

SZEMLE

A talajt alkotó ásványok keletkezése és átalakulása

Számos világgazdasági program és munkacsoport foglalkozik jelenleg és perspektívikusan a termőtalaj vizsgálatával. Sok szempont teszi időszérűvé ennek napirendre tűzését. Nemcsak a most élő embermilliók eltartása, táplálása, hanem az ezredfordulóig megkétszereződő lélekszám, továbbá az ember és környezet egymásrahatásában jelentkező jónéhány ártalom kiküszöbölése (inszekticidek és peszticidek hatása, vizek szennyeződése, biológiai egyensúly megbomlása, stb.), valamint a művelés alá még nem vont termőterületek kihasználása.

A talajtan tudománya mind fejlettebb vizsgálati módszereivel és kutatási eszközeivel igyekszik feleletet és segítséget adni e rendkívül bonyolult és szerteágazó problémakör tisztázásához. A talaj sokfázisú polidiszperz rendszer, mely állandó dinamikus változások színhelye. Lehetőségünk van már e rendszert a hagyományos — és igen sok és nagyon fontos felvilágosításokat adó — kémiai és fizikai vizsgálatokon kívül, műszeres analízisnek is alávetni. Ilyen többek között a spektrométeres, izotópos, elektronmikroszkópos, röntgen és termikus analízis. A komplex vizsgálatokkal már sikerült közelebb jutni a probléma megoldásához.

A talaj termőképességét befolyásoló tényezők sorát ismerjük már a megfelelő irodalmi utalásokból, kézikönyvekből. Ezek közül egyik legalapvetőbb az ásványi összetétel és sorsuk, átalakulásuk a talajban. A talajképződési folyamatok nyomonkövetése vagy esetleges mozgási irányuk előrejelzése igen nagy segítséget nyújthat az agrotechnikai beavatkozások tervezéséhez. A sók helyben képződésének lehetősége vagy annak kizárása az öntözéses talajművelés rendkívül fontos problémája. Az öntözéses növénytermesztés mind nagyobb-mérvű és igen szorgalmazott kiterjesztése külön hangsúlyt ad a kérdés tisztázásának. A hatásos és gazdaságos műtrágya felhasználása pedig nem nélkülözheti a mineralógiai komponensekkel kapcsolatos tápanyagfeltárás és megkötődés ismeretét.

Ahhoz, hogy a termőképességét befolyásoló tényezőket megfelelően tudjuk

hasznosítani, szabályozni, feltétlenül ismerni kell és figyelembe kell venni azokat az ásványi átalakulási lehetőségeket, melyek nagymértékben befolyásolják az emberi beavatkozás hatékonyságát. E célból áttekintettük a hozzáférhető irodalmi anyagból azokat az utalásokat, melyeket e témakör szempontjából fontosnak tartottunk — figyelembe véve a könyvtárnyi anyagot — korántsem a teljesség lehetőségével.

A mállás geokémiája

Az elemek és ásványok általános geokémiájával SZÁDECZKY-KARDOSS [71] és FERSZMAN [11] igen részletesen foglalkozott. Kristálykémiai vonatkozásban NÁRAY-SZABÓ [55] adott nagyon értékes információkat. Saját vizsgálataink célja érdekében csak a termőtalajban lejátszódó folyamatok felderítéséhez és nyomonkövetéséhez szükséges adatokat gyűjtöttük össze és kíséreltük meg rendszerezésüket.

FERSZMAN-nak [11] a földkéreg összetételére vonatkozó vizsgálatai szerint azt 99,6%-ban O, Si, Al, Fe, Ca, K, Na, Mg alkotja. Ezek az elemek és a belőlük keletkezett ásványok alkotják a talaj azon komponenseit, melyeknek viselkedését nyomon szeretnénk követni, mégpedig először geokémiai szempontból. Földünk hozzáférhető részének csak 5%-a üledékes, a többi eruptív. Ezt a tényt vizsgálódásaink alatt nem téveszthetjük szem elől.

Talajtani szempontból az alkáliáknak nagy jelentőségük van. A nátrium kőzetátalakuláskor meglehetősen mozgékonyak bizonyul és a szilikátok mállásakor azok nátrium (kálium) tartalma gyakorlatilag oldatba megy. Málláskor a kálföldpát ellenállóbbnak mutatkozik, mint a plagioklász, részben azért, mert a K koordinációs száma a földpátokban nagyobb (10) mint a nátriumé és a kalciumé (6) és így a kálföldpát a felszíni csekély hőmérsékletnek megfelelőbb állapotban van. A vízben oldott K erős diszperzióját arra lehet csak visszavezetni, hogy a Na, K, Mg, Ca közül a káliumnak legkisebb

a vízhez mért ionrádiusza, így feltételezhetően legkönnyebben jut be a kristályrácsba.

Nem ilyen egyértelmű ez a mechanizmus NEWMAN [56] vizsgálatainak nyomán. A szerző kationcserét tanulmányozott a csillámokban és úgy találta, hogy oda Na is képes bejutni a K helyére és rácsparaméter változást létrehozni. A reakció függ a csillámfajtától és a pH-tól. Leginkább lehetséges a trioktaéderes csillámban. pH 3-nál 2–4-szer nagyobb volt, mint 9-nél. A szerző ezért a H ionok rácsszerkezetre gyakorolt hatását teszi felelőssé.

Málláskor a kőzetek a telítettség állapota felé alakulnak át, agyagosodnak, filoszilikátosodnak.

Figyelemre méltók GOLDSCHMIDT [20 21] vizsgálatainak genetikai szempontból. Nevezetesen úgy találta, hogy ha a kőzetalkotó ásványokban az Al atomok száma megegyezik az erős bázisok, vagyis a nagyméretű, nagy koordinációs számú és kis potenciálú kationok (Na, K, Rb, Ca, Sr, Ba) vegyértékének számával, akkor az ásványokban az Al négyes koordinációban komplex anionként szerepel (aluminoszilikátok: ortoklász, albit, anortit, nefelin, leucit). Ha az Al atomok száma van túlsúlyban az erős bázisok számához képest, akkor az Al felesleg kationként, hatos koordinációban jelenik meg (muszkovit és egyéb csillámok, korund, berill, turmalin stb.). Néhány csoportban viszont az erős bázisok vegyértékének száma van túlsúlyban az Al atomokhoz képest. Ilyenkor az erős bázisok feleslege, mégpedig leginkább a Na, más 3 értékű ionokhoz, pl. Fe^{3+} -hoz kapcsolódik.

