

A trópusi talajok egyes fizikai sajátságai kubai vizsgálatok alapján

II. A talajok duzzadása és zsugorodása

KLIMES-SZMIK ANDOR

MTA Talajtani és Agrokémiai Kutató Intézete, Budapest

A talaj duzzadásán azt a jelenséget értjük, hogy víz felvételével — alakij tulajdonságainak meghatározásával — térfogata nagyobbodik. A talaj duzzadó részét főként a szerves és szervetlen kolloidok, agyagásványok képezik.

A talaj zsugorodása az előbbivel ellentétes irányú folyamat, vagyis a nedves talaj vízvesztés következtében összehúzódik, térfogata csökken. Zsugorodás következtében a talaj felszíne süllyed, duzzadáskor emelkedik; ezek a folyamatok tehát mind vízszintes, mind függőleges irányban hatnak.

A természetben ez — mint felszíni jelenség — a talaj cserepedésében, nagyobb mélységekre hatóan pedig a talaj repedezésében nyilvánul meg. Ezeknek a folyamatoknak a trópusokon különösen nagy a jelentősége, mert gyakoriak és meglehetősen nagy területeket foglalnak el a duzzadó agyagásványokat tartalmazó agyagtalajok.

A duzzadás és zsugorodás mértéke azonos nedvességtartalom esetén: 1. a talajok, illetve agyagásványok fajlagos felületének nagyobbodásával (kaolinit < illitek < vermikulit \approx montmorillonit), azonos agyagásvány-összetétel esetén agyagtartalmuk növekedésével nő. 2. A kicserélhető kationok csökkenő vegyértékével ($Al > Ca = Mg > Na$); 3. a talajoldat csökkenő sókoncentrációjával; 4. a talajszerkezet leromlásával fokozódik [7].

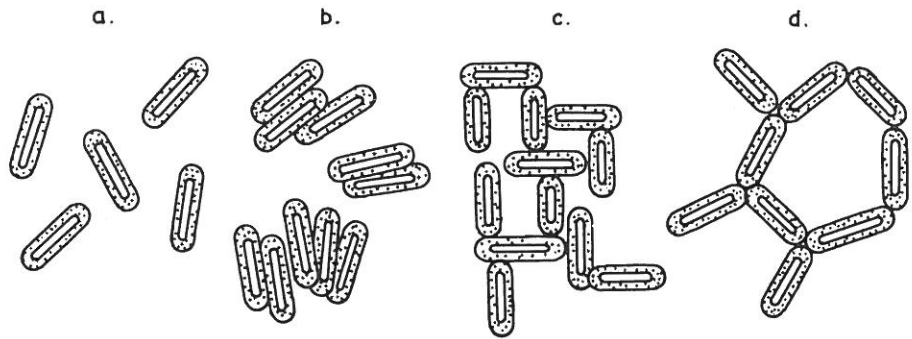
A duzzadás és zsugorodás nagysága az agyagásványok szerkezeti állapotától is függ: nagyobb az agyagásványlemezek egymással párhuzamos helyzete esetén (b), mint a kártyaház-szerkezet (d) állapotában (1. ábra).

A talajszerkezet kialakulásának első fázisában az agyag koagulál, és a létrejött elsődleges halmazoknak a szerkezete — egymáshoz illeszkedésük módjától függően — különböző lehet.

A szerkezeti egységek ragasztóanyagát képező talajkolloidok stabil (b) vagy kevésbé stabil (c, d) szerkezetet létesíthetnek. Nagy mértékű kiszáradás jó hatással lehet az agyagtalajok szerkezetére. Ez azon alapszik, hogy vízleadás következtében az agyagásvány-részecskék olyan mértékben közelednek egymáshoz, hogy a vonzóerők a közöttük érvényesülő tasztítóerőket felülműlják. Így elektromos kettős rétegük szférájában erős kötések stabil aggregátumokat létesítenek. A talaj újbóli benedvesedésekor csak lassan vesz fel vizet. Ezt valószínűleg az is okozza, hogy az aggregátumok ragasztóanyagai csak lassan érik el eredeti duzzadási állapotukat.

A talajok zsugorodása és duzzadása csak részben reverzibilis folyamat, miután a vízhatás időtartama a duzzadás folyamán rendszerint rövid, és azért is, mert az agyagásványok a kiszáradás periódusában stabilabb szerkezetet vesznek fel. A talajok nedvességi állapotuktól függő térfogatváltozásaira vonatkozó törvényszerűségeket részletesen tehát a zsugorodás folyamatában vizsgáltam.

A talajok duzzadásának és zsugorodásának alapvető mutatója a térfogattömeg. Ha d_0 a duzzadt, d_{zs} pedig a légszáraz talaj térfogattömege, akkor $d_0 < d_{zs}$. Ha a talaj nem zsugorodik, akkor $d_0 = d_{zs}$. Ilyenek a laza homoktalajok.



1. ábra

Az agyagásványok lemez alakú kristályainak kapcsolódási lehetőségei a koaguláció folyamán (SCHACHTSCHABEL [7] nyomán). a) peptizált állapotban; b) lap laphoz; c) lap élhez és d) él élhez illeszkedve. A pontozott rész a lemez alakú agyagásvány-részecske hidratáburka

Anyag és módszerek

A zsugorodás mennyiségi mutatóinak meghatározására egy mérsékelt és öt nagy mértékben zsugorodó talajjal végeztem részletes vizsgálatokat (1. táblázat).

Ezek meszet nem tartalmazó, semleges, illetve gyengén savanyú talajok. A humusztartalmuk 3%-nál kevesebb, a Matanzas talaj A₁-szintjének kivételével (4,2%). A kicserélhető kationok aránya alapján Ca-Mg-talajok. Ez alól csupán a Bayamo-46 és az Alto Cedro talaj C-szintje képez kivételt: ezekben a Ca és a Na az uralkodó.

Ezekből a talajokból genetikai szintenként 15–20 bolygatatlan szerkezetű, 10 cm magas és 5,3 cm átmérőjű talajmintákat vettünk. A talajoszlopokat először 10 napon át kapillárisan telítettük, majd kapilláris vízkapacitásuk ($V_{k,ap}$) meghatározása után 6 cm vastag, finom kvarchomokrétegre állítva őket a minimális vízkapacitásukat ($V_{k,min}$) felülmúló nedvességet leszivárogtattuk.

A talajoszlopokat ezután petri-csészére helyeztük és időnkénti súlymérésekkel és a talajoszlopok méreteinek megállapításával azok térfogatváltozásait a nedvességtartalom függvényében megállapítottuk. Az utolsó méréseket 105 °C hőmérsékleten szárított talajoszlopokkal végeztük el. A kapott eredmények matematikai feldolgozását a párhuzamos mérések eredményeinek középértékével végeztük.

1. táblázat
A részletesen vizsgált talajok

(1) Fizikai osztály	(2) Domináló agyagásvány	(3) Talajszelvény*	(4) Talajféleség
2	a) kaolinit	Matanzas-2	c) nehéz agyag
3/a	b) montmorillonit és kevés illit	Bayamo-40 Bayamo-45 Bayamo-46	d) agyag
		Yaguajay-44 Alto Cedro-36	c) nehéz agyag

* lásd: KLIMES-SZMIK [5]

A mintegy 100 talajszelvényre vonatkozó teljes mintaanyagot kevésbé részletesen vizsgáltuk. A $V_{k_{kap}}$ és $V_{k_{min}}$ meghatározása után már csak a légszáráz talajoszlopok méreteit állapítottuk meg [4].

Végül egy kisebb, de mind a talajok szemcsőösszetétele, mind pedig a bennük domináló agyagásványok típusa szempontjából változatos anyagon CURINI GALETTI [2] petri-csészés eljárásával meghatároztuk e talajok repedezésének típusát.

Kísérleti rész

A talajok nedvességtartalmának összefüggése a térfogattömeggel és térfogatukkal

A talaj száradása folyamán csökkenő nedvességtartalmához emelkedő térfogattömegek tartoznak. A közöttük lévő összefüggést hiperbola alakú görbe írja le, és ezt a Matanzas-2 és a Bayamo-46 talajra a 2. ábra tünteti fel.

A regressziós kapcsolatot a $d_n = \frac{1}{a + b \cdot N}$ függvény fejezi ki.

