Madarász Balázs

A magyarországi erubáz talajok komplex talajtani vizsgálata, különös tekintettel agyagásvány-összetételükre

Doktori értekezés

Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kar
Földtudományi Doktori Iskola
Földrajz-Meteorológia Doktori Program
A Doktori Iskola vezetője: DR. MONOSTORI MIKLÓS
Programvezető: DR. GÁBRIS GYULA

Témavezető: DR. KERTÉSZ ÁDÁM tud. osztályvezető
a földrajztudomány doktora

Magyar Tudományos Akadémia Földrajztudományi Kutatóintézet

Budapest
2009

TARTALOMJEGYZÉK

1. BEVEZETÉS, CÉLKITŰZÉSEK ... 3
2. KUTATÁSI ELŐZMÉNYEK ... 5
2.1. Magyarországi vulkáni területek bemutatása ... 5
2.2. Vulkáni kőzeteken kifejlődött talajaink bemutatása ... 8
2.2.1. Vulkáni kőzeten kialakult barna erdőtalajok ... 8
2.2.2. Vulkáni kőzeten kialakult romtalajok ... 11
2.2.3. Vulkáni kőzeteken kialakult kőzethatású talaj: az erubáz ... 12
2.2.3.1. Az erubáz talaj a korábbi magyar talajosztályozási rendszerekben ... 12
2.2.3.2. Az erubáz talajok eddig ismert főbb jellemzői ... 15
2.2.3.3. Az erubáz talajok előfordulása ... 17
2.3. Andosol: a WRB nemzetközi talajtani rendszer vulkáni talaja ... 18
2.3.1. Az Andosolok legfontosabb tulajdonságai ... 20
2.3.2. A WRB Andosol-kritériumai ... 22
3. MÓDSZEREK ... 24
3.1. A szelvények helyének kijelölése, leírása, mintavétel ... 24
3.2. Standard és specifikus laboratóriumi vizsgálatok ... 25
3.3. A mechanikai összetétel vizsgálata ... 25
3.4. A talajok ásványtani és agyagásványtani vizsgálata ... 26
3.5. Az erubáz talaj biológiai aktivitásának vizsgálata természetes (szabadföldi) viszonyok között ... 28
3.6. Talajnedvesség-mérés ... 30
3.7. Adatfeldolgozás, az eredmények megjelenítése ... 30
4. MINTATERÜLETEK ... 32
4.1. Mintaterületek és mintaszelvények helyének kijelölése, választás indoklása ... 32
4.2. A mintaterületek bemutatása a főbb talajképződési tényezők alapján ... 34
4.2.1. A magas-börzsönyi mintaterület jellemzése ... 34
4.2.1.1. Fejlődéstörténeti vázlat ... 34
4.2.1.2. Domborzat ... 35
4.2.1.3. Éghajlat ... 37
4.2.1.4. Vízrajz, növényzet, területhasználat ... 38
4.2.1.5. Talajok, mintavételi helyek ... 39
4.2.2. További mintavételi helyek leírása Ny-ról K-re ... 40
4.2.2.1. Balatoni bazaltvidék ... 40
4.2.2.2. Visegrádi-hegység ... 41
4.2.2.3. Mátra, Mátraalja ... 42
4.2.2.4. Egri-Bükkalja ... 43
4.2.2.5. Tokaj–Zempléni-hegyvidék, a Tokaji-hegy ... 44
5. EREDMÉNYEK ... 45
5.1. Szelvénymorfológiai megfigyelések (mélység, szerkezet, szín) ... 45
5.2. Humusztartalom ... 46
5.2.1. A fekete és barna erubáz elkülönítése ... 46
5.2.2. A humifikációt befolyásoló tényezők ... 48
5.2.3. A fekete és a barna erubáz talajnedvesség-különbségének vizsgálata ... 49
5.2.4. Az UNGER-féle cellulózteszt értékelése ... 53
5.3. Az erubáz szelvények pH és $CaCO_3$-viszonyai ... 54

5.4. Kicserélhető kationok **56**
5.5. Mechanikai összetétel **56**
5.5.1. Az erubáz talajok mechanikaiösszetétel-vizsgálatának módszertani kérdései *56*
5.5.2. Erubáz talajok mechanikai összetétele *61*
5.6. Ásványos és agyagásvány-összetétel **64**
5.6.1. A referencia-szelvények ásvány- és agyagásványtani jellemzése *66*
5.6.2.1. Börzsöny 101 és 102 66
5.6.2.2. Csóványos 69
5.6.2.3. Szent György-hegy 70
5.6.2.4. Badacsony 71
5.6.2.5. Csobánc 72
5.6.2.6. Fekete-hegy 73
5.6.2.7. Tihany 74
5.6.2.8. Markaz 75
5.6.2.9. Domoszló 77
5.6.2.10. Tokaji-hegy 78
5.7. A magas-börzsönyi mintaterület nagyméretarányú geomorfológiai és talajtani térképezése **82**
5.7.1. A mintaterület geomorfológiai vázlata *82*
5.7.2. A magas-börzsönyi mintaterület részletes talajtérképe *83*
5.7.3. A magas-börzsönyi mintaterület genetikai talajtípusai *84*
5.7.3.1. Váztalajok 84
5.7.3.2. Kőzethatású talajok 84
5.7.3.3. Barna erdőtalajok 86
5.7.3.4. Lejtőhordalék-talajok 86
5.8. Klasszifikációs vizsgálatok **87**
5.8.1. Hierarchikus elemzés *87*
5.8.2. Nem-hierarchikus K-közép elemzés *89*
5.9. Erubáz szelvények WRB besorolása **92**
6. KÖVETKEZTETÉSEK **95**
7. MELLÉKLETEK **101**
ÖSSZEFOGLALÁS **123**
SUMMARY **124**
IRODALOMJEGYZÉK **125**
KÖSZÖNETNYÍLVÁNÍTÁS **134**

1. BEVEZETÉS, CÉLKITŰZÉSEK

„Nyiroknak nevez a nép Tokalj-Hegyalján, épen úgy mint a Mátrában egy kötött képlékeny agyagtalajt, (...) mely kitűnő fokban bír avval a tulajdonsággal, hogy a nedvességet megtartja. Ha kiszárad, oly kemény, hogy csak 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 göröngygyé lesz, melyet külhatás porrá nem változtat át. Nyirok a legjobb talajnem a Hegyalján, ez adja a legerősebb, legtartósabb és legzamatosabb bort." SZABÓ J. (1866)

SZABÓ J. „Tokaj-Hegyalja talajának leírása és osztályozása" című akadémiai értekezésében szemléletes leírását adja a magyar talajtan egyik legelhanyagoltabb és legkevésbé kutatott talajai közé tartozó erubáznak vagy fekete nyiroknak. Ennek az az oka, hogy e talajtípus kisebb-nagyobb foltokban és elszórtan az ország hegyvidéki, többnyire földművelésre (nagyüzemi mezőgazdasági művelésre) alkalmatlan területein található. A mezőgazdaságban betöltött periférikus helyzete és kicsiny területi kiterjedése miatt szinte kizárólag az erdészetek, illetve néhány szőlészet érdeklődési körébe tartozik.

Az 1950-es években – elődeitől eltérően – STEFANOVITS P. már nem csak a mezőgazdasági szempontból elsőrendűen fontos talajokkal foglalkozott; vizsgálatai kiterjedtek az erdőtalajokra is, aminek következtében genetikus talajosztályozási rendszerébe önálló típusként került a szóban forgó talajtípus (STEFANOVITS P. 1951, 1956, 1959; STEFANOVITS P.–SZŰCS L. 1961). Azóta kevesen és csak néhány adattal gazdagították az erubázról meglévő ismereteinket (GÓCZÁN L. 1968, 1970; NÉRÁTH M. 1997; SZENDREI G. 1998; BARCZI A. 2000; FEHÉR O. et al. 2006; FEHÉR O. 2007).

Munkám célja ennek az alig ismert talajtípusnak részletes terepi és laboratóriumi vizsgálata volt, különös tekintettel agyagtartalmukra és agyagásvány-minőségükre, mivel a típus számos sajátosságát elsősorban e tulajdonságokkal magyarázzák. A magyar genetikai talajosztályozási rendszerben a fekete nyirok talajnak csupán típusa létezik. Altípusokat és változatokat nem különítettek el, s az már a munka korai szakaszában nyilvánvalóvá vált, hogy ez a talajtípus korántsem olyan egységes, mint ahogy azt klasszikus definíciója sejteti. Célom volt az erubázok osztályozási rendszerének kidolgozása. Az altípusok, változatok vizsgálatához, morfológiai elhelyezkedésük megismeréséhez, kiterjedésük és megjelenésük

törvényszerűségeinek feltárásához magas-börzsönyi mintaterületen nagy méretarányú térképezésük. A mechanikai összetétel vizsgálata, a valós agyagtartalom kimutatása a fekete nyirok talaj esetében elsősorban nagy humusztartalma miatt nehéz feladat, ezért célul tűztem ki egy, e speciális talajtípusnál (és más magas humusztartalmú talajoknál) alkalmazható előkészítő eljárás kidolgozását is.

Az erubáz a magyar genetikus talajosztályozási rendszer kőzethatású, vulkáni kőzeten kialakult talajtípusa. A nemzetközileg használt WRB (World Reference Base for Soil Resources) rendszerben szintén külön csoportként szerepelnek a speciális vulkáni talajok (Andosols), ezért felmerül a kérdés, hogy e két talajcsoport mennyiben feleltethető meg egymásnak, illetve hogy a magyarországi erubáz talajtípus a WRB mely ún. referenciacsoportjába sorolható.

2. KUTATÁSI ELŐZMÉNYEK

2.1. Magyarországi vulkáni területek bemutatása

A Kárpát-medence földtörténetében igen jelentős szerepet töltött be a vulkanizmus. A vulkanitok előfordulása mindenütt a Kárpátok koszorújának belső oldalára esik és követi a Kárpátok ívét, de több-kevesebb folytonossággal a medence szinte egész területén megtalálhatók (BALLA Z. 1981; HORVÁTH F.–ROYDEN, L. 1981; KARÁTSON D. 1998; BADA G.–HORVÁTH F. 2001). Napjainkra az egykori hatalmas vulkáni mezők és anyagaik lényegesen kisebb területre szorultak vissza. Ennek több oka is van.

1. Az évmilliók alatt több óriás vulkáni kúp megsüllyedt, ezek ma már több ezer méter mélységben találhatók, fiatalabb medenceüledékekkel takarva (pl. az Alföld alatt) (CSONTOS L.–VÖRÖS A. 2002).

2. Az egykori elsődleges vulkáni formák az erózió hatására jelentősen lepusztultak, átalakultak (pl. Börzsöny, Mátra stb.) (SZÉKELY A. 1997; KARÁTSON D. 1999).

3. A pleisztocén eljegesedések során a Kárpát-medencében periglaciális klíma uralkodott. Az állandóan fújó szelek jelentős mennyiségű poranyagot szállítottak és raktak le, amely lösszé alakulva átlagosan 300 m tszf-i magasságig gyakorlatilag minden domborzati formát befedett (PÉCSI M. 1993).

A kárpáti szubdukcióhoz köthető vulkánosság, kőzettani-kőzetkémiai, vulkanológiai szempontból két nagy csoportra osztható: mészalkáli és alkálibazalt-vulkanizmus[1]. A mészalkáli vulkánosságon belül további két típus különíthető el, a savanyú, azaz SiO_2-ben gazdagabb, illetve az intermedier vulkanizmus. (SZAKÁCS S.–KARÁTSON D. 2002)

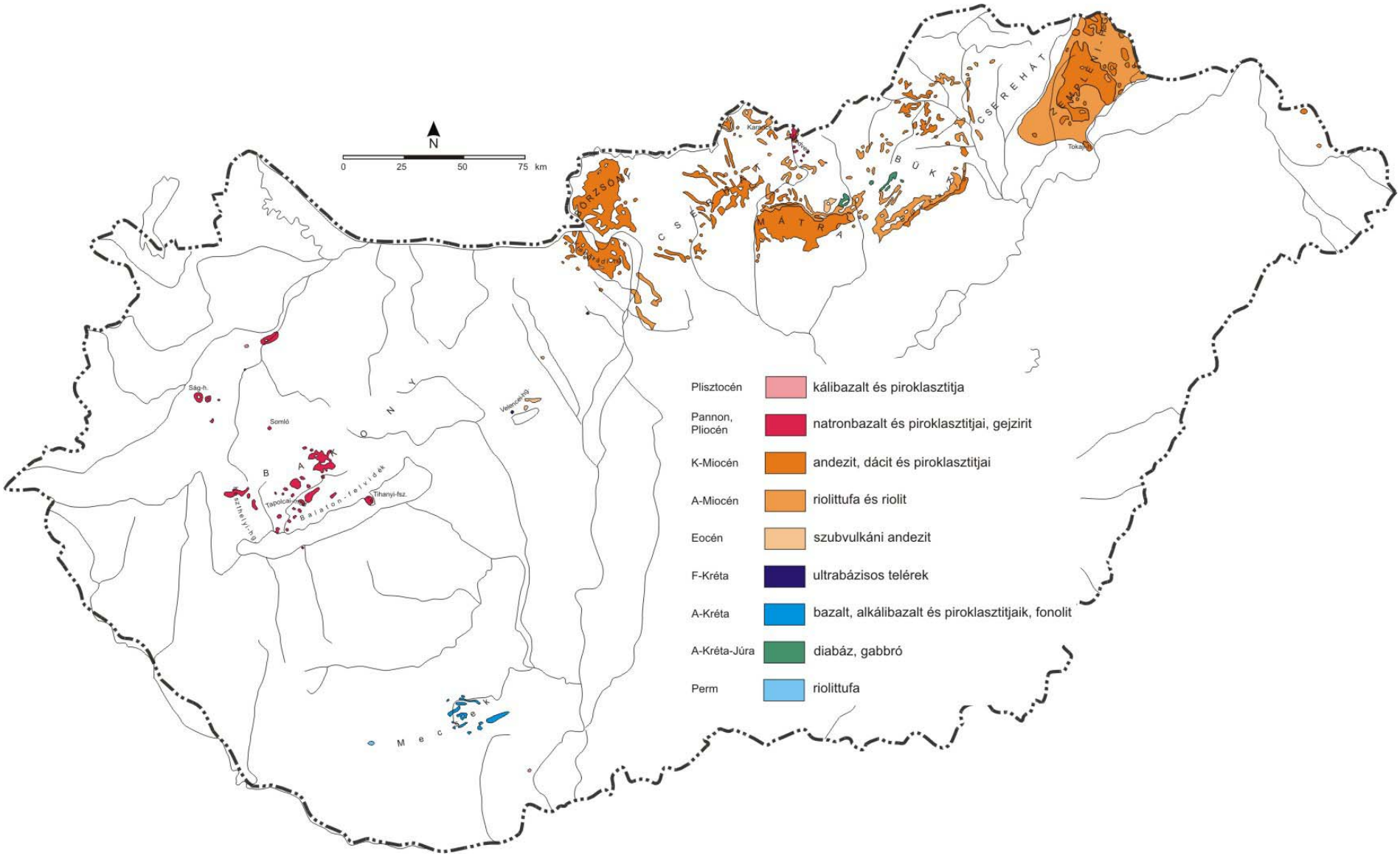
Hazánk területén a (mészalkáli) savanyú vulkanizmus mintegy 20–11 millió év között, vagyis az eggenburgi-ottnangi korszaktól a szarmatáig működött. A kitöréstermékek alapján három fázist különíthetünk el. Ezek működése a radiometrikus mérések alapján: „alsó riolittufa” 19,6–17, „középső riolittufa” 16,5–15, „felső riolittufa” 14,3–11 millió évre tehető. Kitöréseik

[1] A Kárpátok íve menti szubdukcióhoz közvetlenül köthető a mészalkáli vulkanizmus, míg az alkálibazalt-vulkanizmus jobbára azt követően, a megnyílt medencebelseji területeken történt.

túlnyomórészt robbanásos lefolyásúak lehettek (pliniusi és rokon kitörések), ahol a felszínre hozott magma igen nagy térfogatú (sok ezer-tízezer km^3) volt. A vulkánosság termékeit elsősorban ignimbritek, hullott tufa-leplek, illetve ezek áthalmozott üledékei képviselik (pl. Bükkalja). Összetételüket tekintve a riolitos-dácitos vulkanitok dominálnak. A savanyú vulkanizmus kitörési központjainak pontos holléte ismeretlen, de a vulkanológiai vizsgálatok alapján valahol a belső-kárpáti vulkáni öv mögött, az Alföld mélyén keresendők (SZAKÁCS S.–KARÁTSON D. 2002; KARÁTSON D. 2007).

A (mészalkáli) intermedier vulkanizmus (a savanyúval ellentétben) már javarészt felszíni hegységeket hátrahagyott tűzhányó-tevékenység volt, de ezek egy részét is a Pannon-medence fiatal üledékei takarják. A vulkáni öv teljes hossza Dél-Lengyelországtól a romániai Kárpát-kanyarig több mint 700 km. Az Északnyugati-Kárpátok területén szélessége 400 km és kettős vonulatban húzódik az Eperjes–Tokaji-hegységig. Innen egy vonulatban folytatódik és az ív végére szélessége egy-két km-re csökken. A vulkánosság az ív Ny-i felében kezdődött 16,5 millió éve és K felé vándorolt, ami igen ritka jelenség. Legfiatalabb tagja a Csomád, ahol csupán néhány tízezer éve ért véget a vulkanizmus. A vulkáni ív kőzetei (andezit, dácit, riolit, bazaltandezit és bazalt) bonyolult felépítésű rétegvulkánokat alkotnak. Hazánkban elsősorban andezit-dácit rétegvulkánokat és/vagy dóm-együtteseket találunk (pl. Magas-Börzsöny, Nyugati-Mátra, Tokaji-Nagy-hegy stb.), ezeken kívül számos riolit-dácit lávadómot, dagadókúpot (pl. regéci Vár-hegy) és szubvulkánt (pl. tokaji Sátor-hegyek) is (SZAKÁCS S.–KARÁTSON D. 2002; KARÁTSON D. 2007).

A Kárpátok íve menti szubdukció mögött a kontinentális lemez elvékonyodott, az asztenoszféra felboltozódott és az ív mögötti extenziós medencében ment végbe az alkálibazalt-vulkánosság (HORVÁTH F.–ROYDEN, L. 1981; BADA G.–HORVÁTH F. 2001)**.** A bazaltvulkánok a medence belsejében nagy területen, elszórtan találhatók. Az elsők működése 12 millió éve kezdődött, az utolsók pedig még néhány százezer éve is működtek. Ezek méretüket, térfogatukat tekintve jóval kisebbek az intermedier sztratovulkánoknál. Többnyire kisebb maarok, bazalt piroklasztit-kúpok (pl. Tihany-vulkán, Gulács, Haláp stb.) és bazaltfennsíkok formájában jelennek meg (pl. Medves-fennsík, Badacsony, Szent György-hegy stb.) (NÉMETH K. et al. 2001; HARANG SZ. 2002) *(2.1. ábra)*.



2.1. ábra. Magyarország felszíni vulkanit-előfordulásai (PÉCSI M. 1989 alapján)

A magyarországi vulkáni területeket KARÁTSON D. és MAKÁDI M (2002) a következő fő típusokba sorolja:

1. riolitos-dácitos ignimbrittakarók (riolittufa-szintek),
2. andezit-dácit rétegvulkánok és/vagy dóm-együttesek (miocén vulkáni hegységeink),
3. riolit-dácit lávadómok, dagadókúpok és szubvulkánok,
4. bazaltfennsíkok,
5. bazalt piroklasztit-kúpok.

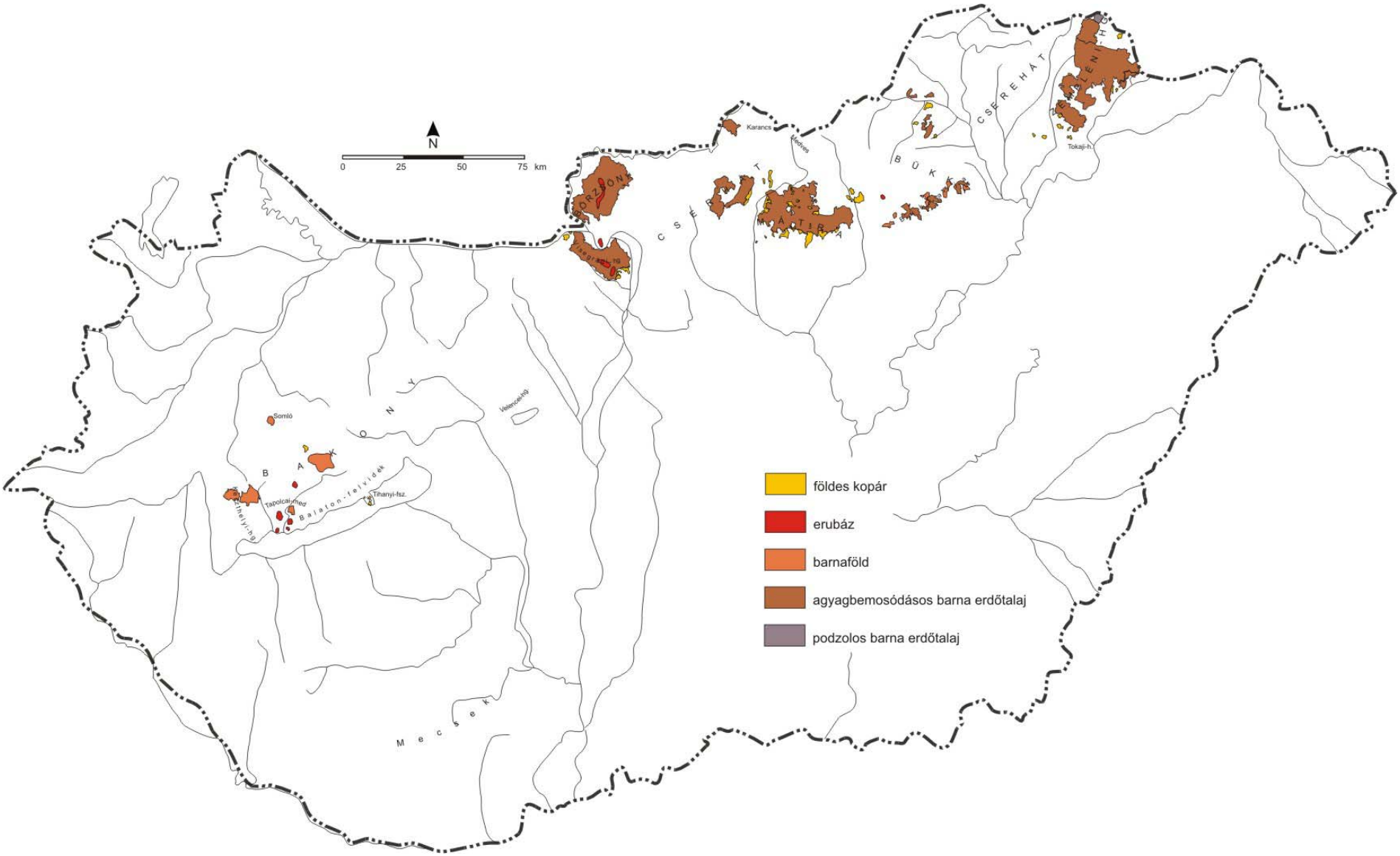
2.2. Vulkáni kőzeteken kifejlődött talajaink bemutatása

Vulkáni hegységeink talajainak kialakulásában – talajképző kőzetként – fontos szerepet töltenek be maguk a vulkanitok. A talajképző kőzet ugyan csak egy a DOKUCSAJEV-féle talajképző tényezők sorában (földtani-domborzati, éghajlati, vízrajzi, biológiai tényező + a talajok kora) –, amelyekkel együttesen alakítja ki az adott területre jellemző talajt –, jelentősége azonban esetenként kiemelkedő lehet (kőzethatású talajok). A talajképző tényezők szerepe az idők folyamán változhat. Ennek megfelelően alakulhat az egyes területek talajfejlődésének iránya. Vulkáni területeinken is többféle talaj alakult ki aszerint, hogy helyileg vagy időlegesen éppen melyik tényező jutott uralomra.

A magyarországi vulkanitokon képződött talajok a hazai genetikai és talajföldrajzi osztályozási rendszerben négy főtípushoz tartoznak: képviselőiket a zonális barna erdőtalajok, az azonális váz-, illetve lejtőhordalék-talajok, valamint az intrazonális kőzethatású talajok között találjuk (STEFANOVITS P. et al. 1999).

2.2.1. Vulkáni kőzeten kialakult barna erdőtalajok

A Kárpát-medence vulkáni eredetű középhegységeinek lejtői változó magasságig harmad- és negyedidőszaki üledékekkel fedettek, így ezek felett, a vulkanitok felszíni előfordulásain van



2.2. ábra. Magyarország vulkáni kőzetein előforduló talajok (1:100 000-es méretarányú agrotopográfiai térkép alapján)

lehetőség az ún. vulkáni talajok kifejlődésére. Vulkáni kőzeteken a talajképző tényezők függvényében a barna erdőtalajok főtípuson belül barnaföldek, agyagbemosódásos és podzolos barna erdőtalajok alakultak ki (STEFANOVITS P. 1971; PAPP S. 1999; STEFANOVITS P. ET AL. 1999). Közülük a legelterjedtebbek az agyagbemosódásos barna erdőtalajok, míg a másik két talajtípus gyakorlatilag csak színező elemként tűnik fel vulkanitokon hazánkban *(2.2. ábra)*.

A **barnaföld**ekben a humuszosodás és a kilúgozás folyamatához gyenge savanyodás és erőteljes agyagosodás társul. Textúrdifferenciációs hányadosuk nem haladja meg az 1,2-et, de mindkét (A- és B-) szintjük több agyagot tartalmaz, mint a talajképző kőzet. A-szintjük 20–30 cm vastag, barnás színű, morzsás, esetleg szemcsés szerkezetű, kémhatása gyengén savanyú, esetleg semleges. Humusztartalma elérheti a 6–8 %-ot is. Felhalmozódási B-szintjük vasvegyületektől vörösesbarna színű, szerkezete szemcsés vagy diós, kémhatása gyengén savanyú vagy semleges. A vulkanitokon kialakult szelvényekben az agyagásványok nagyobb része szmektit és vermikulit. Barnaföldeket a barna erdőtalajok elterjedési területének szárazabb részein találunk (pl. medencék, déli kitettségű lejtők stb.) (FILEP GY. 1981; SZODFRIDT I. 1993; STEFANOVITS P. ET AL. 1999). Hazánkban vulkanitokon főleg a Dunántúl bazaltplatóin fordulnak elő.

A vulkanitokon mint talajképző kőzeten egyértelműen uralkodó talajtípus az **agyagbemosódásos barna erdőtalaj** *(2.2. ábra)*. E talajtípusban a humuszosodás, a kilúgozás és az agyagosodás folyamatát az agyagvándorlás, illetve a közepes mértékű savanyodás egészíti ki. Textúrdifferenciációs hányadosa többnyire meghaladja az 1,5-et is, míg molekuláris viszonyszáma minden esetben 1,5 alatt marad. A 10–20 cm-es A_1-szint humusztartalma 5–8%. A kilúgzási szint fakó sárgásszürke, barnásszürke, kémhatása gyengén savanyú. Szerkezete, hasonlóan egyes erubáz szelvényekéhez, poros, leveles. A felhalmozódási szint itt is vörösesbarna színű és már több agyagot tartalmaz, mint a kilúgzási szint. A szerkezeti elemek felületén agyaghártyás felhalmozódás látható és gyakran a vasvegyületek mozgásának jegyeit is megtaláljuk. Szerkezete diós, hasábos. A vastagabb felhalmozódási szintek gyakran két alszintre különülnek el. A vulkaniton kialakult barnaföldekhez hasonlóan az agyagbemosódásos barna erdőtalajokban is a szmektit és vermikulit agyagásványok dominálnak; az agyagvándorlás folyamatában elsősorban a szmektitek vesznek részt (STEFANOVITS P. 1971; STEFANOVITS P. ET AL. 1999).

Vulkáni kőzeten kialakult **podzolos barna erdőtalaj**t Magyarországon csak igen kis területen, a Tokaji-hegység ÉK-i szegélyén találunk *(2.2. ábra)*. E típus már az agyagos rész szétesését is mutatja, erőteljes savanyodás mellett. Molekuláris viszonyszáma 1,5-nél

nagyobb. A vékony humuszos szintet fakó, világos színű, poros, leveles szerkezetű kilúgzási A_2-szint követi. Felhalmozódási szintjének szerkezete – hasonlóan az agyagbemosódásos barna erdőtalajéhoz – diós, néha hasábos. Színe a szabad vas-oxihidrátok jelenléte miatt barna, rozsdavörös, a szerkezeti elemek felületét vasas hártya vonja be (FILEP GY. 1981; SZODFRIDT I. 1993; STEFANOVITS P. ET AL. 1999).

2.2.2. Vulkáni kőzeten kialakult romtalajok

Vulkáni hegységeink csúcsrégiójában, gerincein, meredekebb lejtőin, periglaciális törmeléklejtőin sokfelé **köves, sziklás váztalajok** találhatók. E helyeken a tömör kőzet mállása kis mértékű, míg a talajpusztulás többnyire igen erős, így vastagabb talajréteg kialakulására nincs mód: kisebb-nagyobb talaj- és sziklafoltok váltakoznak egymással. Tulajdonságaik – szín, szerkezet, humusztartalom stb. – erősen hasonlítanak az erubázokéhoz, de vastagságuk nem haladja meg a 10 cm-t, így a váztalajok közé sorolandók (FILEP GY. 1981; SZODFRIDT I. 1993; STEFANOVITS P. ET AL. 1999). Kis kiterjedésük és rendkívül mozaikos elterjedésük miatt az 1:100 000-es méretarányú agrotopográfiai térképek alapján készült *2.2. ábrán* nem is voltak feltüntethetők, bár vulkáni hegységeinkben igen gyakoriak.

Lejtők pihenőin, völgyekben több méter vastagságban halmozódhat fel a magasabban fekvő területekről lepusztított anyag. Az egymásra rakódott rétegek között nincs genetikai kapcsolat. Az ily módon képződött **lejtőhordalék-talaj**ok tulajdonságait az üledékrétegek sajátosságai határozzák meg, ezek viszont nagymértékben a hordalékszállítás mértékétől és ütemétől függenek. Vulkáni hegységeinkben értelemszerűen az agyagbemosódásos barna erdőtalajok lejtőhordalékai a legelterjedtebbek. Szórványos előfordulásuk és csekély kiterjedésük miatt foltjaik – az előbbi típushoz hasonlóan – kis méretarányú térképeken nem tüntethetők fel.

2.2.3. Vulkáni kőzeteken kialakult kőzethatású talaj: az erubáz

2.2.3.1. Az erubáz talaj a korábbi magyar talajosztályozási rendszerekben

A magyar talajtani tudomány kialakulásának kezdete a 18. század végére tehető. Kutatásainak fő irányvonalát mindenekelőtt a mezőgazdaság fejlődése és fejlesztése határozta meg, ezért a hegyvidékek talajainak vizsgálata értelemszerűen nem élvezett prioritást. A talajtani szakemberek nagy részének figyelmét ebben az időszakban az Alföld szikesei és futóhomokjai kötötték le (pl. TESSEDIK S. 1787, 1801). Kezdetben főleg a külföldi kutatási eredmények bemutatására, megismertetésére törekedtek, mint pl. KORIZMICS L. et. al. (1855) Mezei Gazdaság könyve is, amely STEPHENS, H. (1851) The Book of the Farm c. munkáján alapult.

A mezőgazdaság igényeinek kiszolgálásra kezdődtek meg az első talajtérképezések is, amelyek célja az volt, hogy a talajokról bizonyos szempontok szerint kiválasztott és csoportosított térbeli információkat közöljenek (VÁRALLYAY GY. 1979).

Az első talajtérkép és magyarázója 1861-ben jelent meg, SZABÓ J. tollából (Geológiai viszonyok és talajnemek ismertetése – Békés és Csanád megye). Ez az első talajtérkép és talajleírás, amelynek célja a talajnemek megkülönböztetése. SZABÓ J. a talajtérképezés és talajtan terén évtizedekkel megelőzte korát. Geológiai alapokon indult el, a talajokat kötöttségük, majd a keletkezésükben fennálló különbségek alapján osztályozta, felismerve a mezőgazdasági termelés igényeit. Genetikai alapokra épülő rendszerében elsőként jelenik meg a nyiroktalaj mint fő talajnem. Figyelme később egyre inkább a nyirokban gazdag Tokaji-hegység és Heves megye felé fordult. 1866-tól jelentek meg Tokaj-Hegyalja talajaival foglalkozó munkái (SZABÓ J. 1866a; SZABÓ J. 1866b; SZABÓ J.–TÖRÖK I. 1867), majd 1868-ban Heves megye talajtérképe (SZABÓ J. 1868).

A 19. sz. második fele fellendülést hozott a talajtanban és a talajtani osztályozásban egyaránt. Sorra jelentek meg szak- és tankönyvek, amelyeknek szinte mindegyike közölt is valamilyen szempont szerinti talajosztályozást. SPORZON P. (1865) termékenységük, FEKETE L. (1891) eredetük és összetételük, míg CSERHÁTI S. (1894) a növénytermesztésre alkalmas voltuk szerint csoportosította a talajokat, ám e rendszerek külön típusként nem foglakoznak az erubázokkal.

INKEY B. és TREITZ P. a porosz módszer elveit alkalmazva kezdett neki az ország talajainak felméréséhez (1892–1895). Elsősorban az altalaj geológiai felépítését és a talajok

fizikai tulajdonságait vizsgálták; ez utóbbi volt a talajnemek elhatárolásának alapja is (INKEY B. 1896).

Agrogeológiai felvételei kapcsán TREITZ P. (1900) a Kemenesalján emelkedő Ság-hegy oldalában, bazalttufán figyelt meg és írt le egy fekete színű talajt. Termőtalaj-beosztásában a nyiroktalajok az agyag, agyagos-iszap főcsoportokon belül külön alcsoportként jelennek meg.

Az agrogeológiai felvételezések kapcsán azonban kiderült, hogy a porosz módszer alkalmatlan az összes hazai talaj pontos besorolásához, ezért figyelmük egyre inkább a dokucsajevi talajtan és talajosztályozás felé irányult és napirendre került az ország átnézetes talajtérképe elkészítésének szükségessége az uralkodó talajtípusok feltüntetésével (FÜLEKY GY. 1999). A kezdeti időszak talajtérképezői ugyanis, az akkori igényeknek megfelelően, elsősorban nagy méretarányú térképeket készítettek, így részletes felvételezéseken alapuló, kis méretarányú, átnézetes talajtérkép ekkor még nem készült hazánkról.[2]

A munka 1911-ben indult el, immár nem geológiai alapon, hanem a természeti tényezők figyelembe vételével. TREITZ P. a 20. sz. első évtizedeiben sorra publikálta térképeit (1918, 1924a), amelyek azonban nem hozták meg a várt átütő sikert, mivel szerzőjük nem tudott szabadulni az éghajlat talajalakító hatásának túlbecsülésétől. Nem ábrázolta a ténylegesen előforduló talajtípusokat, csak a talajképző tényezőket. A talajtípusok leírását és osztályozásukat a Magyarázatok Magyarország klímazonális talajtérképezéséhez (TREITZ P. 1924b) és a Csonkamagyarország termőtalajai (TREITZ P. 1929) c. munkájában közölte, ez utóbbi az első áttekintő térkép hazánk talajviszonyairól, amelyben a nyiroktalajokat a hegyi lejtők kőtörmelékes talajai közé (IV. főcsoport), a kőtörmelékes vasas agyag alcsoportba sorolja.

BALLENEGGER R. (1916, 1917) az agrogeológiai térképezés kémiai vizsgálatait végezte. Ennek kapcsán elemezte a tokaj-hegyaljai nyiroktalajok mechanikai és kémiai összetételét, valamint megpróbálta meghatározni, hogy mikor, milyen klíma hatására keletkeztek. Vizsgálatai eredményeként a következőt állapítja meg: „A nyirok tehát a Tokaj-Hegyalján a fiatal harmadkori eruptív kőzetek és azok tufáinak szubtrópusi (mediterrán) klíma hatására keletkezett mállási terméke.” A klímazonális talajtérképek nem adtak választ a mezőgazdaság számos kérdésére, így 1932–1951 között újabb átnézetes talajismereti

[2] Az első *térképszerű* ábrázolás, amely az egész Osztrák–Magyar Monarchia talajviszonyairól nyújtott tájékoztatást, LORENZ J. 1866-ban megjelent munkája, amely a mezőgazdasági termelés alapjául szolgáló természeti viszonyokat foglalta össze. TÉGLÁS K. 1891-ben jelentette meg A Magyar Állam talajtérképe c. munkáját, amely azonban nem önálló felvételezésen alapult, hanem HAUER, V. F. R (1876). geológiai és TOULA, A. (1884) talajtérképe alapján készült.

térképezés zajlott KREYBIG L. vezetésével,'SIGMOND E. javaslatainak felhasználásával ('SIGMOND E. 1934). Ennek célja továbbra is a mezőgazdaság számára legtöbbet jelentő talajtulajdonságok legegyszerűbb meghatározása és ábrázolása, vagyis a növénytermesztésben érvényesülő talajtulajdonságok térképezése. KREYBIG L. (1937) nem használt talajelnevezéseket és csak azokat a bélyegeket jelenítette meg térképein, amelyek a növények fejlődésében szerepet játszanak. TREITZ P., illetve KREYBIG L. átnézetes térképei azonban nem voltak alkalmasak az ország teljes talajtakarójának jellemzésére, ugyanis nem jutottak kifejezésre bennük a talajok keletkezésében és termékenységében fennálló különbségek, ezért felmerült az igény egy új genetikus talajtérkép elkészítésére.

Elődeitől eltérően, STEFANOVITS P. figyelme már nem csak a mezőgazdasági művelés alá vont területek felé fordult. Behatóan foglalkozott a magyarországi erdőtalajokkal és már 1951-ben részletes cikkben számolt be az andezittufán kialakult talajokkal kapcsolatos vizsgálatairól, ahol a nyiroktalajokat még szurokfekete mezőségi talajokként definiálja (STEFANOVITS P. 1951). Elismerve a korábbi talajosztályozások értékeit és felismerve azok hiányosságait is (pl. hogy kevés vizsgálati eredmény tartozik hozzájuk), az új vizsgálati eredmények birtokában és a környező országok talajviszonyainak ismeretében egy részletesebb, genetikus talajosztályozás megalkotására törekedett. Munkatársával STEFANOVITS P. a genetikus osztályozási elvet – amely a talajok minden tulajdonságát egyformán értékeli és amelynek alapjául a talaj fejlődése során végbemenő biológiai, kémiai és fizikai folyamatok szolgálnak – alkalmazta magyarországi talajokra és megalkotta az új, máig használatos magyar genetikus talajosztályozási rendszert (STEFANOVITS P.–SZŰCS L. 1961). STEFANOVITS P. és SZŰCS L. 1:200 000-es méretarányú genetikai talajtérképe 1955-ben készült el, s 1960-ban jelent meg nyomtatásban. Ehhez a korábbi térképek anyagait, illetve új szelvények vizsgálati adatait használták fel.

Az erdőtalajok csoportjában két főtípust különít el: barna erdőtalajokat és sötét színű, litomorf erdőtalajokat. A litomorf főtípuson belül további három típus található: humusz-karbonát talaj, rendzina talaj és erubáz vagy fekete nyirok talaj (STEFANOVITS P. 1959).

Az erubáz nevet és a talajtípus leírását elsőként VON HOYNINGEN, P. F. (1930) alkotta meg Észak- és Közép-Németország talajtípusainak osztályozása kapcsán. Ezt a nevet a későbbiekben KUBIËNA, W. L. (1953) átvette és alkalmazta Európa talajai c. munkájában, amelyből STEFANOVITS P. is merített a magyar genetikus talajosztályozás létrehozásakor. Az elnevezés az „eruptív" és a „bázikus" jelzők összevonásával keletkezett, ami jól kifejezi, hogy e képződmények többnyire bázikus vulkáni kőzetek málladékain fordulnak elő (de

megtalálhatók savanyúbb vulkanitokon is). Mint az a korábban említett SZABÓ J. idézetből kiderül, a fekete nyirok a „nép” által használt kifejezés, ami szemléletesen utal e talajok színére, agyagos voltára, egyszersmind sajátos, kedvezőtlen vízgazdálkodására is.

2.2.3.2. Az erubáz talajok eddig ismert főbb jellemzői

A magyarországi erubáz talajok általános jellegű, mind a mai napig széles körben elfogadott meghatározása STEFANOVITS P. és SZÜCS L. (1961) 1:100 000-es méretarányú genetikus talajtérképének elkészítése kapcsán látott napvilágot. Az erubáz talajok kutatásával azonban meglehetősen keveset foglalkoztak a talajtani szakemberek. Ez elsősorban csekély területi kiterjedésüknek és a mezőgazdaságban játszott elhanyagolható szerepüknek tudható be.

Az 1970-es, ’80-as és főleg a ’90-es években sorra jelentek meg egyetemi talajtani tankönyvek és szakkönyvek, amelyeknek szinte mindegyike foglalkozik az erubáz talajjal, de a STEFANOVITS-féle definíción egyik sem lép túl (pl. PÁNTOS GY. 1969; FILEP GY. 1981; THYLL SZ. et al. 1992; SIMON T.–JUHÁSZ NAGY P. 1993; SZODFRIDT I. 1993; MARTONNÉ ERDŐS K. 1996; SZENDREI G. 1998; FILEP GY. 1999).

GÓCZÁN L. (1968, 1970) a Tihanyi-félsziget talajainak vizsgálata, valamint az erubáz-mészlepedékes csernozjom – mint a mészlepedékes csernozjom új altípusa – meghatározása alapján publikált néhány adatsort e talaj képződményről.

NÉRÁTH M. (1997) a nyirok- és a rendzina talajok osztályozásának problémája kapcsán, BARCZI A. (2000) a Tihanyi-félsziget talajainak térképezése során foglalkozott a nyiroktalajokkal, illetve a mezőgazdasági tájhasználatban betöltött szerepükkel, míg SZENDREI G. (1998) és FEHÉR O. (2007) mikromorfológiai szempontból vizsgálta a típust.

Az erubáz talajok vulkanikus hegyvidékeinken fordulnak elő. Mivel azonban erdészeti szempontból is kis területen és jelentéktelen súllyal szerepelnek, az erdőtalajok hasznosításával, a fafajok és a talaj kapcsolatával foglalkozó erdészetek és erdészeti intézetek (Erdészeti Tudományos Intézet, Erdészeti és Faipari Egyetem) elemzései sem állnak rendelkezésre. A kevés számú helyszíni vizsgálat alapján reliktum talajként tartják számon, ami abból az analógiából fakad, hogy miként a mészkövön kialakult rendzinák között a vörösagyagos rendzina, úgy a vulkanikus eredetű alapkőzeten kialakult talajok között az erubáz is jégkorszak előtti talajképződés eredménye lehet (MANNINGER M. 2005).

Ahogy a vörösagyagos rendzinát is váztalajok (illetve más rendzinák) veszik körül, az erubáz talajok is gyakran a váztalajok között helyezkednek el. Feltételezhető, hogy az alapkőzetek mállékonysága és a talajképződés egyéb feltételei nem adtak volna lehetőséget e talajtípusok kialakulására, tehát ezeken a helyeken váztalajok jöttek volna létre, ha csak az utolsó jégkorszak után eltelt időt vesszük figyelembe (MANNINGER M. 2005).

STEFANOVITS P. – SZŰCS L. (1961) és STEFANOVITS P. (1992) alapján – e munka megírásáig – az erubáz talajok általános jellemzői a következőképp foglalhatók össze. Az alábbiak közül néhány megállapítást – amint látni fogjuk – fenntartással kell kezelnünk.

A talajtípus bázikus kőzetek málladékain fordul elő. Hazánkban bazalton, andeziten, ezek tufáin, de riolittufán is megtalálható. Elsősorban a vulkáni hegységek csúcsain, gerincein vagy meredek D-i kitettségű, emiatt szélsőséges mikroklímájú lejtőin képződtek. Jellemző rájuk az erős humuszképződés, az általában semleges vagy gyengén lúgos kémhatás, a morzsás vagy sokszögű szerkezet. Sötét, feketés színű, szervesanyagban gazdag talaj, amelynek szervesanyag-tartalma eléri az 5–8%-ot. A magas humusztartalmat elsősorban a szélsőséges mikroklimatikus viszonyokkal magyarázzák. Tavasszal ugyanis sok vizet tartalmaznak, ami kedvez a rövid tenyészidejű, lágyszárú növényzetnek, ám sekély talajokról lévén szó, nyáron teljesen kiszáradnak, télen meg átfagynak, ami humuszfelhalmozódáshoz vezet. Az elmállott lávák és tufák erősen agyagos, bázisokban gazdag mállásterméket szolgáltatnak, amelynek agyagásványa legtöbb esetben szmektit (montmorillonit) típusú. A humuszos rétegben a szerves anyag az agyagásványokhoz erősen kapcsolódik, emiatt nedves állapotban erősen duzzadnak, szárazon repedeznek. A kicserélhető kationok között a kalcium az uralkodó, telítetlenségük kicsi. Szénsavas meszet csak ritkán tartalmaznak, akkor is a kőzet mállása folytán felszabaduló kalcium másodlagos kicsapódása következményeként. Az erubáz talaj által eltartott faállomány ritka és elkorcsosult egyedekből áll. Növénytakarója lejtősztyep, sziklagyep vagy molyhos-tölgyes bokorerdő, de előfordul rajta mészkedvelő tölgyes is.

A tudománytörténeti áttekintésből kiderül, hogy a hazai erubáz talajokhoz csak igen kevés tudományos igényű vizsgálati adat tartozik. Korábbról mindössze három – STEFANOVITS P. (1951, 1959) és GÓCZÁN L. (1970) által publikált – talajszelvény-leírás részletes laborvizsgálati eredményei ismertek, míg az utóbbi évekből NÉRÁTH M. (1997), BARCZI A. (2000) és FEHÉR O. (2007) munkájában találunk erubáz szelvényekről adatsorokat.

A fekete nyirok talajok legnagyobb adatbázisának elméletileg az Állami Erdészeti Szolgálat (ÁESZ 2005) termőhelyi adattára tekinthető, amely mintegy 80 erubáz talajszelvényt tart nyilván, azonban ezek közül csupán 30 rendelkezik több-kevesebb laborvizsgálati eredménnyel is. Meg kell azt is említenünk, hogy némelyiküket „jobb híján" sorolták az erubáz típusba, hiszen a szelvények az erubáz definíciójának nem felelnek meg, de más talajtípus kívánalmainak sem tesznek eleget (MANNINGER M. 2005). Ezért ezeket az adatokat megfelelő körültekintéssel és kritikával kell kezelnünk. (Találunk az adatbázisban pl. löszön, grániton felvett „erubáz" szelvényt is!)

2.2.3.3. Az erubáz talajok előfordulása

Mint a 2.1. fejezetben kifejtettem, a Kárpát-medence földtörténetében igen jelentős szerepet töltött be a vulkanizmus; a vulkáni termékek szinte az egész medencét beborították. Az azóta végbement lepusztulási és felhalmozódási folyamatok, valamint szerkezeti mozgások következtében a vulkáni kőzetek jelenlegi felszíni elterjedése korlátozott (okairól l. a 2.1. fejezet). A felszíni vulkanitokhoz köthető erubázok elterjedéséről az 1:100 000-es méretarányú agrotopográfiai talajtérképek alapján tájékozódhatunk. A *2.2. ábra* elkészítésekor ezek felhasználásával először azokat a területeket határoltam el, ahol a talajképző kőzet vulkanit, azaz a földtani tényező adott az erubáz talaj kialakulásához. A második lépésben ezeken belül elkülönítettem a különböző talajtípusokat is. Az agrotopográfiai térképek alapján tehát azt mondhatjuk, hogy a vulkáni felszínek nagy részét zonális agyagbemosódásos, valamint Ramann-féle barna erdőtalaj (barnaföld) borítja. Erubáz talaj kisebb foltokban a Börzsöny–Visegrádi-hegységben és a Tapolcai-medence tanúhegyein jelenik meg, összesen mintegy 44 km^2-es területen *(2.2. ábra)*. A legnagyobb egybefüggő foltot a Magas-Börzsönyben találjuk. A *2.2. ábra* térképén látható néhány foltnál jóval több helyen fordul elő fekete nyirok (jól ismertek pl. a Mátra- és a Bükkalja nyiroktalajai), de kicsiny, mozaikos elrendeződésű foltjaik a térkép méretarányában nem jeleníthetők meg.

2.3. Andosol: a WRB nemzetközi talajtani rendszer vulkáni talaja

A nemzetközi szakirodalomban egyre szélesebb körben használt World Reference Base for Soil Resources (WRB 2006), diagnosztikai szemléletű korrelációs talajosztályozási rendszerben, a vulkáni talajok külön főtípusban szerepelnek. Ezek a különleges fizikai, kémiai és ásványtani tulajdonságokkal rendelkező Andosolok[3].

A World Reference Base for Soil Resources (WRB) a Nemzetközi Talajtani Unió (IUSS), az International Soil Reference and Information Centre (ISRIC) és a FAO (Food and Agriculture Organization of the UN) által támogatott és létrehozott közös nemzetközi talajosztályozási rendszer (IUSS–ISRIC–FAO, 2006). A diagnosztikai szemléletű korrelációs talajosztályozási rendszer első szintjén 30, ún. „Referencia Talajcsoportot" (Reference Soil Group) különít el. A további szint(ek)et az ún. „minősítők" (qualifier) határozzák meg. A „minősítők" referencia-csoportonként, táblázatos formában, prioritási sorrendben vannak felsorolva. Minden minősítőnek diagnosztikai kategóriára épülő tartalma van.

A WRB talajosztályozási rendszer az egyes osztályozási egységek felismerésére és elkülönítésére jól definiált fogalmakat ír le: „diagnosztikai talajszintek", „diagnosztikai tulajdonságok", „diagnosztikai talajanyagok". A talajok besorolása kulcs alapján, a fentiek jelenléte, sorrendje, esetleg kizárása alapján történik. Kevésbé szubjektív egy genetikus talajosztályozási rendszernél, hiszen mindent pontos vizsgálati értékekhez köt. Így amennyiben rendelkezünk a megfelelő vizsgálati módszerekkel és eredményekkel, a kérdéses talajt könnyen és gyorsan besorolhatjuk a megfelelő talajcsoportba (MADARÁSZ B. 2005; MICHÉLI E. 2005).

A WRB külön talajcsoportként kezeli a vulkáni anyagon képződött ásványi talajokat, ezek az Andosolok.

Az „Andosol" japán eredetű szó, sötét (An) talajt (Do) jelent (THORP, J.–SMITH, G. D. 1949), amely egyre inkább nemzetközileg is elfogadott és használt terminussá kezd válni a vulkáni talajok szakirodalmában. Számos helyi elnevezése van, mint pl. a Kuroboku (Japán), a Trumao soils (Chile), a Black Dust soil és a High Mountain soils (Indonézia), a Soapy hill (India) vagy a Yellow Brown Loams (Új-Zéland) (MIZOTA, C.–VAN REEUWIJK, L. P. 1989).

