

## Szikes és réti talajok fizikai-kémiai tulajdonságainak és ásványi összetételének vizsgálata

KAPOOR BHIM SEN, RÓZSAVÖLGYI JÁNOS és RÉDLY LÁSZLÓNÉ

Delhi-i Egyetem, Kémiai Tanszék (India) és MTA Talajtani és Agrokémiai Kutató Intézete, Budapest

A talajok viselkedését — szikes körülmények között — leginkább befolyásoló tulajdonságok közé tartoznak: az agyagfrakció mennyisége, az agyagásványok minősége, az amorf hidroxidok, a szerves anyag mennyisége, stb. MCNEAL és munkatársai (1968) kimutatták, hogy azok a talajok, amelyekben az agyagfrakció mennyisége azonos, de az agyagásványok minősége eltérő, különböző módon reagálnak a kicserélhető Na-tartalom növekedésére, illetve a talajoldat összes elektrolit-koncentrációjának csökkenésére. MCNEAL és COLEMAN (1966) azt tapasztalták, hogy azok a talajok a legérzékenyebbek a fenti körülményekre, amelyekben a 2:1 típusú rétegszilikátok, különösen montmorillonit, az uralkodó ásványok. Ugyanakkor azok a legkevésbé érzékenyek, amelyek kaolinitben és másfélszeres oxidokban gazdagok. RHOADES és INGVALSON (1969) szerint lényegesen nagyobb kicserélhető Na- % érték (ESP) szükséges vermikulitos talajok hidraulikus vezetőképességének lényeges csökkenéséhez, mint montmorillonitos talajok esetében. FRENKEL és munkatársai (1978) a kaolinites talajok viselkedését tanulmányozva szikesedés körülményei között, azt találták, hogy ezen talajok hidraulikus vezetőképesség-értékét kevésbé befolyásolta az ESP és az elektrolitkoncentráció, mint a montmorillonitos talajokét.

DESPHANDE és munkatársai (1968), MCNEAL és munkatársai (1968), valamint EL-SWAIFY (1976) hangsúlyozták az oxid-hidroxidos bevonatok szerepét. Véleményük szerint az olyan nehéz mechanikai összetételű talajoknál, amelyeknek szerkezetét oxid-hidroxidos bevonatok stabilizálják, az ESP-érték és az oldat elektrolit-koncentrációjának hatása a hidraulikus vezetőképességre elhanyagolható addig, amíg e bevonatokat kémiai úton el nem távolítják.

Száraz éghajlati övezetekben a plagioklászok, egyéb földpátok, hornblende és más ásványok oldódása következtében  $Ca^{2+}$ - és  $Mg^{2+}$ -ionok lépnek a talajoldatba. A különböző szikes talajok között a szikesedési viszonyokkal szembeni érzékenységükben eltérések figyelhetők meg. Ez a talajban előforduló elsődleges ásványok és/vagy  $CaCO_3$  eltérő mértékű oldódásával felszabaduló sóknak tulajdonítható.

Intenzív mezőgazdasági termelés esetén fontos, hogy megismerjük azokat a fentebb említett talajtulajdonságokat — elsősorban a homok- és agyagfrakciók

ásványi összetételét — amelyek befolyásolják a talajok reagálását a sófelhalmozódás és szikesedés körülményeire. Fentieket, valamint magyar szerzők (GEREI és REMÉNYINÉ, 1974; SZABOLCS et al., 1980) eredményeit figyelembe véve vizsgáltunk három különböző szikes, illetve egy nem szikes talajszelvényt a Magyar Alföld területéről. Megkíséreltük részletesebb vizsgálati adatokkal alátámasztani és dokumentálni egyes talajtani folyamatok és az agyagásvány-összetétel változásainak összefüggését.

### Anyag és módszer

Négy talajszelvényt választottunk vizsgálataink céljára: kettőt a Kiskunsági Nemzeti Park területéről (KNP-13 és KNP-65), kettőt a Tiszántúlról (Hortobágy V-3 és Karcag MB-7). A KNP-13-as szelvény — felszíntől karbonátos, kérges réti szolonyec — mintáit a kunszentmiklósi területéről, a KNP-65. számú szódás-szoloncsák szelvény mintáit a kelemenszéki területéről vettük. A Hortobágy V-3. szelvény szologyos, kérges réti szolonyec, amely az előbbi két szelvénytől eltérően, csak a mélyebb szintekben tartalmaz kalcium-karbonátot. A Karcag MB-7. szelvény réti talaj. A KNP-jelű talajok anyaköze a Duna, a hortobágyi és karcagi talajoké uralkodóan a Tisza alluviumából áll.

#### *Fizikai és kémiai vizsgálatok*

A talajok pH-ját, szervesanyag- és  $\text{CaCO}_3$ -tartalmát szabvány módszerekkel határoztuk meg. A karbonátoktól mentesített talajt a szerves anyag hidrogénperoxidos elroncsolása után megdaráltuk és 2 mm-es szitán bocsátottuk át. A homok- ( $> 50 \mu\text{m}$ ), iszap- ( $50 - 2 \mu\text{m}$ ) és agyagfrakciót ( $< 2 \mu\text{m}$ ) standard szitasorozattal és ülepitéses eljárással választottuk szét (JACKSON, 1975), ügyelve arra, hogy a  $\text{CaCO}_3$  savas elbontásakor a pH-érték 5 körül maradjon és így elkerüljük a talaj ásványi részének nem kívánatos megváltozását. Az 5%-os KOH-dal kioldható szilícium és alumínium mennyiségét kolorimetriás módszerrel vizsgáltuk (SZABOLCS és SZEDER, 1957). A kationkicserélő kapacitás és a kicserélhető  $\text{Na}^+$ -ionok mennyiségét  $^{45}\text{Ca}$  illetve  $^{22}\text{Na}$  izotóphígításos módszerrel határoztuk meg (DARAB és RÉDLYNÉ, 1967).

#### *Mikroszkópos és röntgendiffrakciós vizsgálatok*

A homokfrakció ásványi összetételét sztereo- és polarizációs mikroszkóppal határoztuk meg. A különböző ásványok gyakoriságát 8 – 10 látótér, kb. 500 szemcse alapján becsültük meg és a kilencfokozatú Milner-Watts skálával fejeztük ki.

Az agyagásványokat a  $2 \mu\text{m}$ -nél kisebb átmérőjű frakció magnéziummal telített szuszpenziójának üveglemezre való ülepitése után, DRON-2 röntgendiffraktométerrel határoztuk meg  $\text{Cu} - \text{K}_\alpha$  sugárzással és Ni-szűrővel. Az egyes preparátumokat etilén-glikolos- és hőkezelés ( $300^\circ\text{C}$ -on 2 óráig,  $550^\circ\text{C}$ -on 1 óráig) után is megvizsgáltuk.

A röntgendiffraktogramok értékelése GJEMS (1967) módszere szerint történt. A szerző a módszert statisztikai elemzés és az agyagfrakciók K-, Mg- és Fe-tartalma alapján verifikálva azt találta, hogy egy talajszelvényen belül a különböző genetikai

szintek agyagásvány-eloszlása a kapott félkvantitatív jellegű adatok alapján kielégítő pontossággal jellemezhető. A módszert azzal a módosítással alkalmaztuk, hogy a csúcsok területi elhatárolásánál azonos alapvonalat használtunk az etilén-glikolos és hőkezelt mintáknál. A csúcsok területét planiméterrel mértük (KAPOOR, 1972a, b).

### Vizsgálati eredmények és értékelésük

#### A talajok fizikai—kémiai tulajdonságai

A talajok főbb fizikai és kémiai tulajdonságait az 1. táblázatban foglaltuk össze. Az adatok szerint a kationkicserélő kapacitás értéke összefüggésben áll az agyagtartalommal (DARAB és RÉDLYNÉ, 1981).

Az agyagfrakció kationkicserélő kapacitása 1,7–2,8-szor nagyobb mint a talajé: A KNP-13. és -65. szelvényekben 47 illetve 44 me/100 g, a Hortobágy V-3 és

1. táblázat

#### A vizsgált talajok főbb fizikai és kémiai tulajdonságai

(1) Genetikai szint	(2) Mintavétel mélysége cm	pH (H <sub>2</sub> O)	(3) Hu- musz	(4) Összes ső	CaCO <sub>3</sub>	(5) Kicse- rélhető Na	(6) Iszap- frakció (50–2 μm)	(7) Agyag- frakció (<2 μm)
<b>KNP-13</b>								
A	0–5	7,7	2,67	0,12	29,8	14,3	42,5	48,3
B <sub>1</sub>	15–25	9,2	2,22	0,37	27,3	55,0	42,8	53,8
B <sub>2</sub>	33–45	9,8	1,27	0,70	33,5	48,9	44,8	52,8
B <sub>Ca</sub>	58–68	9,9	–	0,50	54,5	46,5	56,0	41,2
BC	85–95	9,4	–	0,26	51,1	–	66,5	25,5
C	115–120	9,1	–	0,13	25,9	–	70,9	3,7
<b>KNP-65</b>								
A <sub>0</sub>	0–1	9,8	0,54	0,45	26,6	39,9	36,8	39,3
B	1–30	9,8	0,22	0,35	41,3	37,3	51,1	33,7
BC	30–50	9,9	–	0,20	23,1	36,9	13,2	6,0
C <sub>1</sub>	50–77	10,0	–	0,20	25,1	50,8	29,0	26,9
<b>Hortobágy V-3</b>								
A	0–6	8,1	1,90	0,15	–	13,4	68,1	8,7
B <sub>1</sub>	6–20	8,3	1,85	0,29	–	26,9	74,1	9,9
B <sub>2</sub>	20–55	8,1	0,89	0,90	0,3	25,8	47,6	42,6
BC	55–78	7,5	–	0,35	2,3	16,4	54,8	33,6
C	78–	8,4	–	0,20	14,0	17,5	61,2	27,3
<b>Karcag MB-7</b>								
A	0–30	7,2	4,43	0,08	0,6	0,2	48,4	51,2
B	30–85	7,5	2,79	0,09	0,4	0,4	48,2	50,4
BC	85–110	7,7	1,91	0,12	0,4	1,0	38,3	51,6
C <sub>1</sub>	110–200	7,9	–	0,10	0,5	1,5	41,2	56,4
C <sub>2</sub>	200–220	8,2	–	0,08	2,1	4,8	41,0	47,0

Karcag MB-7 szelvényekben 36 illetve 56 me/100 g. Az iszapfrakció 5 – 10%-ban járul hozzá a talajok kationkicszerelő kapacitásához. Az iszapfrakció kationkicszerelő kapacitás értékei a KNP-jelű mintáknál nagyobbak mint a hortobágyi és karcagi mintáknál. Az agyag-, az iszapfrakció, a szerves anyag és a  $\text{CaCO}_3$  kationkicszerelő kapacitása arányából számított értékek jól egyeznek a talaj izotópos módszerrel meghatározott kationkicszerelő kapacitás értékeivel (2. táblázat).

