

FÖLDRAJZI
TANULMÁNYOK

12

dr. Góczán László

*A Marcal-medence
talajföldrajza*

AKADÉMIAI KIADÓ, BUDAPEST



Dr. Góczán László

A Marcal-medence talajföldrajza

Földrajzi tanulmányok 12.

A munka a Kisalföld egyik tája, a mintegy 1700 km² kiterjedésű Marcal-medence talajföldrajzi-talajgenetikai viszonyainak részletes helyszíni és laboratóriumi kutatások alapján történt feldolgozása.

Mind a feldolgozás módját, mind mélységét tekintve újszerűen tárja fel a szerző a táj talajai és az azokat kialakító természeti és társadalmi tényezők közötti kölcsönhatásokat, továbbá a talajképző tényezők és a genetikai talajtípusok elterjedése közötti összefüggéseket. Miközben új összefüggéseket ismer fel, kimutatja, hogy a természetes tájhatárok a földtörténeti jelenkorban hogyan változnak.

A szerző egyebek között új genetikai talajtípust írt le, új talajjavító anyagot tárt fel, amire alapozva kidolgozta a Marcal-medence savanyú talajainak javítási tervét.



AKADÉMIAI KIADÓ
BUDAPEST

FÖLDRAJZI TANULMÁNYOK

12

FÖLDRAJZI TANULMÁNYOK

12

A MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA

FÖLDRAJZTUDOMÁNYI KUTATÓ INTÉZETÉNEK

KIADVÁNYAI

Szerkesztő

MAROSI SÁNDOR

a földrajztudományok kandidátusa

Szerkesztő bizottság

BORAI ÁKOS

a földrajztudományok kandidátusa

ENYEDI GYÖRGY

a földrajztudományok kandidátusa

PÉCSI MÁRTON (főszerkesztő)

akadémiai levelező tag

SÁRFALVI BÉLA

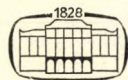
a földrajztudományok kandidátusa

SZILÁRD JENŐ

a földrajztudományok kandidátusa

Dr. Góczán László

*A Marcal-medence
talajföldrajza*



AKADÉMIAI KIADÓ, BUDAPEST 1971

Lektorok

DR. BORSY ZOLTÁN

a földrajztudományok kandidátusa

DR. STEFANOVITS PÁL

akadémiai levelező tag

© Akadémiai Kiadó, Budapest 1971

Printed in Hungary

Tartalomjegyzék

<i>Bevezetés</i>	7
<i>A Marcal-medence földrajzi helyzete a Kisalföldön</i>	8
<i>Kutatástörténeti áttekintés</i>	11
I. A talajképződés tényezői; kapcsolatuk a Marcal-medence talajainak kialakulásával, elterjedésével és fejlődésével	17
<i>A) A földtani viszonyok és a talajképződés</i>	18
1. Szerkezeti mozgások	19
2. A talajképző kőzetek	20
<i>a) Magmatikus kőzetek</i>	20
<i>b) Szilárd üledékes kőzetek</i>	21
<i>c) Laza üledékes kőzetek</i>	22
<i>B) A geomorfológiai viszonyok és a talajképződés</i>	25
1. A Marcal-medence kialakulásának fejlődéstörténeti vázlatja	26
2. A Marcal-medence felszínének formatípusai	27
3. Geomorfológiai hatás a Marcal-medence talajainak kialakulásában	31
<i>a) Felszín és talajképződés</i>	31
<i>b) A felszín és a talajtípusok elterjedése</i>	36
4. A Marcal-medence felszínének a talajpusztulásban betöltött szerepe	38
<i>C) A vízrajz és a talajképződés</i>	40
1. A felszíni vízfolyások és a talajtakaró kapcsolata	44
2. A talajvíz mint hidromorf talajképző tényező	47
3. A vízrajzi tényező szerepe a talajpusztulásban	50
<i>D) Az éghajlat és a talajképződés</i>	51
1. A Marcal-medence regionális éghajlati jellege	54
2. A pleisztocén paleoklíma hatása a periglaciális talajképződési folyamatokra	65
3. A talajklíma problémája a Marcal-medencében	70
4. A jelenkori klíma és a klímazonális talajtípusok elterjedése	75
5. Az éghajlat szerepe a Marcal-medence talajtakarójának pusztulásában	79
<i>E) A biológiai tényező és a talajképződés</i>	80
1. Növényföldrajzi áttekintés	81
2. A növényzet szerepe a talajképződésben	82
3. A talaj-mikroorganizmusok szerepe a talajképződésben	84
4. A talajfauna szerepe a talajképződésben	85
<i>F) A kor és a talajképződés</i>	85
1. Szubreliktum talajok maradványfelszíneken	86

a) A szubreliktum talaj fogalma	87
G) Az emberi tevékenység és a talajképződés	91
1. Az erdőirtások talajalakító hatása a Marcal-medencében	93
2. A vízrendezések talajalakító hatása a Marcal-medencében	94
3. Szakszerűtlen földművelés — gyorsított talajpusztulás	95
4. A település- és közlekedéshálózat, valamint a talajtakaró közötti kapcsolatok	95
II. A Marcal-medence talajai	97
1. Agyagbemosódásos barna erdő talaj	97
2. Barnaföld	116
3. Kovárványos barna erdőtalaj	123
4. Csernozjom barna erdőtalaj	128
5. Réti csernozjom	131
6. Réti talaj	139
7. Öntés réti talaj	152
8. Rétláptalaj	155
9. Általános sajátosságok	157
10. Magyarázó a Marcal-medence 1 : 100 000-es méretarányú genetikai talajtérképéhez	158
III. A Marcal-medence talajpusztulásának állapota	159
1. Talajpusztulás a pápateszéri M = 1 : 25 000-es méretarányú (Gauss— Krüger) térképlap területén	161
2. A talajpusztulás térképvázlata	162
IV. Új természetes talajjavító anyag a Marcal-medencében	164
1. A talajjavító anyag feltárása és térképezése	164
2. A Devecser határában feltárt talajjavító anyag kitermelési lehetőségei	165
3. Javaslat a Marcal-medence savanyú talajainak javítására	166
Irodalom	168

Bevezetés

Rohanó tempójú világunk társadalmi türelmetlenül igényli a tudomány eredményeinek gyakorlati-gazdasági hasznosítását. Józan türelmetlenség a gazdaságirányítás részéről is megnyilvánul ebben a vonatkozásban.

Ilyen tudománypolitikai légkörben nem elégedhetünk meg a talajföldrajz klasszikus felfogás szerinti művelésével, amely a talajok kialakulásának és egymás melletti elhelyezkedésének törvényszerűségeit hivatott feltárni. Ezek ismeretében meg kell kísérelnünk prognózist adni a talajképződés és a talajpusztulás várható alakulására — a szükséges beavatkozások tudományos megalapozása céljából.

Szakkörökben ma már nem vitatják a genetikai szemléletű talajföldrajz művelésének szükségességét. Nem állja meg ti. a helyét az az álláspont, amely szerint a talaj sokoldalú genetikai tulajdonságainak kutatása felesleges, mert a több termés eléréséhez csupán több víz és több műtrágya kell. A talajba adagolt víz és műtrágya ugyanis szigorúan a talajtulajdonságok ismeretének mértéke szerint hasznosul.

A sokféle talaj földrajzi törvényszerűségek alapján alakul ki és helyezkedik el egymás mellett. Ezek ismeretében a talajtulajdonságok rendkívül költséges és hosszadalmas — helyszíni és laboratóriumi vizsgálatokra épített — meghatározása és térképezése gyorsabbá, olcsóbbá, ugyanakkor megbízhatóbbá válik. Így a talajföldrajz gazdaságilag is jól hasznosítható tudomány. Hosszú távon mégsem lehet eredményes az a talajföldrajz, amelyet pusztán a közvetlen hasznosítási kérdésekre adandó válaszokért művelünk.

A talajdinamikai folyamatok helyes irányú „katalizálását”, ugyanakkor a talajpusztulás folyamatának lehetséges mértékű visszaszorítását akkor szolgálja hatékonyan a talajföldrajz, ha mennél mélyrehatóbban tárja fel azokat a kölcsönhatásokat, amelyek a talajképző folyamatok, illetve a talaj között érvényesülve, meghatározzák a talaj tulajdonságait és elterjedését.

E kölcsönhatások külön-külön és együttes elemzése teszi lehetővé — ismeretük alapján — a talajképződésbe való beavatkozást a talaj hasznos tulajdonságainak kialakítására, illetve fenntartására.

E könyv írásakor is az volt a cél, hogy kimutassam a Marcal-medence változatos talajtakarója és az azt kialakító talajképző tényezők közötti összefüggést. Ennek és a leírásra kerülő talajtulajdonságoknak ismerete a táj mezőgazdasági termelésének fokozásához járul hozzá.

A Marcal-medence földrajzi helyzete a Kisalföldön

A Kisalföld magyarországi része a jelenlegi földrajzi tájbeosztás szerint (BULLA B. 1962) három középtájra tagolódik. Ezek: 1. a Győri-medence, 2. a Győr—tatai-teraszvidék, 3. a Marcal-medence. Az ún. középtáj földrajzi jelenségeinek és a benne ható földrajzi folyamatoknak döntő többsége csaknem azonos. Ezek alapján egy ilyen terület földrajzilag jól jellemezhető és környezetétől elkülöníthető. Ezért a középtáj a természetföldrajzi terepkutatás területegysége.

A Marcal-medence medence jellege nyilvánvaló. Határának csak mintegy tizedrésze nyitott a Rábaköz felé. Ezen a területen a Marcal és a Rába egymáshoz közel, 0,5—4 km távolságban, nagyjából párhuzamosan folyik. A két folyó közötti sík, alluviális területen a Marcal meszes öntéshomokjának a Rába savanyú öntéseivel való érintkezési sávja mentén határolható el a Marcal-medence ÉNy felé a Rábaköztől. Ny felé a Kemenesháttal határos. Ez a határszakasz Marcaltótól kezdetben DNy-ra vonul egészen Tokorcsig. E szakasz első részén a morfológiai határ elmosódott, mert itt a Kemeneshát felszíne is lealacsonyodik a Kisalföld irányába tartó süllyedés következtében. Kemenesmagasítól, majd főleg Tokorctól kezdve azonban határozott peremmel különül el a Kemeneshát a Kemenesaljától. (A Kemenesalja a Marcal-medence Ny-i kistája.) A Ny-i határ D-i részén Zalaerdőd és Szalapa között az Ős-Zala völgytorzójának széles kavicsszintjén, a Marcal—Zala vízválasztóján húzható meg a határvonal. D felé a türjei pannon hát és a Kovácsi-hegy között a Marcal forrásvidékén a medence területe összeszűkül.

Nagygörbő és Vindornyaszóllós között, ősi meridionális völgy völgyi vízválasztójának É-i, enyhén lejtő síkján ered a Marcal. Ez a vizsgált terület legdélibb része.

A medence K-i határa a Bakony hegyláb felszínének peremén húzódik. A folyó forrásától Sümegig sok rétegforrást szolgáltató pannóniai agyaglejtőn, innen egészen a Pannonhalmi-hátság DNy-i végéig hegylábi kavics-konglomerátból felépült hordalékglejtőn vonul a határ; a Marcal mellékpatakjainak (Hidegvíz, Torna, Gerence, Bakony-patak) völgyeiben kissé a hegység közé is ékelődve. A csabrendeki Csúcsos-hegy pedimentjétől Nyirádig nagyjából K—Ny-i, Nyirádtól Kupig (a Torna-völgy beöblösödését kivéve) É-i, innen Bakonytamásiig ÉK-i irányban, az utóbbi szakaszon zezzugos vonalban húzható meg a határ. Bakonytamási és Nagydém között ér a medence területére a Bakony-patak. Itt ÉNy-nak fordul és a Pannonhalmi-hátság Ny-i lejtőjének alján folyik végig Koroncóig, ahol a Marcalba torkollik. Völgyének a dombtság felé eső oldala egyúttal a Marcal-medence ÉK-i határvonala.

A Marcal-medence határa mindenekelőtt geomorfológiai határ. Emellett egyes szakaszokon a többi tájtényező is szerephez jut a határ kijelölésében csakúgy, mint a táj kialakulásában.

Ha a Marcal-medencét a Kisalföldhöz kapcsoló földrajzi hasonlóságokat, és a nagytájon belül a medencét önálló középtájként meghatározó különbségeket egybevetjük, a következőket észleljük.

A Marcal-medencének a Kisalföldön elfoglalt relatív helyzetét vizsgálva látjuk, hogy az a Kisalföldnek D felé, a Bakony és a Kemeneshát magasabb térszíne közé mélyen benyúló fiókmedencéje. Ez azt jelenti, hogy területén a lejtős felszínek aránya a síknak vehető területekhez viszonyítva nagyobb, mint a Kisalföld központi területén. Geomorfológiai felszínfejlődési szempontból tekintve ebből következik, hogy itt a pusztuló felszín aránya lényegesen nagyobb, mint a Győri-medencében. Ebben a tekintetben a Győr—tatai-teraszvidékhez hasonlít a Marcal-medence. Ugyanakkor a Marcal-völgy tengelyéhez igazodó alluviális síkságok a Kisalföld központi részéhez teszik hasonlóvá.

Nagyobb a magasabb szintű sík területek (pl. a Kemenesalja 130—140 m tszf-i magasságú teraszfelszíne) és a peremi dombhátak összterületi aránya is, mint pl. a Győri-medencében. Ez azt jelenti, hogy itt az akkumulációs terület kiterjedésének aránya a Kisalföld központi tájainál kisebb. A medence nagyságához viszonyítva nagyobb a Dunántúli-középhegységgel határos területsávja, mint a Kisalföld másik két középtájának. Ebből az következik, hogy a Marcal-medencében a középhegységi hatás erősebben érvényesül minden természetföldrajzi vonatkozásban.

Látni fogjuk, hogy a Marcal-medencének a Kisalföld nagyobbik részéhez való minden hasonlósága és az attól eltérő minden különbsége értelmezhető a terület relatív helyzetéből, a szomszéd tájakhoz való viszonyából, felszínének különböző magasságú szintjeiből, azok egymáshoz viszonyított területi arányából, illetve egymáshoz való kapcsolódásuk módjából (lejtőviszonyok), nem utolsósorban pedig kialakulásának fejlődéstörténetéből.

Összehasonlítva a terület földtani felépítését a Kisalföld magyarországi részének másik két középtájáéval, azt látjuk, hogy azok felszíni és felszín közeli üledékeinek nagy része a Duna pleisztocén és holocén hordalékának durvább és finomabb szemű anyagából származik. A Marcal-medencéé pedig részben az Ős-Rába, a Marcal és mellékpatakjainak hasonló korú, hasonló, illetőleg durvább frakciójú (hegylábi hordalékkúpok görgetegei) üledékeiből, részben pedig idősebb (felsőpannóniai és felsőpliocén) beltavi és folyóvízi, jól osztályozott, agyagos és homokos üledékekből ered. A medence — mai formája kialakulásának kezdetekor lassan emelkedő — peremi területének lejtőin jelentős a különböző deráziós folyamatok (PÉCSI M. 1962b) által termelt lejtőüledékek elterjedése is. E tekintetben hasonlít a Győr—tatai-teraszvidék peremi részéhez és különbözik a Győri-medence alluviális üledékekből felépült tökéletes síkságától.

A terület éghajlata a másik két kisalföldi táj klímájával a műszeres mérő-állomások igen gyér volta miatt (mérési adatok alapján, helyesen értékelve) alig hasonlítható össze. A talajtípusok azonban már értékelhető éghajlati összehasonlítást tesznek lehetővé. Ezeket vizsgálva szembeűnik, hogy a Marcal ártere feletti alacsony fekvésű síkságokat részben réti csernozjom borítja. Ez a kontinentális alföldi klíma érvényesülésének bizonyítéka. A Győri-medence központjától D-re távolodva azonban gyengül ez a

klimahatás és a Jánosháza melletti Duka községtől D-re már megfelelő felszíni és kőzetviszonyok, valamint talajvízhatás mellett sem fordul elő réti csernozjom, jeléül annak, hogy itt már a dombságok és a Dunántúli-középhegység kiegyenlítettébb, hűvösebb, csapadékosabb éghajlata érvényesül. A farkasgyepűi és a pápai meteorológiai állomások 50 éves adat-sorának a két állomás közötti interpolált értékei már jelentős különbséget mutatnak a Győri-medence hasonló adataihoz viszonyítva, a mérsékeltébb, csapadékosabb éghajlat javára. Jelzi ezt az erdőtalajok és részben a rozs (Lovászpata) megjelenése a Győri-medence és a Győr—tatai-teraszvidék csernozjomjaival s részben az ott termelt búzával szemben.

Vízrajzi sajátosságait is nagyrészt környezetének domborzata szabja meg. A terület nagyságához viszonyítva a felszíni vízfolyások száma itt nagyobb, mint a másik két kisalföldi tájon, mert nagyobb határon érintkezik a rétegforrásokban gazdag Dunántúli-középhegységgel. Felszíni és talajvíz bőségben azonban messze elmarad a mélyebb fekvésű, Duna menti szomszéd tájaktól.

Végül természetes és kultúrnövényzetét összehasonlítva, az előbbiekből már magától értetődően következik a hasonlóság is, meg a különbség is. A talajvízhatások által érintett és az azoktól mentes területeken érvényesül a Dunántúli-középhegység hűvösebb éghajlatának befolyása mind a vegetáció képében, mind a flóra összetételében (SIMON T. 1962).

A talajvonatkozásokat az éghajlat összevetésénél röviden már érintettük, a későbbiekben pedig részletes elemzésük sorra fog kerülni.

A Marcal-medencének a Kisalföldön elfoglalt földrajzi helyzetét áttekintve, hangsúlyozottan megállapíthatjuk, hogy ennek a középtájnak összes természet földrajzi adottságát| döntő módon fejlődéstörténetileg meghatározott geomorfológiai viszonyai szabják meg. Éppen ezért szükségesnek tartom, hogy a talajképző tényezők tárgyalása során a Marcal-medence fejlődéstörténeti geomorfológiájával — mint középtájszinten a talajtípusok elterjedését elsősorban meghatározó tényezővel — részletesebben foglalkozzam.

Mielőtt a talajképző tényezők ismertetésére térnék, röviden át kell tekinteni a Marcal-medence természetföldrajzi, különösen talajföldrajzi vonatkozású kutatásának történetét.

Kutatástörténeti áttekintés

Ebben a fejezetben, terjedelmi okok miatt csak a táj talajföldrajzára vonatkozó legfontosabb szakirodalommal foglalkozhatom. A területileg nem, de a tudományszak szerint vonatkozó irodalmi anyagra a megfelelő fejezetekben fogok hivatkozni. A kevésbé jelentős megállapításokat tartalmazó tanulmányokat pedig a könyv végén, szakirodalomjegyzékben sorolom fel.

Az első lényeges, talajföldrajzinak számító adatot TREITZ P. 1904-ben végzett agrogeológiai felvételéről készített jelentés II. részében, „A Nagysomlyó-hegy szőlőterületének talajismereti leírása” címen olvashatjuk. Ebben a vulkáni eredetű kőzetek termőtalajait két csoportba sorolja: 1. meszes földek, 2. mésztelen termőtalajok.

1. A meszes földek csoportjában megkülönböztetett három talajtípus TREITZ P. szerint ún. nyersföld, azaz vázta. Tulajdonképpen mállás-termékek és ezek szintetizálódásából alakult másodlagos ásványok együttese ez a nyersföld. CaCO_3 feldúsulásukat TREITZ P. elfogadhatóan magyarázza száraz, pusztai klímahatással. Közismert ugyanis, hogy a nátrium, a kálium, a kalcium, a magnézium szénsavas, kloridos és részben foszforsavas, salétromsavas sói a legmozgékonyabbak a talajban, és bizonyos szintekben jelentős felhalmozódást érhetnek el, különösen száraz éghajlati viszonyok között.

2. A mésztelen termőtalajok négy típusa (köztük a nyirok) szerinte erdei növényzet közreműködésével történt elmállás révén alakult ki. A vasoxidok feldúsulása a közös jellemzőjük.

A Somló környékén megkülönbözteti még a vízi eredetű lerakódásokat (diluviális kavics és homok), amelyek ugyancsak vázta talajok, továbbá az eolikus eredetű talajokat (löss).

Értékes adatokat közöl a bazalt nyirokjáról, összehasonlítva azt a SZABÓ J. által leírt andezit nyirokkal. Ezek a laboratóriumi elemzési adatok ma is felhasználhatók. Helyesen írja le a kilúgozódás és a karbonátfelhalmozódás egyik esetének folyamatát.

1906. évi jelentésében LÁSZLÓ G. (p. 215—235) közöl eredeti forrásanyag-adatot a Marcal-völgy tőzeg- és lúpvidékéről. Felvételei szerint a Marcal allúviumán mintegy 71 km²-nyi (12 337 kh) terület lúp és tőzeg. Ebből a tőzeg 21,2 km² (3684 kh), a lúpföld (lápi agyag és iszap) 49,1 km² (8532 kh). A lúpterületből két — 0,7 km² (121 kh) összterületű — domb emelkedik ki szigetszerűen. E két sziget és a lúpot környező magaslatok (LÁSZLÓ G. szerint) fiatal harmadkori homokból épültek fel, amelyekbe a Marcal vágta be útját. Valóban, mindössze annyival egészíthető ki ez a megállapítás, hogy a homokokat pleisztocén kavics és réti talaj, illetve barnaföld fedi.

Három tőzeges területet különített el a Marcal völgyében.

1. Egyházaskesző határában, a Marcal bal partján 1,4 km² (243 kh) kiterjedésben 20 cm mélyen, sárga iszapos agyag alatt fekszik ez a tőzeg, átlagosan 0,5–0,9 m vastagon. A fekete földes gyeptőzeg mennyisége kb. 980 000 m³.

2. Mezőlak, Békés és Mihályháza (kiszérszben Kemeneshőgyész) határában fekszik a második tőzegterület. Kiterjedése kb. 6,4 km² (1112 kh). Mennyisége kb. 10 240 000 m³. Minősége ún. nádrét tőzeg, a Marcal-völgyben a legjobb minőségű. Feküje fekete agyag, helyenként tőzegrés. A tőzeg 1,5–2,5 m mélységig fejlődött ki.

3. A legnagyobb tőzegtelep a nagyobbrészt Adorjánháza, Csögle, Kispirit, Nagypirit, kisebbrészt Celldömölk, Izsákfa, Kocs, Boba határát foglalja el. Kiterjedése kb. 13,4 km² (2329 kh). Mennyisége mintegy 16 700 000 m³. Anyaga: jó minőségű nádrét tőzeg. Vastagsága 1–2 m között változik. E tőzeglápok a lecsapolás, telkesítés miatt kotusodnak. LÁSZLÓ G. vizsgálatai fontos forrást jelentenek. Lényegesebb változást az új felvételek sem mutatnak, legfeljebb a kotusodás gyors menete állapítható meg.

1912-ben HORUSITZKY H., TREITZ P. és LÁSZLÓ G. végzett részben a mai Marcal-medence területére is kiterjedő talajtani vizsgálatokat.

HORUSITZKY H. a Bakonytól a Rába-völgyig lehúzódnó ún. vereses színű homoktalajt ír le, amely hol lazább, hol kissé kötöttebb homokféleségekhez tartozik. „Mész még az altalajban is alig van” — mondja. A pápai felvételi lap területéről még meszes völgyi talajokat is leír.

Kutatómunkája a Kisalföld legnagyobb részére kiterjedt. Eredményeként négy csoportba foglalta össze a kutatási területén felismert talajtípusokat. Beszél *mésztelen kötörmelék talajcsoportról; mésztelen vörös, illetve szürke, vasas talajokról* (erdei talajok); *meszes barna talajokról* (mezőségi) és *humuszos, vagy világos, laza természetű, völgyekben és ártereken előforduló talajokról*.

E négy csoporton belül 18 talajtípust különböztet meg a fizikai sajátosságok és az anyagokzet alapján. A típus neve melletti 2–3 betűből álló jel az alapkőzetet és annak korát bemutató jelkulcs, amit HORUSITZKY H. különösen fontosnak tart közölni.

Ezután vitába száll a klímazonális talajfelvételezés és térképezés módjával. Elismeri az orosz talajtudósoknak a talajgenetika területén elért nagy eredményeit, amelyekkel már magyarázni is lehet a talajok kialakulását.

Megjegyzi, hogy a klímazonák a domborzati és „geográfiai” viszonyokhoz igazodnak. Ha pedig ez igaz — mondja —, akkor a talajzónák elsősorban a domborzati viszonyok szerint váltakoznak. HORUSITZKY H. e nagy jelentőségű megállapítását a későbbi talajföldrajzi kutatások teljes mértékben igazolták.

Maga a klímazonális elv csak ott érvényesíthető szerinte, ahol a talaj eredeti állapotában megvan és ahol a rétegek vízszintesen települtek. Megállapítja, hogy az egyes zónákat nem lehet egymástól élesen különválasztani, számtalan átmenet lehetséges.

Nem ért egyet a klímazonális talajosztályozás azon elvével, amely a talajok elnevezésénél a struktúrát, a kötöttséget és a fizikai tulajdonságokat nem veszi figyelembe. Azt is megkívánja, hogy az altalaj és az alapkőzet is jelöltségű legyen a felvételezésnél (HORUSITZKY H. 1912).

HORUSITZKY H. csak igazgatójának, LÓCZY L.-nak utasítására alkalmazta a klímazonális elvekre épülő talajfelvételezést, egyébként végig mereven szembeszállt ezzel az elmélettel. Ellene felhozott kifogásai és kiegészítései azonban jogosak és hasznosak voltak.

Tudta ezt maga TREITZ P. is, aki az elv alkalmazását keresztülvitte. Ugyancsak 1912. évi felvételi jelentésében le is írta e módszer gyengéit. Mégis, hibái ellenére is hasznos volt a klímazonális talajfelvételezés Magyarországon, részben mert a talajgenetikát is alkalmazták vele együtt, részben pedig mert TREITZ P.-t arra ösztönözte, hogy a hasonló vonatkozású nyugati irodalmat is újra értékelve, új tudományágot teremtsen, a *talajföldrajzot*. Erről szóló munkájával a Bevezetés-ben a szükséges mértékig már foglalkoztunk.

Fontos TREITZ P. 1912. évi jelentésében az, hogy bizonyítékokat sorakoztatott fel, amelyek szerint az Alpokból a Marcal-medencén átfolyó vizek egykor nem É felé, hanem egyenesen K-nek, majd DK-i irányban folytak.

A Ság-hegyről a *ligetes erdő fekete talaját* írja le és meg is magyarázza annak keletkezését: a Kisalföld bazaltvulkánjai elszigeteltek. Emiatt talajuk száraz, mert bármelyik irányból érheti szél és így talajnedvességük fokozott mértékben párologhat. Az erős párolgás következtében az altalaj leiszapolható frakciójában mállástermékek — elsősorban nagy mennyiségű CaCO_3 — halmozódnak fel. A nagy szárazságból a hegy lejtőinek kopársága következik. Azonban éppen elszigeteltségük következtében a napi lehűlések alkalmával sok harmat csapódik le és ez elég nedvességet biztosít törpe növéssű, ritka állományú tölgyessel kevert füves növényzetnek, amely alatt fekete mezőségi talaj alakul ki. Ez a talaj a csernozjom és a rendzina közötti átmeneti típus. Csak kevés helyen maradt fenn eredeti formájában, mert a szőlőműveléssel járó forgatás és lazítás miatt könnyen esett az erózió áldozatául. Eredeti szelvénye a következő:

A 40–60 cm vastagságú humuszos, fekete, mésztelen réteg,

B 20–30 cm vastagságú szürke, meszes (20–40% CaCO_3) réteg,

C anyakőzet (0–5% CaCO_3 tartalommal).

A leírt talajtípusban nem nehéz felismernünk STEFANOVITS P. litomorf erubáz nyirok erdőtalaját.

Ugyanezt a talajt HORUSITZKY H. fentebb említett jelentésében a „bazalt kúpok felső barna nyiroktalaja”-ként az „átalakult mezőségi talajok” csoportjába sorolja, minden részletesebb jellemzés nélkül.

Az 1912. évi átnézetes talajismereti felvételezés keretében a mai Marcal-medence legnagyobb részét LÁSZLÓ G. dolgozta fel.

Ugod, Pápakovácsi, Noszlop, Nagyszőlős (ma Somlószőllős), Tüskevár, Sümeg tengely mentén széles övben elterjedve *fakó erdei talajt* ír le, anélkül, hogy területileg elhatárolná azt (ez nem is volt feladata). Szelvénye: a kilügződött A szint alatt éles határral válik el a vasrozsdás B szint. Ha kavicsból áll a B szint, akkor az itt kicsapódott szerves és szervesetlen alkotórészek a kavicsot összecementálták. Ezt a talajtípust ma agyagbemosódásos barna erdőtalajnak nevezzük.

Barna, illetve vörösbarna erdei talajt is ismertet területéről, de még oly mértékben sem határozza meg elterjedési területét, mint a fakó erdei talajokét. A területet ismerve azonban tudjuk, hogy a *barnaföldről* és annak *rozsdabarna erdei talaj* altípusáról van szó.

Ártéri talajokat ír le a Marcal völgyéből. E talajok A szintje sötétszürke, lefelé fokozatosan sárga iszapos altalajba megy át. Ugyancsak a Marcal völgyéből réti agyagokat és tőzegtalajokat is megemlíti.

Nyers- vagy vázталajokat állapított meg a medence Bakonnyal határos területén. Váztalajnak tekinti a laza üledékek lejtőtörmelkeit és felszíni kibukkanásait is, akár természetes úton, akár az emberi beavatkozás hatására kerültek azok a felszínre. Ez a mai felfogásnak is megfelel.

TREITZ P. 1923-ban a mezőlaki uradalom területéről készített részletes talajtérképet. A térképhez részletes leírást is mellékel, amelyben megállapítja, hogy az uradalom területén *típusos barna erdőtalaj* fordul elő, amely Németországban nagy területeket borít.

Ugyanebben a kötetben HORUSITZKY H. (1923) írt Győr–Győrszentmárton (Pannonhalma) környékének agrogeológiai viszonyairól. Az itt leírt üledékeken megkülönböztet: 1. *laza és kötöttebb homokos talajokat*, 2. *vályogokat*, amelyek gyakran kavicsosak, 3. a Pannonhalmi-hátságához közel *erdei talajokat*, 4. a Marcal felé eső részen *mezei talajokat*, 5. majd a folyóhoz közeli területeken *áradmányos földeket*. A koroncói Bakony-ér és a mórchidai Bakony-ér völgyeinek talaja *humuszos, homokos agyag*, helyenként homokos kavicsos, másutt pontusi agyagon kifejlődve.

A második világháborúig nem foglalkoztak a táj talajföldrajzi kutatásával.

A második világháború után először SÜMEGHY J.-től (1947) olvashatunk talajtani kérdéseket is tárgyaló földtani tanulmányt „Észak-pannonföld talajainak földtani származása” címen. Ebben azt a felfogását hangoztatja, hogy a *lősznek* valódi, homokos és „alföldi” fajtáin, illetve fajtáiból a *mezőségi talaj*; a *vörösayagnak* barna, vörhenyes barna, világosbarna és szürkésbarna fajtáin pedig az *erdei talajok* alakultak ki.

Az akkori nevezéktan szerint tehát a fekete és sötétbarna mezőségi talajok anyakőzete a *valódi lősz*; a homokos gesztenyebarna mezőségi talajoké a *homokos lősz*; a degradált (áldegradált) mezőségi talajoké a *világosbarna agyag*; a barna erdei talajé a *barna agyag*; a szürke erdei talajoké pedig a *fakó agyag*. A Kisalföld D-i részéből degradált mezőségi talajokat írt le.

SÜMEGHY J.-nek ezek a megállapításai abban az időben sem állták meg a helyüket. Anyakőzet és talaja között egészen más összefüggés van a talajtan szerint. Hangsúlyozza, hogy a talajok kőzettani, kémiai összetétele, talajtani jellegzetessége nagymértékben függ a hullóporos kőzetek összetételétől, amelyek legtöbb esetben megszabják a talajképző kőzet jellegét. Szerinte még a szerves talajok, pl. a tőzegeken kialakult talajok kémiai jellemzői is főleg attól függenek, hogy anyakőzetüket melyik hullóporos kőzet nyújtja, illetve melyikből került több vagy kevesebb másodlagos ásványi anyag növényzetüket tápláló anyakőzetükhöz. Ugyanúgy a hegységek szálban álló kőzeteinek mállási, porlási termékeiből kialakult, rendszerint vékony anyakőzetben majdnem mindig jelen van az odakeveredett hullópor is.

Mint tudjuk, ez az elgondolás nem új. TREITZ P. már többször írt — leg-részletesebben a talajgeográfiát tárgyaló (1913), majd később az agrogeológia feladataival foglalkozó munkájában (1925) — a hullópor talajképző szerepéről és jelentőségéről, mégpedig kora színvonalán nagyobb hozzáértéssel, mint a maga korában SÜMEGHY J., aki nem talajtan-művelő,

hanem geológus volt. Tény, hogy a hullópor talajalakító szerepe ma sem tisztázott.

SÜMEGHY J.-nek viszont érdeme, hogy e munkájában azt a saját megfigyelésein alapuló megállapítást teszi, hogy az általa Észak-pannonföldnek nevezett kistalaj és Dunántúli-középhegység peremi területen — amelyhez a Marcal-medence is tartozik — a klímazonális talajtípusok kialakulását megzavarja a változatos relief, a gazdag hidrográfiai hálózat, valamint a geológiai viszonyok és az emberi kultúra hatása is. Hogy hogyan és milyen mértékben gyakorolnak befolyást a fent említett talajképző tényezők a klímazonális talajfejlődés irányára, arról SÜMEGHY J. nem szól. (Mint geológusnak nem is volt feladata ilyen kérdésekre választ adni.)

Az a kiemelt megállapítása viszont, hogy „a talajképződés irányát itt csak megindíthatja, de nem szabhatja meg az uralkodó éghajlat és növényzet, mert a talajok további fejlődése már a geológiai tényezők szoros függvénye” (15. old.), az egyoldalú geológiai szemlélet terméke. A geológiai tényező ugyanis valóban domináns talajképző tényezővé válhat meghatározott esetben — amint azt a későbbiekben tárgyalni is fogjuk —, de változatos domborzatú, hidrografiájú, kőzetfelépítésű területen, mint pl. a szóban forgó „Észak-pannonföld”, nem is lehet egyeduralkodó talajképző a geológiai faktor. Mindazonáltal kétségtelen, hogy korának magyarországi geológusai közül SÜMEGHY J.-nek, a síkvidéki geológusnak a munkái nyújtottak a legtöbb és leghasználhatóbb földtani adatot a talajtan számára.

STEFANOVITS P. „Talajtájaink és gyakorlati jelentőségük” c. cikkében (1952) a Marcal-medence területét részben az „Észak-pannonhát” talajtájaihoz sorolja. Ezt a beosztást veszi át KREYBIG L. is, „Az agrotechnika tényezői és irányelvei” c. nagy művének mindkét kiadásában (1953, 1956). Ugyanezen munkákban jellemzi is e talajtájak adottságait és talajtulajdonosságait (1956, p. 747, 751, 759).

Ezt a beosztást tartja meg továbbra is STEFANOVITS P. 1956-ban megjelent „Magyarország talajai” c. könyvében. Ezen utóbbi munkák talajtájakra osztva tárgyalják a talajtulajdonosságokat, tehát ilyen szempontból már talajföldrajziaknak mondhatók.

STEFANOVITS P. (1963a, p. 267, 269) könyvének második kiadásában a BULLA B.-féle tájbeosztást alkalmazva, először ír a Marcal-medence talajairól. Ezt tekinthetjük tehát az első munkának, amely kifejezetten a Marcal-medence talajaival is foglalkozik.

A Földrajzi Közlemények Kisalföld kötetében STEFANOVITS P. és GÓCZÁN L. „A Kisalföld magyarországi részének talajföldrajzi viszonyai” c. közös tanulmányukban foglalkoztak először a Marcal-medence talajföldrajzával (1962). „A Marcal-medence” c. fejezetben közöl GÓCZÁN L. rövid áttekintést (i. m. p. 198—206), kiegészítve STEFANOVITS P. talajvizsgálati adataival.

A kutatás történetének ismertetése után soroljuk fel azokat a nyomtatásban és kéziratos alakban meglévő térképeket, amelyek a Marcal-medence talajföldrajzához, illetve talajtérképének szerkesztéséhez jelentős segítséget nyújtottak.

A felhasználás sorrendje szerint ezek az alábbiak:

1. A M. Áll. Földtani Intézet által 1956-ban kiadott „Magyarország földtani térképe”; M = 1 : 300 000.

2. A M. Áll. Földtani Intézet térképtárában levő síkvidéki földtani felvételi lapok, kéziratos alakban; M = 1 : 25 000.

3. Magyarország Éghajlati Atlasza (OMI 1960).
4. Az FM Vízrajzi Intézetében 1938-ban szerkesztett „Magyarország vízborította és árvízjárta területei az ármentesítés és lecsapoló munkálatok megkezdése előtt” c. térkép.
5. RÓNAI A. szerkesztésében megjelent „Kisalföld talajvíztérképe” (1962).
6. Magyarország első katonai térképfelvétele II. József császár korában (a szegedi József Attila Tudományegyetem Földrajzi Intézetének könyvtárában, illetve a Hadtörténelmi Intézet és Múzeum térképtárában levő anyag).
7. Az MTA Talajtani és Agrokémiai Kutató Intézet térképtárában nyomtatásban és kéziratos formában levő KREYBIG-féle átnézetes talajismereti térképek; M = 1 : 25 000.
8. A MÉM STAGEK-ben levő GÉCZY G.-féle „Mezőgazdasági talajismereti térképek”; M = 1 : 25 000.
9. Az MTA Talajtani és Agrokémiai Kutató Intézet térképtárában levő kéziratos talajeróziós felvételi lapok; M = 1 : 75 000.

*

Ha a Marcal-medence talajföldrajzának kutatástörténetét a talajtani tudomány fejlődési szakaszain át vizsgálva röviden össze akarnók foglalni, kevés konkrét mondanivalónk lehetne. Annyit mindenesetre megállapíthatunk, hogy a hazai talajtani kutatástörténeti szakaszok közül a Marcal-medence talajainak vizsgálatával intenzíven foglalkozott a TREITZ P.—HORUSITZKY H.—LÁSZLÓ G. által végrehajtott agrogeológiai felvételezés a századforduló után, az első világháború előtt.

A két világháború között és a második világháború után, a KREYBIG L.-féle térképezés során folytatódott csak a terület talajviszonyainak részletesebb kutatása.

KREYBIG L. térképeinek adatait és a STEFANOVITS P.—SZŰCS L. által szerkesztett genetikai talajtérkép nomenklaturáját használták fel a legutóbbi időben a GÉCZY G. nevéhez fűződő, az OMMI laboratóriumi által is készített „Mezőgazdasági talajismereti térképek” felvételezése során.

Végül az utolsó, a jelenlegi fejlődési szakasz a STEFANOVITS P.—SZŰCS L.—MÁTÉ F.—SZABOLCS I.—JASSÓ F.—SZEBÉNYI L.-né által kidolgozott genetikai talajosztályozás nevezéktanát alkalmazó új felvétel, amely jelen munka egyik lényeges része: „A Marcal-medence genetikai talajföldrajzi térképe”.

I. A talajképződés tényezői; kapcsolatuk a Marcal-medence talajainak kialakulásával, elterjedésével és fejlődésével

A talajképződés, vagyis az a fizikai, kémiai és biológiai folyamat, amelynek során a felszíni kőzetekből, valamint ezek málladákaiból, illetve az élő szervezetekből és elhalt szerves anyagokból a felszínen az idő folyamán talaj képződik, meghatározott természetföldrajzi körülmények között megy végbe.

Amikor a talajkutató egy táj talajtakaróját tanulmányozza, nemcsak a talajszelvények helyszíni felvételét végzi el, hanem meg kell ismernie a tájnak azon földrajzi sajátosságait is, amelyek a talajok kialakulását meghatározták, illetve fejlődési irányát jelenleg is befolyásolják.

Ahhoz, hogy a talajokról megbízható ismereteket szerezzünk, hogy azok birtokában róluk a gyakorlat számára optimálisan felhasználható jellemzést adhassunk, meg kell ismernünk a kialakulás körülményeit, a bennük lejátszódó lényeges folyamatokat és meg kell állapítanunk fejlődésük jövőbeni alakulását. Egyszóval meg kell ismernünk mindazokat a tényezőket, amelyek képződésükben részt vettek és jelenleg is részt vesznek.

A talajképződést meghatározó tényezők a következők: 1. a geológiai, 2. a geomorfológiai, 3. a vízrajzi, 4. az éghajlati, 5. a biológiai (növényzet, talajlakó állatközösségek, a talaj mikroorganizmusai) tényezők, továbbá 6. a földtani kor, valamint 7. az emberi tevékenység talajalakító hatása.

Ezeket nevezi a talajtan *talajképződési vagy talajképző tényezők*nek.

A talajtakaró a táj egyik alkotója, éppen úgy, mint a kőzetek, a felszíni formák, az éghajlat, a vízrajz, a növénytakaró, a társadalom létesítményei stb. Ezeket a tájalkotókat és alakítókat együttesen *tájtényezők*nek mondjuk.

Amint látjuk, a tájtényezők azonosak a talajképző tényezőkkel, kivéve magát a talajt. Bizonyos értelemben a talajt is felfoghatjuk talajképző tényezőnek. Abban az esetben ugyanis, ha kialakult a talajtípus, ez a többi talajképző tényező talajképző hatását már befolyásolja, mondhatnók azt, hogy önmagát mintegy konzerválja. Természetesen, ez nem jelent állandósulást, de jelent egy bizonyos fajta autodinamizmust, éppen önálló természeti képződmény jellegénél fogva.

Ilyen értelemben tehát a talajkutatás táj kutatás, konkrétan a tájnak a talaj megismerése céljából történő kutatása. Nem mondhatom azt, hogy csak egy része a táj kutatásnak, hiszen az összes tájtényezőt ismernünk kell, mint talajképző tényezőt, pontosabban a tájtényezőknek a talajképződésben érvényesült és érvényesülő hatását.

Ugyanilyen értelemben fogható fel egy táj domborzatának vagy éghajlatának, vízrajzának vagy növénytakarójának kutatása is. E tájtényezők mindegyike szintén függ a többitől, tehát a többi tényezőt is vizsgálja egy-egy tájtényező kutatója.

Csak ilyen jellegű munka alapján lehetséges a táj tudományos megismerése. Ennek eredményeképpen ismertté válik az összes tájtényező, amelyeket azután komplexitásukban a természetföldrajz szintetizál, azaz megalkotja a táj tudományos jellemzését és értékelését.

A talajképződés tényezői közül a Marcal-medencében egyik sem juthatott uralkodó szerephez a talajtakaró kialakításában. A Marcal-medence felszíne ugyanis nem egyhangú. Nagy reliefenergiája nincs, mégis annyira változatos arculatú, hogy a makroklima, amely nagy területekre kiterjedő, egyhangú síkságokon a talajképződés uralkodó meghatározója, itt, ezen a makroklimatikusan is átmeneti tájon nem tudott egyedül uralkodó talajképző szerephez jutni. A hidrográfiai talajképző tényező viszont a medencejellegnek megfelelően, sőt — a középhegységi szomszédság miatt — azon túlmenően is, viszonylag nagyobb területen érvényesítette hatását. Különösen akkor válik ez nyilvánvalóvá, ha figyelembe vesszük a hidrográfiai tengely csekély esésvonala miatt előállott felszín közeli talajvízszintet.

Természetesen megállapítható helyenként a kőzet domináns hatása is, nem utolsósorban pedig a domborzati tényezőé, amelynek szerepe igen bonyolult, és sokirányú kölcsönhatásban nyilvánul meg. Előljáróban azt mondhatjuk, hogy a Marcal-medencében kimutatható minden egyes talajképző tényező dominanciája is külön-külön, jól elhatárolható területekhez kötve; ugyanakkor megállapítható együttes, gyakran egyenértékű kölcsönhatásuk is egy-egy kisebb területen.

Minden egyes talajtípus esetében kimutatható, hogy annak képződése végső fokon morfogenetikus; akár klímazonális, akár hidromorf, akár pedig litomorf talajtípusokról volt is szó. A talajképző tényezők rendkívüli területi változatossága a Marcal-medencében a talajtípusok tarka egymás-mellettségét hozta létre.

A talajképző tényezők tárgyalásának azt a módját tartjuk célszerűnek, hogy a tényezőt először mint a táj alkotóját általában jellemezzük, utána kiemeljük azokat a területeket, amelyek talajtakarójának kialakulásában szembevetendő a tényező uralkodó hatása, végül igyekezzünk jellemezni azokat a konkrét kapcsolatokat, amelyek a tárgyalt talajképző tényező és a talaj között kimutathatók.

Mielőtt a talajképző tényezők külön-külön történő tárgyalására rátérnék, szükséges megjegyezni, hogy a természetben általában e tényezők együttes hatásának eredményei észlelhetők. Térben és időben változva, az egyes tényezők hatásának érvényesülését más tényezők hatása elősegítheti, vagy gátolhatja. Némely esetben pedig előfordul, hogy különleges feltételek mellett egyik tényező hatása elnyomhatja a többiét. Az ilyen eset azonban mindig csak átmeneti állapot a talajtakaró kialakulása során, mert a tényezők hatásának viszonylagos egyensúlya egy tájon belül bizonyos idő múlva törvényszerűen beáll.

A) A földtani viszonyok és a talajképződés

A Marcal-medence területén lezajlott földtani folyamatok által létrehozott földtani jelenségek közül a talajföldrajz azokat választja vizsgálatára tárgyként, amelyek a medence talajtakarójának kialakulásában közvetlen, vagy közvetett, de kimutatható szerepet játszottak.

Ilyen értelemben bennünket elsősorban a felszín közeli kőzetfajták területi elterjedése valamint azoknak a talajok képződését közvetlenül befolyásoló bizonyos tulajdonságai érdekelnek. A talaj ásványi alkotórészét ugyanis ezek a felszín közeli kőzetek szolgáltatják. Ezért is nevezik azokat talajképző kőzetnek, vagy a talaj anyakőzetének.

Ismernünk kell azonban a medence szerkezetét, főleg a szerkezeti mozgásoknak azokat a felszíni vetületeit, amelyek a hidrográfiai hálózat vázát meghatározták, továbbá azokat a mozgásokat, amelyek a medence egyes területeinek kiemelkedéseit, vagy süllyedését váltották ki, ami által a reliefenergia és a hatékony talajvízszint kialakulásának előfeltételeit megteremtették.

1. Szerkezeti mozgások

A medencét ért szerkezeti mozgásokról a felszínen kiváltott hatásuk vagy a feltárt kőzetekben látható szerkezeti jelenségek nyomán tájékozódhatunk. A talajképződésre gyakorolt közvetett hatás szempontjából jelentős szerkezeti mozgásnak ítéljük meg a Bakony posztpannon emelkedését, amely a Marcal-völgyig hatva, csökkenő mértékben a medencét is megemelte. A K-i peremterületeken a pannóniai rétegek magasabban fekszenek, mint a medence belsejében, a Bakony oldalán pedig 300 m-ig is megtalálhatók. A posztpannon emelkedést az a szögletes dolomittörmelék közé ágyazott kvarekavicsos korrelatív törmelékanyag tanúsítja, amely Kis Diós-major és Bakonykoppány között az országút és a gazdasági vasút kereszteződése közelében az országúttól 200 m-re DK-re, a vasút melletti feltárásban látható. Részletes leírását kandidátusi disszertáciomban közöltem (GÓCZÁN L. 1966, p. 59). Ez a posztpannon mozgás a medence hegység felé irányuló féloldalas enyhe emelkedését eredményezte.

A Marcal-medencének egy másik, a Dunántúli-dombsággal együtt történt para-epirogén jellegű emelkedését ugyancsak említett munkámban igazoltam (p. 31). Ez a kb. 10 m-es emelkedés a medence egész területén végbement, a würm eljegesedés idején.

A területnek ez a kétféle emelkedése végső fokon, közvetve igen jelentős volt a talajképződés szempontjából. A legfontosabb hatása az volt, hogy kiváltotta a pannon korban, a felsőpliocénban és az ópleisztocénban feltöltött terület letarolódását. A féloldalas emelkedés Ny felé térítette el a terület fő erodáló folyóit. E mozgás igazolásával alátámasztom SZÁDECZKY-KARDOSS E.-nek a Rába vízrendszerére vonatkozó közismert folyóeltolódási elméletét (1938, p. 150; 1941, p. 117–134). A kettős emelkedés volt tehát a megindítója annak a folyamatnak, amely végül a talajtakaró mai domborzati feltételeit és talajképző kőzeteinek felszínre kerülését eredményezte.

A szerkezeti mozgásoknak egy másik fajtája is lényeges szerephez jutott a táj kialakításában. Ez a mozgás az alaphegység elsüllyedt rögeinek függőleges, vagy közel függőleges törési síkok mentén történő elmozdulása, illetve ennek az elmozdulásnak a fedő laza üledékben kiváltott — a felszínig felhatoló — lazulásban megnyilvánuló hatása (GÓCZÁN L. 1966, p. 60–61). Ennek a talajképződésre gyakorolt közvetett befolyása pedig még nyilvánvalóbb, mint az emelkedésnek.

Ezt a laza üledékekben egy vonal mentén a felszínig hatoló lazulást tekinti a geomorfológia olyan törésvonalnak, amely mintegy kijelöli a felszíni vízfolyások útvonalát. Hasonló megfontolásra jutott a geofizika szakterületén EGYED L. is (1957). Ilyen törésen, a közismert Veszprém—devecseri törés mentén alakult ki a Torna-patak, a Marcal legbővebb vizű patakja. Hasonló törésvonalon folyik a Marcal is, részben az ún. Rába-vonalon, részben pedig a Vindornyai-völgy É-i meghosszabbítása mentén, ennek az ugyancsak tektonikusan meghatározott meridionális völgynek a folytatásában. Ugyanez a szerkezeti vonalak mentén való kialakulás mutatható ki a Marcal jobb oldali mellékpatakjainak völgyében is.

A hidrográfiai hálózatot kijelölő törésvonalrendszernek nagyon fontos közvetett talajképző hatása az, hogy kialakította a hidromorf talajképződés és a talajpusztulás feltételeit.

2. A talajképző kőzetek

A talajképző kőzeteknek a talajképződésben való részvételük közvetlen, minthogy maguk és mállástermékeik szolgáltatják a talaj ásványi alkotórészeit.

Tekintetbe véve a Marcal-medence úgyszólván kizárólag laza üledékes kőzetekből való felépítését, legcélszerűbb a kőzeteket származásuk és ásványkémiailag jellegük alapján, előfordulási helyeikkel együtt ismertetve tárgyalni.

a) Magmatikus kőzetek

A pannonvégi-felsőpliocén bazaltokat és a részben azonos korú, részben már pleisztocén tufáikat és tufitjaikat sorolhatjuk ebbe a kőzetcsoportba.

Bazalt, a Somló, a Ság és helyenként a Kis-Somlyó tanúhegyein fordul elő. MAURITZ B. (1948) szerint ásványtanilag olivintartalmú nefelin bazaltok.

Talajképző hatásuk a litomorf erubáz nyirok talaj kialakulásában nyilvánul meg. Ezek mind a hegytetőkön (ahol a bazalt és a tufa málladék helyben maradt, vagy viszonylag keveset mozgott), mind a szálban álló bazalttömeg alatti keskeny kúppaláston (ahol a málladék az apró bazalttörmelékkel összekeveredve felhalmozódott) jöttek létre. A fekete szín nem az erupatív kőzetből származik, hanem humuszfestés. Kőzetmálladék a talaj felhalmozódásszintjében levő vörös nyirok, amelyet a bazalt nagy vastartalmából származó vasoxidhidrát fest vörösré.

Bazalttufa fordul elő a Somló tetejének É-i részén, valamint a látatómeg alatti kúppalást néhány helyén, ezenkívül a jóformán teljesen lebányászott Ság bazaltcsomója alatti keskeny gyűrűszerű sávban. Gyakorlatilag tufa építi fel a Kemenesalja összes többi vulkanikus képződményét, úgymint a Marcaltó, Várkesző, Egyházaskesző, Kemenesmagasi, Mesteri, Sitke környéki tufahalmokat és a Kis-Somlyót.

Talajképző hatásuk közel azonos a bazaltokéval. A tufitok kevesebb nyirok málladékot produkálnak, miután több bennük a nem málló kvarc. A tufák általában könnyebben mállanak a lágánál, ezért mélyebb talajszelvény kialakulását teszik lehetővé. Litomorf talajképző hatásuk természetesen csak az esetben érvényesül, ha a talajképződés szintjébe jutnak.

Gyakran azonban laza üledékanyag takarja be olyan vastagon, hogy a talajtípus kialakításában semmi szerephez nem jut a vulkáni eredetű kőzet. Ilyen esettel találkozunk a látatakarós tanúhegyek tetején is, pl. a Somlón, ahol a lejtők pihenőin 1,5–2 m vastag szélfújta homok fedi a bazaltot; vagy pl. a Marcaltó környéki és az egyházaskeszői tufamezőnél, ahol az Ős-Rába kavicsbordaléka fedi a tufát. Ezért a vulkanikus kőzetek felszínközeli elterjedésénél a felettük kialakult litomorf erubáz nyiroktalaj kisebb területet foglal el, mint az a talajtérkép és a földtani térkép összevetéséből is kitűnik (19. és 1. ábra).

b) Szilárd üledékes kőzetek

A Marcal-medence K-i és D-i szegélyén néhány kisebb területfolton szilárd karbonátos kőzet bukkan a felszínre.

Pápa közelében a Tevel-hegyen és a szomszédos keskeny hátakon felsőkréta mészkő exhumálódott. A keskeny gerincek erősen erodáltak. Rajtuk, ahol málladékuk még megmaradt, igen kis foltokban barna rendzina alakult ki.

A Gyepükaján és Csabrendek közötti Hobaj-dombon egy eocén mészkőrög, az alaphegységnek É-ra a medence peremére benyúló, felszínre került kis darabja található. Részben vékony szoliflukciós kavicsos vályogtakaró fedi, részben a szilárd kőzetig erodált. A kettő közötti területfoltokon sekély termőrétegű rendzina alakult ki. Ez a rög enyhe lejtőjű felszínadarabjain kéletkezhett, ahonnan a takaró idegen anyag már régen lepusztult, de ahol a humuszképződés a megmaradt sekély málladékon végbemehetett.

Végül Devecser határában, valamint Pusztamiske és Nyirád között lajta és szarmata mészkő fordul elő, az előbbieknél nagyobb területen. Felszíni formájuktól függően vagy fekete rendzinát találunk rajtuk, vagy teljesen kopár váztalaj, esetleg a kettő közötti vázrendzina a rajtuk képződött talajtípus. A litomorf rendzina, mint tudjuk, karbonátos kőzetek málladékán pázsitfűves aljnövényzet, karsztbokorerdők, vagy száraz legelők szélsőséges hő- és vízgazdálkodása következtében keletkezik. Ezek az új-harmadkori mészkövek erősen porlottak, rengeteg finomszemű eredeti mészmálladékot is szolgáltattak, amelyek összefüggő, tömegesebb előfordulásuk helyén, Devecser környékén, kitűnő talajjavító anyagként használhatók.

A szilárd üledékes kőzetek közé lehet sorolni Nyirádtól É felé, a Határvölgy előtti mészkőkavics-konglomerátból felépült sík felszínű magas hátat is, amelynek kopár, erodált felszínén ugyancsak sekélyrétegű barna rendzina alakult ki. Ehhez teljesen hasonló, de csak apró foltokban felszínre bukkanó konglomerát tömeg fordul elő Noszloptól D-re, az országúttól Ny-ra. Mivel felszínének legnagyobb részét fiatalabb hordalék fedi, talajképző kőzetként csak a hordalékmentes területeken szerepel. Ahol ez a meszes kötőanyagú, mészkőkavicsos konglomerát fellazul, ott vastagabb-vékonyabb pleisztocén vörös vályog, mint szubreliktum agyagbemosódásos barna erdőtalaj fedi a kavicsot.

A szilárd üledékes kőzetek és a rajtuk kialakult rendzinák területi összefüggéseit a földtani és a talajtérkép összevetése jól szemlélteti.

c) Laza üledékes kőzetek

A Marcal-medence területének több mint 99%-át különböző laza üledékek építik fel.

Származás szerinti megkülönböztetésük nagyjából kialakulásuk korát és talajképző tulajdonságaikat is megjelöli.

Tárgyalásuk előtt két jellemző sajátságot kell kiemelnünk. Az egyik az, hogy a medence területén igen elterjedt *kavicsbordalék* ott, ahol vastag rétegben a talajképződés szintjébe, a felszín közelébe jut, *csak sekély termőrétegű talaj kialakulását tette lehetővé*. Túlnyomóan karbonátos kavicsokból álló és meszes kérgű kavicsrétegen ilyen esetben ugyanolyan rendzina jött létre, mint a szilárd karbonátos kőzeten. A sekély termőrétegűség kiemelése azért szükséges, mert bármilyen talajtípushoz is tartozik a sekély termőrétegű talaj, minden esetben lényegesen kedvezőtlenebb tulajdonságokkal rendelkezik, mint az olyan azonos talajtípus, amelynek szelvénye a mélység felé szabadon kialakulhat. Körülényesebben művelhető, rossz víz- és hőgazdálkodásúak, rajtuk a várható terméseredmény bizonytalan, természetes tápanyagkészletük és tápanyagutánpótlásuk a sekély termőréteg miatt kedvezőtlen. Mezőgazdasági nézőpontból értékelve tehát az anyakőzetet, a felszínközébe jutó összefüggő kavicsréteget mindig szükséges a térképen is kiemelni.

A másik jellemző sajátság az, hogy a laza üledékek közül a medence területén egyedül az eredetileg savanyú kémhatású futóhomoknak van kizárólagos litomorf talajképző hatása, mert gyakorlatilag tiszta kvarchomokból áll, amely aktív talajképződést az agyag és a mállékony kőzetalkotórészek hiánya miatt nem tesz lehetővé. Ezzel kapcsolatban megállapítható, hogy *a Marcal-medence futóhomokjaiban kovárványcsíkok csak ott keletkeztek, ahol a szélfújta homok egészen közelről származott, tehát még nem volt lehetőség a tökéletes osztályozódásra*. E vékony futóhomoktakaró alatt 1–2 m mélyen mindenütt karbonátdús osztályozatlan durva homok települ. A karbonáttartalom, a homokszemcsék felületét bevonó mészkéreg Ca kationja, a kolloidális alkatrészek kimosódását gátolja. Így a meszes homokok általában mindig tartalmaznak agyagos-iszapos frakciót is. Az osztályozott durva- vagy középszemű futóhomok nagy tömegű felhalmozódása létrejöhet hosszú időszak alatt váltakozó szél általi szállítás és közbeni kilúgozódás útján, vagy már eredetileg is savanyú jellegű homokok szél által történt áthalmazása útján, félig száraz éghajlat alatt.

Ilyen osztályozott durva frakciójú, gyengén savanyú jellegű (pH 6–6,8) futóhomok Pápateszér–Fenyőfő között halmozódott fel nagy tömegben. Ez a homok kovárványmentes. Káptalanfa határában felsőpliocén meszes homokot borító 1–2 m vastag kilúgozott lepelhomokban jól kifejlődött kovárványcsíkok vannak. Természetesen, a kovárvány nem futóhomokhoz kötött. A Pusztamiske határában települt savanyú, nem szélfújta homok ugyancsak kovárványos. A Tapolcai-medencében, a Szent György-hegy alsó mészmentes homokjában, a Kisapáti melletti feltárásban 46 kovárványcsíkot számoltam meg. Ezek a kovárványcsíkok a hegy belseje felé limonitcsíkokként folytatódnak. De nem is csak homokhoz kötött a kovárványképződés. A Csobánc melletti Hajagos-hegy oldalában feltárt, mészmentes kavicsrétegben ugyancsak sok kovárványcsík figyelhető meg.

Ezek a megfigyelések kiegészítő adatok KÁDÁR L. (1957), STEFANOVITS P.

(1953), BORSY Z. (1961, p. 141—151.), MAROSI S. — SZILÁRD J. (1957), MAROSI S. (1965) kovárványképződésről írt megállapításaihoz.

A talajképző kőzetként szereplő laza üledékek a Marcal-medencében a középső pannóniai időszak óta rakódtak le és képződésük a jelenben is tart.

A Somló és Oroszi között a VITÁLIS I. (1911b) által leírt „Fődgödör” nevű feltárásban 30 cm vastag szoliflukciós vörös vályogos kavics alatt a talajképződés szintjébe jut a *középső pannóniai korú tengeri agyag*. Ugyanez az üledék fordul elő a devecesteri téglagyár nagy fejtőjében is, ugyancsak a talajképződés szintjében. A talajképződés nézőpontjából lényeges tulajdonságuk CaCO_3 tartalmuk és iszap-agyag frakciójú mechanikai összetételük.

A Bakony hegyláb felszínéhez támaszkodó néhány dombháton kisebb foltokban a felszín közelébe jut a *középső—felsőpannóniai korú tarka agyag*, amely felső 2—3 métere mm-es vékonyságú vörös, vasoxidhidrátos rétegei mentén a jégkori felfagyás következtében pados-lemezes elválású szerkezetet vett fel. Ez a felső szint egyúttal karbonátokban is feldúsult a felette levő talaj képződése idején. Feltárásban Bakonyság mellett, az Akácsondombon tanulmányozható jól ez a rétegsor.

Felsőpannóniai korú meszes agyag már jóval nagyobb területen kerül a felszín közelébe, azonban a felette fekvő kavicsstakaró vastagságától függően ez is csak kisebb foltokon szerepel talajképző kőzetként. Szerecseny, Pápa, Homokbödöge, Borsosgyőr téglagyári feltárásaiban tanulmányozható. Felső 10 m vastag rétegük hullámos rétegződésű, PÉCSI M. (1961) szerint fagydeformált. Legfelső 2—3 m vastag rétegük szintén vasoxidhidrátoktól csíkozott. Mechanikai összetételük különböző, általában csillámdús, meszes, helyenként finomhomokos, máshelyütt iszapos agyag. Elterjedésük „A Marcal-medence talajképző kőzetei” c. térképen (1. ábra) szemlélhető. Kitűnő talajvíztárolók.

A felsőpannon végén lerakódott folyóvízi *durvaszemű meszes kereszt-rétegzett csillámdús homok* talajképző kőzetként szintén csak kisebb területen fordul elő, legtöbbször erodált tetőkön, vagy domboldalakon. Nagyjából a medence középső területsávját tölti ki. Általában a pliocén végét lezáró meszes agyag, illetve iszapos vályog borítja be vékonyabb rétegekben. Ilyen helyeken természetesen ez utóbbi az anyakőzet.

A talajképződés szempontjából azonos tulajdonságú *felsőpliocén kereszt-rétegzett homok* a Kemenesalján és a Marcal-völgy K-i sávja mentén fordul elő. A Kemenesalján talajképző kőzetként alig szerepel, mert az Ős-Zala—Marcal savanyú jellegű kavicsstakarója a talajképző folyamatokat az alatta fekvő homokban megakadályozza. A völgy jobb oldali szomszédságában, egy kissé élénkebb reliefű felszínen azonban a kavicsstakaró több helyütt vékony szoliflukciós kavicsos vályog alakjában maradt fenn. Az ilyen helyeken anyakőzetté vált ez a homok.

Szintén csak kisebb területfoltokon fordul elő a felszín közelében a *pliocén végét lezáró vékony mészdús agyagos vályog*. Több helyütt másodlagosan rendkívül feldúsult CaCO_3 tartalma miatt márga jellegű; pl. Dáka, Izsákfa határában. Máshelyütt azonban tavi-moesári kifejlődésű, gyengén humuszos réteg is kifejlődött benne; pl. Jánosháza téglagyári fejtőiben.

A medence nagy részét különböző *pleisztocén kavicsfordalékok* borítják. A talajképződés szempontjából két csoportba oszthatók: mészkőkavics, karbonátos homok tartalmú, illetve kvarcitkavicsos, savanyú kőzetanyagú hordalékokra.

A karbonátos kavicsbordalék zömében a Marcaltól K-re eső területeket, a savanyú jellegű kavicsbordalék pedig a Kemenesalját takarja. Karbonátmentes Devecser és Nyirád között, valamint a Marcal-völgy jobb oldalán néhány eróziós-deráziós szigethegyen is található. A Marcal jobb oldali mellékpatakjai a Bakony közelében túlnyomóan mészkőgörgetegekből álló bordalékkúp-hátakat építettek fel a pleisztocén folyamán. A mészkőkavicsos bordalék a lapályra kijutva kavicsbordalék-síkság formájában fedi a felszínt. A Marcal bal partján, a Kemenesalja Ós-Zala teraszmezőjén egységes, kemenesháti származású *vörösgyagyas-homokos kavics-takaró* alakult ki.

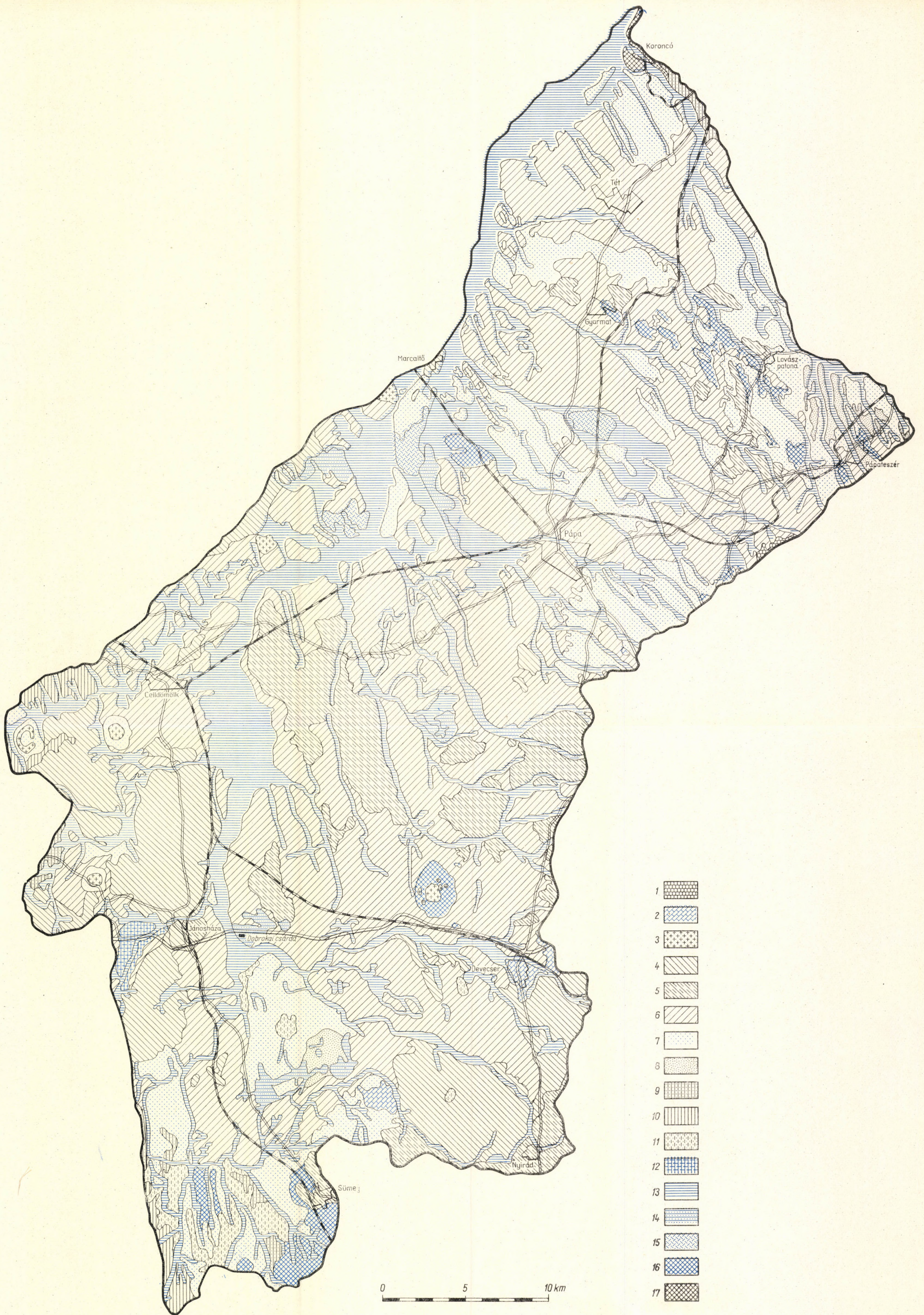
Talajképződési szempontból fontos a kavicsréteg kémhatása, felszíntől való mélysége, rétegvastagsága és tömörsége. Azokon a helyeken, ahol nem önálló rétegekben, hanem csak járulékosan fordul elő a kavics, természetesen másként kell megítélni talajképző szerepét, azaz kavics-anyaközetként csak akkor fogható fel, ha a kavicsok önálló réteget alkotnak, tehát ha az apróbb szemű frakció csak járulékos mennyiségben fordul elő közöttük. Elterjedésüket az 1. ábra tünteti fel.

Pleisztocén folyóvízi homok és kavicsos homok talajképző kőzetként szintén nagy összefüggő területet fed be. A Pusztamiske környéki savanyú kavicsos homok kivételével az összes idetartozó homokféleiség kalcium-karbonát tartalmú, osztályozatlan, heterogén frakciójú üledék.

A tisztán folyóvízi és a deráziós-szolfiflukciós pleisztocén homok elhatárolása a medence területén gyakorlatilag keresztülvihetetlen. A patakvölgyekben, ahol pliocén homokot vág át a patak, a deráziós és vízhordta homok keveredik egymással. Egyedül a Marcal völgyében válik lehetővé a Marcal homokjának elhatárolása, de csak a völgy K-i peremén, igen keskeny és nem is összefüggő sávban. Talajképződési szempontból a kis patakvölgyek aljára települt kétfajta homok nem sokban különbözik egymástól, így a völgytalpakon e két homok elválasztása talajföldrajzilag nem is indokolt.

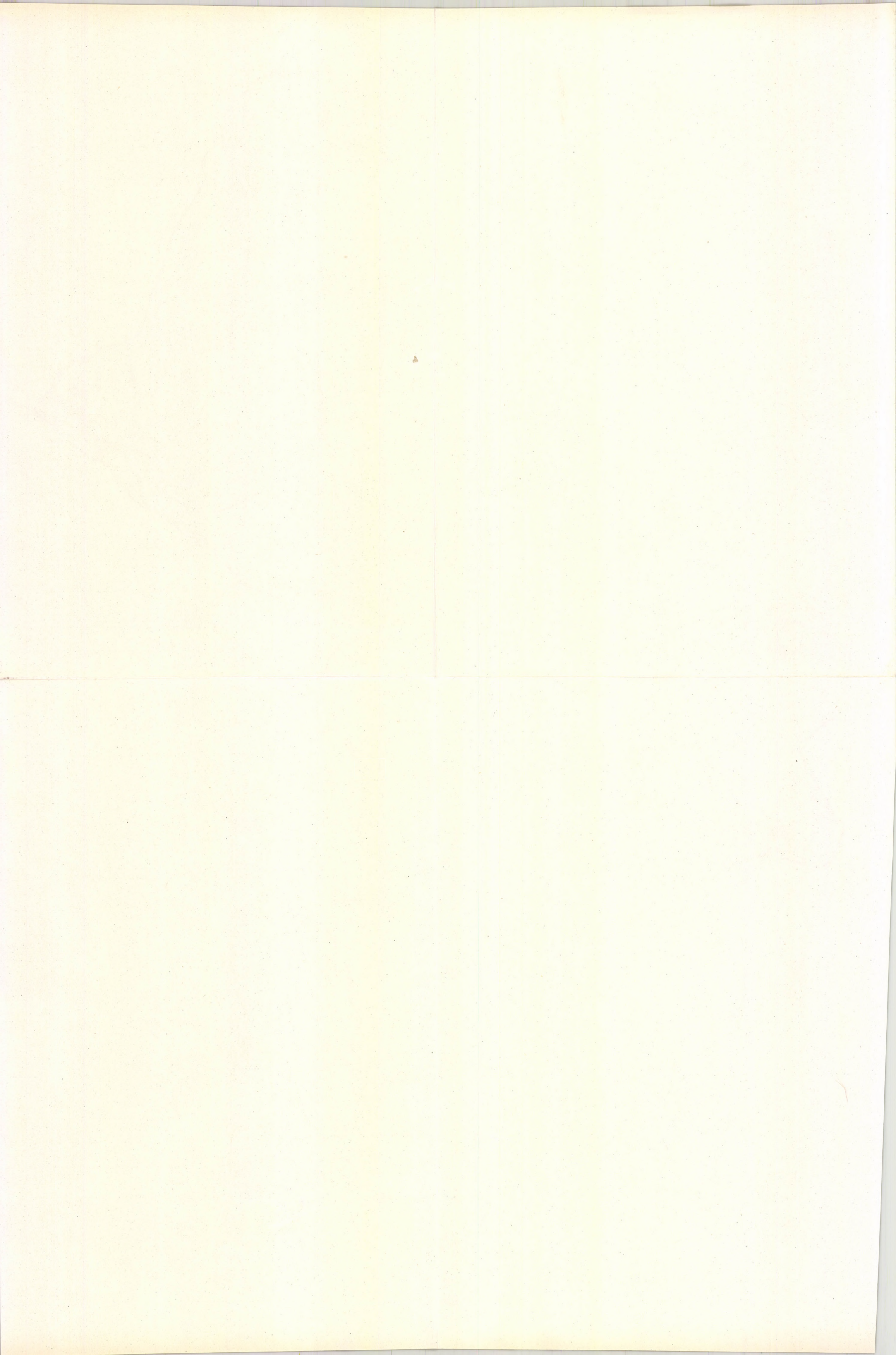
Annál inkább megkülönböztethetők és területileg is el kell különíteni a lejtők oldalát borító, túlnyomóan pleisztocén *deráziós homokot és szolfiflukciós vályogot*, valamint a *szélfújta homokot*. Ez utóbbi a többi homokhoz viszonyított osztályozottságával, viszonylagos kolloidszegénységével gyakorlati sajátos befolyást a talajképződésre. Nevezetesen kedvezőtlen talajmikrobiológiai életfeltételeket biztosít, a humuszképződést és a talajszintek kialakulását gátolja, lassítja. Pápateszér környékén, továbbá Devecser—Csabrendek között, valamint Rábaszentmihály—Koroncó között fordulnak elő összefüggően buckás felszínek. Általában azonban a legtöbb dombtetőn találunk kisebb foltokban szélfújta homoklepel foszlányokat. A szélfújta homokok talajképződésre gyakorolt befolyásával a futóhomok litomorf talajképző hatásának érvényesülésénél részben már foglalkoztunk. Nem kapilláris pórusaik térfogata lényegesen nagyobb, mint kapilláris pórusaiké, tehát vízkapacitásuk kicsi és kolloidszegénységük miatt adszorpciós kapacitásuk is csekély, kedvezőtlen dinamikájú, rossz tápanyagellátottságú talajok képződnek belőlük, illetve rajtuk.