Lineáris regressziós alakja:

$$\frac{1}{d_n} = a + b \cdot N, \quad (1)$$

amelyben

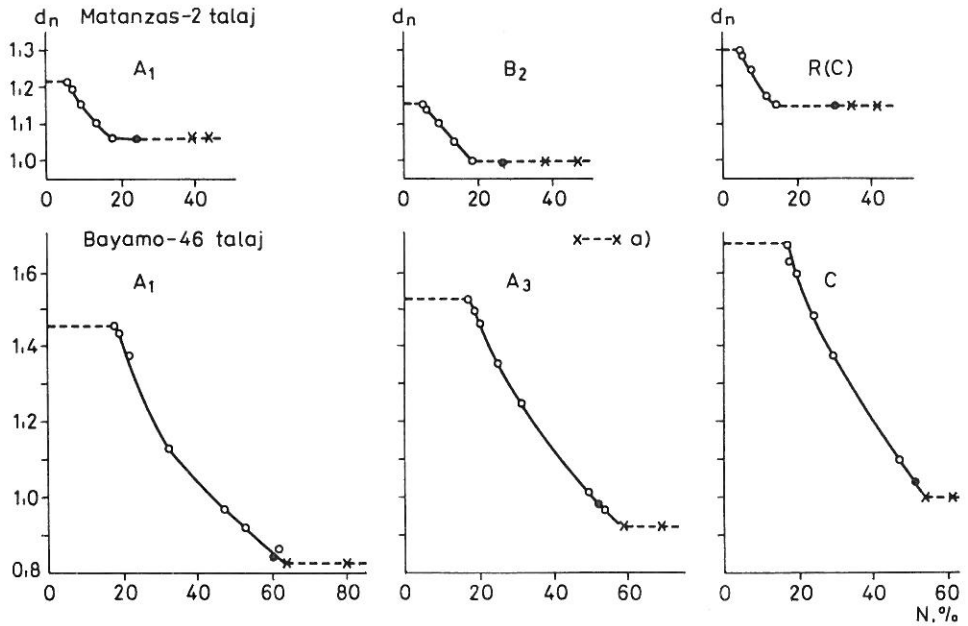
d_n = a talaj — nedvességtartalmától függően — d_0 -tól d_{zs} -ig változó térfogattömege;

N = a talaj nedvességtartalma, súlyszázalék;

a, b = az egyenlet állandói.

Az (1) egyenlet állandóinak számértékeire vonatkozó teljes anyagot a 2. táblázat tartalmazza. A két változó között nagyon szoros az összefüggés: a korrelációs koefficiens, az r értéke minden esetben $> 0,9$.

Az erősen duzzadó, montmorillonittartalmú agyagtalajok már a minimális vízkapacitás nedvességi állapotától kezdenek zsugorodni, a kaolinitartalmúak pedig ennél kevésbé nedvesen, legnagyobb zsugorodását pedig minden talaj légszárazon éri el. Ennek szemléltetésére a 2. ábrán a talaj minimális és kapilláris vízkapacitásának megfelelő nedvességtartalom is fel van tüntetve.



2. ábra

A talajminták térfogattömege (d_n) és nedvességtartalma ($N\%$) közötti összefüggés két kubai talaj (Matanzas-2 és Bayamo-46) szintjeiben. a) $V_{k_{\min}}$ és $V_{k_{\text{kap}}}$

SCHUHMACHERNEK [8] a talajok zsugorodására vonatkozó elmélete szerint a nedves talajból a póruszeglet-víz, majd a talajrészecskéket burkoló vízhártyák elpárolgása, illetve vékonyodása folyamán a visszamaradó vízmolekulák kohézió következtében vonzzák egymást, és így a talajrészecskék egyre közelebb kerülnek egymáshoz. Szerinte ez mindaddig tart, míg végül a talajrészecskék érintkezésbe kerülnek egymással. Vizsgálataim eredményei azonban arra a megállapításra vezettek, hogy a talaj maximálisan légszáraz állapotáig zsugorodik, amikor a talajrészecskéket még a higroszkópos (h_{y_2}) vízhártya borítja.

A talaj zsugorodása folyamán d_0/d_n a nedvességtartalommal szintén lineárisan változik:

$$\frac{d_0}{d_n} = a + b \cdot N, \quad (2)$$

2. táblázat

Az $\frac{1}{d_n} = a + b \cdot N$ egyenlet állandóinak számértéke

(1) Talaj	(2) Szint	(3) Az egyenlet állandóinak számértéke		(4) <i>n</i>	(5) <i>r</i>
		<i>a</i>	<i>b</i>		
Matanzas-2	A ₁	0,7799	0,00992	5	0,99
	B ₂	0,8207	0,01001	5	1,0
	(R)C	0,7212	0,01035	5	0,98
Bayamo-48	A ₁	0,5360	0,00906	8	0,99
	A ₃	0,4738	0,01016	9	0,98
	C	0,5431	0,00562	8	0,99
Bayamo-40	A ₁	0,6170	0,00895	9	0,97
	A ₃	0,4776	0,00900	8	0,99
	C	0,4694	0,00850	9	1,0
Bayamo-46	A ₁	0,4814	0,01174	8	0,99
	A ₃	0,4728	0,01044	8	0,99
	C	0,4128	0,01073	8	0,99
Alto Cedro-36	A ₁	0,6276	0,01025	8	1,0
	B	0,5277	0,00861	9	0,99
	C	0,5383	0,00796	8	1,0
Yaguajay-44	A ₁	0,5007	0,01074	10	1,0
	B ₁	0,4372	0,01002	10	1,0
	C ₂	0,4268	0,01005	10	1,0

amelyben d_0/d_n = az adott nedvességtartalmú talajminta térfogata a megduzzadt talajminta térfogatának %-ában, 1 cm³-re vonatkoztatva.

A (2) egyenlet állandóinak számértékeire vonatkozó teljes anyagot a 3. táblázat tünteti fel. A két változó közötti összefüggés ebben az esetben is nagyon szoros ($r > 0,9$).

A talaj zsugorodása és az eközben elpárolgott víz térfogata közötti összefüggést HAINES [3] vizsgálta. A felaprózott és szitált talajt alaposan átnedvesítette, és a belőle készített talajhasáb térfogatát mérte a kiszáradás folyamán. Megállapította, hogy a talajhasáb térfogatának csökkenése kezdetben egyenlő az eltávozott vizével. A száradás előrehaladásával az ezt az összefüggést ábrázoló egyenes törésponton megy át: innen kezdve a talaj térfogatának csökkenése az eltávozó vizénél kisebb. HAINES a görbének ezt a szakaszát maradék zsugorodásnak nevezi. Szerinte a kaolinitos talajoknak nincsen maradék zsugorodása, de a más agyagásványokat tartalmazó talajoké jelentős.

Vizsgálataim eredményei azt mutatják, hogy a természetes szerkezetű talajoknak kísérleti körülményeink között nincsen maradék zsugorodása. Bizonyítja ezt a (2) egyenlet érvénye és a belőle számított adatok, amelyeknek egy részét a 4. táblázaton tüntettem fel.

3. táblázat

A $d_0/d_n = a + b \cdot N$ egyenlet állandóinak számértéke

(1) Talaj	(2) Szint	(3) d_0 $g \cdot cm^{-3}$	(4) Az egyenlet állandóinak számértéke		(5) n	(6) r
			a	b		
Matanzas-2	A ₁	1,060	0,8268	0,01054	5	0,98
	B ₂	1,000	0,7159	0,01845	5	0,96
	(R)C	1,155	0,8332	0,01193	5	0,97
Bayamo-48	A ₁	1,100	0,5940	0,00897	8	0,92
	A ₃	1,219	0,5770	0,01240	9	1,0
	C	1,449	0,7762	0,00805	8	1,0
Bayamo-40	A ₁	0,988	0,6090	0,00853	9	1,0
	A ₃	1,203	0,5742	0,01082	8	1,0
	C	1,422	0,7369	0,00813	9	0,98
Bayamo-46	A ₁	0,816	0,3927	0,00958	8	0,99
	A ₃	0,926	0,4378	0,00966	8	0,99
	C	1,005	0,4149	0,01078	8	1,0
Alto Cedro-36	A ₁	0,832	0,5225	0,00853	8	1,0
	B	1,027	0,5297	0,00925	9	1,0
	C	1,117	0,5972	0,00884	8	1,0
Yaguajay-44	A ₁	0,808	0,4033	0,00862	10	1,0
	B ₁	0,941	0,4050	0,00930	10	1,0
	C ₂	1,300	0,5550	0,01305	10	1,0

A teljes kísérleti anyagot kevésbé részletesen az 5. táblázat tartalmazza.