Málláskor az alumínium nagy része nem megy tartósan oldatba. A természetben szokásos pH 4–9 között hidroxidja oldhatatlan. Viszont pH 4 alatt Al-kationként, pH 9 fölött AlO_4 anionként oldódik. Ilyenkor rendszerint Si-al kölesönösen kicsapják egymást, mégpedig savanyú és többnyire erősen oxidáló közegben kaolinként, kevésbé kimosott, alkáliákat tartalmazó lúgos és rendszerint gyengébben oxidáló közegben inkább montmorillonitként. Minthogy a Mg jelenléte kedvez a montmorillonit képződésének, ezért a Mg-Fe szilikátokban gazdagabb andezitekben hidrotermális hatásra is inkább montmorillonit képződik. Viszont Mg-ban szegény, K-ban gazdagabb riolitos kőzetekben inkább kaolinit, illetve illit keletkezik. Hazai előfordulási helyeken TOKONY [74] vizsgálatai szerint demonstrálható, hogy az eredetileg Si-ban szegényebb andezitekben Si-ban gazdagabb montmorillonit, a Si-ban gazdagabb riolitban pedig Si-ban szegényebb kaolinit keletkezett. A kőzet

eredeti Si tartalma nincs befolyással a keletkező hidrotermális agyagásványra. Lúgos kőzetben illit is keletkezik, pl. a jelenlegi tengeri üledékek nagy részében, ami a glaciális moréna üledékek és a hazai homok fő agyagásványa. Kaolinit főleg akkor keletkezik, ha a savanyú közegben nem csak az alkáliák, hanem CO_2 , SO_3 illetve humuszsav jelenléte miatt vas is kioldódik, oldatként stabilizálódik.

Ismeretes PAULING [57] meghatározása az elektronegativitásról, mely szerint az elektronegativitás a semleges atom elektronvonzását képviseli stabilis molekulában. PAULING idevonatkozó vizsgálatait HAISSINSKY [30] egészítette ki. RAMBERG [60] fejtette ki, hogy egy adott ion elektronegativitása a kötéstípus szerint változhat. A periódusos rendszer egyes oszlopaiban lefelé haladva az elektronegativitás csökken, vagyis az elektropozitivitás nő és ugyanakkor egy-egy savgyökkel alkotott vegyületének képződéshője is nő. Feltehetően tehát, hogy a fokozatosan erősebb, nagyobb mértékben disszociált savgyökök (pl. $OH-CO_3-NO_3-SO_4$ sorozat) egyazon kationnal alkotott vegyületeinek képződéshője is azt jelenti, hogy nagyobbá válik a kation és az anion közti elektronegativitási különbség: a savgyökök erősödésével oxigénjeinek elektronegativitása növekedik a külső kation felé. A szilikátok közül legerősebben kapcsolt SiO_4 tetraéderekből felépített tektoszilikátok a legkevésbé elektronegatív kationokkal alkotnak ásványokat (földpát stb.), míg a fokozatosan kevésbé kapcsolt filo-, majd ino-, végül nezo-(orto) szilikátok mindinkább nagyobb elektronegativitású kationokkal (Mg, majd Fe) kapcsolódnak.

A SiO_4 -tetraéderek fokozódó egymáshoz kapcsolódásánál — szerinte — kovasav erősebben sav jellegűvé, s egyszersmind oxigénje a külső kation felé elektronegatívabbá válik. A SiO_4 -tetraédereknek a mezoszilikátok felől a tektoszilikátok felé fokozódó kapcsolásával tehát a szilikát-savgyök és a külső kation közötti kötődés ionosabb jellegűvé válik és ezzel az egész szilikát is. Ugyanakkor az oxigén és a komplex anion központi Si kationja közti kapcsolódás kovalensebb lesz, s szaporodik benne a rezonancia elmélet szerinti kettős kötések száma. Az erősen kapcsolt, elektronegatívabb oxigénű szilikátokban a Si-nál kisebb elektronegativitású Al is mindinkább beléphet a Si helyére. Az Al-Si helyettesítések számának növekedésével a szomszéd O atomoknak az elektronegativitása csökken, a kötése a külső kation felé kovalensebbé válik. Ez kedvez pl. a Fe/Mg arány növekedésének, ugyanis a Fe elektronegatívabb a Mg-nál. Így a klorit-

nál nagyobb átlag Al-tartalmú biotit általában Fe-ben gazdagabb, mint a klorit.

Ismeretes az ionoknak szubmikrofúzióként történő vándorlása szilárd kőzetben keresztül. BOWEN [6] a szilikátokban vizsgálta, és úgy találta, hogy a diffúzió sebességek igen kicsinyek (10^{-6} – 10^{-7} nagy sárgendűek) még 1500 °C-on is. Ezért feltételezték, hogy ilyen diffúzió elektromos mező nélkül gyakorlatilag nem jöhet számításba. RAMBERG és SZÁDECZKY azonban egymástól függetlenül rámutatott arra, hogy a diffúzió esetén elsősorban a gravitációs mező hatásával kell számolni, ami a földkéregben állandóan ható tényező.

Az üledékes kőzetek elsősorban anionjaikban különböznek a magmásoktól. A magmások fő anionjai a komplex SiO_4 - és AlO_4 -tetraéder. Az üledékes kőzetekben mindkettő új alakban jelentkezik: a SiO_4 — kapcsolódva OH csoportokkal, főként az agyagásványok családjában található Al-hidroszilikátként, az Al pedig többé nem AlO_4 komplex anionként, hanem az agyagásványban (AlO_6)-ként oktaéderez kapcsolatban. Képződési sorrendjük lényegileg azonos a klasszikus szilikátellenzés leválasztási sorrendjével: először a Si (rezisztitek), azután az Al, Fe és Mn (hidrolitek, oxiditek) majd a Ca, Mg (karbonátok) és végül az alkáliak (evaporit) válnak ki.

A mállással kapcsolatban MASON [50] feltételezi, hogy minél nagyobb hőmérsékleten keletkezik valamely ásvány, azaz a SiO_4 tetraéderei minél kevésbé kapcsolódnak közvetlenül egymáshoz, tehát minél előbbi helyet foglalnak el a szilikátok rácsszerkezeti rendszerében, annál érzékenyebbek a mállással szemben. Ez a sorrend a BOWEN-féle sorrend fordítottja (a BOWEN-féle sorozat, a vegyületpotenciálokkal):

Olivin	(Mg : Fe = 1 : 1)	2,13		
↓				
Hipersztén	(Mg : Fe = 1 : 1)	1,60		
↓				
Diopszid-Augit		1,54	Anortit	1,52
↓			↓	
Amfibol		1,51	Albit	1,41
↓			↓	
Biotit		1,47	Ortoklász	1,38
			↙ ↘	
			Kvarc	1,38

Tehát a mállással szemben a legstabilabb a kvarc, más megfogalmazásban, a legnagyobb szilikációs fokú ásvány.

A víz mennyiségének hirtelen megnövekedése az üledékképződési övben mindenekelelt a kis vegyületpotenciálú ásványok feloldódásában és nagyobb vegyü-

letpotenciálú ásványokból az ionpotenciálú elemek kioldódásában nyilvánul meg. Ezért képződik pl. a földpátok elbomlása is a kis ionpotenciálú ionok kioldódásával, ANDREATTA [3] szerint. Egyes vegyületek esetében kettős potenciálok jelennek meg aszerint, hogy a kristály felépítéséről vagy leomlásáról van-e szó. A kvarc SiO_4 tetraéderekből keletkezik, képződési potenciáljának felső határa tehát a SiO_4 komplex anion 1,38 értékével azonos. A létrejött kvarckristályban azonban a Si és O atomok közötti félig kovalens, félig ionos kötés erő sokkal nagyobb potenciálja érvényesül, ez határozza meg a viselkedését a leomlási folyamatokban.

