

**MAGYARORSZÁGI VÖRÖSAGYAGOK,
VÖRÖS TALAJOK**

FEKETE JÓZSEF

Szent István Egyetem
Mezőgazdaság- és Környezettudományi Kar
Környezettudományi Intézet
Talajtani és Agrokémiai Tanszék

Előszó

Magyarország dombos, hegyes vidékein gyakran található vörös színű, vörösbarna talajok, vörösföldek. Esetenként messziről szembetűnnek, mint például a csopaki szőlők talajai, s vannak helyek, ahol csak közelebről ismerhetők fel, mint például az erdővel borított hegy- és dombvidéki erdőkben, sőt a sűrű növényzettel borított területeken észre sem vesszük, csupán céltudatos keresés közben bukkanunk rájuk.

A mérsékelt éghajlati övezetben előforduló vörösagyagok korábbi geológiai korok talajképződési folyamatának termékei. Képződésükben főszerepet játszott az előző időszakok – elsősorban a harmadidőszak – nedves trópusi és szubtrópusi klímája. Hazánkban rendszerint azokon a helyeken találjuk meg, melyek a harmadidőszakban szárazföldek voltak, s így nem borították el tengeri üledékek, hosszú időn keresztül a nedves, meleg klíma alatt zavartalanul folytatódott a talajképződés. A negyedkor éghajlata csak lepusztulásukat idézte elő, s ezért jelenleg ott lelhetők fel, ahol a jégkorszaki lepusztulás ellen védve voltak, vagy nagy ellenálló képességük és vastagságuk miatt anyaguk az erózióknak ellen tudott állni. A vörösagyagok vagy vörösföldek többnyire fosszilis, illetve reliktum talajképződmények. Vízgazdálkodásuk és tápanyag-gazdálkodásuk eltér a holocénkori talajokétól. Gazdasági jelentőségük nem elhanyagolható, területükön erdőket, gyümölcs-, szőlőtelepítéseket és szántóföldi művelést találunk.

A szakirodalomban közöltek szerint a vörös talajok, ezen belül a vörösagyagok között igen nagy különbségek vannak, mind a képződési körülményeket, mind tulajdonságaikat illetően.

A magyarországi vörös talajoknak, vörösagyagoknak témakörét még összetettebbé teszi, hogy egyes vörösagyagos területek a lemeztectonika és a kéregmozgások hatására változtatták helyüket és változtak az éghajlati viszonyok is. Tehát egyáltalán nem bizonyos, hogy a vörösagyag az egyenlítőhöz viszonyítva ugyanolyan távolságra keletkezett, mint amilyen messze ma fekszik.

A magyarországi vörösagyagok genetikájukban, fizikai és kémiai tulajdonságaikban nagymértékben különböznek a többi hazai talajtípustól és a külföldön előforduló vörös talajoktól is. Eltérő tulajdonságaik vagy hasonló sajátásaik pontosabb megismeréséhez, okainak tisztázásához kívánunk munkánkkal hozzájárulni, amivel gazdasági értékeiket is jobban megismerjük.

A hazai vörösagyagok geomorfológiai, sztratigráfiai, paleoklimatológiai kutatások szempontjából tekintve igen fontos képződmények. Eredményeinkből következtetni lehet a különböző geológiai korok felszínfejlődésére, talajképződési folyamataira, illetve megkísérelhetjük korábbi környezettípusok rekonstrukcióját. Vizsgálati adataink számos kérdés tanulmányozásánál használhatók fel.

Vörösagyagaink képződésükben és ásványi összetételükben több vonatkozásban hasonlítanak a jelenlegi trópusi és szubtrópusi ferrallitos talajokhoz. Egyik célkitűzésünk a hasonló folyamatok és tulajdonságok feltárása, ami osztályozásukhoz is lényeges segítséget jelenthet.

Fontosabb célkitűzéseink:

- a.) A mállási és ásványátalakulási folyamatok értelmezése,
- b.) a különböző helyekről származó vörösgyagok összehasonlítása a mállás foka, az ásványi összetétel, a fizikai és kémiai sajátosságok alapján,
- c.) a vörösgyagok és alapkőzetük kapcsolatainak vizsgálata,
- d.) a vörösgyagok genetikai viszonyainak feltárása összehasonlítva a jelenlegi trópusi talajokkal,
- e.) a környezetváltozásra utaló nyomok feltárása, a paleo-klimaváltozások és azok eredményeinek bizonyítékai,
- f.) újabb adatok szolgáltatása a régi geológiai időszakok vörösgyag képződményeiről, mint különleges természetvédelmi értékekről,
- g.) vizsgálati adatok felhasználása a mérnökgeológia területén. Az épületek, vonalas létesítmények tervezésében feltétlenül figyelembe kell venni a vörösgyagok fizikai jellemzőit, mivel a vörösgyagok, mint csúszó felületek veszélyt jelenthetnek, különösen lejtős területeken.

I. IRODALMI ÁTTEKINTÉS

I.1. A vörösgyagok talajképző közetei, ásványai és mállásuk

A vörösgyagok, vörösföldek régi geológiai időszakokban a maitól nagymértékben eltérő, meleg-nedves vagy meleg-szárazabb éghajlati körülmények között, és trópusi, szubtrópusi növénytakaró alatt képződtek. A talajképződés első fázisának a primér ásványok mállási folyamatai tekinthetők. A mállás a talajképződésnek kiindulópontja, sőt a kialakult talajban is tovább folytatódik, ezen túlmenően azonban az egész geokémiai körfolyamatra kiható jelentősége van. A talajban lejátszódó folyamatokat sebességük alapján két csoportba sorolhatjuk. A folyamat egy része, mint az ásványok átalakulása, évezredekre kiterjedően rendkívül lassúak, de a talaj jelenlegi állapota szempontjából igen fontosak, mert az anyaközet és a klíma alatt összefoglalható tényezők közötti egyensúlyközeli állapotot juttatják kifejeződésre (NEMECZ 2006). A talaj a lassú és gyors folyamatok tekintetében egyaránt egységes dinamikus rendszer STEBUTT (1930) értelmezésében, mely szerint dinamikus az a rendszer, amelynek a stacionárius állapot fenntartásához vagy fejlődéséhez külső energia bevitelre van szüksége. A talaj ilyen rendszer, benne, mint egy kémiai reaktorban, állandóan lassú és gyors átalakulási folyamatok zajlanak.

A folyamatoknak és eredményeiknek bonyolultságát jól szemlélteti a talaj ásványai és tulajdonságai közötti összefüggés. SZENDREI (1994) az ásványok 19 és a talajok 24 tulajdonsága között 88 többé-kevésbé szoros kapcsolatot mutatott ki, amelyekben bármely tényező kisebb-nagyobb változása az egész rendszeren tovagyűrűzik.

A talaj tulajdonságai – szemcseösszetétele, fajlagos felülete, térfogattömege, sűrűsége, szerkezete, porozitása, víztartó-, vízvezető-, pufferképessége, adszorpciós viszonyai, tápanyag-gazdálkodása stb. – hosszú idő alatt végbement, igen sok átalakulás eredményeként alakultak ki. A különböző eredetű talajok összehasonlításával a folyamatok egyöntetűségére, vagy különbözőségére, vagyis bizonyos törvényszerűségekre vonhatunk le következtetéseket. A paleotalajok vizsgálata még nehezebb, összetettebb feladat, mivel azok képződésének története még nagyobb múltra, sokszor több millió évre tehető, minek során az ún. talajképző tényezők is lényeges változásokon mentek keresztül, s a különböző változások eredményei egymásra rakódtak, miközben maguk is kisebb-nagyobb átalakulást szenvedtek.

A mállással kapcsolatos fogalmak első nyomain egy X. századi arab nyelvű műben lelhetők fel, melyben az erózióról, folyók és szelek által szállított anyagról is szó van (in: NEMECZ 2006). Európában azonban csak a XIX. század első harmadában angol szerzőknél jelenik meg a mállási jelenségek leírása (JATES 1830–1831, PHILLIPS 1831). Később sok kutató tanulmányozta a mállási folyamatokat és a mállástermékek tulajdonságait. A „mállás” szó angol megfelelője (weathering) először ANSTED (1871) közleményében jelenik meg, amelyben kifejeződésre jut a jelenség éghajlattól, időjárástól való függősége. Ugyanerre az összefüggésre utal a spanyol nyelvű elnevezés is (meteorización). Az Egyesült Államokban GILBERT (1877) szerint a mállás fő tényezői az oldás, a hőmérsékletváltozás, a csapadék, a gravitáció és a növénytakaró. MERILL (1897) részletesen tárgyalta a mállási folyamatok széles körét, és a talajokat a mállás termékeként értelmezte, nagy figyelmet fordított a mállott közetanyag kémiai vizsgálatára. DOKUCSAJEV (1883) világított rá, hogy a talaj sajátos természeti képződmény, a talajképződésben öt tényező vesz részt

döntő mértékben: az alapkőzet, éghajlat, növényzet, domborzat és a talaj kora. Számos talajtípus vizsgálata során a talajtípusok kialakulására legerőteljesebben ható tényezőként az éghajlatot emelte ki. Az éghajlat a növényzetre és a talajban végbemenő folyamatokra is rányomja bélyegét, Dokucsajev szerint az éghajlat a maga képére formálja a talajt.

A XX. század első harmadában, a röntgenanalízis fejlődésével a figyelem egyre inkább az agyagásványok szerkezetének meghatározására, illetve tulajdonságainak vizsgálatára irányult.

CORRENS (1939) fogalmazásában a mállás a kőzetek *in situ* átalakulása a földfelszínen, az itt uralkodó viszonyok hatására. A meghatározás tömörsége ellenére jól jellemzi a mállás lényegét. LOUGHNA (1969) kiemeli, hogy a málláson nemcsak az eredeti ásványok alapvető részecskéire történő degradációját kell érteni, hanem új ásványok képződését is a mállás részének, illetve a mállott szelvényhez tartozónak kell tekinteni.

A mállással kapcsolatos meghatározások közös jellemzője, hogy a mállás a csapadékvíz és az atmoszférikus levegő közreműködésével megy végbe. A bioszféra szerepét figyelmen kívül hagyva is, a mállás e két tényezőjének kiemelése a mállást élesen elhatárolja a diagenézistől. A diagenézis nagy nyomás és magas hőmérséklet hatására, víz- és levegőmentes, nagyobb mélységben végbemenő átalakulási folyamat. Hasonlóképpen a kőzetek hidrotermás átalakulását sem lehet mállásnak tekinteni.

1.1.1. A kőzet szerepe

A kőzetek a talajok anyagát szolgáltatják. Csoportosításukkor kristályos, üledékes és laza (össze nem állt) kőzetekre osztják. A felosztásnál figyelembe veszik még az összetételt és a szemcseméretet.

Savanyú kristályos kőzetek

Ide tartozik a gyakran előforduló durva és közepes szemcséjű gránit és gránit-gneisz. A finom szemcsés savanyú kristályos kőzetek ritkák. A savanyú kristályos kőzetek az ősmasszívumok területén sok helyen szolgáltatják a trópusi talajok anyagát. A mállás során kvarcsejtszomszomszágok válnak szabaddá, s a talaj szövete homokos, vagy ha agyagrészecskéikkel keveredik, homokos-agyagos lesz, amely főleg a grániton képződött talajokra jellemző. A trópusokon erőteljes a kémiai mállás, a talajból elfogy a mállékony ásvány, nagy a vízáteresztő képesség, s így intenzív a kilúgzódás, ezért savanyú, telítetlen talajok keletkeznek, melyeknek domináló agyagásványa a kaolinit. Néhány mállásnak ellenálló ásvány a felső rétegekben visszamaradhat. A savanyú kristályos kőzeteken képződött talajok az esőerdő klímazónájában csaknem mind ferrallit talajok, de gyakran a szavannazónájában is azok. Ezek a talajok viszonylag kis termékenységűek, jól drénezettek, a gyökerek könnyen átszövik, vízmegkötő képességük közepes vagy gyenge, a szervesanyag-tartalom meglehetősen alacsony, kationmegkötő képességük gyenge, általában telítetlenek, savanyúak.

Átmeneti (semleges) kristályos kőzetek

Ide soroljuk a kristályos agyagpalákat és gneiszeket, pl. a biotit gneiszet. A szavannazónájában ezeken általában vörös színű „ferrugineux” (Alfisol, Entisol) talajok képződnek. Az esőerdő-zónájában a talajok ferrallit tulajdonságokat mutatnak, mert a bázistartalom nem elegendő ahhoz, hogy az erőteljes kilúgzódás ellenére is telített maradjon a talaj.

Bázikus vulkáni kőzetek

Ebbe a csoportba tartozik a bazalt és az andezit. Bár az andezit – összetétele alapján – átmeneti (semleges) kőzet, mégis ide soroljuk, mert mint talajképző anyag, a bazalthoz hasonlít. Ezekből a kőzetekből kialakult talajok erősen szerkezetesek, agyagos szövetűek, 2:1 rétegrácsú agyagásványt tartalmaznak. E talajok mind bázisosak, ide tartozik a ferrisol talajok számos típusa, valamint a kisebb kiterjedésben előforduló eutrophi barna és vertisol talaj. Termékenyséjük jó, a trópusi talajok között speciális helyet foglalnak el, mivel potenciális termőképességük megfelelő, de a szárazság a mezőgazdasági termelést jelentősen akadályozza.

Durva és közepes szemcséjű üledékes kőzetek

Fő képviselői a homokkő, konglomerát és a kvarcit. Bár ez utóbbi metamorf kőzet, de mint talajképző kőzet, jobban hasonlít a homokkőhöz, mint például a gneiszhez. Mint a talajok alapanyagai és a bennük lejátszódó folyamatok alapján is sok hasonló tulajdonságot mutatnak a savanyú kristályos kőzetekkel. Ezekben azonban a mállás folyamata lassúbb, viszont mélyebbre hatol, s ezért végeredményben a mállott rétegek vastagabbak. A nedves trópusokon ferrallit vagy homokos szövetű „ferruginous” talajok képződnek rajtuk. Néhány kvarciton a mállás olyan lassú, hogy az enyhe lejtőkön és sík területeken is lithosolok keletkeznek. A száraz trópusokon e csoport kőzetein általában lithosol talajok képződnek.

Finom szemcséjű üledékes kőzetek

A palák csoportja tartozik ide. Általában savanyúak, bár ide sorolják az átmeneti (semleges) vastartalmú palákat is. Ezekben a kőzetekben hosszú időn át a mállás mélyre hatol és termékeny talajok képződnek. A palákból általában nem keletkezik több méter mély mállási kéreg. A gyengén mállott vagy el nem mállott palarétegek már 1,5–2 m mélységben megtalálhatók. A palákon képződött talajok fizikai tulajdonságai kedvezőtlenebbek, kémiai sajátságai viszont jobbak, mint a homokköveken keletkezett talajoké. A mélyebb szintekben levő, gyengén mállott vagy mállatlan palarétegek miatt vízáteresztő képességük rossz, a gyökerek nehezen vagy nem is hatolnak át rajtuk, de vízkapacitásuk és hasznosítható vízkészletük nagy, tápanyagtartalmuk általában jó. A palákon képződött talajokban gyakori a konkréciókból álló laterit-szint.

Mészkövek

Humid trópusokon a mészköveken általában latosol talajok képződnek, melyek termékenysége olyan, mint az átmeneti (semleges) kristályos kőzetek talajaié, vagy még azoknál is jobb. Általában nehéz megkülönböztetni a bázikus vulkáni kőzetek talajaitól. Száraz klíma alatt jellemző talajaik a vertisol és kalcimorf talajok.

Laza (össze nem állt) kőzetek

Ebbe a csoportba tartozó kőzeteknél egymástól meg szokták különböztetni a homokot és a finom szemcséjű felszíni üledékeket. A homokok lehetnek alluviális, tengerparti vagy eolikus eredetűek. A humidabb régiókban az alluviális homok területe általában a folyók menti sávokra korlátozódik, a száraz trópusokon azonban az áradásos síkságokon nagy területeket borít a homok, amely a trópusi tengerpartokon gyakran dűnéket képez. A sivatagi dűnéken kívül a jelenlegi szemiárid zónában nagy területeken található a pleisztocén szárazabb periódusaiból származó homok is.

Agyagok, iszapok

Folyami vagy tengerparti alluviális eredetű, finom szemcsés, felszíni üledékek. Termékenységük általában közepes. A sík területek agyagos és iszapos talajai művelésének lehetőségét és eredményességét fokozza az a körülmény, hogy általában lehetőség van öntözésre és rizstermesztésre. Gyakran nehézséget jelentenek a kedvezőtlen dréncviszonyok. Esetenként előfordul, hogy az agyag és iszaprétegek olyan medencékben rakódtak le, ahol eredetileg bázikus vagy meszes kőzetek voltak. Ilyen helyeken igen jó termékenységű talajok képződtek.

1.1.2. A fontosabb talajképződési folyamatok

A talajok fizikai, kémiai és biológiai tulajdonságait az azokban végbemenő folyamatok alakítják ki. A talajtani folyamatok kiváltói, illetve meghatározói a talajképző tényezők. A talajban lejátszódó folyamatok szakadatlanul működtek és az idők folyamán maguk is változnak. E folyamatok következtében előálló változások egymás utáni láncolata eredményezi a talajképződést, melyet gyakran talajfejlődésnek is neveznek. A talajsajátságok és az azokban mutatkozó eltérések a talajképző tényezők és a talajképződési folyamatok függvényei.

A talajképződési folyamatok értelmezésekor megkülönböztetünk *egyszerű (specifikus) és összetett folyamatokat*. Egyszerű folyamat például a hidrolízis, oxidáció, agyagbemosódás stb. Az összetett folyamat például a ferrugináció, rubefikáció, podzolosodás, glejesedés stb. A glejesedés magában foglalja a vasvegyületek redukcióját, oldódását, mozgását (áthelyeződését) és kicsapódását. Specifikus folyamatok csoportja, tehát összetett folyamat a mállás is. A folyamatok irányításában, intenzitásában mint aktív tényező jelentős szerepet játszik a víz.

A víz jelentősége a talajképződési folyamatokban

A víz és a benne oldott anyagok a talajtulajdonságok alakításában kiemelkedő szerepet játszanak. A talajban lezajló folyamatok szempontjából a víz (pontosabban a talaj folyékony fázisa, talajoldat) fontosabb tulajdonságai a hőmérséklet, kémhatás, az oldott anyagok mennyisége és a víz mozgása, tehát a vízforgalom.

A víz hőmérséklete befolyásolja a kémiai mállás, különösen a hidrolízis folyamatát. A disszociációs állandó és a hidrogénion koncentrációja a hőmérséklet emelkedésével növekszik. A hidrogénion koncentrációja tiszta vízben, 25 °C-on 1,85-ször nagyobb, mint 10 °C-on. Az általánosan ismert van't Hoff törvény szerint a hőmérséklet minden 10 °C-os emelkedésének megfelelően a kémiai reakció sebessége 2–3-szorosára nő. A reakciósebesség ilyen mértékű megnövekedését a magasabb hőmérséklettel együttjáró gyorsabb hőmozgás okozza. A hőmozgás átlagsebességének emelkedése a kémiai reakcióra vezető ütközések számát és heveségét növeli.

A talajra hulló csapadék hőmérséklete a trópusokon magasabb, mint a mérsékelt égövben. A hőmérsékletben tapasztalt fő különbséget azonban nem ez okozza, hanem az, hogy a talajon átszivárgó víz a talajtól még tovább melegszik. A talaj hőmérséklete – mértéke és ingadozása – 1 m mélyséig a léghőmérsékletéhez hasonló. A talajhőmérséklet világtérképe (CHANG 1957) a 30°-os északi és déli szélességi körök között a talaj évi átlagos hőmérséklete 25–30 °C körül mozog. A mérsékelt övben ez csak 10 °C. Így a

hidrogénion-koncentráció változása és a van't Hoff tétel szerint a kémiai reakciók a trópusokon $(1,5-2,0) \times (2-3) = 3-6$ -szor gyorsabbak, mint a mérsékelt övben.

Az esővíz elnyeli, majd oldja a légkör és a talajlevegő széndioxidját, s így mint gyenge, szénsavas oldat szivárog a talajba. Itt a szerves anyagok oldatával, illetve humuszsavakkal elegyedve, savanyúsága egyre fokozódik. A savanyú talajokban a szivárgó oldatok savasága tovább nő, így jó drénviszonyok esetén az oldó és kilúgzó hatás erőteljes lesz.

Az esővíz oldja az atmoszféra kéndioxid-, valamint nitrogénoxid-tartalmát – amelyek mennyisége az olaj és széntüzeléstől függ –, tehát gyengén savas oldat. A talajon át-szivárogva további anyagokat old ki és szállít tovább. Így oldja és magával viszi az oldható sókat, a kicserélhető kationok egy részét, a szilikátokat és a vasvegyületeket. A trópusokon a talajoldat melegebb, ezért több anyagot old ki, mint a mérsékelt övben. Az oldatba vitt anyagok abszolút mennyisége több, de a talajoldat telítettségi százaléka alacsonyabb. A tömeghatás törvénye értelmében az alacsonyabb telítettségi értéknél a szilárd fázisból addig mennek oldott állapotba az anyagok, míg az egyensúly be nem áll; így megy ez addig, míg a reakció feltételei meg nem változnak. A trópusokon tehát a több csapadék és a magasabb hőmérséklet miatt jelentősen megnő a mállás intenzitása. A trópusi és mérsékelt övi mállási folyamatokban ez az egyik legfontosabb különbség.

1.1.2.1. Mállás

A fizikai aprózódás a nedves trópusokon — szigethegyek „pusztulásának” kivételével nem jelentős folyamat. A fizikai aprózódásnak az arid, sivatagi területeken van nagyobb jelentősége. A sivatagokban gyakori jelenség, hogy a felszint durva kőtörmelék borítja. Helyenként a szél által kifújott por és homok lerakódása növeli a finomabb frakciók arányát.

Amikor a nedves trópusi éghajlat alatt a talajképződés a kőzeteken megindul, a fizikai aprózódáshoz rövid időn belül társul a kémiai mállás. A mállási kérgék kialakulásának már a kezdeti szakaszában megindul az ásványok elbomlása, átalakulása, majd a teljes kémiai mállással folytatódik az átalakulás. A mállás intenzitása egy passzív és egy aktív tényezőtől, így a kőzetek mállékonyságától és a kémiai reakciók erősségétől függ.

Az ásványok relatív mállékonyságát kristályszerkezetük határozza meg. A kőzetalkotó ásványok általában tartalmaznak szilícium tetraédereket, melyek egymáshoz kapcsolódva láncot, réteget, térrácsos szerkezetet képeznek. Az így kialakult szerkezet szabja meg az ásványok mállékonyságát, illetve a mállással szembeni ellenállásukat. Az elsődleges ásványokat mállékonyságuk szerint a következőképpen csoportosíthatjuk:

1. Sziget szilikátok	Olivin
2. Lánc szilikátok	
Egyszerű láncszerkezetek	Augit
Kettős láncszerkezetek	Hornblende (amfiból)
3. Réteg szilikátok	Biotit
	Muszkovit
4. Térrácsos szerkezetű szilikátok	
A Si-ot részben Al helyettesíti	Földpát (plagioklász, ortoklász)
A Si-ot nem helyettesíti Al	Kvarc

A kémiai mállékonyság mérésére több mutatót dolgoztak ki. Valamennyi mutató szerint a mállásnak legjobban ellenáll a kvarc és a muszkovit, a legmállékonyabb pedig az olivin (ferro-magnézium szilikát). A mállékonyság szempontjából a földpátok és a biotit átmeneti helyet foglalnak el. A muszkovit kristályszerkezete alapján a közbülső csoportba esik, a mállási folyamatoknak mégis sokáig ellenáll. A muszkovit nagy ellenálló képességének okát még nem sikerült teljesen tisztázni.

A talajoldatban kisebb-nagyobb mennyiségben mindig vannak szerves savak, melyek – a mállékonyságnak megfelelően – gyorsítják a mállási folyamatokat, illetve csökkentik az ásványok ellenálló képességét. Így például a szerves savkomplexek a Si-tartalmú ásványokból viszonylag könnyen kioldják az Al-ot, mivel az erős szerves sav-komplexek az Al-oxidokat jobban oldják, mint a Si-oxidokat (HUANG és KELLER 1972).

Az ásványok mállékonyságában a trópusi és más éghajlati övben nem találtak különbséget. Amiben jelentős eltérés van, az tulajdonképpen a mállás intenzitása. A magasabb hőmérséklet, az erőteljesebb kilúgzódás következtében a mállás viszonylag gyorsan eredményezi az eredeti kristályszerkezet szétesését és a mállástermékek felhalmozódását. Ezzel kapcsolatosak a visszamaradt mállástermékek szerkezetében, összetételében tapasztalható különbségek is (RUSSELL 1968).

Kilúgzódás

A mállás során a kristályrétegekből felszabadult komponensek a talajoldatba kerülnek, s ennek mozgása révén a talajszelvényből kilúgzódhatnak.

Oldható sók (kloridok, szulfátok). Nagyon oldékonyak, könnyen elmozdulnak, kilúgzódnak.

Kicszerűlhető kationok. Oldékonyak, mérsékelt intenzitású kilúgzódással könnyen eltávozhatnak a talajszelvényből.

Szilíciumoxid (SiO_2). Régebbi nézetek szerint a savanyúság növekedésével oldékony-sága jelentősen fokozódik, s a trópusi talajok fejlődésének korábbi elmélete is ezen a feltevésen alapult. Újabban azonban bizonyított, hogy a kovasav oldékony-sága 3,5–8 pH értékek között kicsi és csaknem állandó, viszont erősen lúgos kémhatásnál hirtelen megnő. A kvarc a mállással szemben igen ellenálló ásvány, de helytelen az a vélemény, hogy teljesen oldhatatlan.

Vas. Oldékony-sága a redukció mértékétől függ. Az Eh és a pH értékeinek megfelelően egyensúly áll be a ferro-oxidok (Fe^{2+} , mint FeO_2) és a ferri-oxidok [Fe^{3+} , mint Fe_2O_3 vagy $\text{FeO}(\text{OH})$] között. A redukált ferro-formák könnyen oldatba mennek, mozgékonyak. Oxidációs körülmények között ferri-vegyületekké alakulnak, melyek csaknem oldhatatlanok. A mozgékony ferro-vegyületek gyakran a talajvíz feletti zónában található nagyobb mennyiségben. A trópusi podzol-talajokban a vas az erősen savanyú *mor* típusú humusszal szerves komplex vegyületet képez. A kelát formában lévő vas igen mozgékony.

Alumínium. Az alumínium az Eh értékek széles skáláján Al_2O_3 formában változatlan. 4,5 pH értéknél még oldhatatlan, de szélsőségesen savanyú talajban jól oldódik. Az oldékony-ságot a kelátképződés lehetősége is befolyásolja.

Titán. A titán mennyiségét a talajban korábban állandónak tekintették. Ez az állandóság azonban nem vonatkozik a TiO_2 formájában történő kilúgzódási veszteségre. A TiO_2 a $\text{Ti}(\text{OH})_4$ -ból, a talajképző kőzetben előforduló ásványból szabadul fel (LOUNGHAN 1969).

A különböző anyagok oldékonyságában, mozgékonyságában igen nagy különbségek vannak. Az oldható sók mobilitása 30–100-szor nagyobb mértékű, mint a kicserélhető kationoké, a kicserélhető bázisok 5–10-szer mozgékonyabbak, mint a kovasav, ez utóbbi pedig 5–10-szer nagyobb mobilitású, mint a kvarc és a szeszkvi-oxidok.

Ezek alapján a *kilűgződés sorrendje* a következő. A talaj szelvényből – megfelelő vízmennyiség átszivárgása esetén – először az oldható sók mosódnak ki, majd ezt követi a kicserélhető kationok, utána pedig a kovasav eltávozása, s végül a szeszkvioxidozók elmozdulása következik.

A talajtani folyamatok között jelentős helyet foglal el a kalcium mozgása, illetve CaCO_3 formában történő kicsapódása, ami meghatározott feltételek között történik. A Ca-dinamika alapján különülnek el egymástól a pedalferek és pedocalok, meglehetősen éles határvonallal. A két talajféleség közötti határt jól drénezett sík területen a 600 mm évi csapadék jelenti. (A *pedalfer* talajok csoportjába tartoznak a humid trópusok idősebb képződményei, amelyek jól drénezettek, savanyú kémhatásúak, a kicserélhető kationok kilűgzódtak, karbonátot és oldható sókat nem tartalmaz. A *pedocal* talajok lúgos kémhatásúak, tartalmaznak szabad karbonátokat vagy sókat, a szemi-arid és arid területeken gyakoriak.) A humid trópusokon jelentős kvantitatív különbség mutatkozik a kilűgzottságban a ferrugináció és ferrallitizáció folyamatánál, a szavanna és az esőerdő-klimatípus alatt. A szavannákon az esős évszakban és az esőerdő alatt a kilűgződési folyamat következtében elmozdulnak helyükről a kicserélhető bázisok és a kovasav is. A különbség csak mennyiségi, a kilűgződés intenzitása fokozatos átmenetet mutat.

Kicsapódás

A talajoldat vegyületei a kilűgződással ellentétes sorrendben csapódnak ki. A kloridok és szulfátok csak a talajvíz feletti evaporációs zónában, az arid-klimájú területek mélyebb részein csapódnak ki, fordulnak elő sók formájában. Szemi-arid viszonyok között az esetenként bekövetkező kilűgződás elegendő ahhoz, hogy az oldható sók mélyebb szintekbe kerüljenek. Száraz klímájú területeken a felszínhez közel CaCO_3 rétegek fordulhatnak elő. A kevés csapadék csak a felső szintekből lúgozza ki a CaCO_3 -ot és a mélyebb szintekben – ahol a nedvességtartalom a szántóföldi vízkapacitás alatt van – kicsapódik. A karbonátok kilűgződésének, illetve kicsapódásának mélységét a csapadék mennyisége és eloszlása határozza meg.

A bázistelítettség jól jelzi a talaj kilűgzottságát, annak mértékét. Az esőerdő-klíma alatt, jó drénviszonyok között, ahol a csapadék eléri a 2000 mm-t is, az altalaj telítettsége ($V\%$) 10% alatt van. A szavanna területeken, ahol a csapadék 600–800 mm, és az esős időszak 3–4 hónapig tart, a talajok telítettsége nagy, a V -érték eléri a 90–100%-ot is. Az altalaj bázistelítettsége jól jellemzi a talajképződés körülményeit.

A kovasav a talajoldatban általában ortokovasav (H_4SiO_4 formában fordul elő, melynek szokásos koncentrációja 5–50 ppm. A lúgosság növekedésével az egyensúlynyi koncentráció jelentősen csökken. Ha a talaj oldat kémhatása az erősen savanyúból a kevésbé savanyúba megy át, a kovasav kicsapódását eredményezheti. Hasonló módon magyarázta MOHR és VAN BAREN (1972) Indonéziában, bázikus tufán képződött talajok kovasavas B szintjének kialakulását.

A vasoxidok kicsapódásának fő oka a ferro-vegyületek ferri-vegyületekké oxidálódása, amikor a környezeti hatásokra a redox potenciál értéke megnő. Ilyen viszonyok állhatnak elő a szavanna-övezetben a talajvíz feletti rétegben, a száraz és nedves évszakok váltakozásakor.

zása során. A vasoxidok kicsapódásának másik esete változatlan redox potenciál értéknél következik be, amikor a pH emelkedésével az oxidált formában levő vas aránya megnő, s ez a vasoxidok kicsapódásához vezet. Az alumínium csupán szélsőségesen savanyú viszonyok között van oldott állapotban, tehát valószínűleg kicsapódik, ha a savanyúság csökken.

I.1.2.2. Agyagásvány szintézis

A másodlagos agyagásványok jelentős szerepet játszanak a trópusi talajképződési folyamatokban, illetve a talajtulajdonságok alakulásában. Jelentőségét és hatását a talaj szövetéhez és szervesanyag-tartalmához lehet hasonlítani. A humid trópus és mérsékelt égöv talajai között az egyik legfontosabb különbség az eltérő típusú agyagásványokban található. A humid trópusokra az 1:1 típusú agyagásványok dominanciája és a 2:1 rétegű agyagásványok kisebb mennyisége vagy teljes hiánya a jellemző.

A talajban előforduló másodlagos ásványok és a mállás egyéb másodlagos termékei a következők:

<i>Agyagásványok</i>	
Kaolinit csoport:	(kétrétegű, nem duzzadó)
Kaolinit	
Halloysit	
Metahalloysit	
Illit csoport:	(háromrétegű, nem duzzadó)
Illit	
Montmorillonit csoport:	(háromrétegű, duzzadó)
Montmorillonit	
Vermikulit csoport:	(háromrétegű, nem duzzadó)
Klorit csoport:	(négyrétegű, nem duzzadó)
Amorf szilikát	(allofán)
Átmeneti és vegyes rácsú ásványok	
<i>Vas-oxidok és oxihidrátok</i>	
Oxidok:	
Goethit	FeO(OH) ; $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Hematit	Fe_2O_3
Magnetit	$\text{Fe}_3\text{O}_4 = \text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$
Hidrátok:	Több ásvány, általános képletük $m \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n \text{H}_2\text{O}$
<i>Alumínium oxihidrátok</i>	
Gibbsit	Al(OH)_3 ; $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$

Az elsődleges ásványok átalakulásában, a másodlagos ásványok képződésében jelentős szerepe van a víznek. A különböző ásványi összetételű kőzetek mechanikai

aprózódásuk során kisebb méretű részecskékre esnek szét, a fajlagos felület megnő, így az azzal érintkezésben lévő vízből több képes adszorbeálódni. A vízmolekulák oxigén atomjainak elektronpárja kötést tud létesíteni a fémionok elektronpárjaival; ez az oka a fémionok nagy hidratációs képességének. A másodlagos ásványok képződési folyamatainak meghatározói:

- a víz, különösen az adszorbeált vízmolekulák viselkedése,
- az alumínium amfoter jellege és
- a szilikát fázis dinamikája.

Természetes viszonyok között a talaj nedvességtartalma jóval meghaladja e vékony adszorpciós réteg vízmennyiségét, ezért az első disszociációs rétegből származó hidróniumion a kisebb koncentrációjú diffúziós rétegbe (szolvát rétegbe) kerül, ahol savas jellege hirtelen lecsökken. Azonban a kiszáradás és nedvesedés folyamata a talaj anyagát szolgáltató kőzet felületén savas közeget biztosít. Meg kell jegyezni, hogy a finom pórusokban rövidebb-hosszabb ideig megtalálható az említett vékony adszorpciós vízréteg.

A savas kémhatású réteg tulajdonságainak alakulásában központi szerepe van a szilikátok felületének. Lehetséges, hogy a hidróniumionok fémionokkal cserélnek helyet. Néhány esetben, például a csillámoknál a negatív rács-töltéseket H_3O^+ ionok foglalják el, egyensúlyi helyzetet biztosítva, de a „montmorillonit-protonok” rövid életűek, amikor a gyors mállás során alumínium tartalmú agyag képződik.

Az alumínium amfoter jellege

Az alumínium oldott állapotban a kémhatástól függően többféleképpen viselkedhet, úgymint Al^{3+} vagy mint $Al(OH)_3$, mint gyenge sav, ami az aluminátióntól származik disszociáció eredményeként. Azt is megállapították, hogy polinukleár komplexek is képződnek. Ezekben a komplexekben az alumínium hatos koordinációban van jelen, míg az alumináiban négyes koordinációban fordul elő. HSU (1968) kimutatta, hogy polinukleár komplexek $[Al_4(OH)^{4+}$ és $Al_6(OH)^{3+}]$ képződhetnek agyagásvány felületén, ha a montmorillonitot alumíniummal telítik lúgos oldatban.

Az alumínium a szilárd fázis szerkezetében négyes kötéssel négy oxigénhez kapcsolódik, tetraédes konfigurációt képezve, mint például a földpátokban és a zeolitokban, vagy hatszoros kötéssel hat oxigénhez kapcsolódik oktaédes konfigurációt formálva, mint például a kaolinitben. (A csillámban és néhány túkristályos alumínium ásványban mindkét konfiguráció előfordul ugyanabban a rácsban.)

A természetes alumínium szilikátok nagy változatosságának oka az, hogy az alumínium oldatban és szilárd fázisban egyaránt kettős karaktert mutathat.

Az amorf alumínium szilikátok vizsgálatánál kimutatták, hogy alumínium és szilikát csapadék képződött a közeg kémhatásától függően. Savanyú közegben az alumínium hatos koordinációs alakzata dominált, míg lúgos kémhatásnál a négyes koordináció volt túlsúlyban. A kaolinit telítetlen közegében lúgosabb kémhatásnál négyes koordinációt találtak (DE KIMPE et al. 1964).

A kovasav (szilikát) fázis dinamikája

Az elsődleges ásványok hidrolízise szilíciumot és alumíniumot szabadít fel: a szilícium polimerizált hidratált SiO_2 formában van jelen, molekulásúlya főleg a pH-tól függ, a polimerizáció maximuma 4,0–4,5 pH körül van.

Az alumíniumtól eltérően, a tetraédes koordinációban lévő szilícium a legtöbb talajban változatlan marad, de a megkötött hidroxidok által jelzett polimerizációs fok nagyon változó. Nagy polimerizációs foknál az OH/Si viszonyszám szűk.

A szilikát oldhatóságát jelentősen befolyásolják az oldatban lévő kationok. WEY és SIFFERT (1961) az Al^{3+} és Mg^{2+} hatását vizsgálták és azt tapasztalták, hogy a szilikátok egy része Al- és Mg-szilikát csapadék formájában vált ki. A szilikát szuszpenzió stabilitása függ az ionok mennyiségétől és minőségétől, így tehát a mállási oldat összetételétől is. De Kimpe, C. és mtsai (1964) azt bizonyította, hogy viszonylag kevés egy- és kétértékű kation (MO/SiO_2 vagy $M_2O/SiO_2 \sim 1\%$) csökkenti a polimerizáció fokát. REIFENBERG, A. (1947), DEMOLON és BASTISSE (1944) kimutatták a kovasav mozgását a talajvízben vasoxidok hatására, melyek az oldódó kovasavval ferri-szilikát komplex vegyületet képeznek.

Sajátos átalakulási folyamatok határozzák meg az agyagásványok genezisést, melynek legfontosabb esetei:

- agyagásványok keletkezése elsődleges szilikátokból;
- agyagásványok keletkezése másik agyagásványból (agyagásványok átalakulása);
- agyagásványok képződése amorf anyagokból, vulkáni hamuból, az oxidok vagy hidroxidok reszilikációja révén, illetve hidrotermális szintézis és egyéb folyamatok eredményeként.

Az agyagásványok képződése elsődleges szilikátokból

A folyamat első lépése a víz adszorpciója az elsődleges részecskék külső felületén. Az ásványok hidratációja nagyobb felületeken néhány irreverzibilis folyamathoz vezet. Csillámok esetében a hidratációval megkötött vizet nem tudták eltávolítani csak hosszú ideig tartó kezeléssel, nagy vákuumban és $200^\circ C$ -on (ROUXHET és BRINDLEY 1966). Az irreverzibilis hidratáció nyilvánvalóan a hidrolízis folyamatának első lépése, és az elsődleges ásványok agyagásvánnyá történő átalakulásának első szakasza.

A második lépés az adszorpciós víz savas jellegével kapcsolatos. Például a földpát hidrolízisének, FREDERICKSON (1951) szerint először kationcsere megy végbe a H^+ vagy H_3O^+ és a földpát rácsszerkezetéhez kötődő alkáli vagy alkáli földfém kation között. A hidrolízis folyamata tehát a földpát rétegrács kationjainak csökkentésével kezdődik. A szilárd fázisban nőtt a protonok mennyisége és a folyékony fázis kationokban gazdagodott.

Sziget szilikátoknál (pl. az olivinnél) a tetraédernek mind a négy sarka könnyen hidrolizálódik. A különálló szilikát tetraéderekből könnyen lehet előállítani a szilanol csoportot, amelynél nagy polimerizációs kovasav-hálózatot találunk. A térhálós szerkezetű szilikátok stabilitása vízben vagy savas oldatban elsősorban a Si/Al viszonyzámtól függ.

A hidrolízis során a kovasav és az alumínium (legyen az monomér vagy polimérialakban) oldódnak. Az új oldatból agyagásványok vagy hidroxidok képződnek.

Az elmondottakból megállapítható, hogy az alapanyag (elsődleges ásványok) tulajdonságai fontos szerepet játszanak az ásványi összetevők oldhatóságának szabályozásában, így a kationok, alumínium és szilícium-dioxid átmeneti koncentrációját jelentősen befolyásolja. Viszont megalapozott az az állítás, miszerint a kiindulási alapanyag kémiai összetétele közvetlenül nem befolyásolja az új termékek tulajdonságait. Az új termékek sajátságai az oldat fiziko-kémiai paramétereitől függenek.

A csillámok átalakulása agyagásványokká

A csillámok és néhány agyagásvány között a szerkezeti kapcsolat olyan szoros, hogy a 2:1 rétegrácstípusú agyaggá való átalakuláshoz nem szükséges teljes hidrolízis. A csillámok hidratációjára és ezzel egyidejűleg vermikulittá alakulása akkor játszódhat le, amikor a csillámréteg 2μ -nál vastagabb.

A dioctaédes szerkezetű csillámokban, mint amilyen a muszkovit is, az oktaédes hidroxil csoportok megközelítően az *a-b* síkban helyezkednek el, míg a tiszta flogopitban, ahol az oktaédes helyeket Mg^{2+} kationok foglalják el, az OH csoportok a síkra merőlegesek. Ez infravörös spektroszkópiával könnyen bebizonyítható. A merőleges elrendezés lehetővé teszi, hogy a hidroxil csoport protonja közel kerüljön a beépült káliumhoz, ezért az elektrosztatikus taszítás felelős azért, hogy a trioktaédes csillámok – a dioctaédesekhez képest – labilisabbak.

A biotitokban – melyekben egyszerre kétféle hidroxil csoport létezik – kapcsolat van a merőlegesen elhelyezkedő hidroxil csoportok száma és a vermikulittá alakulás sebessége között. Azonban a fluortartalom és más tényezők is fontosak.

Természetes körülmények között a kálium felszabadulását mindig a rács negatív töltésének megváltozása követi. A jelenséget egy protonnak az oxigénhálóba jutása okozza. A kapcsolat a trioktaédes csillámok átalakulási mechanizmusa és a hidratációs víz, valamint az OH-tartalom között egészen nyilvánvalónak tűnik. Valószínűnek látszik az is, hogy a kálium eltávolítása lehetővé teszi a savas hidratációs víz behatolását a rácsszerkezetbe. Azonban sem a trioktaédes szerkezetű csillámokban lévő vas oxidációs állapotának szerepét, sem pedig a dioctaédes csillámok valódi átalakulási mechanizmusát még nem sikerült teljesen tisztázni. A muszkovit és a muszkovit-szerű anyagok olyan stabil megjelenési formájúak, hogy közvetlen illté alakulásuk nagyon kérdéses.

Amorf anyagok átalakulása másodlagos kristályos anyagokká

A talajok, különösen a trópusi talajok agyagfrakciója mindig tartalmaz amorf anyagokat, de a figyelem középpontjában a kristályos agyagásványok állnak. Nem szabad szem elől téveszteni, hogy minden esetben kristályos és amorf anyagok egyidejűleg léteznek. Az agyagásványok kialakulásának folyamatában a hidrolízist vagy az amorf anyagok másodlagos kristályos anyaggá alakulása, vagy közvetlenül rendezett és rendezetlen szerkezetek kialakulása követi.

Ha az ugyanolyan összetételű kristályos anyagokat az amorf anyagokhoz hasonlítjuk, kiderül, hogy az amorf anyagok magasabb hidratációs és konstitúciós víztartalommal, valamint nagyobb fajlagos felülettel jellemezhetők. Ami a rács-szerkezetet illeti, az amorf anyagokban található rendezetlenség főleg a szerkezeti egységek kis kapcsolódási „hibáinak” köszönhető. Viszont minden egyes szerkezeti egységben gyakorlatilag ugyanazok az atomtávolságok és szögek találhatóak, mint az analóg kristályos szerkezetekben.

A magnézium-oxid és szilícium-dioxid együttes kiválása könnyen montmorillonit vagy szteatit kialakulásához vezet NEMECZ (2006), míg a timföld és a szilícium-dioxid együttes kiválásából csak kis mennyiségű kaolinit (DE KIMPE et al 1964) keletkezik, és nagy mennyiségű amorf anyag is képződik, ami nem alakul tovább.

A hőmérséklet és a párányomás növekedése felgyorsítja a kristályosodás sebességét. Ennek összetett oka van. DE KIMPE és mtsai (1964) szerint például hidrargillit és szilíciumdioxid keverékének 175°C -on savas közegben történő teljes hidrotermális

kaolinitté alakulása, az ezen a hőmérsékleten hidrargillitből keletkező boehmit sajátos aktivitásának, és a keletkező rácson a szilíciumdioxid megkötésének köszönhető. Ennek a megfigyelésnek az általánosítása azt jelenti, hogy amikor egy kristályos szerkezet termodinamikailag instabil, akkor várható, hogy egy másik alkotóelemmel egyesülve, új szerkezetű anyaggá alakul át.

Agyagásványok átalakulása más agyagásványokká

Több vélemény szerint az agyagásványok átalakulása során az új anyag örökli a kiindulási anyag rácsméreteit. Az átörökölt rész teljes átalakulásakor további változásokon megy keresztül.

Az olyan átalakulás, amelyben az oxigénes alapszerkezet változatlan marad, a csillám vermikulittá és esetleg montmorillonittá alakulásával jöhet létre. Több megfigyelés arra utal, hogy az illitek és a hidrocillámok hasonló módon keletkeznek; törmelékes csillámokból vagy a vermikulitokból, illetve montmorillonitokból származnak. Az illitek azonban mindig gazdagabbak vízben, mint a csillámok, s ez az egyszerű tény azt mutatja, hogy a hidratációs folyamat túlnyomó részben irreverzibilis.

Ismert tény, hogy az illitek szilícium-dioxidban gazdagabbak. Ez nyilvánvalónak látszik abban az esetben, amikor az illitek a montmorillonit aggregációjával keletkeznek. Nehezebben érthető viszont, ha az illiteket az elsődleges csillámokból származtatják. A képződési folyamatok magukban foglalják a kiindulási csillámrács tetraédes szerkezetének a részleges megújulását és újrakvarcosodását, amely előzőleg négyes koordinációban alumíniumot tartalmazott.

Bizonyos esetekben a pedogenetikai folyamatok háromdimenziós szilikátok kialakulásához vezetnek. Már korábban feltételezték, hogy a talajképződési folyamatokban, a másodlagos ásványok keletkezése során a talaj kvarcban feldúsulhat. BONIFAS már 1959-ben bebizonyította, hogy nedves trópusi körülmények között, a vas- és magnézium-tartalmú elsődleges ásványok oldódása során növekszik a vas-oxid felhalmozódása, míg a szilícium-dioxid – ami kevésbé mozgékony, mint az alkalikus anyagok és az alkáliföldfémkationok – a talajszelvényben marad, és másodlagos kvarcként kristályosodik ki.

A paligorszkít (szalag-szilikát, szerkezete az amfibóléhoz hasonlít) és a montmorillonit közötti kapcsolatot régen felismerték. A paligorszkítot azonban hidrotermális vagy limnikus eredetűnek, néhány talajban való jelenlétét pedig „öröklött” anyagnak tartották. VAN DEN HEUVEL (1966), AL RAWI és SUS (1967) kimutatták, hogy a pali-gorszkít a füves térségek talajaiban kalciumkarbonát felhalmozódásával együtt jelenik meg. Ez a szilikát minta szélsőséges körülmények között kialakult utolsó ásványok tagja jelenik meg. A paligorszkít akkor alakult ki, amikor az alkáliföldfém-kationok túlsúlyba kerültek, míg a kvarc akkor jelent meg, amikor a középső szint telítetlenné vált. Ezek a folyamatok jelzik, hogy a szilícium-oxid rosszul oldódik, és inkább magával vagy más oxidokkal polimerizálódik, még akkor is, amikor a feltételek többé nem kedveznek az agyagásványok szintézisének.

A talaj nagy nedvességtartalma a magas hőmérséklettel együtt erősen aktivizálja a hidrolitikus folyamatokat. A trópusi talajok nagy részének hosszú fejlődése, története nagyon gyakran az átalakulási folyamatok utolsó szakaszához, az átalakulási termékek utolsó tagjához vezet. Azonban egyes trópusi területeken, különösen ahol gyakori a vulkáni tevékenység, az ásványok átalakulási folyamatai nagyon gyorsak és szerkezetileg kevésbé rendezett, kismértékben szerveződött rendszerek (termékek) kialakulásához

vezetnek. De ezek a folyamatok alapjaiban nem különböznek azoktól, amelyek más éghajlati tényezők mellett játszódnak le.

A talajok telítetlensége, a savanyú kémhatás sok trópusi talajban a kaolinit agyagásvány kialakulásának kedvez. Viszont a rosszul drénezett és száraz területek talajaiban a szénsavas mésztartalom, a lúgos kémhatás, a karbonát- és szulfát-anionok koncentrációja a montmorillonittá alakulásnak, sőt zeolittá vagy zeolitszerű anyagokká való átalakulásnak kedvez. Megfigyelések szerint e folyamatok összefüggésben vannak az alumínium kettős jellegével. A magnézium-oxid hatással van a szilícium-oxid kristályos anyaggá alakulására, míg az alumínium-oxid és a szilícium-dioxid meglehetősen stabil amorf anyaggá egyesülhet. Az előző esetben jellemző az az átalakulás, amelynél az oxigén szerkezeti-hálója változatlan marad, míg a második esetben az agyagásványok kialakulása rendezetlen állapotú közbenső termékeken keresztül történik, amely teljes újraoldódást is magában foglal. Ezek a folyamatok jelentős mértékben függenek a mállási folyamatok övezetében lévő víz mennyiségétől és annak ingadozásától.

A talajban a másodlagos ásványok képződése az elsődleges ásványok típusától és a mállás természetétől (a keletkező mállástermékek minőségétől) függ. A trópusi talajok tanulmányozása során az agyagásványok képződésének értelmezésére két elmélet terjedt el, ú.m. a mállási/kilúgozási index és a „kovasav (szilikát) potenciál” elmélete.

CROMPTON (1960) nevéhez fűződő *mállási/kilúgozási indexet* több szakember a talajképződés általános elméletének tekinti. A mállási/kilúgozási index elméleténél a „mállási oldat” összetételéből és a kilúgozás intenzitásából indulnak ki. A mállási oldat minősége, a mállástermékek („mállási komplexum”) összetétele a talajképző kőzet ásványi összetételétől, elemeinek változatosságától függ. A málláskor felszabaduló elemek a helyi körülmények, a hőmérséklet, a növényzet stb. hatására a talajoldatba kerülnek. Így a bázikus kőzet, magas hőmérséklet, állandóan nedves állapot különböző elemekben gazdag mállási produktumot eredményez. Savanyú kőzet mállásakor, alacsony hőmérséklet, gyakori kiszáradás esetében pedig bázisokban és szilikátokban szegényebb lesz a mállási komplexum. A mállási komplexumot szegényíti, a mállási termékeket eltávolítja a kilúgozás, melynek intenzitása a csapadék mennyiségétől, az evapotranszpiráció mértékétől és a talaj vízáteresztő képességétől függ (CROMPTON 1962). Így a csapadéknak az evapotranszpirációt meghaladó túlsúlya, a homokos szövet, illetve jó vízáteresztő képesség megfelelő feltételeket biztosít az intenzív kilúgozáshoz. Az erőteljes kilúgozás esetén a málláskor felszabaduló kovasav és bázisok azonnal elmozdulnak keletkezésük helyéről, tehát a mállási termékek között nem maradnak annyi ideig, amennyi elegendő lenne ahhoz, hogy részt vegyenek az agyagásvány szintézisében.

Abban az esetben, amikor a mállási komplexum nagyon szegény és a kilúgozás intenzív, csak vas és alumínium oxi-hidrátok maradnak vissza. Ha a mállási komplexum kis mértékben szegényedett el, akkor kaolinit agyagásvány képződik, és ha a mállási oldatban bázisok és szilikátok is vannak jelentősebb mennyiségben, az 1:1 rétegű agyagásványok mellett 2:1 rétegűek is képződnek.

Áz agyagásvány szintézis másik magyarázata a „szilikát potenciál” elmélet, amely a mállási/kilúgozási index koncepciójától lényegében azzal tér el, hogy az agyagásványképződésben a szilikátok (kovasav) mennyiségének – nem pedig a kicserélhető kationok mennyiségének – tulajdonítja a fő szerepet (JACKSON 1968). A mállás folyamatára alkalmazható a tömeghatás törvénye, így a mállás mértéke, intenzitása függ a talajoldat („mállási oldat”) koncentrációjától. A mállási oldat koncentrációja, kovasavtartalma

határozza meg, hogy milyen másodlagos ásványok keletkeznek. A bázikus, ferromagnéziumos kőzetek mállása során az elsődleges ásványokból elegendő kovasav szabadul fel ahhoz, hogy montmorillonit típusú agyagásványok képződjenek. A földpátokból pedig kaolinit típusú agyagásványok keletkeznek, mivel a málláskor felszabaduló kovasav mennyisége kevés a 2:1 rétegű agyagásványok képződéséhez, ha csak nem koncentrálódik a kovasav. A kovasav koncentráció a rosszul drénezett területeken, párolgás következtében nőhet meg.

A szilikát (kovasav)-tartalom csökkenése (deszilikáció) az agyagásványok egymásba való átalakulásához vezet, így például montmorillonitból kaolinit vagy halloysit, a muszkovitból illit, az illitből kaolinit, a kaolinitből gibbsit keletkezhet. *A kovasav mennyiségének növekedése (reszilikáció)* következtében a gibbsit kaolinitá alakulhat át.

Termodinamikai egyensúlyi állapotot feltételezve, a kovasav és a kicserélhető kationok együttesen hatnak az agyagásvány szintézisre. A mállástermékek összefüggést mutatnak a kovasav koncentrációjával, valamint az egyes kationok és hidrogénion koncentrációjának hányadosával, pl. a $[K^+]/[H^+]$ hányadossal, alacsony kovasav koncentrációnál gibbsit képződik, nagyobb kovasav koncentrációnál pedig kaolinit vagy montmorillonit keletkezik, a bázisok koncentrációjától függően. Nagy hidrogénion koncentráció, tehát erősen savanyú talajoldat esetén a bázisok koncentrációjának néhány értékénél savanyú talajban kaolinit, semleges és lúgos körülmények között montmorillonit képződik. Gyenge átteresztőképesség, erőteljes párolgás, kedvezőtlen drénviszonyok következtében megnő a talajoldat koncentrációja, ami végső soron a montmorillonit képződését segíti elő.

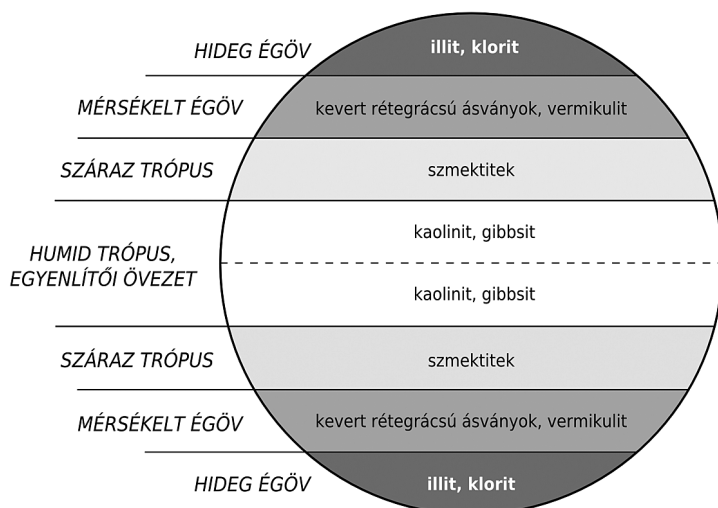
A talaj agyagos részében előforduló ásványok lehetnek:

- öröklöttek (Pl. üledékes kőzetek eredeti agyagásvány-tartalma),
- átalakultak és
- újonnan képződöttek.

Az „öröklött” agyagos részek már a talajképző kőzetben jelen voltak, melyek a különböző ásványi részeket összekötő anyagok szétesésekor szabadulnak fel. Az öröklött ásványok között a kvarc és a magnetit gyakrabban, a földpátok ritkábban fordulnak elő. Az átalakult agyagásványok hosszabb idő alatt fokozatosan képződnek más típusú agyagásványokból, ilyen pl. az illit átalakulása kaolinitá. A harmadik csoportba tartozó ásványok azok, amelyek a talajoldatból keletkező új képződmények, ide sorolják a vasoxidokat is.

A kémiai változásoknak kedvező időhossza is fontos, ami az egyenlítőől a pólusok felé haladva 12 hónapról néhány hónapra csökken.

Ha tekintetbe vesszük a fokozatos és szisztematikus globális méretű változásokat, valamint a helyi mikroklimatikus eltéréseket – hőmérsékletet, nedvességtartalmat, a kémiai folyamatokra rendelkezésre álló idő hosszát –, akkor a Föld talajainak agyagásvány eloszlásáról egy sematikus, de tájékoztató kép bontakozik ki:



1. ábra Az agyagásványok elterjedése éghajlati övenként
Figure 1. The distribution of clay minerals by climate zones

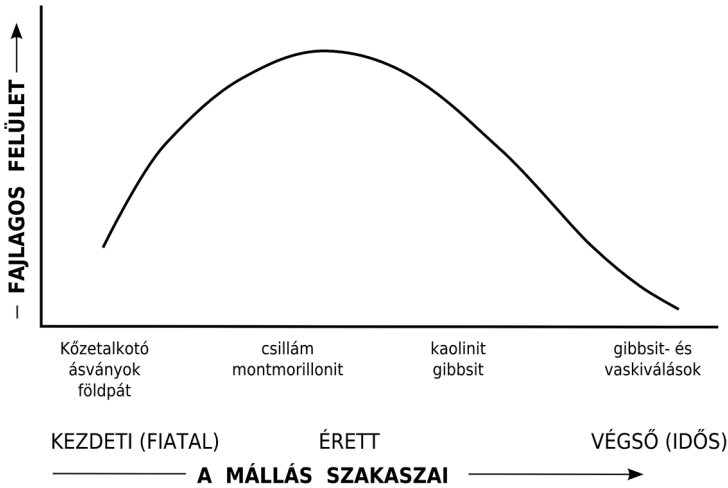
Az Egyenlítő menti zónában erősen mállott talajokat találunk, ilyenek például az ecuadori, kolumbiai, brazíliai, zairei, szumátrai és borneói talajok, melyekben sok a kaolinit és gibbsit. Ezen a területen figyelemre méltó kivételt képeznek az Andok fiatal, újjáalakult környezetének termékeny taljai és Afrika vetődésekkel szabdaltszónája. Ahogy távolodunk az Egyenlítőtől és közeledünk a nedves trópusok és szubtrópusok száraz határai felé, úgy lesznek egyre gyakoribbak a montmorillonit agyagásványt tartalmazó vertisolok, melyeket korábban trópusi feketeföldnek neveztek. Ezek a talajok fellelhetők Észak-Amerikában, Mexikó kiterjedtebb területein, valamint az indiai szubkontinensen. A déli féltekén Uruguayban, Botswanában és Ausztráliában fordulnak elő.

Az agyagásványok hatása a talajtulajdonságokra

A mérsékelt övi talajokra a kevert rétegű agyagásványok, az illit és vermikulit túlsúlya, a hideg égöv talajaiban pedig az illit és klorit jelenléte jellemző.

A kőzetek mállásának eredményeként kialakulnak a finomszemcsés agyagásványok, miközben csökken a durvább szemcséjű kőzetalkotó ásványok részaránya. Ezt a változást a fajlagos felület nagymértékű megnövekedése kíséri, mely rendkívüli jelentőségű a talajtulajdonságok szempontjából. Valószínű, hogy nincs még egy olyan tulajdonság, mely a talaj viselkedésével kapcsolatban fontosabb lenne, mint a fajlagos felület nagysága. A talajban gyakrabban előforduló agyagásványok fajlagos felülete a következőképpen alakul:

montmorillonit	$600\text{--}800 \times 10^4 \text{ cm}^2/\text{g}$
vermikulit	$400\text{--}800 \times 10^4 \text{ cm}^2/\text{g}$
illit	$60\text{--}200 \times 10^4 \text{ cm}^2/\text{g}$
kaolinit	$10\text{--}50 \times 10^4 \text{ cm}^2/\text{g}$



2. ábra A fajlagos felület nagyságának és a mállás szakaszainak kapcsolata

Figure 2. The relationship between the size of specific surface and the phase of weathering

Az erősen mállott trópusi talajokban nagyobb mennyiségű kaolinit fordul elő, ami a nagymértékű, intenzív mállási folyamatok eredménye.

A mállás intenzitásával, előrehaladásával általában nő a fajlagos felület. A legnagyobb értékeket azonban mégsem az erősen mállott trópusi talajoknál kapjuk. Ha követjük a földpát kristály mállásának szakaszait, először csillámmá vagy montmorillonittá, majd kaolinitté vagy gibbsitté alakul, a fajlagos felület kezdeti növekedését tapasztaljuk, melyet fokozatos csökkenés követ, amíg a mállás utolsó szakaszaiban egy alacsony értéket el nem ér.

Egyedül a felszín nagyságából adódó különbségek azonban nem elegendők arra, hogy magyarázatot adjanak a trópusok és a mérsékelt öv talajainak eltérő viselkedésére. Ha megvizsgáljuk az alumínium koordinációs számát a földpátban, a csillámban, a montmorillonitban, a kaolinitben és a gibbsitben, azt tapasztaljuk, hogy a földpátban mindig 4, a csillámban és a montmorillonitban 4 és 6, a kaolinitben és a gibbsitben pedig mindig 6 az értéke. A földpátban a három értékű alumínium helyettesíti a négy vegyértékű szilíciumot, s ez a helyettesítés tisztán negatív felszíni töltést eredményez, melyet kálium és nátrium köt le. A földpát kristály felszíni töltése negatív és állandó.

Megfelelő feltételek mellett a földpát oldódik, majd mint csillám vagy montmorillonit az oldatból kicsapódik. A csillámban és montmorillonitban az alumínium egy része – úgy, mint a földpátnál – a szilíciumot helyettesíti; a felszín töltése tisztán negatív. Ezt a negatív töltést a kálium és nátrium köti le. Amikor a mállás eléri a kaolinit és gibbsit szakaszhoz, az összes alumínium koordinációs száma 6. Az állandó felületi elektromos töltéssűrűség, mely annyira döntő a kationok (tápanyagok) visszatartásában, hirtelen megszűnik.

Az a tulajdonság, mely felelős a trópusi és a mérsékelt övi talajok közötti különbségekért, függvénye a fajlagos felületnek (S) és a felületi töltéssűrűségnek (σ). Ez a tulajdonsága talaj kation-kicserélő kapacitása (adszorpciós kapacitás, T), és összefüggése az említett tényezőkkel a következőképpen fejezhető ki (UEHARA és GILLMAN 1981):

$$T=S*\sigma$$

Az adszorpciós kapacitás (T) értékét gyakran használják a talaj termékenységének jellemzésére. A földpátokban gazdag, fiatal talajok adszorpciós kapacitása alacsony, mert a földpátok durva szemcséjűek. A nagyszemcséjű ásványok fajlagos felülete kicsi és ezért T -értékük alacsony. A földpátok és más mállékony ásványok mállása során az oldható ionok leválnak; az ionok növényi tápanyagokként szolgálhatnak, vagy az agyagásványok kialakulásában vesznek részt.

A csillám, az illit és a montmorillonit T -értéke viszonylag magas, mert fajlagos felülete, illetve a felületi töltéssűrűségük a mérsékelttől a magas szintig terjed. A kaolinitben és a gibbsitben a fajlagos felület nagysága alacsonytól a mérsékelt szintig húzódhat, de a felületi elektromos töltése az izomorf helyettesítés következtében alacsony vagy nulla, így a T -érték – mely az állandó felületi töltések eredménye – elhanyagolhatóan kicsi.

Meleg, nedves körülmények között az állandó töltésű ásványok mállása és ezt követően az oldhatatlan részek kicsapódása miatt a talaj hosszú távon nem tud növényi tápanyagokat a szükséges mértékben biztosítani.

Az egységnyi tömeg felületének nagysága és elektromos töltéssűrűsége jelentős szerepet játszanak a talaj fizikai sajátságainak alakulásában. Befolyásolják a víztartó és vízáteresztő képességet, a porüstérfogatot és annak minőségi, megoszlását, a légjárhatóságot, a hőkapacitást, a hővezető képességet, az oldódási folyamatokat, az oldott anyagok áthelyeződését, a talajok művelhetőségét, tömörödését és a művelő eszközökkel szembeni ellenállást. A talajok duzzadása, zsugorodása, repedezettsége és kérgesedése szintén kapcsolatban áll a fajlagos felület nagyságával és a felület elektromos töltéssűrűségével. Azoknál a talajoknál, ahol az állandó töltéssel rendelkező ásványok dominálnak, ott a talajok fizikai és kémiai tulajdonságai, termékenysége nehezebben változtatható meg emberi beavatkozással, csak a talajoldat összetételének és koncentrációjának befolyásolásával lehetséges. Azoknál a talajoknál viszont, ahol a változó elektromos töltéssel rendelkező ásványok vannak túlsúlyban, ott az agrotechnika közvetlenül is gyakran befolyásolja a felület elektromos töltéssűrűségét.

Az esőerdő-zóna több talajában és a szavannák néhány, erősen mállott talajában a kaolinit agyagásványból van a legtöbb, előfordul még gibbsit, valamint vasoxid, de a 2:1 rétegű agyagásványok teljesen hiányoznak. Az ilyen trópusi talajok könnyen szétomlanak kisebb behatásra is, omlós tulajdonságuk tartós, annak ellenére, hogy az agyagfrakció a 85%-ot is meghaladja. Finom szerkezeti elemekkel rendelkeznek. A vas- és alumínium-hidroxid-gélek cementálják össze a talajkolloidokat, ami a stabil szerkezeti elemek kialakulását eredményezi. Adszorpciós kapacitásuk kicsi, gyakran 15 m.e./100 g-nál is kisebb. E talajok fizikai tulajdonságai kedvezőek. A növények gyökerei könnyen behatolnak a talajba, jól fejlődnek, a vízáteresztő képesség jó, de tápanyag-megkötő képességük gyenge. Az esőerdő-zónában található olyan talajok is, melyeknek nagy az „öröklött” illittartalma és igen képlékenyek. Ilyenek képződnek például az agyagpalákon.

Azokban a talajokban, ahol 2:1 rétegű agyagásvány típusok előfordulnak – egészen kis mennyiségben is – a fizikai és kémiai tulajdonságok lényegesen megváltoznak. Ilyenek a szavanna-zóna ferruginous taljai, melyek talajképző közege gyengén savanyú. E talajok szerkezetesek, az aggregátumok nagyok. Képlékenységük és adszorpciós kapacitásuk közepes értékeket mutat.

A glejes talajokban a montmorillonit agyagásvány az uralkodó. E talajok erősen képlékenyek. Szerkezetük általában diós, rögös vagy hasábos. Nedvesedés hatására duzzadnak, kiszáradáskor zsugorodnak és repedeznek, megművelésük nehéz. Bázikus kőzet, gyenge kilúgzódás, rossz drénviszonyok kedvező feltételeket biztosítanak a montmorillonit típusú agyagásványok képződéséhez. A vertisoloknak is a montmorillonit a jellemző agyagásványa. A montmorillonitot tartalmazó talajok adszorpciós kapacitása nagy.

1.1.2.3. Összetett folyamatok

Az összetett folyamatok bizonyos sajátos (specifikus) folyamatoknak a csoportja. Ezen specifikus folyamatok nem egymás mellett, párhuzamosan lejátszódó, egymástól elkülönült folyamatok, hanem egymással kapcsolatban, okozati összefüggésben állva képezik az összetett folyamatokat. Ilyen összetett folyamat a ferrallitizáció, mely több sajátos folyamat együttesét foglalja magában (pl. a kationok és a kovásv erőtéljes kilúgzódását követi az 1:1 rétegű agyagásvány képződése). Ilyen értelmezésben összetett folyamat a podzol és szology talajok kialakulásának folyamata is, de ezeknek a trópusokon nincs nagy jelentősége. A trópusi talajok képződésében szerepet játszó fontosabb összetett folyamatok a következők.

