

**A LÖSZ-PALEOTALAJ SZELVÉNYEK
SZEREPE A PLEISZTOCÉN KÖRNYEZETEK ÉS
A KLÍMAVÁLTOZÁSOK
REKONSTRUKCIÓJÁBAN**

MTA DOKTORI ÉRTEKEZÉS

DR. HORVÁTH ERZSÉBET

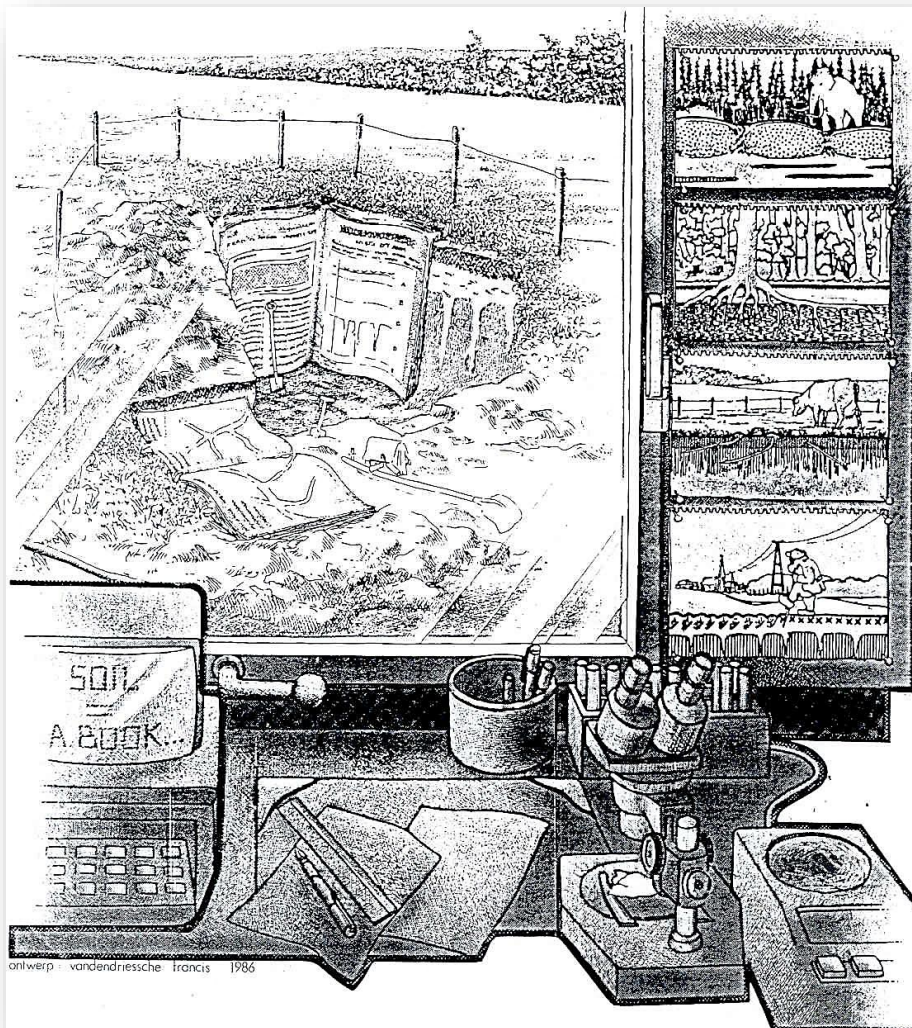
2025

horvath.erzsebet_283_24

Mottó:

„Sok körülmény szerencsés találkozása volt szükséges, hogy az egymás után következő jégkorszakok lösezi zavartalanul felhalmozódhassanak, hogy aztán tanúbizonyságként legyenek felhasználhatók a magyar pleisztocén kortagolása szempontjából.”

(Bulla 1938, p. 39.)



horvath.erzsebet_283_24

Tartalomjegyzék

Tartalomjegyzék.....	1
1 Bevezetés.....	3
2 A löszkutatások időszerűsége, célkitűzés	5
3 Kutatási előzmények.....	8
3.1 A löszkutatás rövid bemutatása	8
3.1.1 A lösz fogalom meghatározása	8
3.1.2 Elképzelések a löszök eredetéről	9
3.1.3 Elképzelések a lösz poranyagának származási helyéről	10
3.1.4 A magyarországi löszkutatás rövid bemutatása	12
3.2 A magyarországi löszök litosztratigráfiai tagolása és nevezéktana.....	14
3.3 Vezetőszintek a magyarországi lösz-paleotalaj sorozatokban: paleotalajok és tefra szintek	22
3.4 A löszök korának meghatározására tett kísérletek eredményei	25
3.5 Másodlagos karbonátok a löszökben.....	32
4 A vizsgált lösz-paleotalaj feltárások rövid bemutatása.....	36
4.1 Basaharc	36
4.2 Süttő.....	37
4.3 Paks	39
4.4 Mende.....	40
4.5 Hévízgyörk.....	41
4.6 Galgahévíz.....	41
5 Módszertan	42
5.1 Terepi vizsgálatok, mintagyűjtés	42
5.2 Kőzetmágneseségi vizsgálatok	43
5.3 A stabil izotópok jelentősége a negyedidőszak kutatásban	45
5.3.1 $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ vizsgálatok a lösz-paleotalaj szelvényekben	46
5.4 Szemcseméreteloszlás	46
5.5 A löszben található vulkáni közbetelepülések vizsgálata	48
5.5.1 Ásványtani vizsgálatok.....	48
5.5.2 Geokémiai vizsgálatok.....	48
5.6 A löszök paleotalajainak makro- mezo- és mikroszkópos vizsgálata.....	49
5.6.1 A paleotalajok jelentősége a löszkutatásban.....	49
5.6.2 A paleotalajok vizsgálatának szintjei.....	50

5.7	Kormeghatározás	54
5.7.1	Abszolút kormeghatározások	54
5.7.2	Relatív kormeghatározási módszerek	55
5.8	Analitikai vizsgálatok	56
5.8.1	Karbonáttartalom meghatározása	56
5.8.2	TOC	56
5.8.3	Diffúz reflektancia spektroszkópia (DRS)	56
6	Eredmények	59
6.1	Tefrasztratigráfia a Kárpát-medencében	59
6.1.1	Bagi Tefra	59
6.1.2	Paksi Tefra	71
6.1.3	A Bagi Tefra kora és eredete	72
6.1.4	A Bagi Tefra kronosztratigráfiai és paleogeomorfológiai jelentősége	76
6.1.5	További tefra szintek a Kárpát-medencében	86
6.2	Környezetrekonstrukciós és paleopedológiai eredmények	87
6.2.1	Basaharc	87
6.2.2	A paksi fúrások rétegsorainak korrelációja	92
6.3	A paleotalajok mikromorfológiai vizsgálatának alkalmazása és eredményei	97
6.3.1	A klasszikus löszfeltárások (Paks, Mende, Basaharc) fiatal löszeiben található paleotalajok besorolásának ellenőrzése makro-, mezo- és mikromorfológiai vizsgálatokkal ..	97
6.3.2	A MIS 7 és a MIS 9 éghajlatingadozásainak kimutatása mikromorfológiai vizsgálatok segítségével a basaharci feltárás Basaharc Dupla és a Basaharc Alsó paleotalajaiban	99
6.3.3	A földigilisza bioszferoidok környezetjelző indikátorként való alkalmazhatóságának mikromorfológiai elemzésekkel kiegészített vizsgálata	119
7	Új eredmények a magyarországi löszsztratigráfiában	133
8	Következtetések	137
8.1	A vulkáni közbetelepülések jelentősége a korrelációkban és a feltárások fejlődéstörténetének rekonstrukciójában	137
8.2	A paleotalajok mikromorfológiai vizsgálatának eredményei	139
9	Köszönetnyilvánítás	141
10	Irodalomjegyzék	143
11	Rövidítések jegyzéke	157
12	Ábrajegyzék	159

Bevezetés

A szárazföldek mintegy harmadát fedő löszök és löszszerű képződmények jelentősége túlmutat a közvetlen gazdasági hasznosíthatóságukon, hiszen a több tíz, vagy akár több száz méter vastagságú rétegsorok megőrizhetik az egykori képződési körülményeket és az utólagos elváltozásokat – beleértve az egykori talajképződéseket is - nyomait is. Szárazföldi üledékes kőzetként a lösz ugyanakkor erősen kitett a külső erők lepusztító folyamatainak, így a nagyobb időtávot átfogó hiánytalan rétegsorok megmaradási esélye korlátozott. Mindezek alapján a löszöket és eltemetett talajokat tartalmazó összleteket egyfajta archívumnak is tekinthetjük, amely vizsgálatával felismerhető az egykori környezet és az éghajlat változásainak rendszere. Nem meglepő tehát, hogy napjainkban a negyedidőszak kutatásával foglalkozó kutatók jelentős része próbálja feltárni a löszökben rejlő információkat. A bevezető vizsgálati módszerek száma és a módszerek pontossága folyamatosan nő, ezzel párhuzamosan változik a megismerhetőség mélysége és pontossága is, ami sokszor eredményezi a korábbi elméletek átértékelését, új elméletek megszületését.

A Kárpát-medencében is nagy kiterjedésű (kb. a felszín 1/3-a) és nagy vastagságú (néhány métertől 40-50 méter) löszborítás jellemző, így nem meglepő, hogy a hazai geológusok és geográfusok már a XIX. századtól kezdődően vizsgálták a löszfeltárásokat. A terület kulcspozíciója és a kutatási eredmények alapján a XX. század második felére már a nemzetközi tudományos érdeklődést is sikerült felkelteni, amelynek eredményeképpen egyre több külföldi kutató is bekapcsolódott a Magyarországon zajló löszkutatásokba, és egyre több értékes eredmény született a löszök kialakulására és a földtörténet utolsó 1 millió évének klímaváltozásaira vonatkozóan. A nemzetközi együttműködések fontos hatása volt, hogy hozzásegítették a magyar kutatókat olyan modern technikák, eljárások alkalmazásához, amelyekre itthon nem volt lehetőség, mint például a lumineszcens kormeghatározások (Maruszczak, 1986; Wintle és Packman, 1988; Zöller és Wagner, 1990; Lu, 1991; Frechen és mtsai, 1997) és az aminosav-sztratigráfiai vizsgálatok (Oches és McCoy, 1995).

A negyedidőszaki kutatások az 1990-es évekig főként Pécsi Mártonhoz és az MTA Földrajztudományi Kutatóintézetéhez kapcsolódtak, de az ELTE mellett a Szegedi Tudományegyetemen Sümegi Pál irányításával is zajlottak ilyen irányú tevékenységek.

Az ELTE Természetföldrajzi Tanszékén az 1980-as évek közepén kezdődött a löszök tanulmányozása, amelyhez jómagam is csatlakoztam. A kezdetekben a hazai löszökből már Kriván (1957b) által leírt vulkáni hamu közbetelepüléseket vizsgáltam újra, kibővítve a korábbi vizsgálatokat új módszerekkel és új helyszínekkel. Az eredményeim pontosították a vulkáni anyag – a mai nevezéktan szerint tefra – ásványtani és geokémiai összetételére és a forrásterületére vonatkozó ismereteket. Ezen munka során megkerülhetetlen volt a löszök kronosztratigráfiai kérdéseiben való elmélyülés is, mivel az abszolút kormeghatározási eredmények híján az ásvány-, kőzettani és geokémiai eredmények adtak csak lehetőséget a tefra rétegtani helyzete alapján behatárolt időintervallumban aktív lehetséges forrásterületekkel való összehasonlításra. Bár a tefra kutatásában a tervezett közös munka

Kriván Pállal az ő sajnálatosan korai halála miatt elmaradt, de egy neves tefra kutató, Etienne Juvigné segítette a kezdeti lépéseimet, akivel a szoros szakmai kapcsolat sokáig fennállt.

A hazai löszsztratigráfiában felfedezett ellentmondások feloldására részben a löszöket tagoló eltemetett talajok vizsgálata, részben az 1990-es évektől a negyedidőszakkal foglalkozó kutatásokban is használni kezdett lumineszcens kormeghatározások adtak lehetőséget. A paleotalajok jelentősége már a vulkáni szintekkel foglalkozó kutatásaim kezdetén is a fókuszba került, mivel pontos koradatok hiányában azok száma és kifejlődése is támpontot adott a sztratigráfiai kérdések megoldásához. 1996-tól a Roger Langohr professzorral (Ghent University, Belgium) való együttműködés során ismertem meg az eltemetett talajok vizsgálati módszereit és kezdtem meg a legfontosabb hazai lösz-paleotalaj feltárások tanulmányozását.

Az ELTE Természetföldrajzi Tanszékén a téma iránt érdeklődő hallgatókból, majd későbbi doktoranduszokból a 2000-es évek elején létrejött a Löszkutató csoport, amelynek tagjai a löszök vizsgálatának több részterületén is komoly jártasságra tettek szert. A kutatásokba bevontuk más intézmények munkatársait is, így lehetőség nyílt a lösz-paleotalaj sorozatok komplex szemléletű tanulmányozására. A kibővített Löszkutató csoport tagjainak legfőbb kutatási területei: Barta Gabriella – másodlagos karbonátok, stabil izotóp eredmények értelmezése; Bradák Balázs – mágneses szuszceptibilitás vizsgálatok (κlf, frekvenciafüggő szuszceptibilitás, AMS), sztratigráfia és értelmezések; Csonka Diána – Hévízgyörk, Galgahévíz löszfeltárásainak részletes vizsgálata; Novothny Ágnes – lumineszcens kormeghatározások, szemcseeloszlás vizsgálatok; Végh Tamás – terepi és laboratóriumi munkák, DTM; Szeberényi József (HUN-REN CSFKI) – spektroszkópiai (DRS) és terepi vizsgálatok. Az én területem a tefrasztratigráfia, nehézasvány meghatározások, paleopedológiai (terepi és mikromorfológiai) vizsgálatok, sztratigráfiai kérdések megválaszolása, a kutatások koordinálása és az eredmények szintetizálása.

1 A löszkutatások időszerűsége, célkitűzés

A XX. század végére felgyorsult technikai fejlődés komoly lehetőségeket jelentett a löszkutatásban és sok esetben paradigmaváltáshoz is vezetett. Ellenőrizhetővé váltak azok az elképzelések, amelyek korábban ellentmondásosak, vagy mérési eredményekkel nem kellőképpen alátámasztottak voltak, amelynek az oka a vizsgálati módszerek szűkebb köre és korlátozottsága volt.

A negyedidőszak kutatásában alkalmazható kormeghatározási módszerek közül a radiokarbon és a lumineszcens kormeghatározások pontossága nagyon sokat javult és kitolódott az értelmezhető földtani kor határa is (Novothy és mtsai, 2009; Thiel és mtsai, 2011; Thiel és mtsai, 2014; Marković és mtsai, 2016; Újvári és mtsai, 2016b; Svetlik és mtsai, 2019; Novothy és mtsai, 2024).

Áttörést jelentett a lézerdiffrakciós szemcseméret vizsgálat megjelenése és gyors elterjedése, ami a korábban használt különböző ülepítési eljárásokkal szemben nagyon rövid idő alatt nagy mennyiségű minta mérésére adott lehetőséget (Beuselinck és mtsai, 1998; Novothy és mtsai, 2011). Ennek használatával a korábban alkalmazott 20-25 cm-es mintagyűjtési intervallumok lecsökkenhettek akár 2 centiméteresre, ami azt eredményezte, hogy például kellő körütekintéssel a löszök poranyagának szállításáról és felhalmozódási körülményeiről lehetett sokkal pontosabb információhoz jutni (Újvári és mtsai, 2016a; Újvári és mtsai, 2022).

Megjelentek és beépültek a más tudományterületekről átvett módszerek is, mint például a csigahéjakat alkotó aminosavaknak a csigahéjak betemetődése után bekövetkező racemizációján alapuló aminosav-sztratigráfia (AAR – amino acid racemization), a levelek viasztartalmából a löszökben megőrződött n-alkánok kémiai kimutatásán alapuló biomarker vizsgálatok. Új analitikai módszerként alkalmazták a löszkutatásban a különböző genetikájú karbonát-kiválásos stabil izotóp – elsősorban az oxigén ($\delta^{18}\text{O}$) és a szén ($\delta^{13}\text{C}$) – arányának elemzéseit, amelyek változásai a karbonátok egykori képződési környezetének hőmérsékleti és nedvességviszonyairól nyújtanak információkat (Barta, 2011a).

A löszkutatásban a már említett stabil izotópos módszerek mellett az utóbbi évtizedekben további geokémiai elemzések is egyre elterjedtebbé váltak, amelyekkel többek között a löszök forrásterületének, és ezen keresztül az adott időszak szélviszonyainak meghatározása vált lehetségessé (Újvári és mtsai, 2014). Ide sorolhatók a Hf, Sr, Nd izotóp elemzések (Újvári és mtsai, 2012; Újvári és mtsai, 2015; Újvári és mtsai, 2022), az agyagásványok szerkezeti vizének $\delta^2\text{H}/^1\text{H}$ (D/H) izotóp összetételének meghatározása, vagy a paleokörnyezet rekonstrukcióját szolgáló kapcsolt izotóp-mérések is (Újvári és mtsai, 2019; Újvári és mtsai, 2021).

Általánossá és rutinszerűvé vált a mágneses szuszeptibilitás 2–5 cm felbontású terepi meghatározása, továbbá a mágneses szuszeptibilitás egyéb változatainak (anizotrópia, frekvenciafüggő) felhasználása (Verosub és Roberts, 1985; Horváth és Bradák, 2003; Liu és mtsai, 2012; Thompson, 2012), amelyek hozzájárultak a környezetrekonstrukciók

pontosításához és a szárazföldi és a tengeri pleisztocén rétegsorok közötti korrelációhoz (Kukla, 1977; Pécsi, 1991, 1995a).

A löszök paleotalajaiból készült vékonycsiszolatok mikromorfológiai elemzése kulcsfontosságú az egykori talajképződés jellegzetességeinek és a posztpedogenetikus, azaz a talajok betemetődése utáni változások, és azok időbeliségének felismerésében (Bronger, 1976; Becze-Deák és mtsai, 1997; Kemp, 1997, 1999, 2001; Stoops és mtsai, 2018). A módszert a magyarországi löszkutatásban ennek ellenére csak ritkán alkalmazták (Stefanovits és mtsai, 1954; Stefanovits és Rózsavölgyi, 1962; Stefanovits, 1965; Stefanovits és Rózsavölgyi, 1965; Bronger, 1970, 1979; Morozova, 1987; Bronger, 2003), bár a lösz-paleotalaj rétegsorok nagy vastagsága jó esélyt adott a pleisztocén környezetváltozások felismerésére.

Az elmúlt évtizedekben a vezetésemmel az ELTE Természettudományi Tanszékének Löszkutató csoportja a kutatási módszerek sokféleségét alkalmazva újragvizsgálta a három „klasszikus” löszfeltárást (Paks, Basaharc, Mende), tanulmányozott olyan további lösz-paleotalaj rétegsorokat, amelyek különleges helyzetük (pl. Süttő), vagy a biztos kort szolgáltató Bagi Tefra réteg előfordulása miatt érdekesnek mutatkoztak (pl. Hévízgyörk, Galgahévíz).

A disszertációban három fő témakör köré rendezve mutatom be a kutatásaimat: a löszökben található egyidejű vulkáni közbetelepülések vizsgálata, löszsztratigráfia, környezetrekonstrukció a lösz-paleotalaj rétegsorok komplex vizsgálatára alapozva és a paleotalajok mikromorfológiai elemzésével kiegészítve.

1. Tefrasztratigráfia

A Bagi Tefra előfordulásokhoz kapcsolódóan a löszökben már korábban azonosított vulkáni közbetelepülések sztratigráfiai, kronosztratigráfiai és paleogeomorfológiai szempontú értelmezésére, továbbá a Bagi Tefra egységességét, középső pleisztocén vezetősíntként való alkalmazhatóságának kérdésére fókuszáltam, utóbbihoz újabb kormeghatározási és geokémiai vizsgálatok is készültek.

2. Löszsztratigráfia

A vizsgált lösz-paleotalaj rétegsorokban a kormeghatározások és a vezetősíntek alkalmazásával a korábbi sztratigráfiai elképzelések pontosítását és az ismeretlen besorolású rétegsoroknak a magyarországi löszsztratigráfia rendszerébe illesztését céloztuk meg.

3. Környezet- és klímarekonstrukciót célzó kutatások

A basaharci téglagyári bánya típus szelvényeiben (Basaharc Dupla és Basaharc Alsó) és az újonnan kialakított szelvényekben környezetrekonstrukciós céllal komplex kutatást végeztünk, amelynek során alacsonyfrekvenciás mágneses szuszeptibilitást, lumineszcens és radiokarbon kormeghatározásokat, aminosav sztratigráfiát, stabil izotóp vizsgálatokat, szemcseeloszlás, valamint mikromorfológiai elemzéseket alkalmaztunk.

A Magyarországon leggyakrabban tanulmányozott „klasszikus” feltárások (Paks, Mende, Basaharc) fiatal löszeinek paleotalajaiból készült vékonycsiszolatok mikromorfológiai vizsgálatával az egykori talajképződések jellegzetességeinek meghatározását, a képződési körülmények pontosítását kívántam elérni.

A Paks II. beruházáshoz kapcsolódó földtudományi szempontú telephelybiztonsági vizsgálatokba bekapcsolódva lehetőségünk volt a paksi téglagyári feltárás közelében a löszben mélyült két fúrás elemzésére és a fúrómagoknak a paksi téglagyári löszfeltárás rétegsoraival való összehasonlítására, alacsonyfrekvenciás mágneses szuszceptibilitás méréseken, lumineszcens kormeghatározáson és a paleotalajok mikromorfológiai elemzésén alapuló korreláció készítésére.

A Galga-völgyben egymástól mindössze 2,5 km távolságra található hévízgyörki és a galgahévízi lösz-paleotalaj rétegsorok vizsgálatával a két terület fejlődéstörténetének összehasonlítását végeztük el.

A süttöi édesvízi mészkőbánya fedőjében található lösz-paleotalaj feltárás stabil oxigén- és szénizotópos eredményeinek értelmezéséhez a korábbiak mellett további elemzések készültek, amelyeket kiegészítettem a szintekből származó vékonycsiszolatok mikromorfológiai elemzésével annak érdekében, hogy meghatározzam a korábbi vizsgálati eredményekben tapasztalt nagy különbségek okát.

2 Kutatási előzmények

2.1 A löszkutatás rövid bemutatása

2.1.1 A lösz fogalom meghatározása

A lösz a legnagyobb elterjedésű pleisztocén üledék, a szárazföldek felületének mintegy 10 %-át (13 millió km²) borítja. Legnagyobb gyakorisággal az É. sz. 55°-24° valamint a D. sz. 45°-24° között fordul elő. Magyarország területének kb. 30 %-án előforduló löszökön, valamint löszszerű üledékeken alakultak ki a mezőgazdaság számára legkedvezőbb adottságú talajok (Pécsi, 1993). A lösz közetnév von Leonhard (1823) leírásának köszönhetően került be az ásványgyűjtő és földtudományi szakemberek látókörébe, majd valamivel később Lyell (1833) közvetítésével kezdett szélesebb körben is elterjedni. A Heidelbergi Egyetemen oktató von Leonhard a Heidelberg melletti Haarlass fejtőjéből kitermelt laza („loose”) anyag megnevezésére használta a lösz (Loefs) elnevezést, amelynek jellemzéseként azt írta, hogy az „agyagos, tisztátalan, sárgásszürke, földes agyag, mész- és kavicsdarabok, valamint nagyon apró csillámlemezkek keveréke, amelyben a finom porszemcsék laza, morzsolható masszává állnak össze.” (von Leonhard, 1823).

Annak ellenére, hogy a lösz ilyen nagy térbeli elterjedést mutat, a lösz fogalom pontos meghatározása máig sem egyértelmű, bár abban általános az egyetértés, hogy olyan törmelékes üledékes közet, amelyik szárazföldi körülmények között képződött és a szél akkumulációs tevékenysége következtében jött létre (Pye, 1995). A felhalmozódott por és a lösz, mint közet közötti kapcsolatra vonatkozóan két elképzelés állítható szembe egymással. Az egyik szerint (Pécsi, 1990) a levegőből kiülepedett pornak át kell esnie a „lösszé válás”, azaz a diagenézis folyamatán ahhoz, hogy a szó szoros értelmében lösznek nevezhessük, amelyhez időre és megfelelő környezeti körülményekre van szükség. Eszerint a lösz a félig-száraz füves térségeken, a sztyep és erdős-sztyep területeken jön létre, amennyiben a porfelhalmozódás mértéke meghaladja a lejtőleöblítés vagy a talajképződés mértékét (Pécsi, 1990). Ezzel a felfogás szemben Pye (1995) nem említ külön diagenézist, szerinte a felhalmozódott porban az éghajlati tényezők hatására szín- és posztgenetikus változások, legnagyobbbrészt valamilyen fokú talajképződés megy végbe.

A további eltérések a definíciók között abból adódnak, hogy a petrográfiai, genetikai, geomorfológiai vagy mérnökgeomorfológiai szempontokat részesítik-e előnyben (Pécsi, 1993). A típusos lösz Magyarországon általánosan használt kritériumai Pécsi (1993) szerint a következők:

Jól osztályozott, a durva közetliszt (20-60 µm, illetve más, de az előbbivel egyenrangú felfogások szerint 10-50 µm) a teljes anyagmennyiség 40-70 %-a. Alapanyagának 40-80 %-a kvarc, 5-20 %-a agyagásvány, 1-20 %-a (elsődleges) karbonát. Átlagos karbonáttartalma 10-30%. A poranyag diagenézisében kulcsszerepet játszik a beszivárgó vizek által szállított, majd a járatok falán, a szemcsék felületén és az egyéb alkotókon kicsapódó CaCO₃, aminek köszönhetőek a löszök a további jellegzetességei, a nagy porozitás (a hézagterefogat: 50-55 %), a jó vízáteresztő képesség, és a meredek falak stabilitása. Ugyancsak ez a kötőanyag pontosabban ennek a víz általi kioldása a felelős azért, hogy a lösz a víz hatására könnyen

pusztul. A finom eloszlású limonit mellett a felületekre kicsapódó mész eredményezi a lösz jellegzetes fakósárga vagy szürkés (a Munsell színskála szerint: 2,5Y 8/4) színét. A kőzet jellemzője továbbá a rétegzetlenség és az egyneműség is, amelynek létrejöttében a szél energiaviszonyai és a bioturbáció mellett a karbonátbevonatok is szerepet játszanak. Típusos, vagy ahhoz nagyon közeli löszök borítják a teraszfelszíneket, a hordalékkúpok talajvízmentes részeit, a dombságok és hegyláb felszínek nagyon enyhe lejtésű térszíneit (Pécsi, 1993).

Az összetétellel kapcsolatban Rousseau és mtsai (2018) hangsúlyozták, hogy bár a legtöbb európai löszben szintén a kvarc leggyakoribb ásvány (kb. 40-80%), emellett a földpátok, a karbonátok és az agyagásványok jellemzőek, de kivételt képez néhány Kárpát-medencei lösz, amelyben a rétegszilikátok dominálnak (akár 34%-ot is elérhetik).

A típusos lösz mellett számos löszhöz hasonló képződmény, löszszerű üledék, löszfácies is ismert, amelyek csak részben felelnek meg a fentebb ismertetett kritériumoknak (Pécsi, 1965a; Pécsi, 1966; Pécsi, 1967; Hahn, 1977). A legismertebb és legelterjedtebb löszszerű képződmények közé tartoznak az ártereken, hordalékkúp felszíneken található agyagosabb ártéri löszök, vagy az ezeknél valamivel magasabb térszíneken létrejött alföldi löszök, de itt kell említeni az áthalmozás eredményeként képződött deráziós vagy völgyi löszöket (Pécsi, 1993). A nyugat-magyarországi területeken és 400 m magasság felett a lösznek a több csapadék hatására kialakuló, jóval kilúgozottabb változata, az ún. barna lösz a jellemző, amelynek szemcseösszetétele is eltér a típusos löszétől (Pécsi, 1993).

A felsoroltakon kívül még számos löszváltozat létezik, amelyek jellemzően a szemcseösszetételükben térnek el a típusos lösztől (pl. homokos lösz, agyagos lösz, löszös homok, löszös agyag), amit többnyire a szállítóközeg energiaváltozásai, a forrásterület megváltozása, vagy a lerakódási környezet különbségei okoznak (Pécsi, 1965a; Pécsi, 1966; Pécsi, 1967; Hahn, 1977).

2.1.2 *Elképzelések a löszök eredetéről*

A löszök kialakulása, eredete nagyon sok kutató érdeklődését felkeltette, így nem meglepő, hogy a kutatási területek és a löszök felismert jellegzetességei alapján sok elmélet is született. A löszök tulajdonságainak egyre jobb megismerése segítette ezt a folyamatot, és mára eljutottunk odáig, hogy a lösz fogalom alatt a legtöbb kutató ugyanazt a laza törmelékes üledékes kőzetet érti.

Lyell (1833) a von Leonhard löszfeltárásaiban tett látogatások hatására írt a „sárga földről”, azaz a löszről, amit a Rajna terasz kavicsainak és a lösznek az összefogazódása, valamint a benne talált, és a Rajnában recensén is előforduló molluszka fajok alapján folyóvízi üledéknek tartott.

A lösz alkotó poranyag szállításában a szél szerepét egy francia tudós, Virlet D'Aoust, P., T. (in: Pécsi (1993)) már néhány évtizeddel Richthofen előtt felismerte, de Richthofen ennél tovább lépett, mert a komplex löszkeletkezési modellje szerint a lösz a sztyep területeken a légkörből kiülepedő por diagenézisével, a növényzet és a meteorológiai

tényezők együttes hatásával magyarázható. Elméletét manapság általánosan elfogadják, vita főként a poranyag származási helyének megítélésében alakult ki (Pécsi, 1993).

Ezzel szembeállítható a diagenezis fontosságát hangsúlyozó elmélet, amely a száraz sztyepekklímán végbemenő talajképződés jelentőségét, az ún. "száraz hidratikus mállást" hangsúlyozta (Berg, L. Sz. (1916 és 1927 között; in: Bulla (1938b)). Eszerint a lösz anyaköze egyaránt lehet fluviális, fluvioglaciális, glaciális eredetű, a fontos kritérium csak az, hogy tartalmazzon kis szemcseméretű anyagot, bizonyos mennyiségű szénsavas alumíniumszilikátot és sok Ca- és Mg-karbonátot. A megfelelő anyaközetből aprózódás és mállás útján jöhet létre a laza, porózus, fakósárga üledék. Ez az elmélet nem vált általánosan elfogadottá, de például Bulla (1938b) részben ennek alapján magyarázta a löszök jellegzetes szemcseösszetételét, a 10-50 µm közötti tartomány túlsúlyát nem a szállítóközeg osztályozó tevékenységének, hanem másodlagos, a mállás útján létrejött jelenségnek tulajdonította.

A diagenezis elsődlegességét hangoztató elmélet ellen szólnak a Kriván (1955B) vizsgálati eredményei, amelyek szerint a szemcseösszetételi görbe mellékmaximumainak növekedése nem mindig jár együtt a 20-50 µm közötti frakció csökkenésével, azaz az agyagtartomány növekedése nem a lösz ásványainak a mállása következtében jön létre.

Véleményem szerint a néhány centiméteres vulkáni közbetelepülések és a löszök fosszilis talajainak jelenléte nem magyarázható a mállás egyre mélyebb szintre hatolásával, és az eközben bekövetkező fokozottabb („száraz hidratikus”) mállással. Amennyiben azonban nem fogadjuk el ezt az elméletet, akkor az anyaközet fokozatos aggradációjával kell számolni, ebben az esetben viszont a települési viszonyok (ld. Kínai löszfennsík) alapján legkézenfekvőbb eolikus szállítást feltételezni. Szintén egyértelműen a Berg-féle elmélet ellen szólnak az abszolút kormeghatározási eredmények, különösen a szemcsék betemetődési korát mérő lumineszcens kormeghatározások. A lösz ásványai között említésre méltó arányt képviselő földpátok jelenléte is azt mutatja, hogy az alapanyag nem keletkezhetett elsődlegesen kémiai mállás során.

A folyóvízi, vagy állóvízi környezet, vagy a mállás lokálisan eredményezheti löszszerű képződmények kialakulását, de nem tekinthető általánosnak.

2.1.3 Elképzelések a lösz poranyagának származási helyéről

A löszök képződésének módja melletti további kérdések a löszfrakció keletkezési körülményeire és a poranyag származási helyére vonatkoznak, amelyekről szintén több elképzelés született.

Az egyszerűbb elméletek durva kőzetliszt frakció kialakulását különböző környezetekben lezajlott aprózódással magyarázták. A "meleg lösz" elmélet (Fedorovics 1972, in: Pécsi (1993)) hívei szerint a sivatagokban aprózódással keletkezett port a szél szállította a leülepedés helyére és ott a száraz, hűvös pleisztocén időszakok alatt alakult lösszé. Ennek az elképzelésnek ellentmond az a tény, hogy a nagy sivatagok peremén nem jellemzőek a típusos löszök (Pécsi, 1993), aminek az lehet a magyarázata, hogy a sivatagokban a levegőben történő ütközéssel nem keletkezik elegendő mennyiségben a durva szilt frakció (Smalley és Vita-Finzi, 1968). A "hideg-lösz" elméletük szerint erre a

sivatag körüli magashegységekben fagyaprózódással van lehetőség, ezt követően a törmelék fluvioglaciális és fluviális szállítással kerülhet a medencékbe (Smalley és Vita-Finzi, 1968).

A fentieknél összetettebb, többlépcsős keletkezést feltételező poligenetikus elméletek szerint a löszre jellemző durva kőzetliszt frakció löszvidékenként eltérő módon is képződhet, de fontos, hogy az anyag végül eolikusán szállítódjék a lerakódás helyére. A pontos eredet minden egyes esetében a helyi vizsgálatok alapján állapítható meg. Pécsi (1993) szerint az egyes területek löszeinek és a feltételezett lehordási területek ásványos összetételének összehasonlítása alátámasztja ezt az elképzelést. A Kárpát-medencéből származó 10-20 µm átmérőjű finomhomokok nehézasvány elemzése alapján a löszök finomhomok szemcséinek elsődleges származási helye a Duna, és más dunántúli folyók árterei (Thamó-Bozsó és mtsai, 2014). A dél-dunántúli biotitban és turmalinban gazdag löszök, valamint az Északi-Középhegység piroxénben gazdag löszei egészen közeli forrásokból, granitoidokból és vulkáni kőzetekből, vagy a helyi vízfolyások által szállított hordalékból származnak. A lelőhelyek és a forrásterületek elhelyezkedése alapján a szállítási útvonalak jellemzően ÉNy-DK irányúak voltak, amelyektől csak a helyi forrásterületek esetében volt eltérés (Thamó-Bozsó és mtsai, 2014). Az amfibólok és a magas dolomittartalom Újvári és mtsai (2014) szerint is legalább részben a helyi kőzetekből való származást igazolják, emellett a geokémiai eredmények is hasonlóságot mutattak az ártéri üledékek és a löszök között.

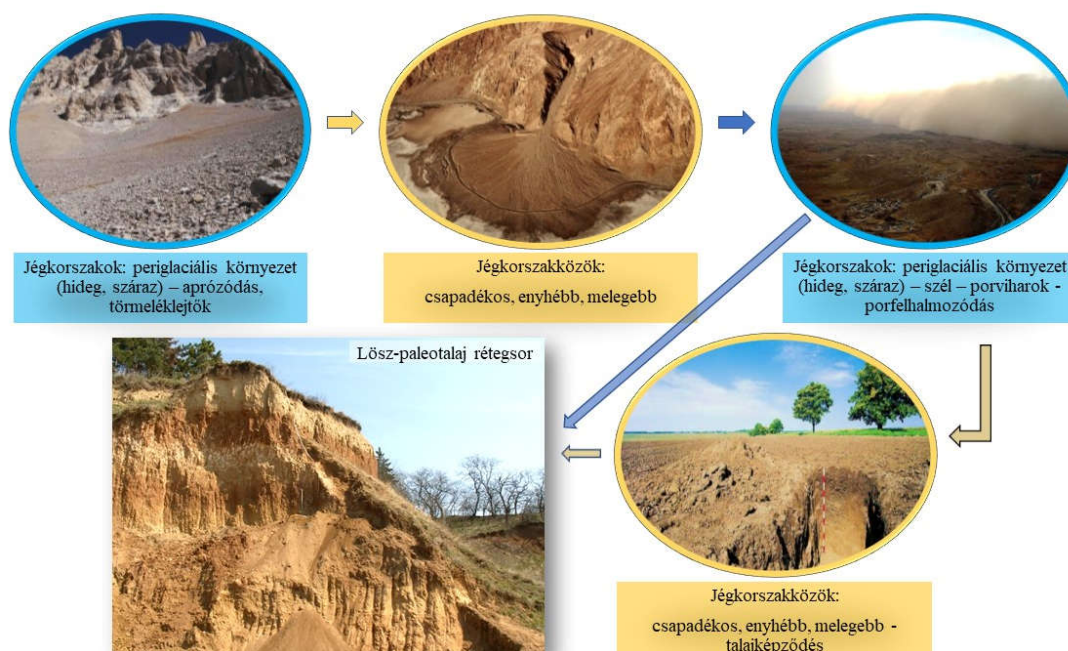
A lokális hatások jelentőségét a tefrát tartalmazó löszfeltárásokból készült saját elemzéseim is megerősítették, a tefra réteget közvetlenül határoló, fekvő és fedő löszök nehézasvány összetétele lokális változásokat mutatott (Horváth, 1992, 2001). A dél-dunántúli feltárásokban gyakoriak voltak a máshol alárendelt mennyiségű metamorf nehézasványok (pl. epidot, zoizit), Basaharcon megjelent a löszökben a barna amfiból is, ami máshol csak a tefrában volt megtalálható.

A Kárpát-medence löszei esetében a löszképződés menetét Pécsi (1993) poligenetikus elmélete és az ásványtani eredmények alapján a löszök és paleotalajok képződéséről *az alábbi modellt* tartom elképzelhetőnek:

i) A glaciálisok idején a Kárpát-medence területén jellemző periglaciális környezetben a csupasz kőzetfelszínek aprózódásával keletkezett törmelék tömegmozgásokkal (ld. periglaciális kőtengerek), lejtőleöblítéssel a völgyekbe került, és ott felhalmozódott. ii) Innen a melegebb és nedvesebb (interglaciális és interstadiális) időszakok kezdetén a vízfolyások a törmelék nagy részét elszállították és a hegységek előterében hordalékkúpokban, a finomabb szemcseméretű anyagot az ártereken halmozták fel. iii) Ezek a felszínek az éghajlat újbóli szárazodásakor, a következő lehűlés (glaciális, stadiális) során, a szél deflációja következtében továbbszállítottak és a megfelelő térszíneken (folyóteraszokon, dombságok kis reliefenergiájú lejtőin, enyhe lejtésű hegylábfelszíneken és a hegységek 400 méternél nem magasabb enyhe lejtésű területein, valamint ártereken) felhalmozódtak és ezt követően diagenetizálódtak.

A melegebb és nedvesebb periódusok azonban nemcsak a felaprózott törmelék hegységekből való kiszállítása miatt voltak jelentősek, hanem azért is, mert a már kialakult löszfelszíneken az élővilág és a csapadék hatására megindult az erőteljesebb talajosodás, aminek az újabb

porhullás vetett hirtelen, vagy fokozatosan véget, de az sem kizárt, hogy kismértékű talajosodás ekkor is zajlott (1. ábra). A fent leírt folyamatok a pleisztocén során többször megismétlődtek, amit a fosszilis talajokkal tagolt hazai löszfeltárások bizonyítanak.



1. ábra: A poligenetikus löszképződés menete a Kárpát-medencében Pécsi (1993) nyomán (saját szerkesztés)

2.1.4 A magyarországi löszkutatás rövid bemutatása

A magyar kutatók Richthofen (1877) eolikus eredetre vonatkozó elméletét már ugyanabban az évben megismerték és széleskörűen alkalmazták (in: Horváth és Bradák (2014)). A löszök klímarekonstrukcióra való alkalmazhatóságát Hardcastle (1889) írta le elsőként, és nem sokkal később Treitz (1901) a lösz diagenézisét a sztyepekklímán kialakuló mezősségi talajképződéshez hasonló folyamatnak tartotta, amely a Kárpát-medencében feltételezése szerint a pleisztocénben zajlott.

A poranyag származási helyéről kezdetben többféle elképzelés is született. Lehetséges forrásterületnek tartották többek között az észak-európai jégtakaró iszapját, helyi forrásokat, szaharai (Horusitzky, 1898; Bulla, 1938b), vagy belső-ázsiai területeket, közülük az utóbbit Cholnoky (1902) a keleties irányú téli monszunszelekkel magyarázta. Prinz (1926) elképzelése a poranyagnak az észak-európai jégtakaró előtti pereméről való származásról annyira népszerűvé vált, hogy a hazai tankönyvekben még a 2000-es évek elején is előfordult a löszök poranyagának származási helyének magyarázataként.

Jelentős előrelépést jelentett a hazai löszkutatásokban Bulla Béla munkássága, aki Soergel, W. és Sigmond E. elképzelését elfogadva a lösz glaciális, a vályogzónákat (fosszilis talajszinteket) interglaciális képződményeknek tartotta (Bulla, 1934). A löszök poranyagát a

Kárpát-medence folyóinak árteréről, a felszínen lévő homokos-agyagos tengeri üledékekből, a Kárpátokban zajló fagyaprózódásból, lokális gleccserek morénáiból és fluvioglaciális képződményekből származtatta, amit a glaciálisok idején a keleties szelek, főleg nyáron és ősszel mozgattak, majd alkalmas helyeken halmoztak fel (Bulla, 1938b). Sajátosan ötvözte a Berg-féle "száraz hidratikus mállás" elméletét az eolikus elmélettel, de egyértelműen az utóbbi nagyobb szerepét hangsúlyozta. Megfigyelései szerint a keleti kitettségű lejtőkön a lösz elterjedésének felső határa magasabb és vastagabb is, mint a nyugati kitettségű lejtőkön. Ezt azzal magyarázta, hogy a keleties szeleket a keleti kitettségű (luv) lejtők felszállásra kényszerítették, így kihullott belőlük a por, ezért a nyugati kitettségű (lee) lejtőkre kevesebb jutott, amiket viszont a ritkább, de csapadékosabb nyugati szelek érték jobban, ezért az eleve vékonyabb lösz gyorsabban is pusztult.