A *szolfiflukciós lejtős vályogok* kolloidgazdagságuknál fogva kedvező feltételeket nyújtanának a talajkialakulás számára, azonban lejtős felszíni helyzetük következtében kedvezőtlen vízhatásúak. Az olvadó hólet, amely lassan folyik le a lejtőn, jól raktározzák, a nyári záporok vize azonban jórészt elfolyik felettük. Ez a tulajdonságuk részben már domborzati helyzetüknek, a lejtő szögének is a következménye.



1. ábra. A Maresz-medence talajképző kőzetei

1 = dolomit; 2 = mészkő; 3 = bazalt és bazalttufa; 4 = karbonátmentes kavics; 5 = karbonátos kavics; 6 = karbonátos kavicsos homok; 7 = meszes homok (folyóvízi és deluviális); 8 = karbonátmentes fűtőhomok; 9 = homokos lösz; 10 = lösz; 11 = löszös homok; 12 = ártéri lösziszap; 13 = meszes homokos öntésiszap; 14 = meszes öntésishomok; 15 = meszes öntésagyag; 16 = meszes vályogos agyag (tengeri, tavly); 17 = lápi agyag (talajfüledék)



Elsősorban a pannóniai agyag alapú dombok lejtőin fordulnak elő ezek a vályogok. Vékony rétegben kifejlődve fellelhetők néhány helyen pleisztocén kavics, vagy futóhomok felett is, mint pl. a Nemeshany és Devecser közötti domboldalakon, vagy a Kemeneshát—Kemenesalja lejtős határsávján, pl. Jánosháza és Vashosszúfalu között, a 8-as főútvonal mentén. Ezek a vályogok még abban az esetben is CaCO_3 tartalmúak, ha savanyú jellegű üledékekre települnek.

Nem számítjuk talajképző kőzetnek azokat a *vörösayagos vályogokat*, amelyek mint szubreliktum talajképződmények a mai talajképződés szintjében a jelenkorban ható talajképző tényezők által meghatározott dinamikát mutatnak. Ilyen vörösayagos vályogok a Marcal-medence denudációs felszínén igen elterjedtek, amint azt a genetikai talajtérkép (19. ábra) szubreliktum agyagbemosódásos barna erdőtalaj altípusként szemlélteti.

Vályogfrakcióját tekintve ehhez a kategóriához lehet sorolni a Devecser környéki *lajta és szarmata mészkövek fagyaprózta és szoliflukciósan a lejtőre borított iszapfrakciójú lejtős lepusztulástermékét* is. Ez a finom mészüledék területileg a meszes szoliflukciós löszvályogba megy át, ebből következtethetünk pleisztocén kori képződésére, illetve felhalmozódására.

Pleisztocén kori talajképző kőzet a *meszes lösziszap*, amely a negyedkori patak völgyek, illetve hordalékkúp-síkság árterein rakódott le. Vékony, 20–50 cm vastagságú lepelként nagyon elterjedt főleg a Pápa környéki magasabb helyzetű, ma már ártér feletti síkságon, továbbá a Torna-völgy pleisztocén hordalékkúpjának a területén. Amikor a Kisalföldön löszhiányról beszélünk és e hiány okait kutatjuk, ez a lösziszap rámutat a hiány egyik okozójára, a folyóvízi erózióra. Ezeken a meszes lösziszapokon általában még egy vékonyabb laza hordaléktakarót is megfigyelhetünk, úgy hogy esetenként két talajképző kőzettel is számolnunk kell.

A holocén üledékek a Marcal széles alluviumán, a bal oldali mellékpatakok völgyeiben túlnyomóan *szerves-ásványi hordalékok* a jobb oldali nagyobb esésű mellékpatakok völgyeiben pedig nagyoobbrészt *ásványi eredetű öntésanyagok, főleg öntéshomokok*. Jóllehet ezeket az üledékeket a földtani térképezés során mint földtani képződményeket térképezték és ez elméletileg indokolható is, kutatásuk mégis a talajföldrajz és a talajtan körébe tartozik, mivel azok származásuk alapján talajeredetű képződmények. *Tőzegek* a Marcal alluviumán, a LÁSZLÓ G.-tól már idézett helyeken képződtek; *lápfoldeket* ugyancsak a Marcal völgyében és a bal oldali mellékpatakok völgyeiben találhatunk. A jobb oldali mellékpatakok völgyeinek holocén hordalékai *humuszos talajhordalékkal kevert öntéshomokok*. A lejtők oldalán és alján lassan mozgó és egyidejűleg felhalmozódó hordalékok szintén jórészt talajképződmények, részben pedig, az inflexiós lejtősávok mentén, PÉCSI M. (1965) által elnevezett szemipedolitok. A talajképző kőzeteket az 1. ábra szemlélteti.

B) A geomorfológiai viszonyok és a talajképződés

I. P. GERASZIMOV és M. A. GLAZOVSKAJA (1960) szerint a geomorfológiai viszonyoknak a talajképződésben betöltött szerepe több, mint egyszerű domborzati hatás.

A geomorfológiai viszonyok talajképző hatása nemcsak abban nyilvánul meg, hogy a domborzat a Nap energiáját és a légköri csapadékot újra

elosztja a felszínen, továbbá, hogy a talajpusztulásban igen jelentős és sokrétű szerepet játszik, hanem abban is, hogy a felszín fejlődése a talajtakaró fejlődésének az irányát is befolyásolja (I. P. GERASZIMOV—M. A. GLAZOV-SZKAJA 1960, p. 210).

E megállapításokat azzal a munkám során felismert talajföldrajzi törvényszerűséggel egészítettem ki, hogy a talajtakaró a maga kialakult tulajdonságaival egyben vissza is hat a felszín fejlődésére (STEFANOVITS P.—GÓCZÁN L. 1962), továbbá, hogy a felszín fejlődése a talajtakaró képződésén és pusztulásán keresztül megy végbe.

A geomorfológiai viszonyok és a talajképződés között tehát nem egyszerű oksági kapcsolat van, hanem bonyolult kölcsönhatás.

1. *A Marcal-medence kialakulásának fejlődéstörténeti vázlata*

A Marcal-medence szárazföldre válását a durvaszemű kereszttrétegzett folyóvízi homok tanúsága szerint a felsőpannontól kell számítani.

A pannóniai időszak utáni középhegységi féloldalas emelkedése a medence K-i felében eróziót váltott ki. Ugyanakkor a Marcal-völgy területe a Kemesaljánál és az attól Ny-ra fekvő szomszédos táj területével együtt lassan süllyedt. Ezzel a süllyedéssel a kereszttrétegzett homokot lerakó áramló vízrendszer feltöltő tevékenysége lépést tudott tartani. Így halmozódott fel a felsőpannóniai és felsőpliocén delta jellegű folyóvízi homok a medence Ny-i felében, s eközben nyesődött le a K-i medencefelszín. A medence középső és Ny-i felének felszínére vékony ártéri agyag települt, s ezzel a felszár az klímájú pliocén fejlődésszakasz befejeződött.

A pleisztocén a medence területén durva kavicsfordalékot lerakó folyóvízi felszínalakító tevékenység vezette be. A negyedkori felszínfejlődés valószínű folyamatai röviden az alábbiakban rögzíthetők:

A pleisztocén kezdetén (Duna glaciális sorozat) a medence területén É-i, ÉNy-i irányból átfolyt Ős-Duna rendszer kavicsfordalékát az az Ős-Rába szállította el É-ra a süllyedő kisalföldi medencébe, amelynek a kavicsai a táj bazalttetős tanúhegyein megtalálhatók (pregünz, Duna glaciálisok).

Ennél egy szakasszal fiatalabb Ős-Rába fordalék a Felsőnyirádi-erdő és a Sárosföld-pusztai erdő kavicsanyaga (günz).

Fiatalabb pleisztocén szakasz geomorfológiai folyamataira utalnak a Marcal-völgy mindkét oldalán fellelhető, vékony, vörösayaggal cementált kavicsmaradvány-foltok. Ezek, megvédve az alattuk levő felszínt, tanúhegyek kialakulásának elősegítői voltak (mindel).

Következő, fiatalabb pleisztocén felszínfejlődési periódusról tanúskodik az a nagy kiterjedésű kavicsstakaró, amely a Marcal-völgy mindkét oldalán, 140—135 m tszf-i magasságban található (riss).

Ezután a Marcal legfiatalabb pleisztocén kavicsterasza következik 130 m-es tszf-i magasságban (würm I.).

A medencében a mellékpatakok a riss—würm interglaciálisban alakultak ki. Alsó völgyszakaszukon egymással érintkező, lapos fordaléksíkságot építettek fel.

A Marcal völgyében a Dunán és a Zalán kialakult pleisztocén végi mély völgybevágódást nem lehetett kimutatni, mert a Rábaköz és a Győri-medence folyamatosan tartó, de lassú süllyedése a szomszédos területek emelkedését követő völgybevágódás mértékét közömbösítette.

Kimutatható azonban ez a bevágódás a mellékpatakok völgyében. Ez a völgybevágódás a területnek már ismertetett pleisztocén végi egységes emelkedését bizonyítja. Az emelkedés a medencét a patakvölgyekkel jelzett szerkezeti vonalak mentén szerkezeti morfológiai területegységekre bontotta fel.

A Kemenesalja a Zalai-dombság, a Marcaltól K-re fekvő tájrészlet pedig a Bakony haránt irányú szerkezeti rendszeréhez igazodva É–D-i, illetve ÉNy–DK-i szerkezeti-morfológiai területegységekre tagolódott. Ez, a medence emelkedő területein végbement (nem periglaciális klíma alatti) völgybevágódás teremtette meg nagy vonásokban a jelenkorban is jórészt fennálló felszíni szintkülönbségeket. Ekkor alakult ki végső formájában a Marcal-medence inverziós felszíne; a régi völgyfenekek ekkor a táj magas felszíneivé váltak. A pleisztocén végi, utolsó periglaciális klimatikus geomorfológiai folyamatok ezeket a szintkülönbségeket csupán csökkentették azzal, hogy a deluviális folyamatok nyomán a völgytalpak feltöltődtek és a lejtőszögek, valamint a lejtőhosszak csökkentek. A holocén tektonikai nyugalomban eltelt idején a vízhálózat és a felületen lefolyó csapadékvíz az utolsó, pleisztocén végi, nem periglaciális klímájú szakasz eróziójához viszonyítva csökkent ütemű felszínpusztítást végzett, mivel viszonylagos egyensúly állott be a jórészt erdővel borított táj felszíne és az azt pusztító erők között. Minthogy a reliefenergia nem nőtt, hanem egyre csökkent, a medence növényzettel fedett felszínén az erózió mértéke is mindaddig stagnált, amíg az erdőirtások a gyorsított talajpusztulást ki nem váltották.

2. A Marcal-medence felszínének formatípusai

A medence területén az alábbi morfológiailag elkülönülő felszíni formatípusokat lehet felismerni.

1. A *Kemenesalja* (1. kép). Nagyobb, összefüggő teraszsíkság, feltöltődő széles patakvölgyekkel felszabdalva. A patakvölgyek összterülete a teraszsíkok felszínének csekély hányada. E síkok legjellemzőbb morfológiai sajátossága a horizontális fekvés. Felszínük esési átlaga nem haladja meg a 2%-ot és így az akkumulációs síkságok kategóriájába sorolhatjuk őket. Természetesen csak külön-külön, az egyes patakvölgyek közötti terasz-



1. kép. Kemenesaljai-teraszsíkság



2. kép. A Somló bazaltfedős tanúhegye

síkokat. Ezek önmagukban ma is szélakkumulációs felszínek. Azokon a helyeken, ahol a Kemenesháttal közvetlenül érintkeznek, deráziós akkumuláció is végbemegy rajtuk.

Talajföldrajzi nézőpontból a Kemenesalja teraszsíkjá a klímazonális talajok kialakulását biztosító felszín, más szóval a zavartalan talajképződés színhelye. A teraszsíkok felszínét átlagosan 1–4 m vastag karbonátmentes kvarckavics és az erre maximum 1 m vastagságig települt, főleg homokfrakciójú üledék építi fel. Ez a két kőzet szolgáltatja a talaj ásványos alkotórészét.

A Kemenesalja felszíne fejlődését tekintve neutrális-épülő felszín.

2. A *bazaltfedős tanúhegyek*. Környezetükből magasan emelkednek ki, de nem nagy kiterjedésűek. Legjellemzőbb formaelemeik a minden égtájnak kitett, hcsszú, meredek lejtők.

Ehhez a felszíni formatípushoz tartozik a Somló (2. kép), a Ság, a Kis-Somlyó, valamint a kemenesmagasi és a sitkei tufahalom. Felsőpannóniai, illetve pleisztocén bazalt és bazalttufa építi fel tetőszintjüket különböző vastagságban. A bazaltsapka alatt pedig felsőpannóniai, illetve felsőpliocén laza, főleg homokos üledék adja a talaj anyagozetét. Talajföldrajzi szempontból tekintve, a bazaltfedős tanúhegyek kúppalást alakú lejtős felszíne sajátosan jellemző égtáji és szélkitettségenél fogva extrém helyi és talajklíma kialakulásának színhelye. A hegyek tetőszintjét és oldaluk felső részét felépítő bazaltláva és tufa mállástermékén a sajátos talajklíma hatására litomorf talaj alakul ki.

A bazaltfedős tanúhegyek lejtős felszíne az évszázados talajművelés miatt állandóan pusztul.

3. A *Marcal folyó ártere*, a mellékpatakok torkolati szakaszaival (3. kép). Alluviális síkság, több pozitív kisformával (parti dűnék, eróziós terasz-



3. kép. Ártéri szint a Marcal völgyében

szigetek). A folyamatos ásványi, szerves-ásványi (talaj) és szerves (tőzeg) üledékképződés színhelye. A felszín felépítő kőzeteket e könyv kutatástörténeti fejezetében LÁSZLÓ G.-tól idézve ismertettem. Talajföldrajzi nézőpontból ez a felszín-típus a hidromorf talajképződés feltételeit biztosítja.

A felszín fejlődési iránya — a fél évszázados csatornázás hatását is figyelembe véve — a fokozatosan csökkenő üledékképződés. Különösen érvényesül ez, ha majd vízgyűjtőjének regionális talajvédelme megvalósul.

4. A Pápai-síkság (4. kép). Nagyjából a Gerence és a Bitva között elterülő, elsődlegesen denudált és csak másodlagosan, jelentéktelen vastagságban akkumulált felszín, sok deráziós szigetheggyel.



4. kép. A Pápai-síkság DNY-i része



5. kép. A hordaléklejtő felszíne Nyirád környékén

A felszín nagyobb részét alkotó vékony ártéri üledék pleisztocén kori fosszilis lenyesett felszínt fed le. A felsőpliocén felszín lenyesését a Bakony felé féloldalasan elcsúszó Ős-Rába végezte el. A deráziós szigethegyek ennek az ősfolyónak a kavicsmaradványait őrzik, az allúvium pedig már a bakonyi patakok hordaléka.

A csatornázások óta a Pápai-síkságon mélyebbre szállt a talajvíz. A talajföldrajz szempontjából jelenleg ez a felszín a talajvízhatás alól fokozatosan kikerülő szemihidromorf talajképződés feltételeit biztosító típus.

A Pápai-síkság felszínének fejlődési iránya csökkenő ütemben épülő, a deráziós szigethegyek környezete pedig lassú ütemben pusztuló jellegű.

5. A keleti-déli hordaléklejtő (5. kép). Viszonylag élénk reliefű, uralkodóan dombhátas-völgyes, lejtős felszín. A Marcal bakonyi mellékpatakjainak durvaszemű pleisztocén hordaléka ennek a geomorfológiai típusnak a felszíni kőzetösszlete. Ahol a mai patakvölgyek átvágják ezeket a kavics-hordalékkúpokat, ott a völgyoldalakon és a völgyfenéken a kavics fekszik, a felsőpannóniai homok, illetve agyag kerül a felszínre.

Jellemző kisformái az ÉNy-i, Ny-i irányú völgyközi háta keskeny kavics-hordalékkúpjai és az ezek között K felé fokozatosan hátravágódó patak-völgyek.

Ez a medenceperemi terület a talajföldrajz szempontjából a klímazonális barna erdőtalajok kialakulásának és — az évszázados talajművelés miatt — pusztulásának feltételeit adó felszíntípus.

A felszín fejlődési irányát tekintve — a reliefenergia lassú ütemű csökkenése és a talajvédő gazdálkodás bevezetése következtében — mérséklődően pusztuló jellegű.

A Marcal-medencének ebbe az öt felszíni formatípusba sorolt területén indokolt elkülöníteni a *pleisztocén reliktum kavicsfelszín*t, amely három formában jelenik meg: a) az Ős-Rába egykori völgyfenék-maradványai,

általában ellipszis alaprajzú, kúp alakú, kavics tetős deráziós sziget-hegyek alakjában; b) az Ós-Zala terasz síksága összefüggő kavics takaróval; c) a K-i és D-i peremvidéki, bakonyi patakok pleisztocén hordalékkúpjainak a medence belseje felé hosszan elnyúló, kavicssal fedett dombháta.

Közös jellemzőik a kavicssal való fedettség, a kavicsba mélyülő pleisztocén periglaciális jelenség sorozat, valamint a rajtuk kialakult erősen agyagbemosódásos barna erdőtalaj.

Közös sajátágaikon belüli különbségek: a kavicsok karbonátos jellege az egyik csoportban (középhegységi eredet), karbonátnélkülisége a másikban (alpi eredet). Részben eredeti településű kavicsrétegek, részben szoliflukciós, vékony kavics takarók. Végül maga a megjelenési forma, amelynek alapján megkülönböztettük őket egymástól.

A pleisztocén reliktum felszínének elkülönítése a talajképződés szempontjából (idő, kőzet, felszíni sajátosságok) indokolt.

A formakincsre vonatkozó ezen rövid utalás után vizsgáljuk meg, hogy milyen összefüggések mutathatók ki a Marcal-medencében a geomorfológiai viszonyok és a talajtípusok kialakulása, illetve elterjedése között.

3. *Geomorfológiai hatás a Marcal-medence talajainak kialakulásában*

A medence jelenlegi felszíne a földtörténeti időt tekintve alakulásának csak pillanatnyi időbeli keresztmetszetét mutatja. A talajképződés számára azonban már állandóbb jellegű adottságnak, egy időbeli állapotnak fogható fel, amely adott a talajok kialakulásának kezdetekor és amelynek alapján részben differenciálódnak a kialakuló talajok.

a) Felszín és talajképződés

Ilyen szempontból *elsősorban azok a sík és az igen enyhe lejtőjű felszínek* veendő figyelembe, *amelyeken a képződő talajt a lefolyó víz nem hordja el*, tehát a talajképződés rajta végbemehet. Ide tartoznak a helyi erózióbázis-hoz viszonyítva magasabb helyzetben fekvő sík felszínek, pl. a Kemenes-alja széles terasz síkjai. Az ilyen felszíneken alakulhatnak ki a klímazonális talajtípusok, mégpedig a makroklimának megfelelően.

Másodsorban tekintetbe veendő azok a *lejtős felszínek, amelyeken a felszínpusztulás, a talaj pusztulása kimutatható*. Ezek a felszíneken a pusztulás különböző fokozatait figyelhetjük meg:

1. Keskeny gerinceken és meredek lejtőkön a talaj teljes lepusztulása. Pl. a pápateszéri M = 1 : 25 000-es lap területén.

2. Rövidebb lejtők viszonylag egyenes lejtőjű szakaszán a talajszelvények csonkák (az A szint hiányzik, vagy már a B szint is láthatóan pusztult). Általában ilyen helyzet jellemző a medence hordalékkúp-lejtőjének völgyoldalain.

3. Egyenletesen enyhén lejtő felszínek, nem völgyoldalak, amelyeken a lassú, fokozatos pusztulás alig észlelhető, de a talajok szintjei a típusosnál vékonyabban fejlődnek ki. Pl. a Kajárpéc feletti csernozjom. Ez a jelenség viszont már nemcsak eróziós hatásra vezethető vissza, hanem a lejtő valamint a csapadékvíz, a napenergia és a szél kölcsönhatására.

Harmadsorban azokat a *homorú lejtőjű és alacsony, mély fekvésű sík felszíneket* foglalhatjuk egy csoportba, *amelyeken jelenleg üledék- vagy talajfelhalmozódás megy végbe*. Ebben a csoportban megkülönböztethetők 1. a völgyek homorú lejtőszakaszai, mint a lejtőhordalékok felszínei; 2. azok a viszonylag mély fekvésű síkok, amelyek a talajvíz felszínközelsége révén annak hidromorf hatása alatt állnak; 3. a patak völgyek öntésterületei. E harmadik felszíncsoport közös jellemzője, hogy rajtuk a klíma talajképződést meghatározó hatása nem érvényesülhet; továbbá, hogy uralkodó rajtuk az akkumuláció, az erózió pedig jelentéktelen.

Az előbbieken tehát aszerint ítéltük meg a felszínt, hogy azok 1. relatíve alacsony fekvésű (talaj- vagy folyóvíz hatása alatt álló), vagy 2. relatíve magas fekvésű területek, ahol a makroklima érvényesül (síkságok), vagy 3. lejtős helyzetűek (2. ábra).

A továbbiakban pedig aszerint csoportosítjuk a medence különböző adottságú felszínrészeit, hogy rajtuk a higrótermikus hatás milyen módon érvényesül, azaz a különböző felszíncsoportok hogyan befolyásolják a talaj hő- és vízgazdálkodását.

Ebből a nézőpontból vizsgálva a területet, rajta a következő felszín-típusokat különíthetjük el:

1. Folyó-, vagy talajvízhatás alatt nem álló, *viszonylag magasabb fekvésű, nagyobb kiterjedésű sík felszínek*. Ezekben belül nem maga a felszín sík helyzete, általában külső alakja, hanem egyéb, belső (strukturális, ásványközettani, mechanikai, fiziko-kémiai) tulajdonságai állnak kölcsönhatásban a Nap sugárzó energiájával, a ráhulló csapadékkal és a rajta és benne levő élővilággal. A felszín sík formája és relatív helyzete itt az eluviális folyamatok zavartalan menetének feltételeit biztosítja. Túlzottan nyereséges víz-háztartás esetén az ilyen felszíneken savanyú talajok képződnek. A karbonátmentes talajképző kőzet a talaj elsavanyodását fokozza.

Ezek a felszíneken kialakult talajok anyakőzetüknél energiában annnyival gazdagabbak, amennyit az asszimiláló vegetáció a Nap sugárzó energiájából megköt és a talajban felhalmoz. Természetesen ezt a helyzetet művelt talajokon az ember a gazdasági növények betakarításával és a trágyázással módosítja. E felszíneken kialakult talajok a legállandóbb tulajdonságúak, akárcsak maga ez a felszín-típus is, amely a tektonikus háborítatlanság körülményei között a medence területén általában pleisztocén maradványfelszín. A felszínfejlődés szempontjából neutrális. Annyiban mégis pusztuló, hogy a deflációnak kitett, csakúgy, mint minden száraz felszín. Morfogenetikailag folyóvízi durva és finom hordalékokból felépült, helyenként vékony lepelhomokkal borított teraszsíkságok. *A felszín jelenlegi dinamikáját tekintve pedig az eluviális folyamatok és a zavartalan talajképződés színhelyei.*

A művelés okozta gyorsított erózió a felszín talajtakaróján nem észlelhető.

E típushoz soroljuk a Kemenesalja teraszsíkjait, Marcaltótól É-ra a Marcal és a Rába közötti magasabb sík felszíneket, valamint a hordaléklejtő szélesebb dombhátaikat.

2. *Lejtős felszínek*. A hóháztartás szempontjából megkülönböztetendők az uralkodóan délies expozíciójú lejtők és az uralkodóan északiasok. A Marcal-medence területén ennek a megkülönböztetésnek csak a tanúhegyeket illetően van jelentősége, mivel rajtuk nem csupán meredek, de egyúttal hosszú lejtők is kialakultak. A besugárzás okozta hógazdálkodásbeli különbség



2. ábra. A talajképződést befolyásoló felszín-típusok a Marcal-medencében

1 = tartós vízhatás alatt álló mély fekvésű felszínek; 2 = lejtős felszínek 3 = magas fekvésű sík felszínek

ugyanis a Marcal-medence lejtős felszíneire jellemző rövid és kis szögű lejtők esetében gyakorlatilag elhanyagolható. Ilyen lejtőknél inkább csak az évi hőösszegben mutatkozik némi különbség, ti. a kis deklinációk időszakában még rövid és enyhe lejtőknél is több hőt kap a D-i oldal, mint az É-i. Ha pedig még azt is figyelembe vesszük, hogy itt az uralkodó lejtőirányok éppen nem északiasak, illetve déliesek, hanem — az uralkodó szerkezet miatt — inkább keletiesek, illetve nyugatiasak, még inkább elhanyagolható a medencében az expozíció hatása. A tanúhegyeknél azonban jelentős az expozíció okozta hógazdálkodásbeli különbség, amit közvetve pl. az É-i lejtők savanyú és a D-i lejtők kitűnő ízű bora is igazol.

Sokkal nagyobb szerepe van magának a lejtős felszínnek, a lejtő szögének és hosszának a *vízgazdálkodásban*.

A csapadék sorsa a lejtőn ugyanis egészen más, mint a horizontális sík felszínén. Ez utóbbin *beszivárog*, illetve *elpárolog*. *A lejtőre hullott csapadék egy része viszont a felszínen lefolyik*. Ez pedig már *igen jelentősen befolyásolja a vízháztartást*, mindenekelőtt úgy, hogy a lejtős felszínnek talajai lényegesen kevesebb talajnedvességhez jutnak, mint a sík felszínének.

Itt tehát maga a felszín alakja, a vízszintestől eltérő helyzete már aktív befolyást gyakorol a talajképződésre. A vízgazdálkodás — pl. az átnedvesedés mértéke és időtartama — ugyanis szorosan összefügg a talajban lejátszódó bonyolult szervesanyag-képződési, mineralizálódási, biológiai, kémiai és fizikai folyamatokkal.

A felszínre hullott csapadék egy részének elfolyása miatt részben kevesebb nedvesség jut a talajba, ugyanakkor a különböző irányú szeleknek kitett lejtők a beszivárgott kevés csapadékvíz jó részét el is párologtatják, tehát a lejtőn (a szögnek és hosszának megfelelően) lényegesen szárazabb, aszályosabb talajképződési és dinamikai körülmények adódnak, mint a makroklimatikailag azonos, szomszédos sík felszínén. Egyúttal a képződő kevesebb növényi tápanyag feltáródása is kedvezőtlenebb a kisebb talajnedvesség miatt. A lejtő hatása részben tehát csökkent tápanyagképződésben, feltáródásban, kevesebb szervesanyag-képződésben, csökkent biológiai aktivitásban, azaz a szervesanyagok lassúbb ütemű mineralizációjában nyilvánul meg.

A lejtő másik hatása a talajképződésre ugyanilyen jelentős. A csapadékvíznek a lejtés miatt a talajba már nem jutó része lefolyik, eközben a talajnak éppen azt a felszíni részét hordja le a lejtő aljára illetve a völgyekbe, amelyben a szervesanyag (a növényi tápanyagok főforrása) felhalmozódik és humusz képződik.

Így az aszályosság és a lehordás együtt azt eredményezik, hogy enyhe lejtő esetében vékony rétegű talajszelvény alakul ki. A lejtő szögének növekedése során pedig kezdetben az A szint vékonyodik, később lepusztul, majd ugyanez történik a B szinttel, míg végül a talajtakaró nélküli csupasz anyakőzet jut a felszínre.

Rá kell mutatnunk megművelt területeinken a szél-lejtő kölcsönhatásból adódó defláció hatékonyságának sajátosságára is. Arra ti., hogy mivel a lejtős felszínnek a lefolyás miatt kevesebb csapadékvizet tudnak tárolni a vízszintes felszíneknél, a különböző irányú szeleknek is kitéve hamarabb száradnak ki, mint azonos csapadék mellett a vízszintes felszínnek, tehát hosszabb ideig hatékony rajtuk a szél. A Marcal-medencében az ÉNy-i és a DNy-i szelek uralkodnak; általában azonban minden irányú szél gyakori,

amint azt a meteorológiai adatok bizonyítják (13. táblázat). Ha figyelembe vesszük, hogy a széllel szemben fekvő lejtős felszínen éppen a lejtő síkjának a szél felé fordulása miatt azonos szélesebbség mellett a szél hatékonysága nagyobb, mint a horizontális felszínen, ebben az esetben már két tényezőtől fakadóan is hatékonyabb deflációval kell lejtőn számolnunk, mint horizontális felszínen: 1. mivel kevesebb a beszivárgó csapadék és a lejtő szemben fekszik a széllel, hamarabb kiszárad, azaz hosszabb ideig áll hatékony szélfúvás alatt; 2. a széllel szemben való fekvés a szélerő hatását felfokozza.

Hóolvadás esetében a Marcal-medence enyhe lejtős felszínén is szerephez jut az expozíció. Ugyanis a tavasz eleji kis deklináció mellett még enyhe lejtőjű domboldalaknál is jelentős különbség mutatkozik délies és északias lejtők között a besugárzott hőenergia mennyiségében, tehát előbb olvad el a hó a délies oldalakon, mint az északiakon, azaz előbb kerül a D-i oldal a szél szárító majd defladáló hatása alá, mint az északi. Sajátos jelenség, hogy a D-i szél gyakorisága éppen a hóolvadás idejére esik, ami még fokozza a tavaszi defláció hatáskülönbségét az északias és a délies kitétséggű lejtők között. „Jönnek a keszthelyi hóhányók” — tartja a nép a Marcal-medence D-i részén, mivel Keszthely (D) felől érkezik a hóolvasztó, meleg mediterrán szél.

Az elmondottakból megítélhetjük, hogy még a Marcal-medencében is, ahol pedig meredek és hosszú lejtők a tanúhegyek kivételével nincsenek, *jelentős talajképző szerep jut a lejtőknek.*

3. Talajvíz és kis részben a felszínen folyó víz hatása alatt állnak a helyi erózióbázis szintjéhez közel fekvő, enyhén *homorú és sík felszínnek.* Ilyenek a völgytalpak alsó peremei, az allúviumok és a Csabrendektől É-ra fekvő, talajvíztükörig kifújt kis deflációs medence.

Ez a felszín típus ismét csak a maga relatív (mélyen fekvő) helyzetével játszik közre a talajképződésben. Mély fekvésével és sík vagy homorú alakjával tulajdonképpen a hidromorf hatás egyik meghatározója. Ez a felszín típus a talajképződésben tehát csak közvetett szerepet játszik. Elhatárolása fontos, mert megegyezik a vízrajzi talajképző tényező domináns hatásának érvényesülési területével, azaz a hidromorf talajtípusok területével.

Ehhez a felszín típushoz sorolandó genetikailag egy átmeneti területsáv a Pápai-síkság É-i részén, amely Vaszar—Vanyola vonalában, nagyjából Ny—K-i irányban húzódik. Ennek a pár száz méter széles átmeneti terület-sávnak a talaja réti talaj, de a réti jelenséget réti folyamat napjainkban nem újítja meg, mert a talajvíz már mélyebben van a jelenlegi talajképződés szintjénél. Itt tehát a réti genetika megfigyelhető, de réti dinamika már nem. Helyette a sztyepesedés fedi át lassan a réti genetikai arculatot. A jelenlegi felszín dinamikáját tekintve, tehát akár az 1. felszín típushoz, a vízhatás alatt nem állóhoz is sorolhatnánk, ám a genetikai elv az előbbihez kapcsolja. Mindenesetre ez az átmeneti felszín típus is csak azt a helyes tételt támasztja alá, hogy *a felszín dinamikus fejlődésének folyamatában tiszta morfológiai típusok alig különíthetők el.*

b) A felszín és a talajtípusok elterjedése

Ha már most az előbbi három felszíntípusnak: a folyó- vagy talajvízhatás alól kiemelkedő síkságoknak, a lejtős felszíneknek és a hidromorf hatás alatt fekvő alacsony helyzetű síkoknak a talajtípusok elterjedésében betöltött szerepét vizsgáljuk, a következő megállapítást tehetjük:

1. A tartós vízhatás alatt nem álló, relatíve magas helyzetű síkságok a Marcal-medencében a klímazonális barna erdőtalaj típusok területei. Ezeken a felszíneken a barna erdőtalajok típusai érdekes sajátosság, mondhatjuk, szabályszerűség szerint helyezkednek el egymás mellett. A legnagyobb sík felszínnek kavicssal védett pleisztocén reliktumok. Mivel itt az agyaggal cementált, kötött kavicsrétegek megvédték a felszínt a gyors pusztulástól, azaz konzerválták, a talajképződésnek ezeken a felszíneken volt a leg-hosszabb ideje. Közvetlenül az utolsó jégkorszak után kialakult talajokat találjuk itt ma is. A holocén éghajlatváltozások a posztglaciális elején kialakult talajok genetikai szelvényét nem változtatták meg. A száraz mogyoró-fázis nyomai ezeken a talajokon nem ismerhetők fel. De ha még esetleg némi változást okozott is volna ez a száraz periódus, az azóta uralkodó éghajlat szabadon érvényesülő hatása ennek az elvileg lehetséges változásnak minden nyomát eltüntette. Ma ezeken a felszíneken a Marcal-medence legrégebben képződött, a jelenlegi talajképződésben is résztvevő szubrelik-tum *anyagbemosódásos barna erdőtalajai* találhatóak. Nem valódi értelemben vett reliktum talajok ezek, mert csak a holocén klímátörténeti időbeosztást tekintve mondhatók maradványtalajoknak. Ha geológiai korhoz, nem pedig annak alapegységeihez kötjük a reliktum fogalmát, akkor ezek a talajok nem reliktumok (nem pleisztocének), hanem a legidősebb recens talajok.

A következő, már alacsonyabb, de még mindig tartós vízhatáson kívüli sík terület a finomabb szemű üledékeken képződött *barnaföldek* felszíne. Ha ezt a felszínt zömében savanyú, kolloidszegény homok építi fel, akkor a barnaföld *rozsdabarna erdőtalaj* altípusa jelentkezik itt a típusos barnaföld helyett.

Megállapítható, hogy ezek a felszínek az előbbiekhöz viszonyítva fiatalabbak, már holocén felszínek. Még későbbiek a rajtuk kialakult talaj-típusok.

Csekély mértékben alacsonyabb, de még hidromorf hatás alatt nem álló sík felszín a *csernozjom barna erdőtalajok* területei a Marcal-medencében. A Pápai-síkságon ez a felszín a réti talajok és a barnaföldek közötti átmeneti sávban fekszik. Ez az elhelyezkedés azonban nem kizárólagos. Nagyobb szintkülönbségű felszínek esetében, ahol nem fokozatos az alacsonyodás, ez a talajtípus sorozat figyelhető meg.

2. A lejtős felszínnek a lejtő szögének és hosszának a függvényében a *váztalajok*, a *klímazonális barna erdőtalajok erodált változatainak* (csonka szelvények), illetve *másodlagosan átkarbonátosodott változatainak* (karbonát-maradványos barna erdőtalajok) területei.

A másodlagosan átmeszeződött barnaföld a meszes pannon agyagból és az ugyancsak meszes glaciális kori lejtős löszvályogból felépült lejtőn fejlődik ki. Példa erre a Vanyola közelében fekvő egyik lejtő szelvénye (18. ábra).

Külön megítélés alá esnek a tanúhegyek hosszú és meredek lejtői, ahol az évszázados szőlőkultúra által kiváltott gyorsított talajpusztulás követ-

keztében sajátos vázta-
talajok képződtek és képződnek ma is. A vulkáni
takarótól távolodva csökken a bazalt, a tufa, a tufit, valamint ezek törme-
léke és málladéka, illetve nő a fekü pannóniai homok és agyag a lejtő vázta-
talaj-keverékében. A helyenként még meglevő, viszonylag érintetlen ősgyep-
foltok alatt megtalálható a vulkáni anyagok málladékból képződött
pleisztocén interglaciális kori *vörösayagon kialakult nyirok talaj*. Általában
a lejtők pihenőin, mint viszonylag nyugodt felszíneken találjuk ezeket a
foltokat.

3. A tartós talajvíz- illetve folyóvízhatás alatt álló mély fekvésű síkok
és a lejtőtaljak homorú tagjai a *lejtőhordalékok* valamint a *hidromorf talajok*
területei.

Ezeken a területeken már deciméteres relatív szintkülönbségek is talaj-
típus meghatározók. Pl. Duka és Jánosháza között egy völgytalpon a réti
csernozjom mellett pár deciméterrel mélyebb szinten már típusos réti talaj
alakult ki. Ezeken a területeken tehát a geomorfológiai talajképző tényezőt
és a vízrajzi tényezőt egyenrangúaknak kell tekinteni. Feltűnő jelenség,
hogy itt a Kisalföld D-i szélén a talajvíz sokkal közelebb van a felszínhez
mint az alföldi réti csernozjomoknál. Amíg az alföldi réti csernozjomok
alatt általában 4 m mélyen áll a talajvízszint, itt csak 2 m körüli mélység-
ben.

A relatív szintkülönbségnek megfelelően a felszín típuson belül alulról
felfelé így alakul a hidromorf talajsorozat: *rétláptalaj* (tőzeges, majd kotus)
→ *öntés réti talaj* → *mélyben sós réti talaj* → *régi talaj* → *sztyepesedő réti*
talaj, végül még ezen a felszín típuson az átmeneti klímazonális-szemi-
hidromorf típus: a *régi csernozjom*.

Ezen a felszín típuson döntően talajképző a vízrajzi tényező. Érvényesü-
lési területe erre a felszín típusra korlátozódik.

Két típusnál: a jelenkori felszínfejlődés szempontjából eluviális, továbbá
az alluviális sík felszínél átmeneti helyzetű felszínekkel találkoztunk.
Ezek az átmeneti sík felszínek csakúgy, mint a különböző tulajdonságú
lejtők arról tanúskodnak, hogy a Marcal-medence területén is nyomon
követhető a felszín igen lassú, de mégis kimutatható fejlődése. Ezeknél
azonban sokkal nyilvánvalóbban igazolja a medence felszínének fejlődését
az a geomorfológiai inverziós jelenség, amelyet a szerző a Kisalföld talaj-
földrajzával foglalkozó, STEFANOVITS P.-lal közösen írt tanulmányban
kifejtett (STEFANOVITS P.—GÓCZÁN L. 1962). Az ebben a tanulmányban
leírt reliktikum Ős-Rába felszínének mellett ugyancsak morfológiai inverziós
felszínfejlődést igazol a gecsei szőlőhegy tetején a pleisztocén szoliflukciós
kavicslepel-maradvány alatti, fosszilis, hidromorf, erősen agyagos talaj-
képződmény.

Mindezeknél ékeesebb bizonyítékai a medencefelszín fejlődésének a tanú-
hegyek, amelyek a vulkanizmus óta eltelt idő alatt a terület kb. száz méte-
res kiemelkedését tanúsítják. A Pápai-síkság felszín közeli talajvízszintje
és a hidromorf talajok kiterjedtsége pedig ennek a területnek a holocénban
történő kis mértékű süllyedését tételezik fel.

Az eddig elmondottakból képet alkothattunk magunknak arról, hogy a
medence felszínének fejlődéstörténete milyen jelentős szerepet játszott a
talajképződésben. A jelenlegi felszínfejlődés menetét és ennek a talajtaka-
róra gyakorolt hatását pedig a lejtős felszínek pusztulásának és a mély
fekvésű felszínek épülésének vizsgálata során ismerhetjük meg.

4. A Marcal-medence felszínének a talajpusztulásban betöltött szerepe

A Marcal-medence területének aránylag nagy, kb. 2/3 részén a talaj lepusztulása nem jelentős. Ide sorolhatók a Kemenesalja pleisztocén terasz-síkjai és a Pápai-síkság óalluviális, ma már nem akkumulációs sík felszínei. Ezeken a felszíneken még a természetes védő növénytakarójuktól megfosztott, műveléssel állandóan zavart talaj sem erodálódik észrevehető mértékben.

Az erózióval kapcsolatosan két felszíni kategória különül el a Marcal-medencében: a) az olyan lejtős területek, amelyek a gyorsított erózió jelentékeny, és terméscsökkenéshez vezet; b) azok a mélyen fekvő felszínek, amelyek az erózió termékének egy részét felfogják és visszatartják, tehát a völgytalpak és a kisebb helyi mélyedések.

A lejtős felszíneken belül az erózió hatékonyságát tekintve elkülöníthetjük a tetejükön tömör vulkáni kőzettel védett tanúhegyeket a laza üledékből felépült, eróziós-deráziós formacsoporttal jellemzett hullámos felszínektől. A tömör vulkáni kőzet védőhatása lehetővé tette, hogy a zömében laza üledékből álló tanúhegynek meredek és hosszú lejtőjű oldalai alakuljanak ki, amelyeken az erózió mértéke nagyobb, mint a kis reliefenergiájú, enyhén hullámos felszíneken. Magán a formaelemen belül pedig elkülönítendők a legnagyobb lejtőszögű, domború lejtősávok, az ún. inflexiós sávok, mert ezek erodálhatósága a legnagyobb, minőségileg különböznek az egyenes lejtőtág erózióval szembeni ellenállásától. Általában ezek a sávok szerepelnek az eróziós térképen földes kopárként, vagy erősen erodált fokozattal jelölve.

Külön megítélést kívánnak a medence K-i peremén húzódó hosszú, keskeny dombhátak és a medence középső részén a kis relatív magasságú, ellipszoid alaprajzú, deráziós tanúhegyek csekély kiterjedésű tetőszintjei. Ezek ugyanis az igen szeles Kisalföld hatékony deflációjának leginkább kitett felszínek. Rajtuk a művelés óta olyan mértékű deflációs talajpusztulás ment végbe, hogy amelyik hátat, vagy kúp tetejét ősi hordalékkúp-kavics, vagy szoliflukciós kavicslepel a szélről nem védi, ott már csak nyers váztalaj, az anyakőzet van a felszínen.

A defláció hatékonyságát más területek is mutatják a Marcal-medencében, azonban azokat nem a felszín, hanem a felszínt felépítő kőzet, a különféle homokok térbeli felhalmozódása határoolja el. Ahol ezekről a homokterületekről az erdőt a földművelés kiirtotta, ott ma homokverés is bekövetkezik; néhol a műveléssel már fel is hagytak. Ezeken a szélfújta homokfelszíneken ma terméketlen homoki legelők vannak, jelezve a múltbeli helytelen gazdálkodást. Káptalanfa, Kiscsős határában találunk ilyen gyérfűvű parlagi futóhomok felszíneket. Homokverést tapasztalhatunk a medence legkeletibb részén, pl. Bakonytamási határában. Ez a jelenség azonban a szélnek már nem kifúvásos, hanem felhalmozó hatására jön létre. Így azután már el is jutottunk az erózióval kapcsolatos második felszíni kategóriának, a lehordott talajok lerakódási, felhalmozódási területének tárgyalásához.

Ezek a felszínek „szedimentált területek” címen szerepelnek az eróziós térképeken. A kategórián belül megkülönböztethetők a dominánsan *mineralogén szedimentáció* és az *organogén talajfelhalmozódás területei*, természetesen mindig a jelenlegi fejlődési dinamikát figyelembe véve. Azért szükséges ezt

megjegyeznünk, mert vannak olyan hidromorf talajjal borított alacsony sík felszínek, pl. a Pápai-síkságon, amelyek ma már nem üledék- illetve hordalékgyűjtők, de kétségtelen, hogy az óholocénban még azok voltak. Ma ezeket a területeket *semleges felszínek* közé kell sorolni. Természetes, hogy ez a megállapítás csak általánosítva, illetve az *uralkodóan eróziós vagy szedimentált* felszínekhez viszonyítva érvényes, mivel a lepusztulás és felhalmozódás, észrevétlenül bár, de folyamatos.

A túlnyomóan ásványi, illetve túlnyomóan szerves anyagokkal feltöltődő két felszínesoport mellett megkülönböztethető egy harmadik, átmeneti *szerves-ásványi* akkumulációs felszín is, mégpedig általában a deráziós lejtők lábánál, a lejtő legalsó homorú szakaszán, illetve a száraz deráziós völgy talpán, a *proluviális felhalmozódás szintjén*. Az ilyen helyeken a laza üledékből felépült keskeny gerincek és lejtők talajtakarójának humuszosa A szintje fokozottabb ütemben halmozódik fel, semhogy a mineralizáció e felhalmozódással lépést tudna tartani. Azért is lassúbb e szintek humuszosa hordalékainak ásványosodása, mint egyébként lenne a száraz völgyfenéken, mert a lejtők alján mindig talajnedvesség többlet mutatkozik a lehullott csapadékból adódó nedvességhez képest. Ezt a többletet a felületről való ráfolyás és a völgytalpon feldúsult kolloidfrakció megnövekedett víztartó képessége biztosítja. Az így felhalmozódó, humuszosa deluvium-proluvium komplexus az inflexiós sáv erodáltságának előrehaladtával egyre több anyagközet hordalékot is kap. Ez a lejtőknek az inflexiós sáv feletti és alatti szakaszairól leholdódó, humuszban gazdag anyaggal keveredve, sajátos *ásványi-szerves hordaléktömeget* ad. Ennek az átmeneti hordaléknak a felhalmozódása átmeneti szedimentációs felszínt is feltételez. Természetesen, az így felhalmozódó lejtőhordalékok is általában 5–6% humuszt tartalmaznak, tehát tulajdonképpen ez is zömében ásványi jellegű hordalék, azonban a humusz nélküli laza közethordaléktól való megkülönböztetése termőtalajhordalék jellege miatt indokolt.

Organogén jellegű autochton felhalmozódással keletkezett felszínek a Marcal folyó és mellékpatakjainak igen kis esésű völgyszakaszán láposodási folyamat eredményeként jöttek létre. A Marcal széles allúviumán kívül a kemenesalji patakok alsó szakaszai, a Bakony-patak Koroncó–Szemere közötti szakasza, a Gerence, a Bitva, a Hajagos, a Torna alsó völgyszakaszainak kisebb mélyedései a *szerves jellegű felhalmozódás* területei.

Tisztán *mineralogén jellegű hordalékfelhalmozódás* a medence területén alig van. Mindössze a patakok Bakony-peremi, nagyobb esésű szakaszain figyelhető meg nagy esőzések alkalmával humusztartalom nélküli nyers öntéslepel.

A deráziós völgyfenék-hálózat, valamint a patakvölgyeknek még kis esésű, de a Marcal-lapálytól már távolabbi szakaszai pedig a *kevert anyagi szedimentáció* területei. Elsősorban a medence K-i peremvidékére jellemző ez a felhalmozódás.

Ha a felhalmozódás anyagát vertikális településben vizsgáljuk, általában megállapíthatjuk, hogy az organogén felhalmozódás felszínei korábban ásványi felhalmozódási területek voltak. Ez nemcsak a Marcal-lapályra vonatkozik, hanem a kisebb helyi mélyedésekre is, pl. Marcaltó közelében (GÓCZÁN L. 1966. Függ. p. 75. 38 sz. talajszelvény), továbbá a szentimrefalvai kis deflációs medencére, ahol is a láptalaj, vagy réti talaj alatt erősen meszes iszapos öntés, illetve finom frakciójú ásványi hordalék települ.

Ezek a területek a mai felszínfejlődést tekintve minősülnek organogén típusú felhalmozódás-szinteknek.

Az eróziós-akkumulációs szintek, felszínek kategorizálása a Marcal-medencében ma még csak az alkalmazott földrajz követelményeinek megfelelően pontos.

A talajpusztulásnak — mint közismert — a felszín alakja, relatív és abszolút helyzete csupán egyik tényezője. A tényezők közül a lejtő szöge és hossza gyakorolja a legnagyobb befolyást a talajpusztulásra. A talajpusztulás (mint folyamat és mint jelenség) a felszín, a genetikai talajtípus hidrofizikai tulajdonságai, valamint az éghajlati, a vízrajzi, a biológiai (növényvel való fedettség) és a talajművelési tényező kölcsönhatásának eredőjeként történik.

C) A vízrajz és a talajképződés

Mielőtt a vízrajzi tényezőnek a Marcal-medence talajai keletkezésében és elterjedésében betöltött szerepét kifejténém, az *I. táblázat*on ismertetem a felszíni vízhálózatot a patakok hosszának sorrendjében, méterben és ezrelékben kifejezett esési értékeivel együtt.

1. TÁBLÁZAT

A Marcal-medence vízfolyásainak esésviszonyai
(Hidrológiai Atlasz, I. sorozat. 4. című kiadvány nyomán. VITUKI, Bp. 1954. p. 122—160)

A folyóvizek megnevezése (A Marcal egyes szakaszai külön is, a többi az eredettől a torkolatig, ill. a két melléksatorna a kiágazástól a Marcalba visszaömlésig)	A meder-	A völgy-	A meder- szakasz		A meder- szakasz abszolút esése, m	A meder-	A völgy-
	szakasz hossza, km		kezdő	végző		szakasz átlagos esése, ‰	
			pontján a part absz. magassága m tszf.				
1. Marcal							
eredettől a Melegvízig	8,8	8,3	240	136	104	11,8	12,5
Melegvíztől a Tóvárosi- patakig	2,2	2,1	136	135	1	0,4	0,4
Tóvárosi-pataktól a Fenyősi- patakig	2,0	1,9	135	134	1	0,5	0,5
Fenyősi-pataktól a Hetyefői- patakig	5,3	4,8	134	133	1	0,2	0,2
Hetyefői-pataktól a karakói áll. vízmércéig	10,8	10,2	133	132	1	0,09	0,09
a karakói áll. vízmércétől a Tornáig	0,8	0,8	132	132	0	0	0
a Tornától a kamondi osztózsilipig	0,7	0,7	132	132	0	0	0
a kamondi osztózsiliptől a Mosó-árokig	0,6	0,6	132	132	0	0	0
Mosó-ároktól a Kodó-patakig	9,0	8,0	132	130	2	0,2	0,2
Kodó-pataktól a merseváti áll. vízmércéig	8,2	8,1	130	128	2	0,2	0,2

A folyóvizek megnevezése (A Marcal egyes szakaszai külön is, a többi az eredettől a torkolatig, ill. a két melléksatorna a kiágazástól a Marcalba visszaömlésig)	A meder-	A völgy-	A meder- szakasz		A meder- szakasz abszolút esése, m	A meder-	A völgy-
	szakasz hossza, km		kezdő	végő		szakasz átlagos esése, ‰	
			pontján a part absz. magassága, m tszf.				
a mersevāti áll. vízmércétől a Cinca-patakig	1,4	1,4	128	128	0	0	0
Cinca-pataktól a Marcal— Veszprém megyei mellék- csatorna beömléséig	9,7	9,6	128	125	3	0,3	0,3
Marcal—Veszprém megyei melléksatornától a Bitváig a Bitvától a marcaltói áll. vízmércéig	8,5	8,4	125	120	5	0,4	0,4
a marcaltói áll. vízmércétől a Gerencéig	3,4	3,3	120	120	0	0	0
a Gerencétől a Marcal—Vas megyei melléksatornáig	2,0	1,9	120	119	1	0,5	0,5
Marcal—Vas megyei mellék- csatornától a Csikvándi- Bakony-érig	0,6	0,6	119	119	0	0	0
Csikvándi-Bakony-értől a Csángota-érig	5,8	5,7	119	118	1	0,1	0,1
Csángota-értől a móríchidai áll. vízmércéig	1,6	1,5	118	117	1	0,6	0,6
a móríchidai áll. vízmércétől a Sokorói-Bakony-érig (a Marcal med. É-i határa)	0,6	0,6	117	117	0	0	0
Sokorói-Bakony-értől az Ó-Marcalig	15,2	14,3	117	116	1	0,6	0,6
Ó-Marcaltól a Rábáig	2,0	1,9	116	115	1	0,5—1,22	0,5—1,27
Marcal az eredettől a Rábába ömlésig	1,2	1,1	115	114	1	0,8	0,8
	100,4	95,8	240	114	126	1,2‰ 0,44	1,31‰ 0,44
2. Gerence	57,1	53,3	442	119	323	5,66	6,06
3. Torna	50,8	49,2	320	132	188	3,70	2,19
4. Sokorói-Bakony-ér	45,8	43,7	205	119	86	1,88	1,97
5. Bitva	45,4	44,0	380	120	260	5,73	5,91
6. Marcal—Vas megyei mellék- csatorna	45,3	43,1	129	119	10	0,22	0,23
7. Hajagos	33,3	31,1	265	125	140	4,20	4,50
8. Csángota-ér	33,2	30,8	200	117	83	2,50	2,69
9. Marcal—Veszprém megyei melléksatorna	30,7	30,0	129	125	4	0,13	0,13
10. Kodó-patak	29,2	27,8	165	130	35	1,19	1,26
11. Csikvándi-Bakony-ér	28,5	27,3	148	118	30	1,05	1,1
12. Tapolca-patak (a Gerencéig)	26,7	25,7	180	123	57	2,13	2,22
13. Pápai-Bakony-ér (a Kis- Sédig)	28,5	24,2	320	127	193	7,48	7,97
14. Melegvíz	25,5	24,1	211	136	75	2,94	3,11
15. Kígyós-patak (a Tornáig)	24,4	24,2	204	134	68	2,8	2,8
16. Cinca-patak	24,4	22,9	150	128	22	0,90	0,96
17. Kis-Séd (Horgas-ér) (a Bitváig)	28,3	23,1	175	120	55	2,31	2,38
18. Csigere-patak (a Tornáig)	19,8	18,5	260	160	100	5,05	5,40
19. Darza-patak (a Tapolcáig)	19,4	19,1	175	123	52	2,1	2,1
20. Csikászó-patak (a Kodóig)	17,4	16,3	175	134	41	2,3	2,5
21. Fenyősi-patak	16,0	15,3	325	134	191	11,9	12,4

A folyóvizek megnevezése (A Marcal egyes szakaszai külön is, a többi az eredettől a torkolatig, ill. a két melléksatorna a kiágazástól a Marcalba visszaömlésig)	A meder-	A völgy-	A meder- szakasz		A meder- szakasz abszolút esése, m	A meder-	A völgy-
	szakasz hossza, km		kezdő	végző		szakasz átlagos esése, ‰	esése,
			pontján a part absz. magassága, m tszf.				
22. Szalóki-patak (a Hajagosig)	16,0	15,2	155	135	20	1,2	1,3
23. Öreg-Séd (a Gerencéig)	12,9	12,6	340	170	170	13,1	13,4
24. Ó-Marcal	12,9	12,5	119	115	4	0,7	0,7
25. Alásanyi-patak (a Hajagosig)	12,6	12,3	180	136	44	3,4	3,5
26. Szakács-ér (a Sokorói-Bakony-érig)	12,0	11,2	220	144	76	6,3	6,7
27. Mosó-árok	11,8	11,4	155	132	23	2,0	2,0
28. Széles-víz (a Csigeréig)	11,8	11,5	305	197	108	9,1	9,3
29. Hunyor-patak	11,6	11,3	142	127	15	1,2	1,3
30. Gecsei-ér (a Csikvándi-Bakony-érig)	11,5	11,3	189	132	57	4,9	5,0
31. Körös-patak (a Bitváig)	10,9	10,3	275	160	115	10,55	11,16
32. Padragi-patak (a Tornáig)	10,6	10,1	380	199	181	17,0	17,9
33. Bánya-ér (a Sokorói-Bakony-érig)	10,4	10,0	235	145	90	8,6	9,0
34. Gyimóti-Séd (a Kis-Gerencéig)	10,3	10,1	180	138	42	4,0	4,1
35. Tótvári-patak	9,2	8,9	220	135	85	9,24	9,55
36. Nyárádi-árok	8,6	8,5	148	125	23	2,9	2,9
37. Gyulamajori-patak (a Kis-Sédig)	8,4	8,0	210	147	63	7,5	7,9
38. Rétkerti-patak (a Sokorói-Bakony-érig)	8,0	7,6	210	156	54	6,7	7,1
39. Tegye-víz (a Hajagosig)	7,8	7,6	230	156	74	9,4	9,7
40. Pápasalamoni-malomárok (a Bitvától a Bitváig)	7,4	7,2	185	148	37	5,0	5,1
41. Nagyerdő-patak (a Tótvári-patakig)	7,4	7,3	210	138	72	9,7	9,7
42. Bőrhend-patak	6,9	6,2	137	124	13	1,8	2,0
43. Kis-Gerence (a Gerencétől a Gerencéig)	6,7	6,4	160	136	24	3,58	3,75
44. Hetefői-patak	5,9	5,5	148	133	15	2,5	2,7
45. Sás-patak (a Csángota-érig)	5,9	5,7	235	170	65	11,0	11,4
46. Fűztői-árok	5,6	4,9	136	126	10	2,0	2,0
47. Horgas-ér (a Tapalcától a Kis-Sédig)	5,3	5,1	150	137	13	2,5	2,5
48. Sós-árok (a Gerencéig)	5,1	5,0	140	127	13	2,5	2,6
49. Pusztahegy-patak (a Sokorói-Bakony-érig)	4,6	4,5	210	174	36	7,8	8,0
50. Tarjáni-patak (a Sokorói-Bakony-érig)	4,4	4,3	188	165	23	5,2	5,2
51. Hobaji-patak (a Melegvízig)	4,2	4,1	194	148	46	10,9	11,2
52. Tacskándi-patak (a Kodóig)	4,1	3,9	153	145	8	1,9	2,0
53. Szerescsenyi-árok (a Csángota-érig)	4,0	3,8	148	144	4	1,0	1,0

Az elég sűrű vízhálózattal rendelkező Marcal-medence vízrajzi képének vázlatához tartozik nagyobb patakjainak vízhozama is (2. táblázat).

A Marcal-medence nagyon gazdag felszín közeli talajvízben is, mert legnagyobb része beszivárgási terület és a helyi erózióbázishoz viszonyítva egyúttal medence belseji, azaz mély fekvésű is.

2. TÁBLÁZAT

Jellemző vízhozam-adatok a Marcal-medencében
Adatgyűjtemény Magyarország felszíni vizeiről c. mű nyomán
(Bp. 1961. VITUKI. Szerk. Puskás T.)

Vízfolyás	Állomás	Jellemző vízhozamok, m ³ /sec				
		LKQ	Q _{95 0/0}	KÖQ	NQ _{50 0/0}	NQ _{2 0/0}
Marcal	Karakó	0,03	0,09	0,08	12,0	40,0
Marcal	Mersevát	0,15	0,40	2,80	35,0	110,0
Marcal	Marcaltó	0,25	0,70	4,50	45,0	145,0
Marcal	Mórichida	0,65	1,40	6,00	50,0	170,0
Torna	Ajka II.	0,035	0,08	0,25	10,0	35,0
Torna	Karakó	0,05	0,12	0,20	20,0	67,0
Kodó	Izsákfa	0,02	0,06	0,50	10,0	35,0
Kis-Marcal	Külsővat	0,00	0,015	0,15	4,0	15,0
Hajagos	Nemesszalók	0,005	0,035	0,40	13,0	45,0
Bitva	Nyárád	0,005	0,03	0,35	12,0	42,0
Pápai-Kis-Séd	Borsosgyőr	0,015	0,04	0,12	8,0	24,0
Gerence	Takácsi	0,01	0,05	0,70	15,0	50,0
Tapolca	Pápa	0,45	0,55	0,70	4,0	15,0
Pápai-Bakony-ér	Pápa	0,02	0,05	0,15	8,0	27,0
Csikvándi-						
Bakony-ér	Gyarmat	0,00	0,015	0,15	6,0	20,0
Sokorói-Bakony-ér	Győrsemere	0,025	0,07	0,70	13,0	45,0

LKQ = legkisebb vízhozam

Q_{95 0/0} = átlagos kisvízhozam (erre az év 18 napjának [5%-ának] kivételével számítani lehet)

KÖQ = középvízhozam (számított v. h., a teljes vízhozam elméleti, egyenletes eloszlásban)

NQ_{50 0/0} = átlag 2 évenként egyszer elért, ill. meghaladott nagyvízhozam

NQ_{2 0/0} = átlag 50 évenként egyszer elért, ill. meghaladott nagyvízhozam

A vízrajzi adatokból két igen fontos földrajzi megállapítás következik. Az egyik az, hogy a Marcal esése — a kezdeti medenceperemi 8,8 km hosszú szakaszt kivéve — átlagosan 0,24⁰/₀₀, ami azt jelenti, hogy a Marcal típusos alföldi folyó. Ez a tény bizonyítéka is a Marcal-medence Kisalföldhöz való tartozásának.

A másik megállapítás módszertanilag is érdekes. Külön a jobb oldali és külön a bal oldali — a medence területére eső — mellékpatak-szakaszok relatív esési adataiból átlagértéket számítottunk. Ezután a patak völgyek közötti magas hátak és az erózióbázis tengely (a Marcal) között a hátak csapásirányában hasonlóan kiszámítottuk a felszín esését, majd ezek átlagértékeit vesszük. E másodszor kapott átlagértékhez viszonyítjuk a mellékpatakok esési átlagértékét.

A Marcal-medence K-i felében a magas felszínek a bakonyi mellékpatakok pleisztocén völgyfenék-maradványai. Irányuk a jelenlegi völgyhálózat irányával egybeesik. (Az Ős-Rábának a Marcaltól K-re fellelhető pleisztocén reliktum völgyfenék maradványai — teraszroncsai — természetesen a főfolyó irányát követik, ezt csekély kiterjedése miatt figyelmen kívül hagyjuk.) A medence K-i felében ezek az összességükben jelentős kiterjedésű újpleisztocén reliktum felszínek (újpleisztocén patakhordalékkúp-sorozat) nagyobb esésűek, mint a jelenlegi patakvölgyek, illetve patakmedrek. A mai patakok esésének átlagértéke 2,34⁰/₀₀, a reliktum felszínének 3,09⁰/₀₀. Az eséskülönbség tehát 0,73⁰/₀₀.

Ugyanezen megfontolás szerint a medence Ny-i oldalán, a Kemenesalján, a mellékpatakok átlagos esése 1,66⁰/₀₀, a Kemenesalja Ős-Zala terasz-

síkjainak a Marcal-völgy felé való lejtése ugyancsak $1,66\%$, azaz nincs eséskülönbég a mai és a pleisztocén felszín között.

Összevetve a medence jobb oldalán és bal oldalán a reliktum és recens felszínek esésviszonyait, azt látjuk, hogy a Kemenesalján nem változott a felszín lejtése a pleisztocén óta, a medence K-i felében viszont $0,75\%$ -es eséscsökkenés következett be, a pleisztocén felszínekhez viszonyítva. A fejlődéstörténet tárgyalása során már kimutattuk, hogy a medence K-i fele a Bakony emelkedését csekélyebb mértékben követve, a hegység irányában a pleisztocén folyamán féloldalasan emelkedett. A holocénban pedig már a medence területe nem esik a Bakony emelkedési zónájába. A szóban forgó eséskülönbég ebben leli tehát magyarázatát és viszont, egyúttal utal is az egykori féloldalas emelkedésre.

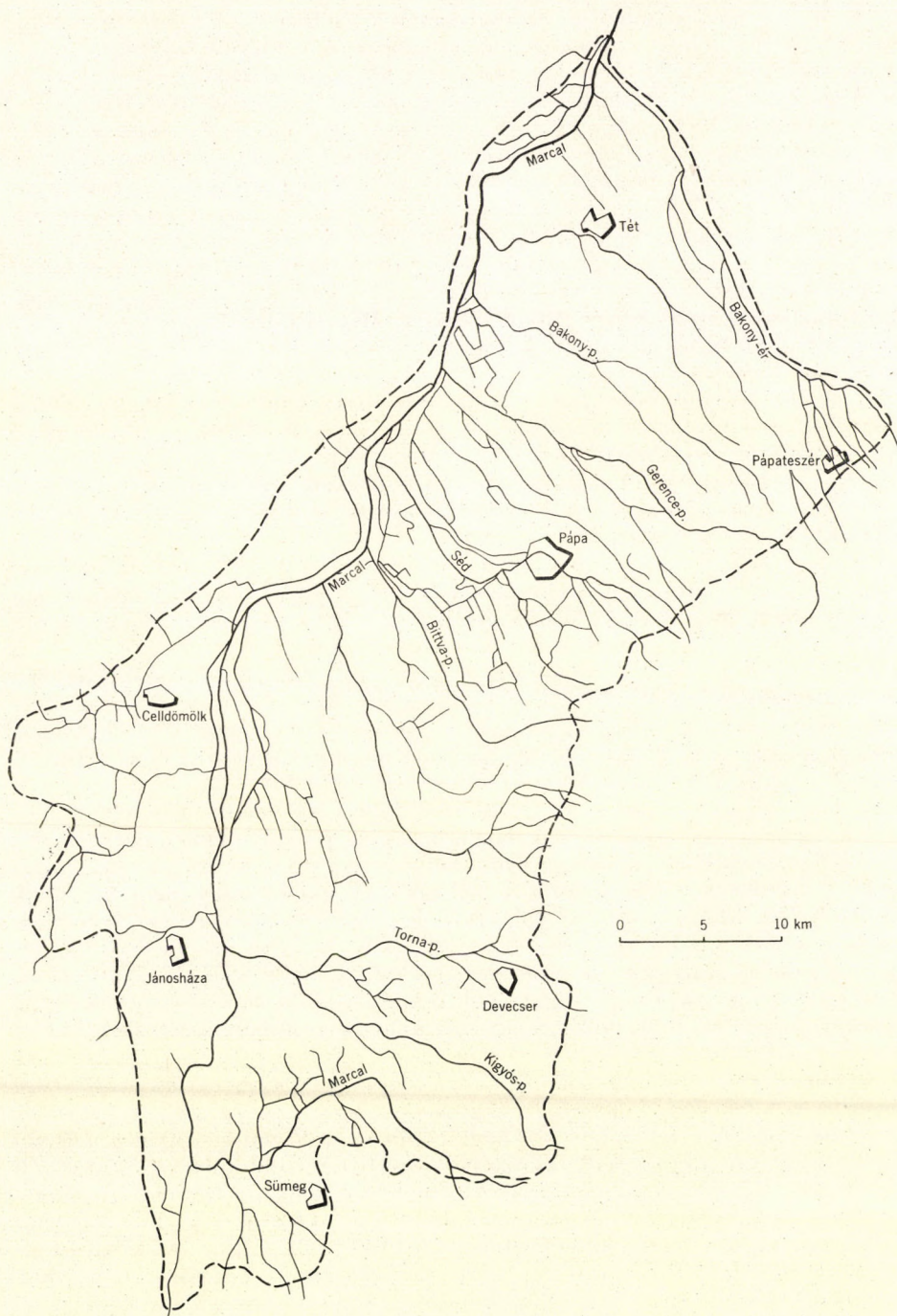
1. A felszíni vízfolyások és a talajtakaró kapcsolata

Ha a felszíni vízfolyások térképét (3. ábra) és a genetikai talajtérképet (19. ábra) összehasonlítjuk, rögtön szembetűnik, hogy az egész medence völgyrendszerében típusos öntéstalajt nem találunk. Helyette réti öntések foglalják el a völgytalpak jó részét. Itt tehát burkolt a felszíni vízfolyások talajképző hatása.

Ha azonban meggondoljuk, hogy a medence területén a fél évszázados csatornázás óta az ártéri hordalékok lerakódása megszűnt, csupán a gátakon kívül felfakadó völgytalpi belvizek fejtenek ki hosszabb-rövidebb ideig hatást a talajalakulásra, rögtön érthetővé válik a kis patakvölgyekben az öntéstalajok hiánya. A szabályozások előtti öntés jelleget ugyanis a réti dinamika ma már uralkodóan átfedi.

A Marcal-medence nagyobbik, sík jellegű felszíne a pleisztocén végén egymással sok helyütt érintkező patak-hordalékkúpok kavicsos hordalékot tartalmazó területe volt. Ez a — keresztszelvényben tekintve — egymásba fűződő, vagy egymástól keskeny dombhátakkal elválasztott hordalékúpsorozatból álló felszín igen kedvezően vezeti és tartja a vizet. Az eredeti medrek vagy a mesterséges csatornák gátjai csak azt akadályozzák meg, hogy a rohanó ár rajtuk át az ártérre kerüljön. Azt azonban nem, hogy az azok futását gyakran keresztvező, eltemetett, pleisztocén kavicsal kitöltött ősi mederszakasz a gátak alatt átszivárgó vízzel ne telítődjék, és árvíz idején ez a fosszilis meder élővízmederré ne alakuljon.

Egy ilyen jelenséget 1954 júliusában a Tarna völgyében Kompolt község határában sikerült tanulmányoznom. A község főutcája eltemetett pleisztocén kavicsmeder vonalában épült. A falu É-i vége előtt a Tarna addigi É—D-i folyásiránya megtörik, csaknem K—Ny-ivá válik, majd a község K-i határában egy másik, közel derékszögű kanyarral újra É—D-i irányban folyik tovább. A pleisztocén végi patakmeder a falu É-i határában nem törik meg, mint a mai, hanem egyenes irányban húzódik tovább, végig a főutca alatt, É—D-i irányban. A mai meder keresztirányú törését a vasúti töltés kíséri, amely egyúttal árvédelmi gátként védi Kompoltot a Tarna árvizétől. A Tarna említett árvize idején a falu főutcáján derékig érő víz hömpölygött, a házakat is elöntve. A Tarna gátja azonban sehohsem szakadt át! Végigjártuk a gátakat s erről személyesen győződünk meg VÖRÖSMARTI A. munkatársammal. Az árvíz levonulása után a falu É-i végén levő feltárásban megtaláltuk a pleisztocén Tarna-kavicsot és végignyomoztuk az ősmédret. Természeti folyamatnak és kutatójának ilyen „szerencsés” véletlen találkozására révén vált előttem nyilvánvalóvá az eltemetett patakmedrek fent leírt, belvízeredetű árvizének keletkezési folyamata.



3. ábra. A Marcal-medence felszíni vízfolyáshálózata

A Marcal-medencében az egyes területek földrajzi különbözősége miatt ez az „ártéri belvív” más-más hatást gyakorol a talajképződésre.

A Bakonyból lefutó, viszonylag nagyobb esésű patakok ősi medrei pl. a Pápai-síkságon általában kavicsfordalékkal töltődtek fel. Ezekben a kavicsüledékekben a nagy vízvezető képesség révén a víz gyorsabban áramlik a lejtő irányában, mint a Kemenesalja patak völgyeinek pleisztocén végi medreit kitöltő finomabb szemű, homokos-lösziszapos fordalékában. Ezenkívül az előbbiekné esése is nagyobb, mint utóbbiaké. Emiatt a Kemenesalja patak völgyeiben lassabban vonulnak le az ártéri belvizek. A nagyobb esés mellett a nagyobb pórusvolumenű kavics szivacs módjára gyorsabban nyeli is el a vizet, mint a több kapilláris, de kevesebb gravitációs hézaggal rendelkező lösziszap és finom homok. Még kirívóbb a különbség, ha a medence jobb és bal oldali patak völgyei helyett a jobb oldaliakat a Marcal-völgygel hasonlítjuk össze. Az *I. táblázat*ból kitűnik a nagy eséskülönbség. A Marcal völgyében a nagyon kis esés miatt igen finom szemű üledék rakódott a völgyfenék felszíne alatti pleisztocén kavicsra, megközelítőleg vagy teljesen impermeabilissá téve nagy ártéri területeket. A kis esés és gyenge vízáteresztés miatt a Marcal-völgyi árvizek gyakran megtorlódnak, néha egymásra tetőznek. A hirtelen hóolvadás is sokáig teremt nyílt vízfelszínt a km-nyi széles Marcal-ártéren.