Siallitizáció

E folyamatot az intenzív agyagosodás jellemzi. Az elsődleges ásványok szétesését követi az agyagásványok képződése, miközben a felszabaduló alkáli- és alkáliföldfémek jelentős része, valamint a kovásv egy része is kilúgzódik a talajszelvényből. Illit, nontronit, montmorillonit és kaolinit agyagásványok képződnek. Az agyagfrakció $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ molekuláris viszonyszáma 2-nél nagyobb. A siallitizáció folyamata általában a mérsékelt égöv talajaira jellemző, de előfordul a trópusokon is. Itt a magas hegyvidékeken (2000–2500 m fölött) gyakori, ahol a felszíni letarolás hatására időnként friss kőzet kerül a felszínre, s a hőmérséklet- és nedvességviszonyok hatására a kőzet átalakulásának folyamata lassúbb, s a siallitizáció jellemzi.

A trópusokon a siallitizáció folyamata intenzívebb, mint a mérsékelt égövben, ahol a siallitos talajok $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ molekuláris viszonyszáma 3–5 között mozog; a trópusokon csupán 2,5–3,5 között váltakozik.

Ferrugináció

A kémiai mállás folyamata a közepes erősségűtől a nagyon intenzívig változhat. Az oldható sók és karbonátok teljesen kilúgzódnak. A szelvényből eltávozik a kicserélhető bázisok jelentős része és a kovásv kisebb hányada is. A felszabadult, dehidratálódott vasoxidok vékony hártya formájában vonják be a talajrészecskéket (rubifikáció). A vasoxid esetenként megkeményedett konkréciókként válik ki. Az agyagásványok képződésére jellemző a kaolinit túlsúlya, de előfordul goethit és hematit, sőt kis mennyiségben még illit vagy montmorillonit is, de gibbsit nem keletkezik. Az agyagelmozdulás kismértékű, illetve mérsékelt. A diós, rögös szerkezeti elemek illuviális agyag- vagy vasoxid hártya bevonatot kapnak.

Ferrallitizáció

A trópusokra jellemző folyamat. Több elnevezése terjedt el, ilyen a latosolizáció, lateritizáció, lateritesedés, allitizáció, kromosolizáció stb.

Az intenzív kémiai mállás hatására csaknem az összes ásvány szétesik, mely alól csupán az igen ellenálló titán és kvarc képez kivételt. Az oldható sók és karbonátok teljes mértékben kilúgzódnak, a kicserélhető kationok kilúgzódása is erőteljes. Nemcsak az elsődleges ásványok, hanem az agyagásványok is megbomlanak és átalakulnak. Így a korábban montmorillonit agyagásvány kaolinit típusúvá válik. A kaolinit a mállással szemben igen ellenálló, de a későbbi szakaszban valószínűleg ez is elbomlik, és a felszabaduló kovasav fokozatosan kilúgzódik a talajból. Jellemző a kaolinit agyagásvány képződése, kevés goethittal és gibbsittel, konkréciók formájában hematit is előfordul. Montmorillonit agyagásványt nem találunk. Az agyagásványok bomlásakor szintén felszabaduló vas- és alumíniumoxidok általában kicsapódnak és a talajban visszamaradnak. A vasoxihidrátok mennyiségétől és hidratáltsági fokától függően a talajok színe vörös, sárga vagy fakó színű lesz. E folyamat eredményeként keletkeznek a *latosolos* és *latosol talajok*, melyek $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ molekuláris viszonyzáma 2-nél kisebb. E viszonyszám a latosolos talajoknál általában 1–2 között változik, a latosol talajoknál gyakran 0,5-nél is kisebb.

Ezen talajok további csoportosításánál az alumínium- és vasoxidok mennyiségének arányát vesszük figyelembe. Ha az agyagfrakcióban az $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ molekuláris viszonyszám alapján az alumínium van túlsúlyban, akkor *allit* talajokról, ha pedig a vas, akkor *ferrit* talajokról beszélünk. Abban az esetben, amikor a vas- és alumíniumoxidok mennyisége közel azonos kis alumínium-többséggel, akkor *ferrallit*, kisebb vas-többséggel pedig *alferrit* talajról beszélünk.

A talajfejlődés folyamatai igen különbözőek lehetnek az alapkőzet, a folyamat tartama és sebessége szerint. BORHIDI, A. (1985) a vegetáció típusokkal összefüggésben Kubában egy síksági mészkő-terület komplex szukcessziójának vizsgálata során a talajfejlődés két egymást követő nagy szakaszának, a siallitizációnak és a latosolizációnak összesen 5 stádiumát jellemezte: 1. Primer, váz jellegű humuszkarbonát talajokat; 2. a típusos trópusi karbonát talajokat; 3. a siallitos talajokat; 4. a ferrallitos vagy latosolos talajokat és végül 5. a ferrites vagy latosol talajokat. A trópusi talajok „érés” folyamatának lényege a kezdetben domináns SiO_2 folyamatos kilúgzódása, és ezzel párhuzamosan a $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ arány csökkenése. E folyamattal egyidejűleg az Al_2O_3 relatív mennyisége és az $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ molekuláris viszonyszám a siallitosodás folyamán fokozatosan nő és maximumát a ferrallitos talajokban éri el. A latosolosodás második szakaszában, a ferritesedés fázisában a SiO_2 együtt kimosódik a talajból és mennyisége rohamosan csökken. Ezzel párhuzamosan a Fe_2O_3 relatív mennyisége folytonosan nő, mégpedig a siallitosodás szakaszában igen lassan, majd a latosolizáció második felében hirtelen megemelkedik és a ferrites talajokban uralkodóvá válik. Felszaporodása az adszorpciós kapacitás csökkenésével jár együtt, s ez egyúttal a talaj „visszamineralizálódását”, közzé való visszafejlődését jelenti.

Kalcifikáció

A kémiai mállás mérsékelten intenzív. Az oldható sók kilúgzódnak a talajból. A karbonátok a felső szintekből kilúgzódnak, a mélyebb szintekben felhalmozódnak, betöményednek és kicsapódnak. A gyenge kilúgzódás csökkenti a felső szintekben a kicserélhető bázisok mennyiségét, a kovasav azonban nem lúgzódik ki. Az agyagásvány szintézis eredménye a

kaolinit, illit és montmorillonit. Agyagáthelyeződés itt nem történik. A talajok szerkezetére a nagytömbös, rögös szerkezeti elemek a jellemzőek.

1.1.2.4. Fém-oxidok és hidroxidok képződése, elterjedése és jelentősége

A Föld nagy területein a talajok élénk vörös vagy sárga színűek (mindkét szín létezhet ugyanannak a szelvénynek különböző szintjeiben). E talajok tekintélyes mennyiségű vasoxidot és/vagy hidroxidot, néha alumínium-hidroxidot, mangánt és titán-oxidot tartalmaznak. Néha – de bizonyos területeken mindig – tartalmaznak kobalt-oxidot és hidroxidot, krómot és nikkelt.

Ezek a színes talajok főleg a trópusokon találhatók, de néhányuk ettől a területtől északra és délre is fellelhető. Mindegyikük az egyenlítői, trópusi, szubtrópusi és mediterrán területekhez tartozik és ritkán fordulnak elő hideg éghajlatú vidéken; általában hiányoznak a sivatagokban. Megtalálhatók: leginkább ott, ahol az éghajlat nedves és meleg; ritkán sivatagokban (azokból az időkből származnak, amikor más éghajlati körülmények uralkodtak); elszigetelten szubtrópusi és mediterrán területeken; magasan fekvő területeken megjelenésük olyan szokatlan, mint a hűvös területeken. A megváltozott éghajlati tényezők miatt lehetetlen kideríteni jelenlegi keletkezésük határát.

Ezen területek megoszlását a kontinensek alakja, a partvonalak viszonylagos helyzete, a szélrendszerek (passzát, monszun), és a meleg, illetve hideg áramlatok módosítják. A terület magassági fekvése, távolsága a hegyvonulatoktól, a domborzati viszonyok mind befolyásolják a csapadékot és a hőmérsékletet, amelyek nagymértékben hatnak a talajképződési folyamatokra, a fém-oxidok és hidroxidok képződésére.

A különösen száraz talajok kivételével, meleg és nedves területek közös talajaiban vas-oxidok és -hidroxidok találhatók; mangán- és titán-oxid is mindig van jelen, de kisebb mennyiségben. Nedvesebb területeken, jó vízelvezetési lehetőségek mellett alumínium-hidroxid található. Más fém-oxidok ultrabázikus kőzetben fejlődött talajokban fordulnak elő.

Ezek az oxidokon és hidroxidokon kívül alumíniumot, vasat, magnéziumot és különböző alkáli-fémeket tartalmazó agyagásványok jöhetnek létre, alakulhatnak át, illetve halmozódhatnak fel. A vastartalom jelenléte az egész terület jellemző vonása, de az agyagásványok szerinti felosztás is fontos. Ennélfogva három átmeneti osztályt állapíthatunk meg a következők szerint:

1. Kaolinit jelenléte alumínium-hidroxiddal vagy anélkül. Illiten kívül más háromrétegű agyagásvány nem található. Az összes vastartalmú agyag az ásványokon kívül található. Ez igaz a vastartalmú trópusi talajokra és néhány hidromorf talajra.
2. A kaolinit különböző háromrétegű agyagásványokkal együtt fordul elő (főleg montmorillonittal). Vastartalmú anyagok megtalálhatók az agyagrácson belül és kívül is. A talajok mediterrán vörös és barna talajok, félszáraz vörösbarna talajok, szubtrópusi gesztenyeszínű talajok, vöröses-sárga podzol-talajok stb.
3. A háromrétegű agyagásványok vannak túlsúlyban. A vas leginkább az agyagrácson belül található és csak ritkán azon kívül.

Azok az oxidok és hidroxidok, amelyek sok trópusi és szubtrópusi talajban bőségesen megtalálhatók, azoknak az ásványoknak az elbomlásából származnak, amelyek a kőzeteket felépítik.

A vulkáni eredetű kőzetek elsődlegesen vasat, alumíniumot, magnéziumot, káliumot, nátriumot és kalcium-szilikátokat tartalmaznak. Ezek a vegyületek különböző szerkezetekbe épülnek be és változatos arányokban fordulnak elő. Néhány más ásvány is tartalmazza az említett fémeket, de jelentőségük csekély.

Amikor ezek az ásványok az időjárás hatásaira fontos, illetve kevésbé fontos átalakulásokon mentek keresztül, az újonnan kialakult termékek ott maradnak, ahol keletkeztek, vagy elszállítja őket a víz és a szél. Ezek új kőzeteket hozhatnak létre a szárazföldeken, a tavakban, tengerekben, és kialakíthatnak üledékes kőzeteket is. Mindezek az anyagok, akár mélységi eredetűek, akár a felszínen voltak, ki vannak téve az időjárás hatásának. Ezeket a kőzeteket tartják az oxid- és hidroxid-kialakulás kiindulópontjainak. A mállás során, az elsődleges ásványokból ún. másodlagos ásványok képződnek.

Az agyagásványok ugyanúgy, mint az elsődleges ásványok, hajlamosak arra, hogy oxidokká vagy hidroxidokká alakuljanak, legalábbis ami a vas- és alumíniumtartalmú ásványokat illeti.

Meleg és nedves területeken minden kőzet vas-, alumínium- és titántartalmú anyagot képes a talajba juttatni. Az ultrabázikus kőzetek kiinduló anyagai a vastartalmú termékeknek, de króm, kobalt, nikkell és mangán is felszabadulhat belőlük. A bázikus kőzetek (mint pl. a bazalt és gabbro) vas- és magnéziumtartalmú ásványoknak vas-hidroxidból, titán-oxidnak augitból, alumínium-oxidnak földpátokból és más alumínium-ásványokból (pl. agyagásványokon keresztül) való kialakulásához vezetnek. Itt rá kell mutatni arra, hogy ezekben a kőzetekben sok magnetit található (riolit, trachit, gránit, gnájsz és néhány más metamorf kőzet), kevés vas- és mangántartalmú ásványt zárnak magukba. Ezekből a kőzetekből keletkező talajok kevés vas-oxidot tartalmaznak. Ezt azonban nem lehet szabálynak tekinteni, mivel néhány gránitból származó talajban 10–20% vas-oxidot is lehet találni.

A földpátok az agyagásványok és az alumínium-hidroxid kiinduló agyagai. A titántartalom általában alacsony. A kőzetek sok kvarcot tartalmaznak (mint pl. a homokkő és a kvarcit), és a jelenlevő sok szilícium-dioxid gátolja az alumínium-hidroxid kialakulását. De létrejöhet vas-oxid, ami vagy bevonja a homokos szemcsék felületét, vagy tömör képződményt hoz létre. Alumínium- és vastartalmú termékek csak kvarcmentes szemcsékből alakulhatnak ki. Ezek kis mennyiségben találhatóak a talajban (néhány vas- és mangántartalmú ásványban, földpátban és csillámban).

Sok elsődleges ásványban a vas vas(II) formában van jelen. Amikor a mállás megkezdődik, a víz, ami az átalakulásért felelős, a talaj oxigéntartalmát oldatba viszi. Ez az oxigén hajlamos a vas(II) ionokat vas(III) ionokká oxidálni. Ha a pH 2,5 alatt van, létezhetnek vas(III) ionok is, de ilyen savas talajok ritkán fordulnak elő. Magasabb pH-értéknél hidroxid csapódik ki. Közepesen savas talajokban a vas nem mutat affinitást a szilícium-oxidhoz, a hidroxid úgy marad, ahogy az előzőekben volt, vagy fokozatosan goethitté, illetve vörösvasércé alakul át. Ha a közeg redukáló tulajdonságú, oxigénhiány vagy szervesanyag-kialakulás esetén a vas(II)-ionok 6,5-ös pH-ig maradnak oldatban, de ha az oldat koncentrációja nagyon kicsi, akkor még ennél nagyobb pH-értéknél is. Ez megkönnyíti az ionok mozgását.

Ami a mangánt illeti, a probléma összetettebb. A két vegyértékű mangán ionok 7,5 pH-ig stabilak; magasabb értékek esetében hidroxid jelenik meg, ami a mangán ionokat négy értékű bioxidokká alakítja át. Ennek megfelelően, vas és mangán ionok formájában elkülönülnek az elsődleges ásványoktól, könnyen oxidálódnak, oxidok és hidroxidok

formájában magasabb vegyértékű formákat hoznak létre. A titán az elsődleges ásványoktól elkülönülve 2,2 pH felett ionos formában nem létezik. Hidroxid jelenléte könnyen elősegíti az oxiddá alakulást. A talajokban megfigyelt redoxpotenciál nem eléggé alacsony ahhoz, hogy megengedje a négy vegyértékű titán redukcióját.

A szerves anyagok szintén felelősek azért, hogy a fémek eltűnnek az elsődleges ásványokból. A növényi maradványok, az avartakaró oldható termékeknek – pl. savaknak, aldehideknek, fenoloknak stb. – a forrása: ezek az anyagok megtámadják az ásványokat és a kilúgzódott fémeket, elsősorban a vasat és az alumíniumot. Rosszul drénezett körülmények között, ezeket a szerves anyagokat tartják felelősnek néhány talajban a vas mozgásáért (BETREMIEUX 1951; BLOMFELD 1956).

A talajban található szeszkvioxidok két fő csoportra oszthatók: amorf- és kristályos termékekre.

Az amorf anyagoknak nincs határozott képletük. Különböző neveket adnak ezen anyagoknak, így például az alumíniumot hívják cliachit-nek vagy alumogelnek, stilpnosideritnek nevezik a vasat, doelteritnek a titánt, vernaditnak a mangánt stb. Ezek az anyagok hidrátburokkal rendelkeznek. A hidrátburkot kialakító víz hő hatására már alacsony hőmérsékleten eltávozik. Rendszerint nagy a fajlagos felületük (amorf anyagoknál 300–400 m²/g; ez az érték tízszer nagyobb, mint ami a kristályos anyagoknál mérhető). Mivel ezek az anyagok nem rendelkeznek kristályos szerkezettel, a röntgen-sugár csak nagyon gyenge csúcsokat mutat és alkalmatlan az azonosításra. Amorf anyagok a talajokban csak nagyon ritkán találhatók magukban, kristályos anyagok nélkül. Több talaj olyan alapkőzetten képződik, amelyek 25–40%-os amorf anyagot tartalmaznak.

A kristályos anyagoknak sok típusa ismert: *hidroxidok*, M(OH)₃ vagy MOOH és *oxidok* M₂O₃. Nagyon szoros kapcsolat van néhány alumínium- és vastartalmú anyag között. Csak egy hidroxid, a M(OH)₃ képletű fordul elő a talajokban, ez a *gibbsit*. Ennek nincs vastartalmú megfelelője. A gibbsit az egyik alapvető talajalkotórész a meleg nedves területek talajaiban. Fehér színű, és kristályai néha mikroszkóp nélkül is jól láthatók. Oldhatósága nagyon kicsi. Más hidroxidok is ismeretesek, de összegképletük ugyanaz. A *bayerit* ipari folyamatokban ismert, mesterségesen állítják elő. Öregedés folytán könnyen gibbsitté alakul. A *norstranditot* néhány évtizeddel ezelőtt fedezték fel. Jelenléte a talajokban ismert, de elterjedtségét és annak feltételeit még tanulmányozni kell.

A MOOH összegképletű hidroxidok a *boehmit* és a *diaszpor*. Mindkettő inkább a bauxit alkotórésze. A boehmitet azonosították már a talajban önmagában is, de előfordulása nem olyan gyakori mint a gibbsité. A boehmit fehér ásvány, amit néha csak mikroszkóp alatt lehet felismerni. Ezeknek az ásványoknak a szerkezete ma már jól ismert. Alumínium foglalja el az oktaéder középpontját. Az oktaéderek három különböző modellnek megfelelő síkban oszlanak szét. Két különböző vashidroxid létezik, amelynek összegképlete FeOOH: ezek a goethit és a lepidokrokit. A *goethit* vöröses-sárga ásvány, gyakran rosszul kristályosodik. A vizsgált talajokban közönségesen előforduló anyag. A *lepidokrokit* szintén sárgászöld színű, csak néhány hidromorf talajban fordul elő. Más talajban ritka. A goethitnek és a diaszpornak ugyanolyan szerkezete van. Ugyanez igaz a lepidokrokitra és a boehmitre is.

Az M₂O₃ szerkezetű oxidokat vagy szeszkvioxidokat a korund (Al₂O₃), a hematit és a maghemit (Fe₂O₃) képviseli. Korund csak akkor létezik a talajokban, amikor metamorf kőzetekből belekerül. A *hematit* közönséges a trópusi talajokban. Vörös színű, mágneses

tulajdonságokkal nem rendelkező ásvány, amely olyan területek vulkáni eredetű talajaiban fordul elő, ahol az év nagyobbik részében nagy a szárazság. A *maghemit* lepidokrokittól dehidratációval, vagy magnetitből oxidációval keletkezik. A maghemit talajokban ritkán fordul elő. Elsősorban vulkáni kőzetekből kialakult talajokban található. A magnetit Fe_3O_4 bázikus alapkőzetből képződik, de nem talajképző oxid.

A gibbsit meglehetősen elterjedt az egyenlítői és a nedves trópusi területeken; néhol a mediterrán területeken is megtalálható. Nagyon száraz területeken ritkán fordul elő. Úgy látszik, hogy előfordulása elsősorban a nedves éghajlattal van kapcsolatban. A víz-elvezetés is kiemelkedő szerepet játszik ennek az ásványnak a megjelenésében. A gibbsit a törésvonalakkal szabdaltságot talajaiban gyakori, különösen ott, ahol az esőzések nem túl hevesek.

A boehmit kevésbé gyakori. Néha megtalálják mészkővön képződött talajokban. Előfordulása a bauxitban a mészkőeredettel kapcsolatos. Az újabb laboratóriumi vizsgálatok ahhoz a következtetéshez vezettek, hogy a gibbsit közönséges hőmérsékleten és alacsony nyomáson stabil. A boehmit 1500 °C-on stabil (SEGALEN 1970). Lehetséges, hogy a legutoljára lerakódott réteg, amely gyors hőmérséklet-változásnak van kitéve, kedvező körülményeket teremt ahhoz, hogy a gibbsit boehmitté alakuljon.

Goethit az összes talajban széles körben elterjedt. Önmagában csak nedves (de nem hidromorf) talajokban, az egyenlítői területeken található meg. Másol, a vörös színű talajok között megjelenő sárga szín nedvesebb területet jelöl. Hematit általában erősen szélsőséges éghajlatú területek talajaiban van jelen.

Az amorf anyagok sok talajban előfordulnak. Nagyon gyakran a vörös talajok élénk színe tőlük függ. A legtöbb sárga talajból azonban hiányzanak.

Az oxidok és hidroxidok meghatározása és tulajdonságainak vizsgálata bonyolult feladat. Mindenekelőtt, az amorf és kristályos anyagok közötti fő különbség – legalábbis, ami a kémiai összetételt illeti – a magasabb víztartalomnak köszönhető. Rendszerint nem egy vagy két összetevő található meg együtt, hanem ennél sokkal több, amelyek különböző tulajdonságokkal rendelkeznek. Néhányuk kémiai vagy hőkezelés hatására hasonlóan viselkedik. Végül az egyes anyagok nagyon kis mennyiségben vannak jelen, és vizsgálatukhoz különleges módszerek szükségesek.

A kémiai analízisnél több nehézség merül fel, az eredmények értékelése nem mindig egyértelmű. A kémiai eljárásokat termikus, röntgen diffrakciós, infravörös spektrográfias és elektronmikroszkopos vizsgálatokkal egészítik ki (TARDY és GAC 1968).

Oxidok és hidroxidok hatása néhány talajtulajdonságra

A meleg és nedves területek talajainak *színe* az oxidoknak és a hidroxidoknak köszönhető. Két fő szín, a sárga és a vörös jellemző ezeken a területeken (a barna szín rendszerint a szerves anyagoknak köszönhető). A két fő szín a vastartalmú, az amorf és a kristályos anyagoknak tulajdonítható. Az alapszín az amorf anyagok eltávolítása után válik láthatóvá: *vörössesárga* a talaj, amikor *goethit* a fő kristályos ásvány, *vörös*, amikor *hematit* és *szürke*, amikor csak *agyagásványok* vannak jelen. A sárga talajok nem változtatják meg a színüket, amikor megpróbáljuk kioldani belőlük az amorf anyagokat. Ez vezetett ahhoz az elmélethez, hogy ezek a talajok egyáltalán nem tartalmaznak amorf anyagokat; és ebben az esetben goethit az uralkodó ásványa. A *sötét színek* valószínűleg

a nagy mennyiségű *magnetit*nek köszönhető. A *fekete* színt nem mindig kell a szerves anyagnak tulajdonítani, mert *mangán-dioxid* is okozhatja. A *kékes* vagy *zöldes* szín rendszerint a *vas(II)-nek* köszönhető. Melegítés hatására vörös színű vegyületekké oxidálódnak. Csak az alumínium- vagy titántartalmú vegyületek okoznak világos színt. A vasban szegény bauxit rózsaszínű vagy szürkés.

Sok vita alakult ki azzal kapcsolatban, hogy az oxidok és hidroxidok mennyire fontosak a talaj szerkezetének kialakításában. Úgy tűnik, hogy az agyagásványok, a szerves anyagok és az egymással összekapcsolódott fémionok felelősek a talaj szerkezetének kialakításáért. Kevésbé ismert az alumínium-, titán- és mangántartalmú anyagok hatása. Másrésről, meghatározott szerepet tulajdonítanak a vasvegyületeknek. Úgy látszik, hogy a fő szerkezeti elemek (hasábok, diók, oszlopok) nem, de a szögletes, durva poliéderek kismértékben változnak. A „pseudo-homok” kialakulására – amely során amorf anyagok kristályos anyagokat (pl. kvarcot, magnetitet, kaolinitet) „ragasztanak” össze – a vas erőteljes hatást gyakorol. Ezek a nagyon apró részecskék a mechanikai analízis megszokott eljárásával nehezen diszpergálhatók, ezért szétválasztásukhoz ultrahangos rezgések használata szükséges. Ezek a pseudorészecskék egyik talajtípusnak sem sajátos jellemzői. Megtalálhatók különböző éghajlatú területeken, különböző kőzetekből – mint Pl. homokból vagy bazaltból – képződő talajokon.

A talajokban található anyagok redoxpotenciáljának változatossága a redukáló tulajdonságú szerves anyag jelenlétének, illetve a talajvízben levő kevés oxigénnek köszönhető. Ezekon kívül kapcsolatban áll még az állandóan vagy időszakosan magas talajvízszinttel is. A redoxpotenciál változatossága néhány elemre is vonatkozik (pl. a vasra, mangánra, de nem vonatkozik az alumíniumra). A hatás az átlagos pH értéktől függ. Alacsony pH mellett a redukció nagyon könnyen bekövetkezik; magasabb pH mellett erősebb redoxpotenciál szükséges ugyanahhoz az eredményhez. A vas és a mangán nagyon hasonlóan viselkednek. Mérsékelt savas körülmények között a vas Fe(III) ionja nagyon könnyen Fe(II)-vé redukálódik, de ez a folyamat nem következik be semleges vagy gyengén lúgos közegben. Ezért trópusi savanyú talajokon, rossz drénviszonyok között a mozgékony Fe(II) ionok kerülnek mindig túlsúlyba, amikor enyhén redukáló körülmények alakulnak ki.

Komplex- és kelátképződés révén néhány elem nagyméretű molekulákká kapcsolódhat össze. Ezeket az elemeket elektron akceptoroknak nevezik, és külső elektronhéjuk segítségével képesek más molekulák által leadott elektronokat felvenni. Az akceptorok fémek, mint például vas vagy alumínium, a donorok oxigén vagy nitrogén. Ezekből az atomokból nagy molekulák jönnek létre, amelyekben a fémet számos oxigén veszi körül. Az egész molekula egy anionhoz kapcsolódik, ami lehetővé teszi az anyag oldódását különböző körülmények között.

Ha a donor-elemek nem kapcsolódnak össze, komplex alakul ki (pl. kálium ferro-cianid vagy klorit keletkezik). Ha az elemek összekapcsolódnak, kelát alakul ki. Valahányszor nagyméretű szerves molekulák vannak jelen, amelyek sok funkció csoportot tartalmaznak, és ahol oxigén, aminok, amidok stb. kerülhetnek egymás mellé (pl. oxálsav, citromsav, fenol, EDTA stb.), kelát keletkezik. A fémek jelentős szerepet visznek az összekapcsolódásban. Az újonnan kialakult anionok hajlamosak megváltoztatni a pH körülményeket, amikor a hidroxidok kicsapódnak. Általánosan elfogadott a kelátok szintézise a talaj felső rétegében, de ugyanúgy, mint a podzoltalajokban, ezeknek az anyagoknak a jelenlétét nem mindig sikerül kimutatni. Nedves, forró területek talajaiban, ahol a szerves anyagok ásványosodása

meglehetősen gyors, a keláttartalmú anyagok nem so-káig létezhetnek. Így hatásukkal csak akkor számolhatunk, amikor létezésüket ki tudják mutatni.

Egyes kutatók lehetségesnek tartják, hogy egyszerű mechanikai átmosással a rendkívül kicsi részecskék elmozdíthatók a talajban. Az oxid- és hidroxid részecskék nagyon kicsik (1 mikronnál kisebbek), sokkal kisebbek, mint a talaj legkisebb méretű pórusa. De ezek a részecskék nagyon gyakran az agyagrészecskékhez kötődnek, és velük együtt mozognak. A mozgás történhet függőleges vagy más irányban.

Oxidok és hidroxidok megkötése a talajban

Mi történik az alumíniummal, vassal, titánnal, mangánnal, amelyek az elsődleges ásványok mállása során szabadulnak fel? A kristályos ásvány azonnal átalakul, több alkotórész teljesen eltűnik. Plagioklászából goethit vagy anatóz alakul ki (MILLOT 1964). Ezek a kristályok polarizációs vagy pedig elektronmikroszkóppal figyelhetők meg. Néha a kristályok elég nagyok ahhoz, hogy mikroszkóp nélkül is láthatók legyenek. A kristályok azonban nem fejlődnek elég nagyra ahhoz, hogy amorf anyag jelenlétében meghatározók legyenek. Ezen *amorf anyagok túlnyomó része általában egyenletesen oszlik el* a talajok egyes részeiben.

Hogyan oszlanak meg az oxidok a talajban? *Relatív akkumuláció* következhet be (alkáli-fémek, alkáli földfémek bázisai, illetve szilícium-dioxid esetében). Ez főleg az *alumíniumra* és a *titánra* vonatkozik és sok esetben a *vasra* is, amelyek nem könnyen mobilizálhatók. Abszolút akkumuláció következhet be, ami függőleges irányú anyagáramlásnak vagy vegyületek talajba jutásának köszönhető. Ez a vasra és a mangánra vonatkozik. Ezek az anyagok érzékenyek a redoxpotenciál változására (D'HOORE 1954). Az oxidok és hidroxidok koncentrációja különbözőképpen növekedhet.

Az oxidok és hidroxidok lerakódhatnak agyagásványokra. Ezt régebben BARBIER (1938) mutatta ki, a megállapítást FRIPIAT - GASTUCHE (1952) valamint FOLLETT (1965). Ezek az anyagok nagyon kis részecskék formájában a sík kaolinitrétegek felületén találhatóak meg, és elektronmikroszkópos fényképfelvételen láthatók.

A vas- vagy alumíniumtartalmú anyagok helyi koncentráció növekedése bekövetkezhet koncentrikus vagy nem koncentrikus szerkezetek kialakulásával. Egyes anyagok különbözhetnek egymástól számos külső vagy belső megjelenésükben, vagy egy, esetleg több összetevőjükben. Ezek az anyagok létezhetnek önállóan, vagy magukba foglalhatnak kvarc- vagy magnetitszemcséket, agyagásványokat, mint pl. a kaolinitet, és nem mállékony kőzeteket. Ezeknek a megnövekedett részecskéknek a mérete egy cm-től néhány cm-ig terjed. Eredetük sok vitát eredményezett, és valószínűleg keletkezésük módjai különbözőek. *Gömb alakú részecskék* és *konkréciók* formájában, valamint *nagyobb koncentrációban* (részecske képződés nélkül) fordulnak elő. Amikor kis koncentrációban homok (kvarc vagy magnetit), kristályos agyagásványok (kaolinit) találhatóak a talajban, ezek kisebb egységekké kapcsolódhatnak össze, amit „*pseudohomoknak*” neveznek. A szokásos mechanikai talajvizsgálati technika nem képes ezeket a kisméretű aggregátumokat elkülöníteni egymástól, ezért a homokfrakció szokatlanul nagy. Ultrahangos rezgések használata szükséges a részecskék szétválasztásához.

Ezek a felhalmozódások, konkréciók a szelvény nagyobb mélységeiben előfordulhatnak. Az oxidokban és hidroxidokban gazdag rétegek az alattuk levő szintekre is hatással vannak (AUBERT 1963). Ebben az esetben különböző összetételű vagy szerkezetű „laterit” alakul ki. Ezek az anyagok lehetnek sejt alakúak, tömöttek stb., és oxidok, illetve

hidroxidok segítségével durva szemcséjű homokot, kvarckristály-szemcséket, laterit-maradványokat kötnek össze. Az oxidoknak határozott alakjuk van és meghatározott helyen halmozódnak fel. Néhány világos színű talajban az oxidok elsődlegesen az agyagásványok felületén kötődnek meg és hatásosan kapcsolódnak a pseudohomok-részecskékhez.

A *vasvegyületek* oldott állapotban *elmozdulhatnak* helyükről. Ez a folyamat a vasra jellemző, s aligha játszódhat le alumínium-oxid esetében. A redukció és a kelátképződés lehetséges, és általában együtt jelennek meg. Az első bizonyítékot a sok szerző által vizsgált (LAPPARENT 1930; CHOUBERT és mtsai 1952) bauxit-fehéritése (klórozása) szolgáltatja. A szerves anyag az a közeg (Dél-Franciaországban a lignit okozza a bauxit redukcióját), amely a vas redukációjáért felelős és a redukció után könnyen kilúgúzódik.

Következtetések

- Az Egyenlítő mentén a goethit a jellemző vasásvány. Gibbsittel is gyakran találkozunk. Titán-oxid ugyanúgy, mint a mangán-oxid, helyenként bőségesen fordul elő. Amorf termékek önmagukban ritkán találhatók a sárga talajokban. A vas mindig az agyagrácson kívül helyezkedik el. Különösen igaz ez a megállapítás a kaolinitre. Bármelyik fent említett ásvány lerakódásával találkozhatunk az egyenlítői terület táblás vidékén. A legfiatalabb vulkanikus hegységekben alig találtak megszilárdult formában levő lerakódásokat.
- A trópusi területeken a goethit és a hematit gyakori. Gibbsit ritkán fordul elő. Az amorf anyagok vas(II) vagy mangán(III) tartalmúak. A vas nagyon gyakran felelős a talaj vörös színének kialakításáért. Egyenletes lejtőkön, ahol oxidációs és redukációs folyamatok együtt hatnak, a vas elmozdul, aminek jelentősége van, savas talajokban „laterit”-rétegek vagy konkréciók, vasborsók stb. alakulhatnak ki. Semleges vagy lúgos talajokban a vas gyakran 2:1-es, montmorillonit típusú agyagásványba épül be (PAQUET 1969). Közepesen vagy erősen lejtős területen, ahol ezek a folyamatok nem hatnak, a talajok vörös színűek (ritkán sárgák), amit az okoz, hogy az amorf anyagok goethittel vagy hematittel együtt (asszociációt képezve) vagy magukban fordulnak elő.
- A szubtrópusi területeken a goethit amorf anyagokkal asszociációt képez, és mint jellemző vasásvány jelenik meg. Gibbsit önállóan található. A talajszelvények rendszerint jó vízvezető képességgel rendelkeznek, elszórtan azonban ismertek olyan területek, amelyek konkréciókban gazdagok (pl. Ausztráliában). A vastartalom magas, az anyagásványok főleg a kaolinitcsoportba tartoznak, de 2:1 típusú ásványok, mint a vermikulit vagy montmorillonit is kialakulhat, amelyek rácsukban vasat tartalmaznak, vagy pedig a rácsuk között alumínium jelenik meg (RICH 1968).
- A mediterrán területeken a talajok főleg vörösek vagy barnák. A barnás szín a goethitnek köszönhető; a vörös szín a goethitnek és amorf anyagoknak, ritkán hematitnek. Gibbsit ritkán fordul elő. Azok a talajok, amelyek jó vízvezető képességgel rendelkeznek, vörös színűek, amelyek rossz vízvezető képességgel, azok barna színűek (LAMOUROUX–SEGALEN 1969). Az agyagásványok különbözőek (kaolinit, illit vagy montmorillonit). A konkréciók kicsik és ritkák.

A színek és a fém-oxidok (hidroxidok) mennyisége között nincs szoros kapcsolat. Egy alumíniumtartalmú felhalmozódás kevés vas jelenlétében felismerhető a színéről, de egy vörös színű minta lehet alumíniumban gazdag vagy szegény. Egy vörös vagy egy sárga színű minta tartalmazhat sok vagy kevés vasat. Ezt csak analitikai vizsgálatokkal dönthetjük el.

Azok a talajok tartalmazzák a legtöbb vasat, amelyek ultrabázikus kőzeteken képződtek. A mállás során jelentős mértékben csökkenhet a szilícium-oxid és a mangán-oxid mennyisége, változhat a vasfelhalmozódás.

A savanyú kőzetek titántartalma alacsony. A vulkanikus kőzeteken kialakult talajok sokkal több titánt tartalmaznak (5–10%), ami Hawaii-ban kivételesen magas értéket ér el (TAMURA et al. 1953). A mangántartalom általában meglehetősen alacsony, talajban való felhalmozódásuk viszont jellemző folyamat. A króm, kobalt és a nikkell koncentrációja az erősen lúgos kőzetek jelenlétével van kapcsolatban.

Az oxidok és hidroxidok vizsgálata terén elért eredmények ellenére is sok a tisztázandó kérdés. Az agyag szerkezetének vizsgálatában nagy haladást jelentett a röntgendiffrakciós, a differenciál-termikus elemzés és termo-gravimetriás vizsgálatok alkalmazása. A trópusi és szubtrópusi területeken folytatni kell, illetve el kell mélyíteni a fém-oxidok (hidroxidok) előfordulása, mennyisége és az éghajlati tényezők, vízforgalom, valamint az alapkőzet közötti összefüggések vizsgálatára irányuló kutatásokat.

A mállási folyamatok jelentősége:

A talaj a mállási folyamatok terméke. A talajra ható és a benne lejátszódó folyamatok rendkívül bonyolultak, amihez társul még az a körülmény is, hogy ezek minőségét, intenzitását a talajképződés teljes időszakában nem ismerjük. Közép-Európa taljai, a jégkor és a közbeeső klímaváltozások hatása alatt fejlődtek, de konkrét talaj esetében e hatások időtartama és sorrendje nagyrészt ismeretlen. A paleotalajok esetében a kérdés még bonyolultabb, mert ezeknél tekintetbe kell venni a harmadidőszaki változásokat is. Hasonlóan nem rendelkezünk kielégítő ismeretekkel az erózió, defláció, idegen anyag-üleledés ásványi komponenseiről és ezek mértékéről.

Ismeretes, hogy jelenleg is a szelek kb. 260 millió tonnányi anyagot szállítanak évente a Szaharából nagy távolságokra, s bennünket is elég gyakran ér onnan származó finom por üledése. 1940. február 1-én az Alföldön havazás kíséretében 40 000 km²-nyi területen mintegy 160 000 t, főleg kvarcból álló por hullott (VENDL 1957). 1996-ban a Szahara felől esővel érkező finom por egyedül Budapest közigazgatási határain belül 720 tonnát tett ki (NEMECZ E. 2006). Régebbi porhullások közül WARTHA (1889) közlése alapján ismerjük az 1888. február 6-án tapasztalt hullást, amely 3 cm vastagságban borította Szilécia és ÉNy-Magyarország jelentős területét, minden bizonnyal távolból érkező vulkáni hamuval. Ez a néhány adat is rámutat a talajok anyagának sokféle lehetőségére.

Az a sok hatás, amely mállás során a kőzetet, ill. a talajt éri, többek között abban nyilvánul meg, hogy a lebomló ásványszemcsék egyre kisebb méretűekké válnak. A fajlagos felület növekedésével a viszonylag rosszul oldódó ásványok mérete is gyorsuló mértékben kisebbedik. A talaj ilyen típusú ásványait az örökölt (primér), ill. lebomló ásványok közé soroljuk. A talaj ásványainak egy másik csoportja a talajoldatokból képződő autigén ásványok körébe tartozik, amelyek szemcseméret eloszlása a lebomlóakkal szemben ellentétes. Ez a túltelítettség miatti sok kristálycsíra képződés, illetve az agyag-ásványok eleve kis szemcseméretének következménye.

NEMECZ (2006) vizsgálatai alapján a szemcsenagyságok szerinti szétválasztása és a frakciók teljes körű tanulmányozása új lehetőségeket tár fel a talajban lezajlott, az ásványokat érintő folyamatok megismerésére. Szem előtt kell tartani, hogy a talaj ásványai, előttünk ismeretlen, beláthatatlanul sok hatás jelenlegi végeredményét tárják elénk, amelyből a részletek teljes mértékű felderítése lehetetlen. Az eddig felismert szabályszerűségek mégis azt mutatják, hogy a végeredmény összhangban van a földtani környezettel, a klíma s vele együtt a vegetáció alakulásával, amiből következtethetünk a talaj előéletének fontosabb mozzanataira.

I.2. A magyarországi vörösayagok és a melegéövi talajképződés kapcsolata

A magyarországi vörös színű talajok képződésével, elterjedésükkel kapcsolatos nézetekkel, tulajdonságaikkal, adatokkal több szerző közleményében találkozhatunk.

A vörösayagok eredetére vonatkozóan a geológusok már korábban is állást foglaltak. A különböző vörös színű agyagok és iszapok keletkezését eltérő módon – esetenként egymásnak ellentmondva – magyarázzák. Id. LÓCZY (1886) a vörös agyagot a lösszel egyenértékű, hullóporból keletkezett kőzetnek írja le, s a lösz egyik változatának tekinti. Szerinte a lösz szárazabb, a vörösayag pedig nedvesebb klimatikus viszonyok között keletkezett, de korban és származásban a vörösayag és a lösz egyenértékű. TREITZ (1903, 1912) nézete szerint is a vörösayag, mint talajképződés a negyedidőszak hullóporából keletkezett, a löszön megtelepedett erdők talajának B-szintje, melyről az eredeti A-szintet az erózió letarolta. E talajokról TIMKÓ és BALLENEGGER (1915) is hasonló nézetet fejtett ki. A vörösayagok egyik sajátos típusa Tokaj-Hegyalja nyirok talaja, melyet elsőként SZABÓ (1866) írt le, s BALLENEGGER (1917) részletes vizsgálataival jellemzett, illetve támasztotta alá SZABÓ J. nézetét. A nyirok talaj a Tokaj-Hegyalján fiatal harmadidőszaki kiterő kőzetek és azok tufáinak szubtrópusi éghajlat hatására keletkezett mállási terméke, harmadkori reliktum talaj. A nyirok kifejezést a szakirodalomban gyakran tágabb értelemben használják a vörös talajok megjelölésére.

A hazai és külföldi vörösayagok, vörös- és sárgaföldek képződési körülményeit, jellemzőit korának ismeretei alapján foglalja össze 'SIGMOND (1934). A vörösayagra vonatkozó régebbi nézeteket és vizsgálati eredményeket részletesen tárgyalja SÜMEGHY (1944, 1949). Szerinte a különböző vörös és sárga agyagok csak színben, vastartalomban és szennyeződésekben térnek el egymástól. Fő ismertetőjük a mészhány, a kötöttség, a képlékenység, a duzzadó-képesség, a gyors kiszáradás és a vastartalom. Véleménye szerint a vörösayag sajátos tulajdonságokkal rendelkező kőzet, és más kőzettel nem téveszthető össze. VENDL (1957) szerint a vörösayagok a tömör mészkő és dolomit területek mélyedéseiben fordulnak elő. A terület kiemelkedésekor az agyagrészecskéket a csapadékvíz a mészkő mélyedéseibe mossa össze. Enyhébb éghajlat, mediterrán klíma alatt az agyagban lévő vasvegyületek oxidálódnak, s az agyag a vasoxidtól vörös színű lesz.

A magyarországi vörösayagok és vörös vályogos képződésű talajok elterjedéséről, tulajdonságairól sokféle nézet terjedt el (ÖTVÖS 1954, VADÁSZ 1956, BIDLÓ 1974, BORSY –SZŐÖR 1981, JÁMBOR 1980, JÁNOSSY 1979, KRETZOI 1969, PÉCSI 1985, SCHWEITZER 1993). A magyarországi vörös talajok genetikai sokféleségének felismerése STEFANOVITS (1959, 1963, 1967) nevéhez fűződik.

Vannak, akik a vörösayagok kialakulását a bauxitosodással hozzák kapcsolatba, illetve a bauxitos képződményeket is vörösayagnak tekintik (VADÁSZ 1956, VENDL 1957).

BÁRDOSSY (1990) szintén különbséget tesz a bauxit, a bauxitos agyag, illetve a terra rossa között. A bauxitot is talajképződménynek tartja, melynek helyben képződött, valamint áthalmazott formái ismeretesek.

A FAO világ-talajtérkép is különbséget tesz a vörös színű talajok között. Mint DRIESSEN és DUDAL (1991) könyvében olvashatjuk a Plinthosolok és Ferrallsolok egyaránt a sok mobilizálható vas- és alumínium-vegyülettel jellemezhetők. Míg az ugyancsak vörös Cambisolok (Chromic Cambisols) a viszonylag mérsékelt mállás eredményei. Lényeges különbség van azonban a két talajképződési irány között az agyagásvány összetétel tekintetében. Míg a Plinthisolokat és Ferrallsolokat a kaolinites agyagásvány társulások jellemzik, addig a Cambisolokban a mállás termékei között megjelennek az illitek is (FEKETE 1988). Az újabb talajosztályozási változatban az Alisolok között említés történik a „red montmorillonitic soils” képződményekről, melyek szintén a trópusi vörösayagok közé sorolhatók. Ilyenek pl. a szlovákiai paleotalajok között a rubifikáció által a harmadidőszaki vulkanitokban kialakult vörösayagok (LINKES 1984).

A magyarországi vörösföldek, vörösayagok sok lényeges tulajdonságban nagy hasonlóságot mutatnak a jelenlegi trópusi, szubtrópusi vörös talajokkal, így pl. színben, vastartalomban, az agyagásványok mennyiségében, típusaiban és fontosabb fizikai, valamint vízgazdálkodási jellemzőikben. A magyarországi vörös képződmények nagy része is trópusi, szubtrópusi klíma alatt képződött régebbi geológiai időszakokban. Kialakulásuktól eltelt hosszú idő, esetenként több millió év alatt, a változó klimatikus és növényföldrajzi viszonyok között több lényeges átalakuláson mentek keresztül, sajátágaikban megváltoztak. Ezért még akkor is eltérnek a jelenlegi meleg égővi talajoktól, ha korunkban csak a mélyebb rétegekben találjuk meg azokat. Természetesen a legnagyobb változásokat azok a régi geológiai korok vörösayagjai szenvedték el, amelyek jelenleg művelés alatt vannak, termékenységük alakításában a trágyázás és talajművelés is fontos szerepet játszott.

I.3. A meleg és nedves éghajlati övek talajai

A magyarországi vörösayagok, vörösföldek származásának, sajátosságai tanulmányozásának, a témakörben való tájékozódás megkönnyítése céljából vázlatosan ismertetjük a melegéghajlati öveget talajképződményeit.

A nedves trópusi és szubtrópusi éghajlat alatt a talajok sok eső és magas hőmérséklet hatására keletkeznek. Ilyen körülmények között a szerves anyag legnagyobb része elbomlik, ezek a talajok humuszban szegények, a humusznak a talaj kialakulásában viszonylag alárendelt szerepe van. Az oldható sókat a sok csapadék teljesen kimossa. Kialakul a mállásnál felszabaduló kavasav is, a vas és alumínium hidroxidjai viszont felszabadulnak. A magas hőmérséklet hatására a vashidrátok vizet veszítenek és kevesebb vizet tartalmazó vörös színű vasvegyületekké alakulnak át.

Az említett mállási folyamat végterméke a „laterit”, amit a jelenlegi nemzetközi talajosztályozásban „plinthit”-nek neveznek. Ezek a mállás előrehaladott, ún. ferrallitos

szakaszának jellemző képződményei. A típusos „lateritek” nagyon különböző kőzeteknek a trópusokon előforduló nagy vasoxid-tartalmuk miatt többnyire sötétvörös mállás-termékei. A vastartalom néha olyan nagy, hogy sejtes vagy salakos barna vörösvasérc kiválások, konkréciók keletkeznek, tekintélyes nagyságú tömböket, vagy padokat képezhetnek. A „lateritesedés” néha nagy mélységig terjed, mert az elbomlott kőzetek áteresztőkké válnak, és ezáltal a csapadékvizek mindig mélyebbre jutnak le. Ha a plinthitet létrehozó éghajlati tényezők elég sokáig hatnak a mállási termékekre, akkor az eredeti kőzet elmállása útján létrejött termékek közül csak a vas- és az alumíniumhidrátok maradnak vissza. Ezek a magas hőmérséklet hatására vizet veszítenek és megszilárdulnak. Ebben az állapotban a plinthit („laterit”) megszűnt talajnak lenni, a kőzetből érc lett, amelyet vas és alumínium előállításra is használhatnak. A plinthit képződés, „lateritesedés” első szakaszánál azonban, amíg a kovasav és a bázisok nem lúgozódtak ki teljesen, e mállás-terméken a növények megélhetnek.

A szubtrópusi vörös és sárga földek

A „lateritekkel” rokon képződmények a szubtrópusok vörös és sárga agyagjai, melyek a trópusokat szegélyezik. Kiterjedt területeken található Dél-Amerika szubtrópusi vidékein, Közép-Braziliában, Uruguayban és Paraguayban, valamint Afrika hasonló klímájú területein. Eredeti növényzetük erdő vagy szavanna. A művelés alatt álló vörös földeken termesztik a világ cukornád, kakaó, kávé és tea termésének túlnyomó részét.

Ezek a talajok a ferrallitos mállás első szakaszának termékei. A szubtrópusi tájnak éghajlati viszonyai már nem annyira szélsőségesek, hogy a ferrallitos mállás erőteljes lehessen. E képződmények kémiai összetétele hasonlít a plinthitéhez, a bázisok nagymértékben kilúgozódtak, kilúgozódott a kovasav egy része is, míg a vas- és alumíniumhidrátok felhalmozódtak. Az alumíniumszilikátok hidrolitos elbomlása azonban nem teljes, ezért agyagos természetű alumíniumszilikátokat is tartalmaznak, amelyek a mállásnál felszabaduló bázisok egy részét megkötik. A bázisok nagymértékű kilúgozása miatt azonban az agyag telítetlen, a talaj kémhatása többnyire savanyú.

A terra rossa

A ferrallitos mállás hatására képződött talajok közé sorolhatjuk a dél-európai vörös földeket is, ezek az irodalomban terra rossa néven ismeretesek. A Földközi-tenger partvidékein az évi csapadék sok helyen 1000 mm-nél is több, a csapadék legnagyobb része télen esik le, míg a nyár rendkívül száraz. Ilyen viszonyok között sajátos növényzet alakul ki: erdők örökzöld fákkal. Ezekben az erdőkben a lombhullás gyér, a lehullott levelek a magas hőmérséklet következtében majdnem teljesen elbomlanak. Humusz tehát nem halmozódik fel és a feltalaj színét a szerves anyag csak kevéssé befolyásolja. A málláskor felszabaduló bázisok nagyrészt a csapadék kilúgozza, a kilúgozás azonban nem olyan nagyfokú, mint a trópusi plinthit esetében, mert a csapadék kevesebb. Az alumínium elbomlása sem olyan nagymértékű, ezért a talaj sok agyagos vegyületet tartalmaz, mely bázisokat köt meg.

A terra rossa a Földközi tenger partjain nagyon elterjedt talajféleség. Azonban nem minden terra rossa jelenkori képződmény. Vannak sokkal régebbi korokban keletkezett terra rossák is (FEKETE 2000). A geológiai középkor mészköveit gyakran terra rossa színezi, melyet BALLENEGGER (1921, 1939) szerint azonban hajdani vízfolyások keverték a mésziszap közé.

A nyirok

A nyirok SZABÓ (1867) szerint a terra rossá-hoz hasonló és szintén nem jelenkori képződmény, hanem minden bizonnyal a harmadidőszak mállási terméke. Egyik akadémiai értekezésében a nyiroknak a következő leírását adja: „Nyiroknak nevez a nép a Tokaj-Hegyalján, éppúgy mint a Mátrában, egy kötött, képlékeny agyagtalajt, melynek rendesen veres a színe, s kitűnő fokban bír azzal a sajátsággal, hogy a nedvességet megtartja. Ha kiszárad oly kemény, hogy csak a csákánynak enged, ha túl nedves, annyira ragadós, hogy az ásóhoz tapad, munkáltatni csak a nedvesség bizonyos mennyisége mellett engedi magát. A vizet nehezen veszi be, alig ereszti magán keresztül s kiszáradván kemény görönggyé lesz, melyet külhatás porrá nem változtat át. Nyirok a legjobb talajnem a Hegyalján, ez adja a legerősebb, legtartósabb és legzamosabb bort. Ez egyszersmind a legelterjedtebb talaj. Ered a trachytokból, és egyéb mint közetzárvány nem is jön elő benne”.

A nyirok kémiai összetételét az jellemzi, hogy az anyaközethez viszonyítva kevesebb kavasavat, ellenben több alumíniumot és vasat tartalmaz, a bázisok közül a mész és a nátrium kilúgozódtak, míg a káliumot az agyagos mállási termék visszatartotta. A nyirok kémiai összetétele hasonló más vörösföldekéhez, s ezért feltételezhető, hogy hasonló körülmények között keletkezett, vagy is aránylag bő csapadék és magas évi középhőmérséklet mellett. A Tokaj-Hegyalján ilyen viszonyok a harmadidőszak végén uralkodtak, a vörös nyirok is ekkor keletkezett. A jégkorszakban lösz rakódott reá és sok helyen ma is az borítja. A lösz az esők több helyen lemosták, míg a sokkal ellenállóbb nyirok megmaradt. A nyirok a jelenlegi éghajlati viszonyok mellett is változáson megy át. A Tokaj-Hegyalja két éghajlati zóna határán húzódik, az egyik mezőségi, a másik erdei növényzet fejlődésének kedvez. Ennek következtében a nyirok részben elhumuszosodik, fekete nyirok keletkezik belőle, míg az erdő alatt kifakul, megszürkül, podzolos jellegűvé alakul át (BALLENEGGER 1921, 1939).

A nyirok és lösz között már SZABÓ (1877) is határozott különbségre hívta fel a figyelmet: „Közettani különbség a nyirok és lösz között egyébként abban áll, hogy a nyirok savval nem pezseg, és kővületeket nem tartalmaz. Ez által indítatva érzem magamat javaslatba hozni, hogy a lösz meg a nyirok két különböző geológiai képletnek tekintessék”. Szabó Józsefnek 130 évvel ezelőtt közölt jellemzése napjainkig tartó vitaalapot adott a sok helyen előforduló, különböző rétegtani helyzetekben és változatosan megjelenő vörös, illetve vöröses színű agyagok értelmezéséhez. Abban egyetértés van, hogy a vörösayagok mállási, talajképződési folyamatok során keletkeztek, esetenként helyben maradtak, de nagyobb részt áthalmazódtak.

I.4. Magyarországi vörösgyagok szakirodalmának áttekintése

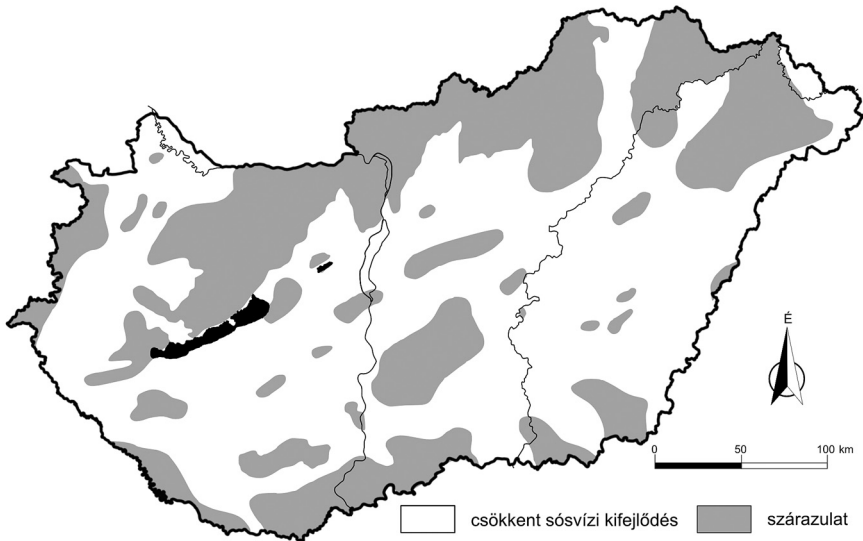
I.4.1. Vörösgyagok előfordulása az Alföldön

Számos vizsgálat alapján az eocén-oligocén során a Tethys tenger bezáródásával a Ny-i Tethys – amely a Lyoni-öböltől az Alpok É-i lejtőjén húzódott K-felé – maradványaként kialakult az ún. Paratethys, amely azután a Kárpát-medence központi, belső területén, a neogén fejlődéstörténet során meghatározó szerepet töltött be. A szávai és a fiatalabb miocén hegységképző mozgások során alakultak ki a hegységkeret és medencealakulatok fő kontúrjai. Ezekhez jelentős riolitos és andezit vulkáni tevékenység is tartozott. SCHWEITZER (1993) szerint az alsó riolittufa kora 19,6 millió év. Majd a Paratethys elvesztette közvetlen kapcsolatát a Mediterrán tengerrel, s ezzel kezdődött a Pannon-tó kialakulása. Az alsó-miocénben a Paratethys kezdett elhalni, feltöltődni a környezetében lévő és kialakuló hegységkeret felől a folyóvizek által szállított üledékanyaggal.

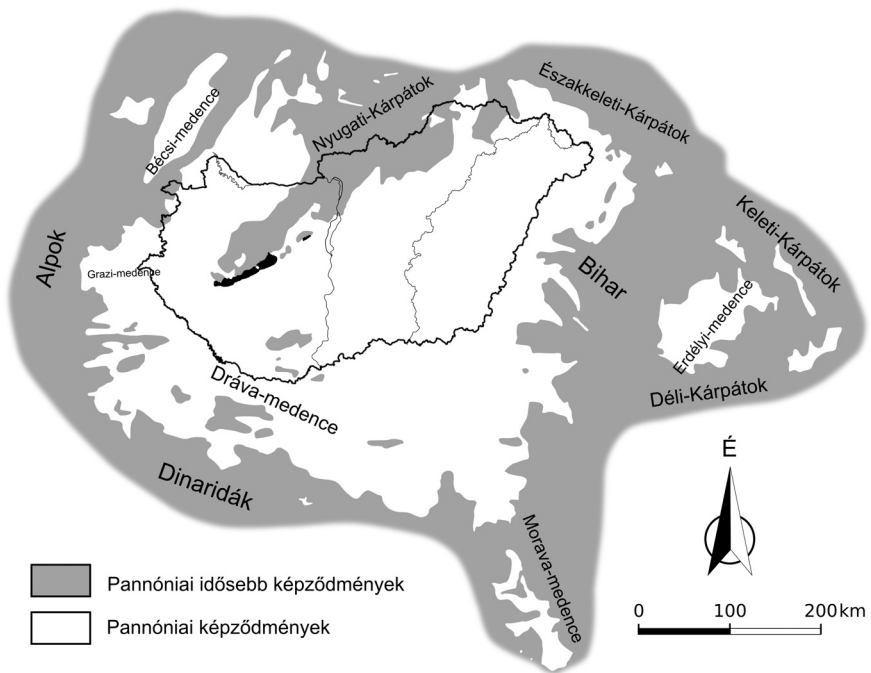
Az abszolút kortani adatok alapján a Pannon-tó legelőször a Dunántúlon és az Alföld ÉK-i részén töltődött fel. A kormeghatározási adatok szerint 3,5–3,2 millió évvel ezelőtt a Dunántúl nagyobb része már feltöltött síkság volt. Az egyre kisebb kiterjedésű tavat (levantei) a beléje torkolló, sok hordalékot szállító vízfolyások viszonylag rövid idő alatt, már a pliocén végére feltöltötték, így az Alföld területe is feltöltött síksággá alakult át. A pliocéntól a Dunántúl valamivel kiemeltebb helyzetben volt, mint a tovább süllyedő Alföld. Így a területek ösföldrajzi képe is különbözött. A Dunántúlon nagyon sok keresztretegzett homok borította a felszínt, az Alföldön viszont a folyóvizek tevékenysége révén nagy vastagságú, félig száraz éghajlatot tanúsító tarka agyagok képződtek (RÓNAI 1985).

A Pannon-tóban Magyarország területén 7–8 millió év alatt nagyon sok üledék rakódott le, a számítások szerint mintegy 50 000 km³. A magyar középhegység peremén 100–600, a Pannon-medence belsejében 600–4500 m vastag rétegsorok fejlődtek ki (JÁMBOR 1981). A Pannon-tó visszahúzódásával indult meg a Pannon-medencében az új vízhálózat kialakulása.

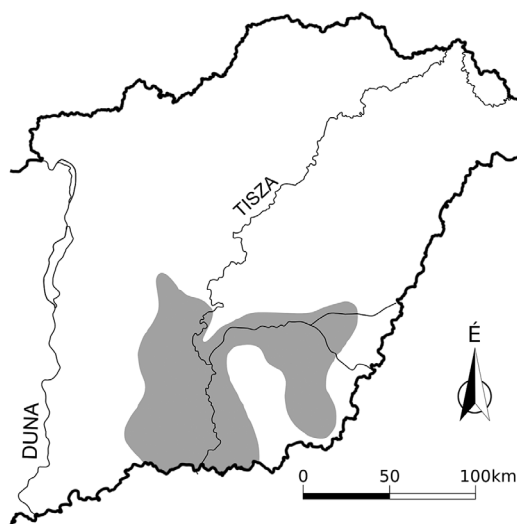
Az alábbi ábrák a Pannon-tó kiterjedését mutatják be különböző geológiai időszakokban, SCHWEITZER (1993) után.



3. ábra A szarmata képződmények elterjedésének vázlata (SCHWEITZER 1993. nyomán).
 Figure 3. The outline of Sarmatian formation's findings (based on SCHWEITZER 1993)



4. ábra A pannóniai képződmények elterjedése a Kárpát-medencében (SCHWEITZER 1993. nyomán).
 Figure 4. The distribution of Pannonic formations in Carpathian basin (based on SCHWEITZER 1993)



5. ábra Az Alföldi-tó kiterjedése a felsőpliocénban (Szerk. FRANYÓ 1978).
 Figure 5. The geographical coverage of Lake Alföld in Upper Pliocene (ed. FRANYÓ 1978)

Az említett időszakban többször és jelentősen változtak a klímaelemek. Ezt szemléltetik a 950 m mélységű Jászladány 1. sz. fúrás szelvényének adatai (RÓNAI 1985). A fúrás-szelvényben a felső-pannóniai alemelet (930–740 m) fajtagazdag meleg lombos erdejének a klímája határozottan elkülönül a levantei alemeletétől, amely erdőtlenségével és félsivatagi száraz klímájával markáns választóvonal, ill. övezet, amikor a növényzetnek sok helyen nyoma sem maradt.

1. táblázat Éghajlati szakaszok a Jászladányi 1. sz. fúrás pollenképei alapján (RÓNAI 1985).
 Table 1. The climate phases based on pollen images of Jászladány drilling (RÓNAI 1985)

<i>Kor</i>	<i>Minták mélysége (m)</i>	<i>Éghajlati jelleg</i>
Holocén Q4	0–6	mérséklet-száraz
Pleistocén alsó része Q1-7	285–303	meleg-nedves
Q1-6	303–333	mérsékelt-száraz
Q1-5	333–347	meleg-nedves
Q1-4	347–363	meleg-mérsékelt száraz
	363–366	a szakasz eleje hűvös-száraz
Q1-3	366–397	Meleg-nedves
Q1-2	397–410	Mérséklet-nedves
Q1-1	410–432	Meleg-nedves
Levantei felső tagja		
PL3-2	432–550	Meleg-száraz

Levantei alsó tagja		
PL3-1	550–740	Forró-száraz
Felsőpannoniai utolsó szakaszai		
PL2-3	740–800	Meleg-mérsékeltlen nedves
PL2-2	800–860	Meleg-száraz
PL2-1	860–930	Meleg-nagyon nedves

Sokoldalú elemzések bizonyítják, hogy a löszökben és az őstalajokban az ásványok képződése, átalakulása, a nyomelemek dúsulása, agyagásványok képződése, részaránya és elrendeződése, a szemcseméret alakulásával és eloszlásával áll szoros összefüggésben (PÉCSI et al., 2002, NEMECZ 2006).

A lösz mezősegi paleotalajaiban a növekvő arányú agyagfrakció a kissé humidusabb évszakos környezet jelzője. A vörösayag talaj képződése olyan szélsőséges esetekben megy végbe, amikor a kétszezonú, a nedves meleg és félig száraz évszakkal jellemezhető szavanna klíma során a talajban az erős mállás hatására az agyagfrakció meghaladja az 50%-ot.

Magyarországon a külszíni feltárásokban kevés helyen található idős lösz alatti szárazföldi üledéksor. A paksi és a dunaföldvári feltárás talajszintjeit számos geológus és geográfus tanulmányozta (PÉCSI et al. 1979, 2002). A paksi téglagyári szelvényben az idős lösz alsó része nagyrészt erodálódott, de 2–3 vörös talaj lehet negyedidőszak eleji, és egy jól fejlett vörösayag a pliocén időszak egyik szakaszának képződménye, amely alatt már a pannóniai homokrétegek következnek (a felső miocénhez tartozóan).

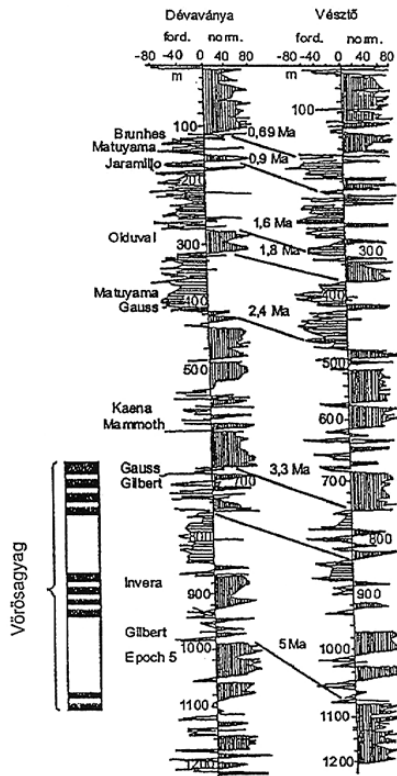
A dunaföldvári fúrások tanulmányozása során megállapították, hogy a dunántúli löszréteg sorok alatt vastag vörösayag talajok váltakoznak tarkára színeződött agyag és aleurit (szilt) rétegekkel. A Tolnai-dombságon mélyített kutatófúrásokban a vörösayag talajok 30–50 cm vastagságban észlelhetők az idős löszök alatt (JÁMBOR 1997). A vörösayag talajok elemzése nélkül ma még a MILANKOVIĆ-féle skálával való összehasonlításra nincs lehetőség. Azonban a korábbi adatok és főleg az Alföldön végzett kutatófúrások rétegsorában is előforduló tucatnyi vörösayag réteg kialakulása miatt arra is lehet következtetni, hogy a Kárpát-medencebeli „löszképződési időszakaszt” megelőzően a harmadidőszak végén egy hosszabb „vörös talajok, vörösayagok képződési korszak” is létezett, amely az ismétlődő löszképződésnél is hosszabb ideig tartott, és feltehetően visszanyúlt a pannóniai beltenger visszahúzódását is elősegítő félsivatagos klíma uralmának utolsó negyedébe. A „vörösayag korszak” mediterrán jellegű éghajlati szakasszal kezdődhetett, a számítások szerint 5,5–2,4 millió évek közötti időszakra tehető (PÉCSI 1997).

Természetesen ennek a hosszú szubtrópusi éghajlati jellegű újharmadidőszak (felső-miocén+pliocén) során az éghajlat kb. hasonló szakaszonként váltakozott, mint a „löszképződési” korszakban. Ekkor azonban főleg nem hideg jeges és mérsékeltlen meleg éghajlati szakaszok váltogatták egymást, hanem pl. vörös talajok, vörösayagok kialakulásának hosszú szakaszára szubtrópusi félig nedves (3–4 havi csapadékos évszakkal) és szubtrópusi félig száraz (1,5–2 havi esős évszakkal) szavanna peremi félsivatagos éghajlati jelleg váltakozása tételezhető fel.

A vörösgyagos képződési szakasz is kettős jellegű volt: a talajképződés ideje alatt füves-ligetes szavanna éghajlat típus uralkodott. A képződött vastag vörösgyag a felszín részben konzerválta, védte az eróziótól. A szubtrópusi éghajlati jelleg bizonyítéka többek között a megmaradt vörösgyag (PÉCSI, SCHWEITZER eds. 1955).

A klímaváltozás ezt követően a szavanna jellegű zónát a félig száraz-félsivatagos földrajzi övezetté változtatta. Félig száraz éghajlat során (a csapadékos időszak kb. 1,5 hónap) a felszíni lemosást és árkoló hatást kifejtő vízmozgás következtében a vörösgyag részben erodálódott, ill. a felszínére vékony közettörmelék, kongréciónok rakódtak, vagy a szél homokot terített el. Ez utóbbi üledékek az ismétlődött éghajlatváltozások során a mállás eredményeként a felszínen képződött vörösgyag ásványi anyagává (talajképző kőzetévé) váltak. Így az alig süllyedő felszíneken vörösgyag telepszik vörösgyagra. Hazánkban ez többször ismétlődik, jó példa erre a bátaszéki és hatvani téglagyár bányagödreinek oldala, valamint a visontai külszíni lignit bánya feltárása. Az alföldi (Vésztő-Déaványa-Csongrád-Mindszent) kutatóúrásokban 8–10 rétegben bukkantak rá a vörösgyagos képződményekre.

A következő ábra a déaványai és vésztői mélyfúrások paleomágneses vizsgálatának eredményeit szemlélteti a vörösgyagok geomorfológiai helyzetének megjelölésével.



