

A talaj porozitásának közvetlen meghatározását befolyásoló tényezők

KLIMES-SZMIK ANDOR és KULLMANN ANTON

*MTA Talajtani és Agrokémiai Kutató Intézete, Budapest és
NMGTA Földművelési és Növénytermesztési Kutató Intézete,
Müncheberg/Mark, NDK*

A talaj termékenységének egyik legfontosabb fizikai tényezője a talaj szerkezete és porozitása. A talaj pórusterében folytonosan változik a talajoldat és a levegő aránya, ami a természetett növények életfeltételeit döntően befolyásolja. Ha a pórustér csupán levegőt, vagy kizárólag vizet (talajoldatot) tartalmaz, a növény egyaránt pusztulásra van ítélve, amennyiben ez az állapot huzamosabb ideig fennáll. Nagyon fontos tehát e viszonyok ismerete, a talaj pórusterében beállott változások nyomkövetése a tenyészidő folyamán.

A talaj összporozitását (P) az ismert

$$P = \left(1 - \frac{T_s}{F_s}\right) \cdot 100\% \quad (1)$$

képlettel szokás kiszámítani a természetes szerkezetű talaj térfogatsúlyának (T_s) és fajsúlyának (F_s) ismeretében. A talaj nedvességtartalmának figyelembevételével a pórusterben a víz és levegő aránya is kiszámítható.

Az ilyen meghatározások és számítások fontosságának felismerése nyomán még az elmúlt évszázadban felmerült a törekvés a talaj levegővel telt pórusterének (illetve száraz talaj esetében a talaj összporozitásának) közvetlen, gyors meghatározására. A mérés alapelve az iparból került a mezőgazdaságba [4], mivel némely ipari anyagnak is fontos jellemzője a porozitás. Az említett alapelv a következő: zárt kamrába helyezett, ismert térfogatú porózus anyag szilárd fázisának (illetve szilárd és folyékony fázisának együttes) térfogatát levegő közvetítésével mérjük a Boyle-Mariotte-féle egyesített gáztörvény felhasználásával.

Ezen az elven idők folyamán számos mérőműszert szerkesztettek és használnak különböző országokban a mezőgazdasági kutatásoknál. E műszereket volumenométereknek nevezik, a mezőgazdaságban légpiknométer néven ismeretesek. Az idők folyamán kialakított különböző műszerek részletes ismertetését és a mérési alapelv érvényesülését az ismertebb műszereknél részletesen LOEBELL [5] összefoglaló tanulmányában találjuk meg.

A légpiknométereket a Német Demokratikus Köztársaságban és némely nyugat-európai országban kiterjedten használják olyan esetekben, amikor egyidőben nagyszámú talajmintán kell a porozitásmérést elvégezni. Az eljárás gyorsasága ilyenkor kétségtelen előnyt jelent.

Más irányú kutatásokkal kapcsolatban igen nagy számú mérési adat gyűlt össze a münchenbergi Földművelési és Növénytermesztési Kutató Intézet

Agrokémiai Osztályán néhány kísérleti talaj porozitás viszonyaira. A méréseket részben a Kunze-, részben pedig a Polikeit-féle légpiknométerrel végezték.

Ez a hatalmas adattömeg alkalmat adott arra, hogy az említett légpiknométerek pontosságát ellenőrizzük. Rendelkezésre állottak ugyanis a légpiknométerrel meghatározott porozitásértékekhez a hozzájuk tartozó térfogat-súly-, fajsúly- és talajnedvesség adatok is. Ez a mérések eredményének ellenőrzését az (1) képlet alapján tette lehetővé. Csupán a talajok fajsúlyát kellett még utólag valamely apoláros folyadékban (erre a célra xilolt használtunk) is meghatározni, hogy a talaj és víz kölcsönhatása során bekövetkező térfogatváltozást is figyelembe vehessük.

A két légpiknométerrel végzett mérések eredményének egy értékes részét Kindt B. a münchenbergi Kutató Intézet Központi Laboratóriumának vezetője bocsátotta készséggel rendelkezésünkre, ezért neki e helyen hálás köszönetet mondunk.

Az elvégzett értékelés a talaj és levegő, illetve a talaj és víz kölcsönhatásakor fellépő jelenségek tanulmányozásában elért eredmények felhasználásával a közvetlen célkitűzéseinket meghaladó, általános érvényű eredmények megállapítására is alkalmat adtak.

A közös kutatásokat a Magyar Tudományos Akadémia IV. Osztálya és a Német Mezőgazdasági Tudományos Akadémia tették számunkra lehetővé, ezért e helyen hálás köszönetet mondunk.

A légpiknométerrel végzett porozitásmérés alapelve

A mérés alapja a Boyle—Mariotte-féle egyesített gáztörvény:

$$v \cdot p = k,$$

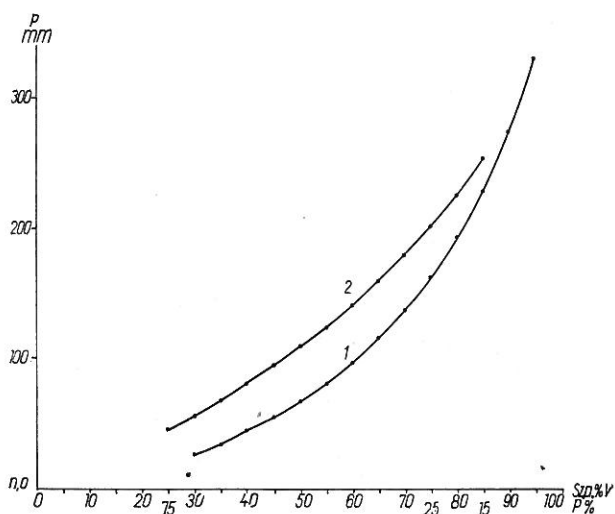
ahol v = a gáz térfogata,
 p = a gáz nyomása,
 k = az egyenlet állandója.

Kis nyomások és állandó hőmérséklet esetén tehát valamely gáz (esetünkben a levegő) nyomásának és térfogatának szorzata állandó. E két tényező egyikének ismeretében a másik kiszámítható. A két változó közti összefüggés hiperbola görbét ad, melynek egyenlete a legegyszerűbb formában:

$$v = \frac{1}{p} k. \quad (2)$$

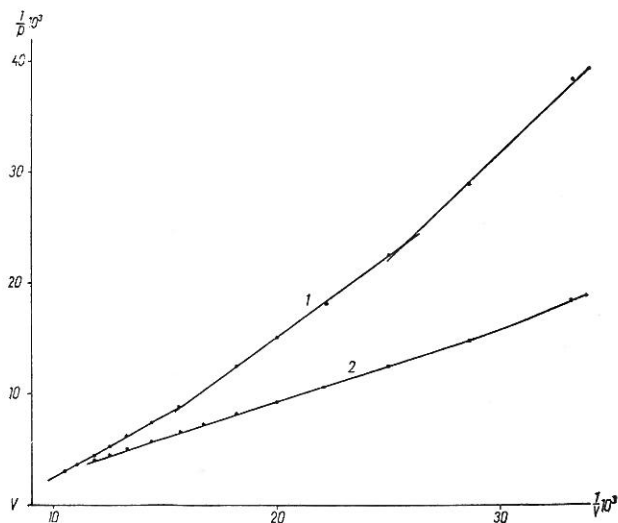
Ez az összefüggés jól érzékelhető, ha a mérőműszer skáláját, amelyen az eredményt leolvassuk, koordináta rendszerben oly módon ábrázoljuk, hogy az ordinátára a skála 0-pontjától az egyes skálarészekig terjedő távolságokat (mm-ben), az abszcisszára pedig a talaj szilárd fázisának (a Kunze-féle légpiknométeren), illetve a levegővel telt pórusternek (a Polikeit-féle légpiknométeren) a térf.%-okban kifejezett értékeit tüntetjük fel. Az egymáshoz tartozó értékek pontjait összekötő vonal hiperbolaszzerű görbe (1. ábra).