A pleisztocénben a Kárpát-medencében uralkodó szélirányokkal kapcsolatban az utóbbi évtizedben is több tanulmány született. Többen a poranyag forrásterületének elhelyezkedése és a szemcseméret-eloszlás alapján arra következtetésre jutottak, hogy a szélirányok nem tértek el jelentősen a maiakétól (Bokhorst és mtsai, 2011; Varga és mtsai, 2013; Újvári és mtsai, 2016a; Újvári és mtsai, 2016b; Újvári és mtsai, 2022). A löszök mágneses szövetének vizsgálata (AMS) alapján a Közép-Duna-medence északi részén hasonlóság van a késő középső pleisztocénre jellemző ÉNy-i és ÉK-i szélirányok és a mai szélirányok között (Bradák, 2009; Bradák és mtsai, 2020; Bradák és mtsai, 2021), azaz feltételezhetjük a nyugati, illetve a kontinentális légtömegek hatását, ami megfelel a jelenlegi uralkodó körülményeknek (Bottyán és mtsai, 2017). A késő pleisztocén során csehországi és ausztriai löszökből a nyugati szelek dominanciáját azonosították, ami alátámasztja a nyugati szelek jelentőségéről szóló elképzeléseket Közép-Európában (Bradák és mtsai, 2020),

A löszök éghajlati rekonstrukciókra való alkalmazásával kapcsolatban Bulla (1938b) óvatosan fogalmazott. Úgy vélte, hogy a vályogzónák száma az interstadiálisok vagy interglaciálisok számával csak a jégtakarók és az Atlanti-óceán közelében egyezik, a Kárpát-medencében a viszonylag nagyobb távolságok miatt csak a legnagyobb változások nyomait van esély megtalálni. A löszök vályogzónáinak képződése Bulla (1934) szerint a teraszok denudációs periódusaival, a löszképződés a völgyek felkavicsolódásával zajlott egy időben, de a löszképződés és teraszképződés párhuzamosítását azonban csak ott tartotta lehetségesnek, ahol a kettő együtt fordul elő.

Kádár (1954) a löszképződést időben is elkülönülő szakaszokra bontotta, amelynek első lépése az aprózódás, ezt követi az osztályozódás, ami történhet a leülepedéssel egyidőben is, és végül a diagenezis. Úgy vélte, a szélén kívül más, jól osztályozó szállítóközeg, a folyóvíz is lerakhatta a lösz alapanyagát.

A paksi téglagyári feltárás első komplex feldolgozása, amely közettani, szedimentológiai, paleontológiai és paleopedológiai vizsgálatok egyidejű alkalmazását jelentette, Kriván Pál nevéhez fűződik (Kriván, 1955b). Eredményei a löszök keletkezésére, a poranyag leülepedésére, a lösz típusok elkülönítésére, és a homok közbetelepülésekre vonatkozóan egyaránt megalapozottak voltak. Véleménye szerint a lösz jellegzetes szemcseösszetétele nem diagenezis következménye, hanem a szállítóközeg mozgási sebessége és módja által meghatározottan az üledékképződés során alakult ki (Kriván,

1955b). Összehasonlító ásványtani vizsgálatai alapján a mállott ásványok aránya a löszökben magasabb volt, mint az elváltozott rétegekben (ezek az ún. rozsdás öveket, vályogzónákat, fosszilis talajok), amit azzal magyarázott, hogy ezekben szintekben az ásványok a vegetáció hatására tovább bomlottak, és végül eltűnhetnek. Ezt azzal támasztotta alá, hogy ezekben a rétegekben nagy mennyiségben van illit, valamint, hogy az erdőssztyepp-löszhöz viszonyítva a $<20\ \mu\text{m}$ átmérőjű frakció aránya a talajban alacsonyabb (Kriván, 1955b). Stefanovits és mtsai (1954) az ilyen fosszilis talajok képződésének idejére a Bükk hegységi viszonyokhoz hasonló, hűvösebb, nedvesebb éghajlat melletti erdőborítottságot, valamint a talajok B szintjének a recens talajok B szintjéhez közeli vastagsági értékei alapján a porhullásban szünetet feltételeztek.

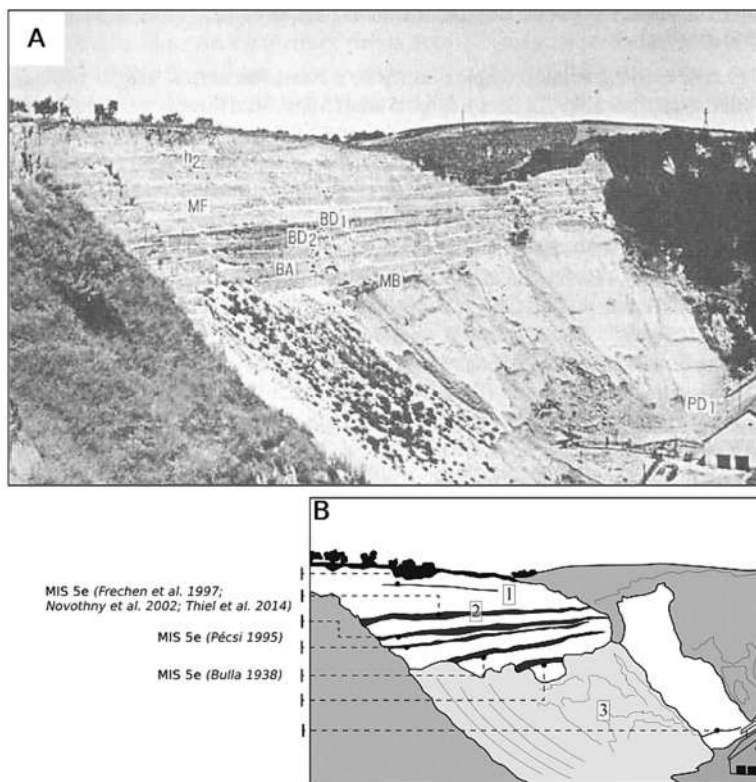
A hazai és a nemzetközi negyedidőszak kutatás meghatározó személyisége, Pécsi Márton az 1960-as évektől kezdett behatóbban foglalkozni a löszök vizsgálatával és haláláig javarészt az ő irányításával folyt a hazai lösz kutatás. Már korai publikációjában (Pécsi, 1965a) meghatározta és csoportosította a löszök különféle fajtaát, a genetikai típusok szerint osztályozás során eolikus, lejtő és alluviális löszöket különített el. Leírta a löszökben előforduló különböző rétegeket és jelenségeket, valamint az éghajlati hatás megléte szerint két csoportba sorolta az epigenetikus elváltozott löszöket. Az egyik csoportba az éghajlattól függetlenül, a talajvíz hatására kialakuló löszbaba-, oxidációs és redukációs szintek, a másikba az éghajlat függvényében kialakuló talajok kerültek, az utóbbiakon belül megkülönböztetett váz-, sztyep- és erdőssztyep, erdő- valamint vörös, agyagos talajokat. A gyenge humusz akkumulációval jellemezhető váztalajokhoz sorolta a humuszkarbonátos talajtípusokat és a mocsári talajt is. Pécsi (1967) szerint a sztyep- és erdőssztyep-talajok száraz, kontinentális sztyepen, a medence közepén képződtek, a Középső-Duna-medence más részein jól fejlett B szinttel rendelkező erdőtalajok, általában barna erdőtalajok, ritkábban ezek agyagosabb változata az ún. Parabraunerde-k alakultak ki. A löszfeltárásokban előforduló eltemetett talajok típusai és az egymáshoz képest elfoglalt helyük alapján litosztratigráfiai tagolásra tett kísérletet, amelynek során a talajokat kezdetben a környező országokban használt számozással (F1, F2, Fn) jelölte, és csak később tért át a jelenleg is használt, a típus feltárások alapján meghatározott paleotalaj elnevezések használatára (Pécsi, 1975).

2.2 A magyarországi löszök litosztratigráfiai tagolása és nevezéktana

A fenti rövid tudománytörténeti áttekintésből is érzékelhető, hogy a kutatók törekedtek a legnagyobb időtartamot átfogó és a legjobban tagolt szelvények tanulmányozására, így a vizsgálatok egyre inkább a teljesen, vagy legalábbis nagyrészt hiánytalanak tartott kis számú feltárássra (Paks, Mende, Basaharc) koncentráltak (Pécsi, 1993). A legsokrétűbben kutatott, a legismertebb és leggyakrabban hivatkozott, csaknem 50 méter összvastagságú, több mint tíz eltemetett talajjal tagolt löszrétegsor a paksi téglagyár egykori fejtőjében (2., 5. ábra). A nagy vastagság mellett további ok volt a lösz kitermelése miatt folyamatosan növekvő térbeli kiterjedés, és ezáltal a növekvő feltártság (13. ábra), egészen az 1990-es évekig, amikor itt végleg felhagytak a téglagyártással és bezárt a bánya.

A fentiek miatt a lösz-paleotalaj rétegsorok tagolását a XX. század első felében elsősorban a paksi téglagyár feltárás alapján végezték (13. ábra).

Penck és Brückner poliglaciális elképzeléseinek, valamint Milanković elméletének alkalmazásával elsőként Scherf (1936) vélte felismerni a paksi szelvényben a teljes pleisztocén jelenlétét, amelyben ekkoriban tizenkét vályogzónát lehetett tanulmányozni (Bulla, 1938b). Bulla (1934) és később Scherf (1936) szerint a paksi feltárás felső három paleotalaja („vályogszintje”) a két würmi interstadiális és a riss-würm interglaciális képződménye lehet, de hangsúlyozta, hogy a paksi eredményeket csak a paksihoz hasonló geomorfológiai helyzetben lévő löszökre, azaz a platólöszökre lehet kiterjeszteni. Ezeknél azonban nem biztos az összes löszköteg zavartalan kifejlődése, ezért elképzelhetőnek tartotta, hogy eltérő korú löszök vannak a felszínen (Bulla, 1934).



2. ábra. Az egykori paksi téglagyári fejtő korabeli képe (a) feltüntetve a paleotalajok kronosztratigráfiai helyzetét (b). 1 – lösz; 2 – paleotalaj; 3 – lejtőtörmelék (Horváth és Bradák, 2014)

Kriván (1955b) a paksi feltárásból származó korábbi eredmények áttekintése után arra a következtetésre jutott, hogy azok többnyire a teljes pleisztocén igazolására törekedvén a feltártsági viszonyoktól, azaz a vizsgált szelvényben kibukkanó paleotalajok számától függetlenül teljes pleisztocén rétegsort igyekeztek igazolni. Ezekkel szemben ő nemcsak a paleotalajok száma, hanem részletes szedimentológiai vizsgálatok alapján korrelálta a paksi szelvényt Milanković klímaciklusaival.

Kriván (1955b) megközelítésének helyessége később beigazolódtott, mert a paksi téglagyár különböző feltárásaiban a paleotalajok száma valóban eltérő, némelyik helyenként kiékelődik, vannak, amelyek csak bizonyos szakaszokon tanulmányozhatók (13. ábra). Az a tény, hogy a paleotalajok száma azonos domborzati helyzetben (plató perem) is ilyen nagy változékonyságot mutatott jól jelzi, hogy a korrelációknál nagyon körültekintően kell eljárni, valamint, hogy a kisebb domborzati elemeknek is fontos szerepe lehet a talajok megőrződésében, lepusztulásában, vagy áttelepítésében (Novothny és mtsai, 2020).

A magyarországi löszök első átfogó és máig használatban lévő litosztratigráfiai tagolása csak a hatvanas-hetvenes évek kiterjedt kutatásaira alapozva született meg (Pécsi, 1965a, 1965b, 1965c, 1975). Több feltárás paleoökológiai és litogenetikai vizsgálata és összehasonlítása alapján Pécsi (1975) a magyarországi löszökben négy jellegzetes löszösszletet különített el, kettőt az úgynevezett fiatal löszökben, kettőt az úgynevezett idős, vagy öreg löszökben, és a jellegzetes litosztratigráfiai szinteket a típusfeltárások alapján nevezte el (2., 3. ábra).

A fiatal és az idős löszöket a településük, azaz a jelenlegi felszíntől való távolságuk, jellegzetességeikben való eltérésük és a feltételezett koruk alapján határolta el egymástól (Pécsi, 1975; 1985). Vizsgálatai alapján a fiatal löszök többnyire típusos löszök, porozitásuk nagy, átlagos karbonáttartalmuk magas (10-30%), ami egyenletesen oszlik el az alapanyagban. A rajtuk kialakult fosszilis talajokat sztyepp vagy erdőssztyepp jellegűeknek tartotta. Ezzel szemben az idősebb löszök általános mésztartalma lényegesen kisebb, mint a fiatal löszöké, ugyanakkor a mész meghatározott szintekben koncentrálnak ("löszbaba" szintek, mészkőpadok), továbbá jelentősebb vastagságú fluviális, proluviális homokos üledékek és tavi-mocsári képződmények tagolják, eltemetett talajaik általában erősen fejlettek, gyakran mediterrán hatást tükröznek (Pécsi, 1975; Pécsi, 1977; Pécsi, 1993). Az idős löszök kevés helyen tanulmányozhatók feltárásokban, legismertebbek a paksi és dunaföldvári magaspárt szelvényei, de a Dunántúli-dombság területén több fúrásban is előfordulnak (Marsi és mtsai, 2004; Koloszar, 2010; Koloszar és Marsi, 2010; Sümegi és mtsai, 2018; Novothny és mtsai, 2020).

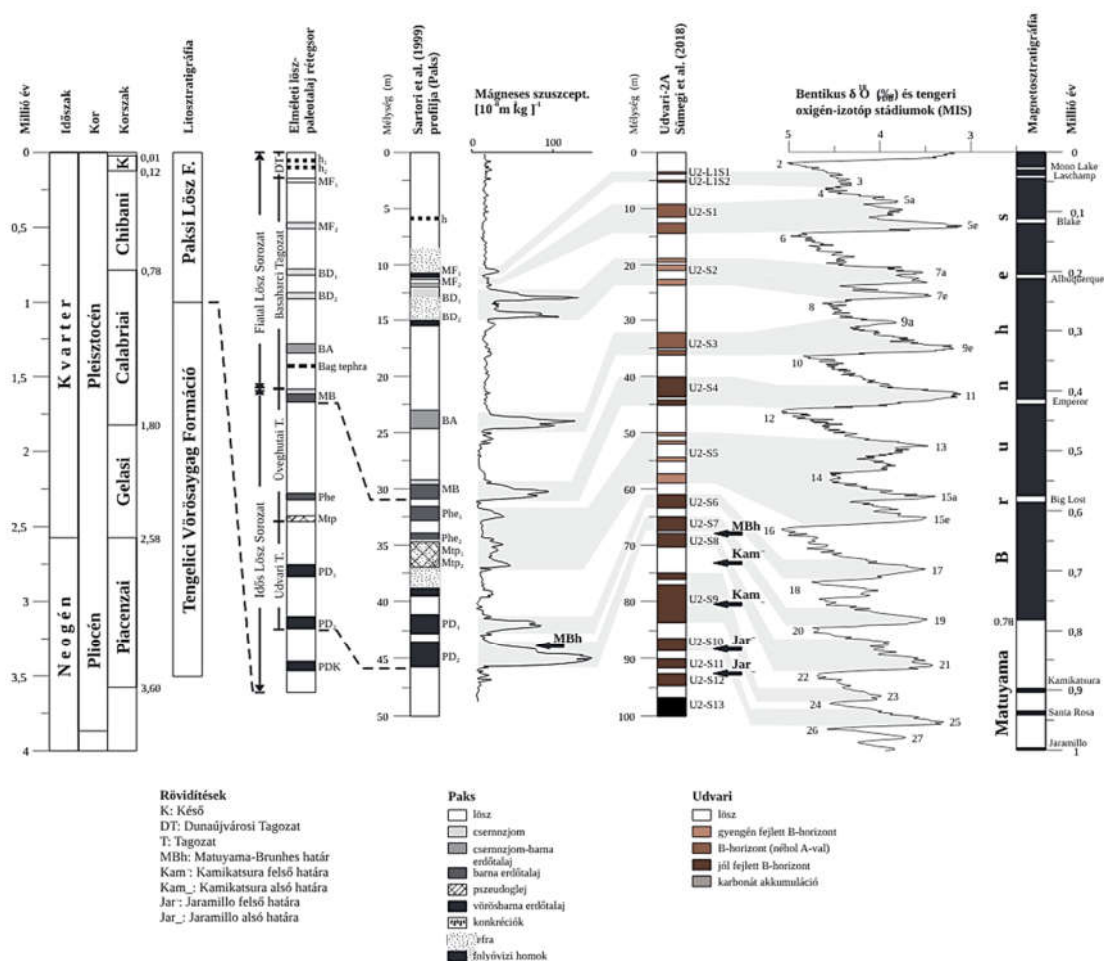
A paksi szelvényben a pliocén-pleisztocén határt pontos koradatok hiányában meglehetősen sokféleképpen határozták meg. Pécsi (1975) a Paksi és a Dunaföldvári összlet közé helyezte, majd, bár az Olduvai paleomágneses fordulatot a Dunaföldvári összletben találták meg, célszerűbbnek tartotta az összlet alján megvonni a határt (Pécsi, 1977).

A Magyar Rétegtani Bizottság a lösz és paleotalaj sorozatokat a Paksi Löszformációba (PQ_1), a több helyen az ennek a fekvésében előforduló képződményeket a Tengelici Vörösayag Formációba sorolta (Császár, 1997; Csillag és mtsai, 2023a). A Paksi löszformáció további tagolására a mai napig a Pécsi (1975) által bevezetett – többnyire a típusfeltárásokról elnevezett paleotalajok hazai és nemzetközi szinten is ismertté és általánosan használttá vált – nevezéktant használjuk (3. ábra).

A fiatal löszöket a Dunaújváros-Tápiószőlő és a Mende-Basaharci összlet, az öreg löszöket a Paksi és a Dunaföldvári összlet tagolja tovább (1. táblázat). Az eltemetett talajok típusának meghatározásában a kutatók között nincs teljes egyetértés, több esetben is ugyanazon feltárást, és feltételezhetően ugyanazon szelvényrészről vizsgálva eltérő talajtípust határoztak meg (1. táblázat) (Horváth és Bradák, 2014).

A fiatal löszök litosztratigráfiai variációinak kialakulása Pécsi (1993) szerint geomorfológiai és szedimentológiai okokkal magyarázható. A kiterjedt, nem süllyedő, szelíd domborzatú alföldi területeken, ahol általában a kőzetliszt felhalmozódása kismértékű, a lösz és a közberétegzett talajok vékonyak. A teraszos völgyoldalak vagy a völgyközi hátaik lejtőinek löszei aprólékosabban tagoltak, mint az alföldiek. A legteljesebb szelvények Pécsi

(1993) szerint az üledécsapdákban, alacsony fekvésű és esetleg süllyedő medencékben, eltemetett dellékben, hegylábi lejtőkön fordulnak elő.



3. ábra. A magyarországi lösz-paleotalaj rétegsorok litosztratigráfiai és geokronológiai tagolása (Csillag és mtsai, 2023a).

A *Dunaiúváros-Tápiószőlő* összlet a legfiatalabb, a felszínhez legközelebbi egység, amit mintegy 10 m vastag, homokos lösz- és löszös homokrétegek alkotnak, amelyekben két halványszürke embrionális humuszos talaj, *humuszhorizont* (*h1*, *h2*) települ. Az összlet felső része tartósan száraz, hideg, alsó része foltszerűen beerdősült, hideg, nedves éghajlaton jöhetett létre (Pécsi, 1975; Wagner, 1979a, 1979b).

A *Mende-Basaharci* összlet átlagosan 20-25 m vastag, az előbbi alatt települ, 4 fosszilis talaj és három löszkőteg építi fel (3. ábra). Legfelül az általában kettős, helyenként hármassztratifikált leírt (Hahn, 1989) *Mende Felső* (MF) *paleotalaj-komplexum* található. A felső paleotalajt (MF₁) csernozjom típusú, alsó tagját (MF₂) erősebben fejlett, medenceperemi helyzetben csernozjom barna erdőtalajként írta le Pécsi (1975), de a különböző szerzők leírásaiban más talajtípusokat is említene ugyanazon talajokra vonatkozóan (1. táblázat). A legalsó, a kormeghatározások alapján utolsó interglaciális korú

MF3 paleotalajt eddig egyértelműen csak a süttöi és a verőcei szelvényekben, egykori kisebb völgyek kitöltéseként sikerült azonosítani, a többi általunk vizsgált szelvényből hiányzik (Bradák és mtsai, 2014; Horváth és Bradák, 2014).

A *Basaharc Dupla (BD)* paleotalaj-komplexumot többnyire kettőzött erdőssztyepp talajnak tartják, amely Pécsi (1975) szerint több magyarországi feltárásban könnyen felismerhető a talajkomplexum két tagja (BD_1 és BD_2) közötti jellegzetesen 1-1,5 m vastagságú lösz alapján. A két talaj fejlettsége eltérő, a BD_2 talaj kevésbé fejlett, mint a felső BD_1 talaj.

A Mende-Basaharci összlet felülről számított harmadik eltemetett talaja a *Basaharc Alsó (BA) paleotalaj*, amely feltűnően fejlett, sötétbarna, csokoládébarna színű, helyenként 1,5 m vastag, Pécsi (1975) szerint csernozjom, de az agyagvándorlás jelenléte alapján valószínűbb az erdőtalaj besorolás és emellett több talajképződési periódus feltételezése (Horváth és mtsai, 2024b).

A Mende-Basaharci összlet legalsó tagja a *Mende Bázis (MB)* paleotalaj-komplexum, amelyet két egymásra települő, de teljesen különböző típusú talaj alkot. Felső része (MB_1) fekete színű csernozjom, alsó része (MB_2) jól fejlett erdőtalaj („Parabraunerde”), ami Pécsi (1975) szerint a feltárás tetejétől számított első ilyen típusú képződmény.

Az *idős löszök* felső egysége a 20-25 m vastagságú *Paksi összlet*, ami tovább tagolható felső és alsó alösszletekre. A Paksi összlet felső részét a MB és a *Paksi Alsó Dupla (PD)* talajkomplexum között települő homokos rétegek, fosszilis talajok sorozata alkotja, amelyben sok az eróziós hiányra utaló jel.

Az egység legfelső talaja a homokon képződött vörösesbarna színű *Phe* erdőtalaj. Alatta található a hidromorf hatásokat mutató, fluviális rétegek között települő *Mtp paleotalaj* (Pécsi, 1993).

Az alsó, 15 m-es alösszlet három fosszilis talajt és három löszköteget tartalmaz, és ebben mutatták ki a *Brunhes-Matuyama paleomágneses fordulatot* is. Itt található a jól fejlett, vörösbarna színű, mediterrán típusú erdőtalaj, a *Paks Dupla (PD_1 és PD_2)*, amelyek alatt erőteljes mészfelhalmozódás (jellemzően löszbabák formájában) figyelhető meg.

Az összlet legalsó paleotalaja a mediterrán típusú, száraz erdőtalaj, a Paks-Dunakömlődi talajkomplexum (PDK), amely csak Dunakömlődön és Dunaföldváron tanulmányozható feltárásban (Pécsi, 1993).

A *Brunhes-Matuyama paleomágneses fordulat* a korábbi kutatások szerint ez a PD és a Paks-Dunakömlőd talajok (PDK) közötti löszben azonosították (Pécsi és Pevzner, 1974; Márton, 1979b), azonban (Sartori és mtsai, 1999) megismételt paleomágneses mérései és Bradák és mtsai (2019) legfrissebb tanulmányukban a PD paleotalaj-komplexum két tagja között mutatták ki a határt.

A PDK talaj alatti néhány méteres löszet korábban a paksi összlet aljához sorolták (Pécsi, 1975), de a jelenlegi elképzelések az alatta települő ún. *köves lösszel* együtt a Dunaföldvári összlethez tartozik, ami a Tengelici Vörösgyag Formáció (tP12–Qp1) felső részét alkotja

(Horváth és Bradák, 2014; Csillag és mtsai, 2023b). A "köves lösz" elnevezés a szubtrópusi, mediterrán klímán, proluviális felhalmozódással keletkezett rózsaszínű rétegzett homokot, iszapos homokot jelöli, amelyben gyakoriak a homokkő konkréciók és padok. Ebben találták meg a reverz mágnesezettségű Matuyama egyik normál mágnesezettségű fordulatát, az 1,06-0,9 millió év közé eső Jaramillo eseményt (Pécsi és Pevzner, 1974; Márton, 1979b). Ez alatt közel 15 m vastagságban tartósan mediterrán jellegű, száraz erdők alatt képződött *vörös talajok komplexuma* (Dv1-6) következik. A Dunaföldvári összlet bázisa erősen fejlett vörösayag, az ún. *Kulcsi vörösayag*, ami közvetlenül a pannóniai beltenger üledékeire települ (Pécsi, 1975).

Fontos szerepe van a lösz-paleotalaj összleteket tagoló homok közbetelepüléseknek, mivel az eredetükről alkotott elképzeléseknek kronosztatigráfiai vonatkozása is van (Ádám és mtsai, 1954; Butrym és Maruszczak, 1984).

A homokrétegeket Ádám és mtsai (1954) az interglaciálisokban, interstadiálisokban képződött, regionális elterjedésű, esetenként keresztrétegzettséget is mutató, és kavicsokat is tartalmazó folyami homoknak tartották, amelyek szerintük denudációs felszíneket jeleznek. Kriván (1955b) ezzel szemben a szemcseeloszlás statisztikus elemzése, valamint a tipikus folyami és tipikus futóhomokok koptatottsági értékeivel való összehasonlítás alapján egyértelműen eolikusnak minősítette ezeket, és a kavicsokról megállapította, hogy azok durvaszemű homok, vagy „löszkonkréciók” (Kriván, 1955b). Később a homokrétegek eolikus eredetét igazolták a 0,63-1,00 mm átmérőjű homokszemcsék elektronmikroszkópos vizsgálatai is. Kizárólag a 36,7-37,41 m mélységben, az Mtp és a PD₁ paleotalajok közötti homokréteg bizonyult folyóvízi eredetűnek (Borsy és mtsai, 1984). Ez valószínűleg megegyezik (Ádám és mtsai, 1954) vastag, limonitosodott, a mindel-riss interglaciálisba sorolt homok összletével,

A legvastagabb és kronosztatigráfiai szempontból a legfontosabb a Mende Bázis talaj alapkőzetét alkotó homokréteg. A kezdeti kormeghatározások (Butrym és Maruszczak, 1984) során éppen a MB paleotalaj alatti, akkor elfogadottan fluviális eredetűnek tartott homokrétegből (Ádám és mtsai, 1954) készültek az MB₂ paleotalaj riss/würm interglaciálisba történő besorolását igazoló TL kormeghatározások (2. táblázat).

1. táblázat. A magyarországi löszök litosztratigráfiai tagolása a feltételezhető kronosztratigráfiai besorolásokkal és a paleotalajok típusaival (Bradák, B.).

A talajtípusok meghatározásának alapjául szolgáló publikációk: 1 – Bronger, 1970; 2 – Bronger, 1976; 3 – Bronger és Heinkele, 1989; 4 – Engel-Di Mauro, 1985; 5 – Pécsi, 1977; 6 – Pécsi, 1984; 7 – Pécsi és Hahn, 1987; 8 – Pécsi és Szebényi, 1971; 9 – Pécsi és mtsai, 1979a; 10 – Stefanovits, 1965; 11 – Pécsi, 1967; 12 – Pécsi, 1966; 13 – Pécsi mtsai, 1995; 14 – Pécsi, 1993; 15 – Pécsi, 1965b; 16 – Pécsi, 1965c; 17 – Pécsi, 1965a; 18 – Stefanovits és Rózsavölgyi, 1965; BP – before present; ka – ezer év;.

Rétegtani besorolás		Paleotalaj	Jelölés	Korbesorolás		Az adott paleotalajra használt talajtípusok
Formáció	Összlet (tagozat)			Pécsi M. (1995) ¹⁴ C, TL (ka) és paleomágneses vizsgálatok (Márton P. 1975)	Frechen, M. et al. (1997); Novothny Á. et al. (2002); Thiel et al. (2014) (TL, OSL, IRSL korok)	
Paksi Lösz Formáció	Dunaújváros - Tápiosúly összlet	humusz1	h1	16-17 BP	13-20 ka (fedő löszben)	Humusz horizont
		humusz2	h2	27-32 BP	25-35 ka (fekü löszben)	Humusz horizont
	Mende - Basaharc Összlet	Mende Felső összetett talaj	MF1	45-60 BP	50-60 ka (MF1 és MF2 közötti húzódo löszben)	Erdős sztyepp jellegű talaj , (+mezősségi jelleg; degradált csernozjom; gesztenyeszínű sztyepp talaj; mollisol; hidromorf talaj (!))
			MF2	85-105 ka		Erdős sztyepp-, ill. barna erdőtalaj (+csernozjom barna erdőtalaj; embriónális talaj (!))
		Basaharc Dupla talajkomplexum	BD1	120-140 ka	230-260 ka (fedő löszben)	Erdős sztyepp talaj (+mezősségi, lokális hidromorf jelleg; barna erdőtalaj (!); erdőmaradványos csernozjom)
			BD2	150-170 ka	~290 ka (a fekü löszben)	Erdős sztyepp jellegű talaj (+mezősségi, lokális hidromorf jelleg; barna erdőtalaj (!); erdőmaradványos csernozjom)
		Basaharc Alsó (talajkomplexum?)	BA(1-2?)	195-230 ka	Basaharc Alsó és Mende Bázis között elhelyezkedő Bagi Tefra kora 350 ka körül van	Erdős sztyepp jellegű talaj (+mezősségi jellegű; degradált csernozjom; csernozjom-barna erdőtalaj; barnaföld; gesztenyebarna talaj; "kastanozem")
		Mende Bázis talajkomplexum	MB1	280-310 ka		Erdős sztyepp jellegű talaj (+mezősségi jellegű; barnaföld; semipedolit; degradált csernozjom)
			MB2	320-360 ka		Erdőtalaj (+barnaföld; poligenetikus talaj; vöröses-gesztenyebarna talaj)

Rétegtani besorolás		Paleotalaj	Jelölés	Korbesorolás	Az adott paleotalajra használt talajtipusok
Formáció	Összlet (tagozat)			Pécsi M. (1995) és paleomágneses vizsgálatok (Márton P. 1979)	
Paksi Löss Formáció	Paksi öszzlet	Paksi öreg lösz II. Paksi öszzlet felső részében levő talajok (nincsenek külön eln.)	Phe (Ps)	~200 ka lumineszcens adatok alapján (Borsy Z. et al. 1979; Butrym J. – Maruszczak, H 1984) az öszzlet záró, felső löszkötege. (Ilyen idős rétegekre azonban, már csak nagy hibahatárral volt alkalmazható a módszer ekkoriban!)	Erdőtalaj (+vörösesbarna erdőtalaj; homokos erdőtalaj)
			Mtp		"Erdőtalaj" (+vízhatású erdőtalaj; csernozjom barna erdőtalaj; alluviális, glejes, agyagos erdőtalaj, pangóvizes erdőtalaj?)
	Paksi öreg lösz I.	Paks Alsó Dupla (talajkomplexum)	PD1	A talajkomplexum alatti löszben feltételezik a Bruhens-Matuyama paleomágneses határt (780 ka)	Erdőtalaj (+mediterrán jellegű száraz erdőtalaj; száraz erdős sztyepp talaj; ártéri erdőtalaj maradvány(!))
			PD2		
		Paks-Dunakömlődi fosszilis talaj	PDK	Képződését a Bruhens/Matuyama határ és a Jaramillo esemény közé feltételezik (780-990 ka)	Erdőtalaj (+mediterrán jellegű xerofil erdőtalaj; gesztenyebarna talaj)

Rétegtani besorolás		Paleotalaj	Jelölés	Korbesorolás	Az adott paleotalajra használt talajtipus fajták
Formáció	Összlet (tagozat)			Pécsi M. (1995) és paleomágneses vizsgálatok (Márton P. 1975)	
Tengelic Vörös Agyag Formáció	Dunaföldvári öszzlet	"Dunaföldvári rétiagyag komplexum"	MtD	A fordított polarítású minták mellett megjelenik normál irányú polarítás is, ezt a komplexumot (komplexum-csoportot) a Jaramillo esemény környékén képződöttnek feltételezik (Cobb 1,22 Ma; Mountain 1,24 Ma események is lehetnek)	Humuszos öntéstalaj 1
		1. számú vörös talaj	Dv1 (Pv1?)		Humuszos öntéstalaj
		2. számú vörös agyagos talajok	Dv2 (Pv2?)		Réti agyag (+réti talaj?)
		3. számú vörös agyagos talajok	Dv3 (Pv3?)		Erdőtalaj maradvány (vörösesbarna erdőtalaj - Pv1)
		4. számú vörös agyagos talajok	Dv4	[Gauss (idősebb mint 2,58 Ma)] ..., vagy Gilsa (1,68 Ma) normál polarítású esemény	"Dupla erdőtalaj"
		5. számú vörös agyagos talajok	Dv5	Lehetséges réteghiányok miatt bizonytalan a rétegek relatív korának meghatározása (Gilbert időszak?)	Vörös agyagos talaj (+mediterrán jellegű szubtrópusi vörös agyag talaj; vörös erdőtalaj és erdőtalaj jellegekkel fölülródott réti talaj)
		6. számú vörös agyagos talajok	Dv6		Vörös agyagos talaj
					Erdőtalaj maradvány (erodált horizont, + alsó szakaszon láptalaj?)
					nem meghatározható (+erodált réti, vagy láptalaj maradványa)

2.3 Vezetőszintek a magyarországi lösz-paleotalaj sorozatokban: paleotalajok és tefra szintek

A sokrétűen vizsgált és lehetőség szerint folyamatos lösz-paleotalaj rétegsorok megalapozott eredményeinek a kevésbé ismert, bizonytalan rétegtani helyzetű, vagy csak rövidebb időtartamot átfogó feltárásokkal való korrelációjában a koradatok mellett a vezetőszintek, vagy más néven marker szintek játszá a legfontosabb szerepet. Alkalmazásuk lehetőséget teremt különböző sztratigráfiai rendszerek összekapcsolására is (Horváth, 2001).

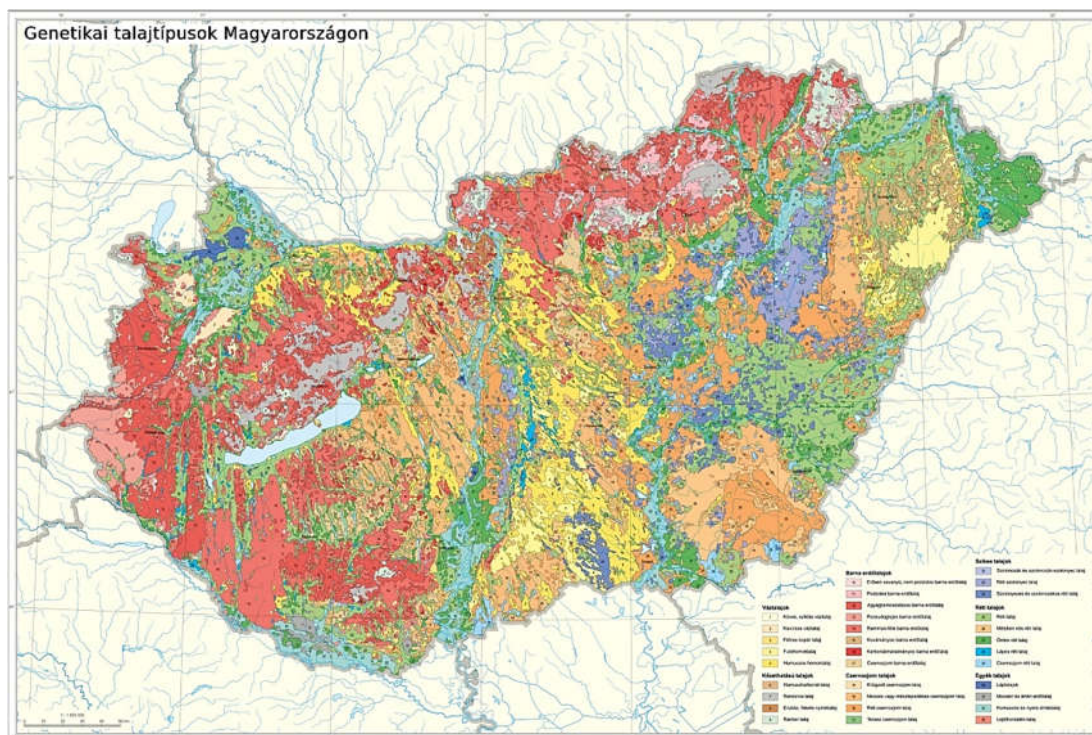
A hazai löszsztratigráfiában az eltemetett talajok szerepe kiemelkedő, hiszen a kulcsfeltárásokból azonosított paleotalajok jelentik az alapot a rétegsorok további tagolásához (Pécsi, 1965a, 1993). Amennyiben úgy tekintjük, hogy a talajok képződése a felszín hosszabb, vagy rövidebb idejű stabilitását jelentette, azaz a glaciálisokhoz, stadiálisokhoz képest melegebb és nedvesebb időszakokban képződtek, azaz mindegyik eltemetett talaj egy-egy ilyen intervallumot képvisel.

A vezetőszint meghatározása szerint azonban a nagy területi elterjedés mellett fontos a réteg egyedisége, a környezetétől elütő karaktere (Coe, 2022). Ennek a kritériumnak azonban a korábban már bemutatott eltemetett talajok nem tesznek, és a talajképződést befolyásoló számos tényező (például kitettség, geomorfológiai pozíció, vízhatás, eltérő éghajlati hatás) miatt nem is tehetnek eleget. Ennek igazolására elegendő, ha megnézzük a Kárpát-medencében az azonos alapkőzetten, azaz a lösszel borított térszíneken a recens talajok típusait (4. ábra). A talajtani kép meglehetősen heterogén, löszös alapkőzetten találunk csernozjom és barna erdőtalajokat is (Pásztor és mtsai, 2018). Ebből kiindulva jogosan feltételezhető, hogy a pleisztocén interglaciálisokban, interstadiálisokban is hasonlóan mozaikos lehetett a talajborítás, azaz például a Kárpát-medence északi részében egy folyóteraszt fedő löszön más típusú talaj képződött, mint a medence déli, mediterrán hatásnak jobban kitett dombsági területén. Emellett a különböző lejtőkitettség, valamint geomorfológiai helyzet is eredményezhet eltéréseket a talajok fejlődésében és megmaradásában. A paleotalajok esetében nehézséget okozhat a különböző periódusokban képződött talajok összenövése az egymáson való képződés során, vagy bizonyos talajok helyi erózió miatti hiánya, amelynek felismerése nem mindig egyszerű (Csonka és mtsai, 2020).

A kulcsfeltárások (Mende, Basaharc, Paks, Dunaföldvár) alapján leírt paleotalajokat azonban nem kizárólag vezetőszintként használják, de kronosztratigráfiai jelentést is hordoznak (Pécsi, 1965a, 1965b, 1965c, 1975, 1993). Ez azért aggályos, mert egyes feltárások esetében már a paleotalajok biztos azonosítása is kérdéses az észak-déli, illetve a nyugat-keleti tengelyek menti eltérő éghajlati hatások, és a különböző geomorfológiai helyzetek (plató, lejtő vagy völgytalp) miatt

Véleményem szerint nem biztonságos a paleotalajoknak a feltárások közötti korrelációra való használata, marker szintként való alkalmazása, mivel litosztratigráfiai egységeket olyan képződményekkel definiálnak, amelyek kifejlődése a Kárpát-medencében nem

egységes, sőt, egyes bélyegei az azonos talajképző kőzet ellenére is változhatnak a geomorfológiai helyzet és a kitettségi viszonyok függvényében. A helyzet feloldását a pontos kormeghatározások jelenthetnék, valamint egy olyan tagolási rendszer kialakítása, amely biztosabb korrelációt eredményezhetne (Horváth és Bradák, 2014).



4. ábra. Magyarország genetikai talajtípusai. (Pásztor és mtsai, 2018)

A lösz porhullásával egyidejű tűzhányótevékenység hamujának a légkörből való kiülepedésével képződött tefra réteg a paleotalajokkal szemben ugyanakkor ásványtanilag egységes, a környezetétől megjelenésében és mágneses szuszceptibilitás értékeiben is eltérő, nagy kiterjedésben megtalálható szintet, valódi marker horizontot képvisel (Juvigné és mtsai, 1991; Horváth, 2001; Horváth és Bradák, 2014). Hátránya csupán az, hogy a kitörés központjától távolabb eső területeken kis vastagságban bukkan elő, és ez jelentősen befolyásolja a szárazföldi környezetben való megőrződési képességét.

A magyarországi löszökben elsőként Kriván (1957b) fedezett fel és vizsgált vulkáni hamu közbetelepülést, amit andezittufitként azonosított. Felfedezését néhány éven belül újabb előfordulások leírása (Kriván és Rózsavölgyi, 1962, 1964) követte, amelyeket a „kárpáti övezet felsőpleisztocén löszösszleteinek minden feltevése párhuzamosítást kizáró „vezető szintjének” tartottak (Kriván és Rózsavölgyi (1964) p. 264.) .

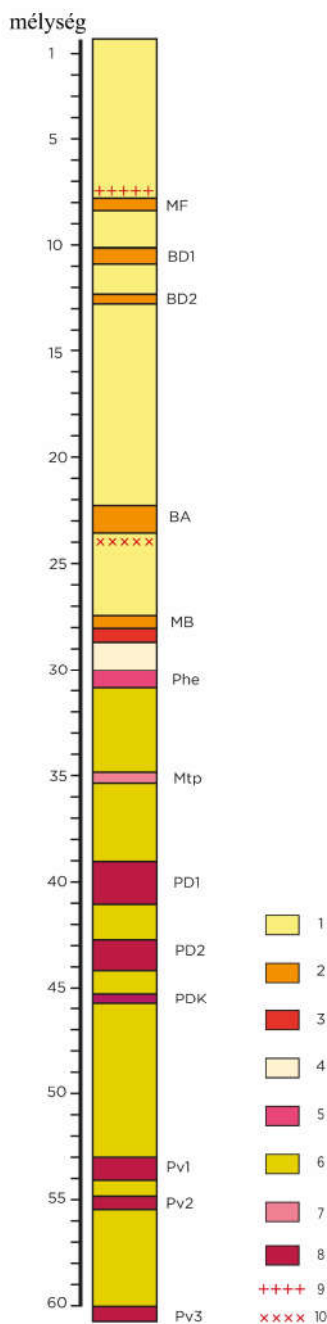
A Kárpát-medence néhány további löszfeltárásiából is ismertté váltak vulkáni eredetű közbetelepülések. A hatvanas években a szlovákiai Nyitra-völgyében fekvő Komját (Komjatice) téglagyári bányagödrében talált anyagot bazaltos vulkánosság termékeként írták le (Vaškovský és Karolusova, 1969). A Mátra előteréből Székely (1961) említett egy „tufaréteget”, amelyet azonban ásványtani szempontból akkor nem vizsgáltak meg, és a sztratifíai besorolása sem történt meg.