A talaj száradása folyamán egyenletesen zsugorodik: a $\Delta V_n/\Delta N$ hányadosok egy középérték körül kevésbé szóródnak.

A 3. ábra jól szemlélteti a HAINES és saját vizsgálataim eredményei közötti különbséget.

A vizsgált talajok térfogatának 1 cm^3 vízvesztésre eső változása $0,5\text{—}1,2 \text{ cm}^3$. Ez az érték részben az agyagfrakció mennyiségétől függ, de más tényezők (a talaj humusztartalma, szerkezete) is befolyásolják. Ezért a 4. ábrán az agyagfrakció függvényében feltüntetett $\Delta V_n/\Delta N$ hányadosok a regressziós egyenes mentén erősen szóródnak ($r < 0,45$).

A duzzadt talaj térfogattömegének összefüggése a légszáraz talaj térfogattömegével

A talajok légszáraz állapotban meghatározott térfogattömege (d_{zs}) a megduzzadt talaj térfogattömegétől (d_0) függően változik, és ezt az összefüggést végső érték felé tartó hiperbola görbe képviseli. Egyenlete:

$$d_{zs} = \frac{d_0}{a' + b' \cdot d_0}$$

4. táblázat

A talajminták térfogatának (V_n) 1 cm³ vízvesztésre eső változása száradásuk folyamán

(1) N súly-%	(2) d_{0-zs} g · cm ⁻³	$V_n = \frac{d_0}{d_{0-zs}} \cdot 10^2$	(3) N^* térf.-%	ΔV_n	ΔN	$\frac{\Delta V_n}{\Delta N}$
				cm ³		

A. Matanzas-2 talaj, A₁-szint

16,4	1,060	100	17,38	—	—	—
12,5	1,106	95,84	13,25	4,16	4,13	1,007
8,2	1,161	91,30	8,69	4,54	4,56	0,996
6,0	1,190	89,08	6,36	2,22	2,33	0,953
4,82	1,208	87,75	5,11	1,33	1,25	1,064

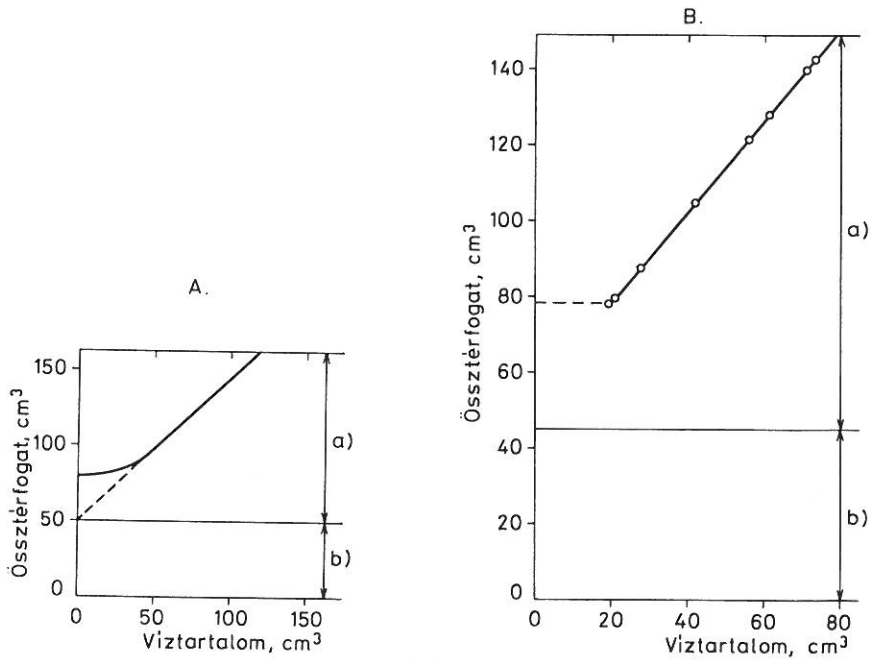
k. é.: 1,005

B. Bayamo-46 talaj, A₁-szint

63,4	0,816	100	51,73	—	—	—
61,2	0,833	97,96	49,94	2,04	1,79	1,140
52,4	0,912	89,47	42,76	8,49	7,18	1,182
47,2	0,966	84,47	38,52	5,0	4,24	1,179
32,2	1,164	70,10	26,28	14,37	12,24	1,174
20,8	1,378	59,22	16,97	10,88	9,31	1,168
18,1	1,441	56,63	14,77	2,59	2,20	1,177
17,4	1,458	55,97	14,20	0,66	0,57	1,158

k. é.: 1,168

* $N_0 \cdot d_0 \dots N_{zs} \cdot d_{0,zs}$: légszárak; k. é.: középérték



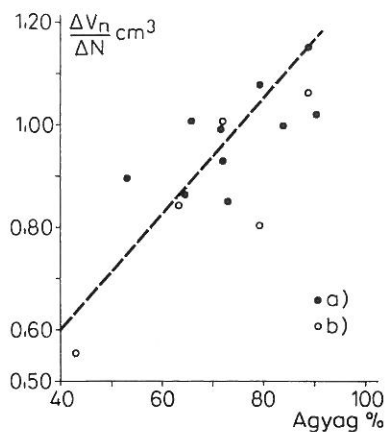
3. ábra

A talaj zsugorodásának folyamata HAINES szerint (A) és Bayamo nehéz agyagtalajjal végzett méréseink alapján (B). a) pórustérfogat; b) szilárd fázis térfogata

5. táblázat

 $\Delta V_n/\Delta N$ középértékei és szórásuk

(1) Talaj	(2) Szint	(3) Agyag	(4) Humusz	$\frac{\Delta V_n}{\Delta N}$	(5) n	(6) CV, %
		%				
Matanzas-2	A ₁	78,7	4,24	1,005	4	7,23
	B ₂	75,6	0,48	0,969	4	7,53
	(R)C	68,3	0,40	0,933	4	6,35
Bayamo-48	A ₁	53,2	2,70	0,901	7	3,96
	A ₃	66,6	1,60	1,015	8	2,47
	C	42,8	0,30	0,555	7	1,92
Bayamo-40	A ₁	64,5	3,01	0,870	8	1,74
	A ₃	72,7	1,36	0,937	7	1,55
	C	63,7	0,46	0,850	8	0,76
Bayamo-46	A ₁	90,2	3,30	1,168	7	1,34
	A ₃	90,9	1,66	1,031	7	3,92
	C	89,5	0,52	1,075	7	0,97
Alto Cedro-36	A ₁	71,8	2,58	1,001	7	6,15
	B	73,5	1,14	0,856	8	3,37
	C	80,5	0,05	0,812	7	2,05
Yaguajay-44	A ₁	80,0	3,10	1,088	9	3,06
	B ₁	84,4	0,98	1,007	9	2,18
	C ₂	72,7	0,46	1,015	9	4,65



4. ábra

Trópusi fekete és trópusi glejtalajok térfogatának 1 cm^3 vízvesztésre eső változása zsugorodáskor, agyagtartalmuk függvényében. a) az A-szintből és b) a B- és C-szintből vett talajminták

Az egyenlet lineáris regressziós formája:

$$\frac{d_0}{d_{zs}} = a' + b' \cdot d_0, \quad (3)$$

amelyben

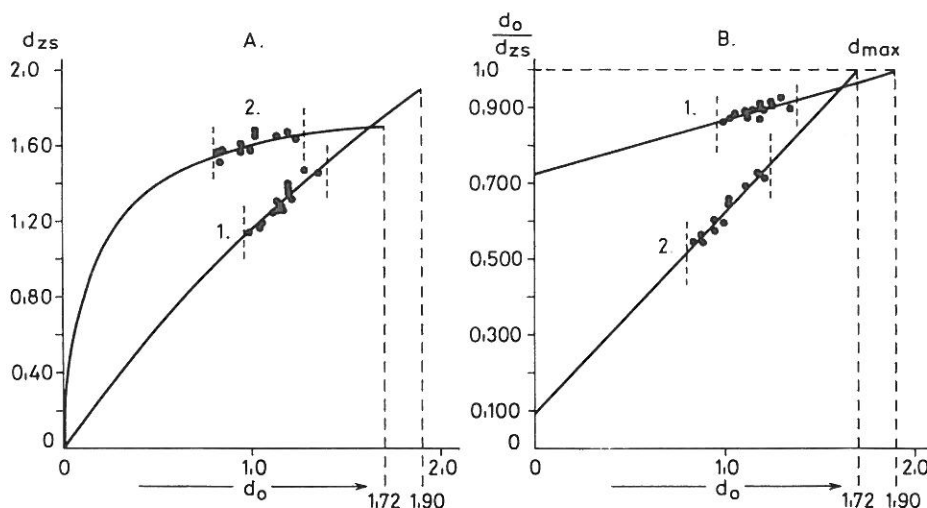
d_0/d_{zs} = a légszáraz talajminta a megduzzadt talajminta térfogatának %-ában, 1 cm³-re vonatkoztatva;

a', b' = az egyenlet állandói.