Ha a jobb oldali és a kemenesaljai patak völgyek ártéri, áramló belvizeinek a talajképződésre gyakorolt hatását vizsgáljuk és összehasonlítjuk, azt állapíthatjuk meg, hogy a Kemenesalján ez a hatás erősebben mutat a réti dinamikára, mint a medence K-i felében. Ez pedig amiatt van, mert a víz tovább áll az ártéren, és gyakorlatilag nincs olyan mennyiségű fordaléka, hogy az észrevehető öntésanyagként maradjon vissza a víz levonulása után. Ami fordalék mégis megfigyelhető, az nem a patakmedrekből, hanem a völgyoldalokról kerül az ártérre. Ez esetben azonban, mivel lassan áramló vízről van szó, a völgyoldal és völgytalp találkozási sávjában, az esés megtörésének a vonalában le is rakódik; csak igen finom, lebegtetett fordalék kerül az árvízbe. Mivel a Kemeneshátat és a Kemenesalját felépítő kőzetek százalékban kifejezve igen kevés szervesetlen kolloidot tartalmaznak, e lejtőleöblítéssel lehordott, lebegtetett fordalékból nem képződik öntésüledék. Ehhez képest a völgytalpak rétjeinek szervesanyag-termelése és az anaerob bomlás mellett a humuszképződés olyan mérvű, hogy a réti talajképződési dinamika az alig létező öntés jelleget teljesen eltünteti. A Kemenesalja patakjainak völgytalpán tehát a felszínt borító víz és az általa lerakott fordalék fenti aránytalansága miatt *a vízfolyásoknak nem közvetlen — öntéstalaj képző —, hanem közvetett, talajvízpótló, a felszíni vizek időtartamát megnövelő és ezen keresztül kisebb mértékben a lúp, elsősorban pedig a réti talajképző hatása érvényesül.*

A medence K-i felében a fordaléklejtőn és a Pápai-síkságon a felszíni vízfolyások talajképző hatása bizonyos mértékig eltér a Kemenesaljától. A völgyek felsőbb, nem csatornázott kisebb szakaszain ezeknek megfelelő elterjedésben öntéseket is létrehozhatnak, tehát öntéstalajok kialakulására vezetnek. Ezek a medence területén nem térképezhető kis foltokban találhatóak csak. Nagyobb esésük és környezetükről lejtőleomosással elhordott nagyobb mennyiségű szervesetlen kolloid- és iszaphordalékuk lerakódása következtében *a vízfolyások völgytalpain a réti talajok öntés jellege kifejezettebb, mint a Kemenesalján.* Kivétel néhány olyan kis erecske völgytalpa,

amelynek alján ún. atka réteg képződött, amely vizet át nem eresztő és emiatt a rá települt laza üledéken típusos réti talajok képződtek (sőt gyengén lápos dinamika is megfigyelhető egyes rétegvíz-kibukkanás völgyfőjén). Ilyen atkásodással kísért réti talaj található pl. a Csót—Pápateszér közötti út közelében, a 34-es km-kőnél, a bakonysági leágazás és a fogolytemető közötti völgyben (10. sz. talajszelvény, GÓCZÁN L. 1966. Függelék, p. 71).

A Pápai-síkságon a Bitva és a Gerence völgyében, de a Torna völgyében is Devecsertől Ny-ra, valamint a Sokorói-Bakony-ér árterén is fiatalabb morfológiájú, a réti dinamika által kevésbé átalakított öntés jellegű réti talajok helyezkednek el, mint a Pápai-síkság magasabb felszínein, ahol csak felszín közeli talajvizekkel, tehát szeretlen hordaléktól mentes vizek hatásával számolhatunk a talajképződésben.

Ennek az öntésnek a fiatalabb réti dinamikával való átfedése a legkitűnőbbben a Marcal—Rába közötti síkságon, a Rábaszentmihálytól K-re levő elhagyott Marcal-mederben figyelhető meg (39. talajszelvény, GÓCZÁN L. 1966. Függelék, p. 76). Itt a Marcal a szabályozások óta több ízben kiöntött és ez öntésanyag-lerakódással is párosult, amely a humuszképződés intenzitását csökkentette. Ez világosan ki is tűnik a szelvény felépítéséből.

A felszíni vízfolyások talajképző hatását, mint láttuk, az emberi tevékenység megváltoztatta. Ez a hatás a szabályozásokig öntésképző, közvetlen befolyás volt. Ma a réti dinamikát segíti elő. A változás minőségét „Az emberi tevékenység és a talajképződés” c. fejezetben fogom kifejteni.

2. A talajvíz mint hidromorf talajképző tényező

A talajvíz csak abban az esetben válik domináns talajképzővé, ha szintje felszínközelségben van és a gyökérszóna beleér a talajvíz kapilláris zónájába. A gyökérszóna mélysége a növénytársulások függvénye, kivéve a sekély termőréteggű talajokat, amelyek megszabják a gyökér lehatolásának mértékét. A talajvíznívó kapilláris zónájának vastagságát általában az anyakőzet vagy a talaj mechanikai összetétele illetve szerkezete szabja meg az általuk meghatározott porozitáviszonyok révén. Egy méternél magasabbra azonban a kapilláris vízemelkedés alig növekedik és maximálisan 1,5 m-t érhet el (MADOS L. 1941, p. 73 és FEKETE Z.—HARGITAI L.—ZSOLDOS L. 1964. p. 72).

Talajvízen azt a vízmennyiséget értjük, amely az illető szintben a jellemző vízkapacitási értéken felül van jelen a pórusvolumen azon részében, amely még vízbefogadásra rendelkezésre áll. Akkor keletkezik, ha vízkapacitáson túli vízmennyiség impermeábilis kőzet, vagy mállási, illetve talajréteg felett eredeti gravitációs irányú mozgásában megreked.

Talajtani szempontból minket csak az a talajvíz érdekel, amely a gyökérszónához való közelsége révén talajképzővé válik. Ennek a talajvíznek a talajképződésre gyakorolt hatása évszakos szintingadozástól, áramló vagy pangó voltától, a talajfelszínhez viszonyított mélységétől, oldott sótartalmának mennyiségétől és minőségétől függ. A talajképződésben való érvényesülését pedig, ezeken kívül, a talaj mechanikai összetétele és az adszorpciós komplexus minősége határozza meg.

A Marcal-medence területén a talajvízviszonyok sajátosságosan alakultak. A talajképződésre befolyást gyakorló talajvíz uralta területek a medencének

több mint felét foglalják el. A Marcal-völgy — pár apró szigethegy jellegű halom kivételével — gyakorlatilag hidromorf hatású területnek vehető. A Kemenesháton a patak völgyek völgytalpain található talajok kialakulását határozta meg a talajvíz. A medence K-i felén a Pápai-síkság felszín közeli talajvíze nem csupán a felszíni vízfolyásokhoz igazodik, hanem a felszín közelébe jutó, csaknem impermeábilis pannon agyag nagy területen való előbukkanása következtében is alakul ki egészen sekély mélységű talajvíztükör. Pápa környékén 1,5–2 m mélyen csaknem mindenütt talajvizet érünk, az Öreg-hegy, a Tevel-hegy és a Nóráp környéki magasabb kavicshányatok kivételével. Marcaltó felé pedig kis, lefolyástalan mélyedésekben bukkan több helyütt felszínre, vagy egészen a felszín közelébe a talajvíz. Szentimrefalva környékén több mint 20 km²-nyi területen kis deflációs medence fenekén gyűlik össze apró semlyékekben a talajvíz. A medence talajvízei olyan kevés Na⁺-ot tartalmaznak, hogy a szikesek, az irodalmi adatokkal ellentétben (SAJÓ E. — TRUMMER Á. 1934. 13. ábra) térképezhető nagyságú foltokban elő sem fordulnak. Ennek alapján megállapíthatjuk, hogy ezen a tájon a talajvíznek a talajképződésre gyakorolt befolyása elsősorban a víztükörnek a felszíntől számított mélységétől, illetve a talajok mechanikai összetételétől függ.

A Marcal ártere a lápi talajtípusok elterjedésének legfőbb területe. A völgy szabályozása óta az emberi beavatkozás hatására sok láptalaj-foltot telkesítettek, amelyekben ma többek között kitűnő takarmánytermesztés folyik. Ám a vízrendezés nemcsak a lápi dinamikát, hanem a réti dinamikát is megváltoztatta. Ugyanis a talajvízszint mélyebbre szállása a kapilláris zónát is mélyebbre süllyesztette, úgy, hogy az egykor talajvízsújtotta mély fekvésű síkok réti talajdinamikája mezőségivé kezd átalakulni. E folyamatnak fokozatai is vannak. Pl. Vaszar környékén olyan mélyen helyezkedik el a talajvíz, hogy ott a réti talaj sztyepesedési folyamata figyelhető meg a felszínen. A Duka közelében húzódó völgyben pedig már típusátalakulást is kiváltott a vízrendezés utóhatása, úgy, hogy pl. ott jelenleg nem réti, hanem mezőségi a talaj dinamikája.

Jellemző a Pápai-síkság talajvízszintjének a talajdinamikára gyakorolt befolyása is. Pápa környékén a fejlődéstörténeti részben leírt pleisztocén felszínalakulási folyamatok következtében nagyobb, összefüggő, közel horizontális fekvésű sík területen felsőpannon agyag került 1–3 m-re a felszín közelébe. Ez az üledék impermeabilitása, felszínének enyhe lejtése miatt felszín közeli talajvízszint kialakulását okozta. Mivel ezen a területen a vízfolyások már alsószakasz jellegűek, gyakorlatilag völgy nélküli medrekben, csatornáknak folynak, és mivel ezek a vizek viszonylag vékony rétegű, pleisztocén kori durvaszemű hordalékból felépült síkságon vezetnek keresztül, oldalra való elszivárgás révén is táplálják a kedvező vízraktározó, vízszívó hordalékon át a talajvizet. De nemcsak innen jön utánpótlás. A pannon agyagos rétegek a pleisztocén deluviális köpeny alatt a Bakony felől enyhén lejtnek a síkság irányába s felszínükön talajvízáramlás is végbe megy.

Ezen a területen tehát nem patakallúviumokhoz igazodó, lineáris elterjedésűek a réti talajok, hanem regionálisan fejlődtek ki (4. ábra). Szelvényükben, csakúgy, mint a völgytalpi réti szelvényekben, megtalálható a talajvízhatásra kialakult glejes (G) szint, a kapilláris vízkapacitásig telített talajnedvesség hatására képződött vasszeplő, de ugyanúgy az időszakos



4. ábra. Hidromorf és szemihidromorf talajok elterjedése a Marcal-medencében

1 = hidromorf talajok; 2 = szemihidromorf talajok

levegőzöttség hatására bekövetkező rozsdafoltosság is, mint a két értékű redukált vas három értékűvé oxidálódásának bizonyítéka.

A Marcaltó környéki kis lapos foltokban (GÓCZÁN L. 1966. Füg. p. 75. 38. sz. talajszelvény), valamint a Szentimrefalva környéki kis deflációs medence semlyékjeiben pedig a pangó talajvíz sófelhalmozó hatása is kimutatható.

Hiányzik viszont a Marcal-medencében a talajvízszint évszakos ingadozásához kötött szikesítési folyamat, amely az Alföldön igen jellemző. Ennek több oka van. Először talán az, hogy maga a talajvíz kevés Na^+ -t tartalmaz, másodsor pedig főleg az, hogy a talajképző kőzet is szegény olyan földpátokban, amelyekből elegendő mennyiségű Na^+ dúsulhatna fel. Természetesen ezeken kívül a klimatikus különbségek is fennállnak, mint pl. az Alföldnél nagyobb csapadék, a nagyobb relatív légnedvesség és a több felhőzet miatti kisebb fokú párolgás, egyszerűen a nyári mérsékeltébb klíma. Hiányzik területünkről a szárazföldi lösztakaró is, amely már eleve tartalmaz bizonyos pannóniai üledékeknél nagyobb töménységű nátrium mennyiséget, illetve a szódaképződés akár Hilgard-, akár Gedroic-féle keletkezéséhez szükséges kolloid eloszlású CaCO_3 -ot. Löszből a Kisalföldön is keletkezett szikes talaj, megfelelő földrajzi feltételek között, amint azt STEFANOVITS P. (1963a) az Iván környéki szikesekről bebizonyította.

Ha találunk is az átlagnál magasabb Na^+ töménységet akár a vizes kivonatban, akár a kicserélhető kationok között, az S-értékben azok nem érnek el olyan százalékos arányt, amelynek alapján szikesnek minősülnének az általuk jellemzett talajok. Ilyen esettel állunk szemben a borsosgyőri 14. sz. és a marcaltói 38. sz. szelvényeknél.

A fentiekben láttuk, hogy a Marcal-medencében a talajvíz talajképző hatása lényegében a réti és láptalajok kialakulását idézte elő. Ennek látha tó nyomai a szelvényekben az említett ferrovas felhalmozódása és kiválása, az anaerob mikrobiológiai tevékenység, valamint a szervesanyag felhalmozódása attól függően, hogy volt-e időszakos vagy állandó felszíni víztükör (láptalajok) vagy mindössze csak a gyökérszínig feljutó állandó kapilláris talajnedvesség értéke volt biztosítva (réti talajok).

A talajvíz érvényesülésének területi kiterjedését a genetikai talajtérkép (19. ábra) hidromorf és szemihidromorf talajainak elterjedése szemlélteti.

A talajvízhatás talajgenetikai nyomainak és dinamikai folyamatainak részletes értékelését az egyes szelvények vizsgálatai alapján a talajtípusok ismertetésénél, a talajtani fejezetben fogom megadni.

3. A vízrajzi tényező szerepe a talajpusztulásban

A vízrajzi talajképző tényezőhöz a csapadékvizet természetesen nem számítottuk hozzá, ebből adódóan ennek a talajpusztulásban betöltött szerepét is az éghajlati fejezetben tárgyaljuk. Itt mindössze a felszíni vízfolyásoknak a talajt erodáló hatását, továbbá a hidromorf hatást kiváltó felszín közeli talajvízszintnek a deflációt gátló szerepét kell röviden ismertetnünk a medence területére vonatkozólag.

Mivel hordalékmérési adataink nincsenek, ezért csupán a vízfolyások eróziójának minőségére mutathatunk rá röviden.

A Marcal folyó közvetlen talajpusztító hatása csak felső szakaszán lehet jelentékeny, mivel középső és alsó folyása mentén kialakult széles árterén az igen lassan levonuló, gyakran torlódó árvizek zömében mellékvizeinek hordalékát szállítják a Rábába. Nagy esésű felső szakaszán jelentékeny talajpusztítást közvetlenül még árvize alkalmával sem okoz.

A Kemenesalja vízfolyásai kis esésük és viszonylag széles árterük miatt ugyancsak jelentéktelen talajpusztulást okoznak. Völgyfőik nem szakadékosan hátrálnak, így közvetlen talajpusztító hatásuk, tekintettel a felszínt erős ellenállással védő, agyagkolloidokkal kötött kavicsrétegre is, ugyan csak jelentéktelennek minősíthető.

A medence K-i részének mellékpartokai közül a legnagyobbak a Bakonyban eredve, átfolynak területünkön. Nagyobb tömegű hordalékot szállítanak, viszonylag nagy esés mellett. Árvíz idején a Marcal-medence K-i peremének sávján közvetlen talajpusztítást is okoznak. A legnagyobb pusztítást a Bitva végzi Pápasalamontól K-re, a nagy esésű szakaszán. Nem elhanyagolható a Torna talajpusztítása sem Devecsertől K-re eső medencebeli szakaszán. A Gerence esése a hegységből kiérve csökken, ezért pusztítása is kisebb a másik kettőnél.

A többi jobb oldali mellékpartok általában évenként megismétlődő árvi zeivel összességében már jelentősnek minősíthető közvetlen talajpusztítást visz végbe. Mindazonáltal megállapítható a medence vízfolyásairól, hogy inkább a csapadék által lepusztított talajtömeg szállító, mintsem közvetlen talajpusztító. A Marcal-medence eróziós talajpusztulása döntő mértékben a dombhátak lejtőin, a kevés deráziós völgyön és a vízfolyások völgyoldalain megy végbe a nyári záporok, zivatarok, a késő őszi csendes esők és a tavaszi hóolvadások következtében.

Az aránylag igen kiterjedt felszín közeli talajvíztükörnek nagyságához mérten jelentős a szerepe abban, hogy a széles Marcal-medencében a nagy mértékű deflációs talajpusztulás viszonylag kis területre szorul. A defláció határszintje a talajvízszint, illetve kapilláris zónájának szintje; ez magyarázza, hogy ezek a felszín közeli talajvíztükrű területek gátolják a defláció hatásterületét. Inkább a talajszedimentáció területei, amely káros mértéket legfeljebb a Marcal völgyében ér el.

D) Az éghajlat és a talajképződés

A talajképződési folyamat szempontjából az éghajlat közvetlen, aktív hatása a legfontosabb. Az ti., hogy a kőzetfelszínre hullott *csapadék, adott hőmérsékleti viszonyok mellett*, különféle, helyileg meghatározott mértékben és módon megtámadja, felaprózza, elmállasztja a kőzetet, azaz megindítja és fenntartja a talajképződés és mállás folyamatát. A légköri csapadék e folyamatok szempontjából csak jelentéktelen hatótényező a talajnedvességhez képest. Önmagában főleg szállító szerepet tölt be (lejtős felszínen való talajszállítás). A légköri csapadék a talajba jutva ugyanis talajnedvességgé, azaz talajoldattá válik a különböző növényi eredetű szerves savak oldódása, a vízoldható sók hidrolízise és a kolloidok peptizációja következtében. A továbbiakban ilyen minőségben kerül igen bonyolult kölcsönös kapcsolatba a talaj szerves és szervetlen alkotórészeivel, illetve

3. TÁBLÁZAT

Csapadékgyakoriság Pápán (a MÉM Agrárgazdasági Kutató Intézet adattárából)

A) Szélső és különböző valószínűségű havi, negyedévi és évi csapadékösszegek határ-

%-os valószínűség	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.
Maximum	98	103	168	126	199	165	229	164
10%	62	65	74	91	117	107	131	102
20%	50	49	61	76	93	98	110	79
25%	49	47	51	72	91	94	104	77
50%	30	35	38	48	60	67	60	61
75%	23	17	19	29	38	45	34	39
80%	20	17	15	27	34	38	30	33
90%	15	9	9	22	23	22	21	26
Minimum	2	2	4	4	7	4	12	1

B) Különböző nagyságú havi csapadékösszegek előfordulási valószínűsége %-ban 50 évi (1901–1950) megfigyelés alapján

mm	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
1–10	2	18	12	4	4	4		2	4	4	8	4
11–20	20	12	16	4	6	4	10	12	10	12	8	6
21–30	30	16	12	22	6	6	14	14	8	12	8	22
31–40	14	12	24	12	10	10	8	10	10	14	20	16
41–50	18	22	10	12	18	10	12	10	10	4	16	18
51–60	4	4	4	12	6	6	6	12	6	12	6	10
61–70	4	10	8	8	12	16	6	20	14	4	12	4
71–80	2		6	6	10	14	6	10	10	6	2	10
81–90	4	2	6	8	2	4	4	6	4	10	4	6
91–100	2	2		8	8	6	8	2	8	6	8	4
101–110		2			6	10	6	2	4	2	2	
111–120				2	2		4	2	2	4	2	
121–130				2	2	2	4		2	4	2	
131–140					2	2	4	2	2	4		
141–150						4	2	4	4	2	2	
151–160					2				2			
161–170			2		2	2		2				
171–180							2					
181–190												
191–200					2							

C) Különböző nagyságú évi csapadékösszegek valószínűsége %-ban 50 évi (1901–1950) megfigyelés alapján

mm	%
401–450	6
451–500	6
501–550	10
551–600	16
601–650	14
651–700	14
701–750	6
751–800	14
801–850	6
851–900	
901–950	4
951–1000	4

értékei 50 évi (1901—1950) megfigyelés alapján

IX.	X.	XI.	XII.	Év	Tél	Tavaszi	Nyár	Ősz	Tenyész- időszak
159	148	144	98	982	290	276	401	334	678
115	118	96	80	823	182	231	338	228	545
96	91	72	68	784	146	197	267	218	478
88	86	69	58	761	136	194	254	214	462
63	54	46	42	632	109	154	187	174	376
34	27	31	27	559	86	122	142	138	316
26	24	29	25	541	84	119	140	135	307
19	17	12	21	486	69	93	112	79	255
6	6	6	4	418	24	60	73	63	190

D) Különböző nagyságú negyedévi és tenyészidőszaki csapadék-összegek valószínűsége %-ban 50 évi (1901—1950) megfigyelés alapján

mm	Tél	Tavaszi	Nyár	Ősz	Tenyész- időszak
0—25	2				
26—50	2				
51—75	10	6	2	6	
76—100	24	8	6	10	
101—125	30	12	6	2	
126—150	14	20	16	10	
151—175	4	20	16	26	
176—200	10	14	8	18	2
201—225	2	8	10	12	6
226—250		6	6	6	
251—275		4	12		10
276—300	2	2	4	2	2
301—325			2	6	10
326—350			4	2	8
351—375			2		12
376—400			4		12
401—425			2		6
426—450					4
451—475					6
476—500					6
501—525					2
526—550					4
551—575					6
576—600					2
601—625					
626—650					
651—675					
676—700					2

más szempontból, a talaj szilárd és légnemű fázisával. A mérsékelt égövben az éghajlatnak mint talajképző faktornak a csapadékeleme a legjelentősebb a talajképződési folyamatban. A levegő hőmérséklete már kevésbé aktív talajképző, inkább csak durva mutatója lehet a talajhőmérsékletnek, amelytől tulajdonképpen függ. A napsugárzás ugyanis először a talajjal közli energiáját és a talaj, tulajdonságainak megfelelően a Nap energiáját hővé alakítva, részben kisugározza azt a földfelszíni légrétegekbe, részben a mélyebb rétegekbe vezeti.

A légáramlás az éghajlat jellegének kialakításában ugyan döntő jelentőségű, de a talajképződés szempontjából inkább közvetett szerepe van (csapadékot hoz, légnedvességet, tehát részben talajnedvességet szabályoz).

Amikor a talaj és az éghajlat kölcsönhatását tanulmányozzuk, figyelembe kell vennünk, hogy ebben a viszonylatban a klímának a gyorsabban ható több változó elemmel rendelkező aktív funkciója a jellemző, a talajnak viszont a lassan változó, formát tartósító, passzív jellege. Ez azt is jelenti, hogy a talajszelvény képződésének régebbi idején szerzett bélyegeit is tükrözi. Ezért a talaj optimális hasznosíthatósága érdekében nem elég csak a talajdinamika tanulmányozása, hanem genetikáját is meg kell ismernünk.

Talajföldrajzi szempontból egy táj éghajlatának jellemzéséhez a környező tájak klímájával való összehasonlítás is szükséges, hogy a klímazonális talajtípusok elterjedését értelmezni lehessen. Ehhez azonban olyan nagy tömegű adatsort kellene közölni, amilyent e könyv terjedelme nem enged meg. Emiatt meg kell elégednem a táj nagytájon belüli és a környező tájakhoz viszonyított részletes éghajlati elemzésének irodalmi hivatkozásával (GÓCZÁN L. 1966. p. 181—197).

A Marcal-medence talajtakarója azonban olyan változatos, hogy a tájon belüli klímazonális talajtípusok értelmezése céljából röviden vázolni kell éghajlati sajátosságait.

1. A Marcal-medence regionális éghajlati jellege

Hogy a Kisalföld szárazföldi jellegű medence-éghajlatán (HAJÓSY F. 1962, p. 151) belül a Marcal-medence klímájának jellegét az eddigi irodalmi anyagon túli részletességgel jellemezhesük, össze kell hasonlítanunk a négy törzsállomás — Pápa, Gyömöre, Kemenesszentmárton, Kerta — hőmérsékleti és csapadékgyakorisági táblázatait (3—10. táblázat). Így a lehetőségekhez mérten még területi különbségek is felismerhetők a tájon belül.

A 4 állomás csupán a csapadékra nézve törzsállomás, ezért a csapadék-adatok reális összehasonlító anyagot adnak.

Pápa, Gyömöre, Kemenesszentmárton és Kerta helységek közül évi átlagban Gyömöre a legszárazabb, 624 mm csapadékkal. Utána Kemenesszentmárton következik, 636 mm 50 évi átlaggal, majd Pápa, 641 mm-rel és végül legcsapadékosabb Kerta, 681 mm-rel (11. táblázat). A kertai állomás adatai a medence D-i részének csapadékviszonyait tükrözik. A csapadék ezek szerint É-ről D-re nő, ami a Kisalföld medence jellegének szabályszerűen megfelel. A Kemenesalját képviselő Kemenesszentmárton szárazabb, mint a Pápai-síkságra jellemző Pápa.

4. TÁBLÁZAT

Pápa hőmérsékletének gyakorisági értékei
(a MEM Agrárgazdasági Kutató Intézet adattárából)

A) Szélső és különböző valószínűségű havi és évi középhőmérsékletek 50 évi (1901—1950) megfigyelések alapján

%-os valószínűség	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Év
Maximum	5,2	5,7	9,6	14,5	19,2	23,0	25,4	23,4	21,0	17,0	11,7	5,8	12,2
10%	2,9	4,2	8,5	12,8	18,5	21,9	23,3	22,5	18,8	13,1	7,8	3,8	11,5
20%	1,7	2,7	7,9	12,5	17,8	21,3	22,7	22,0	18,0	12,1	7,1	3,2	11,3
25%	1,5	2,5	7,5	11,9	17,7	20,7	22,7	21,7	17,7	12,1	6,8	2,4	11,2
50%	-0,7	1,6	6,3	10,8	16,7	19,1	21,7	20,7	16,7	11,3	5,0	1,1	10,9
75%	-2,9	0,0	4,3	9,5	15,0	18,6	20,7	19,7	16,0	9,9	3,7	-0,2	10,3
80%	-3,1	-1,4	3,9	9,1	14,8	18,3	20,4	19,6	15,7	9,2	3,5	-0,7	10,1
90%	-5,8	-3,2	2,9	8,4	14,0	17,1	19,9	19,0	14,6	8,4	2,4	2,4	9,7
Minimum	-9,2	-10,3	1,2	7,5	11,6	16,3	17,9	17,4	11,2	6,8	0,5	-4,8	8,5

B) Különböző nagyságú hőmérsékleti maximumok gyakorisága 33 évi megfigyelés alapján

C°	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Év
35—40						4	41	17	4				66
30—35					18	132	246	193	49				638
25—30				41	221	339	421	410	244				1704
20—25			27	166	401	365	257	327	347	177	7		2074
15—20	1	11	179	307	265	142	57	73	255	336	110	11	1747
10—15	37	121	300	348	108	8	1	3	88	328	278	100	1720
5—10	206	289	332	114	10				3	143	373	275	1745
0—5	384	311	160	14						11	194	420	1494
-5—0	290	152	23								27	168	660
-10—5	88	39	2								1	44	174
-15—10	17	5										5	27
-20—15		3											3
Esetek száma	1023	931	1023	990	1023	990	1023	1023	990	1023	990	1023	12052

C) Különböző nagyságú hőmérsékleti minimumok gyakorisága 33 évi megfigyelés alapján

C°	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Év
25—30													
20—25						14	49	39	6				108
15—20				5	97	301	500	437	164	12	1		1517
10—15	1	1	16	116	485	558	449	495	498	208	43	1	2871
5—10	14	31	187	459	365	113	25	52	282	460	250	71	2309
0—5	235	280	469	338	72	4			39	309	449	339	2534
-1—0	92	81	97	28	3				1	16	83	125	526
-2—1	87	95	73	31						6	57	126	465
-3—2	87	64	49	14	1					8	36	66	325
-4—3	73	44	40	4						2	31	56	250
-5—4	36	54	32	4						1	13	47	187
-10—5	242	177	54	1						1	25	138	638
-15—10	103	77	5								2	43	230
-20—15	43	20	1									11	75
-25—20	10	6											16
-30—25		1											1
-35—30													
Esetek száma	1023	931	1023	990	1023	990	1023	1023	990	1023	990	1023	12052

5. TÁBLÁZAT

Csapadékgyakorisági adatok Gyömöréről (a MÉM Agrárgazdasági Kutató Intézet adatai)
 A) Szélső és különböző valószínűségű havi, negyedévi és évi csapadékösszegek határ-

%-os valószínűség	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.
Maximum	90	106	170	173	169	154	210	153
10%	64	67	63	95	106	114	140	125
20%	54	52	54	73	98	88	103	93
25%	49	49	51	70	84	83	98	88
50%	33	41	34	43	52	61	67	62
75%	26	22	18	27	33	39	36	36
80%	19	17	15	25	30	32	26	32
90%	15	9	6	17	20	21	20	26
Minimum	8	1	1	4	7	6	7	1

B) Különböző nagyságú havi csapadékösszegek előfordulási valószínűsége %-ban 50 évi (1901—1950) megfigyelés alapján

mm	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
0												
0—10	2	14	14	4	4	4	2	2	10	4	6	2
11—20	20	8	16	12	8	6	12	2	2	12	6	8
21—30	16	16	12	14	10	8	8	16	16	16	20	16
31—40	28	12	22	18	14	10	10	10	14	10	14	22
41—50	10	26	10	8	14	10	6	6	6	8	14	14
51—60	14	12	10	12	2	10	8	12	8	12	8	10
61—70	4	4	10	8	8	8	6	14	6	2	10	12
71—80	2	6		12	12	10	10	8	16	16	8	4
81—90	4		2	2	6	18	8	8	12	4		10
91—100			2		8	2	8	6		4	6	2
101—110		2		6	6	2	6	4	8	6	4	
111—120				2		4				2		
121—130						2	2	4		2	2	
131—140					6		4	6	2			
141—150						2	2				2	
151—160						4	2	2		2		
161—170			2		2		2					
171—180				2			2					
181—190												
191—200												
201—210							2					

C) Különböző nagyságú évi csapadékösszegek valószínűsége %-ban 50 évi (1901—1950) megfigyelés alapján

mm	%
401—450	2
451—500	4
501—550	20
551—600	16
601—650	16
651—700	12
701—750	16
751—800	10
801—850	
851—900	2
901—950	2

tárából)

értékei 50 évi (1901–1950) megfigyelés alapján, mm-ben

IX.	X.	XI.	XII.	Tél	Tavaszi	Nyár	Ősz	Tenyész- időszak	Év
133	158	145	92	258	292	402	315	635	939
105	104	97	81	182	231	300	225	505	764
82	82	71	67	157	200	265	205	454	734
79	74	66	62	134	177	249	199	437	723
55	52	45	42	120	140	193	152	362	628
28	23	28	30	98	112	142	123	309	543
26	21	25	26	89	100	132	117	307	537
10	15	16	20	76	87	120	79	251	515
4	3	5	6	39	63	81	35	178	414

D) Különböző nagyságú negyedévi és tenyészidőszaki csapadékösszegek valószínűsége %-ban 50 évi (1901–1950) megfigyelés alapján

mm	Tél	Tavaszi	Nyár	Ősz	Tenyész- időszak
0–25					
26–50	6			2	
51–75	4	2		8	
76–100	18	18	2	6	
101–125	28	22	12	12	
126–150	22	16	16	18	
151–175	10	16	8	16	
176–200	8	8	16	14	2
201–225	2	6	10	14	2
226–250		4	12	2	6
251–275	2	6	4	6	4
276–300		2	10		2
301–325			4	2	16
326–350			4		10
351–375					16
376–400			2		6
401–425					8
426–450					6
451–475					8
476–500					2
501–525					10
526–550					2
551–575					
576–600					
601–625					
626–650					
651–675					
676–700					

A legcsapadékosabb és legszárazabb hónapok közötti különbség, a csapadék évi amplitúdójának nagysága szempontjából Pápa és Kemenesszentmárton vezet 37 mm-rel. A harmadik Kerta 35 mm-rel, a legmérsékeltőbb amplitúdójú Gyömöre, 34 mm-rel. A Marcal-medencében működő 13 csapadékmérő állomás adatai alapján ugyancsak mutatkozik bizonyos regionális eltérés a medencén belül. A 12. táblázat szerint (40 évi átlag) a legtöbb csapadékot a D-i és DK-i vidék kapja: Bakonypölöske 759 mm, Kerta 692 mm. Iházi-pusztát Pápa közelében teljesen valószínűtlen 737 mm-es értékével figyelmen kívül hagyom, annál is inkább, mivel HAJÓSY F. (1962, p. 70) is kérdőjelet tesz utána.

A legszárazabb a kisalföldi medence központjához legközelebb fekvő Koroncó (540 mm), a Marcal-medence É-i részén.

Viszonylagos csapadékszegénységgel tűnnek ki a kemenesaljai helységek (Marcaltó 594 mm, Kemeneshőgyész 619 mm, Kemenesszentmárton 627 mm).

Az évi eloszlás kontinentális típusú. A D-i medencerészen az augusztus a legcsapadékosabb hónap, egyebütt a július, csakúgy, mint az egész Kisalföldön. A csapadékeloszlás évi legnagyobb amplitúdója viszont nagyobb, mint a Kisalföld egyéb tájain. Győr 27 mm, Mosonmagyaróvár 31 mm, Csorna 31 mm. Ezzel szemben pl. Kertán 43 mm, Káptalanfán 40 mm, Bakonypölöskén 41 mm, Kemenesszentmártonon 39 mm, Pápán 37 mm az évi átlagos maximális ingás (GÓCZÁN L. 1966. Függ. p. 19, 9/A táblázat).

Az egyes évszakok csapadékjárását Pápán 1901–1950 között összehasonlítva azt látjuk, hogy a vizsgált 50 éven belül 16 esetben volt az a helyzet, hogy a csapadékmáximum tavaszra és őszi esett. Tehát a „Cs tavasz > Cs nyár < Cs őszi” szubmediterrán csapadékjárás kritériuma Pápán 50 éven belül 16-szor jelentkezett. Pápán tehát a szubmediterrán típusú csapadékjárás 32%-os gyakoriságú (Mosonmagyaróvárott 26%, Győrött 36%, Tatán 24%).

Az 50 éves adatsor KÉRI M. – KULIN I. (1953, p. 143) munkájában található.

Gyömörére vonatkozólag ez az érték azonos időszakban 11,75%, Kemenesszentmártonra 25%, Kertára 31,25%. Ezekben a szubmediterrán csapadékjárású években a tél középhőmérséklete is enyhe volt, kivéve Pápa és Kerta 1932. évi telét ($-1,3^\circ$). Ezen évek száraz nyarai pedig mind a négy állomáson elérték, sőt helyenként meg is haladták a 21° -os középhőmérsékletet (Pápa $21,3^\circ$, Kemenesszentmárton $21,3^\circ$, Kerta $21,4^\circ$ és Gyömöre 21°).

Középtájon belüli éghajlati különbségek térképezhetősége a KONČEK-féle nedvességellátottsági index segítségével a KAKAS J. által megalkotott, természetes kritériumok alapján kijelölhető éghajlati körzetbeosztás révén valószínűsíthető meg. KAKAS J. (1960, p. 328–339) három fő éghajlati körzetén belül a Marcal-medence a mérsékelt meleg klímaterülethez tartozik (kritérium: 50–75 nyári nap). A nedvességellátottsági index

$$\left[\text{In} = \frac{R}{2} + \Delta r - 10 \cdot 6 - (30 + v^2), \text{ M. KONČEK 1955, p. 96–99} \right]$$

meghatározásával tovább részletezett beosztás szerint a medence É-i kis területre 0 és -60 közötti indexszel, a mérsékelt száraz, C. W. THORNTHWAITÉ (1948, p. 55–94) alapján száraz, szubhumid nedvességellá-

6. TÁBLÁZAT

Gyömöre hőmérsékletének gyakorisági értékei
(a MEM Agrárgazdasági Kutató Intézet adattárából)

A) Szélső és különböző valószínűségi havi és évi középhőmérsékletek határértékei 50 évi (1901—1950) megfigyelés alapján

%-os valószínűség	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Év
Maximum	4,8	5,7	9,3	14,1	19,2	22,6	24,8	23,1	20,6	16,7	11,6	5,6	12,1
10%	2,9	3,6	8,2	13,1	18,5	21,5	22,9	22,2	18,4	12,8	7,9	3,6	11,3
20%	1,8	2,4	7,6	12,0	17,8	21,0	22,2	21,6	17,6	11,8	7,0	3,0	11,1
25%	1,3	2,1	7,2	11,8	17,7	20,4	22,2	21,2	17,4	11,8	6,7	2,3	10,9
50%	-0,8	1,4	6,3	10,7	16,6	18,9	21,2	20,4	16,6	11,0	5,0	1,2	10,8
75%	-3,1	-0,1	4,1	9,4	15,1	18,2	20,3	19,4	15,6	9,6	3,7	-0,3	10,1
80%	-3,2	-1,7	3,8	9,0	14,6	18,0	20,2	19,4	15,2	8,8	3,4	-0,6	9,8
90%	-6,0	-3,4	2,8	8,2	14,0	17,0	19,8	18,8	14,4	8,2	2,3	-2,0	9,6
Minimum	-9,7	-10,6	1,1	7,4	11,4	15,9	17,8	17,3	11,3	6,5	0,3	-4,8	8,4

B) Különböző nagyságú hőmérsékleti maximumok gyakorisága 17 évi megfigyelés alapján (Győri adatsor)

C°	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Év
35—40							4	14					18
30—35					9	31	109	88	24				261
25—30				27	119	203	224	224	139	7			943
20—25			13	126	180	203	162	156	190	65	3		1098
15—20		3	73	155	147	70	27	42	128	190	31	2	868
10—15	17	46	130	145	65	3	1	3	29	193	109	38	779
5—10	88	199	178	52	7					54	248	135	906
0—5	177	168	115	5						18	114	243	840
-5—0	168	96	18								5	91	378
-10—-5	59	19										16	94
-15—-10	18	4										2	24
-20—-15													
-25—-20													
Esetek száma	527	480	527	510	527	510	527	527	510	527	510	527	6209

C) Különböző nagyságú hőmérsékleti minimumok gyakorisága 17 évi megfigyelés alapján (Győr)

C°	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Év
25—30													
20—25						3	16	14					33
15—20				2	38	172	277	246	107	3			845
10—15			6	98	272	287	226	251	238	104	8	1	1491
5—10	7	13	74	236	172	48	8	15	155	239	126	12	1105
0—5	116	146	244	153	43			1	9	150	262	210	1334
-1—0	43	36	52	13	2				2	15	39	69	271
-2—-1	38	46	44	5						6	28	58	225
-3—-2	26	40	32	2						6	18	36	160
-4—-3	24	29	27	1						2	8	22	113
-5—-4	26	33	17							2	7	19	104
-10—-5	142	82	27								14	70	335
-15—-10	66	43	4									26	139
-20—-15	31	11										4	46
-25—-20	7												7
-30—-25	1												1
-35—-30													
Esetek száma	527	480	527	510	527	510	527	527	510	527	510	527	6209

7. TÁBLÁZAT

Csapadékgyakorisági adatok Kemenesszentmártonból (a MÉM Agrárgazdasági Kutató

A) Szélső és különböző valószínűségű havi, negyedévi és évi csapadékösszegek határ-

%-os valószínűség	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.
Maximum	86	120	163	122	146	155	201	184
10%	66	68	78	94	107	107	132	121
20%	50	54	59	74	86	87	100	88
25%	46	51	49	70	79	83	97	83
50%	31	36	34	44	50	60	68	62
75%	21	17	20	30	37	44	39	40
80%	17	14	18	28	34	34	37	28
90%	12	10	10	16	26	24	24	28
Minimum	5	4	3	5	4	10	7	4

B) Különböző nagyságú havi csapadékösszegek előfordulási valószínűsége %-ban 50 évi (1901–1950) megfigyelés alapján

mm	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
1–10	4	10	12	6	2	2	2	2	6	4	4	2
11–20	20	22	14	8	6	4	6	4	4	16	12	10
21–30	26	10	14	12	8	6	6	8	14	6	18	18
31–40	16	16	22	16	12	12	14	12	14	16	18	14
41–50	14	16	14	12	24	10	4	8	8	10	16	20
51–60	8	10	4	10	8	16	10	14	12	8		8
61–70	6	8	6	12	2	14	12	16	8	6	4	14
71–80	4	4	10	10	16	6	6	10	6	14	8	4
81–90	2	2	2	2	6	14	8	8	8	6	8	2
91–100				6	6	2	14		8	4	2	6
101–110						4		6	4	6		
111–120		2		4	6	2	4	2	2			2
121–130				2	2	2	2	2			2	
131–140						2	6	2		2		
141–150					2		4	4	2	2		
151–160							4					
161–170			2						2		2	
171–180												
181–190								2				
191–200												
201–210							2					

C) Különböző nagyságú évi csapadékösszegek valószínűsége %-ban 50 évi (1901–1950) megfigyelés alapján

mm	%
401–450	4
451–500	14
501–550	8
551–600	12
601–650	20
651–700	12
701–750	10
751–800	10
801–850	8
851–900	
901–950	2
951–1000	

Intézet adattárából)

értékei 50 évi (1901—1950) megfigyelés alapján, mm-ben

IX.	X.	XI.	XII.	Év	Tél	Tavaszi	Nyár	Ősz	Tenyész- időszak
162	144	169	113	934	252	241	356	335	609
103	100	98	81	788	178	210	314	224	498
92	81	80	66	752	154	185	281	216	479
84	76	73	63	729	144	172	273	203	442
54	50	40	43	618	108	152	145	157	370
32	24	27	25	546	83	117	140	130	301
21	25	24	24	503	76	112	129	122	286
20	14	13	15	476	66	103	113	69	252
7	3	6	5	417	42	43	79	55	221

D) Különböző nagyságú negyedévi és tenyészidőszaki csapadékösszegek valószínűsége
%-ban, 50 évi (1901—1950) megfigyelés alapján

mm	Tél	Tavaszi	Nyár	Ősz	Tenyész- időszak
0—25					
26—50	4	2			
51—75	16	2		14	
76—100	20	4	4		
101—125	18	20	12	8	
126—150	20	20	14	22	
151—175	12	28	8	16	
176—200	4	10	18	14	
201—225	4	6	10	18	4
226—250		8	4	2	6
251—275	2		6	2	6
276—300			12		8
301—325			6		14
326—350			2	4	2
351—375			4		12
376—400					10
401—425					6
426—450					10
451—475					2
476—500					12
501—525					6
526—550					
551—575					
576—600					
601—625					2
626—650					
651—675					
676—700					

8. TÁBLÁZAT

Kemenesszentmárton hőmérsékletének gyakorisági értékei
(a MEM Agrárgazdasági Kutató Intézetének adattárából)

A) Szélső és különböző valószínűségű havi és évi középhőmérsékletek határértékei
50 évi (1901—1950) megfigyelés alapján

%-os valószínűség	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Év
Maximum	5,2	5,8	9,7	14,6	19,3	23,1	25,5	23,5	21,1	17,1	11,8	5,9	12,3
10%	2,9	4,3	8,6	12,9	18,6	22,0	23,5	22,6	18,9	13,2	7,9	3,9	11,6
20%	1,7	2,8	8,0	12,6	17,9	21,4	22,8	22,1	18,1	12,2	7,2	3,3	11,4
25%	1,5	2,6	7,6	12,0	17,8	20,8	22,8	21,8	17,8	12,2	6,9	2,5	11,3
50%	-0,7	1,7	6,4	10,9	16,8	19,2	21,8	20,8	16,8	11,4	5,1	1,2	11,0
75%	-2,9	0,1	4,4	9,6	15,1	18,7	20,8	19,8	16,1	10,0	3,8	-0,1	10,4
80%	-3,1	-1,3	4,0	9,2	14,9	18,4	20,5	19,7	15,8	9,3	3,6	-0,6	10,2
90%	-5,8	-3,1	3,0	8,5	14,1	17,2	20,0	19,1	14,7	8,5	2,5	-2,3	9,8
Minimum	-9,2	-10,2	1,3	7,6	11,7	16,4	18,0	17,5	11,3	6,9	0,6	-4,7	8,6

B) Különböző nagyságú hőmérsékleti maximumok gyakorisága 33 évi megfigyelés alapján (azonos Pápa adataival)
C) Különböző nagyságú hőmérsékleti minimumok gyakorisága 33 évi megfigyelés alapján (azonos Pápa adataival)

tottsági jelleggel, KAKAS J. szerint a *mérsékeltlen meleg, mérsékeltlen száraz, enyhe telű*, B₃ jelű körzethez tartozik. A Kemenesalja jórészét a Marcal középső völgyszakaszával együtt +60 és 0 közötti indexszel KAKAS J. (1960, p. 336—338) a *mérsékeltlen meleg, mérsékeltlen nedves, enyhe telű*, B₆ jelű körzethez sorolta. Megjegyzi, hogy főleg a mély fekvésű vizenyős területeket sorolta ide, mivel azok hó- és vízháztartása különbözik magasabb fekvésű környezetükétől.

Szerintem a kemenesszentmártoni adatok nem indokolják itt a B₃ és B₆ körzet különválasztását. Az csupán KAKAS J. szerinti indokok alapján tehető meg, ekkor viszont a térkép vázlata nem elég pontos. (Kemenesszentmárton nedvességellátottsági indexe számításom szerint In = 16, tehát eszerint ez a helység még a mérsékeltlen meleg, mérsékeltlen száraz, enyhe telű B₃ körzethez tartozik. KAKAS J. térképe szerint [1960, p. 336] a

9. TÁBLÁZAT

Csapadékgyakoriság Kertán (a MEM Agrárgazdasági Kutató Intézet adattárából)

A) Szélső és különböző valószínűségű havi, negyedévi és évi csapadékösszegek határ-

%-os valószínűség	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.
Maximum	90	122	177	159	193	215	200	263
10%	66	78	71	99	122	111	120	122
20%	51	60	60	72	96	96	104	92
25%	50	55	56	68	92	89	86	85
50%	32	35	36	49	59	66	66	71
75%	24	24	17	36	41	40	44	43
80%	22	20	16	30	36	33	37	38
90%	17	13	11	24	24	18	25	26
Minimum	9	4	3	1	2	3	5	4

A 9. táblázat folytatása (Kerta)

B) Különböző nagyságú havi csapadékösszegek előfordulási valószínűsége %-ban 50 évi (1901—1950) megfigyelés alapján

mm	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
1—10	2	8	10	2	4	6	2	2	4	2	2	4
11—20	14	12	18	8	4	6	4	4	10	14	14	12
21—30	30	20	14	10	4	4	10	8	8	14	14	18
31—40	20	20	12	20	12	10	6	8	10	16	16	12
41—50	12	12	12	14	16	8	10	8	10	6	12	20
51—60	10	8	18	10	12	4	14	10	6	6	8	10
61—70	4	6	6	16	10	18	12	10	14	2	—	6
71—80	4	6	2	2	8	14	12	14	12	8	8	10
81—90	4	4	2	6	2	6	6	14	4	6	10	2
91—100		2	2	2	12	6	4	10	6	8	6	4
101—110				6	4	8	4		4	4	2	
111—120			2	2	2	6	6	2	2	2	4	
121—130		2			4		4	2	2			2
131—140					2	2		2	4	2	2	
141—150					2		2	2		6		
151—160				2					2	4		
161—170							2					
171—180			2								2	
181—190												
191—200					2		2		2			
211—220						2						
231—240								2				
251—260								2				

Marcal-medence nagyobbik része az ő B₆-os körzetéhez, a mérsékeltlen meleg, mérsékeltlen nedves, enyhe télű körzethez (C. W. THORNTWHAITE nedves szubhumid zónája) tartozik. Kerta nedvességellátottsági indexe In = 12,5, azaz a nedvességellátottság valóban mérsékeltlen nedves.

Még annyit tartunk szükségesnek megjegyezni, hogy a régi THORNTWHAITE-féle klímabeosztás szerint BERÉNYI D. (1943) által Pápa állomásra kiszámított csapadék- és hőmérséklet-hathatóság számértékei és a Pápa környéki talajok között a THORNTWHAITE-féle összefüggés részben helytálló. Ugyanis az 56-os csapadék effektivitási számnak megfelelően préri

értékei 50 évi (1901—1950) megfigyelés alapján

IX.	X.	XI.	XII.	Tél	Tavaszi	Nyár	Ősz	Tenyész-időszak	Év
198	157	172	123	250	270	459	388	699	1113
116	141	104	76	194	216	320	274	506	839
96	97	87	68	166	208	277	234	466	790
83	93	81	60	157	199	250	209	455	772
61	42	44	44	112	166	197	172	388	658
33	26	28	30	86	134	156	141	313	592
30	23	25	26	84	119	142	132	296	578
16	18	17	18	72	98	122	86	273	515
1	6	9	7	56	54	83	50	182	483

A.9. táblázat folytatása

C) Különböző nagyságú évi csapadékösszegek valószínűsége %-ban 50 évi (1901--1950) megfigyelés alapján

mm	%
401—450	
451—500	8
501—550	6
551—600	14
601—650	16
651—700	18
701—750	10
751—800	10
801—850	12
851—900	2
901—950	—
951—1000	2
1001—1050	
1051—1100	
1101—1150	2
1151—1200	

D) Különböző nagyságú negyedévi és tenyészidőszaki csapadékösszegek valószínűsége %-ban 50 évi (1901—1950) megfigyelés alapján

mm	Té	Tavaszi	Nyár	Ősz	Tenyészidőszak
0—25					
26—50				4	
51—75	12	4		4	
76—100	28	6	6	6	
101—125	26	12	4	2	
126—150	8	12	14	16	
151—175	12	24	10	26	
176—200	4	18	20	12	2
201—225	4	16	12	8	
226—250	6	6	10	10	2
251—275		2	4	2	8
276—300			4	2	10
301—325			6	2	8
326—350			4		2
351—375			2	4	6
376—400			2	2	14
401—425					14
426—450					8
451—475			2		8
476—500					8
501—525					2
526—550					
551—575					2
576—600					
601—625					
626—650					4
651—675					
676—700					2

10. TÁBLÁZAT

Kerta hőmérsékletének gyakorisági értékei
(a MÉM Agrárgazdasági Kutató Intézet adattárából)

A) Szélső és különböző valószínűségi havi és évi középhőmérsékletek határértékei 50 évi (1901—1950) megfigyelés alapján

%-os valószínűség	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Év
Maximum	5,2	5,7	9,7	14,6	19,3	23,1	25,5	23,5	21,1	17,1	11,7	5,8	12,3
10%	2,9	4,2	8,6	12,9	18,6	22,0	23,4	22,6	18,9	13,2	7,8	3,8	11,6
20%	1,7	2,7	8,0	12,6	17,9	21,4	22,8	22,1	18,1	12,2	7,1	3,2	11,4
25%	1,5	2,5	7,6	12,0	17,8	20,8	22,8	21,8	17,8	12,2	6,8	2,4	11,3
50%	-0,7	1,6	6,4	10,9	16,8	19,2	21,8	20,8	16,8	11,4	5,0	1,1	11,0
75%	-2,9	0,0	4,4	9,6	15,1	18,7	20,8	19,8	16,1	10,0	3,7	-0,2	10,4
80%	-3,1	-1,4	4,0	9,2	14,9	18,4	20,5	19,7	15,8	9,3	3,5	-0,7	10,2
90%	-5,8	-3,2	3,0	8,5	14,1	17,2	20,0	19,1	14,7	8,5	2,4	-2,4	9,8
Minimum	-9,2	-10,3	1,3	7,6	11,7	16,4	18,0	17,5	11,3	6,9	0,5	-4,7	8,6

B) Különböző nagyságú hőmérsékleti maximumok gyakorisága 33 évi megfigyelés alapján (azonos Pápa adataival)

C) Különböző nagyságú hőmérsékleti minimumok gyakorisága 33 évi megfigyelés alapján (azonos Pápa adataival)

talajnak kellene itt lenni. A Pápa környéki csernozjom barna erdőtalaj ugyan nem préri talaj, de bizonyos hasonlóság felismerhető közöttük. Az 58-as hőmérséklet effektivitási szám szerint pedig itt szürke-barna talajoknak kellene előfordulniuk. Ebbe a tág gyűjtőfogalomba a THORNTHWAITE szerinti podzolok illetve vörös és sárga talajok közé (az utóbbiakhoz) az itteni talajok besorolhatók. Szorosabb a kapcsolat a THORNTHWAITE által később bevezetett lehetséges és tényleges evapotranspiráció értékei és több talajtulajdonság között, mert ennek az értéknek már egyik meghatározó tényezője a talaj vízkapacitása.

2. A pleisztocén paleoklíma hatása a periglaciális talajképződési folyamatokra

A Marcal-medencének mint középtáznak a talajtakarója meghatározott makroklimatikus keretek között alakult ki; a talajképző folyamatok számára a megelőző éghajlati feltételek között keletkezett szubsztrátum állott rendelkezésre. Ez a szubsztrátum pleisztocén periglaciális éghajlat alatt keletkezett, sajátos felszíni üledéktakaró volt, a pleisztocén kori periglaciális geomorfológiai folyamatok által meghatározott alakokkal és belső tulajdonságokkal, valamint a rajta kialakult sajátos vegetációval. Azokra a folyamatokra, amelyek a posztglaciális talajtakaró kialakulásához az anyakőzetet szolgáltatták, részleteiben itt nem térhetünk ki. Utalunk azonban a magyar nyelven megjelent legjelentősebb korszerű forrásmunkára, PÉCSI M. akadémiai doktori értekezésére. Ebben a szóban forgó folyamatok általános elméleti kifejtése mellett a Marcal-medence területére vonatkozó pleisztocén periglaciális klimatológiai adatok is találhatóak (PÉCSI M. 1961, p. 103—127, 143—152, 158—162, 180—185, 193—203).

11. TÁBLÁZAT

A Marcal-medence törzsállomásainak 1901—1950 közötti havi, évszakonkénti és évi (1) (a MÉM Agrárgazdasági Kutató Intézet adattárából)

Helység		I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.
Pápa	(1)	61	86	137	183	244	263	287	269
	(2)	—0,8	0,7	5,7	10,7	15,8	19,0	21,1	20,1
	(3)	35	35	39	51	65	67	72	61
	(4)	84	80	74	70	73	72	70	69
Gyömöre	(1)	59	82	139	177	251	257	276	258
	(2)	—0,9	0,5	5,6	10,6	15,9	19,0	21,0	16,3
	(3)	37	38	37	49	61	64	71	65
	(4)	81	81	74	71	72	67	67	69
Kemenes-szent-márton	(1)	63	83	141	179	234	247	264	257
	(2)	—0,9	0,7	5,7	10,6	15,7	19,0	21,2	20,2
	(3)	35	37	40	51	60	65	72	67
	(4)	83	80	75	71	72	70	70	71
Kerta	(1)	64	89	141	175	234	246	260	254
	(2)	—0,8	0,8	5,7	10,7	15,7	19,0	21,2	20,3
	(3)	38	41	42	54	67	68	71	73
	(4)	83	80	74	70	73	71	71	70

12. TÁBLÁZAT

Havi, évszakonkénti és évi csapadékmennyiség a Marcal-medencében (mm) (Hajósy F.):

Az állomás neve	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.
Sümeg	35	35	44	56	71	72	69	81
Devecser	37	38	46	54	68	64	65	74
Káptalanfa	36	36	44	54	68	67	68	76
Kerta	37	39	46	56	70	67	70	80
Kemenesszentmárton	32	34	41	52	60	63	70	71
Bakonypölöske	41	42	53	62	79	74	76	82
Kemeneshőgyész	32	32	40	51	62	59	69	67
Marcaltó	31	32	40	48	60	61	66	64
Pápa (Fdm. isk.)	32	31	41	50	65	64	69	65
Csót	36	36	45	54	68	65	70	70
Ihászi	39	38	47	59	75	75	83	78
Gyömöre	35	35	39	50	61	63	72	69
Rábászentmihály	33	32	38	48	60	61	64	62
Gic-Hathalom	37	38	43	54	66	65	67	69
Koroncó	30	30	35	43	54	56	60	59

A dőlt (*kurzív*) számok a maximumot jelölik.

Itt csak a regeláció — a gyenge olvadással kapcsolatos újrafagyás — jelenségének fizikai okaira mutatunk rá, mivel a regeláció a periglaciális területeken igen nagy szerepet játszik a laza üledékeknek, mint a talajok anyaközetének létrehozásában és lejtős felszíneken az üledékek áttelepítésében. Tudjuk, hogy a jég olvadásakor 0°-on grammonként 79,2 kalória

napfénytartam, (2) hőmérséklet, (3) csapadék és (4) relatív légnedvesség átlagértékei

IX.	X.	XI.	XII.	Év	Tél	Tavas	Nyár	Ősz	Tenyész- időszak
194	134	76	50	1984	197	564	819	404	1440
16,4	11,0	5,2	1,2	10,5	0,4	10,7	20,1	10,9	17,2
62	59	51	44	641	114	155	200	172	379
75	78	82	84	76	83	72	70	78	72
185	125	64	44	1916	185	566	791	374	1404
10,7	10,7	5,1	1,0	10,4	0,2	10,7	20,0	10,7	17,2
54	53	49	46	624	121	147	200	156	364
74	79	81	83	75	82	72	68	78	70
188	128	65	47	1901	198	554	768	381	1369
16,3	10,7	4,9	1,0	10,4	0,3	10,7	20,1	10,6	17,2
59	54	50	46	636	118	151	204	163	374
76	80	83	85	76	83	73	70	70	72
187	129	64	45	1888	198	550	760	380	1356
16,4	10,8	5,0	1,1	10,5	0,4	10,7	20,2	10,7	17,2
64	62	55	46	681	125	163	212	181	397
75	79	83	85	76	83	72	81	79	72

„Magyarország csapadékviszonyai 1901—1940.”, p. 70,85.

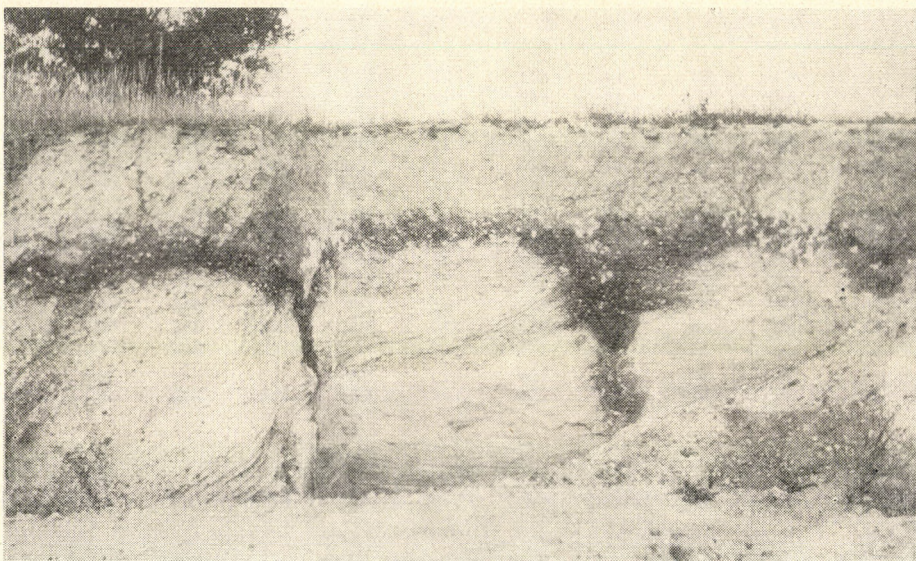
IX.	X.	XI.	XII.	Tél	Tavas	Nyár	Ősz	Tenyész- időszak	Év	m tszf.
71	63	53	44	144	171	222	187	420	694	182
66	58	50	44	119	168	203	174	391	664	174
68	59	51	44	116	166	211	178	401	671	161
69	63	51	44	120	172	217	183	412	692	140
63	53	44	44	110	153	204	160	379	627	132
77	67	56	50	133	194	232	200	450	759	212
64	54	44	42	106	153	198	162	375	619	131
59	50	42	41	104	148	191	151	358	594	130
67	58	45	41	104	156	198	170	380	628	152
65	57	47	45	117	167	205	169	392	658	187
75	66	53	49	126	181	236	194	445	737	132
58	52	44	44	115	150	204	154	373	623	152
57	48	43	44	109	146	187	148	352	590	121
63	57	45	44	119	163	201	165	384	648	163
51	44	39	39	99	132	175	134	323	540	116

hő használódik fel. Mivel pedig 0°-on a jég fajhője 0,505, a víz pedig 1,007, 1 g jég megolvadása kb. 160-szor annyi hőmennyiséget fogyaszt, mint a jégnek 1°-kal való felmelegedése, másrészt 79-szer annyit, mint 1 g víznek 1°-kal való felmelegedése. Olvadáskor tehát rendkívüli mennyiségű hő vonódik el a Nap hővé átalakított sugárzó energiájából, ami igen

erős lehűlést von maga után. Ezt a lehűlést még fokozza a periglaciális klímán uralkodó anticiklonális száraz szél, amely a jég és a víz párolgását megnöveli, mivel a víz párolgáshője 0° -on $594,8 \text{ g/cal}$, azaz kb. hétszer akkora, mint a jégolvadás latens hője. Ha gyenge olvadáskor a talajjég legfelső vékony rétege megolvad, a leírt folyamat nyomán újra megfagy. Így különösen kapilláris hézagokban gazdag, dús agyagtartalmú kőzet esetében, amikor a pórusterfogát $70-80\%$ -a telített, szinte vékony héjakat repszta a fagy a felszín közeli rétegekben (fagylevelezettség). Ha lejtős felszínen megy végbe ez a folyamat, akkor ennek nyomán a lejtő felszínén az olvadási nívó fölött tömegáthelyeződés következik be. Mivel ismétlődő folyamatról van szó, kialakul a lejtők felszínén, de a szárazvölgyek alján is egy vékonyan rétegzett köpeny, amint azt PÉCSI M. (1961, p. 158–185) részletesebben is kifejtette. Ez a pleisztocén, vékonyan rétegzett görbe felületű üledékköpeny, vagy a vízszintes fagylevelezett vékony réteg, sajátos struktúrája révén a későbbi infiltráció számára inhomogén közeget jelent. Egyúttal a rétegek egymással érintkező határfelületei oxidációs szintek, úgyszintén víz- és hőháztartásmódosító felületek is.

Ugyancsak a periglaciális éghajlat hatására keletkeztek a különféle krioturbációs jelenségek (6–14. kép, 5., 6. ábra), szoliflukciós kavicszinórok (7. ábra), amelyek a későbbi rajtuk keletkezett sajátos talajok megőrzőivé váltak (vö. a maradványfelszínnek szubreliktum talajairól szóló későbbi fejezetrészt).

A periglaciális klíma hatása — egyéb hatótényezők mellett — eredményezte a Marcal-medence viszonylag nagy kiterjedésű periglaciális reliktum felszínét, amelynek sajátos talajtakarója a klímazonális talajok között a legkedvezőtlenebb tulajdonságú a mezőgazdasági termelés számára.



6. kép. Periglaciális síktundra forrák (fagyék és fagyzsák) a Lajosháza-pusztai kavicsbányában



7. kép. Kroturbációs formák a kisesősi kavicsbányában



8. kép. Periglaciális kórványos talajfagy-formák a bakonyszentlászlói téglagyári feltárásban



9. kép. Periglaciális talajfagy girlandok a jánosházai új téglagyári feltárásban

3. A talajklíma problémája a Marcal-medencében

Mindenekelőtt ki kell emelnünk az éghajlat és a talajéghajlat közötti nagy különbséget. Azt ti., hogy amíg az előbbi döntő meghatározója a nap-sugárzás, a felszín alakja, valamint a légáramlások, addig a talajklíma — a sugárzás mellett — a talaj szerkezetétől, mechanikai összetételétől, pórusterének minőségétől és nagyságától, valamint igen nagy mértékben nedvességtartalmától és növényzettel való borítottságától függ. Az éghajlat tulajdonképpen gáz halmazállapotú közegben alakul ki, a talajklíma ezzel szemben olyan közegben, amelynek térfogatát 70–30%-ban szilárd talajtömeg, 30–70%-ban pedig folyékony halmazállapotú talajoldat és vízgőzzel különböző mértékig telített levegő tölti ki.

Éppen ezért a talajklíma kialakulását adott makroklímán belül már nem elsősorban a légköri tényezők szabják meg, hanem főleg a talaj mechanikai összetétele, szerkezete, pórustérfogata, hidrofizikai sajátosságai, valamint a bennük lejátszódó mikrobiológiai folyamatok. Közülük kiemelkedik a *pórustérfogat* és a *nedvesség* szerepe, mivel mind a vízháztartás, mind a hőháztartás — adott makroklímán belül — e két tényezőre vezethető vissza. A talaj szilárd fázisának szerkezete és mechanikai összetétele megszabja a pórustérfogat mennyiségét és minőségét, ezáltal egyik részről a talaj levegőtartalmát. Ez utóbbinak másrészről határt szab a talajnedves-



10. kép. Kovárványos talajfagyzsák a kolontári kavicsbányában

(Mérceként a zsák aljához fektetett Munsell-skála szolgál)

ség. A pórustérben levő víz-levegő arány, valamint a pórustér és a talaj szilárd fázisának az aránya határozza meg adott sugárásmennyiség és hőelnyelés mellett a talaj hőgazdálkodását. E két utóbbi viszont a növényzettel való borítottság mértékétől, illetve a talaj színétől függ.

A talaj vízgazdálkodását pedig gyakorlatilag a mechanikai összetétel, a szerkezet és a szervesanyag-tartalom (humifikált és nem humifikált) határozza meg. A mechanikai összetételen belül fontos még az agyagfrakció ásványtani minősége is.

A Marcal-medence talajtakarójának hőgazdálkodása az adott besugárzás, meghatározott csapadék-, illetve talajvíz ellátottság, valamint a növényborítottság mellett a talajtípusok színe, pórustérfogata és nedvességtartalma szerint alakult ki, illetve változik.

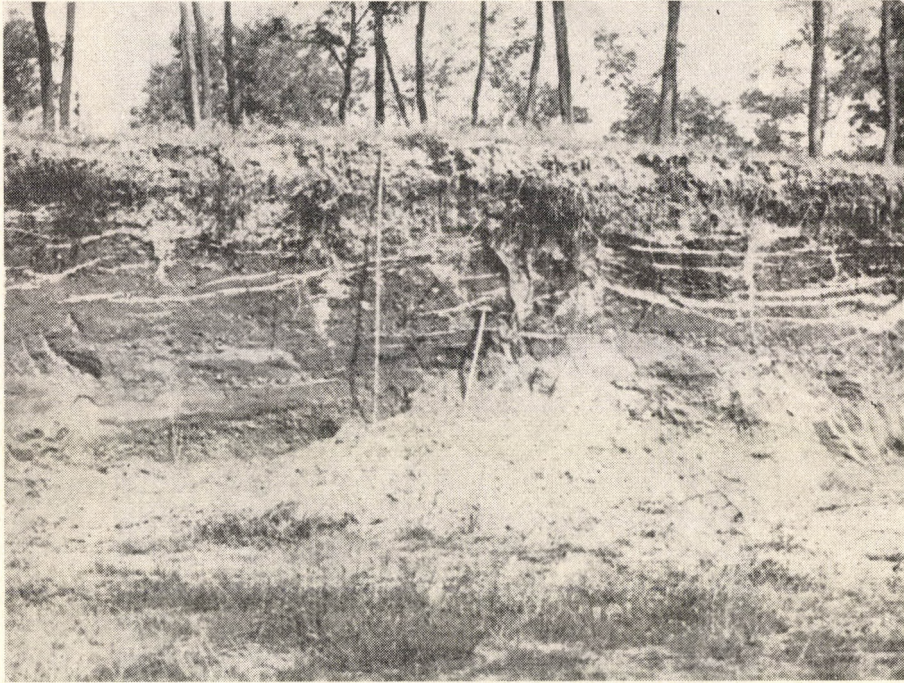
A talajok színe meghatározza hőelnyelő-képességüket. A medence talajtípusainál a talaj színétől függő hőelnyelés csak a talajművelés óta vált jelentőssé. Ugyanis az ősi vegetációs állapotban a növényborítottság (erdő, erdős-sztyep, füves mezőségek és nedves rétek) szabta meg a felszínre jutó napsugárzás érvényesülését a talajban. Ma az év azon időszakában, amikor növényzet nem borítja a földet, a fakult, világos sárgás-barna színű (10 YR 4/2 a Munsell-féle talajszínskála szerint) agyagbemosódásos barna erdőtalajok felszínének sokkal nagyobb az albedója, mint a sötét színű réti csernozjomé (10 YR 3/2), vagy a réti talajoké (10 YR 2/2, 3/1), az tehát kevesebbet nyel el a ráeső napsugárzásból, mint ez utóbbiak.



11. kép. Periglaciális kovárványos talajfagyzsák felsőpliocén kereszttrétegzett homokban

A világos, száraz homokfelszín a látható sugárzás 50–60%-át, a nedves homok 80–90%-át, a nedves fekete réti talaj 90–92%-át nyeli el.

A szilárd alkotórészek térfogatának mennyiségétől függ a talajok *hővezető képessége*. (Az elnyelt sugárzás egy részét a légkör irányába történő *talaj-sugárzás* révén elveszti a talaj felszíne, másik része azonban vezetéssel a mélybe jut.) A ritkább levegő sokkal rosszabb hővezető a talajnál, s így a nagy hézagtérrel, tehát több levegővel rendelkező talajokban a hó lassabban terjed lefelé, mint a tömör, kötött talajokban. Ilyen rossz hővezetők a D-i és a K-i peremek futóhomokjai, agyagbemosódásos kovárványos barna erdőtalajai, valamint a Devecser–Pusztamiske közötti rozsdabarna erdőtalajok. E rossz hővezető képességű talajok felszíne egy adott hőmennyiség elnyelése mellett erősen felmelegszik, mélyebb rétegei azonban annál kevésbé. Ebből következik, hogy az éjszakai radiáció révén felfelé irányuló hőmérsékleti gradiens idején ezeknek a talajoknak a felszíne erősen lehül, mivel a kisugárzás útján elvesztett hőmennyiségüket rossz hővezető képességük miatt a szelvény alsó szintjeiből nem tudják pótolni (a homok hővezető képessége 0,003, a nedves láptalajé 0,002, a száraz láptalajé 0,00015, a levegőé 0,00005 cal/cm sec fok).



12. kép. Savanyú agyagsík-hálózattal átjárt pleisztocén eleji kavics-hordalékkúp feltárása a Felsőnyirádi-erdőben. A rétegösszletbe a felszínről fagyékek nyomulnak be

Adott pórusvolumen mellett a talajok hógazdálkodását legnagyobb mértékben a póruster víz–levegő aránya befolyásolja, mégpedig főleg a fajhő révén (a víz fajhője 1,00, a levegőé 0,24, a homoké 0,20, az agyagé 0,22, a humuszé 0,40 –0,50 cal/g·fok). Mivel a víz fajhője a talaj alkotórészei közül a legnagyobb, érthető, ha a több nedvességet visszatartani képes talajok átnedvesedett állapotban kisebb mértékben és lassabban melegednek fel, mint a kis vízkapacitású és száraz talajok. Ezen túl az átnedvesedett talaj azért is melegedik fel nehezebben és lassabban, mint a száraz, mert a hőbevitel egy része a víz párolgtatására használdik fel.

A nagy vízkapacitású talajok hógazdálkodása tehát lényegesen eltér a gyenge víztartó képességű talajokétól, mivel a Marcal-medence 580–680 mm évi csapadéka az év 365 napjából mindössze 80–90 napon nedvesíti be a talajt. Ebben a vonatkozásban tehát a nagy vízkapacitás a talajnedvesség talajhőt szabályozó hatékonyságának idejét növeli meg.

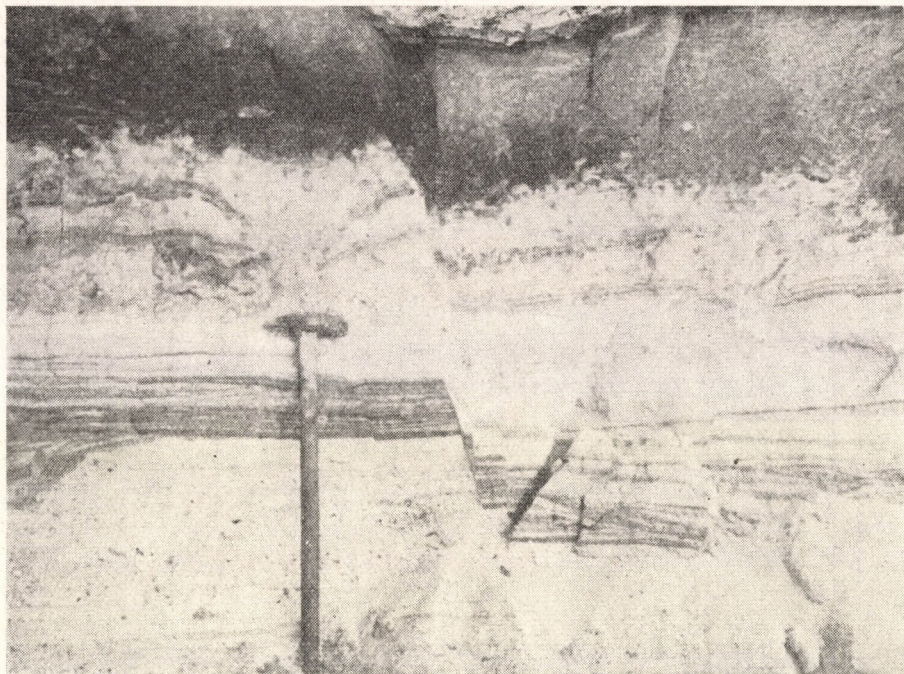
A talaj egyes alkotórészeinek hőtani sajátságait tekintve azt láttuk, hogy a különböző összetételű szilárd alkotórészek ilyen tulajdonságai között lényegesen kisebbek a különbségek, mint ezek és a talajnedvesség, valamint a talajlevegő hőtani sajátságai között. Ez viszont azt jelenti, hogy a talaj hógazdálkodását — mint láttuk — nem annyira a szilárd fázis anyagi tulajdonságai, hanem inkább a talaj víz- és levegőtartalma határozza meg.



13. kép. Talajfagyzsák belső szerkezete a nagyalásnyi erdő kavicsbányájában

Mivel pedig a talaj vízgazdálkodása adott csapadék- és talajvízviszonyok között a talaj mechanikai (szemcse-) összetételétől, szerkezetének, rétegzettségének, porozitásviszonyainak, a pórusvolumen nagyságrendi eloszlásának a vízzel szembeni viselkedésétől függ, megállapítható, hogy a talajklíma legfontosabb két tényezője adott makroklímán belül a talajnedvesség valamint a talajtömeg szilárdfázis: póruster aránya. A medence talajainak vízgazdálkodását az egyes típusok leírásánál laboratóriumi vizsgálatok alapján fogom jellemezni; ezért itt a talajklíma e másik összetevőjét nem tárgyalom.

Főleg földtörténeti múltbeli (negyedkor), de jelenkori jelentőségénél fogva is, a talajklíma keretén belül a talajfagy vizsgálata külön tanulmányozást érdemelne. Mivel a medence területén ilyen irányú vizsgálatok nem történtek, a negyedkori periglaciális talajfagy hatását pedig röviden már említettem hivatkozva PÉCSI M. vonatkozó munkájára, érdemi tárgyalás lehetőségének híján ennek ismertetésétől is eltekintek.