Az Andosolok intrazonális talajok, amelyek mindenekelőtt vulkáni kőzetüvegben gazdag piroklasztikumon, főleg vulkáni tufán alakulnak ki (NEALL, V. E. 1985). Képződésük elsősorban a Föld csapadékosabb vulkanikus régióihoz kötődik, de a legkülönbözőbb klímafeltételek között is előfordulhatnak: pl. Alaszka, illetve Hokkaido hűvös, nedves klímáján éppúgy, mint Kyushu szubtrópusi, Hawaii trópusi éghajlatú területein. Európában

[3] Az Andosolok tanulmányozását a COST Action 622 (1997-2003) Soil Resources of European volcanic systems program segítette.

Izlandtól a Kanári-szigeteken át Dél-Olaszországig több helyen tanulmányozhatók. Kialakulásukban az ásványos összetételnek és a nedves klímának döntő szerepe van.

Az Andosolok tudománytörténete rövid múltra tekint vissza. A nemzetközi talajtan csak a XX. század közepén ismerte fel és kezdett foglalkozni a vulkáni talajokkal mint önálló talajcsoporttal. Az első definíció 1949-ben született THORP, J.–SMITH, G. D. (1949) tollából, majd első alkalommal vulkáni hamu talajokként a Soil Taxonomy-ban (amerikai talajosztályozási rendszer) klasszifikálták a típust (Soil Survey Staff, 1960). A FAO talajosztályozásába fő talajcsoportként csak 1974-ben került be, a FAO/UNESCO Talaj-Világtérkép elkészítése során (FAO–UNESCO, 1974). Azóta hatalmas mennyiségű ismeretanyag halmozódott fel, ami egy részről szükségessé tette, más részről megkönnyítette a klasszifikációs rendszerek tökéletesítését. Az ebben élenjáró két legfontosabb munkacsoport az ICOMAND (International Committee on the Classification of Andisols) és az IUSS WRB (International Union of Soil Sciences World Reference Base for Soil Resources) volt.

A legfontosabb változás az osztályozási irányelvekben történt. Az agyagásványokról szóló ismeretanyag bővülésével egyre inkább az „andic" tulajdonság megléte lett az osztályozás fő szempontja, a korábbi – „amorf anyag és kicserélhető komplexek" hangsúlyozta – szemlélettel szemben (ICOMAND, 1983). Ebből a szempontból jelentős PARFITT, R. L. et al. (1984) munkája, amelyben nagyszámú andic tulajdonságot határoznak meg.

Az Andosol talajok becsült területi kiterjedése 124–150 millió ha, ami a földfelszín mindössze 0,84–1,0%-át jelenti. Jelentőségüket mégis az adja, hogy ennek 80%-a potenciális mezőgazdasági terület. Ez a mezőgazdasági területeknek mintegy 2%-a, amelynek több mint a fele a trópusokon található, így a világ népességének több mint 10%-át látja el élelemmel (LEAMY, M. L. et al. 1980; PING, C. L. 2000).

Az Andosolok közé elsősorban a friss vulkáni anyagon kialakult talajokat soroljuk, de hogy mégis részletesen foglakoznunk kell e talajtípussal, annak az az oka, hogy az elmúlt évek behatóbb vizsgálatai után egyre több olyan tanulmány látott napvilágot, amelyben nemcsak friss vulkáni anyagon azonosított Andosolt (BÄUMLER, R. 2004; GARCIA-RODEJA, E. et. al. 2004; QUANTIN, P. 2004) mutatnak be, hanem pl. 30–40 ezer éves németországi bazalton (KLEBER, M. et. al. 2004), vagy akár variszcida grániton (Ausztria) kialakultakat is (DELVAUX, B. et. al. 2004). A Kárpátok miocén vulkáni hegységeiből több helyen is leírták (PEREPELITA, V. et. al. 1986; JURÁNI B. 2002; BALKOVIČ, J.–SLIVKOVÁ, K. 2003; JAKAB, S. et al. 2004; FÜLEKY GY. et al 2006; FEHÉR O. 2007). Mindezek alapján feltételezhetjük, hogy a magyarországi vulkáni területek különleges talaja, az erubáz valamiféle rokonságban áll az Andosolokkal. Ennek eldöntése érdekében az alábbiakban részletesebben foglalkozom az Andosolok tulajdonságaival.

2.3.1. Az Andosolok legfontosabb tulajdonságai

Az Andosolok legfontosabb tulajdonságai az alábbi szempontok szerint csoportosíthatók (FITZPATRICK, E. A. 1972; MOHR, E. C. J. et al. 1972; LEAMY, M. L. et al. 1980; WADA, K.–KAKUTO, Y. 1985; WADA, K. et al. 1986; MIZOTA, C.–VAN REEUWIJK, L. P. 1989; IUSS–ISRIC–FAO 1998):

Morfológia. A-, AC- vagy A-, B- és C-szintek különíthetők el, ahol az A- (Ah-) szint átlagos vastagsága 20–50 cm, de ez lehet 20 cm-nél kevesebb vagy akár 100 cm is. A B-szint 20–30 cm vastag. Az egész profilban a sötét színek dominálnak, többnyire sötétbarna-fekete, ami a nagy humusztartalomnak köszönhető. Hűvösebb klíma alatt sötétebb színű, mint a trópusi éghajlat alatt képződött, mivel ez utóbbiban jelentősen kisebb a szervesanyag-felhalmozódás. Mindkét szint morzsás, szemcsés szerkezetű, nagyon könnyű, porózus. Nedves állapotban kenődő, csúszós, zsíros tapintású. A B-szint többnyire tixotróp, azaz dörzsölve, rázva képlékennyé válik és nedvességet bocsát ki, de ezt követően újra megkeményedik.

A B-szint fokozatosan megy át a C-szintbe. Az egymást követő hamuszórások eredményeként gyakran több eltemetett talajszint is jelen van.

Talajképző kőzet. Elsősorban kőzetüvegben gazdag piroklasztikumon, főleg vulkáni tufán alakulnak ki, de ugyanúgy kifejlődhetnek vulkáni láván, törmeléken, ár- és lahar üledékeken, gyakorlatilag bármilyen összetételű vulkanikus anyagon, amely származhat a vulkánkitörést követő hamuszórás eredményeként a légkörből, de lehet áthalmozott anyag is, mint pl. folyóvízi üledék.

Éghajlati tényezők. Kifejlődésükben fontos szerep jut a klimatikus tényezőknek. Elsősorban nedves körülmények között fordulnak elő, a sarkvidékektől a trópusokig. Leggyorsabban nedves trópusi körülmények között képződnek; lassabban ugyan, de hűvös-nedves klímán éppúgy kialakulhatnak. Száraz, nagyon száraz körülmények között nem keletkeznek.

Ásványi összetétel. Mind a vályog-, mind a homokfrakció tartalmaz vulkáni üveget, amelynek mennyisége helyileg változó. Néhány ásványszemcsét vulkániüveg-bevonat fedhet.

A vulkáni üveg hidrolízise nyomán először paragonit (Ca-, Mg- és K-tartalmú, amorf Al-szilikát), majd viszonylag gyorsan allofán és imogolit keletkezik. Erőteljes mállás esetén halloysit és más kristályos ásványok képződhetnek. A vulkáni üveg bomlásakor alumínium és vas kerül oldatba, amelyek a humusszal stabil komplexeket alkotnak.

Leggyakoribb ásványok a vas-, mangántartalmú szilikátok (olivin, piroxén, amfibol), a földpátok és a kvarc. Mennyiségük a vulkáni anyag összetételétől függ.

Az Andosolok agyagásvány-összetételét több tényező határozza meg: a talajképződés foka, a talajképző kőzet összetétele, a pH- és a nedvességviszonyok, a hamurétegek vastagsága és a szerves anyag mennyisége. A humusznak fontos szerep jut az alumíniummal, és kisebb mértékben a vassal alkotott komplexekben. A legtöbb esetben az amorf agyagásványok (allofán, ritkábban imogolit) is jelen vannak. Az amorf anyagok és az Al-, Fe-humuszkomplexek együtt fordulhatnak elő, de többnyire fordított arány figyelhető meg közöttük, ami a kialakulás különböző körülményeit (pH-viszonyait) tükrözi (SHOJI, S. et al. 1982; WADA, K. 1977) *(2.1. táblázat)*.

2.1. táblázat. Az Andosolok agyagfrakciójának bináris aránya és néhány fontosabb tulajdonsága. Al_p: pirofoszfát-oldható Al, Al_o: oxalát-oldható Al (MIZOTA, C.–VAN REEUWIJK, L. P. 1989 után)

	„nem allofános” v. alu-andic típus		„allofános” v. sil-andic típus
pH	4	5	6
Al_p /Al_o arány	1	0,5	0
	Fe-,Al-humusz-komplexek 2:1 és/vagy 2:1:1 rétegszilikátok Kicserélhető Al		Allofán /imogolit + humusz

Fizikai-kémiai tulajdonságok. Térfogattömegük alacsony, általában nem éri el a 0,9 g/cm³ értéket. Magas (átlagosan 8%) humusztartalmúak, a szervesanyag-tartalom elérheti a 30%-ot is, amely stabil komplexeket alkothat.

Az ioncserélő képesség jelentős különbségeket mutat a pH függvényében. Míg a kationkicserélő képesség növekszik a pH-val, az anionkicserélő képesség csökken. A magas humusztartalom következtében a kationkicserélő képesség a felső szintben általában magas (35 $cmolkg^{-1}$ feletti is lehet), míg a középső szintben már csak 10–15 $cmolkg^{-1}$. Mindazonáltal a fenti értékeket óvatosan kell kezelni, mivel az allofán nem úgy viselkedik, mint más agyagásványok, illetve az értékek erősen függenek a mérési technikától is.

E talajok mérsékelten vagy erősen savanyúak, akár 4,5-es felszíni pH-értékkel, ami a mélységgel lassú növekedést mutat. Allofán és imogolit többsége esetén a pH viszonylag magas (> 5), ugyanakkor Al- és Fe-humuszkomplexek dominanciája esetén a pH < 5. Vagyis

az allofántartalom a mélységgel nő, míg az Al-, Fe-humuszkomplexek aránya a felszín felé növekszik *(2.1. táblázat)*.

Az agyagtartalom általában nem haladja meg a 20–25%-ot. A legnagyobb mennyiségben a legfelső rétegben fordul elő és részaránya a mélységgel csökken. Mennyisége az alsóbb rétegekben akár 5% alá is kerülhet.

A „fluffiness" (könnyű, pihés) szerkezet és a nagy – 70%-ot is meghaladó – porozitás fontos és jellemző tulajdonság. Mindkét tulajdonság a hidrolízis fő termékének, az allofánnak tulajdonítható.

A bázistelítettség szintén alacsony. Értéke a felszínközelben a legalacsonyabb és a mélység felé növekszik, de a művelés hatására a felső szintben is előfordulhatnak magas értékek.

Foszformegkötő képességük és víztartó képességük jelentős. Víztartalmuk 15 bar nyomás mellett több mint 20%, de nem szokatlan a 100% sem (FLACH, K. W. 1964), ami az allofán nagy fajlagos felületének (kb. 1000 $m^2 \cdot g^{-1}$). köszönhető.

Kiszáradásuk néhány tulajdonságukban (pl. a vízfelvétel, ionkicserélő képesség) visszafordíthatatlan változást okozhat (ANDRIESSE, J. P. et. al. 1976; COLMET-DAAGE, F. 1978; FÜLEKY GY. 2004).

Topográfiai helyzet. A nagyon meredektől a sík térszínekig, bármilyen magasságban, bárhol létrejöhetnek, de kialakulásukhoz legkedvezőbbek a viszonylag stabil, sík vagy kissé lejtős területek.

Növényzet. A növényzet ugyanolyan változatos lehet, mint amilyen változatos éghajlati körülmények között előfordulhat ez a talajtípus. Az Andosolokon kifejlődött természetes növénytársulások gyakran gazdagabbak, bujábbak, mint a hasonló helyen, de más talajképző kőzeten kialakult talajokon élő társulások. Ez elsősorban a finomszemű vulkáni anyag gyorsabb mállásának köszönhető, ami bőségesebb tápanyagellátást biztosít.

2.3.2. A WRB Andosol-kritériumai

A WRB alapján Andosolként azonosíthatunk egy talajt, amennyiben a következő két feltételnek eleget tesz (WRB 2006):

1. olyan *andic vagy vitric* szintjük van, amelynek felső határa a talajfelszíntől számított 25 cm-en belül van *és*

2. *histic, fulvic, melanic, mollic, umbric, ochric, duric vagy cambic* szinten kívül (l. WRB 2006) egyéb diagnosztikai szintek nem fordulnak elő (hacsak azok nincsenek 50 cm-nél mélyebben eltemetve).

Andic szint általában erős mállás jelenlétében alakul ki, így már kevesebb vulkáni üveget, de nagyobb mennyiségű oxalát-oldható alumíniumot és vasat tartalmaz. A bennük található allofán és Al-humusz-komplexek aránya alapján két típusát különíthetjük el: a sil-andic típus nagy allofántartalommal és gyengén savas pH-val jellemezhető, míg az alu-andic típusú szintekben az Al-humusz-komplexek dominálnak, erősen savas pH mellett. Az andic szint diagnosztikai feltételeiről a *2.2. táblázat* nyújt áttekintést.

A *vitric szint* igen szoros kapcsolatban áll az andic szinttel. Többnyire gyenge mállás eredményeként jön létre. Nagy mennyiségű vulkáni üveget és kevés oxalát-oldható alumíniumot és vasat tartalmaz. Gyakorlatilag gyengén fejlett andic szintnek tekinthető, amely idővel andic szintté fejlődhet *(2.2. táblázat)*. Ebből következik, hogy minden Andosol minimum vitric szinttel kell, hogy rendelkezzen. A vitric Andosolokat követik a sil-andic Andosolok, míg a legfejlettebbnek az alu-andic csoport tekinthető.

2.2. táblázat. Az andic és vitric szint elkülönítését segítő főbb diagnosztikai kritériumok (WRB 2006 alapján)

Andic szint		Vitric szint	
Tulajdonság	Érték	Tulajdonság	Érték
Al_o+1/2Fe_o	≥ 2% és	Al_o+1/2Fe_o	0,4–2,0% és
P retenció	≥ 85% és	P retenció	25–85% és
Térfogattömeg	≤ 0,9 g·cm^{-3}	Vulkáni üveg	≥ 5%
Andosol	andic szint megléte a felszíntől 25 cm-en belül	Andosol	vitric szint megléte a felszíntől 25 cm-en belül

Mint azt fentebb az Andosolok definíciójában leírtam, a felszíntől számított 50 cm-en belül összesen (az andic és vitric szintet kivéve) 8 egyéb diagnosztikai szint fordulhat elő. 50 cm-nél mélyebben – pl. eltemetett talajszintként – azonban azonosíthatunk ezeken kívül más talajszinteket is. Az „Andosols” precíz meghatározásához, illetve fejlődéstörténetük és a bennük lejátszódó folyamatok jobb megértéséhez számos ún. „pre-” és „suffix” „minősítő” (qualifier) is segítséget nyújt (WRB 2006).

3. MÓDSZEREK

3.1. A szelvények helyének kijelölése, leírása, mintavétel

Első megközelítésben a megfelelő szelvények helyének kijelölésében az agrotopográfiai térkép *(M = 1:100 000*, KARTORÁFIAI V.1982) és Magyarország fedett földtani térképe *(M = 1:100 000*, MÁFI 2005) volt segítségemre. A térképek vizsgálatát és a részletes terepbejárásokat követően került sor a vizsgálatba bevont helyek és szelvények kijelölésére. A mintavételi pontok kijelölésekor fontos szempont volt, hogy többféle talajképző kőzet szerepeljen köztük (bazalt, bazalttufa, andezit, ignimbrit).

A talajszelvények kijelölése és a mintavétel során a talajtani térképezés alapelvei szerint jártam el (SZABOLCS I. 1966; BUZÁS I. 1988, 1993). Magyarországon erubáz talajt többségében vulkáni hegységeink magasabban fekvő, erdővel fedett részein találunk, így szelvényeim nagy része nemzeti parkban vagy természetvédelmi területen található. Ennek következtében az a feltétel, hogy a szelvények talaja minél kevésbé és minél hosszabb ideje legyen bolygatatlan, többnyire könnyen teljesíthető volt. Három szelvény esetében (Markaz, Domoszló, Andornaktálya) azonban meg kellett elégednem egy-egy, 5–10 éve felhagyott szőlőterület szegélyével.

Az értekezésben feldolgozott 15 talajszelvény leírásakor a FAO (1990) szabványát alkalmaztam. A genetikai szintek elnevezéséhez SZODFRIDT I. (1993) és STEFANOVITS P. et al. (2001) munkái szolgáltak alapul. A terepi vizsgálatok során kiemelt figyelmet fordítottam a talaj szerkezetére és színére, a kőzetdarabok mennyiségére és szelvénybeli elhelyezkedésére.

A börzsönyi talajtérképezés előkészítéseként az 1:10 000-es méretarányú topográfiai és az 1:50 000-es fedetlen földtani térképek (KORPÁS L.–CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E. 1999) elemzése alapján felvételezési ponthálózatot terveztem. A térképezés elsődleges célja az erubáz talajok területi kiterjedésének felmérése és geomorfológiai elhelyezkedésük megismerése volt, így a ponthálózatot ennek figyelembevételével alakítottam ki. A ponthálózat így természetszerűleg nem négyzethálós rajzolatú, hanem alkalmazkodik a terepi, domborzati, növényföldrajzi stb. adottságokhoz. A térképezés során 38 talajszelvényt mélyítettem le, ezen kívül 115 Pürckhauer-féle szúróbotos mintavételre került sor, ami a talajfoltok pontosabb lehatárolását tette lehetővé.

A kijelölt pontok azonosításához és a terepi helymeghatározáshoz Thales Mobile Mapper GPS-műszer nyújtott segítséget.

3.2. Standard és specifikus laboratóriumi vizsgálatok

A talajminták laboratóriumi elemzése az érvényben lévő szabványok alapján, az MTA Földrajztudományi Kuatóintézet laboratóriumában történt. A talaj $CaCO_3$-tartalmát Scheibler-féle gázvolumetrikus módszerrel (BUZÁS I. 1988) határoztam meg. A minták szervetlenszén-tartalmát az MTA Földrajztudományi Kutatóintézetben kifejlesztett savazásos eljárással eltávolítottam és a szervesszén-tartalmat Tekmar Dohrmann Apollo 9000 NDIR spektrométerrel határoztam meg. A talajok humusztartalmát a Humusz% = TOC% × 1,72 egyenlet alapján kalkuláltam (STEFANOVITS P. et al. 1999). Az előkészített minták kémhatását (pH $_{[H2O]}$; pH $_{[KCl]}$) potenciometriás eljárással határoztam meg (BUZÁS I. 1993; MSZ-08-0206/2-1978). A talajképződés során keletkezett pedogén, vagy az angolszász irodalomban gyakran „szabad" oxidokként jelölt Fe_d- és Al_d-komponenseket (MEHRA, O. P.–JACKSON, M. L. 1960) nátrium-ditionitos (pH 7,3) oldattal vontam ki. Az amorf, illetve kis mértékben kristályosodott oxidok (pl. ferrihidrit) komponenseit (Al_o, Fe_o, Si_o) ammónium-oxaláttal (pH 3) vittem oldatba (SCHWERTMANN, U. 1964). A talaj szerves fázisához kötött Al_p- és Fe_p-tartalmat nátrium-pirofoszfátos szelektív extrakcióból keletkezett oldatból becsültem. A szelekciós oldási módszerekkel nyert Fe-, Al- és Si-tartalmat atomadszorpciós spektrofotometriával (AAS) határoztam meg.

A minták színét a talajtani gyakorlatban használt MUNSELL-féle színskála alapján állapítottam meg száraz és nedves állapotban. A térfogattömeget ismert térfogatú, bolygatatlan mintákon, szárítószekrényes eljárással határoztam meg (BUZÁS I. 1988, 1993).

3.3. A mechanikai összetétel vizsgálata

A földes rész és a vázrészek arányának meghatározásához a mintákat 1 kg talaj bemérésével, Retsch AS 200 típusú szitagépen 2 mm-es szitán átszitáltam. A földes rész mechanikai összetételének minél precízebb meghatározásához mindenekelőtt a talajtípushoz legmegfelelőbb előkészítési eljárást kellett tisztáznom. Ennek érdekében a következő kísérletet állítottam be. A vizsgálathoz kiválasztottam a leghumuszosabb bazalt, bazalt piroklasztit és andezit talajképző kőzeten kifejlődött szelvények Ah_1-es szintjének mintáit. A kiválasztott mintákat három ismétlésben, négy különböző előkészítési eljárást követően vizsgáltam: (1) hagyományos Na-pirofoszfátos; (2) hidrogén-peroxidos; (3) hidrogén-peroxidos kezelés 6 órás rázatással, vízfürdőben és (4) hidrogén-peroxidos 6 órás rázatott

kezelés vízfürdőben, majd ezt követően a tökéletes diszpergálás érdekében a hagyományos Na-pirofoszfátos kezelés. A Na-pirofoszfátos előkészítéskor (1) 25 g mintához 20 ml normál $Na_2P_2O_7$ oldatot öntöttem, amit 6 órás rázatás követett (BUZÁS I. 1993). A H_2O_2-os kezelés (2) során az ún. nemzetközi „A" előkészítő eljárást alkalmaztam (BALLENEGGER R.–DI GLÉRIA J. 1962), míg a (3) kezelés esetében a (60°C-os) vízfürdőben 6 órás sík-rázatást iktattam az eljárásba. A (4) előkészítés során először a (3), majd azt követően az (1) előkészítési eljárást alkalmaztam.

Az aggregátumok szétesése után, a szuszpenzió szemcseösszetételét Fritsch Analysette Microtech 22 (FAM 22) lézerdiffrakciós analizátorral határoztam meg. A detektorba beeső fény intenzitásából a minta szemcseeloszlása komplex matematikai módszerekkel számítható. A lézeres mérések részletes elméleti hátterét LOIZEAU, J. L. et al. (1994) munkájában tanulmányoztam. Méréseim során a 0,109–628 μm mérettartományba tartozó szemcséket 106 osztályba soroltam. Minden egyes osztály 1,09-szorosa az előző tartománynak. A lézeres szemcseméret-meghatározás 5 μm felett igen pontos lehet, míg ez alatt erősen függ az alkalmazott optikai modelltől (HOFF, E. V.–BOTT, S. 1990). Mintáim elemzéséhez az egyre szélesebb körben alkalmazott és a FAM 22-be is beépített Fraunhoffer-modellt használtam (Fritsch GmbH 2005). A 628 μm-nél nagyobb szemcséket Retsch AS 200 szitagéppel szeparáltam.

3.4. A talajok ásványtani és agyagásványtani vizsgálata

A talajok ásványtani és agyagásványtani vizsgálata röntgen-pordiffrakciós (XRD) módszerrel, az MTA Geokémiai Kutatóintézet PHILIPS PW 1710 készülékén történt, 45 kV feszültséggel, 35 mA csőárammal, grafit monokromátort és Cu Kα sugárzást alkalmazva, 1° detektorrés és 1° divergenciarés mellett, 0,005° 2θ / 1s léptetéssel, 3°–70° 2θ szögtartományban. Az ásványos összetétel vizsgálata előtt a talajminták nem estek át a talajtani rutinvizsgálatban alkalmazott különféle előkezeléseken (pl. karbonátmentesítés, vastalanítás, szervesanyag-eltávolítás, kémiai úton történő diszpergálás stb.). A teljes talajanyagok dezorientált röntgendiffrakciós felvételéből becsültük a talajok félmennyiségi ásványos összetételét, a BÁRDOSSY GY. (1966, 1980) által módosított NÁRAY-SZABÓ–PÉTER–KÁLMÁN-eljárást követve (NÁRAY-SZABÓ I.–PÉTER É. 1964; PÉTER É.–KÁLMÁN A. 1964).

A minták agyagásványos összetételének meghatározása a 2 μm alatti szemcseméret-frakcióból (a továbbiakban agyagfrakció) történt, amelyet az előzetesen desztillált vízben többször átmosott, diszpergált talajmintákból centrifugálással állítottunk elő. A kapott szuszpenziót üveglemezre ülepítettük, majd csaknem azonos páratartalom mellett (30–35%) hagytuk megszáradni. A duzzadó agyagásványok meghatározásához minden mintát etilénglikollal telítettünk. Ugyanígy elvégeztük az összes minta hőkezelését is 350, illetve 550 ^{o}C-on, elsősorban a kaolinit és a klorit elkülönítése, továbbá az OH-közberétegzés kimutatása érdekében. A szmektit–vermikulit elkülönítés a Mg-telített és glicerinnel kezelt minták alapján történt. A szmektit csoporton belül a montmorillonit és a beidellit szétválasztásához a Green-Kelly-tesztet használtuk (GREEN-KELLY, R. 1953), ami Li-telítést, 250°C-os hevítést, majd glicerinkezelést jelent. A szmektitek rétegtöltésének becsléséhez pedig K-telítést alkalmaztunk.

Az egyes agyagásványfajták meghatározása a THOREZ, J. (1976), illetve DIXON, J. B. (1989) által összefoglalt módszerek és a talajokban előforduló ásványok adatai alapján történt.

Három minta (Badacsony, Tihany, Tokaj) agyagásvány-vizsgálata a hallei Martin Luther Egyetem jóvoltából, az „Institut für Bodenkunde und Pflanzenernährung" kutatólaboratóriumának Siemens D5005-ös röntgendiffrakciós készülékén történt (40kV, 30mA, Cu Kα, 0,004° 2θ / 5s), ahol a szerves anyag oxidációját és az oxidok eltávolítását követően az agyagfrakciót ülepítéssel különítették el (TRIBUTH, H.–LAGALY, G. A. 1986a, b). Az agyagásvány-meghatározást WHITTON, J. S. és CHURCHMAN, G. J. (1987) szerint végezték, a félkvantitatív agyagásvány-összetétel meghatározása , H. (1991) alapján történt. Az agyagásvány mennyiségi korrekciója a GJEMS, O. (1967) és a LAVES, D.–JÄHN, G. (1972) által javasolt „Ásványok Intenzitási Tényezői" szerint végezték.

Az ásványos összetétel vizsgálatát a mérések magas költségvonzata miatt összesen 8 szelvény 18 mintáján, az agyagásványok azonosítását 11 szelvény 27 mintáján végeztem el *(5.2, 5.3.táblázat)*.

A BÁRDOSSY GY. (1980) által módosított NÁRAY-SZABÓ–PÉTER–KÁLMÁN- és a TRIBUTH-féle módszer nem tekinthető szigorú értelemben analitikai eljárásnak, inkább csak félmennyiségi becslést adnak. A kapott számszerű adatok a „legjobb becslés"-ként értelmezhetők és semmiképpen sem jelentenek abszolút értékeket. Az említett adatok becsült bizonytalansága 25–50% között van (WHITTON, J. S.–CHURCHMAN, G. J. 1987)!

3.5. Az erubázok talajbiológiai aktivitásának vizsgálata természetes (szabadföldi) viszonyok között

A talajok aktuális biológiai aktivitásának mérésére szabadföldi körülmények között (in situ) a legalkalmasabb módszer az UNGER-féle cellulózteszt (UNGER, H. 1968). A lebontási folyamat intenzitásának mértékét a talajba helyezett növényi eredetű szerves anyagok súlycsökkenéséből kalkulálhatjuk. A fekete és a barna erubáz talajbiológiai összaktivitásának mérésén kívül a cellulózbontás aktivitásának dinamikáját is nyomon követtem. Ennek érdekében a teszteket évszakonként vizsgáltam, vagyis azt, hogy a (fekete és barna erubáz) talajba elhelyezett cellulóznak mely időpontra, mekkora hányada bomlik le, azaz mely évszakban aktívabbak a talaj mikroorganizmusai és nagyobb mérvű a biológiai lebontás.

A vizsgálatot apróbb módosításokkal az UNGER-féle cellulózteszt-eljárás alapján végeztem (UNGER, H. 1968; SZEGI J. 1979).

Ritka szövésű szintetikus anyagból (erősebb szúnyoghálóból), alumínium tűzőkapcsok segítségével 7 × 14 cm méretű párnákat készítettem *(3.1. ábra)*, amelyekbe 5 g, előzőleg 105 °C-on tömegállandóságig szárított gyapotvattát helyeztem. A bemért vattát a párnákban

a) b)

3.1. ábra. UNGER-féle cellulóz tesztpárnák a talajba helyezés előtt (a) és után (b)

egyenletesen elosztottam, majd tűzőgéppel lezártam. A tesztek készítésére a gyógyszertárakban kapható, ún. 100%-os szemészeti gyapotvattát használtam, mivel ez nem tartalmaz a mikrobák által nem bontható műszálakat. A vatta a gyapot *(Gossipium* sp.) zsírtalanított maghéjszőrének tömegéből készül, amelynek cellulóztartalma csaknem 90%. A

párnák évszakonként, összesen négy alkalommal, alkalmanként három hónapra kerültek a talajba, minden alkalommal 2 × 10 darab.

Az első 20 párna lehelyezésére 2007. március 7-én került sor. A párnák közül tízet a Börzsönynek a Nagy-Hideg-hegyet a Csóványossal összekötő, DNy–ÉK-i csapású gerincén, azzal párhuzamos elhelyezésben, egy vonal mentén ástam a talajba, a Börzsöny 101 jelű (erubáz) talajszelvény mellett (B101). A második 10 párnát, az általam barna erubáznak nevezett talajba helyeztem, a Börzsöny 101-es talajszelvénytől 140 m-re, a gerinc DK-i lejtőjén (B102). A 10 párna itt is a gerinccel párhuzamosan, vagyis a lejtőre merőleges vonal mentén, egymás mellett került a talajba. Mindkét helyszínen a párnák helyéül egy (mikrodomborzatában, fedettségében stb.) relatíve homogén területet jelöltem ki, amely egyenlő távolságra található a nagyobb fáktól is. A talajba ásáskor arra különösen ügyeltem, hogy egységesen egymástól 10 cm-es távolságra és 15 cm-es mélységbe kerüljenek, mivel a bontás intenzitását a talajmélység erőteljesen befolyásolja. A párnák helyeit jelző pálcikával, illetve kővel jelöltem, és jegyzőkönyvben rögzítettem.

A tesztpárnákat háromhavonta szedtem ki a talajból, s újabb 2 × 10 darabot helyeztem el a helyükre. Az első (tavasz periódus) begyűjtésre június 7-én került sor. A „nyári párnákat” 2007. szeptember 4-én, az őszi szezon tesztjeit 2007. november 30-án, míg a télieket 2008. március 10-én szedtem fel. A talajból kiszedett párnákat mielőbb légszáraz állapotba hoztam.

A visszamaradt cellulóz mérésére több lépcsőben került sor.

a) A légszáraz párnákból a maradék cellulózt pergamenpapírra vittem és csipesszel a növényi gyökereket és a nagyobb talajrögöket eltávolítottam. A cellulózt a rátapadt talajjal együtt izzítótégelybe helyeztem és 3 órán át, 105°C-on szárítottam, majd lemértem.

b) A lemért cellulóz-anyagot a tégelyben előégettem, azaz az anyagra 10 ml etanolt öntöttem, majd meggyújtottam. A tökéletesebb előégetés miatt ezt 5 ml etanollal megismételtem.

c) A szerves anyag elszenesedése után a tégelyeket izzítókemencébe helyeztem és 600 °C-on 3 órán át izzítottam.

d) A kemence lehűlése után a tégelyeket kivettem és további 3 órára 105 °C-os szárítószekrénybe helyeztem. Végül a maradék anyagot 0,01 g pontossággal lemértem.

e) A maradék cellulóz mennyiségének kiszámításához kivontam a 105 °C-on szárított „földes gyapot” tömegéből az izzítást követő szárítás után mért súlyt, valamint korrigáltam az értéket az ún. standard cellulóztesztek eredményeivel.

A standard cellulózteszteket nem helyeztem a talajba, de ugyanolyan kezelésnek vetettem alá, mint a kísérletben alkalmazott teszteket. Ezek izzítási veszteségéből állapíthatjuk meg a bevitt eredeti cellulóztartalmat.

3.6. Talajnedvesség-mérés

Az UNGER-teszt két helyszíne mellett egy-egy automata talajnedvességmérő állomás segítette a vizsgálatot. A méréshez FORSZ-MTA tnm[4] ellenállásmérő hardvare-t használtam. Ehhez 2-2 Eijkelkamp gipszblokkot csatlakoztattam, amelynél a szenzorok ellenállása a szabadföldi vízkapactással (nedvességtartalmmal) egyenesen arányos. A gipszblokkokat a tesztpárnák mellett, a felszín alatt 1, illetve 20 cm-rel helyeztem el. A készülék az ellenállás-értékeket (talajnedvességi adatokat) percenként mérte és tárolta. A mérések 2007. márciusa és 2008. februárja között zajlottak. Az adatgyűjtők adatainak leolvasása háromhavonta történt. Az adatokat a FORSZ-MTA tnm kézi adatgyűjtő és szoftver segítségével számítógépre töltöttem és Microsoft Excel programban elemeztem.

3.7. Adatfeldolgozás, az eredmények megjelenítése

A talajtani adatok feldolgozásához és a szelvények World Reference Base for Soil Resources szerinti besorolásához a WRB (2006) határozókönyvét használtam.

A digitális adatbázis Microsoft Excel programban készült. Az erubáz talajok csoportosításához a klaszteranalízis többé-kevésbé objektív módszerét használtam. A klaszterelemzés olyan dimenziócsökkentő eljárás, amellyel adathalmazokat homogén csoportokba, klaszterekbe sorolhatunk (SZÉKELY M.–BARNA I. 2004). A csoportosítás alapja a távolságmérték. A statisztikai elemzést az SPSS szoftver segítségével végeztem. A felvett talajszelvények osztályozásához hierarchikus klaszter-elemzést végeztem, egyszerű lánc (nearest neighbour) módszerrel, amely két klaszter közötti távolságot a két legközelebbi elem távolsága alapján számolja ki. Az elemzést négyzetes euklideszi távolság (Squared

[4] A talajnedvesség mérő hardvare-t és szoftver-t az MTA Földrajztudományi Kutatóintézet igényeihez igazítva a FORSZ’98 Kft. fejlesztette és gyártotta.

Euclidean Distance) és Z score standardizálási beállításokkal végeztem. A hierarchikus klaszterelemzés előnye, hogy lehetővé teszi a klaszterek grafikus megjelenítését is dendrogram formájában, ami segítséget nyújt a megfelelő klaszter szám megválasztásához és az eredmények értelmezéséhez (SAJTOS L.–MITEV A. 2007). Z score standardizálását követően, nem-hierarchikus K-közép (K-Means Cluster) klaszterelemzést végeztem két klaszteres beállítással, ahol az algoritmus minden egyes elemet ahhoz a klaszterhez sorol, amelyiknek a középpontja a legközelebb esik az adott elemhez. Előnye, hogy minimális a klasztereken belüli variancia (SAJTOS L.–MITEV A. 2007). A nem-hierarchikus K-közép klaszterelemzés segítségével megismertem a két klaszter tulajdonságait, főbb jellemzőit.
A korrelációs vizsgálatok során a PEARSON-féle összefüggést alkalmaztam.

A térképi feldolgozás, a grafikus megjelenítés és a területszámítások elvégzéséhez az ESRI Arc View 3.3 verzióját használtam. A digitális domborzatmodell megalkotásában az Arc View 3.3 és a Surfer 8 program nyújtott segítséget. Az ábrák elkészítéshez Corel Draw 11-et használtam.

4. MINTATERÜLETEK

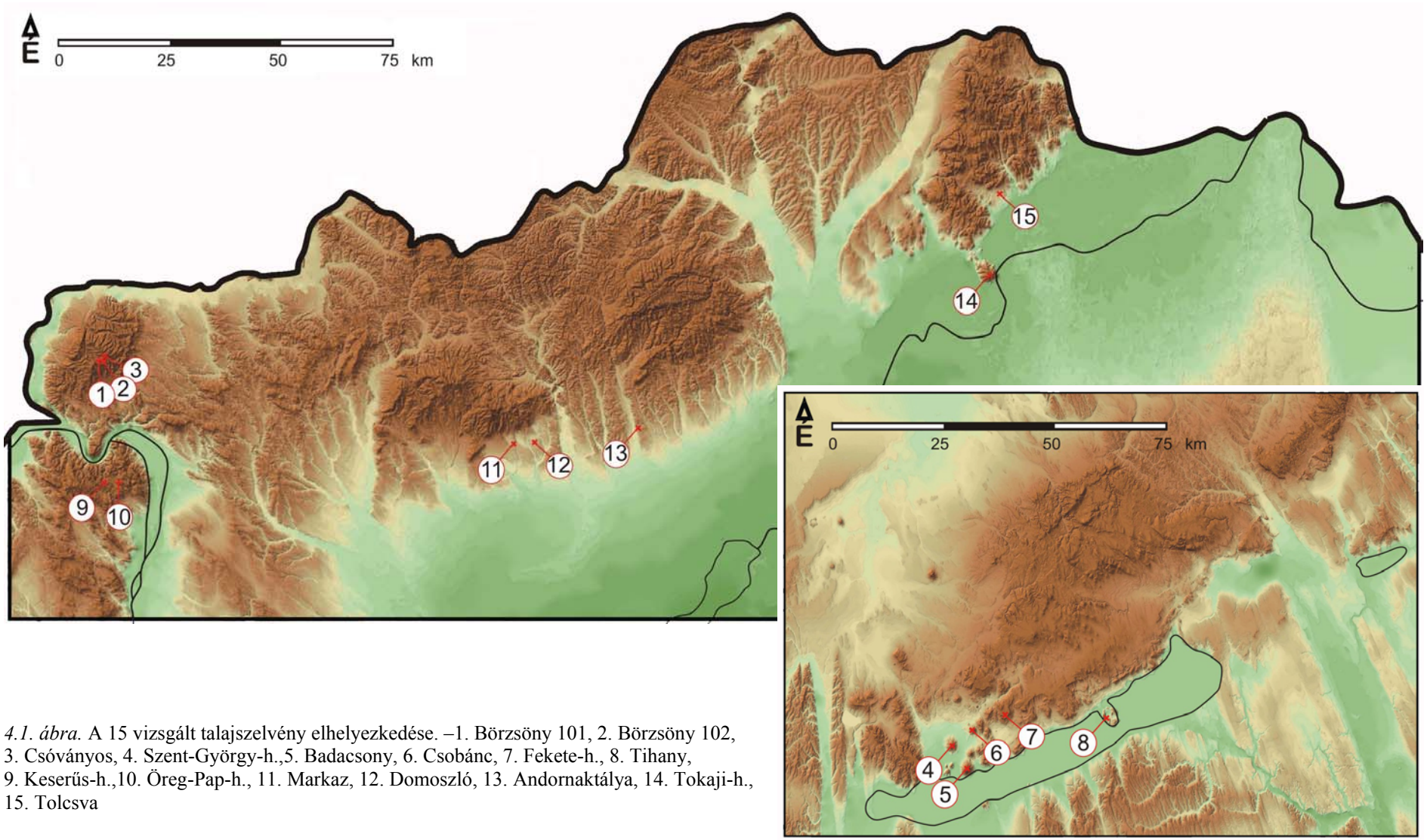
4.1. Mintaterületek és mintaszelvények helyének kijelölése, választás indoklása

Erubáz talajok, ugyan csak mozaikosan és kis területen, de szerte az országban előfordulnak a legkülönbözőbb vulkáni kőzeteken. Ezért a szakirodalmi adatok (STEFANOVITS P.–SZÜCS L. 1955, 1961; Agrotopográfiai térkép, 1982), a vulkáni területek típusai (KARÁTSON D. 1999) és a terepbejárások alapján 3 börzsönyi és további 12 alapszelvényt jelöltem ki az országban úgy, hogy azok reprezentálják az előforduló erubázok anyakőzetét. A vizsgált minták így a Börzsönyből, a Tapolcai-medence néhány tanúhegyéről (Szent György-hegy, Badacsony, Csobánc), a Fekete-hegyről, Tihanyból, a Visegrádi-hegységből (Keserűs-hegy, Öreg-Pap-hegy), a Mátraaljáról (Domoszló, Markaz), a Bükkaljáról (Andornaktálya) és a Tokaji-hegységből (Tokaji-hegy, Tolcsva) származnak *(4.1. ábra, 4.1. táblázat)*.

Az irodalmi források alapján az erubáz talajok börzsönyi előfordulása a legnagyobb kiterjedésű, ezért az értekezés első számú kutatási területének a Magas-Börzsöny területét tekintettem, ahol a mintavételezésen kívül részletes, nagy méretarányú talajtérképezést is végeztem. A térképezéshez megtervezett felvételezési ponthálózat alapján a 3 alapszelvénynek is kiválasztott mellett 35 talajszelvényt és további 115 fúrást létesítettem a területen *(5.33. ábra)*.

4.1. táblázat. A mintaterületek fizikai környezetének adatai

	Szelvény neve	Koordináták N	E	Talajképző kőzet	m a tszf	Kitettség	Lejtés %
1.	Börzsöny 101	289047	642261	andezit	833	–	0
2.	Börzsöny 102	289005	642365	andezit	798	DK	20
3.	Csóványos	289487	642621	andezit	932	K-DK	2–5
4.	Szt. György-h.	167577	528031	bazalt	414	DK	1–2
5.	Badacsony	162925	531600	bazalt	420	D	5–10
6.	Csobánc	170910	532390	bazalt	370	–	1–2
7.	Fekete-h.	174295	539284	bazalt	359	DNY	0–1
8.	Tihany	174574	559281	bazalt piroklasztit	162	DK	2–5
9.	Keserűs-h.	265758	640621	andezit	620	–	0–1
10.	Öreg-Pap-h.	266741	644615	andezit	560	–	1–2
11.	Markaz	276383	726461	andezit	227	D	2–5
12.	Domoszló	276504	729290	andezit	215	D	2–5
13.	Andornaktálya	280069	752246	ignimbrit	219	É-ÉNy	5–10
14.	Tokaji-h.	311220	823615	andezit	482	Ny	10
15.	Tolcsva	328076	822691	ignimbrit	308	K-DK	10



4.1. ábra. A 15 vizsgált talajszelvény elhelyezkedése. –1. Börzsöny 101, 2. Börzsöny 102, 3. Csóványos, 4. Szent-György-h.,5. Badacsony, 6. Csobánc, 7. Fekete-h., 8. Tihany, 9. Keserűs-h.,10. Öreg-Pap-h., 11. Markaz, 12. Domoszló, 13. Andornaktálya, 14. Tokaji-h., 15. Tolcsva

4.2. A mintaterületek bemutatása a főbb talajképződési tényezők alapján

4.2.1. A magas-börzsönyi mintaterület jellemzése

A Börzsöny hazánk harmadik legnagyobb kiterjedésű vulkáni hegysége. Három domborzati egységre, kistájra tagolható. A kutatási terület nagy része a Központi-Börzsöny kistáj része, de szélei átnyúlnak a Börzsönyi-peremhegység kistáj területére (MAROSI S.–SOMOGYI S. [szerk.] 1990). A mintaterület magába foglalja a Magas-Börzsöny központi részét, az (eróziós) kalderaperem (KARÁTSON D. 2007) belső, Ny-i kitettségű lejtőit, valamint a paleovulkán radiális futású keleties oldallejtőit. Területe 45,9 km^2.

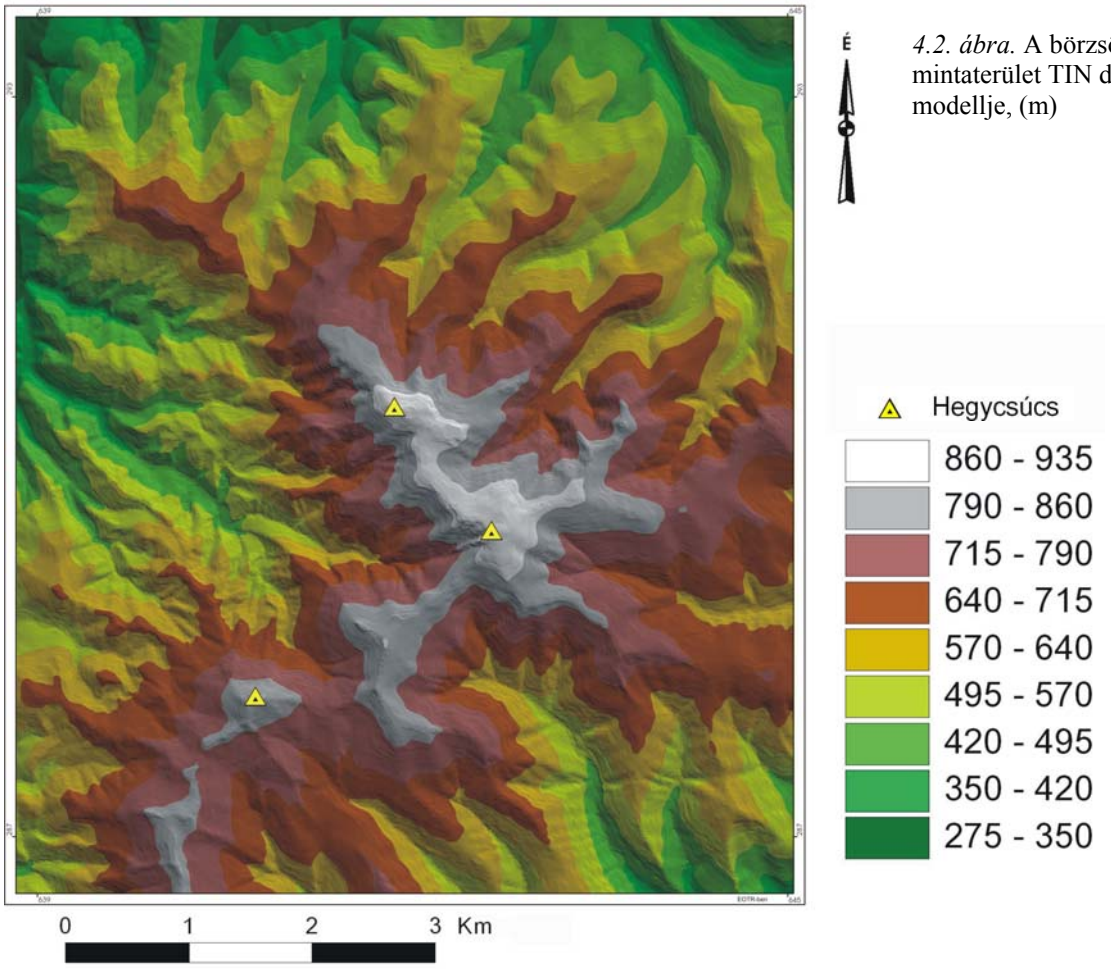
4.2.1.1. Fejlődéstörténeti vázlat

A hegységet a kárpáti szubdukcióhoz köthető, (mészalkáli) intermedier vulkánosság hozta létre, mintegy 16,5–13,5 millió éve. Működése három nagyobb szakaszra osztható. A Magas-Börzsöny a harmadik szakasz során, 15–13,5 millió évvel ezelőtt épült fel (PÉCSKAY Z. et al. 1995; KARÁTSON D. 2007). A Magas-Börzsöny kőzeteit többségükben piroxén-amfibolandezitek alkotják. A vulkán eredeti felépítménye egy 1300–1400 m magas, több centrum alkotta dóm-együttes lehetett. Ennek tevékenysége során blokk- és hamuárak, illetve lávafolyások keletkeztek (PANTÓ GY. 1970; BALLA Z. 1978; KARÁTSON D. 1997, 2007). A kaldera több lejtőösszeomlással formálódott ki (Nagy-Pogány-hegy, Nagy-Hideg-hegy, Csóványos, Miklós-tető), amelyet később az erózió 4–500 m-rel lealacsonyított, kialakítva a mai 850–940 m-es magasságot. Az intenzív erózió miatt ma az összeomlott lávadómok kürtőközeli fáciesei tárulnak fel leginkább a felszínen, s nem a valódi blokk- és hamuár-üledékek (KARÁTSON D. 1997, 2007).

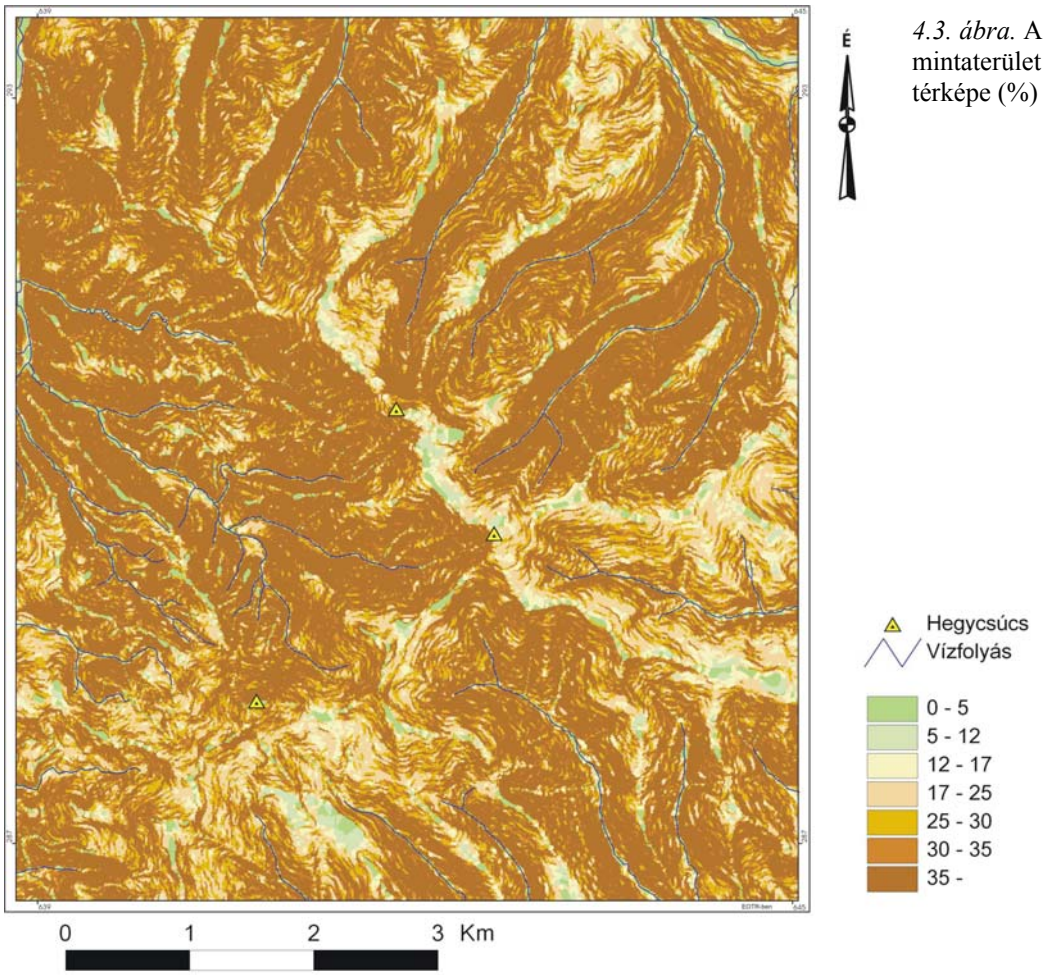
A bádeni tengerelöntés a magas-börzsönyi részt már nem érintette. Üledékei (lajtamészkő) csak a hegység peremein találhatók meg (Kismaros, Zebegény). A pleisztocén löszképződés üledékeivel is inkább csak kisebb magasságokban, a Börzsöny D-i peremén találkozunk. A pleisztocén periglaciális felszínformálás eredményeként, főleg az 500 m feletti felszíneken kőtengerek, törmeléklejtők, krioplanációs lépcsők tagolják a felszínt (SZABÓ J. 1996). A fagyaprózódás főleg a pados elválású lávakőzeteket pusztította, míg az ellenállóbb törmelékár-, blokk- és hamuár-üledékek kipreparálódott tornyait több helyen megtaláljuk (Katalin-szikla, Szabó-kövek stb.).