Ezt az összefüggést Matanzas, illetve Bayamo és Yaguajay talajokra az 5/A. és 5/B. ábrán tüntettem fel.

d_0/d_{zs} legnagyobb értéke 1. Ekkor $d_0 = d_{zs}$. A talaj térfogattömegének ezt a legnagyobb értékét d_{max} -szal jelöljük.

A d_{max} az összetett szerkezetű talajok legkisebb építőköveinek, az elsődleges aggregátumoknak (ea) fontos jellemzője. Közvetlen meghatározására ma még nincsen



5. ábra

A megduzzadt talajminta térfogattömegének (d_0) összefüggése a légszáraz talajminta térfogattömegével (d_{zs}) (A) és relatív térfogatával (d_0/d_{zs}) (B). 1. Matanzas talaj; 2. Bayamo és Yaguajay talajok

eljárás. Kaolinitos talajokban $d_{max} = 2,0—1,9$, montmorillonitos talajokban pedig — szemcseösszetételüktől függően — 1,95 és 1,65 között változik.

A (3) egyenlet a' és b' állandójának számértékeit és d_{max} alakulását a talajok szemcseösszetételétől függően a 6. és 7. táblázatban foglaltam össze. A két változó közötti összefüggés meglehetősen szoros: a korrelációs koefficiens, az r értéke minden esetben $> 0,8$.

6. táblázat

A $\frac{d_0}{d_{zs}} = a' + b' \cdot d_0$ egyenlet állandói különböző szemcseösszetételű talajokra: 2. fizikai osztály

(1) Talaj- féleiség	(2) Agyag, %	(3) Genetikai nagy csoport*	(4) n	(5) Az egyenlet állandóinak számértéke		d_{max}
				a'	b'	
a) Vályog	25–40	I	5	0,750	0,125	2,0
		II	7	0,700	0,150	2,0
b) Agyag	40–55	I	8	0,790	0,105	2,02
		II	13	0,700	0,150	2,0
	55–75	I	15	0,770	0,115	1,98
		II	24	0,670	0,175	1,90
	75 <	II	51	0,730	0,140	1,90

* lásd: KLIMES-SZMIK [5]

7. táblázat

A $\frac{d_0}{d_{zs}} = a' + b' \cdot d_0$ egyenlet állandói különböző szemcseösszetételű talajokra: 3. fizikai osztály

(1) Talaj- féleiség	(2) Agyag, %	(3) n	(4) Az egyenlet állandóinak számértéke		d_{max}
			a'	b'	
A. 3/a fizikai alosztály					
a) Vályog	15–25	20	0,740	0,140	1,95
	25–40	48	0,590	0,215	1,86
b) Agyag	40–55	43	0,210	0,440	1,80
	55–75	40	0,170	0,480	1,72
	75 <	32	0,090	0,530	1,72
B. 3/b fizikai alosztály					
Vályog	15–25	16	0,700	0,165	1,82
	25–40	12	0,430	0,320	1,78
Agyag	40–55	8	0,310	0,405	1,72
	55–75	8	0,160	0,505	1,68
	75 <	6	0,055	0,575	1,65

A talaj zsugorodóképessége

A talaj — légszáraz állapotban mért — legnagyobb zsugorodását zsugorodóképességnek nevezzük. Jele: Z_s .

Képlete:

$$Z_s = \left(1 - \frac{d_0}{d_{zs}}\right) \cdot 100 \text{ térf. \%} \quad (4)$$

A (4) egyenlet azt bizonyítja, hogy a talajok zsugorodóképessége is a megduzzadt talaj térfogattömegétől függően változik: az utóbbinak emelkedésével csökken.

A kubai talajokat zsugorodóképességük alapján osztályoztuk (8. táblázat).

8. táblázat
A trópusi talajok zsugorodóképessége

(1) Fizikai osztály	(2) Agyag, %	(3) A talaj zsugorodó- képessége	(4) Zsugorodási térfogat, %
1. és 2.	5—15	a) nagyon kicsi	<5
	15—40	b) kicsi	3— 8
	40 <	c) mérsékelt	5—15
3.	15—40	c) mérsékelt	5—15
	40—55	d) közepes	15—30
	55 <	e) nagy	25—(50)

A zsugorodó talaj pórusviszonyai

A talajok zsugorodása következtében száradásuk folyamán a talajtömeg kontinuitása egyes helyeken megszakad; kezdetben hajszálrepedések, majd repedések hálózata jön létre. Ennek következtében a talaj pórustere (P) két részre, a repedésekre (R) és a maradék pórustérre (P_m) oszlik. Vagyis $P = R + P_m$.

Miután $P_0 = 1 - \frac{d_0}{s}$ és légszárazon

$$R = 1 - \frac{d_0}{d_{zs}},$$

$$P_m = \left(1 - \frac{d_0}{s}\right) - \left(1 - \frac{d_0}{d_{zs}}\right), \text{ illetve}$$

$$P_m = \left(\frac{d_0}{d_{zs}} - \frac{d_0}{s}\right) \cdot 100 \text{ térf.-%} \quad (5)$$

s = a talaj fajsúlya.

A maradék porozitás egyik tényezője a talajok konzisztencia-állapotainak. A Matanzas talajban P_m még légszáraz állapotban is 50%, a talaj még ekkor is laza konzisztenciájú. Ezzel szemben a Bayamo talaj a minimális vízkapacitás kb. 80%-ának megfelelő nedvességi állapotban már kemény.

A talaj vízgazdálkodásában betöltött szerepük alapján a pórustér póruscsoportokra oszlik: a gravitációs (P_g), gravitációs-kapillaris (P_{gkap}), kapillaris (P_{kap}) és a növények részére nem felvehető vizet tartalmazó (P_{HV}) pórusok csoportjára [4].

A talajok porozitászviszonyainak jellemzőit ezzel a pórusterbeosztással kibővítve egy közepes mértékben zsugorodó agyagtalaj A_3 -szintjére vonatkozó adatokkal szemléltetjük a talajokban végbemenő porozitászváltozásokat száradásuk folyamán (9. táblázat).

Ennek a talajnak az összporozitása a minimális vízkapacitás ($V_{k_{min}}$) nedvességi állapotában 55,4%. Ekkor, megduzzadt állapotában, alig van gravitációs porozitása és

9. táblázat

Bayamo-48 agyagtalaj (A_3 -szint) porozitászviszonyai száradás folyamán

(1) Természetes nedvességtartalom, súly-%	(2) n	(3) d	(4) P		(5) Póruscsoportok			
			R	P_m	P_g	P_{g-kap}	P_{kap}	P_{HH}
			(6) térfogat-%					
34,1	6	1,16	55,4		0,4	7,0	22,8	25,2
32,8	5	1,20	3,3	50,5	—	5,3	21,9	26,1
25,5	5	1,36	14,7	33,0	—	—	3,5	29,5
19,8	4	1,38	15,9	31,0	—	—	1,0	30,0

gravitációs-kapillaris porozitása is kicsi. Nedvességtartalmának csökkenésével egyre jobban repedezik, és maradék porozitása ennek arányában csökken. Ennek következtében P_g , majd $P_{g_{kap}}$ is eltűnik, valamint P_{kap} -nak egyre nagyobb része alakul át repedésekké. Eközben a talaj nedvességének egyre nagyobb részét képezi a növények részére nem felvehető víz (HV). A száradás folyamán tehát a közepesen vagy ennél nagyobb mértékben zsugorodó talajokban szélsőséges pórusviszonyok alakulnak ki.