Ennek alapján FREDERICKSON [13] a szilikátok hidrolitózis kémiai mállását a következőképpen értelmezi. A szilikátrács legkülső lekötetlen O-ionjai a vízmolekulák két szabad pozitív töltésének egyikét magukhoz vonzzák. A víz másik szabad H-ionjának kötése ugyanakkor elfoglalja az alumoszilikátok Al-tetraédereinek vegyérték feleslegét, melyet pl. a földpátokban eredetileg a Na- vagy K-ion köt le. A H koordinációs száma 2, „kötésereje” (elektrosztatikai vegyértéke, vagyis a vegyérték törve a közvetlen szomszédos ionok számával) 1/2, míg a Na-ioné az albitban 1/6. Így a földpátbeli hidrogénkötés háromszor olyan erős, mint a Na-al való kötése. Ezért a hidrogén kiűzi a földpátból az alkáliakat.

A hidrogénatom azonban az alkáliák üregét nem tölti ki egészen. A földpátrácsban eredetileg az alkáli ionok számára rendelkezésre állott hely a hidrogén belépése után meg is növekedik, mert az üreg határoló szabad negatívionok most taszítják egymást, s így az üreg kitágul. Ez a jelenség a nagy ionoknak a szilárd kristályrácsra át történő vándorlását is

érthetővé teszi. A mállás itt tehát lényegileg a H-ionok „báziskicserelődése” a földpátok ionjaival. Ily módon is oldhatatlan Al-Si-gél (pl. kova) marad vissza. A talaj egyes „agyag”-fajták jellemző mállási terméke ilyen szilikátrácsok töredékeiből, illetve kolloidjaiból áll: ezekben a réteg-

rácsoz igazi agyagásványok mennyisége még csekély. Csak ha a kolloidok újból érintkeznek kationokkal, keletkezik az igazi rétegrácsú agyagásványok zöme a felfogás szerint.

A kvarc aránylag nehezen oldódik a mállás kémiai folyamataiban; tehát legfontosabb a szilikátok kémiai mállása. Daubrée 3 kg ortoklász finom porából tiszta vízzel 200 óra alatt 2,52 g kálium-oxidot oldott ki. A földpátoknál könnyebben oldódó, ritkább szilikátok (szodalit, kankrinit, apofillit, stb.) finom vizes pora a fenolftalein oldatot erősen sötét-pirosra festi. A természetben azonban nem a tiszta víz hat a kőzetekre, hanem a széndioxidtartalmú, tehát a savanyú víz. A levegő átlagos szénsavtartalmával egyensúlyban levő víz pH értéke 5,72. Ha a talaj hézagaiban a levegő CO_2 -tartalma 1%, akkor az ezzel egyensúlyban levő vizes oldat pH értéke 4,92, vagyis elég savanyú hatású. Laboratóriumi kísérletek alapján ismeretes, hogy pH = 3 és pH = 11 értékű — tehát savanyú és lúgos — vizes oldatok egyaránt fémionokat oldanak ki a földpátokból.

A szilikátok elbomlásakor legfontosabb elemek három csoportba foglalhatók:

1. Az alkálifémek.
2. Az alkáliföldfémek azaz a kalcium és magnézium, valamint a vas egy része a levegő CO_2 hatására hidrokarbonátok alakjában oldatban maradnak. A vas nagyrésze azonban ferrihidroxid alakjában kolloidoldatot alkot.
3. Az alumínium és a szilícium főleg hidroxid alakban mint kolloidoldat, kis részben ionok alakjában kerül a vizes oldatba.

A rendkívül híg oldatban levő alumínium és szilícium ionjaiból kristályos aluminoszilikátok keletkezhetnek. A pH 4-nél savanyúbb közegben az alumíniumhidroxid könnyen oldódik, a SiO_2 kevésbé. Ilyen helyen tehát az alumíniumhidroxid elszállítódik, a SiO_2 felhalmozódik. Ha a pH = 5—9, akkor az alumíniumhidroxid csaknem teljesen oldhatatlan, a kovasav elég jól oldódik. Ebben az esetben a kovasav a transzport anyag és az alumíniumhidroxid marad vissza.

A szorpciós jelenségek hatását rendszerint nagynak minősítik az üledékes kőzetekben. Valóban az üledékek elgyérészeinek szemnagysága gyakran kisebb, mint 0,1 mikron, vagyis kolloidkémiai értelemben is kolloid állapotban van, ezért a kristályrácsok molekulái által meghatározott folyamatok jelentékeny hatása várható. Ilyen folyamat az adszorpció és a báziskieserődés, vagyis az oldatban levő

kationok, sőt anionok megkötése, illetve egyenértékű más ionra becserélése a kristályrács felületén. Az ionok megkötése részben tisztán fizikai jellegű: VAN DER WAALS-adszorpció gyengébb kötéssel, részben azonban kémiai: kemoszorpció szilárdabb vegyértékkötéssel.

Az ásványok átalakulása

A talajásványok kémiai és fizikai tulajdonságai nagymértékben függnek a finomfrakció természetétől. Nevezetesen: az ásványi kompozíciótól, a specifikus felülettől (szemeseméret és alak), az ásványi struktúra tökéletességétől (hibahely, kevertrácsszerkezet) és a jelenlegi felület tulajdonságaitól. A talajok viselkedését kutatva — ami alatt az ion kieserődését, a tápanyagok fixációját, az aggregátumok stabilizációját és alakzatát, a vízmegkötődést, stb. értjük — figyelembe kell venni, mi vonatkozik a talajok fiziko-kémiai vagy kolloidális tulajdonságaira. Megjósolható-e jövőbeni változások, vagy lehet-e visszakövetkeztetni a már lezajlott átalakulásokra, az ásványi összetevők ismeretéből, melyeket felfedhetünk az ásványokból és szerkezeti analízisükből?

JACKSON [36] szerint, az ásványok megoszlásának gyakorisága vagy relatív mennyisége a talajokban, a tényezők öt főcsoportjától függ, melyek önállóan is jelentkezhetnek, megfelelő körülmények között. Ezek: az alapkőzet ásványainak karaktere, az időfaktor, az időjárási tényezők, a domborzati tényezők és a biotikus tényezők.

Figyelembe kell venni azonban bizonyos nehézségeket, ugyanis az ásványtani-geokémiai megfogalmazást át kell ültetni a talajtan formanyelvére. Ilyenek: a különböző szintek, azok száma, vastagsága, szervesztartalma, struktúrái, színe, szerkezete stb. A felsoroltakból sok faktor ellenőrizhető és felhasználható a talajgenézis értelmezésének szempontjából, bár van néhány talajcsoport, amelyeknél az ásványi összetevőket (mennyiségi és minőségi) a talajtani jellemzés nem követi. Ezek a tényezők bizonyos korrelációt jelentenek a talajcsoportosítás és talajásványtan között.

A talaj alapkőzete a talaj ásványi összetételét közvetlenül és mélyrehatóan befolyásolja három módon:

1. adja azokat az ásványokat, melyekből a fiatal alluviális talajok származnak zömmel az üledékes kőzetekből. A mállásnak ellenállóbb ásványok, főleg az idősebb talajokban feldúsulva találhatók, mivel a kevésbé ellenálló ásványokat a kémia

mállás már elbontotta. JACKSON és munkatársai [33, 37] szerint.