6. ábra A déaványai és vésztői mélyfúrások paleomágneses vizsgálatának összehasonlítása a vörösgyagok geológiai helyzetének feltüntetésével (Szerk. RÓNAI 1985, SCHWEITZER 1993. nyomán).

Ford. = fordított polaritás, norm. = normális polaritás, Ma = millió év

Figure 6. The comparison of paleomagnetic investigations of deep drillings at Déaványa and Vésztő by indicating the red clays' geological position (ed. RÓNAI 1985, based on SCHWEITZER 1993)

Ford. = reverse polarity, norm. = normal polarity, Ma = million years

Ezekben az 1–1,5 km-es kutatófúrásokban – amelyek a negyedidőszakot és legalább az újharmadidőszak pliocén szakaszát ölelik fel, több mint 100 eltemetett talaj fordul elő. Ebben az Alföldünkön levő üledékcspdában van nagy valószínűséggel a leghosszabb időszakra visszanyúló szárazföldi üledék-talaj sorozat Közép-Európában, de legalábbis a Kárpát-medencében. A tiszántúli alföldi süllyedékben az eltemetett talajrétegek száma (Csongrád, Mindszent) 95–110. Valószínű, hogy itt a tenger szintjénél egy kilométerrel mélyebbre süllyedt szárazföldi üledéksor kevésbé erodálódott, így több éghajlati változás emlékét őrizte meg napjainkra. Az eltemetett talajok és a közöttük visszamaradt homok, homokos agyag, homokos iszap rétegek együttesen meghaladják a 250 rétegszámot, amelynek együttes kora számítások szerint legalább 5,5 millió évnek felel meg.

Az említett időszak mélyfúrásainak számos rétegsorát találhatjuk meg KREYBIG L. és munkatársai által 1931–1951 között szerkesztett 1:25 000-es léptékű térképlapokhoz mellékelt magyarázó füzetekben. A térképlapokon számozott fekete négyzetek jelölik a geológiai fúrások helyeit, a hozzájuk tartozó táblázatokban foglalt fontosabb jellemzők – szín, szemcseméret, szerves anyag tartalom stb. – alapján, több helyen találunk nagyobb mélységben húzódó vörös talajszinteket.

Alföldünk egyes üledékcspdáiban lévő említett szárazföldi üledéksor a MILANKOVIĆ radiációs görbéinek precesszió okozta változási menete és az alföldi üledékképződési sebesség átlagával számolt érték alapján is elég jó egyezést ad a pannóniai beltenger beszáradásának megfelelő „Messzíniai sóképződési” csúcs idejével (5,6 millió év). Ez időszaknak valamivel rövidebb része (2–2,4 millió év) a negyedidőszakra, míg valamivel hosszabb része (2,4–5,6 millió évek) az újharmadidőszak pliocén szakaszára esik.

A Kárpát-medencében mindkét időszakban az éghajlatváltozások ciklusai közel azonosak voltak. A pliocénban a félig száraz sivatagos éghajlati szakaszok váltakoztak félig száraz szubhumidus (bokros, ritka erdős) szavanna éghajlattal. A negyedidőszak első nagyobb része alatt mérsékelt meleg, mérsékelt hideg-száraz szakaszok váltakoztak egymással. A negyedidőszak második részében (kb. 1 millió éven át) hidegebb és szárazabb szakaszok (valódi jégkorszakok) váltakoztak mérsékelt meleg interglaciálisokkal.

A hazai idős löszök alatt legalább 4–5 vörösigyagos talajképződésmennyel és tarka agyagokkal jellemzett ún. „dunaföldvári formáció” (PÉCSI 1975) fekéjében az ún. „baltavári homok” telepszik, amely a medence nyugati peremén a kiédesült pannóniai beltő regressziója során keletkezett. Állatsont maradványait úgy értelmezik, hogy a baltavári homok klímája szavanna peremi félsivatagos jellegű volt, és a pannóniai tavi-folyóvízi feltöltődés záró, szárazulati időszakát képviselhetette.

Az Alföldön a Duna jobb partján húzódó magas partok alján feltárásokból és fúrásokból több helyről vált ismertté a „dunaföldvári formáció” (Dunaujváros, Kulcs, Tételhalom, Paks, Dunaszekcső, Kakasd stb.).

A „dunaföldvári formációnak” legjellegzetesebb része a kb. 10–15 m vastag okker-vörös talajsorozat, melyet több dunaföldvári fúrásban lehet nyomon követni. A vöröses talajokra általában jellemző, hogy a talajszelvény B_2 és C_{ca} szintjeiben feltűnően magas a $CaCO_3$ tartalom. Feltételezhető, hogy a „dunaföldvári formációban” látható vörös talajok szubmediterrán típusú klíma alatt kialakult erdőtalaj maradványai (PÉCSI 1986, 1993). Feküjét tavi-beltengeri eredetű felső-pannóniai agyag, ill. többnyire erősen csillámos lapokra elváló, lazán cementált homokkő képezi.

A paleopedológiai, litosztratográfiai és paleomágneses adatok alapján feltételezhető, hogy a „dunaföldvári formáció” kialakulása a Gauss paleomágneses időszak előtt (3,3

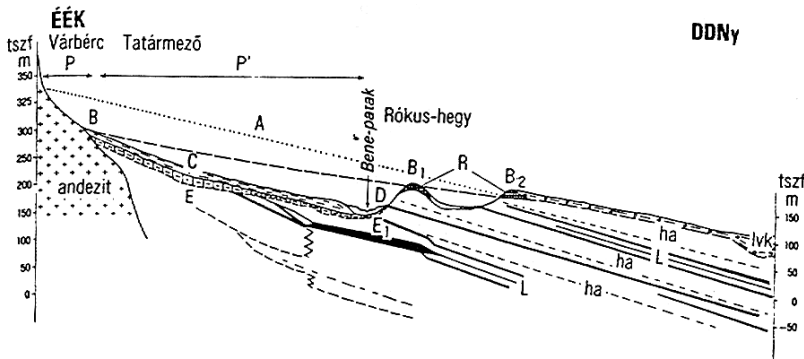
millió év) kezdődött el. Legfiatalabb rétege a halványrózsaszínű, helyenként cementált finom homok lerakódása valószínűleg a „Jaramillo esemény után” (0,9 millió év) fejeződött be.

Feltételezhető az is, hogy a „dunaföldvári formáció” legidősebb vörösayaga felső pannóniai tavi-beltengeri formáció és a pliocén (korábban felső pliocén vagy levantei) szárazföldi képződmények közötti határt (5,3 millió év) képviseli.

A dunaföldvári szelvények sztratigráfiai és paleomágnese vizsgálatának alapján a vörösayagos összlet tetején lévő vörös talaj képződése kb. 2–2,2 millió éve fejeződhetett be. Ez az abszolút kronológiai időhatár is jelentősen eltér az újabban 1,8 millió évben rögzített plio-pleisztocén határtól. A „dunaföldvári formáció” vörösayag képződményeit már a pliocénbe soroljuk, amelynek képződése felölelhetette a Gauss és Gilbert paleomágnese korszakok (kb. 5,5–2,4 millió évek) jelentős részét. Erre engednek következtetni a dunaföldvári feltárások és fúrások (PÉCSI, PEVZNER 1974), a vésztoi és dévaványai fúrások (RÓNAI 1983, COOKE, HALL, RÓNAI 1979), továbbá a gyöngyösvontai külszíni lignitbányák fedőösszletének (KRETZOI, MÁRTON, PÉCSI, SCHWEITZER, VÖRÖS, 1982; PÉCSI, MÁRTON, HAHN, SCHWEITZER 1985) vizsgálatai is.

I.4.2. Vörösayagok hegyláb felszíni helyzetben

Az Északi-középhegység előterében, hegyláb felszíni tanúhegyen a vörösayag geológiai és geomorfológiai helyzetét szemléltetik a soronkövetkező ábrák.



7. ábra Vörösayag rétegek elhelyezkedése Mátraalján (Abasár) (SCHWEITZER nyomán 1993)

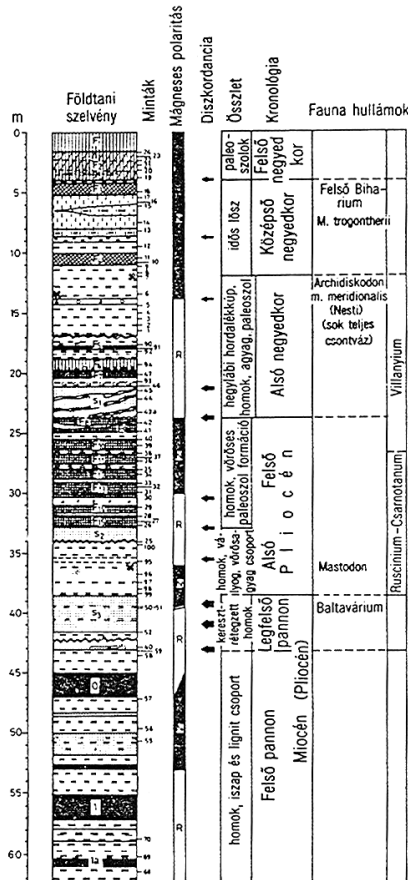
A = az alsó-pannon rétegek rekonstruált felszíne, B, B1, B2 = pliocén hegyláb felszín, C-D = felső-pliocén – alsópleisztocén hordalékkúp, E-E1 = erősen erodált pannon felszín, L = lignit, h = homok, agyag,

P = hegyláb felszín, P' = pediment, glacis, l, v = lösz, vályog, k = kavics, R = vörösayag)

Figure 7. Situation of red clay layers in Mátraalja (Abasár) (based on SCHWEITZER 1993)

A = reconstructed surface of Lower Pliocene layers, B, B1, B2 = pliocene foothill surface, C-D = Upper Pliocene – Lower Pliocene Alluvium, E-E1 = severely eroded Pannonian surface, L = Lignite, h = sand, clay,

P = foothill surface, P' = pediment, glacis, L, v = loess, loam, k = gravel, R = red clay



8. ábra A mátraaljai külszíni lignitbánya szelvénye (SCHWEITZER 1993. nyomán).
 Figure 8. The segment of Mátraalja open-cast lignite mines (based on SCHWEITZER 1993)

A szelvény leírása:

- 0,0– 1,6 m szolifluidált fekete réti talaj
- 1,6– 4,6 idős lösz, meszes ékek, talaj B/BC szintje
- 4,6– 5,2 barna erdőtalaj
- 5,2– 8,1 lösszerű agyag, alján sárga meszes homokos közbetelepítés
- 8,1– 8,7 sárga tufatörmelékes, meszes homok
- 8,7– 9,2 andezit kavicsos homok
- 9,2– 9,9 ártéri agyag (talaj)
- 9,9–11,0 sötét szürke, lilás ártéri agyag talaj
- 11,0–12,0 meszes felhalmozódási szint
- 12,0–13,8 szürke, meszes agyag, tufatörmelékes
- 13,8–14,3 andezit kavicsos homok
- 14,3–15,3 tufatörmelékes agyagos homok
- 15,3–16,7 szürke agyag talaj
- 16,7–17,7 szürkésbarna tufatörmelékes agyag

- 17,7–18,0 lilás tufatörmelékes agyag,
 18,0–18,8 szürkésbarna tufatörmelékes agyag
18,8–20,4 (vöröses)barna agyag talaj
 20,4–21,1 meszes, homokos löszfelhalmazódás
 21,1–25,0 lilás aggregált agyag (löszben sárgásbarna homokos tufás, törmelékes réteg)
 25,0–25,5 sárgás, barnás tufatörmelék
25,5–26,4 lila agyag talaj
 26,4–26,7 tufatörmelékes agyagos homok
 26,7–27,6 szürkés-lilás agyag talaj
 27,6–28,0 tufatörmelékes agyagos homok
28,0–28,9 lilás agyag, alján tufatörmelékes
 28,9–29,1 tufatörmelékes homok
29,1–30,4 lilás agyag (29,9 m-től szürkés-lilás agyag)
 30,4–31,0 sárgásbarna tufatörmelékes durva homok
31,0–31,6 lilás agyag
 31,6–31,8 tufatörmelékes agyag
 31,8–32,3 tufatörmelékes **lila agyag**
32,3–32,7 lila agyag
 32,7–34,0 tufatörmelékes sárgásbarna homok
 34,0–35,8 homokos agyag, alján sárgásszürke, lilás tufatörmelékes homok
 35,8–36,6 morzsás agyag, **sárgásszürke vasas kiválások, lilás árnyalatú**
 36,6–37,1 durva homok, tufatörmelékes
37,1–37,9 vasas, homokos agyag, alján lilás
 37,9–38,5 tufatörmelékes homokos agyag, alján lilás tufatörmelék
 38,5–41,5 csillámos sárga homok, sárgás-szürke csillámos homokos iszap
 41,5–42,4 szürkés-zöldes agyag
 42,4–43,1 okkersárga agyagos homok
 43,1–45,0 szürke agyag
 45,0,47,0 lignit
 47,0–48,3 szürke agyag
 48,3–48,6 sárgásszürke homok
 48,6–50,0 szürke agyag
 45,0–51,8 sárgás homokos agyag
 51,8–52,7 szürke agyag
 52,7–53,0 lignit
 53,0–55,3 szürke agyag
 55,3–57,2 lignit
 57,2–58,0 szürke agyag
 58,0–59,0 szürkés-sárgás iszapos agyag, alján agyagosabb

A felsőpannóniai lignittelepes formáció részben már erodált felszínen, kisebb tanúhegyek tetején maradt vissza a vörösayagos összlet. Abasárnál a vörösayag maradványos foltok vonalának meghosszabbítása a hegység felé egy rekonstruált felszínt alkot. Ez a geomorfológiai szint egykori hegyláb felszínét képviseli, mely a felsőpannóniai rétegek bizonyos mértékű (20–30 m) erodálása után jött létre és maradt vissza rajta a valódi vörösayag. Majd a vörösayaggal fedett hegyláb felszín jelentékeny mértékben erodálódott, s helyén változó vastagságban hordalékkúp halmozódott fel.

A hordalékkúp alsó részéből mastodon koponya és fogak kerültek elő (Zygodon pavlovi Osborn) olyan agyagos, tufatörmelék rétegből, amelyben sok apró vörösayag és lignit törmelék is előfordul.

A mastodonos rétegre folyóvízi homok, majd lilászvörös talajok sorozata telepszik, amelyet részben a dunaföldvári összlet vörös talajaival lehet párhuzamba hozni. Tehát a mélyebb fekvésű hordalékkúp képződésének a kezdete is még a pliocénbe nyúlik vissza.

A hordalékkúp felső harmadából a felszín alatt 10–14 m mélyről számos déli elefánt (*Archidiskodon meridionalis*, *Nesti*) csaknem teljes csontváza került elő. Az agyagos vályog réteg, amelyből e leletek származnak, közvetlenül a „Brunhes-Matuyama” határ (0,73 millió év) alatt helyezkedik el. A hordalékkúpnak a középső része tehát az alsó pleisztocén során halmozódott föl.

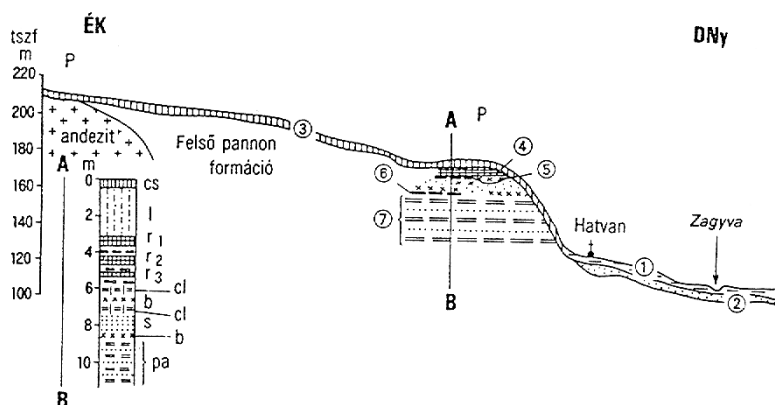
Hegyláb felszíni helyzetben a Mátra-hegység előterében máshol is – pl a hatvani téglagyár feltárásában – szintén felső-pannóniai rétegekre települve több rétegű vörösayag fordul elő. (Itt figyelemre méltó a geológiai és geomorfológiai helyzet, mert a hatvani téglagyár agyagos-homokos rétegsora a pannóniai formáció legfelső szakaszát a *Congerina Neymari*, illetve a *Hatvanium* emlős fauna zónát és az erre települő homokot és bentonitot tárja fel. Közben az erodált homokkötegen és a bentoniton képződött hosszú időn át az a vörösayag összlet, amelyet legalább három igen erős mész- és dolomit-felhalmozódási szint tagol. A karbonát felhalmozódás nagy koncentrációkat, ill. helyenként erősen cementált padokat képez. E jelenségnek tulajdonítható az itteni hegyláb felszíni tanúhegy megmaradása.

Vörösayag rétegek hasonló helyzetben voltak megfigyelhetők az M3-as autópálya építése során, Gödöllő és Bag határában több helyen mesterséges bevágásokban.

A vörösayag képződése ezeken a helyeken is csak tartós mediterrán szubtrópusi viszonyok között mehetett végbe, miként több más – a Kárpát-medencén belül – olyan valódi vörösayag előfordulás esetében, amelyek felső-pannóniai üledékre települnek. Csak a neogén végén, a pliocénben volt az éghajlat olyan, hogy tartósan vörösayagok és kiterjedt hegyláb felszín képződhetek.

Ezek az ún. valódi vörösayagok (amelyek a post-pannóniai hegyláb felszín maradványokon helyezkednek el) uralkodóan montmorillonittal és számottevő kaolinnal is jellemzett vörösayagok minden bizonnyal erős szubtrópusi málláson mentek át. (A fekvükben található vékonyabb, vastagabb bentonit rétegek is hasonlóan erős szubtrópusi éghajlatú mállás hatására bázikus közegben képződhetek vulkáni hamuból, ill. tufából. Ez utóbbiak is valószínű bázikus, bazaltos vulkánosság termékei lehetnek.)

A 9. ábra a mátraaljai pliocén hegyláb felszín maradvány sematikus földtani szelvényét szemlélteti a hatvani téglagyár példáján.



9. ábra A mátraaljai pliocén heglábfelszín maradvány földtani szelvénye (hatvani téglagyár) (SCHWEITZER 1993. nyomán).

1 = folyóvízi teraszanyag, 2 = folyóvízi homok, kavics, 3 = lösz, 4 = vörösayag rétegek, 5 = bentonit, 6 = szürke agyag, 7 = felső-pannon agyag, cs = csernozjom, l = lösz, homok, vályog, r1, r2, r3 = vörösayag rétegek, cl = szürke agyagos talaj, b = bentonit, s = homok, pa = felső-pannon agyag, homokos agyag

Figure 9. The geological segment of relict of Pliocene foothill surface at Mátraalja (Hatvan brick factory) (based on SCHWEITZER 1993)

1 = river terrace material, 2 = fluvial sand, gravel 3 = loess, 4 = red clay layers, 5 = bentonite, 6 = grey clay, 7 = Upper Pannonic clay, cs = chernozem, l = loess, sand, loam, r1, r2, r3 = red clay layers, cl = gray clayey soil, b = bentonite, s = sand, pa = Upper Pannonic clay, sandy clay

A legmagasabb térszíni vörösayagok 300–350 m tengerszint feletti magasságban, a legmélyebbek pedig 1 000–1 100 m tengerszint alatti mélységben találhatóak (KOVÁCS 2004). Ha megfelelően pontosítani tudjuk a vörösayagok képződésének idejét, akkor ezek jó üledékföldtani adatokat szolgáltatnak a tektonikus mozgások értékeléséhez.

A vörösayag, ill. a vörös színű agyagos képződmények elterjedéséről, tulajdonságairól, mind nemzetközi (REIFENBERG 1929, BÜDEL 1955, KUBIENA 1956, KUKLA 1978, LIU 1985), mind hazai vonatkozásban (ÖTVÖS 1954, VADÁSZ 1956, STEFANOVITS 1958, BORSY, SZŐÖR 1981, PÉCSI 1985, KRETZOI - MÁRTON et al. 1982, SCHWEITZER 1993) igen sok nézet ismeretes.

Egyes szerzők a vörösayag képződését a bauxitosodással hozták kapcsolatba, míg mások KUBIENA (1956) véleményét osztják, mely szerint a vörös színű agyagos talajokat két egymástól eltérő folyamat eredményeként lehet értelmezni:

1. Váltakozóan nedves és száraz viszonyok között alakultak ki a meleg hatást igénylő rubefikáció eredményeként,
2. vagy az állandóan nedves és meleg viszonyok alatt lejátszódó lateritesedés és az ezzel összekapcsolódó bauxitosodás hatására képződnek.

STEFANOVITS (1958) szerint a rubefikáció folyamata során a talajok vörös színe gél állapotból hirtelen apró kristályok alakjában kiváló vas-oxid-hidrátok hatására áll elő. A lateritesedésnél a kristályosodás lassú folyamat, s így változatosabb és nagyobb ásvány egyedek képződése lehetséges. E folyamatok hatására a kiinduló anyag és a környezet hatására KUBIENA (1956) alapján az alábbi vörösayag talajok jöhetnek létre:

1. a „braunlehm” rubifikációja (rotlehm képződés),
2. a „braunlehm” lateritesedése,
3. „rotlehm” lateritesedése,
4. vulkáni területeken hidrotermális bontás (termékei vastag rétegekben halmozódva fel)
5. a mészkő oldhatatlan vörös színű szennyeződésének szabadabbá válása a mállás folyamán és felhalmozódása a mélyedésekben, lejtők hajlatában és völgyfenekekben (fosszilis rotlehm képződmények aktivizálódása),
6. a mállás folyamán felszabaduló, nem vörös színű, oldhatatlan mészkő-szennyezések rubifikációja (terra rossa képződés)
7. talajképződés vörös színű anyagözeten,
8. talajképződés régi geológiai korok talajaiból (vagy eróziós üledékeiből), melyek jellege az 1., 2. és 3. pont alá sorolható (reliktum vagy fosszilis talajok, amelyek csak kis másodlagos átalakulást szenvedtek).

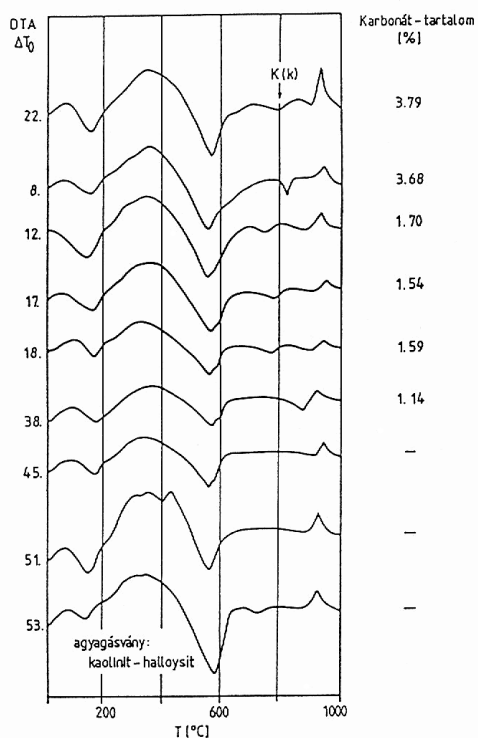
STEFANOVITS (1958, 1963) szerint hazánkban mindezen folyamatok lezajlásának lehetőségei megvoltak, beleszámítva a bauxitosodást és a lateritesedést is.

SCHWEITZER (1993) szerint a típusos vörösayagok (nem áttelepített helyzetűek) gyakran a felső-pannon – főképpen homokos formáció – felszínén (a baltavári és gödöllői homokokon), valamint a felső-pannon követő száraz időszak alatt kialakult hegyláb felszíneken képződtek. Képződési idejük, az eddigi bio- és litosztratigráfiai ismeretek alapján, valamint a paleomágneses mérések és a geomorfológiai helyzet figyelembevételével a Ruscinium-Csarnótánium eseményeivel hozható kapcsolatba. Becsült határadataik 3–4,6 millió év.

Ezektől meg kell különböztetni a fiatalabb, száraz-meleg időszaki löszöket, valamint Dunaalmáson az édesvízi mészkőszintben feltárt, vöröses színű fosszilis talajrétegeket. Ezek képződése szintén közvetett bizonyítékok alapján a Villányium alsó részére tehető, 1,8–2,8 millió éves időintervallumba (JÁNOSSY 1979, SCHEUER-SCHWEITZER 1973, 1983). Bár a vörösayagok kőületeket tartalmaznak, abszolút kormeghatározásukat többirányú nehézségek gátolják. Ezért bizonyult hasznosnak a probléma megközelítése a kemosztratigráfiai módszerekkel, főleg termoanalízissel (BORSY-SZŐÖR et al 1981, BIDLÓ 1974, SZŐÖR 1992).

Valódi (típusos) vörösayagok jellemzése

Közvetlenül a pannon rétegekre települnek, sötétvörös, igen plasztikus agyagrétegek, amelyek ásványi összetételére a „degradált kaolinit” (BIDLÓ G. elnevezése), vagy a jelentős amorf anyagot tartalmazó „kaolinit-halloysit” (SZŐÖR elnevezése) a jellemző. Ezek a vörösayagok karbonátot nem, vagy 5%-nál kevesebb mennyiségben tartalmaznak. Ilyen típusú agyagokat korábban a dunaföldvári és a tételhalmi (BORSY-SZŐÖR 1981), valamint a dunaújvárosi (Bidló 1980) feltárásokban mutattak ki. SCHWEITZER (1993) Csarnóta, Szekszárd, Pécs, Mogyoród, Visonta, Hatvan, Bükkábrány, Görömbölytapolca térségében több feltárásban is kimutatta jelenlétüket. Többségükben közvetlenül a pannon, ill. a keresztarétegzett homok rétegekre települnek, esetenként a pannon felett „lecsípődve”, vagy legtöbbször bemosott állapotban karsztok üregeiben fordulnak elő. E valódi, vagy típusos vörösayagok ásványi összetételének hasonlóságát jól bizonyítják a DTA-görbék (10. ábra).



10. ábra Típusos vörösayag minták DTA-görbéi, SCHWEITZER (1993) szerint.

Minták: 22. Csarnóta-2., 8. Szekszárd, szőlőhegy (pannonra települve), 17-18. Pécs, Postavölgy, 38, 45.

Mogyoród (pannon homokra települve), 51. Bükkábrány, 53. Görömböly-tapolca (barlangi kitöltés),

K(k) = karbonátok hődisszociációja * F

Figure 10. DTA curves of typical red clay samples (based on SCHWEITZER 1993)

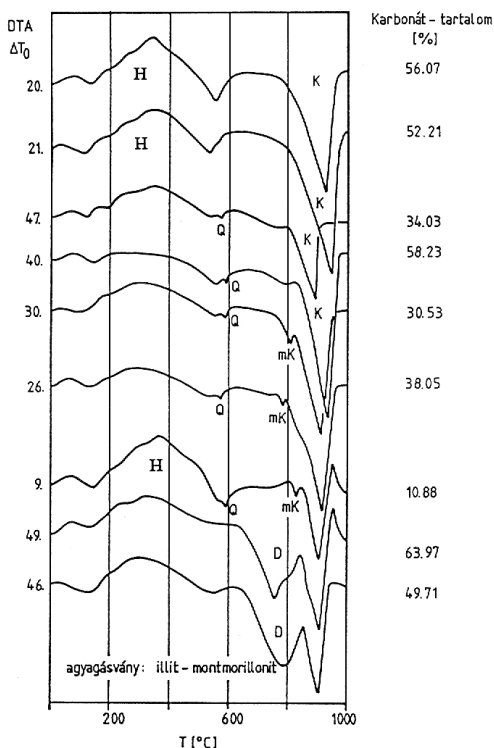
Samples: 22. Csarnóta-2., 8. Szekszárd vineyard (deposited on Pannon layers), 17-18. Pécs, Postavölgy, 38, 45.

Mogyoród (deposited on Pannonic sand), 51. Bükkábrány, 53. Görömböly-tapolca (cave filling),

K(k) = heat dissociation of carbonates

Vöröses agyagok jellemzése

Ezt a csoportot vöröses agyagok elnevezéssel különböztetjük meg a valódi (típusos) vörösayagoktól. E csoportba sorolt képződmények genetikai szempontból igen változatosak. Ide soroljuk a lila színárnyalatú, illetve vöröses színű fosszilis talajokat és talajüledékeket, a sárgás és rózsaszín árnyalatú iszapos agyagokat és agyagos iszapokat. Kevésbé plasztikusak, mint az előző csoport vörösayagai és karbonát tartalmuk lényegesen nagyobb, 10–70% között mozog. A mintákra jellemző az illit-montmorillonit (szmektit) jellegű agyagásvány, a karbonát asszociáció igen változatos: kalcit, dolomitos kalcit (magnezitokalcit) és dolomit. A mintákban, több esetben kvarc is jelen van. A Villányi-hegységéből, Szekszárdi-dombságról és Pesti-síkságról származó képződmények DTA görbéi jól szemléltetik a hasonló ásványi összetételt (11. ábra)

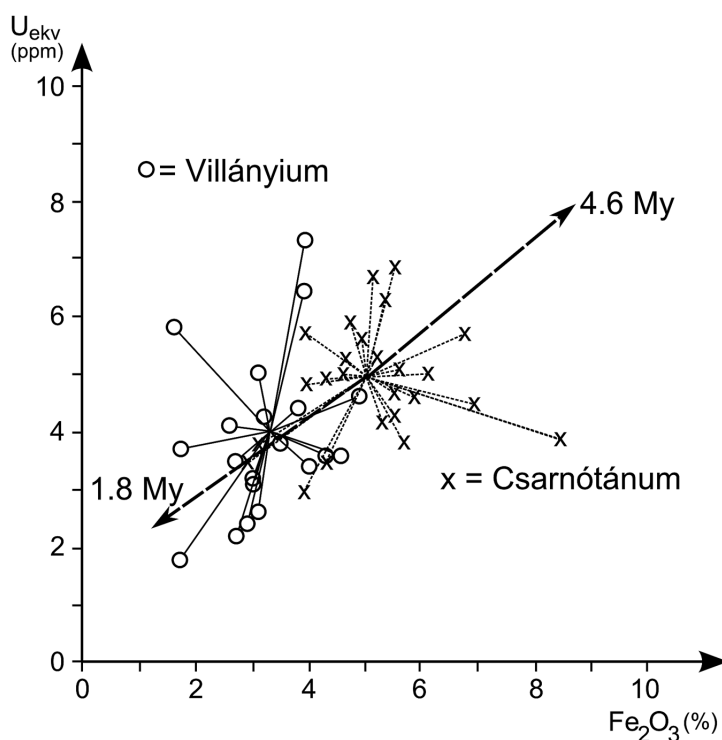


11. ábra Fosszilis talajok, talajüledékek, meszes dolomitos iszapok összehasonlító DTA-elemzése (SCHWEITZER 1993).

Minták: 20-21. Villány-3, vörösayag, 47. Kerepestarcsa, meszes iszap, 40. Mogyoród, meszes iszap, 30.,26. Mogyoród, magnezito-kalcitós iszap,). Szekszárd, vörösayag, 49. Szilasmenti kavicsbánya, dolomitos iszap, 46. Kerepestarcsa 2. bánya, dolomitos iszap Q = kvarc, K = kalcit, mK = magnezito-kalcit, D = dolomit, H = szerves anyag, huminsavak

Figure 11. Comparative DTA-test of fossil soils, soil sedimentations, calcareous dolomite silts (SCHWEITZER 1993) Samples: 20-21. Villány-3, red clay, 47. Kerepestarcsa, calcareous silt, 40. Mogyoród, calcareous silt, 30.,26. Mogyoród, magnesite-calcite silt. Szekszárd, red clay, 49. Gravel mines along Szilas, dolomite silt 46. Kerepestarcsa 2. mines, dolomite silt Q = quartz, K = calcite, mK = magnesite-calcite, D = dolomite, H = organic matter, humic acids

A két csoport kronológiai viszonyát a Mogyoród környéki feltárások alapján vizsgálták (SCHWEITZER 1993). A szelvények fekéjében az első csoportba sorolt ún. típusos vörösayagok helyezkednek el, ezekre települnek – sokszor átmeneti fáciesek után – a második csoport karbonátos vörös üledékei, fosszilis taljai és meszes iszapjai. Ezek geológiai fácieselemzését Szőőr (1992) ismertette részletesen. A típusos vörös-agyagok a pliocén (Rusciniium és Csarnótánium), a fosszilis vörös talajok, üledékek és meszes iszapok az alsó-pleisztocén (Villányium) kemosztratigráfiai jelzői. Az eltérő ásvány paragenézis a változó klímaviszonyokat tükrözi. A meleg szubtrópusi-humidus klíma mállásterméke a kaolinit-halloysit, a mérsékelt meleg humidus és aridus klíma-változások eredménye az illit-montmorillonit és a változatos karbonát paragenézis. A két eltérő típusú képződmény több geokémiai paraméter segítségével is elkülöníthető. Az urán és thórium összmenyisége (U_{ekv}) és a ferrioxid (Fe_2O_3) arány változása egyik példája az elkülönítés lehetőségének (12. ábra). Ennek a törvényszerűségnek a magyarázata összekapcsolható az ásvány-paragenézist alakító mállási-oldódási folyamatokkal.



12. ábra A típusos vörösayagok, a vöröses agyagok, idős fosszilis talajok és üledékek elkülönítése az U_{ekv} és a ferrioxid tartalom alapján (Szóór 1992).

Figure 12. Separation of typical red clays, reddish clays, old fossil soils and sediments by U_{ekv} and ferrioxid content (Szóór 1992)

1.4.3 Vörösayagok geomorfológiai helyzetével és korával kapcsolatos kérdések összessége

A valódi vörösayagok és vöröses agyagok elkülönítésének és meghatározásának igen nagy jelentősége van. A valódi vörösayagok korának és képződésük kérdései ma is vitatottak. Korukat a pliocénbe vagy a pleisztocén elejére helyezték (KRETZOI-PÉCSI et al. 1985, JÁMBOR 1980). Az újabb geomorfológiai vizsgálatok, a mélyfúrás szelvények üledékföldtani és paleomágneses értékelése alapján azt állapították meg, hogy a típusos vörösayagok kialakulásának kezdete a miocén végi (pontusi)-pliocén eleji heglábfelszín formálódásához kapcsolódik. A legidősebb vörösayagok egyrészt a pleisztocén teraszoknál magasabb helyzetű heglábfelszíneken, abrziós színlőkön figyelhetők meg, míg az Alföld egyes fiókmedencéiben (mint pl. a Körösi fiókmedencében) 800–1 100 m között több vörösayag rétegről tesz említést RÓNAI (1983).

A valódi vörösayagok korát a radiometrikus és a paleomágneses eseményekkel pontosítani jelenleg – néhány kivételtől eltekintve – nincs lehetőség. A paleontológiai leletek áttételes illesztésére azonban van mód. KRETZOI (1969), JÁNOSSY (1972), KORDOS (1988) faunisztikai eredményei, de különösen az európai pliocén Spalaxok (*Micro spalax*)

alapján KORDOS (1992) valószínűsíthetőnek tartja, hogy a Csarnóta 1. vörösgyag lelőhely anyaga 3–4 millió év közötti.

A vörösgyagok képződéséhez meleg időszakok szükségességét támasztják alá KOPPÁNY (1992) 2–4 millió év közötti időtartamra vonatkozó paleoklimatológiai rekonstrukciós vizsgálatai is, amely szerint a globális éghajlatot alapvetően befolyásoló jelenség a Föld pályaelemeinek szekuláris változásaiból adódó besugárzás változás.

A számítások alapján kapott besugárzási összegek szerint a vizsgált 2 millió év elkülöníthető időszakai a következők:

2,00 10 ⁶ – 2,16 10 ⁶ év meleg
2,16 10 ⁶ – 2,26 10 ⁶ év hideg
2,26 10 ⁶ – 2,50 10 ⁶ év meleg
2,50 10 ⁶ – 2,66 10 ⁶ év hideg
2,66 10 ⁶ – 2,90 10 ⁶ év meleg
2,90 10 ⁶ – 3,04 10 ⁶ év hideg
3,04 10 ⁶ – 3,14 10 ⁶ év meleg
3,14 10 ⁶ – 3,17 10 ⁶ év hideg
3,17 10 ⁶ – 3,51 10 ⁶ év meleg
3,51 10 ⁶ – 3,61 10 ⁶ év hideg
3,61 10 ⁶ – 3,96 10 ⁶ év meleg

A határok ilyen egzakt meghúzása csak elméleti, s csupán azért fontosak, hogy következtethessünk arra, mely típus dominál a kérdéses időszakban.

A 2–3 millió éves időszakban:

Meleg: kb. 640 ezer év,

Hideg: kb. 360 ezer év

A 3–4 millió éves időszakban:

Meleg: kb. 790 ezer év

Hideg: kb. 210 ezer év

Összességében:

Meleg: kb. 1 430 ezer év (72%)

Hideg: kb. 570 ezer év (28%)

A fenti eredmények részben alátámasztják a más forrásokból – paleontológiai, paleobotanikai, üledékföldtani, geomorfológiai vizsgálatokból – kapott információkat, miszerint ez a kétmillió év meleg időszak volt, de jelenleg ebből a vizsgálatból ennél többet nem lehet megállapítani, ismerve a számítás hibalehetőségeit.

A vörösgyagok kialakulását több helyen édesvízi mészkő képződése előzte meg. A humidabb-melegebb klímazakasz alatt a felsőmiocénben (pannóniai) képződött édesvízi mészkövek legtöbbször abráziós színlőkre vagy deltaösszletekre települt. Képződésük már a szarmatát követően az alsópannon időszakban megkezdődött – Budai-hegység 470–500 m tszf., Gerecse 360 m tszf. – majd alacsonyabb szintekben részben fiatalabb abráziós teraszokon, részben pedig durvahomokos-kavicsos deltaszerű képződményeken folytatódott. Képződésük a hegyláb felszínek kialakulása előtt megszűnt, ill. csak vékony, néhány m vastag édesvízi mészkőszint alakult ki, ami feltehetően a fizikai környezet megváltozásával (klimatikus okokkal) magyarázható.

A felső-miocén időszakot követően a Bérbaltavárium szakaszban, a félig száraz félsivatagi viszonyok között, a hegységperemeken a heglábfelszín-képződési időszakban az édesvízi mészkőképződés szünetelt (SCHWEITZER 1993).

Az ezt követő szemihumid meleg és mérsékelt humid klímazakaszok során – Ruscinium, Csarnótánium – a tektonikus mozgásokkal is összefüggő eróziós folyamatok hatására az olykor két geomorfológiai szinten is képződött heglábfelszínnek feldarabolódtak, és a geomorfológiai adottságoktól függően különböző vastagságú édesvízi mészkövek képződtek. Felszínüket, ill. a bennük kialakult repedéseket gyakran vörösagyag takarja be, illetve tölti ki. Korát a Villányi-hegységben, a heglábi felszínen képződött karsztos repedések vörösagyagos kitöltésének csarnótai szakaszbeli faunatársulásainak analógiája, valamint az édesvízi mészkőben talált csarnótai szakaszt képviselő Tapirus sp. (JÁNOSSY 1979) alapján ítéltethetjük meg. A 4,5–3 millió év közötti Ruscinium, ill. Csarnótánium az édesvízi mészkő képződésének egy igen jelentős időszaka, nemcsak a pliocénen belül, hanem az egész késő-neogén folyamán (SCHEUER - SCHWEITZER 1973).

A villányiumi képződmények villafranki, újabban felső-villafranki, olykor kalábriai nevek alatt szerepelnek, sok esetben még ma is alsó- vagy legalsó-pleisztocént képviselő üledékek. A Villányium átmenet (3,0–1,8 millió év) a meleg-nedves időszakból száraz-meleg időszakba. JÁNOSSY (1979) szerint az előző csarnótai meleg-nedves erdei fáciessel szemben a Villányium kezdetével (alsó Villányium) már pusztai állattársulást lehet regisztrálni. KORDOS (1992) vizsgálatai is azt igazolják, hogy a középsőpliocén (Csarnótánium) magas emlős fajszám a felsőpliocénre (Villafrankium) a Kárpát-medencében drasztikusan lecsökkent, tehát a fauna elszegényedett. Többen a Villányium kezdetét próbálják azonosítani a negyedidőszak kezdetével. KRETZOI (1969) és JÁNOSSY (1979) szerint a Villányium két részre tagolható. Az idősebb a Beremendium, a fiatalabb a Kislángium. Ehhez az időszakhoz lehet kapcsolni a mészben gazdag (mészeres, mészgöbces) vörös talajokat, pl. az ún. „Dunaföldvári összet” vörös talajainak egy részét, a hegységperemeken (pl. a Gerecse, a Villányi-hegység) a travertino terra-rossa ciklusváltását, a legfiatalabb heglábfelszín-formálódást, a Bérbaltaváriumban képződött heglábfelszínnek lealacsonyodását, a Kislángi-aligai, a hegységperemi hordalék- és törmelékkúp képződést.

Ezek a nem löszsorozathoz tartozó egyedi sziltes rétegek a dunaalmási édesvízi mészkőbányában az édesvízi mészkövek közé zárt in situ vöröstalaj fölött helyezkednek el. A vörös talaj – JÁNOSSY (1979) által vizsgált faunatársaság alapján – a felsővillányiumba (Kislángium) tartozik. E rétegek a forrás-működés szünetében képződtek egy nagyméretű tataráta (mészufagát) medencében. A száraz-meleg időszaki löszökhöz hasonló képződményeink halványrózsaszínűek, nem vastag kifejlődésűek, csupán 0,5–1 m-t tesznek ki és faunamentesek. Valószínű, hogy ezek a Kárpát-medence legidősebb lösszerű rétegei (SCHWEITZER 1993).

1.4.4. Paleoklimaváltozások kimutatása vörösagyagok segítségével

A vörösagyagok előfordulásáról, rétegvastagságukról lehet következtetni arra, hogy képződésük idején, az erőteljes mállás során a maitól lényegesen eltérő klimatikus körülmények uralkodtak, sokban hasonlítottak a mai trópusi, illetve. szubtrópusi térségekhez.

A vörösagyag szintekben több helyen aránylag vastag agyagkéreg található, ami a pedogenezis során végbement agyag-migrációra utal. Ez a folyamat feltehetően csak

akkor jöhet létre, ha a kilúgozó oldat pH-értéke 7 alatt van és a finom karbonát is eltávozott, tehát a dekalifikáció már befejeződött (BIRKLAND 1974). A kémiai vizsgálatok csekély mennyiségben karbonát jelenlétét is kimutatják, ami csak másodlagos kiválás során jöhetett létre és kisebb karbonát koncentráció, valamint pszeudomicélium formájában mutatkozik. Az ilyen szintű mállás és talajfésülés kialakulása nedves és száraz időszakok váltakozásával, viszonylag stabil felszínen és lágyszárú növényzet alatt alakulhat ki. A másik szembevetendő jelenség a Fe-Mn film, ami az egész vörösayag szintben előfordul. Valószínű, hogy ezek az elemek kelátok (szerves fém komplexek) formájában vándorolnak a rétegben a kilúgozás során mérsékelt Eh feltételek mellett. A jól fejlett Fe-Mn film jelenléte a glejesedést, pszedoglejesedést bizonyítja, ami csak vízzel telített közegben, anaerob feltételek mellett mehetett végbe. A rubefikáció pedig inkább magas nyári hőmérsékletet és erőteljes evapotranspirációt feltételez, mint sok csapadékot.

A legmagasabb térszíni vörösayagok 300–350 m tengerszint feletti magasságban, a legmélyebbek pedig 1 000–1 100 m tengerszint alatti mélységben találhatóak (KOVÁCS 2004). A paleotalajok mélysége és vastagsága azonban nem mindig hozható összefüggésbe a talajképződési folyamat intenzitásával, ill. a talajképződés időtartamával. Erre jó példa a MINDSZENTY és DEÁK (1999) által vizsgált kecskekői szelvény. A Gerecse-hegységben, a lábatlani Kecskető oldalában lévő kőbánya késő-triász korú, klasszikus Lofér-ciklusos dachsteini mészkövet tár fel. A kecskekői szelvényben végzett részletes makroszkópos és mikroszkópos megfigyelések szerint az agyagtartalom és a talajok érettsége nincs egyértelmű összefüggésben a talajképződést meghatározó paleoklíma viszonyokkal.

Az agyagok előfordulása, vastagsága és a klíma közötti bonyolult kapcsolatrendszer tisztázása további vizsgálatokat igényel.

1.4.5. Paleotalajok

A paleotalajok (paleosol=őgörög „plaios”, azaz ősi + latin „sol”, azaz talaj, az angol szakirodalomban paleosoil is) általában felszín alatt a rétegsorban megőrzött (befedett, betemetődött) talajok, felszínen pedig az erózió által feltárt (exhumált), vagy egyszerűen a jelenkori talajképződési viszonyoktól jelentősen eltérő környezeti (elsősorban éghajlati) feltételek között kialakult képződmények, (NEMECZ 2006).

A paleotalajok az utóbbi időkben az érdeklődés előterébe kerültek, részben mint geológiai szintet jelző képződmények (geosolok), másrésztől azért, mert keletkezésük voltaképpen a talajképződés legáltalánosabb problémáit veti fel. A paleotalaj (paleosol) definíciójában a szakemberek mindmáig nem tudtak megegyezni a nemzetközi szimpóziумokon, értekezleteken. Sőt a probléma magára a talajprofil genetikájára és azokra a folyamatokra terelődött, amelyek a képződött talajt a paleotalaj alakjában megőrizték.

A talaj a bolygó felszínének szerves és szervetlen anyaga, amely biológiai, kémiai és/vagy fizikai tényezők hatására alakult ki. A talajképző tényezőket DOKUCSAJEV, majd JENNY után öt csoportba foglalták össze: klíma, élőanyag, relief, anyakőzet és idő (a talajképződési időtartam). A talaj az egész felszínre kiterjed és változékonysága az említett tényezők különböző kombinációjának következménye. Ha a környezeti viszonyok adott térségben a talaj képződése során nagyjából változatlanok, akkor a talaj monogenetikus. Két vagy több környezeti perióduson átésző képződmény viszont poligenetikus. Egyes kutatók véleménye szerint (HOLLIDAY 1989) minden felszíni talaj, fennállása ideje alatti

kényszerű környezeti változások miatt paleosolnak tekintendő. A legtöbb szerző azonban ezt az elgondolást – részben gyakorlati megfontolásból – nem fogadja el. Végül is a környezeti tényezők gyakran változnak, de a talaj ritkán, vagy soha nincs egyensúlyban környezetével, és a talaj változhat az idő előrehaladtával a környezet változása nélkül is (CLINE 1961, THORP 1965). Ezért általánosan elfogadott nézet, hogy paleotalajnak csak a jelenlegi felszíni hatásoktól mentes, eltemetett talajt lehet tekinteni. Ugyanakkor az a felfogás, hogy minden eltemetett talaj egyúttal paleotalaj azért problematikus, mert utólagosan diagenetikus átalakulás is bekövetkezhet, megszüntetve a paleotalaj jelleget.

Az említettek szerint a paleotalajok nagymértékben különböznek a többi talajtól, azokat nem lehet a modern osztályozási rendszerekbe besorolni. Ezért részükre önálló osztályozást célszerű kidolgozni. Az osztályozástól elvárható, hogy alkalmazható legyen a legtöbb ősi talajra és lehetőleg közeledjen a modern talajosztályozási elvekhez. Az irodalomból többféle ajánlás ismeretes, de az említett feltételeknek leginkább a JAMES, et al (1998) osztályozás felel meg. Ezen osztályozásnál hatféle folyamatot, illetve szerkezetet vesznek figyelembe: a szerves anyag mennyisége, a szintek kialakulása, redoxviszonyok, in situ ásványátalakulás, oldható ásványok felhalmozódása, és az agyag-ásványok mennyisége. A szerzők további finomító jelzőket is ajánlanak (calcic, argillic, ferric, silicic stb.), sok esetben azonban az osztályok kritériumait is körülményes az osztályozás során alkalmazni.

A paleotalajok kifejlődési mértékének megítélésére tett ajánlások igen bonyolultak, s így osztályozásuk is reménytelenül nehéznek tűnik. A fiatal talajok is, a lényeges klimatikus változások miatt (glaciális, interglaciális) bonyolult képződmények. Ezért a mai napig nem alakult ki a paleopedológia általános felfogása arról, hogy voltaképpen mi a paleotalaj. A legáltalánosabb definíció szerint a paleosol az egykori felszínen képződött talaj (CATT 1986). Mint ilyennek legszorosabb kapcsolata van az egykori klímával és folyamatokkal, amelyek különböznek a maitól, s ily módon paleoklimatikus információval szolgálnak.

A talajok a mállási és talajképződési folyamatok eredményeként alakulnak ki. Hiánytalanul megőrzött paleotalajokat vagy azok részleteit elsősorban a fizikai-, kémiai- és biológiai elváltozások eredményei alapján tudjuk azonosítani. A paleotalajok három legfontosabb ismertetőjele RETALLACK (1988) szerint a gyökérmomok, talajszerkezet jelenléte és a talajszintekre való tagozódása.

A paleotalajokról elsőként HUTTON (1795) tett említést. Utána különböző földtani korok talajairól jelentek meg leírások (pl. a jura: BUCKLAND 1873, prekvarter: SEAWARD 1898, kréta: ALLEN 1947), s igen részletes leírást és értelmezést közölt a paleotalajokról RETALLACK (1990).

A paleotalajok környezeti rekonstrukciójában történő felhasználás során POLYNOV (1928) négy különböző paleotalaj típust különített el:

1. Másodlagos talajok: Az éghajlat megváltozása következtében megváltozott jellegeket mutató talajok (pl. szárazabbá váló éghajlat miatt a fás vegetációjú terület füvessé válik, s ennek megfelelően változik a talaj),
2. Két szakaszú talajok: A jelenkori talajképződési folyamatok a fejlődő talajszint alatt a maitól különböző, korábbi talajképződési viszonyokat tükröző talajszintek maradványai,
3. Fosszilis talajok: fiatal üledékek által teljesen elfedett talajok,

4. Ősi mállási termékek: Szárazföldi üledékek, amelyek határozott, talajképződésre visszavezethető eredetet mutatnak és korábbi talajok eróziójának, áthalmazódásának a termékei (pl. áthalmazott bauxit szemcsék, vaspad vagy „ferricrete” darabok, ezek pedoreliktum szemcsék).

Mivel a talajok elsősorban a kőzetek felszínén – az atmoszféra, hidroszféra és bioszféra határán – lezajlott fizikai, kémiai és biológiai kölcsönhatások eredményei, ezért minden egykori szárazulati felszín egyben paleotalajként is értékelhető (BRONGER – CATT 1989). Az elfedett talajok az esetek többségében nem maradnak meg változatlan állapotban. Az elfedett talajokat utólagos hatások érhetik, ilyen például a rétegvastagság csökkenést előidéző tömörödés, a szervesanyag degradációja, különböző anyagokkal történő cemen-tálódás, így mésszel, kovasavval, limonittal, hematittal, sziderittel, agyaggal stb., oldódás, redox viszonyok megváltozása és egyéb ásványtani folyamatok.

A magyarországi vörösgyagok, vöröstalajok trópusi, szubtrópusi képződmények de értékelésük során tekintettel kell lenni arra, hogy a később bekövetkezett talajtani folyamatok megváltoztatták tulajdonságaikat.

I.4.6. Vörösgyagok kutatásának néhány hazai eredménye karszt és bauxitos területeken

BIDLÓ G. (1954) több bükk-hegységi terra rossa-t tanulmányozott röntgen vizsgálatokkal, köztük a Mályinka község DDK-i felét borító vörös talajt is. A környéken szálban előforduló kőzetek triász korúak. Magában a mintában beágyazva fekete, fehér-sávós felső-karbon, alsó-perm korú mészkődarabokat is lehet találni. A minta tipikus összehordott terra rossa. Összehordottsága abból is látszik, hogy a mintából egy erősen koptatott *Ostrea* héj is előkerült (BIDLÓ 1954). Nagyító alatt apró, limonittal erősen bevont kvarcsemmecsék találhatóak. Sósavval nem pezseg. A röntgenfelvétel túlnyomó kvarc jelenlétét mutatja hidralgillit mellett. Az agyagásványok alárendeltebb mennyiségben fordulnak elő. BIDLÓ (1954) vizsgálataiból azt a következtetést vonja le általánosítva, hogy a terra rossa leggyakoribb ásványa a kvarc. A kvarc a terra rossákban olyan helyen is megtalálható, ahol eruptív kőzet a közelben nincs. Ez több szerző megállapításával is egybevág. Ezért elfogadható BALLENEGGER (1939) magyarázata, hogy a terra rossák alapanyaga lerakódott mészszipa közé került terrigén anyag. A szél által tengerbe fűjt vagy a vízfolyások által a tengerbe szállított, mészszipához elegyedő hordalék, tehát egy régebbi geológiai korban lejátszódott mállás terméke. Ez azután a mészkövek felszíni oldódása során újabb mállási folyamatok hatására veszi fel jelenlegi maradéküledék jellegét. Eszerint a terra rossa tehát két szárazföldi mállási cikluson ment át, benne tehát csak a legállandóbb ásványok maradhattak meg.

Magyarországi bauxitbányák fedőrétegeiben viszonylag gyakori a vörösgyag rétegek előfordulása. Az iharkút-németbányai bauxit zöme a felsőtriász-felsőkréta közötti bauxitszintbe, kronosztatigráfiailag a felsőkréta időszakba, közelebről valószínűleg az alsó-szenonba tartozik. A besorolást az adott időszak kedvező éghajlati feltételei is alátámasztják. A bauxitlepet részben vagy egészben fiatalabb képződmények, néha csak talaj, több helyen vörösgyag fedi (MINDSZENTY et al. 1984).

Budakeszi határában a karszt térszín mélyedéseit több helyen bauxitos agyag tölti ki (MINDSZENTY et al. 1984), melyre homokos-kőzetlisztes, durva törmelékből álló réteg települt. A törmelék anyaga zömmel andezit, kisebb részben dolomit, illetve dolomárga

és tűzkő. A közbetelepült finomabb szemcsés padok bauxitos-agyagos, vörösayagos, kőzetlisztes, homokos összetételűek. A képződmény üledékjellegét és összetételét egy alluviális törmelékűpon való felhalmozódással lehet magyarázni (KÓSA et al. 2003). Ez a középső-eocén folyamán a tágabb környezetben jelentős topográfiai különbségek meglétét feltételezi. A kiemelt térszint vörös, ferrallitos mállási kéreg borította, s felépítésében a mezozoos karbonátos kőzetek mellett jelentős szerepet játszottak andezites összetételű vulkáni/szubvulkáni képződmények is. WEIN (1970) értelmezése szerint a Budai-hegységben a középső eocén időszaki transzgressziót megelőzően erős lepusztulási időszakot kell feltételezni, amikor a bauxitok áthalmazódása és durva „terrisztrikum” lerakódása folyt. Majd ezt a tenger a késő-eocénben teljesen elöntötte.

Hazai karsztrendszerinkben számos helyen található vörös paleotalajok (KORPÁS 1999). Előfordulnak a felszínen is, de gyakoriak a mélyszelvények különböző mélységű és korú rétegeiben.

Karsztrendszereink természetes egyensúlya napjainkra megbomlott és állapotuk egyes régiókban már kritikussá vált. Ennek oka az elmúlt évtizedek túlzott és egyoldalú, elsősorban ipari igénybevétele, valamint a fokozott ütemű urbanizáció. Ez a tény is aláhúzza karsztvidékeinken előforduló paleotalajok tanulmányozásának, ill. azok védelmének fontosságát. KORPÁS (1998, 1999), BUDAI-VÖRÖS (1992, 1993), BUDAI et al. (1993) a litéri és hajmáskéri kőfejtők szelvényeinek tanulmányozása során jelentős megállapításokat tettek a triász dolomit rétegek között előforduló vörös paleotalajokra vonatkozóan. Mind a litéri, mind a hajmáskéri kőfejtőben a különböző korú dolomit rétegek és tömbök között található vörös színű laterites és kaolinites paleotalajok. A vizsgált terület paleokarszt rendszereinek kialakulásában és fejlődésében a következő négy fázist különítették el:

1. *karsztfázis (239–237 millió év)*

Globális vízszintes és által kiváltott harmadrendű diszkontinuitási felszín. Környezete túlsós, sabkha (arid klímájú tengerparti sókivirágzás felszíne) fáciesű, karsztfáciése szintén tengeri. A gyengén fejlett, vékony laterites paleotalaj szintek, valamint csekély mikroüreg és mold porozitás (ösmaradvány lenyomat kioldódása után kialakult pórus vagy üreg) tagolatlan, lapos tengerparti karsztsíkságot jelez, kismértékű tengeri pórusvíz áramlással.

2. *karsztfázis (237–235 millió év)*

Harmadrendű diszkontinuitási felszín. A karsztrendszer környezete szintén túlsós, sabkha fáciesű, a karsztfáciése kezdetben vadózus (talaj- vagy karsztvízszint feletti telítetlenöv), majd ezt követően freatikus (talaj- vagy karsztvízszint alatti telített öv) tengeri. Jól fejlett laterites paleotalaj szintek, sok mikroüreg és jelentős mold porozitás. Az erőteljes, kezdetben vadózus áramlási rendszert tengervízi váltotta fel.

3. *karsztfázis (235–234 millió év)*

Árapályi csatornákkal tagolt, túlsós sabkha fáciesű. Karsztfáciése tengeri. Felfelé fokozatosan csökkenő, de jól fejlett laterites paleotalaj szintek, a mikroüreg és mold porozitás, a nagyobb méretű üregek és hasadékok, ill. a rekonstruált paleodolina tagolt morfológiájú tengerparti karsztsíkságot jeleznek. Az 1–3. karsztfázisok fejlődését 234 millió év táján bekövetkezett vízszintemelkedés zárta le, kismélységű betemetődést eredményezve.

4. karsztfázis (232–230 millió év)

Harmadrendű diszkontinuitási felszín. Környezete felfelé egyre sekélyebb vízi, karsztfáciése tengeri. Gyengén fejlett laterites paleotalaj szintek, a mikroüreg- és mold porozitás kiegyenlített, lapos tengerparti karsztsíkság, kismértékű tengeri pórúsvíz áramlással.

Röntgendiffrakciós vizsgálatokkal igazolták, – mind a litéri, mind a hajmáskéri kőfejtő rétegeinél – a vörös agyagos szintek vulkáni eredetét, s a savanyú, kálitrachitos vulkánizmussal való genetikai kapcsolatát (KORPÁS 1999). A kaolinit rendszeres jelenlétét a szárazföldi mállás indikátoraként értelmezik, míg az egyes szintekben előforduló alumo-goethit a szubaerikus bauxitosodási folyamat kezdeti állapotát jelzi.

A vörösgyagos képződmények hazánkon kívül is több helyen előfordulnak. A típusos vörösgyag formációk a Közép-Duna medencében az Orosz-síkság déli övezetében és Kínában a legidősebb löszök, ill. löszszerű formációk fekéjében települnek. Az idős löszökben gyakoriak a vöröses, okker színű rétegek, de ezek egyike sem típusos vörösgyag, hanem a meleg-száraz, szubhumidus klímák fosszilis talajképződményei. Különösen jellemzők e fosszilis talajok a Kínai-löszfennsík és Közép-Ázsia, Tadzsikisztán, Kasmanigar alsópleisztocén löszeiben. E talajok a mérsékelt szubhumidus meleg sztyepp-zóna, a köztes löszök (az ún. meleg löszök) pedig a szemiaridus sztyepp-zóna képződményei, keletkezési idejük 2,4–1,7 millió év közé tehető. Ezzel szemben a típusos vörösgyagok 1–2 m vastag egységei a 30 m-t is meghaladó összletben települnek, képződési idejük >5–2,4 millió évek közé esik.

II. VIZSGÁLATI ANYAG, VIZSGÁLATI EREDMÉNYEK

A magyarországi vörösayagok vizsgálatához 1985-ben kezdtük el a minták gyűjtését az ország különböző tájairól. Munkánk előzményei között meg kell említeni, hogy előtte trópusi területeken volt alkalmunk részletesebb talajtani vizsgálatokat végezni. Tanulmányoztuk a trópusi talajok fizikai, kémiai tulajdonságait, termékenységük és osztályozásuk kérdéseit. Számos hasznosítási, trágyázási, öntözési szakvéleményt és talajjavítási tervet készítettünk. Ezek után kezdtük el vizsgálni a trópusi talajokra több vonatkozásban emlékeztető magyarországi vörösayagokat, talajtakarónk jellegzetes színfoltjait. Mind a trópusi talajok, mind a hazai vörös talajok vizsgálatánál hasonló módszereket alkalmaztunk, ami lényegesen megkönnyítette a hasonlóságok, vagy éppen a különbségek kimutatását. Így teljesebb képet rajzolhattunk a hazai vörös talajokról, több oldalról világíthattuk meg a régi geológiai időszakokból származó, vörös színű képződmények kérdéskörét.

Lehetőségeinktől függően néhány témakört részletesebben tanulmányoztunk. Kiemelt jelentőségűnek tekintettük az ásványi összetételt, az agyagos rész mennyiségét és minőségét, a kémiai és fizikiai tulajdonságokat, a vízgazdálkodási jellemzőket, valamint a szervesanyag mennyiségét és minőségét.

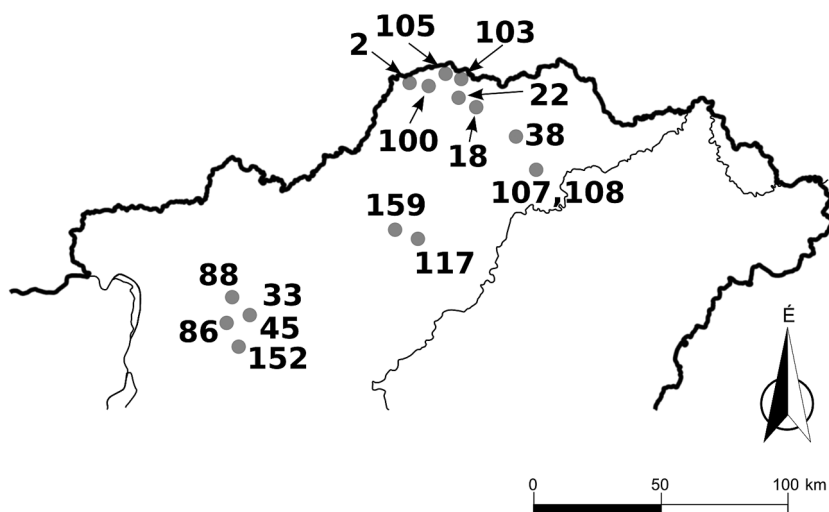
A nagyszámú vizsgálati anyag értékeléséhez – a könnyebb áttekintés és értelmezés céljából – a legjellemzőbb, reprezentatív talajszelvények vizsgálati eredményeit használtuk fel.

II.1. Északmagyarországi vörösayagok fizikai és kémiai tulajdonságai

A vörösayagok tanulmányozásához az Északi-középhegység különböző részeiről közel 100 talajszelvényből gyűjtöttünk be mintákat. A viszonylag nagyszámú vizsgálati anyagból 16 talajszelvényből származó minta vizsgálati eredményeit mutatjuk be. A minták kiválasztásánál arra törekedtünk, hogy képviselve legyenek a fontosabb előfordulási helyek és a különböző vörösayag féleségek.

A vörösayag fizikai- és kémiai tulajdonságainak, valamint ásványi összetételének jellemzéséhez felhasznált minták származási helye:

Hegyalja:	Mád,
Cserhát:	Fancsal, Meszes,
Szalonnai-hegység:	Szalonna,
Aggteleki-karszt:	Aggtelek, Jósvafő,
Bódva-völgy:	Tornanádaska, Bódvaszilas,
Bükkvidék:	Bükkábrány, Miklós völgy, Cserépfalu,
Mátraalja:	Hatvan, Nagygyombos,
Cserhátalja:	Kartal,
Gödöllői-dombság:	Gödöllő, Valkó.



13. ábra Északi-középhegység talajmintáinak származási helyei
 Figure 13. The sites of soil samples of Northern-Central Mountains

II.1.1. A mintavételi helyek rövid jellemzése

Mád (107) Subabánya. A zeolit bányától K-re 500 m. Kisebb méretű kőbánya. A kőbánya felső szegélyén 30–50 cm vastag vörösbarna agyagréteg, K-felé 6–7 m távolsáig vastagsága 130 cm-re nő. Apró szemcsés, diós szerkezetű, kisebb nyomásra szerkezeti elemeire könnyen szétbomlik.

Színe a Munsell-talajszínskála alapján: szárazon 5YR 5/8, nedvesen 5YR 4/8.

Mád (108) A kis kőbánya mellett 2 m mély ásott szelvény, egész mélységében egyenletesen vörösbarna színű agyag. Szemcsés, diós, könnyen szétomló. A vörös-barna agyag alatt fehér, rózsaszínű, illetve szürkés riolittufa darabok.

Színe a Munsell-féle színskála szerint: szárazon 5YR 6/6, nedvesen 5YR 4/6.

Fancsal (38) Fancsaltól É-ra, akácerdő szélén. Híd után a földúton balra fordulva, a lejtő alsó szakaszán.

0–10 cm: sötétbarna, humuszos szint, agyagos, szemcsés, diós.

10–30 cm: színe vörösbarna, száraz és nedves állapotban: 5YR 4/6. Agyagos, képlékeny, szemcsés és diós. Néhány apró vas és mangán kiválás.

30–52 cm: Sárgás vörösbarna, szárazon 5YR 5/6, nedvesen: 5YR 5/8 agyag, szemcsés, diós. Néhány vas és mangán kiválás.

52–82 cm: Fakó sárgás, vörösbarna, szárazon: 5YR 5/6, nedvesen: 5YR 3/6, képlékeny agyag.

82–112 cm: Sötét vörösbarna, szárazon: 5YR, nedvesen 5YR 3/6 agyagos, képlékeny.

Meszes (18) Meszes község Ny-i szélén lévő kőbánya bejáratánál, a Ny-ra néző bányafal felső szegélye.

0–30 cm: Gyengén humuszos vörösbarna, szárazon: 2,5YR 4/3, nedvesen: 2,5YR 3/3 agyag. Szemcsés, apró rögös, szétomló.

30–70 cm: Sötét vörösbarna, szárazon: 5YR 4/4, nedvesen: 5YR 3/6. Kötött agyag, diós, közepes és apró szemcsés.

70–100 cm: Vörösbarna, szárazon: 2,5YR 4/6, nedvesen: 2,5YR 3/6, tömődött agyag, diós.

100–140 cm: Az előbbinél kissé sötétebb vörösbarna, szárazon: 2,5YR 4/4, nedvesen: 2,5YR 3/6. Kemény, tömődött agyag, szemcsés, poliédes, fényes vörös vasas-agyaghártyák.

140–170 cm: Előbbinél kissé világosabb vörösbarna, szárazon: 2,5YR 4/3, nedvesen: 2,5YR 4/4. Tömör agyag, diós, hasábos.

170–200 cm: Vörösbarna, szárazon: 2,5YR 4/4, nedvesen: 2,5YR 4/4. Tömör kemény agyag. Diós, rögös, hasábos, fényes agyaghártyák, csúszási tükrök.

Szalonna (22) Meszestől Perkupa felé haladva a vasúti átjáró után 1000 m-re, akácerdő szélén, gázvezetéknek kiásott árok fala.

0–30 cm: Vöröses-sárgás-barna, szárazon: 5YR 6/4, nedvesen: 5YR 4/4. Tömődött agyagos vályog.

30–60 cm: Sárgás vörösbarna tömődött agyag, szárazon: 5YR 5/6, nedvesen 5YR 4/4. Diós, rögös, kevés apró vaskiválás.

(22) 60–95 cm: Vöröses-barna agyag, szárazon: 5YR 5/6, nedvesen: 5YR 4/8, több apró vas és mangán kiválás.

95–130 cm: Vörösbarna agyag, szárazon: 5YR 4/4, nedvesen: 5YR 3/6. 4–6 mm-es vörös és fekete kiválások.

Aggtelek (2) Aggtelektől Jósvafő felé haladva a műúton a második éles kanyarnál Ny-ra lévő többor K-i szélénél.

0–7 cm: Vöröses sötétbarna, szárazon: 10YR 4/6, nedvesen: 10YR 4/8, gyengén humuszos agyag.

7–20 cm: Vörösbarna, szárazon és nedvesen: 10YR 4/8, agyag. Kevés sárga folttal, aprószemcsés, diós.

20–35 cm: Sötét vörösbarna agyag, szárazon: 10YR 4/6, nedvesen: 10YR 3/6, diós, poliédes.

