyagok és a kolloidok lefelé irányuló mozgását, kimosódását.

3. **Talajvíz**, az altalaj legfelső vízzáró rétege fölött kialakult, *összefüggő víztükör*. A talajvíz szintje alatti víztároló rétegekben valamennyi pórus vízzel telített, szabad víz azonban itt is csak a kapilláris-gravitációs és a gravitációs pórusokban található.

A talajfelszín és a talajvíz szintje közötti távolság évszakonként változik. A vízszint *szezonális ingadozása* - a talajtulajdonságoktól és az időjárástól függően - az Alföldön 1-4 m-re tehető. Emelkedését a csapadék, a folyók áradása és a rendszeres túllöntözés idézheti elő.

Oldalirányú mozgása szerint a talajvíz lehet *mozgó* vagy *pangó*. A mozgó talajvíz a talajból kimosott sók eltávozását, a pangó víz pedig a só-felhalmozódást segíti elő. A felszín közeli sós talajvíz alapvető szerepet játszik a talajok szikesedésében.

4. **Vízgőz**. A higroszkóposság értékénél nedvesebb talaj levegője (a hőmérséklettől függően különböző mennyiségű) vízgőzzel telített. A vízgőz a magasabb hőmérsékletű helyekről a hidegebb felé mozogva kicsapódhat, növelve az adott réteg nedvességtartalmát. Ez különösen jelentős a homoktalajok éjjelente lehűlt felső rétegének vízgazdálkodásában.

#### **Holtvíz-tartalom, hasznosítható víz**

A talaj-víz-növény kapcsolatrendszerben, növényélettani szempontból *két nedvességformát*, a holtvizet és a hasznosítható vizet kell megemlíteni.

**a./ A holtvíz (HV)** a talajnedvességnek a növényzet által nem hasznosítható, a gyökerek szívó erejénél erősebben kötött része (a kultúrnövények átlagos szívó ereje 15bar). Ha a száradó talaj már csak a holtvizet tartalmazza, a növényeken a tartós hervadás jelei mutatkoznak. A holtvíz mennyisége függ a talaj tulajdonságaitól, valamint a növény fiziológiai adottságaitól, korától és fejlettségétől.

**b./ Hasznosítható (diszponibilis) víz.** A diszponibilis víz (DV) a talajnedvességnek a növények számára hozzáférhető része.

12. táblázat A VKsz, a DV és a HV átlagértéke a különböző szemcse összetételű talajokban

Talaj- textúra	VKsz	DV	HV	DV	HV
	Térfogat %			VK %-ában	
homok	10	8	2	80	20
vályog	31	16	15	51	49
agyag	46	13	33	28	72

Az összefoglaló táblázatból (12. táblázat) kitűnik, hogy a homok, vályog és agyag talajok VK, DV, HV értékei hogyan alakulnak. A VK értékei a homok, vályog és agyag talajok sorrendjében növekszik. A vályog talajok esetében legnagyobb, a homoktalajoknál pedig, legkisebb a diszponibilis víz mennyisége. A vályog talajokban közel azonos a diszponibilis és a holtvíz mennyisége. Az agyagtalajok vízkapacitás értéke és a kötött, holtvíz tartalom a legnagyobb.

#### Az öntözővíz mennyiségének meghatározása

Ideális körülmények között a talaj nedvességtartalma közel megegyezik a talaj minimális vízkapacitásával. Ebből következik, ha a pillanatnyi / aktuális nedvességtartalom kisebb, mint a minimális vízkapacitás, vízhiányról beszélünk.

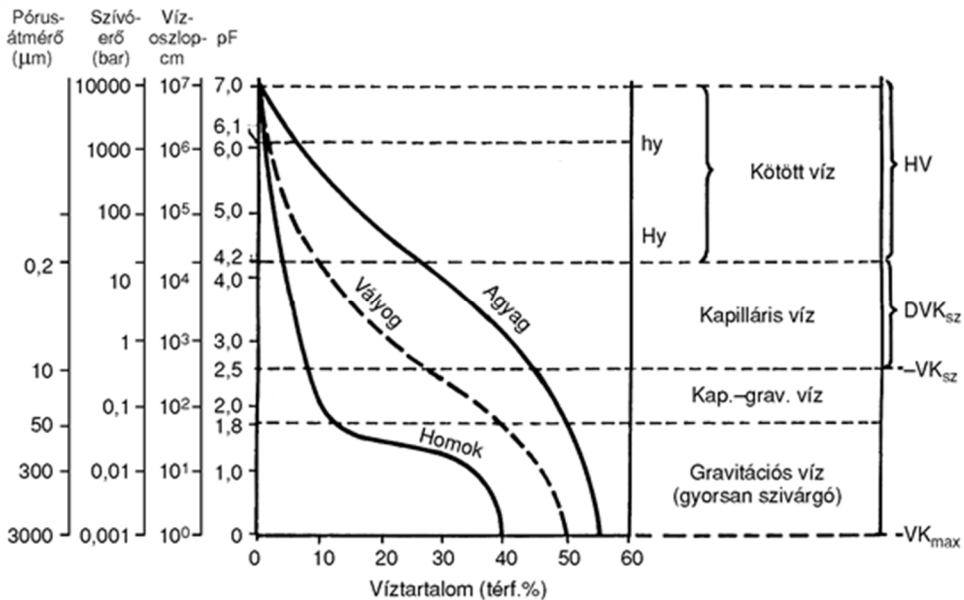
- $VH$  (vízhiány) (v/v%) =  $VK_{min}$  (v/v%) -  $n_{akt}$  (v/v%)  
 $VK_{min}$  (v/v%) = a talaj minimális vízkapacitása térfogat%-ban  
 $n_{akt}$  (v/v%) = a talaj pillanatnyi nedvességtartalma térfogat%-ban

- $\ddot{O}V$  (öntözővíz) mm/ X cm rétegvastagság= X cm rétegvastagság/10 \*vízhiány tf%  
X cm rétegvastagság = az öntözendő réteg cm-ben
- $\ddot{O}V$  (öntözővíz m<sup>3</sup>/ha/X cm réteg =öntözővíz mm/X cm\*10 +az előbbi érték 30%-a  
A mm vízborításból m<sup>3</sup>/ha-ra történő átszámításnál szorozni kell 10-zel  
+ 30%-ot párolgásra, elfolyásra kell hozzáadni.

### Vízvisszatartási- (pF) görbék

A szívóerő a talaj nedvességét kötő erő nagyságát, a tenzió (a nedvességfeszültség) pedig a megkötött víz molekuláit összetartó erők nagyságát fejezik ki. A nedvességtartalmak és nedvességállapotok esetén mindkettő számértéke ugyanaz, mint a mátrix potenciálé (a szilárd fázis felületén és a kapilláris rendszerekben működő erők összetett hatását fejezi ki), de ellenkező előjellel. Ha a mátrix potenciál értéke = -1 bar, a vízoszlop cm = -1020, akkor a szívóerő és a nedvesség-tenzió értéke: +1 bar és + 1020 vízoszlop cm. A szívóerő és a tenzió 0 és 10 ezer atm. kötött változhat. Az utóbbi mértékegységet választva elég nagy számmal kellene dolgozni, így Schofield javaslatára a vízoszlop cm-ben kifejezett szívóerő 10-es alapú logarimusát, az un. pF értéket használjuk.

16. ábra A homok, vályog és agyag talajokra jellemző pF értékek



Az elmondottak alapján:

0,001 bar = 1 cm ( $10^0$ ) vízoszlop= 0pF

0,01 bar = 10 cm ( $10^1$ ) vízoszlop= 1pF

0,1 bar = 100 cm ( $10^2$ ) vízoszlop= 2pF

1 bar = 1000 cm ( $10^3$ ) vízoszlop= 3pF

10 bar = 10000 cm ( $10^4$ ) vízoszlop= 4pF

10000 bar = 10 000 000 ( $10^7$ ) cm vízoszlop= 7pF

Ha a különböző szívóerőkkel szemben visszatartott nedvességtartalmakat a megfelelő pF értékek függvényében ábrázoljuk, a vizsgált talajra jellemző pF-görbét kapjuk.

13. táblázat A pórusméret, a kötőerők és a víz mozgékonyasága közötti összefüggések

Pórusméret ( $\mu\text{m}$ )	Kötőerő			nedvességforma
	bar	Vízoszlop cm	pF	
< 0,2	> 15	> 15000	> 4,2	Kötött víz (HV)
0,2-10	15-0,33	15000-330	4,2-2,5	Kapilláris víz (DV)
10-50	0,33-0,06	330-63	2,5-1,8	Lassan szivárgó víz
> 50	< 0,06	63-1	1,8-0	Gyorsan szivárgó víz

A három legfontosabb szemcseosztályba tartozó (homok, vályog agyag) talajok jellemző pF görbéjét, valamint a nedvességformák és a pórusméret közötti kapcsolatot a 16. ábra mutatja be. Az ábrából kitűnik, hogy azonos tenzió (pF) esetén az egyes talajok nedvességtartalma különbözik, megállapítható továbbá a HV, valamint a diszponibilis víz mennyiségének (száradás közbeni) változása, a talaj összes porozitása és a pórus méret megoszlás. A pórus méret, a kötőerők és a víz mozgékonyasága közötti kapcsolatot a 13. táblázat foglalja össze.

A *pF-görbék* a talaj egyensúlyi nedvességtartalmát mutatják a megfelelő pF-érték függvényében. A görbe egyes pontjait reprezentáló pF-értékeket a nedvességformákra jellemző pórusméretek figyelembevételével választjuk meg. Fontos, hogy a pF-görbe pontjainak egymás utáni megállapítása a kisebb pF értékektől a nagyobbak felé haladva (*a nedves talaj fokozatos víztelenítésével*) történjék, ne pedig fordítva. A nedves talaj kiszáritásakor, ill. a száraz talaj fokozatos nedvesítésekor ugyanis egy-egy pF-hez más nedvességtartalom tartozik. Egy vályogtalajnál pl. 4,2 pF-nél, a vízelvonáskor mintegy 12,5 %-os, nedvesítés esetén pedig 7 %-os víztartalom adódott. Ezt a jelenséget *nedvesedési hiszterézisnek* nevezzük.

#### 7.5.4 Vízmozgás a talajban

Vízmozgás akkor jön létre, ha a talaj különböző pontjaiban eltérő a víz potenciális energiája. Az áramlás a nagyobb potenciális energiájú (kisebb tenziójú) vizet tartalmazó helyekről, a kisebb potenciális energiájú (a vizet erősebben kötő, nagyobb szívóerejű, szárazabb) tér irányába történik, és mindaddig tart, amíg az energiakülönbségek ki nem egyenlítődnek. Az áramlási sebesség és a mozgó víz mennyisége több tényezőtől függ. Ezek közül a legfontosabbak:

- a talajba jutó víz és/vagy a talajban lévő mozgékony nedvesség összes térfogata,
- a szelvény rétegezettsége és a rétegek tulajdonságai (porozitás, pórusméret -megoszlás, stb.),
- a tér egyes pontjaiban lévő víz potenciális energiája és a kialakult energiakülönbségek.

A vízmozgásnak *három alaptípusát* lehet megkülönböztetni:

- vízmozgás vízzel telített (kétfázisú) talajban,
- vízmozgás telítetlen (háromfázisú) talajban,
- páramozgás.

#### Vízmozgás vízzel telített (kétfázisú) talajban

A vízzel telített porózus rendszerekben, a gravitációs erő hatására bekövetkező vízmozgás törvényét, homokoszlopokkal végzett kísérletek alapján elsőként *Darcy* (1856) fogalmazta meg. Megállapította, hogy konstans sebességű, egyirányú áramlás esetén, az oszlop alján *kifolyt vízmennyiség* (Q) megadható, mint

$$Q = K_s A \cdot (1 + x)/x$$

ahol Q = az átfolyt víz mennyisége, cm<sup>3</sup>;

$x$  = a talajoszlop (talajoszlop) magassága, cm;

$A$  = az oszlop keresztmetszetének területe, cm<sup>2</sup>;

$l$  = a talajoszlop fölötti vízborítás vastagsága, cm;

$t$  = az idő, sec (vagy perc);

$K_s$  = az adott rendszerre jellemző arányossági tényező (hidraulikus vezetőképesség, vagy szivárgási tényező), cm/sec. A  $K_s$  gyakorlati mértékegysége talajoknál: cm/nap. Meghatározása történhet laboratóriumban (természetes szerkezetű mintákkal), vagy a helyszínen.

### **Vízmozgás háromfázisú (vízzel nem telített) talajban**

A telítetlen talaj pórustérének egy részét víz, egy részét levegő tölti ki. Azt, hogy adott nedvességtartalom és nedvességpotenciál mellett, a pF-görbékéből meg lehet állapítani a pórustér hány százalékát foglalja el a víz (és az milyen méretű pórusokban, milyen nagyságú erők hatása alatt áll).

A *telítetlen vízmozgást* is az energiakülönbségek (a nedvesség tenziókülönbségek, mátrixpotenciál-különbségek) idézik elő. A víz áramlása azonban csak az adott tenziónál vizet tartalmazó és egymással összefüggő pórusokban történhet, ezért a talaj telítetlen vízvezetőképessége (kapilláris vezetőképessége) mindig kisebb, mint a telített állapotban mért hidraulikus vezetőképesség. A kettő közötti különbség annál nagyobb, minél kevesebb pórus van vízzel feltöltve. Ebből következik, hogy adott talaj *kapilláris vezető-képessége* ( $k$ ) a *nedvességállapottól függően változik*.

### **A vízgőz mozgása a pórustérben**

A vízpárát, vagy az áramló talajlevegő sodorja magával (*passzív mozgás*), vagy diffúzió révén mozog (*aktív páramozgás*) a magasabb hőmérsékletű, nagyobb relatív páratartalmú helyekről, a kisebb parciális nyomású pórusok felé. Mivel a talajlevegő áramlására csak nagyon ritkán kerül sor és ez akkor is csak a felszín közelében lehetséges, a páramozgás *döntően a diffúzióval* megy végbe.

A száraz talajfelszín éjszakai lehülésekor pl.: a felfelé áramló vízpára egy része *talajharmat* alakjában kicsapódik, növelve ezzel a feltalaj víztartalmát.

### **A talajok nedvességforgalma**

A periodikus beázás és száradás miatt a talaj nedvességtartalma térben és időben folyamatosan változik. A térbeli különbségek, mind vertikálisan, a nedvesség mélységbeli eloszlásában

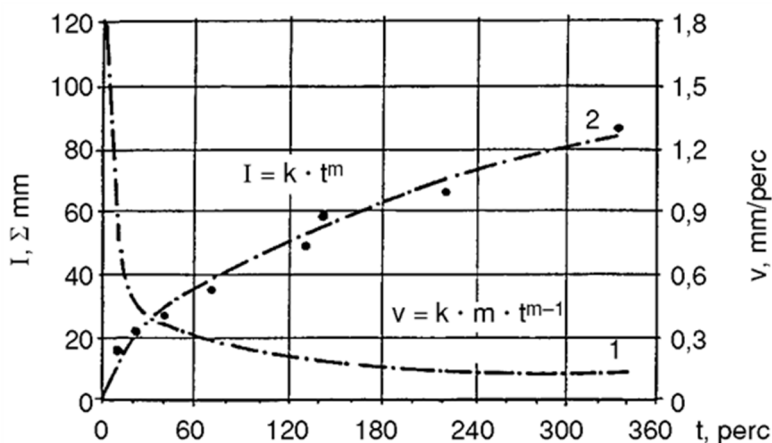
(nedvességprofil), mind horizontálisan (a tér különböző helyein fekvő szelvények nedvességprofiljában) megmutatkoznak. A térbeli és az időbeli (nedvességdinamikai) változások kimutatására alkalmasak a rendszeres nedvességvizsgálatok.

### A víz beszivárgása és szétozlása

**a./ Beszivárgás.** A felszínre került víz a pórusokon és a repedéseken keresztül jut be a talajba. Először csak egy vékony réteget nedvesít át, megtöltve a kisebb, majd a nagyobb átmérőjű kapillárisokat és póruszögleteket. Az ezen felüli víztöbblet a gravitációs pórusokban fokozatosan nyomul lefelé, és az átnedvesedett réteg egyre vastagabb lesz. Az átázott talaj a továbbiakban már csak átereszt a vizet a gravitációs pórusokon keresztül, az ez alatti réteg viszont még csak nedvesedik.

A vízbefogadás sebessége kezdetben nagyobb, majd fokozatosan csökken, és végül állandósul (6.10. ábra 1 jelű görbe). Az első, meredek szakasz felel meg a *víznyelésnek*, a második, közel állandó lefutású szakaszban pedig a vizet már csak *átereszt*, vezeti a talaj. A beszivárgás két részfolyamata tehát egymáshoz kapcsolódva, egyidejűleg zajlik. Ha az adott idő alatt összesen beszivárgott (mm-ben kifejezett) vízmennyiséget vesszük figyelembe, egy fokozatosan emelkedő, összegző görbét kapunk (17. ábra 2 jelű görbe).

17. ábra A beszivárgási sebesség (1. görbe) és az összesen beszivárgott víz mennyiségének (2. görbe) időbeli változása



**b./ Nedvesség kiegyenlítőds.** A vízmozgás a talajban a vízutánpótlás megszűnésével sem áll meg, mivel a gravitációs és a kapillaris-gravitációs pórusok zöme akkor még vízzel telítettek. A víz áramlása addig tart, amíg a nagyméretű pórusok ki nem ürülnek,

azaz míg az adott rétegek a szabadföldi vízkapacitásnak megfelelő nedvességi állapotba jutnak. Ahogy a pórusok kezdenek kiürülni, a szelvényben a vízmozgás sebessége fokozatosan csökken. Ezt a folyamatot *nedvesség-kiegyenlítődési* szakasznak nevezhetjük. A kiegyenlítődés a durva szemcséjű talajokban jóval gyorsabban játszódik le, mint az agyagos szelvényekben. A beszivárgó víz oldalirányú mozgása csak kötöttebb talajokban, és ott is csak pontszerű vagy vonalszerű betáplálás (pl. barázdás vagy cseppenkénti öntözés) esetén számottevő.

### **A talaj száradása**

A talajok száradása, a felső talajréteg nedvességtartalmának párolgása (párolgás = *evaporáció*) és a vízkészlet növények általi párologtatása (*transzspiráció*) miatt következhet be. Növényzettel borított területeken a két folyamat mindig összefonódik (*evapo-transzspiráció*).

A nedvességtartalom és a nedvességprofil száradás közbeni változását, valamint a változás sebességét több tényező befolyásolja. A legfontosabbak:

- a talaj mozgékony vízkészlete és kapilláris vezetőképessége,
- a légmozgás (szél),
- a felszint éré hőszugárzás intenzitása és időtartama, valamint
- a növényzet (növényfaj és fajta, a növény fejlettségi állapota, és az állomány-sűrűség).

**a. *Evaporáció felszín közeli talajvíz esetén.*** A talajvíz feletti kapilláris zónából a víz további szállítása, felszín felé áramlása, akkor következik be, ha a talaj nedvességtartalma, és a nedvességpotenciál felfelé haladva fokozatosan csökken (a víz mind nagyobb erővel kötődik a szilárd fázishoz). Az evaporáció következtében a felső talajréteg nedvessége tovább csökken, ezért folyamatosan nő a potenciálkülönbség a felső és a kapillárisan telített alsó talajrétegek között. Mivel a nedvességtartalom csökkenésekor a kapilláris vezetőképesség rohamosan csökken egy idő után az újonnan kialakult hidraulikus potenciálkülönbség sem képes olyan mértékű áramlást létrehozni, ami fedezni tudná az evaporációs vízszükségletet. Emiatt a *száradás mind vastagabb rétegeket érint.*

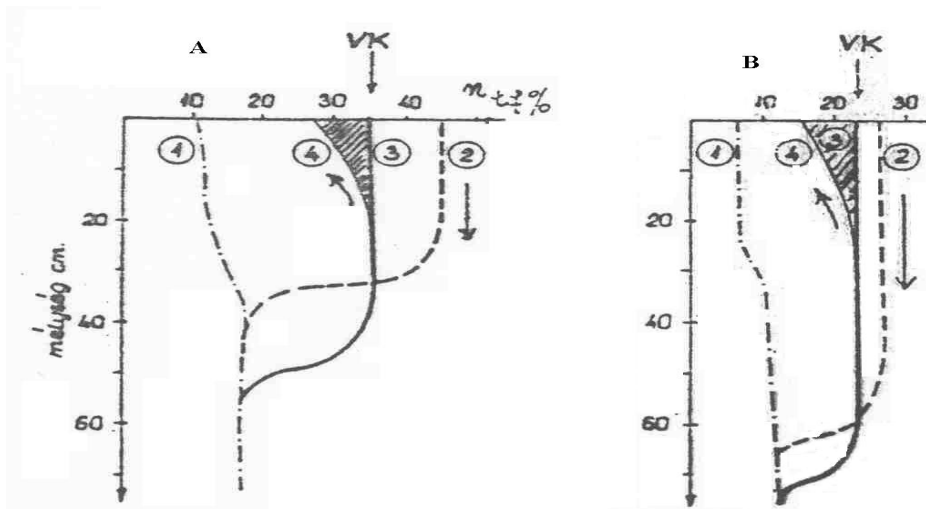
Nagy sebességű evaporáció esetén a felszín viszonylag rövid idő alatt annyira kiszárad, hogy a víz áramlása gyakorlatilag megáll. Ebben a rétegben ezután csak a *vízgőz* mozoghat a

kisebbs relatív páratartalmú helyek felé. *A száraz felszín tehát védi a talajt a nagy evaporációs vízveszteségtől.*

**b. Párolgás mély talajvízű területeken.** Ha a talajvíz szintje mélyen van, az evaporáció csaknem kizárólag a függő kapilláris vizet fogyasztja. Természetes környezetben, ha a beszivárgó víz utánpótlása megszűnik - már a nedvesség szétosztódásával egyidejűleg is - a víz elpárolog a légkörrel közvetlenül érintkező vékony talajrétegből, és megkezdődik a felszín száradása. A vízvesztés miatt pedig potenciálkülönbség, szívóerő különbség jön létre a felszín és az alatta lévő talajréteg között, ezért megindul *a felfelé* irányuló kapilláris vízmozgás (18. ábra).

Mivel a *párolgás miatti vízvesztés gyorsabb, mint a kapilláris vízutánpótlás sebessége*, a száradás fokozatosan mélyebbre terjed. Ebben a szakaszban tehát a lefelé, oldalirányban és felfelé is mozog a nedvesség. A szétosztódás befejeztével, ha újabb csapadék nem kerül a talajba, a kapilláris vízmozgás válik uralkodóvá.

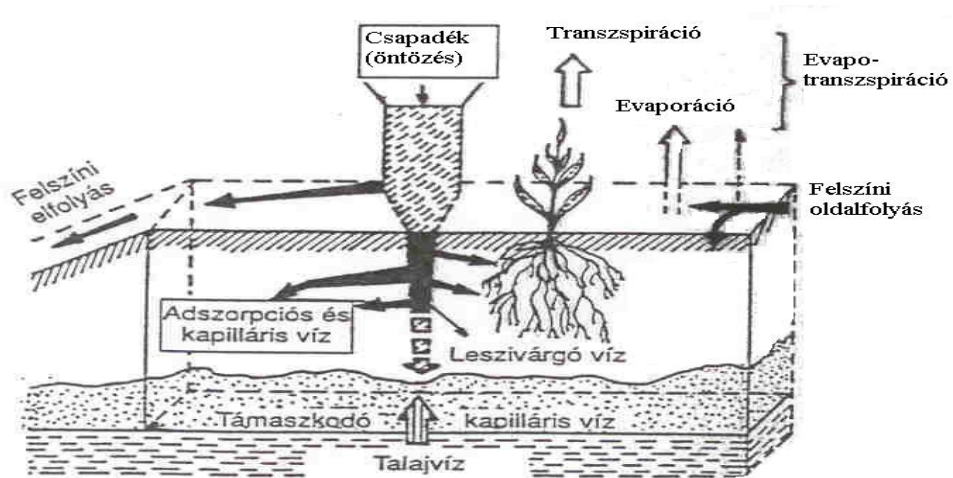
18. ábra A nedvesség eloszlása egy vályog (A) és egy homokos vályog talajban a beázás folyamán és a beázás után. (1 = eredeti nedvességprofil; 2 = a talaj nedvességtartalma közvetlenül a vízadagolás megszűnése után; 3 = nedvességprofil a víz szétosztódása után; 4 = három nappal a beázás után; 5 = a nedvesség eloszlása 10 nappal a beázás után)



## A talaj vízforgalmának jellemzői

A talajok vízforgalmát meghatározó fontosabb tényezőket 19. ábra foglalja össze. A talajok vízforgalmát, a vízháztartás típusát a talajszelvényre ható input és output elemek számszerű értéke és egymáshoz viszonyított mennyisége (a *vízmérlegek*) alapján lehet megállapítani.

19. ábra A talaj vízforgalmának jellemzői



Egy terület egyszerűsített vízmérlege a következő elemekből áll:

$$V_{cs} + (V_{\delta}) + V_{tv} + V_{of} + V_{Ep} + V_{Tr} + V_d + V_{cf} \pm \Delta V$$

*Jelölések:*

$\Delta V$  = a terület vízkészletének változása (csökkenése vagy növekedése).

### Input elemek:

$V_{cs}$  = a légköri csapadék

$V_{\delta}$  = az öntözővíz mennyisége

$V_{tv}$  = a talajvízből kapillárisan felemelt víz térfogata

$V_{of}$  = a felszíni odafolyás (a szomszédos területről odafolyt víz térfogata)

### Output elemek:

$V_{Ep}$  = az evaporációs vízveszteség

$V_{Tr}$  = a transzspirációs vízveszteség

$V_d$  = a talajon átszivárgó víz (drénvíz) mennyisége

$V_{cf}$  = a területről a felszínen elfolyt víz térfogata

Adott talaj vízmérlegét azonban a lehullott csapadéknak, az öntözővíznek és a felszínen elfolyt vízmennyiségének csak a beszivárgó része, az úgynevezett effektív mennyisége befolyásolja. Az *effektív csapadék*  $V'_{cs}$  = (a lehullott csapadék) – (a növény levélzete által felfogott + a felületen elfolyt vízmennyisége), az *effektív oldalfolyás*  $V'_{of}$  = (a felületen oldalfolyt) – (az ebből elfolyt + közvetlenül elpárolgott mennyiség). A *talaj nedvességtartalmának* változása ( $\Delta V_t$ ) tehát egy – egy időszakban:

$$\Delta V_t = (V'_{cs} + (V'_{\ddot{o}}) + V_{tv} + V'_{of}) - (V_{Ep} + V_{Tr} + V_d + V_{ef}).$$

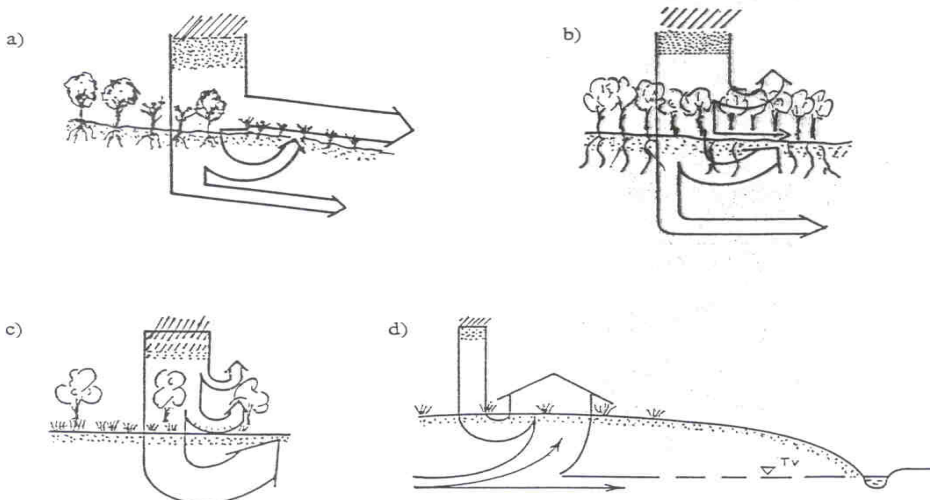
$$\Delta V_t = (\text{input elemek összege} - \text{az output elemek összege})$$

Várallyay és munkatársai a magyarországi talajok vízforgalmát 11 csoportba sorolta. A különböző vízforgalmi típusok nagyobb részét a mérsékelt égövi talajoknál négy alaptípusra lehet visszavezetni (20. ábra):

a., **Erős felszíni lefolyású típus.** A csapadék nagy része a lejtőkön lefolyik, erős eróziós károkat okozva, csak kisebbik része szivárog be a talajba (lejtős talajfelszín, felszíni lefolyás, pl.: köves sziklás vázta).

b., **Kilúgozásos típusú vízforgalom,** erősen lefelé irányuló vízmozgással jellemezhető. A nagy mennyiségű csapadék nagyobbik hányada beszivárog a talajba, nagymértékű a kilúgozás, pl.: agyagbemosódásos barna erdőtalaj esetében.

20. ábra A talaj vízforgalmának alaptípusai a) erős felszíni lefolyás típusa, b) kilúgozásos típusú vízforgalom, c) egyensúlyi típus, d) párolgató vízforgalmi típus



c., **Egyensúlyi vízmérleg** típus. A talajban a lefelé és felfelé irányuló vízmozgás éves egyensúlya, éven belüli váltakozása egyensúlyban van; periodikus anyagmozgások jellemzők pl.: mészlepedékes csernozjom talajon.

d., **Párolgató vízforgalmi típusa**. A talajvíz a felszín közelében helyezkedik el. A szelvényben túlnyomórészt a felfelé irányuló vízmozgás az uralkodó. Mélyebb fekvésű területeken, érvényesül a talajvíz hatása. Ha a talajvíz sótartalma kicsi, akkor nem okoz szikesedést (típusos réti talaj). A pangó sós talajvizek hatása szikesedés eredményezhet (pl.: szoloncsák talajok).

### 7.5.5 A talajnedvesség (talajoldat) kémiai összetétele

A talajnedvességben különböző szervesetlen sók, szerves anyagok és gázok vannak oldva. Az oldott ásványi *sók*, pozitív és negatív töltésű ionokra disszociáltnak találhatók és az ionokat hidrát-burok veszi körül.

a. A talajoldatban főként az alábbi *ionok* fordulnak elő:

$\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{NH}_4^+$ , és egyes talajoknál  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ , vagy  $\text{Fe}^{2+}$  (*kationok*),

$\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{H}_2\text{PO}_4^-$ ,  $\text{HPO}_4^{2-}$  (*anionok*).

b. Az oldott *szerves vegyületek* zömét szerves savak és kismolekulájú humuszanyagok (fulvosavak) alkotják, az oldott *gázok* közül pedig a  $\text{CO}_2$  és az  $\text{O}_2$  a legjelentősebb.

A talajban található oldható anyagok többnyire a mállás és a talajképződés termékei, de a felszín közeli talajvízzel is kerülnek sók a talajoldatba. Mezőgazdaságilag hasznosított területeken ezen kívül a műtrágyák, illetve az öntözővízzel bevitt vegyületek is módosítják a talajoldat sótartalmát és só összetételét.

#### A talajoldat összetételének változása

Nemcsak talajtípusonként találunk jellemző különbségeket, de ugyanannál a talajnál is számottevően változhat az oldott sók mennyisége és ionösszetétele, időszakonként, a nedvességtartalom ingadozásától, a talaj biológiai tevékenységétől, a hőmérséklettől függően.

Amikor a nedvesség elpárolgása nagymértékű, a talajoldat töményebb lesz, csapadékos időszakban viszont jelentősen csökken a só-koncentráció. A felhígított oldatban a kevésbé oldható sók (pl.  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) is számottevően oldódhatnak, beszáradáskor viszont éppen ezek válnak ki legkönnyebben szilárd só formájában.

A talajoldat összetételének változása miatt felborul a szilárd és folyékony fázis közötti kialakult egyensúly is, s a körülményeknek megfelelő új egyensúlyi állapot jön létre. Ennek következtében többé-kevésbé módosul a talaj kicserélhető kation összetétele is. Szükséges esetekben ez odavezet, hogy alapvetően megváltoznak a talaj fizikai és kémiai tulajdonságai.

### **Az oldott anyagok transzportja**

Az oldatba került ionok, molekulák mozgását több tényező és körülmény befolyásolja. Ezek közül a legfontosabbak:

- az oldott komponens tulajdonságai és koncentrációja,
- a koncentráció növekedését és csökkenését előidéző folyamatok (oldódás/kicsapódás, adszorpció/deszorpció, stb),
- a térben kialakult koncentrációkülönbségek, és
- az oldat áramlási sebessége.

Az anyagok mozgásában három folyamat játszik szerepet.

**1. Konvekció** Az áramló víz az oldott anyagokat magával viszi. Jelentős mértékű oldatmozgás történik a talaj beázásakor, öntözésekor és a szárazabb felszín felé irányuló kapilláris vízáramlás esetén

**2. Diffúzió** A diffúzió általi transzport arányos a talaj egyes pontjai között kialakult koncentráció különbségekkel.

**3. Mechanikai disperzió** A különböző méretű, irányú és szabálytalan alakú pórusokat tartalmazó rendszerben mozgó folyadék, kisebb-nagyobb mértékben elegyedik a pórusok egy részében már jelenlévő oldattal. Mivel ez is a koncentráció különbségek kiegyenlítését segíti elő, gyorsítja a sók szétesését és vándorlását a talajban.

## **7.6 A talaj levegő-gazdálkodása**

### **7.6.1 A talaj gázfázisa**

A talaj pórussterének a nedvesség által el nem foglalt részét levegő tölti ki. A talaj levegőtartalma állandóan változik. Átnedvesedéskor a pórusok egy részéből a víz kiszorítja a levegőt, a száradó talajban pedig fokozatosan nő a gázfázis térfogata. A talajlevegőnek fontos szerepe van - többek között - a növény és a talaj élővilágának oxigénellátása, a biológiai folyamatok és egyes kémiai folyamatok intenzitása szempontjából.

## 7.6.2 A talajlevegő összetétele, a komponensek eredete

A talajlevegő fő komponensei a  $N_2$ ,  $O_2$ ,  $CO_2$  és a vízgőz. A  $N_2$ -tartalma gyakorlatilag állandó és megegyezik a légköri levegővel (79 térfogat %).

**a.) Oxigén- és széndioxid tartalom.** Az  $O_2$  és a  $CO_2$  mennyiségét a pórusterben lejátszódó biológiai folyamatok szabályozzák. Ezekben a folyamatokban (gyökérlégzés, a talajban élő szervezetek légzése)  $O_2$  használódik fel és  $CO_2$  képződik. Az oxigén-felhasználás annál nagyobb, minél intenzívebb a gyökérnövekedés és minél erősebb a talaj élővilágának (edafon) tevékenysége. Aerob viszonyok között a talajban annyi  $CO_2$ -molekula képződik, ahány molekula  $O_2$  fogy el a légzéshez, vagyis a respirációs hányados = 1. Anaerob környezetben a respirációs hányados nagyobb, mint egy.

Molekuláris oxigén ( $O_2$ ) a talajlevegőbe kizárólag a légkörből jut be. A két rendszer közötti gázcseré azonban nagyon lassú, ezért egy idő múlva az  $O_2$ -tartalom *kisebb*, a  $CO_2$ -tartalom pedig *nagyobb* lesz a talajban, mint a külső légtérben. A különbség annál jelentősebb, minél nagyobb a biológiai aktivitás, és minél lassabb a talaj és a légkör közötti gázcseré. A talajlevegő összetételére jelentős hatással van a *növényzet*, annak fejlettségi *állapota*, valamint a *hőmérséklet* és a *légköri nyomás ingadozása*.

A folyékony fázisban oldott  $CO_2$  befolyásolja a talaj *kémhatását*, mivel oldódásakor szén-sav keletkezik. Az  $O_2$  koncentráció pedig a talaj *redoxiállapotát* határozza meg. Oxigénhiányos környezetben csökken a szerves anyagok bontásának üteme, korlátozott a tápanyag-feltáródás, és a gyökerek víz- és tápanyagfelvétele.

**b.) Vízgőztartalom.** A talajlevegő vízgőztartalma nagyobb a légkörinél. Relatív páratartalma csak akkor csökken 95% alá, ha a talaj csak kötött vizet tartalmaz (azaz, amikor a nedvesség-tenzió nagyobb 4,2 pF-értéknél). Mivel a levegő vízfelvevő képessége a hőmérséklet emelkedésével növekszik, jelentős koncentráció-gradiens és páramozgás jöhet létre az eltérő hőmérsékletű talajrétegek között, a melegebbtől a hidegebb réteg irányába folyó vízgőzdiffúzió révén.