2. táblázat

## A vizsgált talajok és összetevőik kationkicszerelő kapacitás értékei

(1) Mintavétel mélysége, cm	(2) Kationkicszerelő kapacitás, me/100 g			
	(3) Agyagfrakció	(4) Iszapfrakció	(5) Talaj	
			(6) mért érték	(7) számított érték
<b>KNP 13</b>				
0 – 5	56,75	2,21	34,2	28,34
15 – 25	52,69	2,37	24,8	29,35
33 – 45	41,93	1,57	26,3	22,83
58 – 68	41,99	0,98	22,0	17,82
<b>KNP 65</b>				
1 – 30	42,49	5,71	23,1	23,69
30 – 50	43,15	1,67	20,3	21,34
50 – 77	47,38	1,90	10,1	6,10
77 – 83	41,72	1,52	15,5	13,09
<b>Hortobágy V-3</b>				
0 – 6	30,93		14,57	15,38
6 – 20	29,04	1,35	7,82	9,02
30 – 45	40,34	1,07	28,41	20,16
60 – 75	34,89	0,78	18,94	12,37
85 – 95	38,78	1,90	14,94	13,75
<b>Karcag MB-7</b>				
10 – 15	56,81	1,21	33,67	29,29
40 – 45	53,51	0,52	31,54	32,42
70 – 75	53,52	0,73	36,64	28,87
105 – 110	56,18	2,03	31,36	33,49
130 – 135	57,62	1,11	32,98	27,58
200 – 220	56,53	0,98	36,96	

A KNP-jelű talajok karbonáttartalma 20 – 40% között változott. A hortobágyi és karcagi talajminták kalciumkarbonát-tartalma az előzőekhez képest elhanyagolható volt. Az ESP értékekről ugyanez mondható el (1. táblázat).

A homokfrakciók ásványi összetétele (> 50  $\mu\text{m}$ )

A 3. táblázatban összefoglalt adatok szerint mind a 4 talajszelvény közös jellemzője, hogy homokfrakciójukban az uralkodó mennyiségű kvarcsemcsék

sarkos, szögletes alakúak, felületük pedig fénylő. Ezek folyóvízi szállításra utaló jellegzetes bélyegek (1. ábra). További sajátosság, hogy a kvarc után legnagyobb mennyiségben nem földpátokat hanem különféle csillámokat tartalmaznak. A

3. táblázat

**A homokfrakciók ásványi összetétele**

(1) Ásványok	(2) Talajsztint									
	A	B <sub>1</sub>	B <sub>2</sub>	B <sub>Ca</sub>	BC	C	A	B	BC	C
	<b>KNP—13.</b>					<b>KNP—65.</b>				
a) kvarc és változatai	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9
b) muszkovit	5	4	4	4	5	5	4	3	4	4
c) mállott biotit	3	2	2	2	2	3	2	1	1	2
d) klorit	4	3	3	2	3	4	4	3	4	4
e) kálibődpátok	3	3	2	1	2	3	3	3	3	3
f) plagioklászok	2	2	2	2	2	1	2	1	1	2
g) dolomit	3	3	3	4	4	4	3	2	3	3
h) magnetit + ilmenit	2	2	2	2	2	3	2	2	2	3
i) limonit	3	3	3	3	2	2	2	3	2	2
j) átlátszó nehézásványok	2	1	1	1	1	2	2	1	1	1

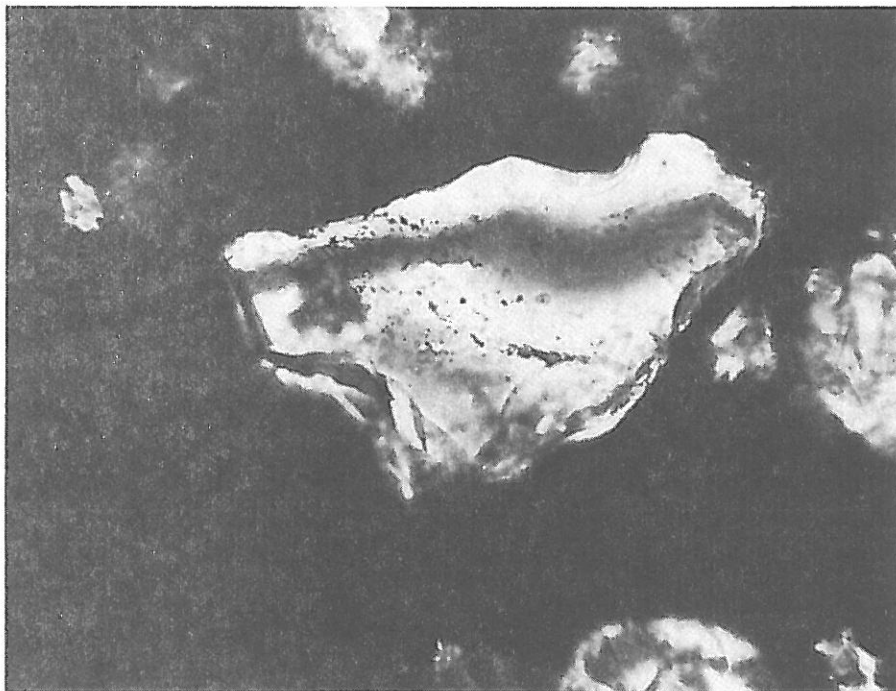
(1) Ásványok	(2) Talajsztint									
	A	B <sub>1</sub>	B <sub>2</sub>	BC	C	A	B	BC	C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>
	<b>Hortobágy V-3.</b>					<b>Karcag MB-7.</b>				
a) kvarc és változatai	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9
b) muszkovit	5	4	4	4	5	5	3	4	4	5
k) mállott biotit + klorit	2	1	1	1	2	2	1	1	1	2
e) kálibődpátok	1	1	1	1	1	2	1	1	1	1
f) plagioklászok	1	1	1	1	2	2	1	1	1	1
h) magnetit + ilmenit	3	2	2	2	3	3	3	3	3	3
i) limonit	4	3	3	3	2	—	—	—	—	—
l) limonitaggregátumok és konkréciók	—	—	—	—	—	5	4	3	3	3
j) átlátszó nehézásványok	2	1	1	2	2	2	1	1	2	2
m) riolitufa-törmelék	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—

*Jelmagyarázat:* — az ásványos komponens a mintában nem mutatható ki;

*Milner—Watts fokozatok:* 1 = igen ritka; 2 = ritka; 3 = igen gyér; 4 = gyér; 5 = közönséges; 6 = igen közönséges; 7 = dús; 8 = igen dús; 9 = túlnyomó

viszonylag jó megtartású, táblás-lemezes muszkovitkristályok mellett gyakoriak a különböző mértékben bontott és/vagy mállott biotitpikkelyek (2. ábra). Egyes csillámlemezek görbültek, hajlottak, ami annak a jele, hogy a fluviális szállítás, majd lerakódás során a szemcsék nemcsak kémiai, hanem mechanikai mállást is elszenvedtek (3. ábra). Végül általános tendenciaként mind a 4 szelvéynél megfigyelhető volt,

hogya a felszínről illetve A-szintből származó talajminták homokfrakciója allotigén ásványokban gazdagabb, változatosabb mint a mélyebb B-szintből származó talajmintáké. Ez a jelenség véleményünk szerint a talajfelszínt nap mint nap alakító,



*1. ábra*

Sarkos, szögletes, konkáv felületű kvarcsemcse. 240× nagyítás, + nikolok; KNP-65. szelvény, A-szint

formáló, átrendező felületi erózió, defláció és antropogén behatások együttes eredménye.

A KNP talajmintákban viszonylag gyakori a klorit (4. ábra). A földpátok közül az ortoklász és egyéb kálicföldpátok mennyisége meghaladja a plagioklászokét (5. ábra). Kis mennyiségben, de rendszeresen előforduló elegyrész az allotigén dolomit, amit a kalcit kioldására használt híg sósav nem bontott el. Opak ásványok közül a limonit, ilmenit és magnetit fordul elő. Az átlátszó, konvencionálisan nehézasványoknak nevezett elegyrészek közül különféle amfibólok (hornblende, sugárkőamfibólok), gránátok, cirkon, rutil, turmalin voltak kimutathatók. Ez az ásványtársaság elsősorban metamorf, alárendelten üledékes kőzetekből (dolomit) álló lepusztulási térszínre utal, összhangban az irodalmi adatokkal, amelyek szerint a Duna hordaléka, amelyen ezen talajok is kialakultak, uralkodóan az Alpokból származik (MOLNÁR, 1965).