A Kunze-féle légpiknométer egykamrás műszer. A mérőkamra, amelybe a 100 ml térfogatú, eredeti szerkezetű talajoszlopot tartalmazó mintavevő hengert helyezük, gumicső útján olyan üvegsőhöz csatlakozik, melynek alsó és felső kiszélesedő tartályrésze van. Ez az üvegső tengely körül elforgatható karra van erősítve. A kar vízszintes állásában az üvegső felső tartálya higanyt tartalmaz. Ekkor helyezük a talajmintát a mérőkamrába, a kamra fedelét légmentesen rögzítjük, majd a kart felemelve ferde állásba juttatjuk. A higany ekkor lefolyik az alsó tartályba és az üvegső kapilláris szakaszában a talaj, illetve a talaj + víz együttes térfogatának megfelelő magasságban helyezkedik el. A higanyoszlop meniszkuszánál az üvegső alá helyezett skálán a talaj szilárd, illetve szilárd + folyékony fázisának együttes térfogata leolvasható. Tekintettel arra, hogy a talajminta térfogata 100 ml, a leolvasott eredményből a $P = 100 - sz. a. \%$ egyszerű összefüggésből a talaj porusterének levegővel telt része könnyen kiszámítható. A műszert kalibrálni kell. Hátránya, hogy az eredmény kiszámításánál a légnyomás napi ingadozását is figyelembe kell venni. A műszert a 3. ábra szemlélteti.



1. ábra. A Kunze- (1) és a Polikeit-féle (2) légpiknométer skálája

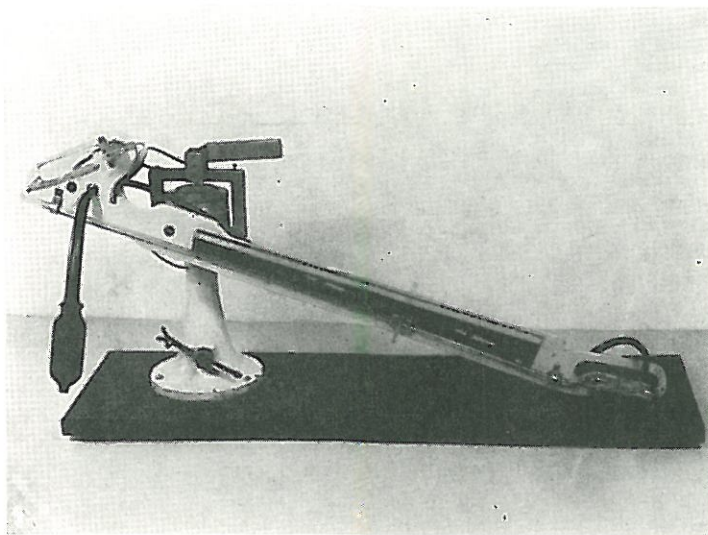
A műszer részletes leírása tekintetében KUNZE [3] eredeti közleményére utalunk. A Polikeit-féle légpiknométer kétkamrás műszer. Állványra erősített U-üvegső mindkét szárához egy-egy kamra csatlakozik. A baloldali



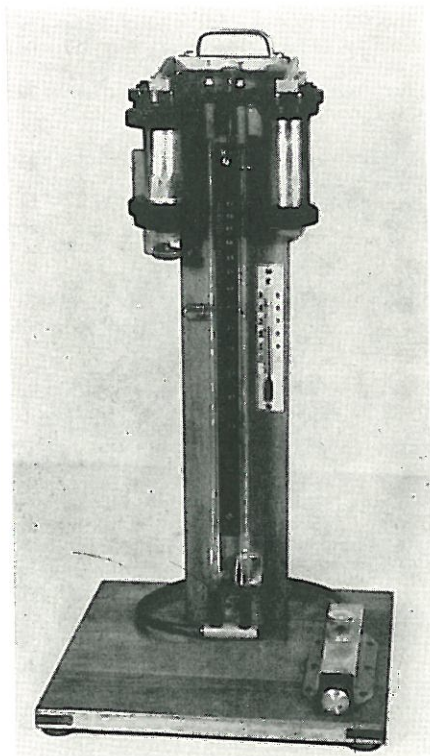
2. ábra.

A Kunze- (1) és a Polikeit-féle (2) légpiknométer skálájának lineáris alakja

szervezetű talajmintát tartalmazó mintavevőt és légmentesen lezárjuk. Az U-cső görbületébe torkolló bevezető csövön keresztül egy kis tartályból gumilabdával vizet nyomunk az U-cső mindkét szárába, míg a víz a jobboldali üvegsőben (amely a csak levegőt tartalmazó kamrával áll összeköttetésben) meghatározott magasságra (az üvegsővek közé helyezett skálán az M jelleg) emelkedik. Ekkor a meniszkusz állását a másik üvegsővön leolvassuk. A műszer skáláján közvetlenül a porozitás %-os értékei vannak feltüntetve. A műszer jobboldali tartályának térfogata megegyezik a baloldaliéval (a talajmintavevő saját térfogatának levonásával). A mérőrendszerben az üres kamra oldalán a levegőt tehát vízzel meghatározott



3. ábra.
A Kunze-féle légpiknométer



4. ábra.
A Polikeit-féle légpiknométer

térfogatra nyomjuk össze, ehhez viszonylik a mérőkamrában levő talajminta levegővel telt pórusterének térfogata. Ezáltal a légköri nyomás napi változásai a mérés eredményét nem befolyásolják.

A mérés alapelve jól felismerhető a Polikeit-féle légpiknométer ábráján (4. ábra).

A (2) összefüggés természetesen nem e legegyszerűbb alakjában érvényesül; az alapelv módosított formában jut érvényre a műszer méreteitől és az alapelv érvényesítésének módjától függően.

Ez mindjárt kitűnik, ha az 1. ábrán feltüntetett görbéket egyenes alakjára igyekszünk hozni. Egy közismert módja ennek az, hogy az $\frac{1}{p}$ értékeket

$\frac{1}{v}$ függvényében ábrázoljuk (2. ábra).

Ha az egymáshoz tartozó értékek ilyen ábrázolásban egyenes mentén fekszenek, akkor a hiperbola egyenletének egyszerű alakja érvényes:

$$v = \frac{P}{a + b \cdot p}, \quad (3)$$

a és b az egyenlet állandói.

A (3) egyenlet lineáris alakja, amelyből az a és b állandó értéke kiszámítható:

$$\frac{1}{v} = a \cdot \frac{1}{p} + b.$$

A 4. ábrából látható, hogy jó megközelítéssel a (3) egyenlet csupán a Polikeit-féle légpiknométer skálájára érvényes. A Kunze-féle légpiknométernél ezzel szemben a mérés alapelve összetettebb formában érvényesül, amelynek részleteire nézve a szakirodalomra [5] utalunk.

A kísérleti talajok

Porozitásméréshez a rendszeres mintavétel 1957-ben három helyen történt a 0–10 cm-es rétegből. Friedrichshofban homokon, Hirschfelden iszapos vályog- és Wollupban vályogtalajon. E mérési helyek 1959-ben két további kísérleti területtel egészültek ki. Ekkor az időszakos mintavétel Münchebergben humuszos homokon és Wollupban egy az előbbinél valamivel kötöttebb vályogtalajon folyt a 0–10 és 10–20 cm-es rétegből. A feldolgozott mérési eredmények tehát humusztartalom és szemcseösszetétel szempontjából öt különböző talajra vonatkoznak.