Az 1980-as évek közepére a nagy területi kiterjedésben követhető vulkánkitörések nyomait vizsgáló tefrasztratigráfiai kutatások világszerte egyre elterjedtebbé váltak, ezért éreztük időszerűnek a már ismert Kárpát-medencei vulkáni közbetelepülések hagyományos és korábban nem alkalmazott módszerekkel (nehézasványok vizsgálata, uralkodó nehézasványok szemcseméret-eloszlásának és mállottságának meghatározása, geokémiai vizsgálatok) kiegészített újvizsgálatát. Ennek során választ kerestünk arra, hogy a különböző előfordulások egyetlen vulkánkitörés termékei, vagy több, eltérő helyen és/vagy időben működött tűzhányókból származnak. A különböző feltárásokból származó vulkáni szintek nehézasvány összetételének nagy hasonlósága alapján megalapozottan feltételezhettünk közös eredetet, az azonos eredetű és korú vulkáni réteget a legvastagabb réteget tartalmazó és az akkor legkönnyebben hozzáférhető feltárásról *Bagi Tefrának* neveztük el (23.,24. ábra) (Gábris és mtsai, 1991; Juvigné és mtsai, 1991; Horváth és mtsai, 1992; Horváth, 2001).

A paksi téglagyári feltárás északi falából 1995-ben, egy lumineszcens kormeghatározásra történt (és később sajnálatosan nem publikált) mintázással párhuzamosan a recens felszín és a Mende Bázis talajok közötti rétegsorból 5 cm-es intervallumban vett minták nehézasvány elemzése során a Mende Felső talajkomplexum feletti löszben kimutattam egy szabad szemmel is látható kanárisárga, vörösbarna színű réteg vulkáni eredetét (38. ábra) (Horváth, 2001). A Bagi Tefra összetételéhez nagyon hasonló nehézasvány összetétele alapján azt feltételezzük, hogy a vulkáni hamu forrásterülete megegyezik a Bagi Tefra forrásterületével, vagy annak közelében található. A Paksi Tefrának elnevezett réteg abszolút kora nem ismert, de az azt befoglaló lösz lumineszcens kora alapján körülbelül 35 000 éves (Horváth, 2001). Ugyanebben a szelvényben a BA paleotalaj alatti löszben nem tudtam kimutatni a Bagi Tefrát, annak ellenére, hogy a téglagyár körülbelül 400 méterrel távolabbi, déli falában megtalálható (Kriván, 1957b; Horváth, 2001).

A kutatásaim kezdete óta számos olyan réteget vizsgáltam meg, amelyekről a megjelenésük alapján feltételezhető volt a vulkáni eredet (Dunaszekcső Felszabadulás út 42.; Mende; a villányi vasútállomás löszfala; az egykori villánykövesdi téglagyár fejtője; Előszállás, Túzoki-völgy; Opatovac (Szerbia); Szurdokpüspökinél a Zagyva III. teraszát fedő anyagból; Mikóújfalu (Románia); Arnót; Basaharcról több rétegtani helyzetből), de a nehézasványtani vizsgálatok nem mutattak dúsulást a vulkáni eredetű nehézasványokban.

2.4 A löszök korának meghatározására tett kísérletek eredményei



5. ábra. A paksi téglagyár általánosított szelvénye a Paks 1977 szelvény alapján (hiv.). 1 – fiatal lösz; 2, 3, 5, 7, 8 – paleotalajok (leírásuk a szövegben); 4 – homok; 6 – idős lösz; 9 – Paksi Tefra; 10 – Bagi Tefra

feltétel nélkül elfogadta azt a nyugat-európai feltevést, hogy az erdőtalajok képződése kizárólag az interglaciálisokban volt jellemző, ezért értelemszerűen a hazai feltárásokban a jelenlegi felszínhez legközelebbinek tartott valódi barna erdőtalajt, a Mende Bázis

A löszrétegsorok képződésének időbeli besorolása már a kutatások kezdetétől fontos kérdés volt, és így nem meglepő, hogy minden lösszel foglalkozó szakember az adott kor ismereteinek és lehetőségeinek megfelelően kísérletet is tett ennek megválaszolására. Az abszolút kormeghatározási módszereknek a löszkutatásban való alkalmazásáig azonban a löszöket tagoló eltemetett talajok száma, jellegzetessége és szelvénybeli elhelyezkedése, részben a Milanković–Bacsák klímagörbével való megfeleltetés alapján volt lehetőség a löszök és paleotalajok képződési idejének becslésére (Borsy és mtsai, 1979; Butrym és Maruszczak, 1984; Pécsi, 1991; Pécsi, 1993; Horváth és mtsai, 2006; Horváth és Bradák, 2014).

Az egyik legfontosabb kérdés a lösz korát illetően mindig is az utolsó interglaciális szelvénybeli helyének meghatározása volt. A Bulla (1938b) által a paksi téglagyári fejtőben tanulmányozott szelvény pontos helye ugyan nem ismert, de a felszíntől való távolságnak és a vastagság értékeknek a ma ismert paksi szelvénybe (Pécsi, 1975) való vetítése alapján feltételezhető, hogy a riss-würm interglaciális korúnak tartott vályogzóna a Basaharc Dupla talajnak felel meg (5. ábra, 2. táblázat).

Kriván (1955b) szerint a paksi feltárásban az utolsó interglaciális nem egy talajszint, hanem egy eróziós felszín képviseli, ami a mai nevezéktan szerinti Basaharc Alsó és a Basaharc Dupla alsó tagja közötti löszben lehetett (2. táblázat), de az általunk vizsgált szelvényekben nem volt felismerhető.

Pécsi (1965a) már nem kizárólag a paleotalajok számára alapozta a kronosztratigráfiai tagolását, hanem tekintettel volt a fosszilis talajok típusaira is. Ezzel együtt

talajkomplexum alsó tagját (MB₂) sorolta a riss-würm, azaz az utolsó interglaciálisba (2. táblázat). Pécsi (1965a) szerint a Mende-Basaharci löszösszlet fiatalabb fosszilis talajai (MF₁₋₂, BD₁₋₂ és BA, valamint a MB₁) sztyepp, erdőssztyepp típusú képződmények, amelyek a würmön belüli néhány ezer éves, viszonylag melegebb, száraz klímaszakaszokban képződtek. Ez az elképzelés Bulla (1938b) szerint is ellentmondott a würm hármas osztatú, azaz két felmelegedési időszakot feltételező tagolásának.

Pécsi (1965a) talajtípusra alapozott korbesorolásával azonban a Nemzetközi Löszsztratigráfiai Albizottság tagjai sem értettek egyet az 1965-ös magyarországi látogatásuk során, valószínűbbnek tartották, hogy a MF talaj képződött az utolsó interglaciálisban (Pécsi, 1977). Kukla (1977) hangsúlyozta, hogy kizárólag a fosszilis talajok alapján nem tartja lehetségesnek az interglaciálisok felismerését a löszöv száraz, középső részén, így Magyarországon és (Cseh)Szlovákiában sem. A paksi szelvény BD paleotalajait a III. terminációval (MIS 7) korrelálta (Kukla, 1977), amit a későbbi numerikus kormeghatározások is igazoltak (2. táblázat).

Véleményem szerint a sokáig érvényben lévő korbesorolások (Pécsi, 1965a, 1975) és az azt támogatni látszó kezdeti kormeghatározások (Borsy és mtsai, 1979; Butrym és Maruszczak, 1984) komoly ellentmondásokat vetnek fel a fiatal és idős löszök képződési sebességének és az összletek vastagságának vonatkozásában.

Amennyiben elfogadjuk azt az elképzelést, hogy a MB₂ képviseli az utolsó interglaciális (2. táblázat), akkor a paksi szelvényben a fiatal löszök 25 méteres összletének kialakulására csupán mintegy 100 ezer év állt rendelkezésre, ezzel szemben az idősebb löszöknek a Brunhes-Matuyama határig terjedő, körülbelül 20 méteres sorozata mintegy 600 ezer év alatt keletkezhetett (Horváth, 1992). Ez felveti azt a kérdést, hogy mivel magyarázható a fiatal és az öreg löszök közötti átlagos löszképződési sebesség ilyen nagy különbsége. A „Paks 1977 északi profil” (5. ábra) mélységértékei alapján a feltételezés szerint az utolsó interglaciálisban képződött MB₂ paleotalajnak a felszíntől mért mélysége 25 m, az akkori elképzelés szerinti 720 ezer éves Brunhes-Matuyama határ (PD₂ és PDK talajok között) mélysége 45 m. Ebből az átlagos löszképződési sebesség fiatal löszök esetében 0,25 mm/év, az öreg löszöknél ezzel szemben csak ennek a tizede, 0,027 mm/év adódik. Amennyiben a Sartori és mtsai (1999) tagolása és a Brunhes-Matuyama (B/M) határ jelenleg elfogadott 788 ka korával és 47 m-es mélységével, továbbá a MB₂ talajnak a paksi szelvényében látható nagyobb mélységével (30 m) újraszámoljuk az átlagos képződési sebességeket, akkor még nagyobb a különbség: a fiatal löszökre 0,27 mm/év, az öreg löszökre 0,022 mm/év. Ha magyarázatot keresve összehasonlítjuk a fiatal és az idős löszök tulajdonságait, akkor kiderül, hogy leginkább a porozitásbeli különbség befolyásolhatja az eredményt. Amennyiben a fiatal löszökben a típusos löszökre jellemző 50%-os, az öreg löszökben teljes tömörödöttséget, azaz 0% porozitást feltételezünk, az öreg löszökre akkor is csak 0,043 mm/év képződési sebesség adódik, ami ötöde a fiatal löszökének. Ez csak azzal lenne magyarázható ezek után, ha az öreg löszökben a fiatal löszökénél sokkal több és/vagy jelentősebb eróziós hiányokat feltételeznénk, aminek azonban nem láthatók nyomai a szelvényben és az eltérés nehezen is lenne indokolható. Ezzel szemben a Pakstól nyugatra található Udvari-2A fúrás vizsgálata alapján számolt felhalmozódási sebesség a fiatal

lössökben csupán 0,118 mm/év, az öreg lössökben 0,078 mm/év, azaz a különbség alig kétszeres (Marsi és mtsai, 2004; Koloszar, 2010; Koloszar és Marsi, 2010).

Pécsi (1975) korbeosztása még csupán a MB₂ paleotalaj riss-würm interglaciális korának feltételezésén és a lössök átlagos képződési sebességének számításán alapult, és csak a legfiatalabb szintekből voltak ¹⁴C koradatai (2. táblázat). A fiatal lössösszletek "abszolút" kormeghatározási eredményei (¹⁴C, TL) 1987-ig túlnyomórészt alátámasztották Pécsi (1985) korábbi feltételezéseit (2. táblázat), amelyek a későbbi adatok ismeretében véleményem szerint a kezdeti kormeghatározások értékeinek rossz interpretációjával, a nem módszeres mintavétellel, esetleg a laboratóriumok hibákkal terhelt méréseivel magyarázhatók. Fontosnak tartom azonban hangsúlyozni, hogy ebben az időben a kormeghatározási módszerek még nem voltak olyan kiforrottak, mint manapság, a termolumineszcens kormeghatározásokat a negyedidőszaki kutatásokban nemzetközi szinten is csak az 1980-as évek elején kezdett széleskörűen elterjedni.

Először 1988-ban, a lumineszcens módszer kidolgozásában úttörő szerepet játszó Wintle és Packman (1988) által kerültek nyilvánosságra olyan eredmények, amelyek a korábbiaktól jelentősen eltérő korokat és felfogást tükröztek (2. táblázat). A kutatók a tápiósülyi, a mendei és a paksi feltárásokból, néhány fosszilis talaj közeléből vett minta 4-11 µm-es szemcseméret- tartományát vizsgálták termolumineszcenciás (TL) módszerrel. A kapott eredmények, valamint más európai feltárásokkal történt korreláció alapján az MF₂ talajt, Kukla (1977) véleményével egyezően, az utolsó interglaciálisba sorolták, és a MB talaj korát 500 ezer év körülinek tartották. Ekkoriban már Pécsi (1991) is felvetette a lehetőségét, hogy a MB₂ talaj nem az utolsó interglaciálisban képződött, de csak a későbbi (Pécsi, 1995b) kormeghatározások alapján módosította korábbi elképzelését. Kétségeit valószínűleg az táplálta, hogy többszöri vizsgálat után sem találták meg az MB talajban az utolsó interglaciálisban lezajlott Blake paleomágnese esemény nyomát (Pécsi, 1993; Balogh, 1995). Időközben termolumineszcenciás (Lu, 1991), valamint malakológiai (Wagner, 1979a, 1979b; Zöller és Wagner, 1990) adatok is a BD talajok közelében feltételezték az utolsó interglaciálislist.

Wintle és Packman (1988) kronosztratigráfiai elképzelését Ochse és McCoy (1995) aminosav-sztratigráfiai (AAR) vizsgálatai is alátámasztották. A két kutató a Mendéről és Basaharcról az MF₂ talajból származó mintákat a Cseh-medence ismert korú eredményeivel összehasonlítva kijelentették, hogy azok az utolsó interglaciálisból (MIS 5e) valók (2. táblázat).

2. táblázat: A magyarországi löszökről alkotott kronostratigráfiai elképzelések. Rövidítések magyarázata: C14 – radiokarbon módszer; TL – termolumineszcencia; OSL – optikailag stimulált lumineszcencia; IRSL – infravörös fénnel stimulált lumineszcencia; AAR – aminosav-sztratiográfia; A – Albertirsa; B – Basaharc; M – Mende; P – Paks; S – Süttő; Ú – Űri; W – wümm glaciális; R – riss glaciális; R/W – riss/wümm interglaciális; M/R – mindel/riss interglaciális; BP – before present (1950 előtt); OIS=MIS mélytengeri oxigénizotóp stádium. Vastagon kiemelve az utolsó interglaciális (R/W, MIS 5e) lehetséges elhelyezkedése a rétegsorban (készítette: Horváth, E.)

	Bulla, 1938	Kriván, 1955	Pécsi, 1975	Borsy et al, 1979	Butryn-Maruszczak, 1984	Windle-Packman, 1988	Zöller, 1987	Zöller, 1988	Zöller-Wagner, 1990	Lu, 1991, 1992	Oches-McCoy, 1995	Pécsi, 1995	Frechen et al., 1997, Novothny et al, 2002, 2009, 2011
				TL (P)	TL (P)	TL (B,M,P)	TL (B)	TL (P)	TL + csiga (M)	TL (B,M,P)	AAR (B,M,P)	C14, TL, becsítés (B,M,P)	TL+OSL, IRSL (B,M,P,A,Ú,S)
rt												0-11,3	
I1					19.6±2.4 21.7±2.6	15.8±1.3 17.6±1.4							
h1			16.75 ±0.4										
I1						23.2±1.9				27±2.5			
h2			20-22										
I2					25.7±3.1	24.0±2.0							(25-35)
MF1			28-29		28.7±3.7	20.9±1.7			44.3±2.7			W2/W3 (45-60)	
I3						43.4±3.8							(50-60)
MF2			32		33.5±4.5	R/W (74.7±6.5)			69.3±5.4	73.7±5.1	OIS 5 (<128 BP)	W1/W2 (85-105)	OIS 5 (65±10)
I4		W2			35.0±4.2	R (79.2±6.1)	94±9	114±11					OIS 6 (>130)
BD1	W2/W3	W2	(40-50)		37.8±4.2				R/W 116±17	R/W		R2/W1 (120-140)	
		W1			39.0±4.7			144±14	141±14	114±12			
BD2	W1/W2		(40-50)		41.4±5.0		R/W	R/W	147±12		<245 BP	R2/W1 (150-170)	
I5		W1			45.0±5.5 53.0±6.5 77.0±10.0		135±12 163±18	159±17 172±18	207±16	153±15			
BA	R/W		(65?)		81.0±10.6 87.0±11.3						<339 BP	R1/R2 (195-230)	
I6		R2		105±17	98.0±13.0			190±17					
MB1			R/W	R/W	121.0±16.0				270±26			MR3/MR4 (280-310)	
MB2			R/W	R/W	124.0±17.0						<423 BP	MR2/MR3 (320-360)	
L1		R1		110									

Új fejezetet nyitottak a magyarországi löszök kronosztratigráfiájában a lumineszcenciás vizsgálatok, amelyeket az 1990-es évektől kezdődően M. Frechennel együttműködve, kezdetben kizárólag az általa vezetett laboratóriumokban (Cheltenham Geochronology Laboratories, Anglia; LIAG Hannover, Németország) végeztünk, majd az ELTE TTK Természetföldrajzi Tanszékén 2009-ben a Baross Gábor program (REG_KM_INFRA_09) támogatásával kialakítottunk egy saját lumineszcens laboratóriumot Novothny Ágnes vezetésével.

Eleinte az úgynevezett kombinált lumineszcenciát alkalmaztuk, ami a termolumineszcencia (TL) és az optikailag stimulált lumineszcencia (OSL) együttes alkalmazását jelentette ugyanazon a mintán (Frechen és mtsai, 1997). A három „klasszikus” löszfeltárás (Paks, Mende, Basaharc) szisztematikus kormeghatározásával nemcsak megerősítést nyert, hogy az MF₂ talajok feletti löszök biztosan az utolsó eljegesedés során képződtek, de kiderült, hogy az MF₂ talaj feké és fedő löszének kora között nagyon jelentős (50-70 ka) időhiány van (2. táblázat). Ez a hiány más európai löszfeltárásokban nem jellemző (Frechen és mtsai, 1997), és meghaladja a MF₂ talaj képződéséhez szükséges időtartamot. A későbbiekben az albertirsai löszfeltárás vizsgálata során felfedeztük, hogy a rétegtanilag és részben a TL/IRSL eredmények alapján az MF₂-vel azonosnak tartott fosszilis talaj, nem az utolsó előtti eljegesedés (MIS 6) löszén képződött, azaz nem lehet MIS 5e korú, mivel a talaj alsó részéből származó minta kora csupán 65 ezer év körülinek adódott (Novothny és mtsai, 2002). Ez többféleképpen is magyarázható: lehetséges, hogy az utolsó interglaciális talaj a würm elején erodálódott, vagy esetleg ki sem fejlődött, majd az azt követően létrejött löszfelszínen indult meg a talajképződés. Kormeghatározással is igazolt MIS 5e paleotalaj csak sajátos geomorfológiai helyzetben, egykori kisebb mélyedések kitöltésében maradt fenn Süttőn és Verőcén (Novothny és mtsai, 2009; Novothny és mtsai, 2011; Bradák és mtsai, 2014).

A magyarországi lösz paleotalaj rétegsorokban a lumineszcens mérések jelenleg 240-260 ezer évig, a BD talajokig adnak értelmezhető koradatokat (Thiel és mtsai, 2014; Novothny és mtsai, 2024), az ennél idősebb képződmények közvetlen kormeghatározására kevés lehetőség van. Egyik lehetőség a paleomágneses pólusfordulások felismerése, ami a löszök alacsony mágnesezhető ásványtartalma miatt nem mindig egyszerű (Márton, 1979a). A Matuyama-Brunhes határ pozíciója a legújabb meghatározások szerint a PD₁ és PD₂ paleotalajok között található, kora 788 ka (Bradák és mtsai, 2019). A süttöi löszfeltárás felső részében sikerült kisebb paleomágneses eseményeket is felismerni (Rolf és mtsai, 2014).

Közismert, hogy a mélytengeri üledékek stabil oxigénizotóp arányának változásai, a klímaingadozások jellemzésére általánosan használt mélytengeri oxigénizotóp stádiumok (marine oxygen isotope stage = MIS, vagy korábban OIS) jól tükrözik a pleisztocén jégmennyiség ingadozásait (Shackleton és Opdyke, 1973), és fontos kérdés, hogy a szárazföldi környezetben képződött üledékekben mennyire ismerhetők fel ezek a változások (Kukla, 1977; Pécsi, 1991, 1995a). Marković és mtsai (2024) szerint a szárazföldön a lösz-paleotalaj rétegsorok a legalkalmasabbak az éghajlatingadozások következtében bekövetkezett környezetváltozások felismerésére. A referenciának is tekinthető, nagy időintervallumot átfogó kínai löszplató vizsgálata igazolta a lösz-paleotalaj

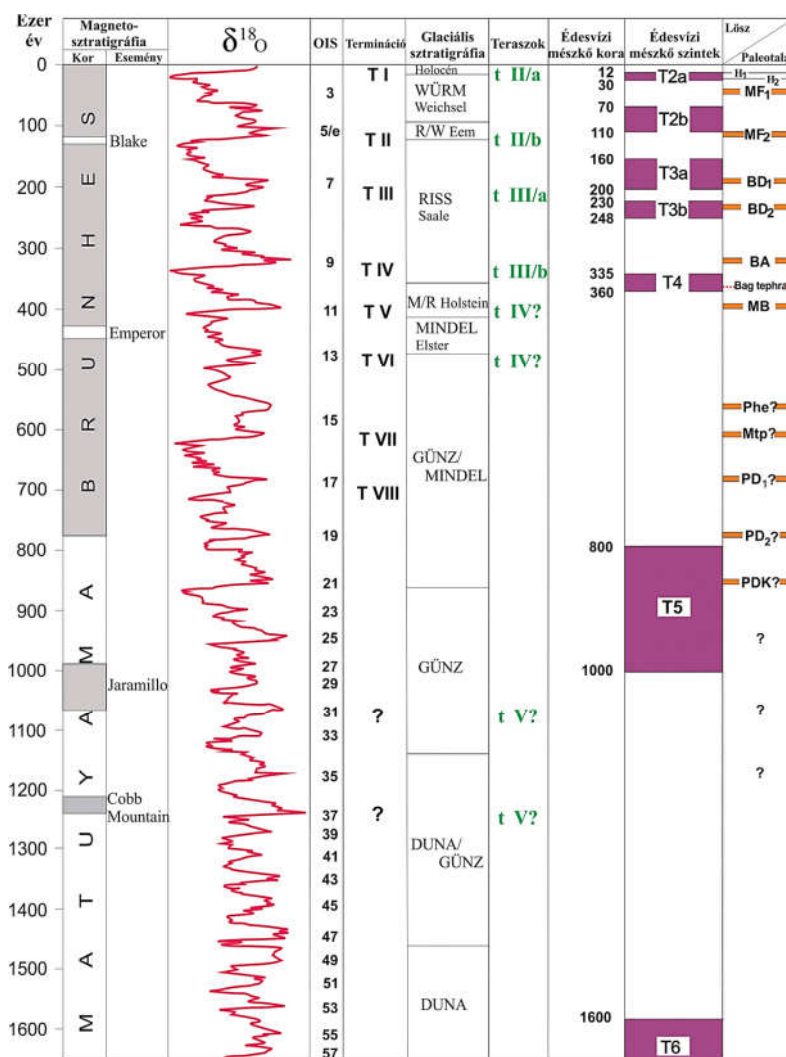
képződményekben rejlő lehetőségeket pl. (Kukla, 1977; Kukla és mtsai, 1988; Sun és An, 2005).

Európában azonban nem jellemzőek a kínaihoz hasonló vastagság és kor, 150 000 évnél idősebb löszök kevés helyen, többnyire a Középső- és Alsó Duna-medencében és néhány nyugat-európai területen (Franciaországban, Németországban) őrződtek meg. Kivételesnek tekinthető az 1,1 millió évet lefedő Udvari-2A fűrés, amelyet a korban hasonló közeli paksi téglagyári szelvényekkel korreláltak (Marsi és mtsai, 2004; Koloszar, 2010; Sümegi és mtsai, 2018). Az európai löszövekben (European Loess Belt) emellett Ausztriában Krems, Starnzendorf, a csehországi Brno mellett Červený Kopec (Red Hill), a szerbiai Ruma, Stari Slankamen, Mošorin és Batajnica, Bulgáriában Koriten és Viatovo, Romániában Mostistea, Mircea Voda, továbbá Franciaországban a Somme folyó teraszának feltárásaiban találhatók a legidősebb, 788-1100 ka korú löszök (Fink és Kukla, 1977; Kukla, 1977; Pécsi, 1995a; Sartori és mtsai, 1999; Panaiotu és mtsai, 2001; Marsi és mtsai, 2004; Marković és mtsai, 2006; Jordanova és mtsai, 2007; Koloszar, 2010; Marković és mtsai, 2011; Thiel és mtsai, 2011; Antoine és mtsai, 2013; Buggle és mtsai, 2013; Thiel és mtsai, 2014; Újvári és mtsai, 2014; Marković és mtsai, 2015; Rousseau és mtsai, 2018; Sümegi és mtsai, 2018; Antoine és Limondin-Lozouet, 2024; Marković és mtsai, 2024).

Pécsi (1993) az oxigénizotóp stádiumokat a globális tengeri és a szárazföldi korreláció számára állandó referenciának tekintette, de kiemelte, hogy a két rendszer eseményei között lehetnek időbeli eltérések. A terminációk idején, a jégtakaró olvadásakor az olvadákvizek és a tengervíz gyors keveredése miatt földtörténetileg rövid (2500 – 400 év) az átmenet, ezzel szemben a belföldi jégtakaró előrenyomulásának hatása csak késve jelentkezik a tengeri üledékekben. Úgy vélte, hogy az elmúlt 130 – 10 ezer évben 16 – 20 klímaváltozás történt, amelyek három stadiális és interstadiális és egy interglaciális ciklusba tartoznak, amelyek hossza átlagosan 20 - 40 ezer év (Pécsi, 1993). Az egyes ciklusokban a talajképződés és az azt követő löszképződés között átmeneti időszakot feltételezett, futóhomok-felhalmozódással, delle képződéssel és kriogén folyamatokkal.

A poligenetikus talajok, a két-három horizontot egybefogó talajkomplexumok kérdését Pécsi (1993) ugyanakkor megoldatlannak tartotta, nem tudott állást foglalni abban, hogy ezek több, egymást követő fázis során képződhettek, csak intenzív talajerózió, lejtőleemosás, vagy az átmeneti fázis eolikus szedimentációjának az eredményei lehetnek.

A mélytengeri oxigénizotóp stádiumok és a teljes hazai lösz-paleotalaj sorozat közötti korreláció lehetőségét Magyarországon elsőként Gábris (2007) foglalta össze, de hangsúlyozta, hogy megfelelő kormeghatározási eredmények híján a fiatal löszök alsó és az idős lösz löszök összes paleotalaja esetében a kapcsolat csak hiánytalan rétegsorok esetén helytálló (6. ábra).



6. ábra. A magnetosztratigráfia, a mélytengeri oxigén izotópos eredmények alapján kialakított tagolás (OIS= oxigén izotóp stádiumok; terminációk) és a magyarországi szárazföldi képződmények (folyóteraszok, édesvízi mészkőszintek és löszök) korrelációja (Gábris, 2022)

A lösz-paleotalaj rétegsorok kora nemcsak az egykori környezeti változások időrendisége és a folyamatok időtartamának meghatározása, a rétegsorok korrelálása miatt fontos, hanem hatással van a Duna-teraszok bonyolult, és máig sem egyértelmű rendszerének megértésére is (Bulla, 1934; Pécsi, 1959; Gábris, 2007; Gábris és mtsai, 2012). A folyóteraszok anyagának közvetlen korolására, azaz a felkavicsolódás idejének meghatározására csak az utóbbi időben nyílt lehetőség a kozmogén nuklidok és a lumineszcens módszer alkalmazásával (Gábris és mtsai, 2012), korábban a (folyó szintje feletti) relatív magasságuk, a kavicsanyag és az ásványos összetétel, valamint a benne talált ősmaradványok alapján tettek kísérletet a korbesorolásukra. A másik gyakran alkalmazott közvetett módszert a teraszt fedő képződmények, édesvízi mészkövek, homok és lösz kora alapján adták meg a teraszok lehetséges minimum korát (Pécsi, 1959; Scheuer és Schweitzer, 1988; Pécsi, 1993). A folyókat kísérő, enyhe lejtésű párkánysíkok, a folyóteraszok kiváló lehetőséget jelentettek a lehulló poranyag megmaradására, felhalmozódásra, ezáltal akár

nagyobb vastagságú lösz-paleotalaj rétegsorok kialakulására, ezáltal pedig a löszkutatás eredményeinek a teraszkutatásban való alkalmazására (6. ábra). A Kárpát-medencei löszökben előforduló Bagi Tefra tovább pontosíthatja a teraszok, teraszrendszerek korrelációját (Horváth, 2001)

2.5 Másodlagos karbonátok a löszökben

Másodlagos karbonátok a löszökön, vagy paleotalajokon átszivárgó vizek, és a bennük oldott anyagok hatására oldatba kerülő, és ezáltal az oldás helyéről elszállított, majd más helyen kivált mészfelhalmozódások (Pécsi, 1993; Becze-Deák és mtsai, 1997; Barta, 2011a, 2014; Koeniger és mtsai, 2014). Formakincsük leírására vonatkozóan több, a lehetséges keletkezési okok feltárására és a képződmények kategorizálásáról kevesebb munka született (Cerling, 1984; Pécsi, 1993; Becze-Deák és mtsai, 1997; Dworkin és mtsai, 2005; Barta, 2011a).

A karbonátok kilúgzásának és kicsapódásának környezeti jelentősége már korábban ismert volt (Pécsi, 1993; Becze-Deák és mtsai, 1997), de a részletesebb tanulmányok a magyar löszkutatásból sokáig hiányoztak. Ilyen irányú kutatásokat, a másodlagos karbonátok paleokörnyezeti jelentőségük szerinti típusainak elkülönítését, azok rendszerezését Barta (2011a) kezdte el. Mivel a különböző mikro- és makroszintű típusaik, valamint szerves vagy szervetlen (felületalatti bevonatok, felületi bevonatok, cementációk) eredetük különböző környezeti viszonyokra utalnak (Cerling, 1984; Dworkin és mtsai, 2005; Barta, 2011a), ezért már önmagukban a szelvények menti eloszlásuk is a környezeti változásokat tükrözik (Barta, 2014). Azok a másodlagos karbonáttípusok, amelyek a befoglaló összlettel közel egyidőben keletkeztek, alkalmasak arra, hogy a képződésük során beépült stabil oxigén- és szénizotóp összetétel ($\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$) alapján az egykori hőmérséklet és csapadékviszonyokra, valamint növényi (meszesedett gyökérsejtek) és állati (földigiliszta bioszferoidok) eredetű másodlagos karbonátok esetében a biomineralizációs folyamatokra lehessen következtetni (Koeniger és mtsai, 2014).

A löszkutató csoportunk által vizsgált mikroméretű másodlagos karbonátok, mint a felületalatti bevonat (hypocoating – HC), a felületi bevonat (carbonate coating – CC), meszesedett gyökérsejtek (calcified root cells – CRC), földigiliszta bioszferoid (earthworm biospheroid – EBS, néhány publikációkban: calcite granule) eltérő izotópmintázatot mutatnak, amelyek különböző képződési folyamatokat és környezeti feltételeket jeleznek (Barta, 2014; Barta és mtsai, 2018). A makroszintű másodlagos karbonátok (mészcementációk, egyéb nagyméretű mészkiválások) képződése többnyire nem a befoglaló szint körülményeit tükrözi, kialakulásuk akár több fázisban is történhetett (Barta, 2014), ezért bemutatásukra itt nem térek ki.

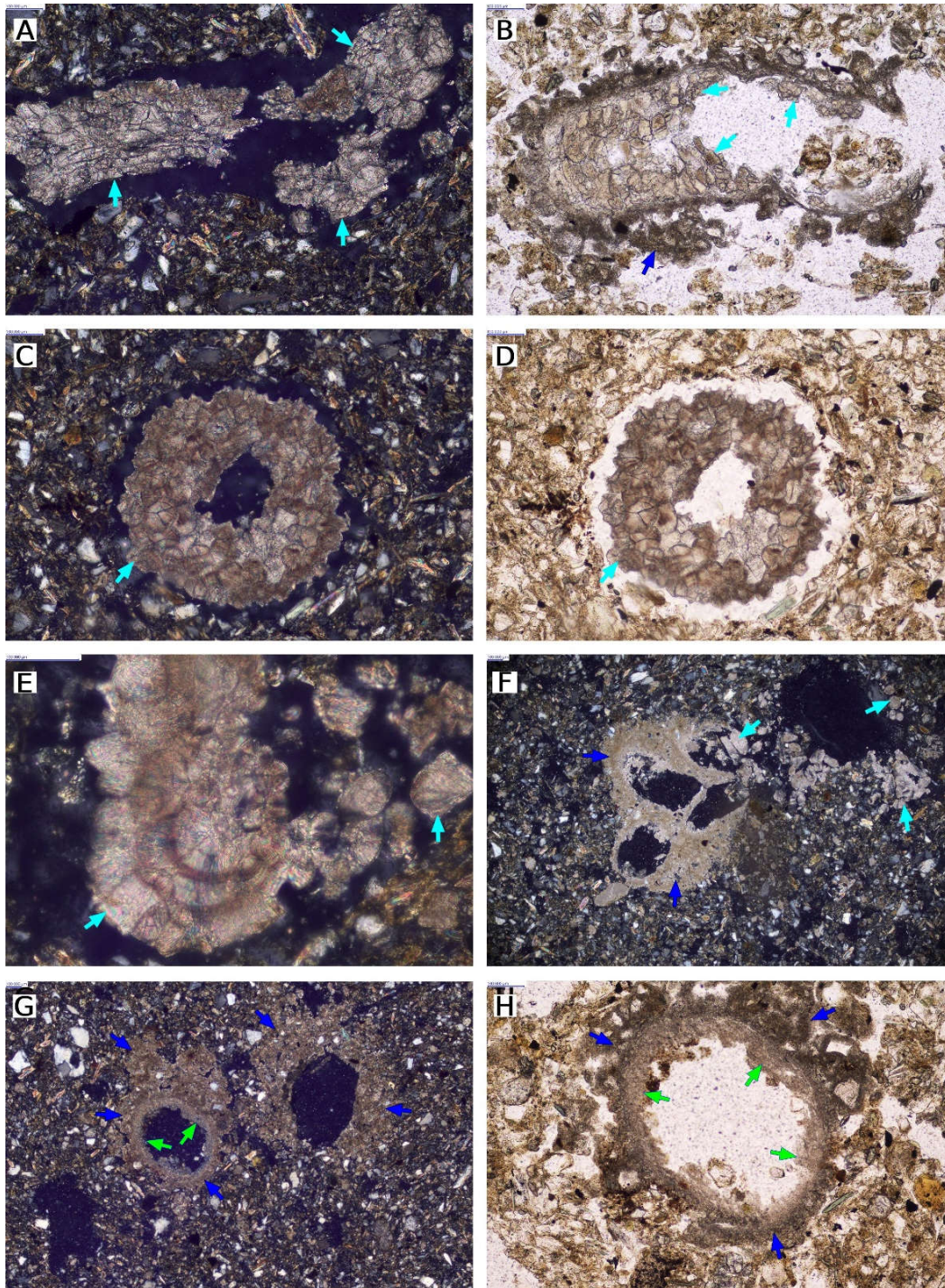
A *meszesedett gyökérsejtek* (*calcified root cells* – CRC) a gyökérsejtekben visszamaradó, és ott betöményedő meszes oldatokból a gyökérsejteken belüli mészkiválások, amelyek a gyökérsejtek formáját veszik fel, azaz gyökér pszeudomorfozák (7. ábra: A – G). Képződésüket hirtelen meleg okozta kiszáradáshoz, a növény felszínen lévő

részének gyors elszáradásához kötik, így jelenlétüket a vegetációs perióduson belüli szárazságjelzőnek tekintik (Becze-Deák és mtsai, 1997; Barta és mtsai, 2018). Stabil izotóp értékei arra utalnak, hogy a kialakulásuk során az éghajlati viszonyok mellett biomineralizációs folyamatok befolyásolják összetételüket.

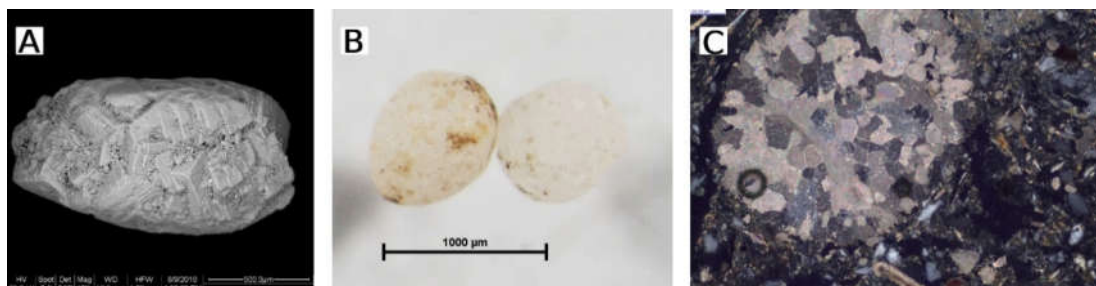
A *felületalatti bevonat (hypocoating – HC)* szintén a növényi élettevékenységhez kapcsolódik, a befoglaló képződménnyel egyidejű képződés jellemzi (Becze-Deák és mtsai, 1997; Barta, 2011a). Kialakulása a növények vízfelvételéhez, a gyökérjárat mentén a vízvesztés miatt betöményedő bikarbonátos oldatból történő kiváláshoz kapcsolódik, jellemzően a pórusok mikrites, mikrosparitos kalcittal való kitöltését és ezáltal az alapanyag cementálását eredményezi (Becze-Deák és mtsai, 1997; Barta, 2011a, 2014). A cementáció a legintenzívebb a gyökérjárat közvetlen közelében, attól távolodva fokozatosan gyengül (7. ábra: E – H).

A *földigiliszta-bioszferoidok (earthworm biospehroids – EBS)* a földigilisztákban, az életvitelük során bevitt CaCO_3 -nak a speciális mészmirigyükben történő biomineralizációja során jönnek létre, majd ürülnek ki. A bioszferoidokat alkotó kristályok formája és mérete változatos lehet (85., 84. ábra), de jellemző a kerekded és kompakt szerkezet, ami által a többi másodlagos karbonáthoz képest nagyobb az ellenállóképességük az aprózódással és a mállással szemben (9. ábra).

Az EBS-ek izotóptételeit a táplálékként elfogyasztott szervesanyag izotóp összetétele, valamint a biomineralizáció során végbemenő frakcionáció befolyásolja. A $\delta^{18}\text{O}$ értékek elsődlegesen a légköri csapadékból származó talajvíz izotópos összetételét tükrözik, amit a lokális csapadék- és hőmérsékleti viszonyok határoznak meg. A magasabb $\delta^{18}\text{O}$ értékek szárazabb körülményeket (alacsonyabb csapadékmennyiség) jeleznek, mivel az izotóp frakcionációnak köszönhetően a nehezebb ^{18}O izotópokat tartalmazó vízmolekulák kevésbé vesznek részt a párolgásban, mint a ^{16}O izotópot tartalmazó vízmolekulák, így az alacsonyabb $\delta^{18}\text{O}$ -értékek nedvesebb körülményekre (nagyobb csapadékmennyiség) utalnak (Cerling, 1984; Koeniger és mtsai, 2014). Az oxigénizotópok arányát a hőmérséklet is befolyásolja, így a bioszferoidok $\delta^{18}\text{O}$ értéke felhasználható a múltbeli hőmérséklet becslésére is (Koeniger és mtsai, 2014). Általában a melegebb időszakokban keletkezett EBS-ek magasabb, míg a hidegebb időszakokban keletkezettek alacsonyabb $\delta^{18}\text{O}$ értékkel rendelkeznek (Barta és mtsai, 2018).



7. ábra. Másodlagos karbonátok vékonycsiszolatban. Kék nyíl: HC; világoskék nyíl: CRC. zöld nyíl kék szegéllyel: CC. A, B, C, D, E – barna árnyalatú meszesedett gyökérsejtek (CRC) járatokban a basaharci feltárás MF₁ paleotalaj fölötti löszéből: A (XPL) és B (PPL) a gyökérjárat menti hosszmetseti kép, kismértékű átkeveredés jeleivel; C (XPL) és D (PPL) – helyben maradt CRC keresztmetseti képe; E – kismértékben átkevert CRC (XPL); F – gyökérjáratban áthalmazott CRC kristályok (XPL, a kép közepén a világosabb folt CaCO₃ impregnáció; G – felületalatti CaCO₃ bevonat (HC) és a járat falán felületi CaCO₃ bevonat (XPL); H – a G kép egy részlete nagyobb nagyításban (PPL). (Fénykép: Horváth, E.)



8. ábra. Földigiliszta bioszferoidok különböző nagyításban: A – scanning elektronmikroszkópos felvétel, B – binokuláris mikroszkópos felvétel; polarizációs mikroszkópos felvétel keresztezett nikollal (XPL). (Fényképek: A - Hannover BGR; B, C – Horváth, E.)

Prud'homme és mtsai (2016) a közepes és magas földrajzi szélességekre (a mediterrán területek kivételével) kidolgozták a légköri víz és a levegő évi középhőmérsékletének lineáris kapcsolatára, valamint Alaszka bizonyos területeinek hómentes körülmények közötti napi levegő- és talajhőmérséklet változásait figyelembe véve a földigiliszta bioszferoidok $\delta^{18}\text{O}$ értékeire alapozott „paleohőmérőt”. Az eddigi vizsgálataink alapján a módszert a Kárpát-medence lőszeiben az azonos szintekből származó adatok nagy szórása miatt nem lehet alkalmazni (Barta, 2024).