35–50 cm: Sötét barnás vörös, szárazon: 10YR 4/8, nedvesen: 10YR 3/6, az előbbinél vörösebb agyag. Szemcsés, poliédes, diós.

50–80 cm: Fakó sárgás vörösbarna, szárazon: 5YR 6/8, nedvesen: 5YR 5/8 agyag. Diós, poliédes, agyaghártyákkal.

Jósvafő (100) Az András-Galya és Kis-Galya közötti völgyben, a Tohonya kaszáló szélén, a szénaszáritótól É-ra 200 m-re.

0–20 cm: Vörösbarna kötött agyag, szárazon 2,5YR 4/8, nedvesen: 2,5YR 4/6. Apró fekete mangán foltok. Szemcsés, a felszín poros.

(100) 20–55 cm: Vörösbarna (mint az előbbi). Tömődött kötött agyag. Diós. Barnás-fekete apró foltok, agyaghártyák.

55–85 cm: Vörösbarna (mint az előbbi). Kötött agyag, gyengén szerkezetes, poliédes, diós, mangános bevonattal.

85–108 cm: Vörösbarna, szárazon: 2,5YR 5/6, nedvesen: 2,5YR 4/8, agyag, kevés apró sárgásbarna folttal. Gyengén szerkezetes poliédeses.

Tornanádaska (103) Hegyoldalban lévő mészkőbánya szélén, mészkövek közötti hasadéokban.

(103) 0–30 cm: Vörös agyag, szárazon: 2,5YR 4/6, nedvesen: 2,5YR 4/8.

Bódvaszilas (105) Bódvaszilastól D-re, a helységjelző táblától D-re 500 m-re, a műút melletti ÉK-DNY-irányú bevágás oldalában.

20–40 cm: Vörösbarna agyag, szárazon: 5YR 4/8, nedvesen: 5YR 4/6. Szemcsés, poliédeses.

(105) 70–90 cm: Vörösbarna (mint az előző) agyag. Nagy szemcsés, poliédeses.

Bükkábrány (117) Bükkábrány és Vatta között, a 149–150 kilométerkö között a 3.sz. főútvonaltól keletre, eltemetett szint.

(117) 100–125 cm: Agyagos vályog. Színe vörösbarna, szárazon: 2,5YR 5/4, nedvesen: 2,5YR 4/4. Könnyen szétnyomható. Apró szemcsés, rögös.

Miklősvölgy (164) Felsőtárkánytól K-re, a Várhegy alatt, a Miklősvölgy D-i oldalában, a Divald forrás feletti út mentén. Bükkös, gyertyános erdő. A sáros út mélyedéseiben a talaj és a víz is vörös színű. A vörös agyag mélysége 120–150 cm.

(164) 0–30 cm: Vörös agyag, szárazon: 2,5YR 5/6, nedvesen: 2,5YR 4/8. Szemcsés, néhány mészkő szemcse.

Cserépfalu (159) A Hor völgy elején, a Dél Bükkben, Cserépfalutól É-ra 3,5 km-re lévő nagy mészkőbánya felső emeletének É-i részén a felszín 40 cm vastag vörösayag rétege.

(159) 0–30 cm: Vörösbarna agyag, szárazon 2,5YR 5/6, nedvesen: 3/6. Szemcsés, könnyen szétnyomható. Néhány kisebb mészkő szemcse.

Hatvan (33) Téglagyár elhagyott agyaggödrének ÉK-i felső szintje.

(33) 0–25 cm: Diós, hasábos. Sötétbarnás vörös agyag, szárazon: 2,5YR 4/6, nedvesen: 2,5YR 4/8.

25–50 cm: Világos, sárgás-vörös agyag, szárazon: 5YR 7/6, nedvesen: 5YR 7/8, apró vörösbarna foltokkal.

50–67 cm: Sötétbarnás vörös agyag, szárazon: 2,5YR 3/6, nedvesen: 2,5YR 4/8.

67–95 cm: Világos vörösbarna agyag, szárazon: 5YR 7/6, nedvesen: 5YR 7/8.

Nagyombos (88) Nagyombostól ÉNY-ra emelkedő domb felső részén, a lőtér őrhelyétől ÉNY-ra 1,5 km-re. Eltemetett szint.

(88) 115–130 cm: Mésszel cementált bentonitos agyag, világos vörösbarna, szárazon: 2,5YR 5/6, nedvesen: 2,5YR 6/8 és sötétebb vörösbarna, szárazon: 5YR 4/4, nedvesen: 5YR 5/8 foltokkal.

Kartal (45) Kartal és Verseg közötti műútról ÉNY felé forduló út mellett, a beton oszloptól ÉK felé 10 m-re. Eltemetett szint.

(45) 96–110 cm: Vöröses világosbarna agyagos vályog, szárazon: 7,5YR 5/4, nedvesen: 5YR 4/6, vékony szürkés-fehér mészerekkel.

Gödöllő (86) Domboldalon, az Árvácska u. közepénél, eltemetett szint.

(86) 30–50 cm: Világos narancs-vörös barna agyag, szárazon: 2,5YR 6/6, nedvesen: 2,5YR 5/6. Tömödött, szemcsés, diós.

Valkó (152) A sportpályától D-re húzódó homokos löszfal oldalában, eltemetett közel 2 m vastag vörösayag szintből.

(152) 260–290 cm: Vörösbarna agyag, szárazon: 2,5YR 4/6. Könnyen szétnyomható, szemcsés, apró diós.

A vörösayag minták jellemzésére elvégeztük a talajtani alapvizsgálatokat, a hazai módszerkönyv alapján (BUZÁS 1993), a mechanikai összetételt pipettás elemzéssel, a kicserélhető kationokat és az adszorpciós kapacitást a Mehlich-eljárással határoztuk meg. A talajok ásványos részének kémiai elemzését SZÜCS szerint (BALLENEGGER, 1962), illetve MAUL (1965) által módosított eljárással végeztük. Az ásványos összetétel meghatározására röntgendiffrakciós és termoanalitikai (derivatográfus) eljárást alkalmaztunk. A röntgendiffrakciós vizsgálathoz alkalmazott berendezés: számítógépes vezérlésű Philips diffraktométer; PW generátor, vezérelhető PW 1050 goniométer, Philips Analytical PC-APO diffrakciós szoftver. Rtg-cső: Cu anód, LFT monokromátorral, szög tartomány 20–5–70°. A termoanalitikai vizsgálatot a Paulik-Paulik-Erdey féle derivatográf segítségével végeztük, berendezése: MOM derivatograph, hőmérséklet-tartomány: 20–1000 °C, a TG érzékenysége 100 illetve 200 mg. A röntgendiffrakciós és termoanalitikai vizsgálatokat a Bp.-i Műszaki Egyetem Mérnökgeológiai Tanszékén végeztük (BIDLÓ 1983, 1996).

A vizsgálatok közül a teljes kémiai elemzést és az ásványos összetétel meghatározást az eredeti mintán kívül az agyagfrakcióból is elvégeztük. Az agyagos rész vizsgálatát azért tartottuk fontosnak, mert a tanulmányozott vörösayagok jelenleg nem a keletkezési helyükön, hanem azoktól nagyobb távolságokra áthalmazott, számos idegen anyagot is magukba foglalva kevert hordalékként fordulnak elő. Ezért csak az agyagos rész vizsgálatával kaphatunk megbízható eredményeket, melyekből a vörösayagok képződési körülményeire és genetikájukra következtethetünk.

II.1.2. Vizsgálati eredmények és értékelésük

A talajok jellemzésére szolgáló alapvizsgálatok eredményeit a 2., a mechanikai összetétel adatait a 3. táblázat mutatja be. A kicserélhető kationok és adszorpciós kapacitás értékeit a 4., a teljes kémiai elemzés adatait az 5. táblázat tartalmazza. A vizsgált talajok derivatogramjait a 14–23. ábrákon, az eredeti talaj és a finom frakció ásványi összetételét a 6. táblázatban közöljük.

2. táblázat Vörösigyagok alapvizsgálati adatai
Table 2. Results of basic soil analysis of red clays

(1) Talajminta			(2) K_A	(3) h_{y_1}	(4) 5ó. kap. vízem. (mm)	pH		$CaCO_3$ %	(5) Humusz %
hely	szám	mélység (cm)				KCl	H_2O		
Hegyalja									
Mád	107	30–40	41	5,78	141	7,42	7,86	0,41	0,31
	108	40–60	41	5,73	140	6,12	6,79	0	0,92
Cserehát									
Fancsal	37	0–10	46	4,03		6,81	6,26	0	2,32
	38	10–30	48	4,79		5,22	5,90	0	1,13
	39	30–52	48	4,79		4,39	5,88	0	0,02
	40	52–82	46	4,87		4,21	5,83	0	-
	41	82–112	47	4,27		4,33	5,61	0	-
Meszes	14	0–30	45	3,98		6,82	7,17	0,33	0,47
	15	30–70	46	4,29		6,38	6,87	0,04	0,74
	16	70–100	47	4,66		6,22	6,92	0	-
	18	140–170	49	5,05		5,73	6,83	0	-
Szalonnai-hegység									
Szalonna	20	0–30	46	2,26	160	6,03	7,18	0	0,77
	21	30–60	47	2,64	175	5,90	6,85	0	0,58
	22	60–90	47	4,93	180	5,81	6,90	0	0,88
	23	95–130	52	3,82		5,98	6,68	0	-
Aggteleki-karszt									
Aggtelek	1	0–7	76	3,87	95	6,34	6,52	0,12	1,93
	2	7–20	64	3,62	95	6,74	6,87	0,12	0,61
	3	20–35	76	3,34	145	6,77	6,93	0	0,25
	4	35–50	70	3,68	134	6,83	6,96	0,29	-
	6	80–110	66	3,65	160	6,90	7,12	3,31	-
Jósvafő	99	0–20	55	5,75		5,91	6,57	0	3,36
	100	20–55	62	9,72		4,74	5,92	0	0,19
	101	55–85	54	5,57		4,91	6,14	0	-
	102	85–108	58	5,36		4,70	5,90	0	-
Bódva-völgy									
Tornanádaska	103	0–30	54	7,16		7,24	7,93	2,9	0,14
Bódvaszilás	104	20–40	48	6,19		7,38	7,88	0	0,52
	105	70–90	45	6,00		6,91	7,44	0	-
Bükk-Bükkalja									
Bükkábrány	117	100–125	44	5,36		7,34	7,77	0,21	-
Miklós-völgy	164	0–30	50	1,74		3,80	5,72	-	0,46
Cserépfalu	159	0–30	57	2,59		7,36	7,59	-	1,49
Mátraalja									
Hatvan	33	0–25	74	6,53	122	7,27	8,07	6,21	0,99
	34	25–50	64	3,57	182	7,48	8,52	5,59	0,58
Nagygombos	88	115–130	46	3,77	65	6,99	7,82	15,20	-
Cserehátalja									
Kartal	45	100–110	48	4,00	295	7,34	8,12	0	1,4
Gödöllői-domság									
Gödöllő	86	30–60	50	4,77		8,09	8,37	0	0,22
Valkó	152	260–290	47	4,70	340	7,24	8,15	0	1,08

3. táblázat Vörösayagok mechanikai összetétele

Table 3. Mechanical composition of red clays

Talajminta			Szemcsefrakciók (mm) %-os mennyisége							
hely	szám	mélység (cm)	>0,25	0,25–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001	<0,001	>0,01	<0,01
Hegyalja										
Mád	108	40–60	0,87	8,71	31,07	2,00	12,20	45,15	40,65	59,35
Cserehát										
Fancsal	37	0–10	2,34	6,82	38,75	0	30,46	21,63	47,91	52,09
	38	10–30	2,34	3,47	28,70	7,48	14,20	43,81	34,51	65,49
	39	30–52	3,13	8,72	25,48	4,55	15,42	42,70	37,33	62,67
	40	52–82	2,96	6,54	27,14	9,55	8,82	44,99	36,64	63,36
	41	82–112	3,74	8,50	28,05	7,51	12,22	39,98	40,29	59,71
Meszes	14	0–30	0,64	0,91	32,88	11,83	17,84	35,90	34,43	65,57
	15	30v70	0,39	0,47	32,66	10,48	16,08	39,92	33,52	66,48
	16	70–100	0,11	0,67	29,08	10,24	14,79	45,11	29,86	70,14
	18	140–170	0,30	2,22	22,05	8,78	12,98	53,67	24,57	75,43
Szalonnai-hegység										
Szalonna	20	0–30	1,77	0,70	39,27	10,78	19,11	28,37	41,74	58,26
	21	30–60	1,65	0,80	34,94	12,18	19,10	31,33	37,39	62,61
	22	60–90	0,03	0,40	35,52	8,23	16,24	39,58	35,95	64,05
	23	95–130	1,10	0,64	39,55	1,01	13,57	44,13	41,29	58,71
Aggteleki-karszt										
Aggtelek	1	0–7	0,73	0,29	9,66	6,18	11,12	72,03	10,67	89,33
	2	7–20	0,26	0,33	7,42	3,95	8,06	79,98	8,01	91,99
	3	20–35	2,10	2,17	1,82	0	6,32	87,59	6,09	93,91
	4	35–50	0,52	1,09	3,15	0	4,49	90,75	4,76	95,24
	6	80–110	2,45	0,22	1,22	3,54	8,10	84,47	3,89	96,11
Jósvafő	99	0–20	0,16	0	22,73	7,79	12,83	56,49	22,89	77,11
	100	20–55	0,64	0	20,17	6,76	13,29	59,14	20,81	79,19
	101	55–85	0,02	0	24,66	5,28	10,40	59,64	24,68	75,32
	102	85–108	0,06	1,84	24,82	0,97	10,09	62,22	26,72	73,28
Bódva-völgy										
Torna-nádaska	103	0–30	0,31	1,18	17,88	4,99	17,67	57,97	19,37	80,63
Bódvaszilás	104	20–40	0,90	0,81	28,43	6,85	16,10	46,91	30,14	69,86
	105	70–90	0,20	2,15	27,44	10,22	17,81	42,18	29,79	70,21
Bükk-Bükkalja										
Bükkábrány	117	100–125	2,57	0	39,27	10,47	7,13	40,56	41,84	58,16
Miklós-völgy	164	0–30	9,03	0,52	15,90	8,85	23,23	42,46	25,45	74,55
Cserépfalu	159	0–30	4,95	0,62	27,88	8,45	22,93	35,17	33,45	66,35
Mátraalja										
Hatvan	33	0–25	1,65	9,38	16,96	6,26	8,88	56,87	27,99	72,01
	34	25–50	8,74	4,93	15,42	17,76	21,43	31,72	29,09	70,91
Nagygombos	88	115–130	5,22	12,58	13,78	4,32	8,52	55,58	31,58	68,42
Cserehátalja										
Kartal	45	100–110	4,92	3,26	33,93	8,35	16,19	33,35	42,11	57,89
Gödöllői-domság										
Gödöllő	86	30–60	5,89	20,91	18,35	0,23	7,77	46,85	45,13	54,85
Valkó	152	260–290	0,58	4,23	35,03	3,42	13,44	43,30	39,84	60,16

4. táblázat Vörösayagok adszorpciós kapacitása és kicserélhető kationjai
 Table 4. Adsorption capacity and exchangeable cations of red clays

(1) Talajminta			(2) Kicserélhető kationok S%-ban				(3) S-érték	(4) T-érték	(5) V%
Hely	szám	mélység (cm)	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	m.e./100 g talaj		
Hegyalja									
Mád	108	40-60	53,92	45,47	0,61	0	24,85	26,98	92,10
Cserhát									
Fancsal	37	0-10	67,40	28,66	2,65	1,29	21,63	21,63	100,0
	38	10-30	69,34	25,85	2,09	2,72	22,44	22,44	100,0
	39	30-52	65,93	28,66	1,94	3,47	21,63	21,63	100,0
	40	52-82	69,21	26,00	1,98	2,81	19,23	19,23	100,0
	41	82-112	64,76	30,88	2,03	2,33	23,64	23,64	100,0
Meszes	14	0-30	92,92	4,11	2,22	0,74	24,32	29,65	82,02
	15	30-70	85,89	11,55	2,06	0,48	24,68	29,65	83,23
	16	70-100	76,86	20,11	1,99	1,03	25,11	28,85	87,03
	18	140-170	86,89	8,16	2,25	2,68	20,83	32,05	64,99
Szalonnai-hegység									
Szalonna	20	0-30	91,59	4,99	2,91	0,49	12,01	18,43	65,16
	21	30-60	84,74	8,92	3,66	2,68	11,21	20,83	53,82
	22	60-90	85,64	6,72	4,03	3,61	11,91	12,82	92,90
	23	95-130	75,14	20,66	3,00	1,19	15,97	24,04	66,43
Aggteleki-karszt									
Aggtelek	1	0-7	95,03	2,08	2,03	0,83	21,57	21,63	99,72
	2	7-20	92,92	3,61	1,44	2,01	19,37	20,03	96,70
	3	20-35	87,57	7,9	0,84	0,69	17,17	17,63	97,39
	4	35-50	91,62	6,85	0,83	0,68	20,41	20,83	97,98
	6	80-110	89,55	6,56	1,43	0,65	16,75	16,83	99,52
Jósvafő	99	0-20	74,01	21,51	1,81	2,67	23,24	23,24	100,0
	100	20-55	64,83	31,76	1,65	1,76	17,63	17,63	100,0
	101	55-85	66,72	26,65	2,21	4,42	17,63	17,63	100,0
	102	85-108	69,71	24,96	1,87	3,46	17,63	17,63	100,0
Bódva-völgy									
Tornanádaska	103	0-30	90,31	4,43	2,25	3,01	24,84	24,84	100,0
Bódvaszilás	104	20-40	87,22	8,17	1,89	2,72	23,24	23,24	100,0
	105	70-90	80,29	15,49	1,68	2,54	23,24	23,24	100,0
Bükk-Bükkalja									
Bükkábrány	117	100-125	65,67	32,27	0,37	1,69	32,54	32,54	100,0
Miklós-völgy	164	0-30	88,63	7,34	1,41	2,62	28,59	28,59	100,0
Cserépfalu	159	0-30	94,04	0	2,29	3,67	12,25	12,25	100,0
Mátraalja									
Hatvan	33	0-25	29,19	67,61	2,41	0,77	32,52	32,52	100,0
	34	25-50	57,05	37,87	1,23	3,85	28,57	28,57	100,0
Nagyombos	88	115-130	91,74	3,84	1,96	2,46	26,00	26,05	100,0
Cserhátalja									
Kartal	45	100-110	71,51	24,22	0,64	3,63	20,60	20,64	100,0
Gödöllői-dombság									
Gödöllő	86	30-60	37,04	56,72	2,44	3,80	17,60	17,63	100,0
Valkó	152	260-290	79,92	18,12	1,72	0,24	20,42	20,43	100,0

5. táblázat Vörösszagok teljes kémiai analizisének eredményei %-ban
 Table 5. Results in percent of the complete chemical analysis of red clays

(1) Minta	(2) mélység cm	(3) teljes talajban			$\frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3}$	(4) agyagos részben			$\frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3}$		
		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3			
Hegyalja											
Mád (108)	40-60	58,21	14,07	4,56	5,84	4,93	40,09	20,79	9,22	2,56	3,54
Cseréhát											
Fancsal (38)	10-30	63,47	19,92	5,47	4,62	5,74	51,34	22,79	7,90	3,14	4,53
(40)	52-82	63,29	17,44	4,32	5,33	6,33	48,21	22,90	8,40	2,90	4,27
Meszés (16)	70-100	63,11	16,68	3,60	5,69	7,41	52,35	23,27	8,30	3,12	4,40
(18)	140-170	56,21	18,17	5,56	4,39	5,09	52,62	24,60	9,30	2,93	4,15
Szalonnai-hegység											
Szalonna (22)	60-90	62,30	22,63	5,28	4,71	6,73	52,55	23,08	8,34	3,14	4,34
Aggteleki-karszt											
Aggtelek (2)	7-20	34,62	27,85	10,48	0,72	11,23	40,81	27,93	9,62	2,04	4,55
Jósvafő (100)	20-55	50,99	19,54	6,13	3,71	5,03	36,41	30,03	8,78	1,74	5,37
Bódva-völgy											
Tornanádaska (103)	0-30	49,86	16,51	6,19	4,13	4,15	47,48	26,91	9,86	2,43	4,35
Bódvaszilás (104)	20-40	58,09	15,22	5,73	5,23	4,14	37,49	21,74	10,52	2,24	3,24
(105)	70-90	53,14	18,55	3,21	4,39	9,10	48,84	17,33	9,52	3,55	2,85
Bükk-Bükkalja											
Bükkábrány (117)	100-125	64,09	15,00	4,33	6,14	5,44	50,57	24,08	8,03	2,94	4,70
Miklós völgy (164)	0-30	61,58	26,63	5,53	3,62	7,32	47,08	18,85	6,22	3,51	4,76
Cserépfalu (159)	0-30	38,80	28,89	4,23	2,09	10,88	36,37	18,26	6,05	2,79	4,75
Mátraalja											
Hatvan (33)	0-25	59,48	18,80	4,61	4,65	6,34	49,64	21,34	6,98	3,27	4,80
Nagygombos (88)	115-130	61,10	14,74	1,58	6,61	14,40	40,52	24,45	8,88	2,29	4,31
Cserhátalja											
Kartal (45)	100-110	57,49	24,14	4,67	3,60	8,17	35,35	18,74	6,91	2,60	4,26
Gödöllői-dombság											
Gödöllő (86)	30-60	67,77	13,33	3,10	7,52	6,89	39,25	23,97	8,34	2,28	4,51
Valkó (152)	260-290	63,32	22,36	4,56	4,86	7,82	53,20	18,49	7,49	3,90	3,87

6. táblázat Vörösgyagok ásványi összetétele (%), Zempléni-hegység, Cserehát, Aggtelek-Rudabányai-hegyvidék
 Table 6. The mineral composition of red clays (%), Zemplén Mountains, Cserehát Mountains, Aggtelek-Rudabánya Mountains

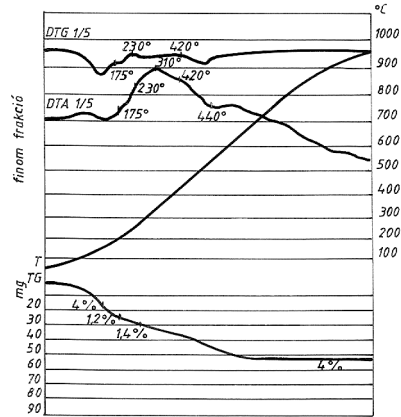
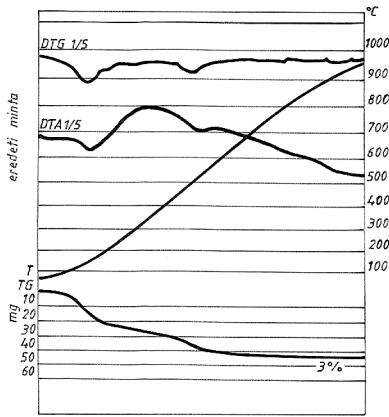
Ásványok	Hegyalja		Cserehát		Szalonnai-hg.		Aggteleki-karszt		Bódva-völgy							
	Mád (108)		Fancsal (38)		Meszes (18)		Szalonna (22)		Aggtelek (2)		Jósvafő (100)		Tornanádaska (103)		Bódvaszilás (105)	
	eredeti*	f.f.**	eredeti*	f.f.**	eredeti*	f.f.**	eredeti*	f.f.**	eredeti*	f.f.**	eredeti*	f.f.**	eredeti*	f.f.**	eredeti*	f.f.**
a) Kvarc	32,3	28,1	33,7	20,9	24,7	12,2	42,8	22,2	3,3	4,1	37,2	45,6	24,0	24,25	21,8	
b) Kalcit	-	1,3	-	2,1	-	-	-	-	-	-	2,7	2,7	3,5	-	-	
c) Földpát	1,5	13,1	1,9	3,0	9,4	1,2	4,2	1,8	-	-	2,0	5,4	3,6	6,9	5,6	
d) Kaolinit	2,0	8,1	-	9,3	14,6	1,2	5,6	22,2	68,0	65,0	30,7	22,8	12,0	17,1	8,5	
e) Illit+muskovit	32,8	-	18,6	17,5	-	17,7	10,0	47,1	-	-	-	4,7	7,2	0,2	6,3	
f) M+ amorf	25,0	42,8	37,2	42,6	45,4	58,9	32,0	-	-	-	ny.	11,5	40,0	51,25	46,2	
g) Muszkovit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4,5
h) Hemait	-	-	-	-	-	-	-	-	2,1	7,9	0,8	0,9	0,7	0,7	0,3	
i) Goethit	-	-	-	-	-	-	-	-	20,0	19,0	-	-	-	-	-	
j) Szerves	1,4	1,4	2,8	1,2	1,6	1,6	1,8	1,6	2,2	2,0	2,1	1,2	1,4	2,0	2,0	
H ₂ O ⁺	4,4	4,0	2,8	3,2	2,4	4,0	2,7	2,8	2,8	2,0	3,2	4,4	4,8	4,0	4,0	
H ₂ O ⁻	0,6	1,2	2,0	3,2	0,8	1,2	2,7	0,8	0,6	2,0	1,2	0,8	1,0	0,8	0,8	

** finom frakció
 M=montmorillonit

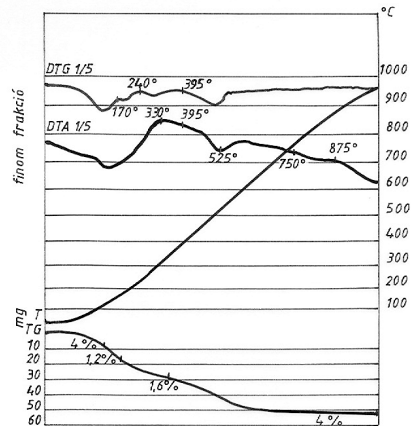
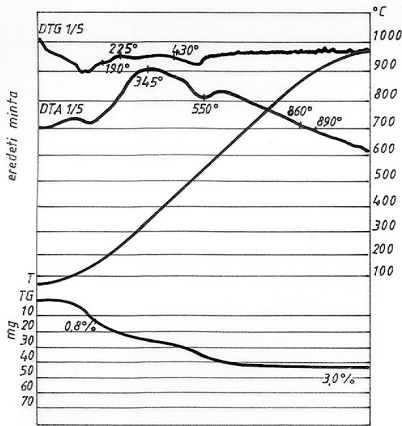
6. táblázat *folytatása* Vörösványok ásványi összetétele (%), Bükk-, Mátra-, Cserhátalja, Gödöllői-dombság
 Contd. Table 6. The mineral composition of red clays (%), Zemplén Mountains, Cserhát Mountains, Aggtelek-Rudabánya Mountains

Ásványok	Bükkábrány (117)		Bükk-Bükkalja		Cserépfalu (159)		Hatvan (33)		Mátraalja		Cserhátalja		Gödöllői-dombság	
	eredeti*	f.f.**	eredeti*	f.f.**	eredeti*	f.f.**	eredeti*	f.f.**	eredeti*	f.f.**	eredeti*	f.f.**	eredeti*	f.f.**
a) Kvarc	37,1	30,9	-	33,53	-	16,16	48,4	67,1	43,2	28,6	18,9	27,4	71,6	30,1
b) Kalcit	-	1,2	-	-	-	-	5,9	6,3	2,7	1,5	5,5	8,2	3,8	5,8
Dolomit	0,7	0,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,6
c) Földpát	3,6	10,2	-	1,65	-	1,82	-	-	-	-	1,8	-	1,7	4,1
d) Kaolinit	22,0	7,5	15,89	-	-	-	15,2	1,0	4,8	10,9	13,8	13,2	11,5	9,5
k) Klorit	-	-	-	3,50	-	1,76	-	4,5	-	-	-	-	-	-
l) Illit+csillám	16,0	-	-	-	-	26,59	23,4	5,5	-	-	8,3	-	-	1,9
f) Mont.-amorf	15,0	42,6	-	-	-	-	-	-	42,3	50,0	45,9	46,0	5,6	40,0
g) Muszkovit	-	-	-	3,30	-	2,72	-	8,0	-	-	-	-	-	-
Mordenit	-	-	-	-	-	3,68	-	-	-	-	-	-	-	-
Gibbsit	-	-	-	0,31	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
h) Hematit	-	-	-	1,79	-	3,88	-	-	-	-	-	-	-	-
i) Goethit	-	-	-	1,93	-	1,67	-	-	-	-	-	-	-	-
j) Szerves	1,0	1,6	-	1,20	-	1,20	1,7	2,0	0,4	0,8	1,7	1,0	1,2	1,6
H ₂ O ⁺	3,8	4,2	-	1,20	-	2,00	4,6	5,6	6,0	7,0	3,2	3,2	4,0	5,4
H ₂ O ⁻	0,8	1,0	-	0,40	-	0,60	0,8	5,6	0,6	1,2	0,8	1,0	0,6	1,0
m) Amorf	-	-	-	21,86	-	3,18	-	-	-	-	-	-	-	-

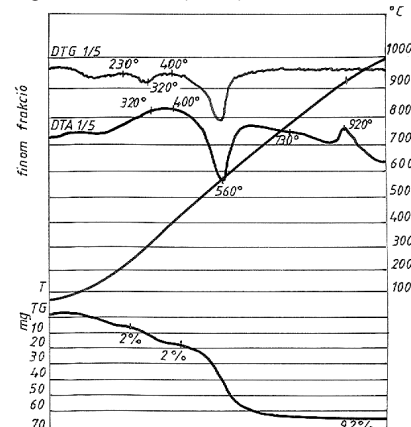
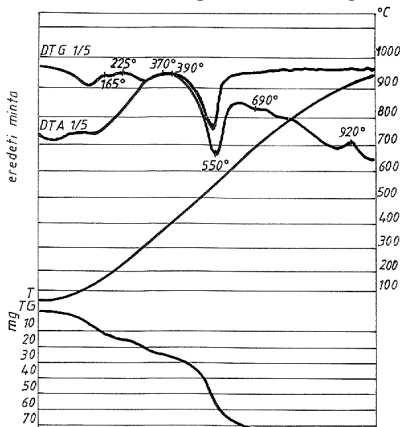
** finom frakció



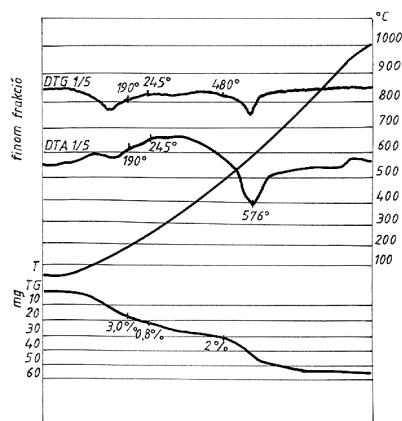
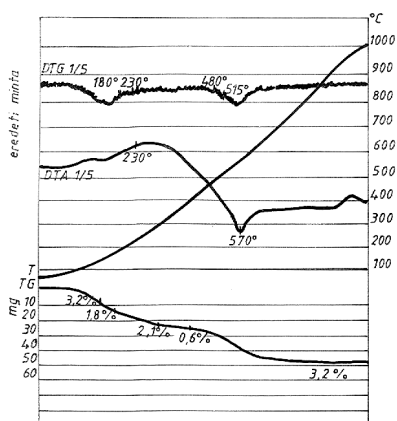
14. ábra Mád (108.sz.) talajminta derivatogramja
 Figure 14. Derivatogram of soil sample from Mád (s. #108)



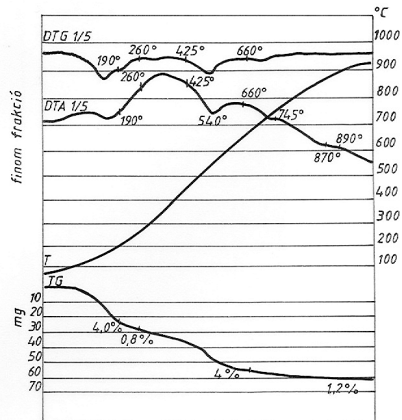
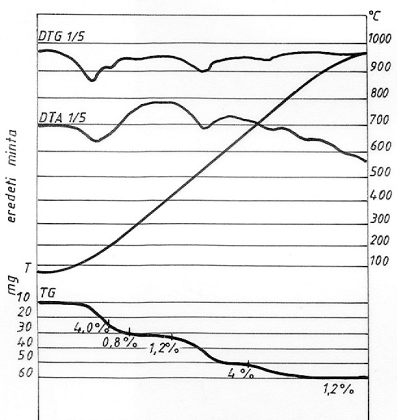
15. ábra Meszes (18.sz.) talajminta derivatogramja
 Figure 15. Derivatogram of soil sample from Meszes (s. #18)



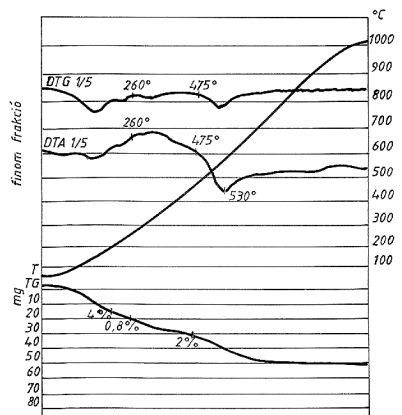
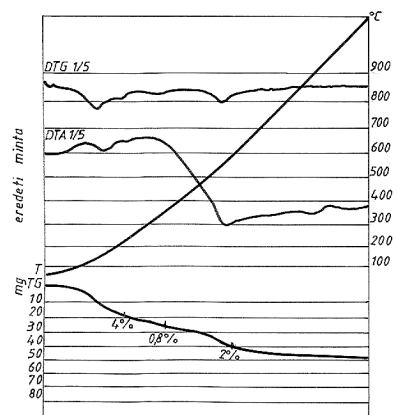
16. ábra Aggtelek (2.sz.) talajminta derivatogramja
 Figure 16. Derivatogram of soil sample from Aggtelek (s. #2)



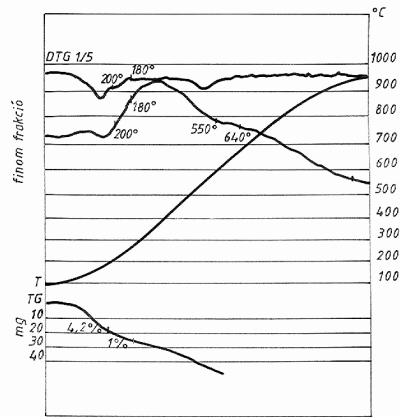
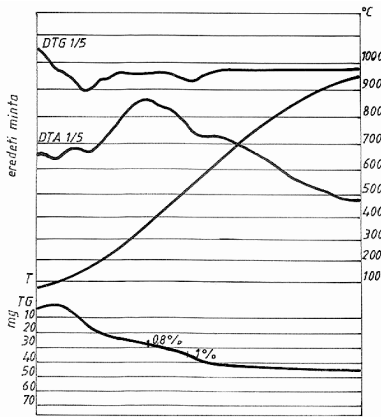
17. ábra Jósavfő (100.sz.) talajminta derivatogramja
Figure 17. Derivatogram of soil sample from Jósavfő (s. #100)



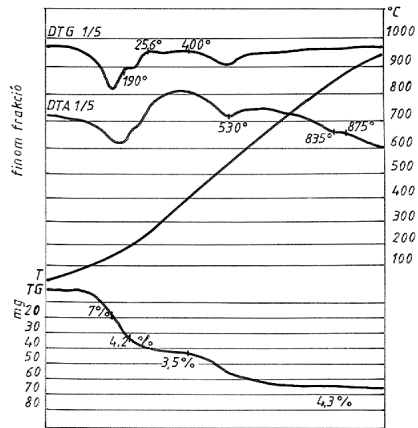
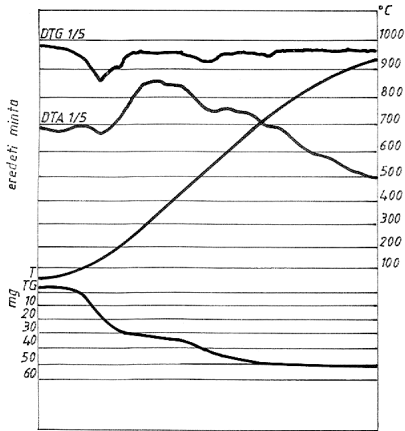
18. ábra Tornanádaska (103.sz.) talajminta derivatogramja
Figure 18. Derivatogram of soil sample from Tornanádaska (s. #103)



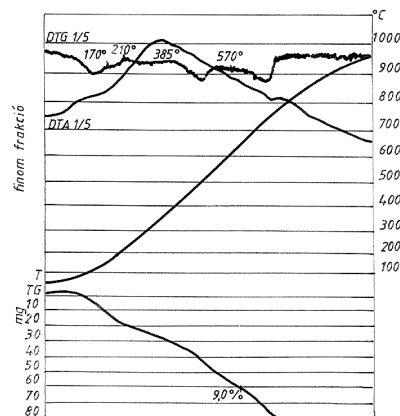
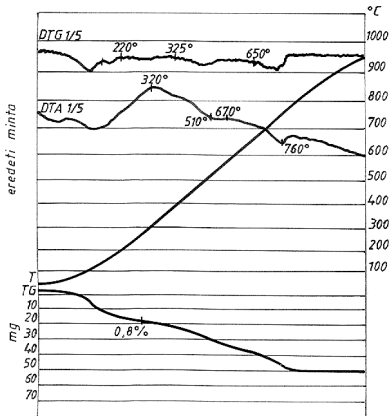
19. ábra Bódvaszilass (105.sz.) talajminta derivatogramja
Figure 19. Derivatogram of soil sample from Bódvaszilass (s. #105)



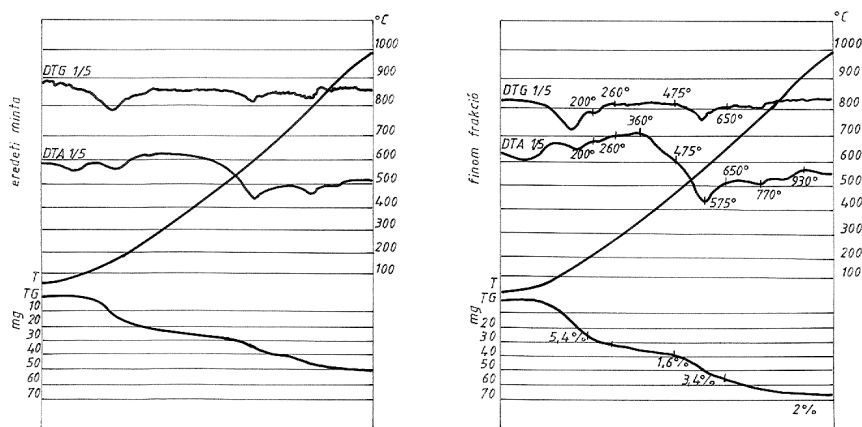
20. ábra Bükkábrány (117.sz.) talajminta derivatogramja
 Figure 20. Derivatogram of soil sample from Bükkábrány (s. #117)



21. ábra Nagygompos (18.sz.) talajminta derivatogramja
 Figure 21. Derivatogram of soil sample from Nagygompos (s. #18)



22. ábra Kartal (145.sz.) talajminta derivatogramja
 Figure 22. Derivatogram of soil sample from Kartal (s. #145)



23. ábra Gödöllő (86.sz.) talajminta derivatogramja
 Figure 23. Derivatogram of soil sample from Gödöllő (s. #86)

A vizsgált talajok fizikai félesége a közép-kötött vályog és a nehéz agyag között váltakozik. A vörös talajokban jelentős az agyag mennyisége, bár viszonylag nagy a szórás. Ennek valószínű oka, hogy a vizsgált talajok nagyobb része nem képződésük helyén található, hanem azok kisebb-nagyobb távolságra áthalmazott és más anyagokkal keveredett üledékek. A szemcseösszetételben mutatkozó különbségek kialakításához helyenként hozzájárult a jégkorszaki hullópor vörösayaghoz történt keveredése is. Erre enged következtetni egyes mintáknál a lösz-frakció nagyobb aránya, pl. a Meszes, Szalonna, Bükkábrány, Kartal és Valkó minták esetében.

Figyelemre méltó a szemcseösszetétel és a talajfizikai jellemzők közötti viszony alakulása. Egyes mintáknál a mechanikai összetétel és a talajfizikai tulajdonságok között szokásos összefüggést nem találjuk meg (STEFANOVITS 1975). Ilyenek az Aggtelek, Miklósvölgy, Cserépfalu és Hatvan jelzésű talajok. Az Aggtelek talajnál a K_A és hy_1 és az 5 ó. kapilláris vízemelés kisebb értékű, a Miklósvölgynél a K_A és a hy_1 , Cserépfalunál a hy_1 , Hatvannál pedig az 5 ó. kapilláris vízemelés adatai kisebbek, mint ahogy azok várhatóak lennének a szemcseösszetétel alapján. Ennek magyarázatát a kaolinit agyagásvány mennyiségében, illetve jelenlétében kereshetjük. E jelenségre szemléltető példát szolgáltatnak az Aggtelek és Jósmafő minták. Az Aggtelek-i minta agyag tartalma jóval nagyobb (az agyagfrakció 80, a leiszapolható rész 92%), mint a Jósmafő-i mintáé (agyagfrakció 56%, a leiszapolható rész 77%). A hy_1 -értéke az Aggtelek mintánál mégis kisebb, mintegy harmada a Jósmafő mintának, a K_A -értékei pedig közel azonosak. Ennek oka, hogy az Aggtelek minta uralkodó agyagásványa kaolinit, a Jósmafő mintában a kaolinit csupán 28–30%, s ezen kívül a finom frakcióban 23% montmorillonit is kimutatható (6. táblázat).

A vörös talajok adszorpciós kapacitása az agyagtartalommal és az agyagásvány típusával mutat összefüggést. Általában az adszorpciós kapacitás értékei kisebbek, mint ahogy az várható lenne a nagy agyagtartalomnál fogva. Megfigyelhető az is, hogy a nagyobb T-értékek a nagyobb agyagtartalmú talajoknál fordulnak elő, ilyenek pl. a Meszes, Hatvan minták 32 m.e./100g T-értékkel. Hasonló agyagtartalom esetén a kaolinitet tartalmazó talajokban az adszorpciós kapacitás értéke kisebb. Jó példát látunk erre az

Aggtelek és Jósvafő mintáknál. Mindkét minta fizikai félesége agyag, az agyagfrakció az Aggteleknél nagyobb, 80%, a Jósvafő mintánál 59%. A T-értékek azonban nem mutatnak ennek megfelelő különbséget, nagyságuk 20, illetve 17 m.e./100g. Az Aggtelek minta T-értéke nem annyival nagyobb, hogy azt arányosnak lehetne mondani a nagyobb agyagtartalommal. Az Aggtelek-i minta uralkodó agyagásványa a kaolinit, a Jósvafői pedig jelentős mennyiségben montmorillonitot is tartalmaz.

A vizsgált vörös talajok nagy része telített, V-értékük 90–100%. Kémhatásuk semleges, vagy gyengén lúgos. Talajképző vagy ágyazati kőzetük mészkő, vagy szénsavas meszet tartalmazó, többnyire löszös vályog, vagy agyag. A Mád jelű vörösayag riolittufán, a Szalonna és Bükkábrány löszös agyag felett található, a Nagyombos, Kartal, Gödöllő és Valkó minták eltemetett szintekből származnak. Kevésbé telített és gyengén savanyú kémhatású a Meszes jelű minta.

A karsztos területek talajaiban a kicserélhető kationok között a Ca-ion van túlsúlyban, a Mg-ionok mennyisége jóval kisebb, a Na- és K-ionok mennyisége csupán 1–2%-a az S-értéknek. Figyelemre méltó, hogy egyes mintákban, mint pl. a Jósvafő, Bükkábrány, Hatvan és Gödöllő, talajokban a kicserélhető Mg-ion mennyisége meghaladja az S-érték 30%-át, sőt a Mád-nál 45%, Hatvan-nál 67%, a Gödöllő mintánál 57%.

A teljes kémiai elemzés adatait a talajok korának és a mállás jellegének megítélése szempontjából egyaránt fontosnak tartottuk. A teljes kémiai elemzés adataiból az SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 -os értékeit és viszonyszámait közöljük, mind a teljes talajra, mind az agyagos részre vonatkozóan. (5. táblázat).

Az agyagásványok mennyiségétől és felépítésétől függően az adatokból általánosan megállapítható, hogy az eredeti mintákban a SiO_2 százalék nagyobb, az agyagfrakcióban viszont az Al_2O_3 és a Fe_2O_3 értékei a nagyobbak. Az erősen mállott, agyagosodott talajokban – mint pl. Aggtelek, Jósvafő – gyakorlatilag nincs különbség a teljes talaj és az agyagos rész kémiai összetételét illetően.

Az $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ molekuláris viszonyszám a mállás jellegére utal. Az Aggtelek és Cserépfalu jelű teljes talajban meghatározott kisebb viszonyszámok erőteljes, ferrallitos mállásra utalnak. Ezek alapján csupán e két talajról állíthatjuk határozottan, hogy képződésük helyén maradt, más anyagokkal nem keveredett trópusi, illetve szubtrópusi mállástermékek.

Az agyagos rész $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ molekuláris viszonyszámai jóval kisebbek, de nem mindegyik utal határozottan ferallitos mállásra. A viszonyszámok több mintánál 2 körüli értékeket mutatnak, mint pl. Mád, Aggtelek, Jósvafő, Bódvaszilás és az eltemetett szintekből származó Nagyombos, Kartal és Gödöllő esetében. A nagyobb viszonyszámok alapján valószínűsíthető, hogy a talajok (ill. vörösayagok) a korábbi felszíni átrendeződések és keveredések eredményeként vegyes összetételű, kevert mállástermékek. Feltételezhetjük, hogy minél kisebbek e viszonyszámok, annál erőteljesebb volt a korábbi trópusi, szubtrópusi mállás. A kisebb viszonyszámok esetében rendszerint kaolinit is előfordul, az agyagásványok között, vagy ez dominál, ami szintén erőteljes mállási folyamatokra és átalakulásokra utal.

A termoanalitikai és röntgendiffrakciós eljárással meghatározott ásványos összetételből (6. táblázat) a következő megállapításokat tehetjük. A vörösayagok korának, a mállás jellegének megállapításához és számos tulajdonságának értékeléséhez az ásványos összetétel adatainak döntő jelentőségük van. (14–23 derivatogramok).

Főbb megállapítások

1. A Mád jelű minta a Hegyalja jellemző vörösayaga, melyet a szakirodalomban gyakran vörös nyirokként említenek. Ásványi összetételére jellemző a 30% körüli kvarctartalom, a finom frakció 13% földpát tartalma. Az agyagásványok közül az eredeti mintákban az illit mennyisége 32,8%, a finom frakcióban viszonylag sok a montmorillonit, 42,8%. A kaolinit mennyisége csupán néhány %. A vizsgálatok sem goethitet, sem hematitot nem mutattak ki, az agyag vörös színe (5YR 4/6) tehát minden bizonnyal az amorf vas-oxi-hidrátoktól származik.
A vizsgált vörösayag helyben képződött az alatta lévő riolittufából. Ezt támasztja alá az is, hogy a homokos rész szemcséi nem legömbölyítettek, hanem élesek. Kedvezőtlen tulajdonsága a szénsavas mész hiánya és humusz-szegénysége. Tokaj-Hegyalja területén számos helyen, így Ond, Szegilong, Tolcsva, Sárospatak térségében fordultak elő hasonló vörösayag képződmények, bár több helyen nagyobb agyagtartalmúak, mint a mádi minta.
2. A Cseréhát és a Szalonnai-hegység vörös talajait a Fancsal, Meszes és Szalonna minták képviselik. Ezek eléggé agyagosak, a leiszapolható rész 65–75%, az agyagfrakció 40% körül mozog. Az ásványos összetételre jellemző a viszonylag nagy kvarctartalom, amely az eredeti mintában 25–43%, az agyagos részben 12–22% között található. Földpátok néhány %-ban fordulnak elő. az illit és csillám mennyisége 10–17%, de a Szalonna minta finom frakciójában 47%. Viszonylag sok bennük a montmorillonit, mind az eredeti talajban, mind az agyagfrakcióban 32–45%, de a Meszes mintában 59%. E talajok közös jellemzője, hogy hematitot, goethitet nem tartalmaznak, vörös színük az amorf vasvegyületektől származik.
3. Az Aggteleki-karszt, Tornai-dombság és Bódva-völgy jellemző vörösayagai az Aggtelek, Jósvafő, Tormanádaska és Bódvaszilas talajok. Színükben, kötöttségükben és más tulajdonságaikban is eltérnek a magyarországi többi vörösayagtól, ami indokoltá teszi e talajok azonos csoportban történő tárgyalását.
Agyagtartalmuk nagy, a leiszapolható rész 80–90%, az agyagfrakció 60–80%. Az ásványos összetételben azonban e csoport talajai között jelentős eltérések mutatkoznak. Ilyen pl. az Aggtelek mintánál a kis kvarc és kiemelkedően nagy kaolinit tartalom, mely egyéb tulajdonságokra is hatással van. Ezzel magyarázható pl. a kiugróan nagy agyagtartalom mellett a viszonylag kis értékű, 3,62 % higroszkópos nedvességtartalom. A többi mintánál a kvarctartalom közepes, vagy nagynak mondható, a kaolinit közepesnek ítéltető, a teljes talajban 17–28 %, a finom frakcióban 8–30% között található, s a montmorillonit mennyisége 40–50% körüli. A hematit-tartalom mindegyik mintánál néhány százalék, az Aggteleknél viszonylag sok a goethit, eléri a 20%-ot.
4. A Bükk-hegységben is gyakoriak a vörös agyagok, melyeket a Miklósvölgy és Cserépfalu minták képviselnek. Közepesen agyagosak, a leiszapolható rész 66–74%, az agyagfrakció 35–42%. Kvarctartalmuk 16–33%, kaolinitet csak a Miklósvölgy mintában találtunk, az illit meghaladja a 20%-ot, montmorillonitot nem tartalmaznak. Mindkettőben előfordul 2–3% muszkovit. Néhány % hematitot és goethitet tartalmaznak, a Miklósvölgy mintában gibbsit is kimutatható. Mindkét vörösayag alatt mészkőréteg húzódik.
5. Az Észak-Magyarországi-Középhegység és az Alföld É-i pereme közötti övezetben is több helyen fordulnak elő vörösayag rétegek, gyakran eltemetett talajszintként. Ilyenek a Bükkábrány, Hatvan, Nagygompos, Kartal, Gödöllő és Valkó jelzésű talajok.

Jellemzőjük a 30–60% körüli kvarctartalom. Kalcitot is tartalmaznak néhány %-ban, többnyire földpát is található bennük. Mindegyiket jellemzi a kaolinit tartalom. A Nagyombos mintában 5–10% a kaolinit. A kaolinit sajátossága, hogy a röntgendiffrakciós vizsgálatoknál nem mutatja az alapreflexiót. A képlékeny vörösgyagoknál több helyen is előfordul a „degradált” kaolinit (BIDLÓ elnevezése). A Bükkábrány és Kartal talajban a kaolinit több, 22 illetve 33%. Kisebb mennyiségben előfordul az illit. A montmorillonit több, mennyisége helyenként eléri a 40–50%-ot. A Valkó mintában goethit és hematit is kimutatható, a többi agyag vörös színe az amorf vasvegyületektől származik. E minták – a Hatvan-talaj kivételével – eltemetett fosszilis szintek anyagai, alattuk és esetenként felettük is löszös vályog, vagy agyagrétegek találhatóak. Anyaguk minden bizonnyal lösszel is keveredett, szemcseösszetételükben nagyobb a löszfrakció értéke. Az említett vörös színű agyagok a pliocénben, a pliocén-pleisztocén határán keletkezett talajok, illetve pleisztocénkori paleotalajok. Az Alföld peremövezetének vörös taljai alatt különböző eredetű agyag, iszap, esetleg homok rétegek fekszenek. Hazai löszfeltárások alsóbb szintjeiben elég gyakori a vörös agyagtalaj, illetve a vöröses vályogtalaj (PÉCSI 1967). E vörös agyagtalajok az egyes interglaciálisok erős mediterrán klímahatásának képződményei.

II.1.3. Összegzés

Vizsgálataink alapján az észak-magyarországi vörösgyagok tulajdonságait a következőkben összegeztük. Értékelésünkhöz a nagyszámú mintaanyagból 16 reprezentatív szelvényt választottunk ki. A vörösgyagok jellemzéséhez a mechanikai összetétel adatait, a kicserélhető kationok és adszorpciós kapacitás értékeit, valamint a röntgendiffrakciós és termoanalitikai vizsgálatokból megállapított ásványos összetételt használtuk fel. Vizsgálati eredményeinkből levont következtetéseink és megállapításaink alapján az észak-magyarországi vörösgyagokat a következő csoportokba osztva jellemezzük.

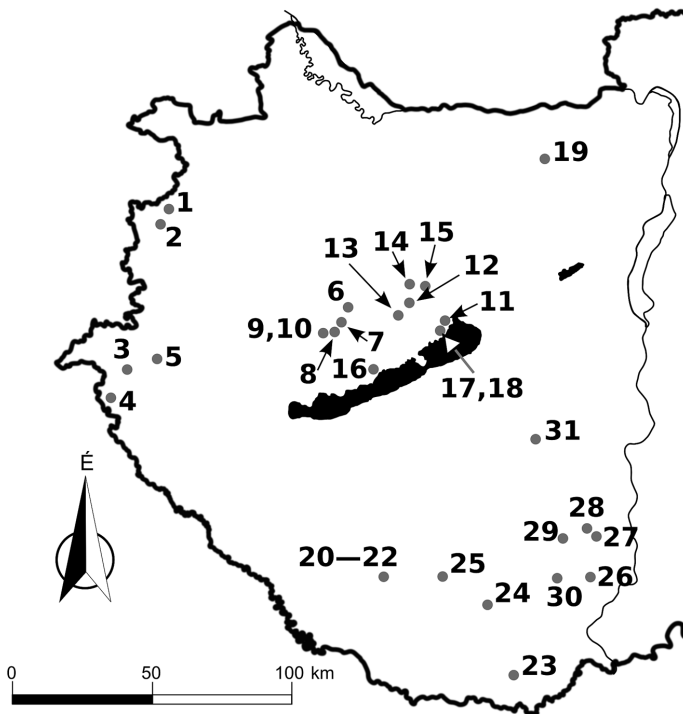
1. *Hegyaljai vörösgyag, melyet a Mád-i minta képvisel.* Kvarctartalma 30%, az illit mennyisége 33%, a montmorillonit 43% körüli, a kaolinit csak néhány százalék. Sem goethitet, sem hematitot nem tartalmaz. A riolittufán képződött vörös nyiroknak is nevezett vörösgyag Tokaj-Hegyalja területén számos helyen előfordul.
2. *A Cserehát és a Szalonnai-hegység vörös taljai.* Kvarc-tartalmuk jelentős, az illit és csillám mennyisége 10–17%, előfordul bennük néhány százalék földpát. Viszonylag sok, 32–59% között mozog a montmorillonit-tartalom. Hematitot, goethitet nem tartalmaznak, vörös színük az amorf vas-oxihidrátokból származik.
3. *Az Aggteleki-karszt, Tornai-dombság és Bódva-völgy vörösgyagjai.* Agyagtartalmuk 60–80%. Az ásványi összetételben a hasonlóságok mellett bizonyos eltérések is tapasztalhatóak. Az Aggtelek mintában kevés a kvarc és kiemelkedően nagy a kaolinit tartalom. A többi mintánál a kvarctartalom közepes, vagy nagyinak mondható, a kaolinit kevesebb, 8–28% között változik, a montmorillonit mennyisége 40% körüli. Hematitot és goethitet tartalmaznak.
4. *A Bükk-hegység vörös taljai.* Közepesen agyagosak. Kvarc-tartalmuk 16–33% közötti. Kaolinit kis mennyiségben fordul elő, az illit meghaladja a 20%-ot, montmorillonitot viszont nem tartalmaznak. Előfordul bennük néhány százalék hematit és goethit, az egyik mintában gibbsit is. E vörösgyagok mészkövön találhatóak.

5. Az Észak-Magyarországi-Középhegység és az Alföld É-i pereme között előforduló vörösayagok. Zömében eltemetett szintek fosszilis talajai. Jellemzőjük a 30–60% körüli kvarctartalom. Néhány százalékban kalcitot és földpátot is tartalmaznak. A kaolinit mennyisége általában 10–20%, néhány százalékban illit is előfordul. Jelentős a montmorillonit-tartalom, helyenként eléri a 40–50%-ot. Az Alföld peremövezetének vörös taljai alatt különböző eredetű agyag, iszap, esetleg homok rétegek fekszenek. E vörös színű agyagok a pliocénben, a pliocén-pleisztocén határán keletkezett talajok, illetve pleisztocénkori paleotalajok.

II.2. Dunántúli vörösayagok fizikai és kémiai tulajdonságai

Vizsgálatainkhoz a Dunántúl különböző részeiről számos talajszelvényből gyűjtöttünk be talajmintákat. A mintavételi helyeket az 24. ábra tünteti fel. A nagyszámú vizsgálati anyagból 26 talajszelvény vizsgálati eredményeit mutatjuk be. A minták jól reprezentálják a fontosabb előfordulási helyeket és a különböző sajátosságokat mutató vörösayagokat.

A vörösayagok fizikai és kémia tulajdonságainak, valamint ásványi összetételének jellemzéséhez felhasznált minták származási helyeit és rövid jellemzésüket a következőkben adjuk meg (zárójelben a talajminta száma).



24. ábra Dunántúli vörösayagok mintavételi helyei
Figure 24. Sites of Trans-Danubian red clays samples

- | | |
|--------------------|----------------------|
| 1. Kőszeg-1. | 17-18. Balatonalmádi |
| 2. Kőszeg-4. | 19. Tatabánya |
| 3. Óriszentpéter | 20-22. Szulimán |
| 4. Magyarszombatfa | 23. Máriagyúd |
| 5. Szaknyér | 24. Kővágószőlős |
| 6. Padragkút | 25. Bükkösd |
| 7. Nyírád | 26. Bátaszék |
| 8. Nagytárkány | 28. Szekszárd (119) |
| 9-10. Darvastó | 29. Szekszárd (121) |
| 11. Vörösberény | 30. Kakasd |
| 12. Márkó | 31. Belescska |
| 13. Szentgál | |
| 14-15. Hárskút | |
| 16. Balatonszepezd | |

II.2.1. A mintavételi helyek rövid jellemzése

Nyugatmagyarországi peremvidék:

Kőszeg-1 (166): A sífelvonóhoz vezető út mentén, a Herman Ottó emlék-szikla mellett. 450 m tengerszint feletti magasságban. Foltokként több m²-en vörösigyag, csillámpala és zöldpala rétegek között, ill. fölött fordul elő. Igen képlékeny. Színe vörösbarna (szárazon: 2,5 YR 5/8, nedvesen: 2,5 YR 4/8).

Kőszeg-4 (169): A lakott terület szélén a Szabóhegyi úton, ásott telefon-árokban. 30–50 cm mély vörösigyag réteg 10–12 m hosszú árokban. Színe szárazon világos vörösbarna (5 YR 5/6), nedvesen vörösbarna (5 YR 4/8).

Óriszentpéter (171), Keserűszer-1. Az Órségi Tájvédelmi Körzet épületeitől ÉNy-ra a Zala patak mentén, elhagyott kőbánya É-i oldalában. Kavicsos anyagokkal, rétegekkel keveredve. Színe vörösbarna, szárazon: 2,5 YR 5/8, nedvesen: 4/8.

Magyarszombatfa-1. (174): Magyarszombatfa és Kerceszomor között, a 3. és 4. km jelzés között. A gázkutató gödör műút felőli oldalán, fenyőerdővel övezett tisztás szélén. Kb. 150 m hosszú, 1–2 m széles vörösigyag sáv. Színe szárazon vörösbarna (2,5 YR 6/6), nedvesen lilás árnyalatú vörösbarna (2,5 YR 5/8). Mintavétel mélysége: 60–80 cm.

Szaknyér-2. (179): A községtől DNy-ra Kistrákos felé, a híd után 400 m-re lévő kavicsbányában, a bányaudvar szélén. Színe szárazon narancs-barna (7,5 YR 6/6), nedvesen kissé vörösebb árnyalatú.

Dunántúli középhegység:

Padragkút-2. (57): Padragkúttól Ócs felé vezető út mentén, az emelkedő utáni dombtetőn, legelőn. Az úttól Ny-ra több helyen kisebb-nagyobb foltokban látható vörösigyag, halvány, lilás árnyalattal, szárazon: 10R 5/6, nedvesen 4/8. Szemcsés, diós, rögös. Mintavétel mélysége: 0–15 cm.

Nyírád (58) Nyírádtól Ny-ra Sümeg felé haladva 4 km-re, a műúttól D-re, kb. 20–40 m átmérőjű vörösigyag folt. Szárazon: 10R 5/6, nedvesen: 4/8. Apró szemcsés, gyengén diós, a szerkezeti elemek könnyen szétnyomhatók.

Nagytárkány (59): Nyírádtól Sümeg felé, a nagyvárkányi leágazás előtti elhagyott bánya mellett, a bányától kb. 200 m-re ÉNy felé. Vörös agyag szárazon: 10R 5/6, nedvesen: 4/8. Kemény szemcsék, tömör poliéderek. Mintavétel mélysége: 0–15 cm.

Darvastó. (61, 62): A darvastói tótól Ny-ra kb. 1 km-re, dűlőút menti gyomos legelőn. Környékén több kisebb-nagyobb kopár vörösagyag folt. Színe vörös, szárazon: 10R 5/6, nedvesen: 3/6. Szemcsés, több kisebb-nagyobb (0,5–1,5 cm) mészkődarab. Mintavétel mélysége:

(61) 0–10 cm

(62) 10–25 cm

Vörösberény. Vörösberény határában, Veszprém felől érkezve a 7. km kőnél, a műúttól Ny-ra 40 m-re. Vörösagyag, rögzös, hantós szántás. Ásott szelvénygödör.

(64) Asz. 0–20 cm: Sötét vörösbarna, szárazon: 10R 4/6, nedvesen 10R 3/6. Apró szemcsés, képlékeny, de nyomásra könnyen szétomló. Sok apró legömbölyített kavics. CaCO_3 : +++.

(65) A1: 20–44 cm: Sötét vörösbarna, szárazon és nedvesen: 2,5 YR 3/6. Igen képlékeny agyag. Apró, de az előbbinél kevesebb szürkés fehér kavics. CaCO_3 : +++.

(66) B: 44–74 cm: Vörösbarna agyag, az előbbinél vörösebb, szárazon: 2,5 YR 4/8, nedvesen: 2,5 YR 3/6. Igen kötött agyag. Kevés 0,5–5 cm átmérőjű szürke kavics. CaCO_3 : 0.

A közeli ásott borpincék oldalánál a vörösagyag mélysége 150–200 cm mélységig terjed.

Márkó. Veszprém és Márkó között, Márkó közelében a 60 km-es kőnél. A műúttól D-re alacsony dombtetőn, elhagyott dolomitbánya (kb. 100x70x20 m) DK-i szélén. A felszínen 1–2 cm átmérőjű szögletes és csiszolt felületű legömbölyödött kavicsok. Rózsaszínű, szürke és fekete kisebb-nagyobb kvarc darabok, nagyobb távolságról szállított folyami hordalékanyagok, görgetegek. A mélyedés K-i és D-i részén a bányászat után visszamaradt roncsolt felszínen a kőzettáblák eltolódva a mállott anyagokkal keveredtek. Néhány korall maradványra emlékeztető és kövesedett farönkhöz hasonló (10–15x7–9 cm) kőzetdarab is előfordul. A felszínen elszórtan kisebb-nagyobb területű vörösagyag foltok találhatóak.

(47): 0–30 cm. Vörösbarna agyag, szárazon: 5 YR 4/6, nedvesen: 4/8. Szemcsés, függőleges irányban megnyúlt, hántolatlan rizsszemhez hasonló, egymáshoz szorosan tapadó poliéderek, CaCO_3 : 0.

Szentgál. (55): A 8-as főút közelében, Szentgál felé haladva (szentgáli vasúti átjárónál) a gyárkéménnyel szembeni régi bánya oldalán vörösbarna agyag, szárazon: 5 YR 3/4, nedvesen: 3/3. A szint felső része kissé humuszos. Sok apró mészkődarab (3–10 mm). CaCO_3 : +++.

Hárskút. A lókúti elágazás felől a nyereg utáni emelkedőn, útbevágás oldalán, vörösbarna agyag.

(53): 0–20 cm. Színe szárazon: 2,5 YR 4/6, nedvesen: 2,5 YR 3/4. Apró szemcsés.

(54): 20–50 cm. Színe szárazon: 2,5 YR 4/8, nedvesen: 3/6. A kisebb humusztartalom miatt az előbbinél jóval vörösebb. Szemcsés, poliéderez, diós szerkezetű.

Balatonsepezd. (52): A község É-i szélénél kezdődő tölgyerdőben, a hármas útelágazás után 400 m-re, a jobb oldali út mellett. Permi agyagos fácies, vörösbarna, halványlilás árnyalattal, szárazon: 10R 6/4, nedvesen: 4/6.

Balatonalmádi. Balatonalmádi és Alsóörs között, 27–28. kilométerkö között. 6–7 m magas meredek fal, vörös talaj, nagy permi homokkő darabokkal.

(67): 0–20 cm. Színe vörös, szárazon és nedvesen: 10R 4/8.

(68): 80–100 cm. Színe vörös, szárazon: 7,5R 4/6, nedvesen: 7,5R 3/6.

Tatabánya-1. M-1 sz. út mentén a 45. km kilométerkőnél. A felszíntől 3,5 m mélységben 60–70 cm széles vörösgyag réteg. Színe szárazon szürkés vörösbarna: 10R 6/4, nedvesen vörös: 10R 4/6. CaCO_3 : 0.

Dunántúlidombság:

Szulimán. Szulimántól É-ra a 67. sz. műúton 8,5 km-kőnél Szulimán irányába fordulva közvetlenül az emelkedő aljában, az út D-i oldalán. 30–35 m hosszú, 5–6 m mély útbevágás. A felső 1,5 m szint vörösgyag, alatta sárgás-szürke agyagréteg, iszapos réteg, több kisebb-nagyobb csörgőkő. A rétegek K-Ny irányú enyhe dőlésben fekszenek. A szelvény a vörösgyag fölött sötétbarna humuszos, lefelé világosodik.

(71): 80–110 cm, vörösbarna, szárazon: 5 YR 6/6, nedvesen: 5 YR 5/6, poliédes, kagylós.

(72): 110–140 cm, sötét vörösbarna, szárazon: 2,5 YR 4/6, poliédes.

(73): 140–180 cm rozsdavörös, szárazon: 10R 4/6, nedvesen: 4/8. Apró szemcsés, poliédes. Alatta sárgásszürke meszes üledék.

Máriagyűd. (75): Máriagyűdi mészkőbánya (a tűzoltóság épületétől É-ra). Mészkö rétegek.

100–130 cm: Vörösbarna, szárazon: 2,5 YR 5/6, nedvesen: 6/6. Szemcsés szerkezetű agyag. CaCO_3 : +++.

Kővágószőlős. (205): Kővágószőlőstől É-ra, a Jakab-hegy lábánál, a Sepse dűlőtől É-ra 1000 m-re. Tölgyerdőben, ritkán használt földút szélén, bevágódásban. 8–15 m vastag vörösgyag réteg, alatta részben mállozt, vagy szilárd permi vörös homokkő darabok. Színe lilás árnyalatú vörösbarna, szárazon: 2,5 YR 5/4, nedvesen: 4/6. Mintavétel: felszínről.

Bükkösd. (207): Bükkösd és Oroszló közötti műút bevágódásában, a bükkösi kőértékesítő teleptől 650 m-re É felé. Vörösgyag mészkő darabok között. Mintavétel az útbevágás felső részéből: 180–210 cm. Színe vörösbarna, szárazon és nedvesen: 5 YR 4/6.

Bátaszék. (81): Bátaszéki téglagyár régebbi agyaggödöréből. 70–80 m hosszúságban a felszíntől 40–120 cm-re, 120–380 cm vastagságú vörösgyag réteg. Kötött, diós szerkezetű. Alatta világos sárgásbarna meszes agyagos üledék. Mintavétel mélysége: 110–140 cm. Vörösbarna, szárazon: 2,5 YR 5/6, nedvesen: 4/6.