E kísérleti talajok meszet nem tartalmaznak, a wollupi vályogtalajt kivéve, amely semleges, gyengén savanyú kémhatásúak. Többé-kevésbé telítetlenek, de az adszorbeált Ca mennyisége mindegyikben felülmúlja a T-érték 50%-át. Az 1. és 2. táblázat a porozitásmérések eredményének értelmezéséhez szükséges talajjellemzőket tartalmazza.

1. táblázat

A vizsgált talajok jellemző adatai: I.

(1) A talajféleség, származási helye és jele	h_{y_1}	(2) Arany-féle kötöttségi szám	(3) Szemcseösszetétel, mm σ			
			2,0– 0,20	0,20– 0,02	0,02– 0,002	<0,002
a) Homok, Friedrichshof, 0–10 cm Fh, 1957	0,56	—	29,5	48,1	12,4	10,0
a) Homok, Müncheberg, 0–20 cm Mb, 1959	0,76	26	32,7	40,4	14,0	12,9
b) Iszapos vályog, Hirschfeld, 0–10 cm, Hf, 1957	1,68	41	2,0	41,0	35,0	22,0
c) Vályog, Wollup, 0–10 cm W, 1957	2,14	39,5	6,7	52,3	11,0	30,0
c) Vályog, Wollup, 0–20 cm Wo, 1959	2,42	39	4,0	48,7	12,1	35,2

A 2. táblázatban a xilolban és vízben meghatározott fajsúly mellett a talaj + adszorbeált víz rendszer térfogatcsökkenését (Δ ml/100 g) is feltüntetjük TSCHAPEK [7] képletével számítva.

A talaj által adszorbeált víz sűrűsége a folyadék állapotú víznél, vagyis 1-nél jóval nagyobb. Ennek következtében a talaj + adszorbeált vízrendszer térfogata kisebb esz a két komponens térfogatának összegénél, a talaj porozitása pedig nagyobb lesz az

(1) képlet alapján számítottnál. Ez a térfogatkülönbség (Δ') a talaj valamely szerves folyadékban (F_{S_1}) és vízben (F_{S_2}) mért fajsúlyának ismeretében *Tschapek* (7) képletével kiszámítható:

$$\Delta' = \frac{(F_{S_2} - F_{S_1}) \cdot 100 \cdot T_s}{F_{S_1} \cdot F_{S_2}} \text{ és ha } T_s = 1, \text{ akkor} \quad (4)$$

$$\Delta = \frac{(F_{S_2} - F_{S_1}) \cdot 100}{F_{S_1} \cdot F_{S_2}} \quad (5)$$

A 2. táblázatban az (5) képlettel számított értékek vannak feltüntetve.

Ugyancsak feltüntettük ebben a táblázatban a talajok szervesanyag-tartalmát az agyagfrakció %-ában is. Első megközelítésre ugyanis feltehető, hogy a talaj szervesanyaga ebben a szemcsecsoportban fordul elő és így ez az érték a talajkolloidok minőségét jellemzi.

2. táblázat

A vizsgált talajok jellemző adatai: II.

(1) A talaj jele	(2) Fajsúly		(3) Δ ml/100 g	(4) Humusz- tartalom (Tyurin szerint) %	(5) Humusz az agyag- frakció %-ában	(6) Lineáris zsugorodás (Alten szerint) %
	xiloban	vízben				
	mérve					
Fh, 1957	2,63	2,66	0,43	1,12	21,5	1,3
Mb, 1959	2,63	2,67	0,57	1,58	32,9	2,5
Hf, 1957	2,60	2,66	0,87	1,91	16,5	6,3
W, 1957	2,58	2,64	0,88	1,22	5,8	nem lett meghatározva
Wo, 1959	2,54	2,61	1,06	3,01	17,1	10,0

Az 1. és 2. táblázathól látható, hogy a mérési eredmények mind a fizikai talajféleség, mind pedig más sajátságok szempontjából egymástól meglehetősen eltérő talajokra vonatkoznak.

A mérési adatok feldolgozása

1957-ben a mintavételt kora tavasztól őszi kéthetes időközökben végezték, minden alkalommal 18 eredeti szerkezetű talajmintát vettek. Az év első felében a kiszáritott talaj porozitását a Kunze-féle légpiknométerrel határozták meg. Az év második felében a Polikeit-féle légpiknométert használták és a porozitásméréseket a talaj három különböző nedvességi állapotában végezték: természetes nedvességi állapotú, kapillárisan telített és 105° C-on kiszáritott talajjal.

1959-ben kora tavasztól késő őszi hetenként történtek a mintavételek, minden időpontban 12 mintát vettek. Értékelésünkhöz a szeptember hó közepétől november hó közepéig vett mintákon végzett porozitásmérések eredményeit használtuk fel, mert ezekhez álltak rendelkezésre a szükséges ellenőrző adatok.

A Kunze-féle légpiknométerrel mért adatok tehát a talajok összporozitására, a Polikeit-féle légpiknométerrel mért adatok pedig ezen kívül még a kísérleti talajok különböző nedvességi állapotában az összpórustérnek arra a részére vonatkoznak, amelyet levegő tölt ki.

A terjedelmes adatanyag feldolgozásával a következő kérdésekre akarunk feleletet kapni: a porozitásmérés eredménye mennyire megbízható, befolyásolják-e ezt a talaj fizikai sajátságai (szemcseösszetétel, nedvességi állapot stb.), a talaj három (szilárd, folyadék- és légnemű) fázisának kölcsönhatásakor fellépő határfelületi jelenségek és végül milyen mértékben érvényesülnek ezek a két legelterjedtebben használt (a Kunze- és a Polikeit-féle) légpiknométer mérési eredményeinél.

Célunknak megfelelően a mérési adatokat az alkalmazott légpiknométer és a mintavétel helye szerint csoportosítottuk. Minden térfogatsúlyhoz kiszámítottuk az (1) képlettel a hozzá tartozó összporozitást (P) a talaj xilolban meghatározott fajsúlya alapján. Azoknál a talajoknál, amelyeknek kiszáritás utáni összporozitásán kívül megmérték a porozitását természetes nedvességi és kapillárisan telített állapotban is, ugyanahhoz a térfogatsúlyhoz három légpiknométerrel mért adat tartozik. Az első ezek közül az összporozitás közvetlenül mért értéke, a második (Pr) és harmadik (Pr1) pedig a pórusternek víz által el nem foglalt része a talaj két különböző nedvességi állapotában. Ez utóbbiak számított értékéhez a víz sűrűségét egyelőre 1-nek vettük és ehhez viszonyítottuk a mért érték eltérését a számítottól. A számításokat megkönnyítette az a körülmény, hogy a természetes szerkezetű talajmintákat minden esetben 100 ml űrtartalmú mintavevővel vették.

A mérési adatok értékelése

A porozitásmérések eredményét a Kunze-féle légpiknométerre a 3., a Polikeit-féle légpiknométerre pedig a 4. táblázatban foglaltuk össze. Feltűntettük ezeken a táblázatokon a megadott összporozitásoközökben átlagolt talajminták számát (n), valamint a számított és mért értékek közti átlagos különbség (δ_1 , δ_2 , δ_3) standard eltérését (s) is MÜLLER [6] nyomán.

A 3. táblázat alapján elsősorban az állapítható meg, hogy a Kunze-féle légpiknométerrel mért összporozitás értékek kis mértékben eltérnek a számítottaktól és ez az eltérés a vizsgált talajok agyagos részével arányos. Megállapítható továbbá, hogy a különbségek standard eltérésének nagyságrendje az előbbiével nagyjából azonos, tehát a párhuzamos mérések szórása jelentős. Ennek a körülménynek figyelembevételével nem állapítható meg összefüggés a póruster nagysága és a számított és mért összporozitás értékek különbsége közt, vagyis az utóbbi az előbbitől függetlennek látszik. Az a korrekció, amellyel a közvetlen porozitásmérés eredményét valamely talajra helyesbíteni érdemes egyetlen számadattal fejezhető ki.