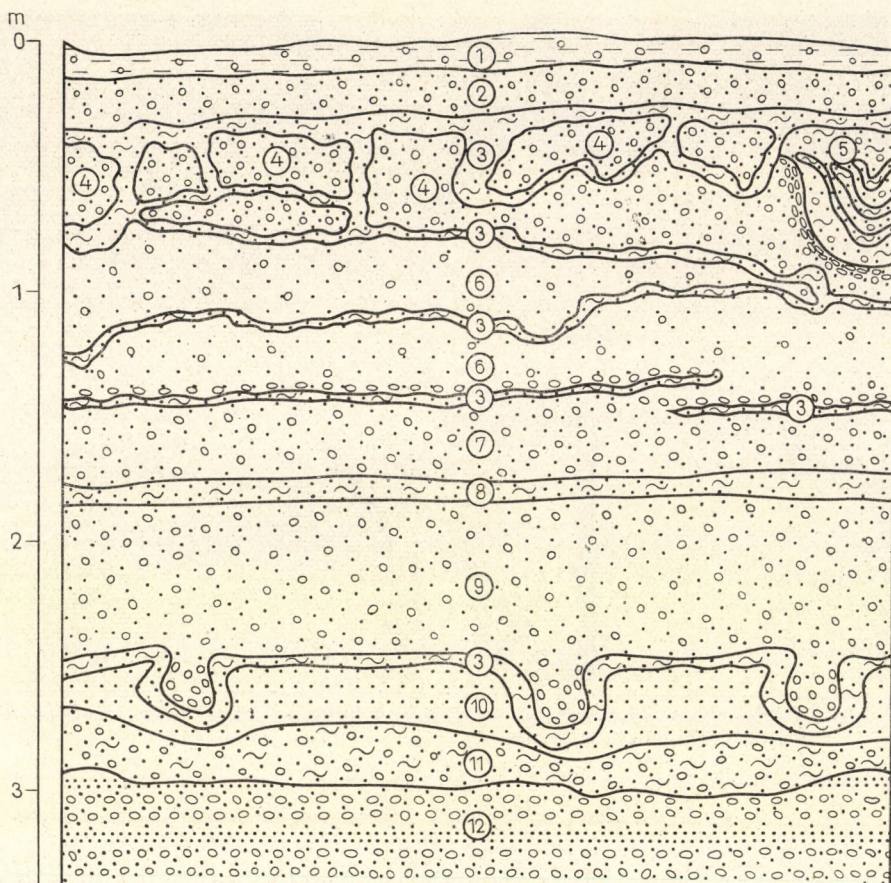


11. kép. Vetődés a Kis-Somlyó bazalttufájában. A kalapács felett lefedett periglaciális talajfagyék látható a tufában

4. A jelenkori klíma és a klímazonális talajtípusok elterjedése

Válaszolni kell arra a feltett kérdésre, hogy összhangban van-e, és ha igen, mennyire, a medence mai klímája talajtakarójával. Természetesen, csak a klimatikus talajtípusokat vetjük össze e tekintetben az éghajlattal.

Megállapítottuk, hogy a Marcal-medence éghajlata mérsékelten kontinentális. Főleg K-i és D-i része már átmenet a Dunántúli-dombság éghajlata felé. A KAKAS J.-féle magyarországi klímabeosztás szerint a táj É-i fele *mérsékelten meleg, mérsékelten száraz, enyhe telű* (B_3), D-i fele pedig a *mérsékelten meleg, mérsékelten nedves, enyhe telű* (B_6) éghajlati körzetbe tartozik. Ezen az átmeneti éghajlatú tájon a barnaföld és a csernozjom barna erdőtalaj fogadható el a mai éghajlattal dinamikus egyensúlyban levő zonális talajtípusnak. Talajtéreképünk tanúsága szerint a medencének relatíve középső szintjeit ez a két klímazonális talajtípus borítja. Ezt a felszín talajvízhatás nem éri, annál magasabb fekvésű, viszont alacsonyabb szinten terül el, mint a környezetéből enyhén kiemelkedő pleisztocén reliktum kavicsfelszín. Azért írom csak így, hogy elfogadható, nem pedig bizonyított ez az összhang a két talajtípus és az uralkodó éghajlat között, mert mind ez ideig ilyen összefüggést a medence éghajlata és talajai között senki nem mutatott ki. Amint tudjuk, sem a LÁNG-féle esőfaktor, sem a MEYER-féle nedvesedési hányados, sem a THORNTHWAITTE megállapította hőmérsékleti és csapadék-hathatósági tényező nem volt elég érzékeny ahhoz, hogy velük



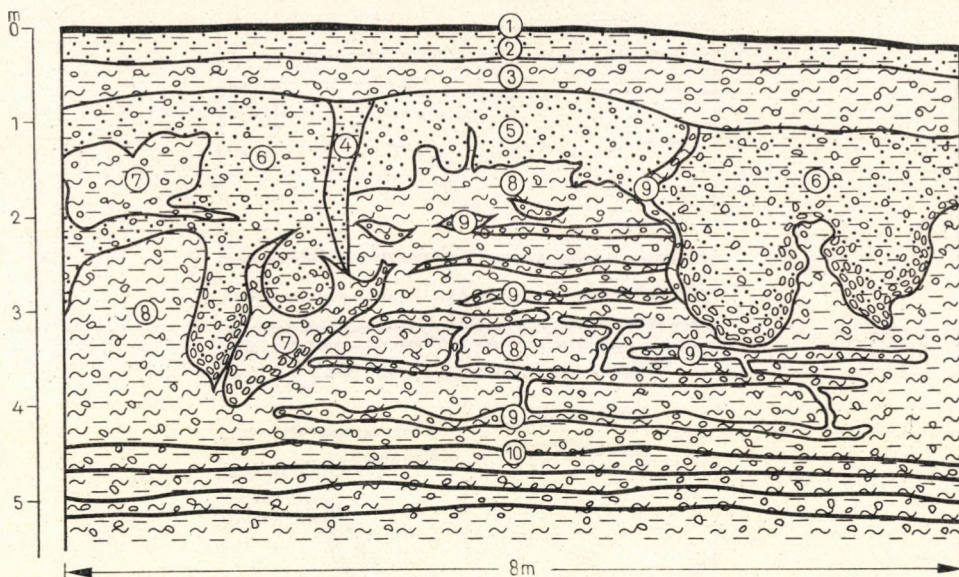
5. ábra. A zalaerdői kavicsbánya szelvénye

1 = barna, 10 YR 3/3–4/2, kavicsos vályog, *Festuca sulcata*, *Poa pratensis*, *Achillea millefolium*, *Trifolium repens* fajokkal jellemzett gyeplépcső; 2 = barna, 7,5 YR 4/4, homokos kavics; 3 = 2,5 Y 3/6, sötétvörös, kovárányos agyagos homok; 4 = 7,5 Y 5/6, sárgásbarna, homokos kavicspoligonok; 5 = agyagos, kavicsos finomszemű homok; 6 = 7,5 YR 5/6, sárgásbarna homok, kevés kavics, szoliflukciós kavicszínórral; 7 = homokba ágyazott sárga kavicsréteg; 8 = agyagos durvaszemű homok, fosszilis kovárányszint; 9 = vörössárga homokos kavics, poligonokkal; 10 = sárga homok; 11 = gyengén homokos, vörös színű agyagos kavics; 12 = folyóvízi rétegzettségű homokos kavics

általános érvényű összefüggést állapíthattunk volna meg éghajlat és talajtípus között. A KONCEK-féle nedvességellátottsági index háromszorta érzékenyebb mutatót jelent THORNTON-effektivitási és evapotranspirációs értékeinél, s így alkalmas lehet kisebb területek, mint pl. egy középtáj talajai és éghajlata közötti számszerű összefüggés kimutatására. Ezzel a problémával talajgeográfusnak érdemes lenne a jövőben foglalkozni.

Melyek azok a klimatikus talajtípusok, amelyek akár pozitív, akár negatív irányban eltérnek az említett két — jelenkori klímával egyensúlyban levő — talajtípustól?

A genetikai talajtérkép szerint elég tarka arculatú a nem hidromorf talajtípusok együttese. A magasabb fekvésű kavics hátak talajai agyag-



6. ábra. A nyirádi kavicsbánya szelvénye

1 = moder típusú fekete humuszréteg; 2 = fakó szürkésbarna vályogos homok (A₂); 3 = vörösbarna kavicsos, agyagos vályog (B); 4 = vörösbarna, vályogból felépült fagyék; 5 = vörössárga, homokos, erősen görgötett, aprózemű kavicsokból álló réteg; 6 = szürkésfehér, rétegzetlen kavics, homokos vályogba ágyazva; 7 = vörösayagos vályogos kavics; 8 = tarka, vörössárgás, agyagos, homokos kavics; 9 = fehéresszürke agyag, egy-két kavicsal; 10 = homokos vályogból álló vörös kovárványesík

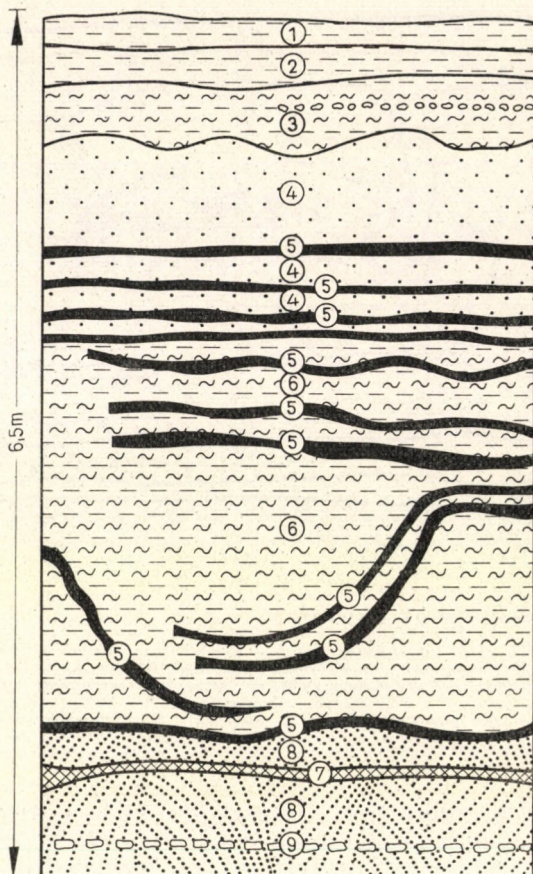
bemosódásos barna erdőtalajok. Kétségtelen, ezek a felszínek magasabb fekvésűek a recens talajok szintjeinél, tehát elképzelhető volna, hogy minimális mértékben nedvesebbek és hűvösebbek környezetüknél. Ám részben a műszeres adatok nem erre mutatnak (Gyömöre adatai), részben pedig kis helyi klímakülönbségek típus értékrendű differenciát-nem váltanak ki.

A geomorfológiai fejezetben elmondtuk, hogy ezek az agyagbemosódásos barna erdőtalajjal fedett felszínek a pleisztocén periglaciális klíma termékei és emlékei. Kavicsból való felépítettségük és rajtuk az igen tömött, kolloid-dús, cementált B szintű talajtakaró pedig arra utal, hogy a kialakulásuk idején uralkodó klíma érvényesülését e két tulajdonság (kezdetben az első, majd később a másik is) mint talajklíma meghatározó, a fokozottabb kilügződés majd az agyagbemosódás mértékének növekedése felé tolta el.

Kialakulásuk idején, a posztglaciális fenyő-nyír fázisban az akkori éghajlattal egyensúlyt tartó talajok ezek, amelyeknek lényeges genetikai folyamatait, nevezetesen a texturdifferenciálódást és a vas-alumínium-oxidoknak a feldúsulását a kavicsos anyaközet befolyása a talajtípusnak a podzolosodás felőli szélső határa felé kényszerítette.

Ezek szerint a reliktum felszíneket borító szubreliktum agyagbemosódásos barna erdőtalajok nincsenek a jelenkori makroklimával dinamikus egyensúlyban.

Egy másik, ma már klímazonálissá váló talajtípus, a réti csernozjom az előbbivel ellenkező előjellel tér el a mai klíma megszabta iránytól. A Keme-



7. ábra. A dákai homokbánya szelvénye

1 = 10 YR 4/3, barna vályog (A₂₂); 2 = 10 YR 4/2, sötétszürkés barna (szárazon fakó), tömődött vályog (A₃); 3 = 5 YR 5/6, sárgászöld, agyagos vályog, szoliflukciós kavicszsinórral, fagyzsákokkal (B); 4 = meszes, kompakt, aprószemű homok (C); 5 = tömör tavimész; 6 = 6 Y 6/3, olív, tarkán csíkozott, meszes, agyagos vályog (felsőpliocén szint); 7 = csiga- és kagylóhéj-töredékes szint; 8 = felsőpannóniai, *Unio atavus*-szal és *Limnocardium apertum*-mal jellemzett kereszttrétegzett homok; 9 = mészkonkréciós szint

nesalja és a Pápai-síkság éghajlata nem indokolja a réti csernozjom jelenlétét.

Itt ismét a talajklíma szerepe nyilvánul meg, mégpedig a lösziszap közreműködése révén. A lösziszap mikrokristályos eloszlású CaCO₃-ot is tartalmazó karbonátos, laza üledék lévén, a talajoldat számára folyamatosan biztosítja a koaguláló Ca²⁺-t, ezáltal a kilúgozódás mértékét csökkenti. Egyúttal a humusszal kalciumhumátot alkot; ezáltal még fokozza a kilúgozást gátló hatást. Az adszorpciós komplexusba való beépülése révén pedig megakadályozza a talaj elsavanyodását, ami végeredményben ismét csak a kilúgozódás hatásfokát csökkenti.

Ezekon kívül a kalcium morzsaképző képességénél fogva optimális porozitásviszonyokat segít kialakítani. A morzsás szerkezet pedig bizto-

sítja a talaj levegőzöttségét, optimális víz- és hógazdálkodását. A hidromorf környezethez képest a löszszapon kialakult talaj klímája így válik szárazabbá, mint az makroklimatikusan indokolt lenne.

5. Az éghajlat szerepe a Marcal-medence talajtakarójának pusztulásában

Két éghajlati faktor vált ki talajpusztulást: a csapadék és a szél.

A csapadék általában kétféle esetben fejt ki pusztító hatást: 1. intenzív záporok, 2. hirtelen bekövetkező hóolvadás esetén. *A víz okozta talajpusztítás hatékonysága függ a talaj vízkapacitásától, vízáteresztő képességétől, növényborítottsági fokától, a lejtő szögétől és hosszától, valamint a talaj nedvességi állapotától.*

A defláció kötetlen, vagy félig kötött száraz homokfelszínen, leromlott szerkezetű, elporosodott, gyér növényzetű vagy fedetlen száraz talajfelszínen, valamint kiszáradt kotu felszínén fejtheti ki hatását. E feltételek mellett a defláció *hatékonysága a mi kultúrterületünkön a szél erejétől (gyorsulásától, azaz másodpercenkénti sebességnövekedésétől), továbbá a veszélyes szélirányok (száraz és növényzet nélküli időszakban) gyakoriságától és a szél páratartalmától (száraz szél gyorsan szárít) függ.*

A Marcal-medencében a záporok és az olvadékvízként jelentkező csapadéknak talajpusztító hatása önmagában elenyésző jelentőségű, mivel az eróziót kiváltó lejtőviszonyok a terület nagyságához viszonyítva csak csekély kiterjedésben szolgáltatnak alkalmas domborzati feltételeket; továbbá mert a medence számbavehető talajpusztulásának legfőbb oka a földművelés. A Marcal-medence lejtős területének természetes növénytakarója erdő volt. Az egykori erdő pedig tápláló talaját az adott csapadékviszonyok és az enyhe lejtőjű domborzat mellett megvédte a pusztulástól.

Ezért a csapadéknak, mint klímaelemnek talajpusztító hatása nem tárgyalható az éghajlati talajképződési tényezőkkel foglalkozó fejezetben, hanem logikusan az emberi beavatkozás, mint talajképző tényező ismertetése keretében kerül sorra. A rendelkezésünkre álló éghajlati adatokból amúgyis csak nagyvonalú minőségi értékeket állapíthatunk meg az erózióra képes csapadékot illetően. Mint tudjuk, víz okozta talajpusztulás csak akkor következik be, ha a csapadékintenzitás meghaladja a talaj vízelnyelő képességét. Márpedig az ombrográfok által regisztrált értékek ilyen szempontból feldolgozatlanok. Mindössze az állapítható meg, hogy a napi 20 mm-en felüli csapadék általában már erodál. HAJÓSY F. (1952, p. 143–157), aki a különböző nagyságú csapadékot kapott csapadékos napok számát ábrázoló térképeket évi, évszakos és havi részletzéssel megszerkesztette, a 20 mm csapadékkal rendelkező napok számát már csak évi és évszakos időközre rajzolta meg. Így csak annyit tudunk meg belőle, hogy a Marcal-medence területére jellemző kb. 90–95 csapadékos nap közül évi átlagban 5–6 napon van 20 mm-t elérő vagy meghaladó csapadék. Az évszakokra vonatkozó átlagokból, sajnos, nem vehető ki a kalászosok tenyészidején kívüli nyári-őszi hónapok 20 mm-t meghaladó csapadékos napjainak száma, amely pedig jó jellemzője lehetne a túlnyomóan gabona-termelésre (búza, rozs) berendezkedett táj eróziós viszonyai megítélésének.

A deflációnak a medence talajpusztításában játszott szerepét is csak az emberi beavatkozás tanulmányozásával egyidejűleg tudjuk helyesen megítélni. A 13. táblázat azt mutatja, hogy Pápán a DNy-i, az ÉNy-i és az É-i szélviharok a leggyakoribbak. Ezek a szélvihar irányok egyúttal a leggyakoribb szélirányok is a tájban. A műszeres méréseket a szél deflációs és akkumulációs formái is igazolják. A Gyórszemere és Ménfőcsanak közötti hosszanti buckasor DNy—ÉK-i irányú szélre utal, a Csabrendek és Szentimrefalya közötti kis deflációs medence peremi felhalmozódásformái pedig DNy-i és É-i, ÉNy-i szélirányra. A Kisalföld, benne a Marcal-medence hazánk legszelesebb tája. A téli É-i és ÉNy-i, a kora tavaszi DNy-i szelek a fedetlen talajfelszínen jelentős talajkifúvást és ezzel együtt szélverést is okoznak, amint arra az emberi tevékenységet vizsgáló részben részleteiben is rá fogok mutatni. A deflációs talajpusztítás mértéke a Marcal-medencében nem feltűnő, mivel viszonylag kis területre terjed ki a futóhomok. A valóságban azonban a poros szerkezetű agyagbemosódásos barna erdőtalajjal fedett dombhátak gerincei erodálódtak, és mivel a lejtőoldalakban épebb talajszelvények maradtak fenn, mint e gerinceken, ez a jelenség a defláció hatását igazolja.

13. TÁBLÁZAT

A) Szélirányok gyakorisága a Kisalföldön (a szélesendes napok nélkül), 1931—1940

Az állomás helye	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Mosonmagyaróvár	3	4	3	25	8	5	8	44
Pápa	17	7	2	5	20	20	6	23
Bábolna	6	6	7	10	14	16	22	19

B) Szélviharok gyakorisága szélirányok szerint a Kisalföldön, 1931—1940

Az állomás helye	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Mosonmagyaróvár	13	1	2	9	16	4	5	50
Pápa	14	0	0	6	3	51	0	26
Bábolna	15	1	1	1	6	6	44	26

HAJÓSY F.: A Kisalföld éghajlata (Földrajzi Közlemények, 1962, p. 146) c. tanulmánya nyomán.

E) A biológiai tényező és a talajképződés

A talajképződés biológiai tényezői: 1. a talajon élő növénytársulások, 2. a talajban élő apró szervezetek, 3. a talajlakó állatok életközösségei.

Talajgenetikai szempontból a növénytársulásokat illetően a természetes vegetációnak van meghatározó szerepe, mivel az adott éghajlathoz, vagy egyéb domináns természetföldrajzi tényezőhöz igazodva, tartósan azonos irányú hatást gyakorol a talajképződésre. Egy klimatikus szukcesszió során a zonális vegetációövek, a klímaövek, valamint a klímazonális talajok fő típusai között nagy vonalakban területi egyezés mutatható ki. Ebből az összefüggésből levonható az a következtetés, hogy a zonális növényzeti

öv (klimaxöv), mint a makroklima érzékeny jelzője, kijelöli a talajtakaró fő típusainak földrajzi elterjedését (nem mondhatjuk, hogy meghatározza azt, mert csak egyik, bár fontos tényezője a talajok területi elkülönülésének). Ez a megállapítás persze fordítva is érvényes, sőt ma, hogy hazánk talajtakaróját részletesebb léptékben ismerjük mint vegetációját, inkább mondhatjuk, hogy a talajok klímazonális főtípusai jelölik a klímaöveget.

Természetesen, ez az összefüggés a hidromorf talajok és a megfelelő növénytársulási kategóriák között is felismerhető.

A növényzetnek a talajképződésben játszott általános szerepe abban rejlik, hogy a talajtömeg szerves részének folyamatos forrásául szolgál. Az elemek kis biológiai körforgásának során a növényzet magában felhalmozza, elhalása után pedig a talaj szintjében feldúsítja a növényi tápanyagokat, azaz a talajt termőtalajjává alakítja. Gyökérrendszere a talaj egyik jelentős fizikai tulajdonságának, a szerkezetnek a kialakulásában játszik szerepet. A szervesanyag minőségével pedig hozzájárul a talajképződés különböző jellegű kémiai folyamatának meghatározásához.

Nem választható külön a talajképződés biológiai folyamatában a talajban élő mikroorganizmusok szerepe, mert életműködésük révén valósul meg a növényzet szolgáltatta szerves anyagtömeg lebontása, egyúttal a talaj egyik legfontosabb alkotórészének, a humusznak a szintetizálódása.

A talajlakó állatközösségek szerepe főleg abban nyilvánul meg, hogy a humuszban és ezáltal általában a tápanyagban is gazdagabb felső talajszint anyagát a talajszelvény alsóbb szintjeinek túlnyomóan ásványi tömegével összekeverik, ezáltal a talaj termőrétegének vastagságát növelik. Ezt a folyamatot az amerikai irodalom faunal pedoturbation-nak nevezi (M. L. JACKSON 1964, p. 117).

1. Növényföldrajzi áttekintés

A Marcal-medence területén a florisztikai növényföldrajzi területbeosztás szerint két flóratartomány (*Pannonicum*, *Illyricum*) három flóraidékének (*Eupannonicum*, *Bakonyicum*, *Praeillyricum*) négy flórajárása osztozik.

1. Nagyjából a Noszlop—Celldömölk sávtól É-ra fekvő terület az Alföld (*Eupannonicum*) flóraidék *kisalföldi* (*Arrabonicum*) flórajárásához tartozik.

2. Ettől D-re a táj területe, a bazaltmezás tanúhegyek kivételével, a Dél-Dunántúl (*Praeillyricum*) flóraidék zalai (*Saladiense*) flórajárásához csatlakozik.

3. A Pápától D-re, annak földrajzi hosszúsági sávjában elterülő keskeny területszakas a Dunántúli-középhegység (*Bakonyicum*) flóraidékének Bakony-vértesi (*Vesprimense*) flórajárásának része. Ide soroljuk a kemenesaljai bazaltsapkás tanúhegyeket is.

4. A Somló és közvetlen környezete ugyancsak a *Bakonyicum* flóraidékének balatoni (*Balaticum*) flórajárásához tartozik (Soó R. 1964, p. 96—127).

ZÓLYOMI B. vegetációtérképe szerint a medence egész területe a tölgyes növényzeti övhöz tartozik, két azonális területfolttal (a táj ÉK-i sávjának homokpusztáival, valamint a Marcal-allúvium láprétjeivel; ZÓLYOMI B. in STEFANOVITS P. 1963a, p. 101).

A Marcal-medence területe ma mezőgazdasági jellegű táj. Természetes vegetációja az idők folyamán jórészt eltűnt, csak foltonként lelhető fel, de azokon a helyeken sem valószínű, hogy érintetlen állapotban. A talajok tanúsága szerint a peremterületeken, de a viszonylag magasabban fekvő középső részeken is erdőtakaró fedte a felszínt.

BORHIDI A. WALTER-féle klimatikus vegetációtérképe a táj legnagyobb részét a zárt tölgyesek övébe sorolja be. Mindössze a Pápától É-ra eső terület nagyobb hányada tartozik szerinte az erdős-sztyep övbe (BORHIDI A. in Soó R. 1964, p. 94). Megjegyzem, hogy e térkép címe hiányos, mert nem a klímazonákat, hanem valójában a klímazonális vegetációöveket ábrázolja. Genetikai talajtérképem szerint (réti csernozjom és csernozjom barna erdőtalaj típusok elterjedési területe) a Pápai-síkság is az erdős-sztyep övbe tartozik.

Végül a medence mélyen fekvő felszínein az azonális, szemihidromorf és hidromorf réti és lápi vegetáció volt uralkodó. Az ősi földművelés erdőirtásai, a vízfolyások a természetes növényzet hajdani képét gyökeresen átfomálták.

A megmaradt erdőfoltok alapján megállapítást nyert (TALLÓS P. 1959, p. 301–353, SZODFRIDT I.—TALLÓS P. 1962), hogy a Marcal-medence zárt erdőtársulásai a zonális cseres tölgyesek (*Quercetum petraeae-cerris*).

A táj É-i és ÉK-i peremét elfoglaló homokterületekre a *Festuco-Corynephorum croaticum* társulása jellemző. A mélyen fekvő, talajvízhatás alatt álló területek a felszíni vízborítás, illetve a talajvízhatás mértéke szerint a lápi és réti szukcesszió sorozat különböző asszociációinak a színhelyei. A talajvízszint mesterséges mélyebbre süllyesztése nyomán az ökogenetikus szukcesszió folyamata jelentős változáson ment át, a fejlettebb sorozat irányába. Pl. a nedves láprét helyét, e hatás eredményeként, rövid időn belül a kiszáradó láprét, vagy kaszálórét foglalta el, nagyobb területen.

A vízfolyások völgyeit patakmenti ligeterdők szalagjai kísérték, amelyeknek ma már csak igen ritka töredékei találhatóak (pl. a Marcal-völgyben, Marcaltó—Malomsok között).

A növénytársulások rendszertani ismertetése tekintetében — terjedelemlhiány miatt — a szakirodalomra utalok (GÓCZÁN L. 1966, p. 217—220).

2. A növényzet szerepe a talajképződésben

A növényzet közvetett és közvetlen módon befolyásolja az egyes területek talajtípusainak kifejlődését.

Az élő növényzet föld feletti és föld alatti részének közvetett hatása külön-külön állapítható meg.

A Marcal-medence erdőtalajait képződésük idején borító tölgyes erdőségek zárt lombkoronájuk révén megnövelték az általuk fedett talajfelszín párolgási felületét. Zárt állományuk mérsékelte a szél talajfelszín szárító hatását és egyúttal kizárta — főleg az É-i és ÉK-i, valamint a Nemeshány—Gyepükaján környéki futóhomok felszínek deflációs pusztulását. A tölgyesek zárt belső légterének viszonylag állandó párateltsége a talajfelszín párolgását még tovább mérsékelte. Ez a hatás az erdős-sztyepek parkerdeiben a lombkorona szint záródásának csökkenése arányában gyengült. A zárt lombsátor mérsékelte az erdő légterének nyári erős felmelegedését,

az éjszakai talajhő-kisugárzást, ezáltal a hőmérsékleti ingadozást. Télen mindezek lényegében megszűntek — lévén az erdőség lombhullató.

Igen jelentős volt az avartakarónak az a hatása, hogy az alatta levő talajfelszínt állandóan nedvesen tartotta, ugyanis laza, nagy kiterjedésű felső felülete miatt a beszívárgott csapadék védve volt a párolgástól. Így az erdők páradús belső légtere, a zárt avartakaró, majd az alatta képződött moder típusú erdei televény együttesen nemcsak megátolták a talajszelvény felső szintjének kiszáradását, hanem ezen túlmenően állandó nedvességet is biztosítottak a felső szintben végbement kémiai és mikrobiológiai folyamatok számára.

Az erdőségek föld alatti gyökérzete viszont a nagy szárazanyag termelés és fenntartás szükségletét kielégítendő, továbbá a lombkorona nagy párolgató felületének megfelelően a mélyebb talajszintekből sok vizet szívott el és e szinteket kiszáritotta. Annak a rétegnek a szerkezetét pedig, amely közé hajszálgyökérzete beépült, lazította.

Az erdő életműködése során kiváltott közvetlen talajalakító szerepe összefoglalóan tehát abban nyilvánult meg, hogy a talaj víz- és hőháztartását, tehát a talaj klímáját sajátos irányúvá fejlesztette. Ezáltal, valamint saját elhalt anyagának a talajképződésben való részvételével sajátos mikroorganizmus-életközösséget teremtett. Ez azután az avar alatti nedves közegben megindította az avar és egyéb holt növényi maradvány lebontását és elősegítette az erdei humusz egyik fajtájának kialakulását.

A gyepnövényzet hatása lényegesen eltért az erdőétől. A medence területén ősi állapotban többé-kevésbé talajvízhatás alatt álló gyepvegetáció borította az erdőtlen felszíneket.

A korlátozott elterjedésű erdős-sztyep gyepnövényzetű területfoltjain a füves növényzet szélerő-mérséklő, párolgásvédő hatása kisebb volt az erdőnél. Ezért is, meg mivel gyökérzete a felső talajszintet hálózta be igen sűrűn — innen véve magába a vizet —, a felső talajréteg erősen kiszáradt, de az alsó szintek fizikai tulajdonságaiknak megfelelően nedvesek maradtak. A gyökérzet olyan sűrűn ékelődött a talajtömegbe, hogy annak összetartását fizikailag is megátolta. Részen ezáltal a talaj levegőzöttségét biztosította, így — ugyancsak — sajátos mikroorganizmus-életközösség létfeltételét teremtette meg. Föld feletti és föld alatti tömegének elhalása után kalciumban dús bomlási anyagot szolgáltatott az aerob baktériumflóra számára. Ez a mikroorganizmus-közösség azután kialakította a morzsalékos szerkezetet tartósító humuszt.

A nedves rétek növényzetének hatása abban tért el az előbbitől, hogy az állandó vízzel telítettség mértéke szerint, levegőtlen körülmények között anaerob jellegű mikroorganizmus csoport bontotta a holt szervesanyagot. Így a folyamat lelassult, azért is, mert a biokémiai lebontási folyamatok alatt a víz nagy fajhője miatt alacsonyabb volt a talajhőmérséklet. Ezáltal, meg a téli fagy miatt bekövetkező biológiai aktivitás-csökkenés következtében a szervesanyag különböző mértékben kezdett felhalmozódni. Az állandó felszíni vagy felszín közeli vízhatás alatti területeken pedig bekövetkezett a szervesanyag bomlás nélküli felhalmozódása. Így létrejöttek a lápi, illetve a tőzeges talajok. Ez a folyamat mindenekelőtt a Marcal allúviúmán ment végbe.

Amint láttuk, a medence ősi, természetes növénytakarójának a talajok kialakulására gyakorolt közvetlen befolyása a jellemző talajklíma kialakí-

tásában és a hajszálgökök szerkezetet kialakító hatásában nyilvánult meg. Közvetett szerepét pedig pusztulása utáni tömegének, mint a humusz forrásának állandó biztosítása jelentette.

3. *A talaj-mikroorganizmusok szerepe a talajképződésben*

A talajmikroorganizmusok talajképző hatása a gyeves, illetve erdős vegetációhoz kötötten változik a nedvesség, a szellőzöttség és a talaj kémiai reakciójának függvényében.

Az elhalt növényi maradványokra gyakorolt hatásmechanizmusuk abban állt, hogy életfunkciójuk során katalizátorként működő enzimeket választottak ki, amelyek a folyamatos kémiai reakciókat meggyorsították. Ezeknek az enzimeknek a hatására hidrolízist, oxidációt, erjedést kiváltó reakciók mentek végbe, amelyek végső eredményeként kialakult a különböző talajtípusok eltérő tulajdonságú humuszanyaga.

A talajképződés során keletkezett humuszok szervesanyagai a gyeves és erdőségi növényzet alatti talajok eltérő tulajdonságait jelentős mértékben meghatározták. Nevezetesen az erdők alatt, a csersavdús avarból gombás lebontással képződött fulvosavak a szénsavas, foszforsavas és egyéb sók mellett a vasoxidok és az alumíniumoxidok hidrátjait is feloldották. Így azok is mobilizálódhattak a humuszosodott szint alsó feléből, a talajoldatok lefelé szűrődése közben, a szelvény alsóbb szintjébe vándoroltak. Ott azután — mivel a talajnedvesség a hajszálgökök révén felszívódott, tehát az oldat besűrűsödött, tömény lett — koagulálódva, folyamatosan felhalmozódtak.

A gyepevegetáció alatti mikrobiológiai funkció során frissen képződött huminsavak a rendkívül sűrű fűgyökérzet által felaprózott talajrészecskéket ragasztókéességük révén aggregátumokká ragasztották össze. Az így kialakult tartósan morzsás szerkezet a kilúgozás folyamatának ellenállt, ami azért is sikerülhetett, mert maga a füves holt szerves tömeg bomlása is, de itt, a medence ezen területén, a talajképző kőzet is állandóan biztosított olyan mennyiségű Ca^{2+} -t, amely a bomlás során keletkezett szénsavat és más savas jellegű szervesanyagokat lekötötte.

Ennek a folyamatnak a során intenzív humuszfelhalmozódás ment végbe, amely viszont tovább biztosította, tehát tartósította a bakteriális mikroflóra optimális életfeltételeit. Így a gyeves növényzet és a talajbaktérium-életközösségek kölcsönhatása révén keletkezett humusz, állékony szerves-ásványi kolloidok alakjában konzerválódva halmozódott fel. Ez késleltetett mineralizálódása során, a benne feldúsult tápanyagokat folyamatosan tudta a gyökérzet számára rendelkezésre bocsátani.

A Marcal-medencében aránylag nagy területet foglalnak el a nedves rétek, kisebbet a lápos rétek, valamint a síklápok. Ezeknek mikroflórája anaerob baktériumtörzsekből áll. A túlbő nedvesség miatt a nedves rétek alatt az anaerob mikrobiológiai tevékenység csökkentebb mértékűvé vált, mint a száraz gyepek alatt. Ráadásul a bő nedvesség igen dús réti növényzet megélhetését biztosította. Így a nedves réteken még több holt növényi anyag került a talajba. A gyenge anaerob mikrobiológiai aktivitás a sok holt növényi részt csak igen lassan tudta humifikálni, a humusz mineralizációja pedig nem tudott lépést tartani a humuszfelhalmozódással. Így ezekben a talajokban jelentős mennyiségű humuszanyag halmozódott fel.

Az állandó vízborítás az anaerob mikroorganizmusok élettevékenységét gyakorlatilag kizárta, az elhalt növényi részek a lápok vize alatt lebontás nélkül felhalmozódtak. Ha a vízborítás időszakosan szünetelt, a mikroorganizmusok rögtön megtelepedtek, megindult a tőzeg humifikációja, majd a vízszint mélyebbre szállása nyomán a tőzegláp rétláppá alakulva, rajta az időszakosan anaerob bakteriális talajélet vált jellemzővé.

4. *A talajfauna szerepe a talajképződésben*

A talajbaktériumok és gombák életfunkciói következtében kialakult humuszanyagokat a talajlakó állatközösségek a talaj ásványi alkotórészeivel összekeverték s e működésük során a talaj levegőzöttségét is fokozva, a humifikáció folyamatát gyorsították.

Jelentős ebben a folyamatban a giliszták szerepe. Ez az állat ugyanis gyomrában keveri össze a szerves és szervetlen részecskéket és még ezelőtt nyelőcsövében elhelyezett mészmirigyei által a növényi maradványokból meszes anyagot választ ki, majd ürülékének hátrahagyásával sajátos koprolit szerkezetet kölcsönöz a talajnak. Helyszíni felvételeink során mind az erdőtalajok, mind a réti csernozjomok szelvényében igen gyakran tapasztaltuk a giliszták nyomait. Ez olyan fontos jelzője a talajnak, hogy morfológiai szelvényleírásunkban mindig külön feltüntettük a gilisztajáratokat. Jelentőségüket már DARWIN megállapította 1881-ben, kifejtvén, hogy Angliában 50 év alatt a giliszták a talajt 1 m vastagságban teljesen megforgatták. A giliszták működésével kapcsolatban, azóta számtalan új adat született, amelyek ezt az értéket talajtípusok és földrajzi tájak szerint módosították ugyan, de a működés jelentőségét csak megerősítették.

Természetesen nem merül ki a talajlakó állatközösség szerepe a giliszták működésében. Tudjuk, hogy az erdei avar korhadását részben rovarok, pókok, részben a giliszták, ezek mellett egyéb férgek is okozzák.

A talajlakó állatok szerepe is összehatásukban ítélnélhető meg. Vannak közöttük növényevők (rovarok, hangyák, néhány rágcsáló), húsevők (ragadozó atkák, százlábúak, rovarevő, ragadozó gerincesek) és elhalt szerves anyagokkal táplálkozóak (fonalférgek, különböző rovarok stb.).

Említést érdemelnek még a talajban lakó rágcsálók is, amelyek amellest, hogy mechanikailag keverik a talajt, járataikkal fontos genetikai nyomjelzői is az egyes talajtípusoknak.

F) A kor és a talajképződés

A kort V. V. DOKUCSAJEV vonta be a talajképző tényezők sorába. Azóta a talajtan még mindig vitatkozik a kor önálló talajképző szerepéről. A talajképződési folyamat, mint minden más folyamat, időben és térben játszódik le, tehát az időtényezőt nem lehet elszakítani magától a talajképződési folyamattól. Ilyen értelemben nem lehet beszélni külön a korról, mint talajképző tényezőről. Ez valóban így van. De hát akkor miért probléma ez még ma is, amikor filozófiailag így a kérdés eldönthető?

V. V. DOKUCSAJEV, amikor a kort a talajképző tényezőkhöz sorolta, nem filozófiai megfontolás alapján tette ezt, hanem mert a természet megfigye-

lése készítette rá. Ő ugyanis nem csupán pedológus, hanem geográfus, geológus is volt egy személyben, rendkívül sokoldalú természettudományos szemlélettel. Hosszú időt töltött terepmunkával és eközben a kőzetrétegek földtani korához, valamint a felszín geomorfológiai értelemben vett korához hasonlóan, a talajtakaró arculatát összetevő változatos talajféleségek azonos típusai között is különbségeket észlelt, amelyeket úgy értelmezett, hogy a különbségek idősebb, vagy fiatalabb voltakban gyökereznek. Az akkori tudományos ismeretek és módszerek azonban nem tették lehetővé, hogy bizonyítsa is ezt a véleményét. Később, amint az ismeretes, V. R. VILJAMSZ korszerűtlen tényanyagokra építve, megalkotta a Szovjetunió európai részének jelenkori talajai fejlődéséről szóló tételét, ezt hibásan általánosította s ezzel igen megnehezítette ebben a kérdésben a tisztánlátást. Bírálói azonban a jogos tagadáson túl, újat nem tudtak adni a talajok korproblémájának tisztázásához.

Helyszíni vizsgálataink során akaratlanul is szembekerültünk a talaj korának problémájával, meghatározott geomorfológiai-talajtani jelenségek alakjában.

Mivel a Marcal-medence talajföldrajzi felvételezése előtt annak geomorfológiai viszonyait két éves helyszíni tanulmányozás révén elég részletesen megismertem, kialakulástörténetéről már határozott képem volt, a felszíni kőzeteknek, valamint magának a felszínnek a korához hasonlóan, önként vetődött fel a kérdés, hogy kapcsolatnak kell fennállnia kőzet, felszín és annak talajtakarója között, korukat illetően is. Főleg az a tény kényszerített bennünket e kapcsolat keresésére, hogy viszonylag kis területen, azonos makroklimatikus viszonyok között, egymás szomszédságában, nemcsak hogy különböző klimatikus erdőtalajok, de külső morfológiai bélyegeiket illetően azonos talajtípusok is eltérést mutattak. Mire a táj talajföldrajzi viszonyainak megírására került sor, a keresett kapcsolatra — felszín és talajtakarójának korát illetően — laboratóriumi vizsgálatokkal is alátámasztva, fény derült, amelyről az alábbiakban számolunk be.

1. Szubreliktum talajok maradványfelszíneken

A Marcal-medence területének aránylag nagy kiterjedésű része pleisztocén periglaciális reliktum felszín. A táj K-i részén a bakonyi patakok pleisztocén kori őseinek, a középső és a Ny-i területeken pedig az Ős-Zalának a hordaléka építi fel a szóban forgó maradvány jellegű felszíneket. Rajtuk több feltárásban és az általunk mélyített nagyobb számú talajvizsgálati gödörben sajátos morfológiájú agyagbemosódásos barna erdősegi talajszelvényt találtunk. Különösen a nagy kavicsgödörök feltárásában volt jól szemléltető ezeknek a talajoknak az anyakőzetekben való megjelenési formájuk.

A bakonyi ősi patak-hordalékkúpok talajszelvénye alatt kalciumkarbonát kötőanyagú, zömében mészkőkavicsokból és görgetegekből álló durva hordalék feküdt. Az Ős-Zala és az Ős-Rába teraszmaradványai karbonátmentes, többnyire vasoxidbevonatos kavicsokból épültek fel. Egy kis helyen, a jánosházai téglagyár agyaggödörében a talaj alatt felsőpliocén, tarka glejes agyagréteg települt.

Általános jelenség, hogy mind a kétféle kavicsos, de a jánosházai agyagon is, igen sűrűn krioturbációs formák sokasága érintkezik a talajjal.

Vagy a talaj B szintje, vagy az alsó kavics illetve agyag ékelődik, gyűrődik bele a másiknak a tömegébe. Az Ős-Rába, illetve az Ős-Zala karbonátmentes kavicsára települt talaj karbonátmentes, de ugyanúgy az a meszes görgetegre és a meszes agyagra települt is. A talajtípus megállapítása után első látásra úgy tűnt, hogy a periglaciális talajfagy jelenségek negatív formáit kitöltő, vörös, vályogos talajképződmények, illetőleg a vörös talajréteg közé alulról felnyomult periglaciális agyaggirland formák, vagy kőgyűrű részek színgenetikusan, tehát pleisztocén periglaciális jelenségek. A felvételezések során el is neveztük ezeket a talajokat reliktum agyagbemosódásos barna erdőtalajoknak.

Később, amikor az összes talajképző tényezőt megismertük, továbbá, amikor a laboratóriumi vizsgálatokat is elvégeztük és értékeltük, kiderült, hogy ezek a talajok nem glaciális tundratalajok, hanem fiatalabbak. Mivel a táj jelenlegi klímájával sincsenek ezek a talajok ún. dinamikus egyensúlyban, elneveztük őket szubreliktumoknak. A következőkben részletesen fogjuk ezt a megállapítást kifejteni.

a) A szubreliktum talaj fogalma

A „reliktum” fogalmat a földtan, a geomorfológia, a geobotanika és a talajtan olyan jelenségek jelölésére alkalmazza, amelyek megelőző földtörténeti korban keletkeztek. Ilyen értelemben a legfiatalabb reliktum jelenségeink pleisztocén koriak. Az ennél fiatalabbakra már nem mondhatjuk, hogy reliktumok. Azok relatív korának jelölésére általában a „recens” fogalmat használják.

A recens fogalmán helyesen a jelenlegi természeti feltételekkel dinamikus egyensúlyban levőt értünk. Ha a vizsgált jelenség a jelenlegi természeti feltételekkel nincs összhangban, de az utolsó előtti földtörténeti kornál fiatalabb időben keletkezett, sem reliktumnak, sem recensnek nem mondható. Korbeli jelölésére a fentiek analógiájára, a „szubreliktum” fogalom illeti meg a jelenséget.

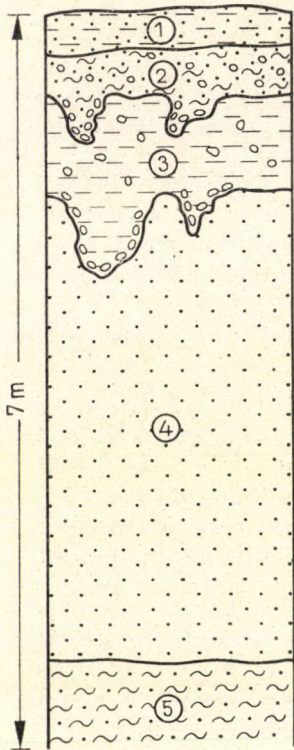
A mi esetünkben *agyagbemosódásos barna erdőtalajra* alkalmaztuk a szubreliktum fogalmat.

A medence területén talajvizsgálati gödörben feltárt szelvényeink közül 11 volt agyagbemosódásos barna erdőtalaj. Ezek között öt szelvény, a 4. sz. Iszkáz, a 9. sz. Bakonytamási Ny-i, a 11. sz. Csót, a 15. sz. Bakonygyepes és a 17. sz. Tétsszentkút jelzésű (GÓCZÁN L. 1966. Függ. p. 48, 60, 50, 51, 52) kitűnt B szintjének sajátos vörös színével és a diós szerkezeti elemeit bevonó agyaghártyákkal. A reliktum felszíneken számos homok-, agyag- és kavicsbánya feltárásában hasonló morfológiájú talajszelvényeket írtunk le. Közös morfológiai bélyegük B szintjük pontosan meghatározott barnászörös színe: 5 YR 4/4, 4/6, 4/8, a Munsell skála szerint.

Az agyaghártyák színe helyenként még vörösebb, 2,5 YR 3/6. Ilyenek pl. a 4. sz. (Iszkáz) szelvény B₂ szintjének diós szerkezeti elemeit befedő agyaghártyák.

Ezek az erősen vöröses színű talajok *összes előfordulási helyükön kriotur-bációs jelenségekhez kötöttek*, olyan formában, hogy anyaguk egy talajfagy zsákot is kitölt. Ebből az következik, hogy *a talaj, amely a síktundra jelenséget kitölti, vagy a formával egyidős, vagy annál fiatalabb*. A fagyzsák alatti közet az Ős-Rába és az Ős-Zala maradványfelszíneinek vastagabb kavics-

takarói esetében mészmentes, általában azonban dús CaCO_3 tartalmú. A talajfagyformát kitöltő B szint anyaga természetszerűleg gyengén savanyú. A karbonát megjelenése alulról a zsák alakját követi. A jánosházai téglagyár fejtőjének agyag girlandjainál is ez az alakcsoport a választófelszín a meszes alsó agyag, illetve a felette levő vörös, kavicsos vályog között (9. kép).



8. ábra. Feltárás Vanyola északi faluvégén

1 = 10 YR 4/2, fakó barnásszürke vályogos homok (A₃); 2 = 2,5 YR 3/6, sötétvörös, agyagos, homokos kavicsréteg, talajfagy-zsákokkal; 3 = szürke, mészakumulációs, mészkő- és kvarckavicsos hordalék, fagyzsákokkal; 4 = felsőpannóniai, világosszürke, finomszemű, csillámos homok, sok *Limnocardium apertum*-mal és *Dreyssenia* sp. -szel; 5 = középsőpannóniai, sötét-kékesszürke homokos agyag, sok *Melanopsis* sp. héjjal

Olyan szelvényt nem találtunk a Marcal-medence területén, ahol ez a talajfagyformát kitöltő B szint másik talajfagy-jelenséggel lefedett lett volna. Lefedett krioturbációs jelenség (fagyzsák) Vanyola község É-i szélén, egy feltárásban megfigyelhető volt (8. ábra). Itt a mészkőkavicsos rétegsorban, a felszín alatt 2 m-re, egy 1 m mély, meszes homokos kavicsal kitöltött zsák nyomult be a kavicsrétegbe. Ezt a fagyzsákot lefedte egy újabb hasonló forma, amelyet azonban már az ismertetett vörös színű B szint anyaga töltött ki. Ez a vörös vályog a felszín borító agyagbemosódásos barna erdőtalaj B szintjét képviseli. Láthatóan tehát jelenkori képződménynek is felfogható, hiszen a mai talajdinamikai folyamatok szintjébe tartozik, ezek a folyamatok benne kétségtelenül le is zajlanak.

A periglaciális jelenségekkel jelzett reliktum felszíneken általános ez a jelenség. Rajtuk mindenütt csak ez az agyagbemosódásos barna erdőtalaj található, amelynek szerkezete és főleg színe azonos. Előfordulásuk tehát, ezekre a felszínekre vonatkoztatva, regionális.

Periglaciális talajfagyforma és az azt kitöltő vörös színű akkulációs talajszint időbeli kapcsolata elméleti megfontolás alapján a következőképpen értelmezhető.

A jelenkori krioturbációs jelenségek vagy az arktikus tundra, vagy a magashegységek fahatár feletti periglaciális klimatikus morfológiai régiójának szerkezeti talajai. Így a földrajzi aktualizmus törvénye alapján kimondhatjuk, hogy a Marcal-medence pleisztocén periglaciális krioturbációs jelenségei is a hasonló recens jelenségekkel azonos genesisű struktúrtalajok, amelyeken képződésük idején erdővegetáció nem tenyészhetett. Ez azt jelenti, hogy a tundraszákot kitöltő erdőtalaj B szint az előbbivel azonos időben nem képződhetett. Helyzete szerint annál csak fiatalabb lehet. Keletkezésének legkorábbi ideje az utolsó jégkorszak utáni

azon időszak lehetett, amely klímájánál fogva alkalmas volt erdő kifejlődésére.

Az első kérdés, hogy ti. az erdőtalaj B szintje fiatalabb az alatta fekvő struktúrtalajnál, biogeográfiailag igazolt tény. A következő kérdés, hogy a

posztglaciális melyik időszakából való ez az erdőtalaj, több oldalról közelíthető meg. Meggondolandó, hogy e talajok jelenleg a táj kiemelkedő felszínein fordulnak csak elő. Szabályosan kialakult A szintjük (A_{sz} , A_3 , vagy A_0 , A_1 , A_3) van. A vörös B szint felett tehát van egy kb. 30–40 cm vastag, laza szerkezetű talajréteg, amelynek eredeti anyagközete csak ritkább esetben (Bakonytamási, Ny. 9. sz. talajszelvény) volt futóhomok. Ennek a felső talajszintnek a kőzetanyaga akkor szedimentálódott, amikor jelenlegi előfordulásának helyei még összefüggő felszint képeztek. Amikor tehát egy magasabb szintről való lejtős üledékképződés révén a deluvium felhalmozódhatott.

Mivel ezek a szigetszerűen, vagy hátasan kiemelkedő reliktum felszínnek a felszínfejlődés jelenlegi ütemét és irányát tekintve nem az utóbbi időben, hanem egy kifejezettebben eróziós, régebbi időszakban különülhettek csak el környezetüktől, megállapíthatjuk, hogy az azokat borító felső talajréteg anyaga ezeknek a reliktum felszínrészeknek az egymástól való elkülönülése előtt rakódott le. Mégpedig a pleisztocén periglaciális klímának abban a szakaszában, amikor a tundrajelenségek képződése már megszűnt és helyette a *deluviális üledékképződés* jutott uralomra. Ezt az üledékfelhalmozódást nyomban erdősilési folyamatnak kellett követnie, így az erdő felszín védő hatásával értelmezni tudjuk e laza üledéknek mindmáig, illetve az erdőirtásokkal bekövetkező gyorsított eróziós folyamatok megindulásáig való megmaradását. E deluviális üledékképződés illetve áthalmozódás után *lineáris eróziós felszínfejlődés* (posztglaciális) vette kezdetét, amelynek hatására az eredeti lejtősödésnek megfelelő, illetőleg a kisebb ellenállást tanúsító kőzetfelszín lazult vonalai mentén a terület felszabdaldott. A kialakult erdőség a holocén vegetációtörténet egész időszakán átöröklődött. Így maradhatott csak meg ezen a különösen szélveszélyes tájon a talajszelvény felső, laza takarója.

Hogy milyen vegetációs övhöz tartozott a szóban forgó erdőség, azt helyi vizsgálatok hiányában eldönteni nem tudjuk. A holocén ZÓLYOMI B. (1952) által leírt korbeosztása szerint a Kárpát-medencében a jégkorszak elmúlását követő első időben a posztglaciális fenyő-nyír formációk uralkodtak. A fenyő-nyír növényformáció jelenkori klimatikus talaja a *podzol*, vagy a gyepes *podzol*. Itt *podzol* talaj nem képződött. Ez nem jelenti azt, hogy ebben az esetben a Marcal-medencének ezeken a területein fenyves-nyíres erdőségek nem telepedhettek meg. Ugyanis az akkori Marcal-medencét sem a jelenlegi magashegységi fenyves és nyíres erdőségekkel, sem a subarktikus tajga erdősegeivel összehasonlítani nem lehet. Azért nem, mert az előbbivel szemben lényeges különbséget jelent az alacsony tengerszint feletti magasság és a medencejelleg, az utóbbival szemben pedig a jelentékeny napállás-különbség, amellyel feltétlenül számolnunk kell.

A talajszelvényekből arra lehet következtetni, hogy a jelenlegi zala-dombsági és középhegységi erdősegeinknél hűvösebb, kontinentálisabb klímájú lomberdőség alatt képződtek a szóban forgó agyagbemosódásos barna erdőtalajok.

Képződésük idején, a posztglaciális kezdeti szakában ez a talajtípus az alföldi és a kisalföldi medencék belseje felé nagyobb területre terjedt ki, összefüggő formában. Abban az időben mai barnaföldjeink helyét is agyagbemosódásos barna erdőtalaj borította. Az ellenállóbb felszínrészekben a felszínpusztulástól megóvva, a jelenlegi barnaföldek zónájában, a maga-

sabb szinteken, maradványtalajként épen megmaradtak, mint extrazonális talajtípusok. Környezetük felszíne (így talajtakarója is) a posztglaciális felszínpusztulás (talajpusztulás) áldozatául esett, lealacsonyodott. A lealacsonyodott felszínen a közben megváltozott klímának megfelelő, új talajtípus alakult ki: a barnaföld.

A Marcal-medencében a szubreliktum agyagbemosódásos barna erdőtalajok a jelenkori barnaföldek zónájának magasabb felszínein találhatóak. Ezek a táj legidősebb talajképződményei, a Somló oldalán helyenként fellelhető vörös nyirok talaj kivételével.

E szubreliktum talajoknak lényeges sajátása az, hogy jelenkori dinamikai folyamataik — agyagbemosódásos barna erdőtalajban játszódnak le — friss agyagbemosódást nem, vagy csak igen kis mértékben eredményeznek. Erre utal az a tény, hogy vékonycsiszolatban a szerkezeti elemek közötti agyaghártyákban anizotrópia figyelhető meg, ami másodlagosan képződött kristályos agyagásványok jelenlétét, tehát az agyagkolloidok előregedését igazolja.

A fent elmondottak a kornak, mint talajképző tényezőnek a szerepét világosan tárják fel.

Amikor tehát azt mondjuk, hogy a talajképződés időben végbemenő folyamat és éppen ezért nem beszélhetünk ilyen értelemben az időről, mint külön, önálló sajátos talajképző tényezőről, a fentebb kifejtettek alapján ugyanakkor azt látjuk, hogy a szubreliktum agyagbemosódásos barna erdőtalajok képződésének a kor is önálló, lényeges faktora. Ti. régebbi korban keletkezett, de nem inert, hanem biológiailag jelenleg is aktív talajról van szó, amely a jelen klímaalatt már átalakulna barnafölddé, ha saját, eredeti konzervatív genetikai sajátosságai ennek az átalakulásnak útját nem állnák. Azonban — mint már megjegyeztük — a talaj talajjá alakulása során olyan sajátosságokra tesz szert, amelyek bizonyos értelemben vett autodinamizmust kölcsönöznek számára. Azaz kölcsönhatás jön létre talajképző tényezők és kialakult talaj között, amely a makroklimatikus hatótényezőket csak egy sajátos talajklíma révén engedi érvényre jutni. Genetika és dinamika itt tehát jelenleg egymás ellen hatnak. Ez az ellentétes hatás, sajnos, pontosan nem mérhető fel, mert az emberi beavatkozás még tovább bonyolítja ezt az összefüggést.

A szubreliktum agyagbemosódásos barna erdőtalajok definiálásából az a földrajzi felismerés adódik, hogy a posztglaciális első időszakában a Marcal-medence nagyobb része a Dunántúlhoz, mint nagytájhoz tartozott, majd a jelenkor későbbi szakaszában a Kisalföld (mint nagytáj) kiterjeszkedett erre a területre is. Amikor tehát a jelenlegi Marcal-medencéről azt állapítjuk meg, hogy széles átmeneti sávval érintkezik a Dunántúl dombvidékével illetőleg a Bakonyaljával, tudnunk kell, hogy ez az átmeneti jelleg nem pusztán térbeli, hanem időbeli, azaz fejlődéstörténeti bélyegekhez is kötött. Láthatjuk ebből, hogy az objektíve létező területegység, a természetes táj nem állandó, változatlan természetföldrajzi jelenség, hanem a dialektika törvényei alapján, az őt létrehozó tényezők változásaihoz hasonlóan, maga is változik, alakul.

A szubreliktum agyagbemosódásos barna erdőtalajok meghatározása a tundrazsák és az azt kitöltő vörös erdőtalaj B szintjének genetikai kapcsolatát is tisztázza. A periglaciális tundrazsákot kialakulása során kitöltötte bizonyos fajta üledék, amely fizikai sajátosságait tekintve, a tundrazsák

alakja mentén elkülönült a környezet üledékétől. A későbbi erdő felhalmozódási szintjének mélységbeli határa a tundraszák alakjának belső felülete volt. Eddig tartott az agyagbemosódás és a szeszkvioxidok kicsapódása, feldúsulása. A koagulált vörösbarna ferrioxiddal színezett B szint tehát *utólag* festette meg a tundraszákot kitöltő anyagot. Hasonlóan, mint ahogyan a periglaciális kovárvány zsákokat illetően azt MAROSI S. (1965, p. 202—212; 1966) kandidátusi értekezésében és később kifejtette.

Válaszolhatunk most már arra a kérdésre, amelyet a kor talajképző szerepével kapcsolatban felvetettünk. *Határozottan kimutatható, hogy a Marcal-medencében a klímazonális talajtípusok egyikének jelenlétét döntően a kor határozta meg.* Olyan módon, hogy részben régebbi vegetációtörténeti korban keletkezett a szóban forgó talaj, részben pedig keletkezése óta részese a szakadatlan talajdinamikai folyamatoknak, amelyek hosszabb idő óta tartó voltak, valamint a talajok visszahatása révén, környezettől elkülönülő tulajdonságú talajok képződésére vezettek.

G) Az emberi tevékenység és a talajképződés

Az emberiség történelme során, társadalmi fejlettsége szerint avatkozott és avatkozik be a talajképződési folyamatokba.

Társadalom előtti, illetve primitív történelmének szakaszában ez a beavatkozás véletlen jellegű volt. Pl. véletlenül okozott erdőtüzek hatalmas erdőségeket pusztítottak el, amelyeknek talajai hosszabb vagy rövidebb ideig, esetleg végleg gyepes vegetáció talajképző hatása alá kerültek, aszerint, hogy az erdőégés milyen földrajzi körülmények között ment végbe. Ha pl. az erdőöv sztyep felőli szélén égett le nagy területen az erdő, ott az új erdőszülés csak igen lassan ment végbe. Általában erdős-sztyep vegetáció foglalta el az őserdő helyét. Ha pedig pl. hosszú és egyúttal meredek lejtőjű, déli kitettségű; szilárd karbonátos kőzetből felépült hegyoldalak erdőségei égtek le, valószínű, hogy ott természetes körülmények között zárt erdőség többé nem tudott megtelepedni. Egyéb körülmények között a leégett erdőségek újra kifejlődtek.

Nálunk az első esetben (erdős-sztyep vegetáció alatt) a barnaföldek átalakultak csernozjom barna erdőtalajokká, amelyek STEFANOVITS P. szóbeli közlése szerint a Kárpát-medencében az erdős-sztyep területek klímazonális talajai.

A második esetben (a mi mészkő- és dolomithegységeink D-i lejtőin) a barna erdőtalajok lepusztultak, helyüket rendzinák foglalták el, sziklagyepekkel, sztyeprétekkel, illetve nem zárt lombkoronaszintű karsztkor-erdőséggel.

A talajképződésben hasonló változások mentek végbe hazánk területén a földművelés meghonosodása előtti, legeltető állattenyésztés korszakában.

Ezek a talajképződésben beállott változások még mindig nem céltudatos ráhatás következményei voltak. A legeltetés eredményeként romlott le, ritkult meg a pusztákkal szomszédos erdőség.

A földműveléssel kezdődött az az időszak, amelyben az emberi tevékenység nagy területeken a talajképződés legfontosabb alakító tényezője lett.

Ebben a történelmi időszakban hazánk területén lényegében kettős irányban avatkozott be az ember a talajképződésbe. Először a mezőségek földjét művelte meg. Ezzel a mezőségi és réti talajtípusok dinamikájában okozott változásokat. Kezdetben még nem ismervén a tápanyagutánpótlást, a kimerült földek szomszédságában erdőket kényszerült kipusztítani, mivel a földművelő társadalom már helyhez kötött volt. Így hatolt fel a lejtőkre is, amivel megindította a gyorsított talajpusztulást.

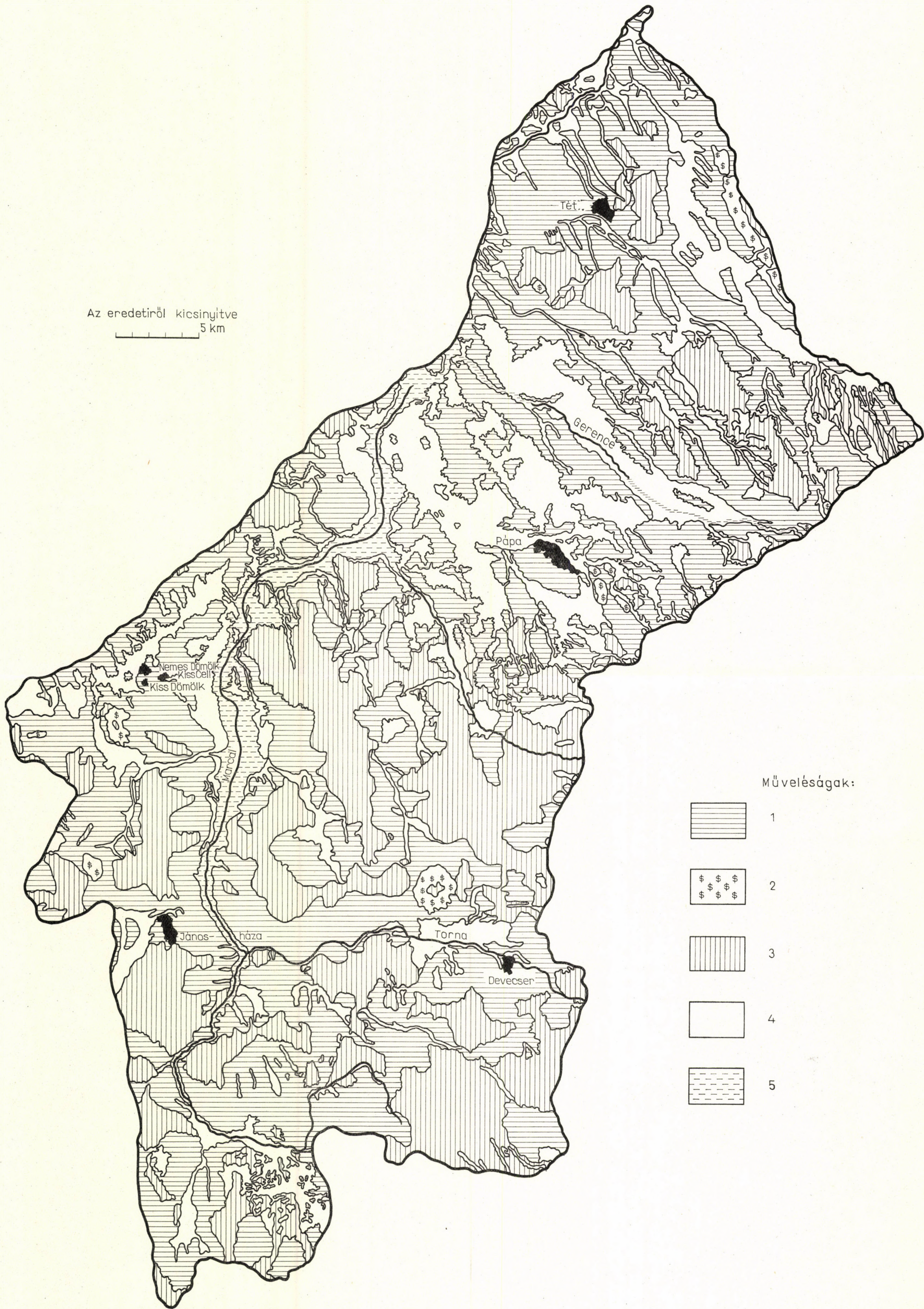
Az erdőirtással művelésbe fogott területek talajai új vegetációs hatás alá kerültek. Az erdőtalajok genetikai bélyegeit a kultúrmezőség talajképző folyamatai, az idő előrehaladtával növekvő mértékben átfedik. Ezek a folyamatok: 1. a humuszképződés minőségének megváltozása (huminsavak mennyisége nő a fulvosavak rovására), 2. a talaj elsavanyodásának, ezzel együtt a kilúgozódásnak a csökkenése, 3. az A szintben a talaj ásványos alkotórészeinek bomlási üteme (agyagosodás) gyengül, 4. mindezek következtében az agyagvándorlás, illetve az esetleges podzolosodás folyamatának csökkenése, vagy megszűnése. Ezek a változások végső soron a talajklíma megváltozására vezethetők vissza. A többnyire egyéves kultúrnövényzet és a talajművelés nyomán a volt erdei gombás jellegű talajmikroflóra átadja a helyet a talajbaktériumoknak, amelyek a lágyszárú növényzet holt szervesanyagából a neutrális kémhatású, uralkodóan huminsav tartalmú humuszt alakítják ki. Ezt a sötét, állékony humuszt a talajlakó állatok lehordják a talajszelvény egész mélységébe. Ilyen módon, valamint a műveléssel fellazított felső talajszintből az infiltráció nyomán mélybe vándorolva, a mezőségi jellegű humusz sok esetben az erdőtalaj felhalmozódási szintjét is átjárja, elfedi.

A szántóföldeknek, a szőlőknek és gyümölcsösöknek a hegységek lejtőire, valamint a magasabb, meredek domboldalakra való kiterjeszkedése megindította a gyorsított talajpusztulás folyamatát. A kiváltó ok közismert: a növényzet által nem védett, sőt fellazított talajfelszín áldozatul esett a víz és a szél pusztításának.

A földművelés eme térhódítása nyomán végbement változások a klímazonális talajokat érték.

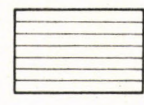
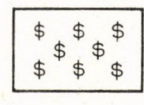
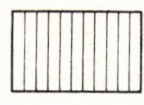
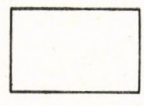
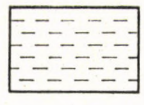
Későbbi történelmi korban az ember a hidromorf talajokat is bevonta talajalakító tevékenységének körébe. Mocsarakat szárított ki, lápokot csapolt le, folyószabályozással csökkentette az árterületeket. A társadalmi fejlődés során így terjeszkedett a földművelés már nemcsak az erdősegek irányába, hanem a mély fekvésű, felszíni, vagy talajvíz uralta területek felé is. Ezzel a terjeszkedéssel az ember ismét új genetikai folyamatsorozatot indított el és terjesztett ki a természetesnél nagyobb területre. A folyamatsorozat tagjai a tőzegek kotusodása, a láptalajok rétiesedése, a réti talajok sztyepesedése. Ismét egy új talajklíma hatására (anaerobból aerob mikrobiológiai biotop létrejötté) történtek meg ezek a genetikai átalakulások és vannak még ma is folyamatban.

A Marcal-medencében mindhárom antropogén talajképző hatás: 1. az erdőtalajok humuszosodása, 2. a domboságok talajpusztulása, 3. a hidromorf talajtípusoknak a vízhatás alól való fokozatos kivonása kiterjedt talajfelszíneken jutott érvényre. Ezek a hatások jórészt már területileg is felmérhetők.



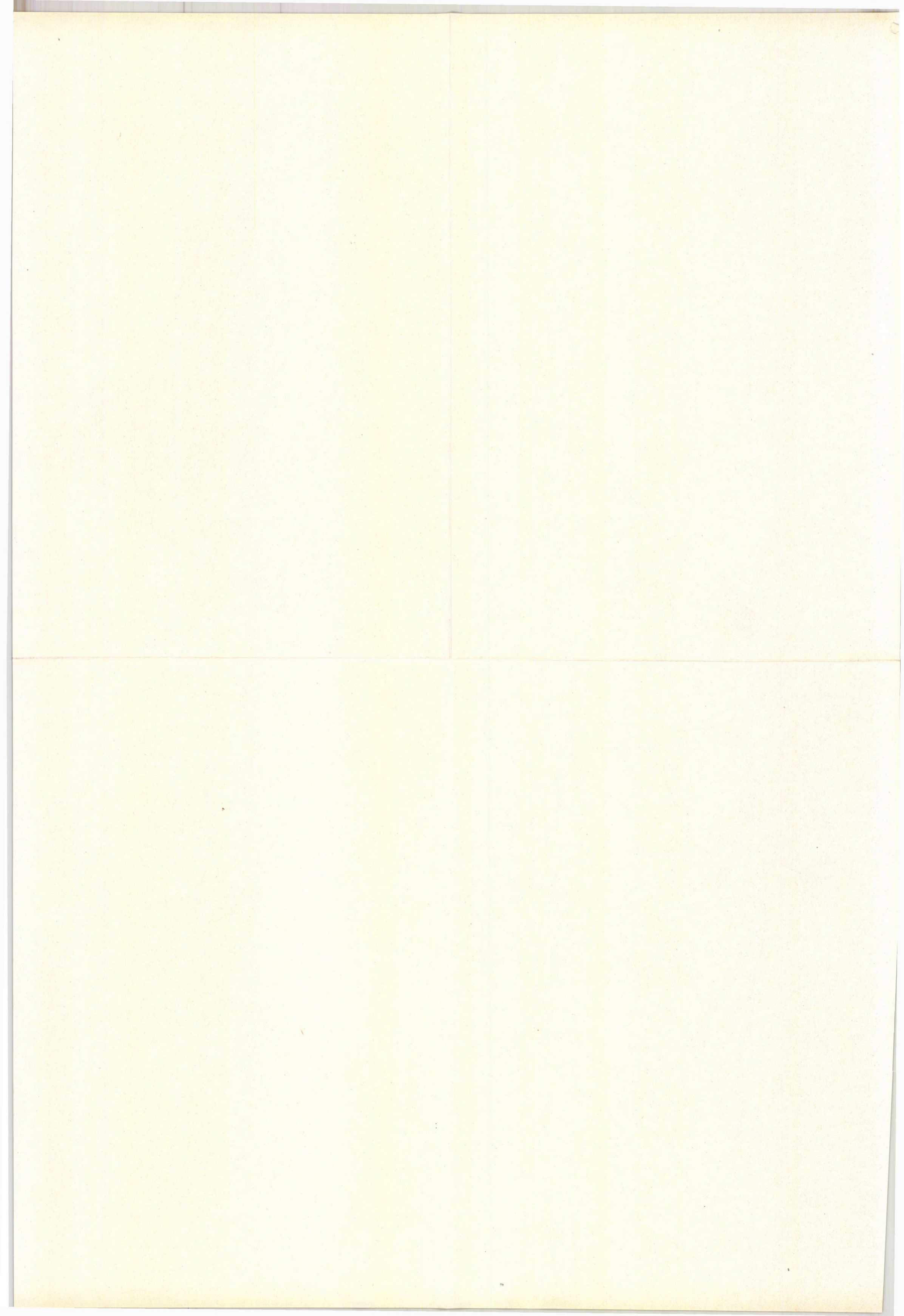
Az eredetiről kicsinyítve
5 km

Műveléságak:

- 1 
- 2 
- 3 
- 4 
- 5 

9. ábra. A Marcal-medence művelésági megoszlása az 1782–1784. évi részletes helyszínrajzi térképeken

1 = szántó; 2 = szőlő; 3 = erdő; 4 = rét, legelő; 5 = vizenyős terület



1. Az erdőirtások talajalakító hatása a Marcal-medencében

A Hadtörténeti Levéltár és Múzeum Térképtárában és a szegedi József Attila Tudományegyetemen Földrajzi Intézetének térképtárában őrzött II. József császár korabeli, különböző méretarányú térképeknek a Marcal-medence területét ábrázoló részét 1 : 100 000 méretarányúra kicsinyítettem és szerkesztettem át (9. ábra). Ha ezt a korabeli művelési ágak területi megoszlását is tartalmazó térképet a lejtőkategória térképen ábrázolt jelenlegi művelési ágak területi megoszlásával összehasonlítjuk, azonnal szembetűnik a nagy különbség.

Jelenleg a Marcal-medence területén az erdők, valamint a rétek és legelők együttes kiterjedése lényegesen kisebb a szántókénál. Ezzel szemben a II. József császár korabeli térképeken a szántók összterülete a legkisebb a művelési ágak között. Összefüggőbb szántók Pápától ÉNy-ra voltak csak. Ezek a területek általában a csernozjom barna erdőtalajok, vagy a réti csernozjomok felszínei.