**c.) Metán és kénhidrogén.** Tartósan túlnedvesedett talajokban, a szerves vegyületek anaerob lebontásakor, köztes termékként, először kevésbé illékony szerves savak (pl: ecetsav, tejsav és vajsav) keletkeznek, majd ezek  $CH_4$  képződés kíséretében bomlanak le  $CO_2$ -re. Ha a talaj szulfát-ionokat is tartalmaz, kis mennyiségben kénhidrogén ( $H_2S$ ) is keletkezik, ami már kis koncentrációban is méregként hat a növények gyökerére.

### 7.6.3 A gázok áramlása a talajban

A talajban a gázok mozgása a légcserre két alapfolyamatra vezethető vissza: a tömegáramlásra és a diffúzióra.

*Tömegáramlás (konvekció)* indul meg akkor, ha két pont között a levegő összes nyomása különbözik. Nyomásváltozást és gázmozgást hoz létre pl. a hőmérsékletváltozás, a légköri nyomásváltozás, a talajvízszint emelkedése, ill. süllyedése, a víz beszívargása a talajba és a gravitációs víz elszívargása. A konvekció csak a felszíni és a felszín közeli talajrétegek légcseréjében játszik jelentős szerepet. Konvekciós mozgásnak tekinthető az oldott gázok víz általi szállítása is.

*Diffúziót* az adott komponens *parciális* nyomásának növekedése vagy csökkenése idézi elő. Az áramlás mindkét esetben a nagyobb nyomású helyről a kisebb nyomású tér felé irányul, és mindaddig tart, amíg a nyomáskülönbség meg nem szűnik. A diffúzió azonban viszonylag lassú folyamat, ezért a *talajlevegő oxigéntartalma csökken a mélységgel*, a CO<sub>2</sub> koncentráció pedig ugyanakkor nő.

### 7.6.4 A talaj levegőháztartása

A talaj pórusterének levegőtartalma igen széles határok között változhat, a nullához közeli értéktől 100%-ig (a kiszáradt talaj levegő tartalmáig) terjedhet. A talaj levegőgazdálkodásának egyik fontos jellemzője az ún. *minimális levegőkapacitás*, ami a szabadföldi vízkapacitásig benedvesedett talaj levegőtartalmát jelenti. Mindazok a sajátságok, amelyek nagy levegőkapacitást biztosítanak (a durva szemcseösszetétel, a jó morzsás szerkezet), kedveznek a jó oxigénellátottságnak és a kisebb CO<sub>2</sub>-tartalom kialakulásának. A minimális levegőkapacitás a három alapvető textúra-osztályba tartozó talajoknál, a póruster %-ában kifejezve, a következő:

- homok: 30 - 40%
- vályog 10 - 25 %
- agyag: 5 - 10%

Magyarország éghajlati viszonyai között a feltalaj levegőtartalma az év nagy részében nagyobb, mint a minimális levegőkapacitás, mivel a nedvességtartalom általában csak kora tavasszal éri el vagy közelíti meg a szabadföldi vízkapacitás értékét.

*Levegőigényes növények:* a cukorrépa, a burgonya, a kukorica, a lucerna és a kender. *Kevésbé igényesek:* a kalászos gabonák és a vörös here.

## 7.7 A talaj hőmérséklete és hőgazdálkodása

A növények csírázása, növekedése, légzése, tápanyagfelvétele, a mikrobiológiai folyamatok intenzitása, a tápanyag-feltáródás üteme, valamint a talajképződés kémiai és fizikai folyamatainak sebessége jelentős mértékben függ a talaj hőmérsékletétől. A talaj hőmérsékletét a beérkező és a távozó hő egyensúlya, valamint a talaj hőtani jellemzőit kialakító tulajdonságok szabják meg.

### 7.7.1 A talaj hőtani jellemzői

A talajok hővel szembeni viselkedését három jellemző: a fajlagos hő-kapacitás, a hővezető-képesség és a hőmérsékletvezető képesség alapján lehet értelmezni.

a. A **fajlagos hőkapacitás (C)** azzal a (Q) hőmennyiséggel egyenlő, ami egységnyi térfogatú vagy egységnyi tömegű talaj hőmérsékletét 1 °C-kal képes emelni. Minél tömörebb és minél nedvesebb a talaj, annál nagyobb a hő-kapacitása. A nagy hő-kapacitású talaj lassabban melegszik fel, ill. hűl le, és kisebb a hőingadozása, mint az alacsony hőkapacitásúé.

b. A **hővezető-képesség ( $\lambda$ )** mértéke az a hőmennyiség, ami egységnyi hőmérsékleti gradiens (cm-enkénti 1 °C hőmérsékletkülönbség) esetén, a talaj egységnyi keresztmetszetű (pl. 1 cm<sup>2</sup>) felületén 1 szekundum alatt áramlik át. Mértékegysége: J/cm s °C. A talajlevegő mintegy 170-szer rosszabb hővezető, mint a víz és a szilárd fázis. Ennek megfelelően a térfogattömeg és a nedvességtartalom növekedésével a talaj hővezető-képessége emelkedik.

A talaj gyenge hővezető-képessége, a szigetelő réteggént funkcionáló laza talajfelszín szélsőséges hőingadozását és a felszínalatti réteg egyenletesen alacsony hőmérsékletét eredményezi. Különösen kicsi a hővezető-képessége a lecsapolt láptalajoknak és minden más nagy porozitású és kis nedvességtartalmú száraz talajnak.

c. A **hőmérsékletvezető képesség (K<sub>T</sub>)** megmutatja, hogy egységnyi hőmérsékleti gradiens (1 cm távolságra lévő pontok közötti 1 °C hőmérsékletkülönbség) hatására időegység alatt hány °C-kal változik meg a talaj hőmérséklete. Mértékegysége: cm<sup>2</sup>/s °C.

### 7.7.2 Hőáramlás a talajban

A talajban a hőáramlás: sugárzás, hővezetés és konvekció útján történik.

a.) A **hősugárzás**: minden véges hőmérsékletű test által kibocsátott elektromágneses sugárzás, melynek intenzitása (a kibocsátott energia mennyisége) a test hőmérsékletének 4. hatványával arányos. A sugárzás a talajfelszín hő-forgalmában játszik meghatározó szerepet.

b.) A **hővezetés** a vezető közeg részecskéinek közvetlen érintkezése által biztosított energiaátadás. Hajtóereje minden esetben a hőmérsékletkülönbség, a hőmérsékleti gradiens kialakulása. Mértéke annál nagyobb, minél nagyobb arányban alkotják a talajt jó hővezető komponensek (szilárd fázis és víz), amelyek a talaj felszínalatti rétegeinek felmelegedését is lehetővé teszik. A nedvességtartalom növekedése azonban bizonyos értéken túl, a talaj felmelegedése ellen hat, a víz igen nagy fajlagos hő-kapacitása (fajhője) miatt.

c.) **Konvekció** esetén a hőt az áramló folyadék vagy gáz szállítja. A talajban a hőszállító közeg legtöbb esetben a víz. A víz halmazállapotának változása (párolgás, fagyás) szintén jelentős hőáramlást okoz. A folyékony halmazállapotú víz (nagy hő-kapacitása miatt) igen jelentős hő szállító, a vízgőz pedig a párolgási és a kondenzációs hő (kb. 2500 J/g) miatt játszik jelentős szerepet annak ellenére, hogy kicsi a hő-kapacitása.

A hőáramlás

- a *talaj szilárd fázisában* kizárólag hő-vezetéssel,
- a *folyadék fázisban* nagyrészt konvekcióval, és részben hővezetéssel,
- a *talajlevegőben* pedig döntően konvekcióval történik.

### 7.7.3 A talaj hőháztartása

A talaj az alábbi forrásokból juthat hőenergiához: napsugárzás, a Föld belsejéből kiáramló hő, a szerves anyagok lebontása és a talajba kerülő víz. Az eső és a folyóvíz által szállított hő a napsugárzásból, a termálvizek energiája a Föld belsejéből származik, a szerves anyag lebontása pedig csak néhány esetben, pl. lecsapolt lápoknál játszik szerepet a hőháztartásban. Ezeket nem tekintjük önálló energiaforrásnak, bár egyes esetekben számottevő hatásuk lehet.

A napsugárzás, mint a legjelentősebb energiaforrás a talajfelszínre érkezik, a visszasugárzás pedig innen indul ki, így a talaj hőingadozása is itt a legnagyobb. A szelvényben lefelé haladva csökken a hőmérséklet-ingadozás és a hőmérsékleti szélső értékek, a talajfelszínhez viszonyítva, egyre nagyobb késéssel jelentkeznek. A talajok hőmérsékletét, a hőingadozás mértékét és annak mélységi eloszlását *közvetlenül* a talaj hőtani jellemzői, valamint a hő-áramlásban résztvevő folyamatok szabják meg, *közvetve* pedig mindazok a talajtulajdonságok, amelyek hatással vannak a hőtani jellemzőkre.

## 8. Talajkémia (Csubák Mária)

A talaj kémiai tulajdonságait elsősorban a vízben oldható sók mennyisége és minősége, a kolloid kémiai reakciók, a kémhatás és az oxidációs redukciós viszonyok határozzák meg. Ezek jelentősen befolyásolják a talajok szerkezetét, vízzel szembeni viselkedését és a talajba került anyagok sorsát.

### 8.1 A talaj sótartalma

A talajok mindig tartalmaznak vízben kisebb-nagyobb mértékben oldódó ásványi anyagokat, melyeknek a talajra gyakorolt hatásuk nagymértékben különbözik oldhatóságuktól és kémiai tulajdonságaiktól függően.

A talajban előforduló ásványi anyagokat vízben való oldhatóságuk alapján három csoportba sorolhatjuk.

*Vízben jól oldódnak:* az alkálifémek (Na és K) sói,  $\text{CaCl}_2$ ,  $\text{MgCl}_2$ ,  $\text{MgSO}_4$ ,  $\text{AlCl}_3$ ,  $\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3$ .

*Rosszul oldódnak:*  $\text{CaSO}_4$ ,  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{CaHPO}_4$

*Gyakorlatilag oldhatatlanok:*  $\text{Fe}(\text{OH})_3$ ,  $\text{Al}(\text{OH})_3$ ,  $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ ,  $\text{AlPO}_4$

A talajok vízben oldható só készlete a telítési talajpaszta vagy a telítési talajkivonat elektromos vezetőképességéből számítható ki (14. táblázat).

14. táblázat. A talajok minősítése a vízoldható sótartalom alapján

Só tartalom, %	A talaj minősítése	Hatása a növények fejlődésére
<0,1	nem sós	a növények fejlődését nem gátolja
0,1-0,25	gyengén sós	a sóérzékeny növények fejlődése gyenge
0,25-0,5	közepesen sós	a legtöbb növény termése csökken
>0,5	sós	csak a sótűrő növények fejlődnek megfelelően






### 8.2 A talajkolloidok

A kolloidok olyan többkomponensű anyagi rendszerek, amelyekben igen apró 1 és 500 nm közötti méretű, részecskék vannak oldva, elkeverve, eloszlatva, diszpergálva. Az eloszlatott részecskék szabad szemmel nem különböztethetők meg, erős felbontású mikroszkóppal láthatóvá tehetők.

Graham angol kémikus a nem kristályosodó anyagokat kolloidoknak nevezte (az elnevezés az enyv görög nevéből származik). A kolloidok a homogén (egyfázisú) és a heterogén (többfázisú) rendszerek közötti átmeneti állapotot képviselő *inhomogén diszperz rendszerek*. Az általános esetektől eltérően, a talajokban a 0,002 mm = 2000 nm szemcseátmérő jelenti a kolloid tartomány felső határát.

A kolloidok *nagy fajlagos felületű* rendszerek. A kolloid sajátságokat döntően a részecskék mérete és nem az anyagi minősége határozza meg. A fajlagos felület a lineáris méret és az alak függvénye (21. ábra). A legkisebb fajlagos felülete a gömbnek van. A gömb alakzat változása során, amíg a test hossza, szélessége és magassága nem különböznek egymástól lényegesen (pl. kocka, tetraéder stb.) a fajlagos felület értéke nem növekszik jelentősen. Ha az alakváltozás során a test egy (pl. gömböt lemezzé hengerlünk,  $m = a$  lemez vastagsága, ) vagy két (pl. a gömbből vékony fonalat húzunk,  $d = a$  fonál átmérője) méretét megnöveljük az a felület jelentős növekedésével jár együtt.

21. ábra A kolloidok alakja és fajlagos felülete

	$V=1\text{cm}^3$	fajlagos felület
<i>gömb</i>		4,84 cm <sup>2</sup>
<i>kocka</i>		6,0 cm <sup>2</sup>
<i>tetraéder</i>		7,2 cm <sup>2</sup>
<i>lemez</i>		$m=1\mu\text{m}$ 12,0 m <sup>2</sup> $m=1\text{nm}$ 2000 m <sup>2</sup>
<i>fonal</i>		$d=1\mu\text{m}$ 4,0 m <sup>2</sup> $d=1\text{nm}$ 4000 m <sup>2</sup>

### 8.2.1 A kolloid rendszerek állapota

A kolloidok diszperz rendszerek, ami azt jelenti, hogy egymástól független, különálló, de összefüggő közegbe ágyazott részecskékből állnak. A különálló részecskéket diszperz résznek, a közeget pedig diszperziós közegnek nevezzük. A kolloid rendszerekben ható felületi erők

jellegétől, nagyságától, egymást taszító vagy vonzó tulajdonságaitól függ, hogy a részecskék egymástól elkülönülten (diszpergált állapotban) vagy összetapadva (koagulálva) vannak-e a rendszerben.

A különböző anyagi rendszerek fontosabb tulajdonságait a 15. táblázatban foglaltuk össze.

15. táblázat. Különböző anyagi rendszerek néhány jellemzője

részecske	durva diszperz rendszer	kolloid rendszerek	valódi oldatok
láthatóság (határfelület)	fénymikroszkóppal	elektronmikroszkóppal	láthatatlan
méret	>500nm	1-500nm	1-0,1 nm
ülepedés	önmagától kiülepszik	nem ülepszik	nem ülepszik
szűrhetőégig	szűrhető	nem szűrhető	nem szűrhető
példa	talajszuszpenzió	fehérjeoldat	cukoroldat

## 8.2.2 A kolloid rendszerek csoportosítása

### a.) Alakjuk szerint

*Lamelláris* (agyagásványok pl.: szmektitek, kaolinit): vékony lemezek, a tér egy irányában kolloid méretűek.

*Fibrilláris* (humusz): fonál alakúak, a tér két irányában kolloid méretűek, a harmadik irányban jelentős kiterjedésűek.

*Korpuszkuláris* (kvarc, csillám, földpátok): gömb, kocka stb. a tér mindhárom irányában hasonló kiterjedésűek és kolloid méretűek.

A lamelláris és a fibrilláris részecskék *anizodimenziósak* (a három kiterjedésük nem egyenlő).

A korpuszkuláris rendszerek részecskéi *izodimenziósak* (a tér mindhárom irányába hasonló a kiterjedésük).

### b.) Felületi sajátosságuk alapján

A *poláros*: a részecskék felületén ionok, ionizált csoportok vagy poláris molekulák vannak. A talajkolloidok túlnyomó része (agyagásványok, humuszkolloidok, stb.) negatív töltésű. Az *apoláros* kolloidnak nincs elektromos töltése (kvarc).

A *liofil* felület a vele érintkező folyadék molekuláit adszorbeálja, illetve a felület nedvesedik (ha víz a nedvesítő közeg). A *liofób* felület egy folyadék molekuláit egyáltalán nem, vagy rosszul adszorbeálja.

### 8.2.3 A talaj kolloid méretű alkotórészei

#### a.) Ásványi kolloidok

- agyagásványok,
- Fe-, Al-hidroxid és kovasav gélek,
- ásványtörmelékek.

#### b.) Szerves kolloidok

- humuszkolloidok,
- nem humusz jellegű szerves kolloidok (pl. poliszacharidok, fehérjék).

#### c.) Szerves-ásványi kolloid-komplexumok

A talaj szerves és ásványi alkotórészei nem függetlenek egymástól, hanem erősebb vagy lazább kapcsolatban vannak. Így a különböző minőségű kolloidok is egymáshoz tapadva fordulnak elő.

A szerves- és ásványi alkotórészek összekapcsolódásával jönnek létre, például:

- az agyagásványok és a vas- vagy az alumínium-hidroxidok felületét különböző vastagságú humusz-hártya veszi körül (pl. a montmorillonitban a rácskétegek között humusz kötődhet meg, az így megkötött humusz mintegy fixálódik és a mikrobiológiai hatásokkal szemben ellenálló),
- az agyagásványok felületén kovasav, vas-, ill. alumínium-hidroxid bevonat is képződhet.

### 8.2.4 A talaj kolloidjainak fajlagos felülete

A talajkolloidok fajlagos felülete a víz által hozzáférhető összes felületet jelenti. A talaj fajlagos felülete néhány  $\text{m}^2/\text{g}$  és  $400\text{-}500 \text{ m}^2/\text{g}$  közötti lehet.

A talajkolloidok közül:

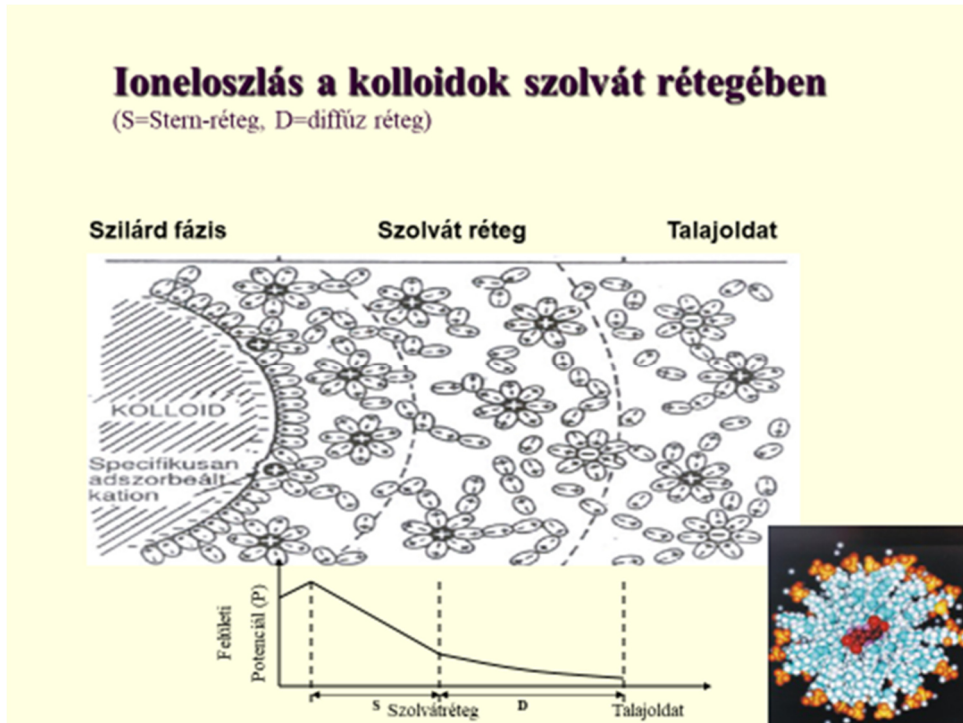
- a humuszkolloidok fajlagos felülete  $800\text{-}1000 \text{ m}^2/\text{g}$ , mely túlnyomóan belső felület,
- a montmorillonit és vermikulit (duzzadó agyagásványok)  $600\text{-}800 \text{ m}^2/\text{g}$ , és ennek  $80\text{-}90\%$ -a a részecskék belső felületéből adódik,
- az illit fajlagos felülete mintegy  $50\text{-}200 \text{ m}^2/\text{g}$ ,
- a kaolinité - a szemcsemérettől függően - csupán  $1\text{-}10 \text{ m}^2/\text{g}$ .

### 8.2.5 A talajkolloidok felületi töltései

A talajkolloidok többsége - a talajban uralkodó körülmények között - jórészt negatív töltésű, vagy legalábbis a negatív töltések dominálnak.

A poláros kolloidfelületet vízburok (hidrát/víz vagy szolvát/oldószer burok) veszi körül, amely dipólusként viselkedő vízmolekulákból és a kolloid töltésével ellentétes töltésű ionokból áll. A kolloidfelület és a vízburok együttesen alkotja a kolloidmicellát (22. ábra). A micellák körül pedig a talajoldat helyezkedik el. Egyensúlyi állapotban a szolvátréteg kation koncentrációja jóval nagyobb, mint a talajoldaté.

22. ábra A kolloid micella



### A taljkolloidok töltéshelyeinek kialakulása, a kolloidok töltéseinek csoportosítása

Aszerint, hogy a kolloidok töltésének kialakulását befolyásolja-e a talajoldat pH-ja vagy sem, állandó és változó töltéseket különböztetünk meg a talajban.

*Állandó* töltések: A töltések száma független a közeg kémhatásától.

Az állandó töltések egy zárt, stabil kristályszerkezet felületén alakulnak ki. Az állandó töltéshely a talajban adszorpciós felületként jelenik meg és a felület töltésével ellentétes töltésű ionokat elektrosztatikus erővel köti meg. A 2:1 típusú agyagásványokon bekövetkező izomorf helyettesítések során alakulnak ki a talaj állandó negatív töltései pl. az illiten, a szmektitteken, és a vermikuliton.

*Változó (pH-függő) töltések:* A kolloidfelület töltésszáma a közeg kémhatásától függ. A töltések kialakulása során a vegyület valamilyen reaktív –OH funkciós csoportot tartalmaz. Az –OH csoportokban az oxigént és a hidrogént kovalens kötés tartja össze. A közeg kémhatásától függően az –OH csoport  $H^+$ - iont veszíthet (deprotonálódik), ilyenkor a felületen negatív töltések alakulnak ki és a kolloid felület kationokat tud megkötni. Más pH viszonyok mellett az –OH csoportok  $H^+$ - ionokat kötnek meg (protonálódnak), ezáltal a felületen pozitív töltések alakulnak ki és anionok megkötésére lesz lehetőség. Változó töltések jöhetnek létre pl: az agyagásványok aprózódásakor a törésfelületeken, a kvasok, Fe- és Al-hidroxid gélek felületén és a humuszkolloidokon.

Az állandó és a változó töltéshelyek minőségükben alapvetően különböznek egymástól. A fém kationokat ( $Ca^{2+}$ -,  $Mg^{2+}$ -,  $Na^+$ -,  $K^+$ -, stb. ionokat) mindkét töltésfajta elektrosztatikusan, kicserélhető formában köti (adszorbeálja). Az oldat  $H^+$ - ionjainak lekötésében azonban jelentős különbség van az állandó és a változó töltések között. Az állandó töltéseken a  $H^+$ -ion elektrosztatikus (Coulomb) erővel kötődik és más kationok kicserélhetik onnan. A változó töltést hordozó –OH csoportokban az O és a H között erős kovalens kötés jön létre, és a megkötött  $H^+$ -ionok beépülnek a felületbe, így más kationok nem tudják azokat onnan lecserélni.

#### *Vegyes töltésű felületek*

Mivel a talajban permanens és változó töltésű kolloidok együtt találhatóak, a kolloid frakciót vegyes töltésű felületnek tekinthetjük.

A talajoldat savanyodásakor, az oldat  $H^+$ -ionjainak specifikus kötődése miatt, a változó töltések száma csökken, és az általuk már kötött fémionok egy része oldatba kerül (deszorbeálódik). Ilyenkor tehát csökken a talaj kation megkötő képessége és a felülethez kötött fémionok mennyisége.

Ha az oldat kémhatása a lúgos tartomány felé tolódik el, a specifikus kötőhelyekről  $H^+$ -ionok deszorbeálódnak, és a felület töltése valamint a kation megkötő képessége nő.

### **8.2.6 Határfelületi reakciók a talajban**

A talajkolloidok nagy mennyiségű ion és molekula megkötésére képesek. A kölcsönhatás lehet fizikai adszorpció, amikor gyenge *van der Waals* erők kötik az adszorbeált anyagokat a felületen; lehet ionadszorpció, amikor elektrosztatikus kölcsönhatás (Coulomb erő) idézi elő a

megkötődést, vagy kémiai adszorpció, amikor kémiai kötés (kovalens-, komplex kötés) alakul ki a felület és a részecskék között.

### 8.2.6.1 Molekula adszorpció

A talajkolloidok képesek megkötni a semleges (apoláris és polarizált) molekulákat.

*Apoláris molekulák adszorpciója:* Lényegében a talajlevegő  $O_2$ ,  $CO_2$ ,  $N_2$  komponenseinek (valamint az apoláris molekulákból álló szennyező anyagok részecskéinek) megkötése.

*Poláris molekulák megkötődése:* A talaj tulajdonságai szempontjából a poláris vízmolekulák adszorpciójának (hidratáció) van legnagyobb jelentősége. A sok polarizált csoportot tartalmazó kolloidok nagymértékben hidratálódnak, vízzel jól nedvesíthetők (hidrofil sajátságúak). Jelentős mértékben kötik a talajkolloidok a poláris  $NH_3$ -molekulákat és a poláris szerves molekulákat is.

### 8.2.6.2 Ionadszorpció és ioncsere

A talajkolloidok töltéssel bíró aktív helyei a felület töltésével ellentétes töltésű ionokat Coulomb erővel kötik meg a felületükön. A megkötött ionok nem épülnek be véglegesen a felületbe, hanem más ionokkal onnan kicserélhetők.

Mivel a talajkolloidok negatív töltéseinek száma jóval nagyobb, mint az anion adszorpcióra képes pozitív helyeké, a kolloidok állapotára – és ezen keresztül a talaj tulajdonságaira – elsősorban az adszorbeált kationok fejtenek ki jelentős hatást.

A talajkolloidok által megkötött kationok túlnyomó részét  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$  és  $H^+$  alkotják. Ezeket a kationokat, a talaj kémhatásának szabályozása szempontjából két csoportra oszthatjuk.

A  $Ca^{2+}$ -,  $Mg^{2+}$ -,  $Na^+$ - és  $K^+$ - ionok lúgos kémhatásúvá teszik a talajt, ezért ezeket az adszorbeált ionokat kicserélhető bázisoknak is nevezik. A talajt telítettnek mondjuk, ha a kolloidokon a kicserélhető bázisok vannak túlnyomó többségben adszorbeálva.

Amikor a talajkolloidok felületén megkötött ionok közül a  $H^+$  ionok kerülnek túlsúlyba, a talaj savanyú kémhatású lesz. Az ilyen talajokat telítetlennek mondjuk. Az ily módon kötött hidrogének nem cserélhetők ki a felületről, mivel a változó töltéshelyeken az -OH funkció csoportokban a H kovalens kötéssel kötődik az oxigénhez.

## 8.2.7 A talaj adszorbeált kation összetételét jellemző paraméterek

### ***Kation csere kapacitás (jele: T)***

Megadja, hogy 100 tömegegységű talajban, adott pH értéken a kolloidok állandó és változó töltésű felületein a negatív töltések számát. A talajok kation csere kapacitása változik a pH-val. Savanyú közegben a kation csere kapacitás mindig kisebb (a talajoldatban megnő a H<sup>+</sup>-ionok koncentrációja és kovalens kötással hozzákapcsolódnak a felülethez, mintegy közömbösítik azt), mint semleges vagy lúgos közegben. A talajok szemcseösszetétele, humusztartalma és kation csere kapacitása között szoros összefüggés van. Minél nagyobb egy talaj agyag- és humusztartalma, annál nagyobb a kation megkötő képessége.<sup>2</sup>

### ***S-érték***

A kicserélhető bázisok összes mennyisége. Az erős bázisokat képező összes kicserélhető kationok mennyisége a talajkolloidokon

$$S = (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Na}^{+} + \text{K}^{+}) \text{ mge}/100 \text{ g talaj}$$

### ***T-S érték***

A talajkolloidok felületén kicserélhető formában adszorbeált savanyító hatású kationok mennyisége:

$$T-S = (\text{H}^{+}) \text{ mge}/100\text{g talaj}$$

### ***Bázistelítettség (V %)***

Megmutatja, hogy az adszorpcióra képes helyek hány %-át kötik le kicserélhető bázikus kationok. Ha V% > 80 telített; ha 50-80 közötti, telítetlen, ha pedig V % < 50, akkor erősen telítetlen a talaj.

$$V \% = \frac{S}{T} \cdot 100$$

### ***Telítetlenségi % (U%)***

A telítetlenséget okozó kicserélhető kationok (H<sup>+</sup>) relatív mennyisége:

$$U \% = \frac{T - S}{T} \cdot 100 = 100 - V \%$$

## 8.2.8 Az adszorbeált kationok talajkolloidikai hatása

A Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup> és H<sup>+</sup> ionok rendszerint minden talajban megtalálhatók adszorbeált formában. A talaj tulajdonságait jelentősen befolyásolja, hogy milyen a mennyiségi és a minőségi megoszlása ezeknek a kationoknak a talajkolloidok felületén.

Az adszorbeált *nátrium-ionok* hatása:

A  $\text{Na}^+$ -ionok nagy mennyiségben a talajkolloidok *peptizációját* okozzák, vagyis hatására a kolloid részecskék elkülönülnek egymástól, nem képződnek aggregátumok. Ha az adszorbeált  $\text{Na}_S\% > 5$ , a kedvezőtlen kolloidikai hatás már jelentkezik. A  $\text{Na}^+$ -ban gazdag talajok nedvesen duzzadnak, szappanszerűen kenődővé válnak, kiszáradva mélyen repedeznek, kemények. Rossz a vízgazdálkodásuk.

Az adszorbeált *kalcium-ionok* hatása:

A  $\text{Ca}^{2+}$ -ionok az ásványi és a humuszkolloidokat *koagulálják*, ami a kolloid anyagnak az oldatból való kicsapódását jelenti. A jó talajszerkezet kialakításában a  $\text{Ca}^{2+}$ -al telített humuszkolloidoknak van jelentős szerepe. Kitűnő vízgazdálkodás, jó tápanyag szolgáltató képesség jellemzi a  $\text{Ca}^{2+}$ -ban gazdag talajokat. A  $\text{Ca}^{2+}$ -ionok kedvező hatása csak akkor érvényesül, ha a  $\text{V}\% > 80$  és a kicserélhető  $\text{Ca}_S\% \geq 70-80$  %. Az ilyen talajokat telítettnek mondjuk.

A *magnézium* kolloidikai szerepe:

A  $\text{Mg}^{2+}$ -ionok viszonylag nagy vízmegkötő képességük folytán - az S érték 30 %-át meghaladó mennyiségben - aszály érzékennyé teszik a talajt. Az ilyen talajok szerkezete rosszabb, és holtvíztartalma is sokkal nagyobb, mint az ugyanolyan szemcse összetételű, magas  $\text{Ca}^{2+}$ -telítettségű talajoké.

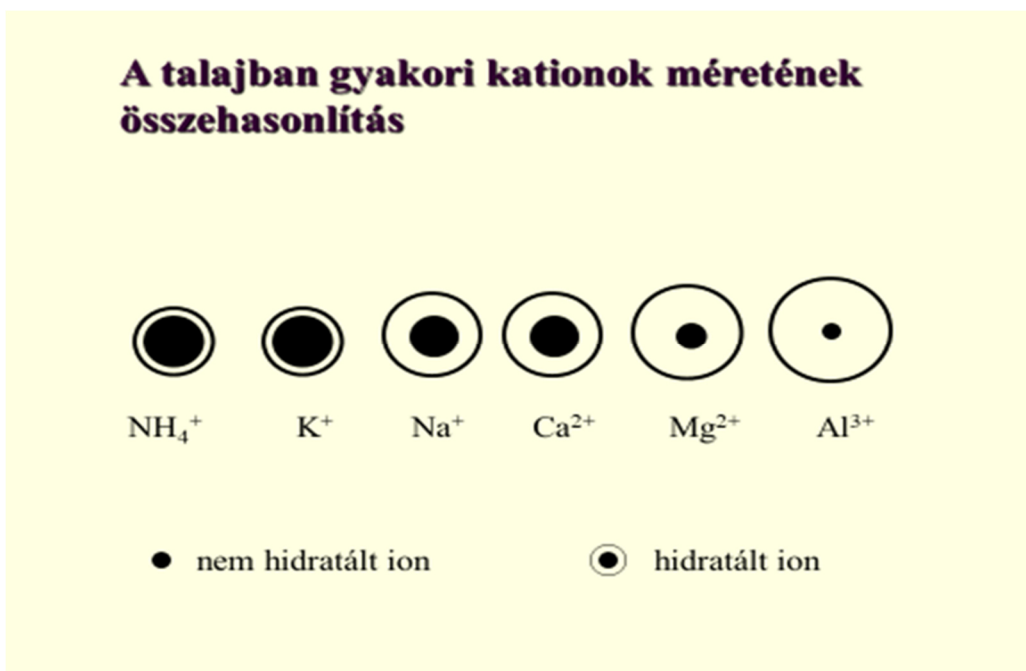
Adszorbeált  $\text{H}^+$  -ionok hatása:

Az erősen savanyú ( $\text{H}^+$  ionok által uralt) talajok fizikai, kémiai és növényfiziológiai szempontból egyaránt kedvezőtlen tulajdonságokat mutatnak. Azokat a talajokat, amelyek sok adszorbeált  $\text{H}^+$ -ionot tartalmaznak, telítetlenek nevezzük.

### **8.2.9 A kation megkötés és a kation csere a talajkolloidokon**

A kation csere a kolloidok felületén adszorbeált kationok és a talajoldat kationjai között játszódik le, és dinamikus egyensúlyra vezet. Ez azt jelenti, hogy egyensúlyi állapotban az ionok eloszlásában további mennyiségi változás nem történik, de a kationok egyenértékű mennyiségei cserélődnek a fázisok között.

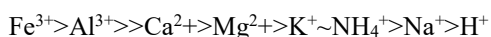
A különböző vegyértékű és méretű kationok nem azonos mértékben, és nem egyforma erővel kötődnek a kolloidok felületén. Minél nagyobb a kation felületi töltéssűrűsége, annál erősebben kötődik a negatív töltésű kolloidfelülethez.



A kationok azonos koncentrációja esetén, tehát a nagyobb vegyértékű ionok nagyobb mértékben adszorbeálódnak, mint a kisebb vegyértékűek.

Azonos vegyértékű ionok közül annak az ionnak nagyobb az adszorpciós képessége, amelyiknek kisebb a hidratált ionjának az átmérője. Azonos vegyértékű kationok (pl.  $\text{Ca}^{2+}$  és  $\text{Mg}^{2+}$ ) egymás melletti adszorpciós képességét az oldat koncentrációjának változása nem befolyásolja (23. ábra).

Ha a kolloid felület és a kation között nincs specifikus kölcsönhatás - az ionok egyébként azonos koncentrációja mellett - a különböző vegyértékű kationok adszorpciós képessége a *liotrop* sornak megfelelő sorrendben csökken:



A talajoldat só koncentrációjának változásával módosul a kationok az adszorpciós képessége. A híg talajoldatokban a nagyobb vegyértékű kationok megkötődése fokozottabb a kisebb vegyértékűekkel szemben. Az oldat töményedésekor viszont a kisebb vegyértékű kationok adszorpciójának lehetősége nő meg.

Az ioncsere folyamat egy irányba is eltolódhat, ha

- biztosítva van az adszorbeálódó ion állandó utánpótlása,
- a lecserélt ion folyamatosan kimosódik vagy kicsapódik (eltávozik) a talajból.

### 8.2.10 Specifikus kation adszorpció

Amikor a kationok adszorpciója nem a liotróp sornak megfelelő sorrendet követi, *specifikus adszorpció* jön létre. A specifikus kation adszorpció azért következik be, mert az így kialakuló kötés energiája mindig nagyobb, mint az elektrosztatikai kölcsönhatás energiája. A specifikus adszorpcióval kötött kationok nem vesznek részt további ionsere reakciókban.

Specifikusan kötődik például:

- a  $\text{Ca}^{2+}$  a szerves anyagokhoz (komplekképződés),
- a  $\text{K}^+$  és  $\text{NH}_4^+$  a vermikuliton és az illiten (fixáció),
- a  $\text{H}^+$  a változó töltésű felületeken (kovalens kötés).

### 8.2.11 Anion adszorpció

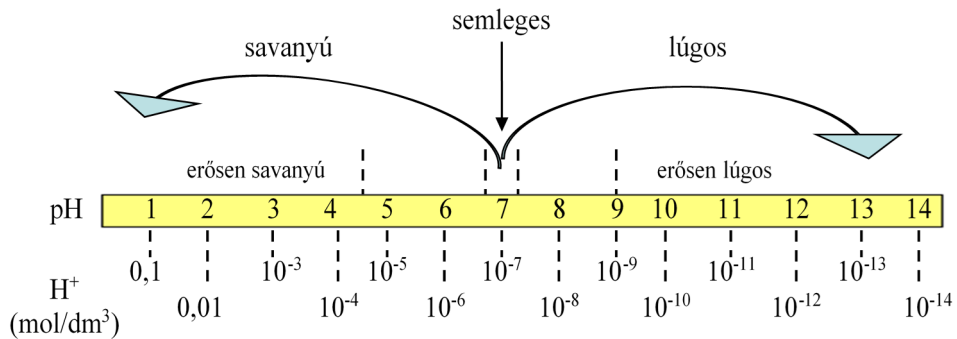
A talajoldat anionjai közül a nitrát és a klorid ionok a talajkolloidok pozitív töltéseinek elektrosztatikus erők révén, kicserélhető formában kötődnek meg. Ez a folyamat csak savanyú talajokban számottevő. Anion adszorpcióra elsősorban az amfoter jellegű fém-hidroxid (vas- és alumínium-hidroxidok) felületek, valamint az agyagásványok törésfelületei képesek.