2. az ásványok kémiai természete, amely folyamatosan meghatározza a viselkedésüket a kőzetben — amikor vermikulittá, klorittá, beidelitté stb. mállnak — továbbá a különböző vegyértékű kationok, melyek befolyásolják az agyagásványok kémiai mállásának irányát és kiterjedését.

3. az alapkőzet átteresztőképessége, mely függ az alapkőzet szerkezetétől, porozitásától, összetételétől, nagyban befolyásolja a kilúgzódás irányát és a mállás termékeként a specifikus felhalmozódást

HSEUNG és JACKSON [32] véleménye szerint ha a mállás és a kilúgzás nagyon korlátolt, ferromagnézium-ásványok, karbonátok és gipsz fordul elő. RETZER [61] bazaltból, csillámtartalmú gránitból és agyagpalából álló alapkőzetből mállott talajban, 50%-nál több kvarcot, illitet és földpátot talált, klorit, kaolinit, vermikulit és montmorillonit társaságában.

Kísérleti alapon vizsgálták CONYERS és munkatársai [9] a kémiai mállás hatását az agyagásványok bazális térközeire, mégpedig úgy, hogy a vizsgált agyagásványokat kitették különféle hatásoknak (ioncserélő gyanta, $n\text{HNO}_3$, stb.). Észleléseik szerint a Na-tetrafenilbór kivonta a káliumot az illitnek 10 A méretű térközeiből, melyek így 14 Å-re tágultak. A $n\text{HNO}_3$ kevesebb káliumot vont ki a rácesésíkok közül és ezért ebben az esetben a tágulás nem következett be. A $n\text{HNO}_3$ hatására a vermikulit szerkezet megváltozott, mégpedig részben táguló rácává vált. Az ioncserélő gyanták nem idéztek elő jelentős változást. A montmorillonit és a kaolinit majdnem teljesen indifferensnek mutatkozott minden kezelésmóddal szemben.

DAUBRÉE már leírt kísérletét GORBUNOV [24] a különböző fokú stabilitás igazolására továbbfejlesztette és kimutatta, hogy 0,2 n HCl-ban feltárva az ásványokat a következő kilúgzási értékek alakultak K_2O -ban kifejezve:

földpát	7,8%
muszkovit	12,2%
biotit	74,0%

Vízzel kimosva, az előző sorrendben: 0,53; 3,00; 1,27%. Ammóniumacetáttal feltárva az előző sorrendben: 0,86; 4,28; 1,23%.

Földpát → szericit → illit (dioktaéderes) → montmorillonit típusú ásványok → kaolinit → gibbsit.

Ezt a sort tartják — mint lehetséges genetikus sort — PETROV [58], MACKENZIE [48, 49], GINZBURG [16], GINZBURG és RUKAVISNIKOVA [17], GORBUNOV [22] és GRADUSZOV [28], melyet a leépülés tendenciája szerint végigvezettek egészen az amorf fázisig.

PINSZKER [59] és ZVJAGIN [87] bebizonyította, hogy lehetséges a földpátokból az amorf fázison át az agyagásvány átalakulás.

Az illit átalakulhat muszkovitból egy dioktaéderes ásvánnyá, megnövelve a rács-távolságot. Ez az ásvány lehet ugyancsak dioktaéderes vermikulit vagy montmorillonit. KORNBLJUM [43] ezt a lehetőséget a következők sorrendben képzelte el:

Illit → kevertrácsú illit → vermikulit → montmorillonit

olyan formában, hogy az oktaéderek Fe^{2+} ionja Fe^{3+} értékűvé oxidálódott. Ezt a folyamatot nagyon lassúnak tartják az agyagásványoknál, kivételt képeznek a zeolitok, ahol a reakciósebesség viszonylag nagy.

A biotit és struktur rokona a flogopit, a trioktaéderes csillámokból származtat-hatók. Az átalakulás során módosul trioktaéderes illit változattá, amely tovább alakul ugyancsak trioktaéderes vermikulittá. Ezek között az átalakulás-fázisok között további kevertrácsszerkezetű variánsok lehetségesek. Utolsó állomásként lehetséges az amorf fázis és felelőssé tehető, mint a talaj egyik lényeges SiO_2 , R_2O_3 termelője.

LAATSCH [44] rámutat arra, hogy az illit keletkezhet muszkovitból és biotitból egyaránt. Amennyiben az illit biotitból képződik, a biotit rácának felbomlása közben vas válik szabaddá. WEAVER [80, 81] lehetségesnek tart egy:

illit → montmorillonit → illit sorozatot.

Az illitizációról már ALJOSIN [2], CSIZSIKOVA [10], BARSHAD [5], STEPHEN [67] is beszámoltak, SUTOV, DRIC és SZAHAROV [70] pedig nyomon követték az átalakulás útját. Rendkívül lényeges ez a felismerés, mert a talaj horizontjai között különböző irányokban mozgások lehetségesek, illetve átalakulások e két ásvány között. Ezek magyarázatul szolgálnak az illit-montmorillonit tartalom változásaira. A szerzők álláspontjai még nem egységesek a reakció mechanizmusát, energia viszonyát, kristálykémiai rendeződését illetően. Nem tisztázott az amorf fázis szerepe sem, de egyetértenek a különböző kevertrácsszerkezetű formák létrejöttében. E vé-

leményt osztják még WEAVER [78, 79], BRADLEY [7], JACKSON [33, 37], MAC-EWAN [47] és SUDO [69].

GEREI és REINHOLD [15] réti szolonyecben vizsgálta a vas mozgását és rámutattak arra, hogy a talajszelvényben az illit egy része biotitból képződött vas oldódása közben. Valószínűsítik továbbá a magnézium fontos szerepét az illit montmorillonit átalakulásában.

A montmorillonit csoport ásványai (montmorillonit, beidellit, nontronit) közül az első kettő gyakori alkotórészei a talajoknak, úgy önállóan, mint kevertrácsszerkezetű ásványokat alkotva illittel, klorittal és vermikulittal. GORBUNOV [26] a montmorillonitot csillámból, illitből, vermikulitból, kloritból, amorf anyagokból és vulkáni üvegből származtatja. A struktúrák hasonlósága miatt a legkönnyebb útnak a csillámból és illitből való képződést tartja. A kálium forgalmának iránya szerint montmorillonitizációról, illetve illitizációról beszél a klorit \rightarrow vermikulit átalakulás analógiájára.

JACKSON [38] vizsgálta a talajképződés során az agyagásványok átalakulását. Megállapította, hogy a kolloid nagyságrendű ásványok szilíciummal és magnéziummal való együttes ülepedésével montmorillonit képződés járhat együtt. Analóg folyamat játszódik le némely talaj B szintjében montmorillonit képződéskor is.

A montmorillonit mállásával foglalkozott KLAGES [42] egy szolonyec talaj kialakulás során. Az „A” és a „C” szint (alapkőzet) ásványtartalmának mennyiségi vizsgálata során nem tapasztalt jelentős eltérést. Az alkotó komponensek — a túlsúlyban levő csillám mellett — kaolinit, kvarc, klorit, vermikulit és allofán voltak. A tapasztalatok alapján feltételezi a szerző, hogy a talajképző folyamatok legfőbb hatása az agyagásványokra az, hogy a tiszta kristályos ásványok átalakulnak többféle 2 : 1 arányú képződménnyé, szabálytalan elrendeződésben (kevert rácesíkok) a rácesíkok tágulásának különböző fokozatain.