A gyakori másodlagos karbonátok közé tartoznak a CaCO_3 által cementált, és ezáltal a környezetüktől a kompaktságuk miatt elváló, változatos méretű és formájú *meszes csomók* (korábbi elnevezéssel mészkonkréciók, vagy löszbabák), a járatok, repedések, vagy a talaj szerkezeti elemeinek felszínén kicsapódó *felületi* (CaCO_3) *bevonatok* (CaCO_3 *coating* – CC), amelyeknek a befoglaló anyaggal való egyidejű képződése nem biztos, ezért környezetrekonstrukcióra nem alkalmazhatók (Barta, 2011a). A járatokban vagy a nagyobb pórusokban fordulnak elő a *tűkristályos kalcitok* (*needle fiber calcite* = NFC), amelyek szálas szerkezetük és nagy fajlagos felületük miatt a többi másodlagos karbonát típusnál sokkal sérülékenyebbek, ezért ritkábbak is (Barta, 2011a). Az NFC jelenléte arra utal, hogy az adott szintben volt szervesanyag, amin a gombák meg tudtak telepedni, és ekkor érkezett a rendszerbe oldott kalciumkarbonát ($\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$), amelyből a CaCO_3 a gombafonalak mentén kicsapódott (Becze-Deák és mtsai, 1997; Durand és mtsai, 2018).

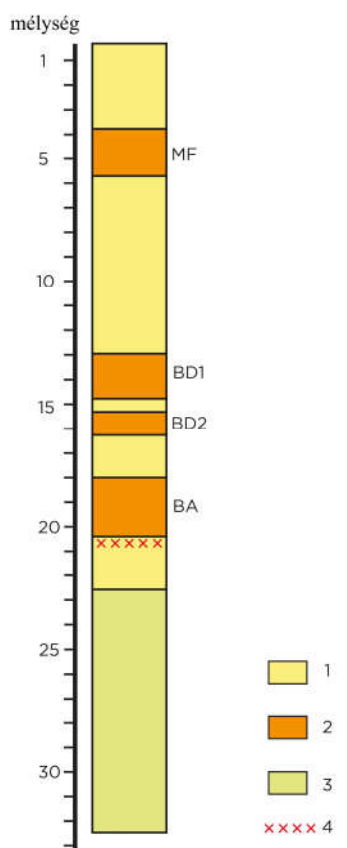
A lösz-paleotalaj rétegsorok szisztematikus mintázása során, a teljes (bulk) mintákból nyert stabil izotóp-összetételek a különböző keletkezési idejű karbonáttípusoknak az ugyanazon szintben való jelenléte miatt nem mindig ad jól interpretálható eredményeket.

3 A vizsgált lösz-paleotalaj feltárások rövid bemutatása

A kutatásaim kezdeti fázisában elsősorban a tefrát tartalmazó löszfeltárásokat tanulmányoztam, a bemutatásuk során a meglévő szakirodalmi adatokat és a saját terepi tapasztalataimat rögzítettem, valamint a feltárások környezetének geomorfológiai helyzetét is vizsgáltam (Horváth, 1992). A kizárólag a tefra előfordulások miatt vizsgált feltárások bemutatására a vulkáni közbetelepülések ismertetésénél térek ki részletesebben (5.1. fejezet).

3.1 Basaharc

A basaharci felhagyott téglagyárban (tszf. 142,0 – 164,7 m; 47°48'12"N; 18°50'44"E) a Duna üledékeit fedő 23 méter vastagságú lösz-paleotalaj sorozat a késő-középső-pleisztocén fontos hazai kulcsszelvénye (6. ábra). Az egykori bányaudvar különböző részein



elhelyezkedő klasszikus szelvényekből három paleotalajt azonosítottak (Pécsi, 1965b; Pécsi és Hahn, 1987), a lösz alatti folyóvízi üledékek csak fúrásban érhetők el (Pécsi, 1965b; Sümegi és Krolopp, 2005).

A basaharci terasznak a geomorfológia helyzetén, paleontológiai, ásványtani, kavics görgetettségi adatokon alapuló II/b teraszként való meghatározása, és a riss-würm interglaciálisba (MIS 5e) történő besorolása (Pécsi, 1959; Jánossy, 1979) egyértelműen ellentmond a rajta települő lösz-paleotalaj összlet korának, amelyet a 360 ezer éves Bagi Tefra jelenléte mellett a kormeghatározások (Oches és McCoy, 1995; Frechen és mtsai, 1997; Horváth, 2001; Gábris, 2007; Novothny és mtsai, 2024) és a kavicsanyagban talált ősmaradványok is igazolnak (Sümegi és Krolopp, 2005).

A koradatokra és a vulkáni szint megjelenésére alapozva a basaharci teraszt Gábris (2007) III/b, vagy esetleg IV. terasznak tartotta. A III/b terasz kivésődését a IV. (MIS 10 – MIS 9 átmenet), a IV. teraszt az V. termináció (MIS 12 – MIS 11 átmenet) idejére helyezte (6. ábra). A II/b terasz a II. termináció (MIS 6 – MIS 5 átmenet) során keletkezett (Gábris, 2007, 2022). Tekintettel a Bagi Tefra és a BA paleotalaj jelenlétére a basaharci teraszt fedő löszszelvényben, a bevágódás legvalószínűbben a V. termináció (410-390 ezer évvel) idején ment végbe, tehát ezek alapján inkább a IV. teraszszint valószínűsítem (6. ábra).

9. ábra. A basaharci löszfeltárás szelvénye Pécsi (1965b) szelvénye alapján. 1 – lösz; 2 – paleotalaj; 3 – folyóvízi összlet; 4 – Bagi Tefra.

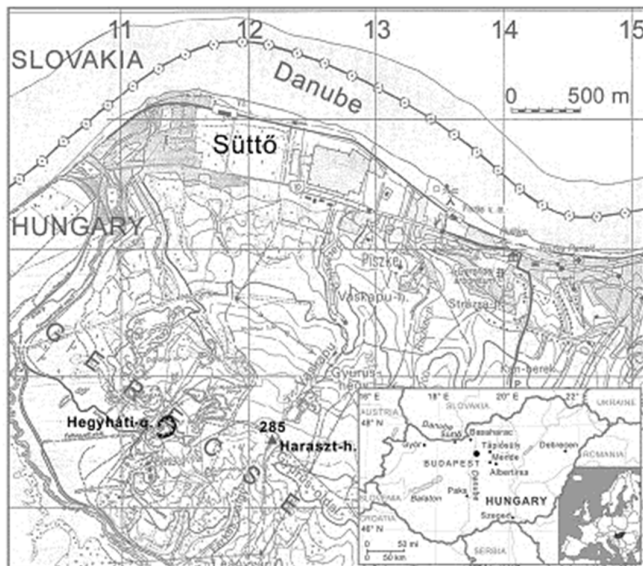
A IV. terasz magassága a Dunakanyarban ugyanakkor 120-140 m-rel van a Duna jelenlegi szintje fölött (240-280 m tszf magasságon). A basaharci teraszt fedő képződmények alapján megadott besorolás (IV. terasz) tehát nem illik bele Pécsi (1959) Duna-teraszok magassága alapján kialakított rendszerébe (II/b terasz). A jelenlegi ismereteink alapján nem adható pontos válasz arra kérdésre, hogy mi okozhatja ezt a magasságbeli anomáliát. Felmerült ugyan egy nagyobb csuszamlás, vagy bezökkenés lehetősége (Ruszkiczay-Rüdiger és mtsai, 2005a), azonban az ennek eldöntéséhez szükséges geofizikai mérések nem készültek.

A teraszt fedő löszösszetben található Basaharc Dupla paleotalaj-komplexum (BD₁₋₂) és a Basaharc Alsó paleotalaj (BA) a magyarországi löszrétegtan fontos egységei, amelyeket erről a lelőhelyről neveztek el és írtak le (Pécsi, 1965b).

Az elmúlt években kutatócsoportunk a téglagyári fejtő nyugati részén egy új, összefüggő profilt tártunk fel és vizsgáltunk különböző módszerekkel (Horváth és mtsai, 2019a). A lumineszcens korok és a legalsó löszben található 360 ka éves Bagi Tefra jelenléte alapján a paleotalajok az alábbiak szerint korrelálhatók a mélytengeri izotóp-stádiumokkal (3., 6. ábra): a legfelső, Mende felső (MF₁₋₂) paleotalaj-komplexum a MIS 5 során, a Basaharc Dupla (BD) paleotalaj a MIS 7 során, a Basaharc Alsó (BA) paleotalaj pedig a MIS 9 során alakult ki (Frechen és mtsai, 1997; Novothny és mtsai, 2002; Gábris, 2007; Novothny és mtsai, 2009; Novothny és mtsai, 2010; Horváth és Bradák, 2014; Thiel és mtsai, 2014).

3.2 Süttö

A süttöi lösz-paleotalaj rétegsor Észak-Magyarországon, a Duna V. teraszát fedő



10. ábra. A süttöi löszfeltárás elhelyezkedése az édesvízi mészkőbánya Hegyháti kőfejtőjében (Novothny és mtsai, 2011)

travertinóra települ (Scheuer és Schweitzer, 1988), amelyet az uránsorozatos kormeghatározások ($^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$) eredményei alapján (235 ± 21 ka – 314 ± 45 ka) a középső-pleisztocénbe (MIS 7-8) sorolták (Sierralta és mtsai, 2010). A vizsgált szelvény (tszf. 256 m; É $47^\circ 44.26'$, K $18^\circ 26.87'$) a Haraszt-hegy közelében található Hegyháti kőfejtőben van (10. ábra), vastagsága 20 m, két szürkés, rétegzett horizont, három kevésbé fejlett, barna színű, sztyepp jellegű talaj, és egy vastag pedokomplexum alkotja (11. ábra).

Magyarországon jelenleg ez a legnagyobb felbontásban és legkomplexebben vizsgált lösz-paleotalaj rétegsor (Novothny és mtsai, 2009; Novothny és mtsai, 2011; Barta, 2011b; Horváth és mtsai, 2013; Barta, 2014; Koeniger és mtsai, 2014), amelyikben a többi feltárásban is alkalmazott vizsgálatok (MS,

AAR, kormeghatározások, szemcseeloszlás 2 cm-es felbontásban, másodlagos karbonátok eloszlás és stabil izotóp elemzése, biomarkerek, paleopedológia, malakológia) mellett paleomágneses vizsgálatok is készültek a közetmágneses és paleomágneses alapú kronosztratigráfiai meghatározásához (Rolf és mtsai, 2014).



11. ábra. A süttői szelvény tagolása a korbesorolásokkal (Novothny és mtsai, 2011)

mtsai, 2011; Novothny és mtsai, 2022). Ugyanez a két paleotalaj bukkan elő a „Süttő 6. sz. lelőhelyen”, amelyet Krolopp (1982a) a malakológiai vizsgálatok alapján a riss/würm interglaciálisba sorolt, és a süttői biozóna sztratotípusának javasolt. A későbbi paleontológiai kutatások (Pazonyi és mtsai, 2014) azonban a gerinces és a csigafauna paleoökológiai vizsgálata alapján a felső, sötétbarna talajt MIS 5c, az alsó vörösbarna talaj képződését viszont a hűvösebb és nedvesebb körülmények miatt nem a MIS 5e, hanem a MIS 5d idejére teszik. A paleontológiai eredmények közötti ellentmondást nem tudom feloldani, de a lumineszcens korok alapján biztosan nem kérdőjelezhető meg az alsó, vörös paleotalaj MIS 5e képződési kora (Novothny és mtsai, 2011; Novothny és mtsai, 2022).

A MIS 5e paleotalaj teljes vastagságban csak a paleovölgyben, valamint a Bikol-patak völgytalpának közelében bukkan elő (12. ábra). Itt a vörösbarna paleotalaj tetején világos vörösbarna átmenet figyelhető meg, majd a mélyebb részen az efölötti fekete színű talaj három vékony, halványabb szintben jelenik meg, ami egyértelműen az áthalmazásra utal (12. ábra jobboldali kép).

A MIS 5e paleotalaj kiékelődése és a csak lokálisan kivastagodó előfordulásai a talajképződés utáni jelentős erózióval magyarázhatók, amit löszképződés követett. Az erre közvetlenül települő fekete színű (MIS 5c) paleotalaj a feltárás nagy részében követhető, ezért a Bikol-patak völgytalpán való megsokszorozódása valószínűleg csak a lejtőn végbement folyamatok (lejtőleöblítés, geliszoliflukció) eredménye (12. ábra).

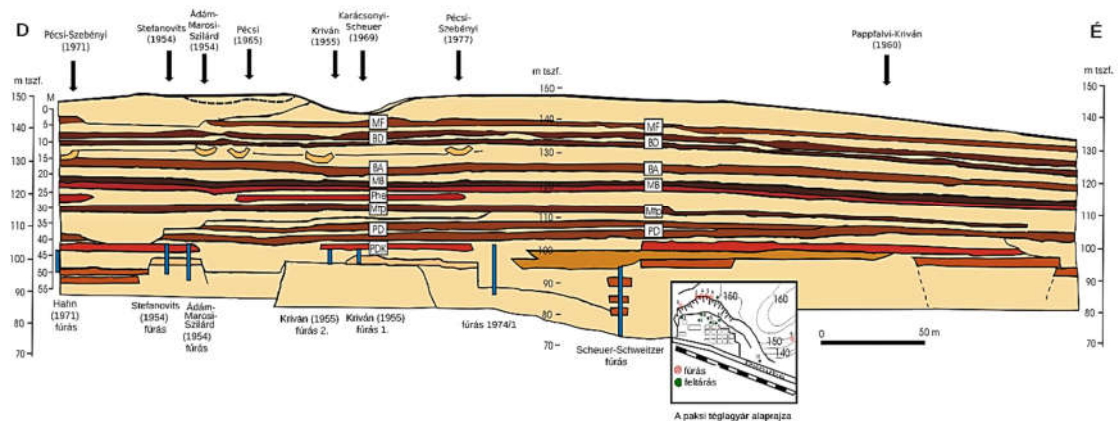
Az alsó talajkomplexum felső, sötétbarna, csernozjom jellegű paleotalaja az egész feltárásban jól követhető, ezzel szemben az alsó vörösbarna paleotalaj csak lokálisan fordul elő. Utóbbi lumineszcens kormeghatározások alapján egyértelműen a MIS 5e idején képződött (Novothny és



12. ábra. A MIS 5e paleotalaj előfordulása a süttői löszfeltárásban. Baloldali kép: A vörösbarna MIS 5e korú paleotalaj egykori völgykitöltésben. Jobboldali kép: A vörösbarna MIS 5e korú paleotalaj áthalmazott helyzetben a Bikol-patak völgytalpán (saját fotók)

3.3 Paks

A paksi téglagyári szelvény a legteljesebb magyarországi negyedidőszaki rétegsort tartalmazó feltárás (Pécsi, 1993), bár lokálisan ez sem mentes a hiátusoktól (5., 13. ábra).



13. ábra: A paksi téglagyári löszfeltárás hossz-szelvénye (Novothny és mtsai, 2020) Jelmagyarázat: fekete nyíl – a vizsgált feltárások, és a szerzők neve és a vizsgálatuk éve; függőleges kék vonal – a fúrás helye; barna félhold alak – delle; világos barna kitöltés – lösz; sötétbarna, vörösbarna – paleotalajok.

A vizsgálatokat a bányagödör déli (a feltárás teteje: tszf. 126,5 m; 46°38'16.90"N; 18°52'36.06"E) és északi (a feltárás teteje: tszf. 131 m; 46°38'26.73"N; 18°52'36.50"E) falában végeztük (Horváth, 2001; Thiel és mtsai, 2014). A fiatal löszök elsősorban a déli falban érhetők el, de a MF paleotalajok itt hiányoznak, amit Pécsi (1979) egy delle képződésével magyarázott. A teljes rétegsor folyamatos szelvényben az INQUA konferenciára 1995-ben időlegesen kiépített lépcsők segítségével az északi falban is hozzáférhető volt. Innen származnak a minták, amelyek nehézasványtani vizsgálatával felfedeztem a Paksi Tefrát (Horváth, 2001).

Az idős löszök az utóbbi évtizedekben a nyugati és az északi falban voltak elérhetőek (14. ábra), azonban a legalsó, a PD₁ paleotalaj alatti részük többnyire csak a bányatalpon mélyített fúrásban vagy árokban volt tanulmányozható (Pécsi és mtsai, 1995).



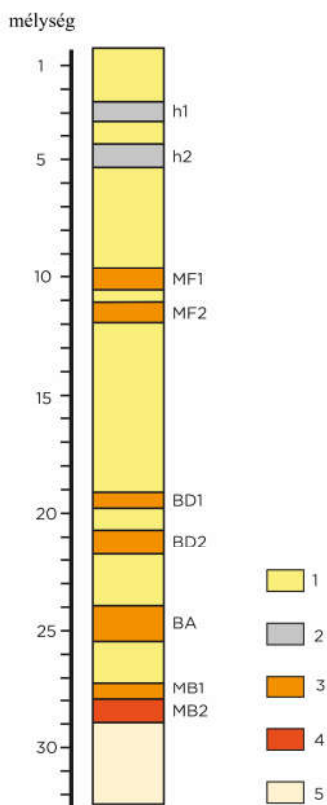
14. ábra. A paksi téglagyár déli (A) és északi (B) fala. A rövidítések magyarázata: BD – Basaharc Dupla; BA – Basaharc Alsó, MN – Mende Bázis; PD – Paks Dupla; PDK – Paks-Dunakömlőd paleotalajok; BT – Bagi Tefra. (Fénykép: Horváth, E.)

3.4 Mende

A mendei egykori téglagyári feltárás a Gödöllői-dombságban, Mende nyugati részén volt megtalálható (a feltárás teteje: tszf. 210 m; 47°25'33.61"N; 19°26'48.14"E), amit napjainkra rekultiváltak. A feltöltött bányagödörben rendezvényhelyszínt alakítottak ki, amelynek az ÉNy-i részében található a rétegsor szabadon maradt, de növényzettel fedett felső, a Mende Felső talajokat is tartalmazó része, a fal tetején alakították ki a mendei kilátót.

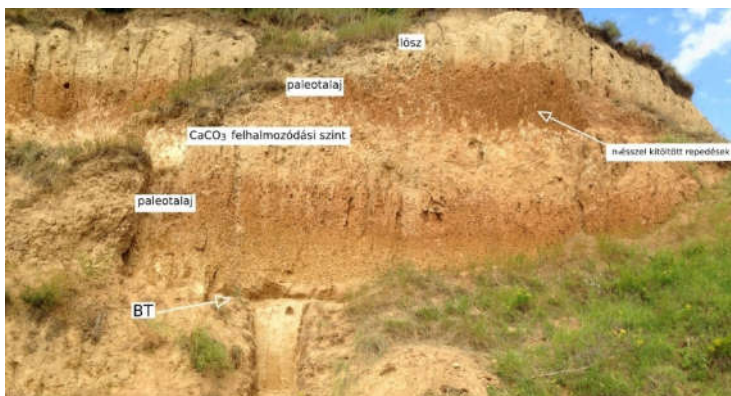
A szelvényben feltárt legfelső és legalsó paleotalajokról nevezték el a Mende Felső és a Mende Bázis paleotalaj-komplexumokat és ezt tekintették a típusfeltárásuknak is (Pécsi, 1965c).

A rétegsor alján a Mende Bázis paleotalaj-komplexum alatt homok található (15. ábra), csakúgy, mint a paksi téglagyárban, és a MB₂ képződése is ezen az alapanyagon zajlott (Pécsi, 1993). A klasszikus feltárások közül ez az egyetlen, amelyikben nem találtunk vulkáni közbetelepülést.



15. ábra. A mendei löszfeltárás Pécsi (1965c) szelvénye alapján. 1 – lösz; 2 – embrionális talaj; 3, 4 – paleotalajok; 5 – homok. A szelvény mellett szereplő rövidítések magyarázata a szövegben található.

3.5 Hévízgyörk



16. ábra. A hévízgyörki löszfeltárás távlati képe (Fotó: Horváth, E.). BT – Bagi Tefra.

A hévízgyörki egykori téglagyár (a feltárás teteje: 136 m tszf., 47°38'24.83"N, 19°31'35.54"E) löszösszlete a Galga teraszának üledékeire települ (16. ábra). A feltárásban két paleotalaj látható, az alsó alatti lösz tartalmazza a Bagi Tefra réteget (20. ábra), ami azt sejteti, hogy nem teljes a rétegsor, egy vagy több talajképződési időszak

nyoma hiányzik (Csonka és mtsai, 2020). Az elmúlt években nagy felbontású, különféle vizsgálatokat végeztünk, hogy megfejtjük a feltárás történetét és feltárjuk a domborzat és a felszínalakulás kapcsolatát (Csonka és mtsai, 2020; Csonka, 2021).

3.6 Galgahévíz

A Hévízgyörktől 2,5 km-re, DK-re Galgahévíz közelében (a feltárás teteje: 131 m tszf., 47°37'58.03"N, 19°33'44.59"E), a vasútállomástól 200 méterre található egykori téglagyári bánya, a Galga feltételezett II. teraszának üledékeire települ (Szentés, 1943). A kőfejtőnek a vasúttal párhuzamosan húzódó falában egy nagy vastagságú paleotalaj látható, az erre merőleges lealacsonyodó fal alsó részében található meg a Bagi Tefra (Horváth, 2001),



17. ábra. A galgahévízi löszfeltárás ÉNy-DK-i csapású fő fala (fotó: Horváth, E.)

fölötte egy paleotalaj-komplexum található, amit a mindkét feltárás részben látható, jellegzetes CaCO_3 akkumulációs szint alapján kapcsoltunk össze (Csonka, 2021).

A főfal vastag talaját Pécsi (1993) a Mende Bázis paleotalajnak tartotta, ami a Bagi Tefrának az alatta települő löszben való előfordulása miatt biztosan nem lehetséges. A Löszkutató csoportunk, ezen belül is Csonka (2021) komplex vizsgálatai (szemcseösszetétel, klf, MISODI talajfejllettségi index, DRS), továbbá lumineszcens és AAR kormeghatározások alapján több hiátust és a MIS 9 és MIS 7 időszakokban zajlott pedogenezist mutatott ki.

4 Módszertan

A gyors technikai fejlődésnek köszönhetően a negyedidőszaki képződmények vizsgálatához, és ezen belül is a löszök kutatásához, szinte minden évben számos új, vagy továbbfejlesztett módszer áll rendelkezésre. Az 1970-es évekig a megfelelő kormeghatározási módszerek hiányában a lösz-paleotalaj sorozatoknak a hagyományos anyagvizsgálati módszerekkel és az éghajlati görbékkel történő korrelációját fokozatosan felváltották az egyre fejlettebb műszeres anyagvizsgálatok, a kormeghatározások különböző változatai, és új, a hazai löszkutatásban nem, vagy csak korlátozottan alkalmazott eljárások. Ezek alkalmazásával sok kérdésre választ kaphattunk, de az újabb adatok ismeretében folyamatosan újabbak is felmerülnek.

Az Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Karán, a Földrajz- és Földtudományi Intézetben az évek során a kollégákból, doktoranduszokból és hallgatókból összeállt Löszkutató csoport, valamint külsős hazai és külföldi kollégák közreműködése révén sikerült a felsorolt módszerek többségét alkalmaznunk.

4.1 Terepi vizsgálatok, mintagyűjtés

A terepmunkák között külön kell tárgyalni a tefra vizsgálatához és a teljes lösz-paleotalaj összelethez, és ezen belül is a paleotalajokhoz kapcsolódó adatfelvételt és mintagyűjtést.

A vulkáni szintek vizsgálatának kezdetén a legfontosabb cél a szakirodalomból már ismert rétegek megtalálása, a felszínhez, valamint a szelvényben látható fosszilis talajokhoz viszonyított elhelyezkedésének rögzítése volt. Mintavétel csak a tefra rétegből, valamint a fölötte és alatta közvetlenül található löszből történt, ügyelve arra, hogy a mintavétel során a vulkáni anyaghoz lehetőség szerint ne keveredjen további lösz. Néhány feltárásból a tefra réteget is tartalmazó tömböket vettünk, amelyekből később mikroszkópos vizsgálatok (Horváth, 2001), elektronmikroszkópos és kémiai elemzések (Novothny és mtsai, 2021; Novothny és mtsai, 2024) készültek. A tefrát tartalmazó szelvények geomorfológiai helyzetét is rögzítettem (Horváth, 1992).

A sztratigráfiai és környezetrekonstrukciós célú vizsgálatok esetében a teljes feltárás vagy adott terület több, egymással összekapcsolható részfeltárásainak részletes leírása, az egyes szelvények szintjeinek lehatárolása, részletes, egységes terepi leírólap alkalmazásával történt, majd fényképes dokumentálás után zajlottak a terepi mérések és mintavételek, amelyek sűrűségét az alkalmazott módszer igényeihez szabtuk (Novothny és mtsai, 2011). A felvételezések jellemzően több napig tartottak, a vizsgálatok közben felmerült kérdések tisztázására esetenként ismételt terepmunkára is sor került.

A paleotalajok vizsgálatához a terepen kijelölt szintekből és a szintek közötti átmenetekből orientált tömböket készítettünk, amelyek mérete 12x8x6 cm, vagy a talaj/kőzet

adottságaitól függően (porozitás, repedezettség, meszes cementáció) ennél nagyobb vagy kisebb is lehetett.

A lumineszcens mintavételezés sztratigráfiai megfontolások alapján, elsősorban a löszökből, másodsorban a paleotalajokból történt. A mintavételhez 5 cm átmérőjű, mindkét oldalán zárható fémcsővet használtunk, és minden esetben ugyanabból a szintből kb. 1 kg anyagot is vettünk a háttérsugárzás meghatározásához (Novothny és mtsai, 2002). Malakológiai és aminosav-sztratigráfiai vizsgálatokra 3-4 kg anyag került begyűjtésre 25 cm-es sávban. Radiokarbon kormeghatározásokra a rétegsorok felső, fiatalabb részéből csigahéjakat és faszenek gyűjtöttünk. Granulometriai, stabil izotópos és geokémiai elemzésekre szánt mintagyűjtés 2 cm-es intervallumokban zajlott (Novothny és mtsai, 2009; Novothny és mtsai, 2011).

4.2 Kőzetmágnesességi vizsgálatok

A negyedidőszak-kutatásokban a mágneses szuszceptibilitás mérést (röviden mágnesezhetőség vagy MS), mint környezetre vonatkozó indikátort már az 1970-es évek óta alkalmazzák (Verosub és Roberts, 1985; Kukla és mtsai, 1988; Wang és mtsai, 1990).

A módszernek a löszkutatásban különösen nagy a jelentősége, mert a mágnesezhetőség értéke a paleotalajokban 2,5-3-szorosa a löszökben mérteknek, amelynek magyarázatára két fő elmélet született (Horváth és Bradák, 2003). Az egyik a „hígulási elmélet” (Kukla és mtsai, 1988) a másik a „talajképződési elmélet” (Heller és Liu, 1986). Az előbbi a légkörben megtalálható, kozmikus eredetű néhány mikrométeres magnetit szemcsék kiülepedéséhez köti az üledékekben mérhető mágnesezhetőséget, amelynek a mértéke a glaciálisokban a lösz poranyagának a hozzáadódása miatt csökkent, ugyanakkor a meleg, csapadékosabb időszakokban a hígulás kisebb mértékű volt, így ezeket az időszakokat nagyobb MS-értékek jellemzik. Mára azonban a talajképződési elmélet vált elfogadottá, amely a mágnesezhető ásványok képződését a talajképződési folyamatokhoz, az abban zajló bakteriális tevékenységhez köti (Horváth és Bradák, 2003; Bradák és mtsai, 2021). Érdekes kiemelni, hogy Magyarországon már a mágnesezhetőség eredetére vonatkozó nemzetközi elméletek publikálása előtt a pedogén folyamatokkal magyarázták a lösz és paleotalaj értékei közti különbségeket (Márton, 1979a, 1979b).

A mágneses ásványok mennyiségére a talajképződés mellett több folyamat is hatással van: a felhalmozódás sebessége, a felhalmozódást követő átalakulások, a közetté válás, a karbonáttartalom csökkenése, a légkörből származó magnetitnek az éghajlatváltozások közvetett hatásaként lejátszódó koncentrációváltozása, a természetes tüzek hatása. Jelentős növekedést jelent a nagy mágneses ásványtartalmú, vulkáni poranyag (tefra) is, ezért ez a módszer kiválóan alkalmas a tefra rétegek kimutatására és makroszkópos megjelenés hiányában is annak nyomon követésére (Horváth és Bradák, 2003). Bizonyos esetekben a pedogén folyamatok nem mindig vezetnek a mágneses összetevők feldúsulásához, hanem éppen ellenkezőleg, egyes összetevők mállása miatt annak csökkenését okozhatják. (Bradák és mtsai, 2021). Annak ellenére, hogy az MS értékek növekedésének okai még nem teljesen

tisztázottak, a mágneses szuszeptibilitást egyre gyakrabban, szinte rutinszerűen használják, aminek oka lehet a módszer alkalmazásának egyszerűsége és költséghatékonysága.

Az 1980-as évek elején felismerték, hogy a kvázi folyamatos Kínai-löszfennsík szelvényeinek MS-görbéi és a mélytengeri $\delta^{18}\text{O}$ görbék nagyon jól korrelálnak egymással (Heller és Liu, 1986), azaz a mágneses szuszeptibilitás magasabb értékei a mélytengeri oxigénizotóp sztratigráfia páratlan számokkal jelölt alapegységeinek (oxigénizotóp stádium = MIS) feleltethetők meg (Kukla, 1977; Horváth és Bradák, 2003, 2014).

Az alacsony frekvenciás mágneses szuszeptibilitás (κ_{lf}) alkalmas az anyagban található mágnesezhető ásványok (amelyek elsősorban a magnetit, maghemit, hematit) térfogategységre vonatkoztatott mennyiségének meghatározására (Verosub és Roberts, 1985; Liu és mtsai, 2012; Thompson, 2012). A mérések Kappameter KT-5 hordozható térbeli szuszeptibilitásmérő készülékkel történtek (Geofizika Brno, jelenleg ZH Instruments, Cseh Köztársaság), 5 cm-es mérési intervallumokban, ami a műszer mérőfejének 6 cm-es átmérője miatt gyakorlatilag folyamatos eredményeket szolgáltatott. A terepi κ_{lf} -méréssel lehetőség van a mágneses ásványi komponensek arányának és a szelvénymenti változásának gyors jellemzésére és összehasonlítására. Mindazonáltal ennek a módszernek is megvan a maga korlátja, a mágneses összetevők típusa nem mutatható ki a terepi mérések során, csak az összes mágneses összetevő típus relatív mennyisége adható meg (Horváth és Bradák, 2003; Csonka és mtsai, 2020).

Az általunk mért alacsony frekvenciás mágneses szuszeptibilitás értékeknek a ^{14}C és lumineszcens korokkal való összevetése alapján megállapítható, hogy a κ_{lf} görbék lefutása nagyon jó korrelációt mutat a mélytengeri oxigénizotópos görbékével, azaz az éghajlatváltozási tendenciák a lösz-paleotalaj szelvényeinkben is tükröződnek (Horváth és Bradák, 2003; Bradák és mtsai, 2011).

A frekvenciafüggő mágneses szuszeptibilitás a pedogenezis során képződött szuperparamágneses (SP) ásványok mennyiségének meghatározására alkalmas, amelynek növekvő relatív mennyisége az erősödő pedogén folyamatokra utalhat. A mérést Bartington MS2 készülékkel végezték, a löszminták mágneses összetevőit izotermikus remanens mágnesezés (IRM) mérésekkel azonosították (Bradák és mtsai, 2011; Bradák-Hayashi és mtsai, 2016).

A mágneses szuszeptibilitás anizotrópiája (AMS) a szedimentológiában gyakran használt módszer, amellyel meghatározható a szállítóközeg mozgási iránya (Bradák-Hayashi és mtsai, 2016; Bradák és mtsai, 2020; Bradák és mtsai, 2021). Mérése orientáltan vett kőzetmintákból készült 1 cm-es élhosszúságú kockákon KLY-2 Kappabridge berendezéssel történik. A fő szuszeptibilitások (κ_{max} , κ_{int} , κ_{min}) értékét és irányát (inklináció és deklináció) a mérésekből számítógépes elemzéssel határozzák meg. A foliáció (F), a lineáció (L) és az anizotrópia (P) mértékét számításokkal adják meg.

A süttői feltárásban kőzet- és paleomágneses vizsgálatokat is végeztünk együttműködésben a hannoveri Leibniz Institute for Applied Geophysics (LIAG) és a University of Bayreuth, Geoscience Section munkatársaival, amelynek során 10

centiméterenkénti orientált mintavételezés zajlott, majd ezek geomágneses paleointenzitását (RPI) határozták meg (Rolf és mtsai, 2014).

4.3 A stabil izotópok jelentősége a negyedidőszak kutatásban

Az egyes elemek izotópjai, azaz eltérő tömegszámú változatai között vannak, amelyek radioaktívak és vannak, amelyek stabilak. Utóbbiakat az jellemzi, hogy a földtörténeti időskálát tekintve nem mutatható ki, vagy a jelenlegi műszerekkel nem mérhető a bomlásuk. A geológiai kutatásokban elsősorban a $^2\text{H}/^1\text{H}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ és a $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ stabil izotópok arányát alkalmazzák (Demény, 2003). A stabil izotópok mennyisége a földi rendszerben állandó, de az egyes alrendszerekben arányuk a fizikai, kémiai, biológiai frakcionáció hatására változhat. A negyedidőszaki kutatásokban a különböző környezetekben végbemenő frakcionációt használják ki, aminek alapján a mintákban mért stabil izotóp arányokból a keletkezési körülményekre következtetnek (Demény, 2003).

Az oxigénizotópok környezetrekonstrukciós célú alkalmazása során a kiindulás az, hogy amennyiben a párolgás elhanyagolható, akkor a talajvíz $\delta^{18}\text{O}$ értéke megfelel a csapadékvízének, és így a hőmérséklethez kapcsolható (Barta, 2014; Koeniger és mtsai, 2014). A párolgás hatására a talajvízben feldúsul a nehezebb oxigénizotóp (^{18}O), ami valóban a hőmérséklettel van összefüggésben, de talán pontosabb úgy megfogalmazni, hogy a $\delta^{18}\text{O}$ értékét a talaj vízháztartása befolyásolja. *Bár a pedogén karbonátok $\delta^{18}\text{O}$ értékének paleohőmérsékleti indikátorként való felhasználása során a jelenlegi csapadék izotópösszetételét veszik alapul (Dworkin és mtsai, 2005), de véleményem szerint számításba kell venni azt is, hogy a különböző területekről (Ny, K-ÉK, DNy) érkező csapadékok izotópösszetétele is eltérő (Bottyán és mtsai, 2017), ami akár ugyanazon helyen is változhatott a különböző időszakokban.* A kutatások szerint amennyiben a másodlagos karbonátok $\delta^{18}\text{O}$ értékei a -1‰ és -13‰ tartományba esnek, akkor azok interpretálhatók, mint egykori hőmérsékleti értékek, az ezen intervallumon kívül eső értékek más folyamatokat tükrözhetnek (Koeniger és mtsai, 2014).

A másodlagos karbonátok $\delta^{13}\text{C}$ értékét CO_2 talajbeli parciális nyomása határozza meg, aminek a légkörihez képesti növekedését a gyökérlégzés és a talaj szervesanyagának a mikrobiális hatásra történő oxidációja eredményezi (Cerling, 1995). A $\delta^{13}\text{C}$ arány alapján a növényi fotoszintetikus utakra (C3 és C4) és a légköri CO_2 változására is lehet következtetni. A C4 növények a csökkent légköri CO_2 mennyiséget jobban viselik, ezért a hűvösebb és szárazabb klímát jelzik, ebben az esetben a $\delta^{13}\text{C}$ értéke magasabb. Ezzel ellentétes tendencia figyelhető meg a melegebb, interglaciális, interstadiális időszakokban, amikor a biomassza mennyisége és a légköri CO_2 tartalom is megnő, a $\delta^{13}\text{C}$ értéke csökken. A másodlagos karbonátok $\delta^{13}\text{C}$ értékei alapján meghatározható az egykori vegetáció típusa, becsülhető a C3/C4 növények aránya (Barta és mtsai, 2018).

4.3.1 $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ vizsgálatok a lösz-paleotalaj szelvényekben

A szelvényekben folyamatos, 10 centiméteres felbontásban begyűjtött mintákból kétféle vizsgálat történt. Az egyik esetben a teljes (bulk) kőzetmintán, a másik esetben kizárólag bizonyos másodlagos karbonátokon, amelyeket 500 μm -es szitán nedves szitálással szeparáltunk. A szitán fennmaradt anyagot desztillált H_2O -val való átmosás, majd 80-100 $^\circ\text{C}$ -on körülbelül 1 órán át kemencében történő szárítás után a kiválogatott másodlagos karbonátokat binokuláris mikroszkóp alatt vizsgáltuk és osztályoztuk. A szétválogatott csoportokból elkülönített 400-450 μg anyag achátmozsárral történt porítása után készültek a stabil oxigén- és szénizotóp-összetétel elemzések. A mért szén- és oxigénizotóp értékeket nemzetközi szabványokhoz (NBS-19 és L-SVEC) viszonyítva normalizálták.

A $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ arányok meghatározása a Leibnitz Institute of Applied Geophysics (LIAG, Hannover, Németország) laboratóriumában Thermo Finnigan Delta XP izotóparány-tömegspektrométerrel (IRMS), a HUN-REN Atommagkutató Intézet, Izotópklimatológiai Laboratóriumában (IKER) és a HUN-REN Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Földtani és Geokémiai Intézetében Thermo Finnigan Delta plus XP stabil izotóp-arány mérő tömegspektrométerrel készült.

4.4 Szemcseméreteloszlás

A löszök szemcseméret eloszlását hagyományosan a szállítóközeg energiaviszonyainak, a poranyag felhalmozódási körülményeinek és a poranyag forrásterületének meghatározására használták (Kriván, 1955b; Kiss, 1992; Bokhorst és mtsai, 2011; Novothny és mtsai, 2011; Varga és mtsai, 2013). A legújabb kutatások szerint azonban a szemcseméret változásait nem lehet egyetlen tényező változásaival magyarázni, mivel az egyes frakciók arányát több tényező is sztochasztikusan befolyásolhatja (Újvári és mtsai, 2016a). Az eredmények tovább pontosíthatók, ha nem teljes kőzet, hanem csak a kvarcsemmék eloszlását elemzik (Novothny és mtsai, 2011; Újvári és mtsai, 2016a). A Kárpát-medencei löszök forrásvidékének meghatározására a szemcseméret eloszlásának meghatározásánál ma már inkább az agyagásványokat, a nehézasvány-összetételt, izotópgeokémia eredményeket (Sr-Nd, Hf, $\delta^2\text{H}$), a cirkonok U-Pb korát, valamint legújabban Hf, $\delta^2\text{H}$ izotópgeokémiai elemzéseket használják (Újvári és mtsai, 2008; Újvári és mtsai, 2012; Thamó-Bozsó és mtsai, 2014; Újvári és mtsai, 2014; Újvári és mtsai, 2022; Újvári, 2023).

A lerakódás körülményeire és az egykori szélirányok meghatározására a fentiek mellett a löszök mágneses szövetének vizsgálata is szolgáltathat információt (Bradák és Kovács, 2014; Bradák és mtsai, 2020; Bradák és mtsai, 2021).

Sok esetben a szemcseméret-eloszlás meghatározása és az alacsony frekvenciás mágneses szuszceptibilitás (κ_{lf}) ugyanazon szelvénybeli alkalmazása segíti a lösz pedogén és posztpedogén átalakulásának felismerését, ami jellemzően a κ_{lf} és az agyagtartalom értékének azonos tendenciájú (egyidejű növekedés és csökkenés) nyilvánul meg. (Derbyshire és mtsai, 1988; Liu és mtsai, 2005; Novothny és mtsai, 2011; Antoine és mtsai,

2013; Csonka és mtsai, 2020). Ugyanakkor előfordul, hogy a különböző lösz-paleotalaj szelvények korrelációjának alapját elsősorban a klf eredmények adják, amelyet további vizsgálatokkal egészítenek ki (Heller és Liu, 1986; Kukla és mtsai, 1988; Wang és mtsai, 1990; Sartori és mtsai, 1999; Marković és mtsai, 2009; Marković és mtsai, 2011; Marković és mtsai, 2013; Rolf és mtsai, 2014).

A 2-5 centiméteres intervallumban begyűjtött minták szemcseméret-eloszlását Beckman-Coulter LS 13320 PIDS lézerdiffrakciós részecskeméret-elemző készülékkel határoztuk meg a LIAG laboratóriumában (Hannover, Németország). A lézerdiffrakciós készülékkel történő szemcseméret meghatározás nagy előnye, hogy a mérés széles (0,02-2000 μm) tartományt képes lefedni, kis mintamennyiségre van szükség és gyors. Hátránya, hogy a mintában előforduló szervesanyagok elnyelhetik a fényt, vagy az agyagásványok lemezes szerkezete a minták agyagtartalmának alulbecslését eredményezheti (Beuselinck és mtsai, 1998).

A vizsgált szelvényekből származó anyagot ultrahangos dezaggregálás után, de előkezelés, azaz a szervesanyag és a karbonátok eltávolítása nélkül mérték (Novothny és mtsai, 2011). A vizsgálatok során a minták optimális súlyának és a különböző típusú üledékek optimális beállításainak meghatározásához a három különböző üledéktípust (löss, homok és paleotalaj) képviselő mintákat használtak tesztmérésekre. A mért értékek reprodukálhatóságának ellenőrzése érdekében minden mérést háromszor-hatszor megismételtek (Novothny és mtsai, 2011).

Az előkezelésnek vagy hiányának a szemcseméret-eloszlásra gyakorolt hatásának meghatározására néhány feltárából ellenőrző méréseket végeztünk. Azonban ennek során nem derült ki egyértelműen, hogy az előkezelés hiánya, illetve az előkezelés vagy előkezelések mely típusa adná a legmegbízhatóbb eredményeket, mert az egyes kezelések hatása a különböző szelvényekből származó minták esetében eltérő volt (Novothny és mtsai, 2019).

4.5 A löszben található vulkáni közbetelepülések vizsgálata

4.5.1 Ásványtani vizsgálatok

A Kriván (1957b, 1958) és Kriván és Rózsavölgyi (1962, 1964) által leírt vulkáni szint újrvizsgálata több lépésben zajlott. Kezdetben a vulkáni közbetelepülésekből, valamint közvetlen fekü és fedő löszből gyűjtött mintákból készültek elemzések, így nehézásvány meghatározások is, annak érdekében, hogy egyértelműen meghatározzuk a kizárólag a tűzhányótevékenységhez köthető ásványokat. A vulkáni anyag kémiai összetételének meghatározásához ugyancsak a fedő és fekü lösszel való összehasonlítást használtuk (Juvigné és mtsai, 1991; Pouclet és mtsai, 1999; Horváth, 2001). Erre azért volt szükség, mert a vulkánkitörésből származó anyag a helyi – és kis részben távolabbi – porforrások szemcséivel keveredhetett a szállítás során. Több sikertelen kísérlet után sikerült csak egy mintából a vulkáni üveg kémiai összetételének meghatározása (Juvigné és mtsai, 1991), ami segített a forrásterület beazonosításában (Pouclet és mtsai, 1999; Horváth, 2001).