A talaj foszfát, szilikát, arzenát, molibdenát, szulfát és fluorid ionjai a Coulomb erőnél jóval erősebben, úgymond *specifikusan* kötődnek a kolloid felületekhez. Ennek oka az, hogy ezek az anionok a változó töltésű ásványi kolloidok (vas-, alumínium-, mangán-oxidok és -hidroxidok) felületén kiszorítják a fémionokhoz kapcsolódó ligandumok egy részét, és azok helyére beépülnek a felületbe (ligandumcsere). Az ily módon megkötött aniont nem lehet kicserélni más anionokkal és a folyamat nemcsak pozitív, hanem negatív töltésű vagy töltés nélküli felületen is lejátszódhat. A foszfát ( $\text{HPO}_4^{2-}$  és  $\text{H}_2\text{PO}_4^-$ ) ionok specifikus adszorpciója során csökken a talaj felvehető foszfor tartalma.

## 8.3 A talajok kémhatása

A kémhatás a savasság vagy lúgosság mértékének kifejezésére szolgáló mennyiség, amely az oldatban lévő  $\text{H}^+$ -ionok koncentrációjától függ. Mivel a  $\text{H}^+$ -koncentráció számértéke nagyon kicsi, ezért Sørensen javaslatára a pH-értéket használjuk az oldatok kémhatásának jellemzésére.  $\text{pH} = -\lg [\text{H}^+]$ , vagyis az oldat  $\text{H}^+$ -ion koncentrációjának mínusz egyvel szorzott 10-es alapú logaritmus.

24. ábra. A pH skála



Mint a 24. ábra mutatja, a pH egy egységgel történő változása a H<sup>+</sup> koncentráció tízszeres változását jelenti. A pH csökkenésével nő az oldat H<sup>+</sup> koncentrációja, míg a pH növekedése a H<sup>+</sup> koncentráció csökkenésével jár együtt.

A talaj kémhatása tulajdonképpen a talajoldat H<sup>+</sup>-ion koncentrációját jelenti. Mivel a talaj folyékony fázisának térfogata a talaj nedvességtartalmának növekedésével vagy csökkenésével párhuzamosan nő, illetve csökken, ennek megfelelően egyébként azonos körülmények esetén a talajoldat is hígul vagy töményedik, tehát a talajoldat pH-ja így függvénye lenne a nedvességtartalom változásának. Ezért a talaj pH-ját légszáraz talajból készített szuszpenzióban mérjük 1:2,5 talaj:oldat arány mellett. Oldószerként használhatunk desztillált vizet, illetve semleges só oldatát (pl. KCl vagy CaCl<sub>2</sub>). Ugyanazon talajnál a semleges só oldatával készült szuszpenzió pH-ja mindig kisebb lesz, mint a desztillált vizes szuszpenzióé. Vagyis a vizes talajszuszpenzióban alacsonyabb a H<sup>+</sup>-ionok koncentrációja, mint a kálium-kloridos szuszpenzióban.

A pH talán a leggyakrabban mért talajtulajdonság. Az emberi test hőmérsékletéhez hasonlóan jelzi a talaj „egészségi” állapotát.

#### ***A talaj pH-ját befolyásoló tényezők***

A talaj pH-ját erőteljesen befolyásolja talajképző kőzet és az éghajlat.

Bázikus kőzeten képződött talajok pH-ja nagyobb, mint a savanyú kőzeten kialakult talajoké. Csapadékos éghajlat mellett a bázikus elemek kimosódása intenzívebb, így a talaj savanyúbb, mint száraz éghajlaton. Vannak talajok, amelyek azért savanyúak, mert savanyú alapkőzeten képződtek, mások a kedvezőtlen talajképződési folyamatok következtében savanyodnak el.

Természetes körülmények között a talajsavanyodás lassú folyamat, amely során folyamatosan csökken a pH. Általában a savanyodási folyamatnak nincsenek látható külső jelei. Egy talaj elsavanyodásához hosszú évtizedekre van szükség. Intenzív mezőgazdasági használat mellett a folyamat felgyorsul és néhány év alatt elsavanyodhat a talaj. A savanyodási folyamat nemcsak a talajfelszínre korlátozódik, hanem a talaj mélyebb rétegeit is érintheti.

A talajsavanyodás mértéke függ a talaj összetételétől, a természetes vegetációtól, a csapadék mennyiségétől és a kilúgzás mértékétől.

A bázikus alapkőzetten képződött talajoknak elsavanyodása lassúbb folyamat.

A talajszelvényen átszivárgó csapadék fokozatosan savanyítja a talajt, mert kimossa belőle a bázikus elemeket.

A talajsavanyodás természetes folyamat, amely az algáknak és a zuzmóknak az ásványok felületén történő megtelepedésével kezdődik. Minél idősebb egy talaj, annál savanyúbb. Savtermeléssel jár a talajban a szerves anyagok lebomlása, az ammónium- és a kéntartalmú műtrágyák oxidációja.

### **8.3.1 A talajok savanyúsága**

A talaj pH-ja valójában az adott körülmények között a talajoldatban lévő, úgymond aktív  $H^+$ -ionok mennyiségét adja meg. A  $H^+$ -ionok azonban nem csak a talajoldatban, hanem a talajkolloidok felületén megkötve is jelen vannak a talajban, és a külső körülmények megváltozásával megjelenhetnek a talajoldatban (16. táblázat).

A talaj összes savanyúsága tehát az aktív (oldat) és a rejtett savanyúságból (felületi) áll. A kolloidok felületéhez kötött ún. rejtett  $H^+$ -ionok mennyisége, egy-egy talajnál 50 000 - 150 000-szerese is lehet az aktív savanyúságnak.

A talaj savanyúságát két oldalról megközelítve definiálhatjuk. Az egyik meghatározás szerint az az állapot, ahol a desztillált vizes pH < 7, a másik szerint ahol a báziseltelítettség << 100%.

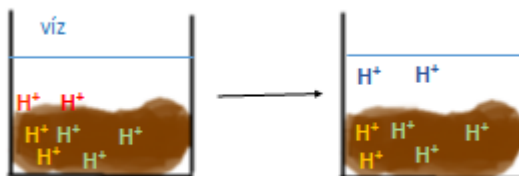
16. táblázat. A talajsavanyúság felosztása (Filep szerint)<sup>3</sup>

	<b>Összes savanyúság</b>	
<b>aktív savanyúság</b> pH(víz)	<b>rejtett savanyúság</b>	
	<b>kicserélhető</b> pH <sub>(KCl)</sub> , y <sub>2</sub> A talajkolloidok állandó töltésein elektrosztatikus erővel megkötött H <sup>+</sup> -ionok mennyisége	<b>nem kicserélhető</b> y <sub>1</sub> -y <sub>2</sub> A talajkolloidok változó töltésein kovalens kötéssel kötött H <sup>+</sup> -ionok mennyisége

### 8.3.1.1 Aktív savanyúság

A pH a legáltalánosabban mért talajjellemző annak eldöntésére, hogy egy talaj savanyú-e és milyen mértékben. Az így meghatározott aktuális savanyúság kifejezi a talajoldat H<sup>+</sup>koncentrációját, de nem mutatja a talaj protonleadó képességét. A talaj aktív savanyúságát fejezi ki a desztillált vizes szuszpenzióban mért pH értéke (25. ábra).

25. ábra A vizes talaj szuszpenzió

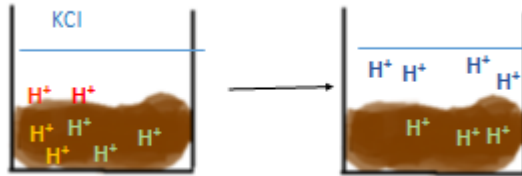


(H<sup>+</sup>: a vízoldható sókban; H<sup>+</sup>: a kicserélhető hidrogén-ionok változó töltéseken; H<sup>+</sup>: a változó töltésekhez kötött hidrogén ionok; H<sup>+</sup>: a talajoldatban lévő hidrogén-ionok)

### 8.3.1.2 Potenciális savanyúság

Savanyú talajban a  $H^+$ -ionok többsége a kolloidokhoz kapcsolódva található. A körülmények változásával azonban ezek is megjelenhetnek a talajoldatban, növelve annak savanyúságát. Ezért a savanyúságnak ezt a formáját rejtett (*potenciális*) savanyúságnak nevezzük (26. ábra).

26. ábra A KCl-os szuszpenzió pH-ja



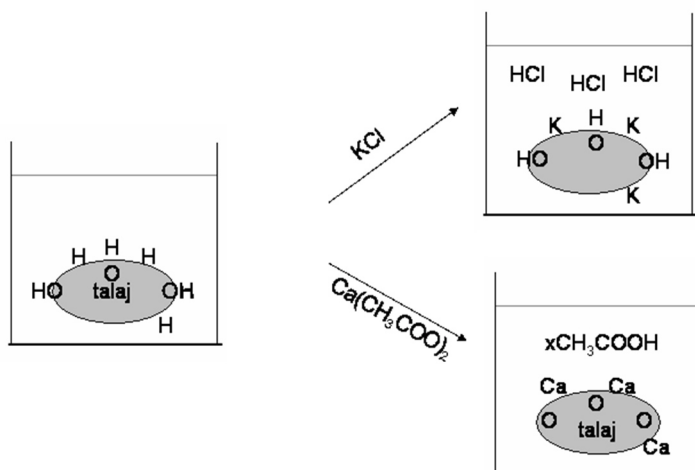
( $H^+$ : a vízoldható sókban;  $H^+$ : a kicserélhető hidrogén-ionok változó töltéseken;  $H^+$ : a változó töltésekhez kötött hidrogén ionok;  $H^+$ : a talajoldatban lévő hidrogén-ionok)

#### a.) Hidrolitos savanyúság ( $y_1$ )

A hidrolitos savanyúság a talajkolloidok állandó és változó töltéshelyein kötött  $H^+$ -ionok mennyiségét adja meg.

Az  $y_1$  meghatározásakor 8,2 pH-jú kalcium-acetát oldatot adunk a talajhoz. A Ca-acetát oldat lúgos kémhatása következtében a változó töltések  $-OH$  csoportjaiból a  $H^+$ -ionok ledisszociálnak és az így kialakult negatív töltéseken megkötődnek a talajoldatból a  $Ca^{2+}$ -ionok. Ugyanakkor a Ca-acetát  $Ca^{2+}$ -ionjai a kolloidok állandó töltéshelyein megkötött  $H^+$ -ionokat is kicseréli (27. ábra). Az egyensúlyi szűrlet lúgfogyasztásából számítjuk a hidrolitos savanyúságot.

27. ábra. A talaj felületi savanyúsága



### A kicserélhető savanyúság ( $y_2$ )

A kolloidok állandó töltéshelyein kicserélhető formában adszorbeált H<sup>+</sup> ionok okozzák. Ha a talajt a semleges kémhatású KCl oldattal rázatjuk, a K<sup>+</sup> ionok kicserélik a felületen az állandó töltésekhez kötött H<sup>+</sup> ionokat, és az egyensúlyi oldat elsavanyodik (27. ábra).

A kicserélhető savanyúságot a KCl-os egyensúlyi szűrlet lúgos titrálásával határozzuk meg. Mivel adszorbeált H<sup>+</sup> számottevő mennyiségben csak a kifejezetten savanyú talajokban fordulhat elő, kicserélhető savanyúság csak ezekben a talajokban mérhető.

### 8.3.2 A talajok lúgossága

Ha a talajok pH értéke 7,5 és 8,5 között van a CaCO<sub>3</sub> pH szabályozó szerepe a döntő. A lúgos kémhatású (pH>8,5) talajokban jelentős a nátrium sók és a kicserélhető Na<sup>+</sup>-ionok mennyisége és általában szódat (Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>) is tartalmaznak. A talajok erősen lúgos kémhatása kedvezőtlen, a talaj szerkezete, víz- és tápanyag gazdálkodása rendkívül rossz.

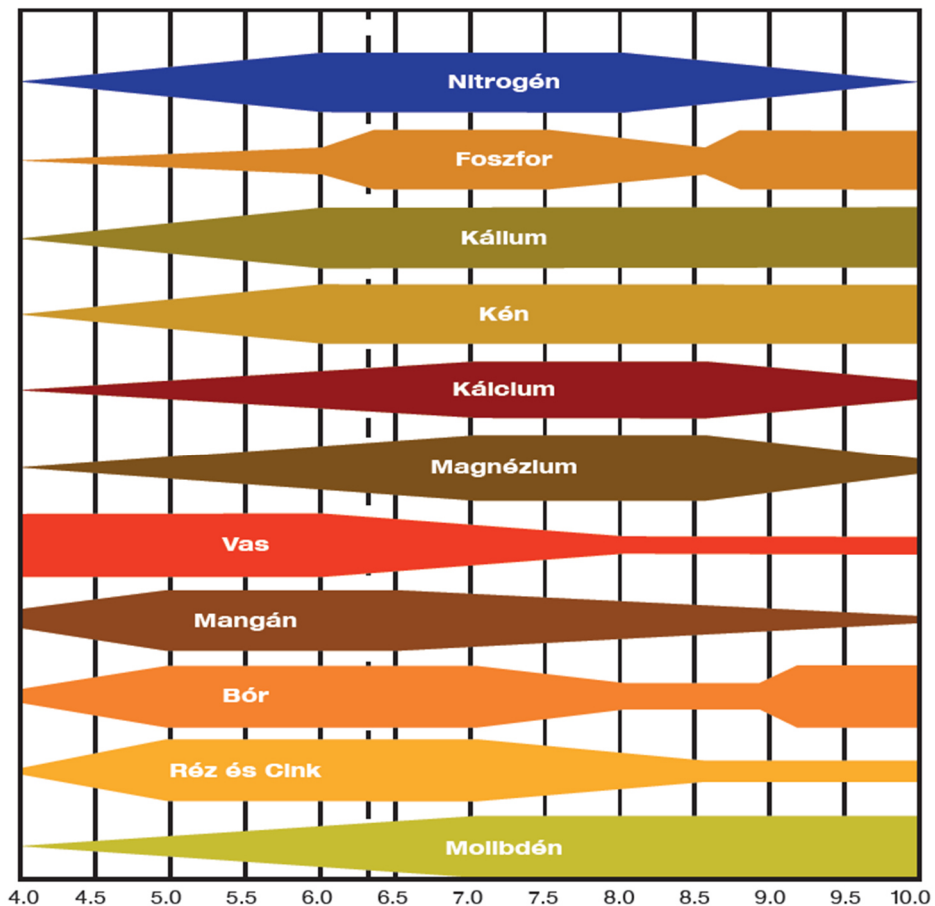
### 8.3.3 A pH jelentősége a talajban

A talaj pH-ja egyrészt közvetlenül, másrészt közvetve befolyásolja a talaj tulajdonságait. A talaj erősen savas vagy erősen lúgos kémhatása közvetlenül toxikus lehet a növényekre, másrészt a növények számára kedvezőtlen egyensúly alakulhat ki a savas és bázikus elemek között. A talaj pH-ja közvetve hatással van az esszenciális tápelemek felvehetőségére, a talaj mikrobiológiai aktivitására, a toxikus elemek oldhatóságára és mozgékonyságára, a növények betegségekkel szembeni ellenálló képességére és a talaj fizikai állapotára is.

### *A növények tápanyagfelvétele*

A talaj pH-ja befolyásolja a tápelemek oldhatóságát, valamint hatással van a mikrobiológiai aktivitásra is. Növénytermesztési szempontból  $6 < \text{pH} < 7$  tartomány a legkedvezőbb, mivel itt a legjobb a tápelemek felvehetősége. A talaj savanyúságának erősödésével bizonyos tápelemek felvehetősége csökken, míg más elemek toxikus mennyiségben halmozódnak fel. Erősen savanyú talajokon a növények foszfor ellátottsága nem megfelelő, továbbá kalcium, magnézium és molibdén hiány mutatkozhat. Alacsony pH-értéken az alumínium, a vas és a bór jól oldódik.  $7,8 < \text{pH}$  fölött a kalcium és a magnézium ellátás jó, a molibdén is jól oldódik. Lúgos közegben a vas, a mangán, a réz, a cink nem hozzáférhető a növények számára és különösen rossz a foszfor és a bór felvehetősége. A talaj savanyúsága a termés csökkenéséhez vezethet.

28. ábra A tápelemek felvehetőségének a pH függése



### ***Mikroorganizmusok***

A talaj mikroorganizmusainak életkörülményeit befolyásolja a talaj pH-ja. A pH hatással van a különböző mikroorganizmus populációk előfordulására. Savanyú talajokban inkább a mikroszkopikus gombák dominálnak, gyengén savanyú és semleges kémhatású talajokban pedig a baktériumok aktívabbak. A talaj mikrobiológiai aktivitása  $6,6 < \text{pH} < 7,3$  tartományban lehet a legkedvezőbb. A talaj megfelelő mikrobiológiai aktivitása közvetlenül vagy közvetve kedvezően hat a növények növekedésére. A szerves anyagok lebontásáért felelős mikroorganizmusok tevékenysége az erősen savanyú talajokban gátolt. Ez akadályozza a szerves anyagok lebomlását, és a szerves anyagokban kötött tápelemek (pl: nitrogén) lekötődését eredményezi.

### ***Növény védőszer kölcsönhatások***

A növényvédő szerek nagyobb része a talajban meghatározott pH tartományban hat. Ha a talaj pH-ja ezen a tartományon kívül esik, a növényvédő szer hatástalanná válhat, vagy nem kívánt módon degradálódik, ami problémákat okozhat a következő termelési periódusban.

### ***Nehézfémek mozgékonyasága***

Savanyú talajokban a *toxikus* nehézfémek oldhatósága is megnő, ezért egyrészt a növényekbe könnyebben bejutnak, másrészt a lefelé mozgó vízzel a talajvízbe, illetve a felszíni vizekbe juthatnak.

## **8.3.4 A talaj sav-bázis pufferoló képessége**

A különböző talajok pH-ja eltérő mértékben változik meg azonos kémiai mennyiségű sav vagy lúg hozzáadásakor. A talajoknak ezt a tulajdonságát puffer képességnek nevezzük. A pufferképesség mértéke a pufferkapacitás, amely nem más, mint az erős savnak vagy bázisnak az a mennyisége, amelyik a talajszuszpenzió pH-ját egy egységgel megváltoztatja. A talajok sav- és bázispufferoló képességét a talajszuszpenzió potenciometriás titrálási görbéivel jellemezhetjük.

### ***A legfontosabb puffer hatású talajalkotók és reakciók***

A *talajkolloidok* sav-bázis pufferoló képességét a humusz és a hidratált oxid típusú alkotórészek (agyagásványok, szerves kolloidok, fémoxidok, hidratált fémoxidok és kovasav-gélek) protonfelvétele, illetve protonleadása biztosítja. Ha a talajoldat pH-ja nő,  $\text{H}^+$ -ionok disszociálnak le a változó töltésekről, míg ha a pH csökken,  $\text{H}^+$ -ionok kötődnek meg a kolloidokon.

*Könnyen málló szilikátok* képződése és mállása általában lassú folyamat. Képződésükkor  $\text{H}^+$ -ionok szabadulnak fel, mállásuk során pedig  $\text{H}^+$ -ionok kötődnek meg.

*Szerves fémkomplexek képződése, bomlása.*

A  $\text{CaCO}_3$  oldódása. A talaj pH-ja nem csökken, amíg szilárd  $\text{CaCO}_3$ -ot tartalmaz a talaj.

A talaj tompító képessége függ a kolloid tartalomtól, a kolloidok minőségétől, a talajképző közettől és a talaj pH-jától. Általában az anyagban és a humuszban gazdagabb talajoknak nagyobb a pufferkapacitása. Savakkal, illetve lúgokkal szemben nem egyforma a tompító hatás.

A savanyú kémhatású, telítetlen talajok a savas behatásokat tudják kisebb mértékben tompítani, a telített, bázikus kationokban gazdag talajok a savakkal szemben pufferolnak jobban.

#### 8.4 Oxidációs-redukációs folyamatok a talajban

Az oxidáció elektronleadással, a redukció elektronfelvétellel járó folyamat. Redoxi reakció csak akkor játszódhat le, ha elektronfelvételre és elektronleadásra képes anyag egyidejűleg jelen van. Az oxidált és redukált anyagokat együtt tartalmazó rendszereket redoxi rendszereknek nevezzük. A redoxi rendszerek jellemzésére leggyakrabban a redoxi potenciált ( $E_h$ ) használjuk. A talajok redoxi potenciálját alapvetően a talaj levegőellátottsága szabja meg. Minden olyan tényező, amely a talaj levegőzöttségét befolyásolja (pl. a nedvességtartalom, talajszerkezet, stb.) a redoxi potenciálra is hatással van. Emellett a redoxi potenciál a pH értékétől is jelentősen függ. A talajban az oxidáció-redukció által érintett legfontosabb elemek: szén, oxigén, nitrogén, kén, vas és mangán.

17. táblázat. Redoxi folyamatok a talajban

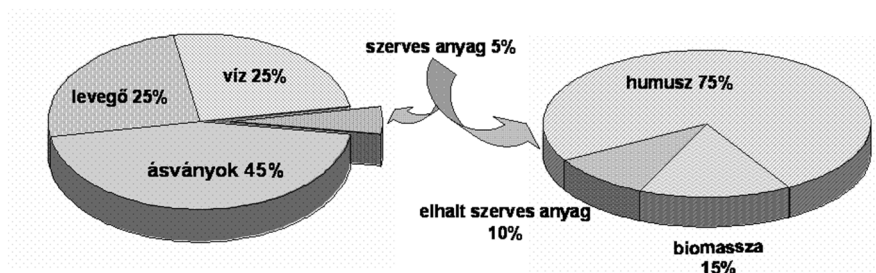
oxidált forma	Redoxipár $\xrightarrow{+e^-}$	redukált forma	Folyamat	$E_h$ , mV	A talajban lévő szervezetek
$\text{O}_2$	$\xrightarrow{+e^-}$	$\text{H}_2\text{O}$	aerob légzés	600–400	növényi gyökerek, aerob mikroszervezetek, állatok
$\text{NO}_3^-$	$\xrightarrow{+e^-}$	$\text{N}_2, \text{N}_2\text{O}$	denitrifikáció	500–200	Pseudomonas
$\text{Mn}^{4+}$	$\xrightarrow{+e^-}$	$\text{Mn}^{2+}$	mangánredukció	250–100	Bacillus stb.
Szerves anyag	$\xrightarrow{+e^-}$	szerves sav	erjedés	220–0	Clostridium stb.
$\text{Fe}^{3+}$	$\xrightarrow{+e^-}$	$\text{Fe}^{2+}$	vasredukció	200–100	Pseudomonas
$\text{NO}_3^-$	$\xrightarrow{+e^-}$	$\text{NH}_3$	disszimiláció nitrátredukció	100–150	Acromobacter
$\text{SO}_4^{2-}$	$\xrightarrow{+e^-}$	$\text{H}_2\text{S}$	szulfátredukció	0–200	Desulfovibrio
$\text{CO}_2$	$\xrightarrow{+e^-}$	$\text{CH}_4$	metánképződés	-150–280	Metanobaktérium

Minél több az oxidált alkotórész, annál nagyobb a rendszerben a redoxi potenciál értéke. A talaj átnedvesedésekor csökken, a száradás során pedig nő a redoxi potenciál. A talajok redoxi potenciálja ( $E_h$ ) többnyire - 300 és + 600 mV között van. A redoxi folyamatok következtében több vegyületek oldhatósága, illetve egyes elemek (pl. vas, mangán) mozgékonyasága megváltozik.

## 8.5 A talaj szerves anyagai

Amikor a talaj szerves anyagairól beszélünk, akkor ez alatt a talajban előforduló összes szerves eredetű anyagot értjük. A talaj szerves anyagait a biomassza (biomasszának az adott ökoszisztémában egy adott időpontban meghatározott mennyiségben jelen lévő élő és elhalt szervezetek összességét nevezzük), a szerves maradványok bomlása során felszabadult szerves vegyületek és a humusz együttesen alkotják. A talaj szerves anyagainak mennyisége és minősége függ az éghajlattól, a növényzettől, a talajképző kőzet minőségétől, a domborzattól és befolyásolja a talajhasználat módja is.

29. ábra A talaj összetétele



A szerves anyag utánpótlásának forrásai elsősorban az elhalt növényi maradványok, az állati maradványok csak másodlagos szerepet játszanak.

A növényi maradványokban a leggyakoribb szerves vegyületek:

### 1.) Szénhidrátok:

cellulóz, hemicellulóz, keményítő, egyszerű szénhidrátok  
(len, kender, gyapot / gabonafélék, burgonya, kukorica).

### 2.) Fehérjék és peptidek

(szója, bab, borsó, csillagfürt, lucerna, lóhere).

### 3.) Lignin

(elsősorban a fás növényi részekben, a kukoricaszárban és a gabonaszárban van nagyobb mennyiségben).

#### 4. Zsírok, viaszok, gyanták

(szója, repce, napraforgó / fenyőfélék, kender, komló)

##### 8.5.1 A növényi maradványok átalakulása

A talaj a benne élő makro- és mikroszkopikus élőlényeknek természetes környezete. Ezen élőlények tevékenységének eredménye a szerves anyag lebontása, átalakítása.

A szerves maradványok átalakulása bonyolult *lebontó (metabolizáló)* és *felépítő (szintetizáló)* mikrobiális folyamatok, és a kapcsolódó biokémiai reakciók következménye.

A szerves kötésben levő elemek felszabadulását szervesetlen (ásványi) formákká alakulását *mineralizációnak (ásványosodásnak)* nevezzük.

A szerves anyagok lebontása

A lebontó folyamatok során a nagy molekulájú szerves anyagokból a talajban élő szervezetek közreműködésével egyszerűbb szerves vegyületek, valamint szén-dioxid és víz keletkezik.

A lebontás során három, gyakorlatilag egymással párhuzamosan zajló folyamat zajlik.

##### 1) Biokémiai fázis

Ebben a fázisban a szerves polimer makromolekulák részben szétbontódnak, monomerekre esnek szét (például a keményítőkből egyszerű cukrok, a fehérjékből peptidok, ill. aminosavak szabadulnak fel).

2) *Mechanikai aprítás*: a talajba kerülő növényi és állati maradványok felaprózását a talajlakó állatok végzik.

##### 3) *Enzimatis lebontás*

A felaprózott szerves anyag bontását a baktériumok, a sugárgombák, a gombák és végzik. Tevékenységükhöz kedvező fizikai (talajszerkezet, hőmérséklet, csapadék) és kémiai környezetet (pH) igényelnek. A talaj mikroszervezetei a szerves vegyületeket energiaforrásként is használják. A vegyületek egy részét teljesen lebontják, más részét pedig kisebb-nagyobb mértékben módosítják.

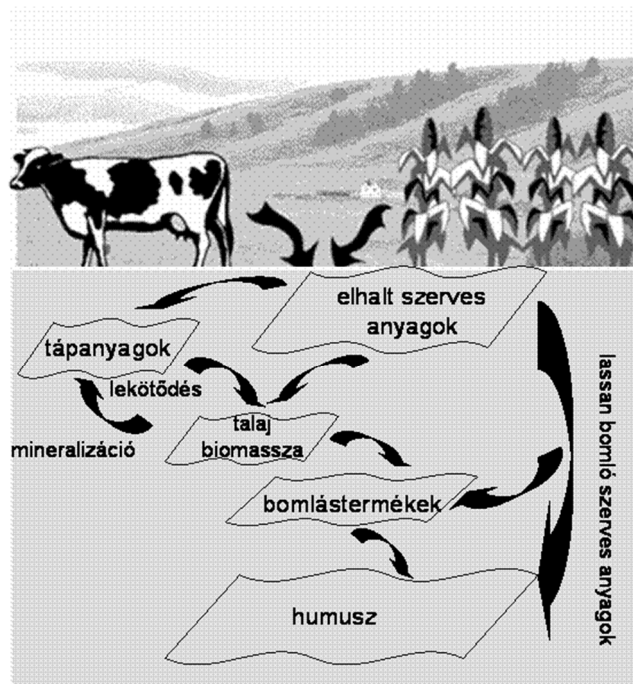
##### **Humifikáció és mineralizáció**

A szerves molekulákban kötött elemek ásványi anyagokká történő átalakulását *mineralizációnak* nevezzük. A bomlástermékek: jól szellőzőt (aerob) talajokban a  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{H}_2\text{PO}_4^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ .

Anaerob (rosszul levegőzött) körülmények között pedig  $\text{CH}_4$  (metán), különböző aminok, egyszerű szerves savak (pl. ecetsav, vajsav), toxikus gázok, pl.  $\text{H}_2\text{S}$  vagy etilén ( $\text{C}_2\text{H}_4$ ) képződnek, és ez által a szerves anyagokon kötött tápelemek a növények számára hozzáférhetővé válnak.

Az elhalt növényi részek lebontása során az ásványi anyagok mellett kisebb molekulatömegű szerves vegyületek is keletkeznek, mint pl. szénhidrátok, zsírok, fehérjék, lignin stb. Ezek a vegyületek részben biotikus, részben abiotikus (kémiai folyamatokban, mint pl. kondenzáció és polimerizáció) a talajra nézve jellegzetes, nagy molekulájú, speciális szerves vegyületek, humuszvegyületek jönnek létre. A folyamat a **humuszosodás**.

30. ábra. A szerves anyagok átalakulása a talajban

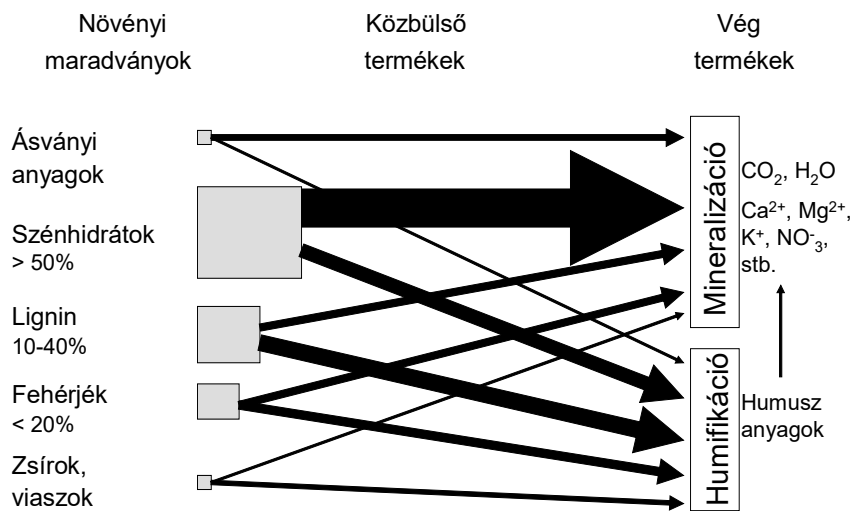


Ha a talaj levegőzöttsége, a vegetáció, stb. lényegesen nem változik meg, az évente elbomló humusz mennyisége közel ugyanannyi, mint a képződő új humusz, vagyis egy-egy talajban a humusztartalom közel állandó. Mérsékelt égövben a humuszkészletnek évente átlagosan 3 %-a újul meg, a változás azonban csak a könnyebben bomló hányadot érinti, a stabil humuszanyagok évszázadokig is megmaradnak.

A mineralizáció és a humifikáció következtében a talaj szerves anyagai állandó dinamikus változásban vannak. Az aerob körülmények a mineralizációnak, az anaerob viszonyok pedig a szerves anyag felhalmozódásának biztosítanak kedvező feltételeket.

A humuszosodás tulajdonképpen akkor kezdődik el, amikor a szerves maradványok kapcsolatba kerülnek a talaj mikroszervezeteivel. A szerves anyag lebontását elsősorban az aerob mikroszervezetek végzik.

31. ábra. A növényi maradványok mineralizációja és humifikációja



## 8.5.2 A szerves anyagok átalakulását befolyásoló tényezők

### Éghajlat

A talaj hőmérsékletének növekedésével párhuzamosan nő a talaj mikrobiológiai aktivitása. A talaj mikrobiológiai aktivitása 25-40°C hőmérséklettartományban a leghatékonyabb.

A csapadékos éghajlat mellett dúsabb a vegetáció, ez a szerves anyagok felhalmozódásának kedvez. Ugyanakkor a talaj aerob mikroszervezetei csak oxigén ( $\text{O}_2$ ) jelenlétében életképesek. A mikrobák vízszükséglete kicsi, de élettevékenységük csak megfelelően nedves talajban zavartalan. Ha a talaj levegőtlené válik (pl. túlnedvesedik), akkor a szerves anyag lebontásában az anaerob mikroorganizmusok vesznek részt. Az anaerob lebontás lassúbb, mint az aerob, és nagyobb mennyiségű humusz képződéséhez vezet. A levegőtlenesség, tehát kedvez

a szerves anyag felhalmozódásának és lassítja a lebomlását. Száraz talajban csökken a biológiai aktivitás.

#### *Talaj*

A talaj nagy agyagtartalma akadályozza a szerves anyag lebomlását, mivel erősen kötődik a szerves anyaghoz vagy a fizikai adottságok miatt korlátozza a mikrobiológiai folyamatokat. Az egyébként hasonló talajadottságok mellett az agyagos talajban lassúbb a szerves anyag bomlása, mint homok a talajon.

#### *Növényzet*

Dúsabb vegetáció mellett több szerves anyag jut a talajra. A növényi maradványok C:N aránya befolyásolja annak lebonthatóságát. A nagy N tartalmú, de alacsony C tartalmú szerves maradványok (pl. lucerna, lóhere), gyorsan, az alacsony N tartalmú, de nagy C tartalmú növényi anyagok (fás növényi részek, kukoricaszár, gabonaszár) lassan bomlanak le.

#### *Domborzat*

A magasabban fekvő területeken - erdővel borított középhegységben - általában nagyobb a szerves anyag képződése, mivel bőségebb a csapadék és nagyobb az agyagtartalom. A talaj rossz vízvezető képessége lassítja a szerves anyagok bomlását.

A szántóföldi művelés alatt álló talajokon nagyobb a szerves anyag bomlásának sebessége, mint pl. a legelőkön.

### **8.5.3 A humuszanyagok csoportosítása**

Első közelítésben humusznak tekintjük a szerves maradványok többé-kevésbé átalakult részét.

A talaj humusz anyagai lehetnek

#### ***Nem valódi humuszanyagok***

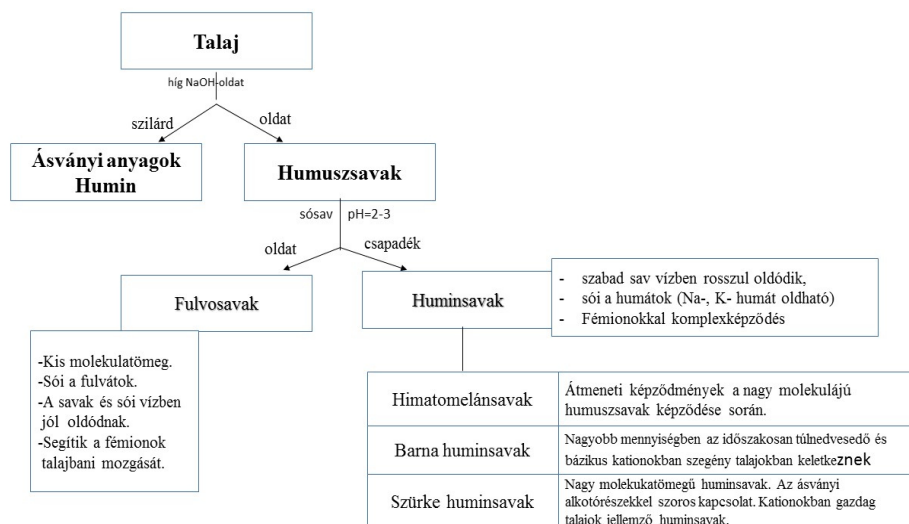
A szerves maradványokból felszabadult, de nem humifikálódott szerves vegyületek.

- a.) *Fehérjék, peptidek, aminosavak,*
- b.) *Szénhidrátok* (keményítő, cellulóz, hemicellulóz, pektin; kitin; oldható cukrok, aminocukrok)
- c.) *Szerves savak* (hangyasav, ecetsav, csersavak, stb.)
- d.) *Lignin* (növényi vázanyag)
- e.) *Zsírok, viaszok, gyanták.*

### Valódi humuszanyagok

A humifikáció a fontosabb szintetizáló folyamatok összessége, amelynek köszönhetően létrejön a humusz. A humusz a talajban a növényi és az állati maradványok kémiai, illetve biológiai degradációja során keletkezett *specifikus szerves anyag*. Képződésében döntő a mikroorganizmusok tevékenysége. Változatos felépítésű, bonyolult szerkezetű, savkarakterű polimer vegyületek. Egymástól eltérő viselkedésű *fulvosav*, *huminsav* és *humín* frakciókból állnak (32. ábra).