GEREI és munkatársai [14] szolonyec és szolonsák talajok felső szintjeiben a primér agyagásvány viszony és $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ alapján az agyagásványok igen nagymértvű destrukcióját találták, mely folyamat a lápos szolonsákban gyengébb, a szolonsákos láptalajban pedig minimális volt. Rámutattak továbbá a szolonsákos-szolonyec talajban az illit-montmorillonit átalakulás lehetőségére.

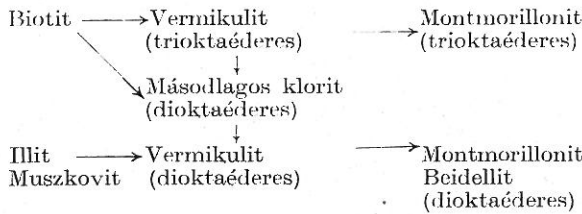
A montmorillonit előfordulását nagymértékben szabályozza bizonyos talajok-

ban az alapkőzet. Szedimentációs folyamatok által, gyakran montmorillonit koncentrációdik az alluviális üledékben a stagnáló vagy lassú mozgású vízből. Figyelmet érdemelnek ROSS és HENDRICKS [64] vizsgálatai, akik magas montmorillonit ásványtartalmat találtak podzolon (pH 4,5–5,5 között). A szerzők ezzel az állításukkal nem állnak egyedül. STEFANOVITS [66] andezittufán kialakult talajban gyengén savanyú pH mellett montmorillonitot és beidellit határozott meg. WIKLANDER és ALEKSZANROVITY [86], TAMURA [72, 73], GJEMS [18, 19], BRADY és munkatársai [8] szintén magas montmorillonit tartalmat találtak savanyú milióban. A szerzők igen lelkiismeretesen végrehajtották az elkülönítő vizsgálatokat a kloritból és a vermikulitból. Leírják, hogy a glicerolos feltárás nem kielégítő, 4M-os sósavval végezték el azt, ami után kétségtelenül montmorillonit csúcsot kaptak diffraktométeres vizsgálattal. Ezt a montmorillonitot „kripto-montmorillonitnak” nevezték el. A képződés mechanizmusa JACKSON által leírthoz hasonló, de lehetségesnek tartják a kloritból a közvetlen montmorillonit átalakulást. Azt a tényt, hogy csak HCl-al sikerült a feltárás, úgy magyarázzák, hogy a valódi — duzzadó — montmorillonit kialakult még az „A” szintben, majd kilúguzódás történt, az Al és Fe hidroxidok és másfélszeres oxidok a „B” szintbe jutottak és itt adszorbeálódtak a montmorillonit rétegek közti felületére. A közbeépülések révén az ismétlődő nedvesedés és kiszáradás hatására a szilikátrétegek úgy cementálódtak, hogy a feltáráshoz agresszív szerekre volt szükség.

A savanyú pH melletti motmorillonit előfordulása az ilyen rejtett nem tágulóképes kristályrácús montmorillonit lehetőségére, továbbá az alkalmazott előkészítési módszerek, feltétlenül szükségessé teszik úgy elméleti, mint kísérleti munkánk felülvizsgálatát, kiegészítését.

Számos szerző egyetért abban is, hogy a csillámokat tekinti és itt adszorbeálónt átalakulás kiinduló ásványának, alapkőzetnek pedig löszet, melyben mindig van bőséges csillám. WHITE [83], RICH és OBENSHAIN [62] és még többen, azon fáradoztak, hogy demonstrálták laboratóriumi kísérletben, hogyha nincs elegendő kation akkor az átalakulás a kloritot megkerüli és közvetlenül beidellitű válik.

JACKSON és munkatársai [36] munkájukban ugyancsak részletesen elemzik a lehetséges kialakulásokat. Biotitból, illitből és muszkovitból indulnak ki és az alábbi séma szerint értelmezik:



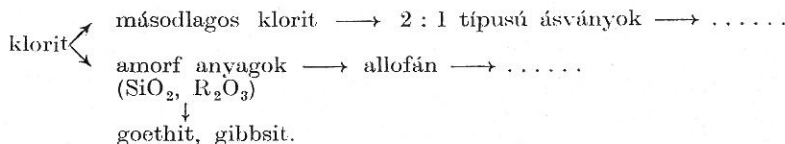
Az átalakulás fő irányát és sorrendjét a vízszintes nyilak szemléltetik. Számunkra azért érdekes, mert szerzők tankönyvi tényként szögezték le a vermikulit hiányát talajainkban. Az összeállításból viszont kitűnik, hogy a montmorillonit-hoz mint egy sorozat lehetséges végtermékéhez, mindenképpen vermikuliton keresztül lehet eljutni. Ez számos szerző, JACKSON és munkatársai [33, 34], JACKSON és SHERMAN [35], MACLEWAN [46], BARSHAD [4], WALKER [75, 76], ROLFE és JEFFRIES [63], FIELDS és SWINDALE [12], AGUILERA és JACKSON [1], MACALEESA [45] egybehangzó véleménye az átalakulásról. Tekintettel a tagadásra és más kutatók, illetve kutatócsoportok a vázolttól eltérő véleményére, szükségesnek látszik a vermikulit komplexum többirányú vizsgálata.

GORBUNOV (személyes közlés) nomenklaturájában vermikulit alatt csillámnak és víznek kevertrácsszerkezetét érti. GRUDEM [29], MATHIESON és WALKER [52] el tudták különíteni a kationok és vízmolekulák helyeit a rácsban. FOURIER transzformációval kimutatható, hogy a víz-hálózat két réteglapból áll, mely oly módon rendeződött, hogy oktaéderes koordináció létesülhessen a kicserélhető Mg-ionok számára, melyek a szilikát rétegek között fekszenek. A vízmolekulák lapokon belül helyezkednek el hexagonális rendben és mindegyik hely egyenértékűen viszonyul egy egyedülálló O-hez a szilikátréteg felületén. MATHIESON [51] ismételt vizsgálatai megerősítették ezeket az adatokat, hogy a vermikulit lényeges struktúrális eltérést a klorittól a rétegek közötti Mg-ionok helyei jelentik. A vermikulit szerves

molekulákkal komplexeket alkot, képes de- és rehidratálódni. Ha erősen hidratálható ion foglalja el a rétegek közötti pozíciót, akkor a rehidratált rács 14 Å-nél mutatkozik. Ezen tulajdonsága miatt tévesztették össze sokáig a klorittal. Ugyancsak könnyen összetéveszthető a montmorillonittal, mivel mindkettő táguló rású. A rendelkezésre álló bizonyítékok arra mutatnak, hogy a vermikulitok mindig nagyobb rétegtöltésűek és lehet, hogy a rétegtöltés növekedésével a vermikulitok fokozatosan átalakulnak montmorillonittá, WEISS, KOCH és HOFMANN és munkatársai [31] észlelései szerint. A JACKSON sémán a nyíl tehát fordíthatónak látszik. Az identifikálásban további nehézséget jelent, hogy a Mg-vermikulit úgy viselkedik, mint a Mg-szaponit, amint ez MIDDLEY és GROSS [53], WALKER és COLE [77] és mások munkáiból kiderül. A vermikulitok közül a talajokban a dioktaéderes az általánosabb, jellemzői a 060 reflexió 1.50 Å-nál (trioctaéderes 1.53 Å).