A hortobágyi és karcagi talajszelvények homokfrakciójában, a KNP-jelű talajokéhoz képest, több a muszkovit, kevesebb a biotit, igen ritka a klorit és hiányzik a dolomit (6. ábra). A kálföldpátok és plagioklászok mennyisége kb. azonos (7. ábra).



2. ábra

Táblás, pseudohexagonális biotit (középen) 240 × nagyítás, I nikol; KNP-65. szelvény, A-szint

A földpátok bontottabbak, rendszerint szericitesedtek. Jelentősen megnő, főleg a karcagi szelvényben, a limonit mennyisége. Rendszerint földes szemcsékben vagy aggregátumok és konkréciók formájában jelenik meg (8. ábra). Az epigén limonit viszonylag nagy és az allotigén biotit kisebb mennyisége valószínűleg összefügg és a mállás intenzitására utal. A málláskor felszabaduló vas legjelentősebb forrása ugyanis a biotit lehetett. Nehézasvány-társaságukban dominálnak a gránátok, zöld amfibólok, piroxének, alárendelten néhány cirkon és turmalin szemcse is előfordul (9. ábra). A hortobágyi és karcagi talajok anyagözetét zömmel a Tisza és mellékfolyóinak hordaléka képezi, amelynek anyagában a belső kárpáti vulkáni koszorú lepusztulási termékeinek van jelentős szerepe. Ezt bizonyítja az is, hogy a hortobágyi szelvény C-szintje riolittufa törmelékot tartalmaz.

*Az agyagfrakció ásványos összetétele (< 2 μm)*

A vizsgált agyagfrakciók jellegzetes röntgendiffraktogramjai a 10., 11. és 12. ábrákon láthatók.



3. ábra

Mechanikai hatásra meggyömbült biotitlemez. 240 × nagyítás, 1 nikol; KNP-13. szelvény, C-szint

A KNP-13. szelvényből csak az A-, B<sub>2</sub>- és C-szint diffraktogramját közöljük (10. ábra). A csillámszerű 10 Å-ös és 14 Å-ös ásványok minden szintben jól felismerhetően jelentkeznek. A 14,3; 7,1; 6,72 és 3,54 Å-nél fellépő reflexió sorozat intenzitása hőkezelés hatására csökkent (c és d diffraktogram), amit 550 °C-os kezelés hatására a (001) reflexió 13,9 Å-re történt csekély eltolódása kísér. Mindez kloritra utal. A (003)/(002) relatív csúsmagasságok hányadosa < 1, ami arra mutat, hogy a klorit trioktaédes (KODAMA és BRYDON, 1968).

A csillámszerű ásványok valamennyi szintben uralkodnak. A (001) reflexió egy sorozata kétségtelenül dioktaédes csillámokra jellemző. A (001) és (002) relatív csúsmagasság alapján azonban a trioktaédes csillámok jelenléte sem zárható ki teljesen (BRADLEY, és GRIM, 1961; TAN, 1982). KAPOOR (1972 a, b) kimutatta, hogy egy muszkovit-biotit keverékben a (001)/(002) hányados közeledik az egyhez, ahogy a biotit mennyisége csökken. Mindezek alapján arra kell következtetni, hogy a 10 Å-ös reflexió di- és trioktaédes csillámszerű ásványoktól együttesen származik. Ezt



alátámasztja a homokfrakciók összetétele is, ahol a muszkovit és biotit egyaránt kimutatható volt.

A 10 és 7 Å-ös csúcs hányadosának növekedése a 300 °C-os hőkezelés után, főleg a mélyebb szintekben, kis mennyiségű vermikulitra utal.



4. ábra

Táblás klorit (középen), alatta tűs aktinolit, kvarc- és földpátszemcsék. 120× nagyítás, 1 nikol; KNP-13. szelvény, C-szint

Jóllehet a 14 Å-ös csúcs intenzitása a mélyebb szintek felé növekszik, élessége csökken („a” jelű diffraktogramok). A 17 Å-ös szmektitcsúcs viszont ellentétes tendenciát mutat, a B-szintben gyenge és erősen aszimmetrikus, míg a szelvényben lefelé haladva egyre határozottabbá válik. Hőkezelés hatására (550 °C) a táguló rácsú ásványok szerkezete összeomlik és a (001) és (003) csillámreflexiók intenzitása megnő.

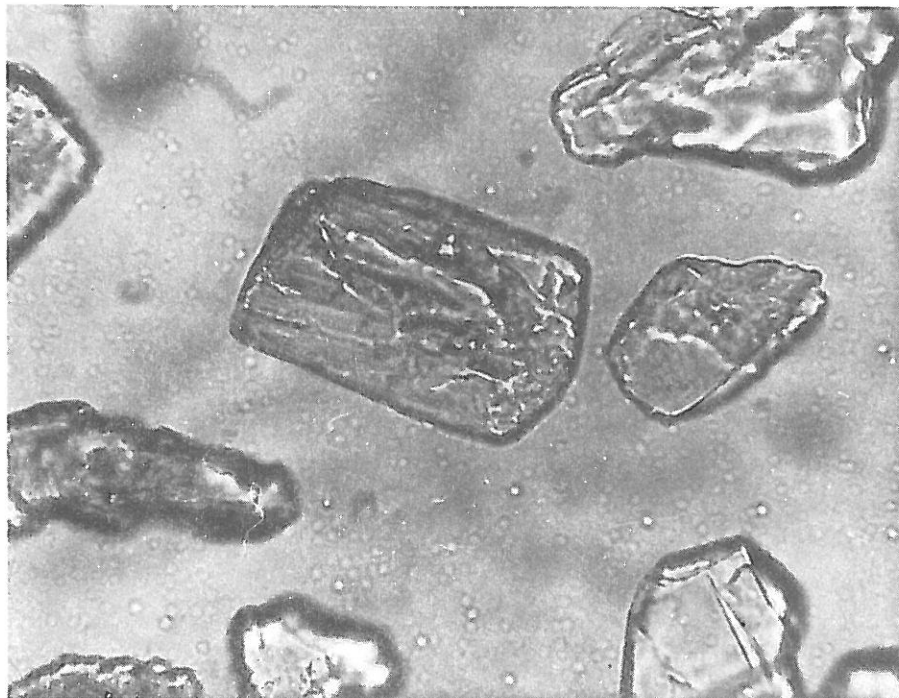
Ezenkívül a mélyebb szintek felé haladva egyre szabálytalanabb 14–10 Å-ös közberetegződések is kimutathatók a 24 Å és 12 Å körüli csúcsok alapján. A kaolinit kimutatását a termikusan instabilis klorit jelenléte nehezíti.

A KNP-65. szelvényben az agyagásványok minőségi és fémennyiségi eloszlásának tendenciája megegyezik a KNP-13 szelvényével.

A Hortobágy V-3 szelvényből a B<sub>1</sub>-, B<sub>2</sub>- és C-szintek diffraktogramjait közöljük (11. ábra). Ebben a szelvényben a filloszilikátok kristályossága a felszíni mintában a legkisebb és még a B-szintben is kicsi. Ezt megerősíti, hogy az A- és B<sub>1</sub>-szintek mintái agyagfrakciójának 5%-os KOH-os kivonatában sokkal magasabb SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

hányadosok (201,6 és 47,6) jelentkeznek, míg a B<sub>2</sub>-szintben ez a hányados csak 15 (4. táblázat).

A felső szintekből származó talajminták a csillámszerű ásványok kivételével alig



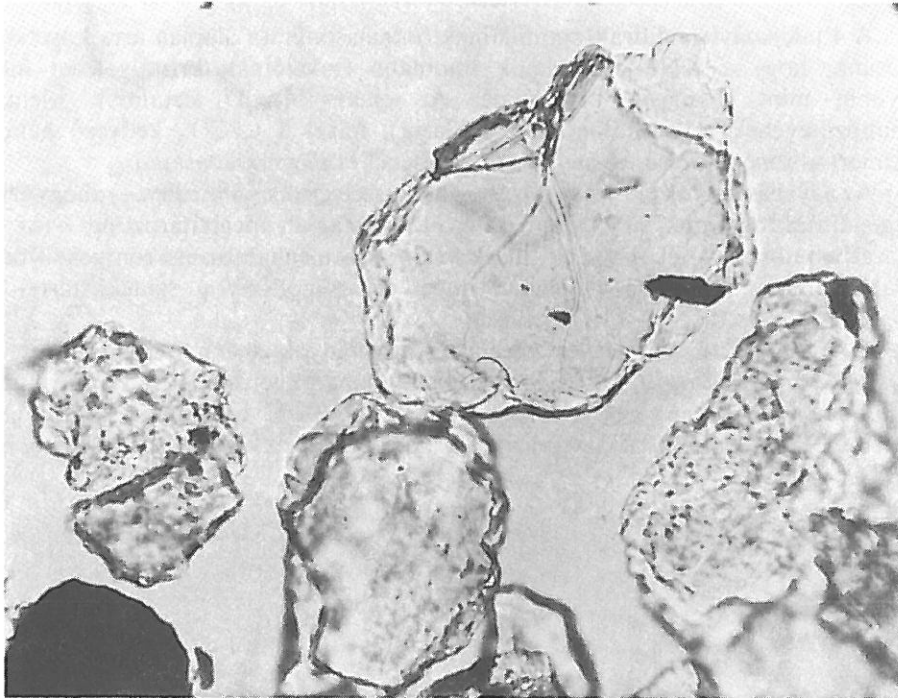
5. ábra

Ortoklász kristály (középen) és kvarcsemcsék. 240 × nagyítás, I nikol; KNP-65. szelvény, B-szint

tartalmaznak egyéb agyagásványt, ami — az agyagtartalomra vonatkozó adatokkal (1. táblázat), a  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  hányadosokkal, a viszonylag kis kationcserélő kapacitás értékekkel és a homokfrakciók összetételével együtt egybehangzóan arra utal, hogy a felsőbb szintekben a finomabb frakció szétesése megy végbe. Hasonló  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  hányados értékeket közöltek SZABOLCS és munkatársai (1980) hortobágyi, erősen szoloncsákos, kérges, réti szolonyec talajok vizsgálatára alapján.