4.2.1.2. Domborzat

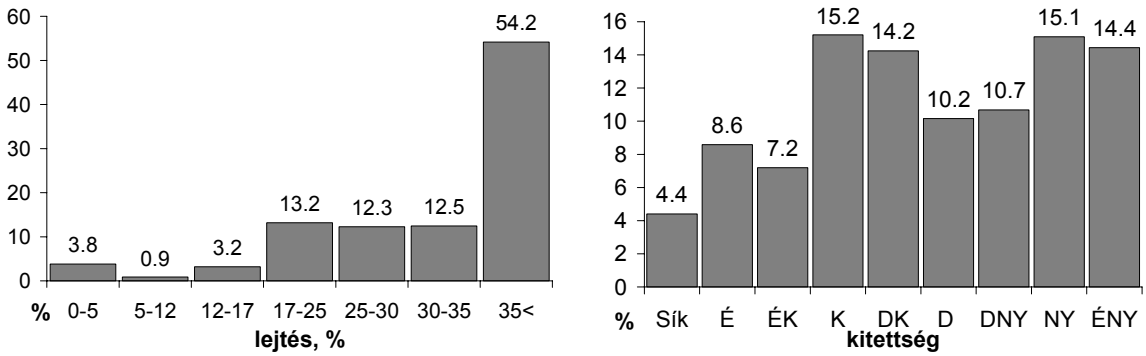
A csonkakúp-maradványként értelmezhető jelenlegi domborzatot egyrészt a posztvulkáni tektonika, másrészt az eróziós völgyhálózat alakította ki (KORPÁS L. 1998; KARÁTSON D. 2007). A mintaterület jellegét megadó és központi részét alkotó kalderaperem 800–900 m magasságban, a Nagy-Hideg-hegy–Csóványos–Magosfa vékony gerincvonalában húzódik. A magassági értékek 275 és 939 m között változnak a mintaterületen *(4.2. ábra)*. Kevéssé tagolt, gyakoriak a törmelékmezők, a hosszan elnyúló és magasba törő, gyakran igen meredek hegyoldalak. A terület majdnem 80%-án 25%, 54%-án pedig 35%-osnál meredekebb lejtőket találunk *(4.3., 4.4. ábra)*. A relatív relief-értékek a mintaterület külső szélei felé fokozatosan csökkennek 350–370 m/km^2-ről 100–150 m/km^2-re (KERTÉSZ Á. 1976, 1978). Az uralkodó kitettség a Ny–ÉNy-i, valamint a K–DK-i *(4.5. ábra)*.



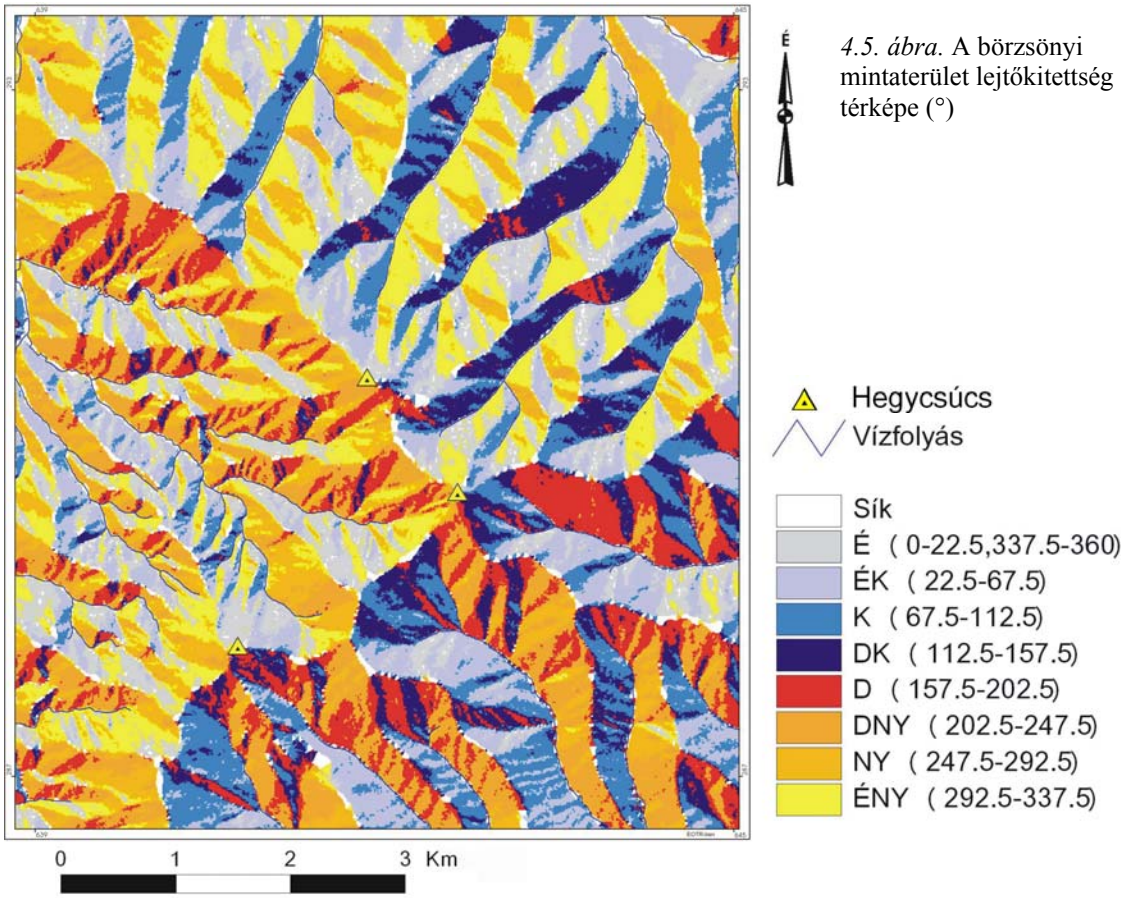
4.2. ábra. A börzsönyi mintaterület TIN domborzat modellje, (m)



4.3. ábra. A börzsönyi mintaterület lejtőkategória térképe (%)



4.4. ábra. A börzsönyi mintaterület lejtés- és lejtőkitettség-viszonyainak gyakorisági hisztogramja



4.5. ábra. A börzsönyi mintaterület lejtőkitettség térképe (°)

4.2.1.3. Éghajlat

Mint az öt talajképző tényező egyik legfontosabbika, az éghajlat alapvető mértékben határozza meg a talajok képződési feltételeit, következésképp típusát. A mintaterület a hűvös-nedves éghajlati típusba sorolható, ahol az évi középhőmérséklet nem haladja meg a 8–8,5 °C-ot, de a magasabb régiókban már csak 7–8°C-ot mérhetünk. A tél hosszú és hideg. A nyári időszakot leszámítva fagyokra mindig lehet számítani. A csapadék mennyisége eléri a 800 mm-t, de csúcsokon, tetőkön ezt az értéket meg is haladhatja. A csapadék időbeli eloszlására jellemző, hogy a legtöbb eső általában a nyár elején (május-júniusban) esik, míg a nyár második fele derültebb és aránylag szárazabb (PÉCZELY GY. 1978; LÁNG S. 1955). A hótakaróval borított napok száma a mintaterület alacsonyabban fekvő részein 60–80, míg a magasabb régiókban eléri a 100–120 napot is. A hótakaró vastagsága átlagosan 30–50 cm. Az ariditási index[5] 0,82–0,90 közötti (MAROSI S.–SOMOGYI S. [szerk.] 1990). A miocén végén, a pliocén elején uralkodó meleg, nedves éghajlaton feltételezhetően jelentős mállás és

gyors talajképződés ment végbe. A negyedidőszaki glaciálisok idején a kémiai mállás és a talajképződés intenzitása csökkent, viszont megerősödött a kifagyás, ezért kőtengerekkel övezett, tornyos formák, meredek sziklafalak képződtek (LÁNG S. 1955; SZABÓ J. 1996; SZÉKELY A. 1997; PÉCSI M. 1997.).

4.2.1.4. Vízrajz, növényzet, területhasználat

A terület jó vízellátású, de a nagy esés következtében állandó vízfolyás nincs, s csak a mintaterület peremein (a Börzsönyi-peremhegység kistáj területén) találunk nagy vízhozam-ingadozású vízfolyásokat; az év nagy részében száraz völgyekben hóolvadás és nagyobb esőzések idején heves árhullámok vonulhatnak le **(**KASZAP A. 1976**).**

A magas-börzsönyi rész szinte teljesen lakatlan, emiatt a növényzet sokfelé ma is természetközeli állapotban van. Növényzete a Pannóniai flóratartomány Északi-középhegység flóravidékének (Matricum) Neogradense flórajárásába tartozik. A kutatási terület 97%-át borítja erdő. A Magas-Börzsöny területén montán és szubmontán bükkösök, törmeléklejtő- és sziklaerdők, irtásrétek, sziklai cserjések díszlenek (FEKETE G.–VARGA Z. 2006). Különösen a párásabb, helyeken a bükkösök, elegyes bükkösök mélyen lehúzódnak a völgyekbe. A magas kőfalak erdőtlen szikláin megjelenik a magyar kőhúros sziklagyep, valamint az árnyas sziklafalak mohagazdag bevonatai fürtös kőtörőfűvel, déli szirtipáfránnyal (NAGY J. 1997). Alattuk andezit-kőtengerek húzódnak, amelyek egy része máig nem erdősült be; a fák előrenyomulását itt a törmelék vastagsága és a felszín szárazsága akadályozza. A kevésbé vastag törmelékrétegeken törmeléklejtő-erdők és mészkerülő erdők alakultak ki, előbbiek főként hárs-, magaskőris- és juharfajokkal, utóbbiak leginkább bükkel, kocsánytalan tölggyel, kevés berkenyével és nyírrel (KÁRPÁTI Z. 1952).

A magas kőris sok helyen épp az erubáz talajok vizsgálata szempontjából legfontosabb területen, pl. a kalderaperemen található *(4.1. kép)*. Egyes vélemények szerint ez minden bizonnyal emberi beavatkozás, azaz régmúlt idők hibás erdőgazdálkodásának következménye. Ez az ún. „elkőrisesedés” (Királyréti Erdészet Rt. szóbeli közlése). A bükknek csak 7–10 évenként van számottevő termése, míg a kőris gyakrabban terem. A kőriscsemete fiatal korában fényigényes, míg a bükk árnyéktűrő. A fiatal kőrist szívesen fogyasztja a növényevő nagyvad, a bükköt azonban csak végső esetben eszi meg. Így ha a

[5] PÉCZELY GY. (1979) által használt egyszerűsített aridítási index.

korábbi bükkerdőt teljesen újulat nélkül, olyan időszakban vágták le, amikor alacsony volt a vadlétszám, akkor ezeken a területeken a bükk helyett a kőris újult fel. Mások vélemyéne szerint azonban a szárazabb, sekélyebb termőtalajú területek természetes folyamata a bükkösök elkőrisesedése (KIRÁLY G. et al. 2008).

4.1. kép. A Csóványost a Nagy-Hideg-heggyel összekötő kalderaperemen húzódó magas kőrises rügyfakadás előtt

4.2.1.5. Talajok, mintavételi helyek

Az elmúlt fél évszázadban a területről több talajtérkép is megjelent. Az első, az 1954-ben elkészült STEFANOVITS P. és SZŰCS L. (1961) által szerkesztett, 1:200 000-es méretarányú genetikai talajtérkép. Az 1982-ben megjelent 1:100 000-es agrotopográfiai térkép, az előbbihez hasonlóan, szintén két talajtípust, agyagbemosódásos barna erdőtalajt és erubázt jelez, valamint az ország legnagyobb kiterjedésű erubáz talajfoltját jelöli a Börzsöny területére *(2.2., 5.32. ábra)*. Ezek aránya a magas-börzsönyi mintaterületre számolva 81:19%. „A Mátra és a Börzsöny természeti földrajza" c. könyvben LÁNG S. (1955) STEFANOVITS–SZŰCS térképét módosította, míg a JÁRÓ Z. (1978) „A Börzsöny erdőfedte talajainak általános jellemzése és értékelése az erdőgazdálkodás szempontjából" c. tanulmányában speciális talajtérképet közöl (1:200 000), ahol a terület csaknem 95%-án ranker talajt tüntet fel, amit meglehetősen kritikusan kell kezelnünk. A rankerek olyan

kőzethatású talajok, amelyek tömör, szilikátos kőzeten fejlődnek ki. Szilikátos, de nem vulkáni kőzeten (tekinthetjük ezt kivételnek), hiszen a vulkáni kőzeten kialakult kőzethatású talaj maga az erubáz.

Az említett térképek kis méretarányban készültek, vagyis mind ez ideig részletes, nagy méretarányú térképezés nem történt a Börzsönyben, ami elősegíthetné az erubáz talajok elterjedésének és végső soron tulajdonságainak pontosabb megismerését.

A talajtérképezés során felvett erubáz szelvények közülük három, különböző morfológiai helyzetben megjelenő szelvényt, alapszelvénynek választottam. A Börzsöny 101 (B101) jelű szelvény a Nagy-Hideg-hegyet a Csóványossal összekötő DNy–ÉK-i csapású gerincen, a Szabó-kövek mellett található, 833 m tszf-i magasságban. A Börzsöny 102-es (B102) szelvény az előzőtől mindössze 120 m-re, a kaldera külső, DK-i lejtőjén helyezkedik el, magassága már csak 798 m. Amíg a 101-es szelvény a gerinc egy kisebb pihenőjén helyezkedik el, vagyis lejtése gyakorlatilag nincs, addig a 102-es a csaknem 20%-os DK-i kitettségű lejtőn található. A harmadik szelvényt a Csóványos csúcsának D-i lejtőjén, a kilátótól 100 m-re mélyítettem (Cso). A mintavételi hely a hegytető enyhe (3%-os) lejtésű síkján KDK-i kitettséggel jellemezhető. Az összes felvett szelvény közül a csóványosi található a legmagasabban, 932 m-en *(4.1. táblázat)*. A szelvények részletes leírása a *7.1.–7.15. melléklet*ben olvasható.

4.2.2. További mintavételi helyek leírása Ny-ról K-re

4.2.2.1. Balatoni bazaltvidék

Az ív mögötti extenziós medencében végbement pliocén alkálibazalt-vulkánosság eredményeként kisebb-nagyobb tufagyűrűk, maarok (pl. Tihany) és bazaltfennsíkok keletkeztek (pl. Badacsony, Szent György-hegy stb.). A laza pannóniai agyag, homok és homokos kavics képződményekre települt vulkánok 7–2 millió évvel ezelőtt működtek (BALOGH K. et al 1986; BORSY Z. et al 1987; MARTIN, U.–NÉMETH, K. 2004; WIJBRANS, J. 2007).

A Balaton-felvidéki vulkánok hőmérsékleti és csapadékviszonyai elsősorban tszf-i magasságuktól függenek: a nyugatabbra esők valamivel enyhébb (10–10,5°C), míg a keletebbre fekvők némileg hűvösebb 9–9,5°C (Tihany 10,7°C) évi középhőmérséklettel és

650–700 mm körüli csapadékkal jellemezhetők. Az ariditási index 1,00–1,08 (Tihany 1,17) (MAROSI S.–SOMOGYI S. [szerk.] 1990).

A Dunántúl bazaltvulkánjai növényföldrajzilag a Pannóniai flóratartomány, Dunántúli-középhegység flóravidékéhez (Bakonyicum) tartoznak (FEKETE G.–VARGA Z. 2006). A bazaltból és bazalttufából álló izolált hegyek sötét színű alapkőzetén az inszoláció erősen érvényesül, így a meleg lejtők déli elterjedésű elemekben gazdagok. Az egyes bazaltvulkán-szigethegyek jelenlegi növényzete a használatbavétel szerint eltérő képet mutat; az erdőket korábban a kőbányák, napjainkban inkább a lejtőkön felhatoló szőlők szorítják ki. A tetőket egykor cseres-tölgyesek vagy gyertyános-tölgyesek fedték (KIRÁLY G. et al. 2008), ma azonban – a Badacsony kivételével – erdőtlenek. A D-i oldalakat általában fajgazdag bokorerdők borítják. A bazalthegyek mozgó törmelékén gyeptársulások, néhol cserjések díszlenek. Az egyik legfajgazdagabb tanúhegy a Szent György-hegy, míg a Káli-medence É-i peremét határoló Fekete-hegyen a fennsík növényzete, a tőzegmohás fűzláp érdemel említést (KOVÁCS J. A.–TAKÁCS B. 1995).

A vulkáni kúpokat erubáz és köves, sziklás váztalajok borítják. A kúpok palástjain, illetve lábainál homokos, löszös, bazalttörmelékes összetételű lejtőüledék halmozódott fel, amelyen különböző barna erdőtalajok és lejtőhordalék-talajok fejlődtek ki.

A balatoni bazaltvidéken öt referencia-szelvényt mélyítettem, egy-egy bazalthegy tetején, illetve bazalt-piroklasztitkúp oldalában. A Szent György-hegyi szelvény (Stgy) 414 m tszf-i magasságban, a csúcstól 10 m-re, DDK-i irányban található. A badacsonyi szelvényt (Bad) a plató D-i kitettségű D-i felén, 420 m magasságban mélyítettem. A csobánci (Csob) mintavételre a csúcstól 30 m-re, DK-re, 370 tszf-i magasságban került sor. A Fekete-hegyi szelvényt (Fek) a plató K-i végén, a Vaskapu-árokt ól É-ra, 359 m magasságban létesítettem. A tihanyi szelvény (Tih) a Nyereg-hegy K-i lejtőjén, a „Levendulásban”, 162 tszf-i magasságban, DNy-i kitettségben található *(4.1. táblázat, 4.1. ábra)*. A szelvények részletes leírása a *7.4.–7.8. melléklet*ben olvasható.

4.2.2.2. Visegrádi-hegység

A Belső-Kárpáti vulkáni koszorú e DNy-i tagjában a vulkáni működés a középső-miocén bádeni korszaka során, 15–14 millió éve kezdődött. A vulkáni működés első szakaszában szubvulkáni testek (Csódi-hegy), lávadómok (Lencse- és Strázsa-hegy) és andezit-dácitos vulkáni kúpok keletkeztek. A második szakaszban főleg andezites blokk- és

hamuár-üledékek, lávabreccsák, alárendelten lávakőzetek képződtek. A vulkánrekonstrukciós munkák alapján a Keserűs- és az Öreg-Pap-hegy a 4–6 km átmérőjű, ún. Keserűs-hegyi rétegvulkán része lehetett, amely a működés végén beszakadt, majd lepusztulása során É felé nyitott, patkó alakú kalderává alakult (KARÁTSON D. 2007).

A szelvények helyét 500–600 m tszf-i magasságban, hűvös – mérsékelten nedves éghajlati típusba tartozó területen jelöltem ki, ahol az évi középhőmérséklet 8,5 °C, az évi csapadék összege 700–800 mm, az ariditási index 0,9–1,0 (MAROSI S.–SOMOGYI S. [szerk.] 1990).

A Visegrádi-hegység növényföldrajzilag a Pannóniai flóratartomány, Dunántúli-középhegység flóravidékéhez (Bakonyicum) tartozik, amelynek a potenciális növénytakarója a szubmontán bükkös, a gyertyános- és a cseres-tölgyes, de a legalacsonyabb régiókban tatárjuharos tölgyesekkel is találkozhatunk.

A kistáj nagy részét agyagbemosódásos barna erdőtalaj fedi, míg „az ormokon, gerinceken fekete nyiroktalajok képződtek" (MAROSI S.–SOMOGYI S. [szerk.] 1990).

Két szelvényt létesítettem, amelyeket az egykori Keserűs-hegyi vulkán kalderáján, annak meredek peremétől kb. 100 m-re ástam, lapos, enyhe lejtésű térszínen. A Keserűs-hegyi (Kes), illetve az Öreg-Pap-hegyi (Oph) szelvények tszf-i magassága 620, illetve 560 m *(4.1. táblázat, 4.1. ábra)*. A szelvények részletes leírása a *7.9.–7.10. melléklet*ben olvasható.

4.2.2.3. Mátra, Mátraalja

A Mátrát létrehozó vulkánkitörések közel 20 millió éve kezdődtek és 14 millió éve fejeződtek be. Ez alatt a hosszú idő alatt több kitörési hullám váltotta egymást, a kitörések anyaga pedig egymásra rétegződött. A hegység fő tömegét a középső andezit adja. A legfelső és legfiatalabb fedő andezit az előbbinél alárendeltebb kiterjedésben van jelen (KARÁTSON D. 2007). Később, az eljegesedések idején az andezit kifagyással törmelékesedett, a lejtőkön hatalmas kiterjedésű törmelékmezők, sziklaárak keletkeztek. A hegység D-i irányú kibillenése következtében az É-i meredek oldalán a teljes vulkáni rétegsor feltárul, míg a lankásabb D-i oldal (a kisebb riolit-előforduláson kívül) kizárólag a „középső andezitből" áll (LÁNG S. 1955).

A D-i oldalon (a Déli-Mátra, illetve a Keleti-Mátraalja kistájak területén) relatíve nagy kiterjedésben találunk erubáz talajt, amely gyakran lösszel kevert lejtőtörmeléken fordul elő (MAROSI S.–SOMOGYI S. [szerk.] 1990). A talajtérképek ugyan nem tüntetik fel

előfordulásukat, mégis – a vulkáni talajon termett jó minőségű mátraaljai boroknak, amelyek zamatukat nagyrészt a vulkáni talajnak köszönhetik (SZABÓ J. 1866; NAGYMAROSSY A. 2000) – szinte köztudott a jelenlétük. Mint a középhegységekben általában, a szőlővidék a Mátraalján is az egykori hegylábi elegyes tölgyesek, tatárjuharos-tölgyesek és száraz gyepek helyét foglalja el, amelyeket az elmúlt évszázadokban a szőlőművelés érdekében fokozatosan kiirtottak. A 19. század végi filoxéra járvány elpusztította szőlőskerteket, szőlőültetvényeket nem mindenütt telepítették újra: főként a magasabb régiók meredek lejtői maradtak parlagon. Itt találjuk ma a korábbi vegetáció megmaradt, illetve regenerálódott töredékeit. A terület a Pannóniai flóratartomány Északi-középhegység (Matricum) flóravidékéhez tartozik.

A szóban forgó térség éghajlata a mérsékelten hűvös – mérsékelten száraz kategóriába tartozik. A hőmérséklet évi átlaga 9,5 °C, a csapadék évi összege 600–700 mm, az ariditási index 1,1 (MAROSI S.–SOMOGYI S. [szerk.] 1990).

A két alapszelvényt a Mátraalja D felé néző lejtőjén, 5–10 éve felhagyott szőlőterületen jelöltem ki. Az egyik Markaz K-i (Mar), a másik Domoszló Ny-i (Dom) szélétől néhány száz m-re található. Mindkét szelvényt a két települést átszelő K–Ny-i futású úttól kb. 60 m-re É-ra mélyítettem, 227, illetve 215 m tszf-i magasságban *(4.1. táblázat, 4.1. ábra)*. A szelvények részletes leírása a *7.11.–7.12. melléklet*ben található.

4.2.2.4. Egri-Bükkalja

Az Egri-Bükkalja kistáj enyhén D-DK-i irányban lejtő, igen változatos földtani felépítésű hegységelőtéri dombság. Kb. 30%-át az ún. „alsó és középső riolittufa”-szinthez tartozó ignimbrit borítja (MAROSI S.–SOMOGYI S. [szerk.] 1990).

Éghajlata a mérsékelten meleg–mérsékelten száraz kategóriába tartozik. A hőmérséklet évi átlaga 9,5–9,8 °C, a csapadék évi összege 630 mm, az ariditási index 1,10–1,13 (MAROSI S.–SOMOGYI S. [szerk.] 1990).

Növényzetileg a Pannóniai flóratartomány Északi-középhegység flóravidékéhez tartozik, potenciális erdőtársulásai a gyertyános- és a cseres-tölgyes (FEKETE G.–VARGA Z. 2006). Területének nagy része manapság szántókkal, rétekkel és szőlőkkel hasznosított kultúrtáj.

Az alapszelvénynek kiválasztott mintavételi hely Andornaktálya településtől É-ra, 219 m tszf-i magasságban található (And). Környékén szőlőültetvények dominálnak. Természetközeli, érintetlen szelvényt nem sikerült találnom, ezért végül meg kellett

elégednem egy szőlőültetvény szegélyterületével *(4.1. táblázat, 4.1. ábra)*. A szelvény részletes leírása a 7.*13. mellékletben* olvasható.

4.2.2.5. Tokaj–Zempléni-hegyvidék, a Tokaji-hegy

Legfiatalabb andezitvulkánjaink az Eperjes–Tokaji-hegylánc déli képviselői. A vulkáni működés 15 millió éve kezdődött, a legfiatalabb vulkáni termékek pedig mintegy 9 millió évvel ezelőtt kerültek a felszínre. A hegység fő tömegét felépítő andezit idősebb, a savanyúbb riolit fiatalabb. A kitörések óriási törmelékszórással jártak együtt, így mindkét vulkáni kőzet tufái megtalálhatók a hegység peremein. Mindezek mellett a hegység felépítése igen változatos: a riolittól a bazaltig; a szórt- és árpiroklasztitok, lávaöntések, dagadókúpok és szubvulkáni testek egyaránt megtalálhatók. A pleisztocén kifagyás hatására itt is számos helyen kőtengerek és törmeléklejtők keletkeztek. A hegység D-i, alacsonyabb fekvésű térszíneit lösz borította be, így a Tokaji-hegy andezit rétegvulkánjának lejtőlábi felszínét is kb. 250 m magasságig ez a kőzet fedi.

A Tokaji-hegy a mérsékelten meleg–mérsékelten száraz éghajlati kategóriába sorolható, ahol az évi középhőmérséklet 9,7–9,9 °C, az évi csapadék alig 600–630 mm. Az ariditási index 1,10–1,17 (MAROSI S.–SOMOGYI S. [szerk.] 1990).

A 19. század derekán a Tokaji-hegy és a Hegyalja nagy részét még szőlők díszítették, de a század végén bekövetkezett filoxéra járvány ezeket nagyrészt elpusztította. A pusztulást követően a szőlőskerteket újratelepítették, de már korántsem az eredeti kiterjedésben; főként a hegyek csúcsrégiói maradtak parlagon. Mára ezek a térségek regenerálódtak, illetve regenerálódásuk folyamatban van (SENDTKO, A. 1999). Erdők csak a hegy tetején vannak, főleg cseres-, molyhos-kocsánytalan tölgyesek, de a csúcstól távolabb gyakoribbak a másodlagos akácosok, kökényes-galagonyás-vadrózsás cserjések (FEKETE G.–VARGA Z. 2006; KIRÁLY G. et al. 2008). A terület a Pannóniai flóratartomány Északi-középhegység flóravidékének Tokajense flórajárásához tartozik (MAROSI S.–SOMOGYI S. [szerk.] 1990). A Tokaji-hegy talaját Magyarország kistájainak katasztere (MAROSI S.–SOMOGYI S. [szerk.] 1990), „nyirokszerű agyagokon képződött barnaföld”-ként határozza meg.

Tokaji talajszelvényemet (Tok) 482 m tszf-i magasságban, a hegy É-i kitettségű, 10%-os lejtőjén létesítettem. A tolcsvai szelvényt (Tol) jóval alacsonyabban, 308 m magasságban, D-i kitettségű, 10%-os lejtőn mélyítettem, a Tolcsvát Erdőhorvátival összekötő úttól 300 m-re K-re *(4.1. táblázat, 4.1. ábra)*. A szelvények részletes leírása a 7.*14.–7.15. melléklet*ben található.

5. EREDMÉNYEK

5.1. Szelvénymorfológiai megfigyelések (mélység, szerkezet, szín)

A feldolgozott erubáz szelvények ágyazati kőzete bazalt, bazalttufa, andezit és laza ignimbrit. A szelvények mélysége sem a mállásnak kevésbé ellenálló ignimbriten, sem az ellenállóbb bazalton, andeziten nem haladja meg az 50–60 cm-t; többnyire sekélyebbek, mint 50 cm *(7.1.–7.15. melléklet)*.

A ***bazalt, bazalttufa és andezit alapkőzet***ű talajok szelvénymorfológiája az ágyazati kőzet különbségei ellenére nagyon hasonló. Közös jellemzőjük, hogy a felső, humuszos A-szint a gyökérzet, kövesség és tömődöttség szerint többnyire két alszintre osztható. Az Ah_1 hajszálgyökerekkel sűrűn átszőtt, lazább, porózusabb és maximum csak néhány kisebb mállott kőzetdarabot tartalmaz *(7.1.–7.15. melléklet)*. Térfogattömege többnyire valamivel 1 g/cm^3 alatt van. Az Ah_2-es szint valamivel tömődöttebb, térfogattömege leggyakrabban 1,00–1,05 g/cm^3 *(7.16. melléklet)*. Jóval kevesebb hajszálgyökeret, valamint néhány kisebb-nagyobb mállott kőzetdarabot is találunk bennük. Átmenetük fokozatos. Az Ah_1-és Ah_2-szintek alatt (AC) a szelvények kövessége hirtelen megnő, a kőzetdarabok aránya elérheti a 40–80%-ot is. Szerkezetük szemcsés, gyakran poros vályog *(7.1.–7.15. melléklet)*. A két szint agyagtartalma többnyire közel azonos, agyagvándorlás nyomai nem láthatók. A főgyökerek a kemény ágyazati kőzetben 1 m-nél mélyebbre ritkán hatolnak. A 450 m-nél alacsonyabban fekvő szelvényekben jelentős lösz hozzákeverést találunk, amit a nagyító alatt jól kivehető fehér csillámlemezkék jelenléte, illetve az ásványiösszetétel-vizsgálat bizonyít *(5.3 táblázat,* l. *5.6. fejezet)*.

A ***laza ignimbrit***en kialakult szelvények morfológiája határozottan eltér az előzőekétől, aminek elsősorban a porózus talajképző kőzet az oka. A feldolgozott szelvényekben (And, Tol: *7.13., 7.15. melléklet)* az átmenet a talajtest és a talajképző kőzet között folyamatos volt, jól észlelhető mállásfronttal. Humuszos szintjük sötétbarna színű (10YR 2/2, 2/3, 7,5YR 4/6), jól fejlett aprószemcsés szerkezetű vályog, apró ignimbrit-„morzsákkal”. A durva vázrészek eloszlása és nagysága, a bazaltos, andezites szelvényekhez hasonlóan, a mélységgel növekszik, de méretük nem haladja meg a 2–3 cm-t. Az ignimbrit a főgyökerek növekedését csak mérsékelten akadályozza, így azok 1,5–2 m mélységig is lehatolnak. A genetikai szintek fokozatos átmenete és az ignimbritszemcsék arányának fokozatos növekedése az alapkőzet felé in situ talajképződést jelez (FEHÉR O. et al. 2006).

Az erubázok humusztartalma tág határok között mozoghat (l. 5.2. fejezet), amit eltérő színük és színük mélysége is követ. Megfigyeléseim alapján e talajokat színük szerint két csoportra osztottam, s FEKETE ÉS BARNA ERUBÁZOKnak neveztem. A fekete erubázok színe légszáraz állapotban nagyon sötét barna (10YR 2/2), vagy nagyon sötét szürkésbarna (10YR 3/2), ami nedvesen szintén nagyon sötét barna (10YR 2/2), illetve fekete (10YR 2/1) is lehet. A barna erubázok esetében száraz állapotban a sötét szürkésbarna-barna színek dominálnak (10 YR 4/2, 4/3, 5/3) és nedvesen sem sötétebbek a nagyon sötét szürkésbarna-sötétbarna színnél (10 YR 3/2, 3/3) *(7.1.–7.15. melléklet).*

A referencia-szelvények színük alapján az alábbiak szerint csoportosíthatók:

fekete erubáz: Börzsöny 101, Csoványos, Szentgyörgyhegy, Badacsony, Csobánc, Fekete-h., Tihany, (Markaz), Tokaji-h.;

barna erubáz: Börzsöny102, Keserűs-h., Öreg–Pap-h., Domoszló, Andornaktálya, Tolcsva.

5.2. Humusztartalom

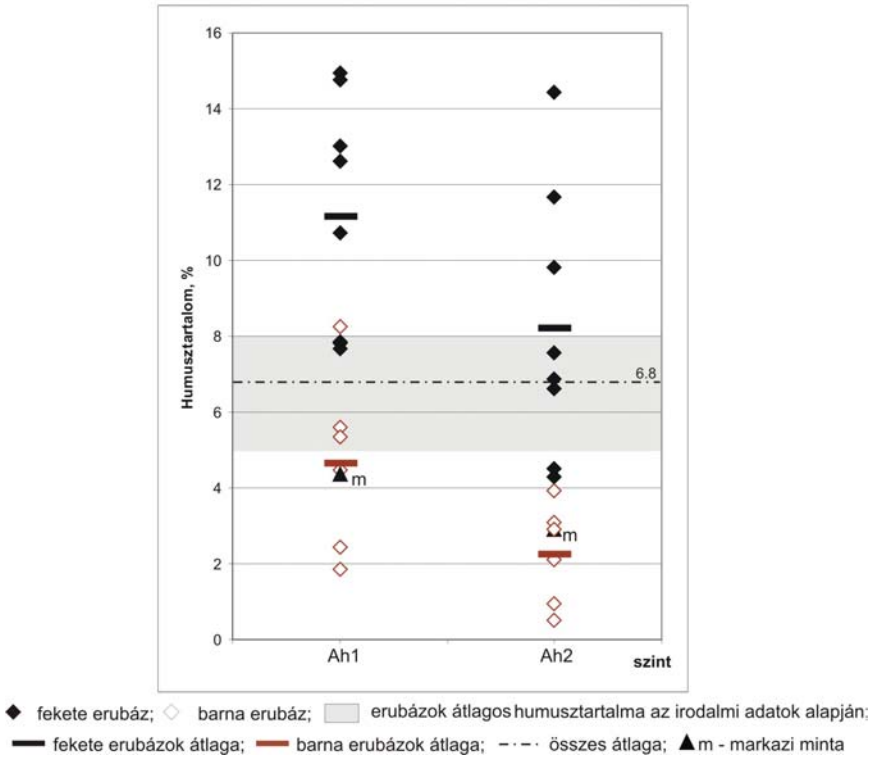
5.2.1. A fekete és barna erubáz elkülönítése

A magyar genetikai-talajföldrajzi szemléletű talajosztályozási rendszerben az erubáz talajok (mint típus) a kőzethatású talajok főtípusába tartoznak. A típusnak, szemben a velük közeli rokonságban levő rendzina talajjal, nincsenek altípusai, változatai. Vizsgálataim kezdetén ezért olyan erubáz szelvényeket kerestem és mintáztam, amelyek többségükben (csak többségükben, mert mint látni fogjuk, néhány kritériumot felül kell majd bírálni) kielégítették a szakirodalmi kritériumokat, vagyis megfeleltek a típusos erubáznak. A terepbejárások és legfőképp a börzsönyi talajtérképezés kapcsán azonban egyre inkább felmerült az igény altípusok elkülönítésére, sőt – elsősorban szín és humusztartalom alapján – változatok elkülönítésére is.

A barna erubáz a savanyúbb (andezit, ignimbrit) talajképző kőzetű területeken alakul ki. Bizonyos mértékben már átmenetnek tekinthető a barna erdőtalajok felé, de szintekre tagozódása még nem figyelhető meg. Amíg a fekete erubázok színük alapján viszonylag könnyen felismerhetők, addig a barna erubázok elkülönítése jóval nehezebb a környezetükben előforduló, zömmel barna erdőtalajoktól. Talajszelvény létesítését követően megkülönböztetésük egyértelművé válik.

Bázikus alapkőzetű területen barna erubázok nem alakulnak ki: jellemzően magasabb humusztartalmuk miatt az itteni szelvények mindig sötétebbek a barna erubázoknál, vagyis fekete erubázok, amihez a talajképző kőzet sötét színe is némileg hozzájárul.

A két változat közötti egyik legfőbb különbség a humusztartalomban van. Míg a fekete erubázok humusztartalma több mint 9,5%, addig a barna erubázoké alig 3,5% *(7.16. melléklet)*. (A szakirodalmi adatok alapján az erubázok humusztartalma 5–8% között mozog. Az általam vizsgált szelvények átlaga 6,8%-nak adódott). A két változat átlagai azonban nagy különbségeket fednek. A variációs koefficiens (CV = 100 × [szórás/átlag]; FRANK, H.–ALTHOEN, S.C. 1995) a fekete változatnál 43%, a barna erubáznál 64%. A maximum-értékeknél is jelentős különbségek adódnak. Míg a fekete változat maximumai elérik a 12–15%-ot (esetenként a 18%-ot is), addig a barna változatnál ez az érték ritkán megy 8% fölé *(5.1. ábra)*. A minimumok 2,9%, illetve 0,5% értéket muatatnak. A fekete szelvények között

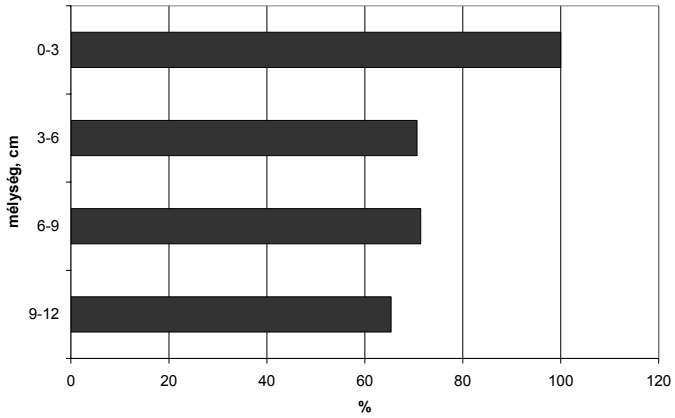


5.1. ábra. 15 mintaszelvény humusztartalma

egyedül a markazi szelvény nem jellemezhető a változatra jellemző magas humusztartalom értékekkel és ez a szelvény adja a változat minimum értékét is. A markazi szelvény fekete színe ellenére abszolút értelemben ugyan sok, de a fekete erubázokhoz képest kevés, alig 3–

4%-os humuszttartalommal jellemezhető. A rendkívűl sötét szín valószínűsíthetően a szürke huminsavak és humin nagyobb arányú jelenlétének eredménye. (Ennek tisztázására a későbbi kutatás során humuszösszetétel-vizsgálatot célszerű végezni.) Ugyanakkor a markazi szelvény (fekete) erubázok közé sorolása – mint látni fogjuk – több szempontból is problematikus (l. 5.3, 5.5.2 és 5.6.2.8 fejezet). A vizsgálati adatok alapján a markazi szelvény erősen humuszos erubáz lejtőhordalék talajként határozható meg. Így amennyiben a markazi szelvény adatait kivesszük a fekete erubázok adatsorból, a következőképp alakulnak az értékek: átlag 9,02%, CV 37%, min. 4,3%.

Mind a fekete, mind a barna erubáz szelvények profilja szín és humusztartalom alapján többnyire igen egységesek. E tulajdonságok alapján szintek nem különíthetőek el. Azonban ha megviszgáljuk a humusztartalmat a tömődöttség, gyökérzet, kőzetdarabok stb. alapján elkülönített szintekben (Ah_1 és Ah_2), a fekete és a barna erubázok Ah_1-szintjének humusztartalma átlagosan több mint 2%-kal bizonyul magasabbnak az Ah_2-szinténél. Ez a magasabb érték elsősorban a felszíni 3–4 cm-es réteg jelentősen magasabb humusztartalmából adódik *(5.1, 5.2. ábra)*.



5.2. ábra. Börzsönyi fekete (B101) és barna erubáz (B102) szelvények felső 12 cm-ének humusztartalom különbségeinek átlaga 3 cm-enként, a 0–3 szint százalékában

5.2.2. A humifikációt befolyásoló tényezők

A talaj szerves anyagának lebomlása és átalakulása (mineralizáció, humifikáció) a talajban lakó élőlények tevékenységének eredménye: a szerves anyagok felaprózódnak, a felszínről egyre mélyebb rétegekbe jutnak és a talaj- ásványi alkotórészeivel összekeverednek. A növényi és állati maradványok elsődleges átalakítását a talajlakó állatok

végzik, majd a bontást a baktériumok, gombák és sugárgombák folytatják (SZEGI J. 1979). A talaj flórája és maguk a mikroszervezetek a bontási folyamat eredményeként jutnak hozzá az élettevékenységükhöz szükséges tápanyagokhoz.

A cellulóz lebontásában baktériumok, sugárgombák és mikroszkopikus gombák vesznek részt. A bontást alapjában véve két enzim, a celluláz és a cellubiáz végzi. A leggyakoribb cellulózbontó baktériumok a *Pseudomonas-,* a *Cellvibrio-,* a *Cellfalcicula-,* a *Cellulomonas-* és a *Sporocytophaga*-fajok. Savanyú talajok szerves anyagának bontásában az *Aspergillus* és a *Penicillium* gombafajok dominálnak (SZEGI J. 1979).

Az ásványosodás a talaj humuszkészletét is érinti. Változatlan körülmények között, az évente elbomló humusz mennyisége csaknem ugyanannyi, mint a képződő új humusz, azaz a talajban a humusz mennyisége nagyjából állandó (STEFANOVITS P. et al. 1999).

A bomlás, átalakulás és szervesanyag-felhalmozódás folyamatát, sebességét a természetes talajokban számos tényező befolyásolja. A bomlás sebessége függ a szerves maradványok kémiai összetételétől, a közeg pH-jától (BOKOR R. 1926; FEHÉR D.–VÁGI I. 1926). A bontáshoz a mikroszervezeteknek megfelelő mennyiségű N-re van szükségük, ezért a hozzáférhető fixált nitrogénnek jelentős szerepe van (SZABÓ I. M. 1996). A lebontásban a N hiányának korlátozó szerepe lehet, amennyiben a C/N aránya túl magas.

5.2.3. A fekete és a barna erubáz talajnedvesség-különbségének vizsgálata

A fekete és a barna erubáz szelvényeiben mérhető különböző humuszmennyiségek kialakulásában számos tényező játszik közre. Ezek vizsgálatát a magas-börzsönyi mintaterület két tipikus mgejelenésű, morfológiájú fekete és barna erubáz szelvényén végeztem. A fekete erubáz talajban kialakított vizsgálati hely a Nagy-Hideg-hegyet a Csóványossal összekötő DNy–ÉK-i csapású gerincen, a Szabó-kövek mellett, a B101 jelű szelvénynél volt (humusztartalma Ah_1: 13,01%, Ah_2: 9,84%). A barna erubáz vizsgálati pontja a B101-es talajszelvénytől csupán 140 m-re a kaldera külső, DK-i lejtőjén, a B102 szelvény mellett található (humusztartalma Ah_1: 5,61%, Ah_2: 3,08%).

A Magas-Börzsönyben vizsgált fekete és a barna erubáz esetében a szerves maradványok összetétele azonosnak mondható. Az egymáshoz igen közel eső két vizsgálati hely növényzete jellegében hasonló. A gerincen található szelvény környezetében magas kőris, hegyi juhar és bükk nő, míg a DK-i lejtőn már kizárólag bükköt találunk. A szerves

anyag bontásának a C/N arány, vagyis a N-hiány nem szab határt, mivel mindkét szelvény esetében megfelelő mennyiségű nitrogén áll rendelkezésre. A C/N arány kisebb, mint 12:1 *(7.16. melléklet)*.

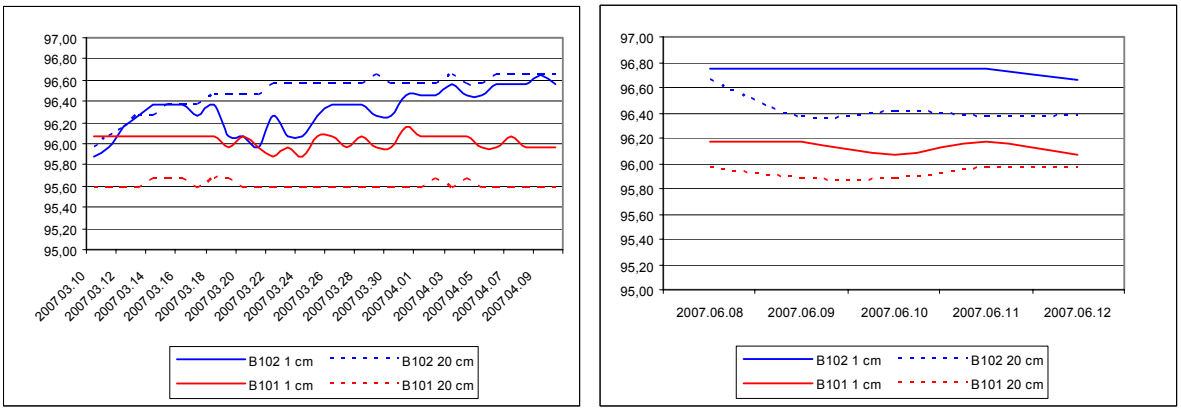
A legtöbb mikroorganizmus a 6–8 pH-tartományban szaporodik a legjobban. Mind az erősen savanyú, mind az erősen lúgos közeg csökkenti a biológiai aktivitást (SZEGI J. 1979). A vizsgált két szelvény pH-különbsége nem jelentős (2–5%), de épp a fekete erubáz szelvényben mérhetjük az alacsonyabb értékeket (5,6–6,0 pH), vagyis itt a savanyúbb közeg a biológiai funkciókat csökkentheti, teret adva a magas szervesanyag-tartalom kialakulásának. Önmagában ez a kis pH-különbség azonban még nem indokolja a fekete és a barna erubáz humusztartalmának tapasztalt mértékű különbségét. Már csak azért sem, mert a pH ilyen mértékű változása inkább csak a mikrobák összetételét változtatja meg, ami a bontás intenzitásában nem feltétlenül okoz lényeges változást.

Sokkal nagyobb jelentősége van a talajban mérhető hőmérséklet- és nedvességkülönbségeknek. Az aerob mikroszervezetek a szabadföldi vízkapacitáshoz közelálló nedvességtartalom, jó levegőzöttség és magas (többségében 25 és 40 ˚C közötti) talajhőmérséklet esetén a legaktívabbak (SZEGI J. 1979). Egyes szervezetek a nedvességtartalom csak viszonylag szűk skáláján aktívak, mások a nedvességtartalom és hőmérséklet szélesebb intervallumában is képesek a cellulóz bontására.

A talajnedvesség-mérések a felszín alatt 1, illetve 20 cm mélységben történtek, s egy éven keresztül, 2007 márciusától 2008 februárjáig folytak. A talajnedvesség-viszonyok tekintetében időszakosan jelentős különbségek mutatkoztak a fekete és barna erubáz talajok között. A különbség elsősorban a meleg száraz időszakokban erősödött fel, de kisebb (gyakran alig 1%) nedvességtartalom-különbség gyakorlatilag tavasztól őszig megfigyelhető *(5.3. ábra)*. A kitett gerincen elhelyezkedő szelvény (B101) kiszáradása korábban, gyorsabban és nagyobb mértékben történt mindkét szinten, mint a DK-i lejtő védelmében található B102 szelvényé *(5.4. b ábra)*. A legszélsőségesebben értelemszerűen a felszíni rétegek reagáltak a száraz periódusokra: még a rövidebb tavaszi száraz időszakokban is jelentős kiszáradást mutattak *(5.4. a ábra)*. 20 cm-es mélységben már jóval kiegyenlítettebb volt a nedvességtartalom alakulása. Ebben a mélységben a talaj tavasszal már nem, csak a hosszabb, meleg nyári hónapokban száradt ki *(5.4. b ábra)*.

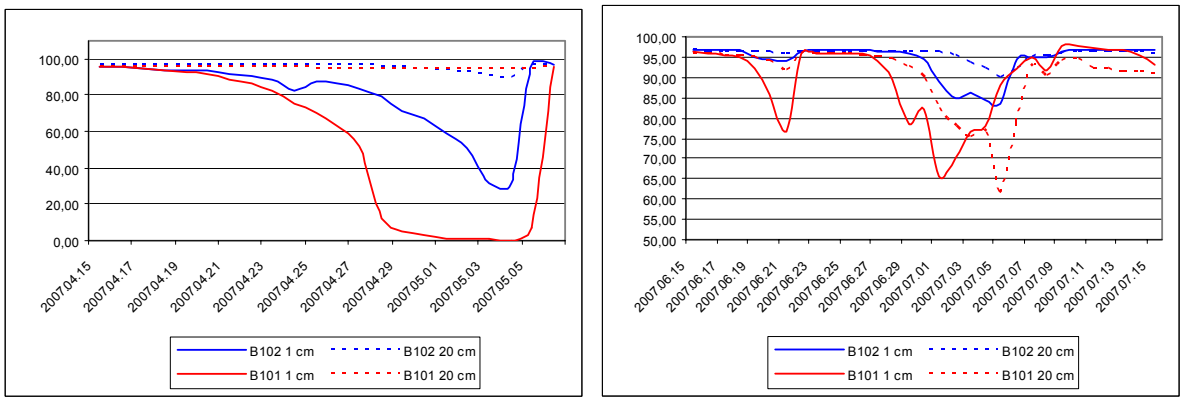
Míg a tavaszi, nyári és őszi időszakokban elsősorban az elegendő nedvesség hiánya, addig a téli negyedévben az alacsony hőmérséklet, illetve a talaj átfagyása a biológiai bontás korlátozó tényezője. Talajhőmérséklet-mérésre ugyan (a lopás kockázata miatt) nem volt lehetőség, de a téli talajnedvességi görbe jól mutatja a talaj átfagyásának időpontjait. Az

értékek hirtelen esése az adott talajréteg átfagyására utal. A vizsgált év téli időszakában eleinte főleg csak a felszíni rétegek fagytak át *(5.5. ábra)*, de a tél második felében a fagyás



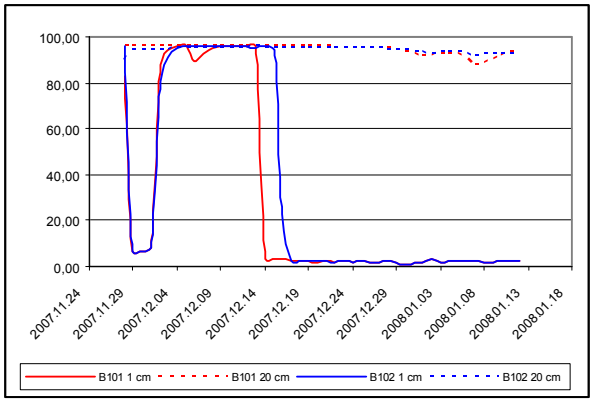
a) b)

5.3. ábra. A B101 és a B102 pont talajnedvességi viszonyai: a) 2007. március 10–április 10.; b) 2007. június 8–12.