Szekszárd. (119): Szekszárd és Kakasd között, a 6. sz. főút mellett, a 144–145 kilométerkö közötti agyagbánya. Az agyagbánya Ny-ra néző falán lösz, vörösgyag, szürke és kék színű agyag, ill. iszapos és homokos agyagrétegek húzódnak. Kb. 10 m hosszú szakaszon a vörösgyag hullámosan, 30–150 cm közötti váltakozó vastagságban látható. Felette lösz, alatta szürke iszap. Mintavétel: 70–80 cm. Színe vörösbarna, szárazon: 2,5 YR 4/6, nedvesen: 3/6.

Szekszárd. (121): A szekszárdi téglagyári bányagödörből, a város É-i szélén. A bányafalon, két helyen jól kirajzolódik a 80–160 cm vastag vörösgyag réteg. Mintavétel: 500–520 cm. Vörösbarna agyag, szárazon: 2,5 YR 4/6, nedvesen: 3/6. Szerkezete apró diós, sok apró szürkésfehér mészkőszemcsével.

Kakasd. (120): A község szélétől D-re kb. 1 km-re (a 6. sz. főútról jól látható agyagbánya). Az alsó rétegekben viszonylag sok csörgőkő. Mintavétel: 60–80 cm: vörösayag, szárazon: 10R 5/8, nedvesen: 4/8. Szerkezete poliéderez.

Mórágý. (77): A Bátaszék-Mócsény közötti műút mórágýi elágazásánál, a völgy oldalában. Mintavétel: 20–50 cm. Vörösbarna agyag, szárazon: 2,5 YR 4/6, nedvesen: 5/8. CaCO_3 : ++.

Belecska. (203): Belecska helységjelző táblától É-ra (Pincehely felé) haladva 700 m-nél jobbra elágazó földút mellett. A műúttól 15–18 m-re a földút D-i oldalában, 60–70 cm mély bevágódás falán erősen kötött vörösayag. Sok apró vörös és fekete vas, illetve mangán kiválás. Több fehér löszös porlós meszes folt. A vörösayag alatt szürkés és zöldessárga durva homok (pliocén). Vörösayag színe szárazon: 2 YR 5/6 (narancsbarna), nedvesen: 2 YR 4/8 (vörösbarna). CaCO_3 : +++.

A vörösayagminták jellemzésére elvégeztük a talajtani alapvizsgálatokat a hazai módszerkönyv alapján, Buzás L. (1993), a mechanikai összetételt pipettás elemzéssel, a kicserélhető kationokat és az adszorpciós kapacitást a Mechlich-eljárással határoztuk meg. A talajok teljes feltárásának kémiai elemzését SZÜCS L. szerint (In: BALLENEGGER - DI GLÉRIA 1962), illetve MAUL (1965) által módosított eljárással végeztük. A többi vizsgálatnál ugyanozakat az eljárásokat alkalmaztuk, mint az észak-magyarországi talajoknál.

A vizsgálatok közül a teljes kémiai elemzést és az ásványos összetétel meghatározást az eredeti mintán kívül az agyagfrakcióból is elvégeztük.

II.2.2. Vizsgálati eredmények és értékelésük

A talajtani alapvizsgálatok eredményeit az 7. táblázat, a mechanikai összetétel adatait a 8. táblázat, a kicserélhető kationok és adszorpciós kapacitás értékeit a 9. táblázat, a teljes kémiai elemzés adatait a 10. táblázat tartalmazza.

Nyugatmagyarországi peremvidék

Az Alpoknálján a Kőszegi-hegységben és az Őrségben fordulnak elő vörös, illetve vörösbarna agyakok. A Kőszegi-hegységben csak néhány helyen, különböző palarétegek fölött, v. között található meg az igen kötött vörös agyag. Nagyobb része feltételezhetően helyben maradt idős képződmény. Az Őrségben viszonylag gyakoriak a vörösayag és iszaprétegek, amelyek különböző színű és szemcséjű rétegekkel váltakoznak, illetve keverednek. Ezeket rendszerint keletkezési helyüktől kisebb-nagyobb távolságra szállították a régebbi korok vízfolyásai, folyói. A folyóvízi eredetről, illetve víz által történt áthalmozásról tanúskodnak az elhagyott agyag és homokbányák falán látható rétegződések. Az őrségi minták nagy részében sok volt a 3 mm-nél nagyobb durva rész, kő, kavics, esetenként a 20%-ot is meghaladta. E durva rész eltávolítása után visszamaradt anyagnak viszont igen nagy volt az Arany-féle kötöttségi száma (1. táblázat). A leiszapolható rész mennyisége nagy, a szaknyéri mintában 82%, az őriszentpéteriben 92%, a 0,001 mm-nél kisebb részek mennyisége is kiemelkedően nagy, 72, illetve 85%. A magyarszombatfai mintában a löszfrakció 31%, ami arra utal, hogy e területen jelentős volt a löszképződés, a vörösayag a lösszel keveredett. A minták nem karbonátosak, savanyúak, illetve gyengén savanyúak. Az adszorpciós kapacitásban nagy különbség nincs, értéke 15–20 m.e./100 g között

mozog. Ettől csak a Szaknyér-minta tér el (28 m.e./100 g), ami az említett kötöttséggel és leiszapolható rész mennyiséggel függ össze. A kicserélhető kationok között a Kőszeg-1, Magyarszombatfalva és Szaknyér mintákban kiugróan nagy a kicserélhető magnézium S-értékben kifejezett %-os mennyisége (9. táblázat).

A teljes kémiai feltárás adatai alapján a mállás jellege az őriszentpéteri minta kivételével siallitos (10. táblázat). Az agyagos frakcióban mért $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ arányszámok jóval kisebbek, mint a teljes talajban, 2,4 és 2,8 között mozognak. Az őriszentpéteri minta mind a teljes talajban, mind a finom frakcióban ferrallitos mállást mutat, az említett molekuláris viszonzszám hasonlít a trópusi talajokéhoz.

E minta erőteljesebb mállottsága összefügg az ásványi összetétellel, a nagyobb kaolinit tartalommal (11. táblázat). Hasonlóan sok kaolinit csupán a magyarszombatfai mintánál látható. A Kőszegi hegység vörös talajainak finom frakciójában kevés a kvarc, előfordul benne földpát, illit, kevés gibbsit, hematit és goethit.

Dunántúli-középhegység

A Dunántúli-középhegység területén előforduló vörösayag minták a Bakonyvidék és a Dunazug-hegyvidék területéről származnak. E minták kötöttségében lényeges különbségek nincsenek, ami az Arany-féle kötöttségi szám és a mechanikai összetétel adataiból látható (7–8. táblázat). A vörösayag minták fontos jellemzője, hogy a higroszkópos nedvesség tartalom és az 5 órás kapilláris vízemelési adatai jóval kisebbek annál, amit az agyagtartalom és az Arany-féle kötöttségi szám alapján várhatnánk a hazai talajok esetében.

7. táblázat Vörösayagok alapvizsgálati adatai
Table 7. Results of basic soil analysis of red clays

(1) Talajminta			(2) K_A	(3) hy_i	(4) 5 ó. kap. vízem. (mm)	pH		CaCO_3 %	(5) Humusz %
hely	szám	mélység (cm)				KCl	H_2O		
Nyugat-magyarországi peremvidék									
Kőszeg-1.	166	40–60	60	3,10		4,63	5,90	0	0,74
Kőszeg-4.	169	30–50	50	2,77		6,07	6,94	0	0,40
Őriszentpéter	171	53–70	53	4,46		3,58	6,10	0	0,85
M.szombatfa	174	100–130	76	2,04		4,55	6,29	0	0,66
Szaknyér	179	170–200	74	5,31		4,86	5,81	0	0
Dunántúli középhegység									
Padragkút	57	0–15	69	0,93	110	8,03	8,03	0,12	0,38
Nyírád	58	0–20	58	0,95	95	7,79	7,87	5,38	0,62
Nagytárkány	59	0–25	60	0,58	135	7,84	7,90	0,33	0,13
Darvastó	61	0–10	51	1,08	160	7,61	7,81	6,21	1,81
	62	10–25	53	1,07	140	7,74	8,03	8,94	1,59
Vörösberény	64	0–20	60	3,34		7,58	8,15	9,36	4,74

7. táblázat folytatása
Contd. Table 7.

(1) Talajminta			(2) K_A	(3) hy_1	(4) 5 ó. kap. vizem. (mm)	pH		$CaCO_3$ %	(5) Humusz %
hely	szám	mélység (cm)				KCl	H_2O		
	65	20–44	60	3,33		7,59	8,10	5,80	3,29
	66	44–74	68	3,39		7,56	8,29	1,03	0
Márkó	47	0–30	62	4,38	140	7,75	8,45	2,98	0,47
Szentgál	55	0–20	53	3,50	132	7,67	8,01	8,16	2,53
Hárskút	53	0–20	56	2,82	156	7,64	8,14	0,87	2,13
	54	20–50	68	3,75	150	7,82	8,40	10,02	2,98
Balatonszepezd	52	0–10	44	1,27	90	4,51	5,57	0	1,78
Balatonalmádi	67	0–20	52	1,94	176	7,65	7,80	0,29	3,82
	68	80–100	46	1,31	130	7,11	7,57	0,12	1,31
Tatabánya	91	350–380	53	1,24	160	8,13	8,15	1,74	3,53
Dunántúli-dombság									
Szulimán	71	80–110	62	4,10		7,69	8,38	6,21	0,54
	72	110–140	68	4,61		7,65	8,42	7,04	0,41
	73	140–180	66	4,91	85	7,62	8,15	1,45	0
Máriagyűd	75	100–130	42	1,85	198	7,90	8,50	19,77	0
Kövágószőlős	205	8–15	45	2,09		4,50	6,71	0	0,15
Bükkösd	207	180–210	45	2,38		7,39	7,95	12,73	0,62
Bátaszék	81	110–140	66	4,28	147	7,65	8,39	0,20	0
Szekszárd	119	70–80	57	4,18	110	7,81	8,36	4,14	1,12
Szekszárd	121	500–520	49	4,81	105	7,67	8,29	1,49	1,47
Kakasd	120	60–80	51	3,73	195	7,74	8,36	0	0,18
Mórág	77	20–50	64	5,37	140	7,68	8,34	4,97	1,89
	78	50–80	60	3,86		7,70	8,51	3,23	0
Belecska	203	50–60	49	5,01		7,34	8,43	10,21	0,44

8. táblázat folytatás
Contd. Table 8.

(1)		(2)									
Talajminta		Szemeseffrakciók (mm) %-os mennyisége									
hely	szám	mélység (cm)	>0,25	0,25- 0,05	0,05- 0,01	0,01- 0,005	0,005- 0,001	<0,001	>0,01	<0,01	
	Hárskút	53	0-20	0,27	9,55	40,47	8,60	14,28	26,80	50,30	49,69
	54	20-50	0,49	1,87	22,52	6,66	13,77	54,69	24,82	75,12	
Balatonzepezd	52	0-10	3,55	25,48	27,23	7,48	16,05	20,21	56,26	43,74	
Balatonalmádi	67	0-20	3,05	30,68	17,88	6,49	16,48	25,42	51,61	48,39	
	68	80-100	2,74	34,74	21,28	6,33	11,35	23,56	58,76	41,24	
Tatabánya	91	350-380	7,34	25,67	23,14	5,07	14,26	24,52	56,15	43,85	
Dunántúli dombtság											
Szulimán	71	80-110	1,50	8,29	30,95	8,81	7,21	43,24	40,74	59,26	
	72	110-140	0,71	13,40	32,23	1,10	8,97	43,59	46,34	53,66	
	73	140-180	0,34	9,77	31,92	5,07	17,62	35,28	42,03	57,97	
Máriagyűd	75	100-130	5,36	34,38	7,35	7,35	11,20	34,36	47,09	52,91	
Kővágószőlős	205	8-15	31,02	7,06	14,78	9,21	0,14	37,77	52,88	47,12	
Bükkösd	207	180-210	8,15	0,25	35,21	4,85	16,71	34,82	43,62	56,38	
Bátaszék	81	110-140	0,08	0,65	40,62	4,44	5,70	48,51	41,35	58,65	
Szekezsárd	119	78	0,12	0,61	35,06	5,68	11,15	47,38	35,79	64,21	
Szekezsárd	121	500-520	4,95	6,74	30,05	5,72	9,22	43,32	41,74	58,26	
Kakasd	120	60-80	1,17	41,10	5,48	1,57	3,89	46,79	47,75	52,25	
Mórógy	77	20-50	1,41	8,81	20,45	6,76	12,05	50,52	30,67	69,33	
	78	50-80	1,77	14,36	25,21	5,74	12,28	40,64	41,34	58,66	
Belecska	203	50-60	4,49	0,59	29,83	4,48	13,84	46,76	34,92	65,08	

9. táblázat Vörösigyagok adszorpciós kapacitása és kicserélhető kationjai
Table 9. Adsorption capacity and exchangeable cations of red clays

(1)			(2)				(3)	(4)	(5)
Talajminta			Kicserélhető kationok				S-	T-	V
hely	szám	mélység	S %-ban				érték	érték	%
		(cm)	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	me/100g talaj		
Nyugat-magyarországi peremvidék									
Kőszeg-1.	166	40-60	31,08	59,32	3,96	5,64	3,54	17,97	19,70
Kőszeg-4.	169	30-50	70,30	26,06	0,88	2,76	12,66	17,97	70,45
Őriszpenpéter	171	53-70	91,18	3,92	2,69	2,21	20,42	20,42	100
M.szombatfa	174	100-130	12,31	83,08	1,54	3,08	6,50	14,70	44,22
Szaknyér	179	170-200	18,93	78,31	2,32	0,44	11,62	28,59	40,64
Dunántúli középhegység									
Padragkút	57	0-15	74,10	13,10	8,08	4,72	4,06	4,06	100
Nyírad	58	0-20	81,13	0	9,44	9,43	1,59	1,59	100
Nagytárkány	59	0-25	95,60	0	4,40	0	1,59	1,59	100
Darvastó	61	0-10	94,75	0	5,25	0	4,76	4,76	100
	62	10-25	90,33	6,30	2,77	0	7,94	7,94	100
Vörösberény	64	0-20	96,27	0	3,73	0	13,40	19,50	68,72
	65	20-44	96,15	0	1,99	1,85	13,52	19,84	68,14
	66	44-74	97,44	0	2,55	0	10,57	19,05	55,48
Márkó	47	0-30	68,84	24,59	2,32	4,25	22,37	23,02	97,18
Szentgál	55	0-20	62,00	27,09	6,61	4,30	17,40	17,40	100
Hárskút	53	0-20	64,38	20,16	8,74	6,72	7,44	7,44	100
	54	20-50	93,67	0	2,22	4,10	17,08	19,05	89,66
Balatonszepezd	52	0-10	92,44	2,80	1,96	2,80	3,57	12,70	28,11
Balatonalmádi	67	0-20	45,59	49,56	3,87	0,97	10,33	10,33	100
	68	80-100	36,65	57,50	4,58	4,50	8,73	8,73	100
Tatabánya	91	350-380	41,23	51,54	7,23	0	0,97	5,56	17,44
Dunántúli-dombság									
Szulimán	71	80-110	74,06	29,69	1,37	1,88	21,84	21,84	100
	72	110-140	72,25	24,78	1,60	1,88	21,84	21,84	100
	73	140-180	81,27	15,46	1,73	1,54	25,89	25,89	100
Máriagyűd	75	100-130	19,78	67,13	7,09	6,00	5,66	5,66	100
Kövágószőlős	205	8-15	94,24	0	4,97	0,79	6,26	12,00	52,16
Bükkösd	207	180-210	61,03	37,31	1,38	0,28	18,76	18,76	100
Bátaszék	81	110-140	73,78	22,47	2,82	0,93	26,70	26,70	100
Szekszárd	119	70-80	33,57	36,56	28,84	1,03	19,42	19,42	100
Szekszárd	121	500-520	73,24	22,07	3,18	1,51	22,65	22,65	100
Kakasd	120	60-80	49,09	46,54	2,92	1,45	13,75	13,74	100
Mórággy	77	20-50	43,24	51,82	3,54	1,40	24,12	24,12	100
	78	50-80	57,69	38,00	3,22	1,09	21,84	21,84	100
Belecska	203	50-60	33,33	28,00	34,00	4,67	1,50	1,50	100

10. táblázat Vörösayagok teljes analizisének eredményei %-ban
 Table 10. The complete chemical analysis of red clays in percent

(1) Minta és száma	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	SiO_2	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	SiO_2
	(2) teljes talajban			R_2O_3				(3) agyagos részben
Nyugat-magyarországi peremvidék								
Kőszeg-1. (166)	56,53	20,32	7,61	3,83	42,39	16,96	12,50	2,89
Kőszeg-4. (169)	66,55	16,07	4,85	5,93	49,27	22,77	10,36	2,85
Őriszentpéter (171)	40,07	26,34	14,77	1,90	40,89	26,87	12,95	1,98
Magyarszombatfa(174)	63,31	19,12	5,48	4,77	47,18	26,76	9,94	2,43
Szaknyér (179)	59,91	19,61	7,10	4,22	49,71	24,59	10,26	2,71
Dunántúli középhegység								
Padragkút (57)	15,11	30,95	17,47	0,61	19,10	27,66	19,76	0,81
Nyírad (58)	11,21	31,85	16,67	0,45	10,08	29,09	20,06	0,41
Nagytárkány (59)	13,49	33,35	22,07	0,48	5,64	27,06	22,77	0,23
Darvastó (61)	24,79	31,54	13,43	1,05	13,09	25,61	14,75	0,60
(62)					11,50	24,27	15,74	0,57
Vörösberény (64)	56,33	21,16	7,43	3,71	39,12	27,35	10,40	1,96
(65)	41,09	22,63	9,10	2,46	38,72	27,32	10,83	1,93
(66)	47,62	25,37	7,83	2,67	42,83	30,52	12,35	1,90
Márkó (47)	54,39	24,61	5,80	3,57	45,05	25,09	7,98	2,54
Szentgál (55)	50,26	19,22	5,07	3,80	43,87	20,18	8,20	2,93
Hárskút (53)	44,92	22,11	7,10	2,87	41,73	25,72	9,42	2,23
(54)	43,09	28,06	7,63	2,22	40,46	26,70	8,98	2,12
Balatonszepezd (52)	56,60	25,32	4,21	3,41	48,10	25,55	8,89	2,62
Balatonalmádi (68)	60,49	16,89	3,62	5,37	46,20	25,61	7,18	2,60
Tatabánya (91)	30,04	33,72	14,44	1,28	26,61	28,42	7,08	1,37
Dunántúli-dombság								
Szulimán (71)	53,18	24,16	6,85	3,17	49,81	25,80	7,53	2,76
(72)	55,05	20,24	7,06	3,78	50,26	23,93	6,91	3,01
(73)	63,53	14,79	4,36	6,14	55,43	17,38	7,66	4,24
Máriagyűd (75)	40,21	11,61	6,94	4,27	36,48	17,90	13,60	2,33
Kővágószőlős (205)	69,60	13,62	3,93	7,34	48,01	25,80	6,36	2,73
Bükkösd (207)	62,08	12,63	5,08	6,65	52,99	25,74	6,07	2,98
Bátaszék (81)	64,49	18,21	4,36	5,23	38,12	23,42	10,13	2,17
Szekszárd (119)	55,76	30,36	4,97	2,99	37,35	23,70	9,07	2,15
Szekszárd (121)	55,53	30,35	4,29	2,82	39,56	24,45	9,35	2,21
Kakasd(120)	66,96	12,62	4,35	7,39	38,40	26,64	8,56	2,03
Mórágý (77)	55,49	28,81	5,07	2,94	48,96	20,55	8,30	3,22
(78)	49,78	14,27	4,87	5,93	53,54	14,46	9,46	4,44
Belecska (203)	42,15	15,32	4,06	4,00	40,02	18,66	5,36	3,04

11/a. táblázat Vörösgyagok ásványi összetétele (%)
Table 11/a Mineral composition of red clays (%)

(1) Ásványok	Nyugat-magyarországi peremvidék						Dunántúli -középhegység									
	Kőszeg-1. (166)		Kőszeg-4. (169)		Őrszent- péter (171)		M.szombat-fa (174)		Szaknyér (179)		Padragkut (57)		Nyírad (58)		Nagy- tárkány (59)	
	E.	ff.	E.	ff.	E.	ff.	E.	ff.	E.	ff.	E.	ff.	E.	ff.	E.	ff.
a) Kvarc	-	2,7	-	11,1	-	3,0	-	8,9	-	9,2	1,2	3,4	8,0	-	1,4	42,2
b) Kacit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,3	15,4	-	9,5
c) Dolomit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	16,6	-	-	-
d) Földpát	-	3,2	-	6,3	-	0,9	-	4,3	-	1,2	1,8	6,2	0,4	1,2	2,9	6,7
e) Kaolinit	-	4,4	-	4,93	-	25,8	-	29,6	-	3,3	37,1	37,9	-	26,0	5,6	-
f) Klorit	-	-	-	7,2	-	-	-	10,9	-	18,9	-	-	-	-	-	-
g) Illit	-	43,2	-	39,3	-	-	-	19,4	-	-	-	-	-	-	-	-
h) Montmorillonit	-	-	-	4,4	-	-	-	-	-	2,8	-	-	-	-	-	-
i) Muszkovit	-	3,6	-	4,4	-	0,3	-	3,0	-	-	-	-	-	-	-	-
j) Boehmit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,8	2,0	49,2	37,0	55,6	27,8
k) Gribbsit	-	2,0	-	1,1	-	-	-	-	-	-	34,5	35,0	3,9	5,4	7,7	2,7
l) Hematit	-	5,5	-	2,8	-	7,1	-	2,2	-	3,1	15,4	12,3	14,4	12,3	23,0	3,8
m) Goethit	-	6,8	-	-	-	18,4	-	-	-	7,8	3,2	-	3,8	-	3,3	-
n) Szerves	-	3,0	-	1,6	-	2,4	-	1,2	-	1,8	-	-	0,6	0,6	0,6	1,7
o) Amorf	-	24,6	-	13,1	-	38,6	-	18,0	-	23,0	-	-	-	-	-	-
H ₂ O-	-	0,5	-	2,8	-	2,6	-	2,0	-	4,4	0,4	0,4	0,8	0,8	0,2	4,8
H ₂ O+	-	0,5	-	1,0	-	0,8	-	0,6	-	1,6	-	-	-	-	-	0,8
p) Naktit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	23,6	-	-	-	-	-	-

E: eredeti

ff.: finom frakció

11/b. táblázat Vörösságyagok ásványi összetétele (%)
table 11/b. Mineral composition of red clays (%)

(1) Ásványok	Dunántúli-középhegység															
	Darvasztó (61)		Vörösberény (65)		Márkó (47)		Szentgál (55)		Hárskút (54)		Balaton- szepezd (52)		Balaton- almádi (68)		Tatabánya (91)	
	E.	ff.	E.	ff.	E.	ff.	E.	ff.	E.	ff.	E.	ff.	E.	ff.	E.	ff.
a) Kvarc	15,6	9,8	31,8	27,9	38,6	20,4	54,1	43,4	34,8	28,8	65,7	41,7	27,6	39,8	18,5	7,8
b) Kalcit	12,7	7,7	5,4	3,6	-	-	-	1,0	10,0	6,3	1,8	-	-	-	1,5	2,7
c) Dolomit	-	-	-	-	10,8	4,5	4,5	1,3	-	-	-	-	-	-	2,7	-
d) Földpát	4,8	2,4	-	-	1,3	4,6	5,9	4,2	5,6	2,2	9,0	-	-	-	-	2,0
e) Kaolinit	7,0	20,0	35,6	32,3	11,2	15,6	19,0	33,0	39,9	48,6	18,2	50,0	20,9	25,3	40,8	37,6
f) Klorit	-	-	-	-	9,6	29,3	9,5	7,8	-	-	-	-	-	-	-	11,6
g) Illit + csillám	-	-	-	-	22,4	15,1	-	-	-	-	-	-	47,1	4,6	-	-
h) Montmorillonit + amorf	-	-	14,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	20,0	4,7	7,3
j) Boehmit	26,0	28,5	-	16,1	1,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6,0	1,8
k) Gibbsit	13,2	18,7	1,8	5,4	1,7	3,3	-	-	-	1,3	-	-	-	-	7,3	6,6
l) Hematit	10,0	11,1	5,0	8,0	-	1,6	1,2	2,1	3,1	6,6	1,2	-	-2,3	6,3	10,5	9,8
m) Goethit	7,8	-	-	-	-	-	-	-	-	1,4	-	3,9	-	-	5,5	11,6
n) Szerves	0,8	1,0	4,0	2,8	0,4	0,4	2,8	4,6	2,8	1,4	2,8	2,6	0,8	1,4	1,2	0,6
o) Amorf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O-	1,2	0,8	2,0	3,8	2,4	4,2	3,0	2,8	2,4	2,4	0,8	1,8	1,0	1,8	0,9	0,6
H ₂ O+					0,4	1,0			1,4	1,0			0,3	0,8	0,4	

E.: eredeti
ff.: ffinomfrakció

11/c. táblázat Vörösgyagok ásványi összetétele (%)
Table 11/c. Mineral composition of red clays (%)

(1) Ásványok	Dunántúli-domság										Mórágó (77)		Belecska (203)				
	Szulimán (73)		Máriagyűd (75)		Köv. szőlős (205)		Bátaszék (81)		Szekszárd (119)		Szekszárd (121)		Kakasd (120)				
	E.	ff.	E.	ff.	ff.	ff.	E.	ff.	E.	ff.	E.	ff.	E.	ff.			
a) Kvarc	36,0	23,9	16,9	15,6	56	47	26,0	19,9	33,2	21,6	62,3	27,5	29,8	13,0	37,7	58,0	38,0
b) Kaleit	3,1	1,8	23,6	21,2	-	-	-	-	2,7	10,6	-	2,7	1,1	-	7,7	5,3	20,0
c) Dolomit	-	-	14,5	8,8	3	6	2,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
d) Földpát	5,8	1,3	6,2	32,0	7	8	5,8	6,3	3,5	4,7	0,7	9,8	10,2	6,3	1,6	1,8	3,0
e) Kaolinit	6,3	9,8	25,2	1,8	-	-	25,2	11,8	5,3	14,8	31,4	11,2	26,0	19,4	13,7	-	-
f) Klorit	-	-	-	-	2	4	-	-	51,1	10,6	-	-	10,6	4,0	-	-	3,0
g) Illit	19,3	9,8	6,8	2,4	12	5	18,4	2,6	-	-	-	-	-	-	34,3	-	4,0
Illit/mont.	-	-	-	-	3	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
h) Montm.	-	-	-	-	8	21	-	-	-	-	-	-	16,4	-	-	20,0	25,0
M.+amorf	23,5	35,6	-	12,7	-	-	16,4	53,4	-	32,0	-	42,0	-	48,9	-	-	-
i) Muszkovit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	14,1	-
k) Gíbbsit	-	-	4,2	2,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
l) Hematit	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	0,2	-	-	0,8	-	0,8	1,0
m) Goethit	-	-	-	-	5	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,0
n) Szerves	0,8	1,4	0,4	1,6	-	-	1,0	1,2	1,0	1,5	1,0	1,2	0,8	1,0	1,2	-	-
o) Amorf	-	-	-	-	4	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4,0
H ₂ O-	4,4	4,8	1,8	1,3	-	-	3,6	4,0	3,2	4,2	4,0	4,4	-	-	1,0	-	-
H ₂ O+	0,8	1,4	0,4	0,4	-	-	0,8	0,8	-	-	-	0,4	-	-	2,8	-	-

E.: eredeti
ff.: finomfrakció

Ilyen összefüggés az erősen mállott ferrallitos talajokra jellemző (FEKETE 1988, 1989, 1995). E jelenség legszembetűnőbb a Padrakút, Nyírád, Darvastó jelű mintánál és a Tatabánya (91) minta is ide sorolható. A kisebb higroszkóposági és vízelelési értékek oka a jellegzetes ásványi összetétel, a kaolinit és többnyire a gibbsit, illetve boehmit tartalom. A permi homokkő málladékainál is (Balatonszepezd, Balatonalmádi) megfigyelhető ez a tendencia, bár ezeknél alacsonyabb a kötöttségi szám és az agyagtartalom.

Az adszorpciós kapacitás értékei alapján három csoportba lehet sorolni e térség mintáit (9. táblázat). 1. csoport: az uralkodóan allitos ásványi összetételű minták (Padragkút, Nyírád, Nagytárkány, Darvastó, Tatabánya) T-értékei nagyon alacsonyak, többnyire 5 m.e./100g körüliek vagy ennél is kisebbek. 2. csoport: azok a szelvények, amelyekben még vannak allitos ásványok, de jóval kisebb mennyiségben (Vörösberény, Márkó, Szentgál, Hárskút) 10–23 m.e./100 g, tehát jelentősen nagyobb adszorpciós kapacitással rendelkeznek. Itt a kicserélhető kationok között uralkodó mennyiségben van jelen a kalcium. Jellemző az is, hogy a V% alapján többnyire gyenge telítettség jelentkezik. 3. csoport: a permi homokkő málladékoknál (Balatonszepezd, Balatonalmádi) a T-érték 10,3 és 12,7 m.e./100g. A Balatonalmádi jelű mintákban kiemelkedően nagy a kicserélhető magnézium tartalom.

A teljes kémiai feltárás alapján is jelentős különbségek vannak a Dunántúli-középhegység három csoportba sorolt talajai között (4. táblázat). Az uralkodóan allitos ásványi összetételű vörösayagoknál a SiO_2 tartalom alacsony, a teljes talajban 12–30%, a finom frakcióban 5–26% között váltakozik. Az Al_2O_3 és a Fe_2O_3 lényegesen nagyobb értékeket mutatnak, mint a másik két csoport tagjai. E talajoknál a $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ értékei csupán 0,3 és 1,7 között mozognak, tehát a mállás jellege ferrallitos. A Padragkút, Nyírád, Nagytárkány jelű minták az említett molekuláris viszonyszámok alapján a legidősebb trópusi talajokhoz hasonlítanak. A kevesebb allitos ásványt tartalmazó talajok e viszonyszámok szerint a trópusi siallitos talajokkal mutatnak hasonlóságot. A permi vörös homokkővön található képződmények mállási jellege határozottan siallitos, nagy a SiO_2 és kicsi az Al_2O_3 , valamint a Fe_2O_3 tartalmuk.

A Dunántúli-középhegység talajai ásványi összetételük alapján a legváltozatosabb képet mutatják (11. táblázat). Uralkodóan allitos ásványi összetételű a Padragkút, Nyírád, Nagytárkány, Darvastó és Tatabánya jelű minta (11. táblázat). A kvarctartalom viszonylag alacsony, a nagytárkányi minta finom frakciójának kivételével túlnyomórészt néhány százalék, a darvastói és tatabányai mintákban kissé nagyobb, 15,6% ill. 18,5%. Kaolinit tartalmuk nagy, egyes mintáknál 40% körüli értéket mutat. Illit és montmorillonitot a tatabányai minta kivételével, nem tartalmaznak. Boehmit és gibbsit tartalmuk jelentős, a vas-oxidok mennyisége ezek alatt marad. A tatabányai mintában a vas-oxidok mennyisége kissé meghaladja az alumínium-oxidokét. Ezen minták ásványi összetétele bauxitos jellegű. Ezek a vörösayagok igen idős, a mállási folyamat előrehaladott, allitos szakaszát mutatják.

A vörösayagok másik csoportját az jellemzi, hogy ásványi összetételükben jelentkezik az allitos jelleg, de az allitos mállás kezdeti szakaszát képviselik (Vörösberény, Márkó, Szentgál, Hárskút). Kvarc-tartalmuk 30–50% körüli, földpát tartalmuk néhány százalék, a kaolinit és klorit mennyisége jelentős. Illit és csillám csak a márkói, montmorillonit pedig csak a vörösberényi mintában jelentkezett. Boehmit és gibbsit a vörösberényi és márkói mintában van, ill. kis mennyiségben kimutatható a hárskúti mintában. Hematitot jelentősebb mennyiségben (1–8%) tartalmaznak. Goethitet a hárskúti minta kivételével nem tartalmaznak.

A permi homokköves területek vörösayagos képződményeinek ásványi összetételét jellemzi a jelentős kvarc tartalom, a kaolinit és klorit nagyobb mennyisége, a Balatonalmádi jelű mintában a montmorillonit agyagásvány. E mintákból alumínium-oxid nem volt kimutatható, hematit és goethit néhány százalékban van jelen.

A Balaton-felvidék jellegzetes talajai a permi homokkövön képződött vörös talajok. BULLA B. (1962) szerint az ország legidősebb talajfésése az élénkvörös, helyenként lilás árnyalatú permi vörös homokkövekben megőrzött, áthalmazott talajanyag, mely tengeri üledékek keveredve alkot kőzetet. Természetesen a ma rajta található permkori kőzetből képződött talaj nem paleozoikus talajemlék, hanem későbbi, harmadidőszak végi, mely megörökölte a vörös színű talajanyagot. Ilyen képződmény a révfülöpi, szepezdi és csopaki szőlők, kertek messziről vöröslő talaja.

Dunántúli-dombság

A Dunántúli-dombság vörös agyagai a Dél-Zselic-ből (Szulimán), a Mecsek hegységből (Kővágószőlős, Bükkösd), a Villányi-hegységből (Máriagyúd), a Tolnai-Sárközből (Bátaszék), a Szekszárdi-dombságról (Szekszárd (119, 121), Kakasd), a Geresdi-dombságról (Mórág) és a Tolnai hegyhátról (Belecska) származnak.

A talajtani alapvizsgálatok alapján a Baranyai-szigethegység – tehát a Villányi- és Mecsek hegység – területéről származó vörösayagok mutatnak eltérő sajátosságokat. E minták Arany-féle kötöttségi száma 42–45, tehát agyagos vályognak felel meg, a higroszkóposági értékszámuk pedig 1,8–2,3 között mozog, s ezek középkötött vályognak megfelelő értékek (7. táblázat). E jelenség a máriagyúdi és kővágószőlősi minták esetében a durvább frakciók, a bükkösi mintánál pedig a lösz frakció nagyobb arányával mutat összefüggést. A Dunántúli-dombság többi vörösayagjánál a kötöttségi szám 50–60 közötti, vagy nagyobb, s a higroszkópos nedvesség általában 4–5%. A kicserélhető kationok szerint is eltérés mutatkozik a Baranyai-szigethegység talajainál. Az adszorpciós kapacitás értékei alacsonyak (5,6–18,7 m.e./100g), a máriagyúdi és bükkösi mintánál kiugróan nagy a kicserélhető magnézium mennyisége. A permi homokköves területről származó Kővágószőlős jelű minta a többitől eltér abban, hogy itt kicserélhető magnéziumot nem lehet kimutatni. Viszonylag nagy mennyiségben található még magnézium a szekszárdi, kakasdi és mórági vörösayagban.

A teljes kémiai összetétel alapján az egyes tájak talajai között nincs nagy különbség (4. táblázat). A Baranyai-szigethegység vörös agyagainál a teljes talaj elroncsolása után meghatározott Al_2O_3 viszonylag kevés, 11–13%. A permi homokköves kővágószőlősi mintában találtak a legnagyobb SiO_2 tartalmat. A SiO_2/R_2O_3 viszonyszámok a siallitos mállási szakaszra jellemzőek. Csak néhány esetben fordul elő kisebb, 2,0–2,2 közötti érték, ami erőteljesebb mállásra utal.

A röntgendiffrakciós és derivatográfus vizsgálatok eredményei tájanként kisebb eltéréseket mutatnak (11. táblázat). A Máriagyúd minta a Dél-Baranyai-dombság, illetve a Villányi-hegység mészkővonulatának vörös talajait képviseli. Kvarc-tartalma meghaladja a 16%-ot, a 23% kalciton kívül tartalmaz még 14% dolomitot is. Jelentős a földpát mennyisége. Az agyagásványok között megtaláljuk a kaolinitot, a montmorillonitot és az illitet. Az alumínium ásványai közül a gibbsit fordul elő. Vas-ásványt nem tartalmaz, a vörös szín az amorf vasgyületektől származik.

A Mecsek-hegységben keletkezett hasadéklarangok és kürtők gyakran hasonló vörös talajjal temetődtek be. STEFANOVITS (1967) szerint a Baranyai-szigethegység területének

mészkövein előforduló vörös talajok mediterrán hatásokra keletkezett terra-rossa képződmények. A Mecsek hegységből származó vörösayagok ásványos összetétele lényeges eltérést mutat a többi táj mintáinak összetételétől (Kővágószőlős, Bükkösd). Jellemző a sok, 50% körüli kvarc, a kevés illit és az, hogy kaolinitet nem tartalmaznak. Vörös színük a néhány % goethittől és az ezt kísérő amorf Fe_2O_3 hidrátoktól származik. A Dunántúli-dombság többi vörös talajának ásványos összetétele meglehetősen hasonló. Az agyagásványok közül több mintánál megtalálható az illit, klorit, montmorillonit és jelentős mennyiségben tartalmaznak kaolinitet. Gibbsitet csak egy mintánál lehetett kimutatni, hematitot is csak néhány mintában találtunk kis mennyiségben. Vörös színük tehát az amorf vasvegyületekből származik.

A Dunántúli-dombság vörösayagos képződményeinek keletkezése a pliocén idő-szakra tehető (ÁDÁM 1969; SCHWEITZER 1993). A pannóniai felszín mállásának eredményeként képződtek a miocén végétől az alsó pleisztocénig tartó időszakban. Nagyobb kiterjedésben a Tolnai-dombságon, főleg Zselicben fordulnak elő, de szórványosan Külső-Somogyban is megtalálható.

II.2.3. Összegzés

Vizsgálati eredményeink alapján a Dunántúl vörösayagos képződményeit a következő csoportokra osztjuk.

1. A Nyugat-magyarországi peremvidék vörös taljai.

- a) A Kőszegi-hegység vörös taljai. Néhány helyen fordulnak elő különböző palarétegek fölött, vagy között az igen kötött vörösayag rétegek. Nagyobb része helyben maradt idős képződmény. A finom frakcióban kevés a kvarc, találunk benne földpátot, kaolinitet, illitet, kevés gibbsitet, hematitot és goethitet.
- b) Őrségi vörös talajok. Több helyen előfordulnak, rendszerint különböző iszap, homok és kavicsrétegek váltakozva, ill. keveredve. Folyók vizei, felszíni vizek szállították kisebb-nagyobb távolságokra keletkezési helyükről, helyenként lösz is keveredett anyagukba. A teljes kémiai feltárás adatai és ásványos összetételük alapján van kö-zöttük siallitos és igen idős ferrallitos mállástermék. Viszonylag nagy a kaolinit tartalmuk.

2. Permi homokkővön képződött vörös talajok.

Az ország legidősebb talajfélése a permi vörös homokkőben sejthető. Színe élénk vörös, helyenként lilás árnyalatú. A permi homokkő trópusi vörösföldes üledékekből képződött kőzet. Természetesen a ma rajta található permi kőzetből kialakult talaj nem paleozoikus talajemlék, hanem harmad időszak végi talajmaradvány. Megtalálhatók a Balaton-felvidék egyes részein, így Balatonalmádiban, Balatonszepezden és Kővágóórsön. Jellemzőjük a kaolinit, illit, montmorillonit és hematit tartalom. Hasonló talajfélése fordul elő a Mecsek hegység permi homokkőves területein is, pl. Kővágószőlősön. Ennek jellemzője, hogy nem találunk benne kaolinit agyagásványt és hematitot, de tartalmaz goethitet.

3. Dunántúli-középhegység bauxitos képződményei.

A magyarországi bauxit a középkori mészkő és dolomit táblák felszínre került szárazulatán képződött. A bauxitösszlet erős lepusztulást szenvedett felső szintjeiben föllelhető vörösayagok azonban óharmadkori trópusi és szubtrópusi talajok maradványa. Két csoportjukat lehet megkülönböztetni.

- a) Uralkodóan allitos összetételű vörösayagok. A teljes kémiai feltárás molekuláris viszonyzámái alapján a legidősebb trópusi talajokhoz hasonlítanak, a mállás jellege ferrallitos. Kvarctartalmuk néhány százalék, kaolinit tartalmuk 30-40%, illetve, montmorillonitot általában nem tartalmaznak. Boehmit és gibbsit tartalmuk jelentős, vasoxidok mennyisége kevés.
- b) Allitos jellegű mutató bauxitos vörösayagok. Vörösberény, Márkó, Szentgál, Hárskút jelű talajok. Ásványi összetételükben jelentkezik az allitos jelleg, a ferrallitos mállás kezdeti szakaszát mutatják. Kvarc tartalmuk nagy, a kaolinit és klorit mennyisége jelentős. Illitet, csillámot vagy montmorillonitot is tartalmaznak. Kis mennyiségben előfordul bennük boehmit, gibbsit és hematit.

4. Dunántúli dombság vörösayagai.

- a) A pannóniai felszín mállása révén képződött vörösayagok. Agyagtartalmuk közepes, az agyagásványok közül megtaláljuk az illitet, kloritot, montmorillonitot és a kaolinitet nagyobb mennyiségben. Ásványai között kimutatható gibbsit és hematit is, de vörös színük többnyire az amorf vasvegyületekből származik. A miocén végétől az alsó pleisztocénig tartó időszakban keletkeztek.
- b) A Mecsek és Villányi hegység vörösayagai. Mészkövek felszínén, mélyedéseiben, hasadékaiban találhatóak. Agyagásványai a kaolinit, montmorillonit és illit. Előfordul bennük gibbsit, vasat csak amorf formában tartalmaznak. Mediterrán hatásokra keletkezett terra-rossa képződmény.

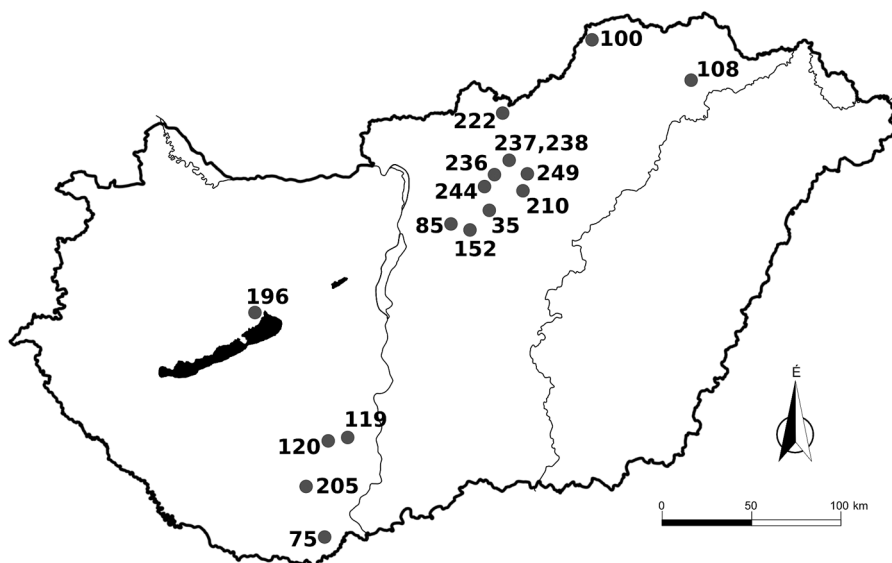
II.3. Magyarországi vörösayagok néhány talajtani és mikromorfológiai jellemzője

A paleotalajok kutatásában a mikromorfológiát egyre jelentősebb mértékben alkalmazzák, szerepét és jelentőségét többen, így KEMP (1998, 1999), RETALLACK (2001) és WRIGHT (1986) is hangsúlyozták. A talaj-mikromorfológiát hazánkban paleopedológiai vizsgálatokra először STEFANOVITS P. és RÓZSAVÖLGYI J. (1962) használták fel.

II.3.1. Anyag és módszer

A vörösayagok mikromorfológiájának tanulmányozásához az Északi-középhegység és a Dunántúl különböző tájairól gyűjtöttünk be mintákat. A viszonylag nagyszámú vizsgálati anyagból csak 17 talajszelvényből származó minták vizsgálati eredményeit mutatjuk be. A minták kiválasztásánál arra törekedtünk, hogy képviselve legyenek a fontosabb előfordulási helyek és a különböző vörösayag félésegek (25. ábra).

Avörösayagok talajtani tulajdonságainak, ásványi összetételének és mikromorfológiai sajátosságainak jellemzéséhez felhasznált minták származási helyei:



25. ábra Mikromorfológiai vizsgálatokhoz kiválasztott minták származási helyei
 Figure 25. The sites of samples selected for micromorphological investigations

A mintavételi helyek egyben különböző tájakat képviselnek.

Jósvafő (100)

A Tohonya kaszáló szélén, erdő mellett. Az András-Galya és Kis-Galya közötti völgyben, a szénaszáritótól É-ra 200 m-re, enyhe lejtő oldalában. É-felé 15 m-re tölgyerdő. A sárga jelzésű turista úttól ÉK-re 150 m-re füves terület. Mintavétel: 20 – 55 cm, B1 szint.

Színe: vörösbarna (szárazon: 2,5 YR 4/8 ; nedvesen: 2,5 YR 4/6).

Szerkezete diós, sok barnás-fekete vas-mangán hártya. Tömődött, kötött agyag.

CaCO₃: 0. Kevés vékony gyökér és néhány 1- 2 cm vastag fás gyökér.

Mád (108)

Subabányától K-re 500 m. A kőbánya melletti ásott talajszelvény, 2 m mély, végig egyenletesen vörösbarna agyag. Mintavétel: 40–60 cm.

Színe: szárazon: 5YR 6/6, nedvesen: 5YR 4/6. Vékony gyökerekkel jól átszőtt.

Szerkezete szemcsés, diós. Kevés apró szürkés-fehér színű kőzet (riolit) darabok. CaCO₃: 0.

Salgótarján (222)

A város É-i részén, a Görbe u. 6. sz. alatti építkezés gödréből. A gödör fala 5 m mélységig vörösayag, egész mélységében egyenletesen kemény rögös, poliédeses.

Mintavétel: 400–450 cm. Igen kötött, szívós, poliédeses, csúszási tükrökkel.

Színe: vörösbarna, szárazon, nedvesen: 2,5 YR 4/4. CaCO₃: 0.

Mátrakeresztes (237)

Az Óvár étterem kertjében, a Fitó-patak völgy bevégásának É-i oldalában, innen 8 – 10 m-re DNY-i irányban a Fitó a Csörgő-patakba ömlik. A Fitó-patak szakadékszerű partoldalában 4–5 m mély, és 2–3 m széles vörösigyag folt fordul elő.

Színe: vörös, kissé lilás. Szárazon: 10R 6/4, nedvesen: 10R 4/8. CaCO₃: 0.

Mátrakeresztes (238)

Ugyanott, a Fitó-patak völgyében, kb. 0,5 m átmérőjű, kör alakú téglás vörös színű agyag folt a lilás vörösigyagban. (Mintavételezéseink során a legvörösebbnek vélt magyarországi vörösigyag).

Színe: vörös. Szárazon: 10R 6/8, nedvesen 10R 4/8. CaCO₃: 0.

Gyöngyöstarján (210)

Fajzatpuszta. Szőlő és gyümölcs táblák, közöttük köves, bokros térség, elhagyott, kiöregedett ültetvényekkel. Németh András 8 ha szőlő területe, vörös nyirok talajon. A tábla D-i fele vöröses barna, É-i része vörösbarna, illetve vörösigyag. A felső 10 – 20 cm réteg laza, apró rögös, poliéderes, művelt, talajmaróval elmunkált, gyommentes. A művelt réteg alatt gyengén nedves, helyenként száraz, erősen kötött, „szívós”, diós szerkezetű, helyenként rögös tömbökbe áll össze. 2–3 cm széles, 20–40 cm mély repedések szabdalják. A tábla É-i része kissé köves, vörös színű, hidroandezit darabokkal. Jól beállt, bőtermő szőlő ültetvény: kékfrankos, chardonnay, rizling, merlot.

Mintavétel: 20–40 cm. Színe: vörös, szárazon: 10 R 3/4, nedvesen: 10 R 4/6. CaCO₃: 0.

Kékestető (249)

Kékestetőn, a felső parkoló Kékes felőli kijáratánál. A kopár oldalbevégásban 4–5 m² vörösigyag folt, andezit kőzet darabokkal. CaCO₃: 0. Mintavétel: 6–20 cm.

Színe szárazon: fakó vöröses barna (5YR 5/4), nedvesen: sötét vörös barna (10 YR 3/3).

Muzsla (236)

Muzsla-tető alatti üdülőtelepen, a Vadvirág út közepénél, a Kövesbérci út leágazásánál. Útbevégás D-i oldalában 30–40 cm vastagságú, vörös barna színű agyag réteg, közvetlenül a néhány cm-es gyepes szint alatt. CaCO₃: 0+.

Színe: nedvesen sötét vörös-barna (7,5 YR 4/4), szárazon: vörösbarna (10 YR 6/4).

Szurdokpüspöki (244)

Nagyalmás, Agancs u. vége. Vörösigyag, vízmosásos völgyben, 350–380 cm. Apró és közepes poliéderes szerkezetű, CaCO₃: 0.

Színe: szárazon: világos vörös-barna (7,5 YR 7/6), nedvesen: vörösbarna (5YR 4/6).

Hatvan (35)

Téglagyár elhagyott agyaggödre, a gödör ÉK-i felső részében. Sötétbarna-vörösigyag (szárazon: 2,5 YR 3/6, nedvesen: 2,5 YR 4/8). Felső szintből bekeveredett humuszos fekete foltok. CaCO₃: 0. Mintavétel: 50–67 cm.

Valkó (152)

Gödöllő felől érkeve a Szabadság út 82 sz.-nál jobbra forduló út vezet a sportpályához. A sportpálya melletti D-i oldalon homokos löszfal oldalában 1–2 m vastagságú vörösagyag réteg húzódik, mélysége K-felé haladva növekszik. A vörös réteg látható hossza 55–60 m. A vörösagyag réteg felett világos szürkés-fehér, fakósárga lösz húzódik, sok mészkonkrécióval, löszbabával. Alatta világos szürke, iszapos agyagréteg húzódik. Mintavétel: a sportpálya K-i sarkánál, a vörös réteg közepéből, 260–290 cm. Színe: vörösbarna (2,5 YR 4/6). Szerkezete szemcsés, poliéderez, könnyen szétomló.

Gödöllő (85)

Állattenyésztési Kísérleti tér. Ásott árok. Mintavétel: 50–70 cm. Kissé homokos vörösagyag.

Balatonalmádi Kilátó (196)

Kilátótól NY-ra, az autóparkoló szélétől 8–9 m-re, a lejtő oldalán, bokros, fás területől, nedves, árnyékos helyről. Kötött, kissé nedves agyag, vékony gyökerekkel jól átszótt, képlékeny, de kisebb nyomásra könnyen darabokra omlik. Szerkezete diós. CaCO_3 : 0+. Színe: szárazon: vörösbarna (10 R 4/4), nedvesen: sötétvörös (10 R 3/4).

Szekszárd - Kakasd (119)

Szekszárd és Kakasd között a 6. sz. főút mellett, a 144–145 km közötti agyagbányában. Az agyagbánya NY-ra néző falán különböző eredetű lösz, vörösagyag, szürke és kék színű agyag, illetve iszapos és homokos agyagrétegek húzódnak. 10 m hosszú szakaszon a vörösagyag-réteg hullámosan húzódik, váltakozó vastagságban (a hullámhegy a felszíntől 1,5 m; a hullámvölgy mély-pontja, pedig 3 m). A vörösagyag-réteg vastagsága 30–150 cm között változik. A vörösagyag felett fakósárga lösz, alatta, pedig szürke iszapos rétegek húzódnak. Mélyebben kék színű agyag található. A kék agyag nagyon kötött, a nagy tömböket repedések választják el egymástól. Mintavétel: 70–80 cm. Vörösagyag. Színe szárazon: 2,5 YR 4/6, nedvesen 2,5 YR 3/6. CaCO_3 : 0.

Kakasd (120)

A község szélétől D-re kb. 1 km távolságban, a 6. sz. főút melletti büfétől K-re, 500 m-re. A mélyebb rétegekben viszonylag sok csörgőkő. Mintavétel: 60–80 cm. Vörösagyag. (Szárazon: 10 R 5/8, nedvesen: 10 R 4/8). Szerkezete poliéderez, diós. CaCO_3 : 0.

Máriagyúd (75)

A műútról a máriagyúdi tűzoltóság épületénél (Csarnóta felől érkeve a község szélénél) É-ra fordulva, földúton gyenge emelkedőn haladva elérhető ún. „Márványbánya” oldalából. Mészkorétegek közötti, törmeléken vörösagyag, a felszíntől 150–180 cm mély rétegből.

Kővágószőlős (205)

Kővágószőlőstől É-ra, a Jakab hegy lábánál, a Sepse dülőben levő Jáger Vendel gyümölcsösétől É-ra 1 000 m. Tölgyerdőben, ritkán használt földút menti bevágódás oldalából, 8–20 cm vastag vörösayag-réteg, felette narancs-barna homokos agyag, alatta részben mállott, illetve el nem mállott permi vörös-homokkő darabok. Színe lilás, vörös-barna, szárazon: 2,5 YR 5/4, nedvesen: 2,5 YR 4/6. CaCO_3 : 0.

Vékonycsiszolatok készítésének lényeges lépései a következők (SZENDREI 2000):

A kiszáritott mintákat 1:1 arányban acetonnal hígított P210 poliészter gyantával impregnáltuk. A katalizátor MEKP-50 oldat volt. A polimerizációt metilmetakrilátban oldott 5%-os hidrokinon oldattal késleltettük. A minták impregnálása fokozatosan történt 500 Hgmm ritkítású vákuumban. Az átitatószer feleslegét kipárolagtattuk és a mintákat hígítás mentes gyanta oldattal töltöttük fel.

A csiszolást parafinnal végeztük fokozatosan finomodó csiszolóporral. A csiszolatok tárgylemezre ragasztása Araldit műgyantával történt. A minták mérete 2–17 cm² között változott.

A mikromorfológiai leírás BREWER (1964), és BULLOCK et al. (1985) rendszere alapján készült.

A mikromorfológiai sajátságok mennyiségét kétféleképpen határoztuk meg. Az agyagbevonatok, -kitöltések, valamint az alapanyagban a töredékek mennyiségét hálózatos okulárral becsültük. Csiszolatonként 100 meghatározást végeztünk, az adott nagyságnál ez véletlenszerű eloszlásban 1 cm² felület kimérését jelentette. Ennek során három kategóriát különböztettünk meg: a.) nem tartalmaz, b.) 100-ból egy négyzetnél kisebb területen fordul elő, c.) 100-ból egy négyzetnél nagyobb területet foglal el, számszerűen megadva mennyit.

Az illuviációs agyag mennyiségének kategóriát MIEDEMA és SLAGER (1972) alapján adtuk meg, nevezetesen 1% alatt = ritka illetve igen ritka, 1–4% = közepes, 4–7% = gyakori, 7% felett = igen gyakori.

A vas-, mangánborsóknál és mészgöbecseknél gyakoriságukat adtuk meg, számszerűleg azt, hogy a felület egy cm²-én hány darab fordul elő. Az alkalmazott kategóriák a következők: igen ritka (ir) = <3,3 db/cm², ritka (r) = 3,3–14,5 db/cm², közepes (k) = 14,5–20 db/cm², gyakori (gy) = 20–83 db/cm², igen gyakori (igy) =>83 db/cm². A vékonycsiszolatok vizsgálatát és értékelését SZENDREI Géza végezte (SZENDREI 2000).

II.3.2. Vizsgálati eredmények és értékelésük

Az ásványi összetétel adatait az 12., a teljes kémiai feltárás eredményeit a 13., a talajtani alapvizsgálati adatokat a 14. táblázat, a mikromorfológiai jellemzőket a 15. táblázat tartalmazza.

12. táblázat folytatása
Contd. Table 12.

Ásványok	Harvan (35)		Valkó (152)		Gödöllő (85)		Balatonalmádi (196)		Szekeşárd (119)		Kakasd (120)		Máriagyűd (75)		Kővágószőlős (205)	
	E.	ff.	E.	ff.	E.	ff.	E.	ff.	E.	ff.	E.	ff.	E.	ff.	E.	ff.
Kvarc	48,40	67,10	-	16,70	71,60	30,10	-	49,00	33,20	21,60	29,80	13,00	16,90	15,60	-	56,00
Kalcit	5,90	6,30	-	1,40	3,80	5,80	-	1,00	2,70	10,60	1,10	-	23,60	21,20	-	-
Dolomit	-	-	-	-	-	0,60	-	-	-	-	-	-	14,50	8,80	-	3,00
Földpát	-	-	-	8,90	1,70	4,10	-	2,00	3,50	4,70	10,20	6,30	6,20	32,00	-	7,00
Kaolinit	15,20	1,00	-	9,30	11,50	9,50	-	30,00	5,30	14,80	26,00	19,40	25,20	1,80	-	-
Klorit	-	4,50	-	1,60	-	-	-	-	51,10	10,60	10,60	4,00	-	-	-	2,00
Illit	-	-	-	-	-	-	-	6,00	-	-	-	-	6,80	2,40	-	12,00
Illit + montmorillonit	-	-	-	-	-	-	-	2,00	-	-	-	-	-	-	-	3,00
Illit + esziliám	23,40	5,50	-	37,90	-	1,90	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Montmorillonit	-	-	-	-	-	-	-	2,00	-	-	16,40	-	-	12,70	-	8,00
Montmorillonit + amorf.	-	-	-	4,60	5,60	40,00	-	-	-	32,00	-	48,90	-	-	-	-
Muskovit	-	8,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Gibbsit	-	-	-	0,80	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4,20	2,20	-
Hematit	-	-	-	1,10	-	-	-	6,00	-	-	-	0,80	-	-	-	-

12. táblázat folytatása
Contid. Table 12.

Ásványok	Harvan (35)		Valkó (152)		Gödöllő (85)		Balatonalmádi (196)		Szekszárd (119)		Kakasd (120)		Máriagyűd (75)		Kövágószőlős (205)	
	E.	ff.	E.	ff.	E.	ff.	E.	ff.	E.	ff.	E.	ff.	E.	ff.	E.	ff.
Goethit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5,00
Humusz	1,70	2,00	-	1,20	1,20	1,60	-	-	1,00	1,50	0,80	1,00	0,40	1,60	-	-
Amorph.	-	-	-	7,30	-	-	-	2,00	-	-	-	-	-	-	-	4,00
H ₂ O	4,60	5,60	-	3,80	4,00	5,40	-	-	3,20	4,20	-	-	1,80	1,30	-	-
H ₂ O ⁺	0,80	5,60	-	1,20	0,60	1,00	-	-	-	-	-	-	0,40	0,40	-	-

13. táblázat Vörössagyagok teljes kémiai analizisének eredményei (%)
Table 13. The complete chemical analysis of red clays in percent

Szám	Név	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$	$\frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3}$
100	Jósvafő	36,41	8,78	30,03	1,56	3,07	1,74	5,37
108	Mád 3	40,09	9,22	20,79	4,24	2,48	2,56	3,54
222	Salgótarján	50,55	7,44	20,14	0,00	2,39	3,46	4,25
237	Mátrakeresztes	60,97	10,47	28,75	2,17	3,22	2,93	4,31
238	Mátrakeresztes	57,82	12,19	29,15	3,07	3,31	2,66	3,75
210	Gyöngyöstarján	50,33	4,70	21,41	3,30	2,18	3,51	7,14
236	Muzsla	40,63	13,84	27,65	2,57	2,03	2,31	3,13
244	Szurdokpüspöki (N.almás)	51,13	9,40	21,56	1,91	0,71	3,15	3,60
152	Valkó	53,20	7,49	18,49	4,73	2,17	3,89	3,87
196	Balatonalmádi Kilátó 1	44,96	9,49	23,56	1,27	1,37	2,58	3,90
119	Szekszárd - Kakasd	37,35	9,07	23,70	6,91	5,06	2,15	4,10
120	Kakasd I.	38,41	8,56	26,64	1,69	2,99	2,03	4,88
75	Máriagyúd I.	36,48	13,60	17,90	15,26	2,79	2,33	2,06

14. táblázat Vörössagyagok alapvizsgálati adatai
Table 14. Results of basic soil analysis of red clays

Szám	Név	Mélység cm.	K _A	hy ₁	pH		CaCO ₃ %	Humusz %
					KCl	H ₂ O		
100	Jósvafő	20–55	62,00	9,72	4,74	5,92	0,00	0,19
108	Mád III	40–60	41,00	5,73	6,12	6,79	0,00	0,92
237	Mátrakeresztes	200–230	68,00	7,50	5,28	6,69	0,00	2,60
238	Mátrakeresztes	240–260	56,00	7,80	5,27	6,77	0,00	0,99
249	Kékestető	6–20	39,00	5,20	4,12	5,07	0,00	1,29
236	Muzsla	10–30	51,00	3,90	6,86	7,59	0,74	2,34
244	Szurdokpüspöki (N.almás)	350–380	53,00	2,80	3,77	5,12	0,00	0,32
35	Hatvan	50–67	96,00	9,42	7,38	8,38	0,45	0,12
152	Valkó	260–290	47,00	4,70	7,24	8,15	6,32	1,08
196	Balatonalmádi Kilátó I.	0–25	50,00	1,47	7,36	7,40	0,67	2,43
119		70–80	57,00	4,18	7,81	8,36	4,14	1,12
120	Kakasd I.	60–80	51,00	3,73	7,74	8,36	0,00	0,18
75	Máriagyúd I.	100–130	42,00	1,85	7,89	8,51	9,77	0,00

15. táblázat Vörösayagok mikromorfológiai jellemzői
Table 15. Micromorphological features of red clays

Mintaszám	Lelőhely	Vázrészek				Alap- anyag		Alapanyag orientációja							Szövet		Koncentrálódások																																						
																	agyag/vasas agyag						vas				mangán			szénsavas mész																									
	Lelőhely	szerves maradványok	ásványzemcsék	kőzettöredékek	pedoreliktum	viszonylag homogén	viszonylag heterogén	fedett/orientálatlan	foltokban	zónákban	keresztező zónákban	hálózatos	vázrészek körül	pórusok körül	mikrokristályos	szemcsehalmaz	bevonat vázzemcs. körül	porfiros	gyakoriság	homogén	heterogén	bevonat	kitöltés	szegély	folt	gyakoriság	bevonat	szegély	kitöltés	éles határvonalú vasborsó	elmosódó határvonalú vasborsó	konkrécio	bevonat	szegly	kitöltés	éles határvonalú borsó	pátitos göbeccs	mikrites göbeccs	bevonat	szegély	kitöltés														
35	Hatvan	x				x						(x)					x	így	x		x	x																																	
75	Máriagyúd	x	x			x								x			x									ir			x											r															
85	Gödöllő	x	x		x							(x)					x	ir			x	x				r												x																	
100	Jósvafő	x				x		x	x			x					x	gy			x	x	x			r	ir	ir					ir	ir	x																				
108	Mád	x	x	x				x	x			x						k	x		x	x		x		r																													
119	Szekszárd	x			x			x	x			x					x									ir			x								x		ir	ir	ir														
120	Kakasd	x			x			x	x			x			(x)		x									ir			x																										
152	Valkó	x	x			x		x				x			(x)		x	k	x		x	x	x	x		k																													
196	Balaton-almádi	x	x	x	x		x										x									ir																													
205	Kővágószőlős		x	x			x		x	x		x					x	így		x	x	x																																	
210	Gyöngyöstarján		x	x	x		x			x		x					x	ir	x			x																																	
222	Salgótarján		x				x					(x)					x	k			x	x		x	gy				x				k	k	x																				
236	Muzsla		x	x		x		x	x			x					x	k	x		x	x	x	x	gy				x																										
237	Mátra- kersztes		x	x	x		x		x	x		x					x	ir				x																																	
238	Mátra- kersztes	x	x	x		x											x									k			x																										
244	Szurdokpüspöki		x	x			x		x	x		x					x	ir			x		x	(x)	k																														
249	Kékestető		x	x			x								(x)		(x)																																						

x= előfordulás

k= közepes

ir= igen ritka

ig= igen gyakori

A vörösgyagok korának, a mállás jellegének megállapításához és számos tulajdonosságának értékeléséhez, a termoanalitikai és röntgen-diffrakciós eljárással meghatározott ásványi összetétel adatainak (1. táblázat) döntő jelentőségük van.

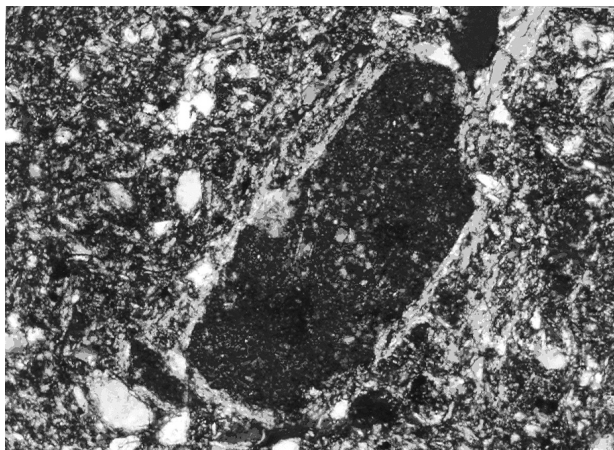
A Jósmafőről (100) származó minta az Aggteleki-karszt jellemző vörösgyagát képviseli. Agyagtartalma nagy, a leiszapolható rész közel 80%, az agyagfrakció 60%, az Arany-féle kötöttségi szám 62. A kvarctartalom viszonylag nagy, a kaolinit mennyisége közepesnek ítéltető, a teljes talajban 28,5%, a finom frakcióban több. A montmorillonit a finom frakcióban viszonylag sok, meghaladja a 23%-ot, ezzel magyarázható a kiugróan nagy, 9,7% higroszkópos nedvesség. A hematit-tartalom 1%-nál kevesebb.

Az agyagmobilizálódásnak mind az alapanyagban, mind a pórusokban erősen kifejezett jelei vannak. A mangánkiválások ritkák az alapanyagban, a vas-, mangánkiválások a pórusok mentén is előfordulnak (4. táblázat).

Mád (108) jelű minta a Hegyalja jellegzetes vörösgyaga, melyet a szakirodalomban gyakran vörös nyirokként emlegetnek. Ásványi összetételére jellemző a 30% körüli kvarctartalom, a finom frakció 13% földpát tartalma. Az agyagásványok közül az eredeti mintákban az illit mennyisége 32,8%, a finom frakcióban viszonylag sok a montmorillonit, 42,8%. A kaolinit mennyisége csupán néhány %.

A vizsgálatok sem goethitet, sem hematitot nem mutattak ki, az agyag vörös színe (5 YR 4/6) tehát minden bizonnyal az amorf vas-oxidhidrátoktól származik. A vizsgált vörösgyag helyben képződött az alatta levő riolittufából. Ezt támasztja alá az is, hogy a homokos rész szemcséi nem legömbölyítettek, hanem élesek, tehát nem víz szállította. Kedvezőtlen tulajdonsága a szénsavas mész hiánya és humusz-szegénysége. Tokaj-Hegyalja területén, számos helyen, így Ond, Szegilong, Tolcsva, Sárospatak térségében fordulnak elő hasonló vörösgyag képződmények, bár több helyen nagyobb az agyagtartalom, mint a mádi mintában.

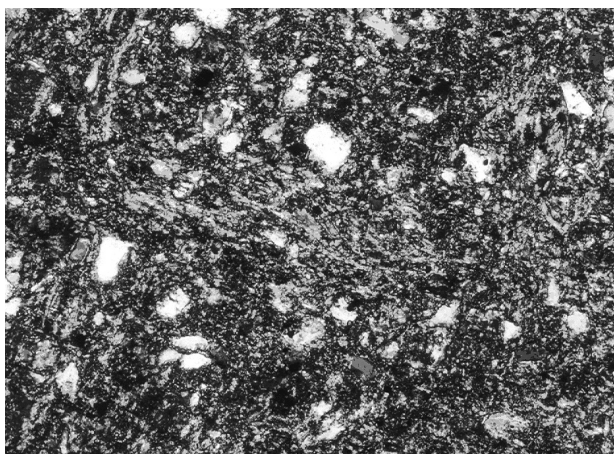
E talajra is jellemzőek az agyagmobilizációra utaló mikromorfológiai jelek, amelyek megfigyelhetők mind az alapanyagban orientálódásokként vázrészek körül, foltokban (1. fotó) és zónákban (2. fotó), mind a pórusok mentén, mint bevonat, kitöltés (3. fotó) és folt.



1. fotó Vázrész körüli alapanyag orientáció. Mád. Nagyítás: 148x, +N.
SZENDREI GÉZA felvétele.

Picture 1. A Granostriated birefringence fabrics. Mád. Magnifications: 148x, +N.