A 17 Å-ös csúcs alakja jelzi, hogy a szmektit kristályossága a szelvényben felfelé haladva csökken, végül a szétesés következtében a B<sub>1</sub>- és az A-szintből eltűnik. Hevítés hatására a kristályszerkezet nem omlik össze teljesen, ami feltehetőleg annak a következménye, hogy a szmektit rétegtöltése kisebb, mint a KNP-jelű talajokban. Ez okozhatja a hortobágyi agyagfrakcióknak a KNP talajokhoz képest valamivel kisebb kationcserélő kapacitását is (2. táblázat). A szelvényben közberétegzett 10–14 Å-ös ásványok és csekély mennyiségben vermikulitszerű ásványok is előfordulnak.

Karcag MB-7: az A-szint, a B-szint mélyebb része és a C-szint diffraktogramjai lényegében megegyeznek a hortobágyi szelvényével, azzal az eltéréssel, hogy az előbbi felszíni mintájában észlelhető erős degradáció itt nem figyelhető meg. Az agyagfrakció



6. ábra

Nagyméretű lemezes-táblás muszkovit (fent), alatta kvarc- és földpátszemcsék. 240 × nagyítás, 1 nikol; Karcag MB-7. szelvény, B-szint

kationcserélő kapacitása a vizsgált talajok közül a legnagyobb és értékük a mélységgel gyakorlatilag nem változik (2. táblázat). A 14 Å-ös csúcsok, amelyek itt kizárólag a szmektit-féléktől származnak, a felszín felé fokozatosan szélesednek, ugyanígy a 17 Å-ös csúcsok is. A 300 °C-os hőkezelés jelentősen befolyásolta a szmektitcsúcs helyzetét, amennyiben 12 Å táján fokozatosan jól definiált reflexió alakult ki, 10 és 14 Å közötti erős háttéreffektussal az alsó szintekben. Ez a jelenség valószínűleg a szmektit rétegek komplexumok térközének Al-hidroxidpolimerekkel való részleges betöltésével áll kapcsolatban. Az 550 °C-os hőkezelés hatására azonban többé-kevésbé teljes 10 Å-ös összeomlás következik be, ami a szelvényben felfelé csökkenő mennyiségű szmektitbe beépült kloritos komponens és a vegyes rácsú ásványok termikus instabilitására utal.

Amennyiben klorit nincs jelen, a 7,1 Å-ös és 3,54 Å-ös csúcsok kaolinitre jellemzőek. A gyenge és széles csúcsok talajban képződött kaolinitet indikálhatnak. Az

erősen aszimmetrikus 10 Å-ös csúcsok a csillámszerű ásványok előrehaladott mállására mutatnak, ami összhangban áll a homokfrakció vizsgálati eredményeivel.

### Összehasonlító értékelés és következtetések

A 4 talajszelvény diffraktogramjainak összehasonlítása alapján arra következtethetünk, hogy a KNP-jelű talajok finomabb frakcióinak kristályossági foka nagyobb, mint a másik két talajé. Az eltérés  $\text{CaCO}_3$ -tartalmuk jelentős különbözőségének tulajdonítható (1. táblázat), mivel a  $\text{CaCO}_3$  kedvező hatása közismert a szmektitszerű ásványok képződésénél és megmaradásánál.

Az agyagásványok eloszlását a vizsgált talajszelvények szintjeiben — ahogy ezt a röntgendiffraktogramok súlyozatlan intenzitásai alapján meghatároztuk — az 5. táblázatban tüntettük fel. A szmektitfélék kvantitatív meghatározása röntgendiffrakcióval azonban óvatosságot igényel, mivel ez a módszer a szmektittartalom túlbecsülésére vezethet (BRINDLEY, 1961).

A csillámszerű és vegyes rácsú agyagásványok mennyisége csökken a mélységgel, míg a szmektit és a vermikulit általában ellenkező tendenciát mutat (GRADUSZOV, 1976). A klorit, amely csak a KNP-jelű talajokban fordul elő, valószínűleg az anyakőzetből származik. Talajeredetű klorit képződésének lehetősége

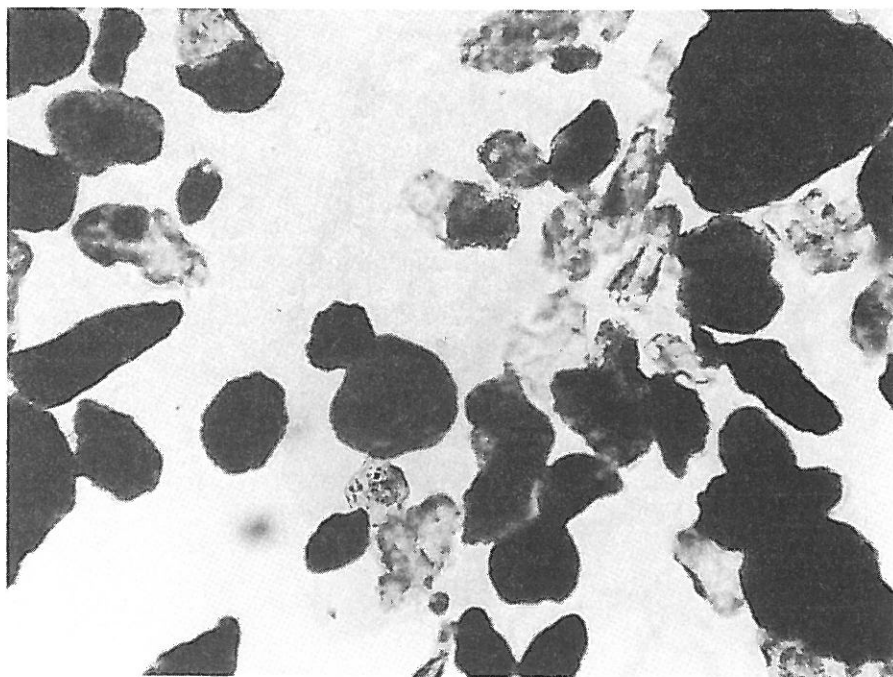


7. ábra

Ikerlemezes plagioklász (középen) és kvarczcsemesék. 240 × nagyítás, + nikolok; Hortobágy V-3. szelvény, A-szint

azonban nem zárható ki egyértelműen. A kvarc, földpátok és kaolinit mennyiségét nem becsültük. Hozzávetőleg azonos agyagásvány-eloszlást tapasztalt GEREI és REMÉNYINÉ (1974) erősen szologyosodott, kérges, réti szolonyec talajoknál. Az előzőekhez hasonló eloszlású képet figyeltek meg KAPOOR és munkatársai (1981a) néhány indiai szikes talajban, ezenkívül analcim előfordulását is kimutatták. Véleményünk szerint a nagy kicserélhető  $\text{Na}^+$  % (~90) és pH (> 10) egyaránt elősegíti analcim képződését szikes talajokban.

SZABOLCS és munkatársai (1980) jelentős mennyiségű kristályos és amorf  $\text{SiO}_2$ -ot mutattak ki kérges szolonyec talajok A-szintjének agyagfrakciójában. Szerintük ez az intenzív degradációs folyamatok következménye. BHARGAVA és munkatársai (1981) az Indus-Gangesz síkság néhány szikes talaját tanulmányozva megfigyelték, hogy a  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  molhányados a mélységgel csökken, tehát a degradáció elsősorban a felső szintekben megy végbe. Saját adataink, különösen a hortobágyi talajszelvényénél, ugyancsak a finomabb frakciók jelentős mértékű széteséséről tanúskodnak, nemcsak a felszíni mintában, hanem a B-szint felső részében is. BAKER és SCRIVNER (1985) a szilícium talajszelvényben történő mozgásának modellezésével foglalkozó tanulmányukban kimutatták, hogy az átnedvesedés és kiszáradás váltakozása — állandó nedvességtartalmú talajhoz viszonyítva — elősegíti a Si



8. ábra

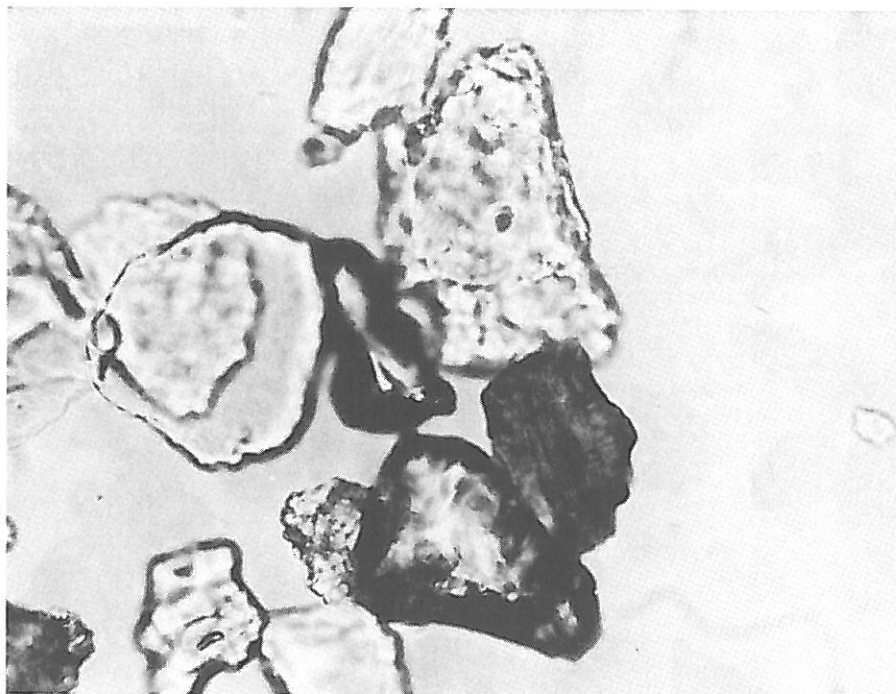
Földes limonitszemcsék, aggregátumok (sötét színűek) és kvarcsemcsék (áttetszőek)  
120× nagyítás, 1 nikol; Karcag MB-7. szelvény, BC-szint

kristályrácsból való kilépését. Ezen modell szerint a szilika- és/vagy szilícium-alumíniumgélek dúsulása a felső szintekben az alsó szintekhez képest a talaj váltakozó átnedvesedésének és kiszáradásának tulajdonítható. GORBUNOV (1963, 1978) szerint az alumoszilikátok szétesését, és ezzel összefüggésben az amorf Si-, Al- és Fe-hidroxidok dúsulását lúgos körülmények okozzák. A kémhatásra vonatkozó vizsgálati adataink értékelése (1. táblázat) azonban azt mutatja, hogy a magas pH-nak