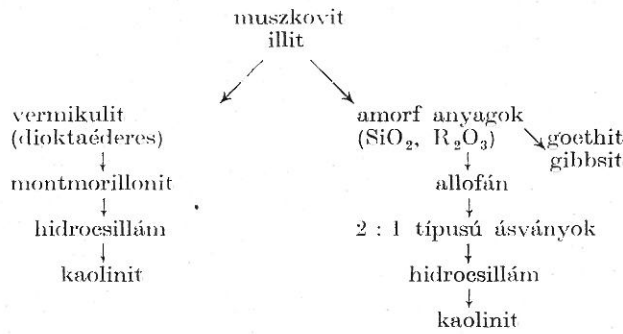
A másodlagos klorit helye és jellege JACKSON sémájában arra utal, hogy a klorit a csillámból alakult ki a mállás folyamán. JEFFRIE, ROLFE és KUNZE [39] a csillám → vermikulit → klorit sort tartja lehetségesnek. Más szerzők csillám → klorit, legfeljebb a csillám egyidejű átalakulást látják igazoltnak, megfelelő körülmények mellett. Az Al-tartalmú másodlagos klorit különbözik a vas-magnézium klorittól, szerpentin kőzetben fordul elő és azokhoz képest könnyebben mállik.

GORBUNOV véleménye a klorit sorról:

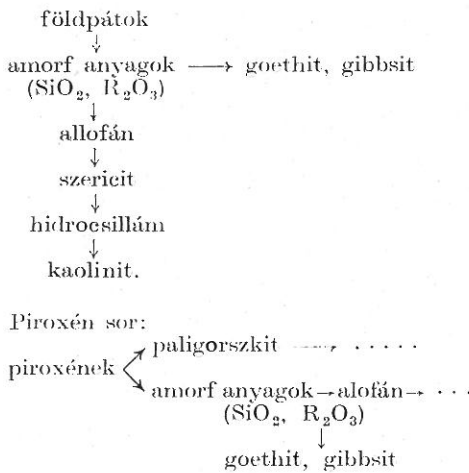


GORBUNOV ([23, 25, 27] és személyes közlések) lényegében egyetért JACKSONnal, de

elemzése sokoldalúbb. A muszkovit, illit sor átalakulásának két útja lehetséges:



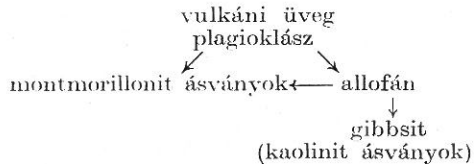
Itt fel kell figyelni a nomenklatúrára. Ugyanis elkülöníti az illitet és a hidrocsillámot, mellyel jelezni kívánja, hogy átmeneti állapotú ásványnak tekinti e tagot a valódi csillám és az illit között. A másik érdekesség, hogy az elsődleges tagot, a rendezettnek tekinthető kristályt, mindjárt első lépésként teljesen lebontja az amorf komponensekre. Ebből építi fel az Al-hidrocsilikátok keverékén át ismét a rendezett ásványokat, ami egyébként teljesen megfelel az allofánról és ásványtársulásairól alkotott eddigi ismereteinknek. A harmadik elemzést kívánó tényező a vermikulit—montmorillonit—hidrocsillám sorban a reakció megfordíthatósága tagonként és sorozatban is. A földpátok átalakulásai sora a következő:



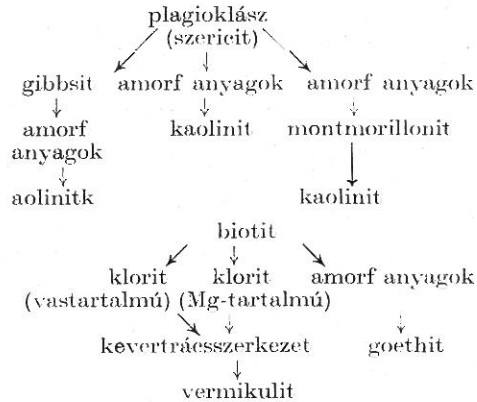
A vulkáni üvegből, az amorf fázison, allofánképződésen át megfelelő ion milióban lehetségesnek tartják rétegszerkezetű ásványok kialakulását: MITCHELL és munkatársai [54], KANNO [40, 41], SUDO [68]. Az átalakulási sor:



KANNO [41] tovább módosította:



SANCHES és FURTADO [65] a plagioklászokból és biotitból történő átalakulást a következőképpen vezeti le:



Figyelemre méltó, hogy a szerzők milyen nagy fontosságot tulajdonítanak a genetikai sorban az amorf anyagoknak. Az időfaktorral kapcsolatban végeztek kísérleteket WIKLANDER és KOUTLER-ANDERSON [84] és kimutatták, hogy 20 mikron alatti anyagoknál a kémiai változás már igen tekintélyes 1 év alatt is. A mintákat aerob és a terepnek megfelelő

viszonyok között is tartották és azt találták, hogy minél kisebb a szemese az átalakulás annál gyorsabb, annál kisebb a stabilitás.

WIKLANDER ÉS LOTSE [85] véleménye szerint a legtöbb agyag, tekintet nélkül az eredetre, illitet tartalmaz, mint főásványt, 50–90%-ban. További alkotórészek: 30% földpát és 10%-nál kevesebb kvare. A kaolin komponens még az utóbbinál is kisebb és jónéhány mintában még Rtg-vel sem mutatható ki. Némely talaj tartalmazott amfibolt míg kloritot csak az agyagpala hordaléka. Ez utóbbi jelenlégre nem találtak magyarázatot. A montmorillonit mennyisége megegyezett a kvarccal, a vermikulité pedig 10–50% között mozgott. Ahol a vermikulit relatíve magasnak találták ott — szerintük — a biotit rovására történt ásványátalakulásról van szó.