A két térkép összevetése jól szemlélteti a szántóterületek térhódítását az erdőségek, valamint a rétek és legelők rovására. A rétek és legelők összevont jelzése számunkra nem jelent nehézséget, mert helyszíni ismeretek alapján tudjuk, hogy a Marcal-medencében a száraz legelők aránya a nedves rétekéhez viszonyítva elenyészően csekély volt, %-ban ki sem fejezhető. A II. József korabeli térkép erdőségeinek ismerete hozzásegít bennünket ahhoz, hogy elkülöníthessük az ősi szántóföldi művelés alá vont erdőtalajokat az e térkép elkészülte óta szántóvá tett erdőtalajoktól. Ezáltal a két különböző időben felszántott azonos talajtípuson külön tanulmányozható a talajművelésnek és a növénytermesztésnek a talajképződésre gyakorolt hatása. Ez pedig összehasonlítható a jelenlegi szomszédos erdők talajával. Így három összehasonlítási anyaggal rendelkezünk. A beállott változásokat részleteikben és minden vonatkozásukban tanulmányozni — a vizsgálatok rendkívül hosszadalmas volta miatt — nem lehetett célunk. Helyszíni és laboratóriumi vizsgálataink alapján azonban megállapítható volt, hogy azok a barnaföldek, amelyek már a II. József császár korabeli térképezés idején is szántók voltak, mélyebben elhumuszosodtak azoknál, amelyek azóta váltak szántóvá. Ilyen mélyen elhumuszosodott erdőtalajokat főleg a települések közelében tártunk fel. Ez a tény az emberi tevékenységnek közvetett talajalakító hatására is utal. Nevezetesen a településeknek arra a talajföldrajzi szerepére, hogy kezdetben közvetlen, később tágabb környezetük jól termő talajait vonták szántóföldi művelésbe. Így irtották ki először a települések szomszédságában azokat az erdőket, amelyeknek talajai barnaföldek voltak. Ezek a talajok meszes altalajú, kavicsosnál finomabb frakciójú üledékeken képződtek. A települések közelében csak olyan kisebb erdőfoltok maradtak máig is meg, amelyek kavicsos képződött szubreliktum agyagbemosódásos barna erdőtalajokon települtek. Ezek ugyanis szántóföldi növénytermesztésre a legkevésbé alkalmas talajok. Nagy szelvényeink közül a 7. Dáka jelzésű (GÓCZÁN L. 1966. Függ. p. 63) mélyen humuszos barnaföld szelvénye igazolja teljes mértékben a fent kifejtetteket. Ezt a szelvényt a II. József korabeli térképezésnél régebb óta szántott felszínről vettük. Rajta érzékelhető a legkevésbé 180 éves emberi tevékenység talajalakító hatása.

2. A vízrendezések talajalakító hatása a Marcal-medencében

A II. József császár korabeli térképanyag, az FM Vízirajzi Intézete által szerkesztett „Magyarország vízborította és árvízjárta területei az ármentesítő és lecsapoló munkálatok megkezdése előtt” c. térkép (é. n. 1938), a művelési ágakat, lejtőkategóriákat ábrázoló térkép, valamint a genetikai talajtérkép összehasonlítása területileg elhatárolhatóan tájékoztatott arról a talajkiszáradási folyamatról, amely főleg a század eleji vízrendezések (csatornázások, talajvíz-lecsapolások) nyomán bekövetkezett. Amint már említettük, a hidromorf talajtípus sorozat e munkálatok óta úgy változott meg, hogy a sorozat viszonylag kevesebb talajvízű tagjainak területi kiterjedése megnövekedett a talajvízben bővelkedő talajokkal szemben. Új hidromorf talajtípus alakult ki a lecsapolások nyomán: a telkesített rétláptalaj.

A szemihidromorf talajok közé tartozó sztyepesedő réti talajok nem közvetlenül e vízrendezések hatására jelentek meg. *A sztyepesedési folyamat komplex természeti – antropogén hatásra indult meg alföldjeinken, így a Marcal-medence területén is.* Kiváltásában összejátszott a talajvízszintnek a vízrendezési munkák nyomán bekövetkezett mélyebbre szállása, az erdősztyep zónában történt erdőirtás és ezek következtében az éghajlatnak mezoklimatikus értékű szárazabbá válása. A sztyepesedés a hidromorf talajok területén az ún. kultúrmezőség tipikus kísérő jelensége.

Ugyancsak ide tartozik a tőzegek kotusodási folyamata is, amely a Marcal-völgy középső szakaszán, Adorjánháza szélességében, valamint a táj közvetlen D-i szomszédságában, a vindornyai tőzeglápon figyelhető meg.

Az 1934-ben megjelent hazai szikmonográfia térképén mozaikszerű foltokban, még több helyütt láthatók szikes talajok. Vizsgálataink nem igazolják ezeknek ilyen mértékű előfordulását. Sőt, úgy tűnik, hogy csupán mélyben sós réti talajokkal van dolgunk ezen a tájon. A Na mg·eé %-a sem a borsosgyőri, sem a marcaltői szelvény S értékében nem haladja meg a szikes talaj minősítése szempontjából kritikus értéket. Pedig a marcaltői szelvényt jellegzetes semlyékben vettük fel. Ha elfogadjuk a szóban forgó szikmonográfia térképadatait, elképzelhető, hogy a szikes foltok eltűnését a talajvíztükör mélyebbre szállásával együttjáró sófelhalmozódási horizontnak a mélyebb szintekbe való áthelyeződése vonta maga után. E kérdés megoldása nincs kellő számú helyszíni és laboratóriumi vizsgálattal alátámasztva. Más volt a szikesség kritériuma az akkori térképezés idején, mint ma. Még valószínűbb, hogy az akkori helyszíni felvételek nem voltak elég körültekintőek. Ezért kerültek szikes foltok a SAJÓ – TRUMMER-féle szikmonográfia térképére (1934. 13. ábra). Mindez még tisztázatlan kérdés.

A vízrendezési munkálatoknak igen jelentős következménye az, hogy *az öntéstalajok szinte teljesen eltűntek* a Marcal-medence területéről. Öntés jellegű réti talajok utalnak arra, hogy a völgyek árterein a vízfolyások csatornába terelése előtt öntéstalajok képződtek. A vízfolyások szabályozásának ezt a következményét a 19. ábrán az öntés jellegű réti talajok elterjedése szemlélteti.

3. Szakszerűtlen földművelés — gyorsított talajpusztulás

A Marcal-medence gyenge reliefenergiájú táj. A lejtős területek aránya a sík felszínéhez viszonyítva egészen elenyésző. Az 5%-os és ennél meredekebb lejtőjű felszínnek nem is jellemzői az alföldeknek. Tájunknak is csak a peremén található összefüggő, erősebben lejtő felszín.

Ez az oka annak, hogy a talajpusztulás jelensége a Marcal-medencében mind területi kiterjedését, mind az erózió mértékét érintve jelentéktelen. Ezt szemlélteti talajeróziós térképünk (20. ábra).

Az eróziós térkép adatainak a II. József császár korabeli felvételekkel (9. ábra), illetve a jelenlegi művelési ágakat feltüntető lejtőkategória térképekkel való összevetése azt bizonyította, hogy a táj erodált talajfelszínei az elmúlt 180 év óta képződtek. Erodált területek általában az agyagbemosódásos barna erdőtalajok lejtői, a futóhomok borította dombhátak, valamint a keskeny dombok gerincei. Ha a talajpusztulás cementált kavicsréteggel védett dombhát lejtőjén következett be, még hosszú lejtő esetén is megmaradt a vörös B szint. Ahol viszont pannóniai homokos agyag, vagy annak áthordott lejtős, szoliflukciós, rétegzett anyaga a felépítő kőzet, ott általában már lepusztult az agyagbemosódásos barna erdőtalaj teljes szelvénye és helyette karbonátmaradványos barna erdőtalaj képződött.

Általánosan megállapítható, hogy a táj erodált talajfelszínein mind a szántás, mind a kapálás még ma is a lejtő irányában történik. Némely helyen, ahol régi állami mintagazdaságok vannak, mint pl. Lovászpata és Gic-Hathalom határában, már régóta alkalmazzák a szintvonalak irányában való talajművelést. Minden bizonnyal ez is oka annak, hogy ezekben a gazdaságokban a területi átlagoknál magasabbak a termésátlagok. Bakonyszűcs É-i határában egy kukoricásban azonban még 1965-ben is megfigyelhető volt olyan mély barázdás pusztulásforma, amely egyszeri szántással már nem tüntethető el. A talajt itt a lejtő irányában művelték.

A talajpusztulásnak a művelés okozta növekvő mértékét ma kormányzati szinten igyekeznek csökkenteni és a pusztulást megállítani. Ebben a vonatkozásban előrelépést jelent a talajpusztulás felmérése, a helyes talajműveléssel kezdődő, a talajjavításon keresztül vezető talajvédelem tervezése és megszervezése, amelyhez munkánk utolsó fejezetében — vizsgálatainkból lezűrhető lehetőségek alapján — adatokat fogunk szolgáltatni. A Marcal-medence területén felmerülő talajvédelmi feladatok aránylag kis területen várnak megoldásra.

4. A település- és közlekedéshálózat, valamint a talajtakaró közötti kapcsolatok

Ezt a kérdést az eddigi tárgyalási mód szerint úgy kellene felvetnünk, hogy milyen hatást gyakorolt a talajokra a táj település- és közlekedéshálózata. A kérdésnek ez esetben azonban csak úgy van értelme, ha kölcsönhatást próbálunk kimutatni talajok, valamint települések és közlekedéshálózat között, mert a talajhatás lényegesen jelentősebb az utóbbiakra, mint viszont.

A településhálózat egyfajta talajalakító hatására fentebb már rámutattunk, amikor megállapítottuk, hogy a települések közelében kezdtek először az erdőirtást s csak későbbi időkben terjesztették azt ki távolabbi terüle-

tekre. Itt viszont rögtön jelentkezik a talaj települést befolyásoló hatása. Az ti., hogy a települések sűrűsége gazdaságföldrajzi tényezőkön kívül többek között attól is függ, hogy milyen minőségű talaj áll a mezőgazdasági lakosság rendelkezésére. Persze a talajon kívül egyéb természetföldrajzi tényezők is befolyásolják a települések létrejöttét és sűrűségét. A talajok minőségének hatása tükröződik pl. abban, hogy a kavicsos képződött agyagbemosódásos barna erdőtalajjal fedett Kemenesalja településhálózata ritkább, mint a Pápai-síkság réti csernozjom területe. Itt persze Pápa város vonzása is számít, de a város körül a réti csernozjom területein is sűrűbbek a falvak, mint az agyagbemosódásos barna erdőtalajokon. Ugyanez figyelhető meg a Torna völgye mentén is, ahol a táj keleti felének erdőtalajain ugyancsak ritkábbak a községek, mint a patak réti talajjal borított alsó szakasza vidékén. Apácatorna és a szomszéd falvak gyakran alig 2 km távolságra vannak egymástól. A települések sűrűségének gazdaságföldrajzi és egyéb, természetföldrajzi okaira itt nem térünk ki.

A közlekedéshálózat kialakulása, sűrűsége és a talajtakaró között kimutatható kapcsolat még egyoldalúbb. Mert igaz ugyan, hogy ahol sűrűbben kiépített úthálózat van, ott a talajok alakulásába intenzívebben avatkozik be az ember, azonban előbb hatnak a talajok a közlekedéshálózatra azzal, hogy a jól termő talajok vonzzák az embert, a települést, helyi úthálózatot, amelyen a talaj termelési célból megközelíthető.

A Marcal-medence igen sűrű közúthálózattal rendelkezik. Kétségtelen, hogy ebben nagy szerepe van kedvező talajviszonyainak is. Az Ós-Zala széles kemenesaljai kavicsteraszt rövidebb közúthálózat szeli át, mint pl. hasonló nagyságú területet a táj középső részén.

Az utak építésének a helyét sokkal inkább geomorfológiai viszonyok szabták meg, mint a talajok. A talaj mindössze annyiban játszott szerepet az út kijelölésénél, amennyiben a geomorfológiai adottságok azt megszabták. Pl. a Marcal-völgyben a láptalajon nem vezet végig út, hanem a völgy peremét kíséri a magas felszínen. Hosszan elnyúló völgyek és köztük levő dombságok esetében a völgyvállak, vagy teraszok az utak hordozói, nem a dombtetők, sem a völgytalpak. Jó példa erre a Sokorói-Bakony-ér és az egyik pannonhalmi dombvonulat között vezető Lovászpátona—Kajárpéc útvonal. Itt sem a talaj, hanem a domborzat határozta meg az út helyét.

Más kérdés a táblák közötti dűlútak helye. Itt a birtokviszonyok mellett néhol a talaj útkijelölő tényezővé vált. Természetesen olyan összefüggés is van, hogy az egyes birtokok határát is megszabhatták többek között a különböző talajok. Ennek kiderítése azonban kifejezetten történeti-mezőgazdasági földrajzi feladat.

A talaj, ill. a település- és közlekedéshálózat egymásra gyakorolt hatásának, a közöttük meglévő kapcsolatoknak a részletes feltárása mindenképp a település- és közlekedésföldrajz feladata. A talajok kialakulására és elterjedésére ezeknek ugyanis olyan jelentéktelen a befolyásuk, hogy a talajföldrajzi kutatások lényeges feladatainak megoldásától venné el az időt ezeknek a problémáknak kifejezetten gazdaságföldrajzi jellegű tanulmányozása.

*

Középtáj nagyságrendű terület ilyen jellegű feldolgozásában járatlan úton haladtam. A talajképző tényezők és a talajképződés kapcsolatainak a leírása ezért módszertani kísérleti céllal is készült.

II. A Marcal-medence talajai

A táj talajainak a feldolgozása a következő lépésekben történt: 1. helyszíni felvételek, 2. laboratóriumi vizsgálatok és azok értékelése, 3. az ezek alapján megállapított genetikai talajtípusok jellemzése, 4. a talajképző tényezők helyszíni ismeretei, valamint a térképezési célból mélyített számos talajfúrás segítségével megszerkesztett genetikai talajtérkép és az ehhez szükséges magyarázó elkészítése.

Felvételre került 39, a talajképző kőzetet is feltáró talajszelvény. Az ezekből begyűjtött 190 talajmintát vettük laboratóriumi vizsgálat alá.

A 190 mintán elvégeztük az alapvizsgálatokat (vizes és normál káliumkloridos pH; hidrolitos és kieserélődési savanyúság, CaCO_3 SCHEIBLER szerint; higroszkóposság KURON—SIK szerint; kötöttség ARANY szerint; humusz% TYURIN szerint). 49 mintán végeztünk mechanikai analízist pipettás módszerrel. 37 minta kicserélhető kationjait és T-értékét határoztuk meg MEHLICH-módszerrel. 48 minta összes-só vizsgálatát végeztük el a KAZÓ B. által módosított DI GLÉRIA-féle tranzisztoros összes-só meghatározó készülékkel. Pasteur—Chamberlain-szűrőn keresztül nyert vizes kivonat elemzése 43 db mintán készült el. 2 mm \varnothing -re szitált talajból 10 mintának, a leválasztott agyag frakcióból pedig 27 mintának végeztük el a teljes kémiai elemzését. 14 minta nátriumhidroxidos humuszkivonatának HOCK-féle tg α értékét állapítottuk meg Pulfrich-fotométerrel. 10 talajminta vékonyesizolatának mikromorfológiai vizsgálatát végezte el részemre RÓZSAVÖLGYI J. petrográfus. A talajok vízgazdálkodási sajátosságainak jellemzésére a begyűjtött hengeres mintákon, a fajsúly és a térfogat ismeretében, a talaj maximális kapilláris és minimális vízkapacitását határoztuk meg KLIMES-SZMK módszere alapján. A felsorolt vizsgálatok módszereit a „Talaj- és trágyavizsgálati módszerek” c. könyv tartalmazza (szerk. BALLENEGGER R. 1962).

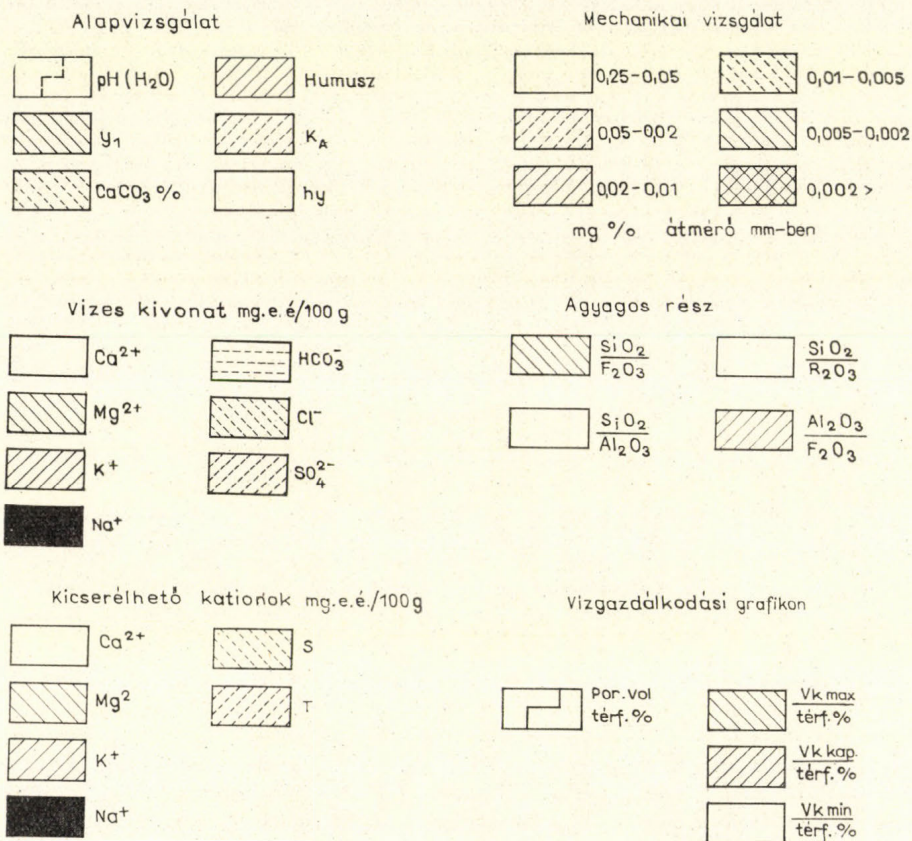
A talajtérkép megszerkesztéséhez a 39 alapszelvényen, valamint az általam mélyített többszáz talajfúráson kívül felhasználtam a KREYBIG-féle, valamint a GÉCZY-féle $M = 1 : 25\ 000$ talajtérképezés vonatkozó anyagát, a jegyzőkönyvekkel együtt, továbbá a MÁFI $1 : 25\ 000$ talajvízkataszter térképeinek a Marcal-medence területére eső adattömegét.

1. Agyagbemosódásos barna erdőtalaj

A táj reliktum periglaciális kavicsfelszíneit, továbbá a környezetéből csak enyhén kiemelkedő, erózióknak emiatt kevésbé kitétt, s egyúttal kötöttsége révén a denudációval szemben ellenálló, vályogosodott agyagból felépült felszíneit borítja ez a talajtípus. Az erdőtalajok közül ez itt a legelterjedtebb. A genetikai megismerés céljából ásott kutatógödrökben felvett 39 talajszelvény közül 9, a meglevő 44 feltárásban felvett talajszelvény közül 24, a térképezést célzó 129 talajfúrás közül 41, a jegyzőkönyvben összesen leírt 212 szelvény közül tehát 74 volt agyagbemosódásos barna erdőtalaj.

Ezeknek a felvett szelvényeknek és a begyűjtött talajminták laboratóriumi vizsgálatainak (10. ábra) alapján a Marcal-medence agyagbemosódásos barna erdőtalajait a következőképpen jellemezhetjük:

Erdővegetáció alatt az A_1 szint 10–15 cm vastag moder (W. L. KUBIENA 1953, p. 45–46) típusú, szárazon sötétszürke (10 YR 4/1), nedvesen feketés-szürke (10 YR 2/2) színű laza humuszos réteg (GÓCZÁN L. 1966. Füg. p. 51, 15. szelvény). Hangsúlyoznunk kell azonban, hogy a tájban nem ez a területileg jellemző felső szint, hanem a szántóföldi művelés alatt álló agyagbemosódásos barna erdőtalaj A_{sz} szintje. Ez pedig szárazon már a felszínen is erősen fakó, világosbarnás szürke, világos sárgásbarna (10 YR 6/2, 6/3, 6/4), nedvesen viszont sötétszürkés barna, sötétbarna (10 YR 4/2, 4/3) színű, a szántás hatására poros, rögös szerkezetű, tömött vályog, vagy homokos vályog, illetve laza vályogos homok (i. m. Füg. p. 48–53; 4., 5., 11., 17., 27., 32., 36. sz. szelvény). A szántott réteg vastagsága 15–20 cm. A Ny-i szomszéd kistáj, a Kemeneshát megfelelő talajtípusa ezeknél már kifakultabb, egészen fehéres, sárgásszürke, 2,5 Y 8/2 színű. Nedvesen meg egyezik a Marcal-medencebeliek színével.



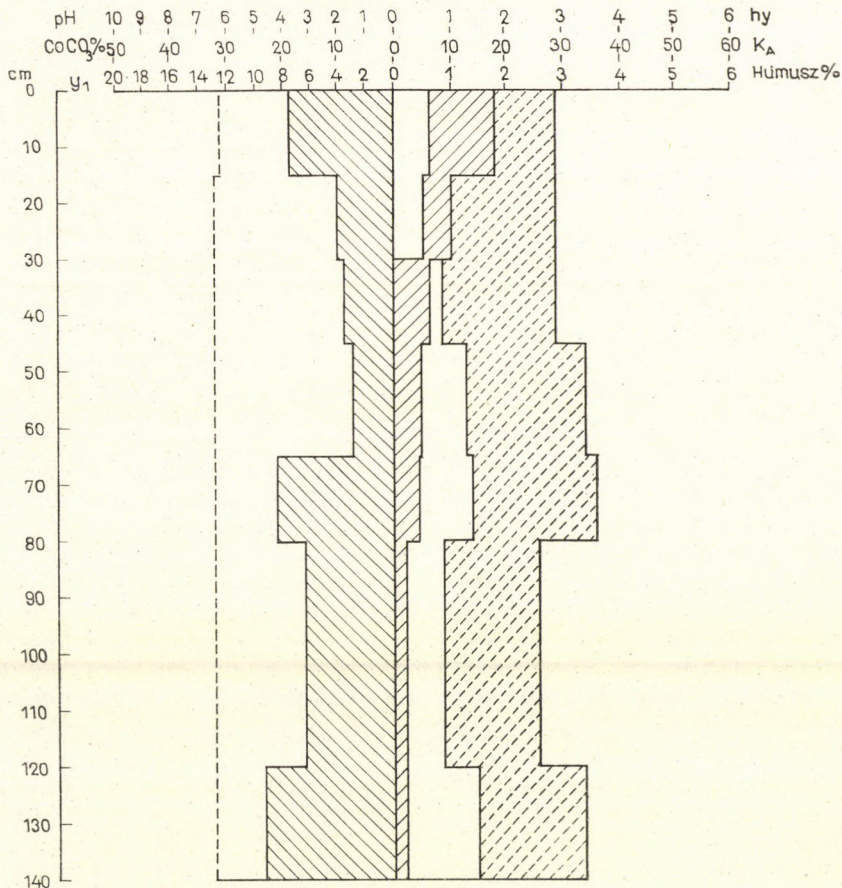
A 10–17. ábra (99–156. old.) összefoglaló jelkulesa és magyarázata

Az A_3 szint, a kilúgozódás, illetve az agyagkimosódás szintje morfológiai-
lag is igen jellemző a szóban forgó talajtípusra. Erdő alatti szelvényben
színe szárazon igen halványbarna (10 YR 7/3), nedvesen barna (10 YR 5/3).
Szántóföldön, ép szelvény esetében, ennek a szintnek a színét nedves álla-
potban mindig sötétszürkés barnának (10 YR 4/2) találtuk. (Megjegyzendő,
hogy nem a szín elnevezése a fontos ez esetben, hanem a Munsell-skála közölt
betű- és számjelzése, mivel az a szubjektív érzékelést és elnevezést lehető-
ség szerint kizárja és így a szín reprodukálható, vele ilyen módon a talajok
jellemezhetőek is.)

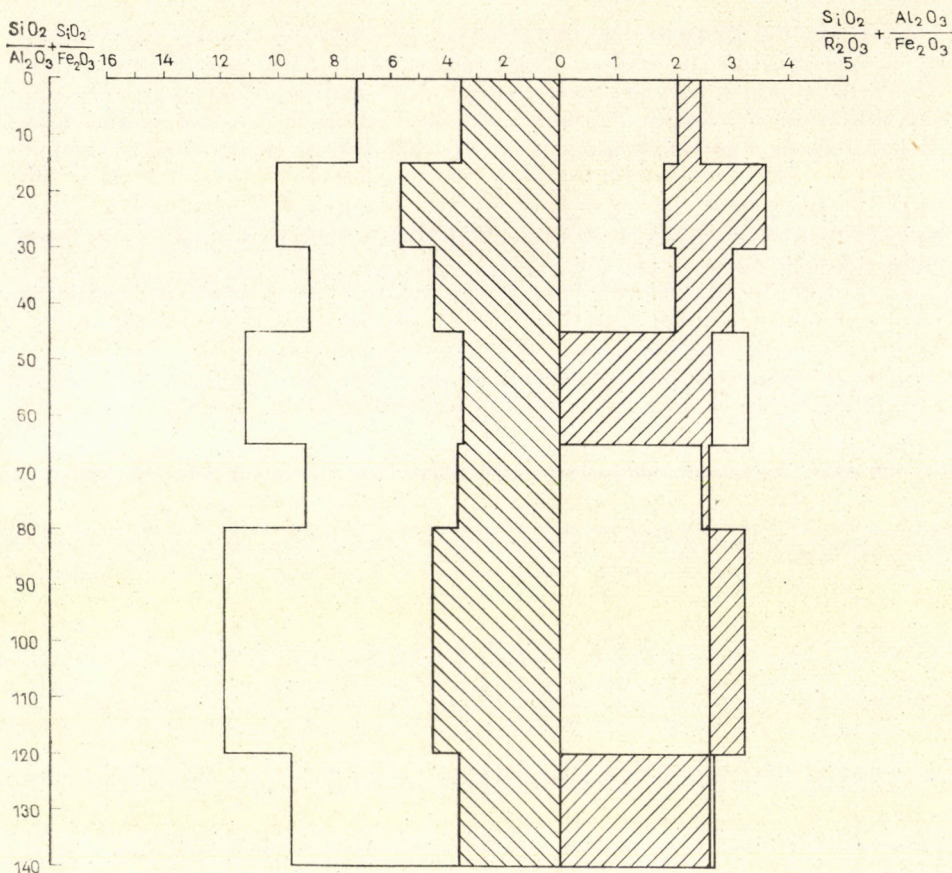
A szántóföldi művelés alá vont agyagbemosódásos barna erdőtalajok ép
szelvényeinek A_3 szintje általában tömött, lemezes, vagy leveles szerkezetű.
Az eketalp réteg is általánosan jellemző erre a szintre.

Szántott talaj esetében még szemmel alig észrevehető lejtésű sík felszínen
is megállapítható a humuszos felső szintek pusztulása, az A_3 szint hiánya

10. ábra. Agyagbemosódásos barna erdőtalajok vizsgálati adatai (99—115. old.)



10. ábra. I. szelvény. Kemieneshát. Alapvizsgálatok



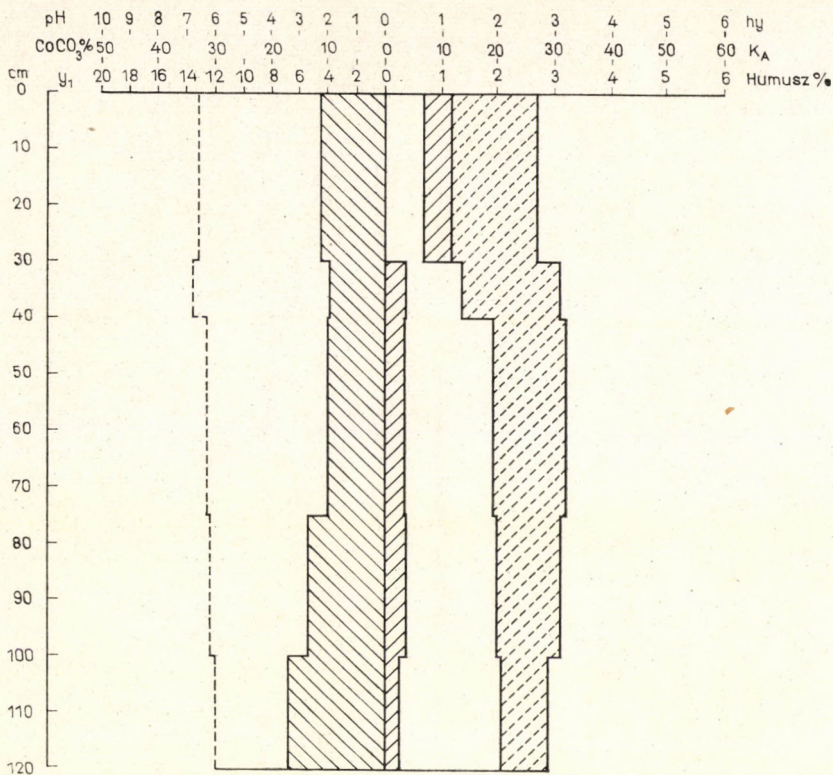
10. ábra. 1. szelvény. Kemencshát. Agyagos rész kémiai elemzése

révén. Gondosan kiválasztott, horizontális fekvésű síkon felvett 9 szelvény közül kettőnek hiányzott az agyagkimosódási szintje. Az erózió miatt a művelés során A_{sz} réteggé alakult. Ebben az esetben sorolom a típust a gyengén erodált változat kategóriájába (4. és 5. szelvény, GÓCZÁN L. 1966. Függ. p. 48–49).

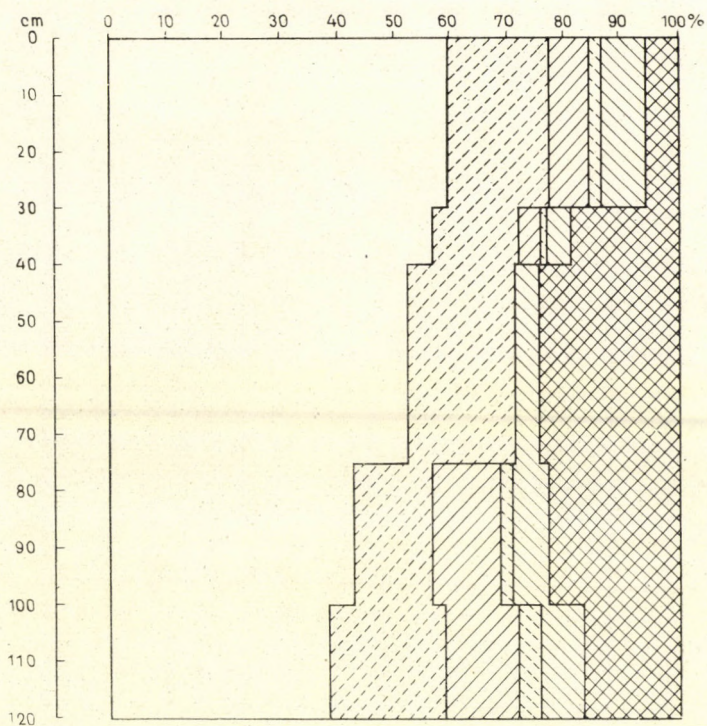
Az A_3 szint vastagsága különböző. Általában 15–25 cm, de ha periglaciális tundrzsákba mélyül a talajszelvény, fél métert is meghaladhat vastagsága. Tekintettel arra, hogy pleisztocén periglaciális reliktum felszíneket fed be a tárgyalt talaj, ez az utóbbi horizont vastagság is jellemző a típusra.

A felhalmozódási, agyagbemosódási szint felé az átmenet általában fokozatos. A szín (vöröses-barnuló) változásában és új (apró, sokszögű) talajszerkezet megjelenésében nyilvánul meg. Ennek az átmeneti (AB) szintnek a vastagsága 10 cm.

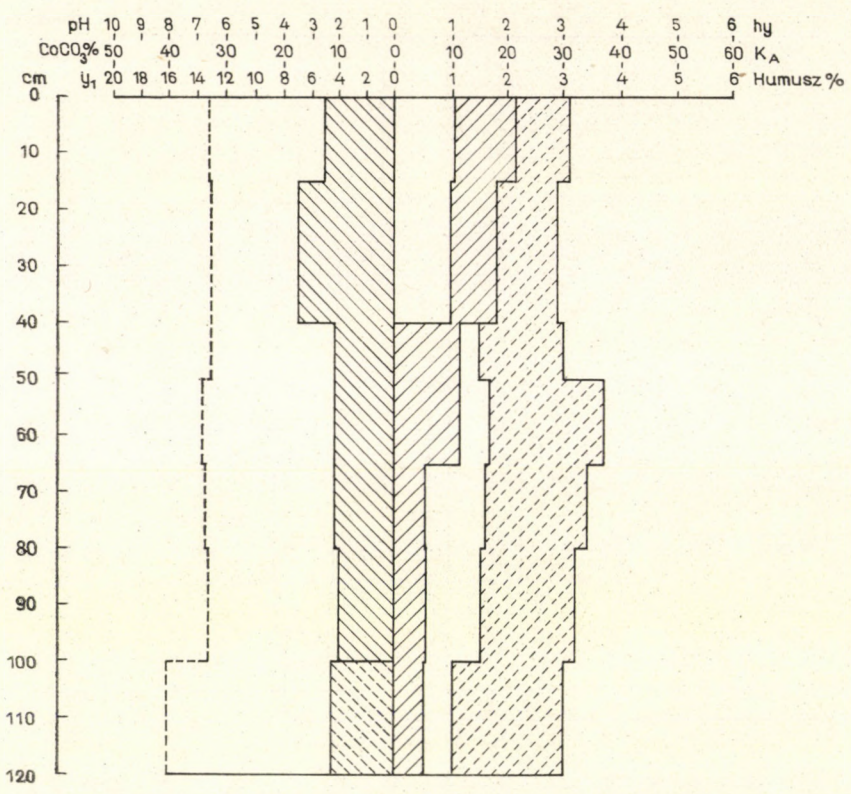
Az agyagbemosódás szintje rendszerint 2 részre tagolható. A B_1 szint mindenekelőtt színével tűnik fel. A reliktum kavicsos felszíneken kialakult talajok színe intenzívebben sötétvörös, mint a talajfagy jelenségekkel át



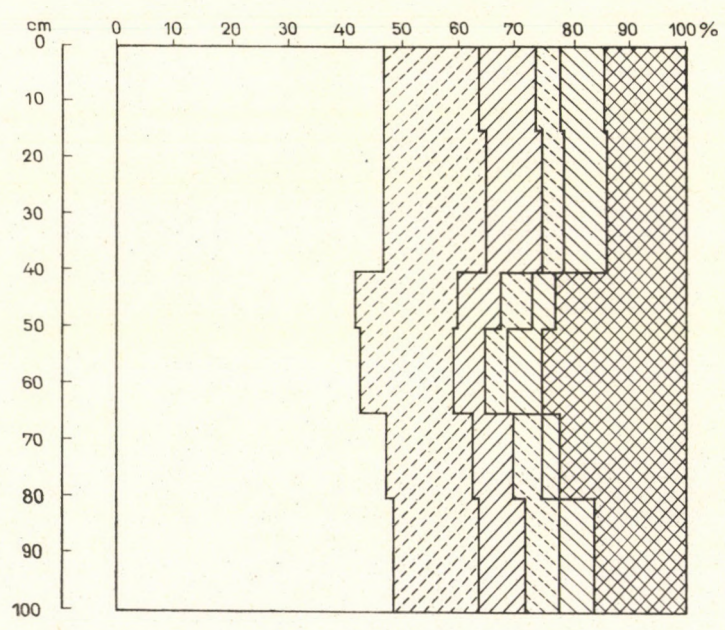
10. ábra. 27. szelvény. Somlószőllős. Alapvizsgálatok



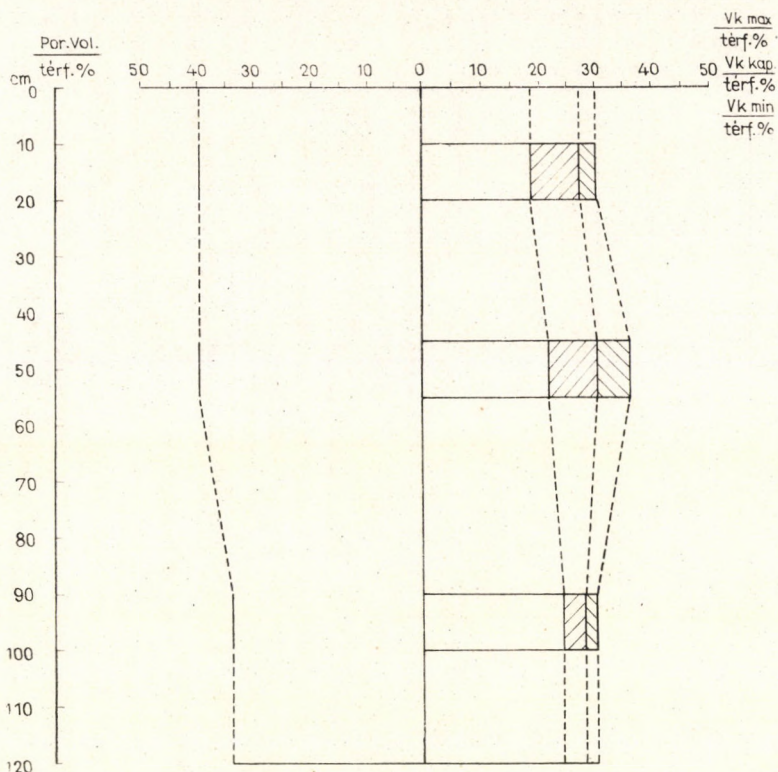
10. ábra. 27. szelvény. Somlószőllős. Mechanikai elemzés



10. ábra. 32. szelvény. Alsóság. Alapvizsgálatok



10. ábra. 32. szelvény. Alsóság. Mechanikai elemzés

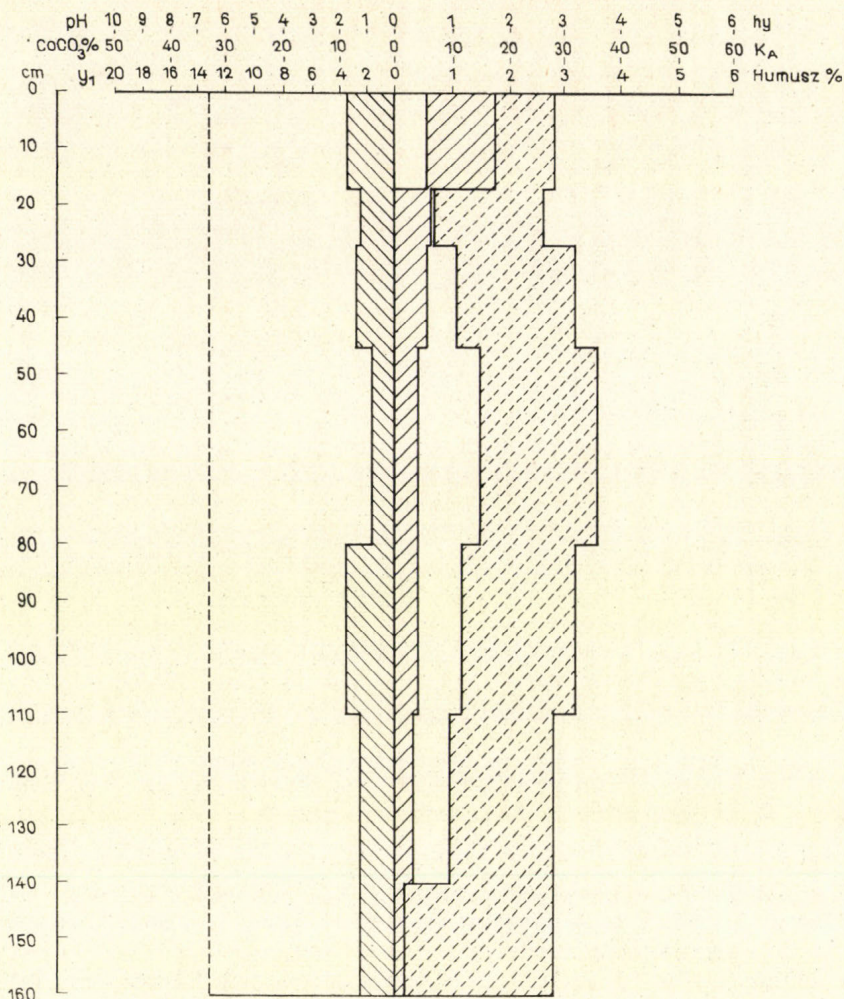


10. ábra. 32. szelvény. Alsóság. Vízgazdálkodási adatok

nem járt felszíneken keletkezett talajoké. Az előbbieké 5 YR 4/4–4/6, az utóbbiaké 7,5 YR 4/6. A B_1 szint szerkezete aprón poliéderes, ritkábban diós (i. m. Függ. p. 53, 36. szelvény). Erdő alatt kifejlődött szintben hasábos (i. m. Függ. p. 51, 15. szelvény). A szerkezeti elemek felszínén jól kifejlődött agyaghártyák gyakran sötétebb és intenzívebb vörös (2,5 YR 3/6) színűek. Ebben az esetben, ha a szerkezeti elemet szétdörzsöljük, világosabb árnyalatú szint kapunk. Ez jellemző is a kolloid frakcióban gazdagabb talaj B_1 szintjére. Nedvesen még homokos fizikai talajféleség esetén is tapadás a talaj, ami az agyag jelenlétének bizonyítéka.

A felhalmozódási, azaz ennél a típusnál az agyagbemosódási szint alsó része a B_2 horizont. A B_1 -nél világosabb árnyalatú (7,5 YR 5/5), kevésbé szerkezetes. A szerkezeti elemek sok esetben már alig alakultak ki, vagy hiányoznak is. Tömődöttsége is kisebb mértékű, mint a B_1 -é. A gyengén kifejtett szerkezeti elemeken az agyaghártya illetve a vashártya bevonat kevésbé kifejezett.

Az eddig leírt esetekben a B_1 és B_2 szint általában erősen kavicsos réteg. 30–50% kavicsstartalmú, gyakran kifejezett kavicsréteg, kevés apróbb szemű, laza üledékes anyaggal. Ha az agyagbemosódási szint nem kifejezett periglaciális reliktum kavicsos felszínén, hanem finomszemű laza üledéken fejlődik ki, a Marcal-medencében ilyen esetben nem alakul ki kettős B szint,



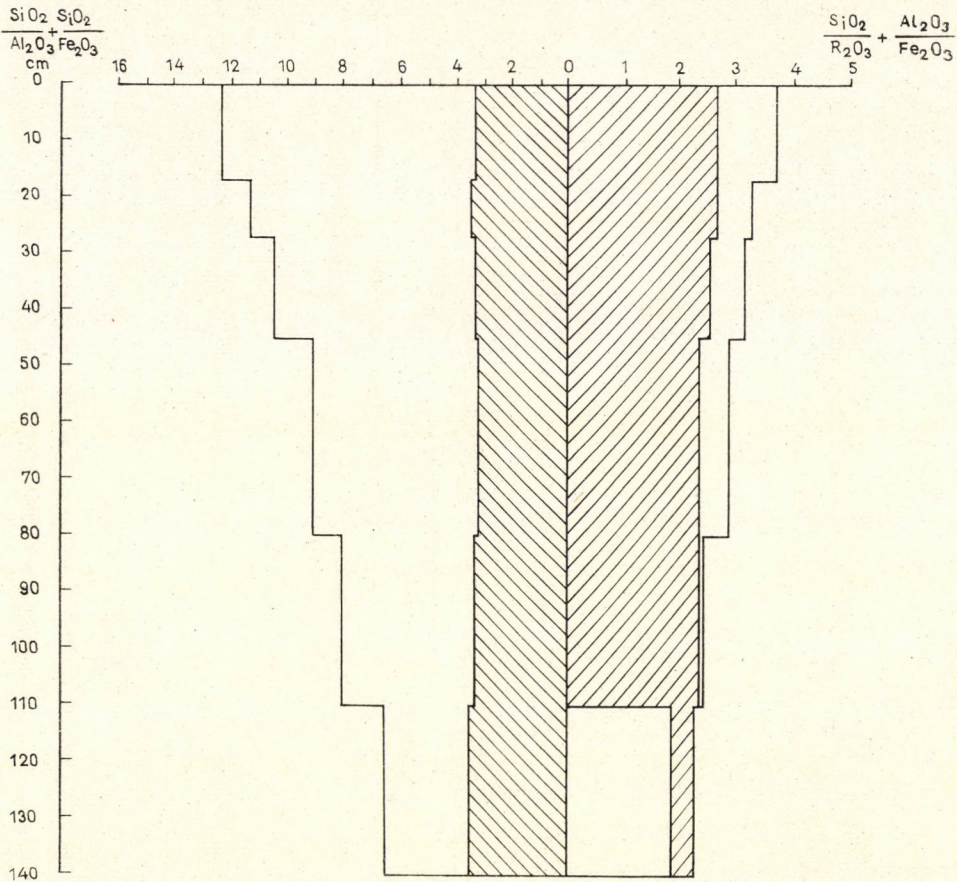
10. ábra. 4. szelvény. Iszkáz. Alapvizsgálatok

hanem csak egy egységes illuviális horizont, amelynek a színe sem vörös, hanem sötét sárgásbarna (10 YR 4/4) (27. sz. szelvény, i. m. Füg. p. 46).

Az agyagbemosódási szint lefelé fokozatos átmenettel találkozunk az anyakőzettel. Ezt az átmenetet ismét külön szintként, a BC átmeneti horizontként különítjük el a szelvényben. Ez szerkezet nélküli, tarka, gyakran még biológiailag is kevert vékony réteg, amely meszes anyakőzet esetén a 10%-os HCl-val leceppentve már gyengén pezseg is.

A táj agyagbemosódásos barna erdőtalajaiban eddig a szintig jellemző a szelvény gyökérjáratokban való gazdagsága, és a biológiai aktivitás nyomait őrző számos gilisztajarat is.

A talajszelvény legalsó szintje az anyakőzet, vagy C szint. A Marcalmedence agyagbemosódásos barna erdőtalajainak anyakőzete karbonátos,

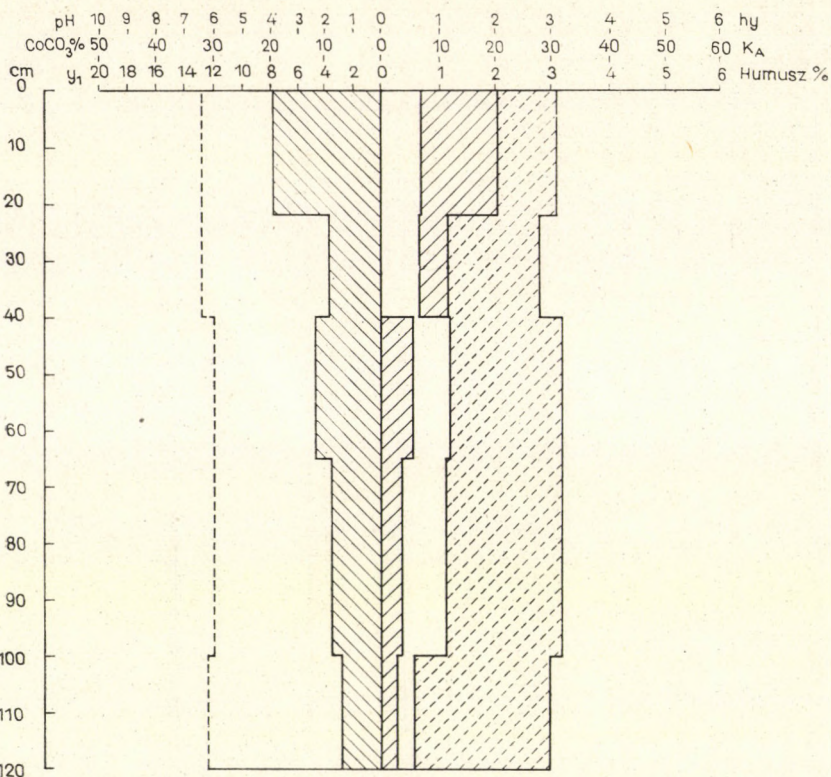


10. ábra. 4. szelvény. Iszkáz. Agyagos rész kémiai elemzése

vagy karbonátmentes. Területileg az első csaknem kizárólagos. Karbonátmentes C szint mindössze Nyirád és Devecser környékén fordul elő, vastag karbonátmentes kavicschordalék formájában. A karbonátos C szint kezdeti 10–15 cm vastag rétegében CaCO_3 feldúsulást mutat az eredeti üledék mésztartalmához viszonyítva. Legtöbb esetben még színe is sárgásbarna, jeléül az ide is lemosódó vasoxidnak. Ez a jelenség a vasmozgás intenzív voltára és hosszú idő óta tartó folyamatára utal (27., 4., 5., 11. szelvény, i. m. Függ. p. 46–50).

Gyakori az a jelenség is, hogy az átmeneti BC szint alatt azonnal a világoszürkés, olivzöld pannóniai meszes agyag, vagy meszes lösziszap tárul fel. Ilyen esetben a BC szintben egy keskeny barna csík látható, amelyhez hasonlót STEFANOVITS P. (1963a, p. 155) béta horizontként említ.

Nagy feltárások falán készített talajszelvények esetében az anyaközet alatt D szintet is elkülöníthetünk, amely az ún. ágyazati kőzet. Ilyen feltárás van Jánosházától Ny-ra, a Kemeneshát peremén, éppen tájunk



10. ábra. 5. szelvény. Vid. Alapvizsgálatok

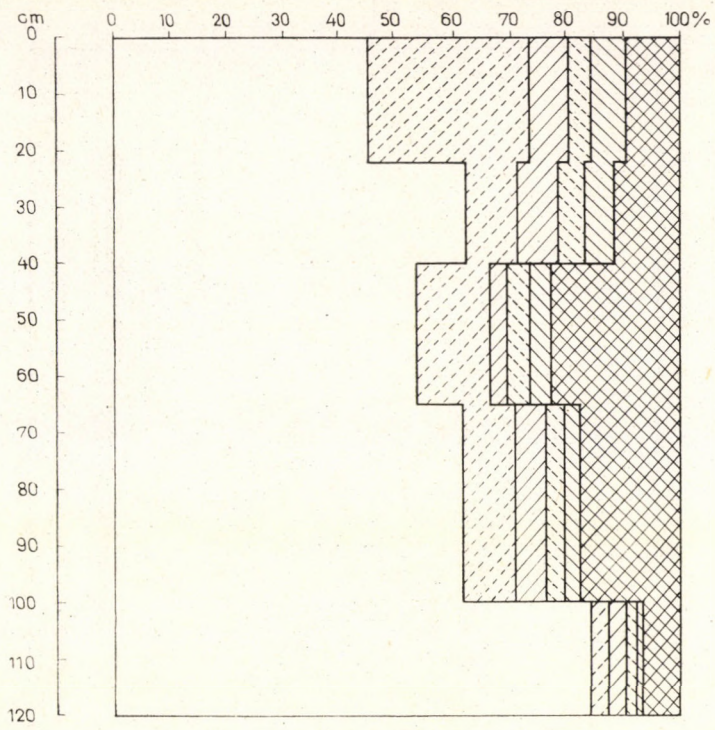
határán, ahol a C szintet jelentő glaciális kori vályogosodott lösz alatt a felsőpliocén kereszttrétegzett homok fekszik. Ez az üledék a talajképződésben természetesen már nem vesz részt.

A Marcal-medence agyagbemosódásos barna erdőtalajainak morfológiai szelvényfelépítését a fentiekben általánosítva áttekintettem. Összefoglalva megállapítható, hogy zömében kavicsüledéken kialakult, szántóföldi művelésbe vont talajszelvények alkotják ezt a talajtípust.

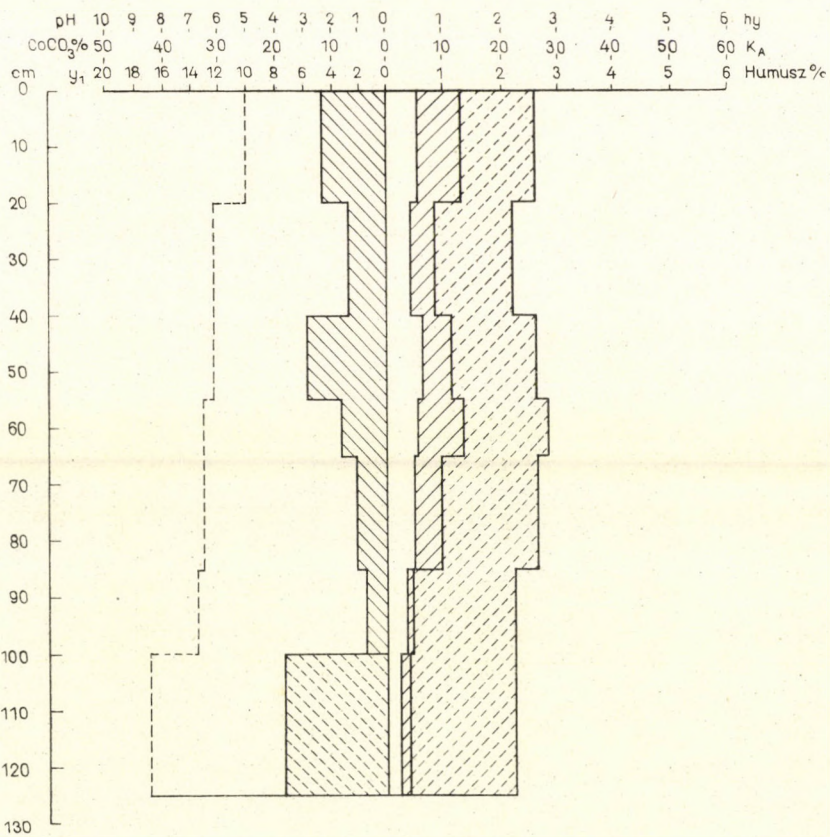
Példaként közlöm egy agyagbemosódásos barna erdőtalaj szelvényének morfológiai leírását:

Tétszentkút

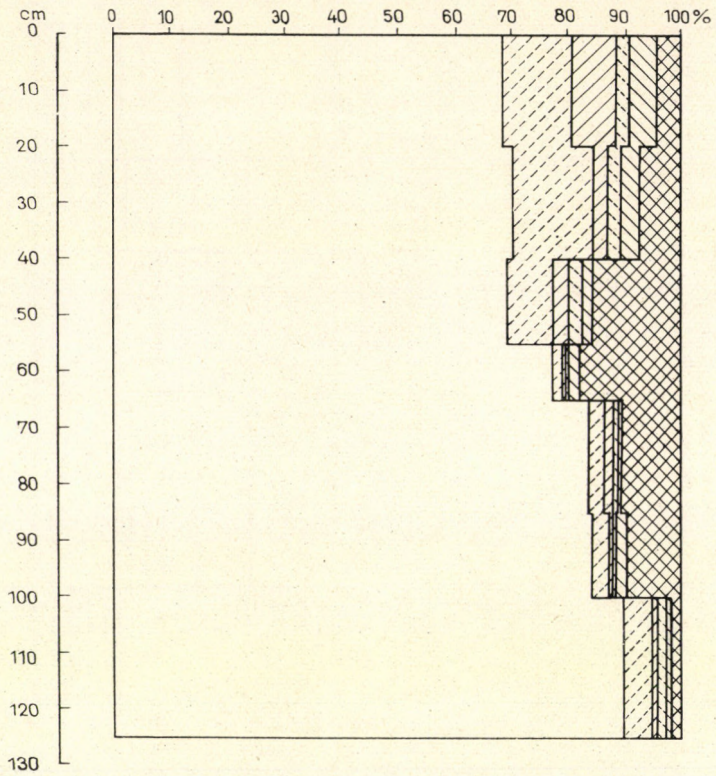
- A_{sz} 0—15 cm Világosszürkés barna, szárazon erősen fakuló, 10 YR 6/2, nedvesen 10 YR 4/3, laza, vályogos homok, kevés kavicsal (5%). Szerkezet nélküli. pH 6,2. CaCO₃—.
- A₃ 15—30 cm Erősen szürkésbarna, 10 YR 4/2, gyengén tarka, vályogos homok. A vöröses színárnyalat a mélységgel növekszik. Szerkezete: tömött, leveles. A szint alsó 8 cm-e ujjnyi vastag fodrokkal tarkítva mutat átmenetet a B₁ szint felé. CaCO₃—.
- B₁ 30—50 cm Barnászvörös, 5 YR 4/6, tapadós, agyagos homok. Alapszíne eldörzsölésre nem változik. Gilisztajaratok mentén kevés barna bekeverés. Tömött szerkezetű. pH 5,6.



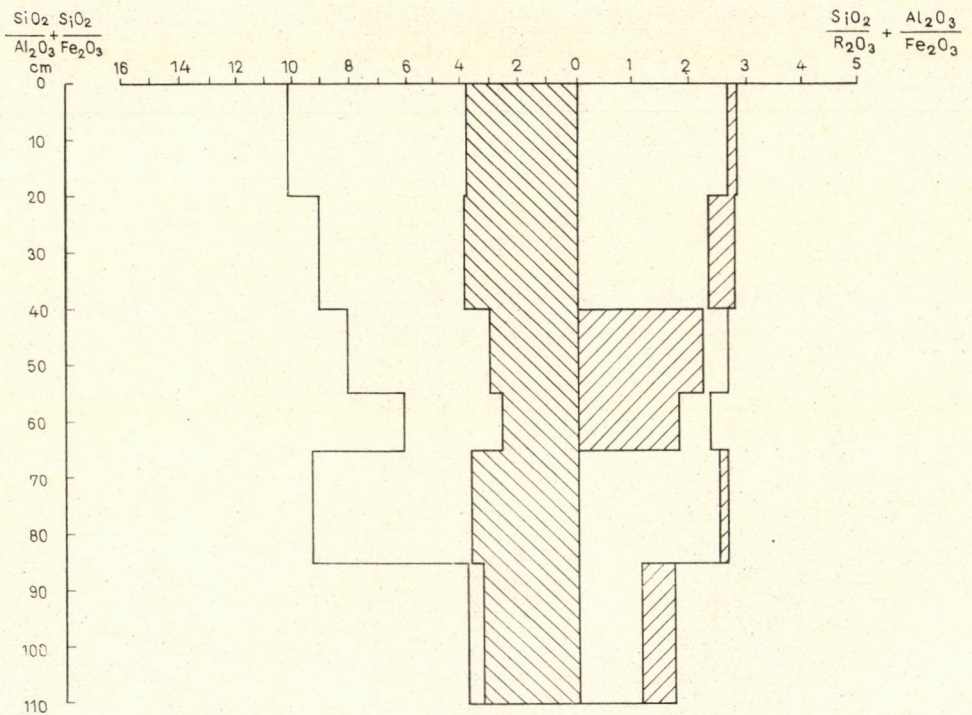
10. ábra. 5. szelvény. Vid. Mechanikai elemzés



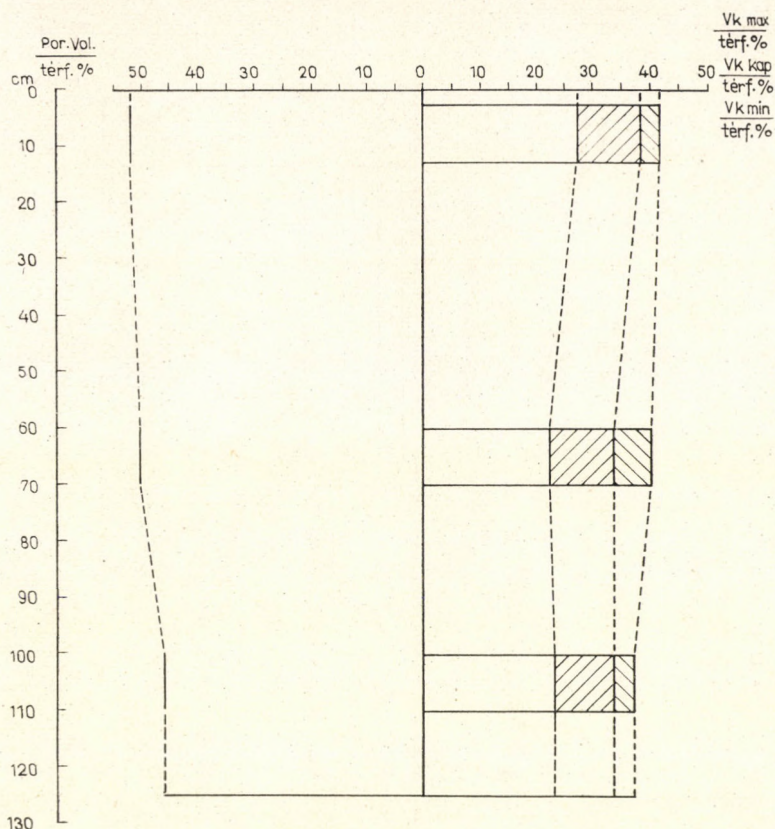
10. ábra. 11. szelvény. Csót, fogolytemető. Alapvizsgálatok



10. ábra. 11. szelvény. Csót, fogolytemető. Mechanikai elemzés



10. ábra. 11. szelvény. Csót, fogolytemető. Aggyagos rész kémiai elemzése

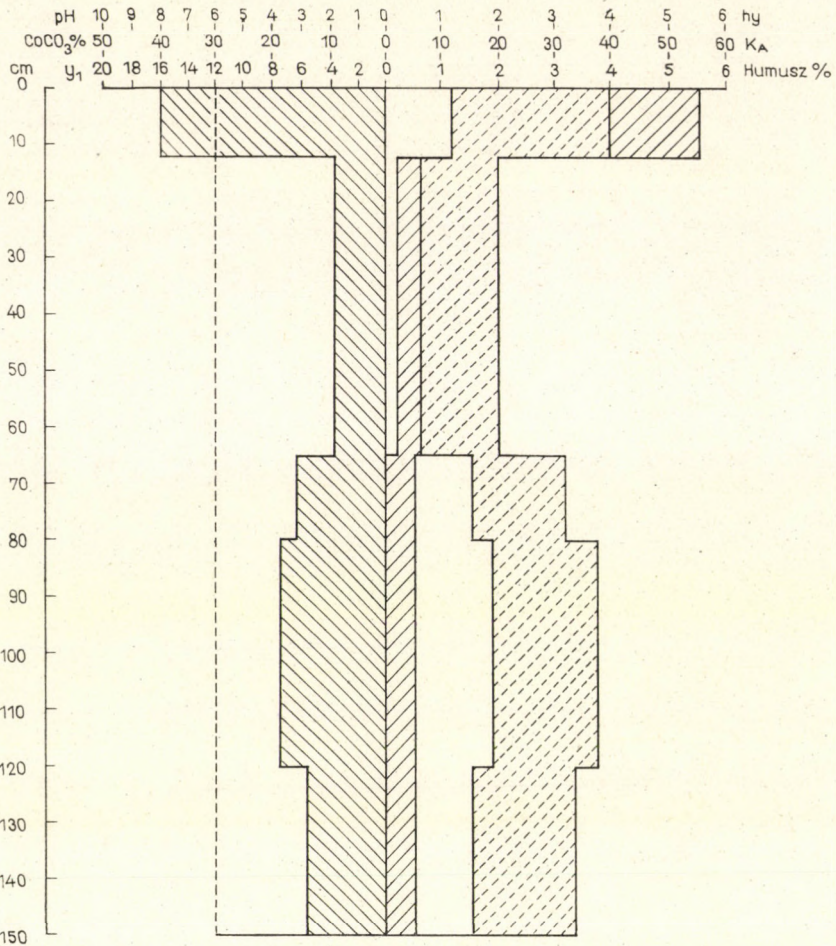


10. ábra. 11. szelvény. Csót, fogolytemető. Vízgazdálkodási adatok

- B₂ 50–70 cm Színe, szerkezete ugyanaz, mint a fentié. Tömődöttsége kisebb. A vörösödés ujjnyi vastag csíkokban (kovárvány) helyenként erősebb.
- B–C 70–90 cm Sárgás világosbarna, 7,5 YR 5/8, gyengén agyagos homok. Szerkezet nélküli.
- C 90–(120) cm Sárgásbarna, 10 YR 5/8, murvás homok, sok fekete elegyrésszel, kevés apró csillámszemmel és kevés színes szilikáttal. Az élesszemű homok 0,2 mm \varnothing -jű, a murva 2–3 mm \varnothing -jű szemecékből áll. pH 6,8. CaCO₃—.
- A talaj típusa: krioturbációs kavicsfelszínen kialakult szubreliktum agyagbemosódásos barna erdőtalaj.
- Fekvés: 142 m tszf-i magasságú, gyengén hullámos, nagy területre jellemző sík felszín.
Gyengén közepes rozs és búza alatt.

A helyszíni makroszkópos szelvényfelvételtől adódó típus-meghatározást laboratóriumi vizsgálatokkal bizonyítjuk.

A mechanikai elemzés adatai agyagbemosódásos barna erdőtalajra utalnak. A 32. és a 17. sz. szelvény illuviális és eluviális szintjének kolloidfrakcióhányadosa 1,66, illetve 1,67. Az 5., a 11. és a 36. sz. szelvények esetében ez a hányados rendre 2,38; 2,39; 2,27. Ez utóbbi 3 adat már podzolosodás lehetőségére is utalna, hiszen a 2-t mindhárom meghaladja. Az agyagos

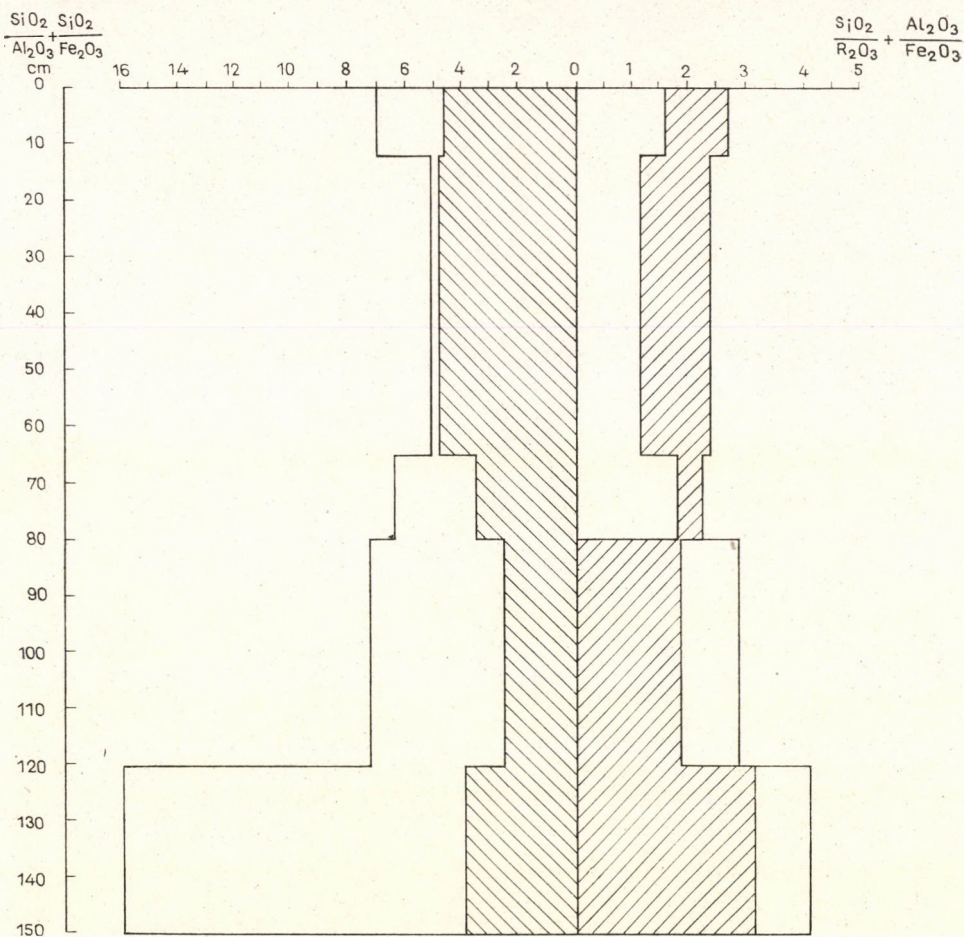


10. ábra. 15. szelvény. Bakonygyepes. Alapvizsgálatok

rész kémiai elemzéséből nyert kovasav: szeszkvioxid molekuláris viszony-számok szelvényen belüli változása viszont arra mutat, hogy jóllehet kis-mennyiségű viszonylagos kovasav növekedés kialakult az eluviális szintben, azonban ez olyan jelentéktelen mértékű és a hányados-változás olyan rendszertelen, hogy abból podzolosodásra következtetni nem lehet.

Ezeket a megállapításokat megerősítik a hy_1 értékek is, amelyek megbízhatóan mutatják a B szintekben az agyagfrakció növekedését. (A humusz zavaró hatása ilyen kis szervesanyag mennyiség mellett kizárt.) A hidrolitos savanyúsági értékszámok sem utalnak podzolosodásra, jóllehet ezt az értéket a szántóföldi művelés már lényegesen csökkentti.

Végeredményben a B és A szint 2 fölé emelkedő agyaghányadosát azzal is magyarázhatjuk, hogy ezek a talajok igen régi, posztglaciális eleji képződ-mények, és így az időtényező fokozottabb érvényesülése előidézheti az agyag nagyobb mértékű lemosódását a B szintbe.

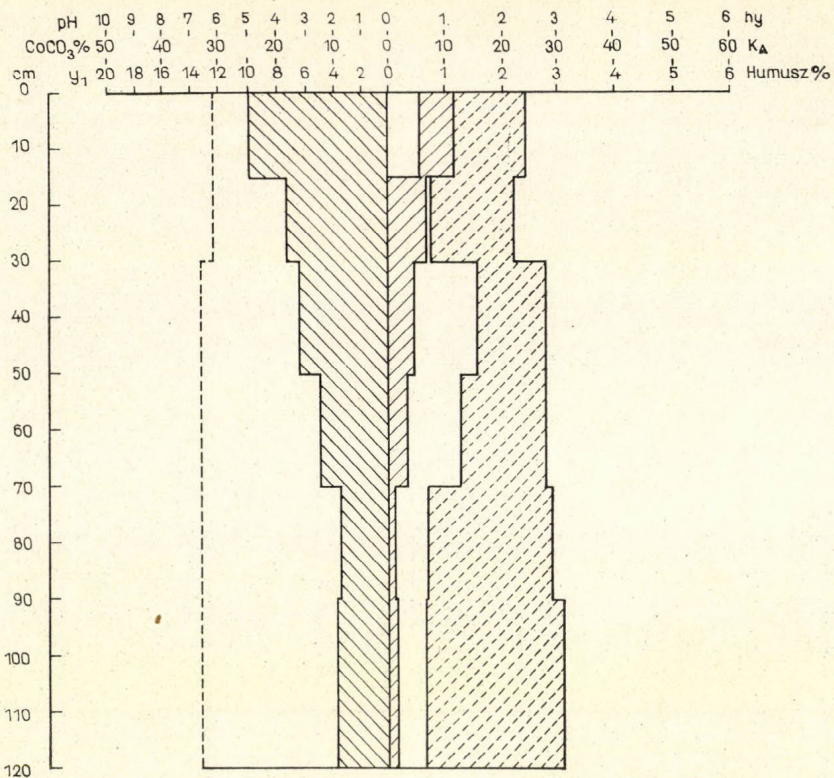


10. ábra. 15. szelvény. Bakonygyepes. Agyagos rész kémiai elemzése

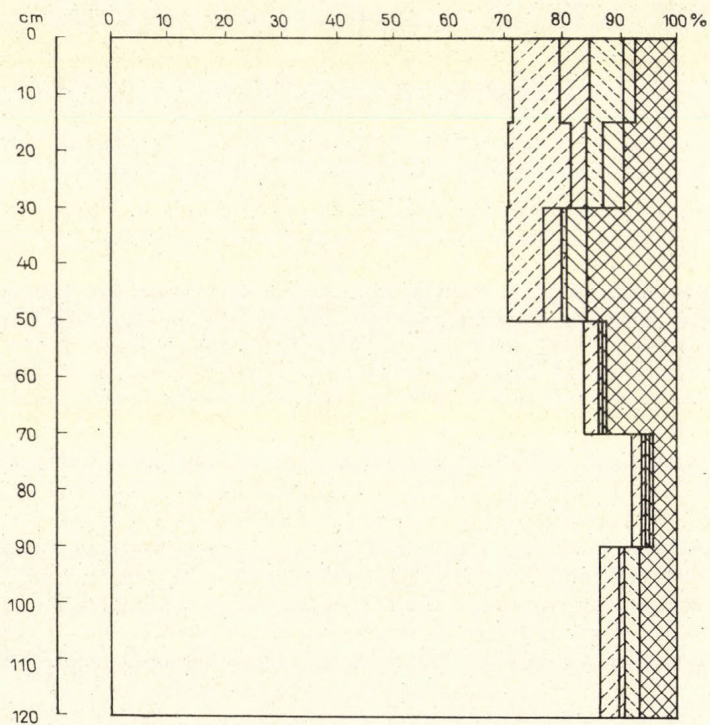
A humusz minőségére vonatkozó tgz értékek ismételt kolorimetrálás ellenére sem adták a STEFANOVITS P. által (1961, p. 54) leírt barna erdőtalajokra jellemző értékeket. Az 1,40 körüli érték helyett a 15. szelvény 0–12 cm-ig tartó A_1 szintjének tgz értéke 1,16, a 65 cm-ig mélyülő A_3 szinté pedig 1,10. Mindkét érték csernozjomra utalna. A jelenség még értelmezésre vár.

A laboratóriumi vizsgálatok eredményei az agyagbemosódásos barna erdőtalajok genetikai típusának megállapítását végeredményben igazolják.