Photo: Géza SZENDREI

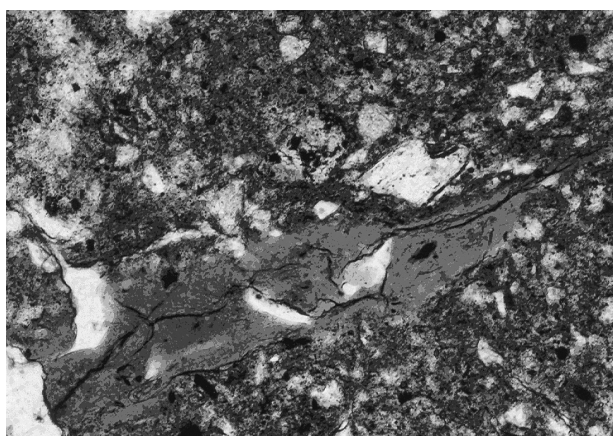


2. fotó Zónás alapanyag orientáció. Mád. Nagyítás: 148x, +N.

SZENDREI GÉZA felvétele

Picture 2. Monostriated birefringence fabrics. Mád. Magnifications: 148x, +N.

Photo: Géza SZENDREI



3. fotó Vasas agyagkitöltés. Mád. Nagyítás: 148x

SZENDREI GÉZA felvétele.

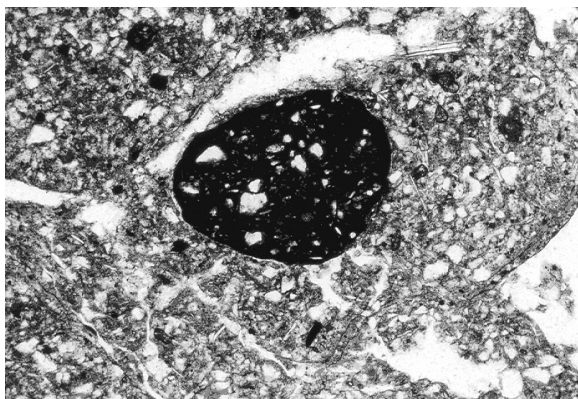
Picture 3. Ferruginous clay infilling. Mád. Magnifications: 148x, Photo: Géza SZENDREI

Jellegzetesen alakul a Felső-Zagyva, a Mátra és Mátraalja területéről származó minták ásványi összetétele. A kvarc tartalom általában meghaladja a 40%-ot, a Szurdokpüspöki (244) minta finom frakciójában 52%, de a Mátrakeresztes (237, 238) és a Gyöngyöstarján (210) mintákban jóval kevesebb, 20–30% körül mozog. Az agyagásványok között a montmorillonit túlsúlya a jellemző. Montmorillonit a Szurdokpüspöki (244) talajban 20%, a Salgótarján (222) mintában 24%, a Kékestető (249), Muzsla (236) 25–26%, Mátrakeresztes (237, 238), Gyöngyöstarján (210) mintákban 50%. A viszonylag nagy montmorillonit tartalommal függ össze a talajok nagy duzzadó-zsugorodó képessége. Az aszályos időszakokban széles és mély repedések képződnek. Az Arany-féle kötöttségi számuk 50–60, esetenként még ennél is nagyobb. Kaolinitot nem tartalmaznak, esetleg néhány százalékban fordul elő. A Mátrakeresztes (237, 238) és Gyöngyöstarján (210)

mintákban 1–2%, a Szurdokpüspöki (244) mintában 4% a kaolinit tartalom. Hematitot viszonylag nagyobb mennyiségben tartalmaznak, értékük 3–4%, de a Kékestető (249) mintában 8%, a Gyöngyöstarján (210) nevű vörösgyagban 12%. A Szurdokpüspöki (244) és a Salgótarján (222) minta 2–3% goethitet is tartalmaz. A viszonylag sok vasoxid, s főleg a hematit mennyisége a korábbi időszakokban lezajlott trópusi mállásra utal.

Az alapanyag általában, több mint 70%-ban (az előbbieken megadott talajok százalékában) orientált, a vázrészek körül több mint 70%-ban, foltokban több mint 40%-ban, zónákban közel 60%-ban fordult elő a mintákban. Pórus menti agyagmobilizálódás a minták több mint 70%-ában mutatható ki. A nagyobb mértékű agyagmobilizálódást elősegítheti a vörösgyagok jelentős montmorillonit tartalma.

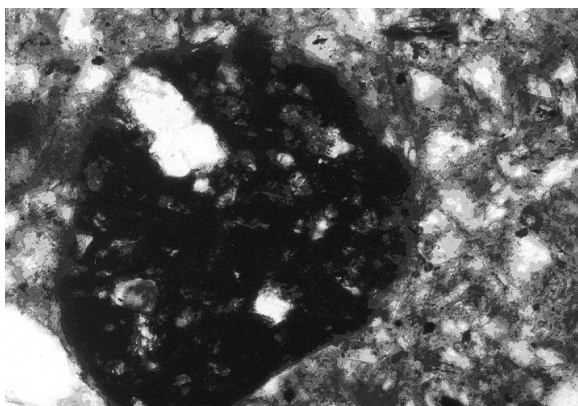
Vas-, mangánkiválások (4. fotó) a minták közül 60%-ában fordul elő, míg a fekete (5. fotó), illetve barna színű kiválások több mint 40%-ban találhatók. A salgótarjáni mintában fekete színű vas- és mangánbevonat is előfordul.



4. fotó Vas-mangán borsó. Muzsla. Nagyítás: 59x.

SZENDREI GÉZA felvétele.

Picture 4. Ferruginous nodules. Muzsla. Magnifications: 59x,
Photo: Géza SZENDREI



5. fotó Mangán kiválás. Valkó. Nagyítás: 158x.

SZENDREI GÉZA felvétele.

Picture 5. Manganiferrous nodules. Valkó. Magnifications: 158x,
Photo: Géza SZENDREI

Az Északi-középhegység és az Alföld É-i pereme közötti övezetben is több helyen fordulnak elő vörösayagok, gyakran eltemetett rétegekben. Ezeket képviselik Hatvan (35), Valkó (152) és Gödöllő (85) jelű minták. Jellemzőjük a 30–60% körüli kvarctartalom. Kalcit jelenléte is kimutatható néhány %-ban, többnyire földpát is található bennük. Kaolinit mindegyikben előfordul. A kaolinit jellegzetessége, hogy a röntgendiffrakciós vizsgálatoknál nem mutatja az alapreflexiót. A képlékeny vörösayagoknál több helyen is előfordul ez az ú.n. „degradált kaolinit” (Bidló G. elnevezése).

A Valkó (152) mintában gibbsit és hematit is kimutatható, a többi agyag vörös színe az amorf vasvegyületektől származik. E minták – Hatvan (35) talaj kivételével – eltemetett fosszilis szintek anyagai, alattuk és esetenként felettük is löszös vályog, vagy agyagrétegek találhatóak. Képződésük körülményei között anyaguk minden bizonnyal lösszel is keveredett, szemcseösszetételükben nagyobb a lösz frakció értéke. Az említett vörös színű agyagok a pliocénben, a pliocén–pleisztocén határán keletkezett talajok, illetve pleisztocén kori paleotalajok. Az Alföld peremövezetének vörös talajai alatt különböző eredetű agyag, iszap, esetleg homok rétegek fekszenek. Hazai löszfeltárások alsóbb szintjeiben elég gyakori a vörös agyagtalaj, illetve a vöröses vályogtalaj (PÉCSI 1985). E vörös agyagtalajok az egyes intergalciálisok erős mediterrán klíma hatásának képződésükre jellemzők.

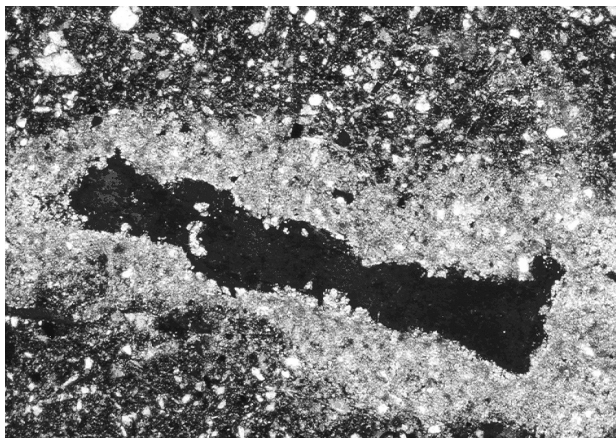
A valkói mintában igen ritkán karbonát-közettermelékek figyelhetők meg. Az agyagmobilizálódás jelei megvannak az alapanyagban (esetleg vázszemcsék körül részlegesen, foltokban) és a pórusok mentén, igen ritkán (Gödöllő) vagy közepesen (Valkó) vagy igen gyakran (Hatvan). A vas- és mangánkiválások közül mangánkiválások a gödöllői és valkói mintában fordultak elő.

A Balatonalmádi (196) és a Kővágószőlős (205) minták permi vörös homokkőves területekről származnak. E vörösayagos képződmények ásványi összetételét jellemzi a jelentős kvarctartalom, a Balatonalmádi mintában kaolinit, a Kővágószőlős (205) mintában a klorit is előfordul. Mindkét mintában néhány százalék montmorillonit is kimutatható. A Balatonfelvidék és a Mecsek hegység Ny-i részének jellegzetes talajai, permi homokkőven képződött élénk-vörös, helyenként lilás árnyalatú talajféleség az ország legidősebb talajfélesége, áthalmazott talajanyag, mely homokos tengeri üledékkel keverve alkot kőzetet. Természetesen a ma rajta található permkori kőzetből képződött talaj nem paleozoós talajemlék, hanem későbbi, harmadidőszak végi, mely megőrkölte a vörös színű talajanyagot. Ilyen képződmény a csopaki, szepezdi és révfülöpi szőlők, kertek messziről vöröslő talaja.

Az agyagmobilizálódását tekintve a két minta eltérő, a balatonalmádi mintában nincs jel az agyagvándorlásra, a kővágószőlősi minta alapanyagában ritkábbak a jelek, viszont a pórusbevonat és kitöltés gyakori. Több generációja van, amelyek közül az egyik heterogén, helyenként durvább méretű szemcsékkel is. Vas-, mangánkiválások csak a balatonalmádi mintában fordulnak elő ott, is igen ritkán.

A Szekszárd (119), Kakasd (120) jelű minták a Szekszárdi-dombság vörös agyagait képviselik. Agyagtartalmuk közepes, az agyagásványok között megtaláljuk a kloritot, montmorillonitot és a kaolinitet nagyobb mennyiségben. Tartalmaznak 5–10% földpátot. Vörös színük az amorf vegyületektől származik. Képződésük a pliocén időszakra tehető (ÁDÁM 1969; SCHWEITZER 1993). A pannóniai felszín mállásának eredményeként alakultak ki a miocén végétől az alsó pleisztocénig tartó időszakban.

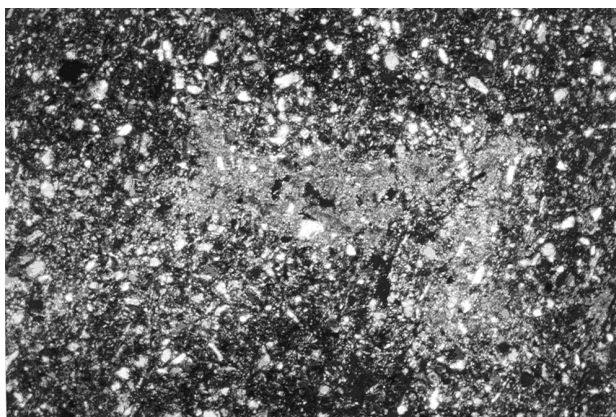
Az agyagmobilizálódás jelei csak az alapanyagban jelennek meg (vázrészek körül, foltokban, zónákban), a pórusok mentén nem. A szénsavas mészkiválások az alapanyagban koncentrálnak a pórusok mentén fordulnak elő (6. és 7. fotó) a szekszárdi mintákban.



6. fotó Szénsavas mészkitöltés. Szekszárd. Nagyítás: 44x, +N.

SZENDREI GÉZA felvétele

Picture 6. Calcitic infilling. Szekszárd. Magnifications: 59x, +N. Photo: Géza SZENDREI



7. fotó Szénsavas mészkitöltés. Szekszárd. Nagyítás: 59x, +N.

SZENDREI GÉZA felvétele

Picture 7. Calcitic infilling. Szekszárd. Magnifications: 44x, +N. Photo: Géza SZENDREI

A korlátozott agyagmobilizálódáshoz a szekszárdi mintában a szénsavas mésztartalom is hozzájárulhat. A vas-mangánkiválások igen ritkák, és legalább két generációjuk van. A montmorillonitos agyagásvány összetétel elősegítheti az alapanyag orientálódását, a kalciumionokban gazdag közeg ellenére.

A Máriagyúd (75) minta a Villányi-hegység mészkővonulatának vörös talajait képviseli. Kvarctartalma meghaladja a 16%-ot, 23% kalcitot, 14% dolomitot tartalmaz. Jelentős a földpát mennyisége. Az agyagásványok között megtalálható a kaolinit, montmorillonit és az illit. Az alumínium ásványai közül előfordul a gibbsit. Vörös színe az

amorf vasvegyületektől származik. A Mecsek hegységben keletkezett hasadéklarlangok és kúrtók gyakran hasonló, vörös talajjal temetődnek be. A Baranyai-szigethegység területének mészkövein előforduló vörös talajok mediterrán hatásokra keletkezett terra rossa képződmények.

A máriagyúdi mintában agyagmobilizálódásra utaló jel sem az alapanyagban, sem a pórusok mentén nem fordul elő. A vas-, mangánkiválások igen ritkák. A szénasavas mésznek két kiválása van egyrészt az alapanyagban eloszolva, másrészt abban koncentrállódva. A terra rossákra alapjában jellemző mikromorfológiai sajátosságokat mutatja e szelvény.

E közegben a kalciumionok meghatározó szerepe miatt az agyagmobilizálódás nem várható.

Néhány szelvény esetében azonban agyagbemosódásra utaló jeleket is közöltek, így három kaliforniai terra rossa szelvényből (VERHEYE és STOOPS 1974), valamint ausztráliai terra rossából (BREWER et al. 1983). A vörös agyag lemosódhat egészen a fekü kőzet repedéseibe is (DOBROVOLSKY 1972).

A kaliforniai és spanyolországi mediterrán éghajlaton a váltakozó nedvesedés és száradás hatására kialakult alapanyag orientálódását is leírták (BENAYAS és GUERRA 1972; VERHEYE és STOOPS 1974).

Vasborsót, vashártyát ausztráliai terra rossa talajból is leírták (BREWER et al. 1983; STACE 1968), aminek képződését gyenge és közepes vízhatásra vezették vissza.

A teljes kémiai elemzés adatai a mállás jellegének megítéléséhez fontosak. A teljes kémiai elemzés adataiból az agyagos rész SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 százalékos értékeit és molekuláris viszonyszámait közöljük a 13. táblázatban.

A SiO_2 36–60%, Fe_2O_3 8–12%, az Al_2O_3 20–30% között mozog.

Az $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ molekuláris viszonyszám a mállás jellegére utal. Erőteljes ferrallitos trópusi mállást jelez a Jósvafő (100) minta 1,74 értéke. E viszonyszám általában alacsony a Szekszárdi dombság és a Villányi hegység talajainál 2,10 és 2,30 értékkel, valószínűsíthető hogy ezeket is trópusi, illetve szubtrópusi mállás alakította, de ezek többnyire nem helyben képződött agyakok. A Mátra és Mátraalja vörös agyagaiban a molekuláris viszonyszám 2,50–3,50 között mozog, ami nem utal határozott ferrallitos mállásra. A nagyobb viszonyszámok alapján feltételezhető, hogy a vörösayagok a korábbi felületi átrendeződések és keveredések következtében vegyes összetételű, kevert mállástermékek.

II.3.2.1. Mikromorfológiai sajátosságok értékelése a talajképződési folyamatok szempontjából

Értékelésünkhöz a szakirodalomban fellelhető adatokat és megállapításokat is felhasználtuk.

a.) Duzzadás-zsugorodás

E folyamatot jelezheti a pórusrendszer, illetve annak orientációja. A csiszolatok nagysága ennek értékeléséhez nem elégséges.

A duzzadás-zsugorodás az alapanyag orientálódását is előidézheti (pl. vázrészek körül, foltokban, zónákban), ami megfigyelhető a gödöllői, a gyöngyöstarjáni, a hatvan-nagygombosi, a jósvafői, a kakasdi, a kővágószőlősi, a mádi, a mátrakeresztesi (237), a muzslai, a salgótarjáni, a szekszárdi, a szurdokpüspöki és a valkői mintákban.

A szakirodalomban bemutatott paksi szelvény alsó szintjének (Mende Bázis) alapanyagában a vázszemcsék körül, a pórusok mentén is figyelték meg zónás orientálódást (MOROZOVA,

1987; PÉCSI és MOROZOVA 1987). A visontai vörösayagban is leírták a vázszemcsék körüli és alapanyagon belüli orientálódást. Ezt a nedvesedés – száradás hatására végbemenő duzzadás – zsugorodás következményének tekintették (HORVÁTH et al., 2002).

Az alapanyag orientálódás egyik előfeltétele az agyagszemcséket cementáló anyag hiánya vagy gyengülése. A vörösayagokban a várható cementáló anyagok a vas-oxid-hidroxidok és -hidroxidok. Összefüggést találtak az egyre kifejezettebb mértékű alapanyag orientálódás és a talaj plaszticitása között (ZAINOL és STOOPS 1986). Az említett szerzők azt is kimutatták, hogy a szabad vastartalom növekedésével csökkent az agyag aktivitása. A humid trópusi talajokban a vastartalom csökkenés kifejezettebb alapanyag orientációhoz vezet (STOOPS et al., 1994). A helyi hidromorf hatásra a vasas agyagban az agyagszemcsék felületéről deszorbeálódnak a vas, és így szeparálódhat (BRINKMAN 1970; BOCQUIER és NALOVIC 1972 cit. NAHON 1991).

A nedvesedés és száradás hatására végbemenő duzzadás és zsugorodás az alapanyag szemcséit orientáló hatását számosan megállapították (többek között BREWER 1964; BREWER et al. 1983; DALRYMPLE és JIM 1984; McCORMACK és WILDING 1974; RANSOM és BIDWELL, 1990). A zónákban történő orientálódásban szerepet tulajdonítanak az anizotróp feszültségeknek, és a nyírásnak is (GREENE-KELLY és MACKNEY 1990; JIM 1990).

A duzzadás és zsugorodás mértékében jelentős különbség van az egyes agyagásványok között, így a kaolinites agyagokhoz képest a szmektitek jóval nagyobb mértékben duzzadnak. A vasoxid-hidroxidok beépülése a rétegek közötti térbe azonban mérsékeli a duzzadásképeséget.

Vertisolokat és a vertic-jellegű talajokat nagy duzzadó agyagtartalmuk miatt az erőteljes, ismétlődő duzzadás és zsugorodás jellemzi (NETTLETON és SLEEMAN 1985; OSMAN és ESWARAN, 1974). Ennek megfelelő mikromorfológiai sajátosságok: nyomási bevonatok, szegélye (Jósvafő, Szurdokpüspöki) kialakulása, illetve ezek degradációja (Mád, Muzsla, Salgótarján, Szurdokpüspöki, Valkó), valamint az alapanyag jelentős orientálódása (Kakasd, Szekszárd).

A kakasdi, gyöngyöstarjáni és szurdokpüspöki minták agyagfrakciójában a szmektit tartalom 50% fölött van, a jósvafői, szekszárdi és salgótarjáni mintákban valamivel kevesebb, 25–50% között mozog.

b.) Agyagbemosódás

A pórusok menti agyagmobilizálódás jelei a bevonatok, szegélyek és kitöltések, amelyek képződhetnek bemosódással, illuviációval (Gödöllő, Gyöngyöstarján, Hatvan-Nagy Gombos, Jósvafő, Kővágószőlős, Mád, Mátrakeresztes, Muzsla, Salgótarján, Szurdokpüspöki és Valkó).

Az agyag-, illetve az agyag és alapanyag együttes bemosódása a hatvan-nagygombosi, kővágószőlősi mintákban a leggyakoribb, közepes gyakoriságú a mádi, muzslai, salgótarjáni, valkói, és ritka a gödöllői, gyöngyöstarjáni, mátrakeresztesi (237) és a szurdokpüspöki mintákban. Ennek okai az eltérő talajképződési folyamatokban vannak.

A pórusok menti agyagmobilizálódás hiánya a balatonalmádi, kakasdi, kékestetői, máriagyúdi, mátrakeresztesi (238) és szekszárdi mintákban állapítható meg.

A paksi szelvényben, vörösbarna mediterrán jellegű agyagtalajnak besorolt Mende Bázis alsó szintjében is megfigyeltek agyagbevonatokat a „slickenside” felületek mentén, melyeket nyomás hatására képződöttnek vélték (MOROZOVA 1987; PÉCSI és MOROZOVA, 1987).

A visontai vörösgyagban is találtak agyaghártyát (HORVÁTH et al., 2002; BERÉNYI ÜVEGES et al., 2003), amelyet az agyagvándorlás jelének tekintettek, egy későbbi talajképződési szakaszban.

A vasas-agyag alapanyagú talajoknál, így számos trópusi, szubtrópusi és mediterrán talajban az agyag ki- és bemosódást az alapanyag stabilitása miatt nem tartották lehetségesnek. Viszont a későbbi szakirodalomban található utalások arra, hogy a mediterrán talajokban is előfordulhatnak.

FEDOROFF (1997) összefoglalása szerint az agyagbemosódás a jelenlegi mediterrán talajokban csak a csapadékosabb peremvidékeken, illetve a paleotalajokban fordul elő.

E talajokban a vörös színű agyagbevonatok és kitöltések mellett sárga színűek is előfordulnak. A vörös hematit sárga (-barna) színű goethitté alakulása olyan éghajlatra utal, amely során a csapadék meghaladja az evapotranspirációt és nyaranként a talaj nem szárad ki. A szürkésfehér bevonatok előfordulása hidromorf hatáshoz kötődik: csapadékos évszak és száraz, forró nyár. Ilyen körülmények között a hematit nem alakul át goethitté.

Számos esetben az agyagbevonatoknak és kitöltéseknek több „generációja” különíthető el, melyek áteső fényben eltérőek színben (pl. Kővágószőlős, Mád, Muzsla, Valkó), ami több agyagbemosódási szakaszra utal.

Az agyagbevonatok, kitöltések és esetenként töredékek átesőfényben színben eltérőek az alapanyagtól. Néhány esetben színük az alapanyagénál vörösebb, illetve vörös árnyalatú (Valkó) oxidáltabb állapotot is mutathat, amelyből agyagbemosódási folyamatra is lehet következtetni.

A vasas-agyag alapanyagban a cementálódás gyengülése előfeltétele a diszpergálódás megindulásának.

Az agyagszemcsék dezaggregálódását és diszpergálódását az esőcseppek fizikai (széztiszapoló), valamint kolloidkémiai hatások idézhetik elő.

Mediterrán területeken a nagy intenzitással lehulló csapadék és a kopár felület, heterogén, durvább szemcséket keverhet a kitöltésekbe, míg az egész évben növényzettel borított, nem szélsőséges csapadéku területeken homogén agyagbevonatok és kitöltések képződhetnek (FEDOROFF 1997).

A vizsgált minták esetében csak a kővágószőlősi pórus kitöltés heterogén, helyenként durvább szemcsékkel keveredő.

Az agyagszemcsék diszpergálódását a szemcsék közötti taszító erők, felületi azonos töltések okozzák. Előidézője a folyadékfázisban az izoelektromos ponttól eltérő kémhatás, valamint az agyagszemcsék nagyobb negatív töltésű felületei.

Megállapították, hogy a montmorillonit és csillámszerű agyagásványtartalmú talajok kis elektrolit-koncentrációjú oldatokban, jobban diszpergálódnak mint a kaolinites-halloysites nagy vasoxidtartalmú talajok (VELASCO-MOLINA et al., 1971).

A kaolinit felületi negatív töltése kicsi, és az éleknél pozitív töltésű, ezért nehezen diszpergálódhat (DIXON 1977). Izoelektromos pontja 4 (DIXON 1977), illetve az éleknél 7,3 (RAND és MELTON 1975 cit DIXON, 1977). Ezen érték felett a kémhatás lúgosodásával nő a negatív felületi töltéssűrűség, a legnagyobb mérvű növekedés 8,2–10,9 pH-érték között van (STREET és BUCHANAN, 1956 cit DIXON, 1977).

A szeszkvioxid bevonatok az izoelektromos pontot a bevonó anyag értéke felé tolják el (HENDERSON és LAVKULICH, 1983), és alacsony pH-nál pozitív töltésű felületet is képezhetnek. A kaolinit negatív felületi töltésű, amelyhez erősen kapcsolódnak a pozitív töltésű vasoxid szemcsék (GOLDEN és DIXON, 1985), bár a kaolinit felület töltése általában

így is negatív (DESPHADE és mts.-ai, 1964 cit. GOLDEN és DIXON, 1985).

Azokban a talajokban, ahol agyagbemosódás fordult elő, így a gödöllői, gyöngyöstarjáni, mádi és szurdokpüspöki talajoknál az agyagfrakció montmorillonitos (a montmorillonit 40% feletti). Ezekben a mintákban a mádit kivéve az agyagbemosódás kismértékű. A valkói minta illites, míg a jósvafőiben legtöbb a kaolinit (31%).

Több minta alapanyagában elszórtan megfigyelhetők az agyagkitöltések töredékei: Mád, Muzsla, Salgótarján, Szurdokpüspöki és Valkó.

Az erőteljes ferrallitos trópusi mállással jellemezhető Jósvafői mintában ($\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3=1,74$) jelentős agyagmobilizálódásra utaló jelek fordulnak elő.

A Szekszárdi-dombságon és Villányi-hegységben fellelhető vörösigyag mintákban (2,10–2,30) pórusmenti agyagmobilizáció nem fordul elő, és az alapanyagban is csak a szekszárdi dombság talajaiban figyelhetők meg. Ezzel összefüggésben lehet a máriagyüdi és szekszárdi mintákban kimutatható szénsavas mész.

A Mátra- és a Mátraalja vörösigyagaiban az $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ arány (2,5–3,50) nem utal ferrallitos mállásra. Az agyagmobilizáció az alapanyagban és a pórusok mentén a minták több mint 70%-ban fordul elő, amit elősegíthet a jelentős montmorillonit tartalom.

c.) Vas- és mangánvegyületek mobilizálódása és kiválása

Egyes redoximorf sajátságok előfordulását a paleotalajokban is hidromorf hatás eredményének tartották (SOLT et al. 1994).

A szabálytalan alakú, át- és ráesőfényben fekete kiválások mangán, illetve mangán-, vaskiválásnak tekinthetők és valószínűsíthető in situ keletkezésük (SOIL SURVEY STAFF 1992). A mangánkiválásokat gyenge hidromorf hatás jelének vélik (VENEMAN et al, 1976). Ilyen kiválások a következő mintákban fordultak elő: Balatonalmádi, Gödöllő, Jósvafő, Kakasd, Mád, Muzsla, Salgótarján, Szekszárd, Szurdokpüspöki, Valkó.

A visontai vörösigyagban is megfigyelték (HORVÁTH et al., 2002, BERÉNYI ÜVEGES, 2003) a szabálytalan alakú, elmosódó határvonalú fekete, vörösbarna foltokat, amelyeket vas- és mangánoxidoknak és -oxihidroxidoknak tekintenek.

BULLOCK (1985), BECZE-DEÁK et al. (1997) alapján a redoxi viszonyok egykori változásával magyarázható a képződésük. Az éles határvonalúakat áthalmozottaknak tekintik (BERÉNYI ÜVEGES et al., 2003).

A kaolinit-hematit tartalom növekedésével a mangánkoncentráció során a kaolinit oldódik és lithioforit veszi át a helyét (NAHON 1991).

Gyenge vízhatásra utalnak a mangánszegélyek, illetve bevonatok (Jósvafő és Salgótarján), ahol a mobilizálódás után a kiválás az alapanyag és a pórusok érintkezési zónájában történt (a kisebb redoxi potenciál értéknél az alapanyagban lévő mangán oxidáltabb, mint a nagyobb redoxi potenciálnál a pórus mentén kiváló).

A goethites, kaolinites alapanyagban a koncentráció keletkezésének kezdeti szakaszában a goethit dúsulásával egy külső vöröses és egy belső vöröstől barnás színig terjedő zóna képződik. A határ közöttük fokozatos. A képződés középső szakaszában, a külső zónában sötétvörös, vasas kaolinites, hematitos, és egy belső lilás alumínium-hematitos zóna képződik az alapanyag eredeti ásványainak epigenetikus „kiszorításával” (NAHON 1991).

A lekerekített, kör vagy ovális átmetszetű és éles határvonalú borsók áthalmozódnak is tekinthetők: Kakasd, Mád, Máriagyüd, Mátrakeresztes (238), Muzsla és Salgótarján.

Reliktum vas-koncentrációk képződhetnek a vasas kéreg feldarabolódásával és éleinek legömbölyödésével is (NAHON 1991).

d.) *Szénsavas mész mobilizálódása és kiválása*

Az alapanyagban mikrokristályos szénsavas mész fordul elő a máriagyüdi mintában. Az alapanyagban, az azt cementáló koncentrációk is előfordulnak. Ezen túl a szekszárdi mintákban mikrokristályos pórus menti bevonatok, kitöltések és szegélyek figyelhetők meg, valamint igen ritkán tús póruskitöltések is, s ez utóbbiak biogén eredetre utalnak (VERRECCHIA és VERRECCHIA 1994). Az alapanyagban bekövetkező és az egyik mintában pórusok mentén is végbemenő szénsavas-mész mobilizálódására, kiválására utaló jelek fordultak elő.

e.) *Áthalmazódás*

A lekerekített és éles határvonalú vas-mangán borsókat az áthalmazás jelének tekintik (BOUMA et al. 1990, VEPRASKAS et al. 1994). Előfordultak a kakasdi, máriagyüdi, mátrakeresztesi (238), muzslai, és salgótarjáni mintákban. Az áthalmazódás jelei a lekerekített aggregátumok, amelyek részben vasoxid-hidroxidokkal és oxidokkal cementáltak a muzslai és a valkói mintákban.

II.4. Magyarországi vörösgyagok humuszminőségének összehasonlító vizsgálata

A talajok humusztartalmának mennyiségi és minőségi vizsgálata fontos támpontot ad a talajok termékenységi és genetikai vizsgálatához. Ásványi eredetű talajoknál közismert az a régebbi felfogás, miszerint a talajok termékenysége annál nagyobb, mennél nagyobb azok humusztartalma. A humusz felhalmozódása nagyobb energiasintű talajokat eredményez, vagyis növeli a talajok potenciális termékenységét. A humusz felhalmozódása azonban gyakran olyan környezeti tényezőknél a következménye, mint az időszakos szárazság, pangó nedvesség, vagy pl. a montmorillonit típusú erős agyagosodás, ami a szántóföldi növényteresztés számára általában nem mondható kedvezőnek. Ezért a talaj effektív termékenységét nem annyira a humusz mennyisége, hanem egyéb tényezők mellett annak minősége, mikrobiális lebontása és szintetizálási sebessége határozza meg.

Ismeretes, hogy a különböző talajképződési tényezők hatására különböző minőségű humuszanyagok keletkeznek. A humusz jó minőségét az szerint bírálhatjuk el, hogy mennyiben járul hozzá a talaj tápanyagtartalmának felhalmozódásához és megőrzéséhez, a növények tápanyag-ellátásához és a talaj szerkezetének kialakításához.

A talaj humuszminőségének jellemzését többféle módszerrel végezhetjük.

A korszerű műszertechnika felhasználásával elterjedtek azok a módszerek, amelyek egyszerűbb úton teszik lehetővé a humuszanyagok minőségi jellemzését. Ennek révén többen az elektronmikroszkópos, röntgen- és DTA- vizsgálatokat tartják alkalmasnak a humuszminőségek jellemzéséhez (HARGITAI 1963; STEFANOVITS 1957). A frakcionálás nélküli humuszminőség-vizsgálatok egyik legelterjedtebb módja az optikai módszerekkel való vizsgálat. Ezek alapját a különféle oldószerekkel nyert humusz kivonatok fényabszorpciós viszonyainak tanulmányozása képezi, különböző fény spektrumokban, mint UV, látható és IR spektrumokban.

A különböző szerves anyagoknak eltérő szerkezete van, ami az anyagok eltérő fényelnyelésében is kifejezésre jut. Nagyobb molekulákban nagyobb a kromofor csoportok száma, ami egyúttal más fényelnyelési törvényszerűségeket jelentkezik. Ez az összefüggés teszi lehetővé, hogy a különböző humuszanyagok minőségi összehasonlítását fényabszorpciós módszerekkel végezzük.

Az UV-spektrum vizsgálatával kapcsolatban HARGITAI (1965) munkáját említjük meg, aki a huminsavak UV-spektrumainak vizsgálata alapján adatokat nyújtott a főbb magyarországi talajok jellemzéséhez.

Másrészt ismeretes a két oldószeres eljárással készült humuszkivonatok fényabszorpciós viszonyainak vizsgálata.

HARGITAI (1955) az általa kidolgozott két oldószeres eljárással mérte a humuszkivonatok fényabszorpcióját a látható fény hullámhossztartományában, és ennek alapján jellemezte a főbb magyarországi talajok humuszminőségét. Ezen túlmenően HARGITAI (1965) elvégezte módszerével a fontosabb közép-európai talajok humuszminőségének jellemzését is.

II.4.1. Vizsgálati módszer

A humuszanyagok kioldását 1%-os NaF-dal, a párhuzamos mintában pedig 0,5%-os NaOH-dal végezzük. E célból 5–5g talajhoz 200–200 ml megfelelő kivonó oldatot adtunk, majd a 250 ml-es folyadéküvegek tartalmát alaposan összeráztuk. Az összerázást félórás szünetekkel még háromszor megismételtük, ami után a folyadékok tisztájából 20 ml-t normál kémcsöveke pipettázzuk a szuszpenzió 48 órás ülepedésének elteltével. Az így nyert NaF-os és NaOH-os kivonatok extinkcióit fotométeren az alábbi hullámhosszaknál mértük meg: 460, 490, 520, 533, 550, 580, 610, 640, 670, 700, 730 nm.

Ezután kiszámítottuk az irodalomból ismert (Hargitai 1955) stabilitási számot (Q) és a stabilitási koefficiens (K).

$$\text{Stabilitási szám} \quad Q = \frac{E_{\text{NaF}}}{E_{\text{NaOH}}}$$

$$\text{Stabilitási koefficiens} \quad K = \frac{E_{\text{NaF}}}{E_{\text{NaOH} \cdot H}}$$

Ahol:

E_{NaF} = a NaF-os kivonat extinkciója

E_{NaOH} = a NaOH-os kivonat extinkciója

H = a talaj összes humusztartalma százalékban Tyurin módszerével. Ezért a K, a stabilitási szám 1% humusztartalomra vonatkoztatott értéke, aminek nagysága a különböző talajokra jellemző.

Az alkalmazott módszer elve azon alapszik, hogy a NaOH a nyers, kevésbé kialakult, kisebb molekulájú, valamint telítetlen humuszvegyületeket oldja. Ez megfelel annak, hogy a NaOH-dal csupán a gyengébb minőségű humuszanyagokat tudjuk kioldani a talajból. Ezzel szemben a NaF a jó minőségű, nagy molekulájú, kisebb diszperzitásfokú,

rendszerint kationokkal telített huminsavakat oldja. Ennek következtében a kedvezőbb, nagyobb stabilitású humuszanyagokat nagyobb stabilitási számok és koefficiensek fejeznek ki.

II.4.2. Vizsgálati anyag

Vizsgálatainkat a következő mintákon végeztük:

- Aggteleki–karszt vöröstasyag talajai,
- Bükk hegység vörös talajai,
- Mátra hegység vörös talajai,
- Nyugat–magyarországi peremvidék vörös talajai,
- Dunántúli középhegység vörös talajai,
- Dunántúli dombság vörös talajai.

II.4.3. Eredmények és értékelés

Az I. csoport humuszminőségi jellemzése (26. ábra)

A grafikonok alapján azt mondhatjuk, hogy az e csoportba tartozó talajok humuszanyagaiban a stabilabb, nagyobb molekulájú, agronómiailag kedvezőbb, Ca-mal telített humátok dominálnak. Ilyen értékeknél a humuszanyagok kialakulása semleges, gyengén lúgos körülmények között megy végbe.

I./a.: (2,81–4,99%) Jól oldódó, jó minőségű, nagy molekulájú, nagy stabilitású humuszanyagokat tartalmaz. 218.–Hollóstenő és 231.–Zalahaláp mintánál viszonylag nagy a stabilitási szám (2,791–4,29) és viszonylag nagy a stabilitási koefficiens is.

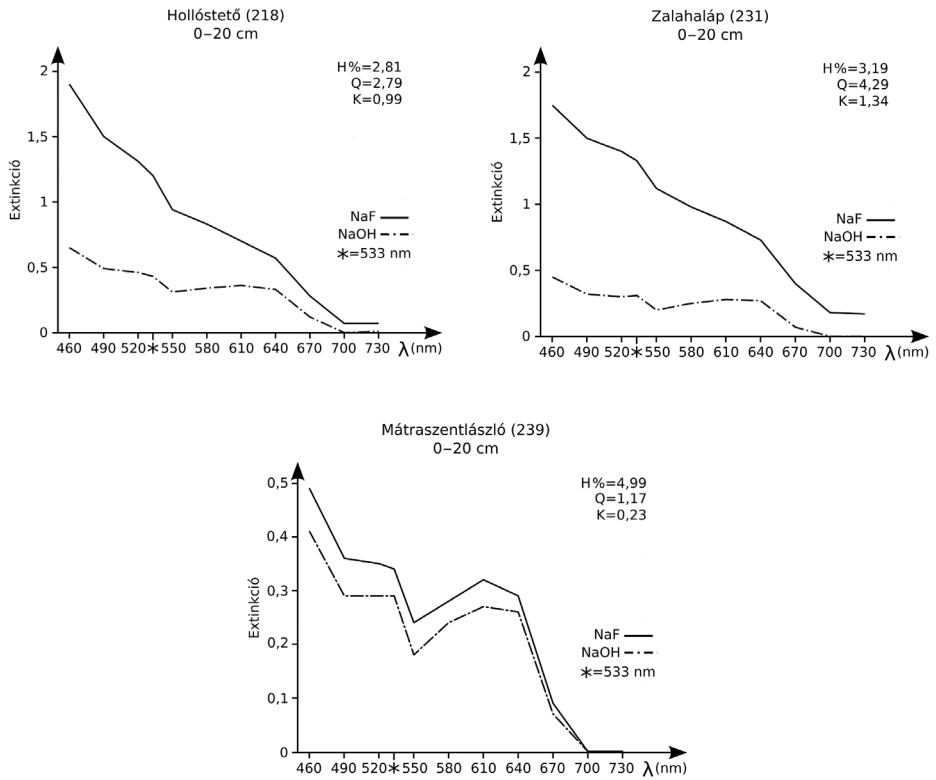
239.–Mátraszentlászló humuszanyagai is jól oldódnak, de itt már sok a NaOH-ban oldódó rész is.

Humuszminőségük alapján a csernozjom talajok és barnaföldek közötti átmeneti helyet foglalják el.

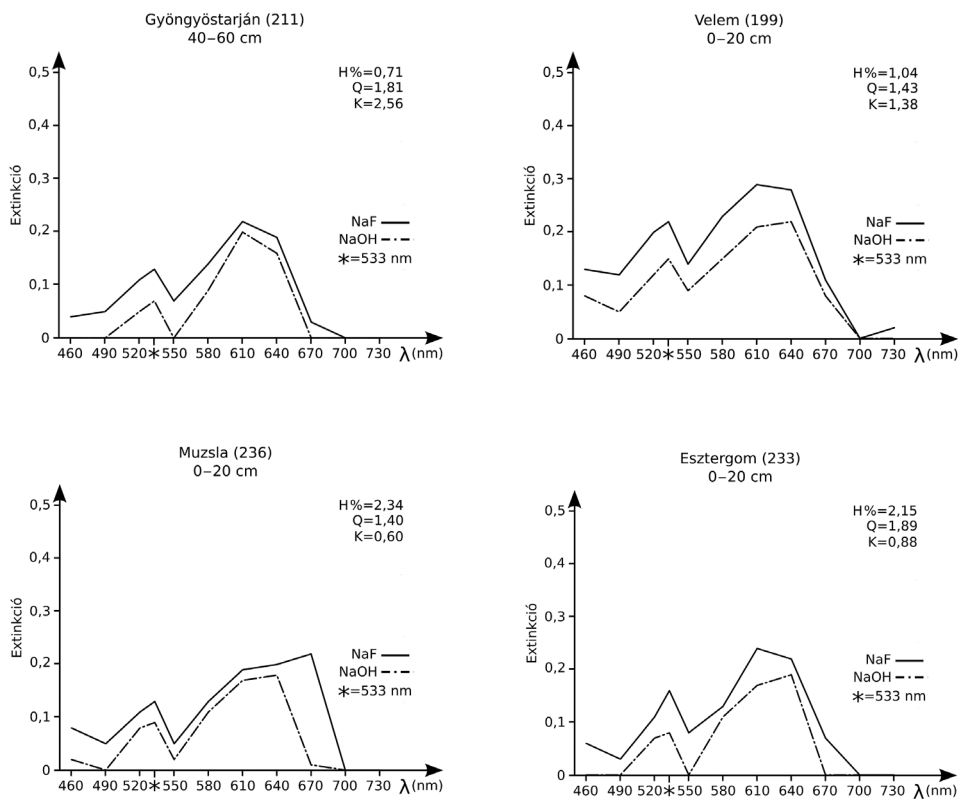
I./b.: Kisebb humusztartalmú (0,71–2,34%) talajok. Általában a nagyobb hullámhosszknál mért extinkció értékek nagyobbak, de még a NaF oldatban mért extinkciók értékei meghaladják a NaOH-ban mért értékeket.

Tehát kevésbé oldható (kevesbé mozgékony) humuszanyagokat tartalmaznak.

I./c.: Eltérés az előzőkhöz képest az, hogy a magasabb hullámhosszknál azonos, vagy valamivel több a NaOH-ban oldódó, tehát kisebb molekulájú humuszanyag.

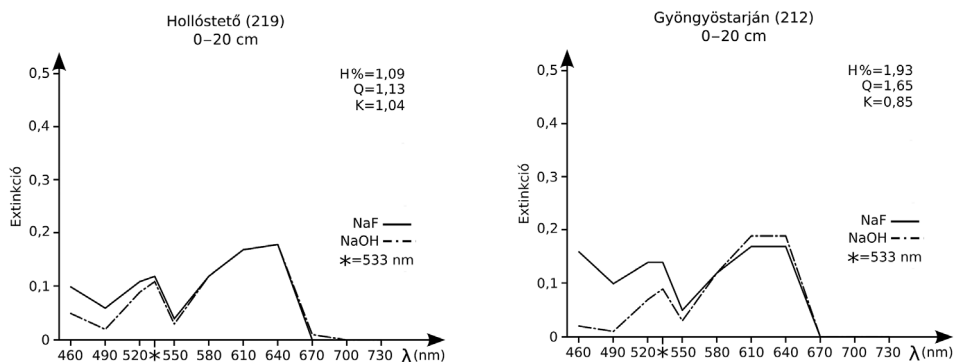


26./a. ábra: Jobb minőségű és nagyobb humusztartalmú vörös talajok NaF-os és NaOH-os extinkciói I/a csoport
 Figure 26/a NaOH and NaF extinctions of better quality and more humous red soils (Group I/a)



26./b. ábra: Jobb minőségű és kisebb humusztartalmú vörös talajok NaF-os és NaOH-os extinkciói I./b. csoport

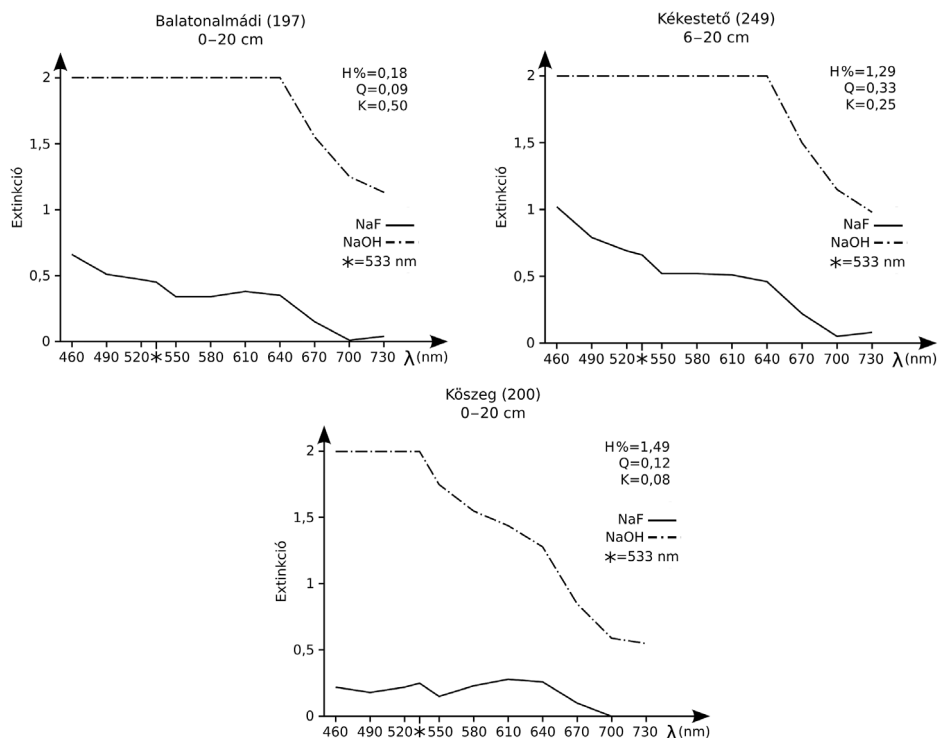
Figure 26/b NaOH and NaF extinctions of better quality and less humous red soils (Group I/b)



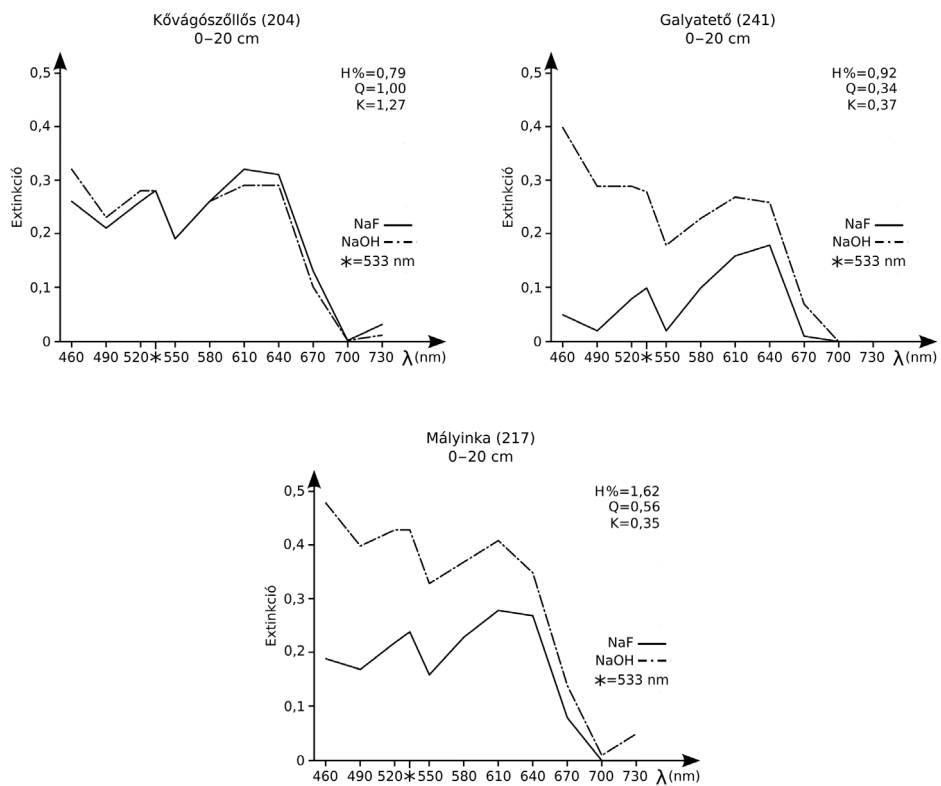
26./c. ábra: Kis mértékben oldódó humuszanyagok NaF-os és NaOH-os extinkciói I./c. csoport
 Figure 26/c NaOH and NaF extinctions of slightly soluble humus materials (Group I/c)

II. csoport humuszminőségi jellemzése: (27. ábra)

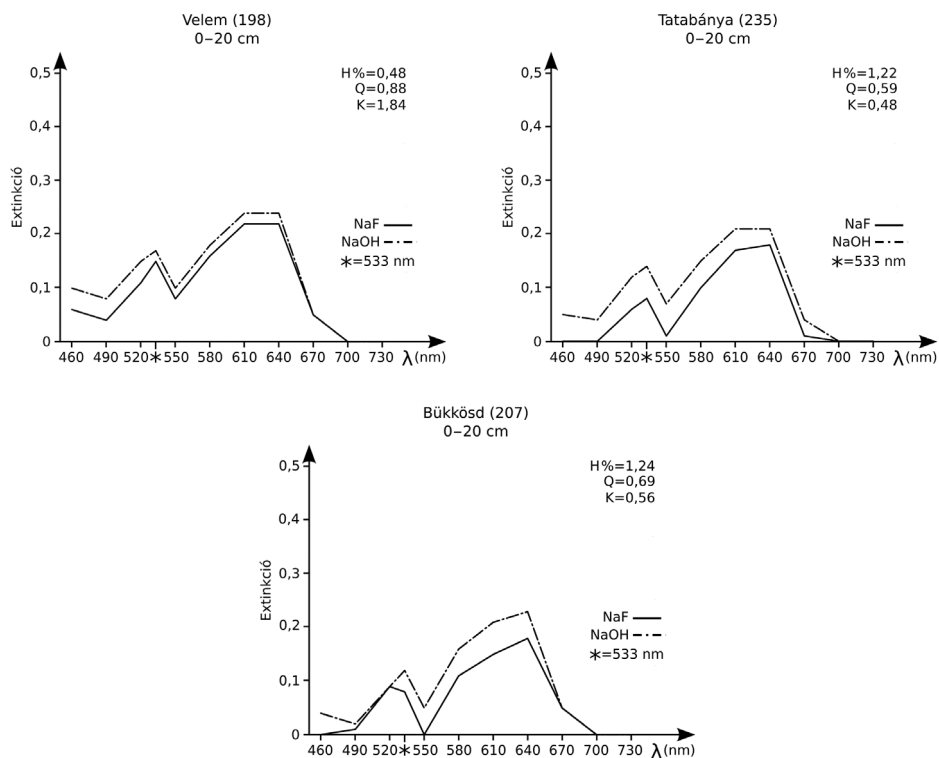
E csoportba tartozó talajok humuszára jellemző, hogy a NaOH-os kivonatok extinkciói nagyobbak a NaF-os kivonatok extinkcióinál. Általában gyengébb minőségű humuszanyagok.



27./a. ábra: Gyengébb minőségű és nagyobb humusztartalmú vörösgyagok extinkciói
 Figure 27/a Extinctions of worse quality and higher humus content red clays



27./b. ábra: Gyengébb minőségű és kisebb humusztartalmú vörös agyagok extinkciói
Figure 27/b Extinctions of worse quality and lower humus content red clays



27./c. ábra: Gyenge minőségű és kis mértékben oldódó humuszanyagok extinkciói
 Figure 27/c Extinctions of bad quality and slightly soluble humus materials

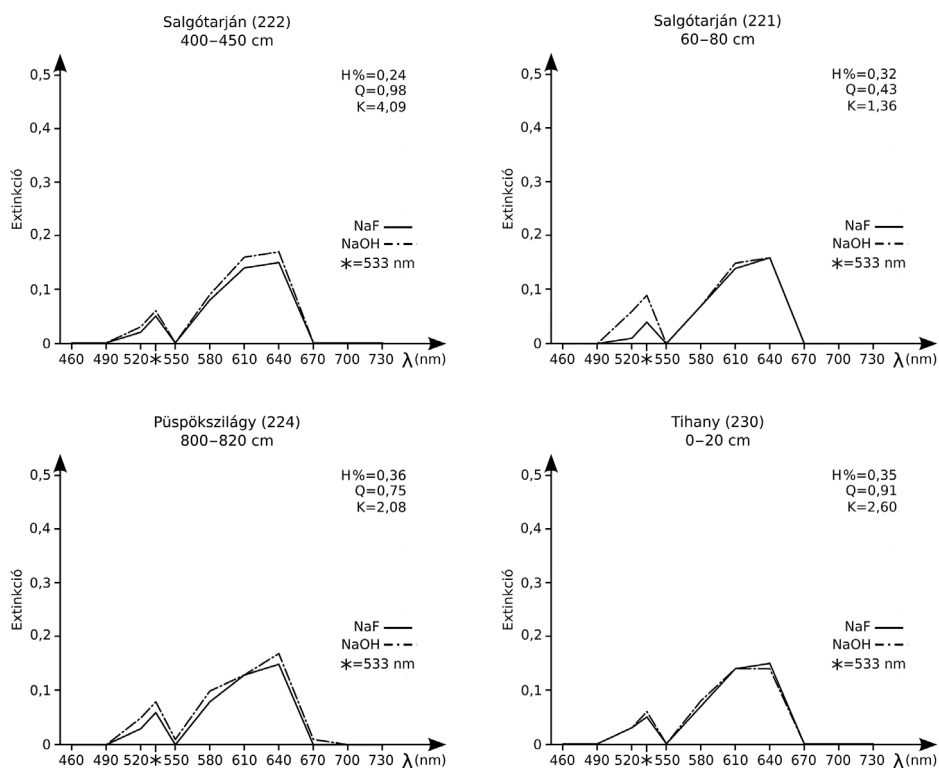
II./a.: humusz százalék változó (0,18–1,49), 197.-Balatonalmádi kivételével 1–2% körüli. Humuszanyagok általában jól oldódóak, extinkció értékeik 1,5–2 között mozog. Jellemző, hogy humuszanyaguk rosszabb minőségű, a NaOH-ban oldható, kisebb molekulájúak vannak túlsúlyban. Stabilitási számuk 0,1–0,4 között van, stabilitásioefficiensük igen kicsi.

II./b.: Humusztartalmuk alacsonynak mondható. Gyenge minőségűek, a NaOH-ban mért extinkciójuk nagyobbak, mint a NaF-os oldatban mérték, értékük többnyire 0,5 alatt marad.

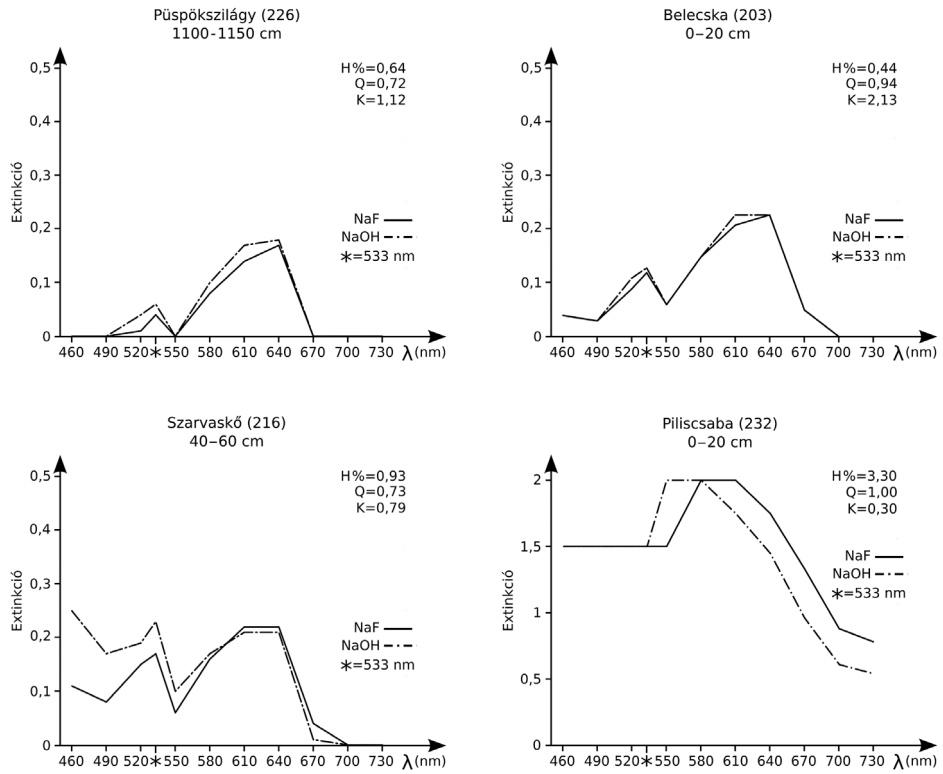
II./c.: Nagyon gyenge minőségű és kis mértékben oldódó humuszanyagokat tartalmaznak. Extinkció értékeik 0,2–0,3 vagy ennél kisebbek. A két oldatban mért extinkció értékek közel vannak egymáshoz.

A III. csoport humuszminőségi jellemzése: (28. ábra)

Ebben a csoportban (19. ábra grafikonjai) a NaF-ban és NaOH-ban oldható humuszanyagok közel azonos arányban fordulnak elő. Általában (NaF-ban és NaOH-ban is) rosszul oldódó humuszanyagokat tartalmaznak, kivéve a 232.-Piliscsaba talajt. A több méter mélységből származó 224.-Püspökszilágy és 222.-Salgótarján minták humuszanyagai oldódnak a legkisebb mértékben. Extinkcióik legnagyobb értékei is csupán 0,1–0,2 körül mozognak, az 5 nm alatti hullámhosszknál a 0,1 értéket sem érik el. Ennek oka a hosszabb időn át uralkodó anaerob viszonyokban keresendő. E talajok régebbi geológiai időben keletkezett fosszilis agyagok.



28. ábra: NaF-ban és NaOH-ban is rosszul oldódó humuszanyagok extinkciói
 Figure 28 Extinctions of humus materials soluble slightly in NaOH and NaF



28. ábra - folytatás: NaF-ban és NaOH-ban is rosszul oldódó humuszanyagok extinkciói
Contd. Figure 28 Extinctions of humus materials soluble slightly in NaOH and NaF

16. táblázat A vizsgált vörös talajok humusztartalma (H%), stabilitási számai (Q) és stabilitási együtthatói (K)

Table 16. Humus content (H%), stability number (Q) and stability coefficient (K) of investigated red soil

Nagy humusztartalmú talajok:					
		cm	H%	Q	K
232.	Piliscsaba	0–20	3,3	1,000	0,303
233.	Esztergom	0–20	2,15	1,890	0,879
231.	Zalahaláp	0–20	3,19	4,290	1,345
218.	Hollóstető	0–20	2,81	2,791	0,993
239.	Mátraszentlászló	0–20	4,99	1,170	0,230
236.	Muzsla	0–20	2,34	1,400	0,600
Közepes humusztartalmú talajok: 1–2 %					
200.	Kőszeg	0–20	1,49	0,123	0,082
235.	Tatabánya	0–20	1,22	0,586	0,480
217.	Mályinka	0–20	1,62	0,560	0,346
207.	Bükkösd	0–20	1,24	0,690	0,556
199.	Velem 2.	0–20	1,04	1,430	1,380
212.	Gyöngyöstarján	0–20	1,93	1,647	0,853
219.	Hollóstető	0–20	1,09	1,132	1,039
249.	Kékestető	6–20	1,29	0,330	0,250
Kis humusztartalmú talajok: < 1%					
197.	Balatonalmádi	0–20	0,18	0,090	0,500
216.	Szarvaskő	40–60	0,93	0,730	0,785
198.	Velem 1.	0–20	0,48	0,882	1,836
203.	Belecska	0–20	0,44	0,938	2,131
204.	Kővágószőlős	0–20	0,79	1,000	1,266
221.	Salgótarján	60–80	0,32	0,435	1,359
222.	Salgótarján	400–450	0,24	0,982	4,091
224.	Püspökszilágy	800–820	0,36	0,750	2,083
226.	Püspökszilágy	1100–1150	0,64	0,719	1,124
230.	Tihany	0–20	0,35	0,909	2,597
211.	Gyöngyöstarján	40–60	0,71	1,814	2,555
241.	Galyatető	0–20	0,92	0,340	0,370

II.4.4. Összegzés

Humusz vizsgálataink, a humusz minőségét jellemző görbék lefutása alapján több talajcsoportot különítettünk el:

- nagyobb, közepes, és alacsony humusztartalmú talajok,
- nagy stabilitási együtthatós, jobb humusz-minőségű talajok,
- közepes stabilitási együtthatós talajok,
- kis stabilitási együtthatós, gyengébb humuszminőségű talajok.

Régebbi geológiai időkből származó fosszilis vörösayagok humuszminősége kedvezőtlenebb. Tartós anaerob viszonyok között a kisebb molekulájú, nagyobb diszperzitás-fokú humuszanyagok képződtek.

Általában a művelt területekről származó, nagyobb humusztartalmú talajok, a humusz stabilitási számuk és koefficiensük alapján jobb minőségű humuszt tartalmaznak. A tartósan ható aerob körülmények a nagyobb molekulájú, stabilabb humuszanyagok képződésének kedveznek.

A vörösayagok humusza rosszabb minőséggel jellemezhető, sok vonatkozásban hasonlítanak a trópusi talajokhoz. A több évszázados talajművelés, valamint a trágyázás hatására a talajképződési folyamatok a humusz mennyiségét növelik, minőségét befolyásolják, illetve javítják.

II.5. Különböző nedvesség-formák, vízáteresztés és pórusviszonyok

Jellegzetesen alakul a vörösayagok vízgazdálkodás, víztartó- és vízáteresztő-képessége. Különösen figyelemre méltóak az agyagtartalommal és az agyagásványokkal összehasonlítva tapasztalt összefüggések.

A különböző nedvesség-formák, az összes pórusterfogot és a differenciált porozitás adatait az 29–32. ábrák mutatják be.

Az Aggteleki hegység talajainak vizsgálati eredményeit az 29–30. ábrák foglalják össze. A holtvíz értékeit a higroszkópos nedvességtartalom adataiból számítottuk KLIMES-SZMIK (1957,1962) szerint. A számított holtvíz mennyisége a Béke-barlang, Vöröstó, Jósvafő sorrendben nő. Ez az agyagtartalommal mutat összefüggést. A fizikai agyag mennyisége a Béke-barlang melletti szelvényben 58–67%, a Vöröstónál 74–77%, Jósvafői szelvényben 75–79% között mozog. Az 0,001 mm-nél kisebb részecskék mennyisége a szelvények előbbi sorrendjében: 32–44, 56–59, 56–62%. Hasonló sorrendben változnak az Arany-féle kötöttségi szám és a h_{y_1} - értékszámai is.

A különböző vízkapacitás értékek a jósvafői szelvényben a legnagyobbak (29. ábra), ahol az Arany-féle kötöttségi szám és a higroszkóposság is nagy értéket mutat. A legkisebb vízkapacitás és holtvíz értékeket a vörösfői szelvényben találjuk, ami valószínű a sok vas- és mangánkiválással hozható összefüggésbe. a hasznosítható nedvesség-tartalom ($V_{k_{min}} - H_v$) a három szelvényenél azonos szinten mozog.

A különböző minőségű, illetve méretű pórusok megoszlására a közepes méretű (kapilláris pórusok és bezárt levegő póruster) pórusok nagy aránya jellemző (30. ábra). A bezárt levegő pórusterét a közepes méretűek közé számítottuk, mert feltételeztük, hogy kapilláris telítéskor ezekben marad vissza levegő. A finom pórusok térfogata (az erősen és lazán kötött víz térfogata) és a durva pórusok térfogata (a gravitációs és a kapilláris-gravitációs póruster összege) viszonylag kicsi. A finom, közepes és durva pórusok megoszlása a Béke-barlang melletti szelvény mélyebb szintjeiben és a vöröstói, valamint a jósvafői szelvény felső szintjeiben közelíti meg a Sekera szerinti 1:1,1 ideális arányt.

A Fancsal és Vörösberény szelvények közös jellemzője, hogy holtvíz tartalmuk nagy és minimális vízkapacitásnyi nedvességtartalmuk közepes (31–32. ábra)

A hézagterfogot méréseknél nehézséget okozott a talajok duzzadása-zsugorodása. A Klimes-Szmik-féle mintavető hengerekkel vett minták térfogata kiszáradáskor több esetben jelentősen csökkent, a mintavételkor nedvességtartalom meglehetősen nagy volt, helyenként megközelítette a minimális vízkapacitás értékeit. A kiszáradáskori térfogat

csökkenésből következik, hogy alacsonyabb nedvességtartalomnál a minta térfogattömege nagyobb, össztérfogata kisebb lesz. A zsugorodás mértékét a differenciált porozitás és a vízáteresztő képesség vizsgálatánál figyelembe kell venni.

A duzzadás-zsugorodás mértéke alapján a vizsgált talajokat két csoportba lehet osztani. Az egyik csoportba tartoznak azok, amelyeknek ásványi összetételére jellemező a nagyobb, 40% körüli, vagy e fölötti montmorillonit agyagásvány tartalom. Ilyenek a Fancsal, Aggtelek (Béke-barlang), Jósvafő, Visonta talajok. Ezeknél a duzzadt és a zsugorodott talaj térfogattömege és a számított pórustérfogata közötti különbségek jelentősek. A nedves és szárított talaj pórustérfogata közötti különbség 7-10% körül mozog, a jósvafői szelvény felső szintjében 14%.

A másik csoport talajainál az uralkodó agyagásványtípus a kaolinit. Ide tartoznak a vörösberényi minták, melyeknek kaolinit tartalma 32–39% között mozog, és jelentős a bochmit, gibbsit, hematit, goethit tartalma. Itt az említett különbségek jóval kisebbek. A nedves és száraz talaj pórustérfogata közötti különbségek csupán 1,5% között változnak.

A duzzadás-zsugorodás jelensége, illetve mértéke befolyásolja a talaj számos vízgazdálkodási tulajdonságát. Az első csoport talajainál nagyobb a higroszkópos nedvesség-, holtvíz tartalom, Arany-féle kötöttségi szám, valamint nagyobb az erősen- és lazán kötött víz pórustere (29–30. ábra), és jellemző a vízáteresztés sebességének hirtelen csökkenése az első órákban. A második csoport talajainak legszembevetőbb sajátossága, hogy a vízáteresztés sebessége közel állandó, időben alig változik.

A különböző nedvességformák és differenciált porozitás tanulmányozása során tett megállapítások a következőkben foglalhatók össze:

- A közel azonos ásványi összetétellel jellemezhető talajoknál tapasztalt különbségek az agyagos rész mennyiségével mutatnak összefüggést. A higroszkópos nedvességtartalom, a kötött víz mennyisége, a különböző vízkapacitás értékei nagyobb agyagtartalomnál mutatnak magasabb értékeket.
- A talajok vízgazdálkodási tulajdonságainak alakulásában az agyagtartalom mellett jelentős szerepe van az eltérő ásványi-összetételnek.
- A nagyobb montmorillonit tartalmú talajoknál nagyobb a higroszkóposági értékszám, a kötöttségi szám és a vízkapacitási érték. A finom, közepes és durva pórusok megoszlása egyenletesebb, mint más csoport talajainál.
- A kaolinit agyagásványt tartalmazó, bauxitos összetétellel jellemezhető vörösayagok kevesebb higroszkópos nedvességet és kötött vizet tartalmaznak. A különböző minőségű pórusterek közül a közepes méretű pórusok vannak túlsúlyban, a finom és durva pórusok aránya alacsony.
- A montmorillonitot nagyobb mennyiségben tartalmazó vörös agyagok vízzel telítődve jelentősen megduzzadnak, kiszáradva zsugorodnak. Jelentős különbség van a nedves és száraz talaj térfogattömege és pórustérfogata között. Ez utóbbi 7–10% körül mozog.
- A kaolinites, illetve bauxitos agyagok nedvesen és szárítás után meghatározott pórustérfogata közötti különbség mindössze 2–4%.

Az eredeti szerkezetű minták egy részénél meghatároztuk a vízáteresztő képességet. A vizsgálatokat Klimes-Szmik módszerével laboratóriumban végeztük. A vízáteresztés, illetve a vízáteresztés sebességének alakulását az 33–34. ábrák mutatják be.