32. ábra. A humusz frakciók elválasztása a talajból



A humuszanyagok különböző alkotórészei eltérő erővel kötődnek a talaj ásványi részéhez, ezért a humuszfrakciók elválasztásának egyszerű módszere a talaj híg (0,5 %-os) NaOH-os kezelése. A szakaszos extrakció során a különböző mértékben kötött humuszanyagokat több lépésben, fokozatosan lehet kinyerni a talajból (32. ábra).

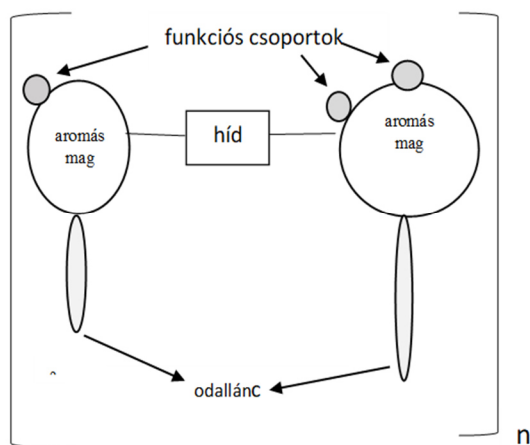
#### 8.5.4 A humuszsavak szerkezete

A humusz igen változatos méretű és különböző szerkezetű molekulákból álló, összetett anyag. A humuszanyagok a külső hatásokkal szemben igen *érzékenyek*, éppen ezért a kémiai szerkezetüket a mai napig sem sikerült pontosan felderíteni. A humuszanyagok kémiai felépítésével kapcsolatban bizonyos, hogy a humuszsavak gyűrűs szerkezetű építőköveket

tartalmazó, nagy molekulájú vegyületek. A humuszsav molekula vázát egymáshoz kapcsolódott aromás gyűrűk alkotják. A vázhoz oldalláncok kötődnek, amelyek főként szénhidrát, peptid vagy aminosav jellegű vegyületek. Mind az aromás vázhoz, mind az oldallánchoz reaktív csoportok, elsősorban karboxil (-COOH), alkoholos -OH, fenolos -OH, amino (-NH<sub>2</sub>) és imino (=NH) csoportok kapcsolódnak (33. ábra). Ezek a reaktív csoportok lényegesen befolyásolják a humusz kémiai tulajdonságait.

A humuszsavak fontosabb elemi alkotórészei a C, H, O, N. A C tartalom 56-58%, a N 4-6%.

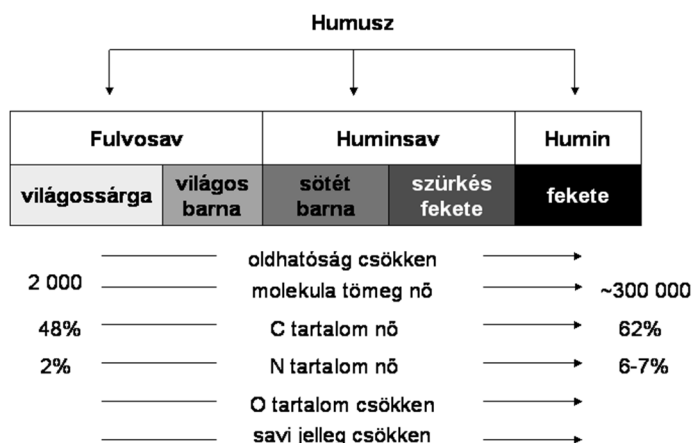
33. ábra. A humuszsavak szerkezete



### 8.5.5 A humuszsavak tulajdonságai

A *fulvosavak* viszonylag kis molekulájú, sav jellegű, világossárga vagy vörössárga színű vegyületek. Mind a szabad savak, mind a sóik (fulvátok) és a fém-komplexeik vízben, savakban és lúgokban jól oldódnak. A humuszanyagok közül a fulvosavak savi karaktere a legerősebb. Redukáló hatású, könnyen oxidálódó anyagok. Legnagyobb mennyiségben savanyú, gyenge biológiai aktivitású talajokban képződnek.

34. ábra A humuszanyagok kémiai tulajdonságai



A huminsavak sötétebb színű, nagyobb molekulatömegű vegyületek, mint a fulvosavak. Savi jellegük kevésbé kifejezett, mint a fulvosavaké (34. ábra). Sóik a humátok, a Na- és K-sóik jól oldódnak vízben, a Ca-, Mg-, Fe- és Al-humátok pedig nem. Komplexképzésre hajlamosak.

### 8.5.6 A humusz szerepe a talajban

A jó minőségű talajok közös sajátossága a *kalciummal telített humusz*, és az ezzel együtt járó morzsás, porózus szerkezet és a jó tápanyag ellátottság.

A humuszanyagok kis mennyiségük ellenére jelentős szerepet játszanak:

- a talajok fizikai tulajdonságaira (szerkezetének kialakítására, a hő-, és vízgazdálkodásának szabályozására),
- a talajok kémiai tulajdonságaira (kation megkötő- és pufferoló képességére), valamint
- a talajok biológiai tulajdonságaira és a tápanyag gazdálkodására.

### 8.5.7 A humusz hatása a talaj fizikai tulajdonságaira

*A humusz hatása a talaj szerkezetére:*

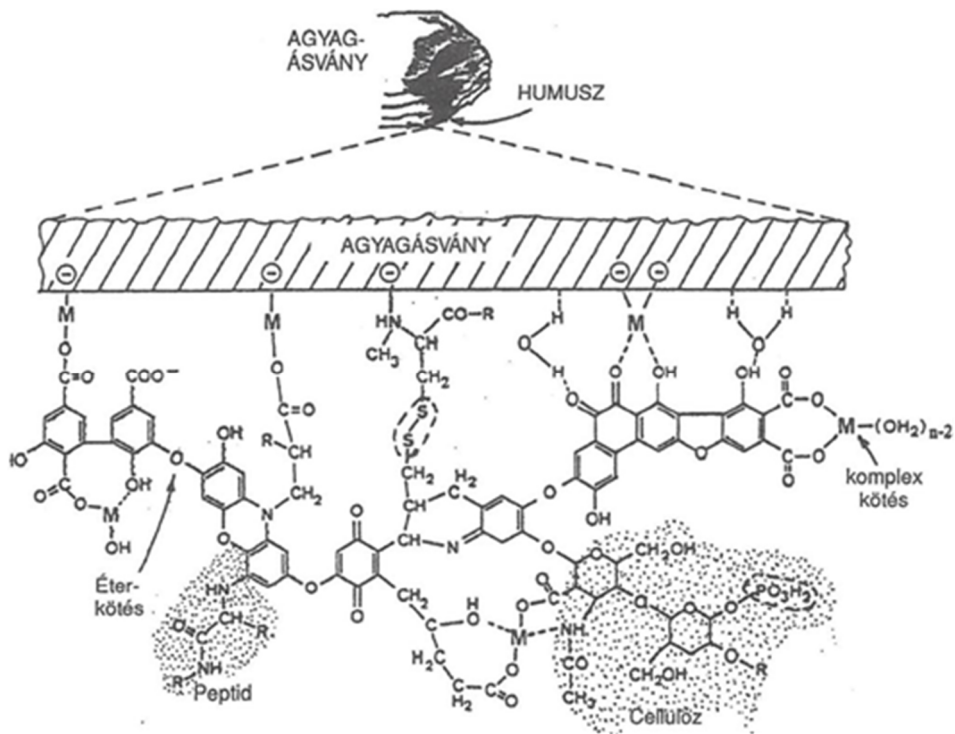
- A kalciummal telített humuszvegyületek elősegítik az ásványi részek aggregációját, és a szerkezetképződést. A huminsavak kétvegyértékű fémionokkal alkotott sói vízben nem oldódnak, a Ca-humátok által összeragasztott aggregátumok vízállóak és morzsalékos szerkezetűek.

- A Ca-humátok által létrehozott morzsalékos talajszerkezet porózus. Az aggregátumok vízállóak és porózusak.
- A mikroorganizmusok nyálkaanyagainak, valamint az agyag-humusz kolloid-komplexumoknak szintén fontos szerkezet stabilizáló hatásuk van.
- A humusz tehát stabil, porózus szerkezetet biztosít, ezáltal kedvezőbbé válik a vízgazdálkodás, csökken a talaj tömörödési hajlama és a felület elporosodása.

***A humusz hatása a talaj hő- és vízgazdálkodására:***

- A talaj humuszos szintje sötét színű, így jobban elnyeli a Nap sugarait, és elősegíti a talaj felmelegedését. A nagyobb szervesanyag tartalom sötétebb színnel és így nagyobb hőelnyelő képességgel jár együtt.
- A szerves anyag növeli a talaj víztartó képességét, ami a nagy hőkapacitása miatt csökkenti a talaj hőmérsékletének ingadozását.

35. ábra A szerves-ásványi komplexum felépítésének sémája:



### **8.5.8 A humusznak a talaj kémiai tulajdonságaira gyakorolt hatása**

- A humusz növeli a talajok kation megkötő képességét, így fontos szerepe van a mikroelemek megőrzésében és a toxikus anyagok lekötésében.
- Sav-bázis pufferoló képességgel bír. A humuszsavak képesek a talajban képződő illetve a talajba kerülő savak/bázisok hatását közömbösíteni, és a gyors pH-változásokat megakadályozni.

### **8.5.9 A humusz hatása a talaj biológiai tulajdonságaira és a tápanyag-gazdálkodásra**

- A talaj szerves anyaga és ezen belül a humusz energiát szolgáltat a talajban élő szervezetek számára, a biológiai folyamatokhoz. A talaj humusz tartalma a növények ásványi tápanyagának forrása és megőrzője. A talajok növekvő szerves anyagkészlete, humusztartalma javítja a talaj tápanyag-gazdálkodását.

*- A humusz, mint tápanyagforrás*

- A humuszanyagok elsősorban N-forrásként jelentősek. A talajok N-készletének mintegy 96-97%-a a szerves anyagokban található. A szerves vegyületek mikrobiális lebontása során, a szerves kötésű N ásványi N-formákká alakul át és így válik a növények számára felvehetővé. A humuszban a nitrogén megtalálható az aromás magban, mint heteroatom, az aromás magokat összekötő hidban, ill. a funkciós csoportokban. A legkönnyebben a funkciós csoportban lévő N mobilizálódik.

- A talaj szerves anyagaiban kötött foszfor és kén is lassú feltáródási folyamat révén mineralizálódik, és válik a növények számára felvehetővé.

*- A humusz tápanyag megőrző szerepe*

- Adszorbeáló és komplexképző képességük folytán a huminsavak képesek megkötni a különböző tápanyagokat. Döntő szerepük van a Ca, P, Mg, S, Cu, Zn, stb. megőrzésében.

- A humusz kedvező hatással van a foszfor növény általi felvehetőségére. Blokkolja a talaj ásványi részeinek azokat a helyeit, ahol a foszfát-ionok erősen lekötődnének, és így csökkenti a foszfor inaktiválódását (humát-hatás).

## 8. A talajok tápanyag-gazdálkodása (Vágó Imre)

A növények harmonikus fejlődésének számos feltétele van, amelyeknek egyidejűleg kell teljesülniük. A megfelelő produkció egyik legfontosabb tényezője, hogy a növények számára elegendő mennyiségű és megfelelő minőségű tápanyag álljon a rendelkezésre.

Bár a növények csak alig néhány elemet tudnak közvetlenül hasznosítani, ennek ellenére, ha növényi tápelemekről beszélünk, a növény számára hasznosítható tápanyagokat értünk alatta. A növények szervezetének fő tömegét, összesen mintegy 95 %-át a szén, oxigén és hidrogén adja. Ezek az elemek – vegyületeik formájában – többnyire korlátlanul állnak a növények rendelkezésére: a szén  $\text{CO}_2$  formában, a hidrogént és az oxigént fő tömegében vízként tudják felvenni. A növény a légkör elemi állapotú oxigéntartalmát is képes hasznosítani. Ezért a növények tápanyag-ellátásában ezekkel az elemekkel csak ritkán kell foglalkoznunk.

A többi tápelemet a növények döntő mértékben a *talajból* veszik fel, a gyökérzetük segítségével. Ehhez járulhat hozzá egyes esetekben a levél sztómain keresztül történő tápanyag-felvétel, de ennek csak kiegészítő jelentősége van, a döntő tényező a gyökéren keresztüli táplálkozás.

A növények tápanyag-ellátása szempontjából a talaj többféle funkciót lát el. A talajban található teljes tápanyag mennyisége a *tápanyag készlet* (vagy *tápanyag tőke*). Ennek mindössze néhány százalékát tudja a növény közvetlenül hasznosítani, ezt nevezük *hasznosítható*, vagy *felvehető tápanyag készletnek*. A talaj tápanyag tőkéje különböző kémiai, biokémiai és biológiai folyamatok során válik részlegesen hozzáférhetővé. Ezen folyamatok összességét *tápanyag-feltáródásnak*, vagy *mobilizációnak* nevezük. Lejátszódnak a talajban olyan folyamatsorok is, amelyek a talajban lévő növényi tápanyagok felvehetőségét csökkentik, ezeket a folyamatokat *tápanyag lekötődésnek*, vagy *immobilizációnak* nevezük.

A növényi tápelemeket annak alapján csoportosítjuk, hogy a növények szárazanyagának felépítésében milyen részarányban fordulnak elő. *Makrotápelemeknek*, röviden *makroelemeknek* nevezük a 0,1%-nál nagyobb mennyiségben előforduló elemeket (C, O, H, N, P, K, S, Ca, Mg). *Mikrotápelemek*, vagy *mikroelemek* közé soroljuk az összes többi tápelemet (Fe, Mn, Zn, B, Cu, Mo). A kalciumot és a magnéziumot (hagyománytiszteltből) *mezoelemnek* is szokták nevezni.

## 8.1 Tápanyagformák a talajban

Az egyes tápelemek sokféle *kémiai* formában fordulnak elő a talajban: lehetnek egyszerű vagy összetett ionok, komplexek, kelátok, molekulák. Ezeket együttesen növényi *tápanyagoknak* nevezzük. A tápelemek felvehetősége döntő mértékben függ attól, hogy milyen tápanyagok formájában áll a növény rendelkezésére. A talajban levő összes tápelem-tartalomnak csak egy töredéke hasznosítható közvetlenül. A talajban általában a következő tápanyagformákat különböztetjük meg:

- *oldható* (vagy könnyen oldható) tápanyagok,
- *kicserélhető* tápanyagok,
- *biológiailag kötött* tápanyagok,
- *fixált* tápanyagok,
- *egyéb módon kötött* tápanyagok,
- *tartalék* tápanyagok.

Az *oldható* (könnyen oldható) tápanyagok vízben és híg sóoldatokban, illetve híg savakban jól oldódnak. A növények számára a talajnak ez a tápanyag frakciója a legkönnyebben hozzáférhető, ezért gyakran „*felvehető*” vagy „*könnyen felvehető*” tápanyag készletnek nevezik. Ez a tápanyag készlet a talajoldat részét képezi.

A *kicserélhető* tápanyagokhoz a talaj szervesen és szervetlen kolloidjainak felületén megkötődött (*adszorbeálódott*) fém kationokat és az  $\text{NH}_4^+$ -iont soroljuk. Az adszorbeált kationok ioncsere-folyamatokban kicserélhetőek, ezért kicserélhető kationoknak is nevezzük ezeket.

A talajnak csak a könnyen oldható és a kicserélhető tápanyag tartalmát tudják közvetlenül hasznosítani a növények.

A *biológiailag kötött* tápanyagok csoportját az élő vagy elhalt szervezeteket felépítő, továbbá a szerves trágyákkal kijuttatott anyagfélések tápanyag-tartalma képezi. A biológiai kötődés átmeneti, mert a mikroszervezetek a tápanyagok szerkezetét folyamatosan módosítják, átalakítják, és ismét felvehetővé teszik. Amennyiben a lebontás eredményeként szervetlen formába kerülnek a tápanyagok, a folyamatot *ásványosításnak* (*mineralizációnak*) nevezzük. A biológiailag kötött tápanyagok a talajban folytonosan megújulnak, majd lebomlanak, ezzel jelentős mértékben hozzájárulnak a talaj tápanyag-gazdálkodásához.

*Fixált* (megkötött) tápanyagoknak nevezzük a 2:1 vagy TOT típusú háromréteges agyagásványok rácsrétegei közé beépült tápanyagokat (5. ábra). Tipikus példa erre, hogy az illitek, vermikulitok és a szmektitok erőteljesen rögzítik a  $\text{K}^+$ -ionokat és az  $\text{NH}_4^+$ -ionokat. A kationok belépése után az ásványok rétegei az elektrosztatikus vonzás következtében

összezárodnak, az ásványok elvesztik eredeti duzzadó képességüket, így a kationokat magukba zárják. A fixált tápanyagok csak az agyagásványok mállása révén lesznek képesek ismét kiszabadulni, vagyis a növények számára tápanyagként hosszú ideig nem állnak rendelkezésre. A jelenséget a talajok tápanyag-utánpótlásánál feltétlenül figyelembe kell venni.

Az **egyéb úton kötött** tápanyagra példa: a talaj foszfáttartalma alig oldódó, („oldhatatlan”) vegyületek, pl.  $\text{FePO}_4$ ,  $\text{AlPO}_4$ , illetve  $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$  formájában kicsapódhat, vagy anion adszorpció révén megkötődhet.

A *tartalék tápanyagok* képezik a talaj összes tápanyagkészletének döntő többségét. Ezek adják a természetes tápanyag-utánpótlás természetes forrásait. A tápanyag tartalékok tápelemenként más és más kémiai formában és összetételben található meg a talajban, emiatt különböző mértékben és módon mobilizálódnak.

A talaj tápanyagainak különböző formái a körülmények függvényében állandóan átalakulnak, változnak, s ennek következtében dinamikus egyensúlyban vannak egymással. Ez a jelenség biztosítja a talajok *tápanyag pufferoló képességét*. Loch rámutat arra, hogy ennek eredményeként a növények fő tápközegében, a talajoldatban az egyes tápelemek koncentrációja (bizonyos határok között) állandó marad, függetlenül attól, hogy a növények az életműködésük során tápanyagokat vonnak ki a talajból, illetve a trágyázással tápanyagokat juttatunk vissza a talajba.

## **8.2 Makrotápanyagok a talajban**

### **8.2.1 Nitrogén**

A növényi termés mennyiségének és minőségének döntő tényezője a növények nitrogén ellátottsága. Liebig<sup>2</sup> még úgy vélte, hogy a növények N-ellátásával nem kell külön foglalkozni, hiszen a levegő 78%-a elemi nitrogénből áll. Hamarosan bebizonyosodott, hogy ez a következtetés nem állja meg a helyét, aminek az az oka, hogy a légköri  $\text{N}_2$  molekulában az atomokat igen erős, háromszoros kovalens kötés tartja össze, amit a növény (ellentétben az oxigén molekulában található kétszeres kovalens kötéssel) képtelen felbontani. A növény tehát kénytelen a nitrogént más forrásból, a talajból, nem elemi formában felvenni. Ezért a talajok N-tartalma a talajtermékenység egyik kiemelkedő fontosságú tényezője.

Ásványi talajainkon az összes N-tartalom többnyire 0,02-0,4% közötti értéket tesz ki, de a lúpés és a tőzegtalajokon akár a 2%-ot is elérheti. A talaj művelt rétegében az összes nitrogénnek mintegy 90-95%-a szerves kötésben van jelen. A szerves nitrogén mennyisége szoros összefüggésben van a talaj humuszkészletével.

A növények viszont döntő mértékben csak szervesen ionként,  $\text{NH}_4^+$  és  $\text{NO}_3^-$  formában képesek a nitrogént hasznosítani. Emiatt a talaj teljes N-készletének csak egy kis hányadát, általában 1-3 %-át tudják a növények aktuálisan felvenni. A szerves kötésben levő nitrogént a növények csak a szerves anyagok *mineralizációja* után képesek szervezetükbe beépíteni.

**A szerves kötésű nitrogén szervesen ionokká transzformálódása** több lépésben történik.

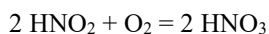
- a.) A fehérjék és a huminsavak *aminizációval* szerves amin ( $\text{R-NH}_2$ ) vegyületekké alakulnak;
- b.) az aminosavak *ammonifikáció* révén ammónia ( $\text{NH}_3$ ) gázzá formálódnak;
- c.) az ammónia egy része ammónium-hidroxiddá ( $\text{NH}_4\text{OH}$ ) és ammónium ( $\text{NH}_4^+$ ) sókká alakul, más része pedig nitrit ionokon ( $\text{NO}_2^-$ ) keresztül nitrát ionokká ( $\text{NO}_3^-$ ) oxidálódik.

Az ammóniumion nitrifikációja tehát kétféle lépéses folyamat:

Az első lépésben *Nitrosomonas* és *Nitrosocystis* baktériumok közreműködésével, protonok felszabadulása mellett, salétromossav keletkezik:



A második lépésben *Nitrobacter* katalizáló hatására viszonylag gyors reakcióban a salétromossav salétromsavvá oxidálódik:



A vizes közegben (a talajoldatban) mind a  $\text{HNO}_2$ , mind a  $\text{HNO}_3$  képes protont ledisszociálni, tehát az ammónium oxidációja a talaj mikro-régiójában pH-csökkenést okoz. A mineralizációs folyamatok közül az ammonifikáció a sebesség meghatározó lépés, mert ez megy leglassabban végbe.

A  $\text{HNO}_2$  disszociációjával képződő nitrit a növény számára mérgező (*fitotoxikus*) hatású, de szerencsére mérgezés csak ritkán alakul ki, mert a nitrit még a gyengén levegőzött talajokban is gyorsan nitráttá oxidálódik.

Az ammonifikáció a holtvíz tartalomnál több nedvességet tartalmazó talajokban, fagyponthoz közeli hőmérsékleten megindul, intenzitása a nedvességtartalom és a hőmérséklet növekedésével fokozódik. Ha a talaj túl nedves, az oxigénhiány akadályozza a folyamatot. A savanyú talajokban a Ca-hiány és a baktériumok aktivitásának csökkenése gátolja az  $\text{NH}_4^+$  oxidációját. A savanyú talajok meszezése ezért mindig kedvezően hat a nitrifikációs folyamatokra is.

Fentiekből következik, hogy a kötött és a felvehető nitrogénformák közötti arányt a mikrobiológiai tényezők, a mineralizáció körülményei döntő mértékben befolyásolják. A talaj biológiai aktivitása jórészt a nedvességi állapottól és a hőmérséklettől függ, a talaj *felvehető* (szervesen ionos) *nitrogén* tartalma nem állandó érték, hanem a körülményekkel együtt,

időszakonként változik. Emiatt a talaj ásványi nitrogén készletének analízisét elsősorban a pillanatnyi, aktuális ellátottság megállapítására használják (pl. Németország, Benelux államok)<sup>4</sup>. Az általánosan elterjedt módszerek szerint azonban a talajok N-ellátottságának megítéléséhez az összes nitrogén tartalmat veszik figyelembe.

#### **A talajok nitrogénkészletét csökkentő tényezők:**

a.) *A növények nitrogénfelvétele:* ott a legnagyobb, ahol a talaj a többi tápanyagban is gazdagabb. Ellentétes hatású folyamatot eredményez, hogy a nagyobb növényi tömeg több gyökérmaradvánnyal jár, ami a talaj szerves nitrogén készletét fokozza.

b.) *Kilúgzás:* pozitív vízmérlegű területeken, illetve periódusokban, a vízdoldható nitrogénformák (mindenekelőtt a nitrátionok) a lefelé tartó vertikális vízmozgással a talaj felső rétegéből kimosódnak, mert a talajkolloidokon nem adszorbeálódnak. A kilúgzási nitrogén veszteség az egy lépésben kijuttatott műtrágya mennyiségétől és a talaj kötöttségétől erősen függ; minél kötöttebb a talaj, annál lassabb benne a vízmozgás, ami a kilúgzási veszteséget mérsékeli.

c.) *A talajerózió* jelentős nitrogén veszteséget okoz, mert főként a humuszban, így a nitrogénben is leggazdagabb termőréteget érinti.

d.) *Gázalakú nitrogén veszteségek (volatilizáció):* a talaj nitrogén vegyületei illékony gázokká alakulva a légtérbe távoznak. Két fontosabb formájával kell számolnunk:

α) *Dinitrogén-oxid (N<sub>2</sub>O) és elemi nitrogéngáz (N<sub>2</sub>) képződése.* A túlzottan nedves talajokban (pangó vizes területeken, árasztott rizsföldeken, stb.), levegőtlen körülmények között az élettevékenységükhöz a nitrátion oxigénkészletét felhasználó *anaerob denitrifikáló* baktériumok a nitrátok egy részét N<sub>2</sub>O és N<sub>2</sub> gázzá redukálják. A reakció vázlatos sémája:



A N-veszteségen túl a N<sub>2</sub>O felszabadulása amiatt is hátrányos, mert hozzájárul a légköri üvegház-hatás kialakulásához.

β) *Ammónia (NH<sub>3</sub>) gáz felszabadulása.* Bázikus kémhatású talajokban az ammónium-sókból NH<sub>3</sub> gáz képződik, amelynek túlnyomó része a légkörbe távozik.

### **8.2.2 Foszfor**

A talajok összes foszfortartama mintegy 0,02-0,10 %-ot tesz ki. Többségében ásványi eredetű, így szerves kötésű formában csak kb. 20-40 %-a van. Ez azzal a következménnyel jár, hogy a talajok foszforgazdálkodásában nemcsak a biológiai, hanem a kémiai folyamatok is jelentős szerepet játszanak.

A növények számára hasznosítható oldott foszfor mennyisége egyrészt a biológiai feltáródás és újra megkötődés (*refixáció*) egyensúlyi helyzetétől, másrészt a szerves vegyületformák egymás közötti egyensúlyától, oldhatósági viszonyaitól függ.

A *szerves* kötésű *foszfor* kb. 60%-a fitin, inozit-hexafoszfát. A cukorfoszfátokban, foszfolipidekben, foszfoproteidekben és nukleinsavakban kötött foszfát részaránya viszonylag kicsi, mintegy 5-10%. A maradék 30-35% humin- és fulvosavakhoz kötve fordul elő. A szerves foszfor frakció a lassú *mineralizálódás* során válik a növények számára ismét hozzáférhetővé.

A *szerves* foszfortartalom részben natív eredetű (apatitok), részben az apatitok mállástermékeiből, illetve a műtrágyákkal bevitt foszfátok átalakulási termékeiből áll. Tápanyag-gazdálkodási szempontból a legfontosabb tulajdonságuk, azaz a *vízben való oldhatóságuk* alapján célszerű őket csoportosítani.

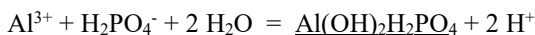
a.) A *legkevésbé oldódó formák* az apatitok, általános képletük:  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{X}$ , ahol X lehet  $\text{F}^-$  (fluorapatit),  $\text{Cl}^-$  (klórapatit) és  $\text{OH}^-$  (hidroxil-apatit). Közülük a fluorapatit oldhatósága a legkisebb.

b.) *Különböző mértékben oldhatóak* az egyes kalcium-foszfátok. Ezek oldhatósága az alábbi sor szerint csökken: monokalcium-foszfát,  $\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2 >$  dikalcium-foszfát,  $\text{CaHPO}_4 >$  oktalcium-foszfát,  $\text{Ca}_8\text{H}_2(\text{PO}_4)_6 >$  trikalcium-foszfát,  $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ .

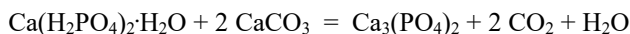
c.) *Rosszul oldódnak* az alumínium- és vasfoszfátok is: variscit,  $\text{AlPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ; strengit,  $\text{FePO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ .

A talajokban enyhén savas közegben gyakran előfordul a  $\text{H}_2\text{PO}_4^-$ , míg a 7 vagy annál nagyobb pH-nál a  $\text{HPO}_4^{2-}$ -ionok dominálnak. A teljesen deprotonált  $\text{PO}_4^{3-}$  forma csak az erőteljesen bázikus talajoldatokban fordul elő. Tapasztalatok szerint a növények elsősorban a  $\text{H}_2\text{PO}_4^-$ -ionokat veszik fel.

A foszforvegyületek oldhatóságát figyelembe véve a foszfor a pH=5,5-7,0 közötti tartományban a leginkább hozzáférhető a növények számára. Savanyú közegben az oldhatatlan Al- és Fe-foszfátok kicsapódnak:



Ha a jól oldódó  $\text{H}_2\text{PO}_4^-$ -iont tartalmazó műtrágyát, pl. a szuperfoszfátot adjuk Ca-ban gazdag talajra, akkor az alábbi folyamatban rossz oldhatóságú trikalcium-foszfát képződik:



A talaj humuszanyagai és a talajba juttatott szerves anyagok javítják a foszfor felvehetőségét (*humát effektus*). Ennek magyarázata:

- a talaj humifikálódott szerves anyagai (az ásványi komponenseihez kapcsolódva) lefoglalják a foszfor specifikus kötőhelyeit, így azok nem tudnak adszorbeálódni,
- komplex kötésekbe viszik a foszfátokkal oldhatatlan vegyületeket képező  $Al^{3+}$ ,  $Fe^{3+}$  és  $Ca^{2+}$  ionok egy részét, így a nem oldódó foszfátok keletkezésének lehetősége csökken.

A foszfátok a talajból gyakorlatilag *nem lúgzódnak ki*, mert a dihidrogén-foszfát ionok adszorbeálódnak, illetve gyenge oldhatóságú vegyületekké alakulnak. A talaj foszfortartalma legtöbbször csak a természettel elszállított mennyiséggel csökken. Az erózióval sújtott területeken viszont számolni kell azzal, hogy a termőréteggel együtt a foszfor egy része is lekerült a területről.

### 8.2.3 Kálium

A talajok teljes káliumtartalma viszonylag nagy, 0,2-4,0 % között változik, de a káliumkészletnek csak kis hányada van felvehető formában.

A talajok káliumkészlete szinte kizárólag szervesetlen formában található. Emiatt a nagy szervesanyag-tartalmú talajok (pl. láptalajok) káliumban szegények. Kevés természetes eredetű kálium van a nagy  $SiO_2$ -tartalmú homoktalajokban is.

A talaj K-tartalma nagyrészt a szilikátokban kötve található, ezért az agyagtartalom növekedésével fokozódik a káliumtartalom is. Emiatt viszonylag káliumdús talaj a csernozjom és a réti talaj.

A talaj K-tartalékait képező primer szilikátok közül alább csak a legfontosabbak említjük meg, ezek:

- a.) a földpátok közül a *kálium-földpát*:  $KAlSi_3O_8$ ;
- b.) a földpátpótlók közül a *leucit*:  $KAlSi_2O_6$ ;
- c.) a csillámok közül a *fehércsillám (muszkovit)*:  $KAl_2(AlSi_3)O_{10}(OH)_2$ ; továbbá a *feketecsillám (biotit)*:  $K(Mg,Fe)_3(AlSi_3)O_{10}(OH)_2$ ;
- d.) a csillámszerű anyagok közül az *illit* (2. ábra).

Felvehetőség szempontjából a talaj K-tartalmát négy nagy csoportba soroljuk:

- α.) nem felvehető kálium (a káliumtartalmú ásványok kristályrácsaiba beépülve)
- β.) nehezen felvehető kálium (a 2:1 vagy TOT típusú agyagásványokban fixálva)
- γ.) kicserélhető kálium
- δ.) a talajoldat káliumtartalma

A növények ez utóbbi két frakcióhoz (az úgynevezett felvehető káliumhoz) tudnak hozzájutni. A talaj káliumgazdálkodásánál figyelembe kell venni a már többször, legutóbb ezen fejezet elején tárgyalt jelenséget, vagyis azt, hogy a kálium a 2:1 típusú agyagásványokban tartósan

megkötődik, így a kijuttatott K-tartalom a növény számára hosszú időre felvehetlenné válik (2. ábra). Az agyagásványokban szegény talajokban ezzel a jelenséggel nem kell számolni. Kálium kilúgzódásával csak a nedvesebb körülmények között kell számolni, ami hazai talajainknál csak elvétve fordul elő.

#### 8.2.4 Kalcium

Mind a talaj tulajdonságai, mind a növények táplálkozása szempontjából fontos elem. A többi tápelemhez képest nagyobb mennyiségben fordul elő a talajban; általában 0,1-1,0% körül, de extrém esetben elérheti akár a 15 %-ot is. A kalcium a talajban az alábbi formákban található:

- a.) *Szilikátásványokban* (amfibolok, piroxének, plagioklász földpátok)
- b.) *Mérsékeltén vagy kevésbé oldódó Ca-vegyületekben* (kalcit,  $\text{CaCO}_3$ ; dolomit,  $\text{CaCO}_3\text{MgCO}_3$ ; gipsz  $\text{CaSO}_4\cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ; Ca-foszfátok, apatitok)
- c.) *Növények számára hozzáférhető* (kolloidokon adszorbeált kicserélhető és a talajoldatban lévő vízoldható Ca-sókból származó) Ca-ionok.

A Ca-felvétel akadályos lehet a talaj nagyfokú bázikussága, mert kalcium-karbonátként kicsapja a Ca-ionokat. A foszfátok a kalciummal csapadékot alkotva szintén gátolják a Ca felvételét.

A Ca-ionok kilúgzódása a talajból sok esetben jelentős lehet. A kilúgzódási veszteség a talaj telítettségétől és a kolloidok minőségétől és mennyiségétől függ.

#### 8.2.5 Magnézium

A talaj teljes Mg-készlete kb. 0,03-0,30%-ot tesz ki. A Mg-tartalmú szilikátok közül említést érdemel a biotit, a vermikulit, továbbá a piroxének és az amfibolok. A talajok egy részénél jelentős a magnezit,  $\text{MgCO}_3$  és a dolomit,  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  tartalom. A növények táplálkozása szempontjából itt az oldott és a könnyen kicserélhető frakció a legfontosabb, mert ezek adják a talaj felvehető magnézium tartalmát.

#### 8.2.6 Kén

A talajok teljes kéntartalma kb. 0,06%, de a szolonyeces szikesekben elérheti akár a 2%-ot is. A szerves vegyületei közül a talajban a legfontosabbak a *szulfátok*: gipsz,  $\text{CaSO}_4\cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ; Glauber-só,  $\text{Na}_2\text{SO}_4\cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ; keserűsó,  $\text{MgSO}_4\cdot 7\text{H}_2\text{O}$  és a Kieserit  $\text{MgSO}_4\cdot \text{H}_2\text{O}$ , továbbá a szulfidok:  $\text{FeS}_2$ ,  $\text{FeS}$ . A szerves kötésben levő kén arányos a talaj humusztartalmával.

A mineralizáció során a szerves kéntartalom kétféleképpen alakulhat át: jó levegőzöttségű talajokban szulfáttá oxidálódik, míg anaerob körülmények mellett (kénbaktériumok

közreműködésével) szulfiddá redukálódik és kén-hidrogén (H<sub>2</sub>S) gáz képződik. Pangó, állott vizes területeken jellegzetes „pocsolya” szagát érezhetjük. A felszabaduló kén-hidrogén gáz nagy koncentrációban fitotoxikus. A Fe<sup>2+</sup>-ionokkal nehezen oldódó vas-szulfid, FeS csapadékot ad, amit a növények nem tudnak hasznosítani. Extrém redukzív viszonyok között a szulfát is szulfiddá redukálódhat.

A szulfátok a talajból viszonylag könnyen kimosódhatnak, de a kénvesztés a szerves maradékok mineralizációjával, és az antropogén hatások miatt jelentőssé vált *atmoszférikus depozícióval* (légtéri kiülepedéssel), továbbá a szulfáttartalmú műtrágyákkal (pl. kálium-szulfát, szuperfoszfát, Kieserit, keserúsó) gyorsan pótlódik. Emiatt kénhiányra nem kell számítani.

Megjegyzendő viszont, hogy az utóbbi időben a környezetünk védelmében tett intézkedések (füstgáztűrők, ill. kénszegény tüzelő- és üzemanyagok használata) és a szuperfoszfát trágyázás csökkenése egyes területeken kénhiányt okoztak/okoznak.

### 8.3 Mikrotápanyagok a talajban

A mikrotápelemek (Fe, Mn, Zn, B, Cu, Mo) közös jellemzője, hogy a növények csak kis mennyiségben igénylik. Ennek ellenére a talajban igen változatos mennyiségben fordulnak elő: míg a talajok összes Fe-tartalma akár 6%-ot is kitehet, addig a Mo csupán 1-5 mg/kg mennyiségben van jelen.