A mért adatok szórása az ismétlések számától nagyjából független.

A légpiknométerrel mért összporozitás értékéből a talaj fajsúlyát is ki lehet számítani. Ebben az esetben azonban a talajminta száraz súlyát is le kell mérni.

Az összporozitás kiszámítására szolgáló (1) képlet célszerű átrendezése után

$$F_s = \frac{100 \cdot T_s}{100 - P}.$$

Ha a mintavevő henger űrtartalma 100 ml, akkor a talajminta súlya a $100 \cdot T_s$.

3. táblázat
A Kunze-féle légpiknométerrel mért összporozitás értékek elérése a számítottól különböző szemcseösszetételű talajokban

(1) Porozitásköz P%	a) Homok, Friedrichshof, 0—10 cm				b) Iszapos vályog, Hirschfeld, 0—10 cm				c) Vályog, Wollup, 0—10 cm						
	(2) n	(3) Számított összporozitás, P%, á. é.	(4) Mért	(5) Külön- ség δ_1	(6) s	(2) n	(3) Számított összporozitás P%, á. é.	(4) Mért	(5) Külön- ség δ_1	(6) s	(2) n	(3) Számított összporozitás P%, á. é.	(4) Mért	(5) Külön- ség δ_1	(6) s
38—40	5	39,3	39,0	-0,3	1,3						4	40,3	42,4	2,1	1,3
40—42	21	41,1	40,1	-1,0	0,4						8	42,3	45,2	2,9	1,2
42—44	49	42,8	41,9	-0,9	0,7						36	44,0	46,1	2,1	1,4
44—46	44	44,8	43,7	-1,1	0,6	23	45,3	46,7	1,4	1,4	39	46,0	48,4	2,4	1,5
46—48	35	46,9	45,9	-1,0	1,6	78	47,3	48,7	1,4	1,0	36	47,7	49,8	2,1	1,3
48—50	8	49,2	48,1	-1,1	0,4	103	48,9	50,3	1,4	1,2	24	49,7	51,5	1,8	1,1
50—52						51	50,7	52,0	1,3	1,0	10	51,7	53,8	2,1	1,4
52—54						15	53,0	54,4	1,4	1,1	3	53,5	55,9	2,4	0,5
54—56						12	54,7	56,3	1,6	1,2					
56—58						6	56,6	58,5	1,9	1,4					
	162	38—50		-1,1		288	44—58		1,4		160	39—55		2,2	

Ha ezt a számítást a három kísérleti talajra elvégezzük és az eredményt párhuzamba állítjuk a xilolban és vízben mért fajsúlyértékekkel, akkor az alábbi eredményt kapjuk:

A talaj jele		Számított fajsúly	Mért	
			fajsúly	
			xilolban	vízben
Homok,	Fh, 1957 ...	2,564	2,63	2,66
Izszapos vályog,	Hf, 1957 ...	2,698	2,60	2,66
Vályog,	W 1957 ...	2,735	2,58	2,64

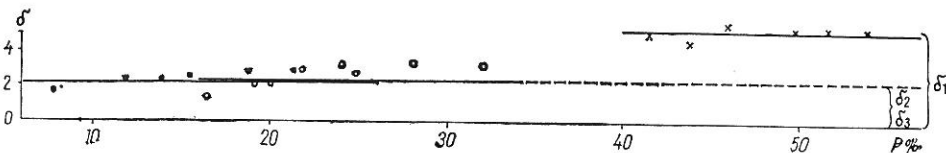
A légpiknométeres mérés eredményéből számított fajsúly tehát nagyobb valamivel a talaj vízben mért fajsúlyánál. A vizsgált talajoknál azonban a különbség nem nagy és az eredmény gyakorlati célra felhasználható. A különbséget minden bizonnyal a levegő adszorpciója okozza.

A Polikeit-féle légpiknométerrel mért adatokat a 4. táblázatban tüntettük fel. A száraz talajra vonatkozó megállapítások nagyjából ugyanazok, mint előbb. A különbség az, hogy a számított és mért összorozitás értékek közti különbség itt nagyobb és a münchenbergi homoktalaj nem illeszkedik be a szemcseösszetétel szerinti sorrendbe. Ezt még nem tudjuk magyarázni.

A nedves talaj számított és mért porozitása közt a különbség sokkal kisebb, mint a száraz talajnál, az utóbbiának csupán mintegy fele — kétharmada.

A nedves talajokra is érvényes az a megállapítás, hogy a számított és mért porozitás közti különbség gyakorlatilag független a levegővel telt pórus-tér nagyságától. Ez itt még szemléletesebben jut kifejezésre azáltal, hogy a mérési eredmények természetesen sokkal szélesebb porozitásközre vonatkoznak, mint a kiszáritott talajminták esetében. Ezeket a viszonyokat a wollupi talajra az 1957-ben végzett mérések eredménye alapján az 5. ábrán mutatjuk be.

Különböző nedvességi állapotú talajoknál a számított porozitás értékét korigálni kell a már említett Tschapek-féle értékkel. E helyeshítés nagyságát a vizsgált talajokra az 5. táblázatban találjuk. A korrekció alkalmazása után a b -értékek képviselik a számított és mért porozitás közti átlagos különbséget. Kiugróan magas b -értéket találunk az 1959-ben vizsgált talajokra. Ennek az oka csupán valamilyen rendszeresen elkövetett mérési hiba lehet, mert hiszen az 1957-ben végzett mérések eredményei feltűnően kevésbé ternek el a számított értékektől. Ez a körülmény felhívja a figyelmet a használt műszer alapos ellenőrzésére, de nem akadályozza az értékelésnek.



5. ábra.

A wollupi vályogtalajra (W, 1957) vonatkozó δ_1 , δ_2 - és δ_3 -értékek a 4. táblázat adatai alapján