Aggteleki-hegység

A vízáteresztés legnagyobb értékeit a Béke-barlang melletti szelvény felső szintjeiben találjuk. Az 5 óra alatt áteresztett víz a szelvény felső szintjeiben 100–200 ml/cm². A vízáteresztés sebessége is viszonylag nagy, az 1. órában 0,8–1,4, az 5. órában 0,5–0,8 ml/cm²/perc. A 40–50 cm rétegben az értékek kisebbek. A Vöröstó melletti talaj vízáteresztése jóval gyengébb, 5 óra után 32–35–55 ml/cm², a vízáteresztés sebessége is csupán 0,15–0,25 ml/cm²/perc. Legnagyobb a jósmafői talaj vízáteresztése, értékei a felső szintben is csak 20–22 ml/cm², illetve 0,12–0,13 ml/cm²/perc.

A három talajszelvény vízáteresztése egyenes arányú összefüggést mutat a pórúsvizonyok alakulásával. Az összes pórústerfogató értéke nagyobb a Béke-barlangnál, a Vöröstónál kisebb, legkisebb a jósmafői szelvényben. A vízáteresztés adatai is hasonló tendenciát mutatnak. A durva pórúsvizonyok arányával is összefüggésben van a vízáteresztés. A Béke-barlang melletti talaj felső szintjeinek jobb vízáteresztő képessége kapcsolatban van a jobb szerkezettel és a sűrű gyökérszettel. (A Béke-barlangi minta ritka állományú erdőből származik, gyep növényzet alatt. A talaj könnyen szétnyomható szemcsés, poliéderez és gyökérszettel jól átszőtt volt.) Legszorosabb az összefüggés a vízáteresztés mértéke és a közepes durva pórúsvizonyok összegével. Ott a legjobb a vízáteresztés, ahol legnagyobb a kapilláris-gravitációs és a gravitációs pórústervek összege. A kötött és lazán kötött víz pórústerének nagysága viszont fordított arányú összefüggést mutat a vízáteresztéssel.

Összefüggés mutatható ki a vízáteresztés, a szemcseösszetétel és a talaj kötöttsége között. Minél nagyobb az agyagfrakció mennyisége, annál gyengébb a vízáteresztő képesség. A vízáteresztés a 0,01 mm-nél nagyobb részecskék mennyiségével, illetve a löszfrakció százalékával egyenes arányú összefüggést mutat. A Béke-barlang melletti talajban legnagyobb a löszfrakció, ahol a vízáteresztés legnagyobb értékei fordulnak elő.

Itt említjük meg, hogy a vöröstói és jósmafői szelvények talajában jóval több volt a vörös vaskiválás és fekete mangánkiválás. Ez azonban a talaj szerkezetre, pórúsvizonyaira gyakorolt hatás révén befolyásolta a vízáteresztő képességet.

Fancsal, Vörösberény

A szelvényekre az alacsony vízáteresztési értékek jellemzőek. A fancsali talajminták vízáteresztése a kezdeti gyorsabb vízáteresztés után lelassul, s az 5 órás értékek ennél a szelvénynél a legkisebbek. A vörösberényi szelvénynél is gyenge a vízáteresztés, a vízáteresztés sebessége közel azonos, időben alig változik. A vörösberényi talaj vízáteresztése jobb, mint a fancsali (34. ábra).

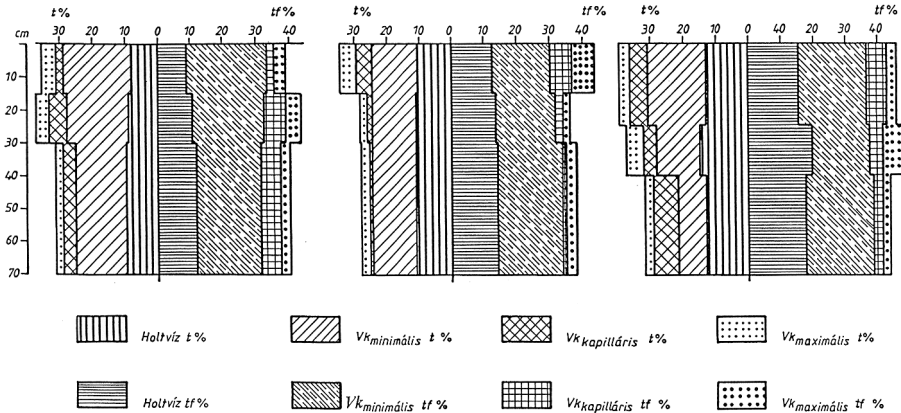
A vörösberényi talaj valamivel jobb vízáteresztése közvetlenül a durva pórúsvizonyok nagyobb részarányával mutat összefüggést. A vízáteresztést a talajtani vizsgálatok eredményeivel összevetve az agyagtartalomnak, az agyagásvány minőségének, illetve az ásványi összetételnek szerepére tudunk következtetni. Annak a talajnak jobb a vízáteresztése, amelyiknek kisebb a montmorillonit és nagyobb a kaolinit tartalma. A vörösberényi mintáknak nagyobb az agyagtartalmuk, viszont a montmorillonit tartalmuk a legkisebb, kaolinit tartalmuk pedig a legnagyobb. Mennyiségük 32–35%. A fancsali szelvénynél jóval több a montmorillonit és kevesebb a kaolinit. A duzzadó montmorillonit agyagásvány csökkenti a talaj vízáteresztő képességét. Nyilvánvalóan a montmorillonit duzzadásával kapcsolatos a fancsali talajminták kezdeti jobb vízáteresztésének nagymértékű csökkenése. E szelvénynél a montmorillonit tartalom 37–42%.

A nem duzzadó kaolinit agyagásványt nagyobb mennyiségben tartalmazó talaj vízáteresztése jobb, az áteresztés sebessége viszonylag állandó. Ezenél a talajmintáknál a különböző minőségű pórusterek megoszlása is kedvezőbb, kisebb a finom pórusterek aránya és viszonylag nagy a közepes pórusok aránya.

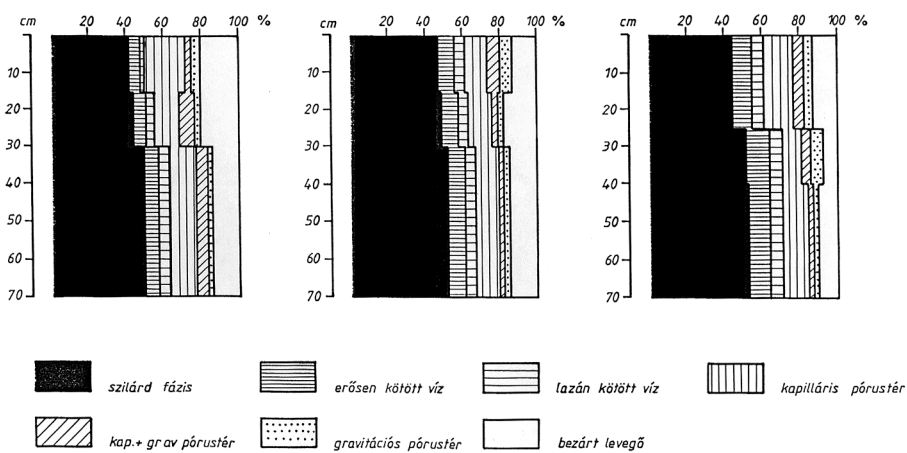
Összefoglalásként a talajok vízáteresztésével kapcsolatban a következő megállapításokat tehetjük.

- A vízáteresztés összefüggést mutat a pórustérfogat nagyságával és a durva pórusok arányával. Minél nagyobb az összes hézagterfogat, s ezen belül a durva pórusok aránya, annál jobb a talajok vízáteresztő képessége.
- Nagyobb agyagtartalom mellett általában kisebb a vízáteresztés sebessége.
- A montmorillonitot tartalmazó talajban kisebb a vízáteresztés sebessége, mint a kaolinites talajban. A kaolinit agyagásványt tartalmazó bauxitos vörösayag pórusrendszerén belül megnő a közepes és nagyobb méretű pórusterek nagysága, ami a jobb vízáteresztést eredményezi.
- A növényzettel borított talaj felsőbb szintjeiben jelentősen jobb a vízáteresztés. A sok gyökér és gyökérmaradvány kedvezőbb talajszerkezetet és pórusviszonyokat biztosít, a talaj vízáteresztő képessége jobb lesz.

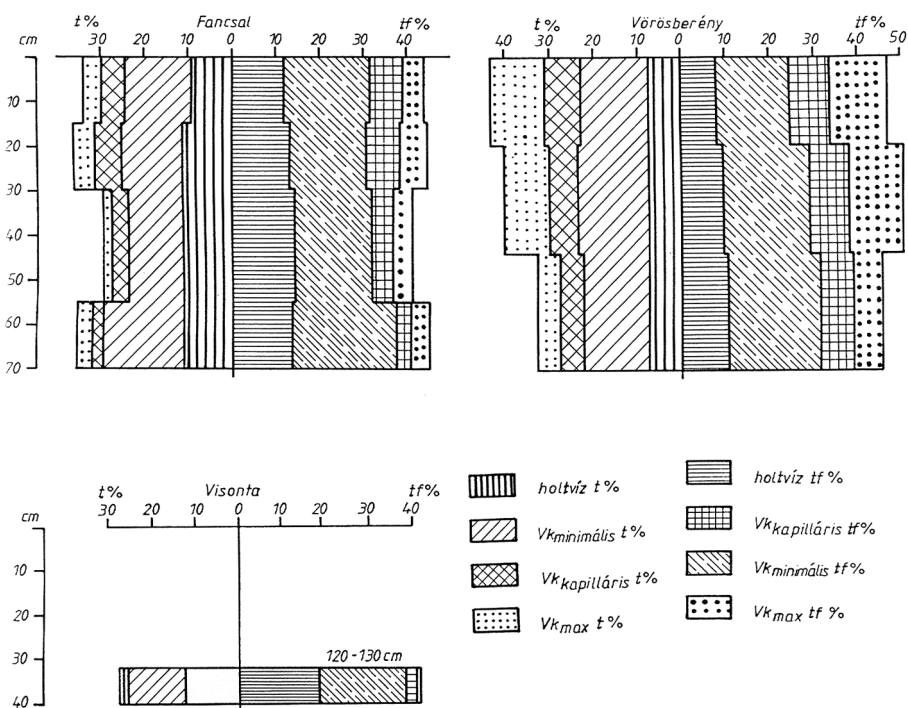
A vörösayagok fizikai tulajdonságai, pórustérfogata és a különböző minőségű pórusterek megoszlása, valamint a vízáteresztő képességük összefüggést mutat az agyagos rész mennyiségével, a különböző agyagásványok megoszlásával és az ásványi összetétellel.



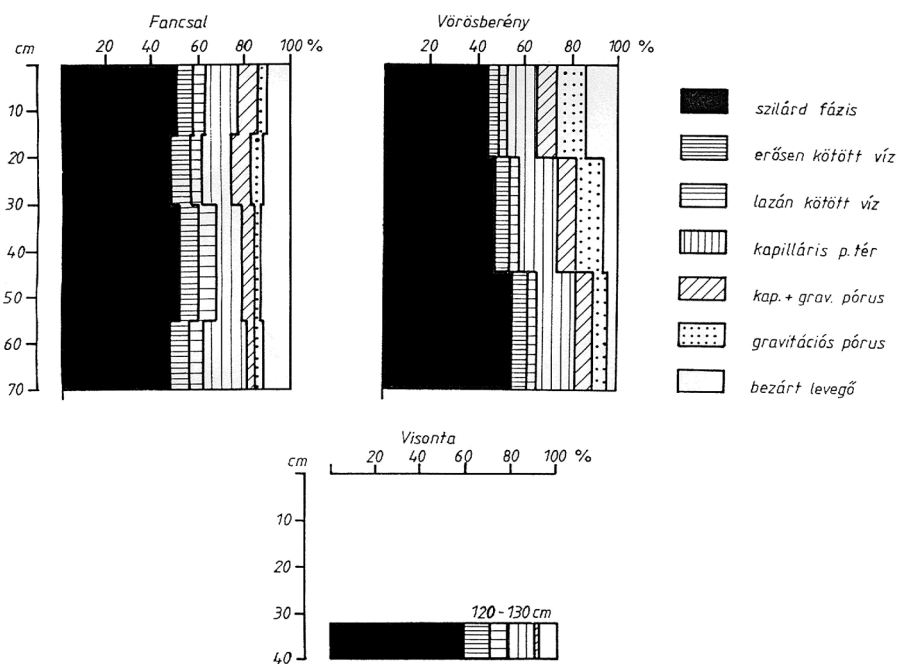
29. ábra Holtvíz és vízkapacitás értékek. Béke-barlang, Vöröstó, Jósmafő
 Figure 29. Values of unavailable water and water capacity (Cave Béke, Vöröstó, Jósmafő)



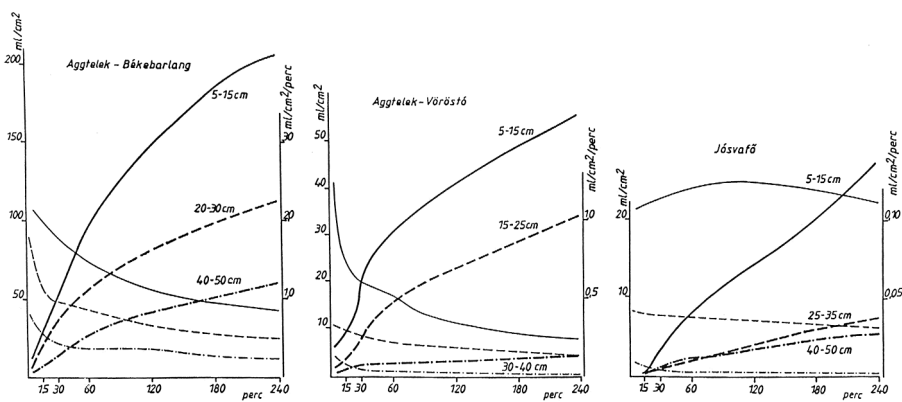
30. ábra Differenciált porozitás. Béke-barlang, Vöröstó, Jósvalő
 Figure 30. Differentiated porosity (Cave Béke, Vöröstó, Jósvalő)



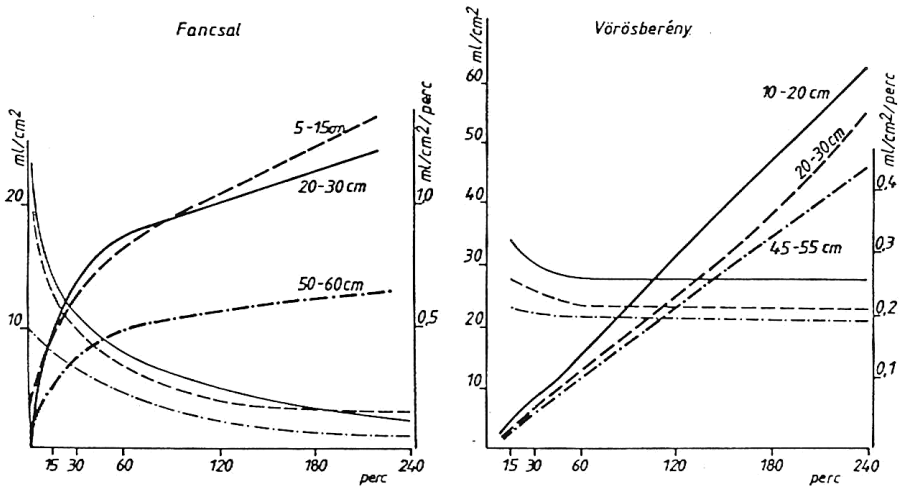
31. ábra Holtvíz és vízkapacitás értékek. Fancsal, Vörösberény, Visonta
 Figure 31. Values of unavailable water and water capacity (Fancsal, Vörösberény, Visonta)



32. ábra Differenciált porozitás. Fancsal, Vörösberény, Visonta
 Figure 32. Differentiated porosity (Fancsal, Vörösberény, Visonta)



33. ábra Vízáteresztés görbéi. Béke-barlang, Vöröstó, Jósvalfő
 Figure 33. Water permeability curves (Cave Béke, Vöröstó, Jósvalfő)



34. ábra Vizáteresztés görbéi. Fancsal, Vörösberény,
Figure 34. Water permeability curves ((Fancsal, Vörösberény)

III. ÖSSZEFOGLALÁS

A hazai vörösayagok, vörösföldek régi geológiai időszakok fosszilis vagy reliktum taljai, ezért különleges helyet foglalnak el Magyarország talajtakarójában. Ezeket geológiai és pedológiai természeti értékek tekintjük.

Az Északi-középhegység, a Dunántúli-középhegység, és a Dunántúli-dombság területéről begyűjtött mintákon meghatároztuk a talajtani alapvizsgálati adatokat, szemcseösszetételt, kicserélhető kationokat, és elvégeztük a teljes kémiai feltárás elemzését, vizsgáltuk a humusztartalmat és a humusz minőségét.

A röntgendiffrakciós és termoanalitikai eljárással meghatározott ásványi összetétel alapján a magyarországi vörösayagokat, vörös talajokat a következő csoportokba soroljuk:

1. *Tokaj-Hegyalja vörösayaga.* Kvarctartalma 30%, az illit mennyisége 33%, a montmorillonit 43% körül mozog, a kaolinit csak néhány %. Goethitet, hematitot nem tartalmaz, vörös színe az amorf vas-oxid-hidrátoktól származik. Riolituffán képződött, vörös nyiroknak is nevezik.
2. *Cserehát és Szalonnai-hegység vörös taljai.* Kvarctartalmuk jelentős, az illit és a csillám mennyisége 10–17%, előfordul bennük néhány % földpát. Viszonylag sok bennük a montmorillonit (32–59%). Hematitot, goethitet nem tartalmaznak, vörös színüket az amorf vas-oxid-hidrátok adják.
3. *Aggteleki-karszt, Tornai-dombság és Bódva-völgy vörösayagai.* Színükben, kötöttségükben és más tulajdonságaikban is jelentősen eltérnek a többi magyarországi vörösayagoktól. Kvarctartalmuk változó, általában közepes, vagy nagynak mondható. Agyagtartalmuk viszonylag nagy, 60–80% között mozog. Kaolinit tartalmuk 20–30%, a montmorillonit mennyisége 40–50%. A hematit néhány százalék, egyes mintákban goethit is található.

4. *A Bükk-hegység vörös talajai.* Alapközetük mészkő. Kvarctartalmuk 16–33%, az agyagfrakció 35–42%. Kaolinitet csak egy mintában találtunk, az illit mennyisége 20% feletti, montmorillonitot nem tartalmaznak. Tartalmaznak néhány százalék hematitot, goethitet, gibbsitet.
5. *Az Északi-középhegység és az Alföld É-i pereme között előforduló vörösagyagok.* Nagyrészt eltemetett fosszilis talajok. Kvarc tartalmuk 30–60%, kalcitot néhány százalékban tartalmaznak, kisebb mennyiségben földpát is előfordul bennük. Viszonylag sok, 40–50% montmorillonitot tartalmaznak. A kaolinit mennyisége 10–20%. E vörös agyagok a pliocénben, a pliocén-pleisztocén határán keletkeztek, ill. az egyes interglaciálisok erős mediterrán klíma hatásának képződményei.
6. *Nyugat-magyarországi peremvidék vörös talajai.* Az Alpokalján a Kőszegi-hegységben és az Őrségben fordulnak elő vörösagyagok.
 - a.) Kőszegi-hegység vörös talajai. Néhány helyen fordulnak elő különböző palarétegek felett vagy között az igen kötött vörösagyag rétegek. Nagyobb része feltételezhetően helyben maradt idős képződmény. Kevés kvarcot tartalmaznak, a finom frakcióban kimu-tatható földpát, kaolinit, illit, kevés gibbsit, hematit és goethit.
 - b.) Őrségi vörös talajok. Több helyen fellelhetők, rendszerint különböző iszap-, homok- és kavicsrétegekkel váltakozva, illetve keveredve. Folyók vizei, felszíni vizek szállították keletkezési helyüktől kisebb-nagyobb távolságokra, anyagukba helyenként lösz is keveredett. Előfordul közöttük fiatalabb siallitos, és idősebb ferrallitos mállástermék.
7. *Permi homokkővön képződött vörös talajok.* A permi homokkő trópusi vörösföldes üledékekből képződött kőzet. A ma rajta található permi kőzetből kialakult talaj nem paleozoikus kőzetből kialakult talajemlékek, hanem harmadidőszak végi talajmaradványok. A Balaton-felvidék egyes részein (Balatonalmádi, Balatonszepezd, Kővágóórs) előforduló vörös talajok jellemzője a kaolinit-, illit-, montmorillonit- és hematit tartalom. Hasonló talajfőléség található a Mecsek-hegység permi homokkőves területein is (Kővágószőlős). Ezt jellemzi, hogy nem található benne kaolinit agyagásvány és hematit, de tartalmaz goethitet.
8. *A Dunántúli-középhegység bauxitos képződményei.* A magyarországi bauxit a középkori mészkő-és bauxit-táblák felszínre került szárazulatán képződött. A bauxitösszetétel erős lepusztulást szenvedett felső rétegeiben fellelhető vörösagyagok azonban óharmadkori trópusi és szubtrópusi talajok maradványai. Két csoportjukat lehet megkülönböztetni:
 - a.) Uralkodóan allitos összetételű vörösagyagok (Padragkút, Nyírad, Nagytárkány, Darvastó, Tatabánya). A teljes kémiai feltárás molekuláris viszonyozásai alapján a legidősebb trópusi talajokhoz hasonlítanak, a mállás jellege ferrallitos. Kvarctartalmuk néhány százalék, kaolinit tartalmuk 30–40%, illit, montmorillonitot többnyire nem tartalmaznak. Böhmite- és gibbsit-tartalmuk jelentős, a vasoxidok mennyisége általában kevés.
 - b.) Allitos jellegű bauxitos vörösagyagok (Vöröserény, Márkó, Szentgál, Hárskút). Ásványi összetételükben jelentkezik az allitos jelleg, a ferrallitos mállás kezdeti szakaszát mutatják. Viszonylag sok kvarcot tartalmaznak, a kaolinit és klorit mennyisége jelentős. Illit, csillámot és montmorillonitot is tartalmaznak. Kis mennyiségben található bennük boehmit, gibbsit és hematit.

9. *A Dunántúli-dombság vörösayagjai. (Dél-Zselic, Mecsek-hegység, Villányi-hegység, Tolnai-Sárköz, Szekszárdi-dombság, Geresdi dombság, Tolnai-hegyhát)*

- a.) A pannóniai felszín mállása révén képződött vörösayagok. Agyagtartalmuk közepes, tartalmaznak illitet, kloritot, montmorillonitot és kaolinitet. Ásványai között kimutatható a gibbsit és hematit is, de vörös színük többnyire az amorf vasvegyületektől származik. A miocén végétől az alsó-pleisztocénig tartó időszakban keletkeztek.
- b.) AMecsek-és Villányi-hegységvörösayagjai. Mészkövek felszínén, mélyedésekben, hasadékokban található. Agyagásványai a kaolinit, montmorillonit, és az illit. Előfordul bennük gibbsit, vasat csak amorf formában tartalmaznak. Mediterrán hatásokra keletkezett terra rossa képződmények.

A $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ molekuláris viszonyszám alapján a vizsgált talajok egy része siallitos, a jelenkori talajképző tényezők hatására újraindult a talajfejlődés. Másik része eljutott a fejlődés ferrallitos (latosolos) szakaszába, a harmadidőszaki klíma hatására.

Az agyagásványok átalakulási folyamatai a fejlődés stádiumára, a talaj „érettségi” állapotára engednek következtetni. A talaj agyagtartalma és agyagásvány típusa, valamint kora számos fizikai és kémiai tulajdonságot befolyásol: szerkezetet, kötöttséget, vízgazdálkodást, adszorpciós kapacitást, művelhetőséget.

Védendő geológiai, talajtani és természeti értékek. Talajtakarónk sajátos és tájészletikai színfoltjai is.

Több tulajdonságukban hasonlítanak a jelenlegi trópusi, illetve szubtrópusi talajokhoz. Mindezeket a tényeket még összetettebbé teszi, hogy az egyes vörösayagos területek a lemeztektonika és a kéregmozgások hatására változtatták helyüket és változtak az éghajlati viszonyok is. Tehát egyáltalán nem bizonyos, hogy a vörösayag az egyenlítőhöz viszonyítva ugyanolyan távolságra keletkezett, mint amilyen messze ma fekszik.

A duzzadás-zsugorodás mértéke alapján a vizsgált talajokat két csoportba lehet osztani. Az egyik csoportba tartoznak azok, amelyeknek ásványi összetételére jellemző a nagyobb, 40% körüli vagy e fölötti montmorillonit agyagásvány tartalom. Ilyenek a Fancsal, Aggtelek (Béke-barlang), Jósvafő, Visonta, Kakasd 1–11. jelű talajok. Ezeknél a duzzadt és a zsugorodott talaj térfogattömege és a számított pórusterfogata közötti különbségek jelentősek. A nedves és szárított talaj pórusterfogata közötti különbség 7–10% körül mozog, a jósvafői szelvény felső szintjében 14%.

A másik csoport talajainál az uralkodó agyagásvány-típus a kaolinit. Ide tartoznak a vörösberényi, hárskúti, padragkúti és szöci minták, melyeknek kaolinit tartalma 32–39% között mozog, és jelentős a boehmit, gibbsit, hematit, goethit tartalom. Itt az említett különbségek jóval kisebbek. A nedves és száraz talaj pórusterfogata közötti különbségek csupán 1,5–6,6% között váltakoznak.

A duzzadás-zsugorodás jelensége, illetve mértéke befolyásolja a talaj számos vízgazdálkodási tulajdonságát. Pl. az első csoport talajainál nagyobb a higroszkópos holtvíz-tartalom, Arany-féle kötöttségi szám, nagyobb az erősen- és lazán kötött víz pórusterfogata és jellemző a vízáteresztés sebességének hirtelen csökkenése az első órákban. A második csoport talajainak legszembevetőbb sajátossága, hogy igen nagy a kapilláris pórusterfogata és a vízáteresztés sebessége közel állandó, időben alig változik. A duzzadás-zsugorodás során fellépő feszültségek a talajszerkezet kialakulásában is szerepet játszanak. Erre utal a növénytakaró nélküli aggteleki és jósvafői szelvények mintáinak erősen szemcsés, poliéderez szerkezete is.

A különböző nedvesség-formák és differenciált porozitás tanulmányozása során tett megállapítások a következőkben foglalhatók össze:

- A közel azonos ásványi összetétellel jellemezhető talajoknál tapasztalt különbségek az agyagorézmennyiségével mutatnak összefüggést. A higroszkópos nedvességtartalom, a kötött víz mennyisége, a különböző vízkapacitás értékei nagyobb agyagtartalomnál mutatnak magasabb értékeket.
- A talajok vízgazdálkodási tulajdonságainak alakulásában az agyagtartalom mellett jelentős szerepe van az eltérő ásványi összetételnek.
- A nagyobb montmorillonit tartalmú talajoknál nagyobb a higroszkóposági értékszám, a kötöttségi szám és a vízkapacitási érték. A finom, közepes és durva pórusok megoszlása egyenletesebb, mint más csoport talajainál.

A kaolinit agyagásványt tartalmazó, bauxitos ásványi összetétellel jellemezhető vörösayagok kevesebb higroszkópos nedvességet és kötött vizet tartalmaznak. A különböző minőségű pórusterek közül a közepes méretű pórusok vannak túlsúlyban, a finom és durva pórusok aránya alacsony.

- A montmorillonitot nagyobb mennyiségben tartalmazó vörösayagok vízzel telítődve jelentősen megrúszadnak, kiszáradva zsugorodnak. Jelentős különbség van a nedves és száraz talaj térfogattömege és pórustérfogata között. Ez utóbbi 7–10% körül mozog.

A kaolinites, illetve bauxitos agyagok nedvesen és szárítás után meghatározott pórus-térfogata közötti különbség mindössze 2–4%.

Az eredeti szerkezetű minták egy részénél meghatároztuk a vízáteresztő képességet. A vizsgálatokat KLIMES-SZMIK (1962) módszerével laboratóriumban végeztük. A talajok vízáteresztésével kapcsolatban a következő megállapításokat tehetjük:

- A vízáteresztés összefüggést mutat a pórustérfogat nagyságával és a durva pórusok arányával. Minél nagyobb az összes hézagtérfogat, s ezen belül a durva pórusok aránya, annál jobb a talajok vízáteresztő képessége.
- Nagyobb agyagtartalom mellett általában kisebb a vízáteresztés sebessége.
- A montmorillonitot tartalmazó talajban kisebb a vízáteresztés sebessége, mint a kaolinites talajban. A kaolinit agyagásványt tartalmazó bauxitos vörösayag pórus-rendszerén belül megnő a közepes és nagyobb méretű pórusterek nagysága, ami a jobb vízáteresztést eredményezi.
- A növényzettel borított talaj felsőbb szintjeiben jelentősen jobb a vízáteresztés. A sok gyökér és gyökérmaradvány kedvezőbb talajszerkezetet és pórusviszonyokat biztosít, a talaj vízáteresztő-képessége jobb lesz.

A mikromorfológiai sajátosságok értékelése

a) Duzzadás zsugorodás

A duzzadás és zsugorodás mértékében jelentős különbség van az egyes agyagásványok között, így a kaolinites agyagokhoz képest a szmektitok jóval nagyobb mértékben duzzadnak. A vas-oxid-hidroxidok beépülése a rétegek közti térbe azonban mérsékeli a duzzadó-képességet. Vertisolokat és a vertic-jellegű talajokat nagy duzzadó agyagtartalmuk miatt az erőteljes, ismétlődő duzzadás és zsugorodás jellemzi. Ennek megfelelő mikro-

morfológiai sajátosságok: nyomási bevonatok, szegélyek (Jósvafő, Szurdokpüspöki) kialakulása, illetve ezek degradációja (Mád, Muzsla, Salgótarján, Szurdokpüspöki, Valkó), valamint az alapanyag jelentős orientálódása (Kakasdi, Szekszárd). A kakasdi, gyöngyöstarjáni és szurdokpüspöki minták agyagfrakciójában a szmektit tartalom 50% fölött van, a jósvafői, szekszárdi és salgótarjáni mintákban valamivel kevesebb, 25–50% között mozog.

b) Agyagbemosódás

A pórusok menti agyagmobilizálódás jelei a bevonatok, szegélyek és kitöltések, amelyek képződhetnek bemosódással, illuviációval (Gödöllő, Gyöngyöstarján, Hatvan-Nagy Gombos, Jósvafő, Kővágószőlős, Mád, Mátrakeresztes, Muzsla, Salgótarján, Szurdokpüspöki és Valkó). Az agyag-, illetve az agyag és alapanyag együttes bemosódása a hatvan-nagygombosi, kővágószőlősi mintákban a leggyakoribb, közepes gyakoriságú a mádi, muzslai, salgótarjáni, valkói, és ritka a gödöllői, gyöngyöstarjáni, mátrakeresztes(237) és a szurdokpüspöki mintákban. Ennek okai az eltérő talajképződési folyamatokban vannak. A pórusok menti agyagmobilizálódás hiánya a balatonalmádi, kakasdi, kékestetői, máriagyúdi, mátrakeresztes(238) és szekszárdi mintákban állapítható meg.

Számos esetben az agyagbevonatoknak és kitöltéseknek több „generációja” különíthető el, melyek áteső fényben színben eltérőek (pl. Kővágószőlős, Mád, Muzsla, Valkó), ami több agyagbemosódási szakaszra utal. Az agyagbevonatok, kitöltések és esetenként töredékek átesőfényben színben eltérőek az alapanyagtól. Néhány esetben színük az alapanyagénál vörösebb, illetve vörös árnyalatú (Valkó) oxidáltabb állapotot is mutathat, amelyből agyagbemosódási folyamatra is lehet következtetni. A vasas-agyag alapanyagban a cementálódás gyengülése előfeltétele a diszpergálódás megindulásának. Az agyagszemcsék dezaggregálódását és diszpergálódását az esőcseppek fizikai (szétiszapoló), valamint kolloidkémiai hatások idézhetik elő.

A vizsgált minták esetében csak a kővágószőlősi pórus kitöltés heterogén, helyenként durvább szemcsékkel keveredő. Az agyagszemcsék diszpergálódását a szemcsék közötti taszító erők, felületi azonos töltések okozzák. Előidézője a folyadékfázisban az izoelektromos ponttól eltérő kémhatás, valamint az agyagszemcsék nagyobb negatív töltésű felületei.

Azokban a talajokban, ahol agyagbemosódás fordult elő, így a gödöllői, gyöngyöstarjáni, mádi és szurdokpüspöki talajoknál az agyagfrakció montmorillonitos (a montmorillonit 40% feletti). Ezekben a mintákban a mádit kivéve az agyagbemosódás kismértékű. A valkói minta illites, míg a jósvafőiben legtöbb a kaolinit (31%). Több minta alapanyagában elszórtan megfigyelhetők az agyagkitöltések töredékei: Mád, Muzsla, Salgótarján, Szurdokpüspöki és Valkó. Az erőteljes ferrallitos trópusi mállással jellemezhető Jósvafői mintában ($\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3=1,74$) jelentős agyagmobilizálódásra utaló jelek fordulnak elő. A Szekszárdi-dombságon és Villányi-hegységben fellelhető vörösayag mintákban (2,10–2,30) pórusmenti agyagmobilizáció nem fordul elő, és az alapanyagban is csak a szekszárdi dombság talajaiban figyelhetők meg. Ezzel összefüggésben lehet a máriagyúdi és szekszárdi mintákban kimutatható szénsavas mész. A Mátra- és a Mátraalja vörösayagaiban az $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ ány (2,5–3,50) utal ferrallitos mállásra. Az agyagmobilizáció az alapanyagban és a pórusok mentén a minták több mint 70%-ban fordul elő, amit elősegíthet a jelentős montmorillonit tartalom.

c) Vas- és mangán vegyületek mobilizálódása és kiválása

Egyes redoximorf sajátságok előfordulását a paleotalajokban is hidromorf hatás eredményének tartották (SOLT et al. 1994) A szabálytalan alakú, át- és ráesőfényben fekete kiválások mangán, illetve mangán-vaskiválásnak tekinthetők és valószínűsíthető in situ keletkezésük. A mangánkiválásokat gyenge hidromorf hatás jelének vélik (VENEMAN et al 1976). Ilyen kiválások a következő mintákban fordultak elő: Balatonalmádi, Gödöllő, Jósvafő, Kakasd, Mád, Muzsla, Salgótarján, Szekszárd, Szurdokpüspöki, Valkó.

Gyenge vízhatásra utalnak a mangánszegélyek, illetve bevonatok (Jósvafő és Salgótarján), ahol a mobilizálódás után a kiválás az alapanyag és a pórusok érintkezési zónájában történt (a kisebb redoxi potenciál értéknél az alapanyagban lévő mangán oxidáltabb, mint a nagyobb redoxi potenciálnál a pórus mentén kiváló).

A goethites, kaolinites alapanyagban a koncentráció keletkezésének kezdeti szakaszában a goethit dúsulásával egy külső vöröses és egy belső vöröstől barnás színig terjedő zóna képződik. A határ közöttük fokozatos. A képződés középső szakaszában, a külső zónában sötét vörös, vasas kaolinites, hematitos, és egy belső lilás alumínium-hematitos zóna képződik az alapanyag eredeti ásványainak epigenetikus „kiszorításával” (NAHON 1991). A lekerekített, kör vagy ovális átmetszetű és éles határvonalú borsók áthalmozódottnak is tekinthetők: Kakasd, Mád, Máriagyűd, Mátrakeresztes(238), Muzsla, és Salgótarján. Reliktum vas koncentrációk képződhetnek a vasas kéreg feldarabolódásával és éleinek legömbölyödésével is.

d) Szénsavas mész mobilizálódása és kiválása

Az alapanyagban mikrokristályos szénsavas mész fordul elő a máriagyűdi mintában. Az alapanyagban, az azt cementáló koncentrációk is előfordulnak. Ezen túl a szekszárdi mintákban mikrokristályos pórus menti bevonatok, kitöltések és szegélyek figyelhetők meg, valamint igen ritkán tús pórus kitöltések is, s ez utóbbiak biogén eredetre utalnak

e) Áthalmozódás

A lekerekített és éles határvonalú vas-mangán borsókat az áthalmozás jelének tekinthetők. Előfordultak a kakasdi, máriagyűdi, mátrakeresztesi, muzslai, és salgótarjáni mintákban. Az áthalmozódás jelei a lekerekített aggregátumok, amelyek részben vas-oxid-hidroxidokkal és oxidokkal cementáltak a muzslai és a valkói mintákban.

Humusz vizsgálataink, a humusz minőségét jellemző görbék lefutása alapján több talajcsoortot különítettünk el:

- nagyobb, közepes, és alacsony humusztartalmú talajok,
- nagy stabilitási koefficiensű, jobb humusz-minőségű talajok,
- közepes stabilitási koefficiensű talajok,
- kis stabilitási koefficiensű, gyengébb humusz-minőségű talajok.

Régebbi geológiai időkből származó fosszilis vörösayagok humusz-minősége kedvezőtlenebb. Tartós anaerob viszonyok között a kisebb molekulájú, nagyobb diszperzitás fokú humuszanyagok képződtek.

Általában a művelt területekről származó, nagyobb humusztartalmú talajok, a humusz stabilitási számuk és koefficiensük alapján jobb minőségű humuszt tartalmaznak. A tartósan ható aerob körülmények a nagyobb molekulájú, stabilabb humuszanyagok képződésének kedveznek.

A hazai vörösayagok humusza általában rosszabb minőséggel jellemezhető. Sok vonatkozásban hasonlítanak a trópusi talajokhoz, de jelentős eltéréseket is találunk. Ennek magyarázatát e képződmények genetikájában találhatjuk. E talajok a trópusi, szubtrópusi éghajlatú korábbi geológiai időszakokban keletkeztek, de a jelenkori talajképződési tényezők is jelentős befolyást gyakoroltak tulajdonságaikra. A több évszázados talajművelés, valamint a trágyázás hatására a talajképződési folyamatok a humusz mennyiségét növelik, minőségét befolyásolják, illetve javítják.

Fontosabb megállapítások

Új adatokat, ismereteket szolgáltatunk és összefüggéseket tártunk fel a vörösayagok talajfizikai, vízgazdálkodási, talajkémiai és ásványtani jellemzéséhez.

Fizikai és kémiai vizsgálatok adatai bizonyítják, hogy vörösayagaink korábbi geológiai korok talajképződményei, melyek magukon hordozzák a trópusi, szubtrópusi klíma nyomait. Ezért több hasonlóságot mutatnak a trópusi és szubtrópusi talajokkal, ilyen pl. a vörös szín, nagy agyagtartalom, ferrallitos mállást jelző molekuláris viszonyszámok.

Vörös talajaink jelentős mértékben különböznek a többi hazai talajtípustól és a külföldi vörös talajoktól is.

A vörösayagok a harmadidőszakban, vagy korábban keletkeztek. Tanúskodnak képződésük klimatikus, geológiai, geomorfológiai viszonyairól, különleges természeti értékek. Nemzeti Parkjainkban bemutató szelvények kijelölését és tájékoztatók elhelyezését javasoljuk.

A hazai vörösayagok humusztartalma általában kevés és kedvezőtlen minőségű. Sok vonatkozásban hasonlítanak a trópusi talajokhoz, de jelentős eltéréseket is mutatnak. A vörösayagok paleotalajok, de a jelenkori talajképző tényezők is hatottak tulajdonságaikra. A több évszázados talajművelés, valamint a trágyázás hatására a talajképződési folyamatok a humusz mennyiségét növelik, minőségét is befolyásolják, illetve javítják.

Eredményeink felhasználhatók a vörös talajok szántóföldi hasznosításánál és a szőlő-termesztésnél, az újabb technológiák, eljárások kidolgozásánál.

Az új ismeretek hasznosíthatók az egyetemi, főiskolai oktatásban.

IV. Köszönetnyilvánítás

A több mint tizenöt éve elkezdett vizsgálatokban a SZIE Talajtani és Agrokémiai Tanszékének munkatársai voltak segítségemre. Jelentős segítséget nyújtott Stefanovits Pál egyetemi tanár, akadémikus, akinek ezúton is köszönetem fejezem ki. Sokoldalú támogatása a helyszíni bejárások, a mintavételi helyek kijelölése során folytatott konzultációktól kezdve, a vizsgálati adatok értékeléséig számos területen megnyilvánult. Nagy kutatási tapasztalata, széleskörű ismeretanyaga alapján több jelenségre és fontos szempontra hívta fel figyelmem, melyek számomra igen értékesek voltak. Köszönettel tartozom Füleky György tanszékvezető egyetemi tanárnak, aki biztosította a laboratóriumi vizsgálatok feltételeit.

A röntgendiffrakciós vizsgálatok jelentős részét Bidló Gábor egyetemi docens a Budapesti Műszaki Egyetem Mérnökgeológiai Tanszékén, másik részét pedig Kovács-Pálffy Péter tudományos főmunkatárs a Magyar Állami Földtani Intézet Agyagásvány Laboratóriumában végezte, Földvári Mária tudományos főmunkatárs a termoanalitikai vizsgálatokkal segítette munkámat. Az ásványi összetétel körültekintő pontos meghatározásáért őszinte köszönetem fejezem ki.

Barczy Attila tanszékvezető egyetemi docensnek és Szendrei Géza tudományos főmunkatársnak a kézirat átolvasásáért, észrevételeikért és hasznos tanácsaikért mondok hálás köszönetet. Dr. Németh András, a mátraaljai mintavételi helyek kijelölésében és a talajminták megvételében volt segítségemre, amelyet ezúton is köszönök!

Jenei Józsefné a laboratóriumi talajtani vizsgálatokat végezte. Csibi Melinda szintén részt vett a talajtani vizsgálatokban, ezen túlmenően a kézirat számítógépes szerkesztésével, szövegtördelésével volt segítségemre. A kézirat szerkesztésében, a táblázatok és az ábrák rendezésében jelentős segítséget nyújtott Kovács Zoltán. Gondos, lelkiismeretes munkájukat ez alkalommal is köszönöm.

Meg kell emlékezmem a Szent István Egyetem mindazon munkatársairól, dolgozóiról, akik közvetlenül vagy közvetett módon munkámban segítettek.

Végezetül, de nem utolsósorban hálás köszönettel tartozom Feketéné Bencsik Juliannának, aki a munkámhoz szükséges feltételek biztosításán túlmenően a szakirodalom feldolgozásában nyújtott pótolhatatlan segítséget.

A kutatómunkát az OTKA T 017423, T 025453, T 032579, és a T 043068 sz. pályázatai segítették.

V. Irodalomjegyzék

- ÁDÁM L. (1969): A Tolnai-dombság kialakulása és felszínalakítása. Akad. Kiadó, Budapest, 186 p.
- ÁDÁM L., MAROSI S. (szerk.) (1975): A Kisalföld és a Nyugat-magyarországi peremvidék. Magyarország tájféldrajza 3., Akadémiai Kiadó, Budapest, 605 p.
- ÁDÁM L., MAROSI S., SZILÁRD J. (1981): A Dunántúli-dombság (Dél-Dunántúl). Magyarország tájféldrajza 4. Akad. Kiadó. Budapest, 678 p.
- AL RAWI, G. J.-SUS, C. (1967): A comparative study between Euphrates and Tigris sediments in the mesopotamian flood plain. *Pédologie (Gand)*, Vol. 17, No. 2, pp. 187-209.
- ALLEN, P. (1947): Notes on Wealden fossil soil beds. *Proceedings of the Geologists' Association*, 57.: 303-14.
- ANSTED, D. T. (1871): On some phenomena of the weathering of rocks, illustrating the nature and extent of subaerial denudation. *Transact. of the Cambridge philosophical society* vol. 11: 387-395.
- AUBERT, G. (1963): Soils with ferruginous or ferrallitic crusts of tropical regions. *Soil Sci.*, Vol. 95. No. 4, pp. 235-242.
- BACSÓ N. (1959): Magyarország éghajlata. Akadémiai Kiadó, Budapest, 302 p.
- BACSÓ N. (1961): A pusztai, atlanti és mediterrán éghajlati elemek hatása hazánk mezőgazdaságára. *Agr. Tud. Egy. Mg-i Karának Közleményei, Gödöllő*: 157-172.
- BALLAZ, Z. (1981): Neogene vulkanizmus of the Carpatho-Pannonian Region, In: VOGEL, A. (ed.): *Earth Evolution Sciences*, 1/3-4.: 240-248.
- BALLENEGGER R. (1916): Magyarországi talajtípusok mechanikai vizsgálatának eredményei. *Földt. Int.* 1915. évi jelentése: 1-21.
- BALLENEGGER R. (1917): Adatok magyarországi talajok kémiai összetételének ismeretéhez. *Földt. Int.* 1916. évi jelentése: 531-583.
- BALLENEGGER R. (1917): A tokajhegyaljai nyiroktalajokról. *Földtani Közlemények.* 47/1-3.: 20-24.
- BALLENEGGER R. (1921): A termőföld. *Ethika Tudományterjesztő és Könyvkiadó Rt.*, Budapest, 184 p.
- BALLENEGGER R. (1924): Hozzászólások Endrédy előadásához. In: Endrédy E. 1942: A geológiai viszonyok befolyása Magyarország jelenkori talajainak képződésére. *Földt. Int.* 1941. évi jelentésének függeléke, 5.: 176-191.
- BALOGH K. (1948): Adatok a Gömör-Tornai Karszt geológiájához. *MÁFI évi jelentés.* Függ. 10.
- BALOGH K. (1950): Az északmagyarországi triász rétegtana. *Földtani Közöny*, 80 p.
- BALOGH K., ÁRVA-SÓS E., PÉCSKAY Z., RAVASZ-BARANYAI L. (1986): K/Ar dating of post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. *Acta Mineralogica-Petrographica* 28: 75-93.
- BARBIER, G. (1938): Conditions et modalités de fixation de l'hydrate de fer colloïdal par l'argile du sol. *Ann. Agron.*, pp.8-34.
- BÁRDOSY GY. (1982): Karst bauxites. Bauxite deposits on carbonate rocks. Akadémiai Kiadó, Budapest, 441 p.
- BÁRDOSY GY. (1989): Lateritic bauxite deposits. A world-wide survey of observed facts. *Travaux de l'ICSIBA. Zagreb.* Vol. 19. No. 22.: 11-18.
- BÁRDOSY GY., ALEVA G. J. J. (1990): Lateritic bauxites. Akad. Kiadó, Budapest, 624 p.
- BERÉNYI-ÜVEGES J. (2000): A környezeti változások bélyegei Mátraalja-i paleotalajokban. *Doktori értekezés (PhD)*, Gödöllő, 119 p.
- BETREMIEUX, R. (1951): Etude expérimentale de l'évolution du fer et du manganèse dans les sols. *Ann. Agron.*, Paris, pp. 193-295.
- BIDLÓ G. (1954): Néhány bükkhegységi terra rossza röntgenvizsgálata. *Földtani Közöny.* LXXXIV. kötet. 4.: 350-353.
- BIDLÓ G. (1974): Thermal investigation of different types of Hungarian red clays. *Thermal Analysis II. Proced. Fourth ICTA Budapest*: 599-600.
- BIDLÓ G. (1980): Mineralogical investigation of degraded kaolinites from Dunántúl (Transdanubial) area. *Acta Mineralogica-Petrographica.* XXIV/1980.: 111-114.
- BIDLÓ G. (1981): Mineralogische Untersuchung der Tonhaltigen Sedimente im Villányer- Gebirge. *Vorgetragen am. 12. Kongress der Karpato-Balkanischen Geologischen Assotiation*, 1981. Sept. 8-13, Bukarest: 201-2 07.
- BIDLÓ G. (1983): Mineralogische Untersuchung der tonhaltigen Sedimente im Villányer- Gebirge. *Anual Institutului de Geologie si Geofisica*, 62.: 201-216.
- BIDLÓ G. (1985): Mineralogical investigation of middle pliocene and pliocene transitional clays. *5th Meeting of the European clay groups, Prague, Charles University, 1983*: 111-115.
- BIDLÓ G. (1991): Dél-Dunántúli lösz-szelvényben levő fosszilis talajok ásványtani vizsgálata. *Agrokémia és Talajtan.* 40. 1-2.: 65-70.

- BIDLÓ G. (1996): Vörösgyagqok ásványtani értékelése röntgendiffrakciós és derivatográfós vizsgálatok alapján. Jelentés, munkaszám: (14734) 204.§23/1995. Bp-i Műszaki Egyetem, Mérnökgeológiai Tanszék. Kézirat: 1-24.
- BIDLÓ G., BIDLÓ A. (1997): Agyagtalajok nagyműszeres ásványtani vizsgálata. Erdészeti és Faipari Egyetem, Termőhelyismeretani Tanszék. Sopron. Kézirat: 1-16.
- BIDLÓ G., MAUCHA L. (1964): A Jósvalő környéki karsztüledékek vizsgálata. Építőipari és Közl. Műszaki Egy. Tud. Közl.-i. X/1.: 71-82.
- BLANCK, E. (1931): Handbuch der Bodenlehre. J. Springer. Berlin. 1930/31.
- BLOMFELD, C. (1956): The solution-reduction of ferric oxide by aqueous leaf extracts. The role of certain constituents of the extracts. C. R. VIth Int. Congr. Soil Sci., B., Paris, AFES, pp. 427-433.
- BLUM, A. E., LASAGA, A. C. (1988): Role of surface speciation on the low-temperature dissolution of minerals. Nature 4: 431-433.
- BOGNÁR A., SCHWEITZER F., SZŐÖR GY. (2003): Susak. Environmental reconstruction of a loess island in the Adriatic. Academy of Sciences, Budapest, 141 p.
- BONIFAS, M. (1959): Contribution à l'étude géochimique de l'alteration latéritique. Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lor., Vol. 17, pp. 159.
- BORHIDI, A. (1985): A talaj- és vegetációfejlődés kapcsolatai trópusi szukcesszióban. In: Fekete G. (ed.), A cönológiai szukcesszió kérdései. Biológiai Tanulmányok, 12. kötet, pp. 65-71.
- BORSY Z. (1990): Evolution of the alluvial Fans of the Alföld. In: RACHOCKI, A. H., CHURCH, M. (eds.): Alluvial Fans-Field Approach. Wiley and Sons, New York: 229-246.
- BORSY Z., BALOGH K., KOZÁK M., PÉCSKAI Z. (1987): Újabb adatok a Tapolcai medence fejlődéstörténetéhez. Acta Geographica Debrecina, 23.: 79-104.
- BORSY Z., SZŐÖR GY. (1981): A Tétel-halom és a dunaföldvári földcsuszamlások vöröstalajainak (vörösgyagjainak) összehasonlító termoanalitikai és infravörös spektroszkópiás elemzése, Acta Geographica Debrecina 18-19: 167-183.
- BRADY, P.V., CAROLL, S. A. (1994): Direct effects of CO₂ and temperature on silicate weathering. Geochim. et Cosmochim. Acta 61.: 1853-1856.
- BRONGER, A., CATT, J. A. (1989): Paleosols: problems of definition, recognition and interpretation. In: Bronger A., Catt J. A. (Eds): Paleopedology: natura and application of paleosols. CatenaVerlag, Cremlinger-Drestedt, Germany: 1-7.
- BÖCKH J. (1872): A Bakony déli részének földtani viszonyai. Magyar Földt. Int. Évk. 2.
- BUCKLAND, W. (1837): Geology and Mineralogy considered with reference to natural theology, 2 vols. London: W. Pickering.
- BUDAI T., VÖRÖS A. (1992): Middle Triassic history of the Balaton Highland: extensional tectonics and basin evolution. Acta Geologica Hungarica, 35/3.: 237-250.
- BUDAI T., VÖRÖS A. (1993): The Middle Triassic events of the Transdanubian Central Range in the frame of the Alpine Evolution. Acta Geologica Hungarica 36.: 3-13.
- BUDAI T., CSILLAG G., HASS J., KOLOSZÁR L., SZABÓ I., TÓTHNÉ MAKK Á. (1993): Dunántúli-középhegység: 13-93. In Haas J. et al. 1993: Magyarország litosztratigáfiai alaphegységei. Triász. Magyar Állami Földtani Intézet.
- BULLA B. (1962): Magyarország természeti földrajza. Tankönyvkiadó, Budapest, 424 p.
- BUSENBURG, E., CLEMENCY, C. V. (1976): The dissolution kinetics of feldspars at 25°C and 1 atm CO₂ partial pressure. Chemie der Erde. 12: 1-22. (In: Nemező E. 2006: Ásványok átalakulási folyamatai talajokban).
- BUZÁGH A., KNEPPÉ E. (1938): Die Adsorption von kolloiden Eisenhydroxid an Quartz. Kolloid Zeitschrift, 82: 150-158.
- BÜDEL, J. (1954): Klimamorphologische Arbeiten in Athiopien im Frühjahr 1953. Erdkunde 8, Bonn.
- CATT, J. A. (1986): Soil and quaternary geology. Clarendon Press, Oxford: 265.
- CHANG, J. H. (1957): World patterns of monthly soil temperature distribution. An. Ass. Am. Geogr., 47, pp.241-249.
- CHOUBERT, B. ÉS MTSAI (1952): Essai de purification de bauxites riches en constituants ferrugineux. C. R. Acad. Sci., Vol. 234. No. 25, pp. 2463-2465.
- CLINE, M. G. (1961): The changing model of soil. Soil Sci. Soc. of America, Proceedings 25: 441 - 446.
- COOKE, H. B. S., HALL, L. M., RÓNAI A. (1979): Paleomagnetic sedimentary and climatic records from boreholes at Dévaványa and Vésztő, Hungary. Acta Geol. Sci. Hung. 22, 1-4.: 89-109.
- CROMPTON, E. (1960): The significance of the weathering/leaching ratio in the differentiation of major soil groups. Trans 7th Int. Cong. Soil. Sci., 4, pp. 406-412.
- CROMPTON, E. (1962): Soil formation. Outlook of Agri. 3, pp. 209-218.

- CSÁSZÁR G. (2002): Urgon formations in Hungary. *Geologica Hungarica, Ser. Geologica*, 25: 1-209.
- CSÁSZÁR G., KORDOS L. (2004): Beremend, quarry. 7th Hungarian Regional Meeting on Paleontology, 2004, Beremend Program, Abstracts, Field Guide: 51-57.
- CSILLAG P. (1954): Jelentés a Bük- hegység DK-i és ÉK-i peremvidékén és Aggtelek- Jósavfő környékén végzett térképezési munkáról. Kézirat, Orsz. Földt.-Geofiz. Adattár.
- CSILLING L., JAKUS P., JASKÓ S., MADAI L., RADÓCZ GY., SZOKOLAI GY. (1985): Magyarázó a Cserhát-Mátra-Bükkalji lignitterület áttekintő gazdaságföldtani térképéhez (1:200 000). MÁFI, Budapest: 5-104.
- DANSZKY I. (szerk.) (1963): Magyarország erdőgazdasági tájainak erdőfelújítási, erdőtelepítési irányelvei és eljárásai. IV. Dunántúli-középhegység erdőgazdasági tájcsoport. Orsz. Erd. Főig. Budapest.
- DANSZKY I. (szerk.) (1963): Magyarország erdőgazdasági tájainak erdőfelújítási, erdőtelepítési irányelvei és eljárásai. V. Északi-középhegység erdőgazdasági tájcsoport. Orsz. Erd. Főig. Budapest, 817 p.
- DEMOLON, A.-BASTISSE, E. M. (1944): Rôle vecteur de la silice dans les phénomènes géochimiques et physiologiques. *Ann. Agron., Paris*, Vol. 1, pp. 265-296.
- DE BRUIJN H. (1983): Remains of the mole sat *Microspalax odessanus* Topashevski, from Karaburum (Greece, Macedonia) and the family spalacidae. *Kan.-Ned. Akad. V. Wetenschappen, Proc.* 87. (4.): 417-427.
- DE KIMPE, C. és MTSAI (1964): Ionic coordination in aluminosilicic gels in relation to clay minerals formation. *Amer. Min.*, Vol. 46, pp. 1370-1381.
- DEZSŐ J., RAUCSIK B., VCIÁN I. (2007): Granulometric and mineralogical analysis of karstic fissure filling sediments in Villány Mts., S. Hungary. *Acta GGM Debrecina, Ser. Geology, Physical Geography* 2.
- D'HOORE, J. (1954): L'accumulation des sesquioxides libres dans les sols tropicaux. *Bruxelles, Pub. INEAC*, No. 62. pp. 132.
- DOBOS E. (2002): Talajtakaró. In: Baráz Cs. (szerk.): A Bükki Nemzeti Park. Bükki Nemzeti Park Igazgatóság. Eger: 149-153.
- DOKUCSAJEV V. V. (DOKUCHAEV) (1883): Russian Black Earth. St. Petersburg, in selected Writings, Moskow, 1954.
- DUDICH E., MINDSZENTY A. (1984): Ásvány közetani-geokémiai adatok a Villányi-hegység és az Erdélyi-középhegység bauxitjainak összehasonlításához. *Földtani Közölny*, 114/1: 1-18.
- DURN G., OTTNER, F., MINDSZENTY A., TISLJAR J., MILEUSNIC M. (2006): Clay mineralogy of bauxites and paleosols in Istria formed during regional subaerial exposures of the Adriatic Carbonate Platform. In: Vlahovic, J., Tibljas, D., Durn, G. (eds). 3rd Mid-European Clay Conference- MECC 06, Opatija, 2006. *Fild Trip Guidebook*: 3-30.
- ENDRÉDY E. (1942): A geológiai viszonyok befolyása Magyarország jelenkori talajainak képződésére. *Földt. Int* 1941. évi jelentésének függeléke 5: 176-191.
- FEKETE J. (1974): Néhány kubai talaj vizsgálata, tekintettel az oldható sók felhalmozódására. *Agrártudományi Egyetem Mg. tud. Karának közleményei, Gödöllő*: 357-375.
- FEKETE J. (1986): Soils of Peninsula Zapata, Kuba, possibilities for agricultural utilisation. *Bulletin of the University of Agricultural Sciences, Gödöllő, Hungary*: 25-37.
- FEKETE J. (1988): Trópusi Talajok. Akadémiai Kiadó, Budapest, 503 p.
- FEKETE J. (1989): Examination of some physical propertiers on tropical soils. *Bulletin of the University of Agricultural Sciences, Gödöllő (Hungary)*: 51-58.
- FEKETE J. (1994): Quality of Humus in Tropical Soils. *Agrokémia és Talajtan*. 43/1-2: 81-86.
- FEKETE J. (1995): Comparative study of some physical and chemical of tropical soils. *Bulletin of the University of Agricultural Sciences. 75th Anniversary Edition*. Vol. I. Gödöllő, Hungary: 65-76.
- FEKETE J. (1998): Water regime and porous system of red clays in Hungary. *Acta Agronomica Hungarica*, 46: 341-353.
- FEKETE J. (2000): VI. Nemzetközi Konferencia a Mediterrán Klímájú Területek Talajairól (Barcelóna, 1999, július 4-9.) *Agrokémia és Talajtan* 49. No. 1-2. Szemle: 307-310.
- FEKETE J. (2002): Physical and chemical features of red clays in Northern Hungary. *Acta Geologica Hungarica*. 45/3: 231-246.
- FEKETE J., FERNANDEZ, J., LOPEZ, M. A. (1987): The soil flood effect on the budding and growth of the sugarcane variety C87-51. *Bulletin of the University of Agricultural Sciences, Gödöllő, Hungary*. 1987/1: 51-57.
- FEKETE J., MIRANDA, R. F. (1990): Experimentos comparativos de propiedades físicas de suelos tropicales. *Memorias XI. Congreso Latino-americano y II. Congreso Cubano de la Ciencia de Suelos*. 11-17. Marzo 1990. La Habana, Cuba: 185-188.
- FEKETE J., STEFANOVITS P., BIDLÓ G. (1997): Comparative study of the mineral composition of red clays in Hungary. *Acta Agronomica Hungarica*, Vol. 45(4): 427-441.

- FEKETE J., STEFANOVITS P. (2002): Pedological Features of Red Clays in Northern Hungary, *Agrokémia és Talajtan*, 51/1-2: 223-232.
- FEKETE J., STEFANOVITS P. (2002): Dunántúli vörösiszapok fizikai és kémiai tulajdonságai. *Agrokémia és Talajtan*, 51/3-4: 305-324.
- FEKETE J., CSIBI M. (2004): The mineral composition of red clays in Hungary. 2nd Mid-European Clay Conference (Miskolc, 20-24. September, 2004). *Acta Mineralogica-Petrographica*, Szeged: 34.
- FEKETE J., SZENDREI G., CSIBI M. (2005): Magyarországi vörösiszapok ásványtani összetétele. *Tájékológiai Lapok*, 3(2), Gödöllő: 301-324.
- FEKETE J., SZENDREI G., CSIBI M. (2005): Pedological characteristics and mineral composition of red clays in Hungary. *Acta Mineralogica Petrographica*. Szeged: 37-45.
- FEKETE Z. (1958): Budapest és környékének talajai. In: Budapest természeti képe. Akadémiai Kiadó, Budapest: 665-699.
- FODOR L., KÁZMÉR M. (1989): Clastic and carbonate sedimentation in a Eocene strike-slip basin at Budapest. In: Császár G. (ed): 10th IAS Reg. Meeting, Budapest, Excursion Guide-book: 227-259.
- FODOR T-NÉ., HORVÁTH ZS., SCHEUER GY., SCHWEITZER F. (1983): A Rácalmás-kulcsi magaspártok mérnökgeológiai térképezése. *Földtani Közönl.* No.4.: 313-332.
- FÖLDVÁRI M. (1986): A földtani kutatásban alkalmazott termoanalitikai módszerek. *Módszertani Közlemények*, I. MÁFI kiadványa, Budapest: 1-70.
- FÖLDVÁRI M., KOVÁCS-PÁLFFY P. (2002): Mineralogical study of the Tengelic Formation and the loess complex of the Tolna Hegyhát and Mórág Hills areas (Hungary). *Acta Geologica Hungarica*, 45/3: 247-263.
- FOLLETT, E. A. C. (1965): The retention of amorphous colloidal „Ferric hydroxide” by kaolinites. *J. Soil Sci.* Vol. 16, No. 2, pp. 334-341.
- FRANYÓ F. (1963): Talajvízkutakból történő öntözés lehetőségei a Hevesi és a Jászszági területen. MÁFI évi jelentése 1960. évről: 59-73.
- FRANYÓ F. (1978): A Magyar Állami Földtani Intézet 1968-75 között mélyített kutatófúrásai az Alföldön. *Földr. Közl.* 25. (101): 60-71.
- FREDERICKSON, A. F. (1951): Mechanism of weathering. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, Vol. 62, pp. 221-232.
- FRIPIAT, J. J.-GASTUCHE, M. C. (1952): Etude physicochimique des surfaces des argiles. Les combinaisons de la kaolinite avec les oxydes de fer trivalents. Bruxelles, Pub. INEAC, No. 54, pp. 60.
- FÜLÖP I. (1966): A Villányi hegység krétaidőszaki képződményei. *Geologica Hungarica*, Ser. Geol. 15.: 1-131.
- FÜLÖP J. (1990): Magyarország geológiája. Paleozoikum I. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 309 p.
- GILBERT G. K. (1877): Report on the geology of the Henry Mountains. Government printing office (Washington), 161 p.
- GÓCZÁN L. (1971): A Marcal medence talajföldrajza. Akadémiai Kiadó, Budapest, 172 p.
- HALMAI J., JÁMBOR Á., RAVASZ-BARANYAI L., VETŐ J. (1982): Geological results of borehole Tengelic-2. MÁFI Évkönyv (Annals of the Hungarian Geological Institute), 65: 1-113.
- HELLMANN, R., EGGLESTON, C. M., HOCHELA, M. E., CRERAR, D. A. (1990): Formation of leached layers on albite during dissolution under hydrothermal conditions. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 54: 1267-1281.
- HOLLIDAY, V. T. (1989): Paleopedology in archeology. In: Bronger et al. (eds). *Paleopedology: Nature and application of paleosols*. *Catena Suppl.* 16.: 187-206.
- HORVÁTH E. (1993): A pleisztocén képződmények korának meghatározására alkalmazható módszerek. *Földrajzi Közlemények*, CXVII. (XLI) kötet 4.: 265-273.
- HORVÁTH F., CLOETHINGH, S. (1996): Stress induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin, *Tectonophysics* 266: 287-300.
- HORVÁTH Z. (2007): Negyedidőszaki környezetváltozások nyomai posztpannoniai üledékeken és paleotalajokon (Mátraalja, Visonta). Doktori (PhD) értekezés, ELTE, Budapest, 141 p.
- HSU, PAO HO (1968): Heterogeneity of montmorillonite surface and its effect on the nature of hydroxy aluminium interlayers. *Clays and clay minerals*, Vol. 4, pp. 303-312.
- HUANG, W. H. és KELLER, D. (1972): Organic acids as agent of chemical weathering of silicate minerals. *Nature Phys. Sci.* 239, pp. 149-151.
- HUTTON, J. (1795): *Theory of the Earth, with proofs and illustrations*. Edinburg, W. Creech (facsimile edn. 1959. Codicote: Wheldon Wesley).
- JACKSON, M. L. (1968): Análisis químico de suelos. Traducción de la edición norteamericana por el prof. Dr. José Beltrán Martínez, Ediciones Omega, S.A. Barcelona, pp. 662.
- JÁMBOR Á. (1980): A pannóniai képződmények rétegtanának alapvonatkozása. *Ált. Földt. Szemle*, 14.: 113-124.
- JÁMBOR Á. (1980): Szigethegységeink és környezetük pannóniai képződményeinek fácies típusai és ősföldrajzi jelentőségük. *Földt. Közl.* 110./3-4.: 498-511.

- JÁMBOR Á. (1993): Magyarország negyedidőszaki képződményei geológiájának áttekintése. In: Fülöp József emlékkönyv: 251-262.
- JÁMBOR Á. (1997): Tengelic Vörösgyag Formáció. In: Császár G. (szerk.) Magyarország Litosztratigrafiai Alapegységei. A kiadvány a Magyar Rétegtani Bizottság albizottságainak terméke. MÁFI, Budapest, 71 p.
- JÁMBOR Á. (1997): Some problems of the late cenozoic stratigraphy and history of middle Transdanubia. MÁFI Évi Jelentés (Annual report of Geological Institute of Hungary), 1996: 191-198.
- JÁMBOR Á., MOLDVAY L., RÓNAI A. (1966): Magyarázó Magyarország 200000-es földtani térképsorozatához –L-34-II., MÁFI, Budapest, 358 p.
- JAMES, W. C., MACK, G. H., MONGER, H. C. (1998): Paleosol classification Transact. of the Second Internat. Symposium on Paleopedology. (Nat Rutter edit.): 8-9.
- JÁNOSSY D. (1972): Middle Pliocene Microvertebrate Fauna from the Osztramos Loc. 1. Ann. Mus. Nat. Hung. 64.: 27-52.
- JÁNOSSY D. (1973): The Boundary of the Plio-Pleistocene based on the Microfauna in North-Hungary (Osztramos, Locality 7.). Vertebr. Hung. 14.: 101-113.
- JÁNOSSY D. (1979): A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján. Akadémiai Kiadó, Budapest, 207 p.
- JÁNOSSY D. (1986): Pleistocene vertebrate faunas of Hungary. Akadémiai Kiadó, Budapest, 208 p.
- JÁRAI-KOMLÓDI M. (2000): A Kárpát-medence növényzetének kialakulása. In: Bartha D. (szerk): Válogatott tanulmányok, Vol. IX. Sopron, 59 p.
- JÁRAI-KOMLÓDI M., VIDA G. (1983): A bioszféra evolúciója. In: Vida G. (szerk): Evolúció III.-Natura, Budapest, 11-83 p.
- JOÓ I. (1992): Recent vertical surface movements in the Carpathian Basin. Tectonophysics 202: 120-134.
- JUHÁSZ Á. (1987): Évmilliók emlékei. Magyarország földtörténete és ásványi kincsei. Gondolat Könyvkiadó, Budapest, 561 p.
- JUHÁSZ GY. (1998): Medenceperemi pannóniai s.I. üledékes formációk rétegtana. In: Bérczi I., Jámbor Á. (szerk.) Magyarország geológiai képződményeinek-Rétegtana. A MOL Rt. és a MÁFI kiadványa, Budapest: 453-483.
- JUHÁSZ GY., POGÁCSÁS GY., MAGYARI I., VAKARCS G. (2006): Integrált sztratigráfiai és fejlődéstörténeti vizsgálatok az Alföld pannóniai s.I. rétegsorában, Földtani Közöny, 136/1.: 51-86.
- KAISER M., GYALOG L. (1996): A negyedidőszaki képződmények. In: GYALOG L.(szerk.): A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. MÁFI kiadvány: 23-25.
- KAISER M. (1999): A Tengelic Formáció rétegtani helyzete. Jelentés, MÁFI Adattár, 5 p.
- KAWANO, M., TOMITA, K. (1995): Formation of mica during experimental alteration of K-feldspar, Clays and Clay Minerals 43: 397-405.
- KLIMES-SZMIK A. (1962): A talaj pórusterének beosztása a víz mozgása alapján. Agrokémia és Talajtan. 11./1.: 41-54.
- KLIMES-SZMIK A. (1979): Kuba talajainak fizikai sajátosságai. Akadémiai doktori értekezés, 131 p.
- KOLOSZÁR L. (1997): Geological evaluation of the Udvari-2A berek. MÁFI Évi Jelentés. Annual Report of Hungarian Geological Institute. 1996, II.: 149-153.
- KOLOSZÁR L. (2004): Tengelic Formáció kiterjedése DK Dunántúlon. Földtani Közöny. (Bulletin of the Hungarian Geological Society), 134./3.: 345-369.
- KOLOSZÁR L., MARS I. (1999): The Quaternary sequences of the hilly country nearby Üveghuta (eastern part of the Mórág Hills). Földtani Közöny (Bulletin of the Hungarian Geological Society) 129./4.: 521-540.
- KOLOSZÁR L., MARS I., CHIKÁN G. (2000): Cainozoic sedimentary cover of the eastern part of Mórág Hills. MÁFI Évi Jelentés (Annual Report of Geological Institute of Hungary), 1999: 117-135.
- KOLOSZÁR L., MARS I. (2002): Kőzetrétegtani (lithostatigraphic) Vizsgálatok a Mórágvi –rög post-pannon rétegeken. Földtani Közöny (Bulletin of the Hungarian Geological Society), 132, Alkalmi kiadvány: 133-149.
- KOPPÁNY ZS. (1992): Az utolsó 2-4 M év közötti időszak paleoklimatológiai rekonstrukciója.– Számítógépes feldolgozás, Kézirat, Szolnok.
- KORDOS L. (1988): A spalax nemzetség (Rodentia) európai megjelenése és a plio- pleisztocén határkérdés. Földt. Int. Évi Jel. 1986-ról: 469-494.
- KORDOS L. (1991): Felső pliocén paleovertebrata (gerinces fosszília) előfordulások Beremenden (Villányi-hegység). Geological Key Sections of Hungary 91/139. MÁFI (Geological) Institute of Hungary): 4 p.
- KORPÁS L. (1998): Paleokarst studies in Hungary. Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa, 141 p.