4. táblázat

## Az oldható szilikátok megoszlása a Hortobágy V-3 talajszelvényben

(1) Genetikai szint és mintavétel mélysége, cm	(2) Összes SiO <sub>2</sub> , %		(5) 5% KOH-ban oldható		(6) 0,5N NaOH-ban oldható SiO <sub>2</sub> , %	
	(3) talajban	(4) agyag- frakcióban	SiO <sub>2</sub> %	SiO <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	(3) talajban	(4) agyag- frakcióban
A 0—6	72,21	68,18	5,48	201,4	9,34	18,50
B <sub>1</sub> 6—20	70,12	50,76	1,81	47,6	3,71	8,35
B <sub>2</sub> 30—45	67,71	48,54	1,32	15,0	3,11	3,76

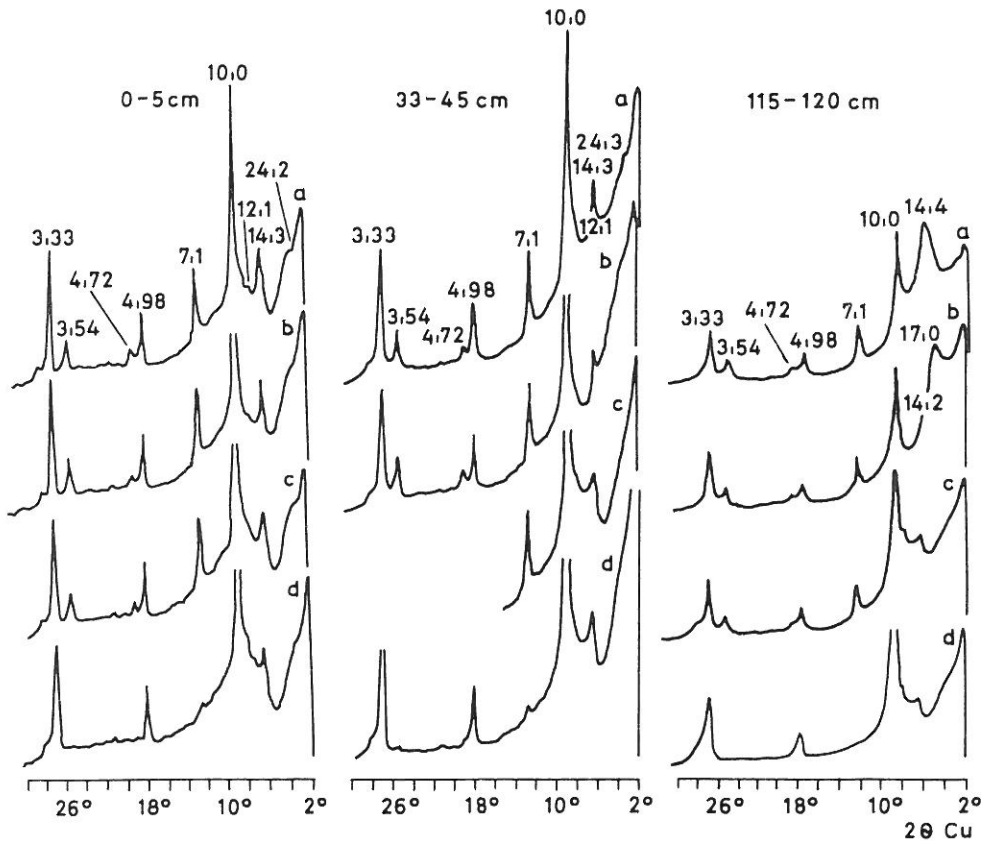


9. ábra

Gránátszemcsék, hornblende (középen), mellettük muszkovit és kvarcsezemcsék. 240 × nagyítás, I nikol; Hortobágy V-3. szelvény, BC-szint

egymagában nincs ilyen specifikus hatása. Ahogy SZABOLCS és munkatársai (1980) kimutatták, az agyagásványok szétesésével járó degradációs folyamatok nem korlátozódnak csak az eredetileg szikes talajokra. Ezt Magyarország nagy kiterjedésű, öntözött területeinek vizsgálati adatai is igazolják.

Az agyagásványok talajszelvénybeli eloszlásának az a tendenciája, hogy a csillámszerű agyagásványok a felső szintben, a szmektitiek pedig az alsó szintekben dominálnak, többféleképpen magyarázható: a szmektitfélék átlagon felüli mobilitásával; a szmektit autigén képződésével az alsó szintekben, illetve a felső szintben történő szétesésükkel. KAPOOR és munkatársai (1982), akik az illit és szmektit hasonló eloszlását figyelték meg néhány indiai szikes talajban, a csillámszerű ásványok dúsulását a felső szintben a szmektitfélék kedvező mozgékonyásával magyarázzák, amit a mélység felé növekvő agyagtartalom igazol. STEFANOVITS és DOMBÓVÁRINÉ (1985) vizsgálatai szerint a szmektitfélék könnyű diszpergálhatóságuk és mobilitásuk



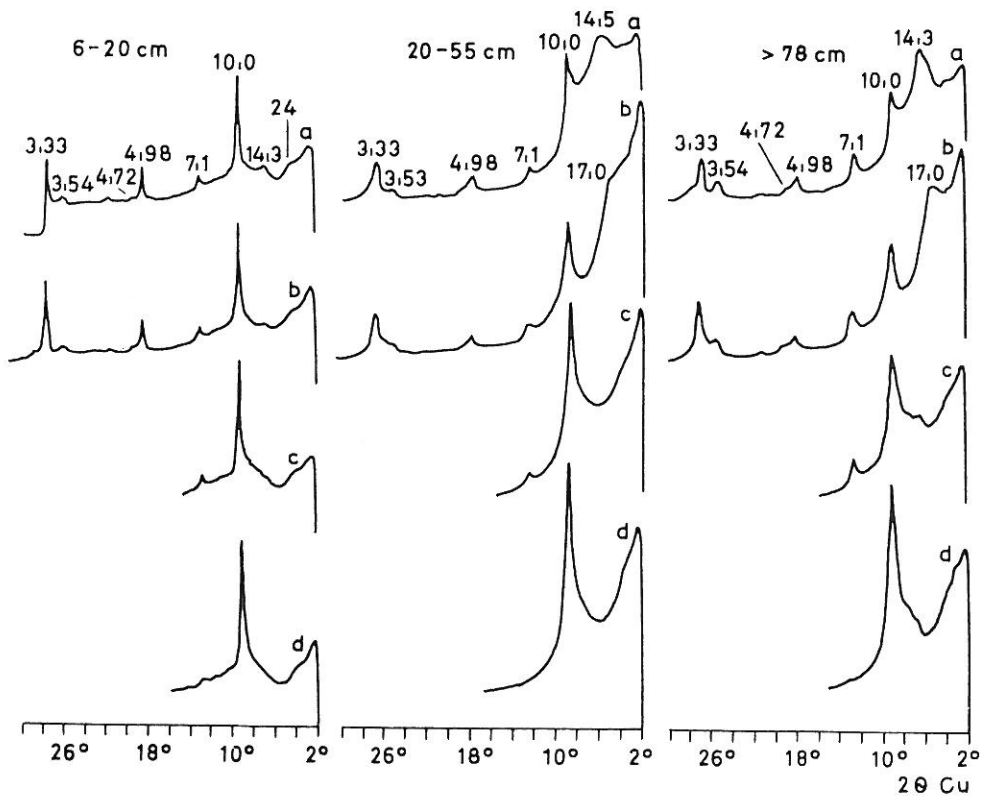
10. ábra

KNP-13. szelvény A-, B<sub>2</sub>- és C-szintek agyagfrakciójának diffraktogramjai. a) Mg-mal telített; b) etilén-glikollal kezelt; c) 300 °C-on izzított; d) 550 °C-on izzított minták

következtében halmozódnak fel a szoloncsák-szolonyec talajok B-szintjében, az A-szintben visszamaradt részük pedig szétesik.

Ha a szelvényben lefelé haladva az agyagtartalom nem növekszik jelentősen, akkor a talajban kilúgzási folyamat nem ment végbe. Véleményünk szerint a fennálló környezeti viszonyok — száraz és nedves évszakok váltakozása, ami kedvez a finomabb ásványszemcsék szétesésének, a  $\text{SiO}_2$ -tartalom növekedésének és ennek következtében a szmektitfélék mennyisége csökkenésének a felsőbb szintekben — okozzák elsősorban a megfigyelt agyagásvány-eloszlást a talajszelvényben. A kalcit és/vagy gipsz jelenléte a talajban, valamint az alsó szinteknek a felsőkhöz képest gyengébb kilúgzottsága, alátámasztja a szmektitfélék megmaradására vonatkozó véleményünket.