I. t á b -

A Polikeit-féle légpiknométerrel mért porozitás értékek eltérése

(1) Összporozitás köz. P %	(2) n	A) Száraz talaj				B) Természetes	
		(3) Számított	(4) Mért	(5) Különbség δ_1	(6) s	(7) Nedvességtartalom	
		összporozitás P%, átlagérték				súly %	térf. %
a) Homok, Fh, 1957. 0—10 cm							
36—38	13	36,6	40,2	3,6	2,1	13,6	22,7
38—40	10	39,1	43,8	4,7	1,7	14,8	23,7
40—42	13	40,9	44,1	3,2	2,0	10,8	16,8
42—44	27	42,9	46,3	3,4	1,7	11,1	16,7
44—46	20	44,7	48,8	4,1	1,4	10,2	14,8
46—48	19	46,7	49,9	3,2	2,2	10,8	15,1
48—50							
50—52	6	49,5	53,3	3,8	1,9	8,7	11,6
36—52	108			3,6			
a) Homok, Mb, 1959. 0—10 és 10—20 cm							
42—44	15	43,1	49,8	6,7	1,3	10,5	15,7
44—46	29	45,1	51,7	6,6	1,3	9,4	13,6
46—48	45	47,1	53,9	6,8	1,5	8,3	11,6
48—50	68	49,5	56,1	6,6	1,2	6,6	8,8
50—52	68	51,0	57,1	6,1	1,7	5,6	7,2
52—54	39	52,7	58,7	6,0	1,7	6,3	7,8
54—56	13	55,0	61,1	6,1	2,3	7,1	8,4
42—56	277			6,4			
b) Iszapos vályog, Hf, 1957. 0—10 cm							
42—44	15	43,2	47,9	4,7	2,2	21,3	31,5
44—46	33	45,2	50,7	5,5	2,4	22,3	31,8
46—48	51	47,1	52,4	5,3	1,4	21,7	29,9
48—50	47	49,2	53,5	4,3	1,9	20,6	27,2
50—52	20	51,3	54,8	3,5	1,6	17,3	21,9
52—54	25	52,9	56,8	3,9	1,9	16,3	20,0
54—56	39	55,0	58,6	3,6	1,8	15,2	17,8
56—58	20	57,0	61,0	4,0	2,2	18,4	20,6
42—58	250			4,5			
c) Vályog, W, 1957. 0—10 cm							
41—43	19	41,5	46,6	5,1	3,0	20,9	31,5
43—45	18	43,8	48,3	4,5	2,0	18,9	27,4
45—47	25	45,9	51,4	5,5	2,1	19,2	26,8
47—49	19	47,7	51,7	4,0	2,2	19,2	25,9
49—51	13	49,8	55,0	5,2	2,5	19,2	24,9
51—53	10	51,6	56,9	5,3	2,0	18,8	23,5
53—55	9	53,9	59,2	5,3	1,4	18,4	21,9
41—55	108			5,2			
c) Vályog, Wo, 1959. 0—10 és 10—20 cm							
42—44	17	43,1	52,8	9,7	1,1	15,8	22,8
44—46	46	45,1	54,5	9,4	1,4	17,4	24,3
46—48	33	47,0	56,1	9,1	1,3	17,3	23,3
48—50	49	49,1	58,5	9,4	1,7	13,1	16,9
50—52	29	51,3	61,0	9,7	0,7	9,4	11,6
52—54	42	53,1	62,8	9,7	1,1	9,1	10,8
54—56	28	55,0	64,5	9,5	0,8	8,1	9,3
56—58	8	56,8	65,6	8,8	1,0	9,9	10,9
58—60	1	59,6	69,0	9,4	—	10,2	10,5
42—50				9,5			
42—60	253			9,5			

l á z a t

a számítottól a talaj különböző nedvességi állapotában

nedvességi állapotú talaj				C) Kapillárisan telített talaj					
(3) Számított	(4) Mért	Különbség δ_z	(6) s	(7) Nedvességtartalom		(3) Számított	(4) Mért	(5) Különbség δ_s	(6) s
porozitás P ₁ % átlagérték				súly %	térf. %	porozitás P ₂ % átlagérték			
13,9	15,3	1,4	1,8	16,3	27,2	9,4	10,7	1,3	2,2
15,4	16,6	1,2	1,5	17,1	27,7	11,7	13,1	1,4	1,4
24,1	25,4	1,3	1,9	16,1	25,0	15,9	17,0	1,1	1,7
26,2	27,9	1,7	2,0	17,3	26,0	16,9	19,0	2,1	1,9
29,9	31,7	1,8	1,8	18,4	26,8	17,9	19,8	1,9	1,1
31,6	33,7	2,1	2,0	18,5	25,9	20,8	23,1	2,3	2,6
37,9	39,9	2,0	2,0	19,2	22,5	27,0	29,3	2,3	1,5
		1,7						1,8	
27,4	32,7	5,3	1,9						
31,5	36,5	5,0	2,2						
35,5	40,5	5,0	2,1						
40,3	45,8	5,5	1,8						
43,8	49,3	5,5	1,8						
44,9	50,6	5,7	1,8						
46,6	52,6	6,0	2,5						
		5,4							
11,7	14,0	2,3	2,0	22,9	33,8	9,4	11,9	2,5	2,6
13,4	15,0	1,6	2,3	24,5	34,9	10,3	12,2	1,9	2,5
17,2	18,9	1,7	1,9	25,6	35,2	11,9	14,1	2,2	2,0
22,0	23,9	1,9	1,8	26,5	35,0	14,2	16,4	2,2	1,8
29,4	31,3	1,9	1,9	27,4	34,7	16,6	19,1	2,5	1,1
32,9	35,6	2,7	2,5	27,8	34,0	18,9	21,5	2,6	1,5
37,2	39,0	1,8	1,6	28,9	33,8	21,2	23,3	2,1	2,0
36,4	37,1	1,7	2,1	29,3	32,8	24,2	27,3	3,1	2,0
		1,9						2,1	
20,0	22,0	2,0	1,6	22,4	33,8	7,7	9,4	1,7	1,8
16,4	17,7	1,3	2,3	22,1	32,0	11,8	14,0	2,2	1,9
19,1	21,1	2,0	1,3	22,9	32,0	13,9	16,1	2,2	1,6
21,8	24,7	2,9	1,9	23,3	32,3	15,4	17,8	2,4	1,5
24,9	27,5	2,6	1,8	23,9	31,0	18,8	21,5	2,7	1,4
28,1	31,3	3,2	2,0	24,3	30,3	21,3	24,1	2,8	1,9
32,0	35,1	3,1	1,3	24,9	29,6	24,3	27,4	3,1	2,0
		2,3						2,2	
20,3	26,2	5,9	2,6	26,5	38,3	4,8	13,1	8,3	2,5
20,8	26,7	5,9	2,0	28,3	39,5	5,6	11,4	5,8	3,0
23,7	29,3	5,6	2,3	28,7	38,6	8,4	15,0	6,6	1,2
32,2	38,6	6,4	2,5	29,0	37,5	10,6	15,7	5,1	2,1
39,7	47,1	7,4	2,2						
42,3	49,3	7,0	1,5						
45,7	50,9	5,2	0,4						
45,9	53,5	7,6	0,7						
49,1	55,5	6,4	—						
		6,0						6,1	
		6,5							

5. táblázat

A számított és mért porozitás közti különbség helyesbítése a Tschapek-féle érték [7] alapján

A talaj jele	(1)	δ_1	δ_2	δ_3	δ_2 és δ_3 k. é.-e δ	(2) Δ	$\delta - \Delta'$ (b)	$\delta_1 - b$ (a)
Fh, 1957		3,6	1,7	1,8	1,8	0,6	1,2	2,4
Mb, 1959		6,4	5,4	—	5,4	0,8	4,6	1,8
Hf, 1957		4,5	1,9	2,1	2,0	1,0	1,0	3,5
W, 1957		5,2	2,3	2,2	2,2	1,2	1,0	4,2
Wo, 1959		9,5	6,0	6,1	6,0	1,5	4,5	5,0

A talaj fajsúlyát a Polikeit-féle légpiknométerrel mért összporozitásból nem érdemes kiszámítani (a számított és mért P-értékek közti nagy különbség miatt). De felhasználhatók erre a különböző nedvességi állapotú talajon mért porozitás értékek a talaj + adszorbeált víz térfogatesökkenésére vett korrekció (b) után. Ebben az esetben a számított fajsúlyértékek a következők:

Fh, 1957	2,717
Hf, 1957	2,667
W, 1957	2,646

Ezek a fajsúlyok eléggé egyeznek a vizsgált talajok vízben meghatározott fajsúlyával.

Ezt a számítást a Kunze-féle légpiknométerrel kapcsolatban sajnos nem volt módunkban elvégezni, mert a porozitásmérések csupán 105 C°-on szárított talajmintákon történtek.

A száraz talaj a felületén a vele érintkező levegőt adszorpció útján megköti. Ez történik a légpiknométerben is és ezáltal a mért összporozitás mindig nagyobb lesz a számítottnál.