A későbbi nehézásványtani vizsgálatokat szoros együttműködésben, de egymástól függetlenül végeztük a Liège-i egyetem (Université de Liège, Belgium) professzorával, E. Juvignével. A nehézásvány-leválasztást az ELTE Természetföldrajzi Tanszékének laboratóriumában végeztem Juvigné (1979) módszerének alkalmazásával az eredményeink összehasonlíthatóságának érdekében. Az eljárásban bromoformot ($2,89 \text{ g/cm}^3$) használtam, majd centrifugálással és a nehézásvány frakció időleges lefagyasztásával (folyékony nitrogénnel) segítettem a könnyű- és nehézásványok tökéletes elválasztását (Horváth, 1992). Kizárólag a $63 \mu\text{m}$ -nél nagyobb frakció nehézásványait vizsgáltuk, mert ezzel a „lössz ásványok” nagy része (így a fő tömeget alkotó kvarc) kizárható volt, és ezáltal a vulkáni eredetű ásványok relatív aránya nőtt (Horváth és mtsai, 1992). Kanadabalzsammal, később Petropoxy 154 ragasztóanyaggal üveglapra rögzített, és lefedett szórt nehézásvány preparátumok készültek, amelyekből Boenigk (1983) leírásának megfelelően 300 ásványszemcsét határoztam meg Zeiss Amplival mikroszkóppal az ELTE Természetföldrajzi Tanszékén, annak érdekében, hogy az eredmények a valós eloszlást tükrözzék (Horváth, 1992). A nehézásványok típusainak, majd az uralkodó ásvány, az összes mintában 90%-nál nagyobb arányban előforduló piroxének szemcseméret-eloszlását és megtartottsági állapotát is meghatároztam.

4.5.2 Geokémiai vizsgálatok

A vulkáni üveg főelemeinek elektronmikroszondás elemzését (EPMA) Orléansban (a CNRS Egyetem és a BRGM közös laboratóriumában) végezték, egy Cameca Microbeam készülékkel. A nyomelemek meghatározása ICP és ICP-MS módszerekkel az Orléans-i Egyetem és a CNRS, valamint a CRPG, Nancy analitikai laboratóriumaiban történtek előkezelés után (Horváth, 2001).

Mivel a későbbi geokémiai eredmények alapján (Sági és mtsai, 2008) felmerült annak a lehetősége, hogy az általunk leírt Bagi Tefra réteg nem egységes, ezért a basaharci, az isaszegi, a pásztói és a hévízgyörki feltárások tefra mintáin és a fedő és fekü löszön lumineszcens kormeghatározással (pIRIR-290) kiegészített SEM és EMPA elemzéseket végeztünk (5.1.3. és 5.1.4. fejezet) (Novothy és mtsai, 2024).

A közettani és ásványkémi vizsgálatokhoz, epoxigyantába ágyazott, petrográfiai vékonycsiszolatok készültek, amelyeken a SEM és EMPA vizsgálatokhoz szükséges elektromos vezetőképességének eléréséhez JEOL JVG-M1 szénbevonatot alkalmaztak. A közettani vizsgálatokat az ELTE Közettani és Geokémiai Tanszékén az AMRAY 1830 I/T6 pásztázó elektronmikroszkóppal Sági Tamás és Kiss Balázs végezte. A szöveti jellemzők és az ásványi összetétel részletesebb vizsgálatához nagyobb felbontású BSE-képeket készítettek, az ásványokat EDS-spektrumuk alapján azonosították. A szénrel bevont vékonycsiszolatokat a Bécsi Egyetem Litoszférakutatási Tanszékének egy energiadiszipatív és négy hullámhossz-diszipatív spektrométerrel felszerelt CAMECA SX100 EMPA készülékével elemezték (Novothy és mtsai, 2021; Novothy és mtsai, 2024).

4.6 A löszök paleotalajainak makro- mezo- és mikroszkópos vizsgálata

4.6.1 *A paleotalajok jelentősége a löszkutatásban*

Paleotalajoknak, eltemetett vagy fosszilis talajoknak nevezzük azokat a talajokat, amelyek kétséget kizáróan korábbi felszíneken keletkeztek és valószínűleg többségében olyan képződményeket, anyagokat tartalmaznak, amelyek a jelenlegitől eltérő környezeti feltételek hatására alakultak ki (Johnson, 1997).

A hagyományosnak tekinthető felfogás szerint a paleotalajok a löszképződés szünetét jelzik, amikor a felszín stabil és növényzettel fedett volt (Gerasimov, 1973), ami leginkább az interglaciális és interstadiális során volt lehetséges (Gerasimov, 1973; Morrison, 1978). Van olyan elképzelés is, amely szerint a paleotalajok a lösz-paleotalaj rétegsoroknak azon részei, amelyeknek képződése során a pedogén folyamatok hosszabban hatottak, mint a geomorfológiai folyamatok (Kemp, 1999, 2001). Eszerint ugyanakkor a lösz poranyagának felhalmozódása során is zajlott egyidejű, gyenge talajosodás ezért az egész szelvényt tekinthetjük talajkomplexumnak, más szóval olyan sorozatnak, amelynek vannak akkréciós (kevésbé erősen talajosodott) és attól a fejlődés során elkülönült, erősebben talajosodott részei, azaz eltemetett vagy fosszilis talajok.

A két elképzelés közötti alapvető különbség, hogy az első esetben maguk az eltemetett talajok képezik a hiátust (Catt, 1991), míg a másik esetben a lösz-paleotalaj szelvények kvázi-folyamatos idősrak, vagy olyan talaj-üledék komplexumnak tekinthetők, ahol az interglaciális és interstadiális periódusokban az egyensúlyi állapot az üledékfelhalmozódással szemben a talajképződési folyamatok felé billen el (Kemp, 2001). Nehezen, és csak az egyedi esetek vizsgálatával megválaszolható kérdés, hogy az egyensúlyi állapot elérése milyen időintervallumban történik, meddig tart, illetve, hogy a klíma, vagy az időtartam határozza-e meg a talajok fejlettségét (Kemp, 2001). A többi talajképző tényező közül az anyakőzet ugyanaz, és azonos geomorfológiai helyzetű löszök esetében a topográfia is kizárható. Ezek alapján akár azt is lehetne feltételezni, hogy ha ismerjük a különböző jelenségek egyensúlyi állapotának kialakulásához szükséges időt, akkor a jel (pl. mágneses szuszceptibilitás) erőssége alapján a képződés ideje is becsülhető lenne (Kemp, 2001). Ez azonban pusztán a mérések alapján nem vezethető le, mert például a mállás erőssége vagy a

talajok vörös színe nemcsak a klímától, hanem legalább annyira a pedogén hatás időtartamától is függ. További kérdés, hogy a paleotalajok általános jellegzetességei a képződésük során az összes hatás együttesét tükrözik, vagy csak a legutolsó fázisát, és a korábbi hatások elfedődnek az újabbak által (Kemp, 2001). A talaj-üledék komplexum fejlődését megszakíthatják különböző, a képződéssel egyidejű, vagy azt követő eróziós események (lejtő leöblítések, talajfolyások, szélérozió), vagy áthalmozódások, átkeveredések, amelyek következtében már valamilyen szinten átalakult anyagok kerülnek a felszínre a friss anyagok helyett, ami talajok esetében eredményezheti azok diagenetikus módosulását, összenövését, vagy talajkomplexumok kialakulását. Ezzel szemben a megnövekedett porfelhalmozódási ráta megfiatalíthatja a profilt (Kemp, 1999, 2001).

4.6.2 A paleotalajok vizsgálatának szintjei

Az eltemetett talajok képződési körülményeinek meghatározása céljából gyakran használják a felszíni talajokkal történő összehasonlítást, azonban egyértelmű megfeleltetésük éppen az előbbieket eltemetett helyzete, a posztpedogén hatások (Johnson, 1997; Kemp, 1999; Nettleton és mtsai, 2000; Kemp, 2001), az egykori és a jelenlegi klíma közötti eltérés (Past Interglacials Working Group of Pages, 2016), valamint a felszíni talajok nem egyensúlyi állapota (Kemp, 2001) miatt jelenthet nehézséget. A részletes, a talajok minden tulajdonságára kiterjedő vizsgálatok, így a morfológiai jellemzők közül a szintek, a talajszövet, a gyökér- és állatjáratok, a redoximorf jelenségek, az ellenálló ásványok aránya, továbbá kémiai elemzések a legfontosabbak ahhoz, hogy az eltemetett talajokat kellő körültekintéssel osztályozni lehessen (Nettleton és mtsai, 2000).

Az eltemetett talajok vizuális vizsgálatát három fő szakaszra lehet bontani, amelyeket azután további célzott (például kémiai) elemzések egészíthetnek ki (Stoops és mtsai, 2018):

- *makromorfológia*: azaz a talajok terepi leírása, a szabad szemmel látható jelenségek megfigyelése, az egyes szintek elhatárolása, a későbbi vizsgálatokra történő mintavétel helyének kijelölése és ezután az orientált mintavétel, de idesorolható a szín meghatározása is, ami a laboratóriumban történik;
- *mezomorfológia*: a begyűjtött talajtömbök binokuláris mikroszkópos elemzése, a vékonycsiszolat készítéséhez a megfelelő rész kiválasztása;
- *mikromorfológia*: az impregnált tömbökből készült 30µm vastagságú, fedett, orientált vékonycsiszolatok vizsgálata polarizációs mikroszkópban, amelynek során cél a mikroszkópi szinten felismerhető formák és folyamatok pontos jellemzése, a szerkezet, valamint a folyamatok időrendiségének meghatározása.

4.6.2.1 A paleotalajok makro- és mezomorfológiai vizsgálata

A makro- és mezomorfológia elengedhetetlen része a paleotalajok megismerésének, a jelenségek nagyobb rendszerben való elhelyezése, az összefüggések felismerése miatt. Ezt jól kiegészíti az anyagot nagyobb felbontásban vizsgáló mikromorfológia, amely segíti a pedogén és posztpedogén folyamatok felismerését, a folyamatok időrendiségének meghatározását és megértését, és ezáltal az egykori környezeti változások pontosabb rekonstrukcióját. Az eltemetett talajok mellett a vizsgálatokat célszerű kiterjeszteni a talajok feletti és alatti átmeneti szintekre is, amelyek a fokozódó porfelhalmozódás és az éghajlati átmenet időszakainak körülményeire vonatkozó fontos információkat rejtenek, és

lehetőséget adnak a folyamatok és a környezeti hatások térbeli változásainak is az egyes időszakok során történt felismerésére (Kemp, 1999). A mikromorfológiai alapú rekonstrukciók lehetővé teszik a mállás és talajképződés kulcsfontosságú szakaszainak elkülönítését, bár a szakaszok abszolút datálását gyakran korlátozza a kormeghatározás hiánya (Kemp, 1999).

A szubjektivitástól a leginkább mentes leírások készítésének érdekében leíró sablonokat használtunk, amelyek a különböző nagyítási szinteken felismerhető tulajdonságokra kérdeznek rá, így nemcsak a legszembetűnőbb jellegzetességek kerülnek rögzítésre. Az elemzések során a látható formák és jelenségek mellett fontos a hiányok felismerése és azok okának feltárása is. Utóbbi esetre példa bizonyos szintekben a löszökre általában jellemző csigafauna teljes hiánya, vagy csak nagyon alárendelt és töredékek formájában való jelenléte, ami az anyag biológiai (bioturbáció), vagy geomorfológiai hatásra (például talajfolyás) történő átkeveredésére, teljes hiány esetén a csigahéj megnövekedett fajlagos felületén ezt követően lezajlott erős kilúgzásra utalhat. Sok esetben az átkeveredést nemcsak a csigahéj töredékek jelenléte, hanem anyag belső szerkezete is jelzi, például bioturbáció esetében a különböző méretű – ezáltal különböző nagyítási szinteken felismerhető – állatjáratok, más típusú átkeveredés esetén például az éles belső határok, vagy az alapanyag szemcséinek orientációjában látható eltérések utalnak (például 71., 79 ábra) (Stoops és mtsai, 2018).

A terepi leírólap az alábbi információkat tartalmazza: szintek száma és a felszíntől mért határai, szín, rétegzettség, meszes alapanyag, szemcseméret, kavicsok megjelenése, redox jelenségek (Fe, Mn), talajos szerkezet (nincs, van, milyen típusú), járatok (állat/növény eredetű, méret, gyakoriság, kitöltő anyag származása), csiga (előfordulási gyakoriság, állapota), szintek közti átmenet (éles, egyenes, hullámos, átmenetes), faszén (előfordulási gyakoriság, állapot, méret), agyagvándorlás (van, nincs), másodlagos karbonátok (típusok, méret, gyakoriság, megtartás).

A meszes alapanyag meghatározása terepen csak a szintek közötti elkülönítés miatt fontos, analitikai értéke az anyag ismeretlen nedvességtartalma miatt nincs, a mésztartalom pontos meghatározás ellenőrzött körülmények között Scheibler-féle kalciméterrel zajlott. Ehhez hasonlóan a szín Munsell-skála alapján, száraz és vízzel telített állapotú pontos meghatározása is laboratóriumban történik azonos fényviszonyok között.

4.6.2.2 *A paleotalaj vékonycsiszolatok mikromorfológiai elemzése*

A löszkutatásban használt különféle kvantitatív módszerek az egykori környezet jellegzetességeinek pontosabb feltárását célozzák, mint például a már korábban említett környezeti mágneses mérések, diffúz reflektancia spektroszkópia, karbonáttartalom meghatározás, stabil izotópos elemzések. Az így nyert eredményeket számos esetben sikeresen alkalmazzák, különösen a glaciális-interglaciális szintű éghajlatingadozások rekonstruálásában és a különböző szelvények közötti korrelációkban (Márton, 1979a, 1979b; Maher és Thompson, 1999; Liu és mtsai, 2005; Thompson, 2012; Horváth és Bradák, 2014; Szeberényi, Medved'ová, és mtsai, 2020). Az ilyen paraméterek megfelelő értelmezése, a változásokat létrehozó folyamatok megértése azonban még mindig korlátozott, mert – szárazföldi képződményről lévén szó –, mindig számolni kell az erózió

lehetőségével, az egyes szintek átkeveredésével, továbbá a szintekben a több környezetet (és képződési időt) is reprezentáló képződmények, jelenségek megőrződésével. A paleotalajokból és a löszökből készült vékonycsiszolatok mikroszkópos elemzésével (mikromorfológia) és az általánosan használt paraméterekkel való összehasonlítás betöltheti ezt a hiányt (Bronger, 1976; Becze-Deák és mtsai, 1997; Kemp, 1997, 1999; Stoops és mtsai, 2018).

A paleotalajokból készült vékonycsiszolatok elemzése során azok általános leírása mellett az alábbi tulajdonságok megfigyelése kapott elsődleges szerepet (Stoops és mtsai, 2018):

- mikroszövet vizsgálata;
- az agyag megjelenésének különböző formái, de különösen az agyaghártyák és azok elhelyezkedése;
- a másodlagos karbonátok típusai, gyakorisága, állapota;
- redox jelenségek: a Fe és Mn megjelenésének formái;
- a jelenségek egymáshoz való viszonya (related distribution), a képződés sorrendiségének megállapítása céljából.

Az agyaghártyák felbukkanása az erősebb kilúgzást, ennek hatására a kémhatás savasabb irányba történő eltolódását és az agyagnak a kolloidális formában történő vándorlását igazolja, amit erdőtalajok képződéséhez szoktak kapcsolni, ezáltal a csapadékosabb és jellemzően melegebb periódust jelzik (Stoops és mtsai, 2018). Ugyanakkor vannak olyan példák is, amelyek szerint periglaciális körülmények között is megindulhat az agyag bemosódása, de ekkor többnyire a fagy hatására történő fragmentálódás nyomai is felfedezhetők (Kemp, 1999; Stoops és mtsai, 2020). A hazai löszökben található paleotalajok esetében azért van kiemelt szerepe az agyagvándorlás igazolásának, mert főként a fiatal löszösszlet talajainak meghatározása – többnyire részletes talajtani vizsgálatok hiánya miatt – nagyon eltérő volt (2. táblázat), és csak kevés olyan munka született, amelyek talajtani megalapozottsággal rendelkeztek (Stefanovits és mtsai, 1954; Stefanovits és Rózsavölgyi, 1962; Stefanovits, 1965; Bronger, 1970, 1976, 1979).

A *mikromorfológiai leírólapon* a terepi leírólaphoz képest a jelenségek további bontása jelenik meg, valamint kimaradnak bizonyos jellemzők. Az alapanyag mésztartalmát a CaCO_3 -nak az alapanyagban felismerhető jelenléte alapján adja meg, a másodlagos karbonátokat felületalatti hártya (HC), felületi bevonat (CC), meszesedett gyökérsejt (CRC), tűkristályos kalcit (NFC), földigilisztá bioszferoid (EBS) és mikrites karbonát csomó (MIN) kategóriákra, a redox jelenségeket külön vas és mangán felhalmozódásokra és azok formáinak bemutatására bontja. A csigahéjak, faszenek és agyaghártyák megjelenésére is rákérdez, utóbbi esetekben fontos az előfordulások relációja is, azaz a megjelenésnek a képződési helyhez való kapcsolódása, vagy áthalmozott jellege. A bioszferoidok komplex (mezoszkópos, vékonycsiszolatos és stabil izotópos) vizsgálatához az eredeti táblázat a bioszferoidok jellegzetességére vonatkozó jellemzőkkel is kiegészült (18. ábra).

Basaharc MF paleotalajok

szint	minta száma	meszes alapanyag	alapanyag	bioturbáció	járatok	fagy jelenségek	másodlagos karbonátok (helyben maradt/átkevert)						redox jelenségek		csigák (egész/töredék)	faszén	agyaghártya (helyben/át-halmazott töredék)	egyéb
							HC	CCo	EBS	CRC	NFC	MIN	Fe	Mn				
talaj-üledék komplexum	BA1A 1.1a	+		++	HC-vel, HC nélkül és kevert CRC-vel	-	+++/-	-	+/-	+++ (HC-ben is)	-	-	+(p)	+	+/+	-	-/+	bioturbált HC
talaj-üledék komplexum	BA1A 1.3c	-/+	zöld ásványok	+++	HC-vel, HC nélkül	-	+++/-	-	+++/-	+/-	-	-	++(p)	-	-/+	++	-/+	lefelé sötétedő alapanyag
talaj-üledék komplexum	BA1A 1.4a	-	zöld ásványok	+++	HC-vel, HC nélkül	-	+++/-	+	+++/-	++	-	-	+++ (p,de)	++	-	+++	-/+	HC 2 generáció, belső erősebb, ebben agyaghártya
MF1	BA1A 1.5c	-	nagy szemcsék (240-320µm)	+++		-	/+ (barna)	+	-/(+)	+	-	-	++(f)	++(f)	-	+	-/+	lefelé durvább szemcsék; HC-ben agyaghártya;
átmenet	BA1A 3a		nagy szemcsék (240-600µm)	++		-	+++/-	++	-/+	++	-	-	+	mx ++	-/+	+	-/+	lefelé durvább szemcsék, főként kvarc; agyaghártya töredékek mérete lefelé nő;
MF2/A	BA1A 5aa	+	sok turmalin, nagy kvarcok (300µm)	+++	HC-vel, HC nélkül	-	/+++	+	+++/-	++	-	-	++	mx ++	-/+	+++	-/+	agyaghártya mérete lefelé nő, HC-ben is; lent gyakoribb HC+CCo
MF2/AB	BA1A 6a	++		+++		-	+++/-	-	-/+	+	-	-	++	mx ++	-/+	+	+++	kevesebb agyaghártya, mint az 5aa-ban
MF2/B	BA1A 7a	+	nagy ásványok is (300-1800µm)	+++	Mn a járatokban	-	+++/-	-	+++/-	+	-	+	+++ (p,de)	mx +++	-/+	-	-/+	andezit töredék; Fe HC-n; HC töredék alapanyagban Mn-nel; repedések;
MF2/B	BA1A 8a	-		+++	Mn a járatokban	-	+++/-	++	+++/-	-	+	-/+	+	mx +++	-/+	+	+/+	HC+CCo
MF2/BC	BA1A 9a	+		+++	Mn a járatokban	-	+++/-	++	+++/-	++	++	+	+	+	(+)	+	-/(+)	HC+CCo; alul több faszén
MF2/BC	BA1A 10a	+++/-	nagy ásványok is (akár 1000µm)	++	Fe és Mn a járatokban	-	+/+	+	+++/-	+	(+)	(+)	+++	++	-/+	-	-/+	agyaghártya: vörös és sárga; EBS HC-ben; áthalmazott CaCO ₃ impregnáció; HC+CCo; sok EBS töredék
MF2/CB	BA1A 11a	+++		++		-	+/+	+	+++/-	+	+	-	++(p)	járat ++	-/+	+	-/+	sok EBS töredék, HC-ben is; áthalmazott CaCO ₃ impregnáció; a 8a anyaga járatokban
lősz	BA1A 12e	+++	nagy ásványok is	+		-	+/+	+	+++/-	-	-	-	+	járat ++; mx: +	-/+		-/+	néhány függőleges repedés; HC+CCo; nagyon sok EBS töredék

18. ábra. Mikromorfológiai vizsgálatokhoz használt leírólap a basaharci Mende Felső paleotalajok adataival. (mx – alapanyag; biog. – állatjárat és/vagy gyökércsatorna; d – átkevert; de – dendrites; p – pöttyök; f – foltok, im – impregnáció, átitatódás; (+) – alárendelt mennyiség)

A mikromorfológia alkalmazásának különösen nagy a jelentősége a több periódusban képződött, poligenetikus eredetű paleotalajok esetében, mivel az egymást követő pedogén, vagy pedogén és üledékképződési változások felismerésére csak ennek alkalmazásával van lehetőség (Kemp, 1999). Ugyancsak fontos szerepe van olyan esetekben, amikor a gyakran használt módszerek eredményei közötti ellentmondás okainak feltárásában, mint például a basaharci feltárás BD és BA paleotalajai esetében a szemcseeloszlási és a mágneses szuszceptibilitás görbék összehasonlítása során (Horváth és mtsai, 2021).

A földigilisza bioszferoidoknak a Barta Gabriellával közösen végzett komplex vizsgálata során kiemelt figyelmet kapott azok vékonycsiszolatokban látható megjelenési formáinak, gyakoriságuknak, méretüknek, megtartottságuknak és a többi talajalkotóhoz való viszonyuknak a vizsgálata (Horváth és mtsai, 2024a). A mezoszkópos és mikroszkópos vizsgálatok szerint az EBS-ek számában egyes szintekben jelentős különbség mutatkozott (76. ábra). A BD₂ paleotalajban a vékonycsiszolatokban nem, vagy csak néhány EBS volt

látható, a mezoszkópos elemzések ugyanakkor az összes mintában nagyszámú EBS-t matattak ki. Ez rávilágít a mikromorfológiai vizsgálatok egyik korlátjára is, amely a vékonycsiszolat méretéből, és ezáltal az abban látható terület reprezentativitásának kérdéséből adódik. A probléma feloldható lehetne nagyobb mintavételi sűrűséggel, aminek azonban a vékonycsiszolatok készítésének költségei és időigénye szab korlátokat, vagy kiegészítő – például mezoszkópos – vizsgálatokkal, mint ahogyan történt ebben az esetben is.

4.7 Kormeghatározás

A lösz-paleotalaj szelvények biztos korrelálásához, a folyamatok időbeliségének és időtartamának meghatározásához elengedhetetlen az abszolút korok ismerete. A negyedidőszaki képződmények vizsgálatához azonban a numerikus kormeghatározási módszerek közül csak néhány, és azok is csak korlátozott időintervallumban alkalmazhatók, bár a mérési technikák folyamatos fejlődésével, a mérési érzékenység változásával az intervallumok alsó határa és a mérések pontossága folyamatosan változik.

A löszök esetében a radiokarbon módszer, a különféle típusú lumineszcens módszerek, valamint egyidejű vulkáni szintek közbetelepülése esetén a K/Ar módszer alkalmazható ("Quaternary Geochronology: Methods and Applications," 2000; Horváth és Gasparik, 2002).

4.7.1 Abszolút kormeghatározások

4.7.1.1 Radiokarbon kormeghatározás

A lösz-paleotalaj szelvények szerves képződményeiből, elsősorban faszenekből és csigahéjakból készültek radiokarbon kormeghatározások (Molnár M., HUN-REN Atommagkutató Intézet Radiokarbon Kompetencia Központban (INTERACT) HEKAL laboratórium, MICADAS típusú gyorsító tömegspektrométerrel (AMS)). A műszerrel mérhető maximális ^{14}C kor 50.000 év BP körül van ("Quaternary Geochronology: Methods and Applications," 2000).

4.7.1.2 Lumineszcens kormeghatározás

A lumineszcens kormeghatározások a szemcsék betemetődési korának meghatározására alkalmasak, mivel a háttérsugárzás hatására a kristályrács hibáihoz kapcsolódó csapdákban felhalmozódott töltést nagy energia (magas hőmérséklet, napsugárzás) hatására elveszítik a kristályok (lenullázódik, kifakul), így egy újabb betemetődés során újraindul a folyamat. Amennyiben a mintavételezés vagy a mérés előkészítése során nem éri újabb nagy energia a mintát, akkor a mérés során, mesterséges besugárzás hatására következik be a minták telítettségi állapotának elérése, majd az alapállapotba való visszakerülés során felszabaduló energiának fotonok formájában történő leadása. A lumineszcens kormeghatározás során a fotonokat detektálják, amely megadja a minta teljes telítettségének nagyságát, amiből a besugárzás során közölt energiát kivonva megadható a paleodózis értéke. Ebből és a minta származási helyének éves háttérsugárzási értékének ismeretében kiszámolható a betemetődés óta eltelt idő, azaz a minta kora. A minták gerjesztésének módja alapján

különböző típusok különíthetők el: a kezdetekben alkalmazott termolumineszcencia (TL) esetében hő, az optikailag stimulált lumineszcencia (OSL) esetében különböző hullámhosszúságú fény, a radiofluoreszcencia (RF) esetében ionizáló sugárzás segítségével közlik a mintával a telítettségi szint eléréséhez szükséges többlet energiát. A mérésekhez főként kvarc és földpát szemcséket használnak (Frechen és mtsai, 1997; Novothny és mtsai, 2002; Novothny és mtsai, 2009; Buylaert és mtsai, 2012). A magyarországi lösz paleotalaj rétegsorokban a lumineszcens mérések jelenleg 240 – 260 ezer évig adnak értelmezhető korokat (Thiel és mtsai, 2014; Novothny és mtsai, 2024).

A lumineszcens kormeghatározások a cheltenhami Geokronológiai Laboratóriumban (Cheltenham Geochronology Laboratories, Anglia) és hannoveri Leibnitz Intézet (LIAG Hannover, Németország) laboratóriumában készültek, a további IRSL és pIRIR-290 lumineszcens vizsgálatokat Novothny Ágnes végezte automatizált Risø TL/OSL-DA-20 reader műszeren az ELTE KKIC Lumineszcens Laboratóriumában.

4.7.1.3 *K/Ar kormeghatározás*

A módszerrel az ásvány képződése során a kristályrácsban rögzült radioaktív kálium (anya izotóp) bomlása során keletkező argon (leány izotóp) arányát mérik, amely a felezési idő ismertetében lehetőséget ad a bomlás kezdetének, azaz a kristályosodás idejének meghatározására ("Quaternary Geochronology: Methods and Applications," 2000).

A vulkáni anyagok, így a hazai löszökben található tefra rétegek, a Bagi és a Paksi Tefra elméletileg alkalmasak lehetnek a K/Ar módszer alkalmazására. Az egy kristályon is elvégezhető lézeres $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ módszerrel a bagi és a dunaszekcsői tefrákból szeparált szanidin kristályokon R.C. Walter (Institute of Human Origin, Berkely, California) végzett méréseket, de a kormeghatározások nem szolgáltatottak értelmezhető földtani korokat. A dunaszekcsői szanidinek kis méretük miatt alkalmatlanok voltak a mérésre, a Bagról származó mintába a megállapított kb. 230 millió év alapján egyértelműen nem vulkáni eredetű anyag is keveredett, ezért az így a kapott adat nem volt értelmezhető a Bagi Tefra koraként (Horváth, 2001). A Pásztóról származó tefra minta amfibóljain a HUN-REN ATOMKI-ban 2021-ben Benkó Zs. végzett K/Ar kormeghatározást, amelyek között nagy mennyiségű detritális amfiból is volt, valamint túl alacsony K-tartalom miatt nem adott értelmezhető kort (Benkó Zs. Szóbeli közlés 2024).

4.7.2 *Relatív kormeghatározási módszerek*

Mivel a fenti módszerek a negyedidőszak teljes időtartamának (2,58 mó év – 0,117 mó év) csak nagyon kis részét, jelenleg körülbelül 10%-át fedik le, ezért szükséges a relatív kormeghatározási módszereket is alkalmazni, elsősorban azokat, amelyek karakterisztikus eseményeihez abszolút korok is rendelhetők, mint a magnetosztratigráfia, az aminosav-sztratigráfia (AAR) és a mélytengeri oxigénizotóp sztratigráfia. Utóbbinak a tudományos közleményekben publikált eredményeit, a jégtaaró változásait reprezentáló $\delta^{18}\text{O}$ görbe ismert korú, jellegzetes csúcsait, az ún. mélytengeri oxigénizotóp stádiumokat (MIS) használjuk a felismert szárazföldi eseményekkel való korrelációra. A kvázi folyamatos szárazföldi képződmények MS görbéi jellemzően hasonló lefutást mutatnak, mint a MIS-görbék, így a globális éghajlatváltozások nagy biztonsággal felismerhetők (Kukla, 1977; Heller és Liu, 1986; Horváth és Bradák, 2003).

A magnetosztatográfia a Föld mágneses pólusfordulásainak nyomait tárja fel, amelyek a löszök esetében két nehézségbe is ütköznek. Az egyik a löszök ásványos összetétele, amelyben a kvarc dominanciája mellett a mágnesezhető ásványok mennyisége alárendelt, a másik a rétegsor folyamatosságának a kérdése, amelyeket a mérések értelmezése során fontos figyelembe venni (Márton, 1979a, 1979b).

4.7.2.1 Aminosav-sztratigráfia (AAR)

A módszer a fosszilis csigahéjakban megőrződött kémiai azonos összetételű aminosavak kiralitását (optikai izometriáját) használja. Ezek az élő szervezetekben a lineárisan polarizált fényt balra forgatják, majd a szervezet elpusztulása után idővel átalakulnak polarizált fényt jobbra forgató molekulákká. Az átalakulás mértékét elsősorban az idő, másodsorban a hőmérséklet befolyásolja, ezért azonos hőtörténetű területekről származó azonos csigafajok esetén a módszer segítségével lehetőség van ismert kronosztratigráfiájú szelvényeket korrelálni nem ismert korú szelvényekkel (Oches és McCoy, 1995, 2001).

A hévízgyörki löszből származó újonnan begyűjtött csigahéjak (Pupilla, Trichia, és Succinea nemzetség) aminosav-sztratigráfiai (AAR) vizsgálatait, a D/L aminosav (aszparaginsav és glutaminsav) és az alloizoleucin/izoleucin (A/I) arányait D. Kaufman az Észak-Arizonai Egyetem Aminosav Geokronológiai Laboratóriumában határozta meg, és E. Oches elemezte. A basaharci feltárásból származó eredményeket Oches és McCoy (1995) publikálta.

4.8 Analitikai vizsgálatok

4.8.1 Karbonáttartalom meghatározása

A vizsgált szelvények teljes kőzetmintáinak CaCO_3 tartalmát Scheibler-féle kalciméterrel körülbelül 1 g anyag felhasználásával mértük, a tömegspecifikus karbonáttartalmat (CaCO_3 g/kg-ban) a levegő hőmérsékletének és nyomásának függvényében számoltuk ki az ELTE Természetföldrajzi Tanszékének laboratóriumában. A teljes kőzetminta (bulk) karbonáttartalmának értelmezése során fontos tekintetbe venni a kilúgzás és újrameszeződés lehetőségét, ezért a karbonátok megjelenési formáinak (elsődleges, másodlagos karbonátok), szelvénybeli eloszlásának, valamint az alapanyag mésztartalmának elkülönítéséhez mikromorfológiai vizsgálat is szükséges.

4.8.2 TOC

A teljes szerves széntartalmat (C_{org} , TOC) a süttői szelvényből 25 cm-es intervallumban vett mintákból LECO CS 200 készülékkel a Federal Institute for Geosciences and Natural Resources (BGR) laboratóriumában, Hannoverben határozták meg. A mérés előtt a mintákból hipoklórsavval való kezeléssel és melegítéssel távolították el a szervesetlen szént (Barta, 2014).

4.8.3 Diffúz reflektancia spektroszkópia (DRS)

A diffúz reflexiós spektroszkópia (DRS) népszerű módszer a negyedidőszaki tudományokban. A spektrális mérés a talaj- és üledékásványokhoz, különösen a Fe- és agyagásványokhoz kapcsolódó több spektrális hullámhosszú sávból kinyert információkra

összpontosít. A löszkutatásban elsősorban a kolorimetriás indexeket (redness és whiteness) és a hematit/götit arányt határozzák meg (Szeberényi, Kovács, és mtsai, 2020). A kolorimetriás értékeket különféle geokémiai tényezők módosíthatják, például a szerves anyag, a kalcium-karbonát tartalom és a vas-oxidok. A redness indexet (RI) a löszök paleotalajainak fejlettségére és a talajhőmérséklet rekonstruálásra, ezeken keresztül az interglaciális intenzitásának szárazföldi környezetben megnyilvánuló jellemzéséhez használják (Szeberényi, Kovács, és mtsai, 2020).

5 Eredmények

5.1 Tefrasztratigráfia a Kárpát-medencében

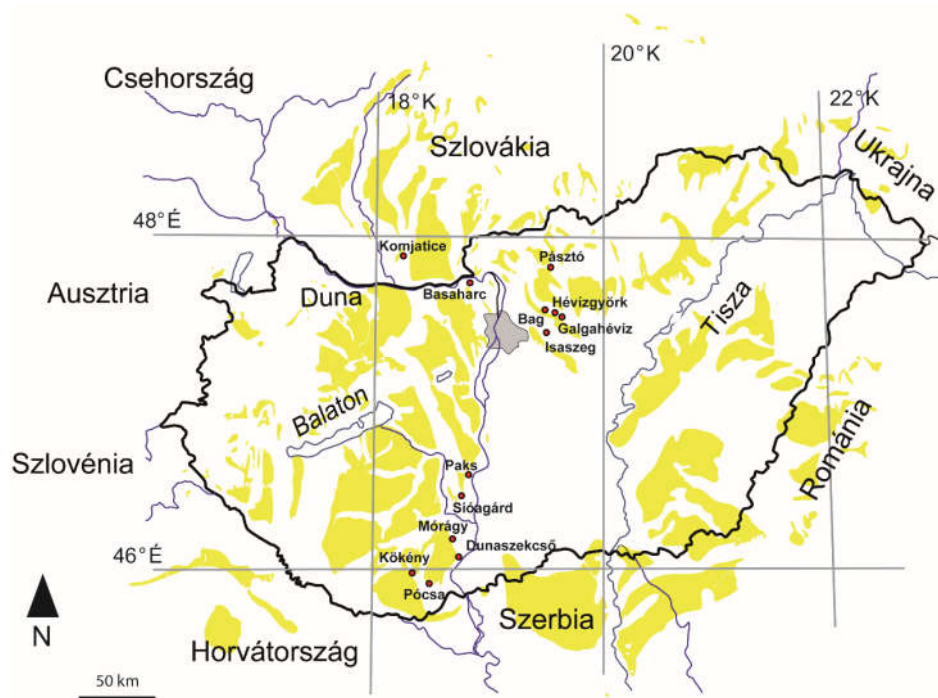
A vezetősínt kritériumoknak megfelelő negyedidőszaki vulkáni rétegek kiváló lehetőséget adnak a szelvények rétegtani összekapcsolására, az azonos korú felszínek azonosítására, így kronológiai eszközként is használhatók, de alkalmazásukkal környezetrekonstrukciós, paleoantropológiai, vulkanológiai, geomorfológiai és régészeti következtetések is levonhatók (Lowe, 2011).

A magyarországi löszfeltárásokból korábban leírt (Kriván, 1957b, 1958; Kriván és Rózsavölgyi, 1962, 1964) vulkáni közbetelepülések mellett az elmúlt évtizedekben továbbiakat is sikerült azonosítanunk (Juvigné és mtsai, 1991; Horváth, 1992, 2001). Napjainkig két biztosan különböző korú tefra ismert a hazai löszökből. A Basaharc Alsó és a Mende Bázis paleotalajok közötti MIS 10 löszben található, körülbelül 360 000 éves Bagi Tefra és a Mende Felső fölötti MIS 3 löszben települő, körülbelül 35 000 ezer éves Paksi Tefra (5., 20. ábra).

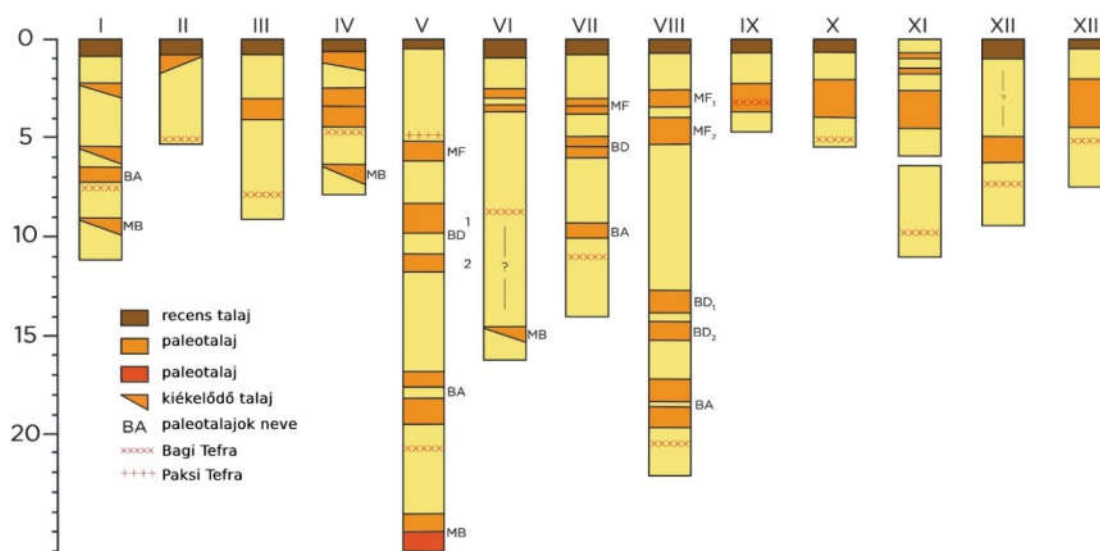
5.1.1 Bagi Tefra

A Bagi Tefra réteget eddig tizenkét magyarországi és egy szlovákiai feltárásban azonosítottuk, Komját (Komjatice) községtől Dunaszekcsőig, mintegy 250 km hosszú, É-D-i irányú sáv mentén (19., 20. ábra). A feltárások közül hét (Komját, Pásztó, Bag, Hévízgyörk, Paks, Sióagárd, Dunaszekcső) szerepelt már korábbi leírásokban (Kriván, 1957b; Kriván és Rózsavölgyi, 1962, 1964; Vaškovský és Karolusova, 1969; Vaškovský, 1977), de a hét különböző előfordulás egységességét először nekem sikerült igazolni (Horváth, 1992). A további hat szelvény közül ötben (Basaharc, Pócsa, Mórág, Isaszeg, Galgahévíz) részben a rétegtani helyzet alapján végzett keresés, részben a szelvény újabb vizsgálata során sikerült megtalálni a tefra réteget (20. ábra). A löszszelvények többnyire kisebb-nagyobb folyóvölgyek K-re, DK-re néző völgyoldalain, azaz a nyugati szelektől védett lejtőkön helyezkednek el (Horváth és mtsai, 1992; Horváth, 2001). A vulkáni szint helyenként folyamatos rétegben (pl. Bag, Pásztó), helyenként lencsékben települ (pl. Paks, Basaharc), ami az egykori felszín mikrodomborzatát tükrözi.

A rétegek vastagsága 0,5 és 5 cm között változik, a legvastagabb a névadó Bagon (23. ábra), és vannak feltárások, ahol a vékony, 0,5 – 1 cm vastag réteg rövid szakaszokon eltűnik, majd újra felbukkan (pl. Isaszeg, Galgahévíz). A Bagi Tefra színe a nagyfokú ásványtani hasonlóság ellenére nem egységes, lehet kanárisárga (pl. Paks), barnássárga (pl. Dunaszekcsőn), világosszürke (pl. Bagon, Pásztón).



19. ábra. Löss és lösszerű üledékek elterjedése (Haase (2007) alapján) és a Bagi Tefra réteg feltárásai a Kárpát-medencében (Horváth, 2001 alapján) (Csonka, 2021).



20. ábra: Tefrát tartalmazó löss-paleotalaj feltárások a Kárpát-medencében: I. Komját (Komjatice), Szlovákia; II. Páztó, Cigánytelepi feltárás; III. Bag, egykori Csintoványi téglagyár; IV. Hévízgyörk, vasútállomás; V. Paks, téglagyár; VI. Siófok, Pincesor; VII. Dunaszekcső; VIII. Basaharc, egykori téglagyár; IX. Pócsa; X. Kökény; XI. Mórág; XII. Galgahévíz; XIII. Isaszeg (Horváth (2001) alapján)

A feltárások leírásai különböző publikációkban (Kriván, 1957b; Kriván és Rózsavölgyi, 1962, 1964; Horváth, 1992, 2001; Sági és mtsai, 2008) megtalálhatók, azonban a löszfalak változó állapota miatt mégis fontosnak tartottam összefoglaló ismertetésüket (a felsorolás a könnyebb azonosítás végett a 20. ábrán látható sorrendet követi).