Irodalom

[1] AGULERA, N. H. & JACKSON, M. L.: Iron oxid removal from soils and clays. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **17**: 359–364. 1953.
 [2] ALJOSIN, SZ. N.: Izmnyenie montmorillonita v gidroszljudu. *Dokl. AN SSSR*. **61**. (4) 1948.
 [3] ANDREATTA, C.: Sull'alterabilita dei minerali delle rocce. *XVIII. Inter. Geol. Congr. Great Britain 1948. Proc. Part. 2*. (5) 1950.
 [4] BARSHAD, I.: Vermiculite and its relation to biotite as revealed by base exchange reactions, x-ray analysis, differential thermal curves, and water content. *Amer. Min.* **33**: 655–678. 1948.
 [5] BARSHAD, I.: Factors affecting clay formation. *Clays and Clay Minerals*. **6**: 110–132. 1959. Pergamon Press, New York.
 [6] BOWEN, N. L.: The evolution of the igneous rocks. Princeton. 1928.
 [7] BRADLEY, W. F.: Interstratified growths in clays and clay-like minerals. 4th Intern. Congr. Soil Sci. Amsterdam. **1**: 101–105. 1950.
 [8] BRADY, J. G. et al.: Field trip to the Gatineau area, Quebec, Canada, held in conjunction with the eleventh clay conference. *Clays and Clay Minerals* **13**: 1–10. Pergamon Press, New York. 1963.
 [9] CONYERS, E. S., WILDING, L. P. & McLEA, E. O.: Influence of chemical weathering on basal spacings of clay minerals. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **33**: 518–523. 1969.
 [10] CSIZSIKOVA, N. P.: Mineralogiceszkij i himiceszkij szosztav vüszokodiszpernoj csaszti csernozjomov centralnoj i zapadnoszibirskij facij. *Disz. Fondü Pocsy. in-ta im. V. V. Dokucsajeva*. 1967.
 [11] FERSZMAN, A. E.: *Geohimija, I–IV*. Izd. AN. Moszkva. 1933–1939.
 [12] FIELDS, M. & SWINDALE, J. L.: Chemical weathering of silicates in soil formation. *New Zealand J. Sci. Tech.* **36**. B. 140–154. 1954.
 [13] FREDERICKSON, A. F.: *Bull. Geol. Soc. Amer.* **62**: 221. 1951.
 [14] GEREI, L., DARAB, K., REMÉNYI MNÉ. & PÁRTAY, G.: Talajmineralógiai folyamatok a Konyári tó szikes talajaiban. *Agrokémia és Talajtan*. **15**: 469–490. 1966.
 [15] GEREI, L. & REINHOLD, M.: Néhány összefüggés a szikes talajok kolloid frakciójának ásványtani tulajdonságai és vasforgalma között. *Agrokémia és Talajtan*. **7**: 263–270. 1958.
 [16] GINZBURG, I. I.: Sztadijone vüvetrivanie szljud i hloritov. V szb: *Voproszú petrografii i mineralogii*. **2**. Izd. AN SSSR. Moszkva. 1953.

[17] GINZBURG, I. I. & RUKAVISNIKOVA, I. A.: *Mineralü drevnej korü vüvetrivanija Urala*, Izd. AN SSSR. Moszkva. 1951.
 [18] GJEMS, O.: Some notes on clay minerals in podzol profiles in Fennoscandia. *Clay Minerals Bull.* **4**: 208–211. 1960.
 [19] GJEMS, O.: Studies on clay minerals formation in soil profiles in Scandinavia. *Medd. Norske Skogforsöksvesen*. **81**. B. 21. 1967.
 [20] GOLDSCHMIDT, V. M.: *Elemente und Minerale pegmatischer Gesteine*. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-Physik Klasse*. **370**. 1930.
 [21] GOLDSCHMIDT, V. M.: Principles of distribution of chemical elements and rocks. *J. Chem. Soc.* **3**: 655–673. 1937.
 [22] GORBUNOV, N. J.: Vüszokodiszpersznü mineralü i metodü ih izuesenija. Izd. AN SSSR. Moszkva. 1963.
 [23] GORBUNOV, N. I.: Pocsvenü kolloidü i ih znacsenie dja plodorodija. Izd. Nauka. Moszkva. 1967.
 [24] GORBUNOV, N. I. & VORONINA, T. V.: Pocsnoszty szvjazej kalija v mineralah i pocsvah. *Agrohimiya*. (5) 45–51. 1968.
 [25] GORBUNOV, N. I.: Vüszokodiszpersznü minerali i metodü ih izuesenia. *Oteszot laboratorii mineralogii pocsy za 1968 g.* Moszkva. 1968.
 [26] GORBUNOV, N. I.: Genezisz i prevrascsenija mineralov v pocsvah. *Pocsvovedenie*. (3) 106–118. 1969.
 [27] GORBUNOV, N. I.: *Mineralogija pocsy, ejo szvjaz sz pocsvovedeniem, agrohimiej i drugimi naukami (nem publikált)*. 1969.
 [28] GRADUSZOV, B. P.: *Obrazovänie glinisztüh mineralov v podzolisztü pocsvah*. *Dokl. VIII. Mezsdunar. kongr. pocsvoved. Fizika, himija, biologia i mineralogija pocsy SSSR*. Izd. AN SSSR. Moszkva. 1964.
 [29] GRUDEMÖ, A.: Structure of vermiculite. *Handl. svenskt. Forskn. Instr. Cement*. **22**. 1954.
 [30] HAISSINSKY, M.: Echelle des électronegativités de Pauling et chaleurs de formation des composés inorganique. *J. Phys. et la Radium*, **7**: 7–11. 1946.
 [31] HOFMANN, U.: Intercrystalline swelling, etc., in clay minerals. *Clay and clay minerals*. **1**: 273–287. Pergamon Press, Washington. 1956.
 [32] HSEUNG, Y. & JACKSON, M. L.: Mineral composition of the clay fraction: III. Some main soil groups of China; *Soil Sci. Amer. Proc.* **16**: 294–297. 1952.
 [33] JACKSON, M. L., et al.: Weathering sequence of clay-size minerals in soils and sediments. I. Fundamental generalizations. *J. Phys. Coll. Chem.* **52**: 1237–1260. 1948.
 [34] JACKSON, M. L. et al.: Weathering sequence of clay-size minerals in soils and sediments: II. Chemical waethering of layer silicates. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **16**: 3–6. 1952.
 [35] JACKSON, M. L. & SHERMAN, G. D.: Chemical weathering of minerals in soils. *Advances in Agronomy*. **5**: 219–318. 1953.
 [36] JACKSON, M. L.: Frequency distribution of clay minerals in major great soil groups as related to the factors of soil formation. *Clays and clay minerals*. Pergamon Press, Washington. **2**: 133–143. 1959.
 [37] JACKSON, M. L.: Interlayering of expandible layer silicates in soils by chemical weathering. *Clay and clay minerals*. **14**: 29–46. Pergamon Press, New York. 1963.
 [38] JACKSON, M. L.: Clay transformations in soil genesis during the Quaternary. *Soil Sci.* **99**: 15–21. 1965.
 [39] JEFFRIES, C. D., ROLFE, B. N. & KUNZE, G. W.: Mica weathering sequence in the Highfield and Chester soil profiles. *Soil Sci. Amer. Proc.* **17**: 337–339. 1953.
 [40] KANNO, I.: Red-yellow soils in Japon. *VI. Congr. Internat. de la science du sol*. Paris. 1956.
 [41] KANNO, I.: A pedological investigation of Japanese vulcanic ash soils. *VI. Congr. Internat. de la science du sol*. V. E. Paris. 1956.
 [42] KLAGES, M. G.: Weathering of montmorilloniet