A mikroelemek változatos kémiai formákban fordulnak elő a talajban: megtalálhatók a talajoldatban, a szervetlen és a szerves kolloidok felületén adszorbeálódva, szerves komplex és kelát kötésekben, oldhatatlan ásványokban, sőt egyes esetekben a szilikátok rácsaiba beépülve is (mint pl. a *bór* a *turmalin*ban).

A növények mikroelem-ellátását segíti, hogy a mikroelemek mind a talajoldatban (egyszerű szerves savakkal és fulvo-savakkal), mind a nem oldódó szerves anyagokkal komplexeket képezhetnek. A komplexek kialakulása megakadályozza az oldhatatlan vegyületek képződését, illetve a tápanyagok kilúgzódását a talajból.

A **vas** a talajban oxidok, hidroxidok, foszfátok, szulfidok formájában, illetve egyes szilikátok rácsába beépülve fordul elő. Oldhatóságát a kémhatás és a redoxi viszonyok döntő mértékben befolyásolják. Levegőtlen körülmények között a redukált Fe<sup>2+</sup> forma kerül előtérbe, ami az oldhatóság javulását eredményezi. A pH csökkenése ugyancsak növeli a vas felvehetőségét.

A **mangán** sok tekintetben a vashoz hasonlóan viselkedik. A talajban oxidok, oxi-hidroxidok, vízzoldható sók és szerves vegyületek formájában fordul elő. Változatos oxidációs állapotban fordulhat elő a talajban, lehet +2, +3, +4, egyes esetekben +6 is. Ezek aránya a közeg redoxi

állapotától és pH-jától függ. A növények a  $Mn^{2+}$  ionokat tudják leginkább hasznosítani. Tömött, redukív talajokból a növény akár fitotoxikus mennyiségű  $Mn^{2+}$  iont is fel tud venni. A **cink** mennyisége a talajban elsősorban a talajképző kőzet Zn-tartalmától függ. Legkisebb a vázталajok Zn-tartalma. A felvehető Zn mennyiségét a pH, az agyag- és a humuszfrakció befolyásolja. Savanyú talajokban az oldott cink mennyisége lényegesen nagyobb, mint a semleges és bázikus talajokban.

A **réz** elsősorban a szerves anyagokban gazdag, pl. lápi talajokban fordul elő. A láptalajok viszont olyan erősen kötik a  $Cu^{2+}$ -ionokat, hogy a növények képtelenek felvenni.

A **bór** az üledékes kőzeteken kialakult talajokban nagyobb, a magmás eredetűekben (a magas hőmérsékleten mutatott nagy illékonyasága miatt) kisebb mennyiségben fordul elő. A savanyú talajoldatokban a jó mobilitású bórsav ( $H_3BO_3$ ) formában van jelen. Felvehetősége a pH növekedésével jelentősen romlik.

## 9. A hazai talajok osztályozása (Sándor Zsolt)

### 9.1 A hazai talajosztályozás elvi alapjai

Magyarország talajtakarója igen heterogén, egy kisebb területen is sokféle talajtípust találunk. Ezek a típusok nagymértékben különböznek mind talajhasznosításban, mind termékenységben, ezért különösen fontos, hogy az agrár-felsőoktatás hallgatói kellő ismereteket szerezzenek a talajról, mint az elsődleges biomassa előállításának életközegéről. A talajok megismerésének, tulajdonságok sok oldali feltárásának előfeltétele azok rendszerezése. A tudományos igényességgel létrehozott talajosztályozási rendszer megkönnyíti a sokféle talaj összehasonlítását és megkülönböztetését, sok információt szolgáltat a talajt használók számára.

Magyarországon a talajosztályozási rendszer az elmúlt évszázad közepén alakult ki. A természettudományos alapokon nyugvó talajosztályozási rendszert *genetikai és talajföldrajzi* osztályozási rendszernek nevezzük. Genetikai talajosztályozás azért, mert a talajok elkülönítése elsősorban a talajképző folyamatok alapján történik, a talajokat fejlődésükben vizsgálja és jellemzésüknél valamennyi döntő tulajdonságot figyelembe vesz. Az osztályozás egységeit típusok alkotják, amely a fejlődés egyes szakaszain helyezkednek el. Talajföldrajzi, mert szem előtt tartja a talajképződési folyamatokat és a földrajzi adottságokból eredő kisebb-nagyobb eltéréseket.

Az utóbbi évtized tudományos eredményei, a megváltozott társadalmi és gyakorlati igények, valamint a globális harmonizációs törekvések hatottak az osztályozási rendszerekre. Új, szigorúbb definíciókra és számszerű adatokra épülő *diagnosztikai szemlélet* jelent meg a modern talajosztályozási rendszerekben. A modern osztályozási rendszerek alapelve szerint a talajfolyamatok jól definiálható és mérhető, morfológiai, fizikai és kémiai tulajdonságokkal rendelkeznek.

A hazai talajosztályozási rendszer a nemzetközi tendenciákat követve a diagnosztikai szemléletet alkalmazva megújítás alatt van. Ebben a jegyzetben a jelenleg hivatalos genetikai és talajosztályozási rendszer fő típusait és típusait foglaljuk össze.

Hazánk talajosztályozási rendszerében az egyes osztályozási egységek elhatárolásának alapja, a talajon felismerhető jelenségek segítségével megállapított folyamattársulás, amely a talaj

kialakulása óta lezajlott, és a *talajképző tényezők* által meghatározott *talajképző folyamatok* összességét foglalja magában. A talajban lejátszódó folyamatok lehetnek fizikai vagy kémiai folyamatok, de egy részük mozgatórugója – a talajon és a talajban élő szervezetek (bioták) tevékenysége – biológiai folyamat.

A talajban lejátszódó folyamatpárok egymással dinamikus egyensúlyban vannak. Ez az egyensúly eltolódhat egyik, vagy másik irányba. Az eltolódás lehet periodikus, de lehet állandó is.

A talajban ható folyamatpárok néhány példája:

- a szerves anyag felhalmozódása - a szerves anyag elbomlása,
- a talaj benedvesedése - a talaj kiszáradása,
- kilúgozás - sófelhalmozódás,
- agyagosodás - agyagszétésés (podzolosodás),
- agyagvándorlás (lessivage) - agyagkicsapódás,
- oxidáció - redukció,
- savanyodás - lúgosodás,
- szerkezetképződés - szerkezetromlás,
- talajerózió - talajborítás (szedimentáció)
- nitifikáció – denitrifikáció
- mineralizáció - humifikáció.

Természetesen vannak olyan folyamatpárok, amelyek a természetben rövid idő alatt megváltozhatnak, ilyen például a talaj felmelegedése – lehülés vagy a talaj duzzadása – zsugorodása.

Egyes folyamatok – többé-kevésbé eltérő jelleggel és végtermékkel – a legtöbb főtípusban előfordulnak, mások viszont csak bizonyos főtípusokban szerepelnek. A humuszosodás pl. csaknem mindegyik főtípusban fellép, jellege és szerepe azonban más és más. Az agyagvándorlás, vagy a kicserélhető Na<sup>+</sup>-ionok felhalmozódása viszont csak egyes talajoknál tapasztalható. A folyamattársulás összetevői tehát az adott talajra jellemzőek.

**Egy talajtípusba**, mint rendszertani egységbe azokat a talajokat soroljuk, melyek hasonló környezeti tényezők együttes hatására alakultak ki, a talajfejlődés folyamán hasonló fejlődési állapotot értek el, és azonos folyamattársulás által jellemezhetők. Ezért minden lényeges, a talaj termékenységét meghatározó tulajdonságuk is hasonló.


A talajosztályozási rendszer magasabb egységét, a **főtípust**, a rokon típusok egyesítésével alkotjuk meg. Ebben már jelentős szerephez jut a földrajzi szemlélet, amely a hasonló földrajzi környezet hatását juttatja kifejezésre.

Az **altípus** meghatározásakor a típusra jellemző folyamattársulás keretén belül az egyes folyamatok erőssége szolgáltat alapot a besoroláshoz. Az altípusoknak változatokra történő felosztásánál pedig azokat a talajtulajdonságokat vesszük alapul, amelyek az adott típus termékenységére a legnagyobb befolyást gyakorolják (pl. a termőréteg vastagsága, humuszréteg vastagsága, talajvíz mélysége, sófelhalmozódás mélysége, stb.).

A talaj megnevezésénél mindig az alacsonyabb kategóriákból indulunk ki, majd innen haladunk a magasabb rendszertani egységek felé.

Pl.: 

Pl.:	mélyen humuszosodott	mélyben sós	réti talaj
	változat	altípus	típus



Az elnevezés a főtípust nem foglalja magában, mivel ez több esetben főlétes ismétlésekhez vezetne, illetve bonyolultabbá tenné a talaj megnevezését.

## 9.2 A genetikai talajszintek elnevezése és jelölése

A talajképző folyamatok eredményeként kialakult és elkülönült rétegeket genetikai talajszinteknek nevezük. E szintek jelölésére egyezményes betűjelzést használunk, a következők szerint:

### **A-szint:**

Az A-szint a talaj legfelső genetikai szintje, mely szerves anyagban gazdag, sötét színű szint.

### **B-szint:**

A B-szint az A-szint alatt fekvő felhalmozódási vagy átmeneti szint.

A kilúgzással, sófelhalmozódással, illetve agyag-elmozdulással jellemezhető talajok esetében, felhalmozódási szintnek tekintjük.

Azokban a talajokban, amelyekre nem jellemző az említett szelvényen belüli mozgás, fokozatosan csökkenő humusztartalommal jellemezhető, átmeneti szintet találunk.

### **C-szint:**

A C-szintet a nem kemény vagy tömör talajképző kőzet jelölésére használjuk.

További genetikai szintek:

### **H-szint:**

Le nem bomlott vagy csak részlegesen lebomlott nagy mennyiségű szerves anyagot tartalmazó, időszakos vízborítású felszíni szint.

**O-szint:**

Le nem bomlott, vagy csak részlegesen lebomlott nagy mennyiségű szerves anyagot (levél, fenyőtű, ág, gally) tartalmazó felszíni szint.

**E-szint:**

Kifakult kilúgzási szint, amelyben a lefelé irányuló vízmozgás hatására egyes talaj kémiai és fizikai összetevők kimosódtak. Régebbi jelölés szerint az erdőtalajok, esetleg a szikesek esetében a felszíni A szint alsó részét (A<sub>2</sub> szint) tekintették kilúgzási szintnek. A nemzetközi szakirodalmat követve, újabban ezt a szintet E-szintnek - vagyis eluviális - szintnek nevezzük.

**D-szint:**

D-szintként az ágyazati kemény kőzetet jelöljük, amelyet még a mállási és más talajképző folyamatok nem alakítottak át.

A szintek közötti átmenet jelölésére kettős betűjelzést használunk, mint AB vagy BC szint. Rendszerint az átmeneti szintben meghatározóbb szint jelét vesszük előre.

Ha adott szint valamely tulajdonságok alapján tovább tagolható, akkor a szinteket jelölő betűk után arab számokat írunk. Például: C<sub>1</sub>, C<sub>2</sub>, C<sub>3</sub>, stb.;

Az egyes szintek további megkülönböztetésére, másodlagos tulajdonságok jelölésére a főbb szinteken belül indexek adnak lehetőséget a következők szerint:

b: eltemetett genetikai szint

c: kiválások, nódusok, konkréciók

g: glejes márványozottság

k: karbonát felhalmozódás

m: cementált, kemény réteg

n: nátrium felhalmozódás

sz: szántás vagy egyéb művelés

r: erős redukciós állapot

s: a kilúgzott szeszkvioxidok felhalmozódása

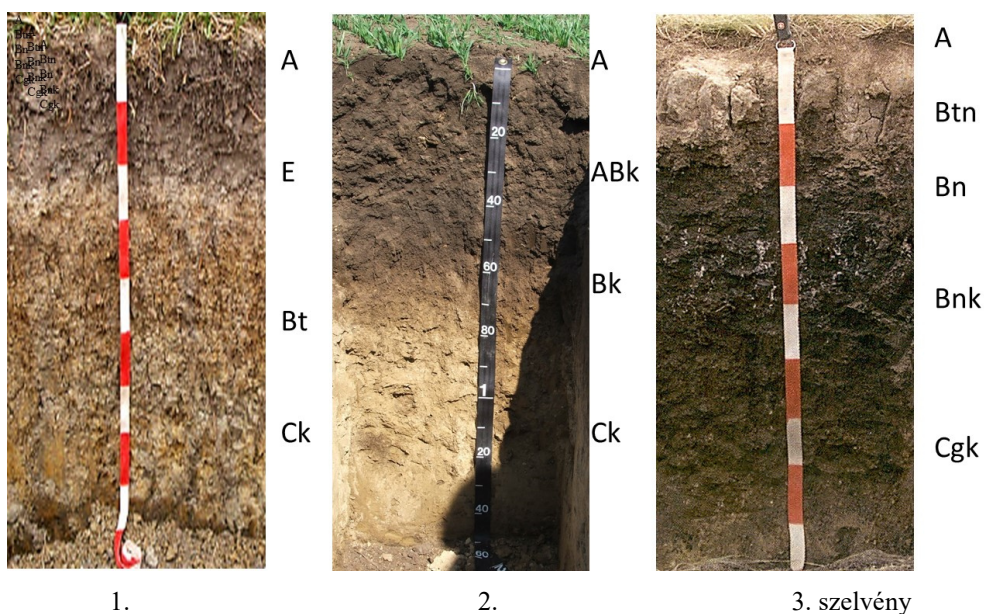
t: agyagfelhalmozódás

Több indexet is használhatunk, de általában kettőnél többet nem szoktunk.

Az ismertetett genetikai talajszintek kialakulása az érvényre jutó talajképző folyamatok eredménye, így az egyes talajokban azok előfordulása és sorrendje igen változatos. Leegyszerűsítve azonban a talajok genetikai szintekre tagozódásának három fő alaptípusát különböztetjük meg:

1. Abban az esetben, ha talaj nagyobb mennyiségű nedvességet fogad be, mint amennyit párologtat, dominánsan lefele irányuló oldatmozgás és transzport folyamatok alakulnak ki, így a talaj szelvényére kilúgzási és felhalmozódási folyamatok eredményeként markáns szelvényre tagozódás lesz jellemző.
2. Amennyiben befogadott és a párologtatott nedvesség mennyisége megközelítőleg egyenlő, úgy egyensúlyi nedvességmozgás és anyagforgalom lesz jellemző. Ez esetben kevésbé markánsan elkülönült, átmeneti talajszintek fejlődnek.
3. Végül, amennyiben a talaj nagyobb mennyiségű nedvességet párologtat, mint amennyit befogad, dominánsan felfele irányuló oldatmozgás, és az oldható anyagok, főként sók felfelé irányuló anyagforgalma és felszín közeli felhalmozódása alakul ki.(13. kép)

13. kép A genetikai szintekre tagozódás három leegyszerűsített alaptípusa



Az első szelvény (1.) a kilúgzási típusú nedvesség- és anyag-forgalmú talajokra jellemző. A felszíni humuszos A szint alatt általában kifakult E szint, ez alatt pedig az agyag (Bt), vagy más levándorolt anyagok felhalmozódása található. A Ck a puha másodlagos kalcium karbonátot tartalmazó talajképző kőzetet jelzi. Ilyen és hasonló talajok általában erdős vegetáció alatt fejlődnek.

A második (2.) szelvényre, egy egyensúlyi nedvesség- és anyag-forgalmú talajra kevésbé markánsan elkülönülő genetikai szintek jellemzők. Az ABk szint a sötét, humuszos A szint

fokozatos átmentét jelzi a karbonátos Bk szint felé. Ilyen és hasonló genetikai szintekre tagozódást általában füves vegetáció alatt kialakult talajok mutatnak.

A harmadik (3.) bemutatott szelvény a párologtató nedvesség- és anyag-forgalmú talajokra jellemző. A kis „n” és „k” a nátrium és kalcium sók felhalmozódást jelzi a fő genetikai szint indexeként, míg a „g” a magas talajvíz okozta glejességre utal. A vázolt genetikai szintek általában szikes puszták talajaira jellemző, ahol a sekély talajvíz oldható sókat tartalmaz.

### **9.3 Magyarország talajosztályozási rendszerének főtípusai és a közöttük lévő összefüggések**

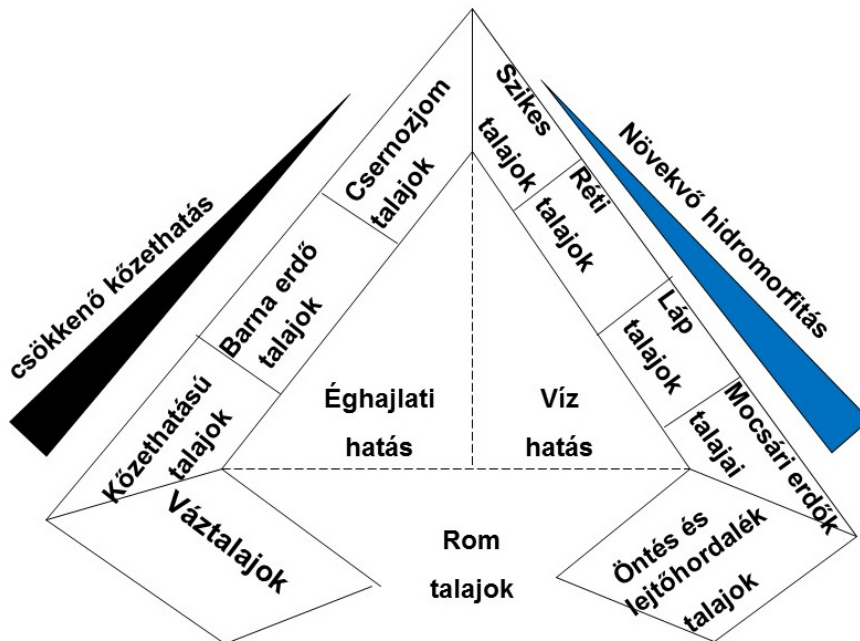
A hazai genetikai - talajföldrajzi osztályozásban az alábbi **9 talaj-főtípust** különböztetjük meg:

1. Váztalajok
2. Sötét színű, litomorf (közethatású) erdőtalajok
3. Közép- és délkelet európai barna erdőtalajok
4. Csernozjom talajok
5. Szikes talajok
6. Réti talajok
7. Láptalajok
8. Mocsári és ártéri erdők talajai
9. Öntés- és lejtő-hordalék talajok.

A főtípusok közötti szoros összefüggést az osztályozás alapvető törvényszerűségeit jól szemlélteti a 36. ábra.

Az ábrán egymásra merőleges két (szaggatott) választóvonal a talajokat három csoportra osztja. A vízszintes vonal alatt találjuk azokat a talajokat, amelyeknél a talajfejlődést külső vagy belső tényezők (a talajképző közet ellenállása a mállásnak és/vagy a talajszemcsék mozgása) gátolják. Ezeket összefoglalóan rom-talajoknak nevezzük.

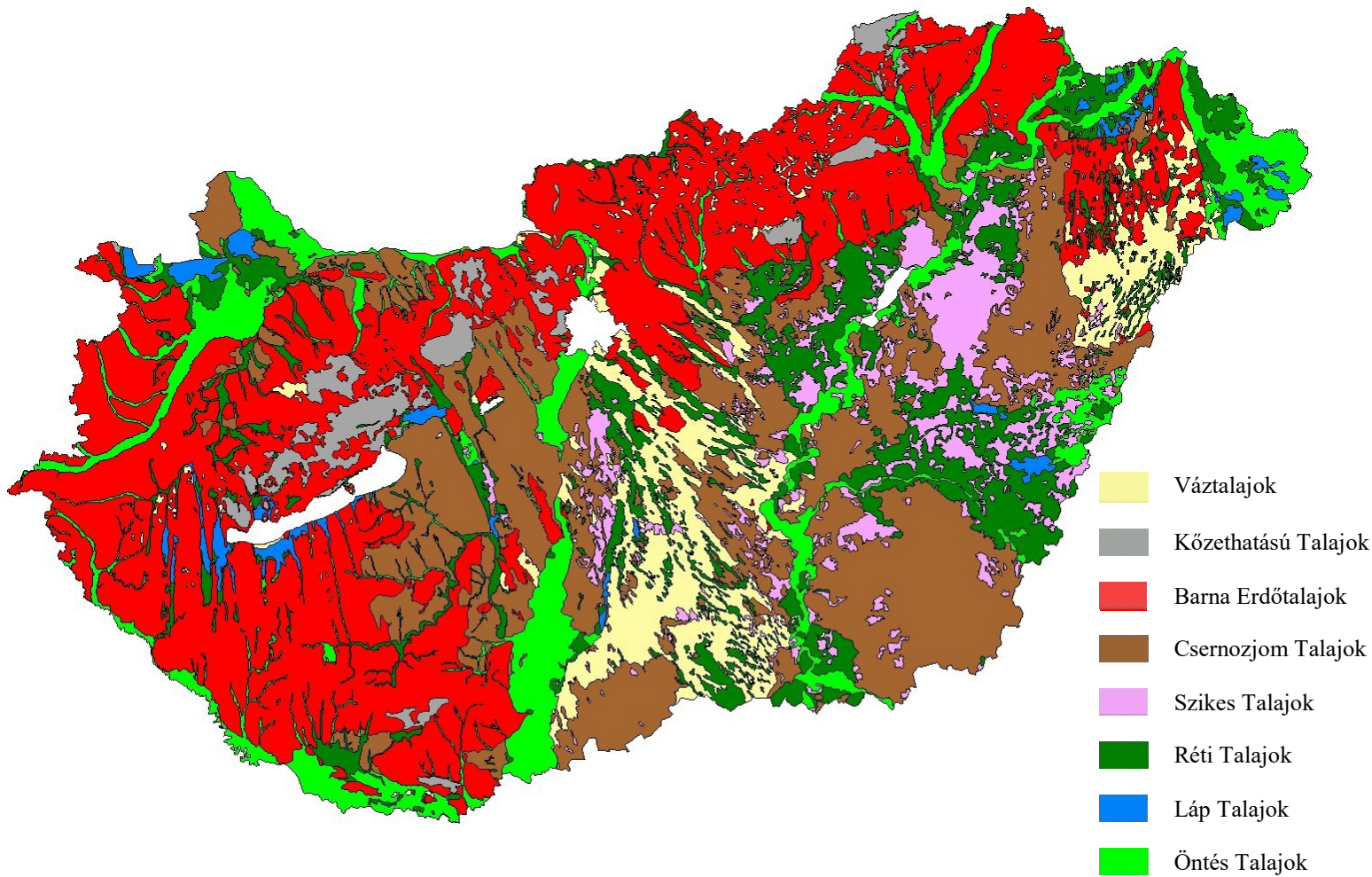
36. ábra A rendszertani főtípusok összefüggése



A háromszög diagram baloldali oldalán a talajvíz által nem befolyásolt, éghajlati hatásra képződött főtípusok vannak feltüntetve. Ezek közül a barna erdőtalajok és a csernozjom talajok a zonális, a kőzethatású talajok pedig az intrazonális talajok csoportját alkotják. Utóbbiaknál a talajképző közet szélsőséges tulajdonságai szabják meg a talaj sajátosságait. A függőleges vonaltól jobbra helyezkednek el a víz hatása alatt képződött, ún. hidromorf talajok. A talajképződést befolyásoló víztöbbletet időszakos, vagy állandó vízborítás, illetve felszínközeli talajvíz idézi elő.

A főtípusok bemutatott sorrendje szigorúan meghatározott. Ennek bizonyítására megemlítjük, hogy a hidromorf talajoknál a szikesektől a mocsári erdők talajáig a víz hatása fokozatosan nő. Így pl. a láptalajokhoz mérten a szikes talajoknál jóval kisebb a hidromorfítás, sőt utóbbiaknál már az éghajlat szerepe is jelentős. Az éghajlati hatásra képződött talajoknál viszont – a kőzethatású talajoktól a csernozjomok fele – fokozatosan csökken az alapkőzet talajfejlődést befolyásoló szerepe, és mindinkább az éghajlat, valamint a növényzet hatása kerül előtérbe. Amint később kitéjük, mind a vázta talajoknál, mind a hordalék talajoknál a biológiai talajképződés jelentéktelen. A két főtípus képződésében mutatkozó rokonságot, az ábrán kifejezésre juttatott egymásmelletti is érzékelteti.

A közethatású (litomorf) erdőtalajok fő típusában, az alapkőzet tulajdonságai miatt, kicsi a kimosódás szerepe, és a talaj nem savanyodik el. A barna erdőtalajokban lejátszódó folyamatok (kilúgzás, humuszosodás, stb.) viszont már csak kismértékben függenek a talajképző kőzettől, inkább az erdő által teremtett mikroklíma és a sajátos szervesanyagforgalom befolyásolja azokat. Nagymértékű kilúgzás és savanyú humuszanyagok a jellemzők. A csernozjomokban, - szárazabb környezetben, füves növényállomány hatására - jó minőségű szerves anyag (Ca-humátok) és morzsás talajszerkezet alakul ki. A szikes talajokat pedig a közeli talajvízből, vagy a felszíni vízösszefolyások bepárlódásából származó sófelhalmozódás, és a Na-sók feldúsulása hozza létre. A réti talajokra az anaerob viszonyok, a redukációs folyamatok túlsúlya jellemző, amely a (felszíni vízösszefolyás, illetve a magas talajvízállás okozta) túlnedvesedés következménye. Jellegzetes anaerob humusz-felhalmozódás, valamint a vasvegyületek mozgása, vándorlása figyelhető meg. Ezek a folyamatok még erőteljesebben érvényesülnek a láptalajoknál.



37. ábra Magyarország genetikus talajtérképe (Stefanovits pál nyomán)

## 10. Magyarország talajai (Sándor Zsolt)

### 10.1 Váztalajok

A váztalajok fő típusába azok a talajok tartoznak, melyek képződésében a biológiai folyamatok feltételei csak kismértékben vagy rövid ideig adottak, ezért hatásuk korlátozott. A korlátozó tényező lehet a talajképző kőzet (pl. ellenáll a mállásnak) következménye, vagy származhat a felszín állandó, gyors változásából. A felszín változásának oka lehet a folytonos és erőteljes vízerózió, valamint a defláció. A váztalajok fő típusába igen eltérő típusok tartoznak, de általában két genetikai szintet tartalmaznak, AC, vagy AD típusú talajok.

A váztalajokra jellemző talajképződési folyamatok:

- **Humuszosodás.** A talajok humusz anyaga a felszínen megtelepült növények által termelt szervesanyagból képződik, amelyek lebontását és átalakítását a benne élő mikroorganizmusok végzik. Ennek következménye a sötétszínű, szerves anyagban gazdag, ásványi részeket is tartalmazó felső humuszos A szint, melynek vastagsága és tulajdonságai a humuszosodás feltételeitől függ.

- **A talajképződés termékeinek elszállítása víz és szél által.** Előfeltétele a meredek lejtő és a kis talajellenállás a vízerózióval szemben, illetve a laza vagy a könnyű talajszemcsék a defláció esetében. Következésképpen, hogy a talajképződés hatására átalakult kőzetrészek elmozdulnak képződésük helyéről, a felszín viszonylag gyorsan változik.

- **A talajszemcsék állandó mozgása.** Elsősorban a szél hatására következik be. A száraz talaj felszínén a homok szemcséket a szél felragadja vagy görgeti. A homok mozgása során a homokszemcsék állandóan változtatják helyüket és kialakul a *futóhomok* talajtípus. Így a felszínen fellépő humuszosodás hatása nem figyelhető meg, mert a humuszos rétegekre mindig újabb, nem humuszos réteg kerül.

- **A kőzet mállással szembeni ellenállása.** Olyan esetben jut érvényre, amikor a talajképző kőzet tömör és még viszonylag kis erózió esetében is kevés az idő ahhoz, hogy a talajképző folyamat a kőzetet átalakítsa. Feltétele a mállásnak ellenálló, tömör kőzet. Következésképpen a sziklás felszín, melyen a talajképződésnek csak gyenge, kezdeti nyomai észlelhetők.

A váztalajok tulajdonságait igen nagymértékben a talajképző kőzet sajátosságai szabják meg.

### 10.1.1 A köves, sziklás váztalajok

Többnyire erodált hegyvidékeinken találhatóak, ahol a tömör kőzet aprózódása lassú, ezért magasabb rendű, nagy szerves anyag tömeget előállító növények megtelepedésére kevésbé alkalmas. A talajréteg általában 10 cm-nél vékonyabb, és a terület több helyen sziklás foltokkal tarkított. A talaj szilárd vázrészeinek több mint 50%-a 2 mm-nél nagyobb átmérőjű. (A típusra jellemző genetikai talajszeintek: AD(C).

Természetes viszonyok között csak mohák, zuzmók, páfrányok, cserjék és kocsánytalan tölgy telepednek meg rajtuk. Szakszerű beavatkozással szőlő, mandula és gyógynövények termesztése is megvalósítható.



A szint: laza humuszos réteg

AD szint: alapkőzet repedéseiben kőzetmálladék

D szint: alapkőzet

### 10.1.2 A kavicsos váztalajok

Típusa az ősi folyók volt árterületein, teraszain jön létre. Kavicsstartalmuk a földes részhez viszonyítva olyan mennyiségű (80-90%), hogy ez a szelvény vízgazdálkodását és tápanyag-szolgáltató képességét nagymértékben lerontja.

A típusra jellemző genetikai talajszeintek: AD vagy ACD.



A szint: világosbarna homokos iszap

C szint: kavics, közte kis mennyiségű homok

D szint: cementálódott kavicsos réteg

### 10.1.3 A földes kopárok

Az idetartozó váztalajok már nem tartalmaznak tömör kőzetdarabokat, az erózió következtében felszínre kerülő laza, üledékes kőzeteken keletkeztek. Így a talajképződés folyamatát nem a talajképző kőzet mállással szembeni ellenállása okozza, hanem a felszín gyors és állandó pusztulása. A talajképződés és a biológiai folyamatok huzamosabb ideig történő fennállását az eróziós folyamatok teszik lehetetlenné.

A humuszos szint vastagsága nem haladja meg a 10 cm-t, illetve a művelés alatt álló területeken a szántott réteg vastagságát, de sok esetben az A szintet összeszántották a C szinttel. Egyes esetekben az emberi beavatkozás hatására jönnek létre.

A típusra jellemző genetikai talajsintek: AC.



A szint: gyengén humuszos szint

C szint: talajképző kőzet (löss)

#### 10.1.4 A futóhomok talajok

Idetartoznak azok a homoktalajok, amelyek szelvényén még nem ismerhetők fel a talajképződés bélyegei: a humuszosodás, a szerves anyagok vándorlása, vagy felhalmozódása, stb. A gyér növényzet miatt igen kevés a szervesanyag képződés, és a kevés szerves anyag is gyorsan ásványosodik. A humusztartalom mindig kisebb, mint 0,5%.

A száraz felszínen a szél mozgatja a homokszemcséket. Így a megtelepedett lágyszárú növényzet állandóan ki van téve a mozgó homokszemcsék által okozott sérülésnek (homokverés), vagy a betemetés miatti pusztulásnak.

Az állandóan változó talajfelszínen, a növényzet tartós megtelepedése, a talaj biológiai tevékenységének fenntartása lehetetlen.

Termékenységük a kedvezőtlen vízgazdálkodás, a rossz szerves anyag és tápanyag ellátottság miatt igen alacsony.

A futóhomok talajok kémiai tulajdonságaiban a leglényegesebb különbséget az ásványi összetétel és a karbonátok jelenléte, vagy hiánya okozza. Hazánkban legnagyobb kiterjedésben a Duna-Tisza közén, Bugac pusztán találunk karbonátos homoktalajt. A Nyírségben és a somogyi homokterületeken pedig a nem karbonátos, savanyú homoktalaj fordul elő nagyobb területen.

A típusra jellemző genetikai talajsintek: AC vagy C.



A szint: pár centiméter vastag humuszos szint

C szint: laza homok

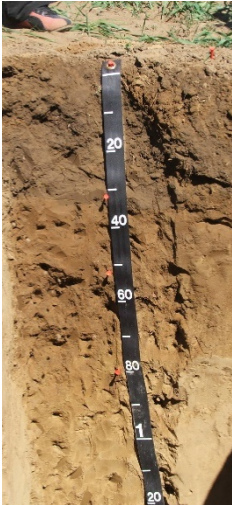
### 10.1.5 A humuszos homoktalajok

Jellemző a humuszos szintje (a humusztartalom általában 0,5-1%-nál nem kevesebb, a humuszréteg vastagsága pedig 40 cm-nél nem vékonyabb), de egyéb jele a talajképző folyamatoknak nem mutatkozik. Színük sötétebb, a vizet valamivel jobban tartják, így nehezebben száradnak ki, mint a futóhomok talajok.

Mezőgazdasági hasznosítás esetén a tápanyagok rendszeres kiegészítése szükséges. Elsősorban a nitrogén pótlásáról kell gondoskodni.

A humuszos homoktalajok elhatárolása, a futóhomok és a jellegtelen homoktalajoktól, sok esetben nehéz, mivel e típusok között számtalan átmenetet találunk.

A típusra jellemző genetikai talajszieintek: AC.



A szint: humuszos laza homok

AC szint: gyengén humusz bemosódásos homok

C szint: laza homok

## 10.2 Közethatású talajok

A közethatású talajok fő típusába azok a sekély termőrétegű talajok tartoznak, amelyekre az erőteljes humuszképződés, valamint a talajképző kőzet tulajdonságaitól jelentős mértékben függő, szerves-ásványi kolloidok kialakulása a jellemző. Fás növényzet: füves cserjés, vagy erősen füves törpe erdők alatt alakultak ki. A közethatású talajok vízgazdálkodása szélsőséges. A tavaszi nedves, buja vegetációjú időszak után hosszú, igen száraz nyári időszak következik. A fő típuson belül a típusok elkülönítése a talajképző kőzet anyaga és tulajdonságai szerint történik.

A közethatású jellemző talajképződési folyamatok:

- **Humuszosodás.** A humusz a felszínen megtelepült növény-, majd állatvilág által termelt, elhalt, szerves anyag maradványból alakul át, amely komplexet képez a többé-kevésbé átalakult kőzetrészekkel, illetve ásványi talajalkotókkal. Következésképpen a sötét színű, szerves anyagban gazdag, ásványi részeket is tartalmazó réteg, amelynek vastagsága és tulajdonságai a humuszosodás feltételeitől függenek.

- **Kilúgozási folyamat.** E néven foglaljuk össze azokat a kémiai hatásokat, amelyeket a felülről lefelé irányuló vízmozgás, a talajban termelt savas jellegű szerves anyagok indítanak el. Előfeltételük az elegendő csapadék vagy felszíni víz, ami legalább az év nagyobb részében biztosítani tudja a felülről lefelé irányuló vízmozgást; a gazdag szervesanyag-takaró (avar), ami bomlástermékeivel a savas jellegű anyagokat szolgáltatja; valamint az olyan kőzet, amelynek vízáteresztő képessége elegendő a kilúgozás termékeinek mélybe szivárgásához. A folyamat következménye a sók kimosódása a felső rétegekből, elsősorban a talajfelszínről.

Sorrendben először az alkáli fémek, majd az alkáli földfémek sói lúgzódnak ki, tehát a mállás folyamán keletkező nátrium- és kálium-, valamint a kalcium- és a magnéziumvegyületek távoznak a mélyebb szintek vagy a talajvíz felé.

- **Humuszkötés kalcium által.** E folyamatban a humuszosodás alkalmával képződött savas jellegű szerves anyagok a szénsavas mész kalciumával, kalcium-humátot képeznek. Előfeltétele a humuszosodást lehetővé tévő, dús növénytakaró, valamint a szénsavas meszet tartalmazó talajképző kőzet. A biológiai oxidáció során keletkezett szén-dioxid, vízben történő oldódása során képződött szénsav, valamint a szerves savak hatására a kalcium oldatba kerül. A kalcium-humát képződésének következménye a morzsalékosság és a morzsák vízállósága, valamint a kedvező semleges közeli kémhatás.

- **Humuszkötés agyagásványok által.** E folyamat során a szerves anyagokat nem kalcium, hanem az agyagásványok, elsősorban a szmektit típusú ásványok kötik meg. Előfeltétele olyan szilikátos talajképző kőzet jelenléte, amelyből sok és lehetőleg montmorillonit jellegű agyagásvány képződik a mállás folyamán. Ilyen kőzet az andezit, a bazalt, valamint ezek tufái és egyes riolittufák. A folyamat következménye a sötét színű, jó vízálló szerkezetű humuszos szint és a semleges vagy gyengén savanyú kémhatás.