Az egyes szelvények különböző szintjeiben a nehézásvány-társulások jellege hasonló, ami arra utal, hogy a talajok litológiaiailag homogén közzettesten alakultak ki. Ennek következtében az agyagfrakcióban észlelt minden változás a talajban lejátszódó folyamatokra vezethető vissza.



11. ábra

Hortobágy V-3. szelvény B<sub>1</sub>-, B<sub>2</sub>- és C-szintek agyagfrakciójának diffraktogramjai. a) Mg-mal telített; b) etilén-glikollal kezelt; c) 300 °C-on izzított; d) 550 °C-on izzított minták



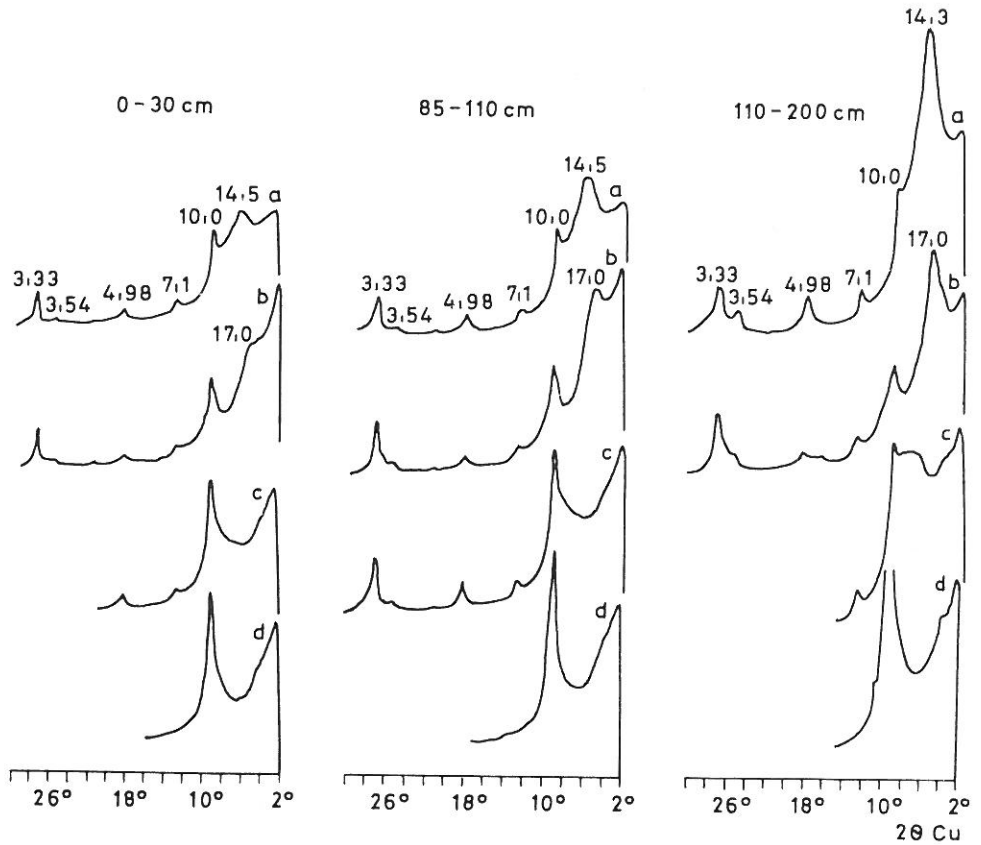
## 5. táblázat

## Az agyagásványok félmennyiségi %-os eloszlása a talajszelvényekben

(1) Talajszint	(2) Illit	(3) Kevert- szerkezetű ásványok	(4) Vermikulit	(5) Szmektit	(6) Klorit
<b>KNP-13</b>					
A	48	36	—	—	16
B <sub>1</sub>	54	24	—	7	15
B <sub>2</sub>	54	19	—	9	18
B <sub>Ca</sub>	41	30	5	12	12
BC	38	27	10	15	10
C	30	22	15	21	21
<b>KNP-65</b>					
A <sub>0</sub>	37	30	8	14	11
B	31	23	6	22	18
BC	26	31	17	12	14
C <sub>1</sub>	20	17	15	28	20
<b>Hortobágy V-3</b>					
A	55	32	13	—	—
B <sub>1</sub>	62	30	8	—	—
B <sub>2</sub>	30	24	—	46	—
BC	25	18	—	57	—
C	23	23	—	54	—
<b>Karcag MB-7</b>					
A	23	24	—	53	—
B	19	17	—	64	—
BC	16	19	—	65	—
C <sub>1</sub>	20	10	—	70	—
C <sub>2</sub>	18	11	—	71	—

Közismert, hogy a csillámok különböző mállástermékeket szolgáltatnak, összetételüktől, szerkezetüktől és a külső körülményektől függően, valamint az is, hogy a trioktaéderes ásványok érzékenyebbek a mállásra, mint a megfelelő diooktaéderesek. KAPOOR (1972a, b) kimutatta, hogy ha a talajban muszkovit és biotit együtt van jelen, a muszkovit mállását gátolja a biotitból a talajoldatba lépő kálium. Jelen vizsgálataink alapján feltételezzük, hogy a megfigyelt táguló rácsú ásványok a biotit mállásából származnak. A biotit muszkovithoz képest sokkal erőteljesebb mállása, ami a homokfrakcióban megfigyelhető volt, alátámasztja ezt a véleményünket. A félkvantitatív adatok (5. táblázat) arra utalnak, hogy a mállás korai stádiumában vegyesrácsú ásványok képződnek, amelyeknek mennyisége többnyire a második helyen áll az agyagfrakcióban. Ahogy a mállás folyamán a rácsszerkezet fellazul, az interlamináris térköz megnagyobbodik és így a szelvényben felfelé egyre több vegyesrácsú ásvány jön létre. Ezt a szmektitek képződése követi, valószínűleg a gyorsan kialakuló, közbenső állapotot képviselő vermikuliton át. Az átalakulási folyamat — általánosan elfogadott vélemény szerint — arid körülmények között a

kálium részleges elvesztésével és az oktaéderes vas oxidációjával jár együtt, ami a biotit felületi töltésének nagyfokú csökkenését és ennek következtében szmektitszerű termékek képződését eredményezi. A nagy szilíciumtartalom, valamint a kalcit- és/vagy gipsztartalom, továbbá a gyenge kilúgzódás főleg az alsó szintekben, feltehetően a szmektitek megmaradását segítik elő a vizsgált talajokban.



12. ábra

Karcag MB-7. szelvény A-, BC- és C<sub>1</sub>-szintek agyagfrakciójának diffraktogramjai. a) Mg-mal telített; b) etilénlikollal kezelt; c) 300 °C-on izzított; d) 550 °C-on izzított minták

B. S. KAPOOR védéskutató, aki az Indiai—Magyar Kulturális Csereegyezmény keretében 6 hónapig tartózkodott Magyarországon, köszönetét fejezi ki Várallyay György intézeti igazgatónak a munka elvégzéséhez szükséges feltételek biztosításáért, Szabolcs Istvánnak, Darab Katalinnak és Szendrei Gézáknak a hasznos tanácsokért és segítségükért, végül az Indiai és Magyar Kormányoknak a kutatás pénzügyi támogatásáért.

## Összefoglalás

Szikes folyamatoknál fontos szerepet játszó talajtulajdonságokat vizsgáltunk, alluviumon kialakult három szikes (KNP-13, -65; Hortobágy V-3) és egy réti (Karcag MB-7) talajszelvényben. Az agyagásványok minőségi és félmennyiségi eloszlása alapján — figyelembe véve a homokfrakciók összetételét is — következtetéseket vontunk le a mállásra és az agyagásványok talajbeli képződésére vonatkozóan. A homokfrakciók ( $> 50 \mu\text{m}$ ) összetételét optikai módszerekkel, a kristályos állapotú agyagásványokat ( $< 2 \mu\text{m}$ ) röntgendiffrakciós módszerrel, mennyiségüket a bázisreflexiók területmérése alapján határoztuk meg.

A homokméretű részleg uralkodó elegyrésze a kvarc, melyhez csillámok, földpátok, opak és transzparens nehézasványok, továbbá egyes szelvényekben riolitufa-törmelék és dolomitzemcsék társulnak. A kristályos agyagfrakció elsősorban di- és trioktaédes csillámszerű agyagásványokból, kevert szerkezetű ásványokból és szmektitekből áll. Kisebb mennyiségű klorit és vermikulit csak a KNP-jelű talajokban fordul elő. A hortobágyi és karcagi talajszelvényben csekély mennyiségű kaolinit is valószínűsíthető, ami a kiskunsági talajmintákból, feltehetően a termikusan instabilis klorit miatt, nem volt kimutatható.

A szelvényben felfelé haladva mind a négy talaj agyagfrakciójában a csillámszerű és kevertszerkezetű agyagásványok mennyisége növekszik, míg a szmektítfélék az alsóbb szintekben dúsulnak. A talajok ásványtani jellegzetességei arra utalnak, hogy a biotit  $10 - 14 \text{ \AA}$ -ös közberétegzett ásványokon és arid körülmények között valószínűleg vermikulit közbelső állapotokon keresztül, szmektitté alakul át. A finomabb frakció gyenge kristályosodottsága, szegénysége agyagásványokban és a szilícium felhalmozódása a felső szintekben, a talajban végbemenő intenzív degradáció jellegzetes megnyilvánulásai. A finomabb frakciók szétesését — amely a felső szintekben az alsó szintekhez képest nagyobb mennyiségű szilícium felszabadulásával jár — a talaj váltakozó átnedvesedése és kiszáradása idézi elő. Az alsóbb szintek állandóan nedves állapota feltehetően elősegíti a szmektítfélék megmaradását a talajszelvény mélyebb részében. A szerves anyag és kalcium-karbonát stabilizálja a talajszerkezetet és késlelteti a talajdegradációs folyamatok megindulását.