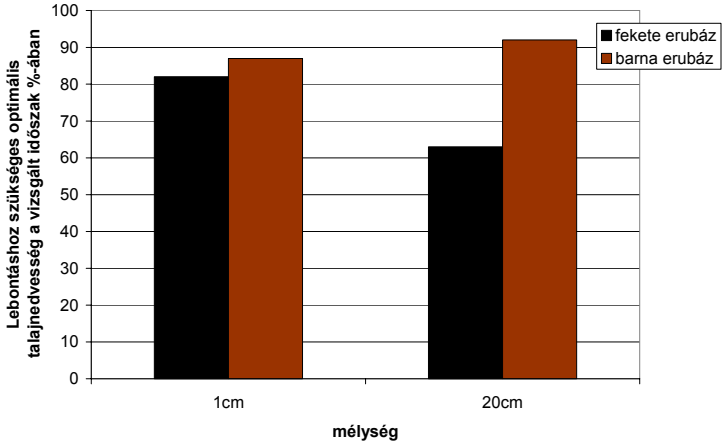
a) b)

5.4. ábra. A B101 és a B102 pont talajnedvességi viszonyai: a) 2007. április 15–május 6.; b) 2007. június 15–július 15.



5.5. ábra. A B101 és a B102 pont talajnedvességi viszonyai 2007. november 28. és 2008. január 12. között

már elérte a 20 cm-es mélységet is, amely aztán a felszíni réteg szigetelő hatása következtében, igen hosszú ideig megőrizte fagyott állapotát. Kisebb különbség a két mintaterület között ebben az időszakban is kimutatható. A DK-i kitettségű, alacsonyabban fekvő barna erubáz a tél kezdetén valamivel lassabban fagyott át és valamivel hamarabb engedett fel a hegyoldalt melegítő tavaszi napsütésben. A talajnedvesség-szenzorok egy éven keresztül mértek, de a sorozatos vadkárok hol az egyik, hol a másik szenzort érték, így összesen 132 értékelhető adat-napot rögzítettek. A mikroszervezeteknek leginkább a 80–100% közötti szabadföldi vízkapacitás kedvez. 80% alatti értéket a kiszáradás és átfagyás következtében mértem. A fekete erubáz (B101) felszíni rétegében optimálisnak tekinthető nedvességviszonyokat a mért napok százalékában kifejezve 82, míg a barna erubáz (B102) esetében 87%-ában mértem. Drasztikusabb a különbség 20 cm-es mélységben, ahol a kedvező mikrobiológiai lebontási viszonyok a B101-nél az időszak alig 63, a B102-nél viszont 92%-ban teljesültek *(5.6. ábra).*



5.6. ábra. Börzsönyi fekete (B101) és barna erubáz (B102) szelvényekben mért optimális (80–100% közötti szántóföldi vízkapacitás) talajnedvesség a vizsgált időszak százalékában

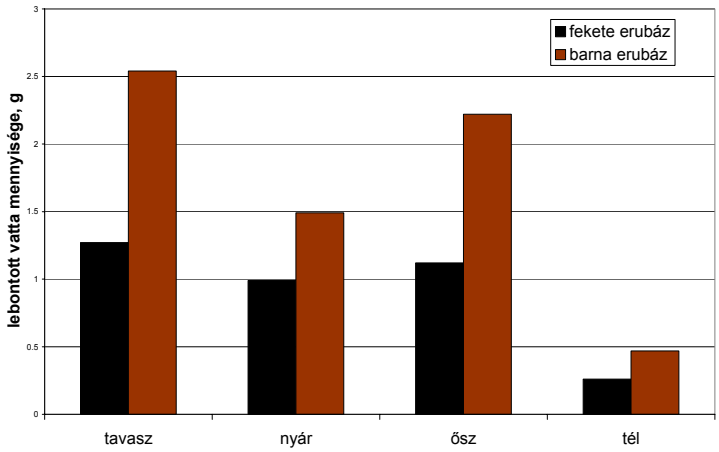
A B102 szelvény (barna erubáz) kedvezőbb talajnedvesség- és a némileg kedvezőbb pH-viszonyainak következtében a biológiai lebontás nagyobb mértékű, mint a B 101-ben (fekete erubáz). A szélsőséges mikroklimatikus körülmények a kitett gerincen található szelvényben jelentősebb szervesanyag-felhalmozódást eredményeznek.

Vizsgálataim alapján a mikrobiológiai aktivitás és a talajnedvesség meggyőző különbségeit elsősorban a 15–20 cm-es mélységben sikerült kimutatni. Igaz, ezek a különbségek (pl. talajnedvesség: *5.3, 5.4 ábra*) a felszín alatti rétegekben is kimutathatók, ha nem is olyan mértékben, mint a fent említett mélységben. Mindemellett az erubáz

szelvények profilja meglepően homogén, egyenletes, ami arra utal, hogy a mélyebb szintben kimutatott különbségek hatása, a talaj élővilágának köszönhetően az egész szelvényben érvényesül.

5.2.4. Az UNGER-féle cellulózteszt értékelése

Tavasszal és ősszel a biológiai aktivitás az enyhülő/enyhe időjárás és legfőképp az elegendő nedvesség hatására a legnagyobb. Nyáron a talaj időszakos kiszáradása, télen pedig átfagyása a korlátozó tényező. Az UNGER-féle cellulózteszt vizsgálati eredményeiből megállapítható, hogy a B102-es barna erubáz szelvényben a tavaszi és az őszi évszakokban a biológiai aktivitás kétszeres (1,98–2,00), míg a nyári és téli hónapokban 1,5–1,8-szoros a fekete erubázhoz képest *(5.7. ábra, 5.1. táblázat)*.



5.7. ábra. A börzsönyi 2007. évi UNGER-féle cellulóz teszt eredményei

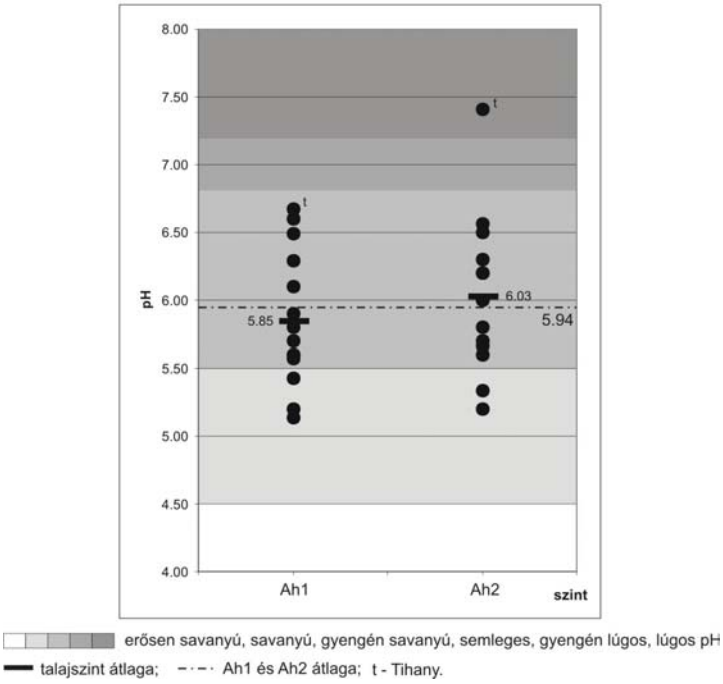
5.1. táblázat. A börzsönyi 2007. évi UNGER-féle cellulóz teszt adatai és variációs koefficiens értékei

2007	fekete erubáz		barna erubáz		
	lebontott cellulóz, g	CV%	lebontott cellulóz, g	CV%	biológiai aktivitás a fekete erubáz %-ban
tavasz	1.27	46.6	2.54	28.4	200
nyár	0.99	29.9	1.49	14.5	151
ősz	1.12	16.8	2.22	9.5	198
tél	0.26	58.3	0.47	51.7	180

A szerves anyagok bontásának körülményei lényegesen eltérnek a két szelvény esetében. Mint fentebb láthattuk, ennek okai elsősorban a talaj vízellátottságában, hőmérsékletében és pH-viszonyaiban kimutatható különbségek. Mindezek indokolják a két talaj humusztartalmának különbségeit és a két változat, a fekete és barna erubáz elkülönítését.

5.3. Az erubáz szelvények pH és $CaCO_3$-viszonyai

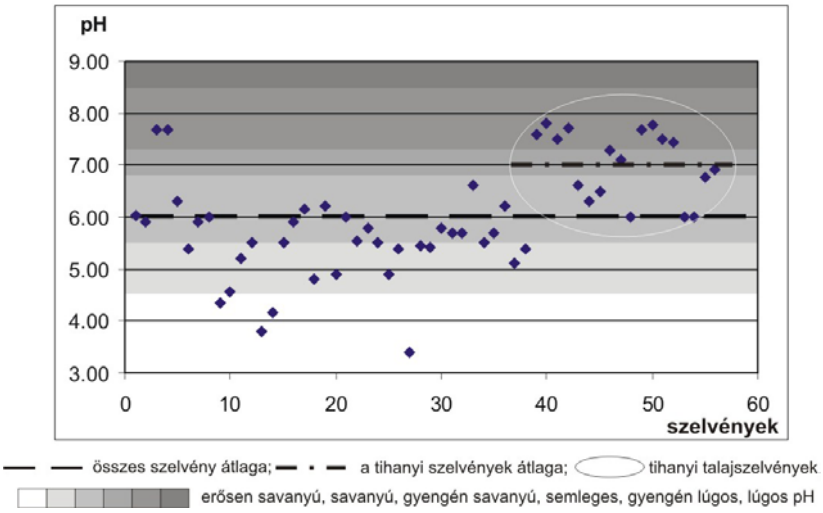
A pH értékét nagymértékben befolyásolja a talajképző kőzet, a holt szerves anyag minősége, a bakteriális tevékenység jellege (KEVEINÉ BÁRÁNY I. 1998), valamint a talaj nedvessége, a csapadékvíz minősége és a növényzet. Az erubáz szelvények közvetlen környezetében többségükben agyagbemosódásos barna erdőtalajok vannak, amelyekben a lefelé mozgó talajoldat kilúgozza a kőzetmállás során szabaddá vált, ún. bázisfém- (Ca^{2+}-, Mg^{2+}-, K^{+}- és Na^{+}-) ionokat, s ennek eredményeként a talaj savas kémhatásúvá válik. A minták pH-viszonyainak vizsgálata alapján megállapítható, hogy a vizsgált erubáz szelvények többsége a gyengén savanyú talajok közé tartozik. A feldolgozott minták pH-értékeinek átlaga 5,94. Kiugró értéket képvisel a tihanyi szelvény egyik adata, amely gyengén lúgos kémhatást jelez *(5.8. ábra)*.



5.8. ábra. A feldolgozott erubáz talajszelvények Ah_1- és Ah_2-szintjeinek pH-viszonyai

A magasabb pH a tihanyi szelvények több-kevesebb $CaCO_3$-tartalmának köszönhető, ami a tihanyi tufagyűrű keletkezésekor az aljzatból kirobbantott kőzet (pl. triász mészkő) darabokból származik. Az erubáz lejtőhordalék-talajként azonosított markazi szelvény szintén tartalmaz $CaCO_3$-ot, amely az egykori szőlőterület meszezéséből származhat. A többi vizsgált erubáz szelvény nem tartalmaz szénsavas meszet.

A GÓCZÁN L. (1968) által publikált adatokból és az Állami Erdészeti Szolgálat (ÁESZ 2005) válogatott adatbázisából összesen 50 erubáz szelvény pH-adatát sikerült összegyűjteni, amelyek átlaga 6,05, vagyis megerősíti az általam mért átlagértéket, bár szórásuk már jóval nagyobb *(5.9. ábra)*. Meg kell jegyezni, hogy az 50 szelvény 1/3-át a Tihanyi-félszigeten létesítették, amelyek pH-ja itt is következetesen magasabb átlagértéket mutat (pH 7,02) a többi szelvényéhez képest.



5.9. ábra. A GÓCZÁN L. (1968) és az Állami Erdészeti Szolgálat (2005) által felvett szelvények pH-viszonyai

A klasszikus erubáz kritérium szerint (STEFANOVITS P.–SZÜCS L. 1961) ezt a talajtípust gyengén savanyú – csaknem semleges kémhatás jellemzi. A fentiek ismeretében ezt úgy pontosíthatjuk, hogy a többnyire mészmentes erubáz talajok kémhatása gyengén savanyú–savanyú, azonban a Tihanyi-félsziget speciális meszes erubázainak pH-értékei némileg magasabbak, így ezek akár semlegesek vagy gyengén lúgosak is lehetnek.

5.4. Kicserélhető kationok

A vizsgált erubáz szelvények kicserélhető kationjai között a Ca az uralkodó (66–95%, átlagosan 71%). A tihanyi és a két mátraaljai szelvényben a Mg értéke magas, meghaladja a 30%-ot is (33–49%). A tihanyi mintákra vonatkozóan GÓCZÁN L. (1968, 1970) szintén magas Mg-értékeket publikált *(7.16. melléklet)*.

5.5. Mechanikai összetétel

5.5.1. Az erubáz talajok mechanikaiösszetétel-vizsgálatának módszertani kérdései

A különböző szemcseösszetétel-vizsgálati módszerek összehasonlításával, valamint a legkorszerűbbnek számító lézeres mérések előnyeivel és hátrányaival számos tanulmány foglakozik (BUURMAN, P. et al. 1997a; MUGGLER, C. C. et al. 1997). Az általam alkalmazott, optikai elven működő lézeres módszer legnagyobb előnye, hogy a korábbiaknál sokkal részletesebb osztályozást tesz lehetővé az adott mintán belül (BUURMAN, P. et al. 1997b), gyorsabb és kis mennyiségű mintából is megbízható eredményt ad (LOIZEAU, J. L. et al. 1994). Legyen szó azonban akár a régebben széles körben elterjedt pipettás eljárásról, akár a legújabb lézeres mérésekről, az bizonyos, hogy a legproblematikusabb szemcsetartomány a 2 μm alatti frakció, azaz az agyagok mennyiségének pontos meghatározása (LOIZEAU, J. L. et al. 1994; BUURMAN, P. et al.; 1997b; KONERT, M.–VANDENBERGHE, J. 1997; BEUSELINCK, L. et al. 1998). Az agyagtartalom mennyisége (és minősége) pedig az erubáz talajok besorolásának egyik kulcskérdése.

A lézeres mérési módszer minden szemcsetartományban egységesen és szabályosan gömbölyű szemcséket feltételez. Az agyagok esetében azonban jellemzően inkább lemezkékről, pálcikákról beszélhetünk, ami miatt jelentős „agyaghiányt" mérhetünk! KONERT, M. és VANDENBERGHE, J. (1997) úgy kalkulálta, hogy a pipettás eljárással mért 2 μm alatti agyagtartalom a lézeres mérések 8 μm alatti tartományának feleltethető meg.[6]

Az agyagtartalom ilyenforma relatív csökkenésére az erubáz minták mechanikai összetételének vizsgálata során magam is felfigyeltem. A szakirodalmi adatok szerint az erubáz talajok erősen agyagosak. Pl. BARCZI A. (2000) a Tihanyi-félsziget talajainak

[6] Hazánkban jelenleg több egyetem és kutatóintézet együttműködésében saját arányszám kidolgozása van folyamatban.

vizsgálata és térképezése során számos erubáz szelvényt vizsgált, amelyek átlagos agyagtartalma 31,4% volt. GÓCZÁN L. (1970) tihanyi szelvényeinek agyagtartalma 30–37% között mozog. Ezzel szemben az általam vizsgált szelvények átlagos agyagtartalma ($Na_2P_2O_7$-os kezelés mellett) csupán 7,42% volt, köztük a tihanyiaké pedig mindössze 4,9%. Lézeres méréssel 15%-nál magasabb agyagtartalmat csupán a markazi és domoszlói szelvényekben mértem.

Az „agyaghiány" elsősorban a fent említett mérés-módszertani különbségekkel magyarázható. Amennyiben elfogadjuk KONERT, M. és VANDENBERGHE, J. (1997) megállapítását – ami szerint tehát a pipettás módszerrel mért 2 µm alatti agyagtartalom a lézeres eljárás esetén a 8 µm alatti tartománynak feleltethető meg – az általam mért agyagtartalmak is jobban megfeleltethetők a szakirodalmi adatoknak. Szelvényeim 8 µm alatti átlagos „agyagtartalma" ($Na_2P_2O_7$-os kezelés mellett) 27,31%, a tihanyi szelvények esetében ez 33,93%, ami erősen hasonló a BARCZI A. és a GÓCZÁN L. által korábban mért értékekhez. (Ez a megfeleltetés lehet, hogy nem tökéletes, de bizonyos fajta összehasonlításra kétségkívül használható.) Ezért a *7.16. melléklet*ben ez utóbbi értékeket találhatók.

Az „agyaghiány" megjelenésében igen fontos szerepe van a talajminták előkészítésének, vagyis az ásványi szemcsék diszpergálásának, aminek elégtelensége bármely módszer esetén az agyagtartalom látszólagos csökkenését okozhatja (MAEDA, T. et al. 1977). Hazánkban a Magyar Szabvány (MSZ 18094-14:1986) alapján mechanikaiösszetétel-vizsgálat során egységesen Na-pirofoszfátos ($Na_2P_2O_7$) kezelést alkalmaznak.

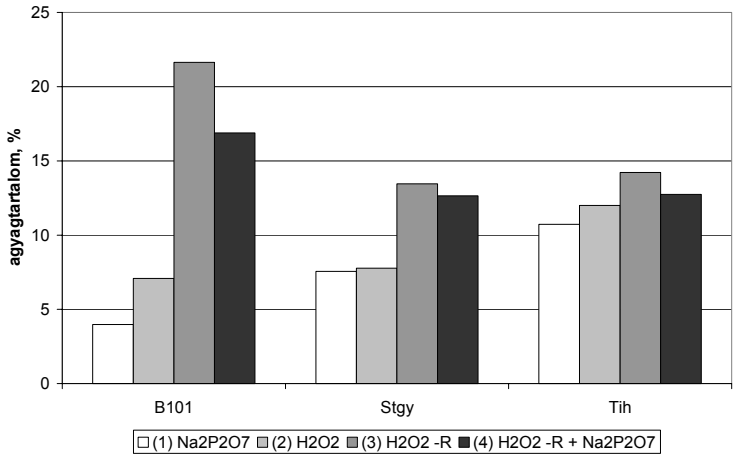
Szemcseösszetételt gyakran különböző típusú, pl. egykori tavi, folyóvízi, tengeri vagy eolikus üledékből vizsgálunk, hiszen ezek szemcsefrakcióinak összetétele számos ősföldrajzi körülményre, a keletkezés módjára, a szállítás formájára utal. Ezek diszpergálása többnyire igen egyszerű vagy szinte nincs is rá szükség. Kötőanyaguk többnyire csak $CaCO_3$, amelynek roncsolása egyszerű feladat ($Na_2P_2O_7$). Egész más a helyzet, ha recens, vagy paleotalajok mechanikai analízisét kívánjuk elvégezni, különösen az olyan nagy szervesanyag-tartalmú talajok esetében mint az erubáz. A talajokban számos erősen eltérő tulajdonságú kolloidális kötőanyag fordul elő: a leggyakoribb a humusz, a $CaCO_3$, valamint a Fe-, Al-oxidok és -hidroxidok (FILEP Gy.–TARR L. 1975; SCHULZE, D. G. et al. 1996). Ezeknek – fizikai, kémiai és biológiai folyamatok kölcsönhatásaként – igen fontos szerep jut

a mikro- és makroaggregátunok kialakításában. Ezért a mechanikai összetétel vizsgálatát megelőzően, az előkészítés során különböző oldószerekkel, a lehető legtökéletesebben az ásványi szemcséket szét kell választani. (A mechanikai aprózás az elemi szemcsék épsége érdekében kerülendő.) A tökéletlen diszperzió eredményeként főként az agyagásványok maradhatnak mikroaggregátumokban, ami az agyagfrakció alulreprezentáltságát eredményezi.

A tökéletes diszpergálás, azaz a minél pontosabb agyagtartalom-meghatározás érdekében megvizsgáltam, hogy a különböző előkészítő eljárások milyen hatékonysággal fejtik ki hatásukat az erubáz talajok esetében, vagyis mennyiben módosítja az egyik vagy másik előkészítő eljárás az agyagásványok látszólagos mennyiségét a lézeres szemcsevizsgálat során. Arra a kérdésre is kerestem a választ, hogy a különböző előkészítő eljárások alkalmazásával meghatározható-e a talaj mikroaggregátumainak mérete.

Három kiválasztott talajszelvény (B101, Stgy, Tih) felszíni (Ah_1-) szintjét a módszertani fejezetben leírt négy különböző előkészítési eljárást követően vizsgáltam.

A vizsgálatok egyértelműen igazolják, hogy magas szervesanyag-tartalmú talajok esetében a hagyományos standard előkészítési eljárásként ismert Na-pirofoszfátos kezelés semmiképpen sem elegendő *(5.10. ábra)*.



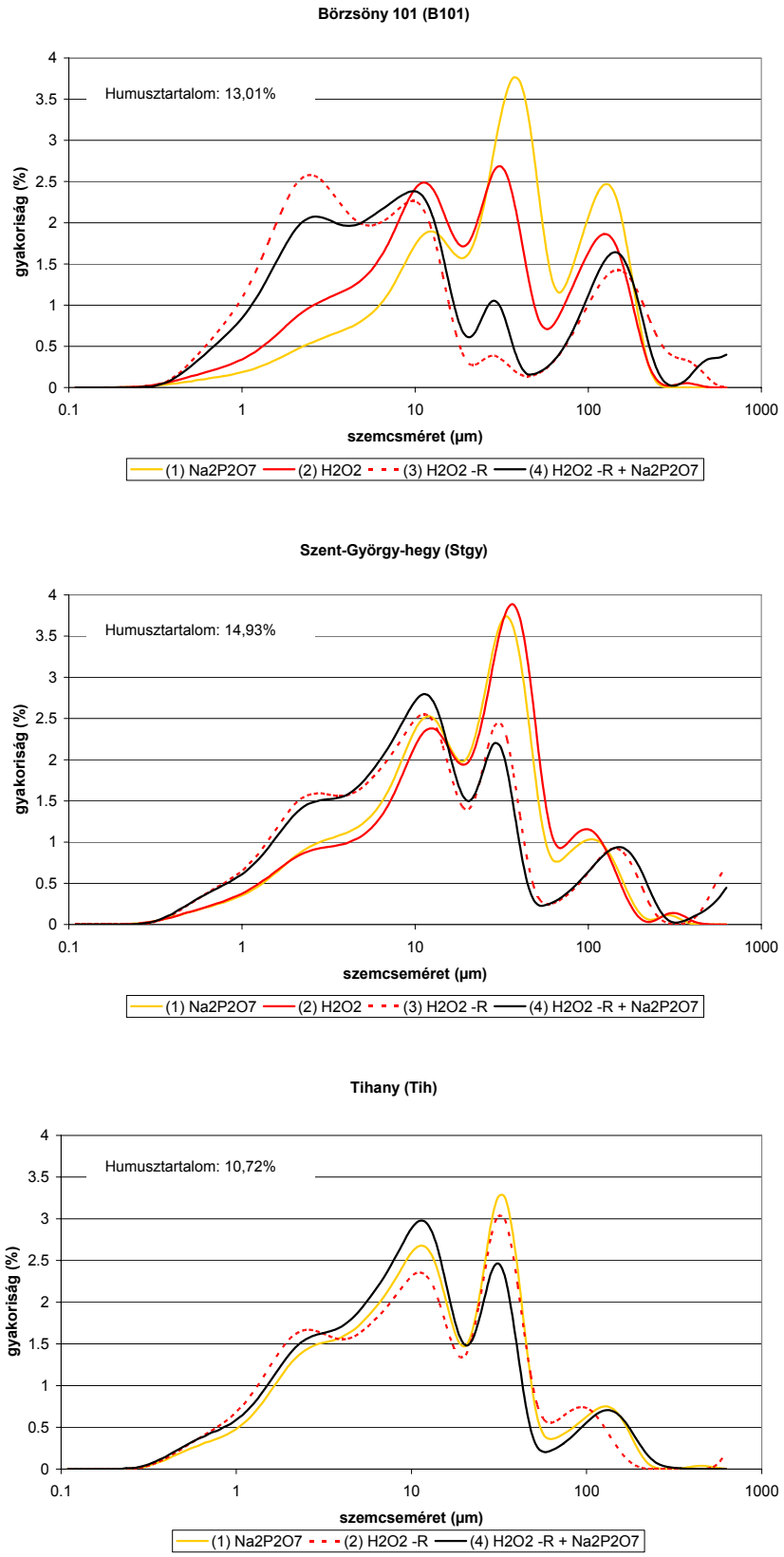
5.10. ábra. Az agyagtartalom változása különböző előkészítési eljárások hatására

A hidrogén-peroxidos kezelés alkalmazásával 1,5–5-ször több agyagot mutathatunk ki. Igen nagy jelentősége van a peroxidos kezelésnél alkalmazott rázatásnak és a vízfürdőnek.

Ezen eljárásoknak köszönhetően a kimutatható agyag mennyisége 1,6–3-szorosára emelkedhet az egyszerű peroxidos kezeléshez képest. Ez elsősorban a porfrakcióban található mikroaggregátumok (20–60 µm) szétesésének tulajdonítható. A *5.11. ábrán* jól látszik, hogy a (3) és a (4) kezelés hatására a szemcseeloszlási görbe határozottan balra tolódik. Érdekes azonban, hogy a (4) kezelés esetében átlagosan mintegy 10%-kal kisebb agyagtartalmat regisztrálhattam. A szemcseeloszlási görbe nagymértékű eltolódása egyedül a tihanyi – meszet is tartalmazó – mintán nem figyelhető meg. A tihanyi minta esetében csak minimális különbségek mutathatók ki az agyagtartalom változásában, de a tendenciák a másik két minta eredményeihez hasonlóak *(5.11. ábra)*.

Ugyanakkor egy nagy szervesanyag-tartalmú minta $Na_2P_2O_7$-os, illetve H_2O_2-os kezelésével lehetőség nyílik a humuszanyagok által kötött (mikro)aggregátumok méretének meghatározására is. A *5.11. ábra* börzsönyi 101-es és a Szent György-hegyi mintájának diagramján jól látható, hogy $Na_2P_2O_7$-os kezelés hatására 20–60 µm között határozott csúcs jelenik meg, amely H_2O_2-os kezeléssel, a humuszanyagok roncsolását követően „elolvad”, illetve balra tolódik, ahol 2 µm körül újabb kisebb csúcsot hoz létre. Vagyis a 2 µm körüli (agyag) szemcsék a humuszanyagok hatására mikroaggregátumokat képeztek, amelyek mérete 20–60 µm. Nem megfelelő előkészítő eljárás alkalmazásával téves eredményre juthatunk. A vizsgált szelvények $Na_2P_2O_7$-os kezelésével kapott adatokból nagy jelentőséget tulajdoníthatunk a 20–60 µm szemcsetartománynak, amelyből tévesen pl. jelentős lösz hozzákeverésre következtethetünk.

Összegzésként megállapítható, hogy az (1) hagyományos, széles körben használatos Na-pirofoszfátos előkészítés (BUZÁS I. 1993) mészmentes, nagy szervasanyag-tartalmú talajok esetében nem használható. Az ún. nemzetközi „A” előkészítő eljárás (2) (BALLENEGGER R.–DI GLÉRIA J. 1962) némileg jobb eredményt ad, de (3) a minta minimum 6 órás rázatásával a mikroaggregátumok teljesebb szétesésének eredményeként az agyagtartalom ugrásszerűen megnőhet. A két eljárás kombinálása (3, 1), amely a humuszanyagok roncsolását, illetve a tökéletes diszpergálást célozta, nem hozott látványos különbséget a jóval egyszerűbb, vízfürdőben rázatott H_2O_2-os eljáráshoz képest. A kísérlet alapján a nagy szervesanyag-tartalmú talajok mechanikai összetételének vizsgálatához a vízfürdőben 6 órát rázatott hidrogén-peroxidos kezelést javaslom.



5.11. ábra. Szemcseeloszlás változása különböző előkészítő eljárások hatására

Meg kell jegyezni ugyanakkor, hogy az általam alkalmazott előkészítő eljárások gyakorlatilag érintetlenül hagyják a szeszkvioxidok által cementált szemcséket. A mállás során felszabaduló szeszkvioxidok, illetve amorf ásványi kolloidok diszpergálhatatlanná cementálhatják a vályog- és agyagszemcséket (PEDE, K.–LANGOHR, R. 1983), amelyek így tovább csökkenthetik az agyag részarányát. VAN VLIET-LANOË (1985) szerint diszpergálási gondokat okozhat a talajt ért erős fagyhatás is, ami szegregációs jéglencse növekedése által kifejtett nyomásra és ultradeszikáló hatásra vezethető vissza. Amennyiben az erubázok esetében reliktum talajról van szó, ahogy azt az erdészek tartják, számolni kell ez utóbbi hatással is MANNINGER M. 2005).

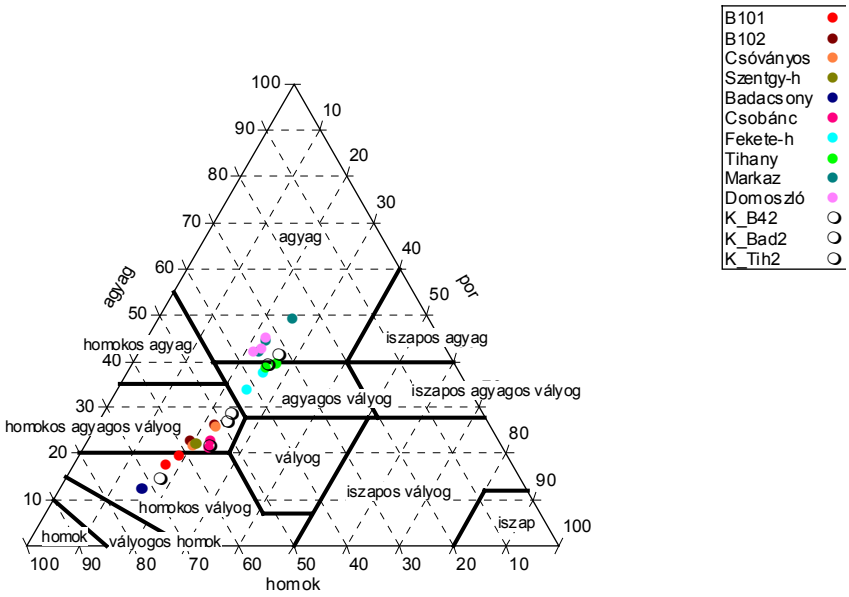
A diszpergálásnak ellenálló, ún. pszeudo-szemcséket cementáló kristályos szeszkvioxidok mennyiségére a ditionitos oldásból kapott értékekből következtethetünk (VAN RANST, E. et al. 1999). A minták ditionit-oldható vasoxid-hidroxid tartalma (Fe_d) 0,14–2,28% között alakul *(7.17. melléklet)*. Három szelvény esetében relatíve nagy értékeket találunk (Tih, Dom, Bad), aminek alapján valószínűsíthető a kristályos szeszkvioxidok cementáló hatása az aggregátumok stabilizálásában. A tihanyi és a badacsonyi mintákban, a peroxidos kezelést követően, pásztázó-elektronmikroszkóppal sikerült kimutatni az agyag-, illetve iszapszemcsékből felépülő, 200–500 μm-es pszeudo-homokszemcséket, amelyek jól elkülönülnek a valódi homokszemcséktől és a kőzetdaraboktól egyaránt (FEHÉR O. et al. 2006). Idős, kristályos vasoxidok jelenlétére utalnak a vizsgált szelvények többségében az Fe_o/Fe_d arány alapján meghatározott alacsony aktivitási értékek (0,01–0,5%) (MIZOTA, C.–VAN REEUWIJK, L. P. 1989), ami a diszpergálásnak ellenálló szerkezetre szintén magyarázat lehet *(7.17. melléklet)*.

5.5.2. Erubáz talajok mechanikai összetétele

Az erubáz talajok földes frakciójának és vázrészeinek arányát szitálással, gyakran csak nedves szitálással határozhatjuk meg. Az általam vizsgált szelvényekben a 2 mm feletti rész aránya a felső Ah_1-szintekben átlagosan 16, míg a mélyebben fekvő Ah_2- és AC-szintekben már csaknem 30% volt, de egyes esetekben akár a 69%-ot is elérhette.

Az erubáz talajok mechanikaiösszetétel-vizsgálati eredményét számos tényező befolyásolhatja, amelyeket az előző fejezetben részletesen bemutattam. Szelvényeim szemcseösszetételének vizsgálathoz az 5.5.1. fejezetben ismertetett kísérlet alapján a vízfürdőben 6 órát rázatott minta hidrogén-peroxidos kezelését választottam, míg a szemcsék

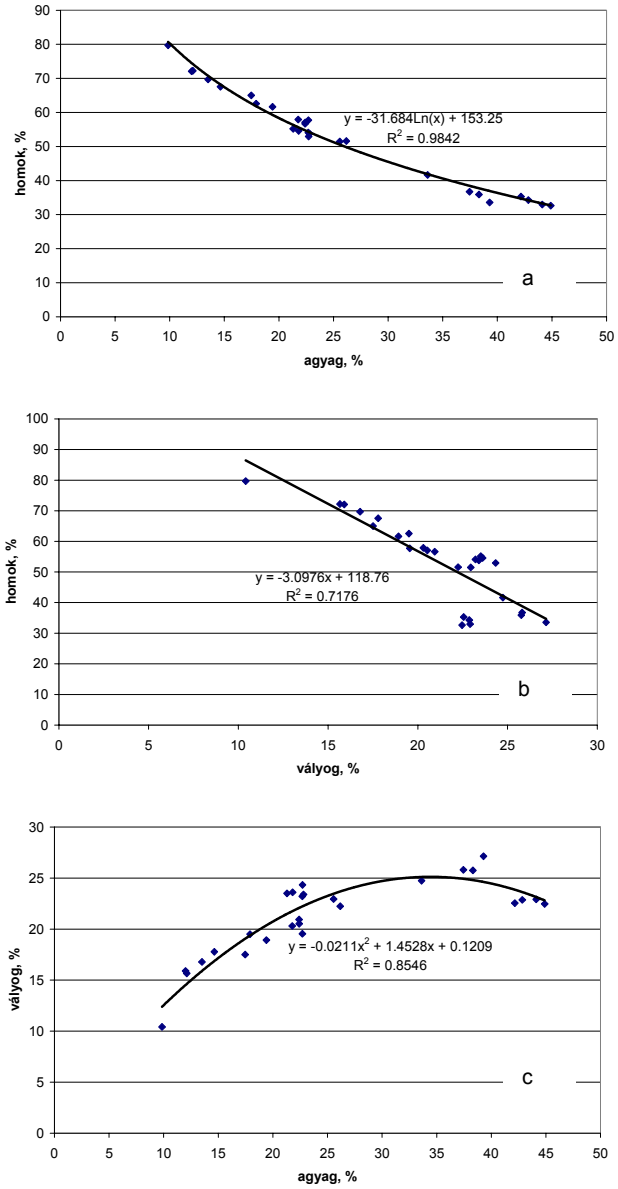
méret szerinti csoportosítására az ATTERBERG-féle osztályozást használtam. A szemcseösszetétel-vizsgálat eredményét és textúraosztályokba sorolásukat az *5.12. ábra* háromszögdiagramja mutatja be.



5.12. ábra. Erubáz talajok szemcseösszetétel szerinti besorolása; textúraosztályok (K_ kontroll minták)

A minták/szelvények döntő többsége (homokos-, homokos agyagos-, agyagos-)vályog textúrájú, csupán két szelvény mintái kerülnek át az agyag kategóriába (Markaz[!], Domoszló). Szelvényeim agyagtartalma (a tökéletesített előkészítés mellett is csak) 10–40% között mozog. (Kemény kőzeten képződött sekély talajok agyagtartalma egyébként ritkán jelentős.) Azon esetekben azonban ahol külső anyaggal pl. lejtőhordalék keveredett málladék adja a talajképző anyagot, magasabb agyagtartalmat mérhetünk. Ennek köszönhető a markazi és valószínűsíthetően a domoszlói szelvény kiugró értékei is.

Figyelemre méltó, hogy a felvett pontok a háromszögdiagram jól meghatározható területén helyezkednek el. Az adatok a badacsonyi és a domoszlói minták értékei közötti területen vonalszerűen húzódnak. Ez alapján azt mondhatjuk, hogy a (feldolgozott) erubáz szelvények agyag- 10–45%, vályog- 10–28%, homoktartalma pedig 30–80% közötti értékeket vehet fel *(5.12. ábra)*. Az egyes frakciók között igen szoros korrelációt figyelhetünk meg, amit már a háromszögdiagram is sejtet.



5.13. ábra. Szemcsefrakciók korrelációs viszonyai

A legszorosabb negatív korreláció az agyag- és homokfrakciók között figyelhető meg, logaritmikus összefüggés mellett (R^2 = 0,98) *(5.13a ábra)*. Lineáris összefüggéssel, de szintén fordított arányossággal jellemezhető a vályog- és homokfrakciók kapcsolata *(5.13b ábra)*. A gyenge 0,72 R^2 elsősorban a mátraaljai minták elkülönülésének tulajdonítható. Az agyag és vályog pozitív korrelációja exponenciális összefüggés mellett igen határozott (R^2 = 0,85) *(5.13c. ábra)*.

A klasszikus szedimentológia szerint az üledékek szemcseloszlási görbéje, annak eredetétől függően, többnyire 1–2 módusszal jellemezhető. Az erubáz talajoknak többnyire 2–3, olykor 4 módusza is lehet. A móduszok érdekes módon épp az ATTERBERG-féle szemcseosztályok határain jelentkeznek. A 2 µm-es határnál (peroxidos kezelésnél) kisebb csúcs jelenik meg. A homoktartalom függvényében 100–200 µm között figyelhető meg kisebb-nagyobb módusz. A legjelentősebb és a mintákban gyakorlatilag állandónak tekinthető csúcs 10–20 µm között látható. A 20–50 µm között található negyedik módusz lösz hozzákeverésről árulkodik, amit az ásványtani vizsgálatok is megerősítettek. Az alacsonyabb tszf-i magasságon felvett szelvényekben szinte kivétel nélkül megjelenik, és csak a magasabb helyekről származó (pl. börzsönyi) mintákból hiányzik *(5.11. ábra)*.

5.6. Ásványos és agyagásvány-összetétel

Az erubázok klasszikus definíciója szerint e talajokban egyértelműen az agyagásványok szmektit csoportja dominál (STEFANOVITS P.–SZÜCS L. 1961). A szmektitek és az illitek tulajdonságai között lényeges különbségek vannak. A szmektiteknek jelentős a kationkicserélő képességük, duzzadásuk és tapadásuk az illittel szemben *(5.2. táblázat)*. E különbségek jelentősen befolyásolják a talaj megjelenését és tulajdonságait.

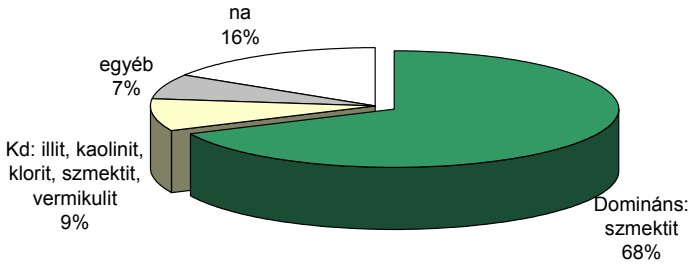
5.2.táblázat. Agyagásványok néhány tulajdonsága ((1)VAUGHAN, D. J.–WOGELINS, R. A. 2000 és (2) WHITE, R. E. 2006 alapján). – CEC – kationkicserélő kapacitás

	Típus	**CEC (molc·kg^{-1})**		**Fajlagos felület**		**Duzzadás**	**Tapadás**
		(1)	(2)	**Külső**	**Összes**		
Szmektit	2:1	50–80	100–120	30-0	750–800	+++	+++
Illit	2:1	1–10	20–40	50–80	50–80	+	+
Vermikulit	2:1	100–200	150–160	5–40	750–800	++	++
Klorit	2:2	1–10		10–35	10–35	-	-
Kaolinit	1:1	1–10	5–25	5–35	5–35	-	-

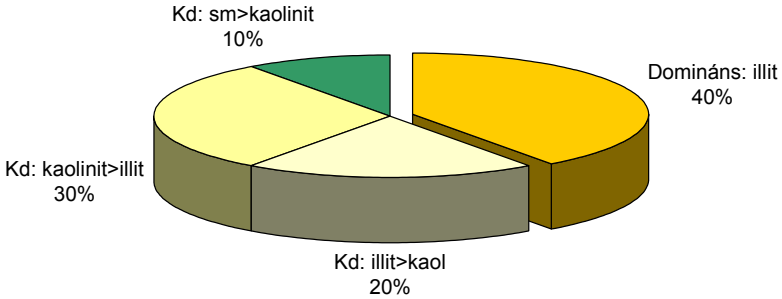
A szmektitek mint duzzadó agyagásványok túlsúlyát látszik alátámasztani az a tény is, hogy az általam felvett fekete nyirok talajok mechanikai összetételét vizsgálva, az agyagfrakció aránya kisebb, mint azt előzetesen egy ilyen erősen kötött, tapadós talajtól várnánk: átlagosan mindössze 26–27% *(7.16. melléklet)*. Csupán a markazi és domoszlói mintákban mérhettünk 40%-nál nagyobb agyagtartalmat, ami még mindig alacsonynak mondható, így a minták többsége fizikai féleségét tekintve csupán vályog. Mindez – a típus leírásával összhangban – azt sugallja, hogy nem az agyagásványok mennyisége, hanem minősége domináns a talajtulajdonságok kialakításában.

Az 1:100 000-es léptékű agrotopográfiai térképek alapján az erubáz talajok összterületének 68%-án szintén a szmektitek alkotják a domináns agyagásvány-csoportot és mindössze a területek 9%-án jelölik meg a szmektiteken kívül az illiteket is, mint „közepes" dominancájú csoportot *(5.14. ábra)*. A röntgendiffrakcós mérések eredményei a fentieket nem erősítették meg *(5.2.,5.3.táblázat)*. Vizsgálataim alapján a referencia szelvényekben előforduló leggyakoribb agyagásvány az illit, illetve a kaolinit, amelyek a minták 90%-ban jelentős szerepet töltenek be. A szemktitek jelenléte a (kivételnek tekinthető) markazi erubáz

lejtőhordalék-talaj esetében a legjelentősebb, valamint a domoszlói szelvényben, ahol arányuk eléri a 40%-ot *(5.15. ábra)*, anely felveti e szelvény lejtőhordalék eredetét is.



5.14. ábra. Erubáz talajok agyagásványos összetétele az agrotopográfiai térképek alapján (Kd: közepes dominancia, na: nincs adart)

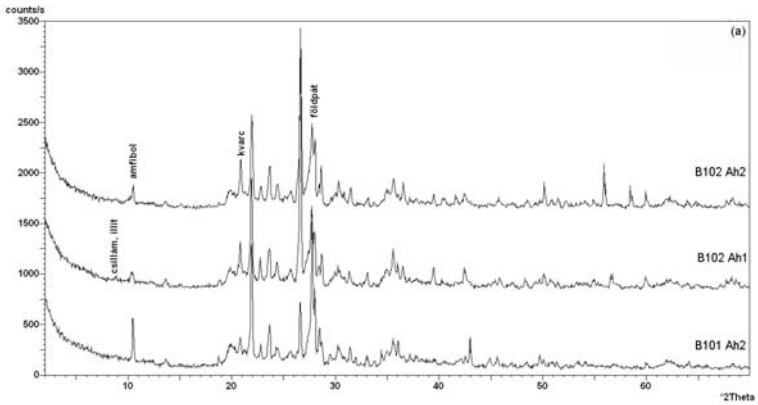


5.15. ábra. Vizsgált erubáz szelvények agyagásványos összetétele (Domináns: 50%<, Kd: közepes dominancia 17-50%)

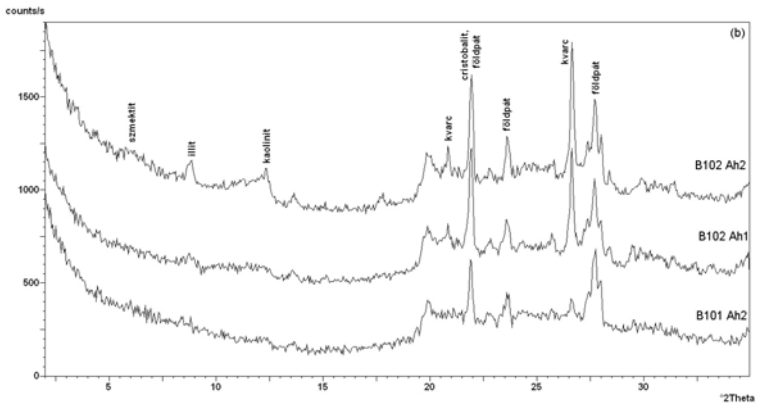
5.6.1. A referencia-szelvények ásvány- és agyagásványtani jellemzése[7]

5.6.2.1. Börzsöny 101 és 102

A börzsönyi minták ásványi összetételét alapvetően a talajképző kőzet határozza meg: jelentős a plagioklász földpátok és az amfibol mennyisége, azaz az andezit anyakőzet uralkodó ásványai jelennek meg a talajban is[8] *(5.16. a ábra)*. Ez a jellemvonás a B101 Ah_2-es mintájában mutatkozik meg legerőteljesebben. Ennek agyagfrakciójában a többi mintához képest jóval kevesebb kvarcot találunk, ami a felszíni szintek esetében eolikus por hozzákeverést sejtet.



A mintákban számottevő az opál-C, illetve a cristobalit mennyisége, amely az andezit finomszemű alapanyagának lehet az átalakulási terméke. A cristobalit jellegzetes elegyrész andezites kőzetek mállási képződményeiben, ahol szmektit, kaolinit, kaolinit/szmektit kevert szerkezetű agyagásvány kíséri (pl. mátrai vörös andezitmálladékok; BERÉNYI ÜVEGES J. et al. 2002). A börzsönyi minták jellegzetessége, hogy bennük némi goethit is jelen van.



5.16. ábra. A börzsöny 101 Ah2 és a börzsönyi 102 Ah1,Ah2 minták (a) teljes talajának ásványi- és (b) agyagfrakciójának ásványi összetételének XRD-görbéje

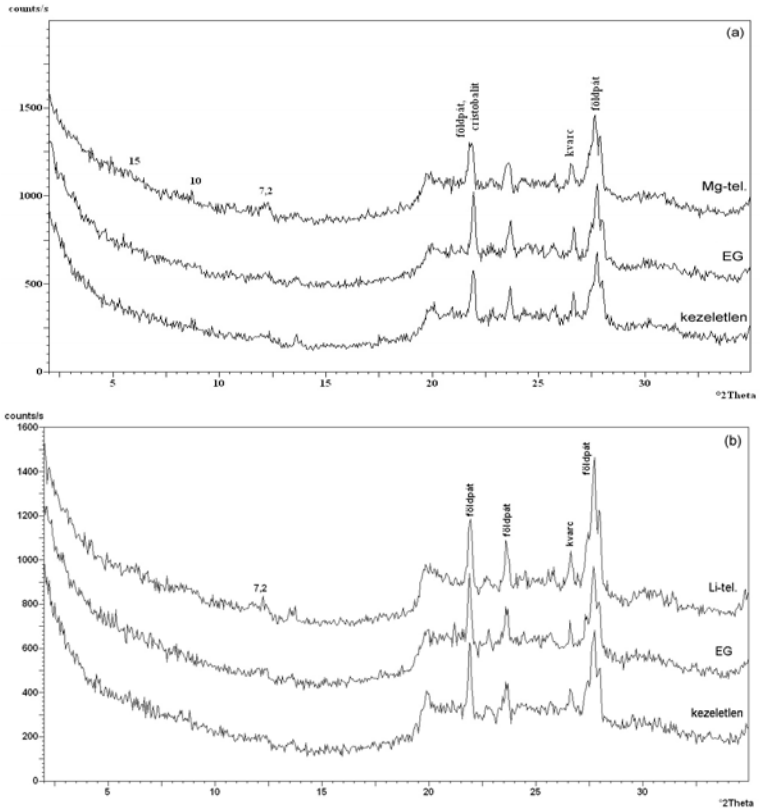
A B101 Ah_1- és Ah_2-es minták agyagfrakciójában a bázisreflexió nélküli 7 Å-ös agyagásvány (rendezetlen, rosszul kristályosodott kaolinit és/vagy halloysit) dominál, valamint kisebb mennyiségű illit és szmektit található *(5.16. b, 5.17. ábra)*. Jelentős a földpáttartalom, illetve a teljes talaj ásványi összetételéhez hasonlóan, az agyagfrakcióban is

---

[7] A további kutatások során az agyagásvány-együttesek teljes genetikai értékeléséhez és genetikai modelljük felvázolásához a talajképző kőzetek ásványos összetételének vizsgálatát lesz célszerű elvégezni.
[8] A B101 Ah1-es minta ásványi összetételének felvételei technikai okokból megsemmisültek.

jelentős a cristobalit mennyisége, valamint kevés a kvarc. Az amorf anyag mennyisége (az összes mintához hasonlóan) 2–5% között mozog.

Az agyagfrakciók relatív, félmennyiségi összetétele:

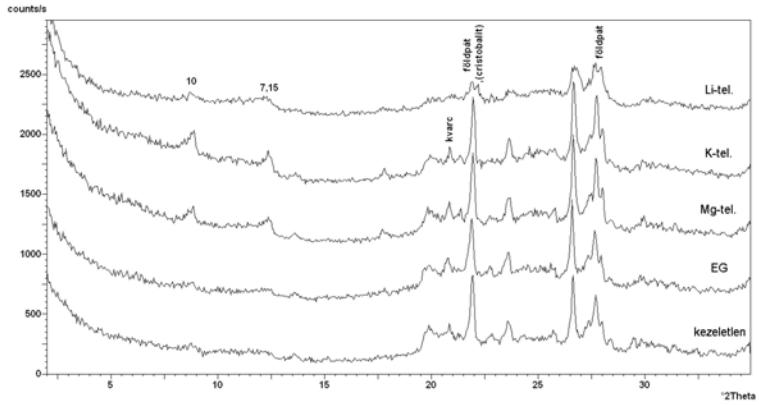


5.17. ábra. (a) B101 Ah1 és (b) B101 Ah2-es minta agyagfrakciójának XRD-felvételei

B101 Ah_1: földpát >>> kaolinit, kaolinit/szmektit (K/S) => cristobalit > illit, illit/szmektit (I/S) = szmektit > kvarc,

B101 Ah_2: földpát >> cristobalit > kaolinit, K/S > illit, I/S > szmektit => kvarc.

A B102 Ah_1 mintában – mint a többi börzsönyi mintában is – kevés az agyagásvány, ebben elsősorban a bázisreflexió nélküli kaolinit és/vagy halloysit és illit található meg. Mg- és K-telítés hatására előjön a 10 és 7 Å-ös csúcs. Jelentős mennyiségű földpát, kvarc és cristobalit van az agyagfrakcióban, a szmektit mennyisége igen kevés *(5.18. ábra)*.