A talajok repedezésének a növények fejlődésére gyakorolt hatása.

A termesztett növényeknek a talaj fizikai sajátágaival szemben támasztott alapvető igénye folyamatos ellátásuk vízzel és levegővel a vegetációs időszakban. E tekintetben a legfőbb negatív tényező a trópusi talajoknál a repedés. Ha a növény gyökérszónájában a talaj tömegét száradása folyamán repedések hálózata tömbökre tagolja, a növény víz- és levegőellátása szempontjából szélsőséges viszonyok jönnek létre: túlzott levegőzés és kevés vízutánpótlás.

A talaj agyagásványainak minőségétől függően a repedések hálózata a talaj kiszáradását különböző mértékben gyorsítja, beázáskor pedig a csapadék egy része a repedéseken keresztül jut a talaj mélyebb rétegeibe, és a gyökérszóna növények részére felvehető (DV) vízkészletét — főként az erősen zsugorodó montmorillonit-talajokban (3/b) — alig gyarapítja.

A talajnak tehát növényélettani szempontból fontos mutatói: 1. az a nedvességi állapota — N_r — (a (2) egyenlet szerint számítva), amelyben repedezni kezd; 2. N_r viszonya a talaj holtvíztartalmához (HV) és vízkapacitásához ($V_{k_{min}}$); 3. a talaj repedezésének típusa (10. táblázat).

A talaj repedezésének — CURINI GALETTI [2] módszerével végzett méréseink alapján — négy típusát különböztettük meg:

- a) finom repedések sűrű hálózatát,
- b) közepes átmérőjű repedések ritka hálózatát,
- c) közepes átmérőjű repedések sűrűbb hálózatát,
- d) széles repedések ritka hálózatát.

10. táblázat

A trópusi talajok repedezése és vízgazdálkodási mutatói közötti összefüggés

(1) Fizikai osztály	(2) Talajféleség	(3) A talaj nedvesség- tartalma a repedés kezdetén (N_r)	(4) A repedés típusa	
			savanyú	meszes
			talajokon	
2.	A) Vályog, agyagok	$N_r < HV$	a	—
3/a	A) Vályog, agyagok	$N_r = HV$ $HV < N_r < V_{k_{min}}$	b	b
			d	
3/b	B) Vályog, vályogos agyag	$HV < N_r < V_{k_{min}}$ $N_r \geq V_{k_{min}}$	c	c
	C) Agyag, nehéz agyag		d	

A 2. fizikai osztály kaolinittartalmú talajainak kismértékű repedezése a növények fejlődésének nem gátló, illetve korlátozó tényezője, és ugyanez érvényes a 3/a fizikai alosztály montmorillonit — illit vályogtalajaira is.

Az ide tartozó agyagtalajok és a 3/b fizikai alosztály főként montmorillonitot tartalmazó vályog- és vályogos agyagtalajai már abban a nedvességi állapotban kezdenek repedezni, amely a növény számára nehezebben felvehető víz felső határa. A száraz évszakban kialakuló repedések hálózata a növények fejlődését kedvezőtlenül befolyásolja.

Még hamarabb alakulnak ki a növény vízellátása és levegőzése szempontjából szélsőséges viszonyok a 3/b fizikai alosztály agyag- és nehéz agyagtalajaiiban. Ezek már a $V_{k_{min}}$ körüli nedvességi állapotban kezdenek zsugorodni, illetve repedezni.

A talaj repedezésének a növény fejlődésére gyakorolt befolyása tehát a repedés típusától függően különböző mértékben érvényesül. Az utóbbinak emelkedő sorrendje: $b < c < d$.

A meszes, montmorillonittartalmú talajokra — vizsgálataink eredményei alapján — a viszonylag kevésbé kedvezőtlen „b”, illetve „c” típusú repedés jellemző: lassabban száradnak a velük azonos szemcseösszetételű savanyú talajoknál. BENNETT-nek [1] a talajok száradására vonatkozó szabadföldi megfigyelései ezt a megállapítást alátámasztják. A mérsékelt savanyú talajok gipszezése egyrészt konzisztenciájukat javíthatja, másrészt repedésüket is kedvezően befolyásolhatja.

Összefoglalás

A talaj zsugorodása a természetben mint felszíni jelenség a talaj cserepedésében, nagyobb mélységekre hatóan pedig a talaj repedezésében nyilvánul meg. Az utóbbinak a trópusokon különösen nagy jelentősége van, mert gyakoriak és nagy területeket foglalnak el a duzzadó agyagásványokat tartalmazó talajok.

A talajok nedvességi állapotuktól függő térfogatváltozásaira vonatkozó törvényszerűségeket a kísérleti talajok genetikai szintjeiből számos ismétléssel vett, bolygatatlan szerkezetű, 10 cm magas talajoszlopokkal a zsugorodás folyamán vizsgáltuk. Az eredmények matematikai feldolgozását a párhuzamos mérések eredményeinek középértékével végeztük.

Különböző szemcseösszetételű és különböző agyagásványokat tartalmazó, légszáraz és 2 mm-es szitán átszitált talajmintákkal repedezésük típusát is meghatároztuk.

Főbb megállapításaink a következők:

1. A montmorillonit-talajok már a minimális vízkapacitás körüli nedvességi állapotban kezdenek zsugorodni, a kaolinit-talajok pedig ennél jóval kisebb nedvességtartalomnál. Minden talaj légszáraz állapotban éri el legnagyobb zsugorodását.

2. Zsugorodás folyamán a talaj térfogata a nedvességtartalom függvényében lineárisan változik. Ebből az következik, hogy kísérleti körülményeink között a természetes szerkezetű montmorillonit-agyagtalajok HAINES-féle ún. maradék zsugorodását nem észleltük.

3. A légszáraz talaj relatív térfogata (d_0/d_{zs}) és a megduzzadt talaj térfogattömege (d_0) közötti összefüggés szintén lineáris. d_0/d_{zs} legnagyobb értéke 1. Ekkor $d_0 = d_{zs} \cdot d_0$ -nak ezt a legnagyobb értékét d_{max} -szal jelöljük: az összetett szerkezetű talajok elsődleges aggregátumainak (ea) a térfogattömege. Közvetlenül meghatározására ma még nincsen eljárás.

4. A talajok repedezése a növények folyamatos vízellátásának negatív tényezője. Ezért a trópusi talajoknak növényélettani szempontjából fontos mutatói: 1. az a nedvességi állapotuk, amikor repedezni kezdenek (N_r); 2. N_r viszonya a talajok holtvíztartalmához (HV) és minimális vízkapacitásához (Vk_{min}); 3. a talajok repedezésének típusa.

E mutatók egymáshoz való viszonya alapján a trópusi talajok — a bennük domináló agyagásványok típusától és szemcseösszetételüktől függően — három csoportra oszlanak aszerint, hogy repedezésük a) nem korlátozó, b) kiszáradásuk mértékétől függően korlátozó és c) erősen gátló tényezője a növényfejlődésnek.

A talajok repedezésének, mint negatív tényezőnek, érvényesülését a repedezés típusa módosítja. A trópusi talajokra a repedések szélessége és hálózatuk sűrűsége alapján négy típust különböztettünk meg. A trópusi meszes talajok a növények fejlődését a viszonylag kevésbé korlátozó, illetve gátló típus szerint repedeznek.

Irodalom

- [1] BENNETT, H. H. & ALLISON, R. V.: Los suelos de Cuba. Com. Nac. Cubana de la UNESCO. La Habana. 1962.
- [2] CURINI GALETTI, A.: Primo contributo allo studio della fisica delle terre con particolare riguardo alle terre emiliane. Ann. d. Sper. Agr. Modena. Nuova Serie. Vol. III. 357—369. 1934.
- [3] HAINES, W. B.: The volume changes associated with variations of water content in soil. J. Agr. Sci. 13. 296—310. 1923.
- [4] KLIMES-SZMIK A.: Kuba talajainak fizikai sajátosságai. (Akadémiai doktori értekezés) Budapest. 1979.
- [5] KLIMES-SZMIK A.: Talajosztályozás és -terképezés Kubában. Agrokémia és Talajtan. 31. 426—436. 1982.
- [6] KLIMES-SZMIK A.: A trópusi talajok egyes fizikai sajátosságai kubai vizsgálatok alapján. I. A talajok fizikai osztályozása. Agrokémia és Talajtan. 32. 129—138. 1983.
- [7] SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P.: Lehrbuch der Bodenkunde. F. Enke Verlag. Stuttgart. 1970.
- [8] SCHUHMACHER, W.: Die Physik des Bodens in ihrer theoretischen und praktischen Beziehung zur Landwirtschaft. Berlin. 1864.