## Irodalom

- BAKER, J. C. & SCRIVNER, C. L., 1985. Simulated movement of silicon in a typic Hapludalf. *Soil Sci.* **139**, 255—261.
- BHARGAVA, G. P. et al., 1981. Characteristics and genesis of some sodic soils in the Indo-Gangetic Plains of Haryana and Uttar Pradesh. *J. Indian Soc. Soil Sci.* **29**, 61—70.
- BRADLEY, W. F. & GRIM, R. E., 1961. Mica clay minerals. In: *The X-ray identification and crystal structures of clay minerals* (Ed.: BROWN, G.). 208—241. Mineralogical Society, London.
- BRINDLEY, G. W., 1961. Quantitative analysis of clay mixtures. In: *The X-ray identification and crystal structures of clay minerals*. (Ed.: BROWN, G.). 489—516. Mineralogical Society, London.

- DARAB K. & RÉDLY L-NÉ, 1967. Kalcium-nátrium ion kicserélődési adszorpciójának vizsgálata különös tekintettel a szikes talajok tulajdonságaira. *Agrokémia és Talajtan*. **16**. 575–594.
- DARAB K. & RÉDLY L-NÉ, 1981. A talajok kationkicserélő képességgel rendelkező összetevői. *Agrokémia és Talajtan*. **30**. 37–50.
- DESHPANDE, T. L., GREENLAND, D. J. & QUIRK, J. P., 1968. Changes in soil properties associated with the removal of iron and aluminium oxides. *J. Soil Sci.* **19**. 108–122.
- EL-SWAIFY, S. A., 1976. Changes in the physical properties of soil clays due to precipitated aluminium and iron hydroxides. II. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **40**. 516–520.
- FRENKEL, H., GOERTZEN, J. O. & RHOADES, J. D., 1978. Effects of clay type and content, exchangeable sodium percentage, and electrolyte concentration on clay dispersion and soil hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **42**. 32–39.
- GEREI, L. & REMÉNYI, M., 1974. The importance of 'Sigmond's activity in modern soil mineralogy. *Agrokémia és Talajtan*. **23**. Suppl. 221–226.
- GJEMS, O., 1967. Studies on the mineralogy of Scandinavian soils. *Meddr. Norske Skogforskves.* **21**. (81) 4.
- GORBUNOV, N. I., 1963. Highly dispersed minerals and the methods of their study. *Izd. Acad. Sci. USSR. Moscow*.
- GORBUNOV, N. I., 1978. *Mineralogia i fiziceszkaja himija pocsv.* Nauka. Moszkva.
- GRADUSZOV, B. P., 1976. *Mineralü po szmesannoszlojnoj sztrukturoj v pocsvah.* Nauka. Moszkva.
- JACKSON, M. L., 1975. *Soil chemical analysis — advanced course.* Univ. Wisconsin, Madison.
- KAPOOR, B. S., 1972a. Weathering of micaceous clays in some Norwegian podzols. *Clay Minerals*. **9**. 383–394.
- KAPOOR, B. S., 1972b. Weathering of micaceous minerals. *Norsk Geologisk Tidsskrift*. **52**. 451–453.
- KAPOOR, B. S. et al., 1982. X-ray studies on the distribution and characterization of layer silicates in some alluvial soils. *J. Indian Soc. Soil Sci.* **30**. 70–78.
- KAPOOR, B. S., SINGH, H. B. & GOSWAMI, S. C., 1981a. Analcime in a sodic profile. *J. Indian Soc. Soil Sci.* **28**. 513–515.
- KAPOOR, B. S. et al., 1981b. Weathering of micaceous minerals in some salt-affected soils. *J. Indian Soc. Soil Sci.* **29**. 486–492.
- KODAMA, H. & BRYDON, J. E., 1968. A study of clay minerals in podzol soils in New Brunswick. *Clay Minerals*. **7**. 295–309.
- MCNEAL, B. L. & COLEMAN, N. T., 1966. Effect of solution composition on soil hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **30**. 308–312.
- MCNEAL, B. L. et al., 1968. Factors influencing hydraulic conductivity of soils in the presence of mixed-salt solutions. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **32**. 187–190.
- MOLNÁR, B., 1965. Lithologic and geological study of the quaternary deposits of the Great Hungarian Plain. *Acta Geologica*. **IX**. 57–63.
- RHOADES, J. D. & INGVALSON, R. D., 1969. Macroscopic swelling conductivity properties of four vermiculite soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **33**. 364–369.
- STEFANOVITS, P. & DOMBÓVÁRI, K., 1985. The mineral composition of soils showing the major characteristics of their formation and dynamics. *Gödöllői Agrártudományi Egyetem Évkönyve (megjelenés alatt)*.
- SZABOLCS, I., SZENDREI, G. & PÁRTAY, G., 1980. Degradation of alkali soils (solod formation). *International Symp. Salt Affected Soils, Karnal, India*. 110–117.
- SZABOLCS I. & SZEDER A., 1957. Újabb módszer a talaj 5%-os lúgos kivonatának elemzésére. *Agrokémia és Talajtan*. **6**. 51–54.
- TAN, K. H., 1982. *Principles of soil chemistry.* Marcel Dekker, Inc., New York.

*Érkezett: 1986. október 10.*

## Study of the physico-chemical properties and mineral compositions of salt-affected and meadow soils

KAPOOR BHIM SEN, J. RÓZSAVÖLGYI and M. RÉDLY

Department of Chemistry, Delhi University (India) and Research Institute for Soil Science and Agricultural Chemistry of the Hungarian Academy of Sciences, Budapest

### Summary

Soil properties playing an important role in salinization and/or alkalization processes were studied on three salt-affected (KNP-13, KNP-65, Hortobágy V-3) and one meadow (Karcag MB-7) soil profiles developed on alluvium. On the basis of the qualitative and semi-quantitative distribution of the clay minerals, and also taking into account the composition of the sand fractions, conclusions were drawn on the weathering processes and on the formation of clay minerals within the soil. The composition of the sand fractions ( $> 50 \mu\text{m}$ ) were determined using optical methods and the crystalline clay minerals ( $< 2 \mu\text{m}$ ) by means of X-ray diffraction, while the quantities were determined on the basis of areal measurements on the base reflexions.

The dominant component of the sand-sized portion was quartz, which was associated with micas, feldspars, opaque and transparent heavy minerals and, in certain profiles, rhyolite tuff detritus and dolomite particles. The crystalline clay fraction consisted primarily of di- and trioctahedral mica-like clay minerals, mixed-layer minerals and smectites. Small quantities of chlorite and vermiculite were only found in the KNP soils. In the Hortobágy and Karcag soil profiles very small quantities of kaolinite probably occur, which could not be demonstrated in the KNP soil samples, presumably due to the presence of thermally instable chlorite.

The quantity of mica-like and mixed-layer clay minerals increased in the clay fractions of all four soils when proceeding upwards in the profile, while the smectites were concentrated in the lower horizons. The mineralogical characteristics of the soils indicate that biotite is transformed into smectite through intermediate stages of 1,0–1,4 nm interstratification probably, under arid conditions, also with vermiculite as an intermediate state. The poor crystallization of the finer fraction, the low quantity of clay minerals and the accumulation of silicon in the upper horizons, are the characteristic features of intense degradation proceeding in the soil. The disintegration of the finer fractions, leading to the liberation of a larger quantity of silicon in the upper horizons compared to the lower horizons, is caused by the alternating moistening and drying out of the soil. The constantly moist state of the lower horizons can be assumed to help preserving smectites in the lower horizons of the soil profile. The presence of organic matter and calcium carbonate stabilizes the soil structure and delays the initiation of soil degradation processes.

*Table 1.* Main physical and chemical properties of the soils studied. (1) Genetic horizon. (2) Depth of sampling, cm. (3) Humus, %. (4) Total salt content, %. (5) Exchangeable Na, %. (6) Silt fraction ( $50 - 2 \mu\text{m}$ ), %. (7) Clay fraction ( $< 2 \mu\text{m}$ ), %.

*Table 2.* Cation exchange capacity values of the studied soils and of their components. (1) Depth of sampling, cm. (2) Cation exchange capacity, me/100 g. For the (3) Clay fraction, (4) Silt fraction and (5) Soil, (6) measured value, (7) calculated value.

*Table 3.* Mineral composition of the sand fractions. (1) Minerals. a) quartz and its variants; b) muscovite; c) decomposed biotite; d) chlorite; e) potassium feldspars; f) plagioclases; g) dolomite; h) magnetite + ilmenite; i) limonite; j) transparent heavy minerals; k) decomposed biotite + chlorite; l) limonite aggregates and concretions; m) rhyolite tuff detritus. (2) Genetic horizon. *Legend:* — the mineral component could not be demonstrated in the sample; *Milner-Watts* grades: 1 = very rare; 2 = rare; 3 = very infrequent; 4 = infrequent; 5 = common; 6 = very common; 7 = abundant; 8 = very abundant; 9 = dominant.

*Table 4.* Distribution of soluble silicates in the Hortobágy V-3 soil profile. (1) Genetic horizon and depth of sampling, cm. (2) Total  $\text{SiO}_2$ , % (3) in the soil, (4) in the clay fraction. (5)  $\text{SiO}_2$  soluble in 5% KOH, (6) soluble in 0.5 N NaOH, %.