- **Tápanyagtartalom.** A kőzethatású talajok tápanyagtartalma a sok szerves anyag miatt nagy; a biológiailag felhalmozott növényi tápelemek nagy mennyiségben találhatóak a felső talajszintekben, azonban hasznosulásukat a rövid ideig tartó biológiailag aktív időszak erősen korlátozza. Általánosan jellemző a talajokra, hogy míg a laboratóriumi vizsgálatok igen kedvező eredményeket mutatnak, de ennek ellenére a valóságban a növények tápanyag ellátottsága kedvezőtlen, a talajok gyenge tápanyag szolgáltató képessége miatt.

Az egyes típusok tulajdonságait a következőkben jellemezzük.

### 10.2.1 A humuszkarbonátok

Laza, üledékes, szénsavas meszet tartalmazó talajképző kőzeten (elsősorban löszön és márgán) képződött talajok. Az egyenletesen humuszosodott, 30-60 cm mély, sötétbarna színű A- szint, 2-5% szerves anyagot tartalmaz. Szerkezete morzsás, vagy szemcsés. Az egész szelvény meszes (karbonátos).

A szerves anyag az alapkőzettel elkeveredve bomlik, és Ca-mal telített humuszanyagok keletkeznek. A mérsékelt kilúgzás hatása morfológiailag nem figyelhető meg, legfeljebb abban jut kifejezésre, hogy a feltalaj szénsavamész tartalma kisebb lesz, mint a talajképző kőzeté.

A talaj vízgazdálkodása gyenge, vagy közepes. A típusra jellemző genetikai talajszintek: AC.



A szint: felszíni humuszos meszet tartalmazó szint

C szint: karbonátos, nem kemény talajképző kőzet (löss)

### 10.2.2 A rendzinák

Tömör, szénsavas meszet tartalmazó kőzeten, hazánkban elsősorban mészkövön, tömör márgán és dolomiton alakult ki, a kőzet málladék viszonylag kevés szilikátos anyagot tartalmaz. Képződésére jellemző az erőteljes humuszosodás és a gyenge kilúgozás.

A legtöbb rendzina szelvény *sekély termőrétegű és köves*. A kötőrmelék mennyisége és a sekély termőréteg miatt a tárolt víz mennyisége általában kevés – a földes rész (< 2 mm) jó vízgazdálkodási tulajdonságai ellenére.

Tápanyag-szolgáltató képessége a laboratóriumi vizsgálatok alapján jó, de a tápanyagok érvényesülését akadályozza a hosszú, száraz időszak.

A típusra jellemző genetikai talajszieintek: AD vagy ACD.



O szint: avartakaró

A szint: sötét színű humuszos szint

AD szint: felaprózódott mészkő, bemosódott talajjal

D szint: mészkő

### 10.2.3 A fekete nyirok talajok

Tömör, nem karbonátos, vulkáni kőzetek málladékán képződtek. Általában andeziten, bazalton és ezek tufáin fordulnak elő, de megtalálhatók riolittufán is.

A szelvényfelépítés a humuszkarbonát talajokra emlékeztet, de azoknál agyagosabb, erősen duzzadó és repedező a talaj. A fekete nyirok elnevezés utal a talajok agyagtartalmára, az agyag minőségére (szmektitek), és az erőteljes humuszosodásra. A típusra jellemző genetikai talajszeintek: AD vagy ACD.



A szint: sötét színű, nagy humusztartalmú szint,  
 $\text{CaCO}_3$ -ot nem tartalmaz.

D szint: vulkanikus (eruptív) kőzet

#### 10.2.4 A ranker talajok

A nemzetközi szakirodalomban, valamint a hazai erdészeti szakemberek körében még egy típust tartanak számon a közethatású talajok között, a ranker talajokat. Ez a típus azokat a talajokat foglalja magában, amelyek tömör, nem karbonátos, szilikátos kőzeten alakultak ki, és megfelelnek a közethatású talajok kritériumainak, vagyis termőrétegük sekély, vízgazdálkodásuk és tápanyag-gazdálkodásuk kedvezőtlen.

A típusra jellemző genetikai talajszintek: AD vagy ACD.



A szint: sötét humuszban gazdag szint

AD szint: felaprózódott kőzet, bemosódott talajjal.

D szint: tömör szilikátos kőzet

#### 10.3 Közép- és délkelet európai barna erdőtalajok

A főtypusban egyesített talajok fás vegetáció alatt, olyan területeken képződtek, ahol a befogadott csapadék mennyisége (> 600 mm) meghaladja a párolgás mértékét, biztosítva a dominánsan lefelé irányuló talajoldat mozgást. Fontos talajképződési tényező továbbá az erdők és a fás növényállomány által kialakított mikroklíma, a fák által termelt és évenként talajfelszínre jutó szerves anyag, valamint az ezt elbontó, főként mikroszkopikus és makroszkopikus gombák tevékenysége. A mikrobiológiai folyamatok által megindított biológiai, kémiai és fizikai hatások a talajok agyagosodását, kilúgzását, savanyodását és szintekre tagolódását eredményezik. Főként középhegységben, dombvidéken és síkságok erdős peremvidékén fordul elő. Hazánk területének több mint 30%-át erdőtalajok borítják.

A főtypusra jellemző talajképződési folyamatok:

- **Humuszosodás.** Az elhalt növényi maradványok (lomb, termés, aljnövényzet, az avartakaró) a talajfelszínén halmozódik fel és ott kezd bomlani. A szerves anyag lebomlása

kisebb mértékű, mint a szerves anyag képződése és így a felszínen, a felső rétegben különböző humusztípusok alakulnak ki. Formáját illetően háromféle lehet:

- *mor*: e névvel azt a talajfelszínt borító szervesanyag takarót illetjük, melyben a növényi részek csak kevéssé alakultak át és szövetük nemezszerű;
- *moder*: amelyben az egyes növényi részek felismerhetők, a humuszosodása csak részben ment végbe, és a talaj ásványi részével nem kapcsolódik;
- *mull*: olyan szerves anyag, amelyben a humuszosodás előrehaladott, a növényi részek szerkezete már nem ismerhető fel és a talaj ásványi részével szorosan kapcsolódik.

Ez a három forma azonban szántóföldi művelés hatására majdnem egyformává válik.

A szervesanyag-felhalmozódás formáján kívül jellemző a humuszos réteg vastagsága és annak szervesanyag-tartalma. A növényi tápanyagok felhalmozódása a talaj felső szintjeiben, lehetővé teszi a talajt alakító mikroorganizmusok felszaporodását. Mivel az erdei alomtakaró bontását nagyrészt a mikroszkopikus és makroszkopikus gombák végzik, ezért a termelt szerves anyag savanyú, ami az erdőtalajok erőteljes kilúgozását és savanyodását váltja ki.

- **Kilúgozás**, a kalcium-karbonát és az annál könnyebben oldható sók kimosódása a talajszintekből vagy azok egy részéből. Feltétele az elegendő és nagyobb mennyiségben talajba jutó csapadék. A mélyen gyökerező fák a nedvességet a mélyebb rétegekből veszik fel, és a talaj alsóbb rétegeit szárítják. Ezért nemcsak a gravitációs víz, hanem – a szárazabb rétegek szívóhatása miatt – a kapilláris víz is lefelé mozog. Következménye a talajszintek elsavanyodása.

- **Agyagosodás**. Az elsődleges szilikátok fokozott mállása következtében növekszik az agyagásványok képződése a talajszintekben. Ennek eredménye lesz, hogy a talaj ásványi részében az elsődleges szilikátok mennyisége csökken, míg az agyagásványoké (másodlagos szilikátok) nő. Az agyagosodás előfeltétele az agyagásványok építőköveit tartalmazó ásványi összetétel, nagyobb nedvességtartalom, savanyúbb talaj kémhatás, valamint a mállást elősegítő biológiai folyamatok. Következménye a kedvezőbb vízgazdálkodás és tápanyagkötés, mivel az agyag több vizet és tápanyagot képes tárolni.

- **Agyagvándorlás (agyagbemosódás)**. E folyamat során az agyagos rész lefelé elmozdul anélkül, hogy összetétele megváltozna. Könnyen felismerhető a szerkezeti elemek felületén észlelt agyaghártyáról. Már a szemcseméret elemzés adatai is számottevő különbséget jelezhetnek a kilúgzási (E szint) és a felhalmozódási szint (B szint) agyagtartalma között. Ha a felhalmozódási szint agyagtartalmát osztjuk a kilúgzási szint %-os

agyagtartalmával és a hányados nagyobb, mint 1,5, akkor jelentős agyagbemosódás történt (agyagbemosódásos barna erdőtalajok).

$$\text{Textúra differenciálódási hányados} = \frac{B \text{ szint anyagtaratalam} \%}{E \text{ szint agyagtartalma} \%} > 1,5$$

- **Agyagszétesés (podzolosodás)** során talaj felső szintjeiben az elsődleges és a másodlagos ásványok (agyagásványok) alkotóelemekre felbomlanak: kovasavra, alumínium- és vasoxidokra. A szétesés termékei közül a vas- és az alumíniumoxid elmozdul a helyéről, és a mélyebb rétegekben felhalmozódik. Meghatározzuk (molekuláris viszonyszámot) a  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  és  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  mennyiségét az E-szintre és a B-szintre is, majd az E- szintre kapott értéket elosztjuk a B-szintre vonatkozó értékkel. Podzolosodás esetén a kilúgzási szintre számított molarány több mint 1,5-szerese lesz a felhalmozódási szintnek, azaz a kovasav az E-szintben feldúsult. Következménye, hogy a feltalaj tápanyagokban elszegényedik és erősen savanyú lesz.

$$\text{Molekuláris viszonyszám} = \frac{\text{Kilúgzási (E)szint} \frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3}}{\text{Felhamozódási (B)szint} \frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3}} > 1,5$$

- **Kovárványképződés.** A felhalmozódási szint tagolódása útján jön létre. A B szint képződését előidéző folyamatok homokos talajképző kőzeten úgy játszódnak le, hogy a lefelé vándorló agyagkolloid szakaszosan kicsapódik. A helyszíni szelvényvizsgálatkor könnyen észlelhető, mert a feltalaj alatt vöröses-barnás csíkok láthatók.

- **Redukció** (pangóvíz glej, pszeudoglej). A szelvényben időszakonként fellépő anaerob viszonyok hatására alakul ki. Felismerhető az érintett szintek kétértékű vasvegyületektől származó szürkés márványozottságáról, amely a talajban levő repedések mentén keletkezik, valamint a rozsdás színű, foltos vagy góciókban megjelenő vaskiválásokról. Az időszakos és helyi redukció oka a talajrétegek vízgazdálkodása közötti különbség hatására kialakuló levegőtlenység.

- **Savanyodás.** Mivel a kationszegény avar bontásában a gombák jelentős szerepet játszanak, erősen savanyú, fulvosavakban gazdag, bomlástermékek keletkeznek, melyek a csapadékvízzel a talajba szivároghva, szintén növelik a víz oldó hatását és a kémiai mállást (kilúgzást). Következménye a tápanyagellátásban fellépő zavar, valamint a savanyúságra érzékeny növények károsodása, illetve elpusztulása.

A barna erdőtalaj típusok tulajdonságait a következőkben jellemezzük.

### 10.3.1 A karbonátmaradványos barna erdőtalajok

Olyan helyen képződnek, ahol a kilúgzási folyamat gyengesége miatt a csapadék a sok karbonátot tartalmazó talajképző kőzet szénsavas mésztartalmát nem képes kioldani. Ennek következményeként a talajok savanyodása csak kismértékű, ugyanakkor a humuszosodás erősebb, mint általában a barna erdőtalajokban, mert a jelen lévő, karbonátformából felszabaduló kalcium a huminsavakkal kalcium-humátokat képez.

E talajok vízgazdálkodása kedvező, ennek ellenére általában könnyen kiszáradnak, mivel a talajszenetek, vagyis a kilúgzási és a felhalmozódási szintek együttes vastagsága általában nem nagy.

Tápanyag-gazdálkodásuk kedvező. Általában a közepes nitrogénellátottság, közepes foszfortartalom és jó káliumellátottság jellemzi ezt a talajtípust.

A típusra jellemző genetikai talajszenetek: A Bt Ck.



A szint:  $\text{CaCO}_3$  tartalmazó humuszos réteg

Bt szint: kismértékű agyagfelhalmozódás figyelhető meg

Ck szint: karbonátos talajképző kőzet

### 10.3.2 A csernozjom barna erdőtalajok

Hegyek, dombok lábánál (az erdőségek és a füves mezőségek határzónájában) löszön, vagy más *karbonátos laza üledéken* kialakult talajok, átmeneti típusában két folyamat nyomainak láthatók. Az egyik a kilúgzás, ami a talajtípust a barna erdőtalajokhoz kapcsolja, és aminek a következménye az agyagosodás. A másik az erőteljes humuszosodás és a mély, talajképző kőzet irányába fokozatosan csökkenő humusztartalmú humuszos szint, ami már a csernozjom talajok fő típusára jellemző. A talaj vízgazdálkodása és tápanyagszolgáltató képessége jó. A talaj mélyen kilúgzódott és a művelés hatására a talajszerkezet leromolhat.

A típusra jellemző genetikai talajszeintek: A Bt Ck vagy Asz Bt C).



A szint: egyenletes, humuszban gazdag szint

Bt szint: csökkenő humusztartalom és növekvő agyagtartalom

C szint: talajképző kőzet, amely a felsőbb részén általában nem tartalmaz meszet.

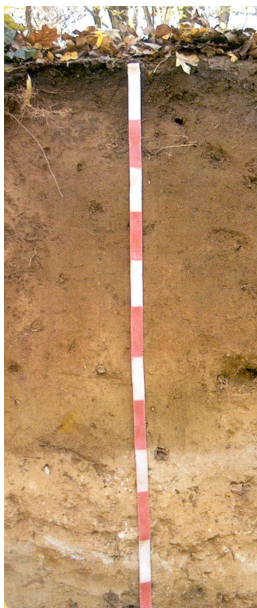
### 10.3.3 A barnaföldek (Ramann-féle barna erdőtalajok)

Azokat a talajokat soroljuk ide, amelyekben a humuszosodás, valamint a kilúgzás folyamatához csak az erőteljes agyagosodás és a gyenge savanyodás járul. Ennek következménye a kilúgzási és a felhalmozódási szint agyagtartalma közötti különbség. A két szint agyagtartalmának hányadosa  $<1,2$ -nél, ugyanakkor mindkét szint több agyagot tartalmaz, mint a talajképző kőzet. A talajképző kőzet legtöbbször karbonát-tartalmú üledék, ezért a karbonátmentes anyagra vonatkoztatott agyagtartalmakat kell összehasonlítani.

Humusztartalma elérheti a 6-8%-ot is, amely mezőgazdasági hasznosítás esetén viszont 2-3%-ra csökken.

A barnaföldek vízgazdálkodása kedvező. Tápanyagellátottságuk: nitrogén és foszfor tekintetében közepes, káliumban viszont legtöbbször jól ellátottak.

A típusra jellemző genetikai talajszeintek: A B Bk Ck.



O szint: avartakaró

A szint: humuszos felső szint

B szint: átmenti szint, kevés humusztartalommal, vörösbarna színű

Ck szint:  $\text{CaCO}_3$  tartalmú talajképző kőzet

#### 10.3.4 Az agyagbemosódásos barna erdőtalajok (ABET)

Viszonylag nagy területen - karbonátos és nem karbonátos talajképző kőzeten - fordul elő ez a talajtípus. Jellegzetessége, hogy a felső (kilúgzási) szintből, lényeges átalakulás nélkül, agyag mosódik le a felhalmozódási szintbe. A textúra differenciálódási hányados az 1,2 értéket mindenkor meghaladja, de legtöbb esetben 1,5-nél nagyobb. Ugyanakkor azonban a két szintből leiszapolt agyagos rész összetétele között a teljes elemzés nem mutat lényeges különbséget. Hangsúlyozni kell azonban, hogy az agyagvándorlás és az agyagszétésés (podzolosodás) egymástól el nem választható egyidejűleg végbemenő folyamatok. Attól függően, hogy melyik folyamat dominál; agyagbemosódásos, vagy podzolos barna erdőtalajok képződnek.

Az agyagbemosódásos talajoknál tehát a szintekre tagolódás jól érzékelhető. A fakó színű kilúgzási szint alatt egy sötétebb felhalmozódási szint figyelhető meg.

A szelvény A-szintjének színe sárgás barnásszürke, vastagsága 10-20 cm, szerkezete poros, vagy leveles, humusztartalma 5-8%. Szántóföldi művelés hatására a humuszos szint keveredik az alatta lévő réteg ásványi anyagával, és így az Asz csupán 2-3% szerves anyagot tartalmaz. A kilúgzási szint kémhatása gyengén savanyú.

A felhalmozódási szint (B) vörösesbarna, diós (ritkábban hasábos) szerkezetű. A szerkezeti elemek felültét viaszfényű agyaghártya vonja be. Kémhatása gyengén savanyú. Gyakran találunk vaskiválásokat is.

Az agyagbemosódásos barna erdőtalajok vízgazdálkodása kielégítő. A művelés következtében azonban a szántott réteg elporosodhat, és a vízvezetési értékek jelentősen csökkennek. A tápanyaggazdálkodás közepes. Nitrogénkészletük nem nagy. A foszfáttartalom a talajokban közepes, viszont a foszfát-megkötés is jelentős. Kálium ellátottságuk általában jó.

A típusra jellemző genetikai talajszintek: A E Bt C vagy A E Bt Ck.



A szint: humuszos felsőszint

E szint: kilúgzási szint, agyagtartalma lecsökkent, a fehér színt a  $\text{SiO}_2$  okozza

Bt szint: felhalmozási szint agyagtartalma (minimum) 1,2 x nagyobb mit az E szintnek, prizmás vagy hasábos szerkezetű

C szint: talajképző kőzet

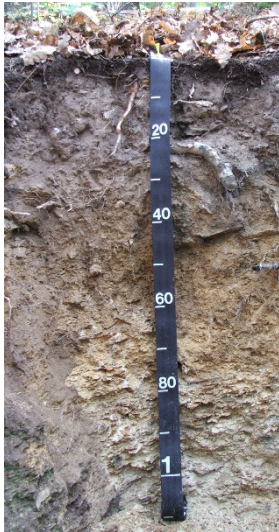
### 10.3.5 A podzolos barna erdőtalajok

Szénsavas meszet nem tartalmazó talajképző kőzeten (homokkő málladékon, grániton, csillámpalán) alakultak ki, ahol fokozottabb a kilúgzás és az elsavanyodás lehetősége. Hazánkban kis területen fordulnak elő.

A podzolosodás során az erősen savanyú közeg az agyagásványok alkotóelemeikre való szétesését váltja ki. A szétesés termékei közül a kovasav nagy része helyben marad, míg a vas és az alumínium ionos, vagy a savanyú alom anyag felől folyamatosan érkező szerves savakkal komplex kötésben levándorol a felhalmozódási B szintbe. Így a fakó, szürkésfehér kilúgzási és a szervesanyagtól ill. vastól és barnászörös felhalmozódási szintek igen markánsan elkülönülnek.

A talaj vízgazdálkodása, az A- és B-szint tulajdonságaival magyarázhatóan, kedvezőtlen. A növények elsősorban az A-szint vízkészletét használhatják fel. A B-szint holtvíztartalma nagy. Tápanyaggazdálkodásukra a csekély nitrogénellátottság és a jelentős foszfátmegkötés jellemző.

A típusra jellemző genetikai talajszintek: O A E Bs C.



O szint: avartakaró

A szint: humuszos felső szint

E szint: kilúgzási szint magas kovasavtartalommal

Bs szint: felhalmozódási szint, vöröses a lefelé mozgó vas- és alumíniumoxidok, hidroxidok miatt

C szint: talajképző kőzet

### 10.3.6 A pangóvízes (pszeudoglejes) barna erdőtalajok

Karbonátmentes talajképző kőzeten kialakult talajtípus. Alapvető jellemzője az, hogy a kilúgzási és a felhalmozódási szint vízvezető képessége között – a nagymértékű agyagbemosódás miatt – jelentős különbség van. Az agyagbemosódás annyira lerontja a B-szint vízvezetését, hogy csapadékos időszakban a talajban pangóvíz keletkezik, amely csak a száraz évszakban tűnik el.

A sárgás-barna alapszínű felhalmozódási szint szürkésen márványozott, amely a könnyen mozgó (kétegyértékű) vegyületektől származik. A márványozottság főként a repedések, gyökérjáratok mentén jelentkezik. Ebben a rétegben kismértékű rozsdásodás és vasszeplők is megfigyelhetők: az A- és B- szint határvonalához közel pedig vasborsók keletkeznek.

A pangóvízes barna erdőtalajok vízháztartására az időszakosan túl nagy nedvesség jellemző. Levegőellátottságuk és tápanyaggazdálkodásuk egyaránt kedvezőtlen. A talaj nitrogén- és foszfortartalma kevés, de a kálium ellátottsága is gyenge. A talaj a foszfort nagymértékben immobilizálja.

A típusra jellemző genetikai talajsintek: A E Btg Bt C.



A szint: humuszos szint

E szint: kilúgzási szint

Bg szint: glejes szint

Bt: agyagfelhalmozódási szint

C szint: talajképző kőzet

### 10.3.7 A kovárványos barna erdőtalajok

Durva, homokos alapkőzeten képződnek. Jellemzője, hogy a felhalmozódási szint nem összefüggő, hanem 5-20 cm-ként ismétlődő (1-2 cm vastag) kolloidokban gazdag, agyagos, vasas, humuszos kovárványcsíkok formájában jelentkezik. A kovárványcsíkok a felső szintből kilúgzott anyag ritmikus kicsapódása révén jöttek létre. A csíkok között kolloidokban szegény homokrétegek helyezkednek el.

A kovárványos talajok vízgazdálkodása jobb, mint a kovárványcsíkokat nem tartalmazó homoktalajoké. Mérséklődik a víz leszivárgása, így a talaj hosszabb ideig raktározza nedvességet a növények számára. A kovárványcsíkok nagyobb kolloidtartalma a talaj tápanyaggazdálkodását is kedvezően befolyásolja. Egyrészt több növényi tápanyagot tud megkötni, másrészt a kedvező nedvességi állapot tovább fennmarad, és így a növényzet a tápanyagokat jobban tudja hasznosítani.

Kovárványos barna erdőtalajok főként a Nyírségben és a somogyi homokháton fordulnak elő. A típusra jellemző genetikai talajszieintek: A E Bt1 B Bt2 B Bt3 ... C).



A szint: humuszos felső szint

E szint: kilúgzási szint

Bt<sub>1</sub> szint: kovárványcsík

Bt<sub>2</sub> szint: kovárványcsík

Bt<sub>3</sub> szint: kovárványcsík

C szint: talajképző kőzet

### 10.3.8 Az erősen savanyú, nem podzolos barna erdőtalajok

Típusához hazánk legsavanyúbb talajképződményei tartoznak. Karbonátmentes, savanyú talajképző kőzeten (agyagpalán, filliten, stb.) képződött talajok.

E talajok kilúgzási szintje barnás-fekete, szemcsés, vagy morzsás szerkezetű. A szerkezet vízállósága rossz. A humusztartalom nagy: az A- szintben 10%-ot is elérheti. A humusz típusa savanyú mull, és ezzel összefüggésben az A-szint igen savanyú (pH = 3.5-4,5 körüli). Ilyen savanyú közegben pedig már a Fe és Al is oldatban marad.

A felhalmozódási szint szintén erősen savanyú. Sok könnyen oldható vas- és alumínium vegyületet, és ennek megfelelően nagy mennyiségű kicserélhető vas- és alumínium-iont találunk ebben a szintben. A háromértékű fémionok a kolloidokat koagulált állapotban tartják, és ezért van az, hogy – bár ezek a legsavanyúbb talajaink – sem agyagszétesés, sem agyagvándorlás nem következik be. A típusba tartozó talajok vízgazdálkodása – a rossz szerkezet és a sekély termőréteg miatt – kedvezőtlen.

A típusra jellemző genetikai talajsintek: O A B C D.

### 10.4 Csernozjom (mezőségi) talajok

Magyarországon a csernozjom talajok elsősorban a síkság magasabb fekvésű részein találhatóak. Ezen a területen az évi középhőmérséklet 10-11 °C, az évi csapadék pedig 500-650 mm. Ilyen körülmények között az erdő nem alkot nagy területen összefüggő, zárt növénytakarót, legfeljebb kisebb-nagyobb foltokban fordul elő. Így a csernozjomok

természetes növényzete: az édes füvekből, pillangósokból álló, sztyeppi (mezőségi) füvegetáció vált uralkodóvá.

A csernozjom talajokra jellemző, hogy a humuszanyagok a feltalajban halmozódnak fel, morzsás szerkezet alakul ki benne, valamint a talajszelvényben, a kalciummal telített oldat kétirányban mozog, az évszaktól, a csapadék mennyiségétől függően. A humuszos szint két szintre osztható, az egyenletesen humuszos A szintre és a fokozatosan csökkenő humusz tartalmú B szintre. Elsősorban löszön vagy löszszerű üledéken képződnek. Nagy biológiai aktivitással és sok állatjáráttal rendelkeznek. A főtípus a legtermékenyebb talajainkat egyesíti.

*A csernozjom talajokat kialakító folyamatokat a következőkben jellemezzük.*

- **Humuszosodás.** A füves növényzet talajba jutott maradványainak (főleg gyökér, amelynek tömege általában megegyezik a felszíni biomasszával) mikrobiológiai úton bekövetkező bomlása és átalakítása a humuszosodás. Az aerob baktériumok által termelt és az elhalásuk után képződő *huminsavak* a talajoldat *kalciumionjaival humátokat* képeznek (A szint). Ez a folyamat fokozatosan csökkenő mértékű a mélyebb szintekben, aminek következményeként a csernozjom talajokban a humusztartalom a mélységgel (B szint) fokozatosan csökken. A szerves anyag szelvényen belüli eloszlását jelentősen befolyásolja a talajlakó állatok tevékenysége, a járatokon keresztül ugyanis összekeverik a különböző jellegű talajszintek anyagát. A humuszos réteg a vízhatástól mentes típusokban fokozatosan átmenetet mutat, a réti csernozjomokban viszont nem.

- **Kilúgozás.** Ennek a folyamatnak a során, a szénsavas mész kioldódik a csernozjom talajok felső szintjéből, de sok esetben csak a karbonáttartalmat csökkenti. Egyedül a kilúgozott csernozjomtípusban mozdul el a karbonát a humuszos szintnél mélyebbre. A kilúgozásnak előfeltétele az elegendő csapadék, amelynek eloszlása is egyenletes, mert ha *a nedves és száraz időszakok váltakoznak egymással, a szárazság idején a mélybe mosott sók a talajoldattal a felszín felé áramlanak.* További vízvesztés esetén a sók betöményednek és kiválnak, ami a mikrokristályos kalcit kicsapódásához vezet a mészlepedékes csernozjomban. A mészlepedékes csernozjom szelvényében a karbonátok mennyisége felülről lefelé fokozatosan nő, és kolloid vagy mikrokristályos alakban egy rétegben csapódik ki; a réti csernozjomok szelvényében a karbonáttartalom a felszín közelében kevés, aztán maximális, majd a talajképző közet felé ismét csökken. A kilúgozás sohasem ér el olyan mértéket, hogy a talaj elsavanyodása jelentős legyen.

- **Szerkezetesedés.** Az ásványi és a humusz kolloidok nagyfokú kalcium-telítettsége és az élénk biológiai tevékenységnek köszönhetően a csernozjom talajok *vízálló, morzsás*

*szerkezetűek. A kalcium-humátok elősegítik a szerkezeti elemek aggregációját. A földigiliszták élettevékenységükkel (járataikkal, a gilisztahumusszal), szintén hozzájárulnak a morzsás szerkezet kialakításához.*

- **Agyagosodás:** A csernozjom főtípus esetében kevésbé kifejezett, hazai éghajlati viszonyaink mellett inkább az agyagásványok átépülése, átalakulása jellemző.

- **A szénsavas mész fluktuálása.** A kilúgozási folyamat jellegének következménye. Azokban a talajokban, amelyekben a sók kilúgzódása a nyári száraz időszakban visszafordul, és a karbonátok időleges felhalmozódását idézi elő, labilis mészkiválások képződnek, melyek legtöbbször *mészlepedék* alakjában tűnnek elő. Ez a jelenség nyáron jobban észlelhető, tavasszal olykor egyáltalán nem. A talajszerkezet jó vízállóságú, mert a szerkezeti elemek felületét a vékony szénsavamész-hártya – a mészlepedék – bevonja és ellenállóvá teszi. Újabb vizsgálataink szerint a mészlepedék anyaga nemcsak mikrokristályos kalcitot, hanem többkevesebb dolomitot is tartalmaz.

- **Sófelhalmozódás.** A mélyebb szintekben akkor következhet be, ha a talajvíz szintje magasabban található, és a kapilláris zóna eléri a talajszinteket, továbbá akkor, ha a vízzáró altalaj felett a kilúgzás hatására lefelé vándorló oldatok megtorpannak és a vízben oldható sók feldúsulnak.

- **Vasmozgás.** E folyamat a vasionok vegyértékváltásának következménye. A talajban bekövetkező redukció (időszakos túlnedvesedés) hatására a vas kétértékűvé válik, így mozgékony lesz. Ha a vízben oldódó kétértékű vasvegyületek ismét oxidálóközegbe jutnak, visszaalakulnak háromértékűvé, elvesztik mozgékonyosságukat és kicsapódnak. Így keletkezhetnek a *rozsdafoltok, a vasborsók vagy egyéb vaskiválások*, ami a réti csernozjomokra jellemző. A vasmozgás a magasabb talajvíz szintnek köszönhető.

#### **10.4.1 A mészlepedékes csernozjom talaj**

Az egész Duna-völgy jellegzetes talajtípusa. Hazánk területén az Alföld *magasabb sík területein, az un. löszháton és a dunántúli dombvidék viszonylag alacsonyabb fekvésű területein* fordulnak elő. Nevüket a szelvényben (általában 30-70 cm mélyen) észlelhető *mészlepedékről* kapták. A szerkezeti elemek felületén képződött, penészszerű bevonat különösen a száraz talajban szembetűnő. A lepedék a nyári intenzív párologtatás következménye, amikor is a meszes alsó rétegekből felfelé áramló nedvesség kalciumhidrokarbonátot hoz magával, majd az oldat töményedésével kicsapódik a  $\text{CaCO}_3$ .

Az A-szint egyenletesen humuszosodott és sötétbarna színű. Humusztartalma 3-4%. A kémhatás semleges, vagy gyengén lúgos. Szénsavas meszet az Asz (szántott réteg) nem, vagy

legfeljebb néhány %-ban tartalmaz, az A<sub>1</sub>-szintben viszont kisebb mennyiségben legtöbbször megtalálható.

A szántott réteg (A<sub>Sz</sub>) szerkezete a rendszeres talajművelés következtében kisebb-nagyobb mértékben leromlik (poros, aprómorzsás). A réteg alján kismértékű tömődöttség jelentkezik; ahol a kolloidok – fizikai leiszapolódás révén – némileg feldúsulnak. Ezt a jelenséget eketalprétegnek, vagy barázdafenék tömődöttségnek is nevezik. A szántott réteg alatti A<sub>1</sub>-alszint viszont már kitűnően morzsás szerkezetű.

A B-szintben a humusz mennyisége lefelé fokozatosan csökken (3%-ról 1%-ra), és emiatt a talaj színe világosodik. A szervesanyag tartalom csökkenésével a szénsavas mész mennyisége fokozatosan növekszik. Alsó rétegében sok esetben már mészerek, mészgöbcsék is előfordulnak. A B-szint szerkezete kitűnően morzsás, kémhatása gyengén lúgos. Rendszerint ebben a szintben találjuk a mészlepedékes réteget, melyet alszintként mindig külön megjelölünk. Igen sok állatjárat és krotovina figyelhető meg a szintben.

A talajok vízgazdálkodása kitűnő. Nagy vízbefogadó- és jó víztartó-képességgel rendelkeznek, így a növények számára szükséges vizet a szárazabb nyári időszakokban is biztosítani tudják. Tápanyag gazdálkodásuk szintén kedvező.

A típusra jellemző genetikai talajszintek: Asz Bk Ck.



A szint: humuszos felső szint

Bk szint: mészlepedéket tartalmazó átmeneti szint

Ck szint: talajképző kőzet (löss)

#### 10.4.2 Az öntés csernozjom

A folyók régi teraszain az ármentesített területek magasabb részein találhatóak, ahol a talajvíz mélyebben van, és a megtelepedett lágyszárú növényzet hatására módosul a talajképződési folyamat, azaz a szerves anyag felhalmozódása társul azokhoz a tulajdonságokhoz, amelyek a

talaj öntésjellegéből származnak. Az öntésanyag lerakódásának körülményeiből származó különbségek a talaj szelvényében tovább is fennmaradnak, és a humuszosodás csak elfedi ezeket.

A talajok kémhatása általában gyengén lúgos, és a szintek a talajképző kőzet minőségétől függően, több-kevesebb szénsavas meszet is tartalmaznak. A karbonátok szelvénybeli eloszlása azonban nem annyira jellegzetes, mint a többi csernozjom talajnál. Rozsdafoltok az egész szelvényben előfordulhatnak. Ez is a talajok öntési eredetének következménye.

Az öntés csernozjom talajok vízgazdálkodása, a rétegenként változó mechanikai összetétel miatt, különbséget mutat. Legtöbb esetben azonban vízvezető- és víztartóképességük is, közepes. A tápanyaggazdálkodásuk a szerves kötésű nitrogén mennyiségétől és ásványosodásának ütemétől függ, mivel a talajok ásványi tápanyagokban (foszforban és káliumban) eleve jól ellátottak. Hazánkban elsősorban a Duna-völgyében fordulnak elő. Kiterjedésük nem nagy.

A típusra jellemző genetikai talajszintek: Asz B 2B 3B 3C vagy Asz 2A 3B 4B 4C



Asz szint: megművelt humuszos szint

B szint: átmeneti szint

A2 szint: eltemetett A szint

C1 szint: öntési anyag

C2 szint: öntési anyag

### 10.4.3 A kilúgzott csernozjom talaj

Hazánkban viszonylag kis területen fordulnak elő, de a helytelen mezőgazdasági művelés növelheti a területek nagyságát. A mészlepedékes csernozjom talajok között kisebb foltokban, több helyen megtalálható, összefüggő talajtakarót azonban elsősorban a Tisza és Hernád közötti löszhátakon alkot.

A talajra jellemző a kilúgzás fokozott érvényre jutása. Ennek következtében  $\text{CaCO}_3$  csak az alapkőzetben mutatható ki, vagy teljesen hiányzik a talajból. A talaj humuszosodott rétege

mély (legtöbbször az 1 m-t is meghaladja), és átmenete a talajképző kőzet felé fokozatos, nehezen elhatárolható. A humuszos szintek szerkezete morzsás és vízálló, a helytelen agrotechnikai eljárások következtében azonban a szerkezet sok helyen leromlott. A huminsavak Ca-mal telítettek, és a kicserélhető kationok között is a Ca az uralkodó. A talaj kémhatása közel semleges.

Az erőteljesebb kilúgást elősegítő helyi tényezők között szerepel a nagyobb vízmennyiséget összegyűjtő enyhe mélyedés, a viszonylag lazább, vízáteresztőbb alapkőzet, az eredetileg is alacsonyabb  $\text{CaCO}_3$  tartalom, esetleg a nagy mennyiségű (savanyító hatású) műtrágya használata.

A típusra jellemző genetikai talajszintek: Asz AB B Ck.



A szint: humuszos felső szint (nincs mésztartalma)

B szint: átmeneti szint (nincs mésztartalma)

Ck szint:  $\text{CaCO}_3$  tartalmazó talajképző kőzet

#### 10.4.4 A réti csernozjom talaj

A csernozjom területek mélyebb fekvésű részein fordulnak elő. Ezeknél a talajoknál, a csernozjom jellegű humuszfelhalmozódás mellett, gyenge vízhatás is észlelhető, amely a viszonylag magas talajvíz, vagy a mélyedésekben összefutó belvizek következménye.

A viszonylagos vízbőség a szelvényben időszakonként anaerob körülményeket hoz létre. Így egyrészt sötétebb színű humuszanyagok képződnek, (melyek egy része vashoz és alumíniumhoz kötötten található,) másrészt a B-szint alsó részein és a C-szintben a vasmozgás nyomai is megfigyelhetők (rozsdás foltok, vasszeplők, vékony vaserek láthatók).

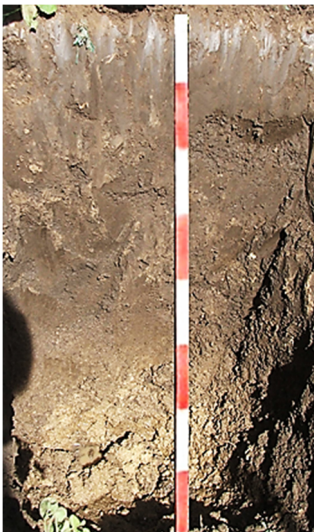
A réti csernozjom talajok képződése olyan területeken is megindulhatott, ahol a korábbi magas talajvízszint a folyóvölgyek bevágódása révén, vagy a vízrendezés következtében lesüllyedt. Ezáltal az anaerob körülmények helyett az aerob feltételek jutottak előtérbe, illetve a folyamatosan lefelé irányuló vízmozgás, és a csernozjom dinamikájú talajfejlődés vált uralkodóvá.