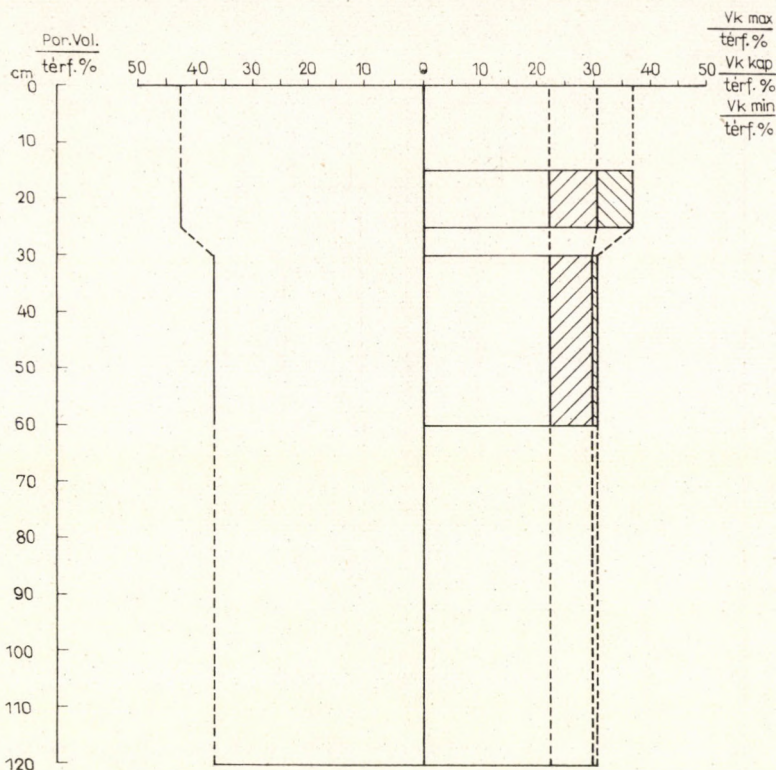
A talaj porozításvizonyaira és víztartó képességére vonatkozó vizsgálataink már nem a genetikai sajátságok, hanem a termékenység megítéléséhez szolgáltatnak adatokat. E vizsgálateredmények (10. ábra) szelvényen belüli alakulása még részben visszavezethető a talajgenetikai folyamatok hatására, nagyrészt azonban már a művelés következtében módosultak. A humuszos szint szerkezeti elemei a művelés hatására szétporladtak, a



10. ábra. 17. szelvény. Tétszentkút. Alapvizsgálatok



10. ábra. 17. szelvény. Tétszentkút. Mechanikai elemzés



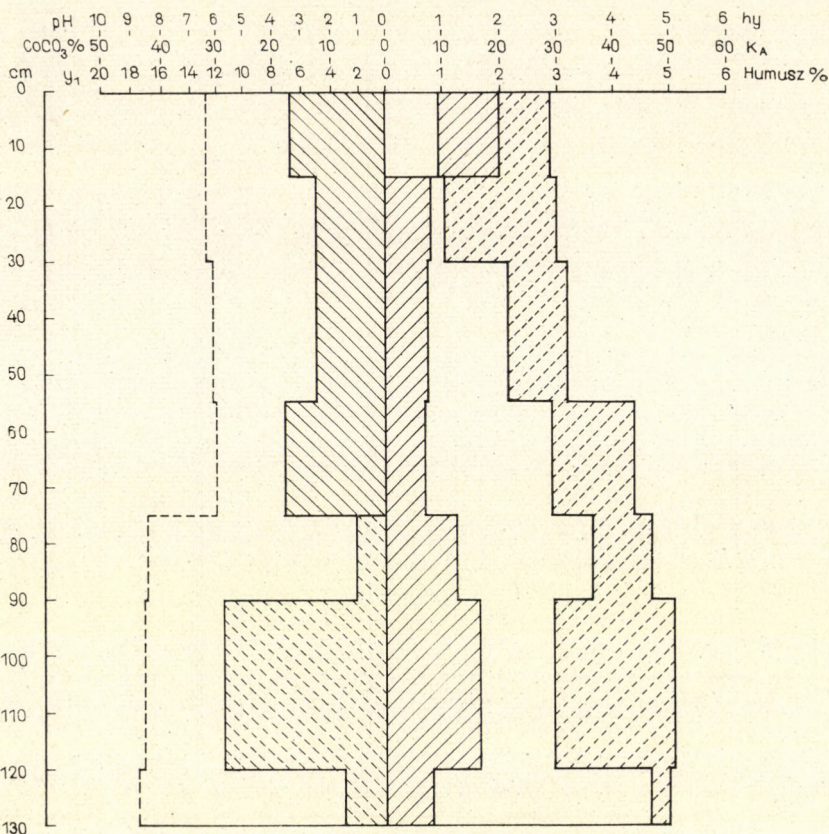
10. ábra. 17. szelvény. Tétsszentkút. Vizgazdálkodási adatok

pórusokat a porfrakció kitöltötte, így az összporozitás csökkent, a kapillaris hézagter viszont relatíve megnövekedett. Ezt az állapotot mutatják a 11. sz. szelvény vizsgálatai (10. ábra). Ezek szerint a 3–13 cm közötti szántott rétegben az összporozitás 52%, a bolygatatlan 60–70 cm közötti B szintben 50,7 térfogat %. Láthatjuk, hogy a művelés révén fellazított A szint hézagterfogata alig valamivel nagyobb a B szinténél. Ezzel szemben a kapillaris hézagok térfogata már lényeges különbséget mutat. A 3–13 cm-es szintben 38%, míg a több mint kétszer annyi agyagot tartalmazó 60–70 cm közötti rétegben mindössze 33,6 térfogat %. (A felső szintben az agyag 4,5%, az alsóban 10,5%). A maximális vízkapacitás ugyanakkor már ismét csak 1,6 térfogat %-kal nagyobb a szántott szintben, mint az illuviális horizontban (41,6%, ill. 40%).

A kapillaris hézagternek ez a viszonylagos megnövekedése azért kedvezőtlen, mert így a talajfelszín vízáteresztése csökken, ezáltal nagy intenzitású csapadék befogadására alkalmatlan lesz és még enyhe lejtő esetén is a talajpusztulás áldozatává válik a humuszos szint. Sík felszínen pedig a szétporlott, kiszáradt talajrészecskéket a szél könnyen elhordja.

A 32. és a 17. sz. szelvények esetében ilyen mértékű szerkezetleromlás nem figyelhető meg (10. ábra).

A leírt szerkezetromlásnak azután egyéb, effektív termékenységsökkentő hatása is van. Nevezetesen, a szétporlott aggregátumok a kilúgozással



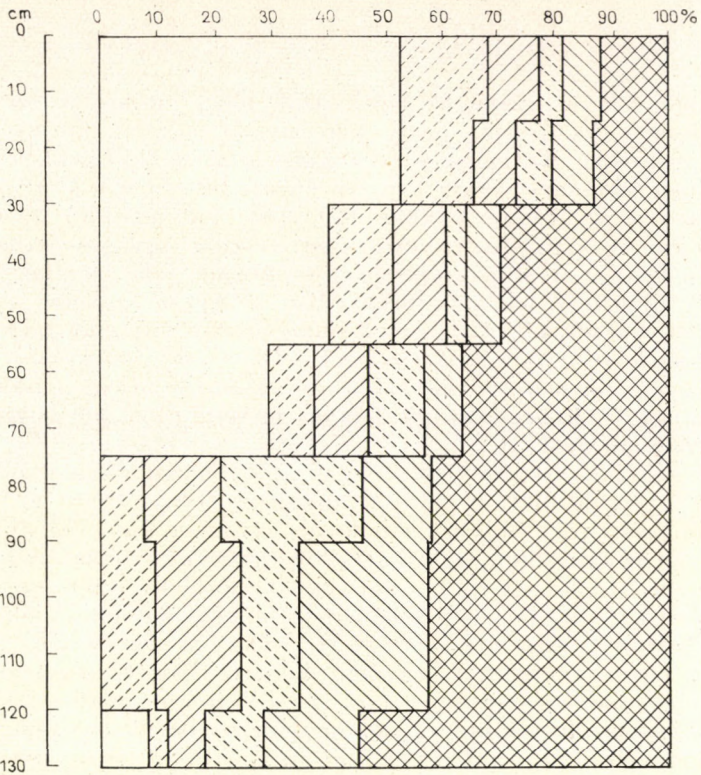
10. ábra. 36. szelvény. Geese. Alapvizgálatok

szemben nem képesek úgy visszatartani a tápanyagokat, mint a jó szerkezetű talaj, ezért ez az agyagbemosódásos barna erdőtalaj tápanyagokban egyre szegényedik, s éppen ezért bőséges trágyázást kíván. A szántott réteg porozitásviszonyai és vízkapacitása természetesen a művelés során változik. Mi tarló alatt, tehát tömődött állapotban vettük a mintát. A fent elmondottak ilyen viszonyokra érvényesek.

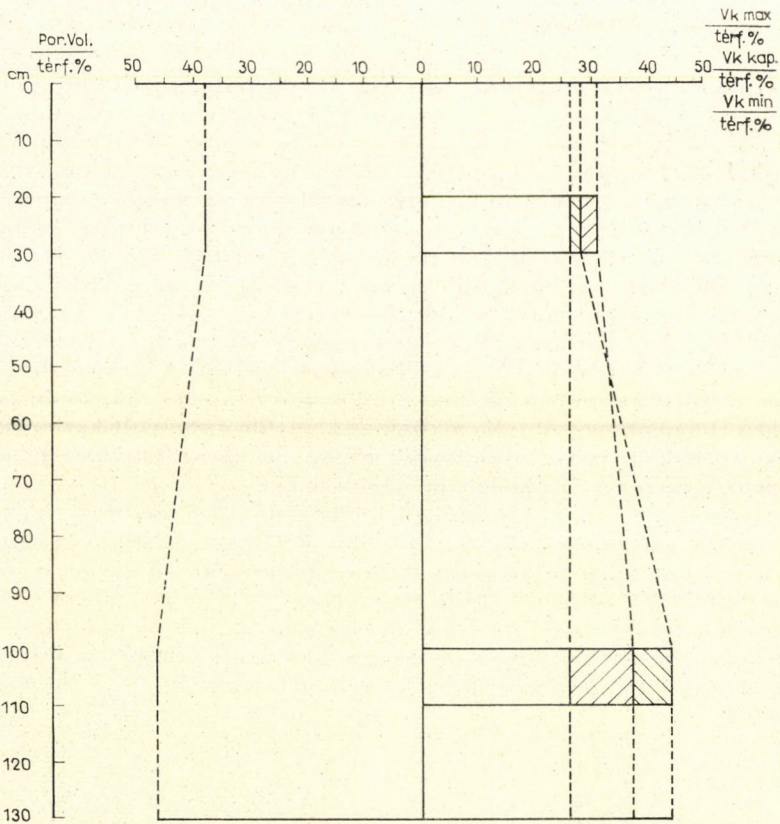
Kultúrhatás nyilvánul meg a humusztartalom alakulásában is. Erdő alatti szelvényben az A_1 szint 5,52% humuszt tartalmaz (Bakonygyepes, 15. sz. szelvény), a többi szántott szelvény pedig mindössze 2,16–1,14% közötti mennyiséget. Ez a csekély humusztartalmú mélyebb szinttel való keveredés és a szervesanyag utánpótlás csökkenésének eredménye.

Végül a talajtípus jellemzésének teljesebbé tétele céljából közlök egy vékonycsiszolat leírást is, anélkül azonban, hogy belőle messzemenő következtetést vonnék le. (A csiszolatokat LÁNG I.-NÉ készítette, a mikroszkópi vizsgálatokat RÓZSAVÖLGYI J. végezte.)

36. Geese. 20–30 cm. A másfélszeres oxidok és a humuszanyag vándorlása következtében a sötétbarna, pelyhes, agyagos rész strukturáltsága kifejezett. Az agyagos rész szöveti irányítottságát a repedések, üregek fala



10. ábra. 36. szelvény. Geese. Mechanikai elemzés



10. ábra. 36. szelvény. Geese. Vízgazdálkodási adatok

és a primér szilikát szemcsék határozzák meg, amikor is ezek mentén agyagfeldúsulás jelentezik, amely kereszttezett nikolok között anizotróp módon viselkedik. Az agyagos rész apró szericitpikkelyekkel szövődött össze. Primér szilikátok: kvarc, kvarcit, muszkovit, gránát, klorit, ortoklász. A kvarcsezemcsék átlagos mérete 120–140, maximálisan 3200 mikron.

30–40 cm. A sárgásbarna-vörösesbarna színű agyagos alapanyagra a *slíresség* jellemző. A slírek repedések és üregek fala mentén, elsődleges szilikátokat burkoló hárttyák formájában az egész szövetet átszövik és kereszttezett nikolok között jellemző hullámos kioltást mutatnak.

A repedések 15–20 mikron szélesek. Sok az 50–60 mikron átmérőjű humuszos vaskonkrécio. Primér szilikátok: kvarc, kvarcit, muszkovit, gránát, ortoklász. A kvarcsezemcsék átlagos mérete 150–200 mikron, maximálisan 2600 mikron.

Vékonycsiszolat-vizsgálatokat ennél a talajtípusnál abból a célból végeztünk, hogy a szubrelíktum agyagbemosódásos barna erdőtalaj létét ezzel is igazolni próbáljuk. Sajnos, igen kevés számú a vizsgálat ahhoz, hogy belőle ebben az irányban megbízható következtetést vonhatnánk le. Egyedül a 36. szelvény 30–40 cm közötti vékonycsiszolata nyújt pozitív választ kérdésünkre, amennyiben a csiszolatban jelentkező hullámos kioltású anizotróp slír másodlagosan kristályosodott ásványok jelenlétére, az agyagvándorlás régen végbement, részben konzerválódott folyamatára utal. Maga az agyagbemosódás ténye fenti csiszolatokon cáfolhatatlanul megmutatkozik. A szubrelíktum agyagbemosódásos barna erdőtalaj igazolása ezen a módon számos további csiszolat vizsgálatával eredményt ígér.

2. Barnaföld

A Csikvándi-Bakony-értől É-ra, ÉK-re a tájhatárig az erdőtalajok közül ez a típus az uralkodó. A táj középső és D-i felében az agyagbemosódásos barna erdőtalaj elterjedési arányával szemben már alárendelt jelentőségű.

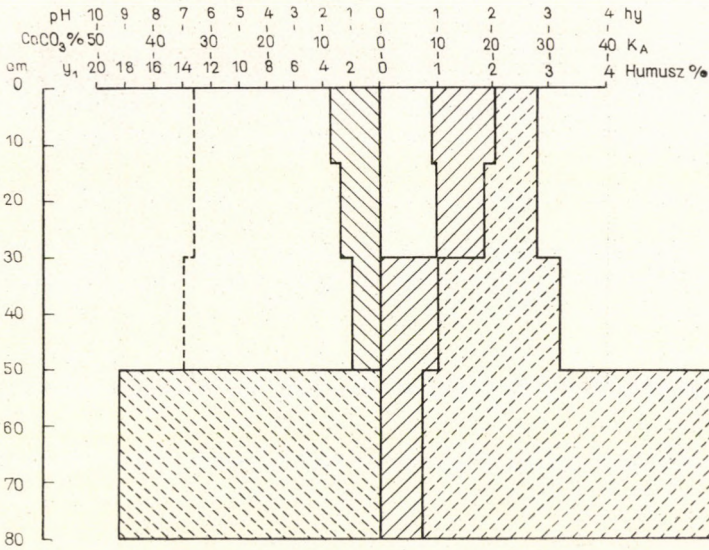
Fejlődéstörténetileg fontos tény, hogy holocén felszíneken alakult ki. Ez a típus tehát a Marcal-medence területén az abszolút kort tekintve fiatalabb képződmény, mint az agyagbemosódásos barna erdőtalaj. A talajvízhatás alatt nem álló, a relikum felszíneknél egy lépcsővel alacsonyabb, sík, vagy enyhe lejtőjű szintek jelenlegi zonális erdőtalaj típusa. A típusos barnaföld mellett kifejlődött ennek rozsdabarna változata is. Ez utóbbi főleg a Marcal mentén a pleisztocén végén felhalmozódott és később defladált folyóvízi homokfelszíneken, valamint a Devecser–Pusztamiske közötti savanyú pannóniai homokon fordul elő. Az előbbi pedig különböző finomszemcséjű frakciókban gazdagabb, exhumált karbonátos pannóniai üledéken vagy ugyancsak szénsavas mésztartalmú áthalmazott pleisztocén-holocén hordalékokon jelentkezik.

A típusos barnaföld jellemzésére szolgál öt ásott szelvény, ezek laboratóriumi vizsgálatának adatai, továbbá két nagy feltárás falán felvett szelvény, valamint a térképezést szolgáló fúrásokból 19 szelvény. A rozsdabarna erdőtalaj-változatot egy ásott szelvény és ezek mintáinak vizsgálatai, valamint hat fúrásszelvény felvétele alapján tudjuk ismertetni.

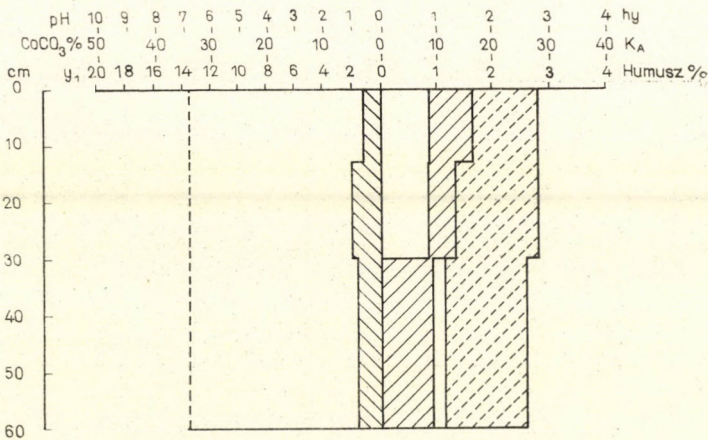
A típusos barnaföld szelvényének morfológiai felépítését a Munsell-skála színkulcsának jól körülhatárolható szintartományával — miként az az

agyagbemosódásos barna erdőtalajnál adódott — nem jellemezhetjük. Már a helyszíni felvételeknél is feltűnik, hogy a szelvények kilúgozódási és felhalmozódási szintjei kötöttség tekintetében nem különíthetők el. A laboratóriumi vizsgálatok során nyert Arany-féle kötöttségi számok ezt az észlelést bizonyítják (11. ábra). A 13. sz. szelvény mechanikai elemzése a

11. ábra. Barnaföldek vizsgálati adatai (117—121. old.)



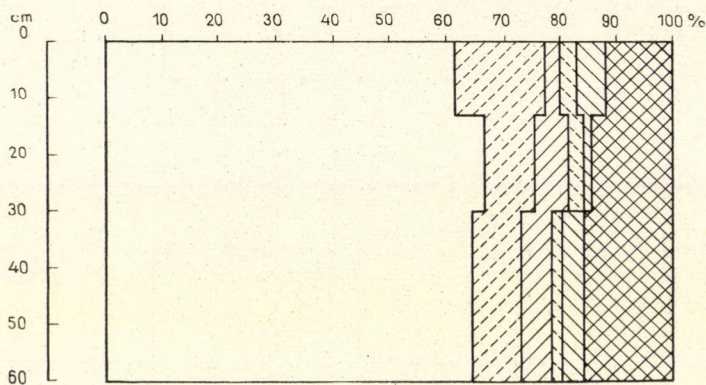
11. ábra. 8. szelvény. Bakonytamási. Alapvizsgálatok



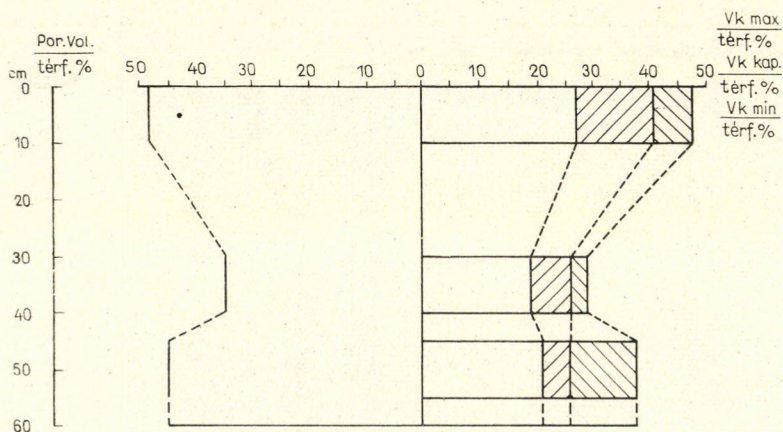
11. ábra. 13. szelvény. Nagygyimót. Alapvizsgálatok

B szintben az A-hoz viszonyítva igen kismértékű agyagtöbbletet mutat.

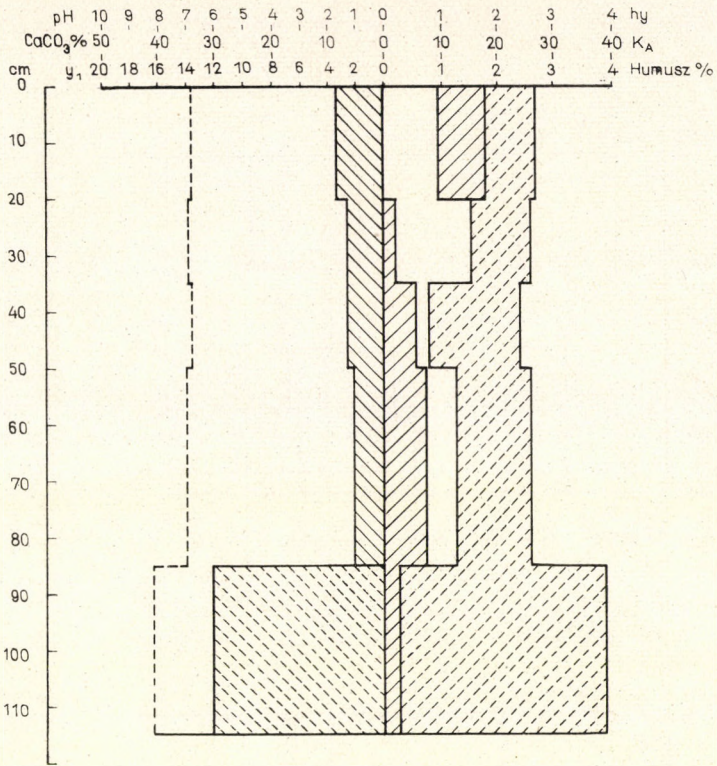
Ez a csekély agyagtöbblet egyébként jellemző a barnaföldekre (STEFANOVITS P. 1963a, p. 167, 56/a. sz. ábra). A felhalmozódási szint lényegében csak színében és humusztartalmában tér el a kilúgozódási szinttől. Ezért is nevezzük a Ramann-féle barna erdőtalaj illuviális szintjét „kolor B” szint-



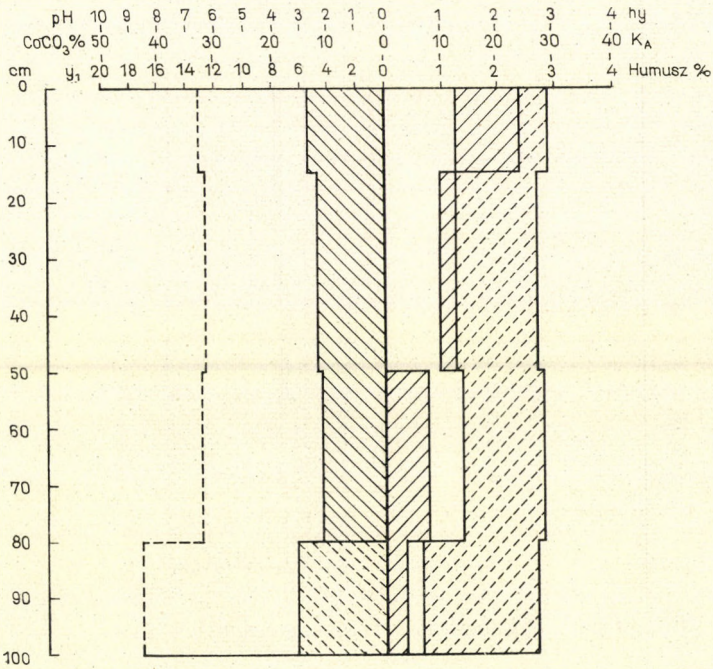
11. ábra. 13. szelvény. Naggyimót. Mechanikai elemzés



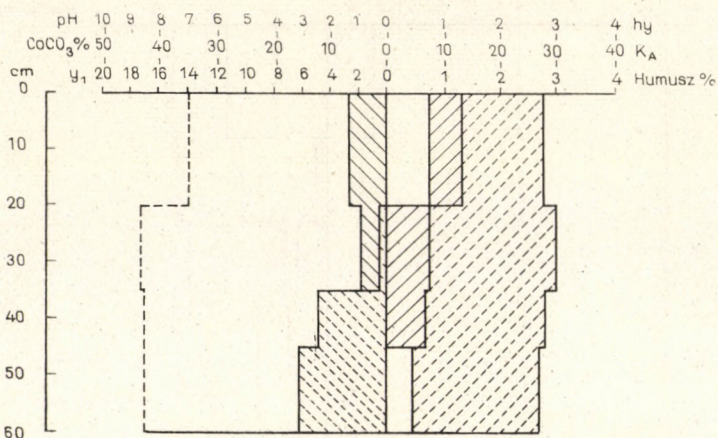
11. ábra. 13. szelvény. Naggyimót. Vízgazdálkodási adatok



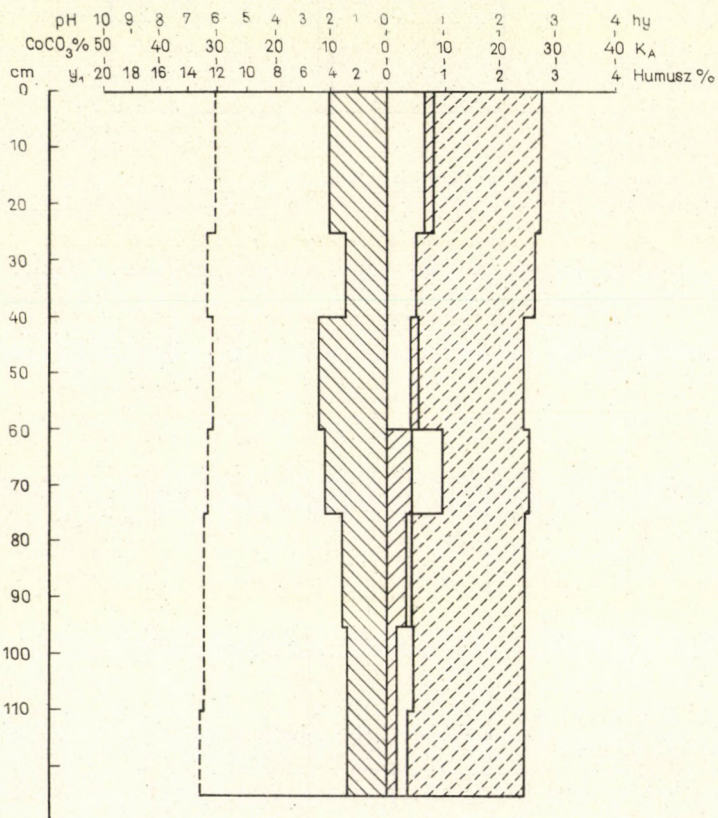
11. ábra. 18. szelvény. Takácsi. Alapvizsgálatok



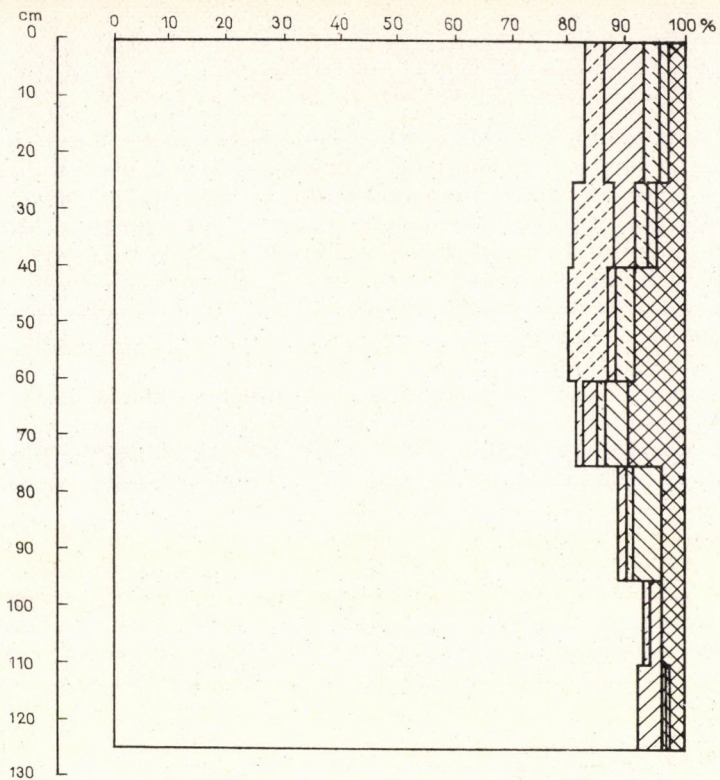
11. ábra. 33. szelvény. Ukk. Alapvizsgálatok



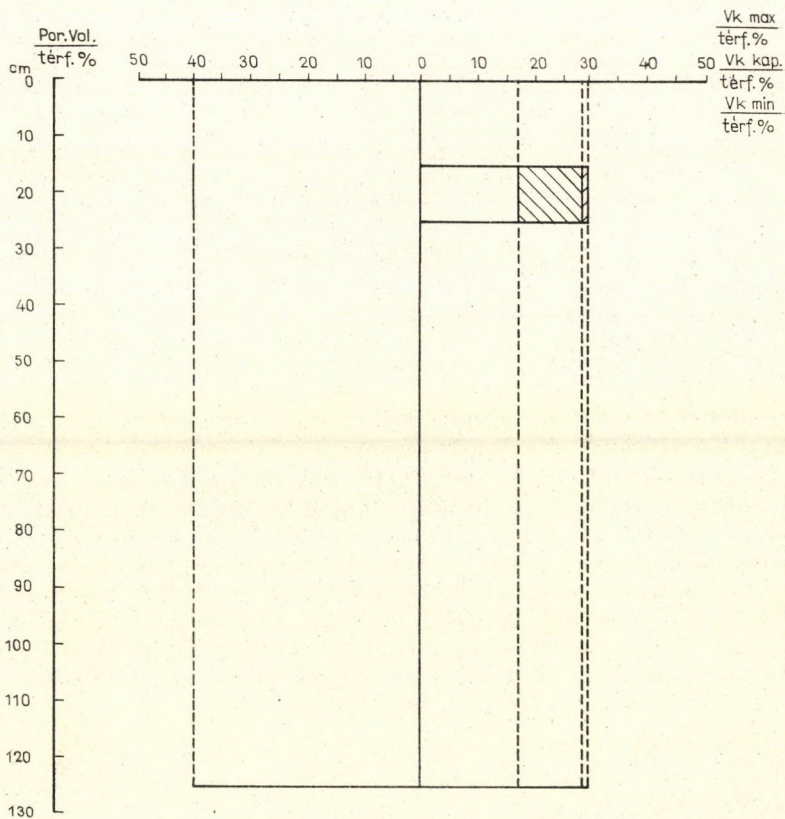
11. ábra. 37. szelvény. Koroncó. Alapvizgálatok



11. ábra. 30. szelvény. Pusztamiske. Alapvizgálatok



11. ábra. 30. szelvény. Pusztamiske. Mechanikai vizsgálatok



11. ábra. 30. szelvény. Pusztamiske. Vízgazdálkodási adatok

nek. Ez a felhalmozódási horizont a sötétszürkés barna humuszos szinttől vörösesbarna színével különül el. Jellemző az itteni barnaföldekre, hogy humuszos szintjük általában nem haladja meg a 30 cm vastagságot. Az általánosan leírt típussal szemben (STEFANOVITS P. 1959b, p. 169) feltűnő a Marcal-medence barnaföldjeinek alacsony humusz %-a. Itt a szántott barnaföldek humuszos szintjei nem 2–3%, hanem mindössze átlagosan 1,6% humuszt tartalmaznak. Ennek ellenére jó minőségű termőtalajok. Erre enged következtetni kedvező vízgazdálkodási sajátságuk is, amint az a *II. ábrán* látható.

A humuszminőségre utaló $tg\alpha$ értékek ennél a talajnál sem erdő alatt képződött humuszt igazolnak. Ha meggondoljuk, hogy ez a talaj már évszázadok óta nincs erdőhatás alatt — erre utalnak az 1872–76-os részletes helyszínrajzi térképek művelésági adatai —, ebben az esetben magyarázható az 1,20, illetve 1,22-es értékszám.

A típusos barnaföld altípus szelvényének C szintje minden esetben karbonátos. Az egész szelvény csak gyengén kilúgozott, és elsavanyodott, amint azt a *II. ábra* pH és y_1 értékei mutatják. A rozsdabarna erdőtalajtól többek között e tekintetben is előnyösen elkülönülnek. A talajszelvény morfológiai felépítését a 8., 13., 18., 33. és 37. sz. szelvények szemléltetik. (i. m. Függ. p. 54–58). Jellemzésül a 18. Takácsi szelvényt közlöm.

18. Takácsi

A_{sz}	0–20 cm	Sötétszürkés barna, 10 YR 3/2, homokos vályog. Laza, szerkezet nélküli. A réteg alján eketalp tömődöttség. Kevés kvarekavics. pH 6,6.
A	20–35 cm	Sötétszürkés barna, 10 YR 3/2, homokos vályog, sok giliszta-járáttal, sűrű hajszálgyökérhálózattal. Szerkezete: tömött, gyengén morzsás, porózus.
A–B	35–50 cm	Tarka, lefelé fokozatosan barnuló homokos vályog. Sok giliszta-járat, sok hajszálgyökér, 1–2 krotovina. Szerkezete: tömött, gyengén morzsás, porózus.
B	50–85 cm	Gyengén vörösesbarna, 7,5 Y 4/4, homokos vályog, sok giliszta-járáttal, ezek mentén humusz bekeveréssel, kevés kavicsal. Tömött, szerkezet nélküli. Lefelé a határ éles. pH 6,6.
C	85–(115) cm	Sárgás fehéres szürke, tarka, 5 Y 7/3 és 5 Y 6/2. Vályog. Kevés laza kalciumkonkréció, kevés reduciós és rozsdafolt, kevés humuszbekeverés. $CaCO_3+++$.

A talaj típusa: barnaföld.

Fekvés: gyengén hullámos sík magas részén.

Cukorrépa alatt.

Mintavétel: minden szintből

A rozsdabarna erdőtalaj mindenekelőtt szemcseösszetételben különbözik a típusos barnaföldtől. Karbonátos, vagy karbonátmentes homokos talajképző kőzetten alakult ki a barnaföld klimatikus viszonyai mellett. A barnaföldtől eltérő minden tulajdonsága homokos mechanikai összetételéből fakad. A *II. ábra* szerint a pusztamiskei rozsdabarna erdőtalaj kötöttsége, higroszkópossága az egész szelvényben kisebb számértékű. Kilúgozottabb, savanyúbb is a típusos barnaföldeknél, amit a pH és y_1 értékek bizonyítanak. Ebből fakadóan humusztartalma is csekélyebb, még az 1%-ot sem éri el, pedig gyakorlatilag sík, tehát nem erodált felszínen vettük fel a szelvényt. A karbonátos talajképző kőzetten kialakult változata, pl. Rábaszentmihálytól K-re, már több humuszt tartalmaz.

3. Kovárványos barna erdőtalaj

A táj futóhomokkal borított felszínein alakult ki a kovárványos barna erdőtalaj. A Marcal-medence talajtakarójának összetételében kis területi részaránytal szerepel. A Marcal-menti dűnehomokon, a Pápateszér környéki vastag futóhomokösszlet felszínén, valamint a Káptalanfa—Gyepükaján közötti, szélől megbontott és helyben áthalmozott felsőpliocén kereszt-rétegzett homok lepelhomok felszínén, továbbá a Szentimrefalva környéki kis deflációs medence szélfújta homokfelszínén tudunk térképileg is ábrázolható kovárványos barna erdőtalajokat elhatárolni.

A Marcal-völgyet kísérő dűnehomokon általában a típusos, a táj K-i és D-i peremeinek futóhomokfelszínein pedig az agyagbemosódásos altípus fejlődött ki. Az utóbbi altípusnak, korát tekintve, két változatát lehetett megkülönböztetni: a periglaciális tundrazsákos reliktum futóhomok felszínén képződött szubreliktum agyagbemosódásos, kovárványos barna erdőtalajt (9. sz. talajszelvény; GÓCZÁN L. 1966. Füg. p. 61), és 2. a posztglaciális futóhomokfelszínén kialakult gyengén agyagbemosódásos kovárványos barna erdőtalajt (23. szelvény: i. m. Füg. p. 61).

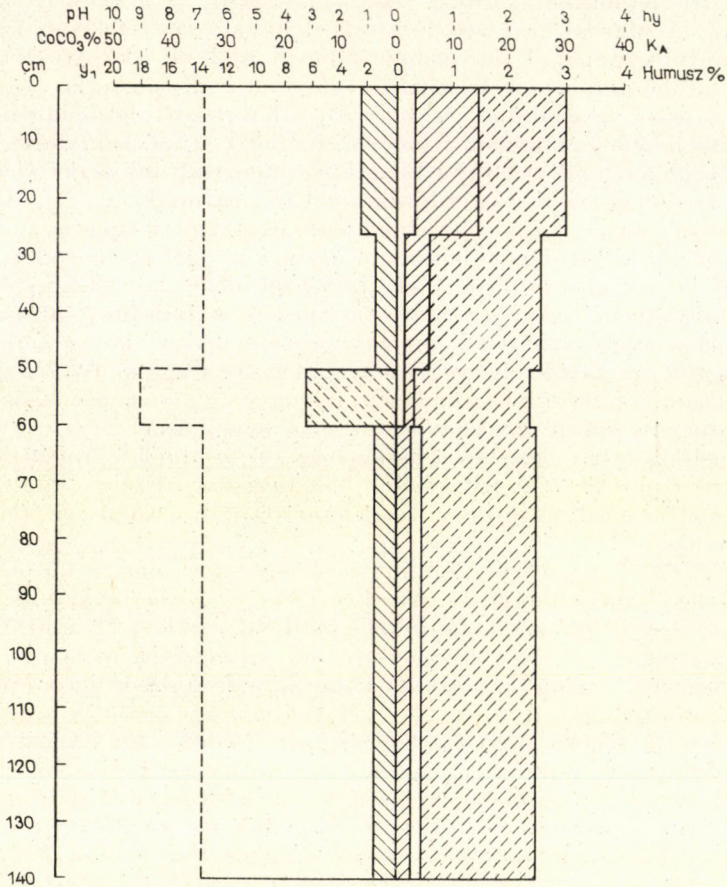
A genetikai felvételezés és a térképezés során ebből a típusból 17 talajszelvényt írtunk le (8-at feltárásból, 9-et fúrásból). Ezek, valamint két (9. és 23.) szelvény laboratóriumi vizsgálatai alapján a típust az alábbiakban jellemezzük.

Általában 30 cm vastag humuszos, nedvesen sötétszürkésbarna színű kilúgozódási szintje alakult ki. Attól függően, hogy az anyakőzet elsődlegesen mésztelen, vagy a talajképződés során lúgozódott ki, mutat az egész szelvény gyengén savanyú (9. szelvény), illetve semleges reakciót. A humusz mennyisége az A szintben megfelel az agyagbemosódásos barna erdőtalajok humusztartalmának. A 9. és 23. szelvényben agyagosodás a kovárványrétegekben figyelhető meg. Mindkét esetben a kovárvány színe vörösbarna. A 9. szelvény szubreliktum agyagbemosódásos kovárványos barna erdőtalaj változat. Ennek kovárványcsikjára jellemző a Munsell-skálában megadott 5 YR 4/8-as színérték, amely a Marcal-medence szubreliktum agyagbemosódásos barna erdőtalajaira nézve diagnosztikai érvényű. A 23. sz. szelvény már recens talajtípus, ennek kovárványcsikokra osztott B szintje kevésbé vörös (7,5 YR 4/4). A 12. ábrán a 9. sz. szelvény 50–60 cm közötti mintájának 15%-os CaCO_3 értéke és az ezzel kapcsolatos magas pH érték nem hibás adat, hanem egy tundrazsák begyűrt karbonátos anyagának a tulajdonságait tükrözi. A h_{y_1} és K_A értékek szelvényen belüli egyöntetűsége a futóhomok sajátságait jellemzi, nevezetesen az osztályozottságot és a kolloidszegénységet. A 12. ábrán a 23. szelvény 55–75 cm közötti mintájának 1,08-as h_{y_1} értékét a kovárványcsik viszonylagos kolloid dúsulása magyarázza.

A C szint általában karbonátos, kivéve a Pápateszér környéki vastag, primér karbonátmentes futóhomok összleten kialakult szelvényeket.

A kovárványcsikok miatt a homogén felépítésű és osztályozatlanabb humuszos homokénál lényegesen jobb a vízgazdálkodásuk. A szemcsék osztályozottsága ellenére a kapilláris hézagterefogat nagysága igen jelentős az egész szelvényben (12. ábra). Jól egészíti ki az agyagbemosódásos kovárványos barna erdőtalaj altípusának jellemzését a vékonycsiszolatok vizsgálata is (a 9. szelvény alapján):

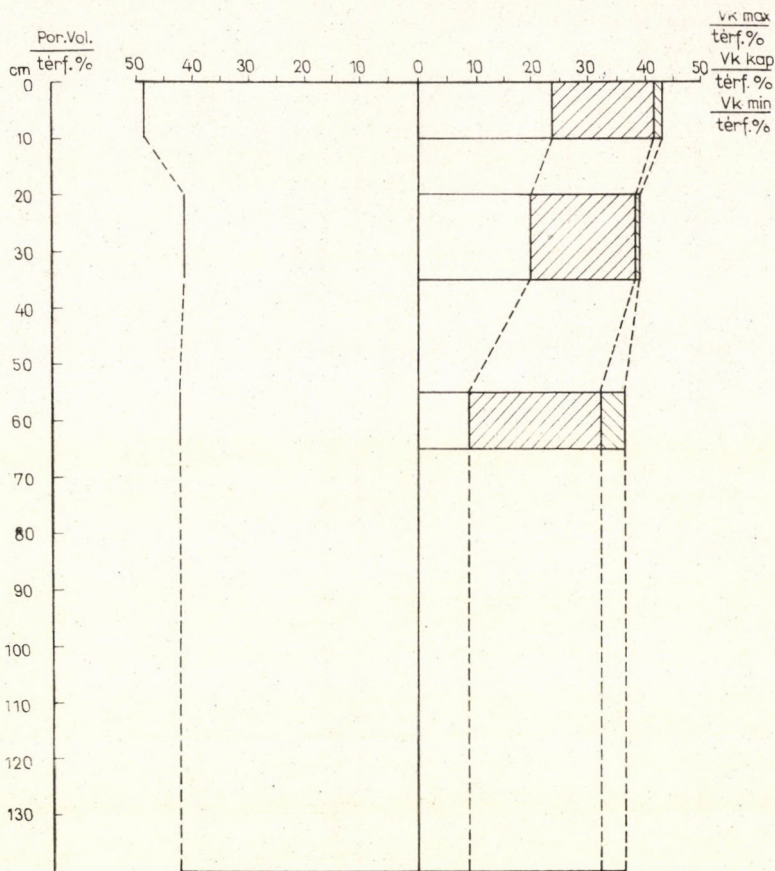
12. ábra. Kovárányos barna erdőtalajok vizsgálati adatai (124—126. old.)



12. ábra. 9. szelvény. Bakonytamási. Alapvizsgálatok

9. *Bakonytamási Ny. 25–35 cm.* A talaj mikroszkópi képére az elsődleges szilikátok dominanciája jellemző. A humusztól szürkésbarna színű agyagos rész mennyisége alárendelt, nem szövi át hálózatosan a szövetet, hanem elszigetelt aggregátumok formájában jelentkezik. Opak, humuszos vas-konkréciók és gyökérmetszetek gyakoriak. A talaj mikrostruktúrájára jellemző, hogy 100 μ -tól 1200 μ -ig terjedő szeszélyes vastagságú haránt-repedések tagolják. Primér szilikátok: kvarc, kvarcit mellett 1%-on aluli mennyiségben gránát, klorit, mállott piroxén, cirkon. A mikroszkópi kép alapján a talaj még nyers állapotban levő, a talajképző folyamatok, tényezők által még gyengén alakított ásványi talaj.

55–65 cm. Ugyancsak a primér szilikátok dominanciája jellemző. Ezek: kvarc mellett 1%-on aluli mennyiségben ikerlemezes plagioklász, augit,

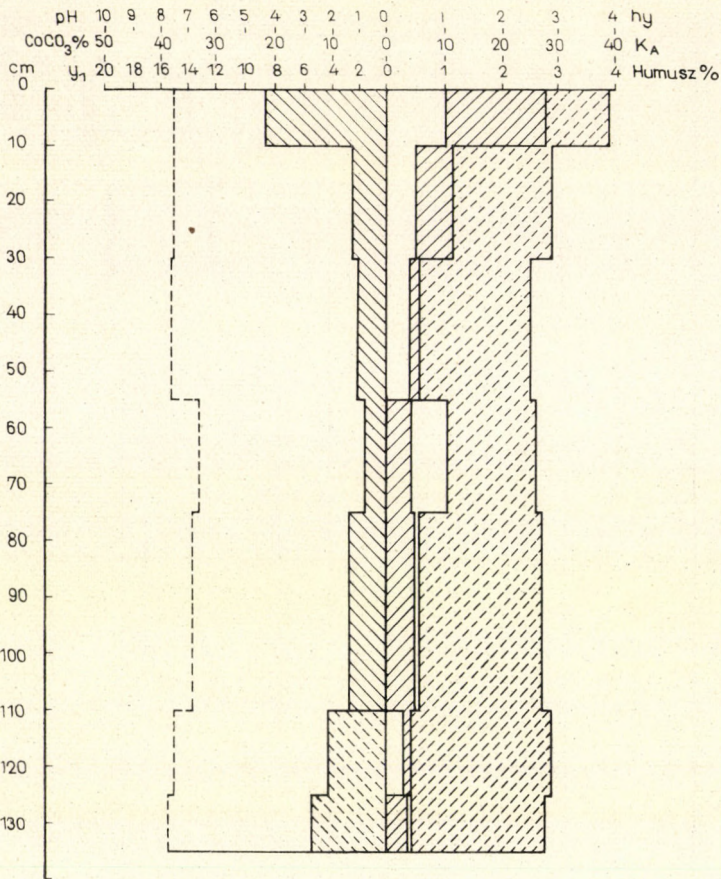


12. ábra. 9. szelvény. Bakonytamási. Vizgazdálkodási adatok

gránát, klorit. A barnásvörös, vasban gazdag, kolloidméretű agyagos rész csak kisebb aggregátumok és a primér szilikátokat burkoló hártvány formájában jelentkezik; keresztezett nikolok között izotróp. A kvarcsemcsék átlagos mérete 120–140 μ , maximálisan 800 μ .

Sajnos, a mintavétel vékonycsiszolatra nem a legcélszerűbben történt, így a szubreliktum kovárványcsíkot nem sikerült csiszolatban megvizsgálnunk. Így is kiadódott azonban az, hogy az osztályozott futóhomok nehezen humuszódik el, mert a nagy levegőkapacitás következtében a szerves anyag mineralizációja rendkívül gyors, tekintettel a savanyú humuszanyagoknak ezt a folyamatot gyorsító hatására is. Ezért látszik viszonylag primitív talajképződésnek a kovárványos barna erdőtalaj kovárványmentes része.

A recens agyagbemosódásos kovárványos barna erdőtalaj és a típusos kovárványos barna erdőtalaj altípusoknak egy érdekes átmeneti előfordulását tártuk fel eróziós felvételezéseink során. Bakonytamásitól DNy-ra egy barnafölddel takart pannóniai meszes agyagból felépített domb-



12. ábra. 23. szelvény. Szentimrefalva. Alapvizsgálatok

hát kezdeti, 4°-os lejtőjét 1 m vastag futóhomok fedi. Ez a homok a kovárványos barna erdőtalaj szelvényének csak egy részét adja. 30 cm vastag humuszos A₁ szint alatt 40 cm kifakult, kevés humuszt tartalmazó, A₃-as szintnek is nevezhető réteg következik, amely alatt 30 cm vastag, kovárványcsíkokkal tagolt a B₁ szint. Ez alatt a pannóniai homokos-agyagos vályogban képződött 20 cm vastag B₂ szint következik, amelynek színe, csakúgy, mint a kovárványcsíkoké is, leginkább a barnaföldek illuviális horizontját jellemző barna (10 YR 4/4) szín. Ez alatt még egy 10 cm vastag, mésztelen BC szint volt elkülöníthető, utána pedig a meszes vályog következett.

E szelvény kialakulása úgy magyarázható, hogy a nagy gravitációs pórusterfogattal rendelkező osztályozott, durvaszemű futóhomok itt a Bakony közelében a már bővebb csapadékot folyamatosan átengedte magán. A bő talajnedvesség az infiltráció során, az erdő alatt a homokot kilúgozta. E folyamat közben képződtek a talaj mélyebb szintjében a kovárványcsíkok. A kilúgozási folyamatnak a homok vízáteresztése miatti felfokozott hatékonysága azonban a homok alatti pannóniai vályogos réteg

agyagosodását is, és benne a vas- és alumíniumoxidok feldúsulását is kiváltotta. A 4°-os lejtő ezen a nagy gravitációs pórusterű homokon nem okozhatott jelentős mértékű csapadéklefolyást, sőt még a keskeny dombhát kevésbé vízáteresztő barnaföldjéről elfolyó csapadékvízből nedvesség-többlet is jutott ez a típus.

Ez a szelvény egyúttal arra is utal, hogy itt, a reliktum pleisztocén periglaciális kavicsháta szubreliktum agyagbemosódásos barna erdőtalajainak (11. sz. szelvény) és az ugyancsak tundrazsákos felszínű szubreliktum agyagbemosódásos kovárványos barna erdőtalajoknak (9. sz. szelvény) a szomszédságában a recens zonális erdőtalajképződés barnaföldek keletkezésére vezet.

A kovárványos barna erdőtalajok genetikai és eróziós viszonyainak vizsgálata a Marcal-medencére vonatkozó jelentős geomorfológiai fejlődéstörténeti jelenségre irányította figyelmünket. Vizsgálataink során a szélnek a Marcal-medence területén kifejtett felszínpusztító és üledékképző hatását is szükségképpen részletesebben nyomon kellett követnünk. Ennek alapján megállapítható volt, hogy a szél a Kisalföldnek ezen a táján mind a pleisztocén periglaciális, mind a jelenkori éghajlat alatt jóval hatékonyabb felszínalakító tényező volt, amint azt ma — a pleisztocén periglaciális klíma alatt uralkodó, felületileg letaroló és lejtős üledékképző geomorfológiai tényezők túlhangsúlyozott szerepének időszakában — vélik. A korábban jelentőségéhez mérten kellően figyelembe nem vett — Pécsi M. (1961) által derázios forma- és üledékképző folyamatnak leírt — tényezőnek a hazai geomorfológiában jelenleg divó tanulmányozása — miként a defláció uralkodó szerepét túlhangsúlyozó CHOLNOKY-féle elmélettel szemben a BULLA B. részéről hangsúlyozott fluviatilis eróziós folyamat szerepének kutatása — ez utóbbinak antiteziseként jött létre, Pécsi M. munkássága nyomán.

A Kisalföld, benne a Marcal-medence hazánk jelenleg is egyik erősen széljárta tája. Az volt a negyedkorban is. A táj klímájában a szél uralmát nemcsak a meteorológiai műszeres mérések jelzik, hanem tükrözik a keskeny dombhátak defladált gerincei, meg a hosszan elnyúló dombvonulatok szélveréstől sújtott, futóhomokkal borított enyhébb lejtői is. A periglaciális szél deflációs és üledékképző hatását pedig fényesen bizonyítják a kavicshátaikon tömegesen fellelhető éles kavicsok, valamint Fenyőfő és Pápateszér között a Bakony ÉNy-i hegyláb felszínére felhajtott vastag (max. 60 m) pleisztocén futóhomok öszlet.

Ezen a tájon dombhátak kezdeti, enyhe lejtőjű szakaszán többször fúrunk meg olyan kovárványos barna erdőtalajt, amelynek humuszos A szintjét frissen szedimentált nyers futóhomok fedte. Másutt régebben kialakult hasonló jelenséggel talákoztunk. Ebben az esetben már humuszosodott a legfelső lepelhomok is, de még csekélyebb mértékben, mint az egykori ősi erdőség alatt képződött eredeti A₁ szint. Az ilyen szelvényt munka közben szubfosszilis talajnak neveztük. CHOLNOKY J. nagyvonalú elméleti általánosításokkal — miként azt értelmezésünk történeti részében ismertettük — a szél deflációs hatását hangsúlyozta a Kisalföldnek ezen a táján. Mi pedig részletes helyszíni felvételezésünk során elsősorban a szél akkumulációs munkáját konstatálhattuk a szélfújta üledékek feltárásával.

4. Csernozjom barna erdőtalaj

Ez a talajtípus a Marcal-medence erdőtalajai közül a legalacsonyabb, de talajvízhatás alatt még nem álló sík felszíneket foglalja el. A barnaföldek és a hidromorf talajok közötti övezetben fordul elő rendszeresen, kizárólag szántóföldi művelés alatt. Érdekes a típus előfordulása a Noszlop környéki konglomerát borította magas fekvésű, sík hegyláb felszínén. Itt azzal magyarázható előfordulása, hogy a vízzáró karbonátos konglomerát felszínén, az ősi erdőirtás óta lágyszárú kultúrnövényzet hatása alatt a mezőségi dinamika érvényesül, és eközben a csaknem horizontális sík felszínén a talajtakaró nem pusztul le. Itt tehát előfordulása inkább antropogén-talajklimatikus hatásokra vezethető vissza, míg lenn, a Pápai-síkság alacsony szintjein az erdő és mezőség közötti átmeneti klímazóna természetes terméke, ahogy azt STEFANOVITS P. leírja (1959b, p. 171).

Három kutatógödörben és két fúrásban tártunk fel csernozjom barna erdőtalajt. A három részletesen felvett (7., 25., 31. sz., GÓCZÁN L. 1966. Függ. p. 63–65) szelvény mintáit laboratóriumban is megvizsgáltam (13. ábra). Mielőtt ezek alapján a Marcal-medence csernozjom barna erdőtalajait jellemezném, bemutatom egy csernozjom barna erdőtalaj morfológiai szelvényleírását.

7. Dáka

A _{sz}	0–30 cm	Szürkésbarna, kötött homokos, szerkezet nélküli homok. Színe szárazon 10 YR 5/3, nedvesen 10 YR 3/2. pH 7, CaCO ₃ –.
A	30–50 cm	Sötétbarna, nedvesen 10 YR 3/3, humuszos homok, barnás vasfoltokkal, elszórtan kavicsal. Tömött, szerkezet nélküli. pH 7,2, CaCO ₃ –.
B	50–90 cm	Sárgásbarna, 10 YR 5/6, agyagos homok. 10% kavics, amely a réteg alján 50%-ra emelkedik. pH 7,2, CaCO ₃ –.
C	90–(110) cm	Fehéres szürke, karbonát bevonatos kavics (90%), durva homokkal. A kavicsban sötétszürke alsótriász és eocén mészkő uralkodik. A kvarcit kb. 20%. A kavicsok \varnothing -je átlag 2–3 cm.

A talaj típusa: erősen humuszos, csernozjom barna erdőtalaj.

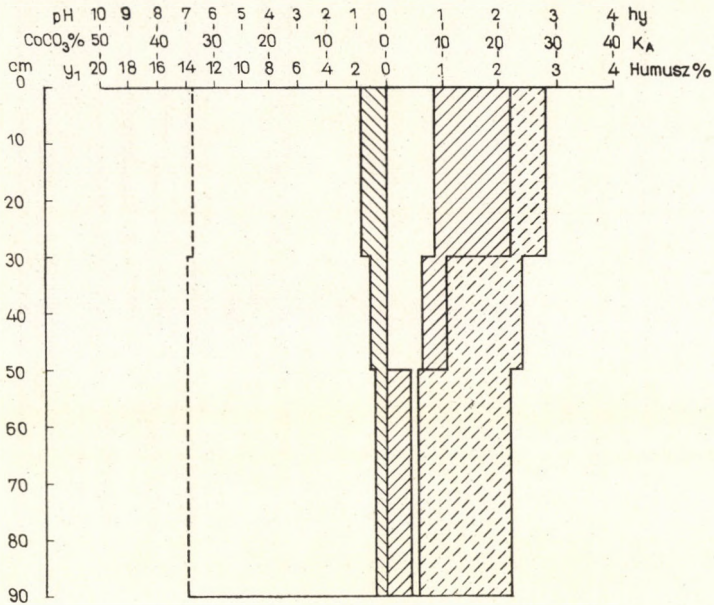
Fekvés: nagy kiterjedésű sík terület.

Mintavétel: mind a négy rétegből.

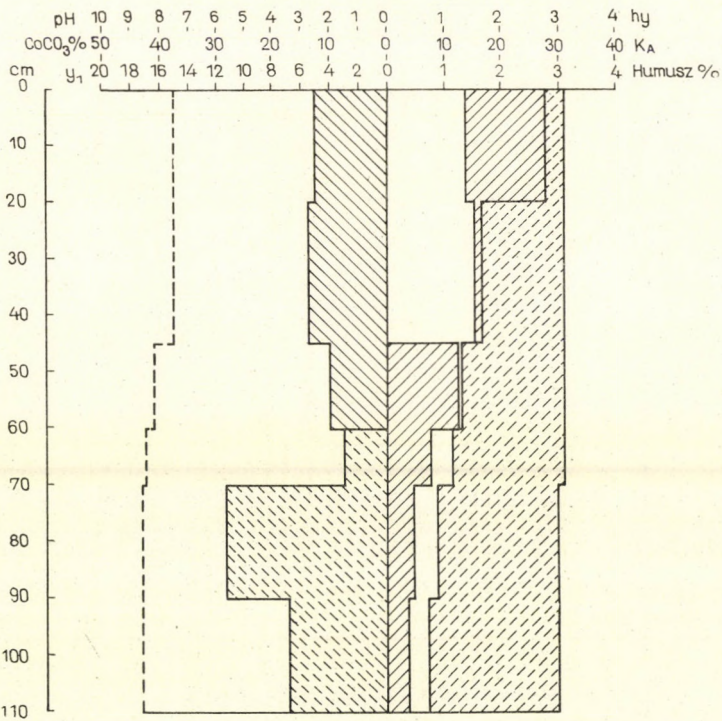
A humuszos A₁ szint színe igen sötét szürkésbarna (10 YR 3/2). A hazai csernozjomoknak ez a Munsell-skála szerinti színe meghatározó jellegű. Az A szint 30 cm-nél vastagabb. Általában 45–50 cm mélységig fejlődik ki. Karbonátmentes. A szántott réteg humusztartalma átlagosan 2,4%, az A₁ szinté 1,3%. Tehát kisebb a humusztartalma, mint a STEFANOVITS P. által eredetileg leírt típusé (1959b, p. 171). Az A szint csernozjom jellegű dinamikája mellett szól morzsás szerkezete is. Kémhatása semleges. Hidrolitos savanyúsági értékei vályogos szemcseösszetétel esetén magasabbak, mint homokon.

A felhalmozódási szint színére a tájban feltárt típusok esetében jellemzőnek találtuk a sárgásbarna (10 YR 5/6) szint, továbbá a szerkezet nélküli tömődöttséget. A h_{y_1} értékszámok szerint a szelvényben agyagosodásbeli különbség nem alakult ki (13. ábra). Mindkét altípusa, a karbonátos és karbonátmentes is kifejlődött (7., ill. 31. sz. szelvény, GÓCZÁN L. 1966. Függ. p. 63–64). A mechanikai elemzés adatai alapján a mállás, az agya-

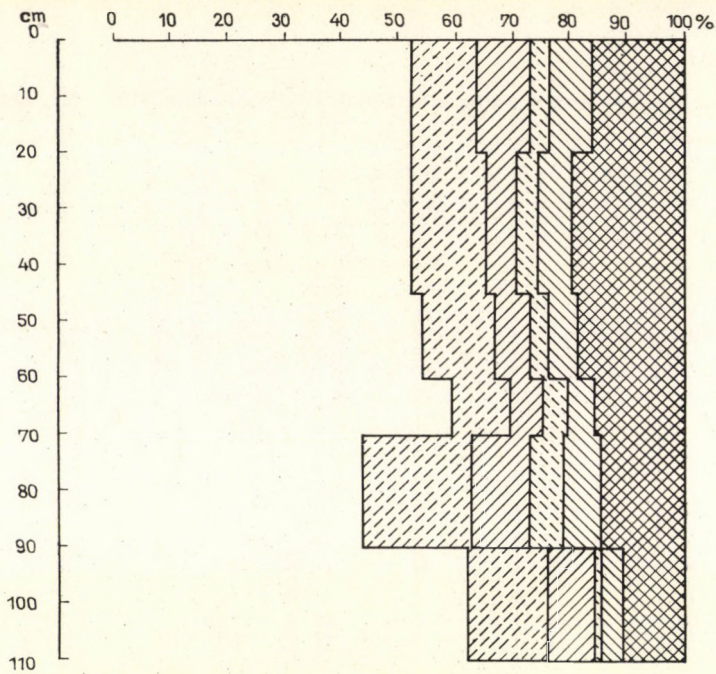
13. ábra. Csernozjom barna erdőtalajok vizsgálati adatai (129—131. old.)



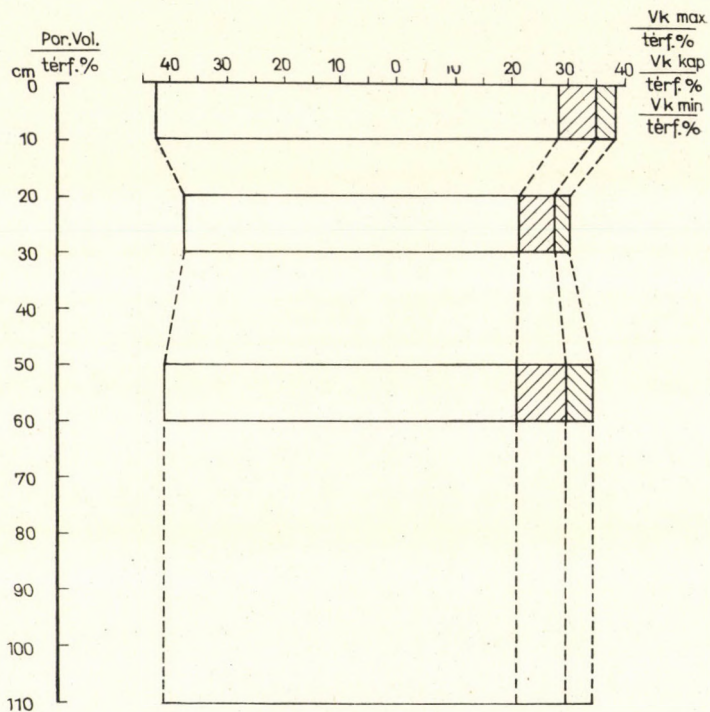
13. ábra. 7. szelvény. Dáka. Alapvizsgálatok



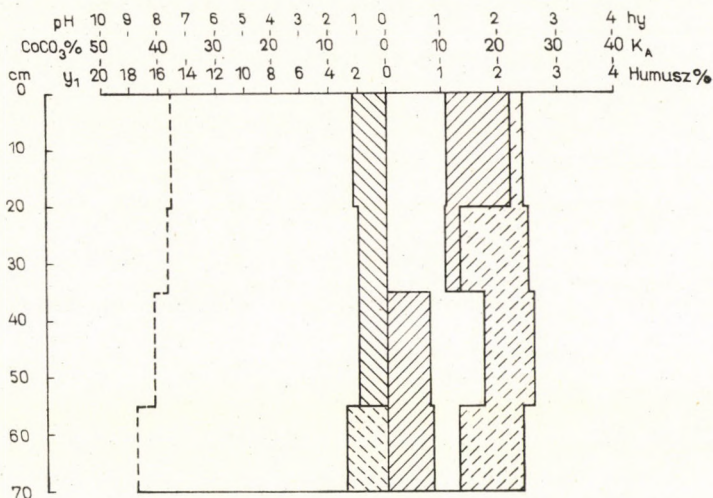
13. ábra. 31. szelvény. Mersevát. Alapvizsgálatok



13. ábra. 31. szelvény. Mersevát. Mechanikai elemzés



13. ábra. 31. szelvény. Mersevát. Vízgazdálkodási adatok



13. ábra. 25. szelvény. Noszlop. Alapvizgálatok

gosodás az egész szelvényben egységes mértékben ment végbe. Az agyag mennyisége a C szintben lecsökken (13. ábra). A 7. sz. szelvény humuszszintjeinek tgz értékei 0,96 és 1,16; tehát ismét kisebbek, mint az a típus esetében várható, illetve arra jellemző lett volna. Kedvező nedvesség-gazdálkodására utal kapilláris és gravitációs pórustereinek aránya, valamint természetes vízkapacitása is.

Számos fontos genetikai probléma vár még megoldásra ezzel a talajtípussal kapcsolatban. Először is nem tartom szerencsésnek a típus nevét. Tény ugyan az, hogy a jelenlegi szakirodalmi ismertetése abszolút értelemben véve is kevés számú eredeti felvétel és vizsgálat alapján történt meg. Ezért jogos és eldöntetlen még a kérdés, hogy mennyiben és hol a mezőség és erdőség határzónájában kialakult klimatikus talajtípus ez, vagy antropogén hatásra sztyepesedő erdőtalaj.

A II. József korabeli térképeken a feltüntetett műveléságak területi kiértékelése a Marcal-medencében azt mutatja, hogy a szelvények felvételi helyein 180 évvel ezelőtt nem volt már erdő. Ez a tény már szűkíti a problémát. Lehetséges, hogy a földművelés kezdeti időszakában végrehajtott erdőirtás óta itt tenyészőlágyszárú növényzet és szárazabb talajklíma hatása okozza másodlagosan a csernozjom jelleget. Ez a kérdés a jövőben még megoldásra vár.

5. Réti csernozjom

A Marcal-medencében való előfordulását jelen tanulmányunk egy előzetes részeként már közöltük (STEFANOVITS P.—GÓCZÁN L. 1962), anélkül azonban, hogy jellemeztük volna a talajtípust.

Előfordulása a tájban nem feltétlenül löszös anyaközetthez kötött, mert pl. Béb határában, egészen közel a Bakonyhoz, nagy kiterjedésben talál

ható. Inkább azt mondhatjuk, hogy laza, szénsavas mésztartalmú üledékhez kapcsolódik.

Mielőtt a három feltárt és részletesen elemzett szelvény alapján az alábbiakban jellemezném ezt a típust (2., 12., 16. sz. szelvény; GÓCZÁN L. 1966. Függ. p. 67–69), bemutatom az egyik szelvény morfológiai leírását.

2. Duka

A _{sz}	0–20 cm	Sötétszürke, szárazon 2,5 Y 4/2, nedvesen 10 YR 3/1. Morzsás, szántás következtében porlott, gyengén rögs vályog. Humuszos.
A	20–40 cm	Szürkésfekete, szárazon 10 YR 4/1, nedvesen 10 YR 3/1, gyengén morzsás vályog. Humuszos. Gyökérvázatok mentén elhalt gyökerek, kékes micéliummal. Erős giliszta tevékenység. Biológiaiilag erősen kevert. pH 8,3.
B (csernozjom B)	40–60 cm	Fokozatosan világosodó, gilisztajáratoktól aprófoltosan tarka vályog. Kevés kalcium ér, sok függőleges üres gilisztajárat, sok gyökér. Kevés tömör Ca konkrécio. CaCO ₃ +++ , pH 8,6.
C	60–80 cm	Fakó, világossárga, 2,5 Y 7/4, lösziszapos, gyengén morzsás, gilisztajáratos, függőlegesen csővezett (löszszerkezetű) vályog, sok apró csillámmal, félig tömör Ca konkrécioikkal. CaCO ₃ +++ , pH 9.
CG	80–100 cm	Fakó, világossárga, gyengén diffúz rozsdá és szürke foltoktól tarka, vasszeplős, tömött vályog.
G	100–(120) cm	Diffúz rozsdá és szürke foltoktól erősen tarka, vasszeplős, tömött, finomhomokos iszap (lösziszap), sok csillámmal. CaCO ₃ +++ , pH 8,5–8,7.

A talaj típusa: réti csernozjom.

Fekvés: mély fekvésű terület magasabb sík részén. A mélyebb részek felé erősebb réti és lápos folyamat észlelhető. A terület vízlevezető árkokkal szabdalva.

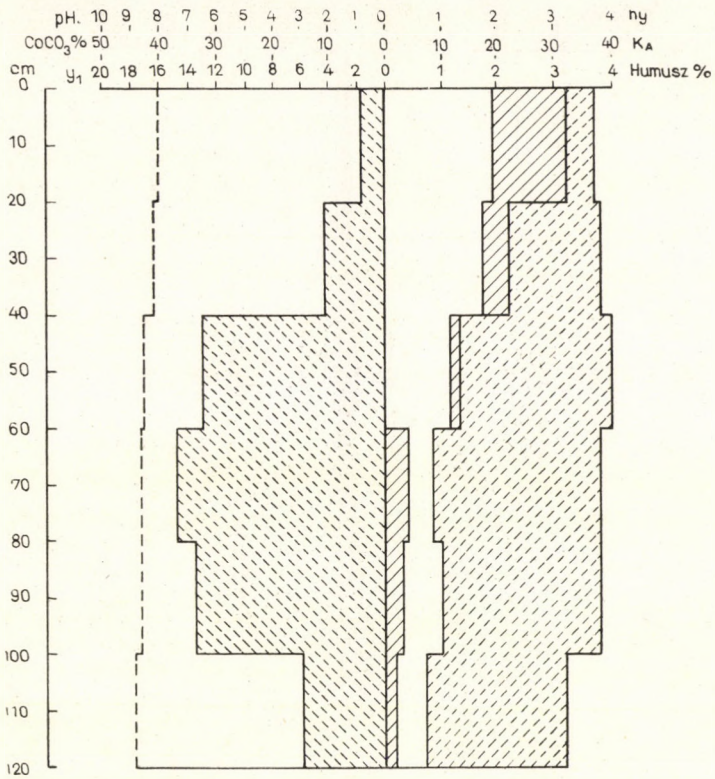
Mintavétel: minden szintből.

40–55 cm mély humuszos szintje karbonátos altípus esetében (2., 12. szelvény) 2,06–3,23%, karbonátmentes altípusnál (16. szelvény) átlag 2,04% humuszt tartalmaz. Az előbbi kémhatása határozottan lúgos, átlag 8,4 pH-jú, az utóbbi gyengén savanyú (vizes pH 6,6), sőt az A_{sz} szintben a hidrolitos savanyúság 9,4-es értéket ér el. A karbonátos altípus A szintjének színe 10 YR 3/1, a karbonátmentesé 10 YR 3/2, jellemző csernozjom szint! A szántott réteg lehet gyengén morzsás szerkezetű is, általában azonban kultúrhatás következtében porló, szerkezet nélküli. A mélyebb humuszos szint szerkezete morzsás, akár a mészlepedékes csernozjomé.

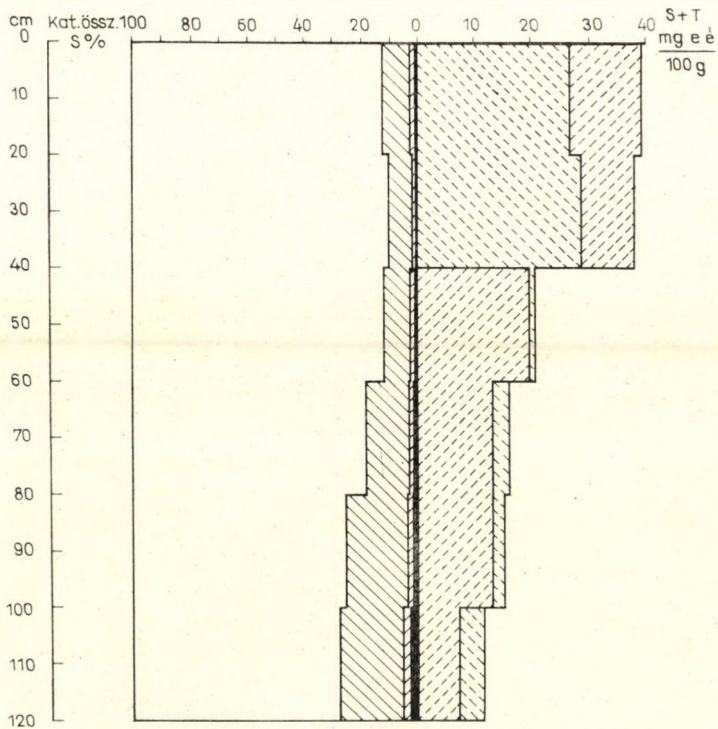
B szintje jellegzetes, lefelé fokozatosan világosodó, biológiaiilag erősen kevert „csernozjom B” szint. A már ebben a szintben gyengén észlelhető vasmozgás nyomai a réti genetikára és dinamikára utalnak.