A levegőadszorpció nagyobb mértékben érvényesül a mérés alapelve következtében a Polikeit-féle légpiknométerben, mint a Kunze-félében. A talajmintáival azonos térfogatú levegőhöz viszonyított értékek ugyan függetlenek a barométerállástól, de ezáltal az adszorbeált levegő mennyiségének fokozott befolyása van a mérés eredményére.

A levegő adszorpciójának befolyását a porozitásmérés eredményére különböző talajalkotórészekkel és talajokkal végzett mérések keretében már ALTEN és LOOFMANN [1, 2] is kimutatta. E mérésekhez olyan műszert szerkesztettek, amelyben a levegő nyomása szabályozható volt, az adszorbeált levegő mennyiségét mérni tudták.

A légpiknométeres mérés körülményei erre nem adnak közvetlenül lehetőséget. Mód nyílik azonban a Kröcker-féle adszorpciós izoterma érvényének megvizsgálására.

A Kröcker-féle izoterma $m = \frac{1}{k} \ln \frac{A}{A-a}$ az adszorbens (m) mennyisége és az adszorbeált mennyiség (a) közt állapít meg összefüggést arra az esetre, ha az adsorbendum kezdeti töménysége (A) azonos.

Az izoterma érvényének megállapításához teljesen megfelel, ha az egyenlet jobb oldalán a második tagnak a természetes helyett a 10-es alapú logaritmusát számítjuk ki. A könnyebb ábrázolhatóság kedvéért a 6. táblázatban és a 6. ábrán ezeknek az értékeknek a 10³-szorosát tüntettük fel.

Az egyenletben szereplő nagyságokat az adszorbens mennyiségén (m) kívül — amely 100 g talaj agyagfrakciója — a többieket (A , a , $A-a$) velük arányos, a műszeren leolvasható mm-ekben kifejezett távolságokkal helyettesítve, a szükséges számításokat el tudtuk végezni. (A paraméterek helyettesítését lásd a 6. táblázat alatti „megjegyzés”-ben !)

6. táblázat

A kísérleti talajok levegőadszorpciója a Kröcker-féle izoterma alapján

A talaj jele	m	a		A mm	A-a	$\log \frac{A}{A-a} \cdot 10^3$
		skálalérés	mm			
Fh, 1957	10,0	2,4	6	75	69	36,2
Mb, 1959	12,9	1,8	4	75	71	23,8
Hf, 1957	22,0	3,5	9	75	66	55,5
W, 1957	30,0	4,2	11	75	64	68,9
Wo, 1959	35,2	5,0	12	75	63	75,7

m = az adszorbens mennyisége, 100g (1 Ts—u) talaj agyagtartalma,

a = az adszorbeált levegő mennyisége. Ezzel arányos az 5. táblázatban feltüntetett a érték, a Polikeit-féle légpiknométer skálája (1 - ra) alapján mm-re átszámítva, mint nyomásesökkenés,

A = a levegő kezdeti nyomása. Ezt helyettesíti a Polikeit-féle légpiknométer skáláján (1. ábra) a 62% P távolsága a skála M kezdőpontjától, mm-ekben kifejezve, A vizsgált talajok összorozitása (P) ugyanis középértékben 62%, ha a térfogatsúlyuk 1. Így hozható egymással összefüggésbe az izoterma m és A paramétere.

$A-a$ = az egyensúlyi levegőnyomással arányos.

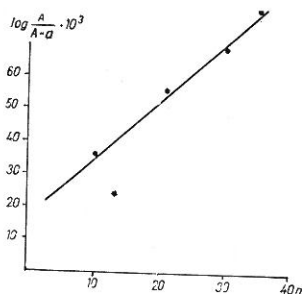
E számítások eredményét a 6. táblázatban foglaltuk össze és m és $\log \frac{A}{A-a}$

egymáshoz tartozó értékeit a 6. ábrán szemléltetjük.

A pontok egyenes mentén fekszenek, ami a Kröcker-féle izoterma érvényét bizonyítja. Ettől eltérés csupán a münchenbergi homoknál tapasztalható, amely — mint láttuk — más szempontból is kivételt képez.

A levegőadszorpció tehát a talaj agyagtartalmával arányos, de ásványi talajoknál, — eddigi vizsgálataink szerint — nem függ az agyagos rész szerves és szervetlen komponensének egymásközi arányától.

Az elmondottak alapján megállapítható, hogy a légpiknométerrel mért és a talaj térfogatsúlya és szerves folyadékban meghatározott fajsúlya alapján számított porozitása közti különbség három tényezőtől tevődik: 1. száraz talajban a levegő adszorpciójából, ez nedves talajban nem érvényesül, mértéke az 5. táblázatbeli a -érték, 2. a talaj + adszorbeált víz rendszer térfogatesökkenése, amely Tschapek-képlete alapján a szerves folyadékban és vízben mért fajsúly ismeretében számításba vehető és 3. egy maradék különbség, amely nagyjából arányos a talaj agyagtartalmával és egyelőre kötöttségi tényezőnek nevezzük.



6. ábra.

A Kröcker-féle izoterma érvénye a kísérleti talajok levegőadszorpciójára.

A vizsgált talajokra a kötöttségi tényező számértékét (b) meg tudtuk határozni, de természetére nézve nincsen magyarázatunk. A légpiknométer ugyanis azoknak a pórusoknak az összegét méri, amelyeknek a levegője a mérőrendszer külső levegőjével érintkezik és a levegő nyomása tekintetében utóbbiával kiegyenlítődt. Különösen nedves talajoknál fordulhat elő, hogy a levegőt tartalmazó pórusok egy részét víz zárja körül és így nem kerül érintkezésbe a külső levegővel, azonban ez, valamint az esetleges nem teljes nyomáskiegyenlítés is csak negatív előjelű eltérést eredményezhetne a számított és mért porozitás értékek közt.

A vizsgált talajoknál ez a különbség nem nagy (nem haladja meg a párhuzamos mérések szórásának nagyságrendjét), és ezért a légpiknométerrel mért adatok közvetlenül felhasználhatók. Ezek a talaj fajsúlyának kiszámítására is alkalmasak. Várhatóan nem ez a helyzet agyagos vályog és ennél még kötöttebb, nagy mértékben duzzadó talajoknál. Ezekre a légpiknométert egyszer s mindenkorra kalibrálni kell. Erre az eljárást megadtuk.

Összefoglalás

Öt különböző szemcseösszetételű és a talaj különböző nedvességi állapotában légpiknométerrel végzett porozitásmérések eredményét értékeltük. Megvizsgáltuk az (1) képlet alapján számított és a közvetlenül mért értékek különbségének okait.

A porozitásméréseket részben a Kunze-, részben pedig a Polikeit-féle légpiknométerrel végezték. Röviden ismertettük a légpiknométeres mérés alapelvét is.

Az alábbiakat állapítottuk meg.

1. A 105 C°-on szárított talajban mért összporozitás nagyobb a számítottnál a levegő adszorpciója következtében. Ez a különbség a Kunze-féle légpiknométerben kisebb mint a Polikeit-félében. Az utóbbiban a levegő adszorpciójának befolyása — a műszer konstrukciója következtében — jobban érvényesül.

Ez a körülmény az oka annak, hogy csupán a Kunze-féle légpiknométerrel mért adatokból lehet a talaj fajsúlyát gyakorlati célra megfelelő pontossággal kiszámítani.

A levegő adszorpciójának érvényesülését a Polikeit-féle légpiknométerben a Kröcker-féle adszorpciós izoterma érvényével bizonyítottuk. Az egyenletben szereplő paramétereket a műszeren leolvasható, velük arányos értékekkel helyettesítettük.

2. A különböző nedvességi állapotú talajokra csupán Polikeit-féle porozitásértékek álltak rendelkezésünkre. Ezek jelentősen kevésbé térnek el az (1) képlet alapján számított értékektől, mint kiszárított talaj esetében. A levegő adszorpciója nem érvényesül.