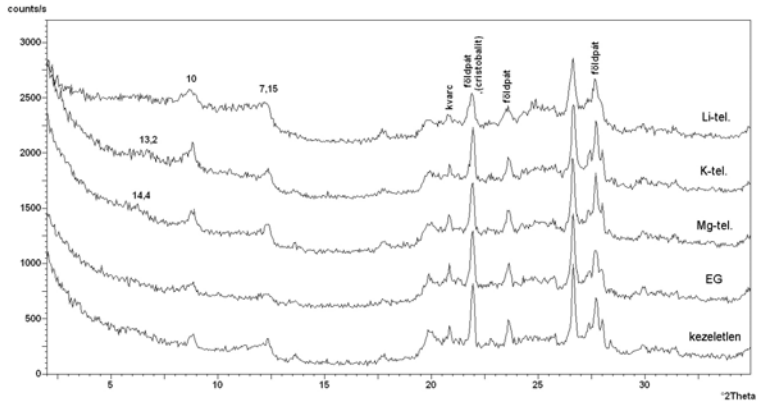
5.18. ábra. A B102 Ah_1-es minta agyagfrakciójának XRD-felvételei

A B102 Ah_2 mintája hasonló a felette elhelyezkedő B102 Ah_1-hez, de az agyagásványok némiképp rendezettebbeknek, jobban kristályosodottabbnak tűnnek. A 7 és 10 Å-ös agyagásványok (kaolinit és/vagy halloysit, illetve illit) mellett egy kevés, talán kis rétegtöltésű szmektit is megjelenik. A 7 Å-ös fázis halloysit vagy rendezetlen kaolinit, szmektit közberétegződéssel *(5.19. ábra)*.

Az agyagfrakciók relatív, félmennyiségi összetétele:

B102 Ah_1: kaolinit, K/S > cristobalit = földpát > illit, I/S > kvarc >> szmektit,

B102 Ah_2: kaolinit, K/S >> illit, I/S > cristobalit => földpát > kvarc > szmektit.



5.19. ábra. A B102 Ah_2-es minta agyagfrakciójának XRD-felvételei

5.6.2.2. Csóványos

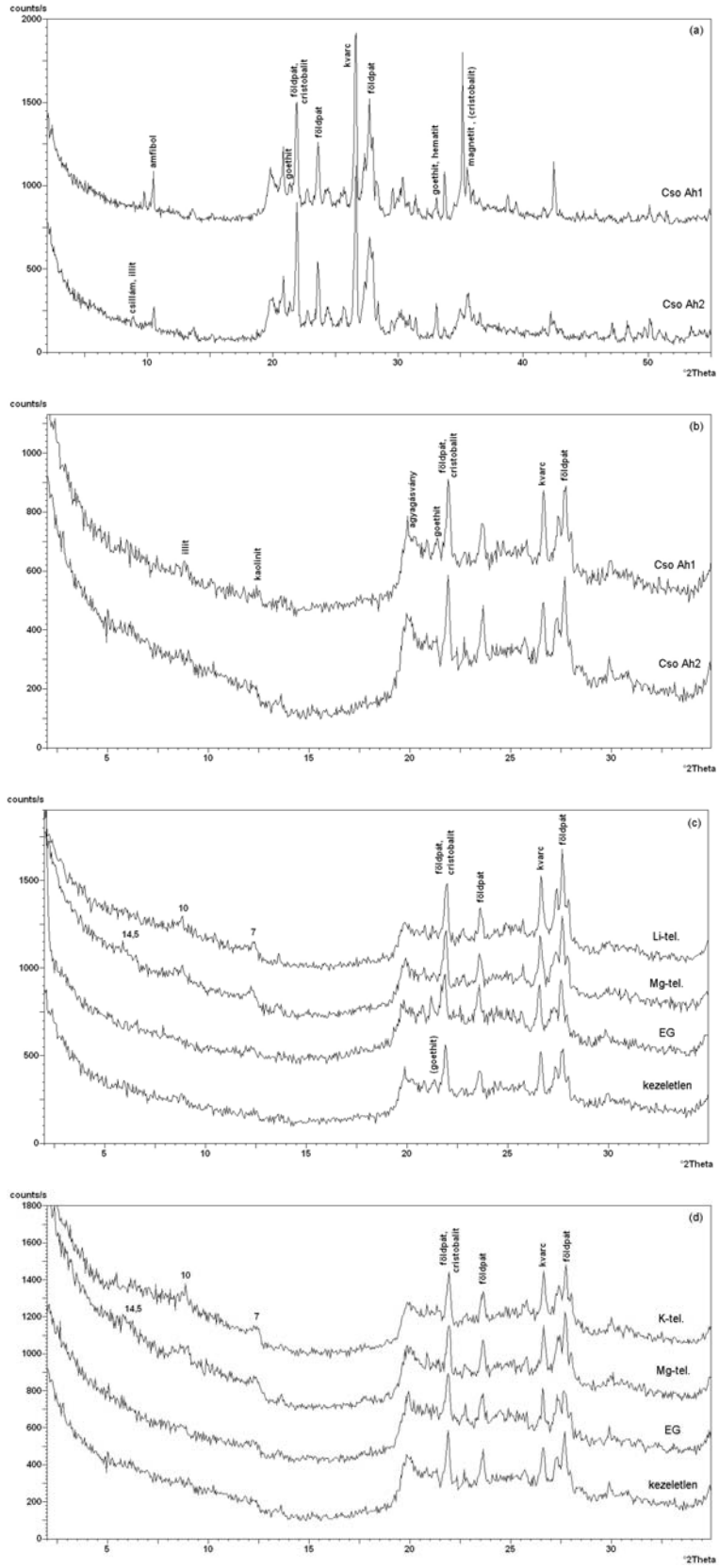
Ásványi összetételét – a B101, B102-es mintákéhoz hasonlóan – az andezit talajképző kőzet határozza meg; ennek uralkodó ásványai jelennek meg a talajban (plagioklász földpát, amfibol; *5.20. a ábra)*.

A Csóványos Ah_1- és Ah_2-szintje agyagfrakciójának ásványi összetétele teljesen egyforma *(5.20. b ábra)*. Az agyagásványok (a 10, 7 és a kisebb 14 Å-ös bázisreflexiók) rendkívül rosszul kristályosodottak. Plagioklász földpát, kvarc és a börzsönyi mintákra jellemző kevéske goethit is van az agyagfrakcióban, illetve jelentős mennyiségű (opál-) cristobalit található a mintákban *(5.20. c, d ábra)*.

Az agyagfrakciók relatív, félmennyiségi összetétele:

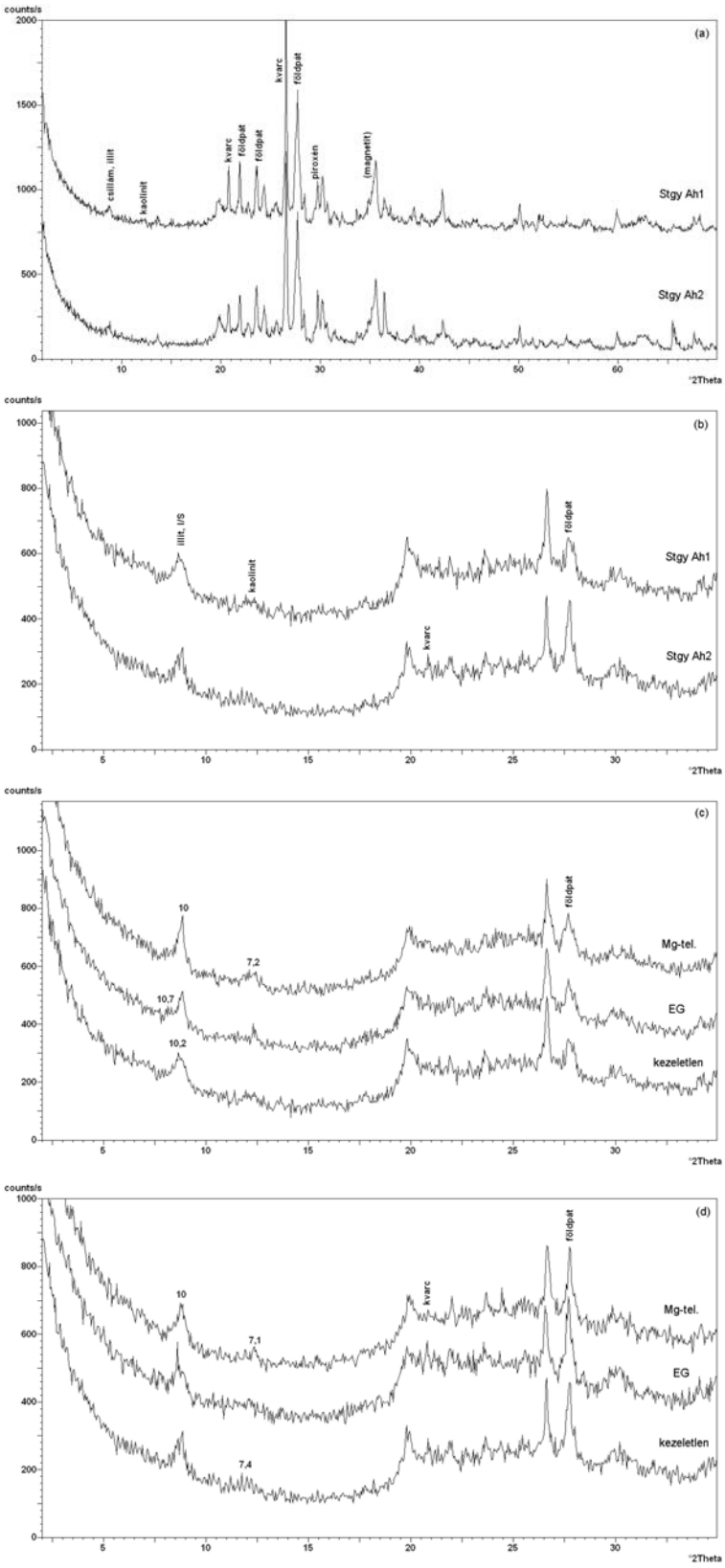
Csóványos Ah_1: földpát > kaolinit, K/S > cristobalit = illit, I/S > szmektit = kvarc,

Csóványos Ah_2: kaolinit, K/S => földpát = illit, I/S > cristobalit > szmektit => kvarc.



5.20. ábra. A Csóványos Ah_1- és Ah_2-minta (a) teljes talaja és (b) agyagfrakciója ásványi összetételének XRD-görbéje, valamint az (c) Ah_1-, illetve (d) Ah_2-szintek felvételei kezelésenként

5.6.2.3. Szent György-hegy



5.21. ábra. Szent György-h. Ah1 és Ah2 minták (a) teljes talajának ásványi- és (b) agyagfrakciójának ásványi összetételének XRD-görbéje, valamint az (c) Ah1, illetve (d) Ah2 szintek felvételei kezelésenként

A Szent György-hegy felszíni Ah_1-es mintájában több a kvarc. Nemcsak a teljes talajban, hanem az agyagfrakcióban is jóval nagyobb a kvarc és vele együtt a földpát aránya, mint az alatta levő Ah_2-es szintben *(5.21. a, b ábra)*. Mivel a bazalt nem tartalmaz kvarcot, ez a fázis nyilvánvalóan behordott, eolikus anyag. Kevés a másodlagos, pedogén ásványok aránya, a talajképző kőzetből örökölt fázisok uralkodnak, de az amorf fázis itt is megjelenik.

A két szint agyagásványainak típusa teljesen egyforma *(5.21. c, d ábra)*. Az Ah_2-es szintben viszont a kvarchoz viszonyítva kétszer annyi a földpát, mint az Ah_1-es szintben, ami a talajképző kőzetből való öröklődésre, a mállás beindulására és/vagy a kvarc allochton eredetére utal.

Az agyagfrakciók relatív, félmennyiségi összetétele:

Szent György-h Ah_1: illit, I/S >>> kaolinit, K/S = földpát > kvarc,

Szent György-h Ah_2: illit, I/S = földpát >> kaolinit, K/S >>> kvarc.

5.6.2.4. Badacsony

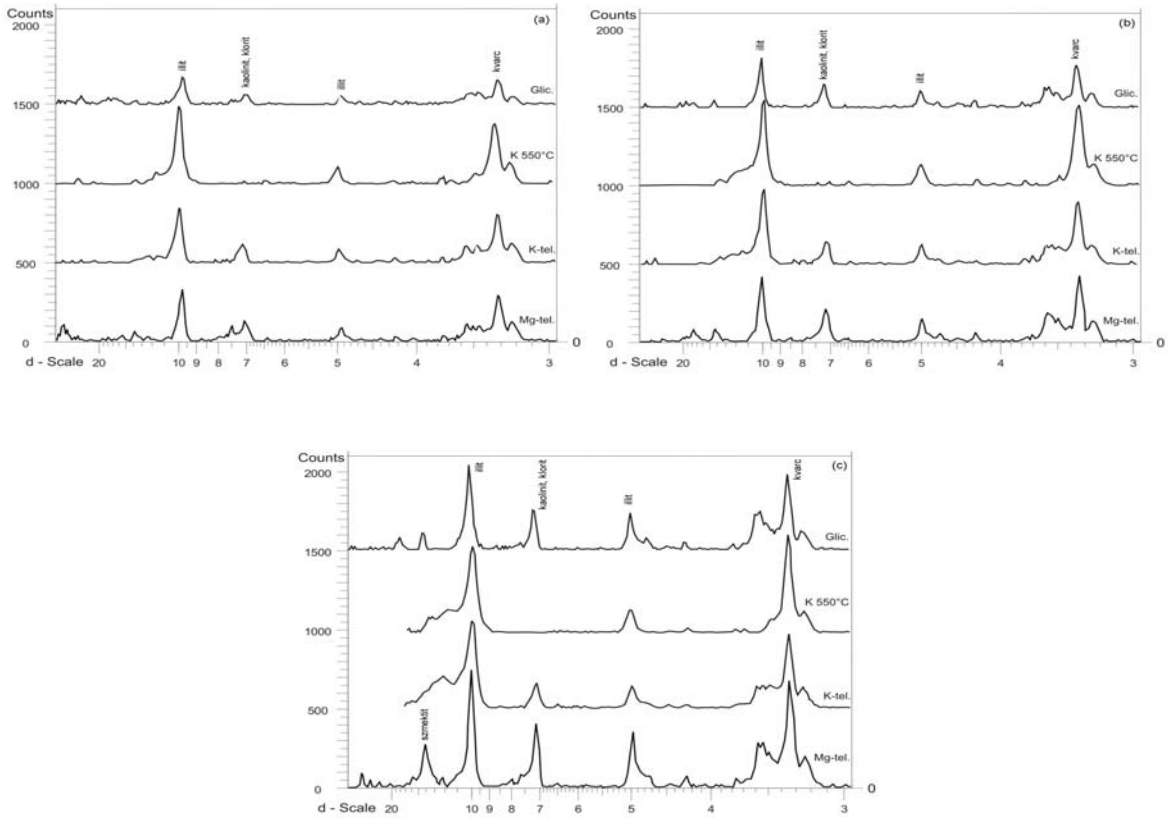
A badacsonyi szelvény három szintjének agyagásvány-összetétele igen hasonló. Domináns fázis az illit, amely eléri a 70%-ot is, emellett kevés kaolinit, kaolinit/szmektit és klorit található. A kvarc mennyisége, a Szent György-hegyi mintához hasonlóan, a mélységgel némileg csökken, ami itt is eolikus hozzákeverést sejtet. Az Ah_1- és Ah_2-es szintben szmektit csak nyomokban jelenik meg, az AR-szintben mennyisége megnő *(5.22. ábra)*.

Agyagfrakciók relatív, félmennyiségi összetétele:

Badacsony Ah_1: illit, I/S >>> klorit => kaolinit, K/S = kvarc = földpát > szmektit,

Badacsony Ah_2: illit, I/S >>> kaolinit, K/S => klorit = földpát => kvarc > szmektit,

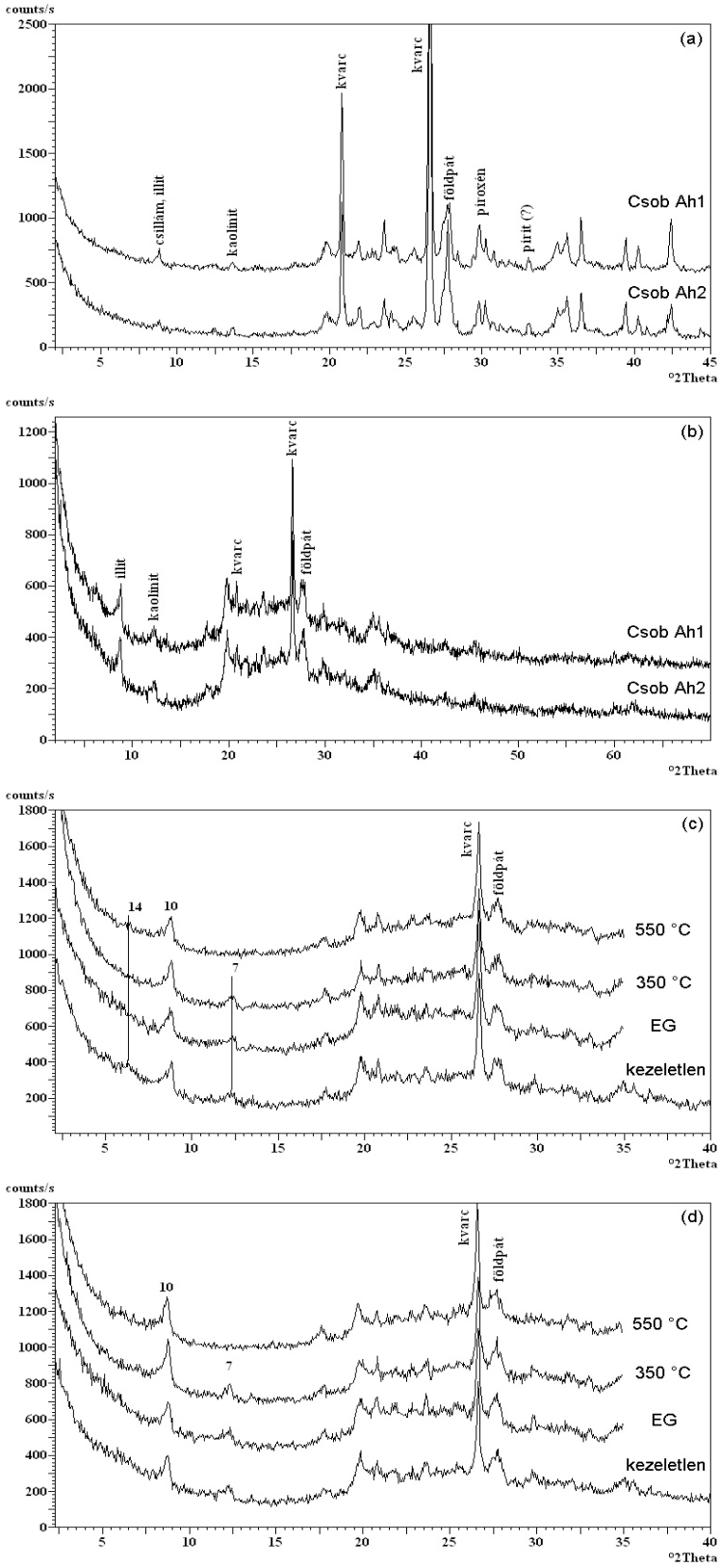
Badacsony AR: illit, I/S >>> kaolinit, K/S = földpát = szmektit => klorit = kvarc.



5.22. ábra. Badacsonyi szelvény (a) Ah_1-, (b) Ah_2- és (c) AR-szintje agyagfrakciójának XRD-felvételei kezelésenként[9]

[9] A Martin Luther Egyetem felvételei.

5.6.2.5. Csobánc



A teljes talaj uralkodó ásványa a kvarc, ezen kívül földpátok (plagioklász) vannak még jelentősebb mennyiségben *(5.23. a ábra)*. A piroxén és a vas-oxidok (hematit és magnetit) néhány százalékkal képviseltetik magukat. Az agyagásványok mennyisége mindössze 10–15%, közülük domináns fázis az illit, a kevés klorit és/vagy kaolinit mellett *(5.23. b ábra)*. A felső szintben némileg több az agyagásvány, itt néhány százalékban szmektit, továbbá amorf anyag is jelen van. Az agyagfrakcióban egyértelmű az illit dominanciája; mennyisége eléri a 75–80%-ot is. Nagyobb mennyiségben (10–20%) még kaolinit és klorit van jelen. A szmektitek mennyisége az Ah_1-szintben 10, az Ah_2-ben 5% alatt marad. A két szint agyagásvány-összetételében azonban lényeges különbség nincs *(5.23. c, d ábra)*.

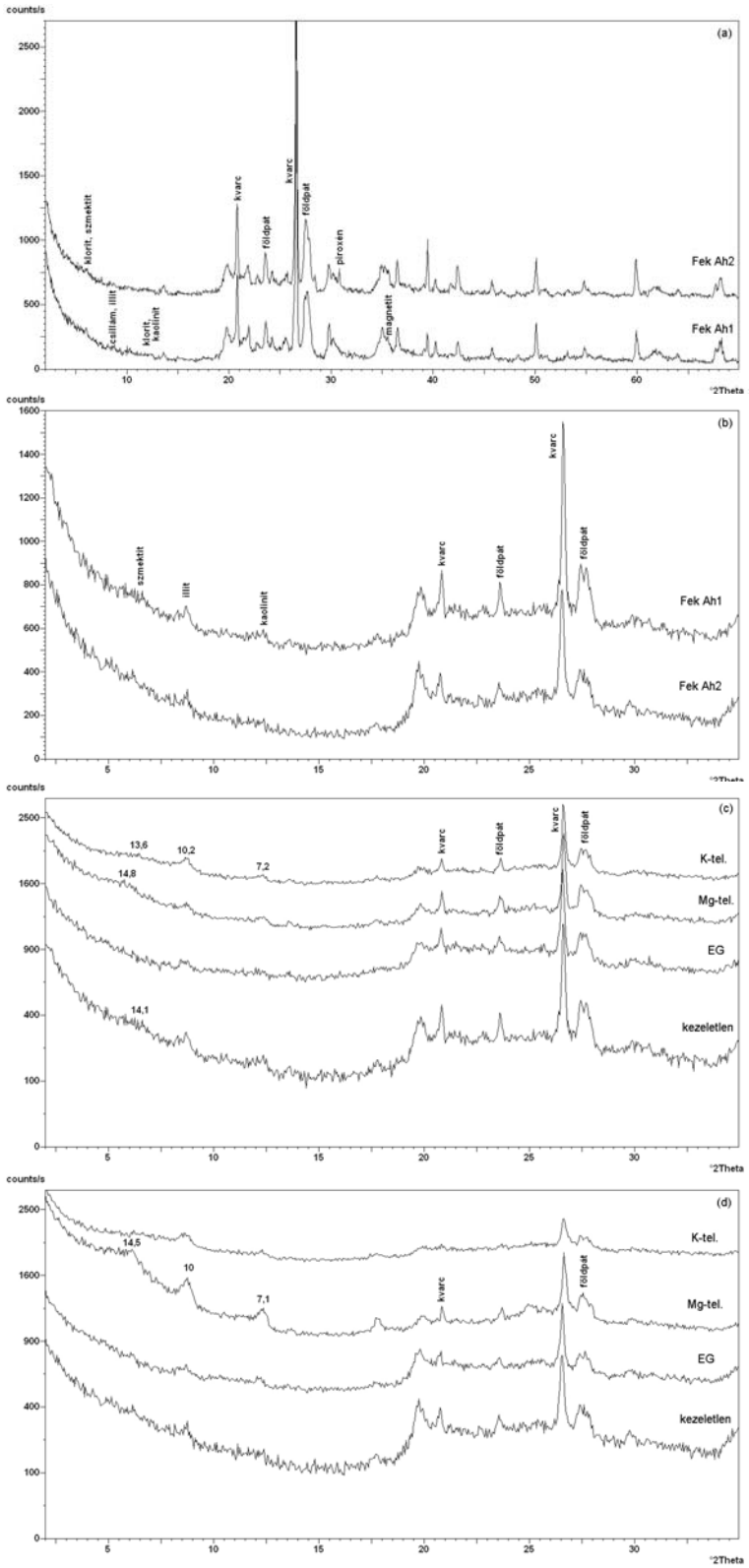
5.23. ábra. Csobánc Ah_1- és Ah_2-minták. (a) a teljes talaj és (b) az agyagfrakció ásványi összetételének XRD-görbéje, valamint (c) az Ah_1-, illetve (d) az Ah_2-szint felvételei kezelésenként

Az agyagfrakciók relatív, félmennyiségi összetétele:

CSOB Ah_1: illit, I/S >>> kvarc > kaolinit, K/S = földpát > szmektit,

CSOB Ah_2: illit, I/S >>> földpát > kvarc = kaolinit, K/S (klorit) > földpát > szmektit.

5.6.2.6. Fekete-hegy



A Fekete-hegy felszíni (Ah_1-) szintjében jelentős a kvarc mennyisége, nemcsak a teljes talajban, hanem az agyagfrakcióban is *(5.24. a, b ábra)*. Az agyagfrakcióban a kvarc és vele együtt a földpát aránya az Ah_1-es szintben eléri az 50%-ot, míg az Ah_2-es szintben alig 20%. A talajképző bazalt nem tartalmaz kvarcot, tehát ez a fázis itt is nyilvánvalóan behordott, eolikus anyag. A mintákban meglepően kevés az agyagásványok mennyisége. Mivel azonban az Ah_2-es szintben a kvarc és a földpátok (törmelékes elegyrészek) mennyisége jóval kisebb, ezért az agyagásványok relatíve dúsulnak és domináns fázissá lép elő az illit, I/S, valamint a kaolinit, K/S *(5.2., 5.3. táblázat)*. A szmektitek aránya az Ah_1-beli 10–12%-hoz képest az Ah_2-ben eléri a 20%-ot is. Mg-telítésre a szmektit, az illit

5.24. ábra. Fekete-hegy Ah1 és Ah2 mintájának (a) teljes talajának ásványi- és (b) agyagfrakciójának ásványi összetételének XRD-görbéje, valamint az (c) Ah1-, illetve (d) Ah2- szintek felvételei kezelésenként

és a kaolinit bázisreflexiója sokkal erőteljesebben jelentkezik, ami az agyagásványok rosszul kristályosodott állapotára utal *(5.24. c, d ábra)*.

Az agyagfrakciók relatív, félmennyiségi összetétele:

Fekete-h. Ah_1: kvarc >> földpát = illit, I/S >kaolinit, K/S => szmektit,

Fekete-h. Ah_2: illit, I/S =>kaolinit, K/S > szmektit >> kvarc = földpát.

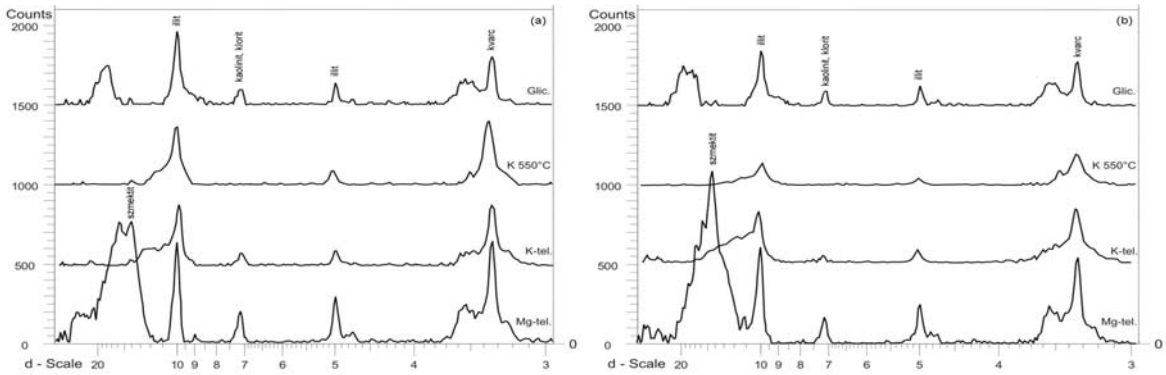
5.6.2.7. Tihany

A talajszelvény két szintjének agyagásvány-összetétele teljesen megegyezik *(5.25. ábra)*. A szelvény agyagfrakciójában – hasonlóan a badacsonyi és csobánci mintákhoz – az illit (I/S) a domináns agyagásvány, azonban itt a szmektitek is jelentős mennyiségben feltűnnek, mennyiségük eléri a 15–20%-ot *(5.3.táblázat)*. Klorit, kaolinit, valamint a kvarc és földpát csak nyomokban fordul elő.

Az agyagfrakciók relatív, félmennyiségi összetétele:

Tihany Ah_1: illit, I/S >>> szmektit >> kaolinit, K/S = kvarc => klorit = földpát,

Tihany Ah_2: illit, I/S >>> szmektit >> kaolinit, K/S => klorit = földpát.

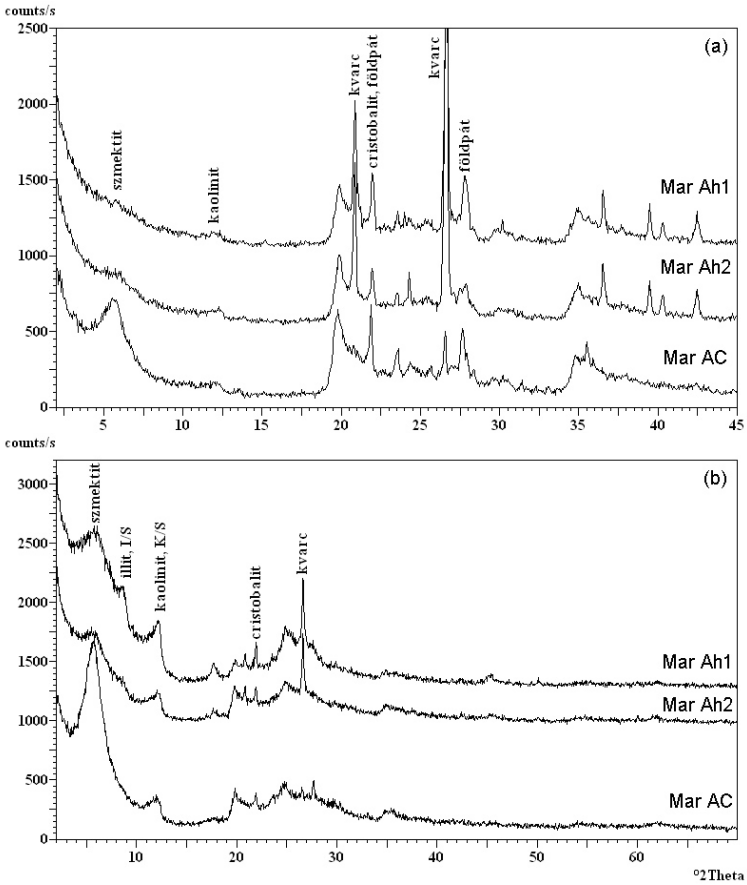


5.25. ábra. A tihanyi szelvény (a) Ah_1- és (b) Ah_2-szintje agyagfrakciójának XRD-felvételei kezelésenként[10]

[10] A Martin Luther Egyetem felvételei.

5.6.2.8. Markaz

A szelvényben lefelé haladva emelkedik az agyagásvány-tartalom; ugrásszerű a növekedés az AC-szintben, ahol igen számottevő a szmektit mennyiségének megnövekedése. Ezzel párhuzamosan a kvarctartalom az Ah_1- és az Ah_2-szintben mért 60%-ról 5% alá csökken. A szmektittel együtt növekszik a cristobalit mennyisége is, amely – mint erre fentebb már utaltam – jellegzetes elegyrész az andezites kőzetek mállási képződményeiben (BERÉNYI ÜVEGES J. et al. 2002) *(5.26. ábra)*.

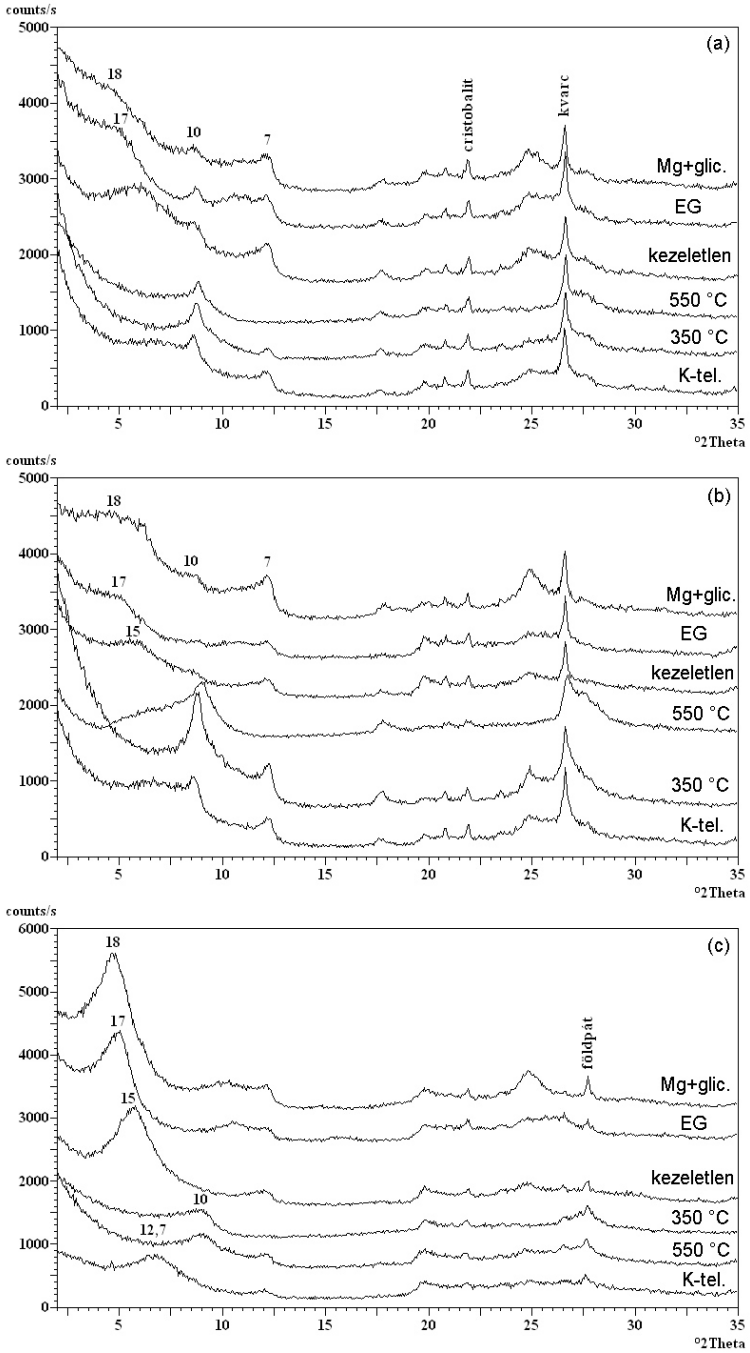


5.26. ábra. Markaz Ah1, Ah2 és ACminták (a) teljes talajának ásványi- és (b) agyagfrakciójának ásványi összetételének XRD-görbéje

A földpáttartalom viszonylag állandó. Az AC-szintben viszonylag nagy az amorf fázisok aránya.

Az AC-szint agyagásványos karaktere alapvetően eltér a felsőbb szintekétől: döntő fázis benne a kis rétegtöltésű szmektit, emellett csak kevés kaolinit/szmektit kevert fázis és talán tiszta kaolinit jelenik meg. Az Ah_1- és az Ah_2-szintben a szmektiten és kaolinit/szmektiten (kaoliniten) kívül illit, illit/szmektit is jelen van. Lényeges eltérés továbbá, hogy jellemzővé válik egy vermikulitszerű, nagy rétegtöltésű komponens is a kis rétegtöltésű szmektit mellett, illetve gyaníthatóan annak rovására *(5.27. ábra)*. Ez arra utal, hogy az agyagásványok rétegtöltése a talajosodás előrehaladtával növekszik. A „kis rétegtöltés → nagy rétegtöltés”-váltás gyakori ásványátalakulási folyamat egyes talajokban, főként a Vertisolokban (RIGHI, D. et al. 1995; NÉMETH T. et al. 1999). A GREEN-KELLY-teszt alapján az Ah_1- és az Ah_2-szintben a szmektit montmorillonitos jellegű. A középső, Ah_2-szintben OH-közberétegzett agyagásvány (valószínűleg vermikulit, HIV) képződésével is számolni kell. A szelvény az Ah_1– Ah_2 illetve az AC- szint ásványos- és agyagásványos

karaktere alapján nem tűnik genetikailag egy szelvénynek. Az AC-szint sokkal mállottabb, mint az Ah_1- és Ah_2-szint, vagyis ez utóbbiak lejtőhordalék eredete valószínűsíthető.



5.27. ábra. Markazi szelvény (a) Ah1, (b) Ah2 és (c) AC-szintjének agyagfrakciójának XRD-felvételei kezelésenként

Az agyagfrakciók relatív, félmennyiségi összetétele:

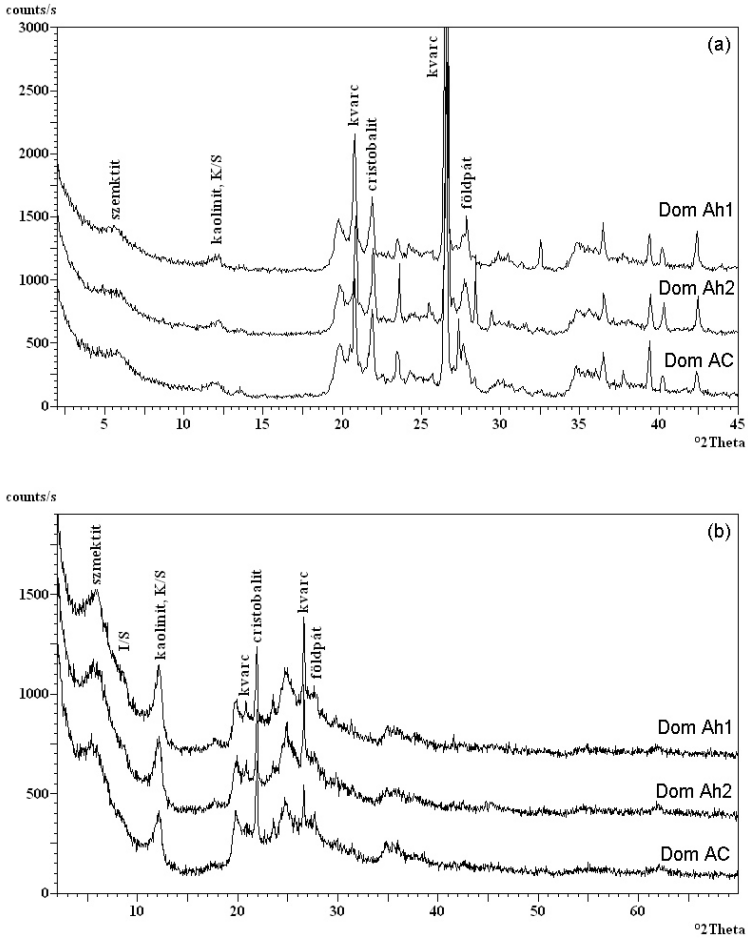
Markaz Ah_1: kaolinit, K/S >> illit, I/S => szmektit > vermikulit > kvarc > cristobalit,

Markaz Ah_2: kaolinit, K/S >> szmektit > illit, I/S = vermikulit > HIV > kvarc => cristobalit,

Markaz AC: szmektit >>> kaolinit, K/S >> földpát > cristobalit.

5.6.2.9. Domoszló

A teljes talajmintákat a felső két szintben (Ah_1, Ah_2) fele részben kvarc alkotja, amelynek mennyisége az AC mintában 40% alá csökken. Alárendelt a földpátok mennyisége, jelentős viszont a 10–15 százaléknyi cristobalit-tartalom, amely jellegzetes elegyrész az andezites mintákban *(5.28. ábra)*.



5.28. ábra. Domoszló Ah1, Ah2 és ACminták (a) teljes talajának ásványi- és (b) agyagfrakciójának ásványi összetételének XRD-görbéje

Az uralkodó agyagásvány a szmektit, amelynek mennyisége a legalsó szintben éri el a maximumát: a minta csaknem negyedét alkotja. A minták további jellegzetes agyagásvány-fázisa a kaolinit, illetve a kaolinit/szmektit kevert szerkezetű agyagásvány. Az illit aránya állandó és alárendelt mennyiségű.

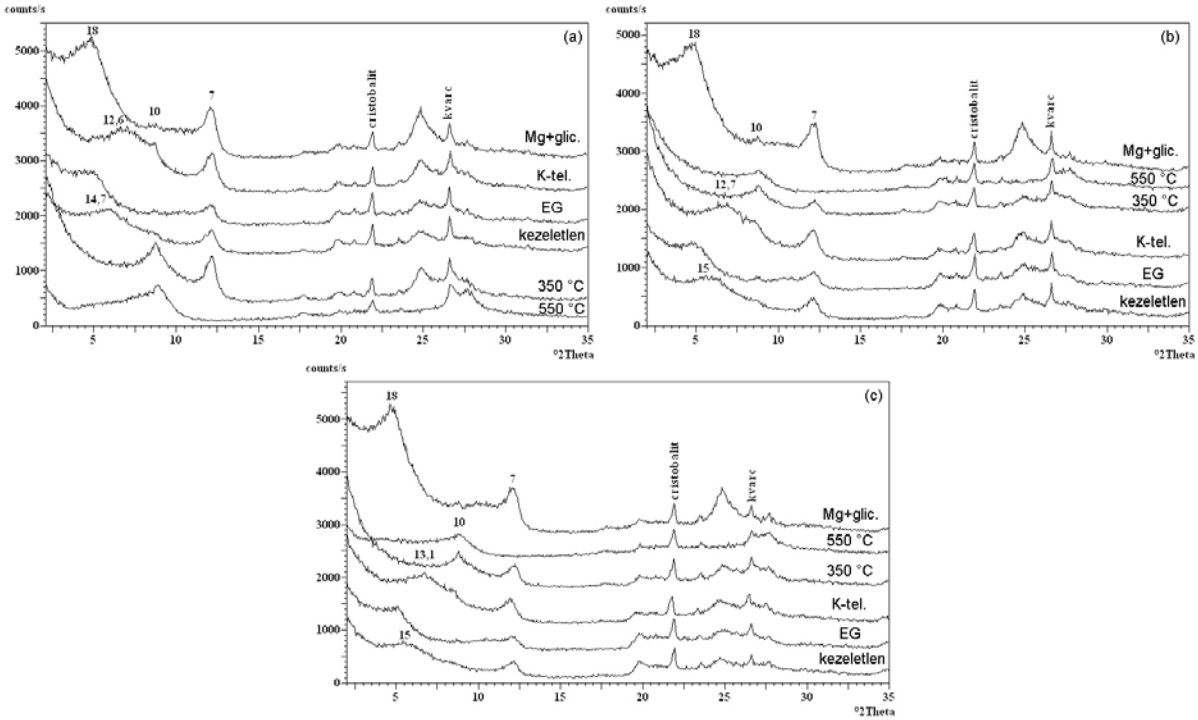
A cristobalit az agyagfrakcióban is megjelenik. A szmektit a vulkáni anyagok mállása során (üveg, földpát) képződött szmektitekre jellemző módon kis rétegtöltésű, dioktaéderes típusú montmorillonit (THOREZ, 1976). A legfelső szintben a szmektit megkezdődő átalakulására utal az OH-közberétegződések megjelenése, ami savas pH-jú mérsékelt övi talajok tipikus folyamata. Jelentős az amorf anyagok aránya is (~5%) *(5.29. ábra)*.

Az agyagfrakciók relatív, félmennyiségi összetétele:

Domoszló Ah_1: szmektit > kaolinit, K/S >>> cristobalit => illit, I/S > kvarc > földpát,

Domoszló Ah_2: szmektit > kaolinit, K/S >>> cristobalit > illit, I/S = kvarc > földpát,

Domoszló AC: szmektit > kaolinit, K/S >> cristobalit > illit, I/S > földpát = kvarc.



5.29. ábra. A domoszlói szelvény (a) Ah_1-, (b) Ah_2- és (c) AC-szintje agyagfrakciójának XRD-felvételei kezelésenként

5.6.2.10. Tokaji-hegy

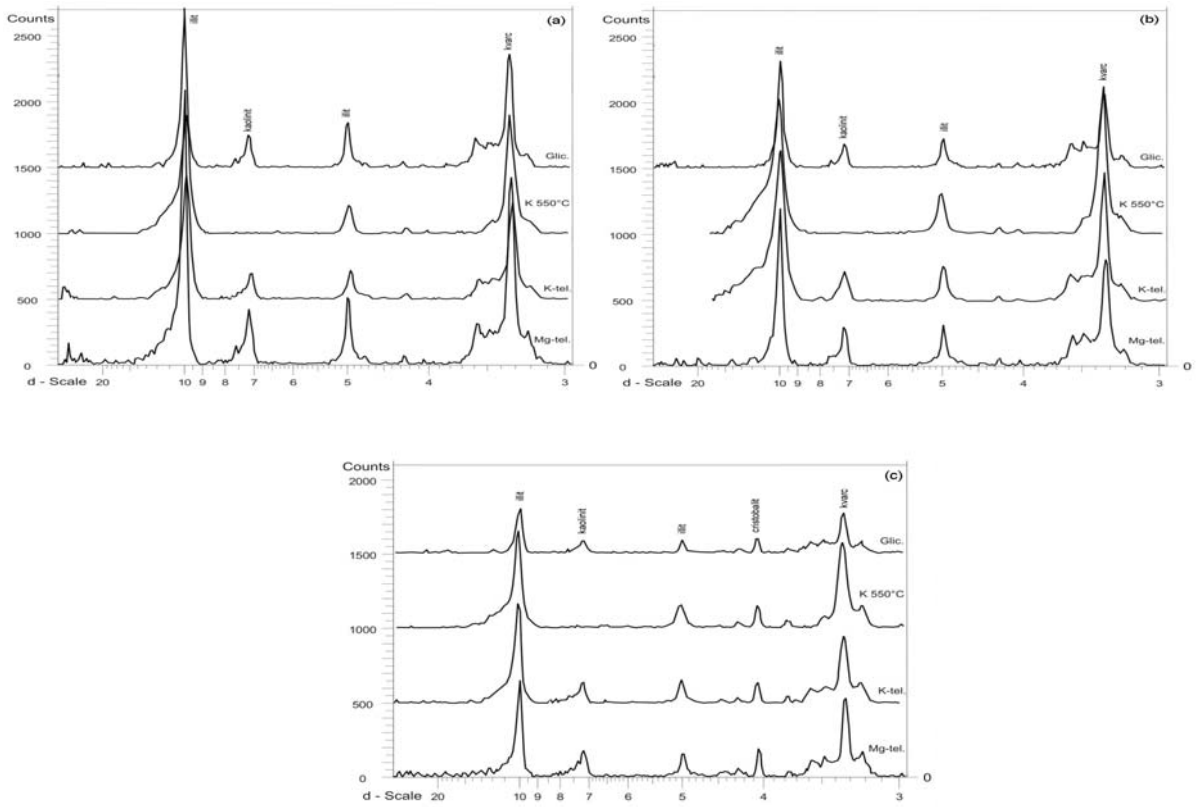
A talajszelvény három szintjének agyagásvány-összetétele hasonló *(5.30. ábra)*. Domináns és egyeduralkodó agyagásványa az illit, K/S, amely mellett kevés kaolinit, K/S tűnik fel a mintákban. Az illit, K/S az összes általam vizsgált szelvényben itt éri el maximumát: az agyagfrakció 80–90%-át alkotja. Az AC-szintben nyomokban némi szmektit és HIS–HIV mutatható ki. A kvarc és a földpát mennyisége a teljes szelvényben nagyjából azonos (3–6%). Az andezites mintákra jellemző cristobalit az Ah_1- és az Ah Ah_2-szintből hiányzik és csak az AC-szintben van jelentősebb mennyiségben.

Az agyagfrakciók relatív, félmennyiségi összetétele:

Tokaji-h. Ah_1: illit, I/S >>> kaolinit, K/S > földpát = kvarc,

Tokaji-h. Ah_2: illit, I/S >>> kvarc => kaolinit, K/S = földpát,

Tokaji-h. AC: illit, I/S >>> kaolinit, K/S = cristobalit > kvarc = földpát, > szmektit = HIS–HIV.



5.30. ábra. A Tokaj-hegyi szelvény (a) Ah_1-, (b) Ah_2- és (c) AC-szintjének agyagfrakciójának XRD-felvételei kezelésenként[11]

[11] A Martin Luther Egyetem felvételei.