A típus dinamikáját tanulmányozva, azt látjuk, hogy adszorpciós kapacitása a felső szintben nem egészen 40 mg.eé./100 g. Ez az érték a szelvényben lefelé haladva fokozatosan lecsökken 10 alá. Kicsérelő képességének szelvényen belüli változását tekintve megegyezik az alföldi réti csernozjomokkal, de a T értékek lényegesen kisebbek az utóbbiaknál (vö. STEFANOVITS P. 1963a, p. 259 és SZŰCS L. in STEFANOVITS P. 1963a, p. 231). A telítettség értéke 67, 92; illetve 75,72% (14. ábra). Az adszorpciós komplexusban a Ca²⁺ az uralkodó, 89,76–73, 10% közötti értékkel, mellette a Mg²⁺ is jelentős mértékben van adszorbeálva (8,26–22,64 S%). Ebben a vonat-

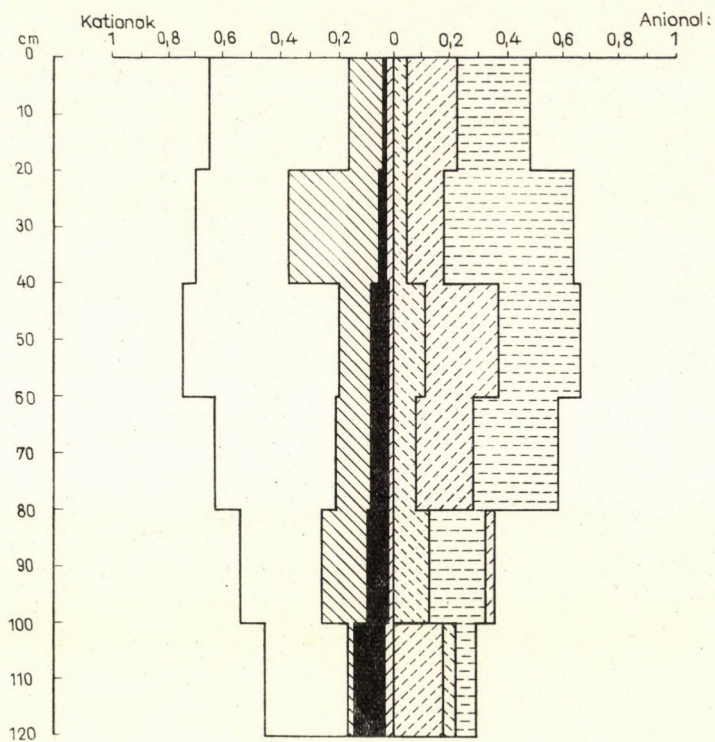
14. ábra. Réti csernozjomok vizsgálati adatai (133–138. old.)



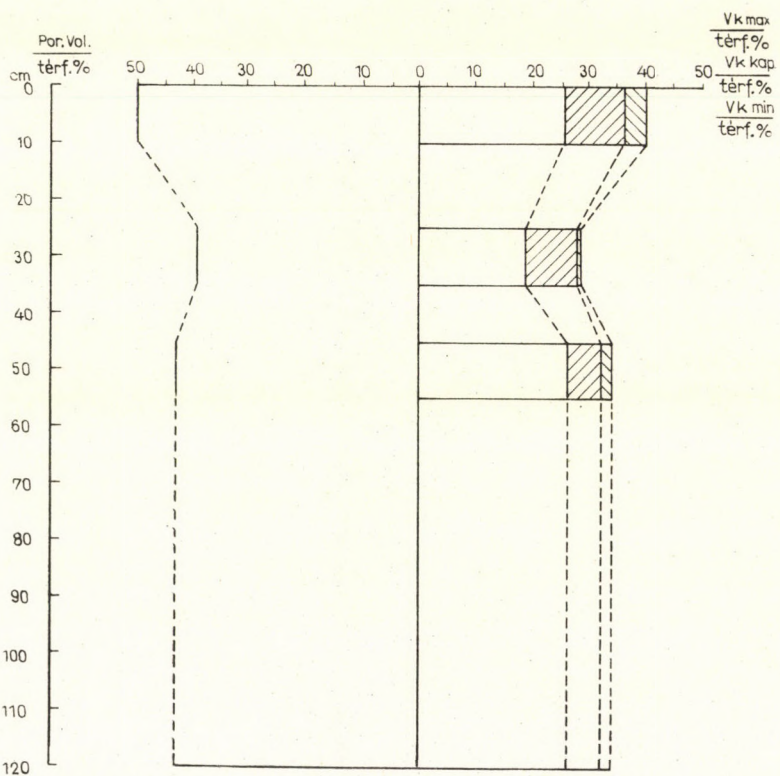
14. ábra. 2. szelvény. Duka. Alapvizsgálatok



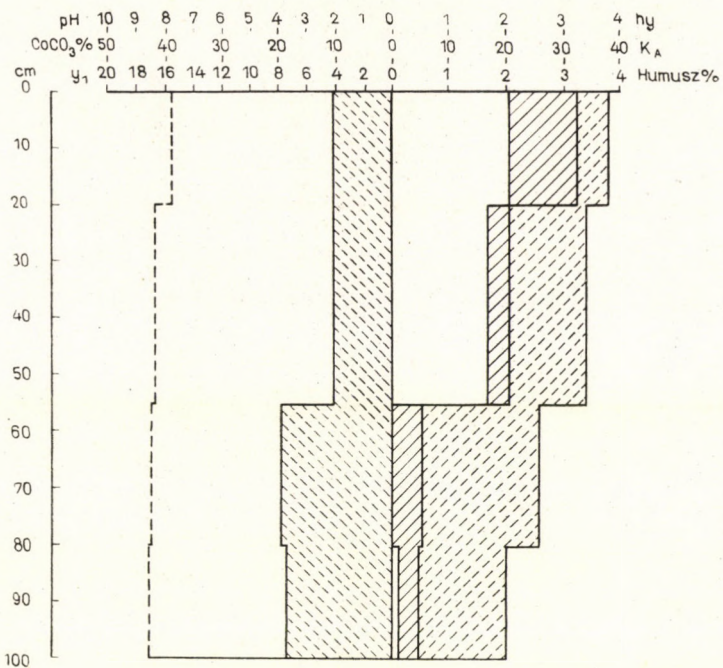
14. ábra. 2. szelvény. Duka. Kicserélhető kationok összege



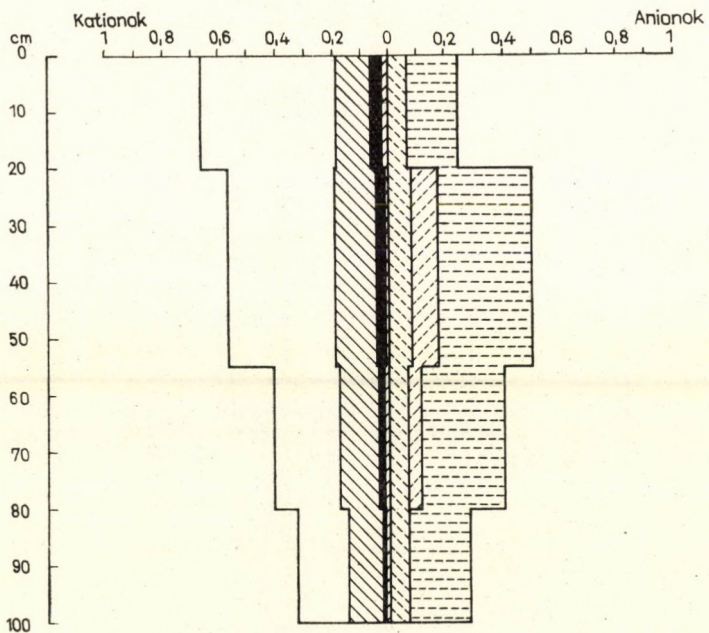
14. ábra. 2. szelvény. Duka. Vizes kivonat



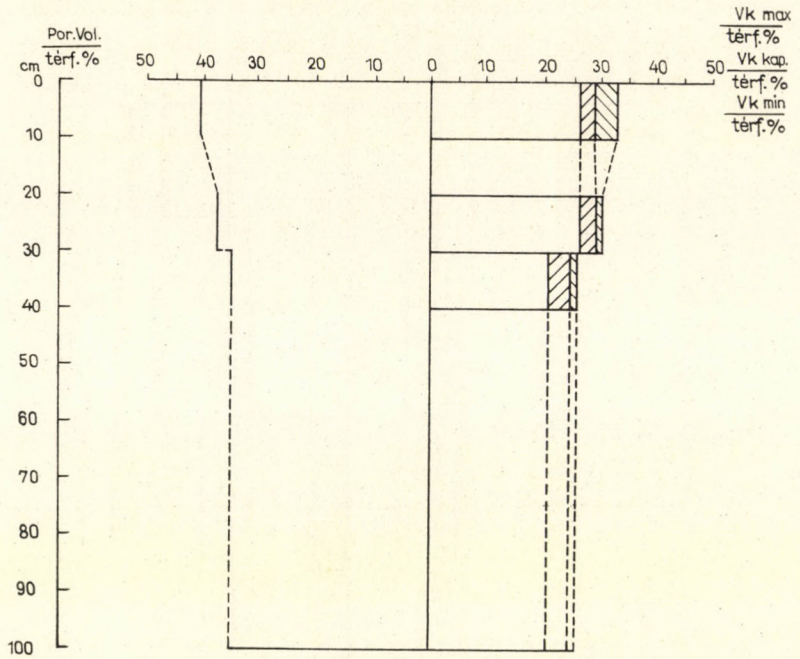
14. ábra. 2. szelvény. Duka. Vízgazdálkodási adatok



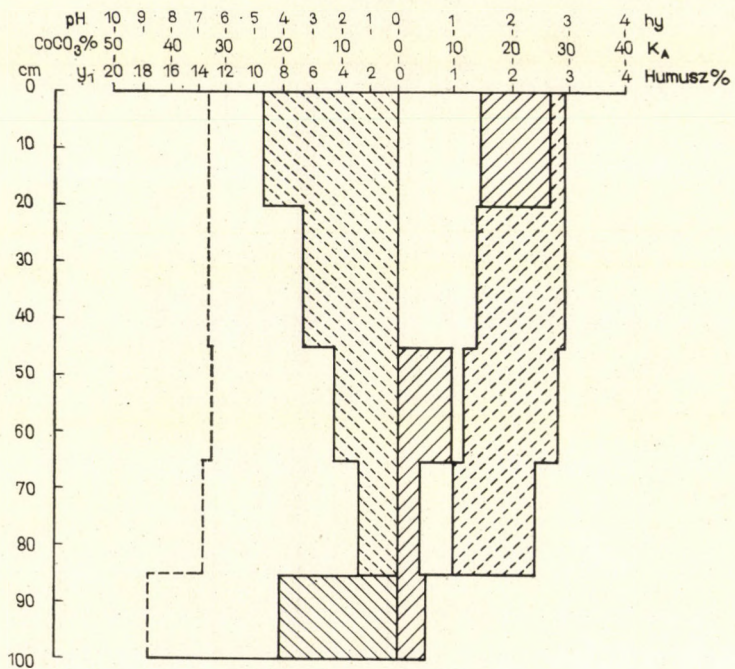
14. ábra. 12. szelvény. Béb. Alapvizsgálatok



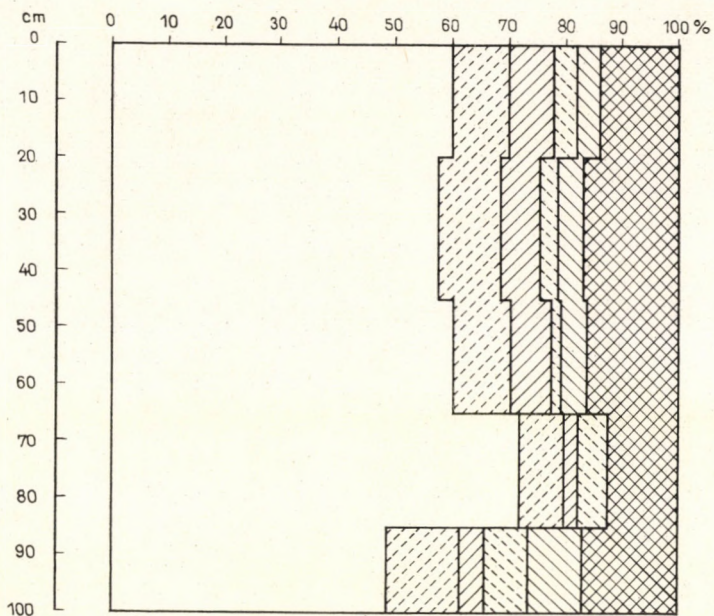
14. ábra. 12. szelvény. Béb. Vizes kivonat



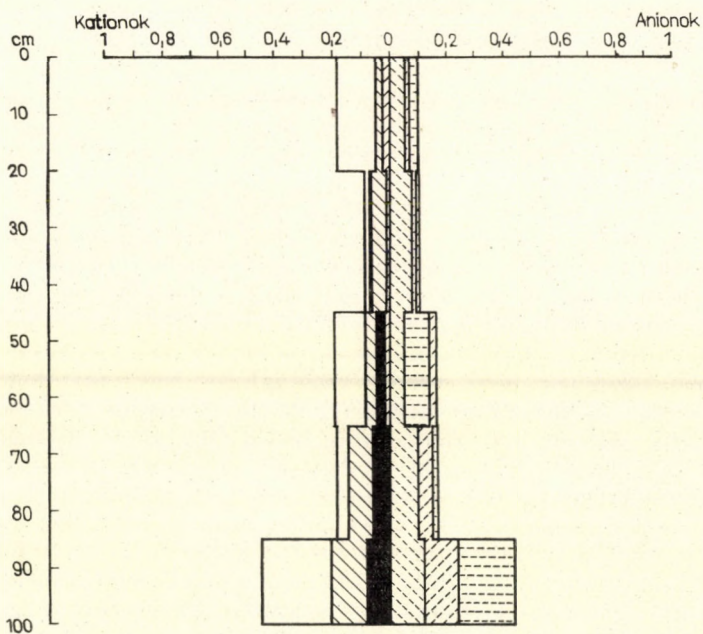
14. ábra. 12. szelvény. Béb. Vízgazdálkodási adatok



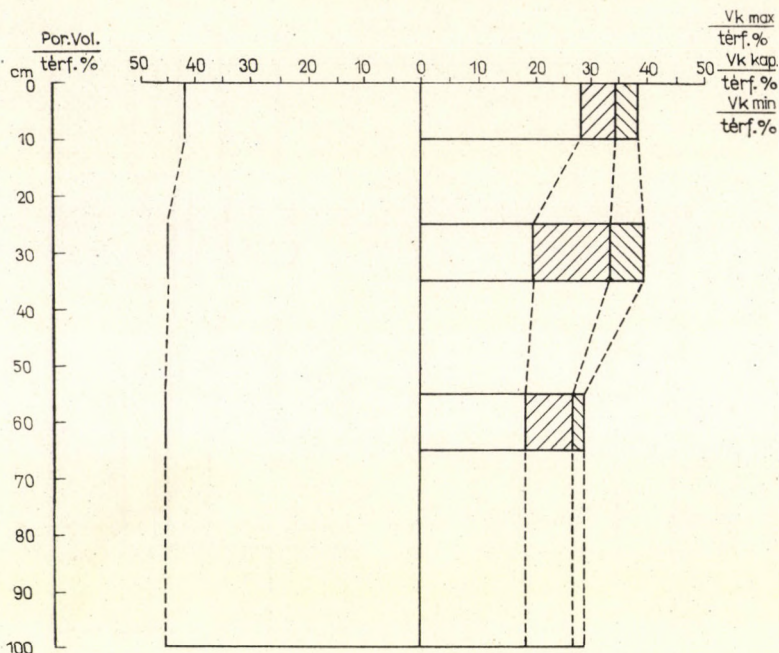
14. ábra. 16. szelvény. Iszkáz. Alapvizsgálatok



14. ábra. 16. szelvény. Iszkáz. Mechanikai elemzés



14. ábra. 16. szelvény. Iszkáz. Vizes kivonat



14. ábra. 16. szelvény. Iszkáz. Vizgazdálkodási adatok

kozásban, az arányokat tekintve is kitűnő egyezés mutatkozik a fenti két alföldi réti csernozjom szelvényvel. Sajátos jelenség azonban az, hogy a dukai szelvény szántás alatti A szintjében és a B szintben a Mg^{2+} bizonyos mennyiségben kiszorul a kolloidok felületéről és helyét a Ca^{2+} foglalja el. (Itt korrigáljuk a pusztapói szelvény hibásan közölt [STEFANOVITS P. 1963a, p. 259] telítettségi értékeit. A táblázatban megadott S és T mg. eé./100 g értékek alapján a V% értékek felülről lefelé a következők: 91, 76; 85, 16; 89, 82; 82, 42; 95, 18.)

A vizes kivonatok mennyiségi adatai alapján is elkülönül a karbonátmentes réti csernozjom altípus (16. szelvény) a karbonátosoktól (14. ábra). A kationok és anionok minőségének megoszlása a szelvényben meglevő vízben oldható sók összetételére nézve óvatos becslést enged meg. Ezek szerint a finom eloszlású $CaCO_3$ mellett másodsorban kis mennyiségben $MgSO_4$ jelenléte látszik valószínűnek, mindkét altípusban. A dukai szelvény talajképző kőzetében igen csekély viszonylagos NaCl tartalomra is lehet következtetni. SZEBELLÉDY L.-NÉ (1959) talajvíztípus térképe szerint a mi második szelvényünk alatti talajvíz Ca, Mg, HCO_3 típusú. Ennek a Na-ra vonatkozó részleges vizes kivonatunkkal éppen ellentétes. SZEBELLÉDY L.-NÉ adatai természetesen a vízáadó réteg viszonyaira, nem pedig a mi talajrétegünkre vonatkoznak, ezért párhuzamosítani a két adatot csak akkor lehetne, ha az első vízáadó réteg az általunk vizsgált talajszelvény szintjébe, de legalább kapilláris zónájának alsó határára esnék. Réti csernozjom esetében a talajvíz még a felszínközelségben mozog, ezért kerestünk kapcsolatot a két különböző adat között. A Na-ot kivéve ez a kapcsolat kimutatható volt. Na-ot viszont, mint tudjuk, tájunk talajképző laza üle-

dékei között mindössze a lösz tartalmaz figyelemre méltó kis mennyiségben. Nem véletlen, hogy (STEFANOVITS P. 1963a. p. 270) Iván környékén, lösz anyakőzet jelenlétében mutatott ki szikes talajt.

A Marcal-medence eddig ismertetett talajai közül ez az első típus, amelynek $tg\alpha$ értékei a csernozjomokra STEFANOVITS P. által felállított határértékek közé esnek (Duka, 0–20 $tg\alpha = 1,24$; 20–40 = 1,19).

A Marcal-medence réti csernozjomjainak 2 altípusa vízgazdálkodási sajátságát tekintve is különbözik egymástól, mégpedig a karbonátos altípus javára. Ennek ugyanis természetes vízkapacitása az egész szelvényt tekintve kedvezőbb a kilúgozotténál. A karbonátmentes altípusnak csak a szántott szintje rendelkezik olyan természetes vízkapacitási értékkel, mint a karbonátos (14. ábra). Itt jegyezzük meg, hogy a természetes vízkapacitást a laboratóriumban megállapított minimális vízkapacitási értékből ítéljük meg, ti. ez az érték közelíti meg legjobban a talaj szabadföldi, természetes víztartó képességének értékét.

A réti származásra utal a BC és C szintben következetesen megfigyelhető rozsdásodás, glejesedés, amely a vasvegyületek oldatban való mozgásának és átalakulásának tanújele. A C szint minden esetben karbonátos.

A Marcal-medencei réti csernozjomok mikromorfológiai jellemzését a típus tökéletesebb dokumentálása és a *sztyepesedett réti talajjal* való összehasonlíthatósága céljából az alábbiakban közöljük:

12. *Béb, 20–30 cm.* A humusztól szürkésbarna, hálósan pelyhes agyagos alapanyagba nagymennyiségű elsődleges szilikát ágyazódik be. Az agyagos rész keresztezett nikolok között izotróp módon viselkedik. A kis számú, 20–300 μ vastagságú repedések fala tiszta. A primér szilikátok: kvarc, kvarcit, zöld amfibol, gránát, ortoklász, tús apatit kristály zárványokkal. Az elsődleges szilikátokon kívül 100–200 μ átmérőjű *humuszvaskonkréciók* és 2000 μ átmérőjű, piszkosszürke, *mikrokristályos $CaCO_3$* konkréciók tagolják az agyagos részt. A kvarcsemcsék átlagos mérete 100–140 μ , maximálisan 900 μ .

A réti csernozjom ezen a tájon — amint arra már utaltunk — talajklimatikus képződmény. Az eredetileg réti genetikai talajtípus a felszíni és a talajvízszint mélyebbre szállása (folyómedrek bevágódásának és a klíma szárazabbá válásának együttes hatása) következtében fokozatosan kikerült az addig domináns hidromorf befolyás alól. A légyszárú növényzet és a talajvíz talajképző hatásának együtteséből mindinkább az előbbi befolyása jutott uralomra. Végül is a megváltozott dinamikai folyamatok genetikai jelenséggé halmozódtak, kialakítva egy átmeneti talajtípust, a réti csernozjomot.

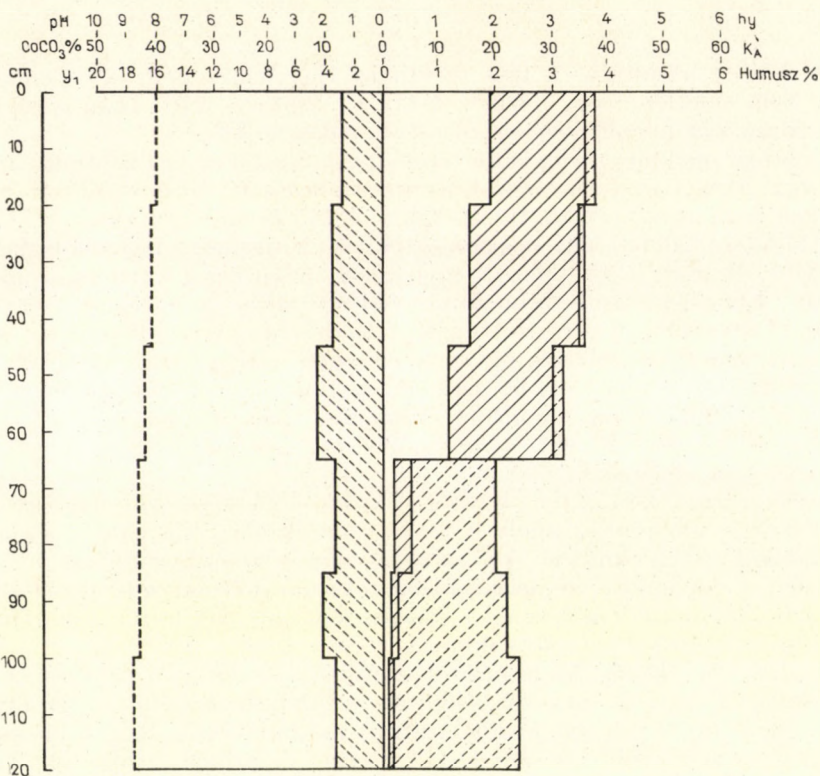
6. Réti talaj

A réti talajok közül a tájban ez a típus a legelterjedtebb. Morfológiai jellemzésére bemutatom a 3. sz. szelvényt.

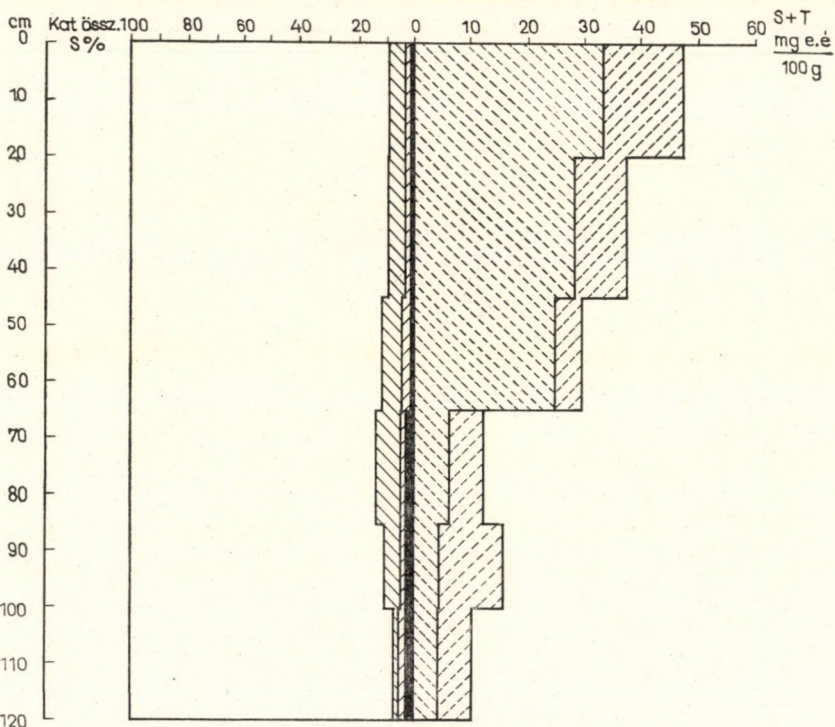
3. Dobrokai-csárda

A_{sz}	0–20 cm	Fekete, 10 YR 2/1, gyengén rögös, kötötten homokos, tapadós, agyagos homok. $CaCO_3+$.
A	20–45 cm	Fekete, 10 YR 2/1, tömött, szerkezet nélküli, tapadós, agyagos, iszapos homok. $CaCO_3++$, pH 8,4.

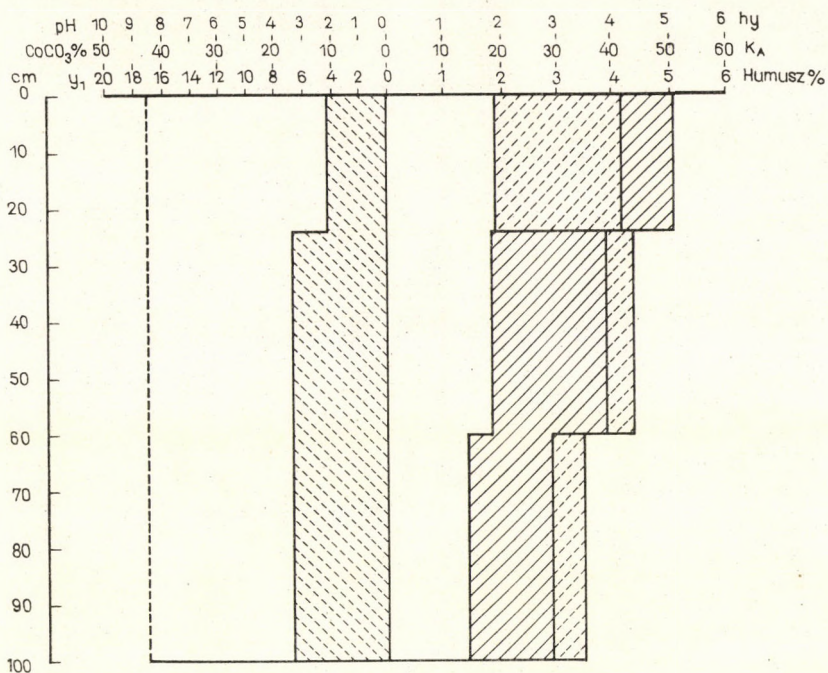
15. ábra. Réti talajok vizsgálati adatai (140–148. old.)



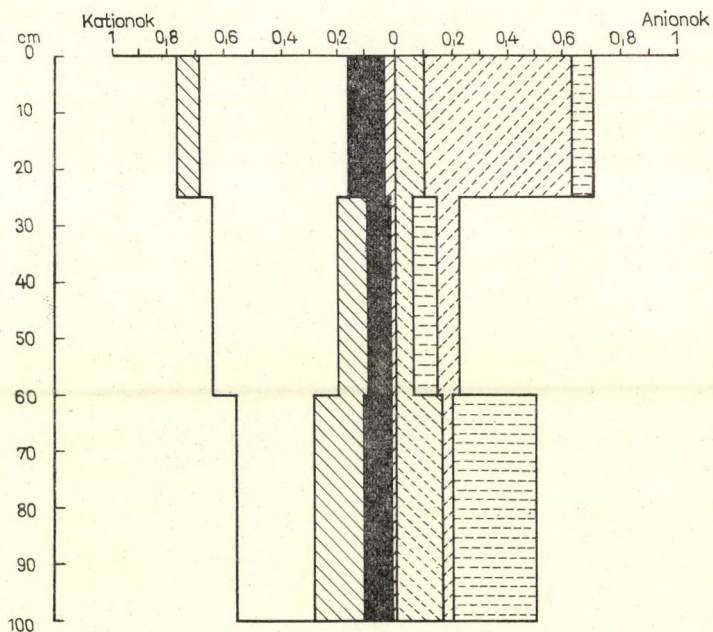
15. ábra. 3. szelvény. Dobrokai csárda. Alapvizsgálatok



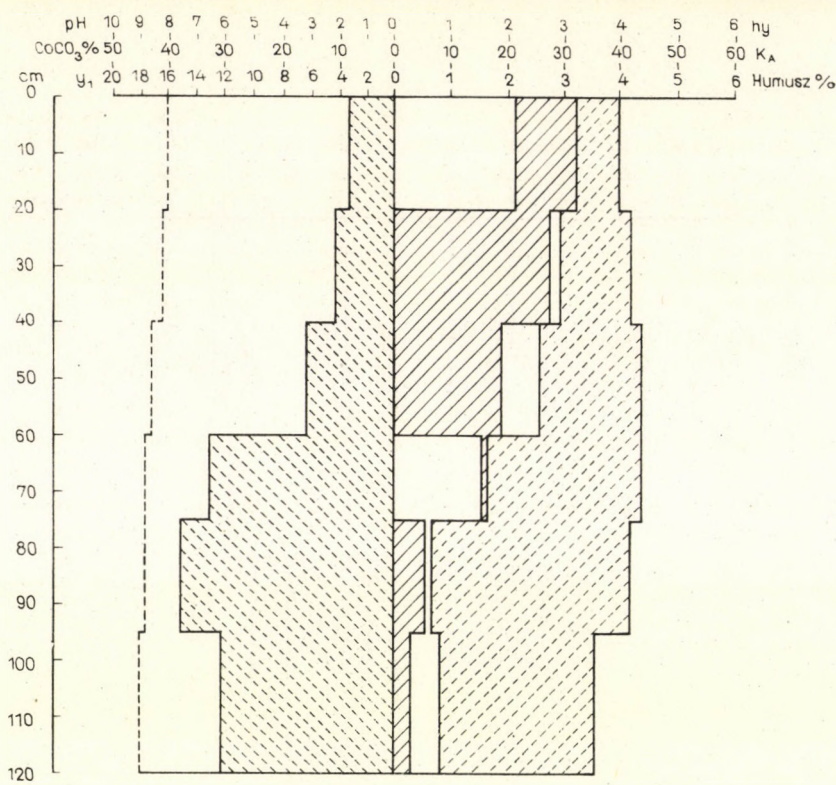
15. ábra. 3. szelvény. Dobrokai csárda. Kicszerélhető kationok összege



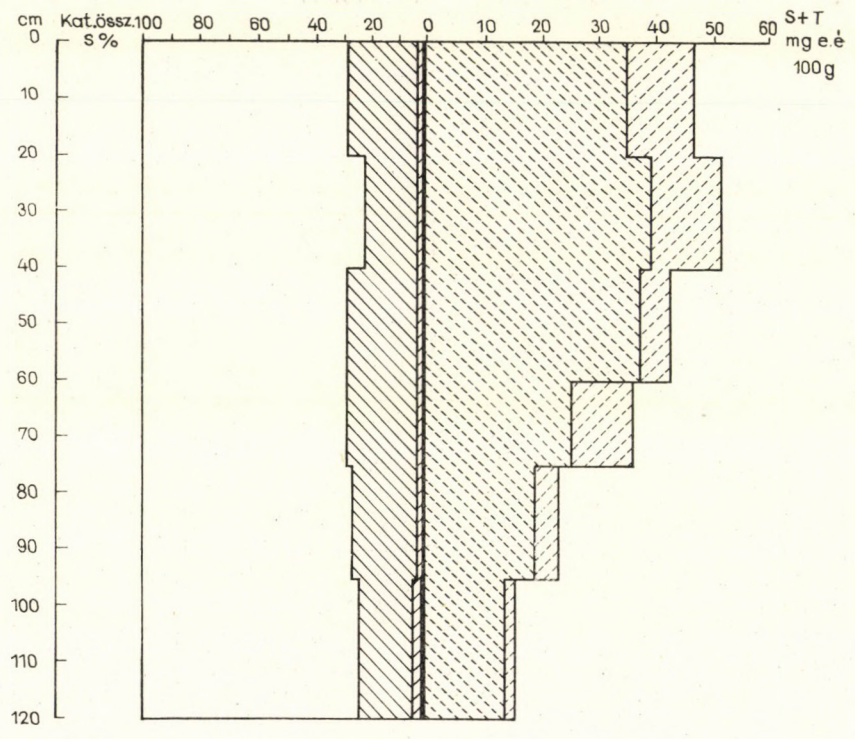
15. ábra. 10. szelvény. Bakonyszentiván. Alapvizsgálatok



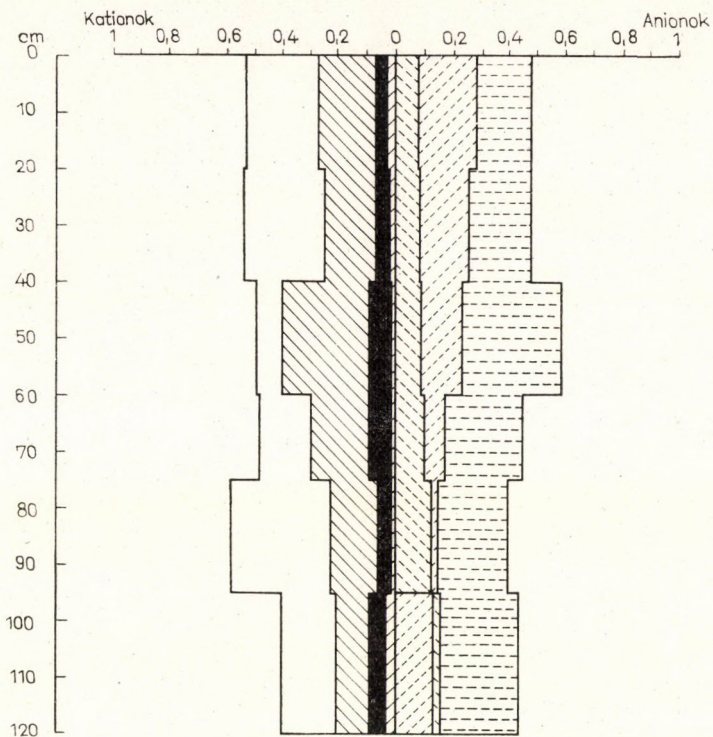
15. ábra. 10. szelvény. Bakonyszentiván. Vizes kivonat



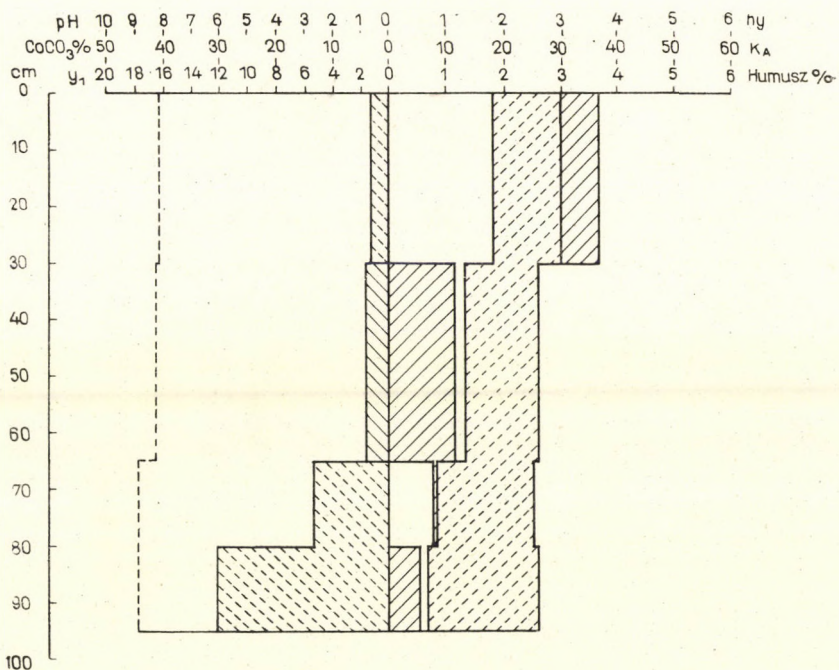
15. ábra. 14. szelvény. Borsosgyőr. Alapvizsgálatok



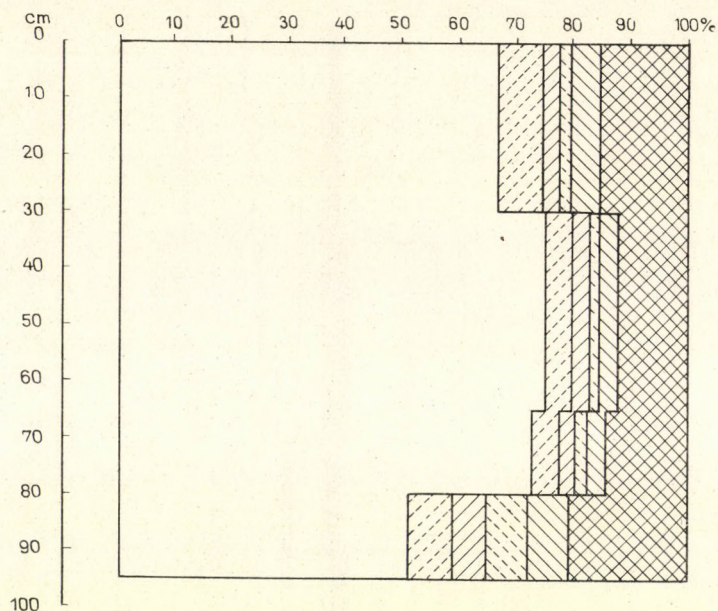
15. ábra. 14. szelvény. Borsosgyőr. Kicsérélhető kationok összege



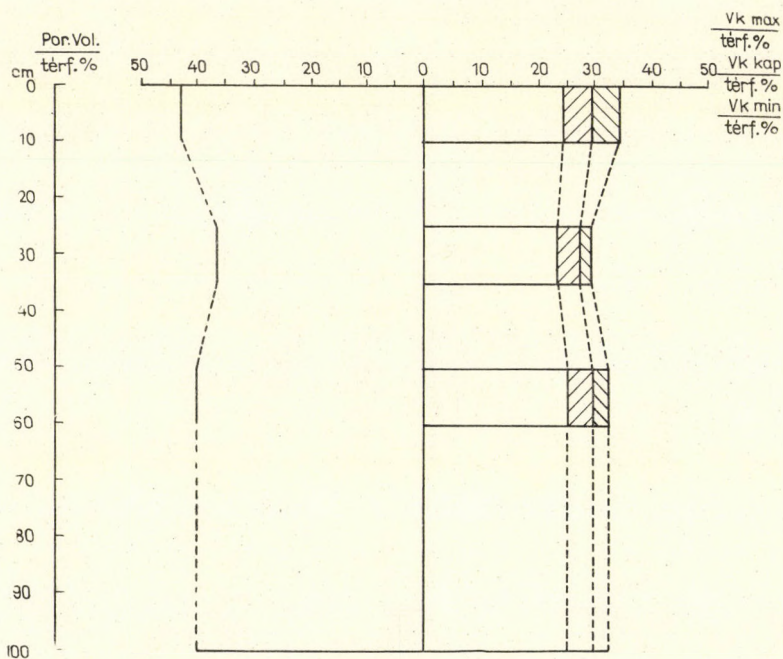
15. ábra. 14. szelvény. Borsosgyőr. Vizes kivonat



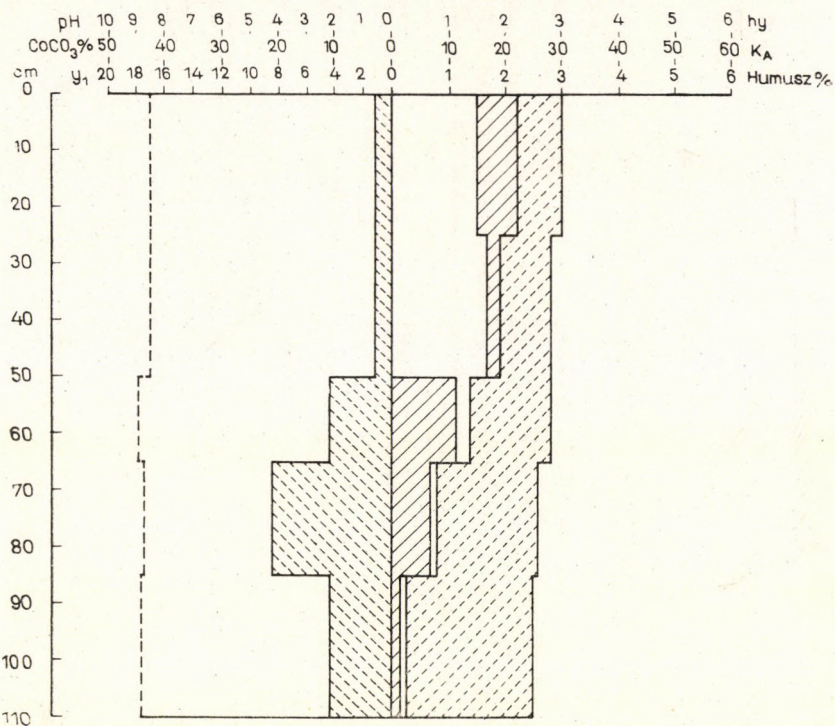
15. ábra. 22. szelvény. Zalaszegvár. Alapvizsgálatok



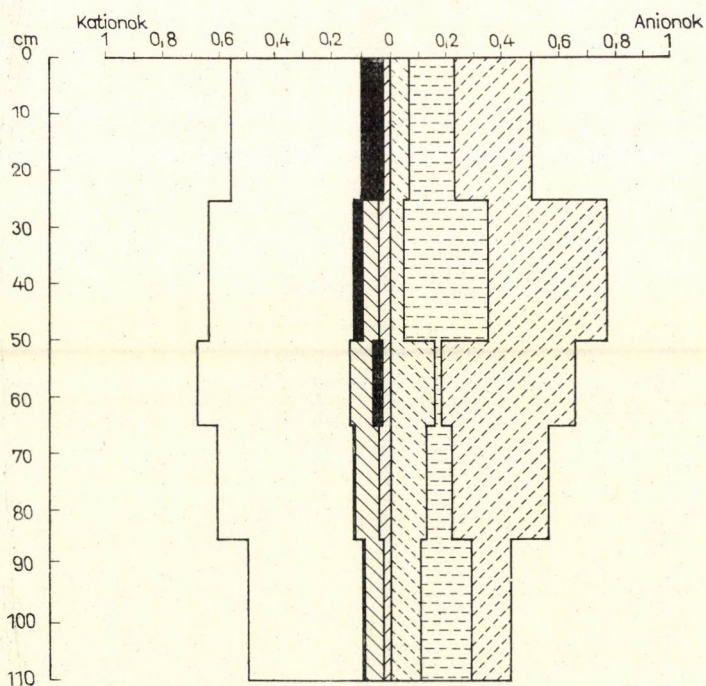
15. ábra. 22. szelvény. Zalaszegvár. Mechanikai elemzés



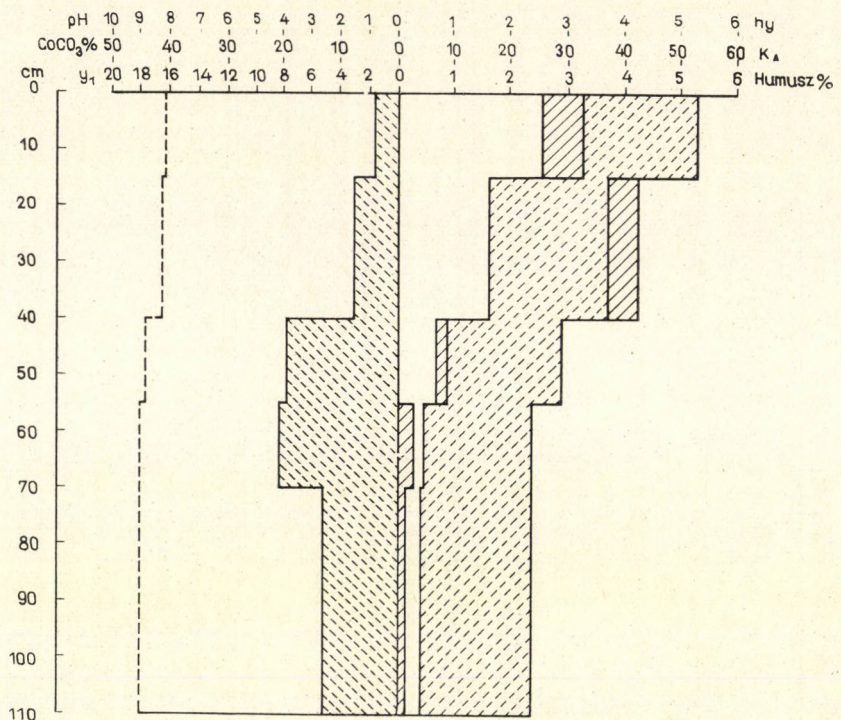
15. ábra. 22. szelvény. Zalaszegvár. Vízgazdálkodási adatok



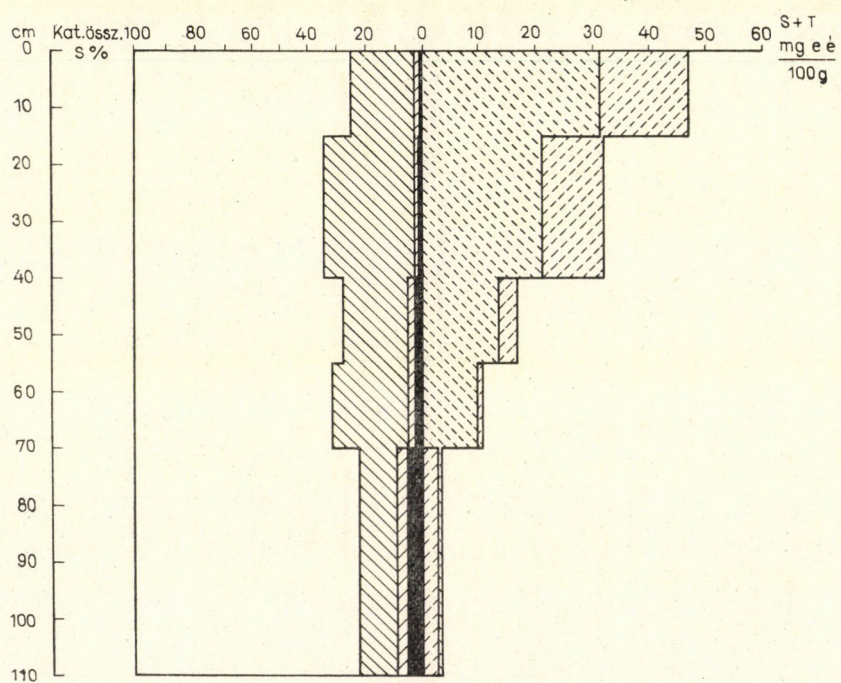
15. ábra. 24. szelvény. Pápakovácsi. Alapvizsgálatok



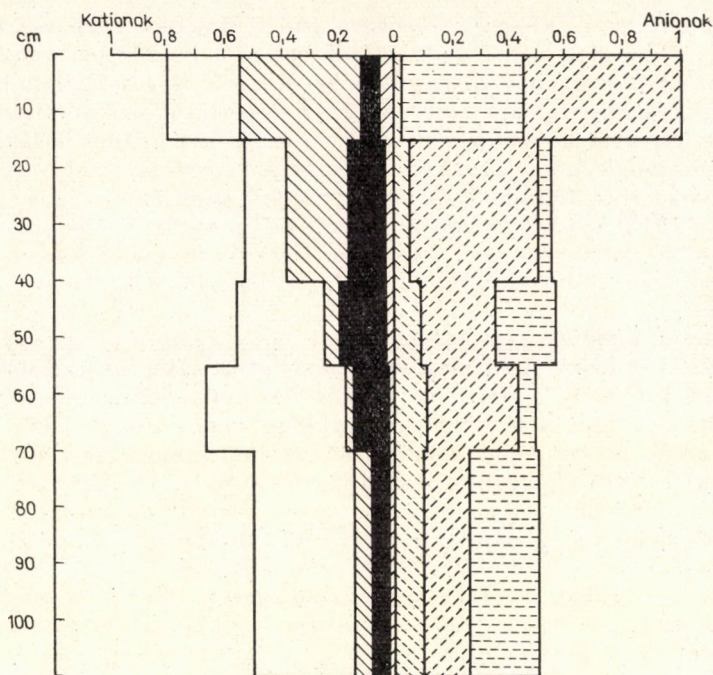
15. ábra. 24. szelvény. Pápakovácsi. Vizes kivonat



15. ábra. 38. szelvény. Marcaltó. Alapvizsgálatok



15. ábra. 38. szelvény. Marcaltó. Kicsérélhető kationok összege



15. ábra. 38. szelvény. Marcaltó. Vizes kivonat

- B 45–65 cm Fokozatosan világosodó, szürkülő, 10 YR 3/1, kaviesos (40%), agyagos homok. Kavicsok között vasasan mállott dolomit, bazalt horzsakő. CaCO_3 +++ . pH 8,5.
- C 65–85 cm Sárgás, rozsdásan tarka, 2,5 Y 7/4, durvaszemű homok, 50% kavicsal. CaCO_3 +++ , pH 8,3.
- 85–100 cm Élénksárga, egyenletesen rozsdás, 2,5 Y 7/8, durvaszemű homok, murvával. Sok fekete elegyrész, kevés apró csillámlemez, kevés szilikát. 20 cm \varnothing -jú krotovina, szürke anyaggal kitöltve. A homokban nummulinák.
- 100–120 cm Világosszürke, 2,5 Y 7/4, erősen nedves, a kapillaris zónába tartozó, durva homok. Szemcsenagyság 0,5–1,0 mm. Sok fekete elegyrész, kevés csillám, kevés szilikát.
- 130 cm alatt erősebben rozsdás. Talajvíz.

A talaj típusa: réti talaj.

Fekvés: nagy kiterjedésű sík felszín.

Mintavétel: mindegyik szintből.

A típus humuszos szintjére meghatározó jellegű a színe: fekete, 10 YR 2/1. Eltérés ettől a szintől lehet. Ezekben az esetekben a szín Munsell szerint 10 YR 3/1, vagy 10 YR 2/2. A humuszos szint vastagsága átlagosan 60 cm. A humusztartalom az A szintekben átlagosan 3,1%. A szántott réteg a normális réti dinamikát mutató szelvény esetében, a mechanikai összetételétől függően, tömötten vagy lazán rögös szerkezetű. Némely esetben aprómorzás szerkezettel is találkozunk, ekkor azonban már színbeli változás is észlelhető. Világosabb, 10 YR 3/1 színű, talajvíztől kevésbé befolyásolt ez a szint, a sztyepesedési folyamat morfológiai bélyegét hordozva magán

(24. szelvény, i. m. Függ. p. 74). Erre utal a csökkent karbonát mennyiség is, amely ebből a szintből felfelé mosódott és a B szintben felhalmozódott (15. ábra, 24. szelvény), úgyszintén az átlagnál kevesebb humusz, amely a tipikus réti dinamikájú szelvényekhez képest intenzívebb aerob mikrobiológiai lebontás következménye. Ezt a szelvényt a típuson belül *sztyepesedő* változatnak mondjuk. (Nem tévesztendő össze az ezután tárgyalandó *sztyepesedett* réti talajjal!) A sztyepesedés fogalmát a hazai talajtanba TIMKÓ I. (1913) vezette be, amikor a magyar pusztát és a délorosz sztyepet hasonlította össze egy tanulmányában. Rá való hivatkozás e kérdés tanulmányozása során a szakirodalomból hiányzik, azért hívom itt fel rá a figyelmet.

A Marcal-medence réti talajai mind nagy szénsavas mésztartalmúak. Általánosan jellemző a típusra, hogy a szántott réteg, gyakran az egész A szint kisebb CaCO_3 % értékei a B szintben ugrásszerűen megnőnek. Ez a karbonátmennyiség a C szintben általában nem változik (15. ábra). Kivétel vizsgált szelvényeink közül a 35. számú vaszari szelvény, fúrásszelvényeink közül pedig még jó néhány. Ezek a szelvények ugyanis C szintjükig karbonátmentesek, esetleg gyengén karbonátosak és amint a vizsgálati adatok mutatják (16. ábra, 35. szelvény, i. m. p. 77), általában gyengén savanyúak is ($y_1 = 4,58; 3,01; 2,39$). Amíg a típusos réti talajok pH értékei átlagban 8,5 körüliek, a vaszari minták semlegesek, vagy gyengén savanyúak. Humusztartalma a mélység felé fokozatosan csökken. A típusos réti talajok ezzel szemben a B szint alján általában hirtelen esik 1%-nál kevesebbre.

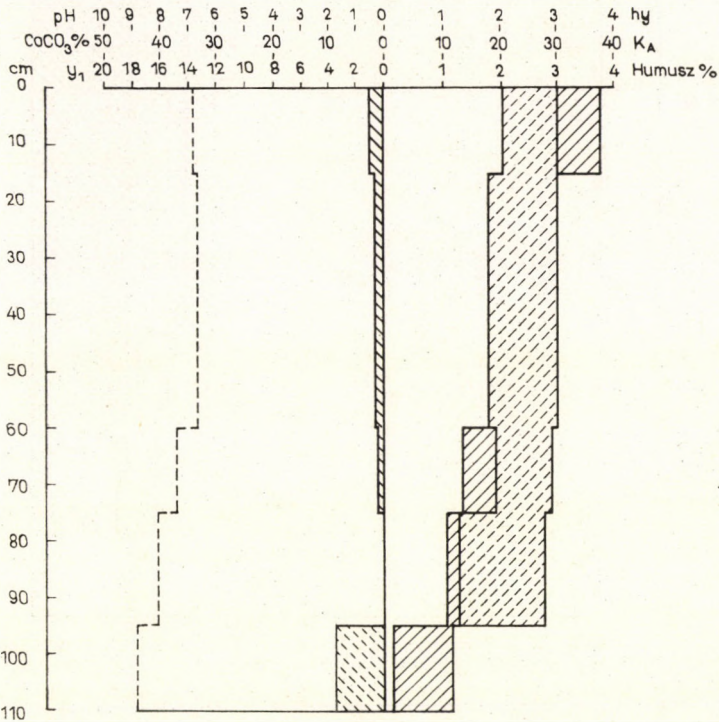
Ennek a szelvénynek morfológiai felépítése is lényegesen eltér a típusos réti talajétól. A szántott réteg színe 10 YR 3/2, azaz csernozjom szín. A humuszos szint mélyebb része már sötétebb (10 YR 3/1–2/2), de itt sem a jellemző réti színű (10 YR 2/1). Szerkezet nélküli, vályogos homokból épül fel a szelvény a C szintig. A C szintbe átmenete fokozatos, nem mint a típusos réti talajnál. A szelvény végig erősen kiszáradt, rajta vasmozgás nyomai figyelhetők meg. Kiszáradásra való hajlamát tanúsítják vízforgalmának adatai, amelyek szerint aránylag nagy a gravitációs pórustere a kapillárisoz viszonyítva. Így a többi réti talajéhoz képest, természetes víztartó képessége is kicsi.

Ez a talajtípus csernozjom jellegű réti talajnak, azaz az új nevezéktan szerint sztyepesedő réti talajnak bizonyult. Ezt a genetikai meghatározást STEFANOVITS P. is, és egy, ebből a célból történő helyszíni vizsgálat alkalmával SZŰCS L., a csernozjom talajok specialistája is megerősítette.

A jelenlegi rendszer összeállításának kezdetén MÁTÉ F. (1960, p. 123) még „Réti talajok és sztyepesedett réti talajok” címen foglalta főtípusba a réti talajokat. STEFANOVITS P.—SZŰCS L. (1961, p. 27) „Magyarázó”-jában a sztyepesedés már csak a változat kategóriájában szerepel, mint egyik kritérium.

A szóban forgó vaszari és a hozzá hasonló talajok termékenységükben és mezőgazdasági hasznosíthatóságukban is különböznek a nedvességgel jelenleg is bőségesen ellátott réti szelvényektől. Emiatt és a fentebb már ismertetett sajátos morfogenetika bélyegei miatt ezt a talajt a réti talajok főtípusán belül, önálló típusnak javasoltam elkülöníteni, *sztyepesedett réti talaj* néven (GÓCZÁN L. 1966, p. 308). A „sztyepesedett” fogalom kifejezi azt a genetikai átalakulást, amely ezt a talajt a fentebb felsorolt ismérvek alapján elkülöníti a típusos réti talajtól. Ez a genetikai alapon történő

16. ábra. Sztyepesedett réti talaj (csernozjom réti talaj) vizsgálati adatai (150–152 old.)



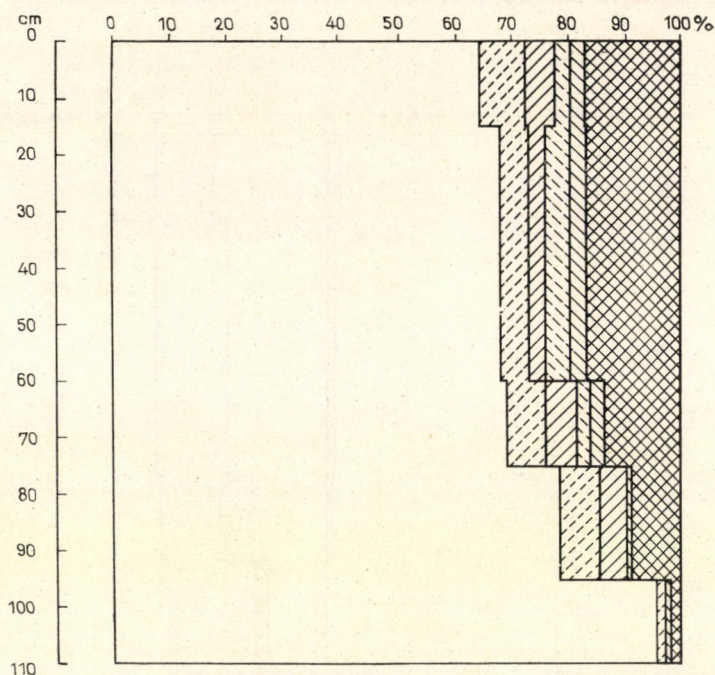
16. ábra. 35. szelvény. Vaszar. Alapvizsgálatok

talajdefiníció nemcsak a dinamikára utal, hanem már bizonyos új, sajátos állapotot is jelent. Ezt fejezi ki a sztyepesedés múlt időbe tett alakja.

Ezt az új típust meg kell különböztetni a típusos réti talaj sztyepesedő változatától, amelynek csak felső A_{sz} szintjében észlelhető színének barbulása és szerkezetének morzsalékossága révén a mezőségi dinamika.

Ennek az új talajtípusnak sokoldalúan megalapozott, részletes jellemzése megkívánja további szelvények morfológiai és laboratóriumi vizsgálatait. Igen lényegesnek látszik mikromorfológiai sajátosságainak megállapítása, és ilyen alapon egyfelől a réti talajtól, másfelől a réti csernozjomtól való elkülönítése. A típus ilyen jellemzését elősegítendő, a vaszari szelvény 15–25 cm-es rétegéből készített vékonycsiszolatának leírását az alábbiakban közlöm:

35. Vaszar, 15–25 cm. A szöveti képre jellemző, hogy a durva, nagyméretű szilikátok dominálnak. Az agyagos rész humusztól sötétbarnára színezett, aggregátumokká összedült, egymástól elszigetelt képletekből áll, amely keresztzett nikolok között izotróp. A repedések tiszták. Primér szilikátok: kvarc, kvarcit, zöld amfibol, gránát. Megfigyelhető egy 1200 μ hosszú, 800 μ széles humuszos vaskiválás is. A kvarcsemcsék átlagos mérete 100 μ, maximálisan 1200 μ.



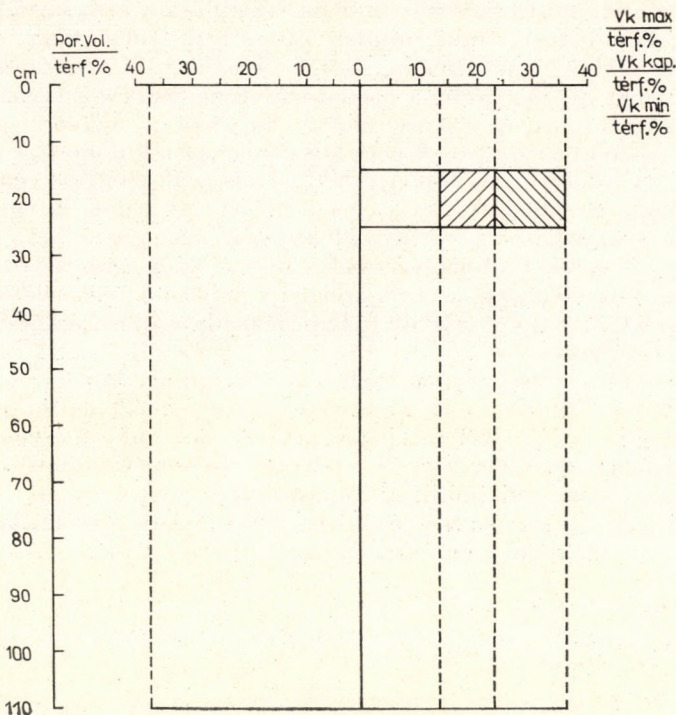
16. ábra. 35. szelvény. Vaszar. Mechanikai elemzés

„A genetikus üzemi talajterképezés módszerkönyve” (szerk. SZABOLCS I.) c., 1966-ban megjelent OMMI kiadvány 216. oldalán „Csernozjom réti talajok” címen olvasható FÖLDVÁRI GY. tollából a sztyepesedett réti talaj általánosított morfológiai jellemzése. FÖLDVÁRI GY. itt nem hivatkozik a típus leírójára. A talajrendszerbe már mint ismert talajtípust vette be a csernozjom réti talajt, amely viszont az addigi talajrendszerből hiányzott.

Miután a sztyepesedett réti talaj jellemzésével egy kis kitérő formájában végeztünk, folytathatjuk a réti talajtípus további ismertetését. A jellemző szín mellett a táj réti talaja általában már az A szintjének alján megjelenő vasformák (vasborsók, vasszeplők), továbbá B szintjének alsó határán észlelhető rozsdásodás, majd a C szint glejes képződményei alapján határozható meg. A glejesedést néhol atkásodás is kíséri (10. sz. szelvény; i. m. Füg. p. 71). A glej szint aktív talajvízhatás, a vasmozgás jelensége pedig a kapilláris zóna tanújele. A sztyepesedett réti talajnál nemcsak a glej szint hiányzik, de az egykori kapilláris zóna bizonyítékait is szinte felismerhetlenségig átfedi a humuszosodás.

A mechanikai elemzés adatai arra mutatnak, hogy a réti talajban csakúgy, mint a sztyepesedett réti talajban az agyagosodás a legfelső szintben a legintenzívebb és a mélységgel arányosan csökken a kolloid tartalom.

Ha az itteni réti talajok dinamikáját vizsgáljuk, azt látjuk, hogy adszorpció kapacitásuk hűen követi a mechanikai elemzés mutatta szelvényen belüli agyageloszlást (15. ábra). Az adszorpciós komplexus %-os telítettségi



16. ábra. 35. szelvény. Vaszar. Vízgazdálkodási adatok

értékei viszont a B szintekben mutatnak növekedést. Ha a szilárd fázis kolloidjainak felületén adszorbeálódott kationoknak az S érték %-ában kifejezett szelvényen belüli eloszlását kísérjük figyelemmel, azt a jellemző jelenséget tapasztalhatjuk, hogy a föld alkáli fémek ionjai — amelyek együttesen átlag 96,4 S%-ot képviselnek — a B szintben, az alkáliák pedig tovább vándorolva, a C szintben dúsulnak fel. Ez a kép általános. Az egyes szelvényekben a talajföldrajzi adottságokból kifolyólag sajátos jellegzetességek is adódnak, amelyek a folyamatok finomabb részleteibe engednek betekintést, s ilyen alapon genetikai diagnózist változat szintig lehet megadni. A 14. sz. szelvény kicserélhető kationjainak eloszlása azt mutatja, hogy ez a szelvény jelentős arányban tartalmaz adszorbeált magnéziumot, ami vízgazdálkodására nézve már kedvezőtlen. A kicserélhető Mg^{2+} az A_2 szintben részben még a Ca^{2+} -ot is helyettesíti, és itt dúsul fel legnagyobb mértékben. Ha ezt a jelenséget a szelvény vizes kivonatának adataival összevetjük, azt látjuk, hogy a vízdoldható sók eloszlása teljesen hasonló arányok szerint van jelen a talajban, mint a kicserélhető kationoké. A Mg^{2+} a vizes kivonatban is az A_2 szintben éri el a legnagyobb értéket, HCO_3^- -tal és részben SO_4^{2-} -tal alkotva sókat. A Na^+ a 2 S%-ot sehol sem éri el. Az elektrometrikus összes sóértékek is utaltak már ezekre a viszonyokra (15. ábra, 14. szelvény; i. m. Függ. p. 72). Egészen hasonló a helyzet a 38. szelvényénél is. A

kationkicszerelő képesség szelvényen belüli alakulása a mélységgel csökken. A kationok közül itt is, mint minden itteni réti szelvényben, a Ca^{2+} az uralkodó, de a Mg^{2+} is jelentős nagyságú értéket ér el (15. ábra, 38. szelvény, i. m. Függ. p. 75). Eddig a hasonlóság. A telítettség szelvényen belüli változása tekintetében és a kicserélhető Na^+ -nak a mélyebb szintekben való feldúsulásával viszont ez a szelvény lényegesen különbözik a 14. szelvénytől. A 38. szelvény esetében a $V\%$ érték a B szintben ugrásszerűen megnő és lefelé tovább növekszik, végül a 70–110 cm-es rétegben a telítettség nem számítható, mert az oldható sók jelenléte miatt az S érték meghaladta a T értéket. Jóllehet ennek a szelvénynek vizes kivonat vizsgálatával nem rendelkezünk, a talajszelvény helyszíni felvételéből tudjuk, hogy ez a szint már a talajvíz víznyelvényében fekszik, s innen érhető a magas vízdúsuló só-érték.

Másik lényeges eltérés a két szelvény dinamikája között, hogy a 38. szelvény utolsó szintjében a kicserélhető Na^+ meghaladja a kritikus $5 S\%$ -ot, amíg tehát mindkét talajtípus magnéziás, ez utóbbi gyengén szikes altalajú réti talaj változatnak, a 14. szelvény viszont vízdúsuló sőtartalma alapján gyengén sós réti talajnak minősíthető.

A $tg \alpha$ értékek szerint réti talajunk csernozjom lenne. A réti talaj esetében sem kaptunk tehát ezzel a módszerrel használható adatot.

7. Öntés réti talaj

A Marcal-medence területén ez a talajtípus gyakorlatilag a mellékpatakok völgytalpához, vagy a Marcal-allúvium magasabb szintjéhez kötött. A kisebb mellékvölgyeknek a táj területére eső völgyfői állandó vízfolyással nem is rendelkeznek. Ezek a szakaszokon vízenyős rétek fedik a völgytalpat, amelyen vízfolyás-meder nincs kialakulva. Ilyen esetekben típusos réti talaj keletkezett. Az állandó vízfolyású patak völgyek azonban egy felhőszakadás alkalmával mindig kapnak árvizet, úgy hogy felszínükön a réti talajképződési folyamat a jelenben sem zavartalan. Az új talajrendszer megalkotásakor az öntés réti talaj típus jellemzéséhez közölt túrkevei szelvény morfológiájától (MÁRÉ F. 1960, p. 129–130) a Marcal-medence öntés réti talajai az öntés-jelleg gyengébb kifejezettségével térnek el. Itt a réti dinamika olyan intenzív, hogy az öntések rétegzettségét a sötét humuszanyagok jelentősen elfedik. Ezek a talajok tehát közelebb állanak a réti talaj típushoz, mint a tiszántúliak. Egyébként ebben nagy szerepe van a durvább frakciójú öntésanyagoknak is, hiszen mint STEFANOVITS P. írja (STEFANOVITS P. — SZÜCS L. 1961, p. 45), homokos szelvények esetében már $3-4\%$ -nál kisebb szervesanyag tartalom mellett is fekete a réti talaj. Az itteni mellékpatakok esése is nagyobb, mint a tiszántúli vízfolyásoké, és az elszállítandó üledék is durvább frakciójú. A mellékpatakok völgyében keletkezett öntés réti talajok sötétszürke színe a fentiek alapján tehát világosan értelmezhető. A Marcal-allúvium alig érzékelhetően magasabb szintjén képződött öntés réti talajok agyagos vályog összetételűek. Az időszakos öntésanyag is humuszos, de világosabb színével megkülönböztethető az intenzíven rétiesedett szintektől. A mellékpatakok keskeny völgyében réti talajjal együtt fordul elő, azonban olyan keskeny sávban, hogy a 100 000-

es térképen a kettő külön nem ábrázolható. Éppen ezért, a kiterjedt lapos síkok réti talajától való megkülönböztetés céljából, a mellékpatak-völgyek allúviumán összevontan az öntés réti talajt ábrázoltuk. Csak olyan kisebb völgyszakaszokon határoltunk el réti talajt, ahol állandó vízfolyás hiányában öntés ki sem alakulhatott, de a völgytalp alatti felszín közeli talajvíz réti talajképző folyamatot juttatott uralomra.

A Marcal-völgyi és a mellékpatako menti öntés réti talajok szénsavas mésztartalmukat tekintve is különböznek egymástól. A Marcal-völgyi öntés réti talaj lényegesen kevesebb karbonátot tartalmaz, mint a meszes pannóniai üledékeket és a bakonyi mézkövet erodáló mellékpatakok völgytalpainak öntés réti talajai.

Az öntés réti talaj fejlődése a vízfolyásoknak gátak közé szorítása óta fokozottabban a réti genetika felé tolódik el. A következő szelvény példája ennek a folyamatnak.

39. Rábaszentmihály

A	0—15	cm Sötétszürkés barna, mészgöbceses, gyökérjáratos, tömött vályog. Szerkezet nélküli. pH 8,2. CaCO_3++++ .
AB'	15—30	cm Sötétbarna, tarka, gilisztajaratok mentén alulról sárga vályoggal erősen átkevert, 0,5 cm \varnothing -jú mészgöbcs tartalmú (30%) agyagos vályog. Szerkezete gyengén poliéderez, tömött. Sok gyökérjártat. Intenzív gilisztatevékenység. CaCO_3+++ , pH 8,5.
AB''	30—45	cm Barnássárga, aprófoltosan felülről, a gilisztajaratok mentén humusszal átkevert homokos vályog. Tömött. Sok gyökérjártat, igen erős gilisztatevékenység (áthumuszosodott öntésiszap). CaCO_3++++ , pH 8,2.
B	45—80	cm Vörösesbarna, tarka, rozsdás, glejes, a szétporló növénymaradványok mentén rozsdás vaskiválások, másutt glejfoltoktól vörös, finomszemű homok. CaCO_3++++ .
C	80—120	cm Sárgásszürke, aprószemű homok, rozsdafoltokkal. Szerkezet nélküli, laza. Glejes, glejfoltok 1,5 cm \varnothing -jűek. Vasborsó. Gyökérjártatok. A szelvényben ennek a szintnek az aljáig nyúlik le egy világosszürke, homokkal kitöltött, peremén vörös vaskiválásos, ékszerű forma. CaCO_3++++ , pH 8.

A talaj típusa: öntésen kialakult réti talaj.

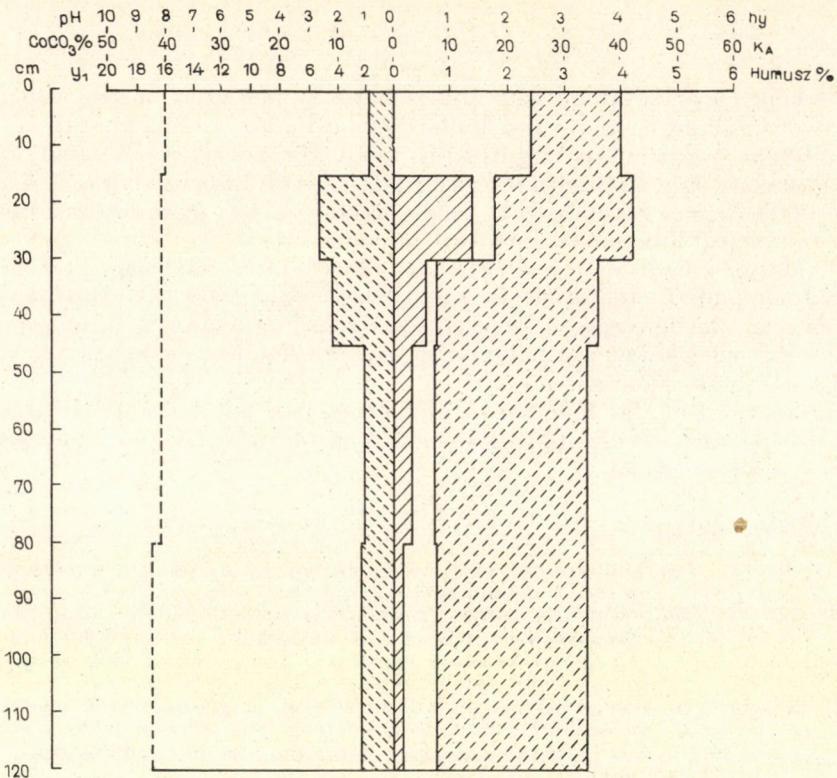
Fekvés: nagy kiterjedésű, alacsony, sík terület; ősi Marcal-meder ártere.

Szépen fejlett cukorrépa alatt.