Érkezett: 1983. február 1.

Characterization of Some Physical Properties of Tropical Soils Based on Studies Carried out in Cuba

II. Swelling and Shrinkage of Soils

A. KLIMES-SZMIK

Research Institute for Soil Science and Agricultural Chemistry of the Hungarian Academy of Sciences, Budapest

Summary

In nature the shrinkage of soils may be manifested as a superficial phenomenon, i.e. the cracking of the crust on the soil surface, or it may penetrate to greater depth, when fissures are formed in the soil. The latter manifestation is particularly important in the tropics, where soils containing high amounts of clay minerals with a pronounced swelling capacity are quite common and cover large areas.

The rules governing the changes in soil volume depending on the moisture content were investigated by observing the shrinking process in numerous parallel samples — 10 cm high undisturbed soil columns — taken from the genetic horizons of the studied soils. The mean values of parallel measurements were used for the mathematical evaluation of the obtained data.

The various types of shrinkage were also determined in air dry soil samples passed through a sieve with 2 mm mesh. The samples were of different textures and contained various clay minerals.

On the basis of the experimental results the following conclusions have been drawn:

1. Shrinkage sets in in montmorillonitic soils when their moisture content is at about the minimum moisture capacity, while in kaolinitic soils it occurs at a much lower moisture content. The greatest shrinkage occurs in all soils when they are in the air-dry state.

2. There is a linear correlation between the volume of the soil and the moisture content. Consequently, under the given experimental conditions the phenomenon called shrinkage according to Haines, or residual shrinkage, could not be observed in montmorillonitic soils of undisturbed structure.

3. The relationship between the relative volume of air-dry soil (d_0/d_{zs}) and the bulk density of swelled soil (d_0) is also linear. The highest value of d_0/d_{zs} is one. Then $d_0 = d_{zs}$. The highest value of d_0 is marked „ d_{max} ”, and this is the bulk density of the primary aggregates (ea) of soils with a composite structure. So far no method has been developed to measure it directly.

4. The cracking of soils represents a negative factor in the continuous moisture supply of plants. Thus from the point of view of plant physiology the important indices of tropical soils are the following: 1) the moisture content at which cracking sets in (N_r); 2) the relationship of N_r to the unavailable moisture content (HV) and minimum moisture capacity (Vk_{min}) of soils; 3) the type of cracking.

On the basis of the relationship of these indices, tropical soils, depending on the type of their dominant clay mineral and on their texture, may be divided into 3 groups depending on whether cracking (a) does not limit plant growth; (b) may limit plant growth depending on the moisture status of the soil; (c) severely limits plant growth.

The effect of the cracking of soils — as a negative factor — is determined by the type of cracking. Depending on the width of cracks (or fissures) and the density of their network, four types have been distinguished in tropical soils. The cracking of calcareous tropical soils belongs to the type that exerts a relatively low limiting influence on plant growth.

Table 1. Soils studied in detail. (1) Physical class. (2) Dominant clay mineral: a) kaolinite; b) montmorillonite and some illite. (3) Soil profile *(see KLIMES-SZMIK [5]). (4) Texture: c) heavy clay; d) clay.

Table 2. Numerical values of the constants of equation $1/d_n = a + b \cdot N$. (1) Soil. (2) Horizon. (3) Numerical values of the constants of the equation. (4) Number of data evaluated. (5) Correlation coefficient. d_n = bulk density (g/cm^3) of the soil that changes from d_0 to d_{zs} , depending on the moisture content of the soil.

Table 3. Numerical values of the constants of equation $d_0/d_n = a + b \cdot N$. (1) Soil. (2) Horizon. (3) Bulk density of the swelled soil, g/cm^3 . (4) Numerical values of the constants of the equation. (5) Number of data evaluated. (6) Correlation coefficient.

Table 4. Change in the volumes of soil samples (V_n) corresponding to a moisture loss of 1 cm^3 in the course of desiccation. (1) Moisture content of the soil, weight percent. (2) Bulk density of the soil (g/cm^3) that changes from d_0 to d_{zs} . (3) Moisture content of the soil, volume %. A. Matanzas-2 soil, A_1 horizon. B. Bayamo-46 soil, A_1 horizon. zs: air-dry; k.é.: mean value.

Table 5. The mean values of $\Delta V_n/\Delta N$ and their standard deviations. (1) Soil. (2) Horizon. (3) Clay, %. (4) Humus, %. (5) Number of data evaluated. (6) Standard deviation of the data, %.

Table 6. The constants of equation $d_0/d_{zs} = a' + b' \cdot d_0$ for soils of various textures: 2nd physical class. (1) Texture: a) Loam; b) Clay. (2) Clay, %. (3) Genetic large group *(see KLIMES-SZMIK [5]). (4) Number of data evaluated. (5) Numerical values of the constants of the equation.

Table 7. The constants of equation $d_0/d_{zs} = a' + b' \cdot d_0$ for soils of various texture: 3rd physical class. (1) Texture: a) Loam; b) Clay. (2) Clay, %. (3) Number of data evaluated. (4) Numerical values of the constants of the equation. A. Physical subclass 3/a. B. Physical subclass 3/b.

Table 8. Shrinkage capacity of tropical soils. (1) Physical class. (2) Clay, %. (3) Shrinkage capacity of the soil: a) very low; b) low; c) moderate; d) somewhat higher than moderate; e) high. (4) Volume of shrinkage, %.

Table 9. Porosity conditions in the A_3 horizon of a clayey soil (Bayamo-48) in the course of desiccation. (1) Natural moisture content, weight percent. (2) Number of data evaluated. (3) Bulk density of the soil, g/cm^3 . (4) P : total porosity of the soil; R : cracks, fissures, P_m : residual porosity.

(5) Pore groups; P_g : gravitational pores; P_{g-kap} : gravitational-capillary pores; P_{kap} : capillary pores; P_{HV} : pores containing moisture unavailable for plants. (6) volume percent.

Table 10. Correlation between the shrinkage of tropical soils and the indices of their moisture regime. (1) Physical class. (2) Texture. A. Loam, clays. B. Loam, loamy clay. C. Clay, heavy clay. (3) Moisture content of the soil when shrinkage sets in (N_r). HV: unavailable moisture; V_k: minimum moisture capacity. (4) Types of cracking on acidic and calcareous soils.

Fig. 1. Linkage possibilities of the lamellar crystals of clay minerals in the course of coagulation (according to SCHACHTSCHABEL [7]). a) in peptized state; b) lamina to lamina; c) lamina to edge; d) edge to edge. The dotted part is the hydrate coat of the lamellar clay mineral particle.

Fig. 2. Correlation between the bulk densities (d_n) and the moisture contents ($N\%$) of samples taken from two Cuban soils (Matanzas-2 and Bayamo-46). a) minimum moisture capacity and capillary capacity.

Fig. 3. The shrinking process of the soil according to Haines (A) and on the basis of our measurements in a heavy clay soil (Bayamo) (B). a) pore volume; b) volume of the solid phase. Horizontal axis: moisture content, cm^3 . Vertical axis: total volume, cm^3 .

Fig. 4. Change in the volumes of tropical black and tropical gley soils corresponding to a loss moisture of $1 cm^3$ in the course of desiccation, as a function of the soils' clay content. a) samples taken from the A horizon; b) samples taken from the B and C horizons. Horizontal axis: clay %.

Fig. 5. Correlation between the bulk density of swelled soil sample (d_0) and that of air-dry soil sample (d_{zs}) (A), as well as between d_0 and the relative volume of air-dry soil sample (d_0/d_{zs}) (B). 1. Matanzas soil; 2. Bayamo and Yaguajay soils.

Algunas propiedades físicas de los suelos tropicales a base de investigaciones realizadas en Cuba

II. Hinchamiento y encogimiento de los suelos

A. KLIMES-SZMIK

Instituto de Investigación de Pedología y Química Agrícola de la Academia de Ciencias Hungara, Budapest

Resumen

El encogimiento del suelo se manifiesta en la naturaleza como fenómeno superficial en la formación de una capa delgada endurecida y resquebrajada. Penetrando hasta mayores profundidades en la masa del suelo se llama agrietamiento. La formación de grietas tiene gran importancia sobre todo en los trópicos donde son frecuentes y ocupan grandes territorios los suelos que contienen minerales arcillosos que se hinchan en grado considerable.