5.2 táblázat. Vizsgált talajok agyagfrakciójának ásványos összetétele

	Szmektit	Vermikulit	Klorit	HIS-HIV	Illit, I/S	Kaolinit, K/S	Kvarc	Cristobalit	Földpát	Egyéb
B101 Ah_1	10				10	17	7	16	35	amorf: 5
B101 Ah_2	5				15	17	4	22	35	amorf: 2, goethit: ny
B102 Ah_1	5				15	24	12	20	20	amorf: 2, goethit: 2
B102 Ah_2	8				20	27	11	17	15	amorf: 2, goethit: ny
Cso Ah_1	10				15	20*	10	15	25	amorf: 2, goethit: 3
Cso Ah_2	10				20	22*	8	15	20	amorf: 2, goethit: 3
Stgy Ah_1					52	17	10		18	amorf: 3
Stgy Ah_2					36	22	3		36	amorf: 3
Bad Ah_1	2		8		70	7	7		7	
Bad Ah_2	2		7		70	9	6		7	
Bad AR	7		5		70	6	4		7	
Csob Ah_1	9				55	10	12		10	amorf: 4, rutil?: ny
Csob Ah_2	4				60	10	10		12	amorf: 4
Fek Ah_1	12				20	15	30		20	amorf: 3
Fek Ah_2	20				30	27	10		10	amorf: 3
Tih Ah_1	16		2		74	3	3		2	
Tih Ah_2	19		2		74	3			2	
Mar Ah_1	20	10			22	35	6	4		amorf: 3
Mar Ah_2	18	14		8	15	35	5	3		amorf: 2
Mar AC	80					16		ny	2	amorf: 2
Dom Ah_1	40				8	30	5	10	2	amorf: 5
Dom Ah_2	43				4	34	3	10	1	amorf: 5
Dom AC	42				6	30	2	12	3	amorf: 5
Tok Ah_1					90	5	2		3	
Tok Ah_2					88	4	5		3	
Tok Bw	1			1	78	6	4	6	4	

* Ez lehet klorit is.

ny: nyomokban

5.3. táblázat. Vizsgált talajok ásványos összetétele

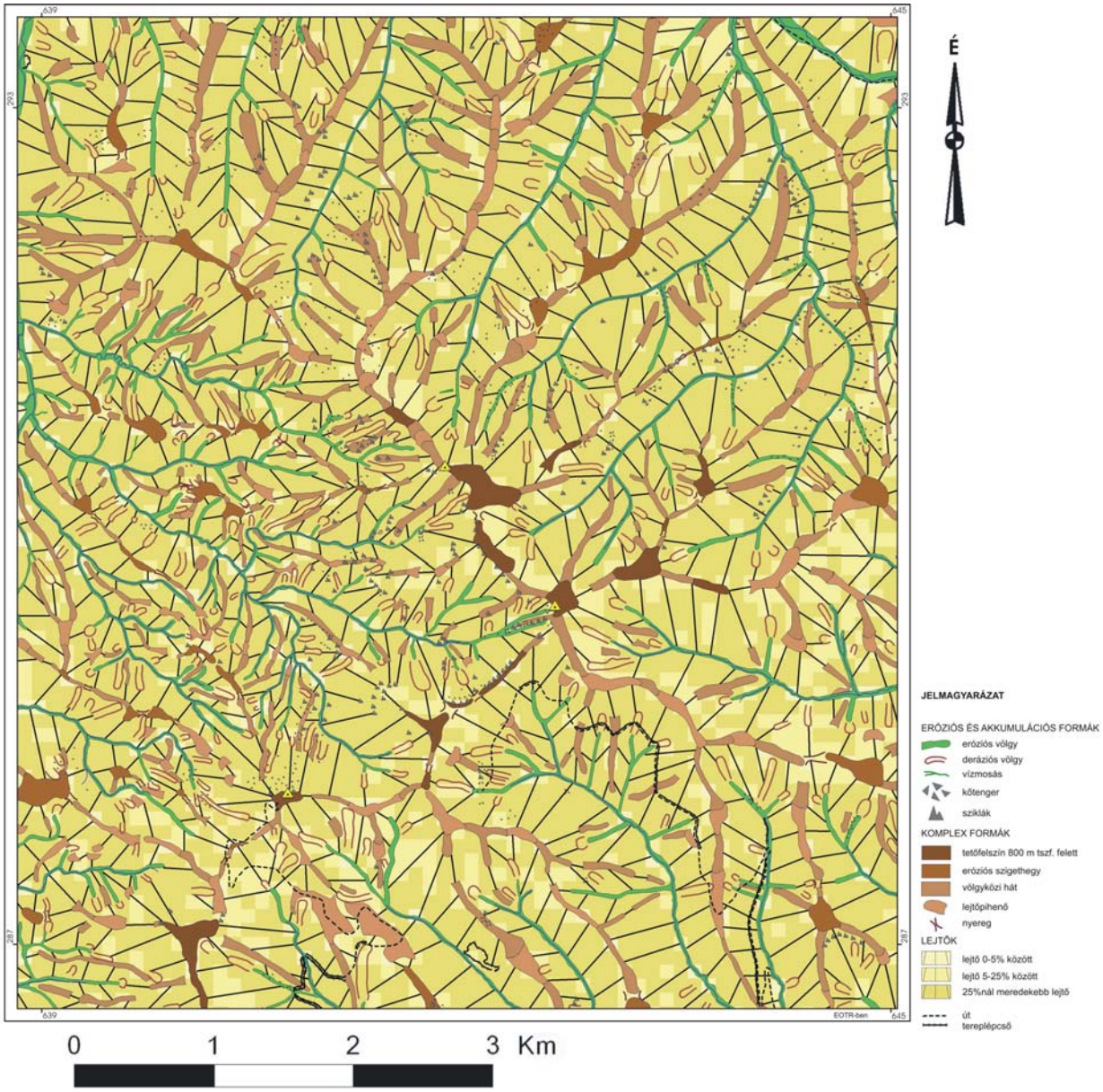
	Szmektit	10A (csillám, illit)	Klorit	Kaolinit	Agyag egyben*	Kvarc	Plagioklász, földpát	Amfibol	Piroxén	Cristobalit, opál–C	Egyéb
B101 Ah_1	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
B101 Ah_2	1	6		5		7	40	15		25	goethit: 2 hematit: 1, amorf
B102 Ah_1	1	9		2		32	25	6		24	goethit: <1 hematit: 3, amorf
B102 Ah_2	2	7		2		25	33	10		20	goethit: <1 hematit: 2, amorf
Cso Ah_1					11	21	35	10		16	goethit: 3, hematit: 1 zeolit: 2, amorf
Cso Ah_2					9	17	40	5		20	goethit: 3, hematit:? amorf
Stgy Ah_1		13		6		28	46		7		magnetit: <1
Stgy Ah_2		18		8		18	38		10		magnetit: <1
Bad Ah_1	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Bad Ah_2	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Bad AR	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Csob Ah_1	3	10		3		60	12		8		hematit, magnetit: 3 amorf
Csob Ah_2	ny	7				55	25		6		hematit, magnetit: 4 amorf
Fek Ah_1	<1	4		3		53	35		3		magnetit: <1
Fek Ah_2	1	5		5		48	38		5		magnetit: <1
Tih Ah_1	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Tih Ah_2	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Mar Ah_1	7	3		8		60	17	2	2	2	
Mar Ah_2	14	7		9		59	5	3		3	
Mar AC	68			7		3	10			12	amorf
Dom Ah_1	15	3		8		55	5	5		12	
Dom Ah_2	14	3		9		54	8			2	kalcit: 1
Dom AC	23	3		12		37	5	5		15	
Tok Ah_1	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Tok Ah_2	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Tok Bw	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na

*Ezekben a mintákban nem lehet külön meghatározni az agyagásványok mennyiségét, csak egyben lehet becsülni. A leírásban bővebben látható, hogy mik lehetnek benne (illit, kaolinit, klorit, szmektit).
na: nincs adat

5.7. A magas-börzsönyi mintaterület nagyméretarányú geomorfológiai és talajtani térképezése

5.7.1. A mintaterület geomorfológiai vázlata

A korábban megjelent kis méretarányú térképek nem adnak pontos információt az erubázok elterjedéséről; még egy nagy méretarányú talajtérkép is csak közelíteni tud a valósághoz. A talajok, különösen hegyvidéki területen, nagyfokú inhomogenitást mutatnak, ezért pontos leképzésük igen nehéz. A terepbejárások, mintavételek és laboratóriumi elemzések alapján azonban megállapíthatók bizonyos törvényszerűségek (pl. a geomorfoló-



5.31. ábra. A börzsönyi mintaterület geomorfológiai vázlata (Készült az eredeti1:10 000-es ma. lap alapján)

giai helyzet és a talajtípus jellemző kapcsolatai), amelyek jó közelítést adhatnak a talajok térbeli elhelyezkedéséről. Ezért a talajtérképezést részletes (1:10 000-es) geomorfológiai térképezés előzte meg, tekintve, hogy egyes talajtípusok és különösen az erubáz talajok (feltételezhetően) jellemző geomorfológiai helyzetben (tetőkön, gerinceken, meredek D-i lejtőkön stb.) fordulnak elő leggyakrabban. Így a felszínformák megismerésével a talajtérképezés pontossága is növelhető, a talajtérképezéshez kijelölt szelvények és fúrások helye, sűrűsége jól megtervezhető *(5.31. ábra)*. A geomorfológiai vázlat vizsgálatából kiderül, hogy az erubáz talajok potenciális előfordulási helyeik igen szűk területre korlátozódnak. A meglehetősen keskeny gerinceket csak néhány helyen szakítják meg terjedelmesebb lejtőpihenők. A kis területű és mozaikos tetőszintek és eróziós szigethegyek szintén alárendelt szerepet töltenek be a területen, a meredek, kőtengerekkel szabdalt lejtők dominálnak.

5.7.2. A magas-börzsönyi mintaterület részletes talajtérképe

Az erubáz talajok elhelyezkedésének és tulajdonságainak törvényszerűségeit kutatva, a kijelölt magas-börzsönyi mintaterületen részletes, nagy méretarányú (1:25 000) talajtérképezést végeztem. A térképezést mindenekelőtt terepbejárásokra, a geomorfológiai térképezés eredményeire és az ezek alapján megtervezett felvételezési ponthálózat 38 talajszelvényére (köztük a B101, B102 és Cso szelvényekre) és a 115 PÜRCKHAUER-féle fúrásra alapoztam[12] *(5.29., 5.30., 5.31.ábra)*.

A talajfejlődés kiindulási alapkőzetét túlnyomórészt andezitláva vagy andezitblokk és hamuár-üledékek alkotják. Ásványi összetételük és főleg fizikai és kémiai jellemzőik igen változatosak. A közepesen nedves éghajlat különböző lomberdő-társulásokat tart el, a talajklíma udic[13], illetve mesic[14] diagnosztikai tulajdonságokkal jellemezhető (WERNSTEDT, F. L. 1983; MILLER, D. A.–WHITE R. 1997). Mindezen tényezők változatos kölcsönhatásai következtében a talajtípusok elhelyezkedése igen mozaikos képet mutat.

[12] A szelvények és fúrások nagy száma és a terjedelem korlátai miatt a felvételi és mérési jegyzőkönyveket nem mellékelem, de elektronikus formában igény szerint rendelkezésre állnak.
[13] Talajnedvesség-forgalmi típus.
[14] Talajhőmérséklet-típus.

5.7.3. A magas-börzsönyi mintaterület genetikai talajtípusai

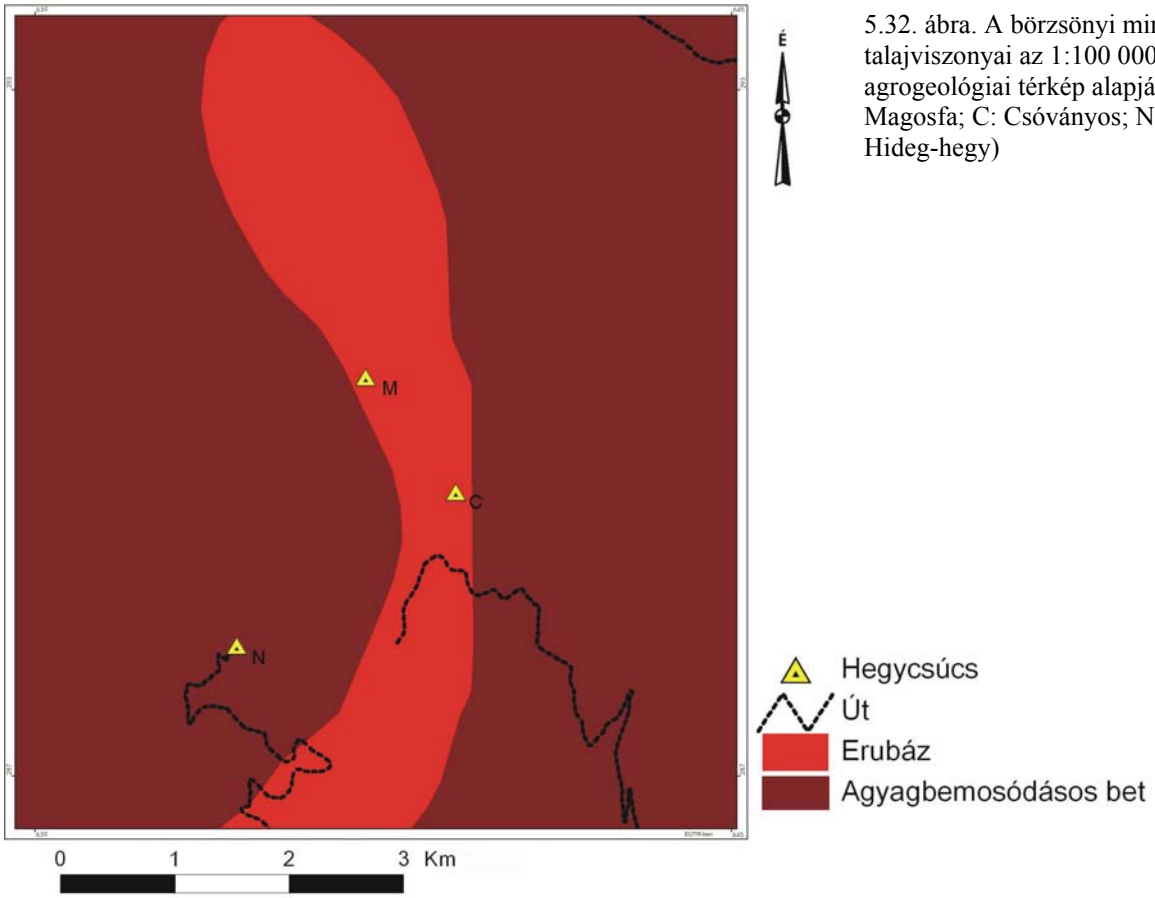
5.7.3.1. Váztalajok

Igen nagy területet foglalnak el a köves, sziklás váztalajok *(5.33. ábra)*, s különösen ott találhatók, ahol a talajpusztulás erőteljes, így a mállástermékek közvetlenül keletkezésük után elszállítódnak. Gerinceken, kisebb-nagyobb hegycsúcsokon, meredek lejtőkön egyaránt megtalálhatók. A kalderaperem belső oldalán több helyen találkozunk pleisztocén periglaciális kifagyás hatására létrejött törmeléklejtőkkel, amelyek talajosodása még a talajfejlődés kezdetén áll.

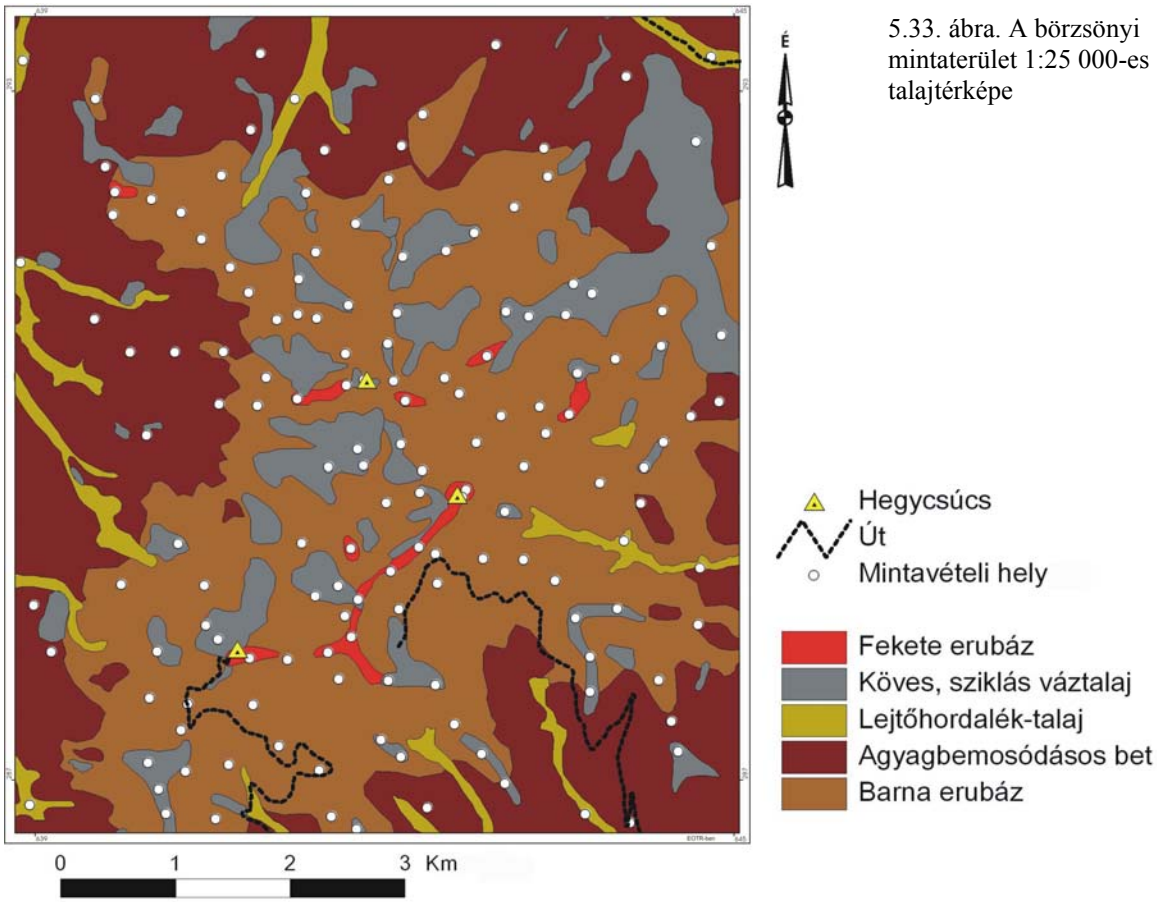
A talajréteg vastagsága nem haladja meg a 10 cm-t és többnyire sziklás foltokkal váltakozva fordul elő, benne a vázrészek aránya elérheti a 70–90%-ot is. Ezeket a talajokat sok esetben gyakorlatilag sekély (a megfelelő talajvastagságot még el nem érő) erubáz szelvénynek tekinthetjük. A váz- és erubáz talajok előfordulási helye többnyire azonos, egymással gyakran mozaikosan váltakozva fordulnak elő.

5.7.3.2. Kőzethatású talajok

A mintaterület legelterjedtebb talajtípusa az erubáz *(5.33. ábra)*. Mint arra az 5.1. és az 5.2. fejezetben rámutattam, a térképezés során, a talajvizsgálatok alapján szükségessé vált a fekete erubáz és a barna erubáz elkülönítése. A szerves anyagok bomlásának körülményei e két változat esetében lényegesen eltérőek, ami elsősorban a vízellátottság, a hőmérséklet és a pH-viszonyok különbségeiből adódik. Mindez humusztartalmuk komoly eltéréseiben nyilvánul meg. A két altípus elkülönítéséhez a MUNSELL-szín mellett (l. 5.1. fejezet), a 6%-os humusztartalom-küszöböt használtam. Az erubáz talajok humusztartalom-értékeinek nagy szórása miatt (l. 5.2.1. fejezet) azonban ez a küszöbérték nem használható minden erubáz szelvény esetében, kizárólag a börzsönyi területen.



5.32. ábra. A börzsönyi mintaterület talajviszonyai az 1:100 000-es agrogeológiai térkép alapján (M: Magosfa; C: Csóványos; N: Nagy-Hideg-hegy)



5.33. ábra. A börzsönyi mintaterület 1:25 000-es talajtérképe

A fekete erubáz talajok foltjait többségükben a hegység legmagasabb régióiban, a 750–915 m magasságú csúcsokon és gerinceken, mozaikosan elszórtan találjuk. Kiterjedésük többnyire nem haladja meg a néhány tíz métert. Sok helyen a köves, sziklás váztalajokkal váltakozva fordulnak elő *(5.29., 5.31.ábra)*.

A barna erubáz előfordulása lényegesen nagyobb területen jellemző, a csúcsoktól a völgyek aljáig szinte mindenhol előfordulhat. Ahol a fekete erubáz kialakulásának speciális talajklimatikus feltételei (a téli átfagyás és a nyári „kiszáradás" következményeként fékezett biológiai lebontás) nem adottak, barna erubázt találunk. Kevésbé mozaikos megjelenésű, sőt inkább nagy, összefüggő talajfoltokat alkot. A barna erubáz átmenetnek tekinthető a barna erdőtalajok felé, de szintekre tagozódása még nem figyelhető meg.

5.7.3.3. Barna erdőtalajok

A domborzati és az eróziós viszonyoknak megfelelően elsősorban az agyagbemosódásos barna erdőtalaj számos változata fordul elő a területen. Legszebb szelvényeik megállapodott enyhe lejtőkön, pihenőkön találhatók. A meredekebb lejtőkön gyakran csak csonkolt (erodált) formában tanulmányozhatók. Többségükben 600 m alatt képződtek, aminek elsősorban a magasabban fekvő területek erős felszabdaltsága és nagy lejtőszöge az oka *(5.29., 5.31.ábra)*.

5.7.3.4. Lejtőhordalék-talajok

A víz által lepusztított anyag elsősorban a kisebb-nagyobb völgyekben halmozódik fel, sok esetben akár több méteres vastagságban is, ezért lejtőhordalék-talajokat a mintaterület alacsonyabban fekvő, meredek oldalakkal határolt patakvölgyeiben találunk. Előfordulásuk mindenekelőtt a mintaterület peremein induló, mély völgyekben számottevő *(5.29., 5.31.ábra)*.

5.8. Klasszifikációs vizsgálatok

Mint azt az 5.1. és 5.2. fejezetekben bemutattam, az erubáz talajok színük és humusztartalmuk alapján, két jól elkülönülő csoportba oszthatók. Ez a csoportosítás azonban csak két kiragadott tulajdonság alapján történt. A klasszifikációs statisztikai elemzések során arra a kérdésre kerestem a választ, hogy az összes standard laboratóriumi, illetve röntgendiffrakciós vizsgálat eredményeit felhasználva, miként csoportosíthatók az erubáz szelvények? Hány csoportra oszthatók és ezek milyen tulajdonságokkal jellemezhetők? Az elkülönülő csoportok között mekkora különbségek adódnak? Kimutathatók-e a talajképző kőzetek különbségei? Azonosak-e ezek a csoportok a korábban megalkotott két csoporttal?

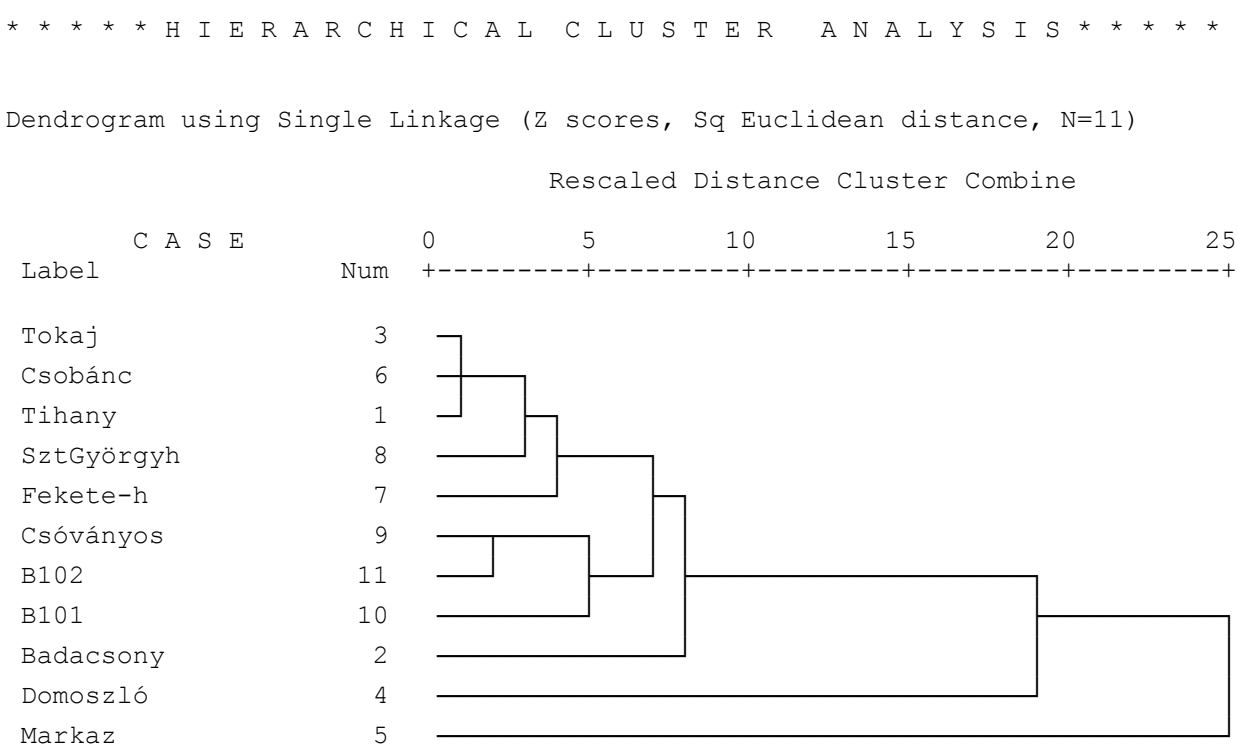
5.8.1. Hierarchikus elemzés

Az ásványi és agyagásvány-összetétel megállapításakor félmennyiségi becslést végeztem. A statisztikai elemzésekhez és feldolgozáshoz célszerű volt e mennyiségek számszerű kifejezése is. A kapott számszerű adatok a „legjobb becslés”-ként értelmezhetők és semmiképpen sem jelentenek abszolút értékeket. Az adatok becsült bizonytalansága 25–50% között mozog (WHITTON, J. S.–CHURCHMAN, G. J. 1987).

A hierarchikus klaszter-elemzések során először a szelvények minden szintjének adataival dolgoztam. Ez azt jelenti, hogy hét szelvény (B101, B102, Cso, Stgy, Csob, Fek, Tih) esetén két szint (Ah_1, Ah_2), öt szelvény esetén három szint (Ah_1, Ah_2, AC/A+R) adatait kellett az elemzésbe vinni (Bad, Mar, Dom, And, Tok). Bár legtöbbször a harmadik szint csak egy-két tulajdonságában – pl. a finomföld-frakció arányában – különbözik nagyobb mértékben a felette levő szinttől, az elemzésekben erősen tükröződik a harmadik szint jelenléte. Ez jól látszott az eredményekben is, ahol épp az elemzésbe vont négy, három szinttel rendelkező szelvény alkotott külön csoportot. Ezért hierarchikus és nem-hiearchikus elemzéseknél csak az Ah_1- és Ah_2-szintekkel dolgoztam.

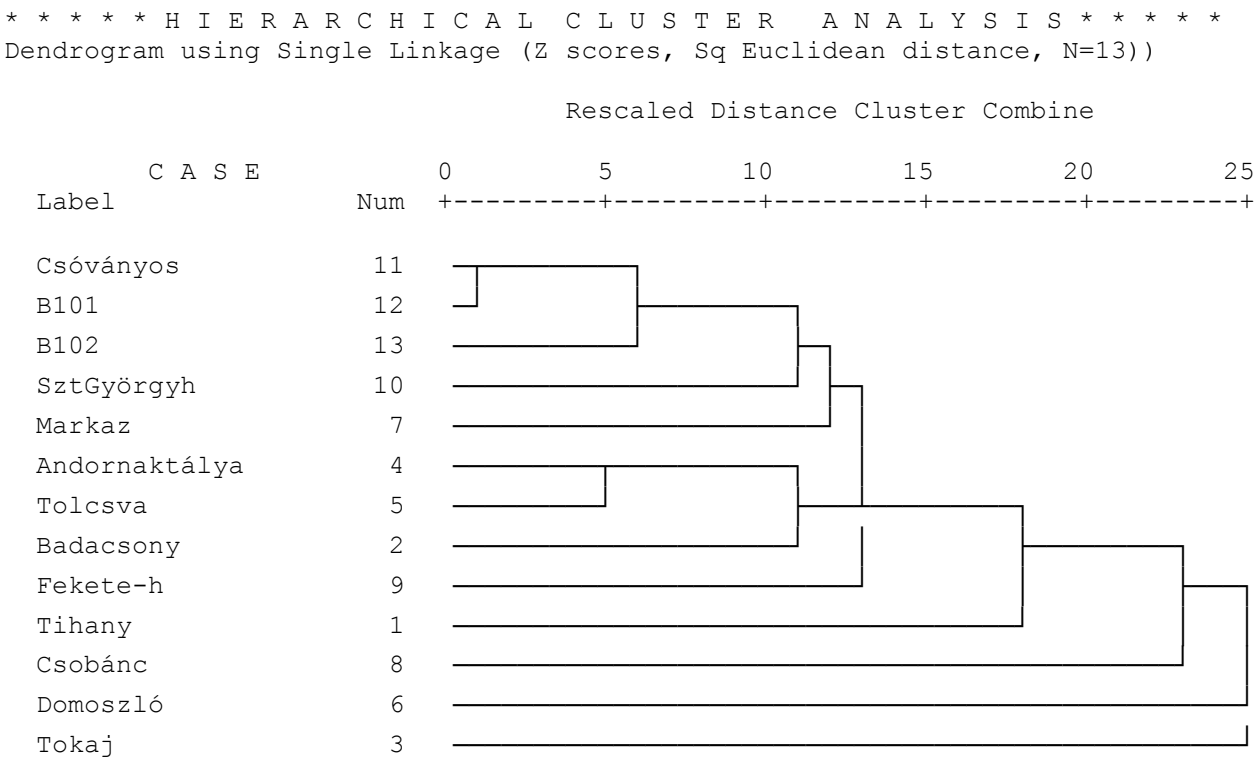
Az agyagásvány-összetétel hierarchikus klaszter-elemzésének dendrogramjából 4–5 csoport körvonalazódik *(5.34. ábra, 7.18. melléklet)*. Egyes csoportok hasonlósági foka igen magas. A börzsönyi minták, valamint a Csobánc, Szent György-hegy, Fekete-hegy, Tihany és Tokaj minták csoportja határozottan elkülönül, hasonlósági szintjük eléri a 95%-ot. Ugyanakkor a badacsonyi szelvény „csak” 92%-os szinten kapcsolódik az előző csoportokhoz. Ezzel szemben a markazi és domoszlói szelvények jelentősebb disszimilaritást mutatnak, amely

elsősorban kiugróan magas szmektit- és a kaolinit-, K/S agyagásványtartalom-értéknek tulajdonítható.



5.34. ábra. Talajszelvények agyagásvány-összetételének hiaerarchikus klaszter-elemzéséből származtatott dendrogram

A 13 alapszelvény közül csak 11-ben történt röntgendiffrakciós vizsgálat, azonban a standard laboratóriumi vizsgálatok mind a 13 szelvény esetében rendelkezésre állnak. A 13 szelvény standard vizsgálati adatai alapján végzett hierarchikus klaszter-elemzés vegyes képet mutat, dendrogramjából messzemenő következtetéseket nem vonhatunk le. *(5.35. ábra, 7.19. melléklet)*. Vagyis a talajképző kőzet hatása, csupán a standard vizsgálatokra alapozva, nem mutatható ki. Az andezit és bazalt talajképző kőzetű szelvények egymással keveredve alkotnak csoportokat *(5.35. ábra)*. Egyedül a börzsönyi minták (Cso, B101, B102), valamint a (vizsgálatba újonnan bevont) két, ignimbriten kifejődött erubáz (And, Tol) szelvény esetében mutatható ki magas fokú hasonlósági kapcsolat.



5.35. ábra. Talajszelvények standard laboratóriumi vizsgálati eredményeinek hiaerarchikus klaszter-elemzéséből származtatott dendrogram

A röntgendiffrakciós vizsgálatok rávilágítottak, hogy a vizsgált szelvények ásványi összetételében erősen tükröződik a talajképző kőzet összetétele, ami csoportosításukat is elsősorban meghatározza. Ezt a hierarchikus klaszter-elemzés megerősítette. A dendrogramok megmutatták, hogy a szelvények 2/3-ában a hasonlóság igen magas fokú, mégis határozottan két csoportra (altípusra) bonthattam e talajokat. Azonban a csak standard vizsgálati adatok alapján végzett hierarchikus klaszter-elemzés alapján a fent említett elkülönítés sajnos nem lehetséges.

5.8.2. Nem-hierarchikus K-közép elemzés

A hierarchikus klaszter-elemzés segítségével megismertem az adatok belső struktúráját, ami megerősített abban, hogy adataim végleges rendezése céljából a nem-hierarchikus K-közép elemzés két klaszteres megoldása a legmegfelelőbb.

A K-közép elemzés esetében is csak az Ah_1- és Ah_2-szintek adataival dolgoztam. Az elemzés eredményeként megismerhetjük a két klaszter jellemzőit, főbb tulajdonságaik.

A számítások eredményeit standardizált formában kapjuk meg *(7.20. melléklet)*, amit a következő egyszerű egyenlettel értelmezhetünk:

$$y = x(SD + M),$$

ahol x a standardizált klaszter-érték, SD az eredeti változó szórása, M ugyanezen változó átlaga *(5.5. táblázat, 7.21. melléklet)*.

A K-közép elemzéssel létrehozott két klaszterben az alábbi elosztásban szerepelnek a szelvények[15]:

5.4. táblázat. A nem-hierarchikus K-közép elemzés két klaszteres megoldása

Number of Cases in each Cluster

Cluster	1	6.000
	2	5.000
Valid		11.000
Missing		2.000

1. csoport: Cso, B101, B102, Dom, Mar, Fek,

2. csoport: Stgy, Bad, Csob, Tih, Tok.

A létrehozott két klaszter egy-egy kivétellel a bazalton–bazalt piroklasztiton, illetve az andeziten kifejődött szelvényeket tömöríti. A bazalt–bazalt piroklasztit talajképző kőzeten kifejlődött szelvények közötti kivétel a tokaji szelvény, ami az andezites szelvények között rendhagyóan magas illit, I/S tartalmának tulajdonítható. Az andezites szelvények között a Fekete-hegyi szelvény a kivétel, ami a bazaltos szelvényekhez képest alacsony illit-, I/S- és magas szmektit-, kaolinit-, K/S-tartalmából adódóan kerülhetett az andezites klaszterbe.

A két klaszter talajainak pH-viszonyaiban nem találunk eltérést, humusztartalmukban azonban már jelentősek a különbségek. A 2. klaszter humusztartalom-értékei mintegy 2%-kal magasabbak az 1. andezites klaszter értékeinél. A nitrogénellátottság mindkét klaszternél kíváló és nagyobb különbséget csak az Ah_2-es szintben találunk, ahol az első klaszter C/N aránya 10% alá esik. A finomföld-, vályog- és agyagtartalom-értékek mindkét klaszternél hasonlóan alakulnak *(5.5. táblázat)*. Az agyagtartalom az andezites klaszter talajainak Ah_2-es szintjében valamivel magasabb és meghaladja a 30%-ot. A két klaszter közötti jelentősebb különbségeket az agyagos rész ásványtani összetételében találjuk. Az andezites klaszter szelvényeinek szmektittartalma mintegy kétszer akkora, mint a bazaltos klaszter szelvényeié. (Igaz, ez az érték még így is jóval elmarad az előzetesen elvárttól.) Vermikulit csak az első,

[15] Az andornaktályai és a tolcsvai szelvények az agyagásvány-vizsgálatok hiányában nem kerültek az elemzésbe.

andezites, míg klorit csak a második, bazaltos klaszter szelvényeinél fordul elő. A legnagyobb

5.5.táblázat. Talajszelvények standard laboratóriumi vizsgálati eredményeinek és agyagásvány-összetételének K-közép elemzéséből származtatott klaszterek adatai; 1: andezies, 2: bazaltos klaszter

		Klaszter	
		1	**2**
mélység (cm)	Ah_1+Ah_2	34.0	42.0
pH (H_2O)	Ah_1	5.8	5.7
	Ah_2	6.0	6.0
pH (KCl)	Ah_1	5.1	5.4
	Ah_2	5.4	5.4
humusz	Ah_1	8.7	10.2
	Ah_2	5.9	8.1
C/N	Ah_1	12.4	13.3
	Ah_2	9.9	12.7
finomföld	Ah_1	82.5	85.7
	Ah_2	72.8	82.8
vályog	Ah_1	28.1	33.3
	Ah_2	22.3	31.6
agyag	Ah_1	22.1	25.3
	Ah_2	31.4	26.5
szmektit	Ah_1	13.9	6.8
	Ah_2	14.9	6.3
vermikulit	Ah_1	1.4	0.0
	Ah_2	2.0	0.0
klorit	Ah_1	0.0	2.5
	Ah_2	0.0	2.3
illit, I/S	Ah_1	20.3	72.3
	Ah_2	20.0	73.0
kaolinit, K/S	Ah_1	22.6	6.3
	Ah_2	26.3	6.5
kvarc	Ah_1	11.4	6.0
	Ah_2	6.3	5.3
cristobalit	Ah_1	9.3	0.0
	Ah_2	9.6	0.0
földpát	Ah_1	17.1	5.5
	Ah_2	16.7	6.0
goethit	Ah_1	0.7	0.0
	Ah_2	0.6	0.0

különbség az illit-, I/S-, illetve a kaolinit-, K/S-tartalomban van: a bazaltos szelvények illittartalma háromszorosa, az andezitesek kaolinittartalma négyszerese a másik csoporténak. Az opál-cristobalit, cristobalit kizárólag az andezites klaszter jellegzetes fázisa *(5.5.táblázat)*. A goethit az andezites csoport jellegzetessége, amely kizárólag a börzsönyi mintákban fordult elő.

A kvarc mennyisége az Ah_2-es szintekben hasonló értékeket vesz fel, míg az andezites klaszter feltalajában közel duplája a bazaltos klaszterének. A földpát mennyisége szintén az andezites csoportban magasabb.

Ásványiösszetétel-vizsgálat csak nyolc szelvényből készült, így azokat az elemzésben nem használtam fel. A szelvények ásványi összetétele eredményeinek figyelembevétele azonban csak tovább erősítené a két talajképző kőzeten kialakult erubáz-csoportok elkülönülését. Mint arra az 5.6. fejezeteben utaltam, az amfibol és cristobalit csak az andezites, míg a piroxén elsősorban a bazaltos szelvények ásványi összetételének jellemző elegyrésze.

5.9. Erubáz szelvények WRB besorolása

Az előzőekben ismertettem a magyar genetikai és talajföldrajzi osztályozási rendszer (vulkáni) kőzethatású erubáz talajának főbb tulajdonságait, valamint az 2.3. fejezetben bemutatott diagnosztikai szemléleten alapuló WRB (2006) vulkáni talajnak aposztrofált Andosol talajcsoportjának főbb jellegzetességeit. Felmerül a kérdés, hogy a két talajosztályozási rendszer vulkáni osztálya mennyiben feleltethető meg egymásnak? Bizakodásra az adhat okot, hogy bár az Andosolok elsősorban friss vulkáni hamun kialakult talajok, előfordulásukat számos helyen idősebb vulkáni anyagon is leírták, s a szomszédos országok miocén vulkáni hegységeiben is több helyen megtalálták (PEREPELITA, V. et al. 1986; JURANI, B. 2002; JAKAB, S. et al. 2004, FÜLEKY GY. et al 2006; FEHÉR O. 2007).

Az Andosol és az erubáz több hasonló tulajdonsággal rendelkezik (szerkezet, humusztartalom, szín, ásványi összetétel stb.), mindezek ellenére a dignosztikai osztályozás során ezt a kapcsolatot nem tudtam megerősíteni. Mint ismeretes, az Andosol legfőbb kritériuma, hogy andic vagy vitric horizonttal rendelkezzen *(2.1. táblázat)*.

Az andic szint legfontosabb kritériumait az általam felvett erubáz szelvények mintáinak laboratóriumi adatai nem elégítik ki *(7.16, 7.17. melléklet)*. Ennek egyik legfontosabb paramétere az Al_o+1/2Fe_o tartalom, amely az erubázokban minden esetben jóval a szükséges 2% alatt marad. A térfogattömeg mérésekor csak néhány minta esetében találtam kisebb, mint 0,9 $g \cdot cm^{-3}$ értéket. A foszfátadszorpció értékei (minták maximuma 38%) – az Al_o+1/2Fe_o tartalomhoz hasonlóan – jóval elmaradtak a szükséges mértéktől (70% <).

Mindezek miatt az andic horizont meglétét az összes szelvény esetében egyértelműen kizárhatjuk.

A vitric szint igen szoros kapcsolatban áll az andic szinttel. Gyakorlatilag gyengén fejlett andic szintnek tekinthető, amely idővel andic szintté fejlődhet. Többnyire gyenge mállás eredményeként jön létre. Mintáim nagy része e horizont több kritériumának is megfelel (allofántartalom, térfogattömeg stb. *(7.16, 7.17. melléklet)*, de a legfontosabbat, az 5% ≤ vulkániüveg-tartalmat nem tudják teljesíteni. A minták ásványi összetételének vizsgálatából kiderül, hogy vulkáni üveget a hazai erubáz szelvényekben egyáltalán nem találunk *(5.2. táblázat)*, emiatt vitric szintet sem diagnosztizálhatunk.

A fentiek alapján kijelenthetjük, hogy a terepi megfigyelések, a morfológiai bélyegek és a laboratóriumi vizsgálatok számszerű adatai alapján *a magyarországi erubáz talajok nem sorolhatók be a WRB Andosol osztályába.*

Problémát jelent azonban bármelyik más WRB-osztályba sorolásuk is. Végighaladva a WRB diagnosztikai szintjeinek kritériumrendszerén (az osztályozás első szintje), a legtöbb típusos erubáz szelvény esetén egyedül mollic horizontot lehet meghatározni. Egy-két szelvény esetében (Andornaktálya, Tolcsva), ahol a talajképző kőzet porózusabb és relatíve mélyebb talaj is kialakulhatott, a mollic szinten kívül argic és cambic szintet sikerült azonosítani.

Az osztályozás második szintje, amikor a diagnosztikai horizontok alapján meghatározzuk a referencia-talajcsoportot. Néhány talaj, amelynek vastagsága nem érte el a 25 cm-t és mollic szinten kívül más diagnosztikai szintje nincs, a Leptosol csoportba sorolható (pl. Csobánc, Markaz). Azok, amelyek a mollic mellett argic vagy cambic szinttel is rendelkeznek, a Luvisol (Tolcsva), illetve a Cambisol csoportba (Andornaktálya) oszthatók. A feldolgozott szelvények nagy részét azonban, az egyetlen mollic szint és az 50%-nál nagyobb bázistelítettség miatt a Phaeozem talajcsoportba kell sorolnunk (Cso, B101, B102, Stgy, Bad Fek stb.).

Az előbbiekből kitűnik, hogy az erubázoknak egy jellegzetes WRB-talajosztályba való egyértelmű besorolása nem lehetséges. A típusos erubáznak tekinthető legtöbb szelvény a Phaeozemek csoportjába sorolható, de ez a csoport nem jellemzi a típus sajátosságait. Ezek közé ugyanis a sztyepterületek ásványi talajai tartoznak, amelyek képződését elsősorban a klimatikus viszonyok és a vegetáció határozza meg, vagyis épp a kőzethatást és a vulkáni jelleget nem tükrözi.

A Leptosolok kialakulását elsősorban a domborzati viszonyok határozzák meg: magasan fekvő, lejtős területek talajairól van szó. Az erózió következtében a talajképződés

hatására átalakult kőzetrészek elmozdulnak képződésük helyéről, bennük a vázrészek aránya meghaladhatja a 80%-ot is. A Leptosolok rövid jellemzéséből kitűnik, hogy ebbe az osztályba erubáz szelvények csak kivételes esetben kerülhetnek: csak azok, amelyek sekélységük miatt már-már köves, sziklás váztalajoknak tekinthetők.

Az erubáz talajok halmazának másik peremén azok a szelvények találhatók, amelyek a mollic szinten kívül más (argic, cambic stb.) diagnosztikai szinttel is rendelkeznek. E talajok a helyi talajképződési viszonyoknak megfelelően, a diagnosztikai tulajdonságok függvényében különböző talajosztályokba (Luvisol, Cambisol) sorolódnak, ám ezek egyike sem adja vissza az erubáz talajok főbb jellegzetességeit. A Luvisol nedves erdős területek ásványi talaja, amelynek képződését elsősorban a klimatikus viszonyok és a vegetáció szabja meg. Legfontosabb tulajdonsága a textúra-differenciálódás. A magyar genetikai osztályozási rendszerben az agyagbemosódásos barna erdőtalajok feleltethetők meg e csoportnak. A Cambisolok kialakulását elsősorban fiatal koruk határozza meg, s a szintekre tagozódás kezdeti jeleit mutatják. A magyar osztályozásban pl. a barnaföldek sorolhatók ide.

Mindazonáltal az nem tagadható, hogy az erubázok – fekete színük, magas humusztartalmuk, mély humuszos rétegük és gyakran morzsás a szerkezetük miatt – sok hasonlóságot mutatnak a csernozjom talajokkal. A hasonlóságról STEFANOVITS P. (1956) a következőképp ír: „Egyes szelvények olyan vastagságot érhetnek el, hogy hasonlókká válnak a bulgáriai csernozjom-szmolnica talajokhoz, amelyek ugyancsak andeziten fordulnak elő…”. TIMKÓ I (1913) pedig egyenesen csernozjomszerű képződménynek nevezi az erubáz talajt, mivel a kitett gerinceken és hátakon a fák fejlődése annyira gátolt, hogy rajtuk dús fűtakaró fejlődik. Ez sok szervesanyagot hoz létre, amely a kitettség következtében a száraz napos helyeken a sztyepekéhez hasonló viszonyok között bomlik le, s erőteljes tápanyag-felhalmozódáshoz vezet.

A WRB-osztályozás – kritériumrendszere révén – épp az erubáz talaj „sztyepes” vonásait ragadja meg és emeli ki, míg a vulkáni jelleg és a kőzethatás elhalványul. Eszerint az erubázok nemzetközi WRB-besorolása ugyan lehetséges, de nem megnyugtató. A kőzethatású, vulkáni talajok a diagnosztikai határértékek alapján az Andosolok közül kiszorultak, ugyanakkor besorolásuk a sztyepterületek ásványi talajai közé (Phaeozems) sem kielégítő megoldás.

6. KÖVETKEZTETÉSEK

A magyar genetikai talajosztályozási rendszerben a fekete nyirok talajnak csupán típusa létezik. A különböző módszereket alkalmazó vizsgálatok alapján azonban egyértelművé vált, hogy ez a talajtípus korántsem olyan egységes, mint korábban feltételezték.

A humusztartalom-vizsgálatok, az UNGER-teszt, az ásvány- és agyagásvány vizsgálatok és a klaszter-analízis segítségével sikerült kimutatnom, hogy az erubáz talajokat elsősorban fizikai, illetve kémiai-ásványtani összetételük alapján két, jól definiálható tulajdonságokkal leírható csoportra oszthatjuk: andezites és bazaltos talajképző kőzeten kialakult talajokra. A két csoportot az erubáz egy-egy altípusának tekinthetjük. Az ignimbriten kialakult talajokról ásványos- és agyagásvány összetétel vizsgálat nem áll rendelkezésre, azonban a standard laborvizsgálati adatok alapján, az andezites csoportal muatnak közelebbi rokonságot. Így a két altípust BÁZIKUS- és NEUTRÁLIS–SAVANYÚ talajképző kőzeten kialakult talajoknak nevezhetjük. (További vizsgálatokkal elképzelhető az utóbbi altípus kettéválása is.)

A neutrális–savanyú talajképző kőzetű területeken kialakult erubáz altípusnak – szín és humusztartalom alapján – FEKETE és BARNA változatát különíthetjük el. Bennük a szerves anyagok lebontásának körülményei lényegesen eltérnek, aminek okai elsősorban a talaj vízellátottságában, hőmérsékletében és pH-viszonyaiban kimutatható különbségekben keresendők. A barna erubáz bizonyos mértékben átmenetnek tekinthető a barna erdőtalajok felé, de szintekre tagozódása még nem figyelhető meg. Amíg a savanyúbb talajképző kőzetű fekete erubázok színük alapján viszonylag könnyen felismerhetők, addig a barna erubázok elkülönítése jóval nehezebb a környezetükben előforduló, zömmel barna erdőtalajoktól.

A bázikus talajképző kőzeten kialakult erubázok esetében változatokat nem sikerült elkülöníteni.

A feldolgozott szelvények ásványtani és agyagásványtani vizsgálataiból megállapítható, hogy az erubáz talajok ásványi összetételében még viszonylag erősen tükröződik a talajképző kőzet összetétele, ami az altípusok elkülönítését feltétlenül indokolja. A talajképző kőzet ásványi összetételének visszatükröződését bizonyítják azok a talajban kevésbé stabil színes szilikátásványok, amelyek általában nem, vagy csak igen kis mennyiségben mutathatók ki más talajainkból. Ilyenek az amfibolok és a piroxének, amelyek a vizsgált területek talajképző kőzeteinek fő elegyrészei. Az amfibol csak az andezitre

jellemző, a piroxén pedig mindkét alapkőzetű talajban előfordulhat – szelvényeim esetében elsősorban a bazaltos talajképző kőzeten kialakult talajokban.

A minták közös ásványtani vonása, hogy kvarctartalmuk kisebb, földpáttartalmuk viszont jóval meghaladhatja az átlagos hazai talajokét (NEMECZ E. 2006; NÉMETH T.–SIPOS P. 2006). A kvarc mennyisége többnyire a feltalajban nagyobb – amelynek mennyisége egyes esetekben igen jelentős –, ami eolikus por hozzákeveredését sejteti.

Az amorf anyag mindegyik mintában jelen van, azonban mennyiségét számszerűsíteni igen nehéz a nagyon rosszul fejlett agyagásványok miatt, amelyek hasonló effektust adhatnak az amorf anyagokhoz.

A másodlagos ásványok közös vonása, hogy rendkívül rosszul kristályosodottak, (mállás nem előrehaladott) pedogén fejlődésük korai szakaszban van. A Csóványosról származó mintákban pl. kaolinit vagy klorit is lehet, pontosan meghatározni nem lehet. A rossz kristályosodottság következtében egyes mintákban kaolinitként meghatározott agyagásvány lehet hogy halloysit. Ennek megállapítása azonban további vizsgálatokat igényel.

Vizsgálataim alapján a leggyakoribb agyagásvány az illit! Ezt követi a kaolinit, majd a szmektit. Az illit és a kaolinit további jellemzője – a rossz kristályosodottságon és a rendezetlenségen túlmenően –, hogy gyakran tartalmaz szmektit-közberétegzést. A kaolinit legfeljebb 15–20%-os arányban tartalmazhat szmektitet, míg az illit/szmektit csoport közberétegzett szmektitaránya csak 10% körüli.

A nagy szervesanyag-tartalmú erubáz szelvények mechanikai összetételének vizsgálatára módszertani kísérletet végeztem. Ennek alapján megállapítható volt, hogy az általánosan használt Na-pirofoszfátos előkészítési mód a mechanikaiösszetétel-vizsgálathoz (BUZÁS I. 1993) e talajok esetében használhatatlan. A legjobb eredményt, a humuszanyagok roncsolását, az ún. nemzetközi „A” előkészítő eljárással (H_2O_2-os feltárással; BALLENEGGER R.–DI GLÉRIA J. 1962), a minta minimum 6 órás rázatásával kapjuk, ahol a mikroaggregátumok teljesebb szétesésének eredményeként az agyagtartalom ugrásszerűen megnőtt. A két módszer egymás melletti alkalmazásával lehetőség nyilik a humuszanyagok által kötött (mikro)aggregátumok méretének meghatározására is. Meg kell jegyezni azonban, hogy bizonyos szelvényekben jelentős lehet a szeszkvioxidok cementáló hatása is, ami további feltárást tehet szükségessé.

A Na-pirofoszfátos mechanikaiösszetétel-vizsgálatok alapján a szelvények mindegyike – a várakozásokkal ellentétben – vályog textúraosztályba került. A módszertani vizsgálatok

az aggregátumok minél tökéletesebb szétesését célozták, annak érdekében, hogy a szelvényeket pontos, valódi szemcseméretük alapján osztályozhassam. A H_2O_2-os módszerrel (a minta minimum 6 órás rázatásával) végzett mechanikai összetétel vizsgálat során jelentősen növekedett az agyag relatív mennyisége, de ennek ellenére sem változott lényegesen a szelvények mechnikai osztálya *(5.11. ábra)*. Egy-egy szintet leszámítva mind vályognak bizonyult.

Az andeziten kialakult erubáz talajok morfológiai elhelyezkedésének megismerése, kiterjedésük és megjelenésük törvényszerűségeinek feltárása céljából a magas-börzsönyi mintaterületről készült 1:25 000-es méretarányú talaj- és 1:10 000-es geomorfológiai vázlat *(5.29., 5.33. ábra)* vizsgálatából kiderül, hogy a fekete erubázok a magasra kiemelt, keskeny gerinceken, illetve hátakon fordulnak elő, ahogy azt a klasszikus STEFANOVITS-féle definíció is említi. A gerincek, hátak lejtőjén csak néhány tíz méter távolságig vannak jelen, aztán átveszi helyüket a barna erubáz. A fekete erubázok egyetlen apróbb foltot kivéve 700 m felett találhatók, ami érdekes sajátossága e térségnek, hiszen az összes többi mintaterületen, ahol találtam, jóval alacsonyabb szintekről származnak a fekete erubáz mintái. Előzetesen azt feltételeztem, hogy a börzsönyi terület gerincein és völgyközi hátain mindenhol megtalálható lesz a fekete erubáz altípus. A geomorfológiai vázlat alapján a mintaterület 1%-át tető, 1,5%-át eróziós szigethegy, 8,3%-át völgyközi hát és 2,9%-át pihenő foglalja el. Ezek afelszínformák elvileg alkalmasak lehetnének a fekete erubáz kialakulásához. Ezzel szemben a mintaterületnek csupán 1,1%-án találtam meg ezt a talajt. Ugyanakkor a barna erubáz előfordulása nem köthető bizonyos geomorfológiai elemekhez, sem bizonyos kitettségekhez. Barna erubáz az alacsonyabb gerincektől a hátakon át a lejtőkig mindenütt előfordul. Előfordulását talajklimatikus viszonyok szabják meg. Elsősorban ott alakul ki, ahol elegendő nedvesség és hő áll rendelkezésre a szerves anyag bontásához, ugyanakkor a geomorfológiai pozíció/hő-és nedvesség viszonyok nem megfelelőek az erdőtalajok tipikus szintekre tagolódásához.