Az A-szint feketés barna színű. Humusztartalma 3,5-4,5%, tehát valamivel nagyobb, mint a mészlepedékes csernozjom talajoké. Szerkezete legömbölyödött morzsás, részben sokszögű (poliéderes) elemeket tartalmaz. A kémhatás közel semleges.

A B-szint sötét szürkés-barna. Humusztartalma lefelé fokozatosan csökken. Szerkezete szemcsés, poliéderes, kémhatása gyengén lúgos. A B-szint alsóbb rétegeiben a szénsavas mész mennyisége hirtelen megnövekszik, majd a maximális érték elérése után, a talajképző kőzet karbonáttartalmának megfelelően állandósul. Jellemző a típusra a szénsavamész felhalmozódásának formája is, amely legtöbbször világos színű erek, göbecsek alakjában jelentkezik.

E talajok vízgazdálkodása összefügg a talajvízszint mélységével és ingadozásával. A magasabb talajvízállású időszakokban a talaj túlnedvesedésre hajlamos. A tápanyagtartalom és a tápanyagszolgáltató-képesség jó. A nitrogénfeltáródás azonban az időszakos levegőtlenesség periódusaiban korlátozott.

A típusra jellemző genetikai talajszintek: Asz Bg Cg.



A szint: humuszos felső szint

B szint: átmeneti szint

Cg szint: vaskiválásokat tartalmazó talajképző kőzet

## 10.5 Szikes talajok

Ebbe a főtípusba mintegy 600 ezer hektár, nagyrészt igen kedvezőtlen tulajdonságú talaj tartozik. Elsősorban az Alföldön fordulnak elő a szikesek, de szórványosan a Kisalföldön is megtalálhatók.

A szikes talajok főtípusába azokat a talajokat soroljuk, amelyek kialakulásában és tulajdonságaiban a vízben oldható sók döntő szerepet játszanak. Elsősorban a nátriumsók szerepe jelentős a talaj tulajdonságainak alakításában. Ezek részben a talajoldatban oldott állapotban, részben pedig a szilárd fázisban, kristályos sók alakjában vannak jelen, továbbá a nátriumion a kolloidok felületén adszorbeálva található. A szikesedés folyamatát segíti a párologtató típusú vízgazdálkodás is, azaz a befogadott csapadék mennyiségét meghaladja az elpárolgott nedvesség. A só valamennyi formája kedvezőtlen fizikai és kémiai tulajdonságot idéz elő, ami végül is a talajok gyenge termékenységét eredményezi. A sók mennyisége, minősége és a talajszelvényben történő eloszlása szabja meg a szikes talajok tulajdonságait és a talajtípusba történő besorolását. Az emberi tevékenység során keletkezett szikeseket másodlagos szikeseknek nevezük. A másodlagos szikesedés oka lehet a nem megfelelő mennyiségű és összetételű öntözővíz használata.

- **Humuszosodás.** A szerves anyag felhalmozódásának jellegzetes formáját ölti, mert a szikes talajokban a nátriumion hatására a szerves anyag mozgékonyvá válhat, nátriumhumát képződik. Ennek következményeként a humuszos szint elfolyósodó anyaga a mélyebb rétegek felé tartó repedések mentén lehatol, a vízállásokban pedig a kolloidoldatot képező nátriumhumát barnára festi a vizet.

- A **kilúgozás**, a szikes talajokban csak kismértékű, mert a szárazabbra forduló éghajlat alatt nagyobb mértékű a párologás, mint a talajra jutó csapadék. Csökkenti a talajba jutó csapadék mennyiségét a szikesek rossz vízgazdálkodása is. Ezek ugyanis nedvesen elfolyósodnak, így előfordulhat, hogy a talaj felső néhány centiméteres rétege nedves, sáros, alatta pedig porszáraz réteg található. Egyes szikesekben, különösen a réti szolonyecokban mégis szerephez jut a kilúgozás, ilyenkor a talaj felső rétege nem tartalmaz szénsavas meszet, ezért kémhatása semleges vagy gyengén savanyú.

- Az **agyagbemosódás**, ugyancsak a szolonyeces talajokban jelentkezik a kilúgozás következményeként, ebben a főcsoportban nem savas környezetben, mint az erdőtalajokban, hanem semleges vagy lúgos kémhatás mellett. Az agyag felső szintekből a felhalmozódási szintbe történő vándorlását jól mutatják, hogy a szerkezeti elemek felületén sötét színű kolloidhártya jelenik meg. Sötét színüket az idézi elő, hogy az ásványi kolloidokkal együtt vándorol a nátriumhumát is, amely peptizálja a kolloidokat. Az agyagbemosódás hatásának tulajdonítható a kilúgozási és

- a felhalmozódási szintek elkülönülése, valamint az agyagtartalmukban fennálló különbség (textúradifferenciálódás).
- **Szologyosodás.** Az agyagbemosódás szélsőséges formájának kísérőjelensége. Ez a felső szintekben található fehér porról ismerhető fel, a talaj vázrészei és a kolloidok szinte teljes különválását jelenti. A fehér, porszerű anyag amorf kovasavból és finom eloszlású kvarcból áll. A kilúgzás tehát a szikésekben nem hatol mélyre, de hatása a felszínhez közeli rétegekben is jelentős lehet. A kilúgozott rétegek vastagsága a talajjavítás szempontjából lényeges.
  - **Sófelhalmozódás.** Általában két okra vezethető vissza: a száraz éghajlatra és a közeli talajvízszintre. Száraz éghajlat alatt, vagyis a félsivatagi és sivatagi övezetben, az évente lehulló csapadék nem elegendő ahhoz, hogy a mállás folyamán keletkező sókat a mélyebb rétegekbe mossa. Ezek csak a felszíni és a felszínhez közeli rétegek között áramlanak lefelé vagy fölfelé aszerint, hogy nedvesebb vagy szárazabb az időjárás. Ugyanez az ok vezet a sók szelvényen belüli megoszlásához is.

Hazánkban és általában a mérsékelt égövben azonban nem ez a sófelhalmozódás alapvető oka, hanem a talajvíz sótartalma és közelsége. A párologtató vízgazdálkodási típus következményeként a talajszelvény sókészlete a talajvíz sótartalmából is utánpótlást nyer, mert az erőteljes párologás és a növények párologtatása a gyökérszónába eső kapilláris övből nedvességet von el. Ennek hatására újabb vízáramlás indul meg a talajvíz felől, melynek sorsa hasonló az előzőéhez, vagyis a talajoldat töményedik. A fölfelé áramló talajnedvesség víztartalma tehát a légkörbe távozik, a vízben oldott sók pedig a talajban maradnak. A kevésbé oldódó kalcium- és magnéziumsók egy része kicsapódik, így megnő a talajoldat nátriumtöménysége.

A sódinamika egyben megszabja a talajszelvény sóprofilját is, vagyis azt, hogy az egyes talajszintekben mennyi és milyen só halmozódik fel. A sófelhalmozódás maximuma szerint általában két típust különböztetünk meg. Az egyik, amikor a felhalmozódás maximuma a feltalajban van, ez a szoloncsák típusú sófelhalmozódás, a másik, amikor a legnagyobb sótartalom a mélyebben fekvő agyagfelhalmozódási szintben található; ez a szolonyec típusú sófelhalmozódás.

- A vízben oldható sók mennyisége szerint a sófelhalmozódás lehet (só%):
- < 0,10% – nyomokban előforduló, amelyre a természetett növények még nem érzékenyek,
  - 0,10–0,25% – gyengén szoloncsákos, amelyben sóérzékeny növények nem termesztethetők,

- 0,25–0,50% – szoloncsákos, melyben csak kevés sótűrő növény él meg,
- > 0,50 % – erősen szoloncsákos, melyben kultúrnövények nem termesztethetők.

A sófelhalmozódás hatására megváltozik az adszorbeált kationok összetétele is. Ha a talajoldatban megnő a nátrium viszonylagos mennyisége, akkor a kicserélhető kationok között is nagyobb arányban foglal helyet a kolloidok felületén. Már kevés kicserélhető nátriumion is nagyon lerontja a talaj fizikai sajátságait, peptizálja a talaj kolloidokat. A szikesedésnek következő fokozatait különböztetjük meg:

A kicserélhető nátrium mennyisége (ha nincs a talajban a vízben oldható sók közt nátrium):

- < 5 S% – nem szikes,
- 5–15 S% – gyengén szolonyeces,
- 15–25 S% – erősen szolonyeces,
- > 25 S% – erősen szolonyec.

A sófelhalmozódás és általában a szikesedés előfeltétele a hidromorf talajképződés, a sókban gazdag talajképző kőzet és esetenként a sok sót tartalmazó, nem túl mélyen fekvő talajvíz. Keletkezéséhez a nyári hosszán tartó szárazság is szükséges, mely a talajoldatok elpárolgását idézi elő. Következménye a lúgos kémhatás, valamint a rossz vízgazdálkodás.

- **Az oszlopos szint kialakulása.** A szikesedés következménye és egyben a szikes tulajdonságok további alakulásának okozója. Úgy jön létre, hogy az erősen duzzadó és zsugorodó agyagos talajsínt a váltakozó száradás és nedvesedés hatására formálódik, hasábokra, majd oszlopokra tagozódik, és ezek állandósulnak a felülről bepergő, kevésbé tapadós, a hasábokat és az oszlopokat egymástól elválasztó talajrétegek következtében. Előfeltétele a nátriumionokat adszorbeált agyagos szint váltakozó száradása és nedvesedése. Következménye a rossz vízáteresztő képesség, a levegőtlenesség az oszlopok belsejében, hatásaként pedig vasborsók jelennek meg. A növények számára csak a szelvény oszlopos szint feletti talajrétege hasznosítható.

- **Patkásodás.** A szolonyecék jellegzetes eróziós formája a padkásodás. Ilyen területeken csak kis kiemelkedő szigetekként marad meg a talaj természetes növényzete. A közbenső helyekről a víz és a szél az A-színtet, esetleg a B-szint egy részét is elhordta. Az így létrejött kemény, sík felületű (gyér növényzettel borított, vagy növényzet nélküli) másodlagos felszínen szárazság idején fakó, porszerű képződmény figyelhető meg, mely főként a kolloidok bomlásából származó dehidratált kovasavból áll.

- **Sztyeppesedés.** A feltalaj szerkezete az eredetileg szürkésbarna vagy fekete humuszos szint barnulásában és szerkezetének javulásában észlelhető. Előfeltétele, hogy a talajvíz hatása alól mentesüljön – legalábbis a szelvény felső része –, majd a gazdag

növénytakaró vagy a szántóföldi művelés hatására a réteg levegőzése és kilúgozása lehetővé válják. Következménye a feltalaj tulajdonságainak javulása.

A leírt folyamatok vezetnek a szikesek egyes talajtípusainak képződéséhez.

### **10.5.1 A szoloncsák talajok**

Ebbe a típusba azok a talajok tartoznak, amelyeknek már a felső szintjeiben nagymennyiségű nátriumsó halmozódott fel. Az oldható sók nagy része legtöbbször szóda ( $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ), ritkábban konyhasó ( $\text{NaCl}$ ), illetve nátrium- és magnéziumsulfát ( $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{MgSO}_4$ ). A sók mennyisége a talaj felső rétegében eléri a 0,5-1,5%-ot. A nátriummal telített kolloidok hatására fizikai tulajdonságaik kedvezőtlenek. Szerkezetük tömött, szárazon repedező, nedvesen folyósodó. Kémhatásuk erősen lúgos, a pH 9,0-nél nagyobb. A feltalajon csak gyenge humuszosodás észlelhető, és a humuszanyagok nagy része nátriumhumát alakjában, mozgékony állapotban van.

A jelentős vízdoldható sótartalom mellett sok  $\text{CaCO}_3$ -ot is találunk a szelvényben. A szénsavas mész ( $\text{CaCO}_3$ ) mennyisége a mélységgel nő.

A talajvíz nagy sótartalmú, szódás, és a felszínhez közel (általában 1 m-nél közelebb) helyezkedik el. A sós talajvíz kapilláris zónája eléri a felszínt, és száradáskor kivirágzik a só. Ez főként  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ -ból, valamint  $\text{NaCl}$ -ből és  $\text{NaHCO}_3$ -ból áll.

A talaj szelvénye tagolatlan, monoton. Genetikai szinteket morfológiailag nem lehet elkülöníteni, csupán a talajok rétegezettsége, és a rétegek színében mutatkozó eltérés figyelhető meg.

Elsősorban a Duna-Tisza közti sós talajvízű mélyedésekben, és a Nyírség egyes helyein keletkeztek ilyen talajok.

A típusra jellemző genetikai talajszintek: A Cg



A szint: sófelhalmozódási szint

Cg szint: glejes talajképző kőzet

### 10.5.2 A szolonszók-szolonyec talajok

Hasonló körülmények között alakultak ki, mint a szolonszók talajok. Szelvényükben azonban már jól felismerhető a szintekre tagolódás: a felső réteg alatt egy gyengén kialakult oszlopos B-szintet lehet elkülöníteni. Az oszlopos szint a felszínhez közel, mintegy 5-10 cm-re helyezkedik el. A szikes-sós talajvíz 1,0-1,5 m körüli mélységben van.

Az A-szint világosszürke, szerkezet nélküli vályog, vagy homokos vályog. Kémhatása lúgos, a pH 8,5-9,0 körüli, humusztartalma 1,5-2,0%;  $\text{CaCO}_3$ -ot is tartalmaz.

A B-szint sötétebb színű és tömöttebb, mint az „A” szint. Rendszerint két alszintre; az oszlopos B1, és a prizmás szerkezetű B2 szintre osztható. Utóbbiban már vas- és mangánfoltosság, mészkonkréciók és glejesedés jelentkezik. A B-szint kémhatása szintén lúgos, vagy erősen lúgos.

A szolonszók-szolonyec talajok esetében a felszínen, vagy ahhoz közel egy sómaximumot találunk, és ez alatt a sótartalom észrevehetően csökken.

Vízgazdálkodásuk – az oldható Na-sók és a nagy kicserélhető Na- tartalom miatt – rossz. Tápanyag-gazdálkodásuk némileg kedvezőbb, mint a szolonszók talajoké.

Jelentősebb kiterjedésben főként a Duna-Tisza közén keletkeztek a szolonszók-szolonyec talajok, de kisebb foltokban a Tiszántúlon is előfordulnak. Ez a talajtípus általában kissé magasabb fekvésű területen található, mint a szolonszók talaj.

A típusra jellemző genetikai talajszintek: A Btng Bngk Cg.



A szint: néhány cm vastag humuszos szint

Btng szint: gyenge oszlopos szint, glejes, Na<sup>+</sup> tartalmaz

Bngk szint: Na<sup>+</sup>, CaCO<sub>3</sub> és glejet tartalmazó tömődött szint

Cg szint: glejes talajképző kőzet

### 10.5.3 A réti szolonyec talajok

Jellemző, hogy a vízben oldható nátriumsók maximuma a szelvény mélyebb részeire esik (B szint). Ennek következményeként a felső talajszintekben csak kevés a vízben oldható só, vagy teljesen hiányzik. Ugyanakkor jelentős a kicserélhető kationok között a nátriumion mennyisége (több mint 15 S%). Jellemző tulajdonságuk a szolonyeces B-szint, amely a nátriumfelhalmozódás helye (a kicserélhető nátrium értéke 25 S%-nál is nagyobb), és könnyen felismerhető oszlopos szerkezetéről. Nedvesen a B-szint anyaga ragadós, tapadós; alsó felében vörösesbarna vasas foltok és vasborsók láthatók. Az oszlopos szerkezeti elemek felülete fényes, agyaghártyás, törése szurokszerű, szárazon erősen repedező. A talajvíz ezekre a szelvényekre is hat, mélysége 1,5-3 m között változik, sőt vízrendezéskor ma már 5 m-nél mélyebbre is süllyedhet.

Hazánk legnagyobb kiterjedésű szikes taljai. Nagyobb területeket, főként a Hortobágyon és a Körösök térségében foglalnak el. Talajképző kőzetük löszös agyag, vagy löszös vályog.

A talajvíz mélyebben van (1,5-3 m), mint a szoloncsák- szolonyeceknél, így nagyobb a kilúgzás lehetősége. Ebből következően az oldható nátriumsók maximuma is a felszíntől távolabb, a mélyebb rétegekben található, és a B-szint erősebben oszlopos szerkezetű.

Az A-szint 15-20 cm-nél vékonyabb (sok esetben 1-2 cm), világos szürke színű. Szerkezete poros, vagy lemezes. Felszínét gyakran kovasavas fehér por (amorf kovasav) borítja, amely a szologyosodás során képződött. A kémhatás ebben a szintben – a képződési körülményektől

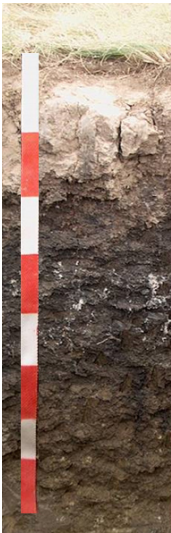
függően - gyengén savanyú, semleges, vagy gyengén lúgos. A pH elsősorban az A-szint vastagságától függ. Karbonátokat nem tartalmaz. Humusztartalma 2-3%.

A felhalmozódási szint (a szolonyeces B-szint) agyagosabb és színe sötétebb, mint az A-szinté. Általában két alszintre lehet bontani. Felső része (a B<sub>1</sub> alszint) 10-20 cm vastag, tömődött, oszlopos szerkezetű. Az oszlopok felülete fényes, agyaghártyákkal bevont, a törések mentén szuokszerű. Humuszanyagokat kis mennyiségben tartalmaz. Vízoldható só tartalma viszonylag alacsony, a kicserélhető Na<sup>+</sup> mennyisége azonban ebben a szintben a legnagyobb (az S érték 25%-ot is meghaladja). A B<sub>2</sub>-szint tömődött, színe sötét, barnás-szürke. Diós szerkezetű. A humusztartalom még inkább csökken. Szénsavas mész rendszerint kimutatható. A kicserélhető Na-tartalom hasonló, mint a B<sub>1</sub>-szintben, a vízoldható só tartalom viszont jelentősen megnő. Itt találjuk az oldható sók maximumát. A kémhatás erősen lúgos; 8,5-9,0 körüli. A szintben rozsdafoltok és glejfolatok is megfigyelhetők. A talajképző kőzet határán pedig szerteágazó mészereket láthatunk. Ezek alakja eltér a csernozjom talajok legömbölyített felületű mészkiválásaitól.

A B-szint anyaga vízzel érintkezve ragadóssá válik, mert a nagymennyiségű nátriumot adszorbeáló kolloidok megduzzadnak és peptizálódnak. A kiszáradt talaj viszont erősen repedezik.

A réti szolonyec talajok vízgazdálkodása valamivel jobb, mint az előző két szikes típusé, mivel az A-szint lehetővé teszi a csapadékvíz beszivárgását. Tápanyagtartalmuk több esetben számottevő, tápanyag-gazdálkodásuk azonban – a talaj szélsőséges sajátosságai miatt – rossz. Természetes növénytakarójuk többnyire szárazságtűrő és sótűrő fajokból áll.

A típusra jellemző genetikai talajszenetek: A E Btn Bngk Cg).



A szint: poros, növényi gyökérrel átszótt szint

E szint: kilúgzási szint (szologyos fehér kiválás, amorf kovasav)

Btn szint: oszlopos szint,  $\text{Na}^+$  tartalmaz

Bngk szint: glejes,  $\text{Na}^+$  és  $\text{CaCO}_3$  –ban gazdag szint

Cg szint: glejes talajképző kőzet

#### 10.5.4 A sztyeppedő réti szolonyec

Ezeket a talajokat a hidrológiai viszonyok által előidézett szikesedési folyamat mellett a sztyeppedés jellemzi, tehát hogy a talajvízszint süllyedése következtében a talajszelvény felső részén a víz hatása már nem érvényesül, valamint a kilúgzás hatására a szikesedésre jellemző, vízben oldható sók a mélyebb szintek felé mozognak, valamint a vízőldható sók is mélyebben helyezkednek el.

Főként a Tiszántúlon alakultak ki. A talajvíz szintje ezekben a talajokban mélyebben van (3 m alatti), mint a réti szolonyeceknél, ezért a kilúgzás jobban érvényesül. Emiatt az A-szint vastagabb; és a szikesedést okozó sók és a szénsavas mész mélyebbre húzódnak. A szerves anyagok a talajvíz hatása alól mentesült rétegekben – zömmel aerob viszonyok között – átalakulnak, feketés színük megbarnul, a humuszminőség javul. A talajvízszint süllyedése természetes úton, vagy emberi beavatkozás (lecsapolás, ármentesítés) révén következhet be. A szelvény tagolódása hasonlít a réti szolonyecekére, a szintek azonban lényegesen kedvezőbb tulajdonságúak.

Az A-szint barnás-szürke, apró morzsás szerkezetű, szárazon erősen repedezett. Vastagsága általában 20-30 cm körül van. Humusztartalma 2-3%, és jelentős mértékben Ca-mal telített, Szénsavas meszet és számottevő vízőldható sót általában nem tartalmaz. A szint kémhatása gyengén savanyú, vagy semleges körüli.

A B-szint sötétbarnás szürke színű, oszlopos, ritkábban hasábos szerkezetű agyag. Az oszlopok átmérője nagyobb, mint a réti szolonyeczekben. A B<sub>1</sub>-szint 20-30 cm vastag és jól kifejlett oszlopokból áll. Többnyire sok vasborsót figyelhetünk meg itt. A kicserélhető Na<sup>+</sup> mennyisége nagyobb, mint 25 S%, de legtöbbször nem éri el a réti szolonyeczekben mért értéket. Vízdoldható sók jelentékeny mennyiségben, ebben a szintben sem fordulnak elő. A B<sub>2</sub>-alszint hasonló vastagságú, de az előzőnél világosabb színű. Sok vaskiválást tartalmaz. Szerkezete diós, hasábos. CaCO<sub>3</sub> rendszerint még itt sem mutatható ki. Ebben az alszintben a legnagyobb a kicserélhető nátriumtartalom, a vízdoldható sók mennyisége viszont még ebben a rétegben sem jelentős. A talajképző kőzet, mészkiválásokkal tarkított agyagos lösz.

A szelvény pH-diagramja: a feltalaj gyengén savanyú, vagy semleges értékeitől, a B-szint gyengén lúgos, vagy lúgos pH-ján keresztül, az altalaj erősen lúgos kémhatásáig változik.

A talaj vízgazdálkodása lényegesen jobb, mint a réti szolonyec talajoké. A sztyeppesedett felső szint a vizet be tudja fogadni, így a talaj beázása lehetővé válik. Kedvezőtlen tulajdonságokat csak a B- szint alsó része mutat. Tápanyag gazdálkodásuk is jóval kedvezőbb az előbb tárgyalt szikes talajokénál.

A típusra jellemző genetikai talajsintek: A B Cnkg).

### **10.5.5 A másodlagosan szikesedett talajok**

Azokat a talajokat soroljuk ide, amelyek szikesedését az emberi beavatkozás következtében megváltozott körülmények idézték elő. Elsősorban a körütekintés nélküli öntözés tekinthető ilyen tevékenységnek, mert:

- a túlöntözés hatására emelkedhet a sós talajvíz szintje, és megindul a só felfelé áramlása, illetve felhalmozódása,
- a nagy só-, vagy Na<sup>+</sup>-tartalmú öntözővíz, vagy csurgalékvíz szintén az eredetileg nem szikes talajok szikesedését okozhatja.

A másodlagos szikesedésnek is két formája lehet, éspedig:

- másodlagos szolonyecsedés (a kicserélhető Na<sup>+</sup> nagymértékű növekedése), illetve
- másodlagos szoloncsákosodás (sófelhalmozódás).

Ez a két folyamat rendszerint együtt lép fel, a körülményektől függően azonban az egyik, vagy a másik válik jellemzővé. A másodlagosan szikesedett talajok eredeti ismérvei továbbra is megmaradnak, szerkezetük és vízgazdálkodásuk azonban lényegesen leromlik.

A típusra jellemző genetikai talajsintek az eredeti talaj szintjeinek megfelelőek.

## 10.6 Réti talajok

A réti talajok fő típusába azokat a talajokat soroljuk, amelyek keletkezésében az időszakos túlnedvesedés játszott nagy szerepet. Ez lehet az időszakos felületi vízborításnak, vagy a közeli talajvíznek a következménye. A vízhatásra beálló levegőtlenesség (anaerob körülmények) sötét színű szerves anyag felhalmozódását, és kisebb mértékű ásványi anyag (növényi tápanyag) képződését váltja ki. Általában a mélyen fekvő, vízjárta területeken találhatók.

A réti talajokat nagyobb agyagásvány- és humusztartalommal, a nehéz művelhetőséggel, a foszfor erős megkötődésével, valamint a nitrogén tavaszi nehéz feltáródásával jellemezhetjük. A réti talajokon a termés különösen nedves években csekély, száraz években viszont jó. Agyagásványaik általában montmorillonit típusúak, de sok az amorf kovasav és az alumínium-oxidhidrát is. Az ásványi összetétel – különösen az agyagos részben – a szelvényen belül alig változik.

- **Humuszosodás.** A réti talajoknál a humuszanyag mindig fekete. Ez a jellegzetes szín abból származik, hogy a humuszanyag nagyrészt levegőtlen viszonyok között képződött és vassal kapcsolódott. A humuszos szint vastagsága változó, alsó határuk mindig viszonylag éles. A szerves anyag mennyisége általában nagyobb, mint a környező területek talajaiban, de kevesebb, mint sötét színéből következne.

- **Láposodás.** A huzamosabb vízborítás nagyobb szervesanyag-felhalmozódáshoz vezet. Előfeltétele, hogy az év egy részében a talaj teljesen telített legyen vízzel. Következménye a feketés humusz, amely tapadós és nehezen művelhető felszín képez.

- **Kilúgozás.** Két oka van. Az egyik, hogy a réti talajok általában a terep mélyebb részeiben fordulnak elő, ahová a környező területeken keletkezett felületi lefolyás irányul, vagyis a réti talajokra több víz jut, mint azokra a területekre, amelyek csak a csapadékvíz hatása alatt állnak. A másik, hogy a réti talajok képződésekor sok esetben a talajvíz olyan közel van a felszínhez, hogy a kapilláris zóna felső határa eléri a feltalajt. Mindkét eset a kilúgozásnak kedvez, mert míg az első esetben a több víz lefelé mozgatja az oldható sókat, a második esetben a talajvízből kapillárisan felemelkedő oldatok állandó kapcsolatban maradnak forrásukkal, a talajvízzel, és az esetleg töményedő talajoldatok diffúzió útján ismét felhígulnak, a sók a talajvízbe jutnak. Így a talajban nem következhet be sófelhalmozódás.

- **Vasmozgás.** A huzamosabb túlnedvesedés okozta levegőtlenesség következménye. A vegyértékváltás hatására a mélyebb szintekben a kétértékű vasvegyületek az uralkodók, ezért kékes-zöldes, ún. glejrétegek képződnek. Ezek a gyökerek számára mérgezők lehetnek. A felettük levő szintekben, ahol az alacsonyabb vegyértékű vegyületek időközönként oxidálódhatnak, rozsdafoltokat és más vaskiválásokat találunk. A vegyértékváltás azonban

nemcsak a vasat érinti, hanem a mangánt is, ezért a két elemet a kiválásokban rendszerint együtt találjuk. A vasmozgásnak előfeltétele a víztelítettség, valamint az anaerob baktériumok tevékenységének alapja, a szerves anyag. Következménye a glejesedés és a rozsdásodás, valamint a tömör és a porló vaskiválások.

- **Sófelhalmozódás.** Az A szintben ugyanolyan feltételek között játszódik le, mint a szikes talajokban, ebben a fő típusban enyhébb formában és csak a szoloncsákos réti talajokban jelenik meg. Jellegzetessége, hogy inkább a szulfátok felhalmozódása a gyakori.

Sófelhalmozódás a B szintben a szolonyeces réti talajok típusában fordul elő. Itt a gyengén oszlopos, tömöttebb szintben ugyancsak gyakori a szulfátok, elsősorban a gipsz megjelenése. A sófelhalmozódás formái sokkal gyengébbek, mint a szikes talajokban, de a talajok termékenységére azonban még így is kedvezőtlen hatással vannak.

A kicserélhető nátrium-tartalom növekedése a szoloncsákos és a szolonyeces réti talajokban egyaránt megfigyelhető, de az adszorbeált nátrium mennyisége nem éri el a szikesekre jellemző határértékeket. Káros, a talajok vízgazdálkodását rontó hatása azonban így is megmutatkozik.

A **kicserélhető nátrium-tartalom** megnövekedését a réti talajok esetében rendszerint követi vagy megelőzi a kicserélhető magnézium ionok mennyiségi gyarapodása, és értékük sok esetben meghaladja a 30 S%-ot. Bár hatásuk a talajok fizikai tulajdonságaira kevésbé kedvezőtlen, mint a kicserélhető nátriumé, mégis számolni kell a jelenlétükkel a talajtulajdonságok értékelésekor.

A réti típuson belüli típusok elkülönítése elsősorban az átmeneti tulajdonságok megjelenése alapján történik.

### 10.6.1 A szoloncsákos réti talaj

A rétitalaj képződés folyamatai és az ezt kísérő sófelhalmozódás jellemzi. Morfológiai képe a réti talajok általános képével egyezik, tehát a fekete, humuszos A-szint alatt a hasábos szerkezetű, ugyancsak feketés B-szintet találjuk. Az egész szelvényben észlelhetők a vasmozgás jelei vasborsók, rozsdás, glejes foltok, vaserek alakjában. Ehhez társul még a vízben oldható sók felhalmozódásának jelensége, amely azonban a B-szint alatt - legfeljebb annak alsó határát érintve - jelentkezik.

Az A-szint 3-5% humusztartalmú, sötétszürke színű apró prizmás szerkezetű. A B-szintben erősen tömődött, prizmás szerkezet észlelhető.

Vízgazdálkodásuk szélsőséges. A csapadékos időszakokban nedvesek, nyári szárazság idején viszont nem tudnak elegendő vizet biztosítani a növényeknek. Tápanyag-gazdálkodásuk csak

közepes, annak ellenére, hogy a talaj tápanyagkészlete nagy. A nitrogén feltáródását a túl nedves, levegőtlen viszonyok gátolják, a foszfátok mobilizációját, pedig a mozgékony vasvegyületek csökkentik.

A típusra jellemző genetikai talajsintek: A Bkg Cg



A szint: humuszos felső szint

Bkg szint: karbonátos, glejes

Cg: glejes talajképző kőzet

### 10.6.2 A szolonyeces réti talaj

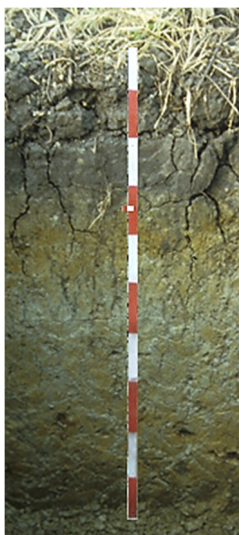
A szikes és a réti talajok területének határán képződnek, ott ahol a réti talajképződési folyamat mellett a szikesedés (szolonyeceseedés) is érvényre juthat. Talajképző kőzetük lösz, vagy más karbonátos laza üledék A talajokra jellemző, hogy a B-szintben felhalmozódik a kicserélhető  $\text{Na}^+$  mennyisége és meghaladja az S-érték 5%-át, de kisebb, mint 25 S%.

Az A-szint szürkésfekete színű, prizmás és poliéderez szerkezetű. Meszet nem tartalmaz. Kémhatása legtöbbször savanyú. A humusz mennyisége 3-5 %.

A B-szint, a kicserélhető  $\text{Na}^+$  feldúsulása miatt, tömődöttebb, hasábos szerkezetű, erősebben prizmás és sötétebb színű, mint a típusos réti talajnál, de a szikesekre jellemző morfológiai jellegzetességek (oszlopos szint, stb.) még nem fejlődtek ki. A humusztartalom kisebb, mint az A-szintben. Vas, mangánfoltosság is észlelhető.

A szolonyeces réti talajok vízgazdálkodása kedvezőtlen, mert a B-szint viszonylag nagy  $\text{Na}^+$ -tartalma és tömődöttsége korlátozza a vízbefogadó-képességet, és a talaj hasznosvíz készlete kicsi. Tápanyag-gazdálkodásukra – ugyanúgy, mint a többi réti típusú talajéra – a nagy tápanyagtöke, de kevés felvehető tápanyagmennyiség jellemző, gyenge a talaj tápanyag szolgáltató képessége. A víz- és tápanyag-gazdálkodást talajjavítással (meszezéssel, digó föld terítéssel) lehet kedvezőbbé tenni.

A típusra jellemző genetikai talajszeintek: A Bng Cnkg.



A szint: humuszos felső szint

Bnkg szint:  $\text{Na}^+$  felhalmozási szint, hasábos szerkezet, glejes

Cnkg szint:  $\text{CaCO}_3$  és Na felhalmozódás, glejes

### 10.6.3 A típusos réti talaj

Ebbe a talajtípusba tartozó képződményeket legtöbbször egyszerűen réti talajnak mondjuk. A talajok kialakulásában csak a réti talajképződésre általánosan jellemző folyamatok játszottak szerepet. Folyóvölgyek, homokhátak teknőiben: löszön, vagy löszös alapkőzeten, illetve más karbonátos, vagy karbonát-mentes laza, üledéken képződtek, ahol a nem szikes talajvíz szintje 3 m-nél közelebb van a felszínhez.

A főként levegőtlen körülmények között átalakuló szerves anyagok a humuszos szinteket sötét barnára, vagy szürkésfeketére színezik. A humuszos réteg egy egyenletesen humuszosodott A-szintre és egy lefelé csökkenő humusztartalmú átmeneti B-szintre osztható (Utóbbi azonban jóval rövidebb, mint a csernozjomok B-szintje).

Az A-szint prizmás (vagy szemcsés) szerkezetű, humusztartalma 3-6% (lazább, homokosabb talajokon viszont csak 2-4%). A humuszban a huminsavak az uralkodók, azonban a különböző huminsavak aránya más, mint a csernozjomokban, és a háromvegyértékű fémekhez ( $\text{Fe}^{3+}$ ) kötött huminsavak mennyisége is jelentős. Az A-szint legtöbb esetben meszet nem tartalmaz és savanyú kémhatású.

A B-szint, a kötöttebb változatoknál tömöttebb prizmás agyag, vagy nehéz vályog. (A homok mechanikai összetételű szelvényekben viszont csupán gyenge tömörödöttség észlelhető). Szénsavas mész legtöbbször csak a B-szint alján mutatható ki. Ha a talajképző kőzet karbonátos, akkor ágas-bogas mészkiválások, sőt esetenként mészkőpadok keletkeznek. A szint gyengén vas- és mangánfoltos, sokszor glejes.

Az agyagos réti talajok, amelyek agyagásványai között a szmektitek az uralkodók, erősen duzzadnak-repedeznek. Száraz időszakban a méternyi mélységbe lenyúló repedésekbe, - amelyek szélessége a felszínen elérheti az 5 cm-t - a szél, az eső, valamint az állati tevékenység, hatására bepereg a kiszáradt felszíni/szántott réteg aprószemcsés anyaga. A talaj újra nedvesedése során a behullott aggregátumok duzzadnak, és a felgyűlt „extra” talajanyag nagyobb térfogat igénye nyomó/feszítő hatást fejt ki. A talaj nyírószilárdságát meghaladó duzzadási nyomást felfele irányuló mozgás oldja fel, amely a fedő talajanyag súlyából eredő nyomóerő hatására a vízszinteshez képest 10-60°-os szögben jelenik meg csúszási tükrök és ék alakú szerkezeti elemek formájában.

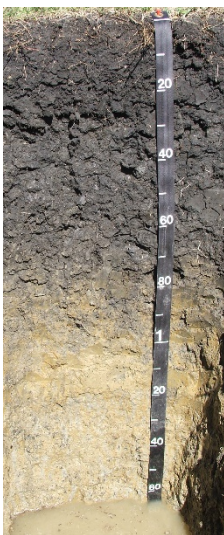
Bár a savanyú réti talajok a legelterjedtebbek, a réti talajok kémhatása igen változatos. Vannak olyan szelvények, melyek már a feltalajtól kezdve karbonátosak, másoknál viszont az A-szint, esetleg a B-szint egy része is karbonátmentes.

A kicserélhető kationok között – még a savanyú réti talajoknál is –  $\text{Ca}^{2+}$  az uralkodó. A kicserélhető  $\text{Na}^+$  mennyisége kisebb, mint 5 S%. Gyakran nagy a kicserélhető magnéziumtartalom, mely 30 S% felett a talaj tulajdonságait kedvezőtlenül teszi.