- I. A szlovákiai Komjáton (*Komjatice*) a Bagi Tefrát tartalmazó feltárás a Nyitra folyó völgyében, Nyitrától kb. 1,5 km-re délre volt megtalálható az egykori téglagyár északi falában. A mintázáskor már szeméttlerakóként működő területet mára rekultiválták. Az egykori bányaudvar talpától kb. 1 m magasságban, három barna erdőtalaj (az egykori



21. ábra. Bagi Tefra a komjáti (*Komjatice*, Szlovákia) feltárásban. (főnykép: Horváth, E.)

csehszlovákiai nevezéktan szerinti PKIV-PKVI) alatt helyezkedik el a 2 cm vastag, helyenként lencsés településű, máshol folyamatos réteget alkotó barnászörös réteg (21. ábra) (Vaškovský és Karolusova, 1969; Vaškovský, 1977; Juvigné és mtsai, 1991; Horváth, 2001). A mafikus ásványok között uralkodó mennyiségű augit tartalom alapján korábban bazaltos vulkánosság termékének tartották (Vaškovský és Karolusova, 1969).

- II. Pásztón a Cigánytelepi feltárásban a 3-5 cm vastagságú, szürke rétegzett Bagi Tefra előfordulás (22. ábra), ami a Zagyva

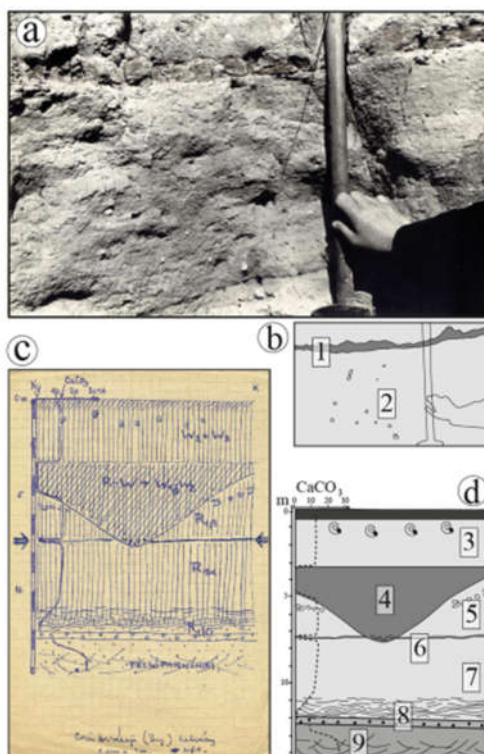


22. ábra. Bagi Tefra a pásztói Cigánytelepi feltárás falában. (főnykép: Sági, T.)

III. teraszán települő homokos löszben, egy ismeretlen korú és horizontálisan kiékelődő paleotalaj alatt található (Székely, 1961).

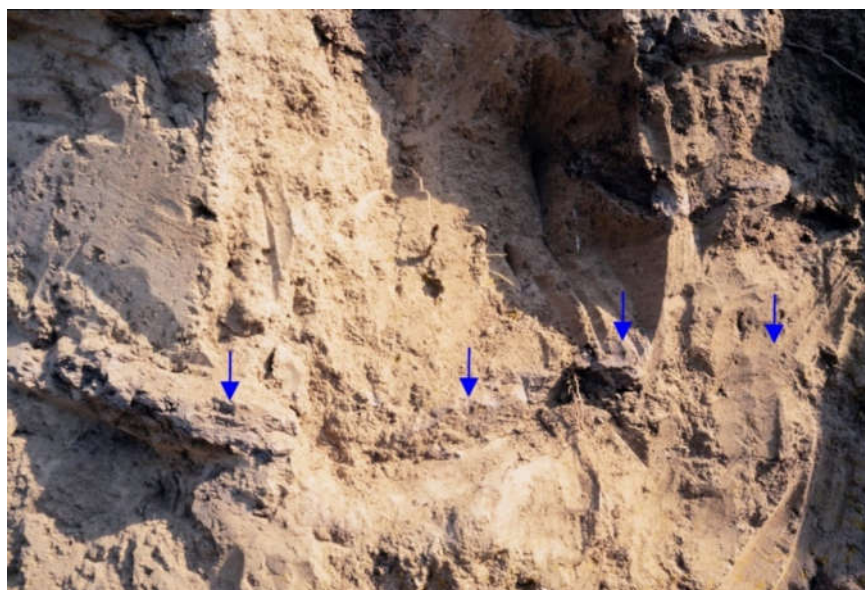
A feltárás jelentőségét az adja, hogy eddig kizárólag az innen származó tefrából sikerült geokémiai vizsgálatokra alkalmas vulkáni üveget szeparálni (Pouclet és mtsai, 1999; Sági és mtsai, 2008).

- III. *Bagon az egykori Csintoványi-téglagyár bányagödrében a Kriván és Rózsavölgyi (1962) által Aszód néven közölt szelvényben, 2-5 cm-es, szürke, finoman rétegzett tefra található (24. ábra) (Kriván, 1965;*



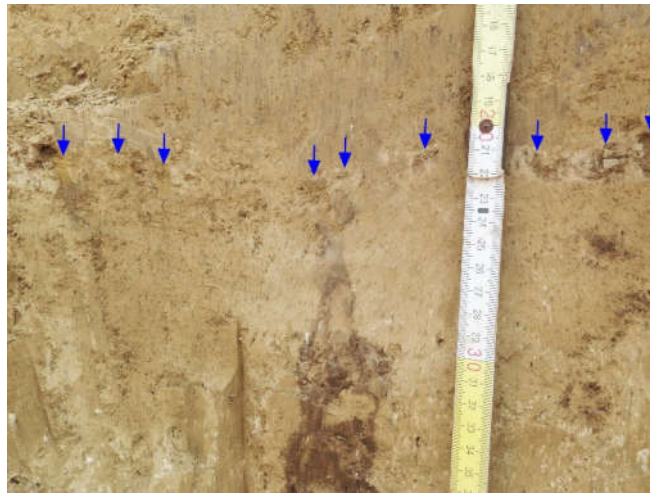
tefra található (24. ábra) (Kriván, 1965; Horváth, 1992; Horváth és Bradák, 2014). Az eredeti szelvény 12 m magas volt, amelyben a feltárás teteje alatt 5 méterrel jelent meg a 1,5 m vastag fosszilis talaj (23. ábra), ami azonban a fal pusztulása miatt már 1985-ben sem volt tanulmányozható. Az egykori bányagödör területén jelenleg a Csintó Hostel üzemel, amelynek területén a bejáratától balra eső második faház mögött volt megtalálható a tefra réteg.

23. ábra. A Bagi Tefráról készült régi fénykép (a, b) 1 – tefra réteg; 2 lösz karbonát cementációkkal; (c) a csintoványi téglagyár szelvénye Kriván terepi jegyzőkönyvéből; (d) a Kriván terepi jegyzőkönyvéből származó profil ábrája 3 – késő pleisztocén (Késő Würm lösz molluszkákkal), 4 – utolsó interglaciális, korai würm völgykitöltés; 5 – fekü lösz (középső pleisztocén, Riss), 6 – tefra réteg; 7,8 – riss lösz és lösszerű üledék, 9 – Késő Pannóniai üledékek. (Horváth és Bradák, 2014)



24. ábra. A Bagi Tefra a típusfeltárásában az egykori csintoványi téglagyárban, Bag mellett (fénykép: Horváth, E.)

- IV. *Hévízgyörkön a vasútállomás mögötti löszszelvény (43. ábra) két paleotalajt is tartalmaz, amelyek alatt a Bagi Tefra a Galga – fúrásban feltárt – teraszanyagára települő löszben található (Csonka és mtsai, 2020). Vastagság 1–2 cm, színe változó,*



25. ábra. A Bagi Tefra folyamatos rétegben való megjelenése Hévízgyörkön. A kép baloldalán kanárisárga szín a jobb oldalon szürke színűbe vált. (fénykép: Horváth, E.)

a kiszáradt falban gyakran csak a rovarok által a falba mélyített járatok, a tefra előfordulásokra máshol is jellemző ún. „rovar vonal” alapján ismerhető fel (Kriván és Rózsavölgyi, 1964; Kriván, 1965; Horváth, 2001). Kriván (1965) jegyzetei szerint a tefra színe az egykori feltárás középső szakaszában szürkéről sárgára vált, majd újra szürke színű lesz, amit a fal nedvesség különbsége magyarázhat. A vizsgálataim a sárga színű anyagból készültek, a szürke színű réteg csak a lejtőt fedő törmelék lebontása után vált elérhetővé (Sági és mtsai, 2008), de a 2018-ban feltárt falban egymástól kb. 1 méteres távolságban, ugyanabban a szintben a réteg bal oldala kanárisárga, a jobb oldala szürke színű volt, 2024-ben a két szín együttes előfordulása látszik (25. ábra).

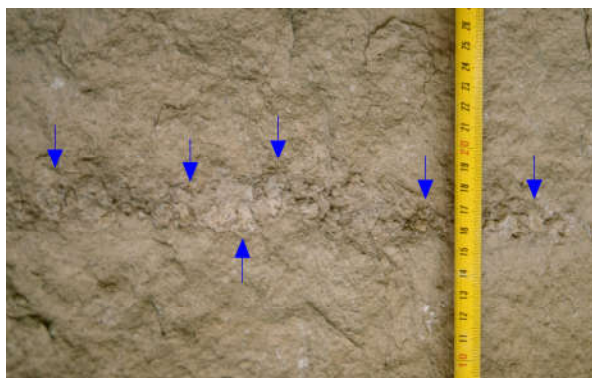
- V. Pakson, a téglagyár déli falában, a pleisztocén alapszelvényben, a Basaharc Alsó (BA) és a Mende Bázis (MB) talajok közötti löszkötegben, a feltárás pereme alatt kb. 24 méterre található, élénksárga, lencsékben települő, helyenként kiékelődő tefra



26. ábra. A Bagi Tefra a paksi téglagyári feltárás déli falában (fénykép: Thiel, C.)

réteg (26. ábra). Jelenleg általában kevesebb mint 1 cm vékony, de Kriván (1957b) még ugyaninnen 2-5 cm vastag „anemopiroklasztit” réteget említett. A mintázásaink során a falban befelé haladva folyamatosan csökkent a réteg vastagsága, ami arra utalhat, hogy lejtőhelyzetben őrződött meg a vulkáni hamu, és ezért az egykori lejtőn felfelé, azaz a falban befelé haladva egyre csökken a vastagsága.

- VI. *Sióagárdon, a településtől délre, a Sió jobb partján található pincesor utáni löszfeltárásban* (a feltárás teteje: tszf. 120 m; 46°23'07.99"N; 18°39'35.12"E) a tefra



27. ábra. A Bagi Tefra a sióagárdi Pincesor feltárásában. (fénykép: Horváth, E.)

színe sárgásbarna, lencsés és rétegszerű megjelenése egyaránt jellemző (27. ábra). Rétegtani helyzete csak Kriván (1965) leírásából ismert. A terepbejárások alkalmával a partfalban bekövetkezett – a tefra rétegek lefutása alapján is felismerhető – csuszamlások miatt a tefra fölötti és alatti paleotalajok helyzete nem volt meghatározható.

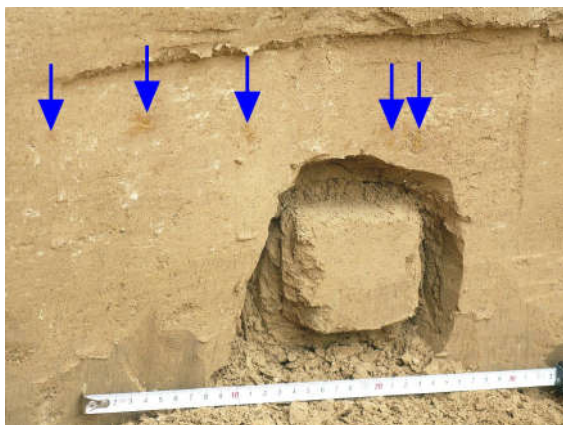
- VII. *Dunaszekcsőről* Kriván és Rózsavölgyi (1964) három helyről írt le vulkáni réteget,



28. ábra. Bagi Tefra Dunaszekcsőn a Petőfi út 24. (korábban Felszabadulás u. 24.) pince fölötti falban. (fénykép: Horváth, E.)

az egykori téglagyárból kettőt is. Azonban már az újravizsgálatok kezdetén, az 1980-as évek második felében, a megromlott feltártsági viszonyok és az egykori téglagyár rekultivációja miatt nem lehetett eldönteni, hogy két különböző korú, vagy azonos korú, csak színében eltérő rétegről van-e szó. Az egykori Felszabadulás, ma *Petőfi út 24. sz. alatti borospince külső homlokzati falában*, 1,2-1,6 méterrel egy vörösbarna paleotalaj alatt jelenik

meg az általam is vizsgált egyik vulkáni szint, amely szürkés vörösbarna színű, 2-5 cm-es, váltakozó vastagságú (28. ábra). Kriván és Rózsavölgyi (1964) ezen a helyen 5-6 cm-es szürke tufit szintet említett, de a szín különbség oka lehet a fal különböző nedvességtartalma. A másik feltárásban a *Petőfi (korábban Felszabadulás) út 84. alatti udvar falában* az előzőhöz hasonló paleotalaj alatt, attól azonos távolságra bukkan elő egy tefra réteg, amelynek a színe sárgásbarna, 2-4 cm vastag. A nehézasvány összetétel (36. ábra) alapján a Petőfi út 24. és 84. alatt található két tefra réteg azonos, amelynek alapján meghatározható az egykori felszín déli lejtése is, hiszen az egymástól 650 méterre lévő feltárásokban a tefrának az úthoz viszonyított magassága csökken 2 méterről 0,5 méterre. Geokémiai vizsgálatok azonban eddig nem készültek a két előfordulás anyagából, ezért teljes bizonyossággal nem zárható ki, hogy két különböző vulkáni réteg található a két helyszínen.

VIII. *Basaharcon az egykori téglagyári feltárás a paksi szelvény mellett a legismertebb*

29. ábra. Lencsés megjelenésű Bagi Tefra Basaharcon
(fénykép: Horváth, E.)

hazai löszfeltárás, amelyik az ellentmondásos besorolású II/b (Pécsi, 1959; Pécsi, 1965b, 1975), Gábris (2007) szerint a IV. Duna-terazon található, és amely a fiatal löszösszlet két fontos paleotalajának, a Basaharc Duplának és a Basaharc Alsónak a kulcsfeltárásait is tartalmazza (Pécsi, 1965b, 1975). Az innen korábban nem ismert Bagi Tefra a 13 m vastag alluviális összletet fedő löszben, a BA talaj alatt kb. 1 m-rel települ (Horváth, 1992).

Az élénk narancssárga, kanárisárga (2,5Y8/6, 10YR5/6) vulkáni anyag néhány cm átmérőjű lencsékben jelenik meg a BA paleotalaj típusszelvényében (29. ábra), és elszórt kisebb foltokban attól körülbelül 50 méterre északra, a bánya bejáratának irányában.

IX. *Pócsán a település északi végén, a Petőfi és az Alkotmány utca sarkán, a Karasica-*

30. ábra. A pócsai feltárásban megtalálható Bagi Tefra. Kék nyíl: tefra réteg; sárga nyíl: a tefra rétegen áthaladó járatot kitöltő agyagbevonat. (fénykép: Horváth, E.)

patak széles völgyének peremén, egy deráziós völgy oldalában található a tefra. Megjelenése egyedi, mivel itt egy 1,5 m vastag paleotalaj közepén bukkan elő barnás narancssárga (10YR6/6, 10YR5/4), 3-4 cm-es gumók formájában (30. ábra), a jelenlegi felszín alatt mindössze 2 méterrel (Horváth, 2001). A tefra réteg folytonosságának hiányát többnyire az egykori réteget átszelő gyökér- és részben állatjáratok okozzák. Ennek, valamint a talaj hasábos szerkezetének és az agyagvándorlás nyomainak alapján arra következtettünk, hogy a réteg nem áthalmozódás eredményeképpen került a mai helyére, hanem az ezt tartalmazó lösz alkotta az egykori felszínt, amelyen később megindult a talajképződés (30. ábra).

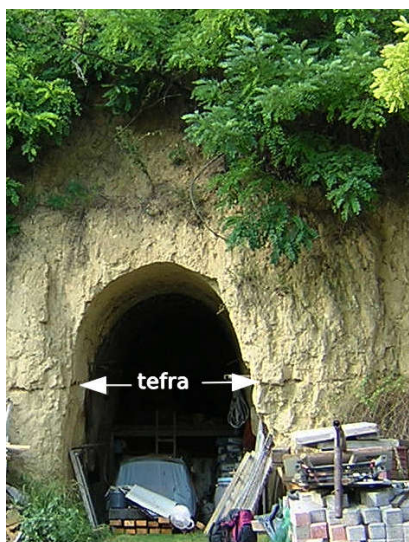
- X. *Kökény nyugati részén, a pincesoron, a Málomi-, vagy Malom-patak völgyének felső*



31. ábra. Bagi Tefra a kökényi pincesoron. (fénykép: Horváth, E.)

részeben található löszmélyút falában hosszan követhető a világosbarna paleotalaj alatti löszben kb. 60-70 cm-rel, az 1-1,5 (korábbi észlelések során 2-3) cm-es lencsékben előbukkanó sárgásbarna, barnássárga színű (10YR5/6, 10YR 6/6) vulkáni réteg (31. ábra).

- XI. *Mórágyn a Pincehegy oldalában, a Kossuth Lajos u. 39. számú telken látható*

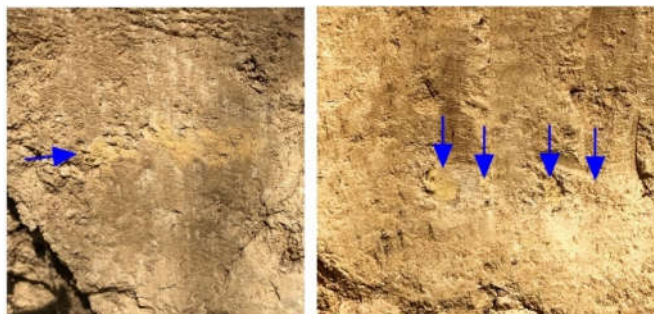


feltárásból Hum (1998) említett először vulkáni közbetelepülést (32. ábra).

A rétegsor két részből áll, a felsőben a Basaharc Dupla és Basaharc Alsó talajokat azonosították (Hum, 1998, 2005), az alsó részben az út szintje fölött 1,4 méterrel látható az átlagosan 3 cm-es, sötétsárga, helyenként szürkéssárga réteg, amelyről a nehézasványtani vizsgálatok alapján igazoltam a Bagi Tefrával való azonosságot (Horváth, 2001).

32. ábra. A Bagi Tefra Mórágyn. (fénykép: Kiss, B.)

- XII. *Galgahévízen az egykori bányaudvarban, Galga teraszán található a löszfeltárás, így*



33. ábra. Bagi Tefra Galgahévízen (fénykép: Horváth, E.)

ugyanabban a sztratigráfiai helyzetben található, mint Hévízgyörkön (43. ábra). Ezen azonosságra alapozva, célirányosan a terasz kavicsanyagára települő löszben kerestük a vulkáni réteget, amit az alsó, jól fejlett paleotalaj

alatt meg is találtunk (33. ábra). A tefra lencsés településű, színe élénk kanárisárga (Horváth, 2001).

XIII. *Isaszegen a Pap-hegy útbevágásában az erősen fejlett vörösbarna fosszilis talaj alatt*



34. ábra. Bagi Tefra az isaszegi feltárásban (fénykép: Horváth, E.)

1 m-rel találtuk meg 2003-ban a lencsés településű, átlagosan 3 cm vastagú, közepén kanárisárga, az alsó és felső pereme felé barnássárga színűvé váló, helyenként 2-3 cm átmérőjű járatokkal átjárt réteget (34. ábra), ami a fal bontása során helyenként kiemelődött. A réteg lefutása párhuzamos a talajával (Horváth és Bradák, 2003). Utóbbi érdekessége, hogy a paleotalaj és a tefra réteg által felismerhető egykori

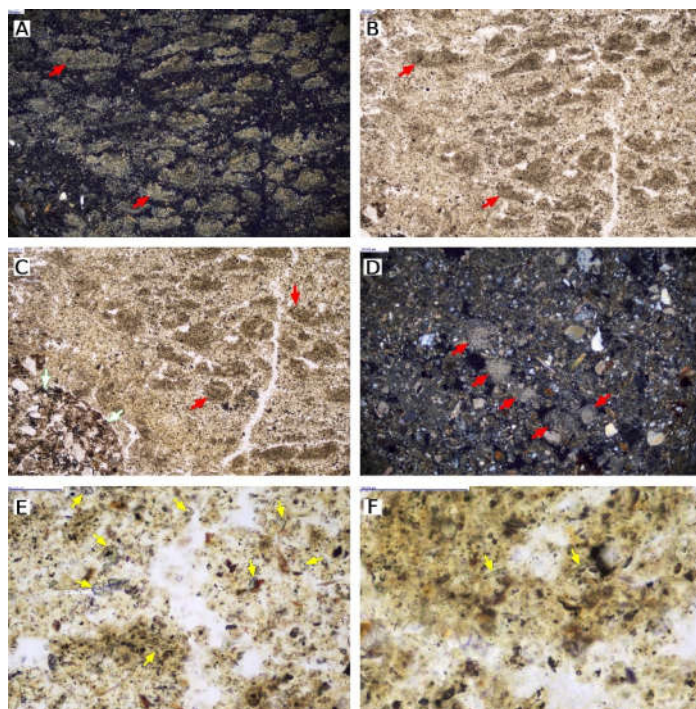
felszín lejtése nem egyezik meg a jelenlegi lejtésviszonyokkal (41. ábra). A vulkáni közbetelepülés csak a nedves falban látszik, a nagyon kiszáradt szelvényben szabad szemmel nem ismerhető fel, de a terepi klf mérésekkel jó követhető, határozott csúcsot mutat, aminek nagysága ($0,9 \cdot 10^{-6}$ SI egység) nem éri el a fölötté található paleotalaj $1,2 \cdot 10^{-6}$ SI egység nagyságát, de kétszerese a löszének (Horváth és Bradák, 2003).

Az egyes tefra előfordulások leírásaiból kitűnik, hogy azok színe nem egységes, vannak élénksárga, kanárisárga színűek (Paks, Basaharc, részben Hévízgyörk, Galgahévíz) és szürkék (Pásztó, Bag), eloszlásukban földrajzi és (paleo)geomorfológiai különbségek nem ismerhetők fel. A nehézasvány összetétel ismeretében megállapítottam, hogy a színbeli különbségnek nincs jelentősége a forrásterület szempontjából (Horváth, 2001). Ezt alátámasztják azok a tefra előfordulások is, ahol az egyértelműen követhető vulkáni közbetelepülés színe kis távolságon belül megváltozott (pl. Bagi Tefra Hévízgyörkön, Paksi Tefra Pakson).

A tefrák a szín mellett a vastagságukban és megjelenésükben is változatosságot mutattak. A legnagyobb vastagságú bagi és pásztói előfordulások rétegzettek, ami egyértelműen áthalmozódásukra utal, és ezek az utólagos karbonátos cementáció miatt a környezetüknél keményebbek (22., 24. ábra). Mindössze néhány helyen (Dunaszekcső, Sióagárd, Komját), és ott sem a teljes feltárásban fordult elő a tefra folyamatos, többnyire 1 cm-es vastagságot meghaladó réteg formájában. A feltárások többségében (Galgahévíz, Hévízgyörk, Isaszeg, Kökény, Basaharc, Paks) lencsés településű, általában 1 cm körüli, vagy vékonyabb sávokban elő kisebb lencsékbe rendeződött.

A megjelenésbeli és vastagságbeli változatosság nem kapcsolható földrajzi elhelyezkedéshez, a forrásterülettől való eltérő távolsághoz, csak a helyi környezet különbözőségei okozhatják.

Véleményem szerint a vulkáni poranyag a légkörből való kiülepedése után nem sokkal a gravitáció és a felszínen lefolyó csapadékvíz hatására, a lejtőszög és a felszín érdességének függvényében különböző mértékű áthalmozódáson esett át. Az enyhébb lejtésű felszíneket kevésbé érintette ez a folyamat, de itt is bekövezhetett a felszín kisebb mértékű eróziója, amire a réteg éles felső határa utal. A lejtőre került vulkáni anyag amennyiben csak kisebb mértékben mozdult el az eredeti kiülepedés helyéről, a felszín mikrodomborzatához igazodva, azok mélyedéseiben csapdázódott és őrződött meg. Nagyobb lejtőszög, intenzívebb csapadék, vagy az üledék mozgását visszafogó mikrodomborzat/növényzet hiányában a vulkáni hamu nagyobb mértékben pusztulhatott a lejtőkről, majd azok lábánál, vagy a felszín nagyobb mélyedésében halmozódhatott fel.



35. ábra. A Bagi Tefra réteg mikroszkópi képe Basaharcról. A – a világosabb foltokban (piros nyilak) dúsulnak a vulkáni eredetű nehézasványok, a sötétebb alapanyag a lösz (XPL); B – Ugyanaz, mint az A, itt a sötétebb barna foltok (piros nyilak) egyeznek meg az A képen látható világosabbakkal (PPL); C – A tefra réteget bal alul elmettzi egy állatjárat, a rózsaszín szegélyű fehér nyíl mutatja az éles határt (PPL); D – Az alapanyagban elszórtan előforduló tefra foltok (piros nyilak) (XPL); E és F – a Bagi tefra jellemző vulkáni eredetű nehézasványai a klinopiroxének (kék szegélyű sárga nyilak) (PPL). (fénykép: Horváth, E.)

A lencsés település kialakulásáról alkotott feltevést igazolják a basaharci feltárás vulkáni rétegéből készült vékonycsiszolatok is (35. ábra). Ezeken az látszik, hogy a vulkáni anyag nem rétegszerűen, hanem foltokban jelenik meg (35. ábra A, B, C, D), továbbá az is, hogy a réteget később bioturbáció zavarta meg (35. ábra C).

A lencsés szerkezet létrejöhetett intenzív bioturbációval is (pl. Pócsa), ami már a szelvény leírása, vagy a mezomorfológiai vizsgálatok során is felismerhető volt, részben az állatjáratok, részben a vulkáni anyag nem egy éles határokkal jellemezhető rétegben, hanem egy szélesebb sávban való előfordulása alapján. A külső erők és a bioturbáció egyszerre is jelen lehettek, mint például

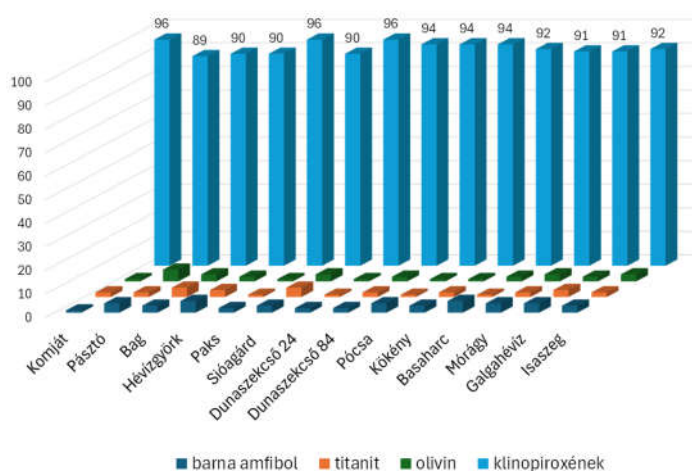
Basaharcon, ahol a BA alatti löszben lencsésen, de egy keskeny sávban, rétegszerűen jelenik meg a Bagi Tefra (29. ábra). Ettől a feltárástól kb. 50 méterre északra viszont kisebb foltokban elszórva, egy kb. 20 cm-es sávban bukkant elő a vulkáni anyag.

Mind a mikroszkópos képek (35. ábra), mind az a tény, hogy a rétegzett megjelenések kivételével a vulkáni rétegek a környezetüknél „puhábbak”, azaz lazább szerkezetűek, amit a löszfalban helyet kereső rovarok is kihasználnak, alátámaszthatják Kriván (1957b)

magyarázatát a réteg nagyobb porozitásáról, amit véleménye szerint az okozott, hogy a vulkáni poranyag hó formátumú csapadékhullással egyidőben vagy közvetlenül azután, a hó felszínére került. A tefra ezen tulajdonsága miatt a löszfalba mélyülő sávok – a terepmunkák során csak „rovar-vonalnak” nevezett képződmények – néhány feltárás esetben (pl. Hévízgyörk, Isaszeg) lehetővé tették az egyébként a kiszáradt falban szabad szemmel nem látható szint felismerését is.

Az újrazivsgálat során a már ismert feltárások terepi leírása és dokumentálása mellett a begyűjtött minták nehézasvány frakciójában azonosítottuk azokat az ásványokat, amelyek a vulkáni réteg alatti és feletti rétegekben nem fordultak elő, azaz egyértelműen a kitöréshez köthetők (Juvigné és mtsai, 1991; Horváth, 1992, 2001).

A forrásterület meghatározása kezdetben nehézségekbe ütközött, ezért az ásványtani eredmények és a tefra szintnek a löszökben elfoglalt sztratigráfiai helyzete alapján feltételezett lehetséges időintervallumban működött tűzhányók termékeivel való összehasonlítás alapján kerestük a lehetséges kitörési központokat, amit később a vulkáni üveg geokémiai elemzése alapján sikerült pontosítani (Pouclet és mtsai, 1999).



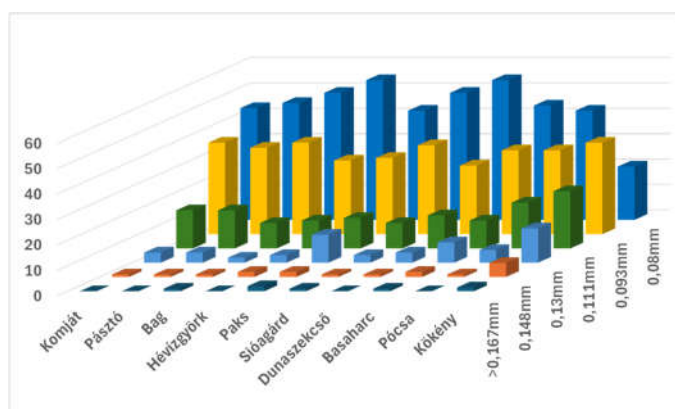
36. ábra: A Bagi Tefra magyarországi előfordulásainak vulkáni eredetű nehézasványainak aránya az összes vulkáni eredetű nehézasvány arányában (%). (Horváth 2001 alapján)

emellett kevés titanit és olivin is jellemző volt. A három utóbbi ásvány az összehasonlításként megvizsgált löszmintákban csak nyomokban fordult elő. Közvetlenül a tefra réteg alatti és feletti löszből kontrollként vett mintákban jelentős arányban volt zöld amfiból, amelyből néhány szemcse — mint szennyeződés — a tefra rétegben is előfordult. Kevés apatit és biotit egyaránt volt a tefrában és a fekvő, fedő löszben is. Kis mennyiségük nem tette lehetővé az eredet tisztázását, ezért ezeket inkább a nem vulkáni ásványokhoz soroltuk (Juvigné és mtsai, 1991; Horváth, 1992, 2001).

Valamennyi mintában klinopiroxének alkották a vulkáni eredetű nehézasványok több mint 90%-át (37. ábra). Színük zöld, pleokroizmusuk gyenge, az idiomorf szemcsék prizma- vagy lemeztöredékek formájában fordultak elő, néha fogazottak voltak (35. ábra E, F). A mállott szemcsék ritkák, de gyakoriak voltak a nem mállott, fogazott törési felszínek. A barna amfiból részaránya átlagosan 3,8%;

A később megtalált tefrákat (Mórág, Galgahévíz, Isaszeg) a nehézásványok szeparálása után a jellegzetes klinopiroxének jelenléte alapján azonosítottam Bagi Tefraként, a többi vulkáni kategóriába sorolt ásvány azonosítását nem végeztem el.

Fontosnak tartom hangsúlyozni, hogy Kriván (1957b), valamint Kriván és Rózsavölgyi (1962, 1964) a pásztói, a mórági, az isaszegi, a pócsai és a komjáti minták kivételével az általam is vizsgált vulkáni rétegeket írták le, a publikációikban szereplő feltárások azonosításában Kriván Pál észlelési naplója (Kriván, 1965) és jegyzetei segítettek, amelyet a fiától kaptam meg. Az ebben szereplő szelvényekből és helyekről mintáztam, így az általuk „amfiból tufa”, vagy „amfiból-andezit tufa” néven említett szintek egyértelműen megegyeznek az általunk azonosított Bagi Tefra szintekkel (Horváth, 2001). A korábbi munkákban (Kriván, 1955b; Kriván és Rózsavölgyi, 1962, 1964) a legjellemzőbb ásványnak a zöld amfibólt tartották, amit kezdetben a saját, binokuláris mikroszkóppal végzett elemzéseim is alátámasztani látszottak, azonban a polarizációs mikroszkópos vizsgálatok során ezeket a zöld színű, oszlopos termetű ásványokat az optikai tulajdonságaik alapján egyértelműen klinopiroxéneként határoztam meg (Juvigné és mtsai, 1991; Horváth, 1992, 2001). Az említett munkákban (Kriván, 1955b; Kriván és Rózsavölgyi, 1962, 1964) nincs utalás az ásványtani meghatározás módjára, de a tapasztalataim alapján úgy vélem, hogy az eredmények különbözősége az eltérő módszerekkel magyarázható.



37. ábra A Bagi Tefrában található legjellemzőbb vulkáni eredetű nehézásványainak, a klinopiroxének szemcseméret-eloszlása mikroszkópos meghatározás alapján az összes vizsgált klinopiroxén szemcse arányában. (Horváth 1992 alapján)

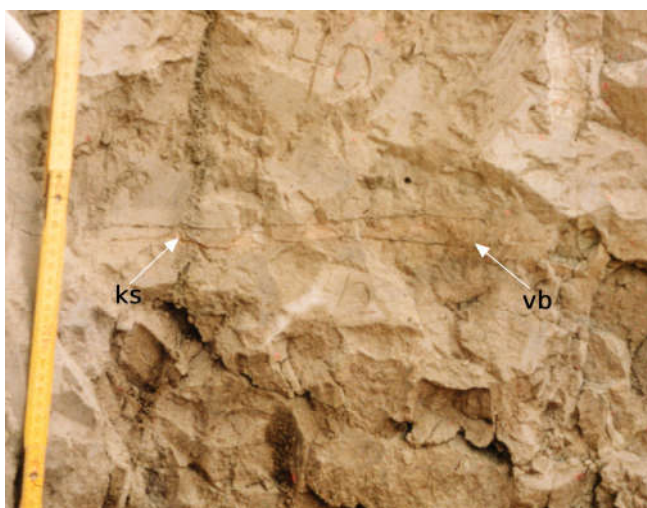
kisebb, mint 80 μm) és szemcseméret-eloszlásuk is nagyon hasonló volt (37. ábra). Ezeket az eredményeket a St. Helens-vulkán legutóbbi kitörése során leülepedett tefrák szemcseméret-eloszlásával (Sarna-Wojcicki és mtsai, 1981), megállapítható, hogy a vizsgált tefrák anyaga több száz, esetleg egy-két ezer kilométeres távolságban van a kitörés helyétől (Horváth és mtsai, 1992; Horváth, 2001).

A klinopiroxének mikroszondás eredményeit Morimoto-féle Ca—Mg—Fe diagramban ábráztuk, ahol a diopszidot a „szokatlan piroxén”-től elválasztó határvonal kétoldalán folyamatos sávban helyezkednek el a mintákat reprezentáló pontok. Valamennyi

klinopiroxén kalciumban és alumíniumban gazdag, a legtöbb valószínűleg vasdús is (Juvigné és mtsai, 1991).

A különböző feltárások tefra rétegeinek nehézasvány-eloszlása, azaz a klinopiroxének dominanciája, a klinopiroxének kémiai összetétele, szemcsemérete és eloszlása is rendkívül hasonló volt, ami egyértelműen a közös eredetre utalt. Ezért úgy véltük, hogy a vizsgált tefra rétegek anyaga egyetlen vulkáni kitöréshez köthető, egyetlen hamuhullás terméke, amelyet a legvastagabb és legkönnyebben megközelíthető feltárás helyszínéről Bagi Tefrának neveztünk el. Képződési korát a sztratigráfiai megfontolások és a lehetséges forrásterületekkel való összehasonlítás alapján kezdetben a legnagyobb valószínűséggel 250–400 ezer év közé helyeztük, az ásványtani hasonlóságra alapozva legvalószínűbb kitörési központnak a K-Eifelt tartottuk (Juvigné és mtsai, 1991). A későbbiekben elvégzett geokémiai vizsgálatok során azonban ez az elképzelés módosult, mert a vulkáni üveg kémiai összetétele alapján a vulkáni hamu legvalószínűbb forrásának a közép-olaszországi vulkáni területen a Vulsini és Albani hegyek kitörései bizonyultak, a legjobb egyezést a Villa Senni tufával volt, amelynek kora hozzávetőlegesen 350 – 360 000 év (Poucllet és mtsai, 1999).

5.1.2 Paksi Tefra

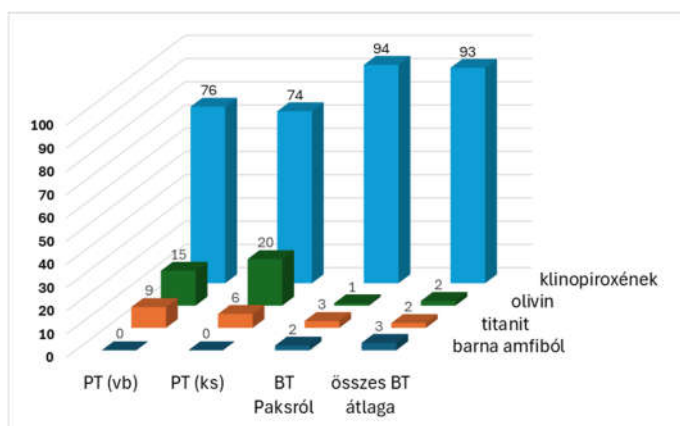


38. ábra. A Paksi Tefra egyetlen eddig ismert előfordulása a paksi téglagyári bánya északi falában a MF paleotalaj fölötti löszben. A falra rajzolt vonalak között található a vulkáni réteg: ks – kanárisárga; vb – vörösbarna színű. (fénykép: Horváth, E.)

A paksi téglagyári bánya északi falának („Paks 1995”) 1995-ben lezajlott szisztematikus, 5 centiméteres mintavételi intervallumon alapuló nehézasvány vizsgálata alapján sikerült a Mende Felső paleotalaj-komplexum felső tagja (MF₁) fölötti löszben egy 0,1-2 cm vastagságú vulkáni szintet (5., 20. ábra) kimutatnom (Horváth, 2001). A feltárásban horizontálisan 1 méteren keresztül folyamatosan és egyértelműen követhető réteg színe jelentősen változott, a nyugatabbi (bal oldali) részen

élénksárga, a keletebbi (jobb oldali) részen barnászvörös volt, miközben a két részből származó minták nehézasvány összetétele megegyezett (Horváth, 2001) (38. ábra).

A Paksi Tefra jól illusztrálja, hogy a szelvénybeli megjelenés, azaz a réteg színe nem tükröz eltérő forrásterületet, a réteg eltérő színű előfordulásai feltehetően az általam nem vizsgált könnyűasvány frakcióban lezajlott utólagos elváltozásokkal magyarázhatók.



39. ábra: A Paksi Tefra és a Bagi Tefra vulkáni eredetű nehézasványainak aránya az összes vulkáni eredetű nehézasvány arányában (%). (Horváth, 2001)

A Paksi Tefra vulkáni eredetű nehézasványai a Bagi Tefrához hasonló spektrumot mutattak, azaz a klinopiroxének domináltak, arányuk 70% körüli volt, ami alacsonyabb, mint a Bagi Tefra 80-90%-os aránya, a titanit és az olivin viszont magasabb arányban volt jelen, és hiányzott a barna amfiból (39. ábra). A Paksi Tefra rétegből nem történt abszolút kormeghatározás, képződésének ideje a befoglaló lösz lumineszcens kora alapján 35 ka (Frechen és mtsai, 1997).

További vizsgálatok hiányában az ásványtani hasonlóságra alapoztam azt a feltételezést, hogy a Paksi tefra forrásterülete közeli vagy azonos lehet a Bagi Tefráéval (Horváth, 2001). Felmerült a lehetősége az Alsó-Duna régióban található löszökben kimutatott 40 ka körüli, a Campaniai területről származó Y5 tefrával való korrelációnak (Veres és mtsai, 2013), azonban a kérdés eldöntéséhez még további vizsgálatok szükségesek.

5.1.3 A Bagi Tefra kora és eredete

A Bagi Tefra korbesorolását a kutatásaink során többféle módszerrel is megpróbáltuk megadni. Kezdetben a magyarországi löszstratigráfiai rendszerben elfoglalt helye alapján, majd a löszök lumineszcens kormeghatározásának (Frechen és mtsai, 1997; Horváth, 2001) eredményeire alapozott extrapolációval, amely azt mutatta, hogy a befoglaló lösz a MIS 6 előtt, legvalószínűbben a MIS 8 vagy a MIS 10 (250-360 ka) időszakon belül képződhetett. A 2000-es évek előtt a lumineszcens módszer a hazai löszökön csak az utolsó 100 ka-ra volt megbízhatóan alkalmazható (Frechen és mtsai, 1997), és csak a legutóbbi mérések adtak 240 ka-ig értékelhető eredményeket (Thiel és mtsai, 2014; Novothny és mtsai, 2024). Ugyanakkor aminosav racemizációs módszerrel (AAR) a Bagi Tefrát tartalmazó löszön kialakult Basaharc Alsó (BA) paleotalaj korát 339 ka-nál idősebbnek határozták meg (Oches és McCoy, 1995).

Hum és Sümegi (2001) és Hum (2005) Bagi Tefrát tartalmazó négy dél-magyarországi löszfeltárásban (kettő Mórággyról és kettő Dunaszekcsőről) a Bagi Tefra alatti és feletti löszök malakológiai vizsgálataira alapozva úgy vélték, hogy az egyes előfordulások helyszínén különböző éghajlati viszonyok uralkodhattak, ezért szerintük a Bagi Tefra rétegek nem egységesek vagy nem azonos korúak és legalább két különböző vulkánkitörés termékei lehetnek.