Vizsgálataim alapján az erubáz talajok általános jellemzői a következőképp foglalhatók össze:

Bázikus talajképző kőzeten kialakult erubáz altípus. Az altípus bázikus kőzetek málladékain alakul ki. Hazánkban leggyakoribb, legismertebb előfordulásuk a Tapolcai-medence bazalthegyein található. Elsősorban a hegyek tetőszintjén találunk szépen fejlett szelvényeket, míg a bazalt kúpok oldalában inkább csak kisebb foltokban, köves sziklás váztalajokkal keveredve tanulmányozhatók. A sekélyebb szelvények mélysége csupán 20

cm, de a sík felszínen, nyugalmi helyzetben fejlődött szelvények mélysége sem haladja meg az 50 cm-t (átlagosan 36 cm). Jellemző rájuk az erős humuszképződés (Ah_1: 11%; Ah_2: 8% – a továbbiakban rövidítve: 11/8), gyengén savas kémhatás (pH_{H2O} 6,1/6,2; pH_{KCl} 5,6/5,7) és a kedvező N ellátottság (13,5:1/12:1). Színük nedvesen (10YR 2/2, 10YR 2/1) és szárazon is (10YR 2/2, 10YR3/2) igen sötét barna, fekete. Szerkezetük szemcsés, morzsás, olykor poros. Textúrájuk többnyire vályog, ritkán homokos vályog (agyagtartalom 25/28, vályog 24/23). A szerves anyag az agyagásvánnyal erős kötésű, humuszos réteget hoz létre. Az altípus domináns agyagásványa az illit, I/S (54/54), míg a kaolinit 10%/14%-ban van jelen. Kvarcot (12/7) és földpátot (11/13) szintén hasonló mennyiségben találunk a szelvényekben. A korábban dominánsnak vélt szmektitek aránya többnyire 10% alatt marad (8/9). A kicserélhető kationok között a kalcium az uralkodó, telítetlenségük kicsi. Szénsavas meszet kizárólag a bazalt piroklasztiton kialakult tihanyi szelvények tartalmaznak, amelyek pH-ja így némileg magasabb és semleges értéket mutatnak *(5.5 táblázat)*.

5.6 táblázat. Erubáz talaj altípusainak, változatainak főbb tulajdonságai (Ah_1/Ah_2)

Altípus	**Bázikus talajképző kőzeten kialakult erubáz**	**Neutrális–savanyú talajképző kőzeten kialakult erubáz**	
Változat		**fekete erubáz**	**barna erubáz**
Alapkőzet	bázikus kőzetek és málladékaik	neutrális és savanyú kőzetek és málladékaik	
Mélység, cm	22-50	22-55	34-60
pH_{H2O}	6,1/6,2	5,5/5,8	6,0/6,1
pH_{KCl}	5,6/5,7	4,7/4,8	5,0/5,0
C/N	13,5:1/12:1	14:1/10:1	13:1/9:1
H, %	11/8	11/8	5/2
Szerkezet	szemcsés, morzsás, poros	szemcsés, poros	poros, szemcsés
Textúra	vályog	vályog	vályog
Agyag-tartalom	25/28	21/24	18/17
Vályog	24/23	35/33	35/28
Domináns kation	Ca	Ca	Ca
Szín nedvesen	10YR 2/2, 2/1	10YR 2/2, 2/1	10YR 3/2, 3/3
Szín szárazon	10YR 2/2, 3/2	10YR 2/2, 3/2	10YR 4/2, 4/3, 5/3
Domináns agyagásvány	illit, I/S	illit I/S, kaolinit K/S	kaolinit K/S
Jelentős agyagásvány	kaolinit K/S, szmektit	szmektit	illit I/S, szmektit
Egyéb ásványok	kvarc, földpát	földpát, cristobalit, kvarc	földpát, cristobalit, kvarc
Előfordulásuk	bazalthegyek tetőrégiója	magasabb gerinceken, hátakon, max. néhány 10 m szélességben	lejtőkön, alacsonyabb gerinceken, hátakon
Növényzet	tetőkön zárt szilikátsziklagyep, oldalakban gyertyános-kocsánytalan tölgyes, molyhos-tölgyes bokorerdők	tölgyes, bükkös	tölgyes, bükkös
Referencia szelvény	Stgy, Bad, Csob, Fek, Tih	B101, Cso, Tok	B102, Kes, Oph, Dom, And, Tol

A bázikus kőzeten kialakult erubáz altípus mintavételi helyein, a bazaltvulkánok és bazalt-fennsíkok tetején többnyire (korábbi erdőírtások eredményeként) zárt szilikátsziklagyepeket, míg az oldalakban gyertyános-kocsánytalan tölgyeseket, molyhos-tölgyes bokorerdőket találunk *(5.5 táblázat)*.

Neutrális–savanyú talajképző kőzeten kialakult erubáz altípus. Az altípushoz a neutrális és savanyú talajképző kőzeten kialakult erubázok tartoznak, vagyis nem kizárólag andeziten kialakult talajok, bár hazai megjelenésük elsősorban ehhez a kőzettípushoz köthető. Szín és humusztartalom alapján az altípusnak két változatát különíthetjük el, a *neutrális–savanyú talajképző kőzeten kialakult fekete,* illetve *barna erubáz*t.

A *fekete erubáz* elsősorban vulkáni hegységeink legmagasabb gerincein, hátain figyelhető meg sávszerűen, olykor mozaikosan csak foltokban, a gerincektől maximum néhány tíz méteres távolságban. A *barna erubáz* az andezit vulkáni hegységeinkben lényegesen nagyobb területen fordul elő, az alacsonyabb gerincektől a hátakon át a lejtőkig, a barna erdőtalajokkal váltakozva, gyakorlatilag mindenütt előfordulhat. Barna erubázt találunk a Bükkalja ignimbrites lejtőin is.

A bázikus szelvényeknél mélyebbek (átlaguk 43 cm), de a 60 cm-nél mélyebb szelvény itt is ritka. A barna változat humusztartalma a jelentősebb mikrobiológiai aktivitás hatására alig haladja meg a 4%-ot (5/2), míg a szélsőséges mikroklimatikus viszonyoknak kitett, andeziten kialakult fekete erubáz humusztartalma csaknem 10% (11/8). Ez utóbbi színe hasonló MUNSELL értékekkel jellemzhető, mint a bazalton kialakult erubázé, míg a barna változatot szárazon a sötét szürkésbarna-barna (10 YR 4/2, 4/3, 5/3), nedvesen a nagyon sötét szürkésbarna-sötétbarna színek jellemzik (10 YR 3/2, 3/3).

Ez az altípus is gyengén savas kémhatású és kedvező N-ellátottságú, mint a bazaltos altípus, bár valamivel alacsonyabb értékek jellemzik *(5.5. táblázat)*. Szerkezetük szemcsés, gyakran poros. Textúrájuk többnyire vályog, ritkán agyagos vályog is lehet *(5.5. táblázat)*. A szerves anyag az agyagásvánnyal itt is erős kötésű, humuszos réteget hoz létre. A fekete és barna változat jelentős agyagásványa a kaolinit (15–30%) és az illit (13–20%, egyes esetekben akár 90% is, pl. Tokaji-hegy), de számolni kell a

6.1. kép. Erősen kiszáradt, repedezett, andeziten kialakult barna erubáz (Szent-Mihály-h.)

szmektitek jelenlétével is (5–8%). A jelentősebb mennyiségű szmektit és az olykor bekövetkező erős kiszáradás hatására (ami erdei környezetben ritkán fordul elő) 1–2 cm-es repedések is keletkezhetnek a talajban *(6.1. kép)*. Az opál-cristobalit, illetve cristobalit kizárólag az andezites mintákban fordul elő, azokban viszont jellegzetes fázisnak tekinthető. A goethit a börzsönyi minták jellemző ásványa.

A neutrális–savanyú erubáz altípus kicserélhető kationjai között uralkodó a kalcium, telítettlenségük kicsi. Szénsavas meszet nem tartalmaznak.

Növénytakarójuk a klaszikus leírás alapján főleg ritka és elkorcsosult egyedekből áll, amit terepbejárásaim alapján nem látok teljesen igazolhatónak. Egyes igen kitett helyeken, sekély talajvastagság mellett valóban találunk ilyen területeket, de többségében, relatíve természetes viszonyok között, az erubázzal fedett területek nagy részén, a magasság függvényében szépen fejlett tölgyeseket és bükkösöket találunk. Társulásaikat azonban inkább az emberi beavatkozás jellege és mértéke határozza meg (erdőirtás, szőlőtelepítés stb.)

Az erubáz talajoknak a nemzetközi WRB-rendszer vulkáni talajokat tömörítő Andosol csoportjába sorolása elsőként egyértelműnek tűnhet. Azonban e diagnosztikai alapokon nyugvó osztályzási rendszerben, ahol pontosan definiált és számszerűsített adatok alapján relatíve objektív besorolást tehetünk, az erubáz talajok kiszorulnak az Andosol csoportból. A legtöbb típusos szelvény a Phaeozemek csoportjába sorolható, ugyanakkor a szigorú dignosztikai paraméterek alapján néhány szelvény a Leptosol, Luvisol és Cambisol osztályba került. A Phaeozemek közé eredendően a sztyepterületek olyan ásványi talajai tartoznak, amelyek képződését elsősorban a klimatikus viszonyok és a vegetáció határozza meg, vagyis a WRB-rendszer az erubáz talaj ún. „sztyepes” vonásait ragadja meg és emeli ki (5.10. fejezet), míg a kőzethatás és vulkáni jelleg háttérbe szorul. Az Andosolok elsősorban a friss vulkáni anyagon kifejlődött talajokat foglalják magukba, de mint azt a 2.3. fejezetben említettem, a környező országokban számos helyen leírták több millió éves vulkaniton is. Kialakulásuknak hazánkban tehát elsősorban nem kőzettani, henem inkább klimatológiai akadályai vannak (elsősorban a nagy mennyiségű csapadék és intenzív mállás hiánya).

7. MELLÉKLETEK

7.1.–7.15. A talajszelvények terepi leírása

7.16. melléklet. Vizsgált szelvények standard laboratóriumi vizsgálati eredményei

7.17. melléklet. Vizsgált szelvények szelektív oldási vizsgálatok adatai

7.18. melléklet. Talajszelvények agyagásványos összetételének hierarchikus klaszter-elemzése

7.19. melléklet. Talajszelvények standard laboratóriumi vizsgálatainak hierarchikus klaszter-elemzése

7.20. melléklet. Talajszelvények Ah_1 és Ah_2 szintjének K-means elemzése

7.21. melléklet. Vizsgálati eredmények leíró statisztikai elemzése

7.1. Börzsöny 101 (B101)

A felvétel ideje: 2005. szeptember
Helye: Magas-Börzsöny, Nagy-Hideg-hegy és Csóványos közti gerinc, Szabó-kövek
EOV koordináták: N 289082
E 642297
Tszf-i magasság: 835 m

Talajtípus: **fekete neutrális–savanyú erubáz**

Talajklíma:	Udic[16], Mesic[17]
Domborzat:	vulkáni hegység
Felszínforma:	hegygerinc
Pozíció:	gerincvonal enyhe lejtésű sikjában
Lejtés:	1–2%
Mikrodomborzat:	csaknem sík
Földhasználat:	erdő
Antropogén befolyás:	nincs, (turistaösvénytől 10 m-re)
Vegetáció:	bükkös, magas kőrissel, hegyi juharral
Fedettség:	100%
Alapkőzet:	andezit
A talaj vastagsága:	~30–40 cm
Alapkőzet-kibukkanás:	0%
Felszíni kőzettörmelék:	0%
Erózió:	nincs
Kérgesedés:	–
Repedés:	–
Nedvességi állapot:	száraz

Szelvényleírás
A színek meghatározása szárazon és nedvesen történt (1. száraz, 2. nedves)

A0	0–5 cm	Fűfélék finom–vékony gyökereinek sűrű szövedéke, ahol van egy kis talaj, ott szürkésfekete. Átmenet tiszta, hullámos profillal.
Ah_1	5–25 cm	10YR 3/2, 2/1; vályog; aprómorzsás, poros szerkezet; nagyon kevés apró kőzetdarab (1–10mm); vékony hajszálgyökerek sűrű szövedéke; tiszta, egyenletes átmenet.
Ah_2	25–32 cm	10YR 3/2, 2/1; aprómorzsás szerkezet, tömődöttebb, mint a felette levő szint; több kőzet darab (néhány nagyobb kőzetdarab, 5–50 mm), kevesebb hajszálgyökér; éles, hullámos átmenet.
AC	32+ cm	>70% a kőzettörmelék aránya

[16] Talajnedvesség-forgalmi típus.
[17] Talajhőmérséklet típus (WERNSTEDT, F. L. 1983; MILLER, D. A.–WIHTE R. 1997).

7.2. Börzsöny 102 (B102)

A felvétel ideje: 2005. szeptember
Helye: Magas-Börzsöny, Nagy-Hideg-hegy és Csóványos közti gerinctől DK-re, Szabó kövektől 140 m-re
EOV koordináták: N 289098
E 642311
Tszf-i magasság: 770 m

Talajtípus: **barna neutrális–savanyú erubáz**

Talajklíma:	Udic, Mesic
Domborzat:	vulkáni hegység
Felszínforma:	hegyoldal
Pozíció:	normál lejtő felső harmada
Lejtés:	40–50%
Mikrodomborzat:	–
Földhasználat:	erdő
Antropogén befolyás:	nincs
Vegetáció:	bükkös
Fedettség:	100%
Alapkőzet:	andezit
A talaj vastagsága:	~40 cm
Alapkőzet-kibukkanás:	0%
Felszíni kőzettörmelék:	0%
Erózió:	–
Kérgesedés:	–
Repedés:	–
Nedvességi állapot:	száraz

Szelvényleírás
A színek meghatározása szárazon és nedvesen történt (1. száraz, 2. nedves)

Ah_1	0–20 cm	10YR 4/2, 3–2/2; vályog; aprómorzsás, poros szerkezet; nagyon kevés apró kőzetdarab (1–10mm); vékony hajszálgyökerek szövedéke; tiszta, egyenletes átmenet.
Ah_2	20–40 cm	10YR 5/3, 3/2; aprómorzsás szerkezet, némileg tömődöttebb, mint a felette levő szint; több kőzet darab (néhány nagyobb kőzetdarab, 5–50mm), kevesebb hajszálgyökér; éles, hullámos átmenet.
AC	40+ cm	>60% a kőzettörmelék aránya

7.3. Börzsöny, Csóványos (Cso)

A felvétel ideje: 2006. május
Helye: Magas-Börzsöny, Csóványos csúcsának déli lejtőjén, a kilátótól 100 m-re
EOV koordináták: N 289487
E 642621
Tszf-i magasság: 937 m

Talajtípus: **fekete neutrális–savanyú erubáz**

Talajklíma:	Udic, Mesic
Domborzat:	vulkáni hegység
Felszínforma:	hegycsúcs
Pozíció/Topográfiai helyzet	tető enyhe lejtésű síkján
Lejtés:	3%
Mikrodomborzat:	csaknem sík
Földhasználat:	erdő
Antropogén befolyás:	20 m-en belül turista ösvények
Vegetáció:	bükkös, magas kőrissel, illetve buja, tavaszi lágyszárú vegetáció (odvas keltike)
Fedettség:	100%
Alapkőzet:	andezit
A talaj vastagsága:	~40 cm
Alapkőzet-kibukkanás:	0%
Felszíni kőzettörmelék:	0%
Erózió:	nincs
Kérgesedés:	–
Repedés:	–
Nedvességi állapot:	nedves

Szelvényleírás
A színek meghatározása szárazon és nedvesen történt (1. száraz, 2. nedves)

Ah_1	0–20 cm	10YR 3/2, 2/2; vályog; aprómorzsás, poros szerkezet; nagyon kevés (1–2%) apró kőzetdarab (1–10mm); vékony hajszálgyökerek sűrű szövedéke; folyamatos, egyenletes átmenet.
Ah_2	20–40 cm	10YR 4/2, 3–2/1; aprómorzsás, poros szerkezet, ugyanolyan, mint, a felette levő szint, csak több kőzetdarab, amely eléri a szelvény anyagának 30–50%-át is, kevesebb hajszálgyökér; hullámos, de éles átmenet.
AR	40+ cm	Kőzettörmelék aránya 60%–80%

7.4. Szent György-hegy (Stgy)

A felvétel ideje: 2006. május
Helye: Szent György-hegy teteje, a csúcstól 10-m-re
EOV koordináták: N 167577
E 528031
Tszf-i magasság: 414 m

Talajtípus: **bázikus erubáz**

Talajklíma:	Udic, Mesic
Domborzat:	tanúhegyekkel szabdalt medence
Felszínforma:	hegytető
Pozíció:	enyhe lejtésű tető
Lejtés:	1–2%
Mikrodomborzat:	csaknem sík
Földhasználat:	természetvédelmi terület, rét
Antropogén befolyás:	nincs, (turista ösvény 10 m-re)
Vegetáció:	zárt szilikát-sziklagyep
Fedettség:	100%
Alapkőzet:	bazalt
A talaj vastagsága:	~30 cm
Alapkőzet-kibukkanás:	0%
Felszíni kőzettörmelék:	0%
Erózió:	nincs
Kérgesedés:	–
Repedés:	–
Nedvességi állapot:	nedves

Szelvényleírás
A színek meghatározása szárazon és nedvesen történt (1. száraz, 2. nedves)

A0	0–2 cm	Fűfélék finom–vékony gyökereinek sűrű szövedéke, ahol van egy kis talaj, ott szürkésfekete. Átmenet tiszta, hullámos profillal.
Ah_1	2–15 cm	10YR 2/2, 2/1; vályog; aprómorzsás, poros szerkezet; nagyon kevés apró kőzetdarab (1–10 mm); vékony hajszálgyökerek sűrű szövedéke; tiszta, egyenletes átmenet.
Ah_2	15–30 cm	10YR 2/2, 2/1; aprómorzsás szerkezet, tömődöttebb, mint a felette levő szint; több kőzet darab (néhány nagyobb kőzetdarab, 5–50mm), kevesebb hajszálgyökér; éles, hullámos átmenet.
AR	30+ cm	>80% a vázrészek aránya

7.5. Badacsony (Bad)

A felvétel ideje: 2001. július
Helye: Badacsony hegy teteje
EOV koordináták: N 162925
E 531600
Tszf-i magasság: 420 m

Talajtípus: **bázikus erubáz**

Talajklíma:	Udic, Mesic
Domborzat:	tanúhegyekkel szabdalt medence tanúhegyének teteje
Felszínforma:	plató
Pozíció:	plató szélén levő depresszió oldala
Lejtés:	5–10%, konkáv lejtő
Mikrodomborzat:	nincs
Földhasználat:	természetvédelmi terület (Balaton-felvidéki Nemzeti Park)
Antropogén befolyás:	cserépdarabok 5 cm mélyen
Vegetáció:	gyertyános-kocsánytalan tölgyes
Fedettség:	>80%
Alapkőzet:	bazalt
A talaj vastagsága:	~50 cm
Alapkőzet-kibukkanás:	több nagy sziklagörgeteg és -kibukkanás
Felszíni kőzettörmelék:	5–15%-ban
Erózió:	lepelerózió, felhalmozódás
Kérgesedés:	–
Repedés:	–
Nedvességi állapot:	száraz

Szelvényleírás
A színek meghatározása szárazon és nedvesen történt (1. száraz, 2. nedves)

Ah_1	0–7 cm	10YR 3/2, 2/2; vályog; finom és durva szemcsés szerkezet, amely nedvesen puha, lágy; kőzettörmelék nincs; <2 mm hajszálgyökerek sűrű szövedéke; tiszta, egyenletes átmenet.
Ah_2	7–25 cm	10 YR 3/2, 2/2; vályog, finom és durvább szemcsés/hasábos szerkezet; tömődöttebb; kőzettörmelék nincs; néhány gyökér és hajszálgyökér; éles, hullámos átmenet.
A+R	25–50+ cm	10 YR 3/2; vályog, amely a kőzettörmelék között található; több mint 50% szögletes kőzettörmelék, finom szemcsés szerkezet, pár gyökér minden mérettartományból.

7.6. Csobánc (Csob)

A felvétel ideje: 2004. augusztus
Helye: Csobánc hegy teteje, a vártól 100m-re K-re, egy belső depresszió szélén
EOV koordináták: N 170910
E 532390
Tszf-i magasság: 370 m

Talajtípus: **bázikus erubáz**

Talajklíma:	Udic, Mesic
Domborzat:	tanúhegyekkel szabdalt medence
Felszínforma:	hegytető
Pozíció:	nagyon enyhe lejtésű tető „felső” harmadán
Lejtés:	1–2%
Mikrodomborzat:	csaknem sík
Földhasználat:	természetvédelmi terület, rét
Antropogén befolyás:	nincs, (a tetőn található vártól mintegy 100m-re)
Vegetáció:	zárt szilikát-sziklagyep
Fedettség:	100%
Alapkőzet:	bazalt
A talaj vastagsága:	~25–30 cm
Alapkőzet-kibukkanás:	0%
Felszíni kőzettörmelék:	0%
Erózió:	nincs
Kérgesedés:	–
Repedés:	–
Nedvességi állapot:	száraz

Szelvényleírás
A színek meghatározása szárazon és nedvesen történt (1. száraz, 2. nedves)

A0	0–10 cm	Fűfélék finom–vékony gyökereinek sűrű szövedéke, ahol van egy kis talaj, ott szürkésfekete. Átmenet tiszta, hullámos profillal.
Ah_1	10–15 cm	10YR 3/2, 2/1; vályog; aprómorzsás, poros szerkezet; nagyon kevés apró kőzetdarab (1–10 mm); vékony hajszálgyökerek sűrű szövedéke; tiszta, egyenletes átmenet.
Ah_2	15–22 cm	10YR 3/2, 2/1; aprómorzsás szerkezet, tömődöttebb, mint a felette levő szint; több kőzet darab (néhány nagyobb kőzetdarab, 5–50 mm), kevesebb hajszálgyökér; éles, hullámos átmenet.
AC	22+ cm	>60% a kőzettörmelék aránya

7.7. Fekete-hegy (Fek)

A felvéte ideje: 2006. április
Helye: Fekete hegy DK-i részének tetején, Várkapu árok völgyfőjétől 100 m-re
EOV koordináták: N 174295
E 539284
Tszf-i magasság: 359 m

Talajtípus: **bázikus erubáz**

Talajklíma:	Udic, Mesic
Domborzat:	tanuhegyekkel szabdalt medence
Felszínforma:	hegytető
Pozíció:	nagyon enyhe lejtésű tető, fennsík peremhez közel
Lejtés:	0–1%
Mikrodomborzat:	csaknem sík
Földhasználat:	természetvédelmi terület, rét
Antropogén befolyás:	egy kisebb útbevágástól 20 m-re
Vegetáció:	zárt szilikát-sziklagyep
Fedettség:	100%
Alapkőzet:	bazalt
A talaj vastagsága:	~25–30 cm
Alapkőzet-kibukkanás:	1%, minimális, 1 nagyobb sziklakibukkanás
Felszíni kőzettörmelék:	0%
Erózió:	nincs
Kérgesedés:	–
Repedés:	–
Nedvességi állapot:	nedves, (szántóföldi vízkapacitás)

Szelvényleírás
A színek meghatározása szárazon és nedvesen történt (1. száraz, 2. nedves)

Ah_1	0–20 cm	10YR 3/2, 2/2; vályog; morzsás szerkezet; füvek nagyon vékony hajszálgyökereinek szövedéke 0–5 cm között; viszonylag éles átmenet.
Ah_2	20–26 cm	10YR 3/2, 2/2; vályog; morzsás szerkezet, tömődöttségi különbség nem mutatkozik, a felette levő szinthez képest; 2–3 cm-es kőzetdarabok; hullámos átmenet.
AC	26+ cm	>80% a vázrészek aránya

7.8. Tihany (Tih)

A felvétel ideje: 2001. július
Helye: Tihanyi-félsziget, Öreg levendulás
EOV koordináták: N 174574
E 559281
Tszf-i magasság: 162 m

Talajtípus: **bázikus erubáz**

Talajklíma:	Udic, Mesic
Domborzat:	dombság
Felszínforma:	gerinc oldalán
Pozíció:	lejtő alsó harmadán
Lejtés:	2–5%, éppen homorú lejtő
Mikrodomborzat:	néhány alacsony (<20 cm) vakondtúrás
Földhasználat:	természetvédelmi terület (Balaton-felvidéki Nemzeti Park)
Antropogén befolyás:	nincs
Vegetáció:	zárt szilikát-sziklagyep, levendulával és mandulával
Fedettség:	>80%
Alapkőzet:	bazalttufa
A talaj vastagsága:	30–35 cm
Alapkőzet-kibukkanás:	0%
Felszíni kőzettörmelék:	0%
Erózió:	nem megfigyelhető
Kérgesedés:	–
Repedés:	–
Nedvességi állapot:	száraz

Szelvényleírás
A színek meghatározása szárazon és nedvesen történt (1. száraz, 2. nedves)

Ah_1	0–15 cm	10YR 2/2, 2/2; agyagos vályog; finom szemcsés szerkezet, amely szárazon nagyon kemény; nincs kőzettörmelék; igen sok hajszálgyökér (<2 mm); tiszta, hullámos átmenet.
Ah_2	15–30/35 cm	10YR 2/2, 2/2; agyagos vályog; 2–20 mm-es kemény, éles szemcsés/hasábos szerkezet; szárazon igen kemény; néhány kisebb mállott bazalt kavics (<5 mm); jelentős mennyiségű hajszál- és néhány vastagabb (2–20 mm) gyökér; tiszta, hullámos átmenet.
C	35+	Bazalttufa.

7.9. Visegrádi-hg., Keserűs-hegy (Kes)

A felvétel ideje: 2006. október
Helye: Keserűs-h.
EOV koordináták: N 265758
E 640621
Tszf-i magasság: 620 m

Talajtípus: **barna neutrális–savanyú erubáz**

Talajklíma:	Udic, Mesic
Domborzat:	vulkáni hegység
Felszínforma:	hegytető
Pozíció:	tető közepén
Lejtés:	0–1%
Mikrodomborzat:	sík
Földhasználat:	erdő
Antropogén befolyás:	nincs
Vegetáció:	bükkös
Fedettség:	100%, igen vastag (5–6 cm) avar réteg
Alapkőzet:	andezit
A talaj vastagsága:	40 cm
Alapkőzet-kibukkanás:	0%
Felszíni kőzettörmelék:	0%
Erózió:	nincs
Kérgesedés:	–
Repedés:	–
Nedvességi állapot:	száraz

Szelvényleírás
A színek meghatározása szárazon és nedvesen történt (1. száraz, 2. nedves)

A0	+5–0 cm	Vastag avarréteg, aminek az alja mor.
Ah_1	0–20 cm	10YR 4/3, 3/2; vályog; poros szerkezet (lazább), néhány szemcse is; nagyon kevés apró kőzetdarab (1–10 mm); közepes mennyiségű vékony (<1 mm) hajszálgyökerek; néhány 1–2 cm-es mállott kőzetdarab; fokozatos átmenet.
Ah_2	20–40 cm	10YR 4/3, 3/2, színben a két réteg között nincs eltérés; poros tömődött szerkezet (tömődöttebb, mint a felette levő szint); kevés 1–2 mm-es gyökér; néhány 1–2 cm-es mállott kőzetdarab; fokozatos átmenet.
AC	40+ cm	>60% a kőzettörmelék aránya, 5–20 cm-es mállott kőzetdarabokkal.

7.10. Visegrádi-hg., Öreg–Pap-hegy (Oph)

A felvétel ideje: 2006. október
Helye: Öreg–Pap-h.
EOV koordináták: N 266741
E 644615
Tszf-i magasság: 560 m

Talajtípus: **barna neutrális–savanyú erubáz**

Talajklíma:	Udic, Mesic
Domborzat:	vulkáni hegység
Felszínforma:	csúcs gerincen
Pozíció:	hegytető, a kaldera peremtől 100 m-re, az enyhébb oldalon
Lejtés:	1–2%
Mikrodomborzat:	csaknem sík
Földhasználat:	erdő
Antropogén befolyás:	nincs
Vegetáció:	andezit-törmeléklejtő tölgyese
Fedettség:	100% avar
Alapkőzet:	andezit
A talaj vastagsága:	~34 cm
Alapkőzet-kibukkanás:	0%
Felszíni kőzettörmelék:	5–10%, a 10–20 cm-es kőzetdarabok aránya a perem és csúcs felé növekszik
Erózió:	nincs
Kérgesedés:	–
Repedés:	–
Nedvességi állapot:	száraz

Szelvényleírás
A színek meghatározása szárazon és nedvesen történt (1. száraz, 2. nedves)
Az egész szelvény igen homogén. Két részre osztását csak gyökerek mennyisége indokolja

Ah_1	0–16 cm	10YR 4/2, 3/2–3; vályog; szögletes 1–2 mm-es szemcsék; néhány 2 cm-es kőzetdarab; vékony (1–4 mm) hajszálgyökerek; átmenet gyakorlatilag nincs is.
Ah_2	16–34 cm	10YR 4/2, 3/2; vályog; szögletes 1–2 mm-es szemcsék; néhány 2 cm-es kőzetdarab; néhány vékony (1–4 mm) és pár vastagabb 1–2 cm-es gyökerek.
AC	34+ cm	>80% a kőzettörmelék aránya, 5–20 cm-es mállott andezitdarabok.

7.11. Markaz (Mar)

A felvétel ideje: 2003. április
Helye: Markaztól K-re az első földút É felé, kb. 150 m-re a főúttól a mellékút bal oldalán
EOV koordináták: N 276383
E 726461
Tszf-i magasság: 170 m

Talajtípus: **erősen humuszos erubáz lejtőhordalék-talaj**

Talajklíma:	Udic, Mesic
Domborzat:	hegység előtéri dombság
Felszínforma:	hegylábfelszín
Pozíció:	lejtő középső szakaszán
Lejtés:	2–5%, domború lejtő
Mikrodomborzat:	közepes „gilgai”, (magasságkülönbségek 10 m-en belül elérik a 20–40 cm-t)
Földhasználat:	felhagyott művelésű mg-i terület, egykori szőlős
Antropogén befolyás:	jelenleg nincs
Vegetáció:	sűrű vadrózsás
Fedettség:	>80%
Alapkőzet:	andezit
A talaj vastagsága:	<30 cm
Alapkőzet-kibukkanás:	0%
Felszíni kőzettörmelék:	nagyon kevés 0–2%, átl. távolságuk 50 cm-nél több
Erózió:	nem megfigyelhető
Kérgesedés:	–
Repedés:	1–8 mm
Nedvességi állapot:	nedves

Szelvényleírás
A színek meghatározása szárazon és nedvesen történt (1. száraz, 2. nedves)

Ah_1	0–8 cm;	10YR 4/1, 3/1 igen sötét, fekete; vályogos agyag; szemcsés szerkezet; igen tömődött; csak egy–egy kisebb (<1 cm) kőzetdarab; a felszínt borító füvek gyökérzetével sűrűn átszőve; fokozatos, egyenletes átmenet.
Ah_2	8–15 cm;	10YR 4/1, 4/2, vályogos agyag; szemcsés szerkezet; igen tömődött; átmeneti szint, csak egy–egy kisebb (<1 cm) kőzetdarab; néhány hajszálgyökér fokozatos, egyenletes átmenet.
AC	22 cm	10YR 5/1, 4/2; vályogos agyag; szemcsés szerkezet; 5 cm-es kődarabok is, amelyek a szint 30–40%-át kitöltik, fokozatos, egyenletes átmenettel ez az arány fokozatosan nő.

7.12. Domoszló (Dom)

A felvétel ideje: 2003. április
Helye: Domoszlótól Ny-ra (max. 200–300m) az úttól D-re (60m), markoló ásta feltárás.
EOV koordináták: N 276504
E 729290
Tszf-i magasság: 170 m

Talajtípus: **barna neutrális–savanyú erubáz**

Talajklíma:	Udic, Mesic
Domborzat:	hegységelőtéri dombság
Felszínforma:	hegylábfelszín
Pozíció:	lejtő alsó harmadában
Lejtés:	2–5%, domború lejtő
Mikrodomborzat:	csaknem sík
Földhasználat:	pár éve felhagyott művelésű mg-i terület (a vadrózsák még elég kicsik, de már elég egyenletesen borítják a területet
Antropogén befolyás:	jelenleg nincs (szőlőtelepítés tervezett)
Vegetáció:	fiatal vadrózsás
Fedettség:	80% felett
Alapkőzet:	andezit
A talaj vastagsága:	~50–60 cm
Alapkőzet-kibukkanás:	0%
Felszíni kőzettörmelék:	néhány (2–5%) kisebb nagyobb kavics (1–10 cm)
Erózió:	nem megfigyelhető
Kérgesedés:	–
Repedés:	–
Nedvességi állapot:	nedves

Szelvényleírás
A színek meghatározása szárazon és nedvesen történt (1. száraz, 2. nedves)

Ah_1	0–20(25) cm	10YR 4/1–2, 3/2; vályogos agyag; szemcsés szerkezet; 1–5 cm-es kőzettörmelék homogénen oszlanak el a szintben (~20%), sok hajszálgyökér; az Ah_1– Ah_2 határ éles.
Ah_2	20(25)–55 cm;	10YR 4/1–2, 3/2; vályogos agyag – agyag; szemcsés szerkezet, tömődöttebb; ~30% 1–5 cm-es mállott kőzettörmelék; kevés hajszálgyökér; tiszta, egyenletes átmenet.
AC	55+	10YR 4/1–2, 3/2; >80% kőzettörmelék

7.13. Andornaktálya (And)

A felvétel ideje: 2002. május
Helye: Andornaktálya, a falutól keletre
EOV koordináták: N 280069
E 752246
Tszf-i magasság: 219 m

Talajtípus: **barna neutrális–savanyú erubáz**

Talajklíma:	Udic, Mesic
Domborzat:	felszabdalt hegylábfelszín
Felszínforma:	hegylábfelszín
Pozíció:	lejtő felső szakasza
Lejtés:	5–10%, konkáv lejtő
Mikrodomborzat:	–
Földhasználat:	szőlő, valamint gyümölcsösök
Antropogén befolyás:	a közvetlen útbevágás melletti terület nem művelt
Vegetáció:	zárt szilikát-sziklagyep
Fedettség:	>80%
Alapkőzet:	ignimbrit
A talaj vastagsága:	sekély, ~44cm
Alapkőzet-kibukkanás:	0%
Felszíni kőzettörmelék:	15–20% pár cm-es ignimbrit kavicsok
Erózió:	látható nyoma nincs
Kérgesedés:	–
Repedés:	–
Nedvességi állapot:	nedves

Szelvényleírása
A színek meghatározása szárazon történt.
HCl-al való reakció egyik szintben sem figyelhető meg.

O	0–5 cm	részben illetve teljesen elbomlott szerves anyag
Ah	5–25 cm	10YR 2/2; vályog; igen kemény, szemcsés, hasábos szerkezet; épp csak néhány 0,5–5 mm-es mállott ignimbrittörmelék; igen sok hajszálgyökér és sok vékony gyökér; a felső 10 cm-en belül erősebben cementált foltok találhatók; tiszta, hullámos átmenet.
AC	25–44 cm	10YR 4/3; vályog; igen kemény, jelentős mennyiségű 2–5 mm-es és >5 mm ignimbrit-kőzettörmelék; néhány gyökér és hajszálgyökér; hirtelen (< 2 cm), egyenletes átment.
C	44– cm	10YR5/2; ignimrit; a felső 5 cm-e felaprózódva.

7.14. Tokaji-hegy (Tok)

A felvétel ideje: 2001. július
Helye: Tarcal, Tokaji-Kopasz-hegy É-i oldala.
EOV koordinatak: N 311220
E 823615
Tszf-i magasság: 482 m

Talajtípus: **fekete neutrális–savanyú erubáz**

Talajklíma:	Udic, Mesic
Domborzat:	alluviális síkságból kiemelkedő vulkáni kúp
Felszínforma:	vulkáni kúp
Pozíció:	a hegy nyugati oldalán, lejtő felső szakasza
Lejtés:	10%, egyenes lejtő
Mikrodomborzat:	–
Földhasználat:	természetvédelmi terület
Antropogén befolyás:	nem látható
Vegetáció:	melegkedvelő tölgyes, akácos
Fedettség:	40–80%
Alapkőzet:	andezit
A talaj vastagsága:	~60 cm
Alapkőzet-kibukkanás:	néhány nagyobb szikla görgeteg
Felszíni kőzettörmelék:	2–5%
Erózió:	szerves anyag lejtőirányú elmozdulása, lepelerózió
Kérgesedés:	–
Repedés:	–
Nedvességi állapot:	száraz

Szelvényleírása
A színek meghatározása szárazon és nedvesen történt (1. száraz, 2. nedves)

O	+2–0 cm	Levelek, gallyak
Ah_1	0–12/20 cm	10YR3/1, 2/1; vályog; finom, laza morzsás szerkezet; kőzettörmelék nincs; igen sok hajszálgyökér; tiszta, hullámos átmenet.
Ah_2	12/20–45 cm	10YR3/1, 2/1; vályog, finom szemcsés szerkezet; laza és tömődöttebb részek egyaránt; kőzettörmelék nincs; sok hajszálgyökér és néhány 2– mm-es illetve >5 mm-nél nagyobb gyökér; tiszta, egyenletes átmenet.
AC	45–60+ cm	10YR4/3 és 10YR3/1; agyagos vályog – vályogos agyag; laza, finomszemcsés és morzsás szerkezet; 40–50% mállott andezittörmelék; néhány mindenféle nagyságú gyökér; éles, egyenletes átmenet.
C	60+ cm	Összefüggő, részben mállott andezittörmelék.

7.15. Tolcsva (Tol)

A felvétel ideje: 2002. május
Helye: Tolcsva–Erdőbénye között az úttól K re, útbevágásban
EOV koordináták: N 328076
E 822691
Tszf-i magasság: 308 m

Talajtípus: **barna neutrális–savanyú erubáz**

Talajklíma:	Udic, Mesic
Domborzat:	hegység előtéri dombvidék
Felszínforma:	dombsági lejtő
Pozíció:	lejtő középső szakasza
Lejtés:	10%, egyenes lejtő
Mikrodomborzat:	–
Földhasználat:	szőlő, valamint gyümölcsösök
Antropogén befolyás:	művelt szőlőültetvény
Vegetáció:	szőlő, gyümölcsfák, vadrózsa, szeder
Fedettség:	>80%
Alapkőzet:	ignimbit
A talaj vastagsága:	55 cm
Alapkőzet-kibukkanás:	0%
Felszíni kőzettörmelék:	néhány, 2%
Erózió:	lepel-, barázdás és távolabb árkos erózió
Kérgesedés:	–
Repedés:	–
Nedvességi állapot:	száraz

Szelvényleírás
A színek meghatározása szárazon történt.

Ah_1	0–12 cm	10YR 3/2; agyagos vályog – vályogos agyag; nagyon finom, porózus, laza szemcsés szerkezet; néhány kisebb mállott ignimbrit-kőzettörmelék; igen sok hajszálgyökér és sok vékony (2–5 mm) gyökér; diffúz (>20 cm), hullámos átmenet.
Ah_2	12–25 cm	7,5YR 4/6; vályog; szemcsés szerkezet; 2–5% 0,6–2 cm-es és 5–15% 0,2–0,6 cm-es ignimbrit-kőzettörmelék; igen sok hajszálgyökér; diffúz, hullámos átmenet.
AC	25–55 cm	10YR 4/6; agyagos vályog; morzsás szerkezet; jelentős mennyiségű (>80%) apró ignimbrittörmelék; sok gyökér és hajszálgyökér; éles, egyenletes átmenet.
C	55+cm	10YR 5/2; ignibmrit; a felső 10 cm-e felaprózódva.

7.16. melléklet. Vizsgált szelvények standard laboratóriumi vizsgálati eredményei

	Szint	Mélység	pH		C	Humusz	Összes N	C/N	$CaCO_3$	Térfogatt.	Finomf	Homok	Vályog	Agyag	Kicserélhető bázisok, cmol(+)/kg			
		cm	H_2O	KCl	%	%	ppm	%	%	g/cm^3	%	%	%	%	Ca	Mg	K	Na
B101	Ah_1	0-25	5,60	4,60	7,57	13,01	5069	14,93	0,0	0,98	83,05	65,02	17,51	17,47	na	na	na	na
	Ah_2	25-32	6,00	4,70	5,72	9,84	5819	9,83	0,0	1,02	62,23	61,67	18,92	19,41	na	na	na	na
B102	Ah_1	0-20	5,70	4,50	3,26	5,61	3194	10,20	0,0	0,97	86,19	57,75	19,55	22,70	na	na	na	na
	Ah_2	20-40	6,30	5,20	1,79	3,08	2092	8,57	0,0	1,00	73,48	51,58	22,25	26,17	na	na	na	na
Cso	Ah_1	5-20	5,60	4,80	7,33	12,61	5298	13,83	0,0	0,98	85,02	57,92	20,31	21,77	na	na	na	na
	Ah_2	20-40	6,00	4,90	4,40	7,56	4869	9,03	0,0	1,05	70,98	51,48	22,95	25,57	na	na	na	na
Stgy	Ah_1	2-15	6,60	5,50	8,68	14,93	7424	11,70	0,0	0,93	72,71	56,66	20,94	22,40	na	na	na	na
	Ah_2	15-30	6,20	6,00	6,78	11,66	6823	9,94	0,0	1,02	71,47	57,06	20,53	22,41	na	na	na	na
Bad	Ah_1	0-7	5,57	5,21	4,45	7,66	3214	13,86	0,0	0,97	93,51	69,69	16,79	13,52	17,91	1,31	0,69	0,16
	Ah_2	7-25	5,20	4,72	2,63	4,52	2436	10,80	0,0	1,02	95,05	62,58	19,51	17,91	16,71	0,44	0,46	0,12
	A+R	25-50+	5,61	4,84	5,72	4,80	na	14,40	0,0	1,08	86,79	na	na	na	13,61	0,27	0,25	0,11
Csob	Ah_1	10-15	5,60	6,21	8,58	14,75	5297	16,19	0,0	0,92	85,14	55,19	21,30	23,51	13,39	4,19	1,32	0,73
	Ah_2	15-22	5,80	6,28	8,38	14,42	4994	16,79	0,0	1,02	73,95	54,09	23,21	22,70	23,19	3,8	1,2	0,68
Fek	Ah_1	0-20	6,10	5,10	4,57	7,86	3144	14,54	0,0	1,05	93,57	41,64	33,62	24,74	na	na	na	na
	Ah_2	20-26	6,50	5,60	2,50	4,30	2304	10,84	0,0	1,07	87,64	36,74	25,81	37,45	na	na	na	na
Tih	Ah_1	0-15	6,67	5,78	6,23	10,72	5532	11,27	0,0	0,98	73,67	33,57	27,14	39,29	21,43	9,85	1,02	0,21
	Ah_2	15-35	7,41	5,81	4,01	6,89	3548	11,28	0,6	0,97	71,64	35,92	25,76	38,32	21,43	9,89	0,53	0,23
Kes	Ah_1	0-20	5,90	4,65	3,12	5,36	1990	15,65	0,0	0,97	96,85	na	na	na	na	na	na	na
	Ah_2	20-40	6,00	4,74	1,70	2,92	1862	9,12	0,0	1,03	81,56	na	na	na	na	na	na	na
Oph	Ah_1	0-16	5,43	4,52	4,80	8,26	2787	17,23	0,0	0,99	91,64	na	na	na	na	na	na	na
	Ah_2	16-34	5,66	4,77	2,28	3,93	2318	9,86	0,0	1,05	79,23	na	na	na	na	na	na	na
Mar	Ah_1	0-8	5,80	5,82	1,41	2,43	2076	9,48	1,7	na	75,32	35,33	42,16	22,51	11,05	7,24	1,99	0,9
	Ah_2	8-15	5,70	6,14	1,23	2,12	1509	9,93	0,0	na	70,03	32,98	22,91	44,11	9,57	6,94	1,73	0,84
	AC	15-22	5,90	6,26	1,44	2,48	340	10,14	0,0	na	59,64	25,54	25,54	48,92	9,57	5,82	1,6	0,9
Dom	Ah_1	0-20/25	5,20	5,37	2,54	4,37	1492	12,25	0,0	na	81,43	34,29	42,84	22,87	9,9	9,59	0,92	0,73
	Ah_2	20/25-55	5,60	5,37	1,70	2,92	1240	11,24	0,0	na	73,91	32,64	22,47	44,89	12,72	11,83	0,52	0,92
	AC	55+	6,30	6,62	0,18	0,31	1423	5,34	0,0	na	32,85	36,48	21,50	42,02	18,32	19,88	0,43	1,73
And	Ah	5-25	6,29	5,72	5,72	1,87	na	na	0,0	1,09	na	32,78	49,60	17,62	na	na	na	na
	AC	25-44	6,56	5,41	3,26	0,52	na	na	0,0	0,88	na	70,80	26,85	2,35	na	na	na	na
	C	44	6,65	5,20	1,79	0,21	na	na	0,0	na	na	81,48	18,46	0,06	na	na	na	na
Tok	Ah_1	0-12/20	5,14	4,57	5,72	7,81	2649	11,70	0,0	0,97	90,47	7,00	68,00	25,00	13,17	0,08	0,69	0,09
	Ah_2	12/20-45	5,34	4,74	3,26	6,62	1733	12,00	0,0	1,05	90,73	15,00	58,00	27,00	13,17	0,16	0,47	0,09
	AC	45-60+	5,80	5,07	1,79	2,32	na	na	0,0	1,20	31,32	61,00	36,00	3,00	8,06	0,07	0,37	0,07
Tol	A	0-12	6,49	5,67	7,33	4,47	na	na	0,0	0,98	na	50,46	35,49	14,05	na	na	na	na
	AC_1	12-25	6,20	5,04	4,40	0,96	na	na	0,0	0,98	na	42,00	34,38	23,62	na	na	na	na
	AC_2	25-55	6,37	5,06	8,68	0,64	na	na	0,0	na	na	59,93	30,60	9,47	na	na	na	na

7.17. melléklet. Vizsgált szelvények szelektív oldási vizsgálatok adatai

	ditionit			oxalát			pirofoszfát			Al_o%+0,5Fe_0%	Al_p/Al_o	Al_o-Al_p/Si_o	Fe_o/Fe_d
	Al %	*Fe %*	*Si%*	*Al %*	*Fe %*	*Si %*	*Al %*	*Fe %*	*Si%*	*%*	*%*	*%*	*%*
B101	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
B102	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Cso	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Stgy	0,02	0,14	0,08	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
	0,24	1,78	0,47	0,36	0,88	0,13	0,67	0,65	0,23	0,00	0,00	0,00	0,00
Bad	0,21	1,27	0,11	0,32	0,58	0,05	0,11	0,29		0,61	0,34	4,20	0,46
	0,24	1,45	0,12	0,34	0,73	0,05	0,15	0,49		0,71	0,44	3,80	0,50
	0,24	1,78	0,16	0,36	0,88	0,06	0,10	0,49		0,80	0,28	4,33	0,49
Csob	0,17	0,75	0,30	0,17	0,32	0,13	0,15	0,12	0,06	0,33	0,89	0,14	0,43
	0,11	0,76	0,33	0,14	0,32	0,13	0,14	0,12	0,08	0,30	1,01	-0,01	0,42
Fek	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Tih	0,23	2,08	0,43	0,35	0,49	0,10	0,06	0,17		0,60	0,17	2,90	0,24
	0,23	2,28	0,49	0,40	0,50	0,13	0,05	0,06		0,65	0,13	2,69	0,22
Kes	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Oph	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Mar	0,12	0,72	0,38	0,12	0,17	0,04	0,05	0,05	*0,01	0,20	0,43	1,49	0,23
	0,12	0,75	0,41	0,13	0,16	0,05	0,11	0,07	0,23	0,21	0,87	0,32	0,22
	0,11	0,71	0,40	0,13	0,15	0,06	0,15	0,09	0,21	0,21	1,17	-0,38	0,22
Dom	0,18	1,65	0,41	0,20	0,40	0,07	0,11	0,11	0,03	0,40	0,56	1,24	0,24
	0,17	1,69	0,47	0,19	0,32	0,07	0,11	0,09	0,03	0,34	0,59	1,06	0,19
	0,10	0,65	0,42	0,15	0,06	0,06	0,03	0,01	0,10	0,18	0,22	1,98	0,09
And	0,10	0,85	na	0,11	0,11	0,04	0,06	0,05	na	0,17	0,55	1,25	0,13
	0,04	0,31	na	0,06	0,02	0,02	0,01	0,01	na	0,07	0,17	2,50	0,06
	0,02	0,14	na	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01	na	0,03	0,33	2,00	0,00
Tok	0,17	0,92	0,08	0,23	0,21	0,00	0,10	0,18	na	0,34	0,43	0,00	0,23
	0,16	1,06	0,10	0,21	0,29	0,00	0,07	0,65	na	0,36	0,33	0,00	0,27
	0,12	0,93	0,10	0,17	0,19	0,00	0,04	0,40	na	0,27	0,24	0,00	0,20
Tol	0,08	0,48	na	0,08	0,08	0,02	0,16	0,09	na	0,12	1,98	-3,95	0,16
	0,07	0,49	na	0,09	0,03	0,03	0,67	0,31	na	0,10	7,79	-19,47	0,07
	0,06	0,42	na	0,08	0,03	0,03	0,30	0,15	na	0,09	3,85	-7,40	0,07

7.18. melléklet. Talajszelvények agyagásványos összetételének hierarchikus klaszter-elemzése

Proximities

Case Processing Summary[a]

Cases					
Valid		Missing		Total	
N	Percent	N	Percent	N	Percent
11	100.0%	0	.0%	11	100.0%

a. Squared Euclidean Distance used

Single Linkage

Agglomeration Schedule

Stage	Cluster Combined		Coefficients	Stage Cluster First Appears		Next Stage
	Cluster 1	Cluster 2		Cluster 1	Cluster 2	
1	3	6	8.246	0	0	2
2	1	3	8.395	0	1	4
3	9	11	10.885	0	0	6
4	1	8	11.122	2	0	5
5	1	7	13.006	4	0	7
6	9	10	14.534	3	0	7
7	1	9	17.515	5	6	8
8	1	2	18.923	7	0	9
9	1	4	33.666	8	0	10
10	1	5	42.173	9	0	0

Cluster

Proximity Matrix

Case	Squared Euclidean Distance										
	1:Tihany	2:Badacsony	3:Tokaj	4:Domoszló	5:Markaz	6:Csobánc	7:Fekete-h	8:SztGyörgyh	9:Csóványos	10:B101	11:B102
1:Tihany		18.923	8.395	38.691	62.398	15.579	36.963	23.277	54.015	43.275	49.022
2:Badacsony	18.923		23.472	66.774	78.847	24.448	44.098	32.634	62.343	53.870	52.527
3:Tokaj	8.395	23.472		56.288	66.623	8.246	36.425	18.596	51.829	43.336	42.645
4:Domoszló	38.691	66.774	56.288		42.173	40.458	33.666	42.612	45.064	38.193	34.127
5:Markaz	62.398	78.847	66.623	42.173		54.375	54.236	55.361	69.552	65.318	56.120
6:Csobánc	15.579	24.448	8.246	40.458	54.375		13.006	11.122	35.041	28.445	23.701
7:Fekete-h	36.963	44.098	36.425	33.666	54.236	13.006		20.115	35.759	31.692	22.737
8:SztGyörgyh	23.277	32.634	18.596	42.612	55.361	11.122	20.115		33.791	17.515	25.885
9:Csóványos	54.015	62.343	51.829	45.064	69.552	35.041	35.759	33.791		20.979	10.885
10:B101	43.275	53.870	43.336	38.193	65.318	28.445	31.692	17.515	20.979		14.534
11:B102	49.022	52.527	42.645	34.127	56.120	23.701	22.737	25.885	10.885	14.534	

This is a dissimilarity matrix

7.19. melléklet. Talajszelvények standard laboratóriumi vizsgálatainak hierarchikus klaszter-elemzése

Proximities

Case Processing Summary[a]

Cases					
Valid		Missing		Total	
N	Percent	N	Percent	N	Percent
13	100.0%	0	.0%	13	100.0%

a. Squared Euclidean Distance used

Single Linkage

Agglomeration Schedule

Stage	Cluster Combined		Coefficients	Stage Cluster First Appears		Next Stage
	Cluster 1	Cluster 2		Cluster 1	Cluster 2	
1	11	12	2.764	0	0	3
2	4	5	6.923	0	0	4
3	11	13	7.358	1	0	5
4	2	4	11.216	0	2	7
5	10	11	11.283	0	3	6
6	7	10	12.399	0	5	7
7	2	7	12.983	4	6	8
8	2	9	13.396	7	0	9
9	1	2	17.248	0	8	10
10	1	8	21.598	9	0	11
11	1	6	23.637	10	0	12
12	1	3	23.783	11	0	0

Cluster

Proximity Matrix

Case	Squared Euclidean Distance												
	1:Tihany	2:Badacsony	3:Tokaj	4:Andorn aktálya	5:Tolcsva	6:Domoszló	7:Markaz	8:Csobánc	9:Fekete-h	10:SztGyörgyh	11:Csóványos	12:B101	13:B102
1:Tihany		51.748	57.840	43.297	41.990	37.582	25.719	37.720	22.957	17.248	26.521	36.569	25.721
2:Badacsony	51.748		32.878	19.470	11.216	52.881	18.835	41.748	19.121	30.263	12.983	18.389	16.996
3:Tokaj	57.840	32.878		34.270	23.783	63.100	26.335	65.244	35.549	52.184	33.785	45.475	35.501
4:Andornaktálya	43.297	19.470	34.270		6.923	43.900	24.574	57.455	23.286	36.895	29.449	39.639	19.369
5:Tolcsva	41.990	11.216	23.783	6.923		40.677	15.049	55.602	20.383	34.378	21.550	33.032	14.795
6:Domoszló	37.582	52.881	63.100	43.900	40.677		23.637	57.816	34.179	33.880	41.144	50.941	32.809
7:Markaz	25.719	18.835	26.335	24.574	15.049	23.637		38.645	15.243	21.815	13.966	22.617	12.399
8:Csobánc	37.720	41.748	65.244	57.455	55.602	57.816	38.645		29.550	21.598	33.624	33.636	51.563
9:Fekete-h	22.957	19.121	35.549	23.286	20.383	34.179	15.243	29.550		21.494	13.396	21.577	14.423
10:SztGyörgyh	17.248	30.263	52.184	36.895	34.378	33.880	21.815	21.598	21.494		11.283	14.263	18.461
11:Csóványos	26.521	12.983	33.785	29.449	21.550	41.144	13.966	33.624	13.396	11.283		2.764	7.358
12:B101	36.569	18.389	45.475	39.639	33.032	50.941	22.617	33.636	21.577	14.263	2.764		14.040
13:B102	25.721	16.996	35.501	19.369	14.795	32.809	12.399	51.563	14.423	18.461	7.358	14.040	

This is a dissimilarity matrix

7.20. melléklet. Talajszelvények Ah_1- és Ah_2-szintjének K-közép elemzése

Quick Cluster

Iteration History[a]

Iteration	Change in Cluster Centers				
	1	2	3	4	5
1	30.892	25.729	.000	.000	30.145
2	.000	.000	.000	.000	.000

a. Convergence achieved due to no or small distance change. The maximum distance by which any center has changed is .000. The current iteration is 2. The minimum distance between initial centers is 73.766.