A típusos réti talajok többségének vízgazdálkodása, eltekintve a tavaszi, túlságosan nedves periódustól, általában kielégítő. Az év nagy részében a talaj elegendő nedvességet tud raktározni.

Tápanyag-gazdálkodásuk megítélésénél a tavaszi vontatott nitrogénfeltáródást, valamint a foszfát- és kálium-ionok egy részének lekötődését kell figyelembe venni. Talajjavítás után, mind a vízgazdálkodás, mind a tápanyag-szolgáltató képesség jelentősen javul.

A típusra jellemző genetikai talajszintek: A Bkg Cgk.



A szint: humuszos felső szint

Bkg szint: átmeneti, karbonátos és glejes szint

Cgk: karbonátos, glejes talajképző kőzet.

#### **10.6.4 Az öntés réti talajok**

Olyan öntésterületeken alakult ki, amelyek régóta mentesültek ugyan az ismétlődő vízborítás alól, a talajvíz közelsége, vagy az időszakos vízborítás azonban még érezteti hatását. A talajfejlődés tehát réti jellegű, viszont a szelvény morfológiájában, fizikai és kémiai tulajdonságaiban, az öntési eredet jól felismerhető. A szelvények humuszos szintje (az A és B szint együtt) általában 30-40 cm vastag, a humusztartalom 2-3%. Tehát a humuszosodás kisebb mértékű, mint a többi réti típusnál. A rétegezethez is elsősorban a B-szint alján és a C- szintben szembetűnő, ahol a sötét humuszanyagok nem fedik el a különbségeket. Kevésbé kialakult az öntés réti talajok szerkezete is, legtöbb esetben csak gyengén szemcsés.

Az öntés réti talajok vízgazdálkodása – ha nem erősen kötött agyagon képződtek – általában kedvező. A tavaszi túl nedves időszak rövid: a száraz periódusokban viszont a közeli talajvíz pótolja a hiányzó nedvességet. A tápanyag-gazdálkodás kielégítő, a tavaszi nitrogénszolgáltató képesség azonban korlátozott.

A típusra jellemző genetikai talajszintek: A Bkg 2 Bkg 2Cgk.

#### **10.6.5 A lápos réti talajok**

A réti talajok képződését kiváltó túlnedvesedés fokozódik, a talajfejlődés a láposodás felé tolódik. Az itt érvényre jutó vízhatás nagyobb, mint a többi réti típusnál, ahhoz azonban kevés, hogy láptalajok alakuljanak ki. Az ilyen körülmények között képződött lápos réti talajok szelvénye felismerhető a láposodás, a felső rétegek nagy szerves anyag tartalma, a felszínen mutatkozó *kotusodás* (azaz a szerves anyag gyors átalakulása és ásványosodása), valamint az erős glejesedési folyamatok alapján.

Homok mechanikai összetétel esetén a 4-10% humuszt tartalmazókat; vályog, vagy agyagtextúra esetén pedig a 7-10% szerves anyagot tartalmazókat, már a lápos réti talajok közé soroljuk. A talajok víz- és tápanyag gazdálkodására a túl bő nedvesség nyomja rá bélyegét.

A típusra jellemző talajszintek: H Bg Cg.

#### **10.6.6 A csernozjom réti talajok**

A típusos réti talajoknál valamivel magasabb fekvésű részekben található, ahol a terület már régebben mentesült a közvetlen vízhatástól.

A talaj színe valamivel világosabb, barnább, és a humusz minősége is jobb, mint a típusos réti talajoké. Szerves anyaguk csernozjom jellegű. A réti jelleget, a réti talajokra jellemző mészeloszlás, a mélyebb szintek rozsdafoltossága, és a talaj szerkezete, valamint a

humusztartalma bizonyítja. A B-szintben a humusztartalom lényegesen kisebb, mint az A-szintben.

A típusra jellemző genetikai talajszíntek: A AB Bgk Cgk.

## 10.7 Láptalajok

A láptalajok fő típusába tartozó talajok vagy állandó vízborítás alatt képződtek, vagy az év nagyobb részében víz alatt álltak, és a vízborítás mentes időszakokban is vízzel telítettek voltak. Az állandó vízhatás következményeként elsősorban a vízi növényzet, így a nád, a sás, a káka, vagy tőzegmoha elhalása után a szerves maradványok a víz alatt, vagy vízzel telített állapotban (levegőtlen viszonyok között) csak részlegesen bomlanak el, vagyis tőzegesednek. E két növénytársulás különböző láptípusokat hoz létre.

a. A lápi fűfélék először a vízzel borított területek sekélyebb részein szaporodnak el. Egy részüket a víz állatvilága táplálékként is felhasználja. Az állatok ürülékének, valamint az elhalt mikroszervezetek (moszatok, algák, stb.) nem bomló vázrészei a fenékre ülepednek, és ott iszap formájában felhalmozódnak. Kovasavban gazdag vizekben, a kovamoszatok nagy mennyisége miatt, kovaiszap; kalciumban gazdag vizekben pedig, a mészalgák, apró rákok, stb. vázrészeiből mésziszap, keletkezik. A mésziszap, az ún. lápi mész talajjavításra is használható.

Az iszappal kellően feltöltött helyeken, először víz alatt élő, gyökeres növények (hínárfélék) telepednek meg. Ezek nagy mennyiségű szerves-anyagot szolgáltatnak, így a víz mélysége rohamosan tovább csökken. A vízzel borított terület szélétől induló, fokozatos feltöltődés lehetővé teszi a lápi növényzet nagyobb térhódítását, végül a sekély vizű terület fokozatos benövését. Ebben a folyamatban rendszerint elől halad a káka, ezt követi a nád, majd a sás. Az így keletkezett lápokot növényzetük alapján *rétlápoknak*, vagy - síkfelületük miatt - *síklápoknak* nevezzük.

b. A lápképző mohafélék (*Sphagnum* sp., tőzegmoha) sekély vizű vizenyős területeken, vagy csapadékos éghajlat alatt terjedtek el. A vizet víztartó sejtjeikben tárolják. A vízzel telített, nagytömegű, elhalt szerves anyag tőzegesedik (mohatőzeg), majd fölötté új telepek keletkeznek. A telepek növekedése kétirányú, egyrészt a tőzegréteg vastagszik, másrészt a mohákkal belepített terület oldalirányban is terebélyesedik. Középen tehát vastagabb lesz a szervesanyag-réteg és a felszín domború. Ezt a láptípust növényzete alapján *mohalápnak*, vagy - domború alakja miatt - *domblápnak* nevezzük. Hazánkban ilyen képződmények csak kis kiterjedésben, erdős területek vízborította kisebb foltjain fordulnak elő.

A lápi talajképződés tehát a vízbőség által előidézett anaerob viszonyok között történik, és a szerves anyagot szolgáltatató növényzet szerint rétláptözeget és mohatözeget különböztetünk meg. A tőzegrétegben az eredeti növényzet maradványai jól felismerhetők. Ha a felhalmozódott szerves anyag tartósan, vagy időszakosan aerob viszonyok közé kerül, megindul a humifikálódás, melynek eredményeként a szerves maradványok átalakulnak. Színük sötétebb lesz és jellemző szerkezetük is eltűnik. A képződött humuszanyagok víz- és tápanyagmegkötő képessége jobb, mint a nyers tőzegé.

- **Tőzégképződés.** Az *állandó vízborítás alatt* a szerves maradványok – elsősorban a vízinövények – föld feletti, valamint gyökérrészei nem egészen bomlanak el. Egy részük megőrzi eredeti sejtszerkezetét, és évről évre felhalmozódva vastag réteget képez. A kiindulási anyagként szolgáló növények minőségétől függően megkülönböztetünk mohatözeget és rétláptözeget. A tőzégképződés előfeltételei az állandó vízborítás vagy víztelítettség és az ennek hatására fellépő állandó anaerob viszonyok. Következménye a növények által termelt szerves anyag nagy mennyiségben való felhalmozódása. A tőzeg minősége a tőzégképződés anyaga és jellege szerint változik.

- *Rostos tőzeg.* Ebben a növényi rostok jól felismerhetők.
- *Szuroktőzeg.* Egynemű, fekete, vagy barna, kenődő anyag, amely a szerves anyag nagyobb mértékű humifikációja révén keletkezett.
- *Átmeneti tőzeg,* amelyben az említett két tőzégféleség együttesen fordul elő.

- **Humuszosodás.** Az a folyamat, amelynek során a levegőtlen viszonyok között konzerválódott szerves maradvány legalább időszakosan levegővel érintkeznek, így aerob folyamatok indulnak el. A tőzeg színe sötétebbé válik, és a növényi maradványok sejtszerkezete is eltűnik, mert a szerves anyag átalakul. Ezen átalakulás folyamán a szerves anyag egy része szén-dioxidra oxidálódik. A humuszosodás előfeltétele a tőzegrétegek levegőzöttsége, amely kedvező az aerob mikroorganizmusok számára. Következménye a szerves réteg rostos, sejtes alakjának változása egyöntetű, sötét színű anyaggá. Ez a szerves anyag több vizet képes megtartani, és több tápanyagot köt meg.

- **Kotusodás.** A humuszosodás és a szerves anyag elbomlásának további folyamata, amelyen az ásványi részek viszonylagos feldúsulása is értendő. A szerves alkotórész az ásványi résszel szorosabban kapcsolódik, mint a humifikált tőzegben. Előfeltétele az elegendő ásványi rész és a csaknem állandó levegőzöttség. Következménye a fekete, könnyű morzsákból álló feltalaj, ami kiszáradva könnyen esik áldozatul a deflációnak.

- **Kiszáradás.** A lápok természetes vagy mesterséges lecsapolásának következménye. A talajvíz szintjének süllyedése a kapilláris zóna feletti rétegek kiszáradását vonja maga után, ami a láptalajok tulajdonságaiban lényeges és vissza nem forduló változásokat idéz elő. A kiszáradás feltétele a felszíni és a talajvíz hatása alól való mentesülés. Következménye a láptalajok jelentős zsugorodása, amelynek mértéke az eredeti térfogat negyede is lehet. A zsugorodás következménye a pórusviszonyok megváltozása, a fokozott levegőzés. A kiszáradt láptalajok megbontott felszínén könnyen bekövetkezhet a defláció, mert a száraz láptalajszemcsék igen könnyűek. Ugyancsak a kiszáradás következménye lehet a tőzeg kiégése, ami hamurétegek, cserépborsók képződéséhez és felszínsüllyedéshez vezet.

### 10.7.1 A mohaláptalajok

Tőzegmoha szerves anyagának felhalmozódása és humifikálódása útján keletkeztek. Kémhatásuk erősen savanyú, kevés ásványi részt tartalmaznak. Hazánkban elsősorban középhegységeink erdeiben, lefolyástalan völgyeiben fordulnak elő igen kis kiterjedésben. A típusra jellemző genetikai talajsintek: H1 H2 H3 ... D.



élő moha növény



elhalt moha növény



moha tőzeg (rostos)

### 10.7.2 A rétláptalajok

A vízborította, vízjárta mélyebb helyeken találhatóak, hazánkban a Hanság, a Kisbalaton, a Fejér megyei Sárrét, a Berettyó-Kőrösök menti Sárrétek és az Ecsedi-láp térségében. A talajszelvényben különböző vastagságú és tulajdonságú tőzegréteg, a felszínen pedig gyakran kotu réteg képződött. A tőzegréteg alatti lápfenek (fekü) általában glejjes iszap, agyag, vagy tavi mész.

A rétláp talajok kémhatása többnyire gyengén savanyú (a pH ritkán kisebb, mint: 5,5-6,0), de a több helyen előforduló, nagymennyiségű csigahéj miatt, nem egyszer semleges, vagy gyengén lúgos is lehet.

Vízgazdálkodásuk szélsőséges. A talajvíz által kapillárisan telített rétegek egész éven át túl nedvesek, a felszínen viszont nem egyszer kiszáradnak. A kiszáradt tőzegrétegek nagymértékben zsugorodnak, és erősen morzsálódnak. A könnyű, száraz morzsákat a szél felkapja és elszállítja, így súlyos deflációs károk keletkezhetnek. Tápanyag-gazdálkodásuk szintén kiegyenlítetlen. Nitrogén- és foszforkészletük nagy, káliumból már kevesebbet tartalmaznak, azonban a sok tápanyagot a növények nem tudják hasznosítani.

A típusra jellemző genetikai talajsintek: H1 H2 H3 ... Cg.



H1 szint: szervesanyag felhalmozódási szint

H2 szint: szervesanyag felhalmozódási szint

H3 szint: szervesanyag felhalmozódási szint

### 10.7.3 A lecsapolt és telkesített rétláptalajok:

Azok a rétláp talajok tartoznak ide, amelyeknek emberi beavatkozás (vízrendezés tőzegkitermelés, mélyforgatás) következtében megváltoztak a tulajdonságai. Az emberi behatás olyan mélyreható változásokat idézett elő, hogy ezek a talajok lényegesen eltérnek a rétláp talajoktól. Ez teszi indokoltá külön típusba sorolásukat.

Vízrendezés után a vízborítás megszűnik, a talajvíz mélyebbre kerül, és így az anaerob folyamatok háttérbe szorulnak. Ez a felszín kotusodásához, a szerves anyag nagyobb fokú ásványosodásához vezet, és lehetővé válik a terület rét-legelő hasznosítása, majd szántóföldi művelése. A telkesítés során a tőzeget lenyesik (régebben felégették) ezáltal jól hasznosítható szántóterületeket nyertek.



A szint: humuszos felső szint

B szint: átmeneti szint

Cg szint: glejes talajképző kőzet, vaskőpaddal.

## 10.8 Mocsári és ártéri erdők talajai

Ezek a talajok erdő alatt képződtek, ártereken vagy síkvidéki területeink mélyebb részein. A mocsári erdő talaj talajképző növényzete a mocsárt tölgy (kocsányos tölgy). Az ártereken pedig a tölgy-szil-kóris liget erdők uralkodnak. Az ártéri erdők talajait különböző nyárfa fajták telepítésével igyekeznek hasznosítani.

Az idesorolt talajok kialakulásában az állandó vízbőség játssza az irányító szerepet. A nedvességbőség azonban az erdei növénytakaró alatt nem vezet a szervesanyag felhalmozódásához, tehát a talajfejlődés iránya alapvetően eltér mind a réti, mind a lápos talajképződési folyamatától. E talajokban a redukció és kilúgzási folyamatok dominálnak, meghatározva kedvezőtlen vízgazdálkodási, tápanyag-gazdálkodási és biológia tulajdonságaikat. A főtípuson belül típusokat – számszerű paraméterek és definíciók hiányában - nem különítünk el.

- **Humuszosodás.** Jellegzetessége ebben a típusban, hogy az ősi növénytakaró, a mocsári tölgyes által képzett szerves anyag a nedves talajfelszínre jut. A vízzel telített talajon a szerves anyag átalakul, bomlik, de nem keveredik el a felszín ásványi anyagával, így nem hoz létre humuszréteget, hanem a képződött savas anyagok – nagy részük fulvosav jellegű – lefelé szivárognak a talajban. Nem oxidálódnak, nem alkotnak nagyobb molekulákat, ezért csak kis szervesanyag-tartalmú, világos színű réteg képződik, amely erősen savanyú.

- **A kilúgzás** a humuszosodás savas jellege miatt erőteljes. A talajrétegek közül a felszínhez közel esők a legsavanyúbbak, és ezekben nemcsak hidrolitos, hanem a kicserélődési

savanyúság is jelentős. A nagyfokú savanyodással együtt jár, hogy a telítettségi érték 20% körüli.

- **Redukció.** A glejesedés szélsőségesen erőteljes a talaj levegőtlenége miatt. A talajba jutó szerves anyag bősége mély rétegekben előidézi a vas és más vegyértékváltó elemek redukcióját. Csak a felszíni 20–30 cm vastag rétegben található az időszakos levegőzöttség hatására kialakult rozsdafoltok és rozsdaretek, amelyek finoman márványozottak. A mocsári erdőtalajokban a talaj színe kékesszürke és a márványozottság rozsdaszínű.

- **Savanyodás.** E talajokban jelentős, mert a kilúgzás és a glejesedés egyaránt a savanyodás fokozódásához vezet. Mértéke olyan nagy lehet, hogy a szántóföldi művelés eredményességét veszélyeztetheti.

### **10.8.1 A mocsári erdőtalajok**

A szelvényét az egyenletes glejesedés jellemzi, melyet csak kevés rozsdafolt tarkít a felszínhez közeli 20–30 cm-es rétegben. Humuszos szintje vékony és gyengén kialakult. Ennek ellenére a talajképződés erőteljes folyamatát a szerves anyag elbomlása, a felszínhez közel eső rétegek nagy savanyúsága és e savanyúság mélység felé történő csökkenése jelzi. Ez bizonyítja, hogy a talaj képződését a felülről lefelé fokozatosan csökkenő biológiai hatás irányítja. A szelvényen belül nehéz szinteket elkülöníteni. A talajok szemcseösszetételében mutatkozó különbségek nagyrészt az üledékképződés körülményeire vezethetők vissza.

### **10.8.2 Az ártéri erdő talajok**

Vízgazdálkodása is vízfelesleget mutat. Általában régi ártereken található, így nagyobb árvizek esetén ma is időszakos vízborítás alá kerülnek. Erősen duzzadó–zsugorodó anyaguk hajlamos a repedezésre. Tápanyag-gazdálkodásuk kedvezőtlen. Kevés nitrogént tartalmaznak, a talaj szerves anyagának minősége is kedvezőtlen, az ásványi tápelemek felvétele fékezett. Az eredeti növénytakaró – az erdő – letarolása után szántóföldi művelés csak meszezéssel történő talajjavítás után és különleges agrotechnikával (erőteljes lazítás) folytatható eredményesen. Főként a Szatmár- Beregi-síkon fordulnak elő.

## 10.9 Öntés és lejtőhordalék talajok

A főtípusba sorolt talajok folyók és tavak üledékein, valamint a lejtős területekről lemosott hordalékon képződtek. Közös jellemzőjük, hogy a talaj kialakulását az időszakonként megismétlődő lerakódások akadályozzák. A biológiai talajképződés (az élővilág hatása), a talajfelszínen, csak viszonylag rövid ideig érvényesülhetett.

A szelvények szintekre tagolódása, és az egyes talajrétegek közötti minőségi eltérések, nem a talajképződés következményei, hanem az esetenként lerakott hordalékok különbségéből ered. Az üledékek minőségétől függően, találunk olyan szelvényeket, amelyek felső szintje  $\text{CaCO}_3$ -t tartalmaz, az alatta lévő rétegek viszont nem. Más esetekben a feltalaj szervesanyag-tartalma kisebb, mint a mélyebben fekvő eltemetett rétegé vagy rétegeké. A különböző időszakokban történt lerakódások ásványi anyaga és szemcseösszetétele nagymértékű változatosságot mutat.

Az öntés- és hordaléktalajokon a humuszosodás gyakran nemcsak a jelenlegi felszínen, hanem a korábbi felszínt jelentő, és ma már eltemetett mélyebb rétegekben is észlelhetők.

Ebbe a főtípusba soroljuk a lejtőhordalék-talajokat is, amelyeket szintén a víz energiája mozdított el képződésük helyéről. Anyaguk már elsődleges helyén átalakult a talajképződés hatására, de az átalakult talajrészek másodlagos lerakódása megbontotta és megszakította az eredeti talajképződési folyamatot. Rétegzettségük és tulajdonságaik attól függenek, hogy a lejtőn lehordott anyag milyen sorrendben rakódik le, és milyen arányban keveredik a különböző tulajdonságú foltokról szállított anyag, valamint ez milyen mértékben hígul a lehordott kőzet anyagával.

A főtípushoz tartozó talajokban lejátszódó folyamatokat a következőkben jellemezzük.

- **Humuszosodás.** Kismértékű a szervesanyag-felhalmozódás, csak a talaj vékony felső rétegét érinti, amely az egyes vízborítások között jöhet létre. Mivel az öntésterületeken általában a rét füves növényzete vagy az ártéri erdő az uralkodó, a keletkezett humuszanyagok tulajdonságai kedvezőek, csak mennyiségük csekély.

Meg kell jegyeznünk, hogy az öntéstalajokban – ugyanúgy, mint a lejtő hordalék talajokban – a humuszosodás nyomai nemcsak a felszínen, vagyis a jelenlegi humuszrétegben található meg, hanem a mélyebb részek eltemetett humusz rétegeiben is. Lejtőhordalék-talajok esetében a humuszréteg vastagsága igen jelentős lehet (1-3 m), amely az ismételt humuszos anyaggal való borítás hatására alakulhat ki.

- **Hordalékborítás.** Ezekben a talajokban általában megtalálhatjuk a nyomait. Nemcsak a szerves anyagok eloszlásában idéz elő különleges helyzetet, hanem más

folyamatokéban is úgy, hogy félbeszakítja azokat, és különböző tulajdonságú rétegeket terít egymás fölé, kialakítja a talajok szelvényfelépítésének különleges képét. Így találhatunk olyan szelvényeket, amelyek a felső szintben szénsavas meszet tartalmaznak, míg az alattuk fekvőben nem, vagy amelyekben a feltalaj szervesanyag-tartalma kisebb, mint a mélyebben fekvő rétegeké.

- **Redukció.** Az öntés- és a lejtőhordalék talajokban, amikor a hordalékanyag lerakódása végbement, a folyók és a tavak vize kiszorította az üledék pórusaiból a levegőt, és a levegőtlen viszonyok, valamint az üledékben levő kevés szerves anyag bontásának következményeként gyenge redukció indult el, amely kismértékű glejesedést váltott ki. Miután az öntésterület mentesült a víz hatása alól és a talajvíz is mélyebbre süllyedt, az előzőleg redukált anyagok oxidálódnak. Ezért az öntéstalajok szelvényében a gyenge glejesedés és a gyenge rozsdásodás együtt jár.

### **10.9.1 A nyers öntéstalajok**

Árterületeken lévő fiatal képződmények, melyek időszakos elöntéseknek még ma is ki vannak téve. Állandó természetes növényzet nem tud megtelepedni rajtuk, és a talajképződés mindig új anyagon indul meg. A talaj emiatt csak gyengén humuszosodott. A humuszos réteg vastagsága 10-20 cm körüli, a humusz mennyisége pedig 1% alatt van. Sem a savanyúságban, sem a szénsavas mésztartalomban törvényszerű változás nem mutatható ki.

A talajok vízgazdálkodása, az üledékrétegek szemcseösszetételétől függően, változó lehet, de általában kielégítő. Árterületeken az időnkénti (főként a tavaszi) túlnedvesedés veszélye fennáll. Tápanyag-gazdálkodásuk közepes, tápanyagkészletük: foszforból közepes vagy kicsi, nitrogénellátottságuk gyenge, a kálium mennyisége viszont általában kielégítő.

A típusra jellemző genetikai talajszintek: B 2B 3B 4Cg.



### 10.9.2 A humuszos öntés talaj

Az öntésterületek olyan részein találjuk, amelyek már régebben mentesültek az ismétlődő elöntések alól, és így állandó növénytakaró telepedhetett meg.

A talajképződés ezeken a területeken kizárólag a gyenge humuszosodásban nyilvánul meg. A szelvényben már jól elkülöníthető a felszíni humuszos szint (A-szint) a talajképző kőzettől.

Az *A-szint* barna színű, 40 cm-nél nem vastagabb. Humusztartalma: homok esetén kevesebb 1,5%-nál, a kötöttebb öntéseknél pedig 2%-nál nagyobb. Az A szint fokozatosan megy át a talajképző kőzetbe (*A/C talajok*). A *C-szint* a hordalék minőségétől függően rétegzett, felső része rozsdás, lejjebb glejes.

A humuszos öntéstalajok vízgazdálkodása kedvező. A közeli talajvízszint miatt a növények vízellátása a szárazabb időszakokban is biztosított. A talajok tápanyag-ellátottsága, az üledékek összetételétől és a humusztartalomtól függően, változó.

A típusra jellemző genetikai talajszintek: A AC C1 Cg2 stb.



A szint: felső humuszos szint

AC szint: átmeneti szint

C1 szint: talajképző kőzet

Cg2 szint: glejes, öntési talajképző kőzet

Cg3 szint: glejes, öntési talajképző kőzet

### 10.9.3 A lejtőhordalék talajok

Hegy- és dombvidékek lábánál, hegyoldalak teraszain fordulnak elő. A talajszelvény, a magasabb fekvésű területek talajainak, erózió által lehordott rétegeiből áll. A talajelhordás a felső humuszos réteggel kezdődik, majd a szervesanyag-mentes, gyakran meszes, vagy kavicsos talajképző kőzet mosódik le és alkalmas helyen fordított sorrendben halmozódik fel. A hordalék összetétele attól függ, hogy milyen talajtípusokból származik, és azok milyen mértékben pusztultak le. A lejtőhordalék talaj egyes rétegei között genetikai kapcsolat nincs. *Víz- és tápanyag-gazdálkodásuk a hordalékok tulajdonságainak függvénye.* Előfordul, hogy a lejtőhordalékon valamilyen határozott talajtípus alakul ki (csernozjom, réti, stb. talaj) ilyenkor természetesen a megfelelő típusba soroljuk, és a lejtőhordalék csupán talajképző kőzetként szerepel.

A típusra jellemző genetikai talajszintek: A B 2A 2B D vagy A B 2B 3C 4C).



A szint: felső humuszos szint

2A szint: humuszos szint régebbi lehordás

B szint 3A szint utáni lehordás

3A szint eltemetett humuszos szint

Hazánk talajosztályozási rendszerének főtípusai, típusai és WRB megfelelője

<b>Főtípus</b>	<b>Típus (altípus)</b>	<b>WRB</b>
Váztalajok	köves, sziklás váztalaj	Leptosols
	kavicsos váztalaj	Leptosols, Regosols, Cambisols
	földes kopár	Regosols, Cambisols
	futóhomok <ul style="list-style-type: none"> <li>• karbonátos</li> <li>• nem karbonátos</li> <li>• lepelhomok</li> </ul>	Arenosols
	humuszos homok <ul style="list-style-type: none"> <li>• karbonátos</li> <li>• nem karbonátos</li> <li>• kétrétegű</li> </ul>	Arenosols, Cambisols
Közethatású talajok	humuszkarbonát-talaj	Cambisols, Calcisols
	rendzina	Leptosols, Cambisols
	fekete nyirok	Leptosols, Umbrisols
	ranker	Leptosols, Umbrisols
Barna erdőtalajok	csernozjom barna erdőtalaj	Chernozems, Pheozem
	karbonátmaradványos barna erdőtalaj	Cambisols
	barnaföld	Cambisols
	agyagbemosódásos barna erdőtalaj	Luvisols
	podzolos barna erdőtalaj	Luvisols, Retisols
	pangó vizes barna erdőtalaj	Luvisols
	kovárványos barna erdőtalaj	Luvisols
	savanyú nem podzolos barna erdőtalaj	Cambisols,
Csernozjom (mezőségi) talajok	mészlepedékes csernozjom <ul style="list-style-type: none"> <li>• típusos</li> <li>• alföldi</li> <li>• mélyben sós</li> </ul>	Chernozems
	kilúgzott csernozjom	Chernozems, Pheozem
	öntés csernozjom	Fluvisols, Chernozems
	réti csernozjom	Chernozems, Vertisols
Szikes talajok	szoloncsák	Solonchaks
	szoloncsák-szolonyec	Solonchaks
	réti szolonyec <ul style="list-style-type: none"> <li>• kérges</li> <li>• közepes</li> </ul>	Solonetz, Vertisols
	sztyeppesedő réti szolonyec <ul style="list-style-type: none"> <li>• közepes</li> <li>• mély</li> </ul>	Chernozems, Vertisols
	másodlagosan szikesedett talaj	Chernozems, Vertisols

Réti talajok	szoloncsákos réti talaj	Solonchaks, Cambisols
	szolonyeces réti talaj	Cambisols, Vertisols
	réti talaj	Pheozem, Chernozems, Vertisols, Cambisols
	öntés réti talaj	Fluvisols, Phaeozems
	lápos réti talaj	Chernozems, Pheozem
	csernozjom réti talaj	Chernozems
Láptalajok	mohaláptalaj	Histosols
	rétláptalaj	Histosols
	lecsapolt és telkesített rétláptalaj	Histosols, Chernozems
Mocsári és ártéri erdők talajai	-	Gleysols, Cambisols
A folyóvizek, tavak üledékeinek, valamint a lejtők hordalékainak talajai	nyers öntéstalaj	Fluvisols
	humuszos öntés talaj	Fluvisols
	lejtőhordalék talaj	Regosols

## 11. A talajok nemzetközi osztályozása (Dr Sándor Zsolt)

A Világ országainak nagy része - hazánkhoz hasonlóan - saját, nemzeti talajosztályozási rendszert fejlesztett ki. A világ számos országa így Magyarország is a XX. század közepén a *Dokucsajev* névvel fémjelzett genetikai osztályozást vette alapul. A földkerekség talajtakarójának térképszerű ábrázolásában azonban egységes, a világ összes talajának jellemzésére alkalmas rendszer fejlesztésére volt szükség. Az első Világ Talajtérkép elkészítése a FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations - Egyesült Nemzetek Szervezetének Élelmezésügyi és Mezőgazdasági Szervezete) névéhez fűződik. Ennek fejlesztéséhez az egyes nemzeti talajosztályozások tapasztalatainak, egyeztetése szolgált alapul. Ezt váltotta fel a "*Világ Talaj Referenciabázis*" (*WRB, World Reference Base for Soils Resources*). A WRB igen sok tekintetben hasonlít a FAO rendszeréhez, azonban magában foglalja az újabb, a talajok használatával és ökológiai szerepükkel kapcsolatos ismereteket.

A WRB diagnosztikai szemléletű, így az egyes osztályozási egységek felismerésére és elkülönítésére jól definiált, és határértékekkel meghatározott fogalmakra épül. Ezek a diagnosztikus talajszintek, diagnosztikus tulajdonságok, és diagnosztikus talajanyagok.

A talajok besorolása ezek jelenléte, sorrendje esetleg kizárása alapján történik határozó kulcs alapján. A határozó kulcsot követve a WRB 32 referencia talajcsoportot (Reference Groups) különít el, elsősorban a talajok képződését leginkább meghatározó talajképző tényezőket alapján.

A WRB talajosztályozás (2014) referencia talajcsoportjai és magyar megfelelői

	<b>Képződést leginkább meghatározó tényezők</b>	<b>REFERENCIA CSOPORTOK</b>
1.	Szerves talajok	HISTOSOLS
2.	Kialakulásukban az emberi tevékenység volt a meghatározó - Hosszú ideje folyó művelés hatása - Ember által létrehozott (idegen) anyagokat tartalmaz	ANTHROSOLS TECHNOSOLS
3.	Sekély talajok, melyekben felszín közelben gyökerezést gátló réteg van, amely: - Felszín közelben jég - Felszín közelben kemény kőzet - Na (lúgos) talajok - Váltakozó nedves / száraz, nagy agyagtartalmú talajok - Nagy só tartalmú (párologtató) talajok	CRYOSOLS LEPTOSOLS SOLONETZ VERTISOLS SOLOCHAKS
4.	Fe/Al felhalmozódásos talajok - Talajvíz hatása alatt fejlődő talajok - Allophánok és Al-humusz komplexek - Podzolosodás jellemzi - Fe felhalmozódás hidromorf viszonyok között - Sok, de kis töltésű agyag, jó szerkezet - Kaolinit és szeszkvioxidok dominálnak - Hirtelen változás a textúrában - Hirtelen változás a szerkezetben (textúrában)	GLEYSOLS ANDOSOLS PODZOLS PLINTHOSOLS NITISOLS FERRALSOLS PLANOSOLS STAGNOSOLS
5.	Szervesanyag felhalmozódás és nagy bázistelítettség - Tipikus mezőségi talajok - Átmenet a száraz klíma fele (párologtatás) - Átmenet a nedves klíma fele (kilúgzás) - Sötét, savanyú felszíni szint	CHERNOZEMS KASTANOZEMS PHAEZEMS UMBRISOLS
6.	Kevésbé oldható sók felhalmozódása - Kovasav - Gipsz - Kalcium karbonát	DURISOLS GYPSISOLS CALCISOLS
7.	Agyag-felhalmozódásos talajok - Nyelvszerű agyagbemosódás - Alacsony bázis telítettség, kis töltés - Magas bázis telítettség, kis töltés - Alacsony bázis telítettség, nagy töltés - Magas bázis telítettség, nagy töltés	RETISOILS ACRISOLS LIXISOLS ALISOLS LUVISOLS
8.	Fiatál és kevésbé fejlett talajok - Kevésbé fejlett talajok - Homokon kialakult talajok - Öntés területek talajai - Egyéb talajok	CAMBISOLS ARENOSOLS FLUVISOLS REGOSOLS

## 12. Irodalomjegyzék

1-5. fejezet (Kátai J., Tállai M., Zsuposné O.Á.)

1. Stefanovits P., Filep Gy., Füleky Gy. (2010) Talajtan. Mezőgazda Kiadó, Budapest. 470.

2. Filep Gy. (1999) Talajtani alapismeretek I. Debreceni Egyetem, ATC, MTK. 214.

3. Várallyay Gy (1997) A talaj funkciói. Magyar Tudomány. XLII. 12. 1414-1430. p.

4. Szalai Z., Jakab G. (2012) Bevezetés a talajtanba környezet-tanosoknak.

6. fejezet Talajfizika (Kátai J., Tállai M.)

1. Brady, N.C., Weil, R.R. (1999) The Nature and properties of soils. Prentice Hall, New Jersey. 881.

2. Eash, N. S., Green C. J., Razvi, A., Bennett, W. F. (2008) Soil Science Simplified. (fifth ed.) Blackwell Publishing

3. Filep Gy. (1989) Talajvizsgálat, Kari jegyzet, Debrecen.

4. Filep Gy. (1999) Talajtani alapismeretek I-II. Kari jegyzet, Debrecen.

5. Kátai J., Csubák M., Makó A., Michéli E., Sándor Zs., Sípos M., Vágó I., Zsuposné O. Á. (2008) Talajtan, Talajökológia. Kátai J. (szerk.) Debrecen, Észak-alföldi Régióért Kht., 173. (BSc)

6. MSZ-08. 0205-78. MÉM Ágazati Szabvány (1979) A talaj fizikai és vízgazdálkodási tulajdonságainak vizsgálata. Budapest.

7. Weil, R. R., Brady, N. C. (2016) The Nature and Properties of Soils. Collier Macmillan Publishers (London). 10th ed.

7. fejezet Talajkémia (Csubák M.)

1. Sposito, G., (1989) The Chemistry of Soils, Oxford University Press, New York

2. Stefanovits P., Filep Gy., Füleky Gy. (2010) Talajtan. Mezőgazda Kiadó, Budapest.

3. Steveson, F.J. (1994) Humus Chemistry: Genesis, Composition, Reactions. 2nd edition. Jhon Wiley & Sons, New York

4. Wolfram, E. (1977) Kolloidika. Tankönyvkiadó, Budapest

8. fejezet Tápanyag-gazdálkodás (Vágó I.)

1. Loch J., Nosticzius Á. (2004) Agrokémia és növényvédelmi kémia. Mezőgazda Kiadó, Budapest. 408.

2. Liebig, J.v. (1840) *Agrikulturchemie. Die Organische Chemie in Anwendung auf Agrikultur und Physiologie.* Gießen. <http://www.liebig-museum.de>
3. Filep Gy. (1999) *Talajtani alapismeretek I.* Debreceni Egyetem, ATC, MTK. 214.
4. Schilling, G. (2000) *Pflanzenernährung und Düngung.* Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart. 464.

9-11. fejezet Talajosztályozás (Sándor Zs.)

1. Stefanovits P., Filep Gy., Füleky Gy. (2010) *Talajtan.* Mezőgazda Kiadó, Budapest. 456-469.
2. FAO (2006) *Guidelines for Soil Description.* 4<sup>th</sup> Edition, 2006. FAO, Rome.
3. Michéli E. (2005) *A talajosztályozás fejlődése és helyzete a 21. században.* In: Stefanovits P., Michéli E. (Szerk.): *A talajok jelentősége a 21. században.* Magyar Tudományok Akadémia, Budapest. (ISBN 963 508 4773) 309-331.
4. FAO (1971-1981) *Soil Map of the World, Vols. 1-10 (1:5M scale maps and accompanying texts).* UNESCO, Paris.
5. IUSS Working Group WRB. Michéli, E., Schad, P., Spaargaren, O., Nachtergaele, F., Dent, D. (eds) (2006) *World reference base for soil resources.* 2<sup>nd</sup> edition. *World Soil Resources Reports No. 103.* FAO, Rome. ISBN 92-5-105511-4.
6. Novák T. (2013) *Talajtani Praktikum.* Meridián Alapítvány. Debrecen