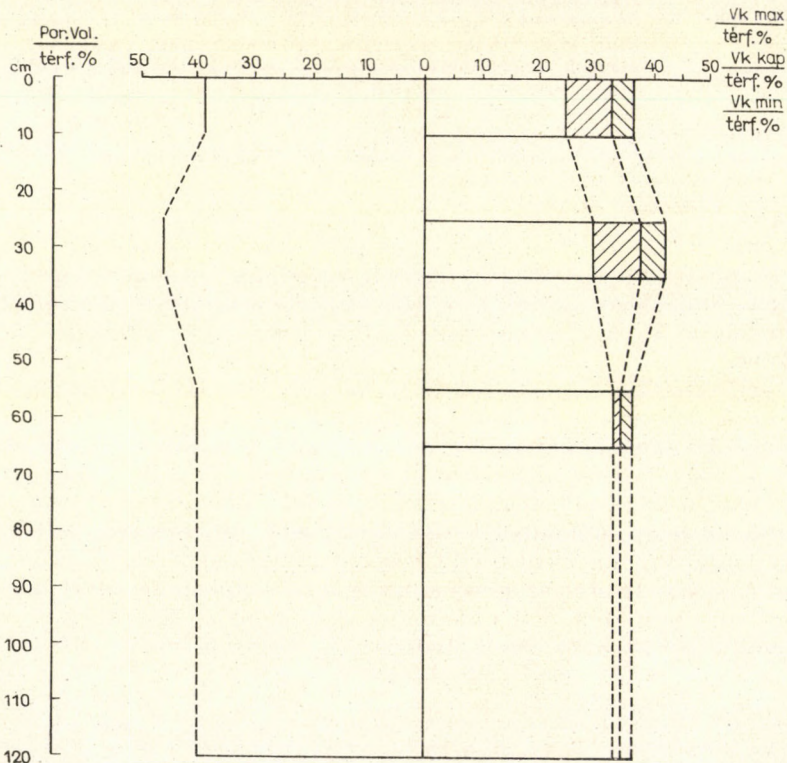
Mintavétel: mindegyik szintből.

Az öntés jelleg itt rétegzettségében már nem nyilvánul meg, mert az intenzív giliszta-tevékenység az eredeti vízszintes települési formát megszüntette. Függőleges csövek és gócek alakjában található ma már csak a szelvényben az egykori öntésiszap, kevésbé humuszos, világosabb képződményként.

A C szint rozsdá- és glejfoltoktól tarka, sárgásszürke finomszemű folyóvízi homok. Az egész szelvény mindössze 30 cm-ig van elhumuszosodva. Átmeneti, AB szintje már szerkezetes (gyengén poliéderez). Az A szintnek a típusos réti talajénál világosabb színe, vékony kifejlődése még az öntés jellegre utal, a szerkezetesség, a vasmozgás jelei (vasszeplők, vasborsók), a glej szint azonban már mind a túlsúlyban levő réti folyamat eredménye. Emiatt a szelvény már nem is volt besorolható az öntés réti talajok kategóriájába. Változat szinten azonban a réti típuson belül elkülönítettük öntésen kialakult réti talajként. Ezt indokolták egyébként a laboratóriumi vizsgálatok adatai is (15. ábra, 39. szelvény, i. m. Függ. p. 76).



15. ábra. 39. szelvény. Rábaszentmihály. Alapvizgálatok



15. ábra. 39. szelvény. Rábaszentmihály. Vízgazdálkodási adatok

8. Rétláptalaj

A Marcal-medencében a lápképződés feltételei a Marcal-völgy csekély esése és széles allúviuma következtében igen kedvezőek voltak. A munkánk kutatástörténeti fejezetében idézett LÁSZLÓ G.-féle tőzegfelvételi térkép igen kiterjedt tőzegterületet ábrázol. Ha ehhez hozzávesszük a nem tőzegesedett lápok területét, a medence egész talajtakarójához viszonyítva is igen jelentős a láptalajok kiterjedése, amely azonban az adott lápképző feltételekkel természetesen összhangban áll.

A Marcal-medencében csak rétláptalajok fordulnak elő. Kevés kivételtől eltekintve a Marcal-allúvium legmélyebb szintjeit foglalják el. Három altípusát: a tőzegláptalajt, a kotus tőzegláptalajt, valamint a kotus láptalajt különítettük el a térképen, mivel használatba vételük altípusonként is különbözik.

A típust a legnagyobb kiterjedésben található kotus láptalaj szelvényén ismertetjük (20. szelvény; i. m. Függ. p. 79, 17. ábra).

Az A₁ szint vékony, barnásfekete (10 YR 2/2), könnyű fajsúlyú, csigahéjas kotú. Humusztartalma 21%. Ennek az alapszintnek 13,44%-os CaCO₃ tartalmát a nagymennyiségű csigahéj törmelék adja. A következő, A₁₂ alszintben a szénsavas mész mennyisége ugyanis csak 3,36%, mivel a csigahéj törmelék itt már hiányzik. Ez a jelenség a szelvény bizonyos mértékű kilúgozására utal. Ti. alatta, a B szint — amelyben a szerves anyag már csupán 0,93, ill. 0,48% — 17,64%, majd a C szint 32,97% CaCO₃-ot tartalmaz.

Az A₁₂ alszint tömött, poliéderes szerkezetű, igen sötétszürke (10 YR 3/1) vályog. Humuszmennyisége erősen lecsökkent: 3,22%.

A B szint humusztól gyengén festett szürke (2,5 Y 5/2), glejes, szénsavas mészben gazdag, tömött vályog.

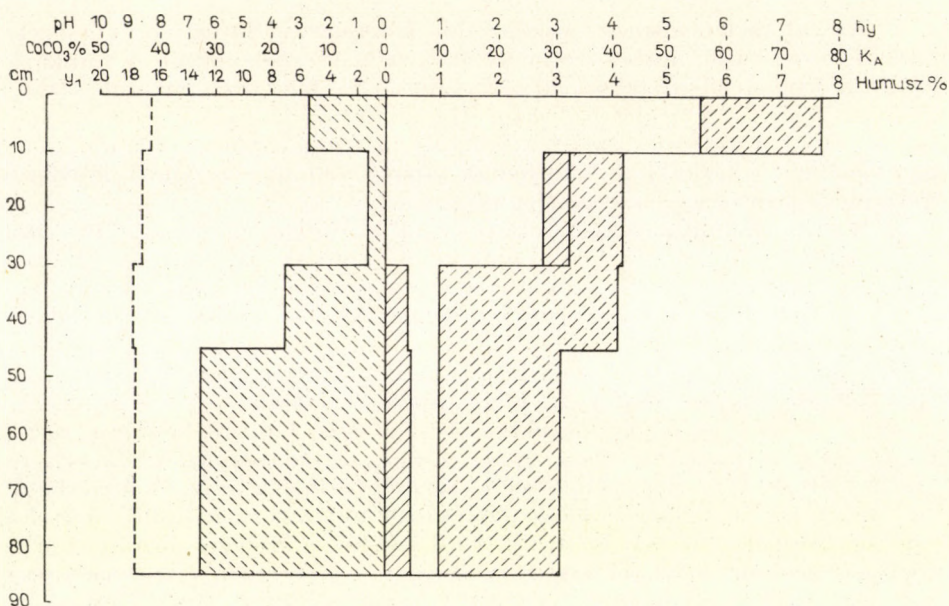
A C szint a kotus láptalajokra jellemző glejes iszap, amelynek alján a talajvíz jelentkezik. Alatta a medret kitöltő finomszemű folyóvízi homok települ, amelyet ágyazati kőzetként foghatunk fel.

Ennek a talajnak a felső szintjében adódó magas hy_1 és K_A értékek a nagy szervesanyag-tartalom által befolyásoltak, ezért a szokásos szelvényen belüli összehasonlításra nem használhatók.

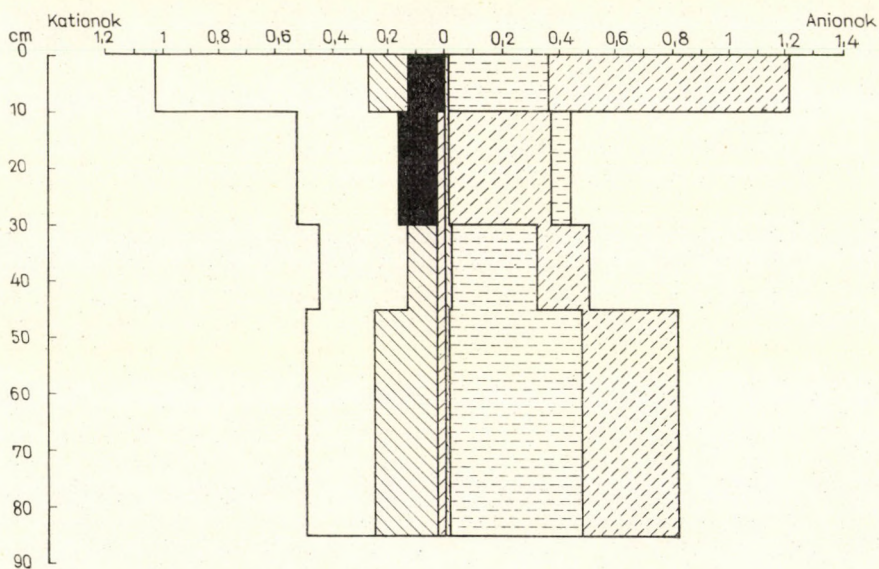
Ha SZEBELLÉDY L.-NÉ víztípus térképének (18. ábra) Adorjánháza területére vonatkozó adatait szelvényünk vizes kivonatának adataival összehasonlítjuk (17. ábra), a kettő egyezését állapíthatjuk meg. Na⁺, Ca²⁺ Mg²⁺, ill. HCO₃⁻, SO₄²⁻ ionok uralkodnak a talaj vizes kivonatában is, és ilyen összetételű a környék felső vízadó rétegének talajvize is. A vizes kivonat elemzése arra utal, hogy az A₁ szintben a CaSO₄ és a MgSO₄ dúsul fel, a D szintben pedig a Na₂SO₄ mennyiségének csekély mértékű megnövekedésével lehet számolni.

A század eleji szabályozások óta a láptalajok képződése általában a kotusodás irányába tolódik el. Területi kiterjedésük a szomszédos talajképződmények felé szűkül. Határain a réti dinamikai folyamatok kezdenek kifejlődni, s így a kotus láptalaj és a lápos réti talaj érintkezési vonala folyamatosan szélesedő átmeneti sáv. Éppen ezért e két talajféleség térképen való vonalas elhatárolása sem lehet időtálló, sőt a jelenlegi határvonal is meglehetősen szubjektív. Geomorfológiailag ugyanis alig észlelhető a két talaj közötti különbség, ezért egymástól való pontos vonalas

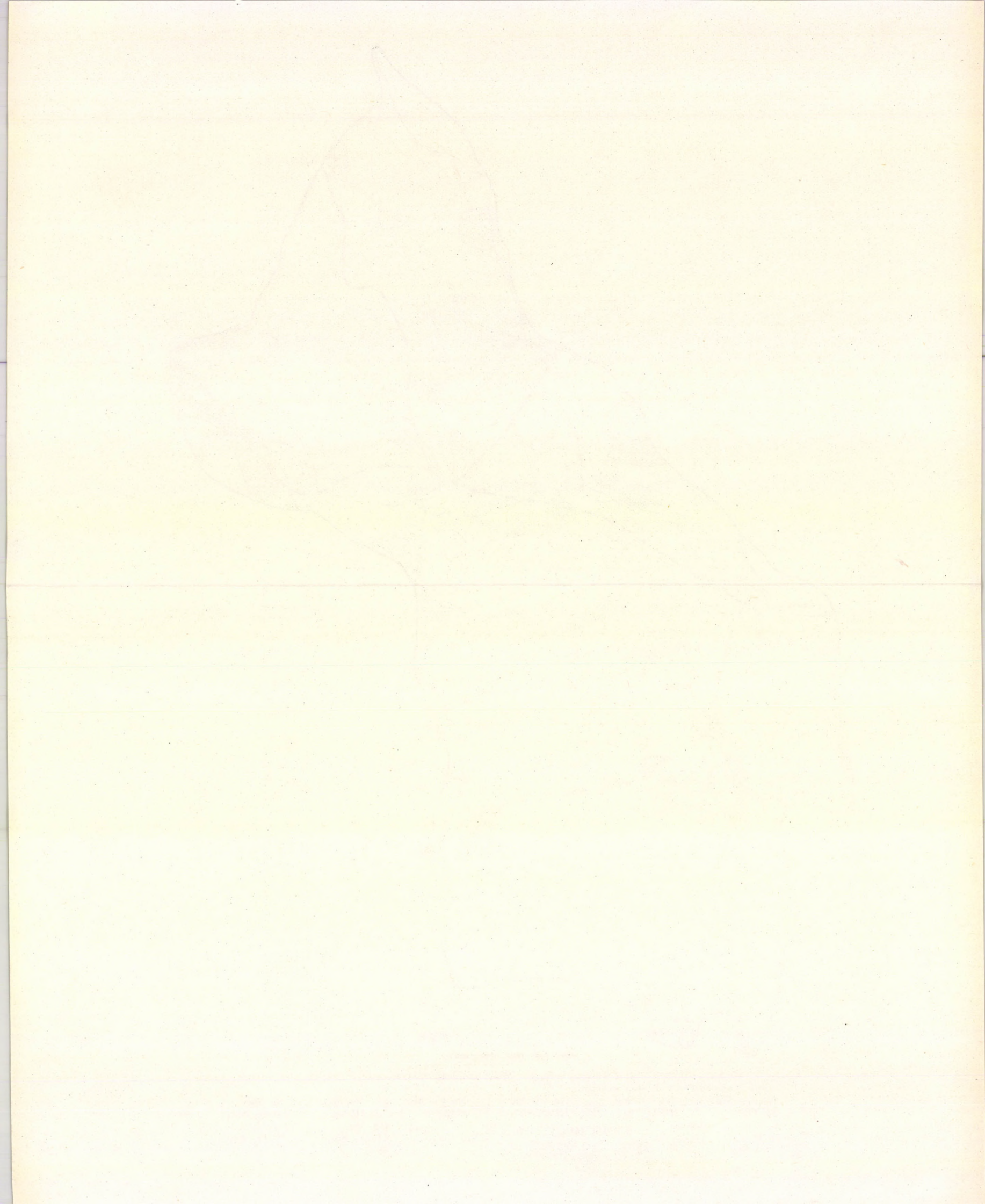
17. ábra. Kotus láptalaj vizsgálati adatai



17. ábra. 20. szelvény. Adorjánháza. Alapvizsgálatok



17. ábra. 20. szelvény. Adorjánháza. Vizes kivonat





elhatárolásuk igen sok fúrást igényelne, amely a lépték kívánta szelvényezéssel már nem lenne arányban. Itt kénytelenek voltunk leginkább a meglevő talajtérképek (KREYBIG- és GÉCZY-féle) adataira támaszkodni.

9. Általános sajátosságok

A Marcal-medencében előforduló genetikai talajtípusok ismertetésének végére érve, az egész talajtakaróra általánosan jellemző néhány közös saját-ságot — az ismételgetések elkerülése végett — itt tartok célszerűnek megjegyezni.

A Marcal-medence felszínét borító laza üledék — a Marcal-völgy lapterületét kivéve — általában kavicsos. A kavics vagy önálló réteget alkot, vagy elszórtan fordul elő a különböző szemnagyságú felszíni hordalékok között. A talajképző tényezők megfelelő fejezetéből tudjuk, hogy a magas fekvésű sík felszínek, dombhátak általában kavicsréteggel borítottak. Ezek a pleisztocén periglaciális felszínek. A rajtuk kialakult talajtakaró szelvényében ez a kavicsréteg általában a C szintben jelenik meg, de a felsőbb szintekben is előfordul több-kevesebb, különböző nagyságú és kőzet-fajtájú kavics. A lejtőkön viszonylag kevesebb kavicsot találunk, úgy hogy a rajtuk képződött talajok kevésbé kavicsosak. A mélyebb szintek sík felszínein ismét vagy önálló kavicsréteget találunk a talaj C szintjében, vagy csak elszórtan fordulnak elő egyes szemek a felszínt fedő hordalékban, de ezeknek a szinteknek a talajai is kavicsosak. *A kavicsok különböző mennyiségű előfordulása a Marcal-medence talajaiban általánosan jellemző sajátosság.* Amikor a Kisalföld talajait összehasonlítjuk más tájak, főleg az Alföld talajaival, ezt a tulajdonságot a Marcal-medence vonatkozásában mindig ki kell emelni. A kavics miatt ennek a tájnak a talajtakarójában is előfordul sekély termőréteg, amelyet 1 : 100 000 méretarányú térképünkön nem tudtunk körülhatárolni. Agyagbemosódásos barna erdőtalajaink, ha csak vékony szoliflukciós kavicszsinór is fordul elő a B szintben, már nehezebben művelhetők.

Mély fekvésű hidromorf talajainkban, ha azok nagy agyagtartalmuk miatt rossz vízáteresztők, a bennük elszórtva előforduló kavicszsemek ezen az állapoton javítanak. Kőzettani minőségük szerint pedig kétféle irányban hatnak a talajképződésben. A Marcaltól K-re fekvő területek kavicsai — a Pusztamiske — Devecser környékiek kivételével — karbonátosak, tehát mállásuk, oldódásuk során gyengítik az elsavanyodás mértékét. A szubrelik-tum talajok A és B szintjében ez a hatás már nem érvényesül, mert az idő folyamán a karbonátos kavicsok elbomlottak. A Kemenesalja teraszsíkjain képződött talajok kavicsai ilyen tompító hatást nem fejthetnek ki, mert a Rába-rendszer kavicsai karbonátmentesek. Ezek a talajok általában savanyúbbak, mint a K-i területek hasonló talajai.

Egy másik ilyen általánosan tapasztalható sajátosság ismét csak a mechanikai összetételre vonatkozik. A táj hidromorf, főleg réti talajainak mechanikai összetételében a finom homokfrakció dominál, szemben a Kisalföld többi tájain és az Alföldön képződött réti talajok kolloid-dús mechanikai összetételével.

Ez a vízzel bőségesen ellátott réti talajok esetében könnyebb, tehát gazdaságosabb művelhetőséget jelent.

Összefoglalóan megállapíthatjuk tehát, hogy a táj talajtakaróját a Kisalföldön, mint nagytájon belül a durvább frakciójú mechanikai összetétel jellemzi.

10. *Magyarázó a Marcal-medence 1: 100 000-es méretarányú genetikai talajtérképéhez*

A mellékelt térképről (19. ábra) mindenekelőtt azt kell elmondanunk, hogy azt a léptéknek megfelelő részletességgel szerkesztettük. A talajpusztulás helyszíni tanulmányozása során az élénkebb reliefű területeken 1: 10 000-es méretarányú részletességgel is térképeztük a lejtők igen változó talajféleségeit. Ezt a részletes felvételi anyagot a genetikai talajtérképre — éppen az 1: 100 000-es léptékből fakadó igen fogyatékos lejtőábrázolás miatt — átvinni sajnos nem lehetett. Az ilyen nagy méretarányú talajtérképeknek, mint pl. a mi 1: 100 000-es térképünk is, az a nagy hátránya, hogy éppen a lejtőkön, ahol a legváltozatosabb a talajtakaró, csak összevonva ábrázolhatjuk a genetikai típusokat. Ezt figyelembevéve, a táj lejtős területeinek ábrázolt talajait tehát generalizált talajkomplexusként szemléljük.

Az agyagbemosódásos barna erdőtalajok jelkulcsában a kavics jel csupán azt emeli ki, hogy ez a talajtípus általában kavicshoz kötött, de a típus területén belül nincs elkülönítve a talajszintben rétegeként jelentkező kavicsösszlet az elszórtan található kavicsok előfordulási helyeitől. Ezt az 1. ábra tünteti fel.

A láptalajok vizenyős belső területének elhatárolása a meglévő talajtérképek alapján készült, ahhoz a pár felvételi pontunkon kívül saját terepmunkával nem járultunk hozzá.

Különböző megfontolásokból kiindulva, genetikai talajtérképünkön a fizikai talajféleséget nem ábrázoltuk. Részben azért, mert kizárólag ezt ábrázoló térkép GÉCZY G. szerkesztésében ebben a méretarányban már rendelkezésünkre áll, ezzel tehát újat úgysem adhattunk volna. Más szempontból ugyanakkor kizárólag genetikai ábrázolásával hangsúlyozni kívántam, hogy a fizikai talajféleség, amelyet az anyakőzet határoz meg, a genetikai ábrázolásával nem lehet egyenértékű talajsajátság, hiszen a genetikai típust az összes talajképző tényező különböző súlyú érvényesülése alakítja ki. Egyébként a talajképző kőzeteket, a felszín szint-típusait, amelyeket együttesükben kiemelkedő jelentőségű talajképző tényezőknek tartunk, külön-külön térképen ábrázoltuk.

A keskeny mellékpatak-völgyekben fekvő öntés réti talajtípus területét — főleg az erdőtalajok körzetében — ábrázolástechnikai szempontból, helyenként a valóságnál kissé szélesebb sávban határoltuk el.

A 200-nál több saját szelvényfelvétel sem lett volna elegendő ennek a kb. 1700 km²-nyi területnek a lépték kívánta részletességgel történő térképezéséhez, ha talajföldrajzi munkám megkezdése előtt a tájat három éven át tartó helyszíni geomorfológiai vizsgálat során részletesen meg nem ismertem volna. Így, összesen 8 évi tanulmányozás után nyugodtan állítható, hogy talajtérképünk a léptéken belül objektív tartalmú. A helyszíni térképezést a tájat magában foglaló 20 db 1: 25 000-es méretarányú Gauss—Krüger lapon végeztem. Ezekről szerkesztettem át az adatokat az itt bemutatott térképre. A talajtérképen színekkel ábrázoltam a genetikai talajtípusokat.

III. A Marcal-medence talajpusztulásának állapota

A Marcal-medence a peremlein dombsági és középhegységi területekkel érintkező *alföldi táj*. Alföldi jellegéből adódnak talajtakarójának pusztulási viszonyai.

A táj talajpusztulási térképét (20. ábra) szemlélve, szembetűnik a gyakorlatilag nem erodált talajok területének túlsúlya mellett a különböző mértékben lepusztult és az üledékképződési felszínek hasonló nagyságú területi kiterjedése.

Ha ezt az átfogó képet a táj talajképző tényezőinek és genetikai talajtípusainak összefüggésében közelebbről vesszük szemügyre, a térkép áttekintő léptékének korlátai mellett is elég részletesen rajzolódik ki előttünk a Marcal-medence talajpusztulásának állapota.

A feldolgozás léptéke nem tette lehetővé, hogy az egész területen részletes eróziós felvételezést végezzünk. Ez nem is lehetett feladatunk. Ugyanakkor azonban előtanulmányaim során tudományszakom egyik legföldrajzibb témájával, a talajpusztulás térképezési, illetve a talajpusztulás dinamikájának vizsgálati módszereivel meg kellett ismerkednem. Ebből a célból tanulmányoztam az MTA Talajtani és Agrokémiái Kutatóintézet talajtani osztályának a Lovászhetényi Állami Gazdaságban beállított kísérletét, amely a talajpusztulás dinamikájának helyszíni vizsgálati módszereit volt hivatva kidolgozni, valamint bebizonyítani az alapfokú talajvédelem alkalmazásának gyors termélnövelő eredményét.

Ezek után a Marcal-medence egyik legélénkebb reliefenergiájú részén, a pápateszéri 1 : 25 000-es méretarányú lap területén kísérletet tettem a talajpusztulás jelenlegi mértékének feltérképezésére.

Az ebből a célból végzett terepmunka során kiderült, hogy a talajpusztulás állapotának objektív ábrázolásához az 1 : 25 000-es méretarányú térkép nem használható. Legalább 1 : 10 000-es, de méginkább 1 : 5000-es méretarányú térképen lehet csak feltüntetni a különböző fokozatban lepusztult talajfoltokat. E munka során a következő évben éppen ezért arra törekedtem, hogy a térképlap területének különböző szögű, hosszúságú, alakú és kitettségű lejtőin, a barna erdőtalajokon észlelhető talajpusztulási jelenségek tanulmányozásával megismerjem a táj jellemző talajpusztulási formáit s amennyire lehetséges, a talajpusztulás dinamizmusába is betekinthessek.



20. ábra. A Marcal-medence talajpusztulásának térképészlete

1 = nem erodált talajok; 2 = gyengén erodált talajok; 3 = közepesen erodált talajok; 4 = erősen erodált talajok; 5 = a lehordott talajok felhalmozódási területe

1. *Talajpusztulás a pápateszéri 1: 25 000-es méretarányú
(Gauss—Krüger) térképlap területén*

Megfigyeléseim eredményei röviden a következőkben összegezhetők.

Az erózió okozta talajpusztulás formái közül — egy eset kivételével — csak a felületi rétegerózió fejlődött ki a vizsgált területen. Kivétel a Bakony-szűcs és Pápateszér között húzódó dombhát ÉNy-i, széles lejtővel végződő oldalán kialakult *barázdás eróziós forma*, amely megfigyelésünk idején kukorica alatt keletkezett, igen erős zápor hatására. E forma kialakulása a művelés mellett elsősorban a *lejtőnek a lap területén egyedülállóan hosszú voltában (1 km)* valamint *széles felülettel az esőiránnyal szemben való fekvésében* leli magyarázatát. A többi faktor mind csak másodrendű szerepet játszott a barázdás eróziós forma létrehozásában. Ez kitűnik abból a tényből, hogy a terület többi lejtőjén — ahol a két tényező nem fejlődött ki olyan mértékben, mint a szóban forgó helyen — az eróziós barázdák hiányoznak. Ez a forma azonban csupán egy kivétel az uralkodóan felületi rétegerózióban megnyilvánuló talajpusztulás jelensége mellett.

Bakonyosság, Bakonyzentiván, Pápateszér, a Vanyolai-szőlők, továbbá a Bakonytamásitól DNy-ra elterülő, valamint a csóti fogolytemetőtől Ny-ra fekvő dombhátak peremein közepesen erodált felületi rétegeróziós formában pusztuló agyagbemosódásos barna erdőtalajokat találunk. E talajok felszínének lejtőszöge hasonló az előbb említett barázdált lejtőjéhez, a lejtőhossz azonban legfeljebb 500 m. Az 5—12%-os, valamint a 12—17%-os lejtőkategóriába tartozik. A lejtők alsó, lankásabb hajlatai a gyengén erodált talajok kategóriájába sorolhatók.

Ezeket a megállapításokat száznál több fúrás, feltárás, ásott talajszelvény felvétele alapján tettem. Felvételezés közben számos érdekes jelenséget tapasztaltam. Így pl. a bakonyzentiváni Szőlő-hegyen megfigyeltem, hogy nem a legnagyobb lejtőszögű helyen találjuk a talaj legnagyobbfokú lepusztulását, hanem a dombtetőn, amely csapásirányban 1—2°-os lejtésű. A DK felé elvégződő dombhát három irányban lejtő felszínének a tetőtől lefelé számított első szintjén agyagbemosódásos barna erdőtalaj kompakt B szintjéig pusztult le a talaj. Ezen a felszínen elszórva kvarckavicsok találhatóak.

A kavics önálló réteg formájában a tetőről hiányzik. Nyilvánvaló, hogy eredetileg ott kellett lennie, mert az alacsonyabb szintre elszórva csak felülről juthatott kavics. Felvételeim során kiderült, hogy amíg a lejtőt fedő eluviális talajszint alatt pleisztocén deluviális löszvályog fekszik és ez fedi le a dombhátat felépítő pannóniai meszes homokos agyagot, a dombtetőről a talajszint is és a löszvályog is hiányzik, a szőlőt a pannóniai homokos agyagba telepítették.

A dombhát tulajdonképpen keskeny gerinc, amely kitett helyzeténél fogva a defláció hatékony működésének színtere. Fúrásaink idején is heves szél tombolt. A szél felé fordulva nem dolgozhattunk, arcunkat az erős porveréstől óvnunk kellett.

Itt tehát összetett talajpusztulási móddal álltunk szemben. A lejtőn végbemenő felületi rétegerózió a viszonylag rövid lejtőszakaszon nem fejthetett ki olyan nagymértékű talajpusztítást, mint a keskeny gerincet sújtó defláció. Így a tetőt a genetikai térképen vázta alaként, a talajpusztulási térképvázlaton pedig erősen erodált talajként határoltuk el.

Egy másik példa a talajpusztulásnak egy még nem tisztázott módjába nyújt betekintést. A „Vanyolai-szőlők” nevű pannóniai üledékből felépült háton, a lovászpatonai termelészövetkezet területén az alábbi érdekes megfigyelést tettem. A II. József császár korabeli térképen még erdővel borított dombhát magas sík részén pannóniai vályogos homokon, pleisztocén reliktum periglaciális felszínen, a területre jellemző *szubreliktum agyag-bemosódásos barna erdőtalaj ép szelvénye* szolgált eróziós etalonként. A 10° -os lejtőszögű inflexiós sávot kis szelvényvastagságú (A + B szint összesen 35 cm) *karbonátmaradványos barna erdőtalaj* borítja, amely lejtőlőszön keletkezett. Az ÉK-re lejtő felszínnek enyhébb (5°) lejtőszögű, a tetőtől 300 m-re levő szakaszán ugyanaz a talajtípus található, de már 50 cm vastag A + B szinttel. Talajképző kőzete lemezes szerkezetű, finoman rétegzett lejtőlősz. A lejtő is, miként a tető, 180 évvel ezelőtt még erdővel borított volt. Igaz, hogy a talajfúrások helyei az erdő és a szántó határa közelében, de még az akkori erdőségen belül vannak. A talaj jelenkori képződmény. Kialakulásának feltételei közül lényeges az erdő nélküli környezet, a lejtő és a karbonátdús, laza, finom frakciójú, rossz vízáteresztő képességű anyakőzet. A karbonátmaradványos barna erdőtalaj úgy keletkezett, hogy a lejtő inflexiós sávján felszínre kerülő karbonátos talajképző kőzet a lejtőn lefelé mosódva a szállító közeg oldatába karbonátot juttat, s ez az oldat az infiltráció során felülről másodlagosan átmeszezi a különböző mértékig erodált erdőtalajt.

A karbonátmaradványos barna erdőtalaj jelen esetben tehát tulajdonképpen nem önálló genetikai talajtípus, hanem *a megfelelő barna erdőtalajnak másodlagosan felülről átmeszeződött változata*. Kialakulása a földművelés hatására bekövetkezett intenzív felszínalakulási folyamatokhoz kötött.

A Marcal-medencében egyébként a gyorsított talajpusztulás összes tényezője, különösen a két legaktívabb faktor, a lejtő szöge és hossza, általában is a talajpusztulás *jelentéktelen voltát* és viszonylag kis területi kiterjedését igazolja. Ennek igazolására a térképlap területéről még számos példát sorolhatnék fel, főleg a Bakonytamási–Pápateszér vonaltól D-re, a tájhatárig terjedő területről. Ezen a részen a pusztulás hasonló jelenségei találhatóak, de az általános jellemzésen túl azok az adatok sem jelentenének számunkra a talajpusztulás dinamikáját illetően mást, mint az eddig elmondottakat.

Ezért a térképlap ábrázolta terület talajpusztulási állapotáról összefoglalóan mindössze annyi mondható, hogy — néhány vázta- és felszín- defladált keskeny dombgerinc kivételével — közepesen, főleg azonban gyengén erodált felszínű talajok jellemzik azt.

2. A talajpusztulás térképvázlata

Mivel a MATTYASOVSKY J.—DUCK T.-féle talajpusztulási térkép a Marcal-medence területéről is rendelkezésünkre állott, az volt a szándékunk, hogy annak tájunkra eső részét egyszerűen átvesszük, kiegészítve saját helyszíni megfigyelésadatainkkal. Miután azonban ezt a térképanyagot részletesen tanulmányoztuk, helyesebbnek tartottuk, hogy teljesen mellőzzük és saját megfigyelésanyagunkra támaszkodva, magunk szerkesszünk a talajpusztulás állapotáról egy térképvázlatot. Ez, bár területileg nem olyan részletes, mint a MATTYASOVSKY—DUCK-térkép, viszont az ábrázolt állapot

sokéves helyszíni geomorfológiai tanulmányaim, valamint a genetikai térképezés során a talajpusztulásról összegyűjtött felvételayag alapján a valóságnak lényegesen hűbb képét tükrözi amannál. Az ábrázolás módszerét annyi változtatással vettem át MATTYASOVSKY térképéről, hogy az anyakőzet jelzését elhagytam, mivel külön ilyen térképet már közöltem (1. ábra). Mivel megfelelő területi részletességgel a Marcal-medence talajpusztulását felvenni nem állott módomban, csupán térképvázlatot szerkeszthettem (20. ábra).

Nem ábrázoltam külön a víz és a szél okozta talajpusztulást. Erről annyit kell tudnunk, hogy a Marcal-medence aránylag kis területű pusztuló talajfelszínének figyelemre méltó része a deflációs talajpusztulás áldozata. A Nyirád környéki kopár legelők, amelyek meszes kavicsos konglomerát föltött tengődnek, a II. József kora óta bekövetkezett erdőirtások nyomán fejlődtek ki. Ma vékony rendzina-foltokat látunk az egykori agyagbemosódásos barna erdőtalajok helyén, amelyek létéről ma már csak a mély talajfagyzsákban a szélről védett helyen visszamaradt B szint maradvány tanúskodik.

Deflációs pusztulás figyelhető meg a devecseri Robbantó-domb, továbbá a Káptalanfa—Gyepükaján közötti ÉNy-i szélnek kitett lejtős peremterület futóhomok felszínein. Hatékony a szél munkája a Szentimrefalva—Csabrendek közötti deflációs medencében, ahol már sok helyütt a defláció bázisáig, a talajvízszintig pusztult le a talajjal együtt a homokfelszín is. A Kiscsász és a Rábaszentmihály környéki szélfújta homokfelszínnek terméketlen parlagföldjei ugyancsak a szélkapuhelyzetben elterülő Marcal-medence deflációs felszínpusztulásának tanúi.

Feltűnő a Kemenesalja felszínének viszonylag ép talajtakarója. Ezt mindenekelőtt sík felszínének köszönheti.

Az egész táj talajpusztulásának állapotára a gyenge erodáltság és ugyanakkor a viszonylag sűrű szedimentációs területsáv-hálózat jellemző. Mély fekvésű felszínének nagy aránya és sűrű, kis esésű vízfolyáshálózata alföldi medencebelseji jelleget biztosít a tájnak. Érthető tehát, hogy egy ilyen alföldi területen a talajpusztulás másodrendű mezőgazdasági kérdés.

A Marcal-medence talajpusztulási helyzetét, a fentiekén kívül, mindenekelőtt lejtős felszínének rövid lejtőszakaszai és — mivel laza üledékből felépített — enyhe lejtői magyarázzák. Ebből fakad, hogy a talajpusztulás formáját a defláció mellett a *felületi rétegerózió* képviseli. Mindössze a bazaltfedős tanúhegyek hosszú és meredek lejtőin jött néhány helyen létre vízmosásos eróziós forma. Ez azonban területi arányát tekintve elenyésző a rétegeróziós formához viszonyítva.

A táj viszonylag gyenge reliefenergiájából adódik a *talajpusztulás jelentéktelen mértéke*. Ha azonban meggondoljuk, hogy a gyengén erodált felszínnek talajtakarója általában erdőtalaj, amelynek humuszos szintje kevésbé ellenálló az erózióval szemben, akkor azt kell mondanunk, hogy az általánosságban gyengén erodálnak minősített lejtős felszínnek *talajpusztulási üteme* már nem elhanyagolandó. Figyelemre méltó azért is, mert ezeknek az erdőtalajoknak kilúgozott, savanyú szintje egyszerű javítási eljárással jobb szerkezetűvé, tehát a pusztulással szemben ellenállóbbá tehető. Így kapcsolódik egymásba talajpusztulás és talajjavítás, amely utóbbi jelentősége a táj nagy kiterjedésű savanyú erdőtalajai miatt a talajpusztulásénál lényegesen nagyobb.

IV. Új természetes talajjavító anyag a Marcal-medencében

1964 nyarán Devecser déli határában egy új útbevágásban talajjavításra alkalmasnak látszó, laza szövetű mészmálladékot fedeztünk fel. Miután előzetes terepszemle a laza szénsavas mész nagyobb területű előfordulását valószínűsítette, elhatároztuk, hogy a szabvány előírása szerint megvizsgáljuk és ha minősége megfelel az előírásnak, feltárjuk, majd kitermelését javasolni fogjuk.

1. A talajjavító anyag feltárása és térképezése

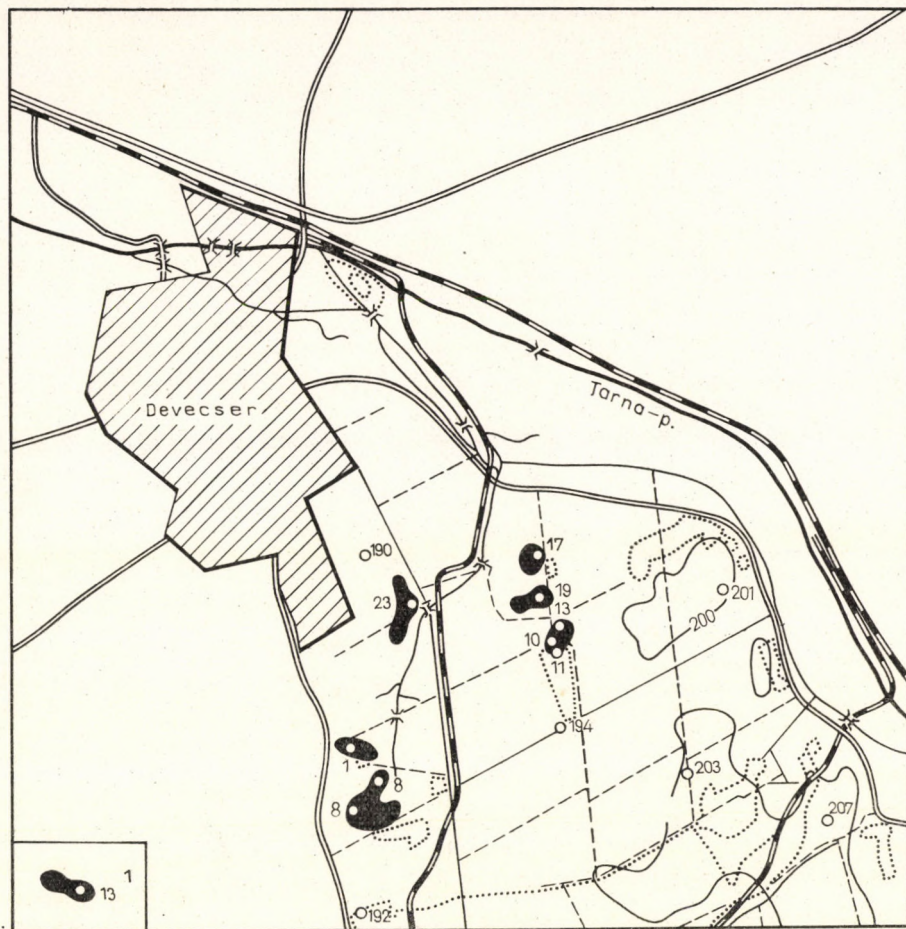
Miután a javítóanyag a laboratóriumi vizsgálatok során a szabvány előírásainak messzemenően megfelelt, nekiláttam a lajtamészke glaciális málladékának feltárásához és előfordulásának területi elhatárolásához.

A földtani térképen ábrázolt lajtamészke előfordulási helyének morfológiája arra utalt, hogy a szilárd mészkőből felépült magaslatok lejtőin célszerű a javítóanyagot keresni. Feltételezésem szerint ugyanis a pleisztocén végi periglaciális fagyhatás aprózta szét, majd a lejtőn végbemenő deluviális folyamatok hatására a szelektálódott, szétporlott mészanyag lassan lefelé húzódva, lepelként rátelepült a mészkőfelszín lejtőjére. Csak a száraz periglaciális éghajlat volt alkalmas felhalmozódására, mert a jelenlegihez hasonló csapadékviszonyok mellett a lefolyó víz hatására kalciumhidrokarbonát formájában oldatba került és így, de nélkül is, a lejtőről lemosódott volna.

Az elgondolásom értelmében telepített fúrásaim igazolták feltevéseimet. Az előbbiek segítségével pontosan feltérképeztem a lelőhely környékén előforduló laza szénsavas meszet (21. ábra). Az egy-egy lelőhelyen nyert mintákból átlagot vettem laboratóriumi elemzésre. Az elemzések eredménye alapján kiváló minőségűnek bizonyult a javító anyag.

A fúrásokkal harántolt laza mészmálladék vastagságából és területi kiterjedéséből kiszámítottam a talajjavító anyag készletét.

Miután a legkedvezőbb szállítási lehetőségek is adva vannak kitermelés esetén (a gazdasági vasút a lelőhely közepén halad át, a feltárás helyétől kevesebb, mint egy km-re vasútállomás van, főközlekedési út vezet az előfordulási hely közvetlen szomszédságában) s a készlet is olyan mennyiségűnek (több mint 14 000 vagon) bizonyult, amely a savanyú talajok javításához elegendő; gazdaságilag indokolt kitermelésének javaslata. Az alábbiakban közlöm javaslatom dokumentációját.



21. ábra. A devecseri talajjavító anyag helyszínrajza

1 = a lelőhely területe, a fúrások számával és helyével

2. A Devecser határában feltárt talajjavító anyag kitermelési lehetőségei

Javaslat

Földrajzi jellegű terepmunkám során Devecser határában olyan laza, mállott, porló mészanyagot találtam, amely a MSZ 9693–58 L 15 sz. szabvány szerint talajjavító anyagnak megfelel. Ennek alapján javasolom ennek az eddig nem ismert lelőhelynek a feltárását és anyagának talajjavítás céljára történő kitermelését. A szállítás lehetőségei kedvezőek, mert amint a vázlatból kitűnik (21. ábra), országút és keskeny vágányú vasút halad el mellette. A kitermelhető javítóanyag mennyisége fúrásaim alapján végzett előzetes becslés szerint 14 161,25 vagon.

A lágyszén-savas mész talajjavítóanyag kitermelhető készletének előzetes számítása:

Lelelőhely	Terület, m ²	Rétegvastagság átlaga, m	Tömeg, m ³	Szorítószám	Vagon 10 tonna
1.	4 375	0,7	3 062,5	0,12	367,5
8, 9.	29 375	1,7	49 937,5	0,12	5 992,5
10, 11, 12	9 375	1,73	16 218,75	0,12	2 046,25
17.	5 000	0,3	1 500,0	0,12	180,0
19.	9 375	1,4	13 125,0	0,12	1 575,0
23.	15 625	1,6	25 000,0	0,12	3 000,0
Összesen					14 161,25

A lelelőhely rovatban szereplő számok a helyszínrajzon (21. ábra) látható fontosabb fúrások számaival egyeznek meg.

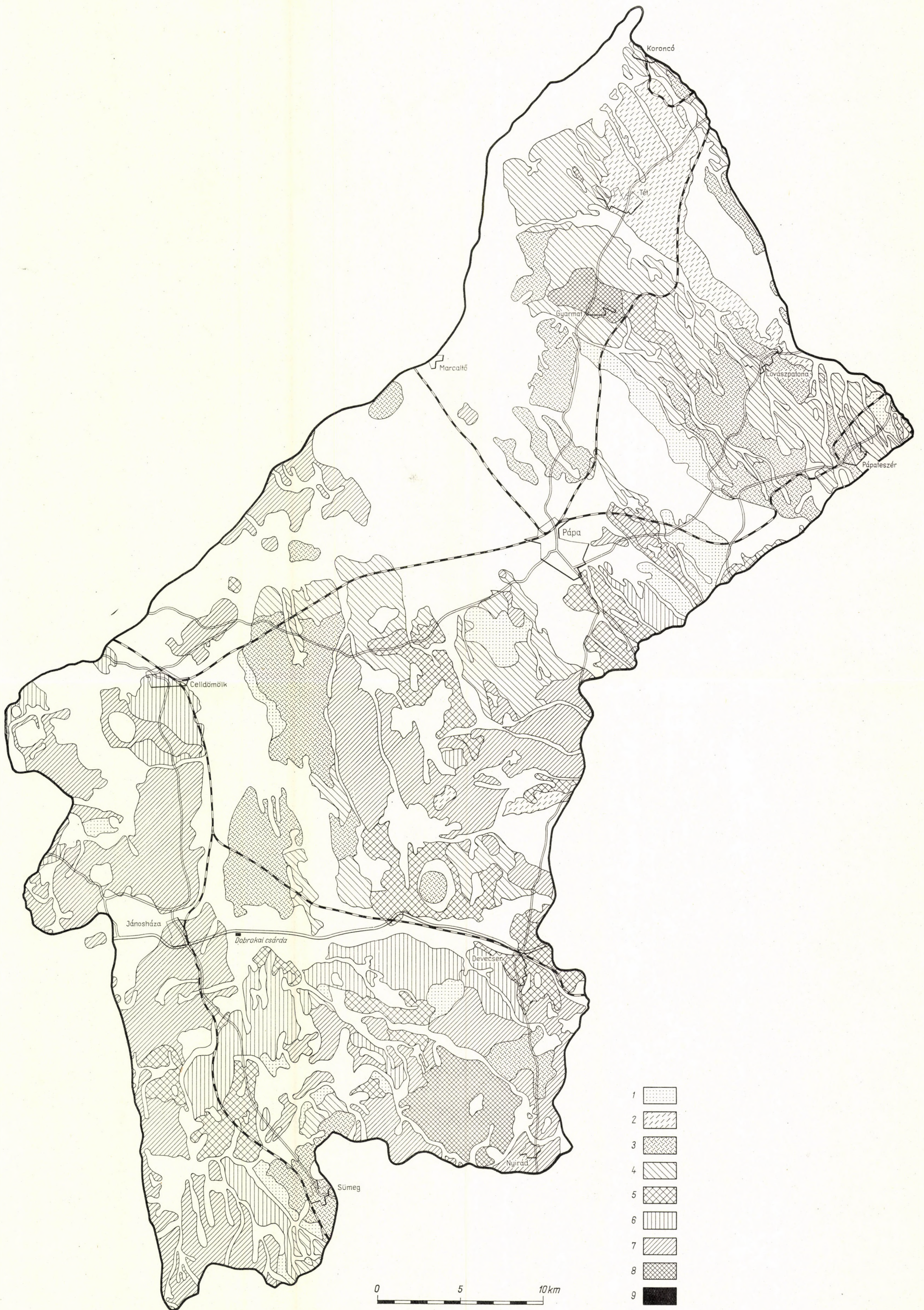
A devecseri talajjavítóanyag adatai (a szabvány előírta vizsgálatok alapján)

Fúrás- minta száma	A javítóanyag elnevezése	Összes karbonát mint CaCO ₃	Magnézium karbonát MgCO ₃	Szemmagyság					2 mm	0,75mm
				huzalszövet belső névleges oldalmérete, mm					ø-jű szitán átmegy	
				0,28	0,75	1	2	5	%	
1 ×	Lágyszén- savas mész MSZ 9693	98,70	nyomok- ban	1,92	0,52	0,84	0,04	—	99,96	99,60
8 ×	„	75,60	„	1,48	1,16	0,24	0,04	—	99,96	99,56
9 ×	„	88,20	„	3,36	0,20	0,28	—	—	100,00	99,52
10 ×	„	70,00	„	10,92	1,28	1,88	0,24	—	99,96	96,60
11 ×	„	75,40	„	5,56	0,60	1,00	0,04	—	99,96	98,36
13 ×	„	73,92	„	2,68	0,20	0,40	—	—	100,00	99,40
17 ×	„	99,12	„	12,72	3,40	6,68	2,68	—	97,32	87,24
19 ×	„	71,00	„	1,32	0,72	1,24	0,20	—	98,80	97,84
23 ×	„	98,28	„	3,36	0,52	1,25	0,24	—	98,76	98,00

3. Javaslat a Marcal-medence savanyú talajainak javítására

A táj talajpusztulási viszonyaival foglalkozva megállapítottuk, hogy a Marcal-medence talajvédelmi feladatainak megvalósítása a mezőgazdasági termelés növelése céljából fontos ugyan, de nem a legelső feladat. Azért nem, mert az egyáltalán nem, vagy jelentéktelen mértékben erodált talajfelszín területi túlsúlya ennek maximális hasznosítását indokolja elsősorban a kis terjedelmű lejtős talajfelszínnek pusztulás elleni védelmével szemben. (Természetes, hogy mezőgazdasági üzemegységeken belül a helyi hasznosítási feladatok kerülnek előtérbe, s ilyen esetben egy zömében lejtős fel-szint birtokló üzemegységben a talajvédelem elsőrendű feladat lesz.)

Amint a talajtérkép (19. ábra) szemlélteti, a Marcal-medence talajtakarójának jelentős része barna erdőtalajokból áll. A laboratóriumi vizsgálatok savanyúsági értékeiből pedig az derül ki, hogy ezeknek a savanyú erdőtalajoknak meszezéssel történő megjavítása mindenképpen indokolt, a terménynövelés szempontjából szükséges. Az erdőtalajok mellett meszezéses



22. ábra. A Marcal-medence talajjavítási térképe (az eredeti $M = 1 : 100\,000$ -es méretarányúról kicsinyítve)
 100%-os CaCO_3 tartalmú javítóanyagra számított adagolandó szén-savas mész q/kh : 1=1,5; 2=2,5; 3=3,5; 4=4,5; 5=5,0; 6=6,5;
 7=7,0; 8=9,5; 9=24



javítás céljából számításba jönnek az eléggé elsavanyodott sztyepesedett réti talajok is, amelyekben a szénsavas mész szerkezetjavító hatása is ugyan- csak kívánatos, mert kiszáradt állapotban olyan mértékben tömődött, hogy a csákány szikrázik benne.

A meszezéssel történő talajjavítás előnyei közismerten sokoldalúak. A szerkezet kialakítását maga a Ca kation is elősegíti, egyúttal azonban olyan talajbiológiai aktivitást vált ki, amely a talajszerkezet tartósságát fogja biztosítani. A tápanyag mennyiségi és feltáródási viszonyai is megjavulnak. Végül a talaj vízgazdálkodása is kedvezőbbé válik.

Ezek az előnyök teszik indokolttá, hogy a savanyú talajok javítását javasoljam.

A javítás kivitelezését igen gazdaságossá teszi a helyben, vagy közel kitermelhető javítóanyag, amelyet munkám során tártam fel.

Az adagolandó javítóanyag-mennyiségeket talajjavítási kartogram q|kh-ban tünteti fel (22. ábra). Ezek a mennyiségek a teljes közömbösítéshez szükséges adagot jelentik, 80%-os CaCO_3 tartalmú javítóanyagra vonatkoztatva. (A deveçseri javítóanyag CaCO_3 tartalma ugyanis átlagosan 80%.) A kartogram 1 : 100 000-es méretarányú, tehát csak áttekintő tervezéshez szükséges szinten használható.

A javítóanyag talajba történő helyes adagolásának módját már nem mi, hanem a javítást irányító szakember határozza meg.

Irodalom

- ALDOBOLYI-NAGY M. 1954. Talajföldrajzi problémák. — Földr. Ért. 3. p. 700—708.
- ALDOBOLYI-NAGY M.—KORPÁS E. 1955. A talajföldrajzi kutatások módszertana. — Földr. Ért. 4. p. 477—487.
- BACSÓ N. 1948. A hőmérséklet eloszlása Magyarországon. — OMI kiadv. Budapest
- BACSÓ N. 1959. Magyarország éghajlata. — Akadémiai Kiadó, Budapest
- BALLENEGGER R. 1917. A tokajhegyaljai nyirok talajról. — Földt. Közl. 47. p. 20—24.
- BALLENEGGER R. 1918. A lápok alatt végbemenő mállásról. — Földt. Közl. 48. p. 13—17.
- BALLENEGGER R. 1938. Termőföldünk. — Term.tud. Társ. Budapest
- BARSHAD, I. 1964. Chemistry of Soil Development. — p. 1—70. In BEAR: Chemistry of the Soil. Reinhold Publ. Corp. New York
- BEAR, F. E. (Editor). 1964. Chemistry of the Soil. — Reinhold. Publ. Corp. New York
- BERÉNYI D. 1943. Magyarország Thornthwaite-rendszerű éghajlati térképe és az éghajlati térképek növényföldrajzi vonatkozásai. — Időjárás, 47, p. 81—90.
- BORHIDI A. 1956. Die Steppen und Wiesen im Sandgebiet der Kleinen Ungarischen Tiefebene. — Acta Botanica. 2. p. 241—272.
- BORSY Z. 1961. A Nyírség természeti földrajza. — Földr. Monogr. 5. Akad. Kiadó, Budapest
- BULLA B. 1939. Die periglazialen Bildungen und Oberflächengestaltungen des Ungarischen Beckens. — Földr. Közl. 67. p. 268—279.
- BULLA B. 1962a. Magyarország természeti tájai. — Földr. Közl. 10. (86.) p. 1—16.
- BULLA B. 1962b. Magyarország természeti földrajza. — Tankönyvkiadó, Budapest
- CHOLNOKY J. 1918. A Balaton hidrográfiája. — A Balaton Tud. Tanulm. Eredményei. I. köt. 2. rész. Budapest
- CHOLNOKY J. 1936. Magyarország földrajza. — Budapest
- CSORBA L.—FEKETE Z.—GÉCZY G.—STEFANOVITS P. 1965. Útmutató a talajok gyakorlati minősítéséhez. — Budapest
- DI GLÉRIA J.—KLIMES-SZMIK A.—DVORACSEK M. 1957. Talajfizika és talajkolloidika — Budapest
- DOKUCSAEV, V. V. 1889. K uceniju o zonah prirodü. — CPB, Szocsinenija, 6. Izd. Akad. Nauk. SzSzsZR, M.—L, 1951
- DOUCHAUFOR, PH. 1965. Précis de Pédologie. — Paris
- EGYED L. 1956. A tektonikai erők eredete és a kéregmozgások. — Földt. Közl. 86. p. 12—16.
- EGYED L. 1957. Vízfolyások, morfológia és tektonika kapcsolata. — Földt. Közl. 87. p. 69—72.
- ENDRÉDY E. 1941. A geológiai viszonyok befolyása Magyarország jelenkori talajainak képződésére. — Beszámoló a Földt. Int. 1941. évi 5. szaküléséről.
- ERÓDI B.—HORVÁTH V.—KAMARÁS M.—KISS A.—SZEKRÉNYI B. 1965. Talajvédő gazdálkodás hegy- és dombvidéken. — Budapest
- ERÓDI B.—KLIMES-SZMIK A. (szerk.) 1965. A szárazföldi erózió problémái. Országos Mezőgazdasági Könyvtár és Dokumentációs Központ [MÉM Információs Központja]. Budapest
- FEKETE Z. 1955. A termőtalaj-, a növény- és a vízháztartás kapcsolata. — Kézirat. Budapest
- FEKETE Z.—HARGITAI L.—ZSOLDOS L. 1964. Talajtan és Agrokémia. — Mezőgazd. Kiadó, Budapest

- FERENCZY I. 1924. Geomorfológiai tanulmányok a Kis Magyar Alföld D-i öblében. — Földt. Közl. 54. p. 17—38.
- FIEDLER, H. J.—REISSIG, H. 1964. Lehrbuch der Bodenkunde. — Jena
- FÖLDEVÁRI GY. 1966. Magyarország genetikus talajtípusainak, altípusainak és változatainak szisztematikuskus jegyzéke, p. 165—254. — in: A genetikus üzemi talajterképezés módszertan (szerk. SZABOLCS I.). OMMI kiadv. Budapest
- GANSSEN, R. 1957. Bodengeographie mit besonderer Berücksichtigung der Böden Mitteleuropas. — Stuttgart
- GERASZIMOV, I. P.—GLAZOVSKAJA, M. A. 1960. Osznovü Pocsvoegeenyije i Geografia. Pocsv. — Moszkva
- GÉCZY G. 1968. Magyarország mezőgazdasági területe. Akadémiai Kiadó, Budapest
- GÓCZÁN L. 1954. A Szentendrei-sziget geomorfológiai fejlődéstörténete. — Földr. Ért. 4. p. 301—318.
- GÓCZÁN L. 1960a. Közép-nyugat-dunántúli felszínfejlődési problémák. — A M. Földr. Társ. XIV. Vándorgyűlése, Zalaegerszeg, p. 27—30.
- GÓCZÁN L. 1960b. A Tapolcai-medence kialakulástörténeti problémái. — Földr. Ért. 9. p. 1—30.
- GÓCZÁN L. 1962. A Marcal-medence. — Földr. Ért. 11. p. 58—60.
- GÓCZÁN L. 1965. A tájkutatás talajföldrajzi feladatai. — Földr. Ért. 14. p. 491—495.
- GÓCZÁN L. 1966. A Marcal-medence talajföldrajza. — Kandidátusi értekezés. Kézirat. Budapest
- GÓCZÁN L.—MAROSI S.—SZILÁRD J. 1954. Adatok a kőzetminőség, az erózió és a tektonikus mozgások jelenleg ható felszínformáló szerepéhez, valamint a talaj-erózióhoz. — Földr. Közl. 2. (78.) p. 73—82.
- GRÓF I.—NIKLAJ P. 1941. Magyarország tájegységei. — Szociográfiai Értekezések Tára 2. p. 16. Pécs
- HAJÓSY F. 1933. A hőmérséklet kontinentális értéke Magyarországon. — OMI kiadv. Budapest
- HAJÓSY F. 1935. Csapadékeloszlás Magyarországon. — OMI kiadv. Budapest
- HAJÓSY F. 1952. Magyarország csapadékviszonyai. 1901—1940. — Magyarország éghajlata 6. sz. Budapest.
- HAJÓSY F. 1962. A Kisalföld éghajlata. — Földr. Közl. 10. (86.) p. 143—155.
- HEGEDŰS GY. 1950. Boba és Jánosháza vidéke földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel.
- HERRMANN M. 1956. Kisalföldi és dunántúli pannóniai homok mikromineralógiai vizsgálata. — Földt. Közl. 86. p. 59—65.
- HORUSITZKY H. 1903. A lösz rétegeességéről. — Term. Tud. Közl. Pótf. 66.
- HORUSITZKY H. 1904. Néhány kisalföldi ártézi kútról. — Földt. Közl. 34. p. 337—338, 370—372.
- HORUSITZKY H. 1906. A Kis Magyar Alföld nyugati részének föld- és talajtani leírása. — Földt. Int. Évi. Jel.
- HORUSITZKY H. 1912. Jelentés az 1912. év nyarán a Dunántúl északnyugati részén végzett átnézetes agrogeológiai munkálatokról. — Földt. Int. Évi Jel.
- HORUSITZKY H. 1920—23. Győr és Győrszentmárton környékének agrogeológiai viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel.
- HORUSITZKY H. 1929. Az agrogeológia múltja és feladatai hazánkban. — Földt. Közl. 59. p. 13—25.
- HORVÁTH GY. 1934. A Marcal-völgy morfológiája és vízrajza. — Bölcsészdoktori értekezés.
- HORVÁTH V.—ERŐDI B. 1963. Természetes lejtőkategoriahatárok meghatározása az erózióintenzitás függvényazonosság alapján. — Országos Mezőgazdasági Könyvtár és Dokumentációs Központ (MÉM Információs Központja)
- JACKSON, M. L. 1964. Chemical Composition of Soils. — P. 71—141. In BEAR: Chemistry of the Soil. Reinhold Publ. Corp. New York
- JÁRÓ Z. 1963. Talajtípusok. — Budapest
- JUGOVICS L. 1916. Az Alpok keleti végződése alján és a veszprém-megyei Kis Magyar Alföldön felbukkanó bazaltok és bazalttufák. — Földt. Int. Évi Jel.
- KÁDÁR L. 1957. A kovárányos homok kérdése. — Földr. Ért. 6. p. 1—10.
- KAKAS J. 1960. Természetes kritériumok alapján kijelölhető éghajlati körzetek Magyarországon. — Időjárás, 64. p. 328—339.
- KAKAS J.—SZEPESINÉ LŐRINCZ A. 1963. Éghajlatunk vízháztartási kérdései. — Időjárás.

- KÁROLYI Z. 1962. A Kisalföld vizeinek földrajza. — Földr. Közl. 10. (86.) p. 157—174.
- KEREKES J. 1941. Hazánk periglaciális képződményei. — Beszámoló a Földt. Int. Vitaüléseiről. Budapest
- KÉRI M.—KULIN I. 1953. A espadékösszegek gyakorisága Magyarországon. — Budapest
- KÉZ A. 1943. Újabb terraszmegfigyelések a Zala mentén. — Földr. Közl. 71. p. 1—18.
- KISS A. 1962. Talajvédelmi tereosztályozás. — Magyar Mezőgazdaság.
- KOCH S.—SZTRÓKAY K. I. 1955. Ásványtan. — Tankönyvkiadó, Budapest.
- KOGUTOVITZ K. 1930—1936. A Dunántúl és a Kisalföld írásban és képen. I—II. — Szeged
- KONČEK, M. 1955. Index zavlnenie. — Meteorologické Zprávy. 8. p. 96—99.
- KOTZMANN L. 1933. Adatok a vizes talajkivonat kémiai összetételének talajtani jelentőségéhez. — Mezőg. Kut. 6. p. 41—51.
- KOTZMANN L. 1938. Adatok magyarországi főbb talajtípusok dinamikai jellemzéséhez III. — Mat. és Term. tud. Ért. 57. p. 408—433.
- KOVÁCS L. 1949. A Deveser és Nyirád közötti harmadkori terület földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel.
- KÖRÖSSY L. 1958. Adatok a Kisalföld mélyföldtanához. — Földt. Közl. 88. p. 219—298.
- KRETZOI M. 1950. A Zalavidék földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel.
- KREYBIG L. 1936—37. A m. kir. Földtani Intézet talajfelvételi, vizsgálati és térképezési módszere. — Földt. Int. Évk. 31.
- KREYBIG L. 1946. Mezőgazdasági természeti adottságaink és érvényesülésük a növénytermesztésben. — Budapest
- KREYBIG L. 1950. A tájtermesztési talajtérképezés célja és irányelvei. — Agro-kémia, 2. p. 17—28.
- KREYBIG L. 1953, 1956. Az agrotechnika tényezői és irányelvei. — Budapest
- KUBIENA, W. L. 1953. Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. — Stuttgart
- LÁNG S. 1950. Geomorfológiai tanulmányok a Rábavölgyben. — Hidr. Közl. 30.
- LÁSZLÓ G. 1913. Jelentés az 1912. év folyamán eszközölt átnézeti talajismereti felvételi munkámról. — Földt. Int. Évi Jel.
- LÁSZLÓ G.—EMSZT K. 1906. Jelentés az 1906. év folyamán eszközölt geológiai tőzeg- és lápkutatásról. — Földt. Int. Évi Jel.
- LÁSZLÓ G.—EMSZT K. 1915. Tőzeglápok és előfordulásuk Magyarországon. — Földt. Int. kiadv. Budapest
- LD. LÓCZY L. 1913. A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. — A Balaton Tud. Tanulm. Eredményei. I. köt. I. rész. I. sz. Budapest
- MADOS L. 1941. Általános talajtani alapismeretek. — Diószegi soksz. Kézirat gyanánt. Szerző kiadása. p. 124.
- Magyarország éghajlati atlasza (szerk. Kakas J.) 1960. — Akadémiai Kiadó, Budapest
- MAROSI S. 1965. Belső-Somogy felszínalkatana és gazdasági életének természeti földrajzi feltételei. — Kandidátusi értekezés. Kézirat. Budapest
- MAROSI S. 1966. Kovárványrétegek és periglaciális jelenségek összefüggésének kérdései a belső-somogyi futóhomokban. — Földr. Ért. 15. p. 27—40.
- MAROSI S.—SZILÁRD J. 1957. Pleisztocén kovárványos homok Somogyban. — Földr. Ért. 6. p. 522—523.
- MÁNDY T.—IFJ. ÖTVÖS E. 1960. A nyirok kérdés és a felszíni mállás. — Földt. Közl. 90. p. 192—198.
- MÁTÉ F. 1960. Javaslat a hazai réti talajok osztályozásához. — Agro-kémia és Talajtan 9. p. 121—134.
- MATTYASOVSKY J. 1953a. Talajok vízvezető képességének vizsgálata és a vizsgálat eredményeinek alkalmazása a talajvédelemben. — Agro-kémia és Talajtan 2. p. 161—172.
- MATTYASOVSKY J. 1953b. Észak-dunántúli talajok eróziós viszonyai. — Agro-kémia és Talajtan 2. p. 333—339.
- MATTYASOVSKY J. 1956. A talajtípus, az alapkőzet és lejtőviszonyok hatása a talaj-eróziós folyamatok kialakulására. — Földr. Közl. 1. (80.) p. 355—364.
- MATTYASOVSKY J. 1957. Az erózió térképezésének kérdése és eddigi eredményei. — MTA Agrártud. Oszt. Közl. 11. p. 61—67.

- MAURITZ B. 1948. A dunántúli bazaltok kőzetkémiai viszonyai. — Földr. Közl. 78. p. 134—168.
- PANTÓ G. 1960. Hozzászólás Mándy T.—ifj. Ötvös E.: A nyirok kérdés és a felszíni mállás c. dolgozathoz. — Földt. Közl. 90. p. 198.
- PÉCSI M. 1959. A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalakulata. — Földr. Monogr. 3. Akadémiai Kiadó, Budapest
- PÉCSI M. 1961. A negyedkori korrázios folyamatok hatása a felszín alakulására és az üledékképződésre Magyarországon. — Akad. doktori értekezés. Kézirat, Budapest
- PÉCSI M. 1962a. A Kisalföld geomorfológiai képe. — Földr. Közl. 10. (86.) p. 113—142.
- PÉCSI M. 1962b. A magyarországi pleisztocén kori lejtős üledékek és kialakulásuk. — Földr. Ért. 11. p. 19—31.
- PÉCSI M. 1965. A magyarországi lejtőlöszök, talajüledékek és azok kialakulásának problémái. — Agrokémia és Talajtan 14. p. 279—294.
- PÉCZELY Gy. 1960. A szubmediterrán típusú csapadékjárás gyakorisága Magyarországon. — Időjárás 64. p. 342—347.
- PUSKÁS T. (szerk.) 1961. Adatgyűjtemény Magyarország felszíni vizeiről. — VITUKI. ROBINSON, G. W. 1951. Soils. Their Origin, Constitution and Classification. — London
- RÓNAI A. 1962. A Kisalföld talajvízviszonyai. — Földr. Közl. 10. (86.) p. 175—183.
- SAJÓ E.—TRUMMER Á. (szerk.) 1934. A magyar szikesek, különös tekintettel a vizgazdálkodás útján való hasznosításukra. — FM Kiadvány. Budapest
- SCHERF E. 1932. A talajklimatikus és a klimatikus tényezők versenye a talajtípusok keletkezésénél. — Földt. Int. Évk. 29. p. 1—87.
- SIGMOND E. 1934. Általános talajtan. — Budapest
- SIMON T. 1962. A Kisalföld természetes növénytakarója. — Földr. Közl. 10. (86.) p. 183—193.
- SOÓ R. 1964. A magyar flóra és vegetáció rendszertani-növényföldrajzi kézikönyve. I. — Budapest
- STEFANOVITS P. 1952. Talajtajaink és gyakorlati jelentőségük. — MTA Agrártud. Oszt. Közl. 1. p. 303—313.
- STEFANOVITS P. 1953. A nyírségi kovárványos homok. — MTA Agrártud. Oszt. Közl. 3. p. 1—11.
- STEFANOVITS P. 1956. Magyarország talajai. — Akad. Kiadó, Budapest
- STEFANOVITS P. 1959a. A talajföldrajz eredményei és feladatai Magyarországon. — Földr. Közl. 7. (83.) p. 21—44.
- STEFANOVITS P. 1959b. A magyarországi erdőtalajok genetikus talajföldrajzi osztályozása. — Agrokémia és Talajtan 8. p. 163—184.
- STEFANOVITS P. 1963a. Magyarország talajai. 2. kiad. — Akad. Kiadó, Budapest
- STEFANOVITS P. 1963b. A magyar talajeróziós térképezés alapjai. — Orsz. Mezőgazdasági Könyvtár és Dokumentációs Központ (MEM Információs Központja).
- STEFANOVITS P.—GÓCZÁN L. 1962. A Kisalföld magyarországi részének talajföldrajzi viszonyai. — Földr. Közl. 10. (86.) p. 195—207.
- STEFANOVITS P.—MÁTÉ F. 1960. Javaslat a hazai láptalajok osztályozásához. — Agrokémia és Talajtan 9. p. 277—283.
- STEFANOVITS P.—SZÜCS L. 1961. Magyarország genetikus talajtérképe. — OMMI kiadv. Budapest
- STRAUSZ L. 1942. Das Pannon des Mittleren Westungarns. — Ann. Mus. Hist. Nat. Hung. 35.
- SÜMEGHY J. 1939. A Győri-medence, a Dunántúl és az Alföld pannóniai üledékeinek összefoglaló ismertetése. — Földt. Int. Évk. 2. fasc.
- SÜMEGHY J. 1947. Észak-pannonföld talajainak földtani származása. — Beszámoló a M. Áll. Földt. Int. 1947. évi vitaüléséről. IX.
- SZABÓ J. 1866. Tokaj-Hegyalja talajának leírása s osztályozása. — Mat. és Term. tud. Közl.
- SZABÓ J. 1888. A jégkorszak hatása Magyarországon. — Földt. Közl. 18. p. 367.
- SZABOLCS I. (szerk.) 1966. A genetikus üzemi talajtérképezés módszerkönyve — OMMI kiadv. Budapest
- SZABOLCS I. — JASSÓ F. 1959. A magyar szikes talajok osztályozása. Agrokémia és Talajtan 8. p. 281—300.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1938. Geologie der Rumplungarländischen Kleinen Tiefebene. — Sopron
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1939. A Gerecse magas terraszairól. — Földt. Közl. 69. p. 279—288.

- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1947. A vízelemzések ábrázolásáról és a magyarországi vizek fő típusairól. — Hidr. Közl. 27. p. 140—145.
- SZEBELLÉDY L.-NÉ 1959. Magyarország vízkészlete. IV. Minőségi számbavétel. — VITUKI.
- SZILÁRD J. 1964. A Külső-Somogyi-dombság felszínalaktana és gazdasági életének természeti földrajzi feltételei. — Kandidátusi értekezés. Kézirat. Budapest
- SZODFRIDT I.—TALLÓS P. 1962. Carex hartmani Cajander Magyarországon és újabb florisztikai adatok a Bakonyaljáról. — Bot. Közl. 49. p. 258—262.
- SZÜCS L. 1959. A hazai csernozjom talajok osztályozása. — Agrokémia és Talajtan 8. p. 83—92.
- Talaj- és trágyavizsgálati módszerek. 1962. (szerk. BALLENEGGER R.) — Mezőgazd. Kiadó. Budapest
- TALLÓS P. 1959. Erdő- és réttípus tanulmányok a Széki erdőben. — Erdészeti Kutatások 6. p. 301—353.
- THORNTHWAITE, C. W. 1948. An approach toward a rational classification of climate. — Geogr. Rew. 38. p. 55—94.
- TIMKÓ I. 1913. A magyar puszták és a délorosz sztyepp. — Földr. Közl. 41. p. 20—29.
- TREGELE K. 1950. Beled és Celldömölk vidékének földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel.
- TREITZ P. 1901. Magyarország talajainak beosztása klímazónák szerint. — Földt. Közl. 31. p. 353—359, 432—439.
- TREITZ P. 1904. Jelentés az 1904. évben végzett agrogeológiai felvételekről. II. rész. — Földt. Int. Évi Jel.
- TREITZ P. 1905. Jelentés az 1904. évben végzett agrogeológiai felvételekről. — Földt. Int. Évi Jel.
- TREITZ P. 1910. Az agrogeológia feladatai. — Földt. Közl. 11. p. 461—480.
- TREITZ P. 1913. Talajgeográfia. — Földr. Közl. 41. p. 1—33.
- TREITZ P. 1925. Az agrogeológia múltja és feladatai hazánkban. — Földt. Közl. 55. p. 20—25, 267—271.
- UBELL K. 1959. A Kisalföld déli, Magyarország területére eső részének talajviszonyai. — Hidr. Közl. 39. p. 165—175.
- VADÁSZ E. 1960. Magyarország földtana. II. kiadás. — Akad. Kiadó, Budapest
- VARRÓK K. 1950. Ny-dunántúli teraszhomokok és bazaltok közettani vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel.
- VARRÓK K. 1952. A nyugat-bakonyi mediterrán kavicstakaró anyaga, eredete és kora. — Földt. Int. Évi Jel.
- VÉGH S. 1962. Az É-i Bakony miocén képződményei. — Földt. Int. Évi Jel.
- VILJAMSZ, V. R. 1950. Talajtan, a földműveléstan alapjai. — Akad. Kiadó, Budapest
- VITÁLIS I. 1911a. Adatok a balatonvidéki pliocén és pleisztocén korú képződmények sztratigráfiájához. — Földt. Közl. 41. p. 428—436.
- VITÁLIS I. 1911b. A balatonvidéki kecskekörmök és lelőhelyeik. in: A Balaton Tud. Tanulm. Eredm. 1. I. rész, Függ. IV. k. p. 1—35.
- VITUKI 1954a. Magyarország vízkészlete. I. Mennyiségi számbavétel.
- VITUKI 1954b. Magyarország Hidrológiai Atlasza. I. 4. A Mosoni Dunaág.
- WINKLER-HERMADEN, A. 1957. Geologisches Kräftespiel und Landformung. — Wien
- ZÓLYOMI B. 1952. Magyarország növénytakarójának fejlődéstörténete az utolsó jégkorszaktól. — MTA Biol. Oszt. Közl. 1. p. 491—543.

A kiadásért felelős az Akadémiai Kiadó igazgatója

Felelős szerkesztő: Kádár Emőke — Műszaki szerkesztő: Merkly László

Terjedelem: 15.05 (A/5) ív + 5 db melléklet — Ak 1313 k 7174

71.71042, Akadémiai Nyomda, Budapest — Felelős vezető: Bernát György

A Földrajzi tanulmányok c.
sorozatban jelent meg:

8.

Simon László

***Az öntözéses
mezőgazdaság
lehetőségei
alföldi
homokhátságainkon***

127 oldal · Fűzve 23,— Ft

9.

Lettrich Edit

***Kecskemét
és tanyavilága***

125 oldal · Fűzve 24,— Ft

10.

Ádám László

***A Tolnai-dombság
kialakulása
és felszínalaktana***

186 oldal · Fűzve 32,— Ft

11.

Marosi Sándor

***Belső-Somogy
kialakulása
és felszínalaktana***

169 oldal · Fűzve 26,— Ft



AKADÉMIAI KIADÓ
BUDAPEST