Sági és mtsai (2008) elsősorban pásztázó elektronmikroszkópos és geokémiai vizsgálatok, valamint a vulkáni szintek makroszkópos megjelenése alapján két csoportba

sorolták a Bagi Tefra előfordulásokat, amelyek véleményük szerint időben, de akár térben is eltérő tűzhányótevékenység termékei lehetnek. A forrásterület meghatározása szempontjából fontosnak tartott leucitot csak a pásztói feltárásból származó tefra mintában sikerült kimutatniuk, de erre alapozták azt a feltevést, hogy a Pouclet és mtsai (1999) által ugyancsak a pásztói mintában talált kőzetüveg vizsgálata alapján feltételezett 360 ezer év körüli Villa Senni kitörés nem teljes bizonyossággal lehet a forrása a vulkáni közbetelepülések anyagának.

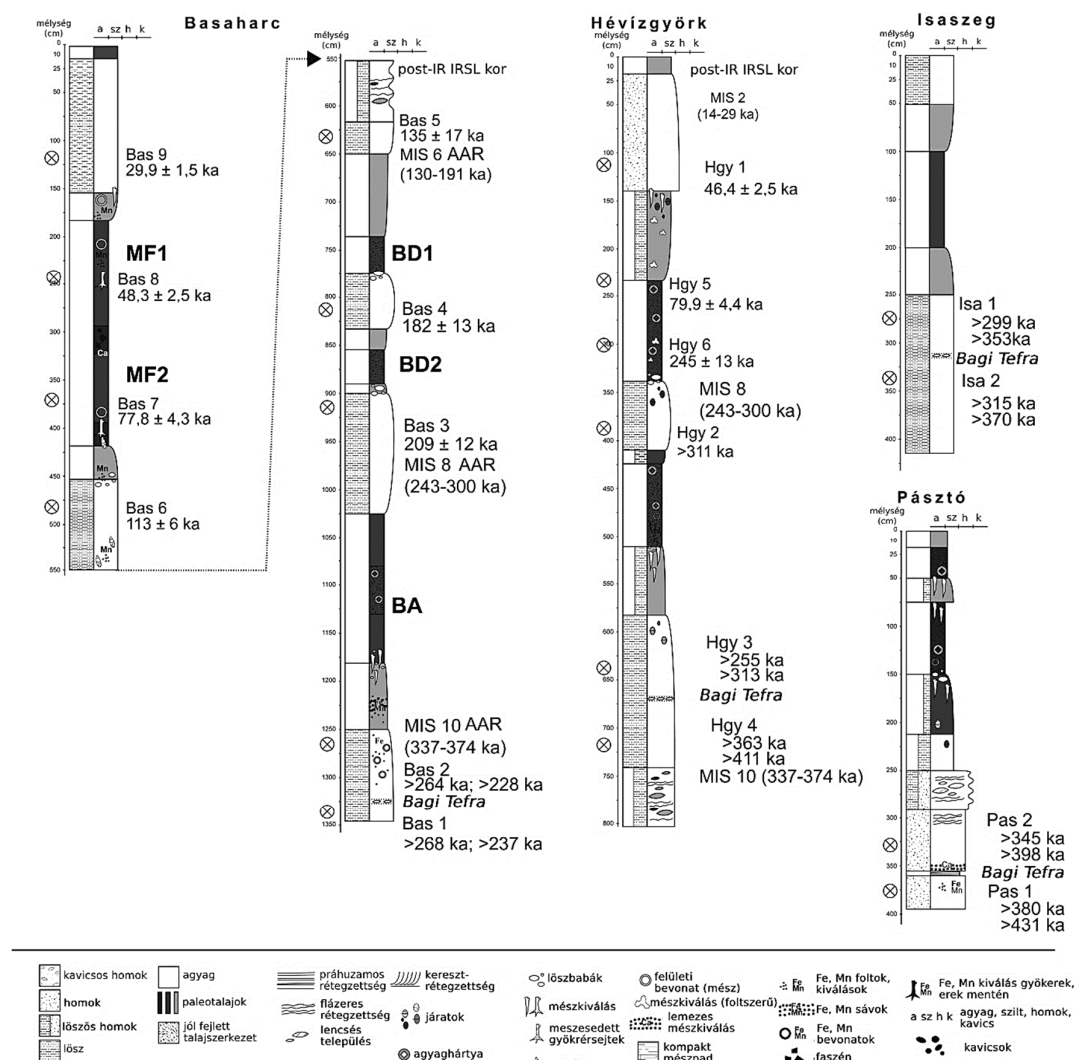
A közelmúltban négy feltárásból (Basaharc, Isaszeg, Hévízgyörk, Pásztó) a vulkáni szinteket befoglaló lösz lumineszcens kormeghatározása és aminosav-sztratigráfiai (AAR) vizsgálatok alapján tettünk kísérletet a tefra előfordulások korának közvetett meghatározására, amivel párhuzamosan további ásványtani elemzések is készültek (Novothny és mtsai, 2021; Novothny és mtsai, 2024). AAR és lumineszcens eredmény együttesen kizárólag a hévízgyörki és a basaharci feltárásból álltak rendelkezésre (40. ábra). Az aminosav-sztratigráfiai eredmények szerint a Bagi Tefra réteget tartalmazó lösz mindkét feltáráásban MIS 10 korú, ami egyezett az eredetileg feltételezett kitörés korával (360 ka). Az új hévízgyörki, és a korábbi basaharci (Oches és McCoy, 1995) eredmények összehasonlítását nehezítette, hogy 1998 előtt eltérő analitikai technikákat és műszereket alkalmaztak, valamint az is, hogy korábban csak az alloizoleucin/izoleucin (A/I) arányt vizsgálták, az aszpartám és a glutamin sav D/L arányait nem (Novothny és mtsai, 2024).

Basaharcon a BT réteg alatti és feletti löszök pIRIR-290 értékei telítettséget mutattak (Bas-1 minta telítettségi szintje: 85%, Bas-2 mintáé: 82%), ami miatt abszolút korok nem, csak minimum korok voltak számíthatók. A tefra alatti Bas-1 esetében ez >265 ka, a Bas-2 minta esetében >264 ka minimum kort, utóbbinál 242 ± 12 ka átlagkort adott. Hévízgyörkön a tefrát közvetlenül befoglaló löszből származó mindkét minta pIRIR-290 értéke telített volt (fekü: 86%; fedő: 95%), ezért itt is csak minimum korokat lehetett számolni. A tefra alatti löszre ennek alapján >363 ka, a fölötte települő löszre >255 ka minimum kor adódott (Novothny és mtsai, 2024). Az isaszegi feké és fedő lösz minta pIRIR-290 szignálja is a telítettséghez nagyon közeli volt (85% és 83%), így a kapott értékek ebben az esetben is csak minimum korokként voltak értelmezhetők, az Isa 2 minta esetében >315 ka minimális és 300 ± 18 ka átlagkor, az Isa 1 minta esetében >299 ka minimum és 267 ± 16 ka átlagkor. Pásztón az előbbieknél is magasabb volt a minták telítettsége (95% és 96%), aminek alapján az alsó Pásztó 1 mintára >380 ka, a felső Pásztó 2 mintára >345 ka minimum kor adódott, amely MIS 10, de elméletileg akár idősebb, (MIS 12) is lehet (40. ábra).

A pIRIR-290 kormeghatározásokkal Basaharcon és Isaszegen a tefra fölötti löszből átlagkorokat is lehetett számolni, amelyek (Bas-2: 242 ± 12 ka; Isa 1: 267 ± 16 ka) alapján a lösz képződése akár a MIS 8-ban is történhetett volna (40. ábra). Basaharc esetében a pIRIR-290 átlagkor nemcsak az AAR eredményeknek, hanem a szelvény ismert és általánosan elfogadott sztratigráfiai eredményeinek is ellentmondana, hiszen itt egyértelműen azonosítható a magyarországi löszsztratigráfia három nevezetes fosszilis talaja (MF, BD, BA), amelyek közül a BD paleotalaj-komplexum korát lumineszcens mérések (Frechen és mtsai, 1997; Novothny és mtsai, 2021; Novothny és mtsai, 2024), továbbá a mágneses szuszceptibilitás görbe és a mélytengeri oxigénizotópos görbe korrelációja alapján

egyértelműen a MIS 7-be lehetett helyezni, ami azt jelentette, hogy a BA talaj ezt megelőzően a MIS 9-ben, az alatta található lösz, amelyben a vulkáni közbetelepülés is található, pedig legalább a MIS10-ben keletkezett (Gábris, 2007; Horváth és Bradák, 2014), amit a pIRIR-290 korok alapján sem lehetett kizárni (Novothy és mtsai, 2021; Novothy és mtsai, 2024).

Az isaszegi feltárás paleotalajának kora nem ismert, de itt is ellentmondás mutatkozott az adatok között (40. ábra). A tefra alatti löszből ismert átlagkor (Isa 2: 300 ± 18 ka) MIS 9 keletkezést sugallt, ami kizárható volt, tekintettel arra, hogy a lösz képződése a Kárpát-medencében periglaciális körülmények között, a pleisztocén glaciálisában, stadiálisában zajlott (Pécsi, 1993). Bár a pIRIR-290 adatok alapján a MIS 8, MIS 10 és a MIS 12 korok is felmerülhettek (Novothy és mtsai, 2024), de amennyiben helytálló a Basaharcon talált tefrával való hasonlóság, akkor az ott leírtak, azaz a vulkáni réteg sztratigráfiai helyzete alapján biztosan kizárt a MIS 8 kor, a MIS 12 pedig csak a MIS 9 talajt eltüntető jelentős eróziós esemény feltételezésével elképzelhető.



40. ábra. A basaharci, hévízgyörki, isaszegi és pásztói tefra előfordulások legújabb közvetett kormeghatározási eredményei (Novothy és mtsai, 2024)

A legújabb basaharci, isaszegi, hévízgyörki és pásztói ásványtani és geokémiai eredmények alapján bizonytalannak látszott a Bagi Tefra kora és egységessége (Novothny és mtsai, 2021; Novothny és mtsai, 2024), mivel úgy tűnt, hogy azok két csoportot alkottak, az egyikbe a basaharci és isaszegi, a másikba a hévízgyörki és a pásztói előfordulások kerültek.

A basaharci és isaszegi minták üvegszilánkjaiban a leucit hiányzott és a K-földpát gyakori volt, ami nem volt jellemző a másik két mintára. A piroxéneknek a Ti/Al^{tot} arányon alapuló kémiai összetétele ugyanakkor mind a négy mintára vonatkozóan közös eredetet, azaz hasonló alkáli magmás rendszert sugallt, annak ellenére, hogy a pásztói és hévízgyörki tefrákban a piroxének eltérő fejlődést mutattak (Novothny és mtsai, 2021; Novothny és mtsai, 2024). A Paksról származó Bagi Tefra piroxénjeinek korábbi eredményeihez (Juvigné és mtsai, 1991) a basaharci és isaszegi minták hasonlítottak, ami viszont még inkább megerősítette azt a feltételezését, hogy a vulkáni tevékenységnek a MIS 10 során kellett történnie, hiszen a sokrétűen tanulmányozott paksi lösz-paleotalaj feltárásban a tefrát tartalmazó löszköteg rétegtani helyzete jól ismert, és kronosztratigráfiai besorolása (MIS 10) is egyértelmű volt (Horváth és Bradák, 2014; Újvári és mtsai, 2014).

A fentiek alapján a tefra MIS 10 időszakon belüli kora számomra nem megkérdőjelezhető. A legújabb módszerek alkalmazásával elért eredmények (Sági és mtsai, 2008; Novothny és mtsai, 2024) egyértelműen előrelépést jelentettek a korábbi nehézasványtani és geokémiai vizsgálatokhoz képest (Juvigné és mtsai, 1991; Horváth, 1992; Pouclet és mtsai, 1999; Horváth, 2001), ami nem volt meglepő, hiszen új módszer alkalmazása miatt már a kutatások kezdetén is néhány év alatt változott a vulkáni anyag lehetséges forrásterületére vonatkozó elképzelés (Juvigné és mtsai, 1991; Pouclet és mtsai, 1999). Az abszolút koradatok hiánya azonban továbbra is bizonytalanságot okoz, még ha az ásványtani és geokémiai vizsgálatok alapján feltételezhető is két – a sztratigráfiai korrelációkon alapuló véleményem szerint – egymáshoz időben közeli kitörésből származó vulkáni anyag felhalmozódása.

Az általunk végzett kutatások jól demonstrálták, hogy az alkalmazott módszerek fejlődésével, vagy egy-egy új módszer alkalmazásával hogyan sikerült pontosítani a Bagi Tefrára vonatkozó ismereteinket (Kriván, 1957b, 1958; Kriván és Rózsavölgyi, 1962, 1964; Juvigné és mtsai, 1991; Pouclet és mtsai, 1999; Horváth, 2001), majd újabb malakológiai és geokémiai vizsgálati eredmények (Hum, 2005; Sümegi és Krolopp, 2005; Sági és mtsai, 2008; Sümegi és mtsai, 2011) alapján azok később mégis hogyan kérdőjeleződtek meg. A vulkáni rétegek abszolút korának ismerete nagyon fontos lenne, de az ennek meghatározására vonatkozó kísérletek eddig nem hoztak értelmezhető eredményeket, mert a tefrából származó ásványokon elvégzett abszolút kormeghatározási kísérletek mindegyike kudarcot vallott (Horváth, 2001; Novothny és mtsai, 2024). Namier és mtsai (2023) a szerbiai tefrákban jellemző titanomagnetitek Curie-hőmérsékletét tartják olyan jellegzetességnek, amelynek alapján elvégezhető a tefra rétegek egyértelmű korrelációja, de ezt a módszert még a hazai mintákon nem alkalmaztuk.

5.1.4 A Bagi Tefra kronosztratigráfiai és paleogeomorfológiai jelentősége

A jól definiált tefra rétegeknek a közvetlen kronosztratigráfiai jelentőségük mellett fontos szerepük van a felszínváltozás dinamikájának felismerésében is (Lowe, 2011; Csonka és mtsai, 2020). A Bagi Tefra sztratigráfiai helyzete csak a – feltételezhetően nem jelentős üledékképződési vagy eróziós hiányokat tartalmazó – paksi és a basaharci feltárásban egyértelműen ismert (20. ábra). A komjáti feltárás kivételével a többi feltárásról vagy egyáltalán nem álltak rendelkezésre leírások, vagy csak feltételezések voltak, és csak a Bagi Tefra azonosítása után lehetett ezekre a szelvényekre kivetíteni a már jól ismert feltárások eredményeit (Horváth, 2001). A dunaszekcsői feltárás esetében a vulkáni szint fölött települő, az első terepbejárások során még megfigyelhető (Horváth, 1992), és Kriván (1965) által is leírt paleotalajokat a megjelenésük és a számuk alapján a paksi téglagyári feltárás paleotalajaival véltem azonosnak, de a besorolásukra vonatkozóan további vizsgálatok nem történtek.

A vulkáni szint vizsgálatának legújabb eredményei (Novothny és mtsai, 2024) eddig nem cáfolták azt a korábbi feltevést, hogy az általunk korábban Bagi Tefra réteggént azonosított előfordulások ugyanazon, vagy időben egymástól nem túl távoli vulkánkitörések termékei, azaz a hozzávetőlegesen 360 000 éves egykori felszín a mai felszín alatt nagyon eltérő mélységekben helyezkedik el, és a tefra feletti löszben található paleotalajok száma is változó (20. ábra).

A kvázi folyamatos paksi és basaharci (20. ábra V. VII.) rétegsorokban a Bagi Tefra fölötti löszben megtalálhatóak a magyarországi löszsztratigráfiában fontos, a fiatal löszökre jellemző paleotalajok (MF, BD és BA), és a paksi szelvényben a vulkáni réteget befoglaló lösz alatti MB paleotalaj-komplexum is. Fontos azonban azt is kiemelni, hogy a teljes rétegsort egyik helyen sem egyetlen, folyamatosan feltárt falban tanulmányoztuk, hanem az egykori téglagyári fejtők különböző lépcsőiben vagy falaiban kialakított szelvényeknek összekapcsolásával kerültek minden esetben kialakításra (Kriván, 1955b; Pécsi, 1965b, 1993; Horváth és Bradák, 2014; Thiel és mtsai, 2014).

A komjáti (20. ábra I.) feltárásban a vulkáni réteg sztratigráfiai helyzete a szakirodalomból már ismert volt (Vaškovský és Karolusova, 1969; Vaškovský, 1977), azonban nehézségekbe ütközött a rétegsornak a magyarországi löszsztratigráfiai rendszerbe illesztése. Abszolút kormeghatározások hiányában ekkoriban a különböző országok löszrétegtani tagolásainak korrelációjában csak a paleotalajok, mint lehetséges vezetősíntek leírásaira lehetett hagyatkozni, ami azonban a korábban ismertetett okok miatt sok bizonytalanságot hordozott (2.3. fejezet). Ezért is jelentett nagy előrelépést a Bagi Tefra azonosítása a komjáti feltárásban, mert ennek segítségével az egykori csehszlovák és a magyar löszsztratigráfiának legalább egy részét sikerült egyértelműen összekapcsolni. Érdekes, hogy a tefra kronosztratigráfiai helyzetét Vaškovský (1977) közvetlenül a minderrissz határ (MIS 11) fölött jelölte ki, ami megegyezik a Bagi Tefra kronosztratigráfiai jelenlegi besorolásával (Horváth, 2001).

A XX. század közepén publikált (Kriván, 1957a; Kriván, 1957b, 1958; Kriván és Rózsavölgyi, 1962, 1964) vulkáni közbetelepülést tartalmazó feltárások (Bag, Hévízgyörk, Paks, Dunaszekcső) (20. ábra III., IV., V., VII.) kronosztratigráfiai besorolásainak a jelenleg

érvényes rendszerbe történő illesztésére a koradatok hiányában és a maitól eltérő nomenklátúra használata miatt csak az ismert (Paks, Basaharc) feltárásokkal való korreláció alapján, és csak korlátozottan van lehetőség (Horváth és Bradák, 2014).

Amennyiben a Bagi Tefrát elfogadjuk vezetős szintnek, akkor annak a 360 ezer éves, vagy tágabban értelmezve a MIS 10 korát ki lehet vetíteni a nem ismeret sztratigráfiai helyzetű feltárásokra is, aminek segítségével az adott feltárások környékének fejlődéstörténetére vonatkozóan tehetünk megállapításokat.

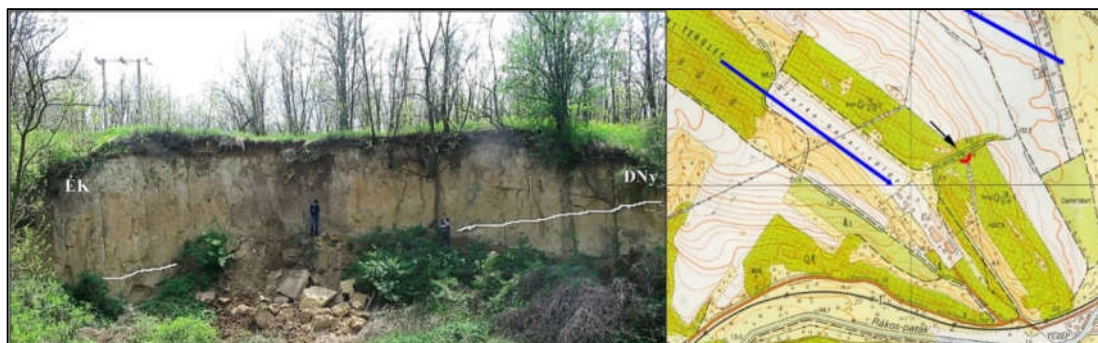
A Bagi Tefra fölött települő paleotalajok száma egy és három között változik, Pásztón, Pócsán és Kökényen (20. ábra II., IX., X.) a Bagi Tefra 5 méternél közelebb helyezkedik el a jelenlegi felszínhez. A pásztói és a kökényi feltárásban a tefra réteg fölötti löszben egy paleotalaj található, a pócsai feltárásban azonban a vulkáni réteg különleges helyzetben, magában a paleotalajban bukkan elő (30. ábra), amit a talaj képződésekor a löszben található vulkáni rétegnek az aktuális felszínhez közeli (kb. 1 – 1,5 m) helyzete és az ezt tartalmazó löszön meginduló pedogenezis magyarázhat. A talajképződés idejéről kormeghatározás hiányában nem lehetett biztosat állítani, az 360 ka (BT kora) és 14 ka (legfiatalabb lösz korok) között bármikor végbemehetett (MIS 9 – MIS 5). Bármelyik talajképződésre alkalmas időszakot is feltételezzük, a pócsai szelvényt a paksival összehasonlítva kijelenthető, hogy innen legalább 18 – 20 méter vastag lösz-paleotalaj összlet hiányzik. Ennek oka elméletileg lehetne üledékképződési hiány is, azonban az említett interglaciális talajképződésének a nyomát egymásra rakódva ekkor is látni lehetne, így a kézenfekvő magyarázat a többi helyszínnél sokkal erősebb erózió feltételezése.

A pásztói, a bagi, a kökényi és az isaszegi feltárásokban található (20. ábra II, III, X, XIV) a tefra felszínhez közeli (4 – 7 m) helyzete is jelentős vastagságú – legvalószínűbben eróziós – hiánnyal magyarázható. A pásztói, pócsai és kökényi feltárásokban található eltemetett talajok lehetnek a BA, BD vagy MF paleotalajok.

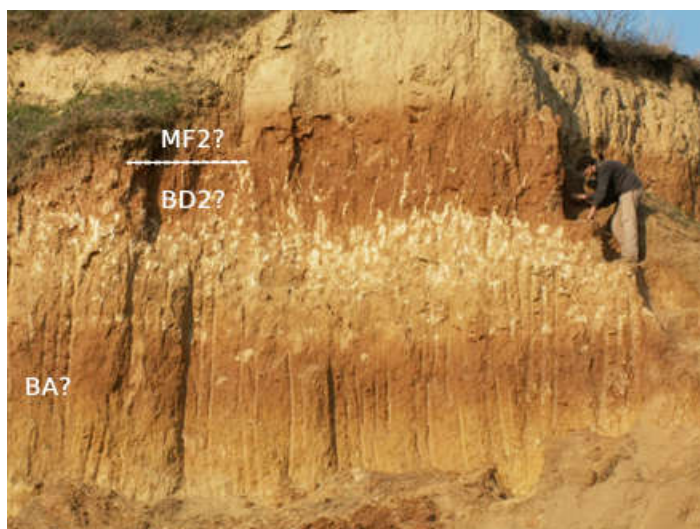
A többi rétegsor különböző mértékben szintén hiányos (20. ábra), ami ugyancsak a 360 000 évtől a jelenkorig terjedő intervallumban egy jelentősebb, vagy több kisebb eróziós esemény meglétét sugallja. A komjáti feltárásban (20. ábra: I) jelzett paleotalajok száma alapján akár a paksihoz és a basaharcihoz hasonló, kvázi teljes rétegsor is feltételezhető volt, azonban a szelvényben kiemelkedő fosszilis talajokat említő leírások (Vaškovský és Karolusova, 1969; Vaškovský, 1977) nem tették lehetővé ennek a kérdésnek az eldöntését.

A Bagi Tefra különböző felszín alatti mélységben való előfordulásai alapján egyértelműen megcáfolható az a korábban általánosan elfogadott elképzelés, hogy a recens talajok az utolsó glaciális során képződött löszökön alakultak ki.

Paleogeomorfológiai szempontból különleges az isaszegi feltárás, mivel itt egy völgyközi hát keresztmetszetében lehetőség volt több 10 méteren keresztül követni a BT réteget, ami a feltárás ÉK-i részében még 6 méterrel, a DNy-i részében már csak 1,5 méterrel volt a jelenlegi felszín alatt (41. ábra: A). A réteg lejtése megegyezett a fölötté települő paleotalaj által is kirajzolt felszín lejtésével, ami ellentétes a jelenlegi geomorfológiai helyzettel (41. ábra: B). Az eltemetett talaj a mélyebb helyzetben vastagabb, ezért feltételezhető, hogy az ÉK-i rész völgytalpi, vagy ahhoz közeli helyzetben volt, ami később feltöltődött a talajképződést követő löszképződés során, és ezt követően a jelenlegi helyen indult meg a völgyek képződése (Ürgemajori- és Szarka-berki-völgy), azaz geomorfológiai inverzió zajlott le. A folyamatok időbeliségéről nincs információ, de a pócsai feltárásnál levezetett okfejtés szerint a hiányzó kb. 15 méteres összlet alapján itt is jelentős eróziót feltételeztem.



41. ábra: A Bagi Tefra réteg paleogeomorfológiai jelentősége az isaszegi feltárásban. A – A BT réteg megjelenése a feltárásban terepi makroszkópos megfigyelések és terepi klf mérések alapján.; B – A feltárás elhelyezkedése a 1:10 000 topográfiai térképen. A fekete nyíl a feltárás helyét (piros), a kék nyilak a völgyközi hátat közvetlenül határoló völgyek irányát jelölik.



42. ábra. A hévízgyörki löszfeltárás a vizsgálatok alapján legvalószínűbbnek tartott paleotalaj megnevezésekkel (fénykép: Horvath, E.)

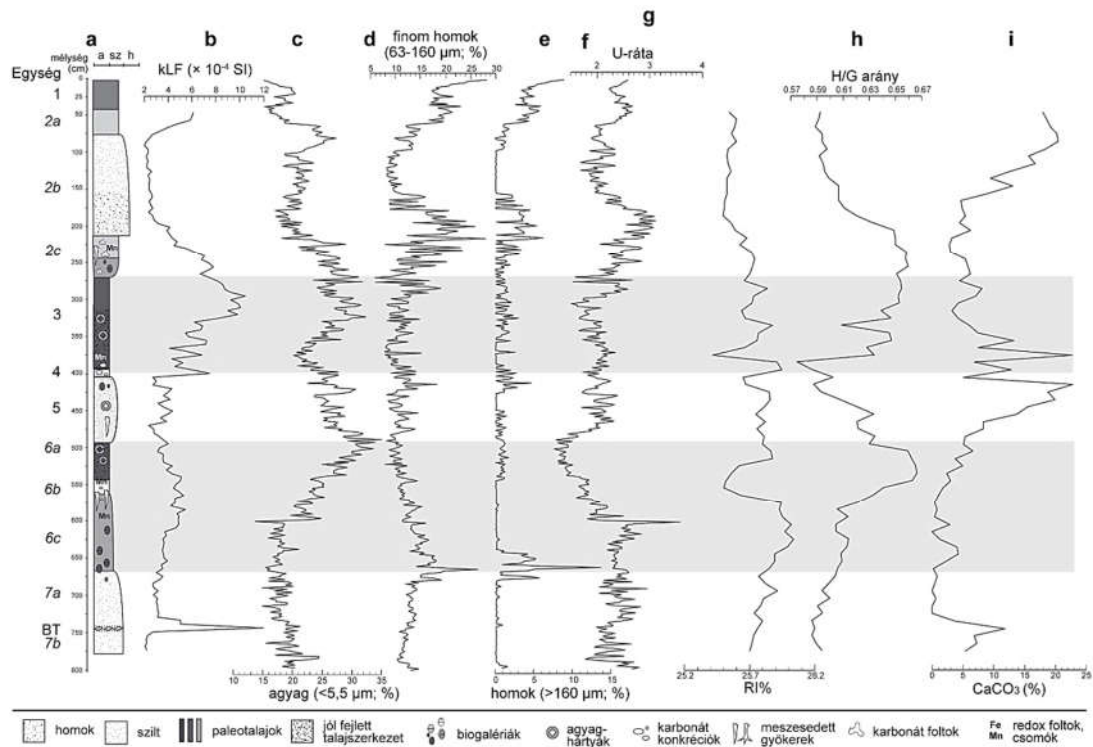
A Galga teraszán található hévízgyörki feltárásban (20. ábra: IV) alapos terepi megfigyeléssel felismerhető volt, hogy itt nem pusztán két talajképződés zajlott (16. és 42. ábra). A két paleotalaj sötét színe és a terepen is látható magas agyagtartalma, továbbá a felső paleotalaj alatt megjelenő karbonátfelhalmozódás erős kilúgzásra és fejlett talajra utalnak. A felső talaj alsó részében, függőleges elrendezésben látható mészkiválásokat csak egy

következő talajképződés mészakumulációjával lehetett magyarázni. Külön érdekesség, hogy korábban a fal feltártsága, a főfalra merőleges metszete térben is engedte látni az

elhelyezkedésüket, és így megfigyelhető volt, hogy azok a felső része – feltételezhetően kúszás hatására – ívesen meghajoltak a jelenlegi Galga-völgy irányában. Ez a jelenség mindenképpen azt sugallta, hogy ez a paleotalaj az egykori Galga-völgy lejtőjén helyezkedett el. Hasonló, kúszásra utaló dőlés volt megfigyelhető a közeli galgahévízi feltárásnak a Galga-völgyre merőleges metszetében is (47. ábra).

A felső talaj összetettségét a nagyfelbontású és komplex vizsgálataink is alátámasztották (43. ábra). A mágneses szuszceptibilitás (κ_{lf}) és az agyagtartalom magas (>25%) értékei a felső részben is erős pedogenezisre utaltak (43. ábra). A lumineszcens korok is megerősítették (45. ábra), hogy a BT fölött található fosszilis talaj poligenetikus eredetű és korban is nagyon eltérő, több talajképződési periódust is magában foglalt (Csonka és mtsai, 2020).

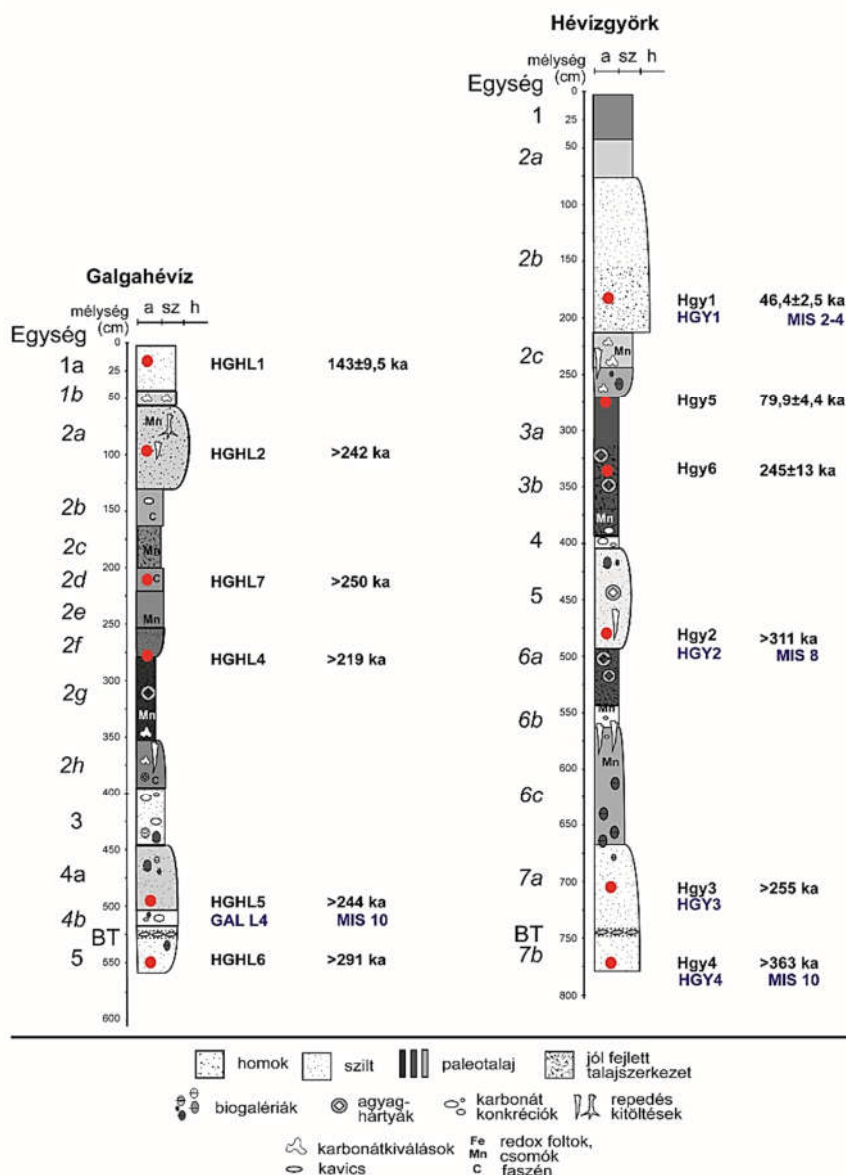
Az OSL és az AAR eredmények alapján a paleotalaj alsó része a MIS 9-ben vagy a MIS 7-ben, a felső része a MIS 5-ben, a legfelső lösz a MIS 4-2-ben képződhetett (40., 45. ábra). A felerősödött erózió oka a paleogeomorfológiai (lejtő) helyzet és az éghajlatváltozások együttes hatásaival volt magyarázható, mivel a lejtőkön az interglaciális-glaciális és glaciális és interglaciális közötti átmenetekben felerősödhetett az erózió, a glaciálisok porfelhalmozódás eltérő lehetett a különböző geomorfológiai pozíciókban, és ekkor a kiszáradt talajfelszínnek deflációval is pusztulhattak. Mindezek a folyamatok a rétegsor eltérő mértékű gyarapodásához, a létrejött képződmények lokálisan eltérő eróziójához vezethettek, és ezáltal alakulhatott ki a mai kép az összenőtt paleotalajokkal és a jelentős réteghiánnyal (Csonka és mtsai, 2020).



43. ábra. A hévízgyörki feltárás vizsgálatának eredményei (Csonka, 2021). U-rata: 16-44 μm / 5.5-16 μm ; H/G: hematit/götit; RI%: redness index



44. ábra. A hévízgyörki és a galgahévízi .löss-paleotalaj feltárások elhelyezkedése. HGY – a hévízgyörki feltárásban a vizsgált szelvény helye; GH1 – a galgahévízi feltárás fő falában vizsgált szelvény helye; GH2 – a galgahévízi feltáráskeleti, a Bagi Tefrát tartalmazó fala. (forrás: Google Earth)

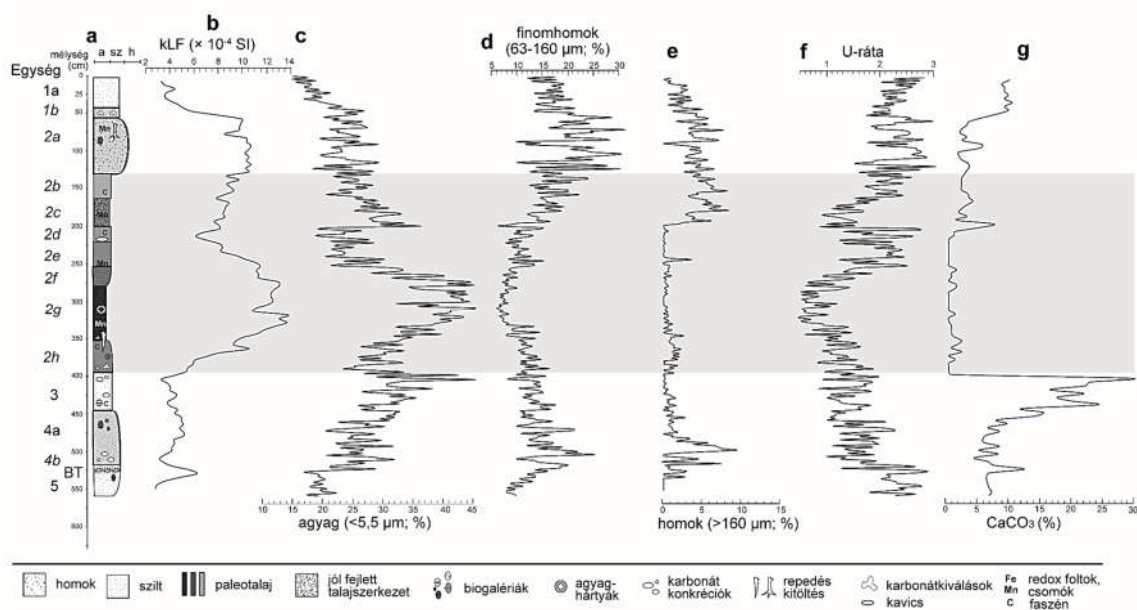


45. ábra. A galgahévízi és hévízgyörki lumineszcens és AAR mintavételi helyek (piros pontok), a minták elnevezései és a kapott koreredmények (AAR kék színnel) ((Csonka, 2021))

A galgahévízi összlet kialakulását az alábbiak szerint feltételeztük (Csonka, 2021). A terasz felszínén képződött, a BT réteget is tartalmazó löszön a pedogenezis első fázisa feltételezhetően a MIS 9 elején történt, majd a korábbi mészfelhalmozódási szintben megjelenő agyagbemosódás alapján a MIS 9-ben jelentős erózió, majd még a MIS 9-ben újra meginduló talajképződés zajlott. Ezután a MIS 8-ban löszképződés, majd a paleotalajban az újabb talajképződésekhez kapcsolódó két mészfelhalmozódási szint feltételezhetően a MIS 7e-ben, majd a MIS 7c-ben, és vagy a MIS 7a-ban lezajlott talajképződés nyoma. A galgahévízi szelvény komplexitásának magyarázata a hévízgyörki feltáráshoz hasonlóan a geomorfológiai helyzet és a klíma/környezetváltozások együttes hatása lehetett felelős. A recens felszín alatt 2,5 m-re a lösz OSL kora $143 \pm 9,5$ ka (MIS 6).

Amennyiben a későbbi kormeghatározások nem igazolnák a legfelső MIS 4-2 lösz előfordulását, akkor felvetődik a kérdés, hogy egymáshoz közel, a Galgának ugyanazon teraszán elhelyezkedő szelvényekben mi okozhatta a jelentős fejlődésbeli különbséget, hogyan térhettek el egymástól ennyire az azonos időszakok jellemző folyamatai.

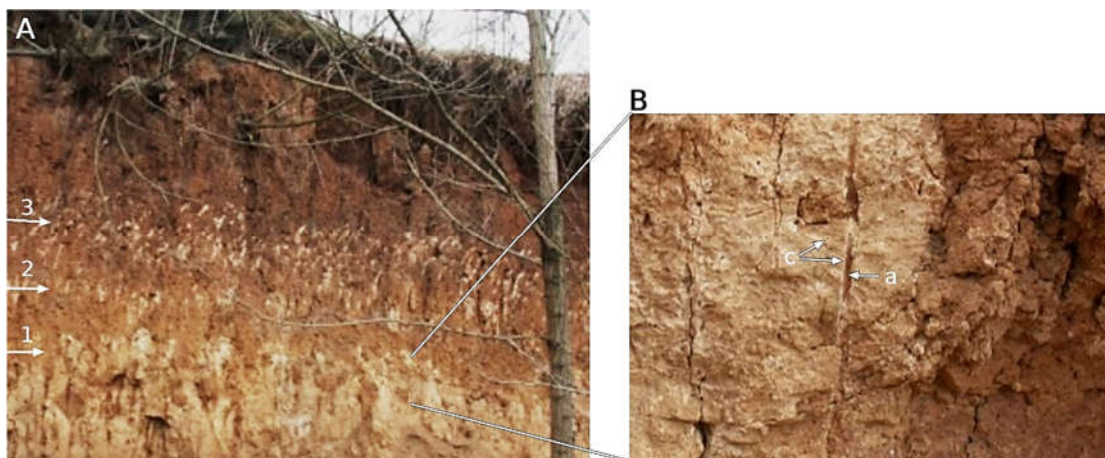
A galgahévízi vasúti bevágás paleotalajának (17. ábra) Mende Bázisként történő azonosítása (Pécsi, 1993) a Bagi Tefra jelenléte és a kormeghatározási eredmények (IRSL és AAR) alapján egyértelműen cáfolható volt, a legidősebb talajképződés itt legkorábban a MIS 9 folyamán történhetett (45. ábra) (Horváth, 2001; Csonka és mtsai, 2020; Csonka, 2021).



46. ábra. A Galgahévízi löszfeltárás rétegsora és vizsgálati eredményei (Csonka, 2021)

A galgahévízi feltárás keleti részén az ÉNY-DK-i csapású alacsonyabb falszakaszban mészkitöltésekkel kirajzolt, és a hévízgyörkihez hasonlóan a jelenlegi Galga-völgy irányába mutató lejtőmenti elmozdulás, feltételezhető kúszás volt látható (47. ábra A).

A paleotalajban két szintben megjelenő, újrameszeződéses következtében mésszel kitöltött függőleges formák, valamint a paleotalaj alatti mészfelhalmozódási szint gyökérjárataiban felfedezhető agyaghártyák arra utaltak, hogy legalább három talajképződési periódus nyomainak őrződtek meg.



47. ábra. A galgahévízi löszfeltárás Bagi Tefrát tartalmazó K-i fala. A – a nyilak a CaCO_3 felhalmozódási szinteket jelölik. 1: az első. talajképződési periódushoz kapcsolódó CaCO_3 felhalmozódási szint (Tk_1); 2: a második. talajképződési periódushoz kapcsolódó CaCO_3 felhalmozódási szint (Tk_2); 3: a harmadik. talajképződési periódushoz kapcsolódó CaCO_3 felhalmozódási szint (Tk_3). B – a paleotalaj alatti C szint járataiban megjelenő agyaghártya, c: CaCO_3 felületi bevonat járaton; a: agyaghártya. (fénykép: Horváth, E.)

Feltételezésem szerint az alábbi folyamatok játszódhattak le a paleotalajok kialakulása során:

i.) az első periódusban (Tk_1) a Bagi Tefrát is tartalmazó löszön talaj képződött, ii.) aminek az A szintje később erodálódhatott, de jelentős porfelhalmozódás ekkor nem történhetett, iii.) a talajképződés az erodált felszínen, azaz a talaj korábbi B szintjén folytatódott (Tk_2), aminek következtében a talaj Bt szintje áthelyeződött annak a korábbi C szintjébe (47. ábra A, nyíl:1), amit a járatokhoz kapcsolódó felületi (CC) és felületalatti (HC) bevonatok belsejében megjelenő agyaghártyák bizonyítanak (47. ábra B, c), iv.) ezt löszképződés (L1) követte, v.) majd ezen a löszön alakult ki egy újabb talaj (Tk_2), aminek a mészfelhalmozódási szintje a talajban látható alsó CaCO_3 akkumuláció (47. ábra A, nyíl: 2), vi.) ezután újból löszképződés (L2), vii.) majd annak a felszínén újabb pedogenezis (Tk_3) feltételezhető, amelyhez a legfelső, felső részükön ívesen meghajló mészkiválások (47. ábra A, nyíl: 3) kapcsolódnak.