A mért és számított értékek közti különbség még csökken ha a talaj + adszorbeált víz rendszer térfogatesökkenését TSCHAPEK [4] képlete alapján figyelembe vesszük.

Az ezután fennmaradó különbséget, amely a talaj agyagtartalmával arányos és kötöttségi tényezőnek nevezzük, magyarázni nem tudjuk. A vizsgált talajoknál ennek számszerű értéke kicsi és ezért az elhanyagolásával számított fajsúly gyakorlati célra felhasználható.

3. Az agyagos vályog és agyagtalajok kötöttségi tényezője (vagyis a különböző nedvességi állapotú talajok légpiknométerrel mért és Tschapek képlete alapján korrigált, számított porozitásának különbsége) minden bizonyossal jelentős. E talajokra a légpiknométert kalibrálni kell.

4. A kalibrációs érték egyetlen számadattal adható meg, mert a kötöttségi tényező a 10–60% porozitásközben nem változik, illetve változása a párhuzamos mérések eredményeinek szórása következtében gyakorlatilag nem érvényesül.

Érkezett: 1961. november 30.

Irodalom

- [1] ALTEN, F. & LOOFMANN, H.: Die Luftadsorption an Böden und Bodenbestandteilen und ihrer Einfluss auf die Bestimmung des Porenvolumens und des spezifischen Gewichtes von Ackerböden mit dem Druck-Luftpyknometer. *Bodenkunde u. PflErnähr.* **26.** 1–13. 1941.
- [2] ALTEN, F. & LOOFMANN, H.: Erwiderung auf W. v. Nitzsch: Möglichkeiten, Art und Wirkung der Anlagerung von Flüssigkeiten, Gasen und Ionen am Sorptionskomplex und Folgen für die ackerbaulichen Eigenschaften der Böden. *Bodenkunde u. Pfl Ernähr.* **31.** 125–1237. 1943.
- [3] KUNZE, A.: Ein vereinfachtes Luftpyknometer. *Bodenkunde u. PflErnähr.* **28.** 383–385. 1942.
- [4] LOEBELL, R.: Barometerfreie Luftpyknometer. *Z. PflErnähr. Düng.* **60.** 172–181. 1953.
- [5] LOEBELL, R.: Luftpyknometer. *Schriftenreihe des Kuratoriums f. Kulturbauwesen.* Hamburg. Heft. 4. 1955.
- [6] MÜLLER, K. H.: Zur Anwendung der Variationsbreite bei der Beurteilung von Versuchsergebnissen. *Z. Landw. Versuchs- u. Untersuchungsw.* **6.** 195–206. 1960.
- [7] TSCHAPEK, M. W.: Die Dichte des durch den Boden adsorbierten Wassers. *Z. Pfl Ernähr. Düng.* **A34.** 265–271. 1934.

Факторы, влияющие на точность непосредственного определения порозности почвы

А. КЛИМЕШ-СМИЦ и А. КУЛЛМАНН

Научно-исследовательский институт почвоведения и агрохимии АН Венгрии, Будапешт и Научно-исследовательский институт земледелия и растениеводства Сельскохозяйственной АН Мюнхенберг/Марк Г. Д. Р.

Резюме

Аналізу подвергли результати визначення повітряним пікнометром порозності ґрунтів різних за механічним складом і при різній вологості. Вивчали причини отримання різниці між розрахованими за формулою (1) і безпосередньо виміряними величинами.

Визначення порозності проводилися частково повітряним пікнометром Кунце, частково пікнометром Поликейта. Кратко изложено принцип определения порозности ґрунтів повітряними пікнометрами.

Установлено следующее:

1. Общая порозность почвы, высушенной при 105° С, выше при непосредственном измерении, чем расчетная, вследствие адсорбции воздуха. Эта разница больше при определении пикнометром Кунце, чем пикнометром Поликейта. В последнем влияние адсорбции воздуха — в результате конструктивных особенностей прибора — осуществляется сильнее.

Поэтому удельный вес почвы, с точностью необходимой для практических целей, можно рассчитать только лишь из данных, полученных воздушным пикнометром Кунце.

Действие адсорбции воздуха в пикнометре Поликейта мы доказали на основе адсорбционной кривой Креккера. Фигурирующие в формуле параметры мы заменили равноценными величинами, отсчитанными на приборе.

2. Для почв с различной влажностью в нашем распоряжении имелись лишь величины порозности, определенные по Поликейту. Эти величины меньше отклоняются от рассчитанных по формуле (1), чем те, которые получены в результате работы с высушенными почвами.

Адсорбция воздуха здесь не происходит. Разница между экспериментальными и расчетными данными еще уменьшится, если, пользуясь формулой Чапека, учесть и уменьшение объема системы почва + адсорбированная вода.

Разницу, остающуюся и после этого, которая пропорциональна содержанию глины в почве и названа фактором структуры, авторы объяснить не могут. Для исследованных почв ее значение невелико и удельный вес рассчитанный без ее учета для практических целей вполне приемлем.

3. Для суглинистых и глинистых почв структурный фактор (т. е. разница между порозностью определенной воздушным пикнометром в почвах различной влажности и расчетной, с внесением поправки на основе формулы Чапека) значительный. Для этих почв воздушный пикнометр следует калибровать.

4. Калибрационная поправка может быть выражена одной единственной величиной (цифрой) т. к. фактор структурности в интервале от 10—60% порозности не изменяется, вернее, практически этими отклонениями можно пренебречь, т. к. они не больше отклонений между параллельными измерениями.

Табл. 1. Данные, характеризующие исследованные почвы I.: (1) Место взятия образца и его обозначение, а) песчаная, б) илистая суглинистая, в) суглинистая. (2) Связность по Арань. (3) гранулометр. состав, диаметр частиц в мм.

Табл. 2. Данные, характеризующие исследованные почвы: II. (1) Обозначение почвы (2) Удельный вес определенный в воде и ксилоле. (3) Уменьшение объема системы почва + адсорбированная вода по Чапеку [7] мл/100 г. (4) Содержание гумуса (по Тюрину) %. (5) Гумус в % глинистой фракции. (6) Линейное сжатие (по Алтену) %

Табл. 3. Отклонения величин общей порозности, измеренных воздушным пикнометром Кунце от расчетных в почвах различного гранулометр. состава. (1) Интервал порозн. Р %, а) песок, б) илистый суглинок, в) суглинок. (2) Номер почвенных образцов. (3) Расчетная порозность Р %. (4) Средние величины непосредственно измеренной порозности. (5) Разница. (6) Стандартная девиация.

Табл. 4. Отклонения величин общей порозности, измеренной воздушным пикнометром Поликейта от расчетных при различной влажности почвы. (1) Интервал общей порозности Р %. (2) Номер почвенных образцов. (3) Расчетная общая порозность Р %. (4) Средние величины порозности при непосредственном измерении. (5) Разница. (6) Стандартная девиация. (7) Содержание влаги в весовых и объемных процентах. А) Сухая почва. В) Почва при полевой влажности. С) Капиллярно насыщенная почва. Приведенные в первом столбце таблицы почвенные разности см. в обозначениях а-с табл. 1.

Табл. 5. Поправки к разности между расчетной и измеренной порозностью на основе коэффициента Чапека [7]. (1) Обозначение почвы. (2) Коэффициент Чапека, рассчитанный по объемному весу почвы.