*Table 5.* Semi-quantitative % distribution of clay minerals in the soil profiles. (1) Depth of sampling, cm. (2) Illite. (3) Mixed-layer minerals. (4) Vermiculite. (5) Smectite. (6) Chlorite.

*Fig. 1.* Angular quartz grain with concave surface. Enlargement:  $240\times$ , + nicols; KNP-65; A-horizon.

*Fig. 2.* Pseudo-hexagonal platy biotite (centre). Enlargement:  $240\times$ , 1 nicol; KNP-65; A-horizon.

*Fig. 3.* Biotite plate warped by mechanical effects. Enlargement:  $240\times$ , 1 nicol; KNP-13; C-horizon.

*Fig. 4.* Platy chlorite (centre) with needle actinolite, quartz and feldspar grains below it. Enlargement  $120\times$ , 1 nicol; KNP-13; C-horizon.

*Fig. 5.* Orthoclase crystal (centre) and quartz grains. Enlargement  $240\times$ , 1 nicol; KNP-65; B-horizon.

*Fig. 6.* Large, platy muscovite, quartz and feldspar grains. Enlargement  $240\times$ , 1 nicol; Karcag MB-7; B-horizon.

*Fig. 7.* Twinned plagioclase (centre) and quartz grains. Enlargement  $240\times$ , + nicols; Hortobágy V-3; A-horizon.

*Fig. 8.* Earthy limonite grains, aggregates (dark-coloured) and quartz grains (transparent). Enlargement  $120\times$ , 1 nicol; Karcag MB-7; BC-horizon.

*Fig. 9.* Garnet grains, hornblende (centre) surrounded by muscovite and quartz grains. Enlargement  $240\times$ , 1 nicol; Hortobágy V-3; BC-horizon.

*Fig. 10.* KNP-13 profile. Diffractograms of the clay fractions in horizons A,  $B_2$  and C; samples: a) saturated with Mg; b) treated with ethylene glycol; c) heated at  $300^\circ\text{C}$ ; d) heated at  $550^\circ\text{C}$ .

*Fig. 11.* Hortobágy V-3 profile. Diffractograms of the clay fractions in horizons  $B_1$ ,  $B_2$  and C; samples: a) saturated with Mg; b) treated with ethylene glycol; c) heated at  $300^\circ\text{C}$ ; d) heated at  $550^\circ\text{C}$ .

*Fig. 12.* Karcag MB-7 profile. Diffractograms of the clay fractions in horizons A, BC and  $C_1$ ; samples: a) saturated with Mg; b) treated with ethylene glycol; c) heated at  $300^\circ\text{C}$ ; d) heated at  $550^\circ\text{C}$ .

## Изучение физико-химических свойств и минералогического состава засоленных и луговых почв

КАПООР БХИМ СЕН, Я. РОЖАВЁЛЬДИ и М. РЭДЛИ

Кафедра химии Университета в Дели (Индия) и Научно-исследовательский институт почвоведения и агрохимии Венгерской Академии Наук, Будапешт

### Резюме

В разрезах трех засоленных почв (KNP-13, KNP-65, Хортобадь V-3) и одной луговой почвы (Карцаг MB-7) изучили свойства, играющие важную роль в процессах засоления. На основе качества и содержания глинистых минералов — учитывая состав и песчаных фракций — сделали выводы в отношении выветривания и образования в пространстве глинистых минералов. Состав песчаных фракций ( $> 50 \mu\text{m}$ ) определили оптическими методами, кристаллических глинистых минералов ( $< 2 \mu\text{m}$ ) методом

рентгенодиффракции, их количество определили по измерению площадей основных рефлексов.

Песчаные фракции большей частью представлены кварцем, к нему присоединяются слюды, полевые шпаты, непрозрачные и транспарентные тяжелые минералы, далее, в отдельных разрезах это могут быть обломки риолитовых туфов и крупинки доломита. Кристаллическая глинистая фракция состоит из ди- и триоктаэдрных слюдоподобных глинистых минералов, минералов со смешанной структурой и смектитов. Только в разрезах КНР в небольших количествах встречаются хлорит и вермикулит. В хортобадской и карцагской почвах можно обнаружить весьма незначительное содержание каолинита, что в почвенных образцах КНР сделать невозможно, по всей вероятности, из-за термической неустойчивости хлорита.

Во всех разрезах в направлении снизу вверх в глинистых фракциях увеличивается содержание слюдоподобных глинистых минералов и минералов со смешанной структурой, в то время как нижние слои почвы обогащаются разновидностями смектита. Особенности минералогического состава почв указывают на то, что биотит на слоистых минералах с расстоянием между пакетами 10–14 Å, через промежуточное состояние вермикулита, превращается в смектит. Слабая кристаллизация тонких фракций, обедненность глинистыми минералами и накопление кремния в верхних горизонтах являются результатом интенсивной деградации почв. Распад более тонкой фракции, сопровождающийся значительным освобождением кремния в верхних горизонтах по сравнению с нижними, вызывается периодическим увлажнением и высыханием почвы. Постоянное увлажнение нижних горизонтов почвы способствует накоплению в них смектитов. Органическое вещество и карбонаты кальция стабилизируют почвенную структуру и задерживают начало процессов деградации.

*Табл. 1.* Основные физические и химические свойства изученных почв. (1) Генетический горизонт. (2) Глубина взятия образцов, см. (3) Гумус, %. (4) Общее содержание солей, %. (5) Обменный натрий в %. (6) Глинистая фракция размером 50–2 мкм, %. (7) Илистая фракция размером < 2 мкм, %.

*Табл. 2.* Ёмкость поглощения изученных почв и их составных частей. (1) Глубина взятия образцов, см. (2) Ёмкость поглощения, мг-экв/100 г почвы. (3) Глинистой фракции. (4) Илистой фракции. (5) Почвы. (6) Определена изотопным методом. (7) Рассчитанная величина.

*Табл. 3.* Минералогический состав песчаной фракции. (1) Минералы. а) кварц и его разновидности; б) мусковит; в) выветрелый биотит; г) хлорит; д) калиевые полевые шпаты; е) плагиоклазы; г) доломит; ж) магнетит + илменит; з) лимонит; и) прозрачные тяжелые минералы; к) выветрелый биотит + хлорит; л) лимонит агрегаты и конкреция; м) обломки риолитовых туфов. (2) Горизонт почвы. *Легенда:* — минеральные компоненты в образце выделить нельзя; *Степени Милнер-Ваттса:* 1 = весьма редко; 2 = редко; 3 = весьма изрежено; 4 = изрежено; 5 = обычное; 6 = выше чем обычное; 7 = много; 8 = очень много; 9 = в основном.

*Табл. 4.* Распределение растворимых силикатов в разрезе V-3 из Хортобады. (1) Генетический горизонт и глубина взятия образцов, см. (2) Общее содержание SiO<sub>2</sub>, %. (3) В почве, (4) в глинистой фракции. (5) Растворимый в 5% KOH. (6) SiO<sub>2</sub> растворимый в 0,5 N NaOH, %.

*Табл. 5.* Процентное распределение половинного содержания глинистых минералов в почвенных разрезах. (1) Глубина взятия образца, см. (2) Иллит. (3) Минералы со смешанной структурой. (4) Вермикулит. (5) Смектит. (6) Хлорит.

*Рис. 1.* Острые, угловатые, с конкавной поверхностью зерна кварца. Увеличение 240 ×, под скрещенными николями; КНР-65; горизонт А.

*Рис. 2.* Плитчатый, псевдогексагональный биотит (посередине). Увеличение 240 ×, 1 николь; КНР-65; горизонт А.

*Рис. 3.* Пластина биотита, согнутая под действием механических сил. Увеличение  $240 \times$ , 1 николь; KNP-13; горизонт С.

*Рис. 4.* Плитчатый хлорит (посредине), под ним игольчатый актинолит, зерна кварца и полевого шпата. Увеличение  $120 \times$ , 1 николь; KNP-13; горизонт С.

*Рис. 5.* Кристалл ортоклаза (в середине) и зерна кварца. Увеличение  $240 \times$ , 1 николь; KNP-65; горизонт В.

*Рис. 6.* Больших размеров пластинчато-плитчатый мусковит, зерна кварца и полевого шпата. Увеличение  $240 \times$ , 1 николь; Карцаг МВ-7; горизонт В.

*Рис. 7.* Двухпластинчатый плагиоклаз (посредине) и зерна кварца. Увеличение  $240 \times$ , скрещенные николи; Хортробадь V-3; горизонт А.

*Рис. 8.* Землистые частички лимонита, агрегаты и зерна кварца. Увеличено  $120 \times$ , 1 николь; Карцаг МВ-7; горизонт ВС.

*Рис. 9.* Зерна граната (в середине), рядом зерна мусковита и кварца. Увеличение  $240 \times$ , 1 николь; Хортробадь V-3; горизонт ВС.

*Рис. 10.* Разрез KNP-13. Диффрактограммы глинистой фракции из горизонтов А, А<sub>2</sub> и С; а) Насыщение магнием; б) Обработка этиленгликолем; с) Прокаливание при температуре 300 °С; d) Прокаливание при температуре 550 °С.

*Рис. 11.* Хортробадь, разрез V-3. Диффрактограммы глинистой фракции из горизонтов В<sub>1</sub>, В<sub>2</sub> и С. а) Насыщение магнием; б) Обработка этиленгликолем; с) Прокаливание при температуре 300 °С; d) Прокаливание при температуре 550 °С.

*Рис. 12.* Карцаг, разрез МВ-7. Диффрактограммы глинистой фракции из горизонтов А, ВС и С<sub>1</sub>. а) Насыщение магнием; б) Обработка этиленгликолем; с) Прокаливание при температуре 300 °С; d) Прокаливание образцов при температуре 550 °С.