- KORPÁS L. (1999): Középső Triász 235 millió éves paleodolina a Balatonfelvidéken (Litér, Hajmáskér). Karsztfeljlődés III. Szombathely: 93-118.
- KÓSA G., MINDSZENTY A., MOHAI R. (2003): Roncskarszt térszínre progradáló eocén törmelékkúp Budakeszin. Földtani Közönlöny, 133/2.: 271-285.
- KOVÁCS J. (2004): A vörösgagyagok és vöröses talajok jelentősége a késő-kainozóikum (pliocén) ősföldrajzi fejlődés történetében, Ph.D. értekezés tézisei. PTE-TTK Földrajzi Intézet, Pécs: 1-19.
- KRAUS, I. (1989): Kaolín a kaolinitové íly Západnych Karpát (Kaolins and kaolinite clays of the West Carpathians). Západné Karpaty, Séria Mineralógia, Petrografia, Geochémia, Metalogenézia, 13. Geologický Ústav Dionyza Stura, Bratislava, 287 p.
- KRETZOI M. (1953): A negyedkor taglalása gerinces faunák alapján. MTA Műszaki Tudományok Oszt.: 89-99.
- KRETZOI M. (1954): Jelentés a kislángi kalábriai (Villafrankai) faunafeltárásról. Földt. Int. Évi Jel. 1953-ról.: 213-264.
- KRETZOI M. (1956): Die altpleistozänen Wirbeltierfaunen des Villányer Gebirges. Geologica Hungarica, Ser. Paleontologica, 27: 1-264.
- KRETZOI M. (1962): A csarnótai faunasztint. MÁFI Évi Jel. 1959-ról.: 297-382.
- KRETZOI M. (1969): A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi sztatigráfájának vázlata. Földrajzi Közönlöny 17. 93.2.: 197-204.
- KRETZOI M., PÉCSI M. (1982): A Pannoniai-medence pliocén és pleisztocén időszakának tagolása. Földrajzi Közönlöny 30.: 300-326.
- KRETZOI M., MÁRTON P., PÉCSI M., SCHWEITZER F., VÖRÖS I. (1982): Pliocene- Pleistocene piedmont correlativessediments in Hungary (Based on lithological and paleomagnetic analyses of the exopures in the open cast mine at Gyöngyösvisonta). Quaternary Studies Hungary. 43-73.
- KREYBIG L. (1956): Az agrotechnika tényezői és irányelvei. Akadém. Kiadó, Budapest, 819 p.
- KUBIENA, W. L. (1956): Rubifizierung und Lateritisierung. Rapp. VI. Congr. Int. De la Sc. du Sol. Paris. Vol. E. : 247-249.
- KUBIENA, W. L. (1958): The Classification on soils. J. of Sc. Vol. 9. Vol. 1.: 9-19.
- KUKLA, G. J. (1987): Correlation of Chinese European and American loess series with deep- sea sediments. In: Aspects of Loess Research. China Ocean Press, Beijing: 29-37.
- LÁNG S. (1967): A Cserhát természeti földrajza. Akadémiai Kiadó, Budapest, 376 p.
- LAMOUROUX, M.-SEGALEN, P. (1969): Etude comparée des produits ferrugineux dans les sols rouges et bruns méditerranéens du Liban. Science du Sol, Vol. 1, pp. 63-76.
- LAPPARENT, J. (1930): Les bauxites de la France méridionale. Paris, Impr. Nat. Mém. Carte géol. France, pp. 187.
- LIPPMANN, F. (1981): Stability diagrams involving clay minerals. Eight Conference on Clay Mineralogy, Teplice, 1979. Geologica, Universitas Carolina, Prague: 153-171.
- LIU, TUNGSHENG (1985): Loess and the Environment. China Ocean Press, Beijing, 249 p.
- LIU, TUNGSHENG – AN, ZHISHENG (1981): A preliminary magnetostratigraphic study of the Beihanzhai loess section. Geochimica (2). Beijing. China.: 134-137.
- LÓCZY L. (1886): Jelentés 1886. év nyarán Arad-, Csanád- és Temes megyékben eszközölt földt. részl. felvételekről. Földt. Int. Évi jelentése.: 99-116.
- LÓCZY L. (1913): A Balaton környékének geológiája és morfológiája. I. A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. Balaton tud. tanulmány eredményei. I., 614 p.
- LOUGHNAN, F. C. (1969): Chemical weathering of the silicate minerals American, Elsevier, 154 p.
- MAGYARI Á., MUSITZ B., CSONTOS L., THAMÓ-BOZSÓ E., VAN VLIET-LANOE, B. (2005): Quaternary neotectonics of the southern part of the Lake Balaton, Hungary. Geophysical Research Abstract. Vol. 7. 06 618.
- MAJOROS GY. (1980): A permi üledékképződés problémái a Dunántúli-középhegységben. Egy ősföldrajzi modell és néhány következtetés. Földtani Közönlöny, 110 p.
- MÁNDY T., IFJ. ÖTVÖS E. (1960): A nyírok kérdés és a felszíni mállás. Földtani Közönlöny, XC.1960., 192 p.
- MANKINEN, E. A., DALRYMPLE, G. B. (1979): Revised geomagnetic polarity timescale for interval 0-5m. y. B.P.U.S. Geol. Survey. California, Journ. Geophys. Res.: 615-626.
- MARSI I. (1997): Geological evaluation of the Diósberény-1A borehole. MÁFI Évi Jelentés (Annual Report of Hungarian Geological Institute), 1996. II.: 159-165.
- MARSI I. (2000): Geology of overlying beds of the eastern part of the Mórág Hills. MÁFI Évi Jelentés (Annual Report of Geological Institute of Hungary), 1999 évről: 149-162.
- MARSI I. (2002): Development and characterization of post Pannonian deposits in the area of the Mórág Hills and Hegyhát. Földtani Közönlöny (Bulletin of the Hungarian Geological Society), 132, Special Issue: 71-82.

- MARSI I., DON, GY., FÖLDVÁRI M., KOLOOSZÁR L., KOVÁS-PÁLFFY P., KROLOPP E., LANTOS M., NAGY-BODOR E., ZILÁHI-SEBESS L. (2004): Quaternary sediments of the north-eastern Mórág Block, MÁFI Évi Jelentés (Annual Report of Geological Institute of Hungary), 2003: 343-369.
- MARSI I., KOLOOSZÁR L. (2004): Pliocene and Quaternary sediments of the Szőlő Hill in Beremend, SE Transdanubia. *Földtani Közlemény* (Bulletin of the Hungarian Geological Society), 134./1.: 75-95.
- MERRILL, G. P. (1897): A treatise on rocks, rock weathering and soils. Macmillan, 411 p.
- MIHÁLTZSNÉ FARAGÓ R. (1982): Tiszántúli alapfúrások palyológiai vizsgálata. *Földtani Intézet Évi Jelentése 1980-ról*: 103-120.
- MIKLÓS M. (1967): A visontai kutatási terület vízföldtani viszonyai. *Bányászati Kutatási Intézet Közölnye* 11.: 95-111.
- MILLOT, G. (1964): La géologie des argiles. Masson, Paris, 499 pp.
- MINDSZENTY A., KNAUER J., SZANTNER F. (1984): Az iharokúti bauxit üledékföldtani jellegei és felhalmozódási körülményei. *Földtani Közölny*, 114.: 19-48.
- MINDSZENTI A., DEÁK F. J. (1999): Karbonátos paleotalajok a gerecsei felső-triászban. *Földtani Közölny*, Vol. 129. No. 2.: 213-248.
- MOHR, E. C. J., VAN BAREN, F. A. (1972): Tropical solis. Van Hoeve The Hague
- MOLNÁR B. (1973): Az Alföld harmadidőszak végi és negyedkori feltöltődési ciklusai. *Földtani Közölny*, 103./3-4.: 294-310.
- MORRISON, R. B. (1978): Quaternary soil stratigraphic-concepts, methods and problems. In: Mahaney, W. C. (ed): *Quaternary soils*, Norwich: 77-108.
- NÁRAY-SZABÓ I., PÉTER T-NÉ. (1964): Agyagok és talajok ásványi elegyrészeinek mennyiségi meghatározása diffraktométerrel. *Földtani Közölny*, 94.: 444-451.
- NÁRAY-SZABÓ I., PÉTER É. (1967): Die quantitative Phasenanalyse in der Tonmineralforschung. *Acta Geologica Hungarica*, 11./4.: 347-356.
- NEMECZ E. (1973): Agyagásványok. Akadémiai Kiadó, Budapest, 507 p.
- NEMECZ E. (2006): Ásványok átalakulási folyamatai talajokban. Akadémiai Kiadó, Budapest, 324 p.
- NÉMETH T., BRÉNYI-ÜVEGES J., MICHELI E., TÓTH M. (1999): Clay minerals in paleosols at Visonta. *Acta Mineralogica-Petrographica XL.*: 11-19.
- NOSZKY J. (1961): Magyarország jura képződményei. MÁFI Évkönyv 49.
- ÖTVÖS E. (1954): Szárazföldi vörösigyag a Budai-hegységben. *Földtani Közölny*, 88./2.: 221-227.
- PAQUET, H. (1969): Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. Thèse, Fac. Sc., Strasbourg, pp. 348.
- PAZONYI P. (2006): Paleogeological and stratigraphic study of the Quaternary Vertebrate communities of the Carpathian Basin, Loránd Eötvös University, Faculty of Sciences, Budapest, 115 p.
- PÉCSI M. (1967): A löszfeltárások üledékeinek genetikai osztályozása a Kárpát-medencében. *Földrajzi Ért.* XVI./1.: 1-18.
- PÉCSI M. (1985): The Neogene red clays of the Carpathia Basin. Problems of the Neogen and Quaternary. Geological and geomorphological studies (Contribution to the VIIth Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy). Akadémiai Kiadó, Budapest: 89-98.
- PÉCSI M. (1986): Valódi vörösigyag geomorfológiai helyzete és földtani kora a Kárpát-medencében. *Földrajzi Értesítő XXXV. Évf.* 3-4. (Különlenyomat): 353-362.
- PÉCSI M. (1987): The Loess-Paleosol and Subareal Sequence in Hungary. *Geojournal* 15. 2, by D. Reidel Publishing Company. 151-162. Budapest, 375 p.
- PÉCSI M., NEMECZ E., HARTYÁNI ZS., HORVÁTH T., SZILÁGYI V. (2002): Negyedidőszaki éghajlatváltozások, talajok-löszök képződése Kárpát-medence térségében. *Földtani Közölny*, 132/különszám, Budapest: 23-41.
- PÉCSI M., SÁRFALVI B. (1960): Magyarország földrajza. Akadémiai Kiadó, Budapest, 327 p.
- PÉCSI N., PEVZNER M. A. (1974): Paleomágneses vizsgálatok a paksi és a dunaföldvári löszösszletekben, Paleomagnetic measurements in the loess sequences at Paks and Dunaföldvár, Hungary, *Földrajzi Közlemények*, 22./3.: 215-224.
- PETZ R., SCHEUER GY., SCHWEITZER F. (1989): Megsüllyedt és eltemetett vörösigyagok és löszösszletek a Duna jobb partján Budapest és Mohács között. *Mérnökgeológiai Szemle*, 38.: 123-136.
- PHILLIPS, J. (1831): On some effects of the atmosphere in wasting the surfaces of buildings and rocks. *Proc. of the Geol. Societ of London*. 1: 323-324.
- PINCZÉS Z. (1955): Morfológiai megfigyelések a Hór völgyében. *Földrajzi. Értekezés*, IV./2.: 145-156.
- POGÁCSÁS GY., JÁMBOR Á., MATTICH, R. E., ELSTON, P. P. HÁMOR T., LAKATOS L., SIMON E., VAKARCS G., VÁRKONYI L., VÁRNAI P. (1989): A nagyalföldi neogén képződmények kronosztatográfiai viszonyai szeizmikus és paleomágneses adatok összevetése alapján. *Magyar Geofizika*. XXX. Évf. 2-3.: 41-62.

- POLYNOV, B. B. (1928): Contributions of Russian scientists to paleopedology. Leningrad: USSR Academy of Sciences.
- REICHE, P. (1950): Survey of weathering processes and products. Univ of New Mexico. Pub. In Geology No. 3: 95
- REIFENBERG, A. (1929): Die Verwitterung von Sandstein. Kalkstein und Basalt im Roterdegebiete. – Z. Pflz. D. u. Bk. A. XIII, 53. p.
- REIFENBERG, A. (1947): The soils of Palestine. Th. Murby, London.
- RESTALLACK, G. J. (1988): Field recognition of paleosoils. Geol. Soc. Of America, Special Paper 216: 1-18.
- RESTALLACK, G. J. (1990): Soils of the Past an introduction to paleopedology. Unwin Hyman, Boston, 507 p.
- RICH, C. I. (1968): Hydroxy interlayers in expansible layer silicates. Clays and clay minerals, Vol. 16. pp. 15-30.
- RISCHÁK G., VICZIÁN I. (1974): Ásványtani faktor az agyagásványok alap-refleksióinak meghatározásánál. MÁFI Évi Jelentés, 1972: 229-256.
- RÓNAI A. (1968): The Pliocene-Pleistocene Lower Boundary in the Hungarian Basin. Acta Geol. Hung. Budapest, 12.: 219-230.
- RÓNAI A. (1972): Negyedkori üledékképződés és éghajlattörténet az Alföld medencéjében. Földt. Int. Évk. 56/1., Budapest, 421 p.
- RÓNAI A. (1974): Size of Quaternary movements in Hungary. Acta Geologica Hungarica 18: 39-44.
- RÓNAI A. (1983): A Körös-medence földtörténete a negyedkorban. Földtani Közöny, 113: 1-25.
- RÓNAI A. (1985): Az Alföld negyedidőszaki földtana. Geol. Hung. Ser. Geol. 21, Budapest, 445. p.
- RÓNAI A. (1986): A magyarországi kvarter képződmények kifejlődése és szerkezeti helyzete. Földtani Közöny, 116: 31-43.
- RÓNAI A., BARTHA F., KROLOPP E. (1965): A kulcsi löszfeltárás szelvénye. MÁFI Évi Jelentés 1963-ról: 167-187.
- ROUXHET, P. G.-BRINDLEY, G.W. (1966): Experimental studies of fine grained micas. II. The water content of wet ground micas. Clay Min. Bull., Vol. 6, pp. 219.
- RUSSELL, E. W. (1968): Climate and solis. Nat. Resour. Res. Unesco, 7, pp. 193-200.
- SCHUEER GY., SCHWEITZER F. (1973): The development of the Hungarian Travertine sequence in the Quaternary. Földr. Közl. 21./2: 133-141.
- SCHUEER GY., SCHWEITZER F. (1981): A Gerecse-hegység paleokarszt hidrológiai viszonyainak rekstrukciója a felsőpannontól napjainkig. Hidr. Közl. 61./8.: 333-380.
- SCHWEIZER F. (1993): Domborzatförmálódás a Pannóniai-medence belsejében, a fiatal újkorban és a negyedidőszak határán. Akadémiai doktori értekezés, MTA, Budapest, 125 p.
- SCHWEITZER F., SZÓÓR GY. (1997): Geomorphological and stratigraphic significance of Pliocene red clay in Hungary. Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, Supplement-Band, 110. Berlin-Stuttgart: 95-105.
- SEAWARD, A. C. (1898): Fossil plants, Vol. 1. Cambridge: Cambridge University Press (facsimile edn., New York: Hafner, 1963).
- SEGALEN, P. (1970): Pédologie et Développement: Techniques Rurales en Afrique 10. Secretariat d'Etat aux Affaires Etrangères, Paris.
- SIGMOND E. (1934): Általános Talajtan. A szerző kiadása. Budapest, 696 p.
- SIMON A.B., BIDLÓ G. (1976): Correlation between mineral content and Atterberg limits in the soils of South-Cameroun. Proc. 5th. Conf. on soil mech. and found eng., Budapest (különlenyomat): 161-166.
- SIMOR F. (1964-65): Adatok Délkelet Dunántúl éghajlatához. MTA Dunántúli Tu. Int. Értekezések: 103-216.
- SINGER, A. (1980): The paleoclimate interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles. Earth Sciences Review, 15/4.: 303-326.
- SÓÓ R. (1953): Növényföldrajz. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- STEBUTT, A. (1931): Lehrbuch der allgemeinen. Bodenlehre. Gebr. Borntraeger. Berlin.
- STEFANOVITS P. (1959): Vörös agyagok előfordulása és tulajdonságaik Magyarországon. MTA. Agrártud. Oszt. Közl. 16.: 225-238.
- STEFANOVITS P. (1963): Magyarország Talajai. Akadémiai Kiadó, Budapest, 442 p.
- STEFANOVITS P. (1967): A mediterrán talajképződés jelei Magyarországon. Agrártudományi Egyetem Közölyne: 227-235.
- STEFANOVITS P. (1993): Talajásványok kutatásában elért eredmények és azok alkalmazási lehetőségei. MTA Agrártud. Osztályának Tájékoztatója (1992). Akadémiai Kiadó, Budapest: 130-134.
- SÜMEGHY J. (1947): Északpannonföld talajainak földtani származása. Beszámoló a MÁFI vitaulésekről. 2.: 7-15.
- SÜMEGHY J. (1944): A Tiszántúl. Földtani Intézet Kiadványa, Budapest, 208 p.

- SÜMEGHY J. (1955): Magyarországi pleisztocén összefoglaló ismertetése. MÁFI Évi jelentése 1953-ról II.: 395-403.
- SÜMEGHY J. (1949): Az északi dombvidék agrogeológiai viszonyai. Földtani Intézet Kiadványa, Budapest.
- SZABÓ J. (1867): Tokaj-Hegyalja taljai. Pest. Tokaj-hegylaj album.
- SZABÓ J. (1877): Nyirok és lösz a Budai-hegységben. Földtani Közöny, 7/3.: 49-60.
- SZABÓ J., MOLNÁR J. (1886): Tokaj-Hegyalja taljának leírása és osztályozása. Math. és Termud. Közlemények IV.: 1865-1866.
- SZABÓ P. Z. (1955): A fiatal kéregmozgások geomorfológiai és népgazdasági jelentősége Dél-dunántúlon. A pécsi akad-i napok előadása, 1955. szept. 30-okt. 1. Dunántúli Tud. Gyűjt. 4. MTA Dunántúli Tud. Intézet Kiadványa, Pécs: 1-37.
- SZABÓ P. Z. (1957): A Délkelet-Dunántúl felszínfejlődési kérdései. Dunántúli Tud. Gyűjt. 13. MTA Dunántúli Tud. Intézet Kiadványa, Pécs: 396-419.
- SZEDERKÉNYI T. (1980): Petrological and geochemical character of the Bár basalt, Baranya Country, South Hungary. Acta Mineralogica - Petrographica, 24.: 235-244.
- SZÉKELY A. (1969): A Magyar középhegyvidék periglaciális formái és üledékei. Földr. Közl. 17./3.: 272-289.
- SZÉKELY A. (1983): A pleisztocén periglaciális domborzatformálódás Magyarországon. Földrajzi Értesítő, 32/3.: 389-398.
- SZEMERY-SZEMETHY A. (1976): Karbonát ásványok meghatározása röntgendiffrakciós módszerrel. MÁFI Évi Jelentés, 1973: 475-482.
- SZENDREI G. (2000): Talaj mikromorfológia. ELTE Eötvös Kiadó. Budapest, 220 p.
- SZENTES F. (1943): Aszód távolabbi környékének földtani viszonyai. Magyar tájak földtani leírása, V. köt. Budapest.
- SZŐÖR GY. (1982): Hazai karszterületek negyedkori és pliocén vertebrata leletanyagának kronozstratigráfiai értékelése. Földtani Közöny, 112.: 1-18.
- SZŐÖR GY. (szerk) (1992): Fáciesanalitikai paleobiogeokémiai és paleoökológiai kutatások. Debreceni Akad. Biz. Debrecen., 263 p.
- SZŐÖR GY., KORDOS L. (1981): Holocén gerinces anyag paleobiogeokémiai módszerrel történt abszolút kronológiai és paleoklimatológiai értékelése. Földtani Közöny. 111.: 472-486.
- SZŐÖR GY., SCHWEITZER F., BALÁZS É. (1993): Plio-pleisztocén agyagos képződmények kemosztratigráfiai elemzése. Kézirat. 1742. OTKA pályázat.
- TAMURA T. és MITSUAI (1953): Mineral content of Low Humid, Humic, and Hydrol Humic Lactosols of Hawaii. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 17, pp. 343-347.
- TARDY, Y.-GAC, Y. (1968): Minéraux argileux et vermiculite-Al dans quelques sols et arènes des Vosges; Hypothèses sur la néo-formation des minéraux à 14. A. Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr., Vol. 21, No. 4, pp. 285-304.
- TENG, H. H., FENTER, P., CHENG, L., STURCHIO, N. C. (2001): Resolving orthoclase dissolution processes with atomic force microscopy and x-ray reflectivity Geochim. et Cosmochim. 65: 3459-3474.
- THORP, J. (1965): The nature of pedological record on the Quaternary Soil Science, 99: 1-8.
- THUGUTT, St. J. (1910): Ueber den Eisenglanz als Zerstörungsprodukt der Feldspäte. Centralblatt f. Mineralogie etc.: 65-68.
- TIMKÓ I., BALLENEGGER R. (1916): A Keleti Magyar Középhegység és a Déli Kárpátok talajviszonyai. Földtani Intézet évi jelentése 1915-ről, Budapest: 422-444.
- TREITZ P. (1910): A negyedkori klímaváltozások agrogeológiai bizonyítékai. Földt. Int. népsz. Kiadv. II. kötet, 3. füzet.
- TREITZ P. (1912): Aradhegylajja és Aradmegye síkvidékéről szóló előzetes jelentés. Földtani Intézet 1910. évi jelentése: 195-216.
- TREITZ P. (1916): Jelentés az 1915. évben végzett agrogeológiai felvételekről. Földtani Intézet évi jelentései, Budapest: 443-470.
- TREITZ P. (1929): Csonka-Magyarország termőtalaja. „Pátria” Irod. Váll. és Nyomdai Rt., Budapest: 1-35.
- UEHARA, G.-GILLMAN, G. (1981): The Mineralogy, Chemistry, and Physics of Tropical Soils with Variable Charge Clays. Westview Tropical Agriculture Series, No. 4, pp. 170.
- VADÁSZ E. (1956): Bauxit és „terra rossa”. Földt. Közl. 86./2.: 15-119.
- VADÁSZ E. (1960): Magyarország földtana. Akadémiai Kiadó, Budapest, 646 p.
- VADÁSZ E. (1968): L'âge géologique de la genèse de la „terra rossa”. Földtani Közöny (Bulletin of the Hungarian Geological Society), 98/2.: 277-279.
- VAN DEN HEUVEL, R. C. (1966): The occurrence of sepiolite and attapulgite in the calcareous zone of a soil near Las Cruces (New Mexico). Clays and clay minerals, Proc. 14th Conf., pp. 193-207.

- VANSTONE, S. (1996): The influence of climatic change on exposure surface development a case study from the Late Dinantian of England and Wales. In: Strogon, P., Sommer-Ville, I.D. and Jones, G. I. (eds): Recent Advances in Lower Carboniferous Geology. Geol. Soc. Spec. Publ. 107.: 281-301.
- VARJU GY. (1974): A finomkerámiai nyersanyagkutatás földtani és gazdaságossági kérdései. Mérnökgeol. Szemle: 1-14.
- VENDL A. (1957): Geológia I. Tankönyvkiadó, Budapest, 623 p.
- VICZIÁN I. (1967): Erfahrungen mit der Anwendung der Röntgendiffractometrie zur quantitativen Bestimmung sedimentären Mineralien. MÁFI Évi Jelentés (Annual Report of Hungarian Geological Institute), 1965: 567-576.
- VICZIÁN I. (2000): Clay Mineralogy of a German-type Middle Triassic sequence, borehole Nagykozár 2, Mecsek Mts., S. Hungary. Acta Mineralogica-Petrographica 41.: 9-29.
- VICZIÁN I. (2002) a: Clay mineralogy of Quaternary sediments covering mountainous and hilly areas of Hungary. Acta Geologica Hungarica, 45./3.: 265-286.
- VICZIÁN I. (2002) b.: Mineralogy of Pliocene to Pleistocene pelitic sediments of the Great Hungarian Plain. Acta Mineralogica-Petrographica, 43.: 39-53.
- VICZIÁN I. (2006): Comparison of the main periods of kaolinite formation in Slovakia and Hungary (abstract). 3rd, „Mineral Sciences in the Carpathians” International Conference, Miskolc, 2006, Abstracts. Acta Mineralogica-Petrographica, Abstract Ser. 5., 129 p.
- VINCZE L., KOZÁK M., KOVÁCS-PÁLFFY P., PAPP I., PÜSPÖKI Z. (2005): Origin of red clays around Miskolc (North Hungary). Acta Mineralogica-Petrographica, 46.: 15-27.
- WARTHA V. (1889): A császai porhullásról. Földtani Közöny, 1889: 428-430.
- WEIN GY. (1970): Magyarázó Budapest 1-10 000 térképsorozatának XII. kerület 405-244 (János-hegy) lapjához. MÁFI Adattár.
- WEY, R. és SIFFERT, B. (1961): Réactions de la silice monomoléculaire avec les ions Al^{3+} et Mg^{2+} . Genèse et synthèse des argiles. Coll. Int. CNRS. (No. 105), Paris, pp. 1-23.
- WOLLAST, R. (1967): Kinetics of the alteration of K-feldspar in buffered solutions at low temperature. Geochim. et Cosmochim. Acta. 31: 635-648.
- ZÁMBÓ L. (1970): A karsztvörösgyagok és a felszíni karsztosodás kapcsolata az Aggteleki-karszt DNY-i részén. Földrajzi Közl. XVIII. (XCIV) /4.: 281-293.
- ZÁMBÓ L. (1986): A talaj-hatás jelentősége a karszt korróziós fejlődésében. (Aggteleki-karszt). Kandidátusi értekezés, MTA, Budapest.
- ZÁMBÓ L. (1998): Talajtakaró. In: Baross G. (szerk): Az Aggteleki Nemzeti Park. Mezőgazda Kiadó, Budapest: 97-117.
- ZÓLYOMI B. (1964): Pannonische Vegetations-probleme. Verhandl. D. Zoologisch-Botan. Ges. In Wien, 1964: 103-104.
- ZSIROS T. (2000): A Kárpát-medence szeizmicitása és földrengés veszélyessége: Magyar földrengés katalógus, (456-1995), MTA, GGK, Szeizmológiai Observatórium, 495 p.
- YATES, J. (1830-1831): Remarks on the formation of alluvial deposits, nature and extent of sub-aerial denudation. Transact of the Cambridge Philosophical Soc. 11/ 2.: 387-395.

VI. Szaknévszótár

- Alferrit talaj:** Latosolos vagy latosol talaj. $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ molekuláris viszonyozása 2-nél kisebb. Az $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ molekuláris viszonyozás alapján a vas- és alumínium-oxidok mennyisége közel azonos, kisebb vastöbblettel.
- Allit talaj:** Latosolos talaj. $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ molekuláris viszonyozása 2-nél kisebb. Az $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ molekuláris viszonyozás alapján az Al_2O_3 van túlsúlyban.
- Alfisol:** Talajrend az US Soil Taxonomy osztályozásban. Talajok argillíc szinttel, bázistelítettségük 35%-nál nagyobb. Természetes termelékenységük jó.
- Allitizáció:** A ferrallitizáció szinonim elnevezése.
- Bauxit:** Üledékes kőzet, az alumínium legfontosabb érce. Nevét a Dél-Franciaországi Les Baux helységről kapta. Vöröses színű, földes külsejű, vasoxidokkal és kovással szennyezett, gélserű víztartalmú alumínium-hidroxidokból (böhmit, diaszpor, hidrargillit) áll. Szilikátos agyagkőzetek átalakulásával keletkezik. Település szerint megkülönböztetünk szilikátos kőzetre települő szlikát-bauxitokat és mészkő felületen található mészkő-bauxitokat. Hazánk legfontosabb bauxittelepei a Bakony és Vértes hegységben találhatóak.
- Bayerit:** Alumínium-oxid-hidrát, kémiai összetétele a gibbsitéhez hasonlít, de felépítésében eltér tőle. A talajban átmenetileg fordul elő.
- Böhmit:** Alumínium-oxid-hidrát, gamma $\text{AlO}(\text{OH})$, trópusi talajokban fordul elő. Hazánkban a bauxitos területek fosszilis vörösayagaiban és az ezeken kialakult talajokban fordul elő.
- „Braunhlehms” rubefikációja:** KUBIENA, W.L. (1956) elmélete szerint a vörös színű agyagos talajok képződéséhez vezető egyik folyamat, amely váltakozóan nedves és száraz viszonyok között játszódik le. Ennek eredménye a „braunhlehms” rubefikációja, illetve a rotlehms képződése
- Congeria** Neymari: Fosszília, „kecskeköröm” kagyló héjának megvastagodott, többnyire háromszögletű darabja, a pannóniai rétegösszlet legfelső szakaszában.
- Degradált kaolinit:** Röntgendiffrakciós vizsgálatnál nem mutatja a kalinitre jellemző alapreflexiót. BIDLÓ G. elnevezése.
- Diaszpor:** Alumínium-oxid-hidrát, alfa $\text{AlO}(\text{OH})$, trópusi talajokban fordul elő. Hazánkban a bauxitos területek fosszilis vörösayagaiban és vörös talajokban mutatható ki.
- E_h feltételek:** A redukciós és oxidációs viszonyok alakulása, amely a redoxpotenciállal, az E_h -értékkel jellemezhető. Az E_h -érték függ a redox-normálpotenciáltól, a reakcióban résztvevő elektronok számától, az oxidált anyagok és a redukált anyagok aktivitásától.
- Entisol:** Talajrend az US Soil Taxonomy osztályozásban. Gyengén fejlett talajok, recent plaggen szintjük van, vagy csak ochric epipedonnal rendelkeznek.
- Ferrallitizáció:** A trópusokra jellemző mállási folyamat; szinonim elnevezései: latosolizáció, lateritizáció, lateritesedés, allitizáció, kromosolizáció stb. A kémiai mállás folyamata intenzív, a titán és kvarc kivételével az összes ásvány széttesik, kilúgzódás erőteljes. Az agyagásványok is megbomlanak és átalakulnak. Így a mállás korábbi szakaszában képződött montmorillonit kaolinitá alakul. Jellemző a kaolinit agyagásvány képződése, kevés goethittal és gibbsittel, konkréciók formájában hematit is előfordul. A felszabaduló vas- és alumínium-oxidok általában kicsapódnak a talajban, a kovással fokozatosan kilúgzódik. Az agyagfrakció $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ molekuláris viszonyozása 2-nél kisebb.
- Ferrallitos talajok:** A latosolok egyik főcsoportja. A szavannák és esőerdők zonális taljai. Bázistelítettségük 40%-nál kisebb. *Mállott ferallitos talajokra* (az alapkőzet erősen mállott) és *kilúgzott ferallitos talajokra* (esőerdők zonális taljai) osztják.
- Ferralsol:** Talajok főosztálya a FAO-UNESCO besorolásban. A talajcsoport elnevezéseit és kritériumait a belga INEAC osztályozásból vették át, és megfelelnek a francia ORSTOM rendszer ferallit talajának. szelvényükben oxíc B szint van. Az agyagfrakció adszorpciós kapacitása 16 m.e./100 g alatt van. 2:1 rétegű agyagásványok hiányoznak.
- „Ferricrete”** (vaskréta) A masszív laterit szinonim elnevezése.
- Ferrisol:** Az esőerdők, valamint az esőerdők és szavannák átmeneti területein található *basisol* (bázikus alapkőzeten képződő latosol). Bázistelítettsége 50%-nál kisebb.
- Ferrit talaj:** Latosolos vagy latosol talaj. $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ molekuláris viszonyozása 2-nél kisebb. Az $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ molekuláris viszonyozás alapján a Fe_2O_3 van túlsúlyban.
- Ferrugináció:** Közepes vagy intenzív mállási folyamat. A szelvényből az oldható sók és karbonátok teljesen kilúgzódnak; a kicserélhető kationok jelentős része és a kovással kisebb hányada is eltávozik. A felszabadult dehidratálódott vas-oxidok vékony hártva formájában vonják be a talajrészecskéket (rubefikáció). A vas-oxid esetenként kemény konkréciók formájában válik ki. Az agyagásványok képződésére jellemző a kaolinit túlsúlya, előfordul a goethit és hematit, sőt kis mennyiségben még illit vagy montmorillonit is, de

- gibbsit nem keletkezik. Az agyagelmozdulás kismértékű. A diós, rögös szerkezeti elemeket agyag-, vas-oxid-hártya vonja be.
- Ferrugineux talaj vagy Ferruginous trópusi talaj:* A Francia Osztályozási Rendszer (ORSTOM) IX. osztályába tartozó talajok. (Sols Ferrugineux Tropicaux). Nagy báziseltelítettségű, vörös színű talajok. Szerkezetes B szintjük van. A Soil Taxonomy System Inceptisol vagy Alfisol rendjébe sorolhatók. A CCTA Afrika Talajterképének osztályozásában az egyik főcsoport talajai (fersiallitos talajok), báziseltelítettségük 40%-nál nagyobb (a ferrallitos talajoké 40%-nál kisebb).
- Fosszilis talajok:* Régi geológiai időszakban képződött talajok, illetve talajmaradványok a felszín alatt húzódo rétegekben. Nagymértékben különböznek a jelenkori talajoktól.
- Gibbsit vagy hidrargillit:* Gamma-Al(OH)_3 szerkezetében a központi alumínium atom körül 6 OH helyezkedik el az oktaéder csúcsainak megfelelő elrendezésben.
- „Ironstone” (vaskő):* Vasban gazdag, irreverzibilisen megkeményedő anyag. A laterit szinonim elnevezése.
- Kalcifikáció:* Jellegzetes kilúgzódási folyamat. A kémiai mállás mérsékelten intenzív, az oldható sók a talajszelvényből kilúgzódnak. A karbonátok a felső szintekből kilúgzódnak, a mélyebb szintekben felhalmozódnak és kicsapódnak. Az agyagásvány szintézis eredménye a kaolinit, illit és montmorillonit. Agyagáthelyeződés nem történik.
- Kalcimorf talaj:* Szabadd kalcium-karbonátot tartalmazó talaj az arid és szemi-arid zónában. Xerosol.
- Kaolisol:* Kaolinit talajok rendje a belga INEAC Rendszerben. Kaolinit agyagásványt tartalmaznak, illuviális szintjük nincs. (Csoportjai a Ferrisol, Ferrosol és Homokos Ferrisol talajok.)
- Laterit:* Másodlagosan képződött vörösbarna színű, vasvegyületekben gazdag kemény agyag. A vasvegyületeken kívül tartalmaz még alumínium-ásványokat, kvarcot és kaolinitet. Aszakirodalom puha, tarka-foltos vasban gazdag agyagnak említi, mely száradás hatására megkeményedik. Az újabb talajosztályozási rendszerekben *plinthite* néven szerepel.
- „Laterites talaj”:* A szakirodalomban korábban használt elnevezés az olyan talajszelvényre, amelyben lateritréteget találtak. A „laterit” és „laterites” elnevezések a legújabb osztályozási rendszerekben nem szerepelnek.
- Latosol:* A ferrallitizáció folyamatának eredményeként képződött vörös, sárga vagy fakó színű trópusi talajok. Az agyagfrakció $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ molekuláris viszonyszáma 0,5-nél kisebb. Az adszorpciós kapacitás kicsi.
- Latosolizáció:* Előrehaladott mállási folyamat. Jellemző a kaolinit agyagásvány képződése, a kovasav kilúgzódása, a vas- és alumínium-oxid mennyiségének növekedése. (Lásd. ferrallitizáció)
- Latosolos talaj:* A ferrallitizáció (latosolizáció) folyamatának eredménye. Vörös, sárga vagy fakó színű trópusi talaj. Az agyagfrakció $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ molekuláris viszonyszáma 2-0,5 között mozog.
- Lepidokrokit:* vas-oxid-hidrát, gamma-FeO(OH) , narancsszínű ásvány, mely a kétértékű vasat tartalmazó oldatok kevés szénsav jelenlétében való oxidációja útján képződik.
- Lithosol:* Talajok főosztálya a FAO-UNESCO osztályozásban. 10 cm-nél nagyobb mélységben kemény kőzet található. A felső 10 cm-es réteg kevert, ez alatt legalább 30% az agyagtartalom. Azok a szelvények, amelyeknél a kőzet 10-50 cm mélységben kezdődik, a „kőzetes”, és amelyek nagyon kövesek, a „köves” fázisban vannak.
- Maghemit:* vas-oxid, Fe_2O_3 , vörösbarna színű, mágneses tulajdonságú
- Mállási/Kilúgzási index:* Az agyagásvány szintézisnek, a mállottság mértékének, a talajképződési folyamat előrehaladottságának jellemzésére használt mutató. A keletkező mállástermékek, a mállási oldat összetétele és a kilúgzódás intenzitása alapján számolhatók. Kifejeződésre jut benne az alapkőzet, az éghajlat és az átteresztőképesség szerepe.
- Mastodon:* Kihalt őselefánt. A miocén-pliocén időszakban (Észak-Amerikában a pleisztocénben is) élt. Metszőfogakból kialakult alsó és felső agyarpárja volt. Fajai földtani időszakok meghatározására alkalmasak.
- Meteorizacion:* mállás spanyolul.
- Microspalax:* Igazi földikutya egyik alneme.
- Nostrandit:* Alumínium-oxid-hidrát. Néhány évtizede fedették fel. Jelenléte a talajokban ismert, de képződése és elterjedtsége további vizsgálatokat igényel.
- Nyirok talaj:* A vörösbagyagok egyik sajátos típusa az Északi-Középhegységben. Az első leírás a Tokaj-Hegyalja nyirok talajáról származik, amely fiatal harmadidőszaki kitéréses kőzetek és azok tufáinak szubtrópusi éghajlat hatására keletkezett mállási terméke, harmadidőszaki reliktum talaj. A nyirok kifejezést a szakirodalomban gyakran tágabb értelemben használják a vörös talajok megjelölésére. Színben különbözik a fekete nyiroktalaj. Az elnevezés utal az agyagtartalomra, az agyag minőségére (szmektitiek), és az erőteljes humuszosodásra. A Mátra- és Bükkalja jellegzetes talaja. Vizgazdálkodása szélsőséges.
- Paleomágnesesség:* A mágneses ásványok iránya, és ezzel kapcsolatos összefüggések. A paleomágnesesség a különböző geológiai korokban eltérően alakult, mert a mágneses pólus helye változott. A paleomágnesesség meghatározása a különböző üledékek korának megállapításához felhasználható.

Paleotalajok: Régi geológiai időszakokban, a jelenkori talajképződési viszonyoktól jelentősen eltérő környezeti feltételek között kialakult talajok. Általában a felszín alatti mélyebb rétegekben megőrzött, befedett, betemetődött fosszilis talajok, de előfordulnak felszíni rétegekben is, a felszíni pusztulástól védett területeken, vagy pedig az erózió által feltárt reliktum talajok.

Paleozoikus talajok: Nagyon idős talajok, a Paleozoikumban képződtek.

Plinthite: Az US Soil Taxonomy rendszerében a kemény laterit elnevezése. Szekszvioxidokban gazdag agyag, amely a levegőre kerülve, illetve nedvesedés, száradás periodikus változására irreverzibilisen „vaskő” paddá (hardpanná) keményedik. Ezt az értelmezést a FAO osztályozása is átvette.

Relikum talajok: Régi geológiai időszakban, a jelenkoritól lényegesen eltérő természeti körülmények között képződött talajok az erózió által lepusztított területeken, vagy a jégkorszaki pusztító hatásoktól védett helyeken.

„Rotlehm” lateritesedése: KUBIENA, W. L. (1956) elmélete szerint a vörösayagos talajok képződésének egyik szakasza (folyamata). A lateritesedéssel járó kristályosodás lassú, s így változatosabb és nagyobb ásvány egyedek képződnek, mint a rubefikációnál.

Röntgendiffrakciós vizsgálat: Az agyagásványok meghatározására szolgáló vizsgálat, melyet a talaj elkülönített részén végeznek el. Az előkészített mintát Mg-ionokkal telítik, majd elvégzik a röntgendiffrakciós vizsgálatot, amikor a rácssíkokról visszaverődő röntgensugár segítségével a rácssíkok távolságát kapják meg. A felfogott sugárzás a fényérzékeny filmen sötétedést, jellemző sávokat, vonalakat, csúcsokat idéz elő. További információkat nyerhetnek a vizsgálatok hőhatásnak kitett kezeléssel, etilén-glikolos duzzasztással és kálium-kloridos kezeléssel (duzzadás-zsugorodás, káliummegkötő képesség).

Rubefikáció: A talajképződés során az oldható sók és karbonátok teljes kilúgzódása, a kicserélhető bázisok jelentős részének és a kovasav kisebb hányadának kilúgzódása után a vas-oxidok felszabadulnak, dehidratálódnak, a talajt vörösré színezik, a talajrészecskéket vékony hártya formájában bevonják.

Siallit talaj: Agyagos talaj, agyagásványai között megtalálható az illit, nontronit, montmorillonit és kaolinit. Az agyagfrakció SiO_2 tartalma nagy, a $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ molekuláris viszonyszám 2-nél nagyobb.

Siallitizáció: Mállási folyamat; az intenzív agyagosodás jellemzi. Az elsődleges ásványok szétesését az agyagásványok képződése követi, miközben a felszabaduló alkáli- és alkáli földfémek jelentős része, valamint a kovasav egy része is kilúgzódik a talajszelvényből. Illit, nontronit, montmorillonit és kaolinit agyagásványok képződnek. Az agyagfrakció $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ molekuláris viszonyszáma a trópusokon 2-3,5, a mérsékelt égvöben 3-5 között mozog. A trópusokon 2000-2500 m fölötti magas hegyvidékeken gyakori.

Spalax: Igazi földikutyák nemzetsége (neme) a Rágcsáló emlősök rendjében.

Szilikát potenciál elmélet: A mállás folyamatára, az agyagásványok szintézisére kidolgozott elmélet. Az agyagásványok képződésében a kovasav és a szilikátok mennyiségének tulajdonít főszerepet.

Terra Rossa (Terra Roxa): Mediterrán karsztos tájak vörös színű talaja. Semleges kémhatású, de kilúgzott, jó szerkezetű. A kismértékű humuszosodás miatt színe élénk- vagy sötétvörös. Az US Soil Taxonomy osztályozásban az alfisolokhoz (Terra Roxa Estruturada), az ultisolokhoz vagy az oxisolokhoz (Terra Roxa Legitima) sorolható. A FAO-UNESCO osztályozásban pedig a chromic luvisolhoz (Terra Rossa), az eutrich nitosolhoz (Terra Roxa Estruturada) és a rhodik ferralsolhoz tartozik.

Vertic tulajdonságok: A FAO-UNESCO osztályozásnál alkalmazott jellemző. A vertisolokban előforduló, de csak gyengén kifejlődött tulajdonságok, pl. nem mély és nem széles repedések jelenléte vagy „csúszási tükörök” az altalajban. A „valódi” vertisoloktól való megkülönböztetésre használják („vertisolos”).

Vertsol: Talajrend az Az US Soil Taxonomy osztályozásban. Nehéz agyagos, repedező talajok. Agyagtartalmuk 35%-nál több, a 2:1 rétegu agyagásványok meghaladják az agyagmennyiség 50%-át. Kiszáradva zsugorodnak, nedvesedve duzzadnak. A mélyebb szintekben sok a csúszási tükör. Főosztály a FAO-UNESCO talajosztályozásban.

Weathering: mállás angolul

VII. Abstract - Red Clays And Red Soils Of Hungary

Hungarian red clays are the result of soil formation from previous geologic periods. They were spread over areas which were dry during the Tertiary Period and were not covered by sediments. The climate of the Quaternary Period eroded them, so that today they can only be found in areas where they were protected against degradation or where their thickness and resilience could withstand the forces of erosion. Thus, red clays are fossil or relic products of soil formation. Since both their water regime and nutrient supply differ from soil in the Holocene, their economic importance is far from negligible, vineyards, forests and arable cultivation can be found on these areas. Their influence may be seen in more extensive territories where they were washed away, settled and became mixed with other soils.

Introduction

Varying views on the formation, properties and distribution of red soils in Hungary have been published by numerous authors. Geologists took an early stand on the origin of red clays. The formation of the several red-colored clays and silts were variously explained, with opinions sometimes contradicting one another. LÓCZY, L. (1886) described red clay as a variety loess, a rock formed by the deposition of wind-blown silt material. Loess formed under drier conditions and red clay under more humid climatic conditions, though the age and origin of red clay and loess are similar. TREITZ, P. (1903, 1912) shared this view, stating that red clay, as a product of soil-forming processes, was formed from wind-blow material in the Quaternary Period. It is the B-horizon of soils beneath forests established on loess, where the original A horizon was eroded. TIMKÓ, I. and BALLENEGGER, R. (1916) held similar views about these soils. A peculiar type of red clay soil formed on rocks of volcanic origin („nyirok”) in Tokaj-hegyalja (foothills of the Tokaj Mountains), which was first described by SZABÓ, J. and MOLNÁR, J. (1866) and characterized in detail by BALLENEGGER, R. (1917) who reiterated Szabó's ideas. The clay soil („nyirok”) at Tokaj-Hegyalja is relic from the Tertiary Period formed by the weathering of young, volcanic rocks and their tuffs from the Tertiary Period under subtropical climatic conditions. The term „nyirok”, in a wider sense, is often applied for red clays in general.

The contemporary knowledge of the conditions and characteristics of red clay, and of red and yellow soil formation in Hungary and in other countries was summarized by SÍGMOND, E. (1934), SÜMEGHY, J. (1944, 1949) reviewed the earlier ideas about red clays and „nyirok” in detail. In his opinion, red clays and yellow marerals differ from each other only in color, iron content and degree of contamination. Their major characteristic features are that they do not contain lime, they are soft and sticky, are liable to swelling, and rapid drying, and that they contain iron compounds. Red clays are rocks featuring unique characteristics, and are not to be confused with other types of rock.

According to VENDL, A. (1957) red clays can be found in the depressions of areas covered with massive limestone and dolomite. As the area rose, the clay material moved into the depressions of the limestone with the rainfall. Under the milder, Mediterranean climate, iron-containing compounds in the clays became oxidized, and the iron oxides caused the red color of the clay.

Different ideas have developed about the distribution and characteristics of red clays and loamy products (ÖTVÖS, E. 1954, VADÁSZ, E. 1956, KRETZOI, M. 1969, BIDLÓ, G. 1974, JÁNOSSY, D. 1979, JÁMBOR, Á. 1980, BORSY, Z. and SZŐÖR, GY. 1981, PÉCSI, M. 1985, SCHWEITZER, F. 1993). STEFANOVITS, P. (1959, 1963, 1967) discovered that the red clays of Hungary are genetically diverse. Some authors draw parallels between red clay formation and the process of bauxite formation, or consider bauxitic formations to be red clays. BÁRDOSSY GY. and ALEVA, G.J.J. (1990) also distinguished between bauxite, bauxitic clay and terra rossa. He considered bauxite to be the product of soil formation as well, which could develop in one place or be the result of deposition.

The FAO World Soil Map and WRB also differentiates between red soils. As indicated by DRIESSEN, P.K., DUDAL, R. (1991), Plinthosols and Ferralsols can be characterized by a great amount of mobilizable iron and aluminium compounds, and the similarly red Cambisols (Chromic Cambisols) by relatively moderate weathering. There is a fundamental difference between these two directions of soil formation, also with regard to the clay mineral composition. While Plinthosols and Ferralsols primarily contain a caolinite-based clay mineral association, the presence of illite is revealed in Cambisols amongst other weathering materials.

According to the literature there are major differences in discussing red soils (between red soils and red clays) concerning the conditions of formation and their characteristics. These issues are further complicated by the influence of changing climatic conditions and the shifting of certain red clay areas due to plate tectonics and crustal movements. Thus it is not at all sure that red clay areas were formed in the areas found today in relation to the Earth's equator.

Hungarian red clays differ greatly in their genetics and their physical and chemical characteristics from other domestic soil types and also from red clays found elsewhere (FEKETE, J. et al. 1997). We would like to add to and clarify the understanding of red clays by undertaking a more detailed study into their distinguishing characteristics and common features, which may also assist in evaluating their economic value. Our red clays are similar to the tropical and sub-tropical ferrolite soils in relation to their formation and mineral characteristics. One of our aims is to explore the similarities in processes and characteristics, which would substantially help in classification. In this paper we report on the results of soil studies carried out on red clays and soils in Hungary.

Materials and methods

In order to study red clays we collected samples from nearly two hundred soil profiles from different parts of the northern-central hill district (Északi-középhegység) and Transdanubia of Hungary. This selection of samples was chosen with the aim of representing the different types and sources of red clays.

In order to characterize the red clay soil samples, basic soil analyses were carried out according to the methodology laid down in the National Methodological Handbook (BUZÁS, I. 1973). The cation exchange capacity and the adsorption capacity were determined by the Mehlich method. In order to identify mineral composition we used X-ray diffraction and derivatographic thermal methods. The X-ray diffraction and thermo-analytical studies were carried out at the Geological Engineering Department of the Technical University of Budapest and Laboratory X-ray of Hungarian Institute Geological.

Analytical result and assessment

The soil texture studied varies between medium-heavy brick-earth/loam and heavy clay. The clay content is significantly high in red clays although its dispersion is also high. The most probable reason for this is that most of the studied soil occurs not where they were originally formed, but subsequently shifted and became mixed with other sediments. Differences observable in the composition of soil particles are accounted for by windblown settlement during the last ice age and later incorporation into the red clays. The higher proportion of the loess fraction led us to the above conclusion for the following samples: Meszes, Szalonna, Bükkábrány, Kartal and Valkó.

It is important to note the relationship between particle composition and other physical soil characteristics. For certain samples (Aggtelek, Miklós-völgy, Cserépfalu and Hatvan) one is unable to visually identify a relationship between mechanical composition and physical composition. For the Aggtelek sample the plasticity value, the hygroscopic value and the 5 h capillary rise are lower than would be expected from the particle composition. For Miklós-völgy the plasticity value and the hygroscopic value, for the Cserépfalu sample the hygroscopic value and the Hatvan sample the capillary rise are lower than would be expected. These anomalies may be explained by the presence and proportion of kaolinite which occurs in these soils. This phenomenon is demonstrated by the Aggtelek and Jósvafő samples, where the clay content of the Aggtelek sample is much higher (clay fraction 80%, fine fraction 92%) than that of the Jósvafő sample (clay fraction 56%, fine fraction 77%). The hygroscopic humidity in the Aggtelek sample is lower still, only a third of the Jósvafő sample, while the KA values (high limit of plasticity) are almost the same. The reason for this is that the dominant clay mineral in the Aggtelek sample is kaolinite, while the kaolinite content in the Jósvafő sample is only 28-30%, not considering the 23% montmorillonite fine fraction shown.

The adsorption capacity of red soils appears to be related to the clay content and according to the mineral composition of the clay. In general the adsorption capacity values are lower than would be expected given the high clay content. It can also be observed that high cation exchange capacity (CEC) are recorded in soils with a high clay content, such as the Meszes and Hatvan samples with 32 milliequivalent/100g soil CEC. In the case of soils with a similar clay content, which also contains kaolinites, the adsorption capacity values are lower. Good examples of this are found in the cases of the Aggtelek and Jósvafő samples. For both soils the textures are clay, the clay fraction being higher in the Aggtelek sample (80%) than in the Jósvafő sample (59%). However, these samples do not show a corresponding difference in CEC, being 20 milliequivalent/100 g and 17 milliequivalent/100 g, respectively. The CEC of the Aggtelek soil is not notably higher given its higher clay content. The predominant mineral in the Aggtelek sample is kaolinite, while the Jósvafő sample additionally contains a significant amount of montmorillonite. For the most part, the red soils studied are saturated, their cation saturation being 90-100%, and are mainly neutral or slightly alkaline. The parent or bedrock is limestone, only occasionally loess-loam or clay containing carbonic acidic lime. The Mád sample of red clay is found on rhyolite tuff, while the Szalonna and Bükkábrány samples occur on loess-clay. The Nagygyömbös, Kartal, Gödöllő and Valkó samples originate from buried soil strata.

Total chemical analytical data was considered important both in order to identify the

age of the soils and also to judge the weathering characteristics. From the total chemical analyses we present here the SiO_2 , Al_2O_3 , and Fe_2O_3 values and ratios in percentage terms for both the entire soil and for the clay fraction. Depending on the quality and structure of the clay minerals, the data indicates that in the original samples the percentage of SiO_2 is higher while in the clay fraction the values of Al_2O_3 and Fe_2O_3 are higher. For strongly weathered clay soils, for example the Aggtelek and Jósvafő soils, there is effectively no difference between the chemical composition of the total soil and the clay fraction.

The $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ molecular ratio refers to the nature of weathering. For the Aggtelek and Cserépfalu complete soil samples the observed smaller ratio suggests an intense ferrallitic weathering. On this basis we can state definitely, for these two soils only, that they have remained in their place of formation and have not been mixed with other material, and that they are tropical or sub-tropical products.

The $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ molecular ratios of the clay fraction are much lower, but do not all suggest a definite ferrallitic weathering. The ratios often show a value around 2.0 for the samples (e.g. Mád, Aggtelek, Jósvafő, Bódvaszilás) and for the samples of deeply buried soil strata such as Nagygyömbös, Kartal and Gödöllő. It is likely that those soils (or red clays) with higher ratios have resulted from previous inversion processes and surface rearrangements, and are thus mixed compositions of assorted weathered products. We can assume that the lower these ratios are the stronger the earlier tropical or sub-tropical weathering processes were. Usually kaolinite occurs or is even dominant amongst the clay minerals in the case of soil with a lower $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ ratio, which also suggests intense weathering and transforming processes.

On examination of the mineral composition identified by thermal analysis and X-ray diffraction, the following observations were made. Information on mineral composition is of decisive importance in identifying the age and weathering processes of red clays and also in assessing numerous characteristics about these clays.

The sample from Mád is a red clay typical of the Hegyalja region. In the scientific literature it is often referred to as a red „nyirok”. Its mineral composition is typically, approximately 30% quartz and 13% feldspar in the fine fraction. Of the clay minerals in the original samples the amount of illite is 32% and there is a relatively high montmorillonite content (42%) in the fine fraction. The amount of kaolinite is only a small one. The analyses did not detect any goethite or hematite, the red coloration of the clay (5YR 4/6) therefore surely originates from the amorphous iron-oxihydrates.

The red clay under examination was formed in situ from the underlying rhyolite tuff. This conclusion is supported by the fact that the particles from the sand fraction are not rounded but angular. The less favorable properties of this soil are that it does not contain carbonated lime, and only has a low humus content. In the foothills of the Tokaj Mountains, and around the settlements of Ond, Szegilong and Tolcsa and Sárospatak similar red clay formations are found, though in these places the clay content of the red soil is higher than in the Mád sample.

The red soils typical of the Aggtelek-karst, the Tornai hills and the Bódva valley are represented by the Aggtelek, Jósvafő, Tornanádaska and Bódvaszilás soil samples. They differ in color, plasticity and other qualities from other Hungarian red clays.

Red clay formations occur relatively frequently on many sites between the Northern Mountain Range and the northern edge of the Great Plain, often on already buried soil strata. The Bükkábrány, Hatvan, Nagygyömbös, Kartal and Gödöllő samples represent

these red clays. They characteristically have a 30-60% quartz content, and contain a few percent calcite, with feldspar also usually being present in the mineral composition. All of these soils have a kaolinite content, which in the Nagygyömbös sample was 5-10%. Illite also occurs in small quantities. Montmorillonite content is higher, its proportion reaching 40-50% in places. The red color of the clay in other samples deriving from amorphous iron compounds. These samples, excluding the Hatvan sample, are the products of buried fossil strata, beneath (and sometimes above) which loess-loam or clay may occur. These above-mentioned clays were most probably mixed with loess, their particle composition having a higher loess fraction. The red colored clays were formed in the Pliocene period and at the turn of the Pliocene-Pleistocene period, and are classified amongst the paleosoils formed in the Pleistocene. There are clay, silt and possibly sand layers of different origin lying beneath red soils at the edge of the Great Hungarian Plain. The lower strata of loess profiles in Hungary frequently over red clays and red loam soils. These red soils are the products of soil formation under strong Mediterranean climatic conditions of certain interglacial periods.

In order to characterize red clays we used data on mechanical composition, cation exchange capacity and adsorption capacity as well as the mineral composition identified by X-ray diffraction and thermo analytical studies. Following observations and conclusion drawn from our study, we were able to identify the following categories of red clay in Northern Hungary:

1. *Red clay of the Hegyalja region* (Tokaj Foothills), which is represented by the Mád sample. Its quartz content is 30%, the illite content 33%, montmorillonite around 43% and kaolinite only a few percent. It neither contains goethite nor hematite. The red clay („nyirok”), formed on rhyolite tuff is found on several sites in the Tokaj-Hegyalja region.
2. *The red soils of the Cserehát and Szalonna Hills*. Their quartz content is significant, illite and mica 10-17% and a few percent of feldspar can be found. The montmorillonite content is relatively high (varying between 32-59%). Hematite and goethite are undetectable, the red coloration is derived from the amorphous oxyhydrates.
3. *The red clays of the Aggtelek karst*, The Tornai hills and the Bódva valley. Their clay content is 60-80%. While sharing similarities in their mineral composition, certain differences are noted. In the Aggtelek sample the amount of quartz is very low, though the amount of kaolinite is extremely high. In the other samples the quartz content is medium or high, the kaolinite is lower (varying between 8-28%) and the amount of montmorillonite is around 40%. The samples do not contain hematite or goethite.
4. *The red soils of the Bükk Mountain range*. These are moderately heavy clays. Their quartz content is between 16-33%. Kaolinite is found in these clays in small quantities, the illite exceeds 20%, but there is no montmorillonite. There were a few percent of hematite and goethite in the samples, and one sample contained gibbsite. These red clays are found on limestone.
5. *The red clays of the northern periphery of the Great Hungarian Plain*. These soils are characterized by a 30-60% quartz content. They contain small quantities of calcite and feldspar, while kaolinite is generally present at concentrations of 10-20%, with a low

percentage of illite. There is a substantial montmorillonite content (40-50%). Under the red soils on the borders of the Great Plain, clay, silt or even sand layers of various origins are to be found. These clays are soils formed during the transition from the Pliocene to the Pleistocene, or are paleosols formed during the Pleistocene.

The properties of red clays in Transdanubia were characterized on the basis of analysed representative profiles, which were chosen from a large number of samples for the evaluation. Data on the mechanical composition, the values of the exchangeable cations and adsorption capacity, and the mineral composition determined by X-ray diffraction and thermo-analytical analysis were used to characterize the red clays. On the basis of conclusions drawn from the analytical results, the red clays in Transdanubia can be divided into the following groups.

1. *Red soils on the western periphery of Hungary*

a) *Red soils in the Kőszeg Hills.* The hard red clay layers can be found either above or between various shale layers. Most of the red clays are old in situ formations. There is a small quantity of quartz, and feldspar, kaolinite, illite and a small amount of gibbsite, hematite and goethite can also be found in the fine fraction.

b) *Red soils in the Órség region.* These soils occur in several places in various silt, sand and gravel layers, alternately or combined. These soils were transported from their site of origin by rivers and surface waters. In some cases they are mixed with loess. Total chemical analysis and mineral composition revealed the presence of disintegrated sialite and very old ferrallite. The soils have a relatively high kaolinite content.

2. *Red soils formed on Permian sandstone.* Permian sandstone is probably the oldest soil type in the country. Permian sandstone was formed from tropical red earth sediment. These red soils have a bright red colour, sometimes with a hint of purple. Naturally the present soil formed from the Permian stone is not a Paleozoic relic, but is a soil residuum from the end of the Tertiary period. It can be found in some parts of the Balaton Uplands, for example at Balatonalmádi, Balatonszepezd and Kővágóörs. This soil characteristically contains kaolinite, illite, montmorillonite and hematite. Similar soil types can be found in the Permian sandstone area of the Mecsek Hills (e.g. Kővágószőlős). These contain no kaolinite or hematite, but do contain goethite.

3. *Bauxitic formations in the High Transdanubian Hills.* Hungarian bauxite was formed on the surface of Mesozoic limestone and dolomite tables. Red clays can be found in the upper layers of eroded bauxite. These clays are residues of Tertiary tropical and subtropical soils and can be divided into two groups.

a) *Red clays in which the allite combination is dominant.* On the basis of total chemical analysis, the molecular ratio of these soils is similar to the oldest tropical soils. The type of weathering was ferrallitic. These soils contain a high amount of boehmite and gibbsite, but little ferric oxide. They contain a small percentage of quartz, 30-40% kaolinite, but no illite or montmorillonite.

b) *Bauxitic red clays exhibiting allitic characteristics.* Allitic characteristics can be seen in their mineral composition and there are early signs of ferrallitic decomposition. These soils contain a high quantity of quartz and a substantial amount of kaolinite and chlorite. They also contain illite, montmorillonite and mica, and small quantities of boehmite, gibbsite and hematite.

4. *Red clays in the Low Transdanubian Hills.*

- a) *Red clays produced by the weathering of the Pannonian surface.* These have a medium clay content and the clay minerals include substantial quantities of illite, chlorite, montmorillonite and kaolinite. Gibbsite and hematite could also be detected, but their red colour is generally attributable to amorphous iron compounds. These soils were in the period between the end of the Miocene and the beginning of the Pleistocene.
- b) *Red clays in the Mecsek and Villányi Hills.* These can be found on the surface and in the fissures of limestone. The clay minerals include kaolinite, montmorillonite and illite with small quantities of gibbsite and amorphous iron. They are terra-rossa formations, created by Mediterranean weather conditions.

Micromorphological features of red clays are summarised as follows.

The speckled and ganostratified b-fabric of the groundmass, whose occurrence is mainly due to swelling and shrinking, were observed in samples from the sites as follows: Gödöllő, Gyöngyöstarján, Hatvan-Gombos, Jósvafő, Kakasd, Kővágószőlős, Mád, Mátrakeresztes, Muzsla, Salgótarján, Szekszárd, Szurdokpüspöki and Valkó. Swelling was confirmed by the occurrence of stress coatings in the red clays from Jósvafő and Szurdokpüspöki.

Occurrences of clay coatings in samples of sites in Gödöllő, Hatvan-Gombos, Kővágószőlős, Mád, Muzslam Mátrakereszte, Salgótarján, Szurdokpüspöki and Valkó were interpreted as a micromorphological features of illuviation. The most illuviation coatings and infillings were observed in samples from Hatvan-Gombos and Kővágószőlős. Concerning micromorphological investigations thanks are due to Géza Szendrei for helping.

Weather regime and porous system of red clays

Different moisture forms and differentiated pore space and differentiated porosity

Values of unavailable water were calculated from hygroscopic moisture content values according to KLIMES-SZMIK A. (1962). The calculated amount of unavailable water increased in the order Béke-barlang, Vörös-tó, Jósvafő. This was related to the clay content. The amount of clay in the profile near Béke-barlang was 58-67%, in that near Vörös-tó 74-77%, and in that in the Jósvafő profile around 75-79%. The percentage of particles smaller than 0.001 mm was 32-44%, 56-59% and 56-62%, respectively. The values of the sticky point according to Arany (upper limit of plasticity) and the hygroscopicity values increased in the same order.

The different water capacity values were the highest in the profile near Jósvafő, where the sticky point according to Arany and the hygroscopic values were also high. The lowest water capacity and unavailable water values were found in the Vörös-tó profile, probably due to the high amount of iron and manganese coating. The available water content (minimal water- unavailble water) was at the same level in all three profiles.

The distribution of pores of different quality and size was characterized by a high percentage of medium size pores (capillary pores and the pore space of entrapped air). The pore space of the entrapped air was considered as being of medium size, assuming that air remained in them in the case of capillary saturation. The space of fine pores (pore space of strongly and loosely absorbed water) and the space of coarse pores (total

gravitational pore space and gravitational-capillary pore space) were relatively small. The distribution of fine (micro), medium size and coarse (macro) pores approximated to the ideal 1:1:1 proportion in the lower layer of the profiles near Béke-barlang and in the upper layer on the Vörös-tó and Jósvalő profiles.

When measuring pore spaces the expansion and contraction of the soils caused a certain amount of difficulty. In several cases the volume of samples taken with the Klimes-Szmik sampling cylinders decreased considerably during drying. The moisture content was very high when the samples were taken, in some cases approaching the minimal water capacity values. From the decrease during drying it follows that at lower moisture content the particle volume of the sample was higher and the total pore space lower. Therefore, the degree of contraction must be considered when examining differentiated porosity and water permeability.

The conclusions drawn during studies on the different moisture forms and differentiated porosity can be summarized as follows:

Differences between soils characterized by nearly the same mineral composition were related to the clay content. The hygroscopic water content, the volume of absorbed water and the different water capacity values were higher if the clay content was higher.

Besides clay content the different mineral compositions of the soils played an important role in the formation of the water regime properties of the soil.

In soils with higher montmorillonite contents the hygroscopic value, the sticky point and the water capacity value were also higher. The distribution of fine, medium size and coarse (macro) pores was more uniform than in any other group of soils.

Red clays containing the clay mineral kaolinite and characterized by bauxitic mineral composition contained lower quantities of hygroscopic moisture and absorbed water. From among the different size pores, medium size pores were dominant, while the ratio of fine and coarse pores was low.

Red clays that contained higher amounts of montmorillonite expanded considerably when they were saturated with water and contracted when they were dried. The difference between the volume density and pore space of wet and dried clays containing kaolinite and/or bauxite was only 2-4%.

The following conclusions can be drawn from the studies on the water permeability of the soils:

- Water permeability is correlated with the pore space and the ratio of coarse pores. The bigger the total pore space and the ratio of coarse pores, the better the water permeability of the soil.
- If the clay content is higher the water permeability is generally lower.
- In soils that contain montmorillonite the speed of water permeability is lower than in soils that contain kaolinite. Within the porous system of bauxitic red clays containing kaolinite the volume of medium size and coarse pores increases, resulting in better water permeability.
- In the upper layers of soils covered with vegetation water permeability is much better. The high amount of roots and root residues provides better soil structure and porosity, thus improving water permeability.