Табл. 6. Адсорбция воздуха исследуемыми почвами на основе изотермы Креккера. (1) Обозначение почвы. m = количество адсорбента, содержание глины в 100 г почвы (Объемный вес = 1) a = количество адсорбированного воздуха. С этой величиной пропорциональна величина a , приведенная в табл. 5., пересчитанная на основе шкалы Поликейта (Рис. 1) на мм, как снижение давления, A = начальное давление воздуха. Она заменяет на шкале пикнометра Поликейта (рис. 1). расстояние 62% Р от начальной точки шкалы М, выраженное в мм., т. к. общая порозность исследованных почв (Р) в среднем равняется 62%, если их объемный вес равен 1. Таким образом можно связать параметры m и A . $A - a$ = пропорциональна давлению воздуха в состоянии равновесия.

Рис. 1. Шкалы воздушных пикнометров Кунце [1] и Поликейта [2].

Рис. 2. Линейная форма шкалы воздушного пикнометра Кунце [1] и Поликейта [2].

Рис. 3. Воздушный пикнометр Кунце.

Рис. 4. Воздушный пикнометр Поликейта.

Рис. 5. Величины δ_1 , δ_2 , и δ_3 на основе данных таблицы 4. для воллупской суглинистой почвы (W, 1957).

Рис. 6. Изотерма Креккера в приложении к адсорбции воздуха исследуемых почв

Facteurs influençant la détermination directe de la porosité du sol

A. KLIMES-SZMIK, et A. KULLMANN¹Institut des Recherches Pédologiques et Agrochimiques de l'Académie des Sciences Hongroise, Budapest
et Institut des Recherches Agronomiques de l'Académie des Sciences Agronomiques Allemande,
Müncheberg/Mark, D. R. A.

Résumé

Nous avons évalué les résultats de la détermination de la porosité obtenus par l'emploi d'un aéropycnomètre sur cinq échantillons de terre d'une différente composition granulométrique et à divers états d'humidité. Nous avons examiné les causes des différences entre les valeurs calculées selon la formule (1) et obtenues directement.

Les déterminations de la porosité ont été faites en partie avec l'aéropycnomètre de Kunze et en partie avec celui de Polikeit. Nous donnons aussi brièvement le principe du procédé.

Nous avons établi ce qui suit:

1. La porosité totale du sol séché à 105° C est plus élevée que la valeur obtenue par le calcul à cause de l'adsorption de l'air. Cette différence est plus grande pour l'aéropycnomètre de Kunze que pour l'appareil de Polikeit. Dans ce dernier l'effet de l'adsorption de l'air se fait valoir davantage, à cause de la construction de l'appareil.

Cette circonstance est la cause de ce qu'on ne peut calculer avec une précision suffisante pour la pratique le poids spécifique de la terre qu'avec les données obtenues avec l'aéropycnomètre de Kunze.

Nous avons prouvé l'entrée en jeu de l'adsorption de l'air dans l'aéropycnomètre de Polikeit par la validité de l'isotherme d'adsorption de Kröcker. Nous avons substitué aux paramètres de l'équation des valeurs proportionnelles lisibles sur l'appareil.

2. Pour les sols d'humidité différente nous n'avons à notre disposition que des déterminations de la porosité obtenues avec l'appareil de Polikeit. Celles-ci diffèrent beaucoup moins des valeurs calculées selon l'équation (1), que les valeurs obtenues avec le sol séché. L'adsorption de l'air ne se fait pas valoir dans ce cas.

La différence entre les valeurs mesurées et calculées est encore moindre si l'on prend en considération la diminution du volume du système sol-eau adsorbée, selon la formule de Tschapek [4].

Quant à la différence qui subsiste encore, proportionnelle avec la teneur en argile du sol et que nous appelons facteur structural, nous n'en avons pas encore trouvé l'explication. Pour les sols examinés cette valeur est petite et à cause de cela les valeurs du poids spécifique calculées en négligeant ce facteur structural peuvent bien servir dans la pratique.

3. Le facteur structural des limons argileux et des sols argileux (c'est-à-dire la différence entre la porosité des sols à différents degrés d'humidité déterminée avec l'aéropycnomètre et celle obtenue par le calcul corrigé selon la formule de Tschapek) est certainement significative. Pour ces sols l'aéropycnomètre doit être calibré.

4. La valeur de calibration peut être exprimée par un seul chiffre, puisqu'elle est constante entre 10 à 60% de porosité, c'est-à-dire que sa variation n'intervient pas dans la pratique à cause des pertes entre les déterminations parallèles.

Tableau 1. Caractéristiques des sols étudiés: I. (1) Lieu d'origine et signe de l'échantillon. a) Sable, b) Sol limoneux, c) Limon. (2) Chiffre de consistance selon Arany. (3) Granulométrie, mm \varnothing .

Tableau 2. Caractéristiques des sols étudiés: II. (1) Signe de l'échantillon. (2) Poids spécifique dans du xylol et de l'eau. (3) Contraction du système sol-eau adsorbée selon Tschapek (7), ml/100 g. (4) Teneur en humus (selon Tyurin) %. (5) Humus en pour cent de la teneur en argile. (6) Contraction linéaire (selon Alten) 3.

Tableau 3. Différence entre les valeurs de la porosité totale déterminées avec l'aéropycnomètre de Kunze et celles calculées des sols de différentes degrés granulométriques. (1) Volume des pores P%, a) sol sableux, b) sol limoneux, c) limon. (2) Nombre des échantillons. (3) Porosité totale P% calculée. (4) Porosité totale mesurée (moyenne). (5) Différence. (6) Déviation standard.

Tableau 4. Différence entre les valeurs de la porosité totale déterminées avec l'aéropycnomètre de Polikeit et celles calculées des sols de différentes degrés granulométriques. (1) Porosité totale P%. (2) Nombre des échantillons. (3) Porosité totale P%. (2) Nombre des échantillons. (3) Porosité totale P% calculée. (4) Porosité totale P% mesurée, valeur moyenne. (5) Différence. (6) Déviation standard. (7) Humidité poids et

volume %. *A*) Sol sec. *B*) Sol dans le terrain. *C*) Sol à saturation capillaire. Quant aux sols figurant dans la première colonne a—c voir Tableau 1.

Tableau 5. Correction selon la valeur de Tschapek [7] de la différence entre les porosités calculées et mesurées. (1) Désignation du sol. (2) Valeur de Tschapek calculée selon le poids de volume moyen du sol.

Tableau 6. Adsorption de l'air des sols selon l'isotherme de Kröcker. (1) Désignation du sol: m = quantité de l'adsorbant, teneur en argile de 100 g de sol à poids de volume 1, a = quantité de l'air adsorbé. La valeur „ a ” figurant dans le Tableau 5 est proportionnelle à cette valeur, convertie en mm selon l'échelle de l'aéropycnomètre de Polikeit (Fig. 1), comme diminution de la précision, A = pression initiale de l'air. Cette notation est remplacée sur l'échelle de l'aéropycnomètre de Polikeit (Fig. 1) par la distance de $P = 62\%$ à partir du point initial M = de l'échelle, exprimée en mm. La porosité totale (P) des sols étudiés étant de 62% , en moyenne, si leur poids de volume est 1. C'est ainsi qu'on peut mettre en relation les paramètres m et A de l'isotherme. $A—a$ est proportionnel avec la pression de l'air en équilibre.

Fig. 1. L'échelle des aéropycnomètres Kunze (1) et Polikeit (2).

Fig. 2. Forme linéaire de l'échelle de l'aéropycnomètre de Kunze (1) et de Polikeit (2)

Fig. 3. L'aéropycnomètre de Kunze.

Fig. 4. L'aéropycnomètre de Polikeit

Fig. 5. Les valeurs δ_1 , δ_2 et δ_3 pour le sol limoneux de Wollup (W, 1957), selon les valeurs du Tableau 4.

Fig. 6. La validité de l'isotherme de Kröcker pour l'adsorption de l'air des sols étudiés.