- during formation of a sodolic soil. II. Nature of the mixed layer products. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., Madison. **33**, 543-546, 1969.
- [43] KORNBLUM, E. A.: Mineralogiceszkij szosztav tonkoldiszpersznih frakcij i genezisz Volgo-Altubskoj pojnu. Disz. Fondii poevs. in-ta im. B. V. Dokucsava, Moskva, 1966.
- [44] LAATSCH, W.: Dynamik der Mitteleuropäischen Mineralböden. Steinkopff, Leipzig, 1954.
- [45] MACALEESE & MITCHELL, B. D.: Studies on the basaltic soils of Northern Ireland. J. Soil Sci. **9**, 81-88, 1958.
- [46] MACEWAN, D. M. C.: A trioctahedral montmorillonite derived from biotite. 18th Int. Geol. Congr. vol of titles and abstract. **1**, 386, 1948.
- [47] MACEWAN, D. M. C.: Interpretation of x-ray diagrams of soils. J. Soil Sci. **1**, 90-103, 1949.
- [48] MACKENZIE, R. C., WALKER, G. & HART, R.: Illite occurring in decomposed granite at Ballater. Miner. Mag. **28**, 1949.
- [49] MACKENZIE, R. C.: The classification and nomenclature of clay minerals. Clay Minerals Bull. **4**, (21) 52-66, 1959.
- [50] MASON, B.: Principles of geochemistry, New York-London, 1952.
- [51] MATHIESON, A. McL.: Structure of Mg-vermiculite. Amer. Min. **43**, 216-227, 1958.
- [52] MATHIESON, A. McL. & WALKER, G. F.: Structure of Mg-vermiculite. Amer. Min. **39**, 231-255, 1954.
- [53] MIDGLEY, H. G. & GROSS, K. A.: Thermal reactions of smectites. Clay Min. Bull. **3**, 79-90, 1956.
- [54] MITCHELL, B. D. et al.: Mineralogical and chemical characteristics of a gley soil from North-East Scotland. IX. Congr. Intern. of Soil Sci. **3**, 67-77, Australia, 1968.
- [55] NÁRAY-SZABÓ L.: Kristálykémiá. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1965.
- [56] NEWMAN, A. C. D.: Cation exchange properties of micas. I. The relation between mica composition and potassium exchange in solutions of different pH. J. Soil Sci. Oxford. **20**, 2, 357-373, 1969.
- [57] PAULING, L.: The nature of the chemical bond and structures of molecules and crystals. 2-nd. ed. Roy. Soc. London, 1945.
- [58] PETROV, V. P.: Karakter mineraloobrazovaniya pri drevnem vyvetrivanii razlicnih porod. Materiali po geologii, mineralologii i ispolzovaniju glin. Izd. AN SSSR, Moskva, 1958.
- [59] PINSZKER, Z. G.: Elektromograficeszkoe opredelenije elementarnoj jaesejkij i prosztranzsytvennoj gruppü kaolinita. Dokl. AN SSSR. t. **73**, 107-110, 1950.
- [60] RAMBERG, H.: Chemical bonds and distribution of cations in silicates. J. Geologia. **60**, 331-355, 1952.
- [61] RETZER, J. L.: Alpine soils of the Rocky-Mountains. J. Soil Sci. 1956.
- [62] RICH, C. I. & OBENSHAIN, S. S.: Chemical and clay mineral properties of a Red-Yellow Podzolic soil derived from muscovite schist. Soil Sci. Amer. Proc. **19**, 334-339, 1955.
- [63] ROLFE, B. N. & JEFFRIES, C. D.: A new criterion for weathering of soils. Science. **116**, 559-600-1952.
- [64] ROSS, C. S. & HENDRICKS, S. B.: Minerals of the montmorillonite group, their origin and relation to soils and clays. U. S. Geol. Survey Prof. Paper. **205-B**, 23-79, 1945.
- [65] SANCHES, A. T. & FURTADO: Alteration des granites dans les regions intertropicales sous differents climats. IX. Congr. Internat. of Science. Australia, 1968.
- [66] STEFANOVITS P.: Andezittufin kialakult talajok a Börzsöny hegységben. Agrokémia és Talajtan. **1**, 309-317, 1951.
- [67] STEPHEN, J. A.: Study of rock weathering with reference to the soils of Malvern Hills. J. Soil Sci. **3**, 219-237, 1952.
- [68] SUDO, T.: Clay Minerals. Tokyo, 1953.
- [69] SUDO, T.: Mineralogical study of clays of Japon. Tokyo, 1959.
- [70] SUTOV, V. Sz., DRIC, V. A. & SZAHAROV, B. A.: O mehanizme posztszedimentacionnogo preobrazovaniya montmorillonita v gidroszljudu. Litologija i poleznije iskopajemije. (1) 1969.
- [71] SZÁDECKY-KARDOSS, E.: Geokémia. Akadémia kiadó, Budapest, 1955.
- [72] TAMURA, T.: Identification of clay minerals from acid soils. J. Soil Sci. **9**, 141-147, 1958.
- [73] TAMURA, T., JACKSON, M. L. & SHARMAN, G. D.: Mineral content of Low Humic, Humic and Hydrol Humic Latosols of Hawaii. Soil Sci. Amer. Proc. **17**, 343-346, 1953.
- [74] TOKODY, L.: Der Bentonit von Komló. Acta Geol. Acad. Sci. Hung. **2**, 185, 1955.
- [75] WALKER, G. F.: The decomposition of biotite in the soil. Min. Mag. **28**, 693-703, 1949.
- [76] WALKER, G. F.: Trioctahedral minerals in the soil-clays of North-East Scotland. Min. Mag. **29**, 72-84, 1950.
- [77] WALKER, G. F. & COLE, W. F.: The differential thermal analysis of clays. Ch. VII. 191-206. (R. C. Mackenzie Ed.) Mineralogical Society. London, 1957.
- [78] WEAVER, C. E.: Raszprosztralenie szmesamoszlojnüh glinisztüh mineralov i ih opredelenie v oszadocsnüh porodah. V. kn.: Voproszű mineralologii glin. Izd. inosztr. lit. Moskva, 1962.
- [79] WEAVER, C. E.: The distribution and identification of mixed-layer clays in sedimentary rocks. Amer. Min. **41**, 202-221, 1956.
- [80] WEAVER, C. E.: The effect and geologic significance of potassium "fixation" by expandable clay minerals from muscovite, biotite, chlorite and vulcanic-minerals. Amer. Mineralogist. **43**, 9-10, 1958.
- [81] WEAVER, C. E.: Petrologija glinisztüh otlozsenij. V. kn.: Voproszű mineralologii glin. Izd. inosztr. lit. 1962.
- [82] WEISS, A., KOCH, G. & HOEMANN, U.: Saponite. Ber. dtsh. keram. Ges. **32**, 12-17, 1955.
- [83] WHITE, J. L.: Transformation of illite into montmorillonite. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. **15**, 129-133, 1951.
- [84] WIKLANDER, L. & KOUTLER-ANDERSON, E.: Influence of exchangeable ions on release of mineral-bound ions. Soil Sci. **95**, 9-15, 1963.
- [85] WIKLANDER, L. & LOTSE, E.: Mineralogical and Physico-Chemical Studies on clay fractions of Swedish cultivated soils. Lantbrukskolans Annaler. **32**, 439-475, 1966.
- [86] WIKLANDER, L. & ALEKSANDROVITY, D.: Minerals analysis of Swedish soils. Lantbrukshögskolans Annaler. **35**, 895-910, 1969.
- [87] ZVJAGIN, B. B.: Elektromograficeszkije issledovanija mineralov kaolinitovoj gruppü. Dokl. AN SSSR. **96**, 809-812, 1954.

PÁRTAY GÉZ A

Érkezett: 1971. augusztus 9.