Las regularidades referentes a los cambios de volumen en función del contenido de humedad del suelo, las estudiamos en el proceso del encogimiento de los mismos. Con este fin tomamos de los horizontes genéticos de los suelos investigados muestras no disturbadas (columnas de 10 cm de altura) con numerosas repeticiones. La evaluación matemática de los resultados obtenidos mediante las mediciones repetidas se hizo con el promedio de las mismas.

También determinamos el tipo de agrietamiento con muestras de suelo seco al aire y tamizado por el tamiz con aberturas de 2 mm de diámetro. Este trabajo se realizó con un grupo seleccionado de suelos de variada textura y con diferentes tipos de los minerales arcillosos.

Llegamos a las siguientes conclusiones:

1. Los suelos montmorilloníticos comienzan a encogerse saturados hasta su capacidad mínima al agua y los suelos caoliniticos con mucho menos contenido de humedad. Todos los suelos llegan al máximo encogimiento en el estado seco al aire.

2. La relación entre el volumen del suelo y su contenido de humedad la expresa una función lineal. Por consiguiente en nuestras condiciones de ensayo no se pudo averiguar el fenómeno llamado encogimiento residual de Haines de los suelos montmorilloníticos con estructura natural.

3. La relación entre el volumen relativo del suelo seco al aire (d_0/d_{zs}) y la densidad aparente del suelo hinchado (d_0) es también lineal. El máximo valor de d_0/d_{zs} equivale a 1. Entonces $d_0 = d_{zs}$. Este máximo valor del d_0 nosotros marcamos con d_{max} que es la densidad aparente de los agregados primarios de los suelos estructurados. Para la determinación de este índice todavía no existe ningún método.

4. El agrietamiento de los suelos es un factor negativo del suministro continuo de agua para las plantas. Por eso desde el punto de vista de la fisiología de los vegetales son importantes índices de los suelos tropicales los siguientes: 1) el contenido de humedad cuando empieza la formación de grietas (N_r), 2) la relación del N_r con el contenido de humedad no disponible para las plantas (HV) y capacidad mínima al agua (Vk_{min}), 3) el tipo del agrietamiento de los suelos.

A base de la relación mutua de estos índices los suelos tropicales, dependiendo del tipo de los minerales arcillosos que predominan y de su textura, se dividen en tres grupos a medida que el agrietamiento a) no limita, b) limita según el grado de desecación, c) limita en alto grado el desarrollo de las plantas.

El efecto del agrietamiento como factor negativo lo modifica el tipo del mismo. A base del ancho de las grietas y la densidad de la red de las mismas distinguimos cuatro tipos. El agrietamiento de los suelos tropicales calcareos pertenece al tipo que limita lo menos el desarrollo de las plantas.

Tabla 1. Los suelos detalladamente investigados. (1) Clase física. (2) Mineral arcilloso que predomina: a) caolinita, b) montmorillonita y poca cantidad de illita. (3) Perfil de suelo * (vease en KLIMES-SZMIK [5]). (4) Textura: c) arcilla pesada, d) arcilla.

Tabla 2. Valor numerico de las constantes de la ecuación $1/d_n = a + b \cdot N$. (1) Suelo. (2) Horizonte. (3) Valor numerico de las constantes de la ecuación. (4) Numero de datos evaluados. (5) Coeficiente de correlación. d_n = la densidad aparente del suelo que varia, dependiendo del contenido de humedad entre los límites d_0 y d_{zs} , $g \cdot cm^{-3}$.

Tabla 3. Valor numerico de las constantes de la ecuación $d_0/d_n = a + b \cdot N$. (1) Suelo. (2) Horizonte. (3) Densidad aparente del suelo hinchado, $g \cdot cm^{-3}$. (4) Valor numerico de las constantes de la ecuación. (5) Numero de datos evaluados. (6) Coeficiente de correlación.

Tabla 4. Cambio del volumen de las muestras de suelo que corresponde a $1 cm^3$ de perdida de agua al secarse. (1) Contenido de humedad del suelo, % de volumen. (2) La densidad aparente del suelo que varia, dependiendo del contenido de humedad entre los límites d_0 y d_{zs} , $g \cdot cm^{-3}$. A. Suelo Matanzas - 2, Horizonte A₁. B. Suelo Bayamo - 46, Horizonte A₁. zs = seco al aire; k.é. = promedio.

Tabla 5. Los promedios del cociente $\Delta V_n/\Delta N$ y la dispersión relativa de los mismos. (1) Suelo. (2) Horizonte. (3) Arcilla, %. (4) Humus, %. (5) Numero de datos evaluados. (6) Dispersión relativa, %.

Tabla 6. Las constantes de la ecuación $d_0/d_{zs} = a' + b' \cdot d_0$ para los suelos de variada textura: 2. clase física. (1) Textura: a) Loam, b) Arcilla. (2) Arcilla, %. (3) Grande grupo genético * (vease en KLIMES-SZMIK [5]). (4) Numero de datos evaluados. (5) Valor numerico de las constantes de la ecuación.

Tabla 7. Las constantes de la ecuación $d_0/d_{zs} = a' + b' \cdot d_0$ para los suelos de variada textura: 3. clase física. (1) Textura: a) Loam, b) Arcilla. (2) Arcilla, %. (3) Numero de datos evaluados. (4) Valor numerico de las constantes de la ecuación. A. Subclase física 3/a. B. Subclase física 3/b.

Tabla 8. El poder de encogimiento de los suelos tropicales. (1) Clase física. (2) Arcilla, %. (3) Poder de encogimiento del suelo: a) muy pequeño, b) pequeño, c) moderado, d) mediano, e) grande. (4) Volumen de encogimiento, %.

Tabla 9. Las condiciones del espacio poroso en el horizonte A_3 del suelo arcilloso Bayamo-48 en el curso de la desecación. (1) Humedad natural, % de peso. (2) Numero de muestras evaluadas. (3) Densidad aparente del suelo, $g \cdot cm^{-3}$. (4) P : porosidad total del suelo; R : grietas, P_m : porosidad residual. (5) Grupos de poros; P_g : poros gravitacionales, P_{g-kap} : poros grav.-capilares, P_{kap} : poros capilares, P_{HV} : poros que contienen el agua no disponible para las plantas, (6) % de volumen.

Tabla 10. Relación del agrietamiento con algunos índices del regimen de agua de los suelos tropicales. (1) Clase física. (2) Textura. A. Loam, arcillas. B. Loam, arcilla limosa. C. Arcilla, arcilla pesada. (3) Contenido de humedad del suelo al inicio del agrietamiento (N_r). HV — el agua no disponible para las plantas, Vk_{min} — capacidad minima al agua. (4) Tipo del agrietamiento en suelos ácidos y en suelos calcáreos.

Fig. 1. Las posibilidades de la unión de los cristales laminares de los minerales arcillosos en el proceso de coagulación segun SCHACHTSCHABEL [7]. a) peptizado; b) lámina con lámina; c) lámina con canto; d) canto con canto. La parte puntuada indica la hidratación de las particulas de los minerales arcillosos.

Fig. 2. Relación de la densidad aparente (d_n) de las muestras de suelo con el contenido de humedad (N , %) de las mismas en los horizontes genéticos de dos suelos cubanos (Matanzas-2 y Bayamo-46). a) Vk_{min} : capacidad minima al agua y Vk_{kap} : capacidad capilar.

Fig. 3. El proceso de encogimiento del suelo segun Haines (A) y a base de nuestras mediciones realizadas con la arcilla pesada Bayamo (B). a) volumen de poros; b) volumen de la fase sólida. En el eje vertical: volumen total, cm^3 . En el eje horizontal: contenido de humedad, cm^3 .

Fig. 4. Cambio del volumen de suelos negros y gleyes tropicales que corresponde a $1 cm^3$ de pérdida de agua en el curso del encogimiento, en función del contenido de arcilla de los mismos. a) muestras de suelo tomadas del horizonte A; b) muestras de suelo tomadas de los horizontes B y C. En el eje horizontal: arcilla, %.

Fig. 5. Relación de la densidad aparente de la muestra de suelo hinchado (d_0) con la de la muestra de suelo seco al aire (d_{zs}) (A) y con el volumen relativo de la misma (d_0/d_{zs}) (B). 1. Suelo Matanzas; 2. Suelos Bayamo y Yaguajay.