Final Cluster Centers

	Cluster	
	1	2
Zscore(CM)	-.10483	-.16911
Zscore: pH_H2O	.90411	-.27856
Zscore: pH_KCl	-.11998	-.13585
Zscore: Humusz_%	-.92285	.62996
Zscore: C/N_%	-.76481	.55208
Zscore: Fine earth_%	-.54639	-.07634
Zscore: vályog_%	.18919	-.24341
Zscore: agyag_%	.09067	.21053
Zscore(PH_W_2)	-.40328	.01708
Zscore(PH_KCL_2)	.34669	-.06119
Zscore(HU_2)	-.73209	.57389
Zscore(CN_2)	-.43059	.25846
Zscore(FINEE_2)	-.58167	-.06907
Zscore(VALYOG_2)	-.37780	.03982
Zscore(AGYAG_2)	.96489	-.06169
Zscore(SZM)	.90737	-.34026
Zscore(VERM)	.80403	-.30151
Zscore(KLOR)	-.37456	.14046
Zscore(ILLIT)	-.81445	.30542
Zscore(KAOL)	1.27617	-.47856
Zscore(KVARC)	-.23543	.08828
Zscore(CRIST)	.69285	-.25982
Zscore(FOLDP)	-.48773	.18290
Zscore(GOET)	.20480	-.07680
Zscore(SZM_2)	.88290	-.33109
Zscore(VERM_2)	.80403	-.30151
Zscore(KLOR_2)	-.38300	.14362
Zscore(HIS_2)	.80403	-.30151
Zscore(ILLIT_2)	-.91658	.34372
Zscore(KAOL_2)	1.13530	-.42574
Zscore(KVARC_2)	.12201	-.04575
Zscore(CRISTO_2)	.46759	-.17535
Zscore(FOLDP_2)	-.58347	.21880
Zscore(GOET_2)	-.21960	.08235

Number of Cases in each Cluster

Cluster	1	6.000
	2	5.000
Valid		11.000
Missing		2.000

1 Dom, Mark, Fek, Cso, B101, B102
2 Tih, Bad, Stgy, Csob, Tok

7.21. melléklet. Vizsgálati eredmények leíró statisztikai elemzése

Descriptive Statistics

		N	Range	Minimum	Maximum	Mean	Std. Deviation	Variance
Ah_1	mélység	11	40	20	60	36,73	12,96	168,018
	pH (H_2O)	11	1,53	5,14	6,67	5,78	,4961	,246
	pH_(KCl)	11	1,71	4,50	6,21	5,22	,5719	,327
	humusz	11	12,50	2,43	14,93	9,25	4,2452	18,021
	C/N	11	6,71	9,48	16,19	12,72	2,0981	4,402
	finiom föld	11	20,86	72,71	93,57	83,64	7,3939	54,670
	vályog	11	51,21	16,79	68,00	30,01	15,7143	246,939
	agyag	11	25,77	13,52	39,29	23,25	6,2819	39,462
	szmektit	11	40,00	,00	40,00	11,27	11,4551	131,218
	vermikulit	11	10,00	,00	10,00	,91	3,0151	9,091
	klorit	11	8,00	,00	8,00	,91	2,4271	5,891
	illit, I/S	11	82,00	8,00	90,00	39,18	29,6911	881,564
	Kaolinit, K/S	11	32,00	3,00	35,00	16,63	10,2105	104,255
	kvarc	11	28,00	2,00	30,00	9,45	7,5943	57,673
	cristobalit	11	20,00	,00	20,00	5,91	7,8289	61,291
	földpát	11	35,00	,00	35,00	12,91	11,4320	130,691
	goethit	11	3,00	,00	3,00	,45	1,0357	1,073
Ah_2	pH (H_2O)	11	2,07	5,34	7,41	6,03	,5755	,331
	pH_(KCl)	11	1,58	4,70	6,28	5,41	,5974	,357
	humusz	11	12,30	2,12	14,42	6,72	3,9207	15,372
	C/N	11	8,22	8,57	16,79	10,93	2,1931	4,810
	finiom föld	11	32,82	62,23	95,05	76,46	10,0891	101,790
	vályog	11	39,08	18,92	58,00	25,66	10,9462	119,819
	agyag	11	26,98	17,91	44,89	29,63	9,7803	95,654
	szmektit	11	43,00	,00	43,00	11,72	12,7679	163,018
	vermikulit	11	14,00	,00	14,00	1,27	4,2212	17,818
	klorit	11	7,00	,00	7,00	,81	2,1363	4,564
	illit, I/S	11	84,00	4,00	88,00	39,27	28,6639	821,618
	Kaolinit, K/S	11	32,00	3,00	35,00	19,09	11,3706	129,291
	kvarc	11	11,00	,00	11,00	5,90	3,4772	12,091
	cristobalit	11	22,00	,00	22,00	6,09	8,3601	69,891
	földpát	11	36,00	,00	36,00	12,81	12,8282	164,564
	goethit	11	3,00	,00	3,00	,36	,8970	,805
	Valid N (listwise)	11						

ÖSSZEFOGLALÁS

Munkám során az erubáz talajok részletes talajtani vizsgálatát végeztem el, különös tekintettel azok agyagtartalmára és agyagásvány-összetételére. Hat mintaterületen, négy eltérő alapkőzeten, összesen 15 erubáz szelvényt vizsgáltam. A vizsgálat során alkalmazott módszerek (humusztartalom-vizsgálat, UNGER-teszt, ásvány- és agyagásványvizsgálat, klaszter-analízis stb.) segítségével megállapítottam, hogy az erubáz talajokat elsősorban fizikai, kémiai és ásványtani összetételük alapján két, jól definiálható tulajdonságokkal leírható csoportra oszthatjuk: bázisos és neutrális–savanyú talajképző kőzeten kialakult talajokra. A két csoportot az erubáz egy-egy altípusának tekinthetjük. A neutrális–savanyú (andezit, ignimbrit) talajképző kőzetű területeken kialakult erubáz altípusnak, szín és humusztartalom alapján, fekete és barna változatát különítettem el. Bázisos kőzeten (bazalt) kialakult erubázok esetében változatokat nem sikerült elkülöníteni.

Az ásványi összetétel vizsgálata kimutatta, hogy a vizsgált szelvényekben még erősen tükröződik a talajképző kőzet összetétele, amit a talajban található kevésbé stabil színes szilikátásványok jelenléte bizonyít. A másodlagos ásványok közös vonása, hogy rendkívül rosszul kristályosodottak, pedogén fejlődésük korai szakaszában vannak. Leggyakoribb agyagásvány az illit, ezt követi a kaolinit, majd a szmektit. A kaolinit 15–20, az illit 10% körüli szmektit közberétegzést tartalmaz. A opál-C, illetve cristobalit az andezites mintákban jellegzetes fázisnak tekinthető. Az altípusok és változatok mechanikai összetételének vizsgálata során nem tudtam különbséget kimutatni. Ugyanakkor a minta-előkészítési folyamat módszertani vizsgálatával kimutattam, hogy a nagy szervesanyag-tartalmú talajok mechanikai összetételének elemzéséhez a vízfürdőben 6 órát rázatott minta hidrogén-peroxidos kezelése javasolt, azzal a fenntartással, hogy bizonyos szelvényekben jelentős lehet a szeszkvioxidok cementáló hatása is.

Elkészítettem a magas-börzsönyi mintaterület 1:25 000-es méretarányú talajtérképét és 1:10 000-es geomorfológiai vázlatát. A neutrális–savanyú kőzeten kialakult fekete erubáz kizárólag a gerinceken és hátakon, néhány tíz méteres sávban fordul elő, aztán átveszi helyét a barna erubáz. Ugyanakkor a barna erubáz előfordulása nem köthető bizonyos geomorfológiai elemekhez; az alacsonyabb gerincektől a hátakon át a lejtőkig mindenütt előfordul. Képződésüket elsősorban talajklimatikus viszonyok szabják meg. Végül kísérletet tettem az erubázoknak a WRB-rendszerbe való besorolására. A szelvények többsége a diagnosztikai határértékek alapján az Andosolok közül kiszorult és a sztyepterületek ásványi talajait tömörítő Phaeozemek csoportjába került.

SUMMARY

The topic of my PhD Thesis is a detailed pedological examination of the so called *erubáz* soils, with special emphasis on their clay content and clay-mineral-composition. 15 profiles at six study sites and with four different parent material types were analysed in detail. Several methods were applied (eg. SOC by NDIR spectrometry, UNGER-test, x-ray diffraction for mineralogical and clay-mineralogical properties, cluster-analysis etc.) and I concluded that based on the characteristics of their physical, chemical and mineralogical composition, two groups of the *erubáz* soils can be formed. The first group developed on basic rocks, the second group was formed under neutral-acidic lithological conditions. These two groups can be regarded as the two sub-types of the *erubáz* soils. Under neutral-acidic lithological conditions (andesite, ignimbrite) two varieties can be distinguished by colour and humus-content: the black and brown *erubáz*. On basic rocks (basalt) varieties could not be defined. According to the mineralogical analysis the presence of the instable mafic silicates indicates that the composition of the parent rock is still well reflected in the examined soil profiles. Typically poor crystallisation of the secondary minerals demonstrates that they are in the early stage of their pedogenic evolution. The illite is the most common clay mineral followed by kaolinite and smectite. Kaolinite and the illite contain cca. 15-20% and 10% interlayering of smectite, respectively. The presence of the opal-C and the cristoballite in the andesitic samples is characteristic. During the analysis of the mechanical composition of the sub-types and varieties no difference could be detected. However, my methodological study of the sample preparation procedure showed that for the investigation of the mechanical composition of soils with high organic material content it is advised to use the method of shaking the sample in hydrogene-peroxide for 6 hours provided that in some profiles cementation by sesquioxides may also be significant. I prepared the 1:25 000 scale soil map and the 1:10 000 scale geomorphologic sketch of the High-Börzsöny study area. The black *erubáz* formed on neutral-acidic rocks occurs exclusively on hilltop-ridges in a zone of a few 10 meters, further on the hillsides it is replaced by the brown *erubáz* soil. On the other hand occurrence of the brown *erubáz* cannot be related to certain geomorphic elements. It is common everywhere on lower ridges and slopes. Their formation is governed primarily by the soil-climatic conditions. Finally an attempt was made to classify and include the *erubáz* soils into the WRB-system. On the basis of the threshold-values of their diagnostic horizons, most of the profiles proved to be outside the Andosol group and were inserted into the assemblage of Phaeozems, typical soils of steppe-areas.

IRODALOMJEGYZÉK

ÁLLAMI ERDÉSZETI SZOLGÁLAT 2005. Termőhelyvizsgálati jegyzőkönyvek 1978–2005. Kézirat.

ANDRIESSE, J. P., VAN ROSMALEN, H. A. MULLER, A. 1976. On the variability of amorphous materials in Andosols and their relationships to irreversible drying and P-retention. Geoderma 16. pp. 125–138.

BADA, G.–HORVÁTH, F. 2001. On the structure and tectonic evolution of the Pannonian basin and surrounding orogens. Acta Geologica Hungarica 44/2–3. pp. 301–327

BALKOVIČ, J.–SLIVKOVÁ, K. 2003. Active aluminium, iron and silica in volcanic soils of Slovakia. Phytopedon, Bratislava 2/I. pp. 42–50.

BALLA Z. 1978. A börzsönyi paleovulkán rekonstrukciója. Földtani Közlöny 108. pp. 119–136.

BALLA, Z. 1981. Neogene volcanism of the Carpatho-Pannonian Region. Earth Evolution Science 3–4. pp. 240–248.

BALLENEGGER R. 1916. Adatok magyarországi talajok chemiai összetételének ismeretéhez / VIII. Nyirok talajok – Földtani Intézet Évi jelentése 1916. pp. 573–574.

BALLENEGGER R. 1917. A tokajhegyaljai nyirok talajokról – Földtani Közlöny 1917. 43. k. pp. 20–24.

BALLENEGGER R.–DI GLÉRIA J. 1962. Talaj– és trágyavizsgálati módszerek. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest. 411p.

BALOGH, K., ARVA-SOÓS, E., PÉCSKAY, Z., RAVASZ-BARANYAI, L. 1986. K/Ar dating of post-Sarmatian alkali basaltic rock sin Hungary. Acta Mineralogica et Petrographica 28, Szeged. pp.75–94.

BARCZI A. 2000. A Tihanyi-félsziget talajai. Bakonyi Természettudományi Múzeum, Zirc. 125 p.

BÁRDOSSY GY.1966. A bauxit ásványos összetételének röntgendiffrakciós vizsgálata. Kohászati Lapok 99. pp. 355–363.

BÁRDOSSY, GY., BOTTYÁN, L., GADÓ, P., GRIGER, Á., SASVÁRI, J. 1980. Automated quantitative phase analysis of bauxites. Amer. Miner. 65. pp. 135–141.

BÄUMLER, R. 2004. Soil development processess in non-volcainic Andosols. Rala Report no. 214, Reykjavík. pp. 72–73.

BERÉNYI ÜVEGES J., NÉMETH T., MICHÉLI E., TÓTH M. 2002. Mátrai vörösagyagok szerepe a visontai paleotalajok képződésében az ásványtani és geokémiai vizsgálatok tükrében. Földtani Közlöny 132. pp. 283–291.

BEUSELINCK, L., GOVERS, G., POESEN, J., DEGRAER, G., FROYEN, L. 1998. Grain-size analysis by laser diffractometry: comparison with the sieve-pipette method. Catena 32. pp. 193–208.

BOKOR R. 1926. Vizsgálatok az erdőtalaj mikroflórájáról. Mat. és Természettud. Értesítő 1926 (43). pp. 561–572.

BORSY Z., BALOGH K., KOZÁK M., PÉCSKAY Z. 1987. Újabb adatok a Tapolcai-medence fejlődéstörténetéhez. Acta Geographica Debrecina 23. pp. 79–104.

BUURMAN, P., DE BOER, K., PAPE, TH. 1997b. Laser diffraction grain-size characteristics of Andisols in perhumid Costa Rica: the aggregate size of allophane. Geogerma 78. pp. 71–91.

BUURMAN, P., PAPE, TH., MUGGLER, C. C. 1997a. Laser grain-size determination in soil genetic studies 1. Practical problems. Soil Science 162(3). pp. 211–218.

BUZÁS I. [szerk.] 1988. Talaj- és agrokémiai vizsgálati módszerkönyv 2. Budapest, Mezıgazdasági Kiadó. pp. 37–41.

BUZÁS I. [szerk.] 1993. Talaj- és agrokémiai vizsgálati módszerkönyv 1. Budapest, INDA 4231 Kiadó. pp. 37–41.

COLMET–DAAGE, F. 1978. Caractéristiques et propriétés hydriques de quelques sols dérivés de cendres volcaniques du Chili central. Publ. ORSTOM–Antilles no. 85 bis (3me ed.). ORSTOM Bondy, France.

CSERHÁTI S. 1894. Talajismeret. Budapest. 184 p.

CSONTOS L.–VÖRÖS A. 2002. A kárpát-Pannon térség lemeztektonikai modellje. In: KARÁTSON D. [főszerk.] 2002. Magyarország földje. Kitekintéssel a Kárpát-medence egészére. Magyar Könyvklub, Budapest. pp. 70–72.

DEVAUX, B., STREBL, F., MAES, E., HERBILLON, A. J., BRAHY, V., GERZABEK, M. 2004. An Andosol–Cambisol toposequence on granite in the Austrian Bohemian Massif. Catena 56., 1–3. pp. 31–43.

DIXON, J. B. 1989. Kaolinite and serpentine group minerals. In: Dixon, J. B., Weed, S. B. [szerk.] Minerals in soil environments. Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin. USA. pp. 468–482.

FAO–UNESCO Soil Map of the World, 1974. Vol. I. Legend. Unesco, Paris, France.

FAO 1990. Guidelines for soil description. FAO–ISRIC 3rd (revised) edition. 70 p.

FEHÉR D.–VÁGI I. 1926. Vizsgálatok az erdőtalaj életét befolyásoló élettani tényezők biokémiai, biofizikai és bakteriológiai kölcsönhatásáról. Mat. és Természettud. Értesítő 1926 (43). pp.539–560.

FEHÉR O., FÜLEKY GY., MADARÁSZ B., KERTÉSZ Á. 2006. Hét vulkáni kőzeten kialakult talajszelvény morfológiai és dignosztikai jellemzői a hazai genetikai talajosztályozás és a WRB (World Reference Base for Soil Resources, 1998) szerint. Agrokémia és Talajtan 55 (2006) 2. pp. 347–366.

FEHÉR O. 2007. A talajviszonyokra ható természeti és emberi tényezők vizsgálata a Kárpát-medence néhány jellegzetes táján. Doktori értekezés, Szent István Egyetem, Gödöllő. 134 p.

FEKETE G.–VARGA Z. 2006. Magyarország tájainak növényzete és állatvilága 461 p.

FEKETE L. 1891. Talajtan. Selmeczbánya. 210 p.

FILEP GY. 1981. Talajtani alapismeretek 2: Talajrendszertan és alkalmazott talajtan. DATE MTIK, Debrecen. 165 p.

FILEP GY. 1999. Talajtani alapismeretek II. Debrecen. pp. 22–25.

FILEP Gy.–TARR L. 1975. Talajtani vizsgálatok. DATE MTIK, Talajtani– és Mikrobiológiai tanszék, Debrecen. pp. 26–27.

FITZPATRICK, E. A. 1982. Soils – Their formation, classification and distribution. The Geographical Journal, Vol. 148, No. 1. pp. 96–97.

FLACH, K. W. 1964. Genesis and morphology of ash-derived soils in the United States of America. FAO World Soil Resources Rep. 14. pp. 61–70.

FRANK, H.–ALTHOEN, S.C. 1995. The coefficient of variation. In Statistics: Concepts and Applications. Cambridge, Cambridge University Press. pp. 58–59.

FRITSCH GmbH 2004. Operating instructions Laser Particle Sizer analysette 22 MicroTec. Fritsch GmbH. 52 p.

FÜLEKY GY. 1999. Agrokémia és talajtan. In: FÁBRY GY. [szerk.] 1999. Magyarország a XX. században. IV. kötet, Tudomány 1. Műszaki és természettudományok. Babits Kiadó, Szekszárd. 730 p.

FÜLEKY, GY., JAKAB, S., FEHÉR, O., MADARÁSZ, B., KERTÉSZ, Á. 2006. Soils of volcanic regions of Hungary and the Carpathian Basin. In: ARNALDS, A., BARTOLI, F., BUURMAN, P., ÓSKARSSON, H., STOOPS, G., GARCÍO-RODEJA, E. (eds.) 2006. Soils of Volcanic Regions in Europe. Springer, Berlin. pp. 29-42.

GARCÍA–RODEJA, E., T. TABOADA, MARTÍNEZ–CORTIZAS, A., SILVA, B., GARCÍA, C. 2004. Soils with andic properties developed from non-volcanic materials. Genesis and implications in soil classification. Rala Report no. 214., Reykjavík. pp. 74–75.

GJEMS, O. 1967. Studies on clay minerals and clay-mineral formation. In: Soil Profiles in Scandinavia. Norwegian Forest Research Institute, Vollebekk, Norway. p. 415.

GÓCZÁN L. 1968. „Erubáz" mészlepedékes csernozjom a Tihany-félszigeten – Földrajzi Értesítő 1968/3. pp. 375–378.

GÓCZÁN L. 1970. A Tihanyi-félsziget talajviszonyai In: LÁNG G. [szerk.] Magyarázó a Balaton környéke 1:10 000-es építésföldtani térképsorozatához, Tihany – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 1970. pp. 67–69.

GREEN-KELLY, R. 1953. The identification of montmorillonitoids in clays. Journal of Soil Science, 1953.4. pp. 233–237.

HARANGI SZ. 2002. A medencebelsei alkáli bazalt vulkánosság. In: KARÁTSON D. [főszerk.] 2002. Magyarország földje. Kitekintéssel a Kárpát-medence egészére. Magyar Könyvklub, Budapest. pp. 78–81.

HAUER, v. F. R. 1867–1876. Geologische Übersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie, 1:576,000 (Wien 1867-76, 12 Blatt)

HOFF, E. V.–BOTT, S. 1990. Optical theory and refractive index: why it is important to particle size analysis. Coulter Technical Bulletin LS Series, 1010. p. 8

HORVÁTH, F.–ROYDEN, L. 1981. Mechanism for the formation of the Intra-Carpathian Basins: Review. Earth Evolution Science 3–4. pp. 307–316.

HOYNINGEN–HUEHNE, P. F. VON. 1931. Die Bodentypen Nord- und Mitteldeutschlands. Jahrbuch der Preuβischen Geologischen Landesaustalt 51. pp. 524–564.

ICAMOND, 1983. Circular Letter no. 5. Int. Comm. Classif. of Andisols, c/o Soil Bureau, Lower Hutt, New Zealand.

ICAMOND, 1988. Circular Letter no. 10. Int. Comm. Classif. of Andisols, c/o Soil Bureau, Lower Hutt, New Zealand.

INKEY B. 1896. Magyarország földtani alakulása és talajképződése. Hornyánszky Viktor ny., Budapest. 22 p.

IUSS–ISRIC–FAO 2006. World Reference Base for Soil Resources. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome. 132 p.

JAKAB, S., FÜLEKY, GY., FEHÉR, O. 2004. Environmental conditions of Andosols formation in Transylvania (Romania). Soils of the Gurghiu volcanic chain. Rala Report No. 214. Reykjavik. pp. 65–66.

JÁRÓ Z. 1978. A Börzsöny erdőfedte talajainak általános jellemzése és értékelése az erdőgazdálkodás szempontjából. In: SOMOGYI S. [szerk.] A Börzsöny hegységnek és környékének agrogeológiai vizsgálata. Agrogeológiai sorozat, Nagy és középtáj szintű agrogeológiai vizsgálatok, MTA FKI Budapest, 1978. 325 p.

JURANI, B. 2002. Volcanic soils of Slovakia. In: COST 622 Meeting: Soil Resources of European Volcanic Systems in Manderscheid/Vulkaneifel 24.–28. April 2002. Mainz, Rheinische Naturforschende Gesellschaft, 2002. pp. 21–22.

KARÁTSON, D. 1995. Ignimbite formation, resurgent doming and dome collapse activity int he Miocene Börzsöny Mountains, North Hungary. Acta Vulcanologica 7(2). pp. 107–117.

KARÁTSON D. 1997. A vulkáni működés és kalderakérdés a Börzsönyben. Földrajzi Közl. 121. 3–4. pp. 151–172.

KARÁTSON D. 1998. Vulkanológia I., Egyetemi jegyzet. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest. 237 p.

KARÁTSON, D. 1999. Erosion of primary volcanic depresions int he Inner Carpathian Volcanic Chain. Zeitschrift für Geomorphologie 144. pp. 49–62.

KARÁTSON D. 2007. A Börzsönytől a Hargitáig, Typotex, Budapest. 463 p.
KARÁTSON D.–MAKÁDI M. 2002. Vulkáni és egyéb hegységeink In: KARÁTSON D. [főszerk.] 2002. Magyarország földje. Kitekintéssel a Kárpát-medence egészére. Magyar Könyvklub, Budapest.. pp. 316–317.
KÁRPÁI Z. 1952. Az északi hegyvidék nyugati részének növényföldrajzi áttekintése. Földrajzi Értesítő 1. pp. 289–315.
KARTOGRÁFIAI V. 1982. Agrotopográfiai térkép *(M=1:100.000)*
KASZAP A. 1976. A Börzsöny hegység vízföldtana. OVH Vízkészletgazdálkodási Központ, Budapest. 372 p.
KERTÉSZ Á. 1976. A morfometrikus módszerek alkalmazása a geomorfológiai kutatásokban. Földrajzi Értesítő 25. 2-4. pp. 237-248.
KERTÉSZ Á. 1978. A Börzsöny-hegység relatív relief térképei. In: SOMOGYI S. [szerk.] A Börzsöny hegységnek és környékének agrogeológiai vizsgálata. Agrogeológiai sorozat, Nagy és középtáj szintű agrogeológiai vizsgálatok, MTA FKI Budapest, 4 p. + 4 ábra.
KEVEINÉ BÁRÁNY I. 1998. Talajföldrajz. Nemzeti Tankönv Kiadó, Budapest. 146 p.
KIRÁLY G., MOLNÁR ZS, BÖLÖNI J., CSIKY J., VOJTKÓ A. [szerk.] 2008. Magyarország földrajzi kistájainak növényzete. MTA ÖBKI, Vácrátót. 248 p.
KLEBER, M., MIKUTTA, C., JAHN, R. 2004. Andosols in Germany – pedogenesis and properties. Catena 56., 1–3. pp. 67–83.
KONERT, M.,–VANDENBERGHE, J. 1997. Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: a solution for the underestimation of the clay fraction. Sedimentology 44. pp. 523–535.
KORIZMICS L., BENKŐ D., MÓROCZ I. 1855. Mezei Gazdaság könyve, Henry Stephens: The book of the farm czímű munkája nyomán, a hazai körülményekre alkalmazva. Pest. 540 p.
KORPÁS L. [szerk.] 1998. Magyarázó a Börzsöny–Visegrádi-hegység földtani térképéhez. MÁFI–ELTE. 216 p.
KORPÁS L.–CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E. 1999. A Börzsöny–Visegrádi-hegység és környezetének fedetlen földtani térképe. M=1:50 000, Magyar Állami Földtani Intézet.
KOVÁCS J. A.–TAKÁCS B. 1995. A Balatonfelvidék bazaltvulkáni növényzetének sajátosságairól. Kanitzia 3. pp. 51–96.
KREYBIG L. 1937. A Magyar Királyi Földtani Intézet talajfelvételi, vizsgálati és térképezési módszere. A Magyar Királyi Föltani Intézet Évkönyve, XXXI. k. pp. 148–244.
KUBIËNA, W. L. 1953. Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. Madrid, 392 p.
LAVES, D.–JÄHN, G. 1972. Zur quantitativen röntgenographischen Bodenton-Mineralanalyse. Arch. Acker- u. Pflanzenbau u. Bodenkd. 16. pp.735–739.
LÁNG S. 1955. Mátra és a Börzsöny természeti földrajza. Akadémiai Kiadó, Budapest. 512 p.
LEAMY, M. L., SMITH, G. D., COLMET–DAAGE, F., OTOWA, M. 1980. The morphological characteristics of Andisols. In: THENG, B.K.G. (ed.) 1980. Soils with variable charge. Soil Bureau, Lower Hutt, New Zealand. pp. 17–34.
LOIEAU, J. L., ARBOUILLE, D., SANTIAGO, S., VERNET, J. P. 1994. Evaluation of wide range laser diffraction grain size analyser for use with sediments. Sedimentology 41. pp. 353–361.
LORENZ J. 1866. Die Bodencultur-Verhältnisse des österreichischen Staates. Wien: Seidel. IX. 3 t.
MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET 2005. Magyarország fedett földtani térképe. *(M = 1:100 000*)
MAGYAR SZABVÁNY 18094-13:1980. A Talaj szemcseösszetételének meghatározása.

MADARÁSZ B. 2005. Andosols: a vulkáni anyagon kifejlődött ásványi talajok. Agrokémia és Talajtan 54. (2005) 3–4. pp. 509–516.
MAEDA, T., TAKENAKA, H., WARKENTIN, B. P. 1977. Physical properties of allophane soils. Adv. Agron. 29, pp. 229–264.
MANNINGER M. 2005. Szóbeli közlése alapján, Erdészeti Tudományos Intézet, Budapest
MAROSI S.–SOMOGY S. [szerk.] 1990. Magyarország kistájainak katasztere. MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest. 1023 p.
MARTIN, U.–NÉMETH, K. 2004. Mio/Pliocene Phreatomagmatic Volcanism int he Western Pannonian Basin. Geologica Hungarica 26. 193 p.
MARTONNÉ ERDŐS K. 1996. Magyarország természeti földrajza, I. Debrecen. pp. 160–168.
MEHRA, O. P.–JACKSON, M. L. 1960. Iron oxide removal from soils and clays by dithionite-citrate systems buffered with sodium bicarbonate. Clays and Clay Minerals 7. pp. 317–327.
MICHÉLI E. 2005. A talajosztályozás fejlődése és helyzete a 21. században. In: STEFANOVITS P.–MICHÉLI E. [szerk.] A talajok jelentősége a 21. században. MTA Társadalomkutató Központ, Budapest. pp. 309–327.
MILLER, D. A.–WIHTE, R. 1997. A. Soil information for environmental modeling and ecosystem management. http://www.soilinfo.psu.edu/
MIZOTA, C.–VAN REEUWIJK, L. P. 1989. Clay minerology and chemistry of soils formed in volcanic material in diverse climatic regions. International Soil Reference and Information Centre , Soil Monograph vol. 2., Wageningen. pp. 198–186.
MOHR, E. C. J., VAN BAREN, F. A., VAN SCHUYLENBORGH, J. 1972. Tropical Soils. Third ed. Mouton, The Hague. 481 p.
MUGGLER, C. C., PAPE, TH., BUURMAN, P. 1997. Laser grain-size determination in soil genetic studies, 2. Clay content, clay formation, and aggregation in some Brazilian Oxisols. Soil Science 163.3. pp. 219–228.
NAGY J. 1997. A Börzsöny-hegység kárpáti kőhúros andezit sziklagyepei. Kitaibelia 2. pp. 298–301.
NAGYMAROSSY A. 2000. Bor és geológia. Borbarát (V)1. pp. 34–37.
NEMECZ E. 2006. Ásványok átalakulási folyamatai talajokban. (A vizsgálat minták ásványai). Akadémia Kiadó. pp. 174–214.
NÉMETH, K., MARTIN, U., HARANGI, SZ. 2001. Miocene phreatomagmatic volcanism at Tihany (Pannonian Basin, Hungary). Journal of Volcanology and Geothermal Research 111 (1–4). pp. 111–135.
NÉMETH T., BERÉNYI ÜVEGES J., MICHÉLI E., TÓTH M. 1999. Clay minerals in paleosols at Visonta. Acta Mineralogica-Petrographica 40. pp. 11–19.
NÉMETH T.–SIPOS P. 2006. Characterization of clay minerals in brown forest soil profiles (Luvisols) of the Cserhát Mountains (North Hungary). Agrokémia és Talajtan 55 (1). pp. 39–48.
NÁRAY-SZABÓ I.–PÉTER É. 1964. Agyagok és talajok ásványi elegyrészeinek mennyiségi meghatározása diffraktométerrel. Földtani Közlöny 94. 4. pp. 444–451.
NEALL, V. E. 1985. Parent materials of Andisols. Proc. Sixth Int. Soil Classif. Workshop, Chile and Ecaudor. Part 1. pp. 9–19.
NÉRÁTH M. 1997. Rendzina és nyirok talajok jellemzése és osztályozása a talajok tulajdonságai alapján. GATE, Talajtani és Agrokémiai Tanszék, Szakdolgozat. 90 p.
PANTÓ GY. 1970. A Börzsöny-hegység északi részének harmadidőszaki vulkanizmusa. In: Kubovics I. – Pantó Gy. 1970. Vulkanológiai vizsgálatok a Mátrában és a Börzsönyben. Akadémiai Kiadó, Budapest. pp. 161–302.
PAPP S. 1999. Talajok. In: KOLLEGA TARSOLY M. [főszerk.] 1999. Magyarország a XX. században II. kötet. Babits Kiadó, Szekszárd. pp. 56–63.

PARFITT, R. L., SAIGUSA, M., COWIE, J. D. 1984. Allophane and halloysite formation in a volcanic ash bed under different moisture conditions. Soil Sci. 138. pp. 360–364.

PÁNTOS GY. 1969. Termőhelyismerettan II. Erdészeti és Faipari Egyetem Erdőmérnöki Kar, Sopron. pp. 44–49.

PEDE, K.–LANGOHR, R. 1983. Microscopic study of pseudo-particles in dispersed soil samples. In: BULLOCK, P. és MURPHY, C. P. (eds.) 1983. Soil Micromorphology. Proc. VI. International Working Meeting on Soil Micromorphology.A. B. Academic Press, London. pp. 265–271.

PEREPELITA, V., FLOREA, N., VLAD, L., GRIGORESCU, A. 1986. Asupracriteriilor de diagnostic ale andosolurilor si solurilor andice din Muntii Carpati. Bucharest Anale I.C.P.A., XLVII. pp. 125–139.

PÉCSI M. [szerk.] 1989. Magyarország Nemzeti Atlasza. Kartográfiai Vállalat, Budapest. 395 p.

PÉCSI M. 1993. Negyedkor és löszkutatás. Akadémiai Kiadó, Budapest. 375 p. (Elmélet–Módszer–Gyakorlat 54.)

PÉCSI M. 1997. Szerkezeti és váztalajképződés Magyarországon. Budapest, MTA FKI. pp. 75–82.

PÉCSKAY, Z., LEXA, J., SZAKÁCS, A., BALOGH, K., SEGHEDI, I., KONECNY, V., KOVACS, M., MÁRTON, E., KALICIAK, M., SZÉKY–FUX, V., PÓKA, T., GYARMATI, P., EDELSTEIN, O., ROSU, É., ZEC, B. 1995. Space and time distribution of Neogene–Quaternary volcanism in the Carpatho–Pannonian Region. Acta Vulcanologica 7(2). pp. 15–28

PÉCZELY GY. 1978. A Börzsöny hegység éghajlata. In. SOMOGY S. [szerk.] 1978. A Börzsöny hegység regionális agrogeológiája. Budapest, MTA FKI.

PÉTER É.–KÁLMÁN A. 1964. Quantitaive X–ray Analysis of Crystalline Multicomponent Systems. Acta Chimica 41 (4). pp 411–422.

PING, CHIEN–LU 2000. Volcanic soils In: SIGURDSSON, H (ed.-in-chief) 2000. Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, San Diego. pp. 1259–1270.

QUANTIN, P. 2004. Volcanic soils of France. Catena 56. pp. 95–109.

RIGHI, D., TERRIBILE, F., PETIT, S. 1995. Low-charge to high-charge beidellite conversion in a Vertisol from south Italy. Clays and Clay Minerals 43. pp. 495–502.

SAJTOS L.–MITEV A. 2007. SPSS kutatási és adatelemzési kézikönyv. Alinea Kiadó. 404 p.

SCHULZE, D. G., WENDT, J. W., GRUENHAGEN, S. E., GUEST, C. 1996. Procedure for dispersion and fractionation of soils for mineralogical analysis. Agronomy 650, pp. 215–243.

SCHWERTMANN, U. 1964. Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch Extraktion mit saurer Ammoniumoxalat–Lösung. Zeitschrift für Pfalnzenernährung, Düngung und Bodenkunde 105. pp. 194–202.

SENDTKO, A. 1999. Die Xerothermvegetation brachgefallener Rebflächen im Raum Tokaj (Nordost-Ungarn) – pflanzensoziologische und populationsbiologische Unter suchungen zur Sukzession. Phytocoenologia 29. pp. 345–448.

SHOJI, S., FUJIWARA, Y., YAMADA, I., SAIGUSA, M. 1982. Chemistry and clay mineralogy of Ando soils, Brown Forest soils and Podzolic soils formed from recent Towada ashes, N.E. Japan. Soil Sci. 133. pp. 69–86.

'SIGMOND E. 1934. Általános Talajtan. Budapest. 696 p.

SIMON T.–JUHÁSZ NAGY P. 1993. Talajtan mint a növényökológia alapja. Nemzeti tankönyvkiadó, Budapest. pp. 95–97.

SOIL SURVEY STAFF, 1960. Soil Classification, a comprehensive system – 7th approximation. USDA, U.S. Government Printing Office, Washington, DC.

SOIL SURVEY STAFF, 1975. Soil taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. Agricultural Handbook, vol. 436., U.S. Government Printing Office, Washington, DC.
SOIL SURVEY STAFF, 1998. "Keys to Soil Taxonomy" 8th ed. USDA–Natural Resources Conservation Service, Washington, DC.
SPORZON P. 1865. Gazdászati talajisme vagyis a termőföld eredete, minősége, ereje, nemei s osztályai. Nagel és Wischan, Buda. 249 p.
STEFANOVITS P. 1951. Andezittufán kialakult talajok a Börzsöny hegységben. Agrokémia és Talajtan Tom. 1. No. 3. pp. 309–317.
STEFANOVITS P. 1956. Magyarország talajai. Akadémiai Kiadó, Budapest. 252 p.
STEFANOVITS P. 1959. A magyarországi erdőtalajok genetikus – talajföldrajzi osztályozása. Agrokémia és Talajtan Tom. 8. No. 2. pp. 163–181.
STEFANOVITS, P. 1971. Brown Forest Soils of Hungary. Akadémiai Kiadó, Budapest. 261 p.
STEFANOVITS P., FILEP GY., FÜLEKY GY. 1999. Talajtan. Mezőgazda Kiadó, Budapest. 470 p.
STEFANOVITS P.–SZÜCS L. 1955. Magyarország 1:200 000 méretarányú genetikus talajtérképe. Kézirat, MTA TAKI Könyvtára, Budapest.
STEFANOVITS P.–SZÜCS L. 1961. Magyarország genetikus talajtérképe és magyarázó – OMMI 1961. pp. 34–35.
STEPHENS, H.1851. The Book of the Farm 1–2. William Blackwood, Edinburgh. 674 p., 804 p.
SZABÓ I. M. 1996. A bioszféra mikrobiológiája I., II.. Akadémiai Kiadó, Budapest. 1556 p.
SZABÓ J. 1861. Geológiai viszonyok és talajnemek ismertetése. Békés és Csanád megye, I. füzet. Pest. 132 p.
SZABÓ J. 1866a. Tokaj-Hegyalja talajának leírása és osztályozása. Math. és Természettud. Közl. IV. (1865–1866). pp. 366–372.
SZABÓ J. 1866b. Tokaj-Hegyalja talajának leírása és osztályozása. Akadémiai értekezés
SZABÓ J. 1868. Heves megye földtani leírása. In: ALBERT F. [szerk.] 1868. Heves és Külső Szolnik törvényesen egyesült vármegyék leírása. Érseki Lyceum, Eger. pp. 131–141.
SZABÓ J. 1996. Csuszamlásos folyamatok szerepe a magyarországi tájak geomorfológiai fejlődésében. Habilitációs értekezések, Debrecen, Kossuth Egyetemi Kiadó. 223p.
SZABÓ J. – TÖRÖK I. 1867. Tokaj-Hegyaljai Album. Emich nyomda, Pest. 185 p.
SZABOLCS I. [szerk.] 1966. A genetikus üzemi talajtérképezés módszerkönyve – Országos Mezőgazdasági Minősítő Intézet, Budapest. p. 428.
SZAKÁCS S.–KARÁTSON D. 2002. A belső-kárpáti mészalkáli vulkánosság. In: KARÁTSON D. [főszerk.] 2002. Magyarország földje. Kitekintéssel a Kárpát-medence egészére. Magyar Könyvklub, Budapest. pp. 73–77.
SZEGI J. 1979. Talajmikrobiológiai vizsgálati módszerek. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest. 311 p.
SZENDREI G. 1998. Talajtan. Eötvös kiadó, Budapest. pp. 158–160.
SZÉKELY A. 1997. Vulkánmorfológia. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest. 234 p.
SZÉKELY M.–BARNA I. 2004. Túlélőkészlet az SPSS-hez. Többváltozós elemzési technikákról társadalomkutatók számára. Typotex kiadó, Budapest. 453 p.
SZODFRIDT I. 1993. Erdészeti termőhelyismerettan. Mezőgazda Kiadó, Budapest. pp. 176–179.
TESSEDIK S. 1787. Ökonomisch-physikalisch-statistische Bemerkungen über den gegenwärtigen Zustand des Landwesens in Ungarn, besonders in der Gegend an der Theiss, zur Aufklärung und Beruhigung der so nützlichen Klasse von Menschen auf dem Lande, nebst gemeinnützigen Vorschlägen zur Landwirthschaft, von einem Menschenfreunde. Pressburg 1787. 216 p.

TESSEDIK S. 1801. Új módja rétek igazításának azon kérdés megfejtésére, mi módon kellene a fa, gyümölcs és takarmány fogyatkozásának eleit venni, a rétek igazítása által, a többi mezei gazdaságnak hátramaradása nélkül? Buda, A m. k. universitás bet. 39 p.

TÉGLÁS K. 1891. A Magyar Állam talajtérképe, M=1:2 500 000. Joerges Á. özv. és fia, Selmecbánya.

THOREZ, J. 1976. Practical identification of clay minerals. Editions G. Lelotte, Dison (Belgique). 100 p.

THORP, J.–SMITH, G. D. 1949. Higher categories of soil classification: Order, Suborder and Great Soil Groups. Soil Sci. 67. pp. 117–126.

THYLL SZ. (szek.) 1992. Talajvédelem és vízrendezés dombvidékeken. Mezőgazda Kiadó, Bp. p. 31.

TIMKÓ I. 1913. A magyar puszta és a délorosz sztyep. Földrajzi Közlemények 41/1. pp. 20–29.

TOULA A. 1884. Bodenkarte und Karte der Verbreitung.Nutzbarer Minerale in Oesterr.:Ungarn (Hölzeis geogr.-statist. Atlas)

TREITZ P. 1900. A talajnemek osztályozása. Föltani Közlöny 30. pp. 147–162.

TREITZ P. [szerk.] 1918. Csonka-Magyarország talajtérképe. M=1:2 000 000, M. Kir. Földtani Intézet nyomdája.

TREITZ P. 1924a. Magyarország klímazonális talajtérképe. M=1:3 000 000, Lith. Klösz. Gy. és fia, Budapest.

TREITZ P. 1924b. Magyarázó az országos átnézetes klímazonális talajtérképhez. Budapest, M. Kir. Földtani Intézet. 67 p.

TREITZ P. 1929. Csonka–Magyarország termőtalaja. Budapest. 36 p.

TRIBUTH, H. 1991. Qualitative und "quantitative" Bestimmung der Tonminerale in Bodentonen. In*:* TRIBUTH, H. és LAGALY, G. [ed.] Identifizierung und Charakterisierung von Tonmineralen. Berichte der Deutschen Ton- und Tonmineralgruppe e.V., DTTG 1991. pp. 37–85.

TRIBUTH, H.–LAGALY, G.A. 1986a. Aufbereitung und Identifizierung von Boden- und Lagerstättentonen. Aufbereitung der Proben im Labor. GIT Fachz. Lab. 30. pp. 524-529.

TRIBUTH, H.–LAGALY, G.A. 1986b. Aufbereitung und Identifizierung von Boden- und Lagerstättentonen. Korngrößenanalyse und Gewinnung von Tonsubfraktionen. GIT Fachz. Lab., 30. pp.771-776.

UNGER, H. 1968. Über den Aussangewat der mit dem Gazebenteltest erzielten Zelluloseabbau Ergebnisse. Tagengsberichte. DAL Berlin. 96 p.

VAN VLIET-LANOË 1985. Frost effects in soils. In: Broadman, J. (ed.) Soils and Quaternary Landscape Evolution. John Wiley & Sons Ltd. pp. 117-158.

VAN RANST, E., VERLOO M., DEMEYER, A., PAUWELS, J. M. 1999. Manual for the Soil Chemistry and Fertility Laboratory. ITC, Ghent.

VAUGHAN, D. J. és WOGELINS, R. A. 2000. Environmental Mineralogy. Eötvös University Press, Budapest. pp. 101-103.

VÁRALLYAY GY., SZŰCS L., MURÁNYI A., RAJKAI K., ZILAHY P.1979. Magyarország termőhelyi adottságait meghatározó talajtani tényezők 1: 100 000 méretarányú térképe I. Agrokémia és Talajtan 28. pp. 363–384.

WADA, K. 1977. Allophane and imogolite. In: DIXON, J. B., WEED, S. B. (eds.) Minerals in soil environments. Soil Sci. Sov. Am., Medison, USA. pp. 603–638.

WADA, K.–KAKUTO, Y. 1985. Embryonic halloysites in Ecuadorian soils derived from volcanicash. Soil Sci. Soc. Am. J. 49. pp. 1309–1318.

WADA, K., KAKUTO, Y., IKAWA, H. 1986. Clay minerals, humus complexes and classification of four "Andepts" of Maui, Hawaii. Soil Sci. Soc. Am. J. 50. pp. 1007–1013.

WERNSTEDT, F. L. 1983. World climatic data. Hungary. Dossier nr. 128. (kézirat), Gent University

WHITE, R. E. 2006. Principles and practice of soil science: The soil as a natural Resource. Blackwell Science Ltd. 363 p.

WHITTON, J.S.–CHURCHMAN, G.J. 1987. Standard methods for mineral analysis of soil survey samples for characterisation and classification in NZ Soil Bureau. Dept. of Sceintific and Industrial Research, Wellington. 27 p. (NZ Soil Bureau Scientific Report 79.)

WIJBRANS, J., NÉMETH, K., MARTIN, U., KADOSA, B. 2007. $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of Neogene phreatomagmatic volcanism int he western Pannonian Bain, Hungary. Journal of Volcanology and Geothermal Research 164 (4). pp. 193–204.

World Reference Base for Soil Resources 2006. World Soil Resources Reports 103. FAO Rome. 132 p.

KÖSZÖNETNYÍLVÁNÍTÁS

Mindenekelőtt köszönetemet szeretném kifejeznem dr. Papp Sándornak, aki tudományos pályán való elindulásomban sokat segített. Köszönöm a bíztatást, a hosszú szakmai vitákat és a dolgozattal kapcsolatos tartalmi és formai észrevételeket.

Köszönöm Prof. Kertész Ádám témavezetőmnek, hogy munkámat irányította és segítette.

Köszönettel tartozom dr. Németh Tibornak a röntgendiffrakciós-vizsgálatokért. Köszönöm hogy bevezetett az agyagásványok világába és olykor kétségbeejtően naív kérdéseimre mindenkor nyugodtam, hihetetlen precizitással válaszolt.

Köszönettel tartozom munkatársaimnak. Hálás vagyok dr. Jakab Gergelynek, hogy minden őrült terepmunkára lelkes társam volt és hogy mindig szakított időt szakmai problémáim megbeszélésére. Köszönöm dr. Szalai Zoltánnak az útmutatást és tanácsokat.

Köszönöm Prof. Füleky Györgynek a laborvizsgálatok és azok kiértékelésében nyújtott segítségét.

Köszönöm Baloghné di Gléria Máriának és Mészáros Erzsébetnek a labormunkához nyújtott támogatást.

Köszönettel tartozom az ELTE 2007-es börzsönyi terepgyakorlat résztvevőinek a terepmunkában nyújtott segítségükért.

Köszönöm családomnak, hogy mindvégig bátorítottak és támogattak.