Некоторые физические свойства тропических почв на основе результатов исследований проведенных на Кубе

II. Набухаемость и усадка почв

А. КЛИМЕШ-СМИК

Научно-исследовательский институт почвоведения и агрохимии Венгерской Академии Наук, Будапешт

Резюме

Усадка почв в природе, как поверхностное явление, проявляется в образовании корки, а влияя на глубину — в образовании трещин. Последнее для кубинских почв, особенно в почвах, содержащих набухающие глинистые минералы, имеет особое значение, поскольку наблюдается весьма часто, а почвы, содержащие набухающие глинистые минералы занимают довольно значительные территории.

В опытах с почвенными колонками высотой 10 см, в образцах почвы с ненарушенной структурой, взятых по генетическим горизонтам в нескольких повторностях, в процессе усадки почвы установили закономерности, относящиеся к изменению объема, зависящего от влажности почв. Математическую обработку полученных результатов провели со средними величинами параллельных измерений.

Используя почвенные образцы различного механического состава и с различным содержанием глинистых минералов, просеянных через сито в 2 мм, определили также тип образования трещин.

На основе полученных результатов сделали следующие основные выводы:

1. Усадка монтмориллонитовых почв начинается уже при влажности около минимальной влагоемкости, усадка каолинитовых почв — при более низкой влажности. Максимальная усадка обеих почв наблюдается тогда, когда они находятся в воздушно-сухом состоянии.

2. В процессе усадки почв объем почвы изменяется линейно в функции влажности. Из этого следует, что в условиях опыта в монтмориллонитовых почвах с ненарушенной структурой остаточной усадки *по Хаинес* нет.

3. Установили линейную зависимость между относительной усадкой воздушно-сухой почвы (d_0/d_{zs}) и объемной массой набухшей почвы (d_0). Максимальная величина $d_0/d_{zs} = 1$. Тогда $d_0 = d_{zs}$. Самую большую величину d_0 обозначаем через d_{max} : объемная масса первичных агрегатов (ea) почв сложной структуры. Пока еще нет метода для её прямого определения.

4. Трещины являются отрицательным фактором в бесперебойном обеспечении растений водой. Поэтому весьма важные для тропических почв показатели: 1) состояние влаги в момент начала образования трещин (N_r), 2) отношение N_r к запасу в почве прочносвязанной влаги (NV) и к минимальной влагоемкости (Vk_{min}), 3) тип трещин.

На основании соотношения друг к другу этих показателей, тропические почвы, в зависимости от типа господствующих в них типов глинистых минералов, а также от механического состава подразделяются на три группы, исходя из того, что их трещины а) не препятствуют, б) в зависимости от размеров высыхания, препятствуют или в) сильно препятствуют развитию растений.

Влияние трещин, как отрицательного фактора, модифицируется типом трещин. Тропические почвы по ширине трещин и густоте их сети подразделяются на четыре различных типа. В тропических карбонатных почвах образуются трещины ограничивающие или препятствующие развитию растений.

Табл. 1. Подробно исследованные почвы. (1) Физический класс. (2) Господствующие глинистые минералы: а) каолинит; б) монтмориллонит и немного иллита. (3) Почвенный разрез *смотри Климеш-Смик [5]. Механический состав: с) тяжелая глина; д) глина.

Табл. 2. Числовые выражения постоянных уравнения $1/d_n = a + b \cdot N$ (1) Почва. (2) Горизонт. (3) Числовые выражения постоянных уравнения. (4) Количество оцененных данных. (5) Коэффициент корреляции. d_n : объемная масса, изменяющаяся от d_0 до d_{zs} в зависимости от влажности, в $г \cdot см^{-3}$.

Табл. 3. Числовые выражения постоянных уравнения $d_0/d_n = a + b \cdot N$. (1) Почва. (2) Горизонт. (3) Объемная масса набухшей почвы, $г \cdot см^{-3}$. (4) Числовые выражения постоянных уравнения. (5) Количество оцененных данных. (6) Коэффициент корреляции.

Табл. 4. Изменение объема почвенных образцов (V_n), приходящееся на потерю 1 $см^3$ воды в процессе высыхания. (1) Влажность почвы в весовых процентах. (2) Объемная масса $г \cdot см^{-3}$ изменяющаяся от d_0 до d_{zs} в зависимости от влажности почвы. (3) Влажность почвы в объемных процентах. А. Почва Натанзаш-2, горизонт А₁. В. Почва Байамо-46, горизонт А₁. zs: воздушносухой; к.é.: средние значения.

Табл. 5. Средние значения $\Delta V_n/\Delta N$ и их рассеивание. (1) Почва. (2) Горизонт. (3) Глина, %. (4) Гумус, %. (5) Количество оцененных данных. (6) Рассеивание данных, %.

Табл. 6. Постоянные уравнения $d_0/d_{zs} = a' + b' \cdot d_0$ для почв различного механического состава: 2. физический класс. (1) Механический состав: а) Суглинок, б) Глина. (2) Глина, %. (3) Большая генетическая группа. *смотри Климеш-Смик [5]. (4) Количество оцененных данных. (5) Числовое выражение постоянных уравнения.

Табл. 7. Постоянные уравнения $d_0/d_{zs} = a' + b' \cdot d_0$ для почв различного механического состава: 3. физический класс. (1) Механический состав: а) Суглинок. б) Глина. (2) Глина, %. (3) Количество оцененных данных. (4) Числовое значение постоянных уравнения. А. Физический класс 3/а. В. Физический класс 3/б.

Табл. 8. Усадка тропических почв. (1) Физический класс. (2) Глина, %. (3) Усадка почв: а) весьма небольшая; б) небольшая; в) умеренная; д) средняя; е) большая. (4) Объем усадки, %.

Табл. 9. Порозность глинистой почвы Байамо-48 (горизонт А₃) в процессе высыхания. (1) Естественная влажность, весовые %. (2) Количество оцененных данных. (3) Объемная масса почвы, $г \cdot см^{-3}$. (4) P: общая порозность почвы; R: трещины; P_м: остаточная порозность; (5) Группы пор: P_г: гравитационные поры, P_{г-кап}: гравитационно-капиллярные поры, P_{кап}: капиллярные поры, P_{нв}: поры, занятые недоступной для растения водой. (6) Объем-%.

Табл. 10. Зависимость между трещиноватостью и показателями водно-хозяйственных свойств тропических почв. (1) Физический класс. (2) Механический состав. А. Суглинок, глины. В. Суглинок, тяжелый суглинок. С. Глина, тяжелая глина. (3) Влажность почвы в начале образования трещин (N_t). NV: мёртвый запас воды; Vk_{min} : минимальная влагоёмкость. (4) Тип трещин на кислых и известковых почвах.

Рис. 1. Возможности связи пластинчатых кристаллов глинистых минералов в процессе коагуляции (Шахтшабель [7]). а) в пептизированном состоянии. Соединение б) пластина к пластине; в) пластина к грани и д) грань к грани. Часть с точками означает гидратную оболочку частичек глинистых минералов пластинчатой формы.

пластине; в) пластина к грани и д) грань к грани. Часть с точками означает гидратную оболочку частичек глинистых минералов пластинчатой формы.

Рис. 2. Зависимость между объемной массой почвенных образцов (d_n) и содержанием влаги (N %), в горизонтах двух кубинских почв (Матанзаш-2 и Байамо-46). а) Vk_{min} и $Vk_{кап}$.

Рис. 3. Процесс усадки почвы по Хаинес (А) и на основании измерений, проведенных на образцах тяжелоглинистой почвы из Байамо (В). а) объем пор; б) объем твердой фазы. По вертикальной оси: общий объем, см³. По горизонтальной оси: влажность, см³.

Рис. 4. Изменение объема тропических черных и тропических глеевых почв, приходящееся на потерю 1 см³ воды в процессе усадки в зависимости от содержания глины. а) образцы, взятые из горизонта А; б) образцы, взятые из горизонтов В и С. По горизонтальной оси: глина, %.

Рис. 5. Зависимость между объемной массой набухшей почвы (d_0), объемной массой почвы в воздушносухом состоянии (d_{zs}) (А) и относительным объемом (d_0/d_{zs}) (В). 1. Почва Матанзаш. 2. Почвы Байамо и Ягуаяи.