Az itt megőrződött események kora feltételezhetően nem különbözik a főfalban meghatározottaktól, azaz a talajok képződése a MIS 9, MIS 7 során történhetett (45. ábra).

A Galga-völgyében, a Galga terasz anyagára, azonos tengerszint feletti magasságban települő, két, egymáshoz közeli feltárás közötti jelentős különbségek jobban értelmezhetővé teszik a többi, egymástól nagyobb távolságra, és eltérő paleogeomorfológiai helyzetben található szelvény közötti eltéréseket, és rávilágítanak a helyi tényezőkre, különösen a geomorfológiai helyzet és ezzel összefüggésben a neotektonika szerepére a felszínfejlődésben.

A Gödöllői-dombságban sikerült igazolnunk a felszínalakulás és a neotektonika kapcsolatát, bár korántsem abban az értelemben, ahogyan azt a korábbi kutatások feltételezték, azaz nem a völgyek tektonikus preformációja tekintetében (részletek: (Ruszkiczay-Rüdiger és mtsai, 2007). A területen kimutatható neotektonikus mozgások

eredményeképpen például vízrajzi anomáliák alakultak ki, de a jellegzetes ÉNY-DK-i csapású hátakat sokkal inkább az uralkodó szelek formálták, ami illeszkedik a hazai meridionális völgyek rendszeréhez is (Ruszkiczay-Rüdiger és mtsai, 2007; Ruszkiczay-Rüdiger és mtsai, 2009). Az ÉK-DNy-i jellegzetes kompressziós és strike-slip típusú deformációk az egész Kárpát-medencére jellemzők, és az antiklinálisok emelkedése miatt ezek vezettek a Gödöllői-dombságban a megnövekedett erózióhoz, a Rákos-patak kapturájához, a folyók eredeti folyásirányuktól való eltéréséhez (pl. Alsó-Tápió, Kókai-ág), valamint a Pánd környéki felboltozódás miatti radiális vízhálózathoz (Ruszkiczay-Rüdiger és mtsai, 2007; Ruszkiczay-Rüdiger és mtsai, 2009).

A Bagi Tefrát tartalmazó feltárások közül több is közvetlenül a folyóteraszok anyagára települő löszben található: Basaharc a Duna IV. számú (Gábris, 2007), Pásztó a Zagyva III. (Székely, 1961), Hévízgyörk és Galgahévíz a Galga eddig ismeretlen besorolását (Csonka és mtsai, 2020), Pócsa a Karasica-patak a szakirodalomból nem ismert korú teraszán (Horváth, 1992). Amennyiben feltételezzük, hogy a teraszanyag és azt fedő lösz között nincs, vagy nem jelentős az eróziós vagy akkumulációs hiány, akkor a BT jelenléte alapján ezek a teraszok korrelálhatók egymással.

Véleményem szerint az említett vízfolyások (Duna, Zagyva, Galga, Karasica) teraszainak képződése azonos földtörténeti időintervallumban történhetett, azaz Gábris (2007) alapján a felkavicsolódásuk a MIS 12-ben, bevágódásuk pedig a MIS 12 – MIS 11 határán (V. termináció) zajlott. Ezen logika alapján azt is feltételeztem, hogy azokban a teraszt fedő löszfeltárásokban, ahol a BT alatt még egy paleotalaj található, egyik korábbi, feltételezhetően a VI. termináció során képződtek, mint például a Nyitra azon terasza, amelyen a komjáti lösz-paleotalaj sorozat települt (Vaškovský és Karolusova, 1969).

A fentiek igazolják, hogy a Bagi Tefra alkalmas a különböző folyórendszerek teraszainak korrelálására, ezáltal a területek fejlődéstörténetének pontosítására is.

Fontosnak tartom azonban hangsúlyozni, hogy az eróziós és vagy az üledékképződési hiány a lösz tulajdonságai (pl. karbonátbevonat a szemcséken, a jellemzően erős bioturbáció) miatt sok esetben még részletes vizsgálatokkal sem tárható fel biztosan, hacsak nincsenek erre utaló egyértelmű jelek (pl. rétegzettség, éles határok a szintek között, a szemcseméret hirtelen megváltozása), vagy ha mikromorfológiai elemzésekkel nem sikerül felfedezni változást az anyag szerkezetében vagy összetételében. A felsoroltak miatt még a teljesnek tűnő összletekben (pl. paksi szelvény) sem lehet biztosan folytonosnak tekinteni a rétegsort. Az ismert korú egykori felszínnek a jelenlegi felszínhez viszonyított mélysége ugyanakkor egyértelműen utal arra, hogy a terület nyugodt fejlődésen ment keresztül, vagy különbségek esetén biztosan feltételezhető valamekkora eróziós vagy üledékképződési hiátus.

Az utóbbi időben a magyar negyedidőszak kutatók körében részben az éleskavicsok vizsgálata (Jámbor, 1992), részben komplex geofizikai, geomorfológiai és litosztratigráfiai vizsgálatok (Ruszkiczay-Rüdiger és mtsai, 2007) alapján elfogadottá vált, hogy a Kárpát-medencében a pleisztocénben az uralkodó szélirány ÉNy-DK-i lehetett. Az ÉK-ról fújó szeleket az 1900-as évek elejének, közepének kutatói vélelmezték szedimentológia (Bulla,

1938a; Ádám és mtsai, 1954; Kriván, 1955a), és a löszöknek a keleti kitettségű lejtőkön való nagyobb vastagsága miatt (Bulla, 1938a).

Bradák (2009) hét magyarországi feltárásból a Bagi Tefrát közvetlenül befoglaló löszök (Bag, Basaharc, Dunaszekcső, Galgahévíz, Hévízgyörk, Isaszeg, Sióagárd) mágneses szuszceptibilitás anizotrópiájának (AMS) statisztikai elemzése alapján meghatározta a paleokörnyezetet, a löszök zavartalan településű és az áthalmozott voltát, és az egykor uralkodó szélirányokat (Bradák-Hayashi és mtsai, 2016). Bradák (2009) az AMS vizsgálatok mellett az izotermikus remanens mágnesezettségi (IRM) mérésekkel megállapította, hogy a minták fő mágneses ásványi összetevője uralkodóan a magnetit (vagy maghemit). Eredményei szerint a porszállítás elsődleges iránya eltérőnek adódott az egyes helyeken. Az ÉK-DNy-i irány Galgahévízen, Hévízgyörkön és Isaszegen, az É-D-i Basaharcon, az ÉNy-DK-i Sióagárdon volt jellemző. A dunaszekcsői és bagi minták esetében nem szélirányt, hanem áthalmozottságot tudott kimutatni (Bradák, 2009).

Úgy vélem, annak ellenére, hogy a különböző vizsgálatok és megfontolások alapján megállapított szélirányok egyike sem egyezik meg a Bagi Tefra forrásától a Kárpát-medence irányába mutató feltételezhető DNy-ÉK-i szállítási útvonallal, azonban ez nem jelenti azt, hogy az uralkodó szélirányok mellett nem lehettek volna olyan időjárási események, amikor időszakosan rövid ideig a Földközi-tenger irányából fújó szelek, mediterrán ciklonok is elérhették a Kárpát-medencét. Amennyiben a napjainkra is jellemző szaharai por európai megjelenésének példáját tekintjük (Gammoudi és mtsai, 2024), akkor a tefra anyaga akár nagyobb kerülővel is, más útvonalak mentén is érkezhett.

A Bagi Tefra legvalószínűbb forrásterülete (Közép-Olaszország) és a Kárpát-medence közötti eolikus transzport iránya nem egyezik az itt uralkodó ÉNy-i és ÉK-i szélirányokkal, ami megmagyarázhatja azt is, hogy eddig csak két különböző korú vulkáni közbetelepülést sikerült azonosítani a hazai löszökben, hiszen a megfelelő nagyságú vulkánkitörés mellett szükség volt a Kárpát-medencét is érintő légáramlatok egyidejű jelenlétére is. A felszínre kihullott vulkáni por megmaradása pedig a helyi geomorfológiai és növényzetborítottsági körülményektől függhetett.

5.1.5 További tefra szintek a Kárpát-medencében

A Kárpát-medence déli területein található löszökben további vulkáni közbetelepüléseket is leírtak, amelyek közül többet is a Bagi Tefrával azonosnak vélték (Marković és mtsai, 2011; Marković és mtsai, 2015).

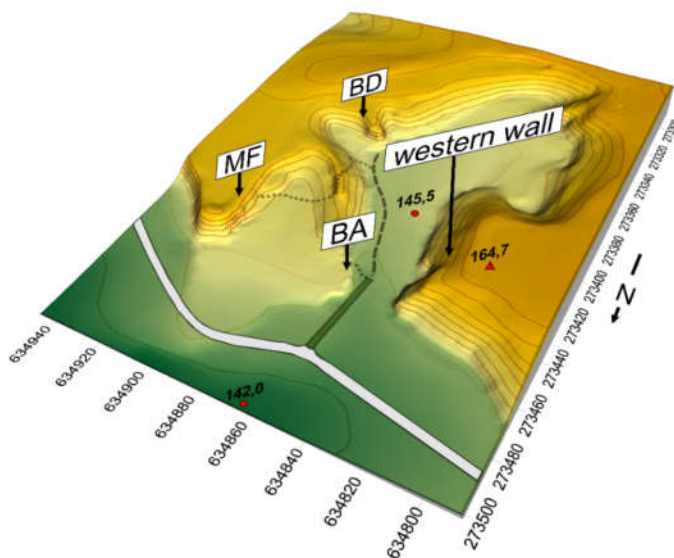
A szerbiai löszökben öt kulcsfeltárásban (Titel, Stari Slankamen, Batajnica, Ruma, Zemun) három különböző sztratigráfiai helyzetű vulkáni közbetelepülést (Tephra-L2, Tephra-L4 és Tephra-L5) vizsgáltak (Marković és mtsai, 2006; Marković és mtsai, 2009; Marković és mtsai, 2011; Marković és mtsai, 2013; Laag és mtsai, 2021; Namier és mtsai, 2023). A MIS10 löszben (L4 lösz) található néhány cm vastagságú, folyamatosan követhető sárgásbarna L4 tefrát feleltették meg a Bagi Tefrának (Marković és mtsai, 2011; Marković és mtsai, 2015). A MIS6 korú L2 löszben települ a sárgásbarna, 1 cm-es vastagságú, foltokban megjelenő L2 tefra réteg (Namier és mtsai, 2023). Az L5 tefra makroszkóposan nem jelent meg, mágneses szuszceptibilitás vizsgálattal volt kimutatható a titeli, a batajnica és Stari slankameni szelvényekből az L5 lösz és az S5 paleotalajok határához közel, a MIS 12 löszből (Namier és mtsai, 2023). Ásványtani, geokémiai és közetmágnesességi vizsgálatok alapján az L4 és az L5 tefrák forrásterületének az Albani környéki vulkáni mezőt tartják (Namier és mtsai, 2023), amelynek a $367,5 \pm 1,6$ ka korú Villa Senni kitöréséből (Giaccio és mtsai, 2019) az L4 tefra réteg, a környék legnagyobb, körülbelül 457 ezer éve lezajlott, a Pozzolane Rosse fázishoz köthető kitöréséből az L5 tefra réteg származhatott (Namier és mtsai, 2023). Az L2 és az L5 tefrákkal korrelálható vulkáni rétegeket a magyarországi lösz-paleotalaj szelvényekből eddig nem sikerült kimutatni, ugyanakkor a MF₁ paleotalaj fölötti löszben települő, és eddig kizárólag a paksi feltárásból ismert Paksi Tefrának megfeleltethető vulkáni szintet nem írtak le a szerbiai löszökből.

5.2 Környezetrekonstruációs és paleopedológiai eredmények

Kutatásaink során több magyarországi löszfeltárás paleotalajait is vizsgáltuk, némelyik esetben a teljes szelvény vizsgálata is megtörtént (Paks, Mende, Basaharc, Süttő, Hévízgyörk, Galgahévíz). További, az utolsó glaciális ciklusban képződött löszösszletből (Úri, Albertirsa, Isaszeg) nem készültek paleopedológiai elemzések, de más módszerekkel részletesen tanulmányoztuk ezeket (szemcseösszetétel, malakológia, AAR, lumineszcencia, tefrasztratigráfia), és a mágneses szuszceptibilitás görbék jellegzetes lefutásának alapján, valamint koradatok, vagy a Bagi Tefra jelenléte megpróbáltuk korrelálni a már ismert lösz-paleotalaj szelvényekkel (Horváth és mtsai, 2007). A korábbi vizsgálatokból és saját kutatási eredményeinkből is látszik, hogy az egyes feltárások löszeinek klf értékei kismértékben eltérők, miközben az MS-görbék lefutása hasonló, ami a helyi éghajlat különbözőségének és az alapkőzet ásványos összetételének a következménye lehet (Horváth és Bradák, 2003; Horváth és mtsai, 2007; Bradák-Hayashi és mtsai, 2016).

5.2.1 Basaharc

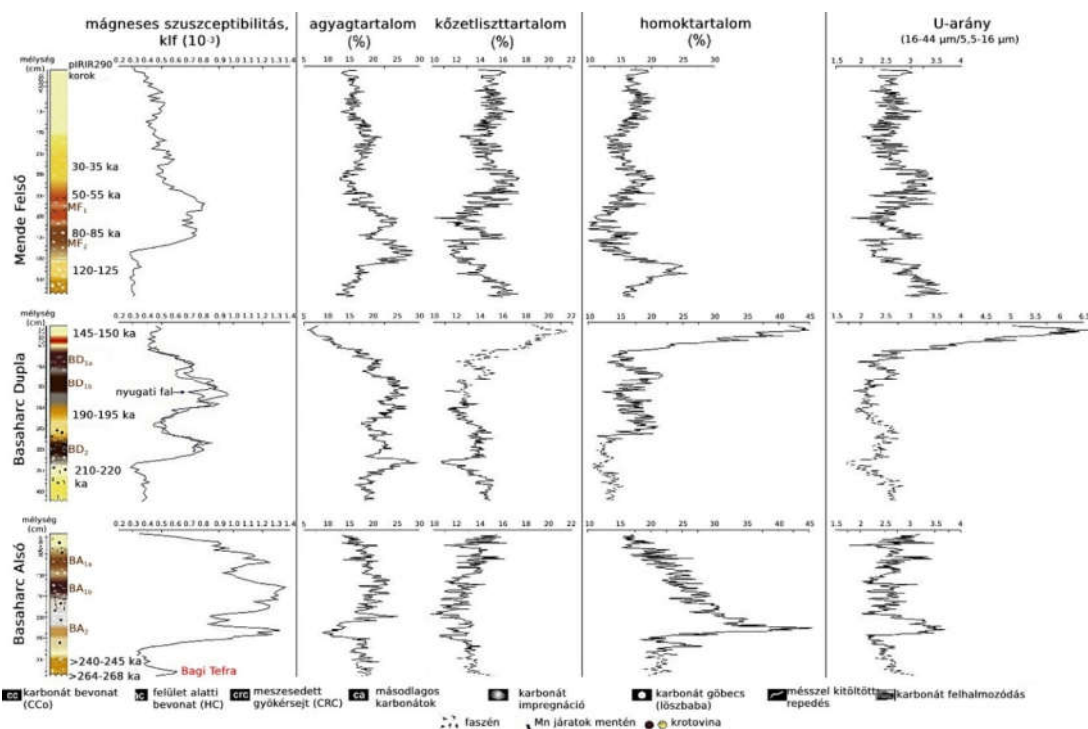
Az egykori téglagyári bánya számos részében lehet tanulmányozni a paleotalajokat, de egyik sem tartalmazta az összes innen leírt paleotalaj és a Bagi Tefra egy folyamatos



48. ábra. Az egykori basaharci téglagyári fejtő domborzatmodellje a paleotalajok feltárásainak jelölésével. (MF – Mende Felső; BD – Basaharc Dupla; BA – Basaharc Alsó); western wall – a legteljesebb folyamatos szelvény (készítette: Szeberényi, J.)

szelvényben (Pécsi, 1965b; Pécsi és Hahn, 1987). A legtöbb paleotalajt (BA, BD és részben MF) feltáró legteljesebb szelvényt a nyugati fal letisztításával állítottuk elő, azonban ez nem tartalmazta a Bagi Tefra réteget, ami csak az ezzel szemben elhelyezkedő „klasszikus” BA szelvényben és attól északra fordult elő (49. ábra) A feltárás egyes részeit az abszolút kormeghatározások, valamint az klf görbék jellegzetes lefutása alapján (53. ábra) korreláltuk (Horváth és mtsai, 2019a; Horváth és mtsai, 2019b).

A BD kulcsfeltárás profilja és a nyugati falban előbukkanó BD paleotalajok klf értékeinek nagyon erős korrelációja ($r^2=0,8626$) és a paleotalajok makroszkópos jellegzetességei, és a vastagságuk mellett az IRLS korok (49. ábra) is bizonyítják, hogy Basaharcon a BA és a MF talajok között létezik egy harmadik talaj, ami a BD paleotalaj-komplexum (Horváth és Bradák, 2003; Horváth és mtsai, 2019a; Novothny és mtsai, 2024).



49. ábra. A basaharci „klasszikus” feltárások eredményei (összeállította: Szeberényi, J.).



50. ábra. A Basaharc Dupla paleotalajok kulcsfeltárása Basaharcon (A) és a nyugati falban feltárt Basaharc Dupla paleotalajok (B). A B képen bal hátul az A képen látható kulcsfeltárás, a kép előterében a nyugati falban található BD₁₋₂. A két képen a paleotalajok színe közti különbséget a fal különböző letisztíttósága okozza. A B képen frissen kialakított szelvény, az A képen a régebben megbontott fal száradása során kicsapódott CaCO₃ fedi el a paleotalajok eredeti színét. (Fotó: Horváth, E.)

A *kIf* görbék nagyfokú hasonlósága alapján kétséget kizáróan igazoltuk a BD paleotalajok meglétét ebben a feltárásban, ezzel és a koradatokkal (Novothny és mtsai, 2021) egyértelműen cáfoltuk azt az elképzelést, hogy az innen leírt és a hazai löszstratigráfiában kulcsfeltárását képviselő BD₁₋₂ paleotalajok csak a MF paleotalaj-komplexum áthalmozódás során kialakult izokron heterotípusai (Sümei és mtsai, 2011).



51. ábra. A basaharci téglagyári bánya nyugati fala (Fénykép: Horváth, E.)

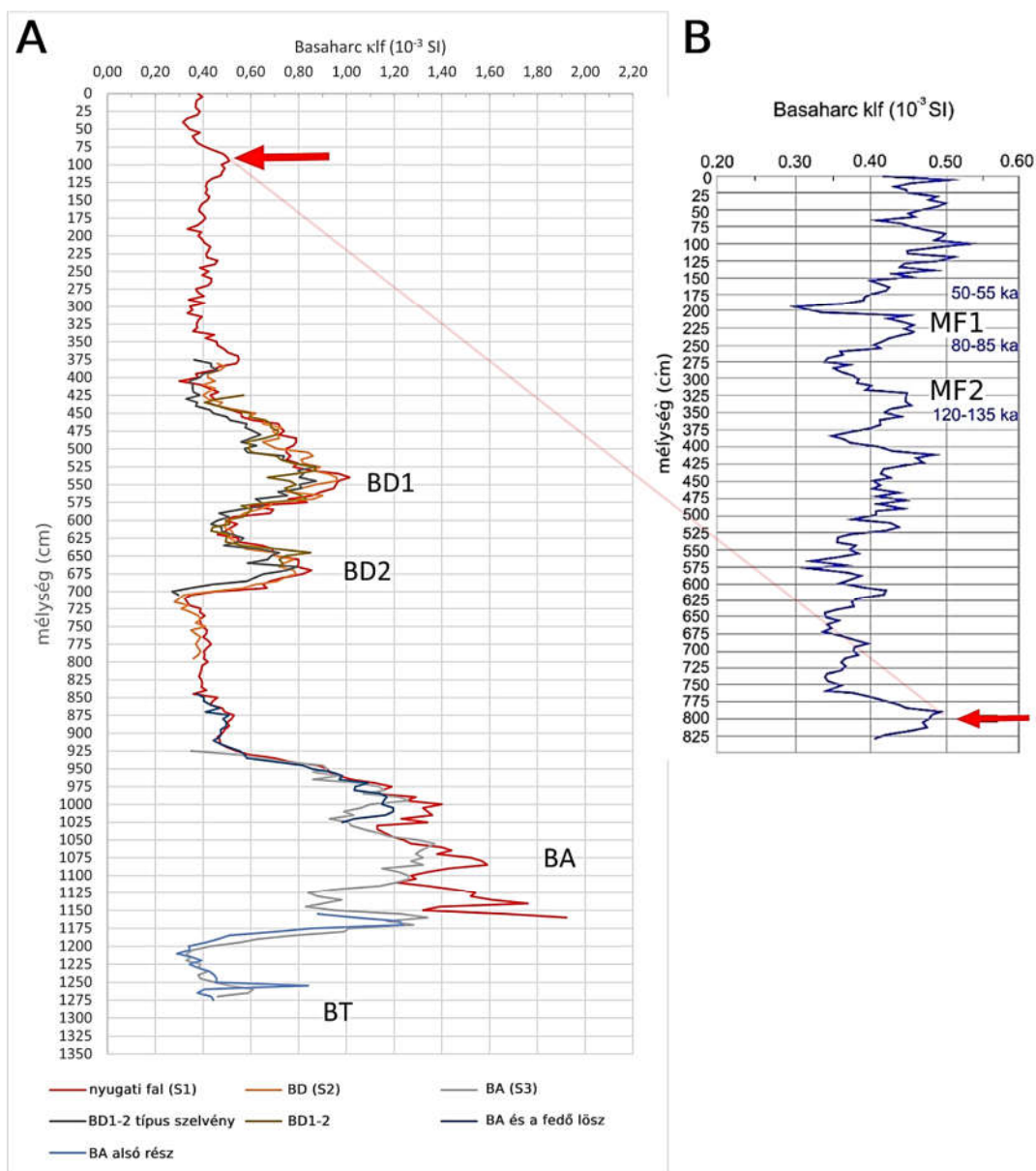


52. ábra. Az MF paleotalajok a basaharci téglagyári feltárás nyugati falának északi gerincén (Fénykép: Horváth, E.)

A nyugati fali új szelvényben a BD és BA paleotalajok magasabb topográfiai helyzetben vannak, mint a klasszikus basaharci profilokban, ennek ellenére az MF₁₋₂ paleotalaj a terepi megjelenését (51., 52. ábra) és a klf értékeit (53. ábra) tekintve is gyengébben fejlett, mint a bányaudvar keleti részén található és korábban vizsgált feltárásban (48. ábra). Az MF talajt a nyugati fal tetején, a

gerinc nyugati oldalán mélyített szelvényekben (52. ábra) is vizsgáltuk, az 53./B ábrán látható klf görbe is innen származik.

Feltételezésünk szerint ennek oka az, hogy az MF pedogenezise nem tudott lépést tartani a felszínnek a MIS 5 során lezajlott porfelhalmozódás általi aggradációjával, annak ellenére, hogy a feltárás jelenlegi elhelyezkedése alapján lokális tető helyzetet feltételeztünk (Horváth és mtsai, 2019b).



53. ábra A - A mágneses szuszceptibilitás (κlf) eredményei a nyugati fal szelvényéből és „klasszikus” feltárásokból. A piros nyíl a MF paleotalajt feltáró szelvény (B) való kapcsolódás helyét jelöli a kiemelkedés északi részén kialakított feltárás kapcsolódását jelöl. B – a bánya nyugati falának északi gerince alatt kialakított szelvényt tartalmazó platóba vágott feltárás κlf szelvénye IRSL korokkal (B). A piros nyíl a két szelvény közötti kapcsolódást mutatja. (fotó: Horváth, E., MS-görbe: Bradák, B.) (Horváth és mtsai, 2019b)

Az egykori környezet lokális eltérése volt felismerhető a felhagyott téglagyár bejáratánál, a BA paleotalaj alatt (54. ábra A), ahol a repedések mentén és a mátrixban 4-5 m szélességben a vas és mangán erős felhalmozódása alapján hidromorf környezet volt



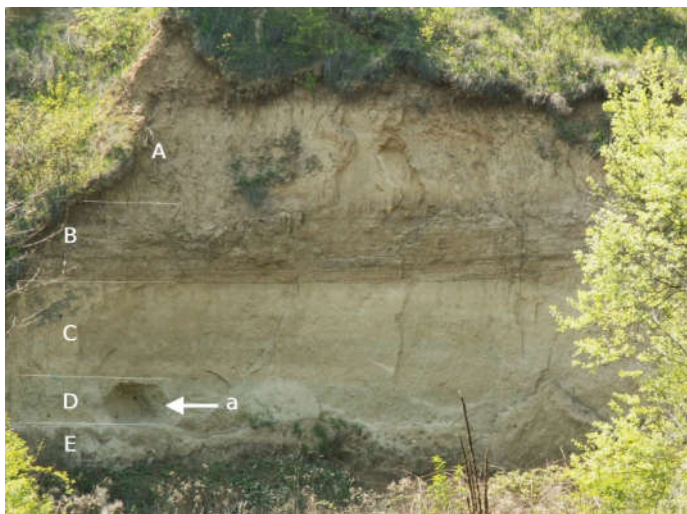
54. ábra. A BA paleotalaj alatti löszben lokálisan hidromorf hatásra elváltozott lösz. A poligonális repedésrendszer mentén vas- és mangánkiválások figyelhetők meg. (Fénykép: Horváth, E.)

felismerhető (54. ábra B). Ez egy kisebb felszíni vízfolyáshoz kapcsolódóan, vagy egy csuszamlás mélyedésében felgyűlt, időszakosan stagnáló víz miatt alakulhatott ki a BA talaj képződése előtt, még a löszképződés idején, mivel a jelenség a BA-ban nem volt követhető (Horváth és mtsai, 2019b).

A téglagyári bánya legdélebbi részén (az ún. hátsó udvarban) a rétegzett talajanyag és a 15-50 cm átmérőjű andezittömbökkel enyhén rétegzett, valószínűleg fluviális

hatásra áttelepített löszös anyag látható, amely alatt vastag és erősen fejlett paleotalaj helyezkedik el (55. ábra).

A bányaudvar hátsó, déli falának alján található erősen fejlett paleotalaj a topográfiai elhelyezkedése alapján feltehetően a Basaharc Alsó (BA), amely itt nagyobb vízellátottságú



55. ábra. A basaharci egykori téglagyári bánya legdélebbi fala. A: lösz; B: rétegzett, (valószínűleg fluviálisan) áthalmazott talajos anyag, durvább szemcseméretű alkotókkal; C: rétegzett talajos és löszös anyag, valószínűleg szél általi áthalmazás eredménye; D: lösz, több kisebb és egy nagyobb andezit darabbal; E: erősen fejlett paleotalaj; a: agykori andezittömb helye. (Fénykép: Horváth, E.)

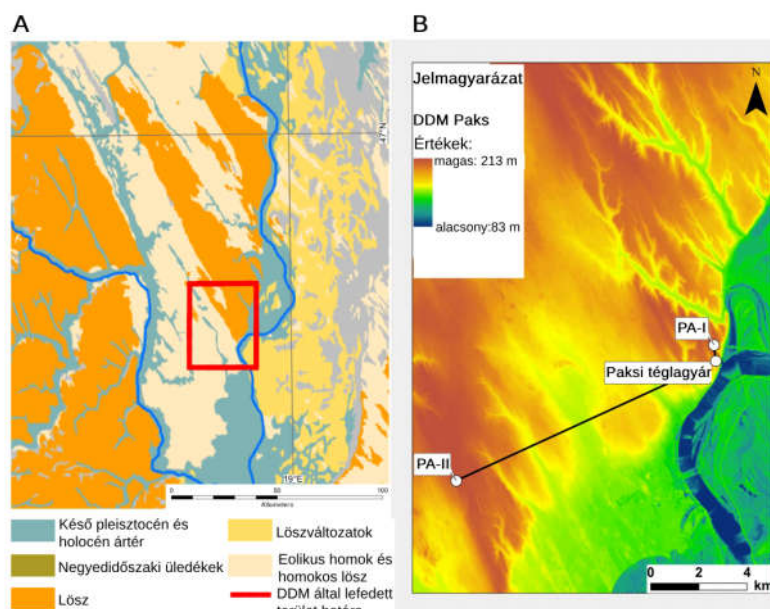
környezetben, esetleg paleovölgyi helyzetben alakult ki. A rétegzett anyag a BA képződése után, feltételezhetően a MIS 8 és MIS 3 között jöhetett létre a Duna egykori medréhez kapcsolódó lineáris erózió eredményeként. A BA paleotalajt alkotó világosabb, alacsony mágneses szuszceptibilitás (klf) értékkel rendelkező horizont egy olyan időszak jelenlétére utal, amikor a talajképződés az üledékfelhalmozódáshoz képest alárendelt volt (Horváth és mtsai, 2019a).

5.2.2 A paksi fúrások rétegsorainak korrelációja

A dunántúli löszökben már korábban is mélyültek fúrások, amelyek közül vastagságát és feldolgozottságát tekintve kiemelendő a Pakstól mintegy 20 km-re nyugatra kialakított Udvari 2A fúrás. A fúrás rétegsorát magnetosztratigráfia, különböző kormeghatározások (radiokarbon, lumineszcencia), valamint az MS görbéje alapján a MIS görbével korrelálták (Kolozsár, 2010; Kolozsár és Marsi, 2010; Sümegi és mtsai, 2018). A fúrás által feltárt 97 m vastagságú rétegsor nagy valószínűséggel a paksi feltárással azonos időintervallumot fed le, ezért az Udvari 2A fúrást a Kárpát-medence legvastagabb löszösszletének tartották (Kolozsár, 2010; Kolozsár és Marsi, 2010; Sümegi és mtsai, 2018).

A Paks II. beruházáshoz kapcsolódó földtudományi szempontú telephelybiztonsági vizsgálataiba bekapcsolódva lehetőségünk volt a paksi téglagyári feltárás közelében mélyült két fúrás elemzésére (*Telephely biztonsági jelentés II. kötet, 5. fejezet, Geológia, geofizika, szeizmológia, geotechnika és hidrológia*, 2016), az azokban megismert lösz-paleotalaj rétegsoroknak a paksi téglagyári rétegsorral való korrelálására és ezáltal az eltérő

fejlődéstörténeti utak feltárására (56. ábra). A PA-I fúrás a téglagyári feltárást (PTSZ) is tartalmazó löszhátnak a peremtől távolabbi, a téglagyártól 670 m-re É-ÉNy-ra, magasabb topográfiai helyzetben mélyült kb. 85 m mélységben. A PA-II fúrás helye a téglagyártól 6 km-re délnyugatra, egy ÉNy-DK-i csapású löszhát tetején található, a másik kettőhöz képest legmagasabb topográfiai helyzetben, mélysége 50 m (56., 57. ábra). Bár a feltárás és a fúrások



56. ábra. A paksi téglagyári szelvény és a vizsgált fúrások helyzete. A – vizsgált terület tágabb környezetének felszíni képződményei Lehmkuhl és mtsai (2018) alapján. A piros téglalap jelöli a B kivágat helyét. B – A vizsgált terület domborzatát bemutató DEM a paksi téglagyári szelvény (PTSZ) és a fúrások (PA-I és II) helyével (Novothy és mtsai, 2020).

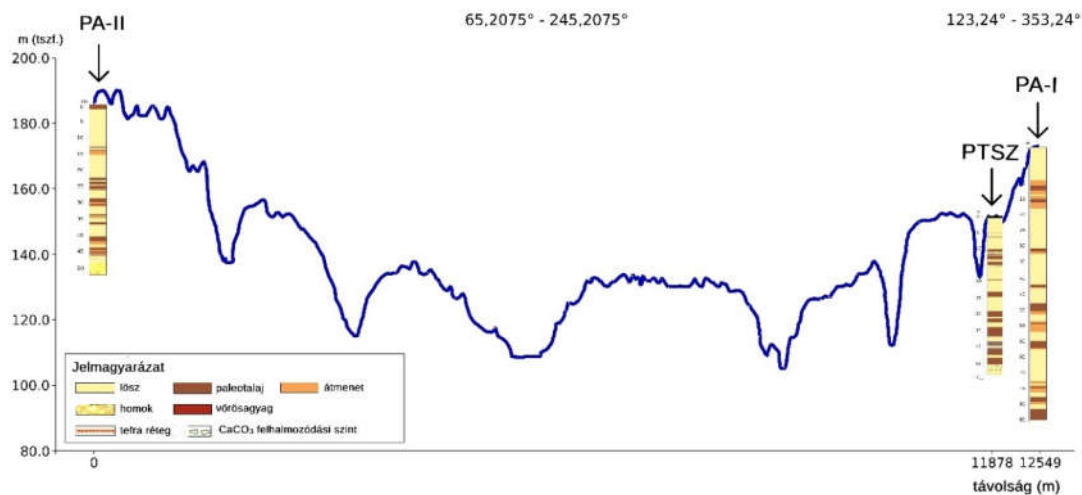
között nincs nagy távolság, de fontos különbség, hogy mindkét fúrás helye jelenleg távolabb van a löszplató, peremtől, ezáltal jelenleg kevésbé kitettek az erózióknak, mint a téglagyári feltárás.

A zavartalan fúrómagokat a PA-I esetében 180/146 mm, a PA-II esetében a mélységtől függően 250/219 vagy 219/165 mm átmérőjű acélcsövekben vették, így bár a külső 20-30 mm-es része általában megcsavarodott, de a belső részek többnyire épek és fénytől elzártak voltak, ami a lumineszcens vizsgálatok miatt fontos feltétel volt. A fúrások mellett geofizikai mérések is készültek, amelyek közül a mágneses szuszceptibilitás és az

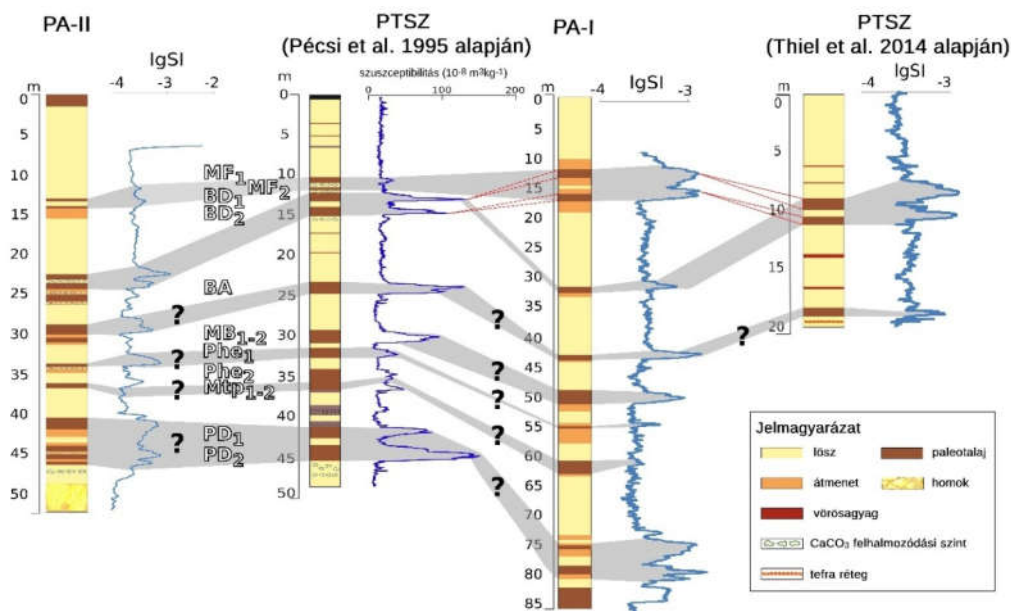
elektromosellenállás-mérés eredményeit használtuk fel (Novothny és mtsai, 2020). A fúrásokat és a geofizikai méréseket a Geo-Log Geofizikai és Környezetvédelmi Kft. készítette (*Telephely biztonsági jelentés II. kötet, 5. fejezet, Geológia, geofizika, szeizmológia, geotechnika és hidrológia*, 2016).

A PA-I fúrásban a leírások során 21, a PA-II-ben 18 rétegtani egységet tudtunk elkülöníteni, ezek fele talaj volt. A lumineszcens koradatok a BD alatti, MIS 8 löszökre vonatkozóan adtak még értelmezhető korokat (59. ábra), ez alatt csak a klf görbe és a paleotalajok jellegzetességeire tudtuk alapozni a korrelációt (58. ábra). A két fúrómag felső részéből összesen tizenhárom pIRIR-290 kormeghatározás történt (59. ábra), amelyek nem minden esetben támasztották alá a klf görbék jellegzetességei és a talajtani vizsgálatok alapján a szelvények között felállított korrelációkat (58. ábra: piros szaggatott vonalak). Az elektromosellenállás görbe a rétegsorban mért kis különbségek miatt nem volt használható.

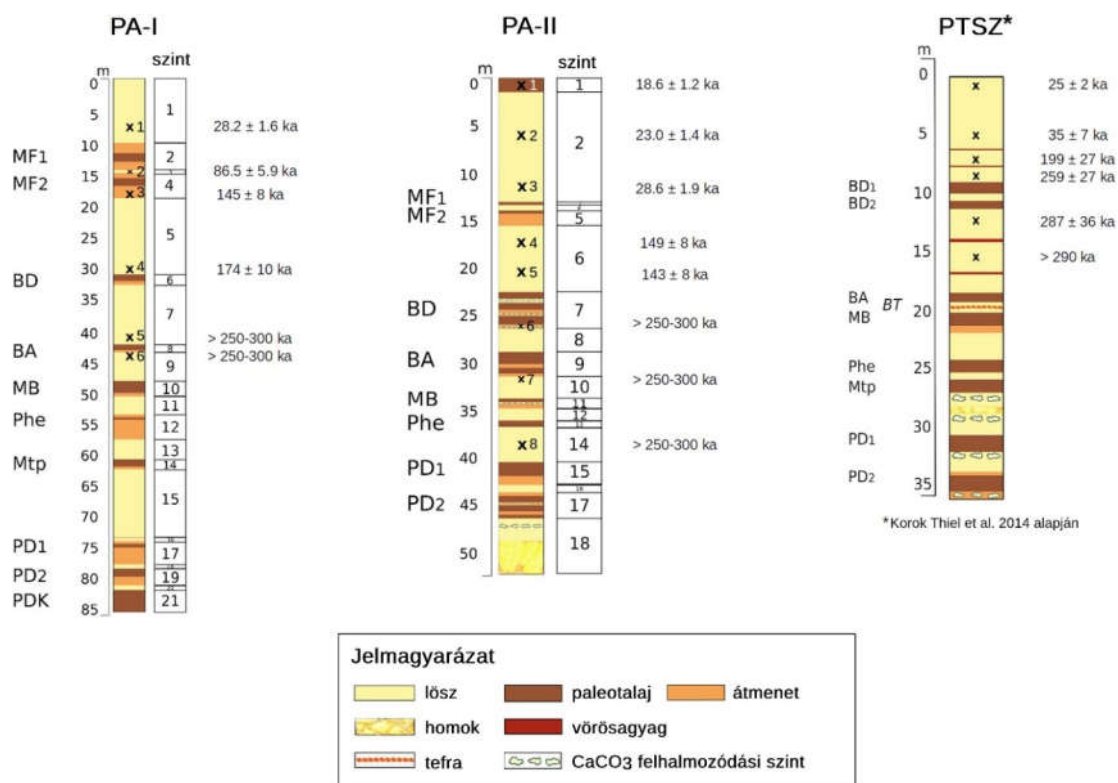
A biztosan egykorú szinteknek a jelenlegi felszín alatti mélysége, valamint lösz és paleotalajok eltérő vastagsága alapján a paleogeomorfológiai helyzetük különbségeire és pleisztocén során bekövetkezett változásaikra következtettünk. A plató peremén, a legmélyebb topográfiai helyzetben lévő téglagyári szelvény (PTSZ) a legkompaktabb, ami különösen a legfelső részen, a BD paleotalajok fölött szembetűnő (57. ábra). Érdemes itt ismét kiemelni, hogy a MF paleotalajok csak a bánya északi falában láthatók, a déli falból hiányoznak (13. ábra). A déli falban tapasztalt kb. 150 ka hiátust (190-40 ka) a MIS 6 és MIS 3 közötti felerősödött erózióval magyaráztuk, aminek oka lehetett a területen húzódó hosszabb, ÉK-DNY irányú törésvonal és/vagy egy közös, rövidebb, É-D irányú törésvonal újbóli aktiválódása. Elképzelhető az is, hogy a feltárás egykori környezetében kialakult szélesatorna miatt csökkent az üledékképződési sebesség és/vagy jelentősebbé vált a denudáció. A lealacsonyodást kézenfekvő lenne a Dunának a fokozatos nyugati irányba történő eltolódásához kapcsolni, de a legújabb kutatások (Tóth és mtsai, 2018) szerint a részmedencék jelentős süllyedése valószínűleg 20 ka körül történt, ami nincs összhangban a PTSZ-nál tapasztalt ennél idősebb képződmények hiányával (Novothny és mtsai, 2020). Valószínűbb, hogy a paksi löszplató peremétől keleti irányban a helyi törésvonal időszakosan erősödő aktivitása erősítette fel a fennsík peremének pusztulását (*Telephely biztonsági jelentés II. kötet, 5. fejezet, Geológia, geofizika, szeizmológia, geotechnika és hidrológia*, 2016). A középső pleisztocén során a Kárpát-medence és környéke növekvő tektonikus aktivitását feltételezték Újvári és mtsai (2014) is a paksi téglagyári löszösszlet geokémiai vizsgálataira alapozva. Megállapításuk szerint az utolsó 0,4 Ma során (a "fiatal löszsorozattal" megegyezően) a tektonikus mozgások intenzitása növekedett, ezért a forrásvidékek lepusztulása felerősödött, ami a Kárpát-medencében növekvő porfelhalmozódási rátát eredményezett. Ezek az eredmények alátámaszthatják a tektonikus tevékenység és a vizsgált rétegsorban megfigyelt eróziós események közötti kapcsolatra vonatkozó elképzelést (Novothny és mtsai, 2020).



57. ábra. A paksi téglagyári feltárást (PTSZ) és a fúrásokat (PA-I és PA-II) összekötő vonal mentén készült keresztaszvénnyek alapján megrajzolt domborzat (Novothny és mtsai, 2020)



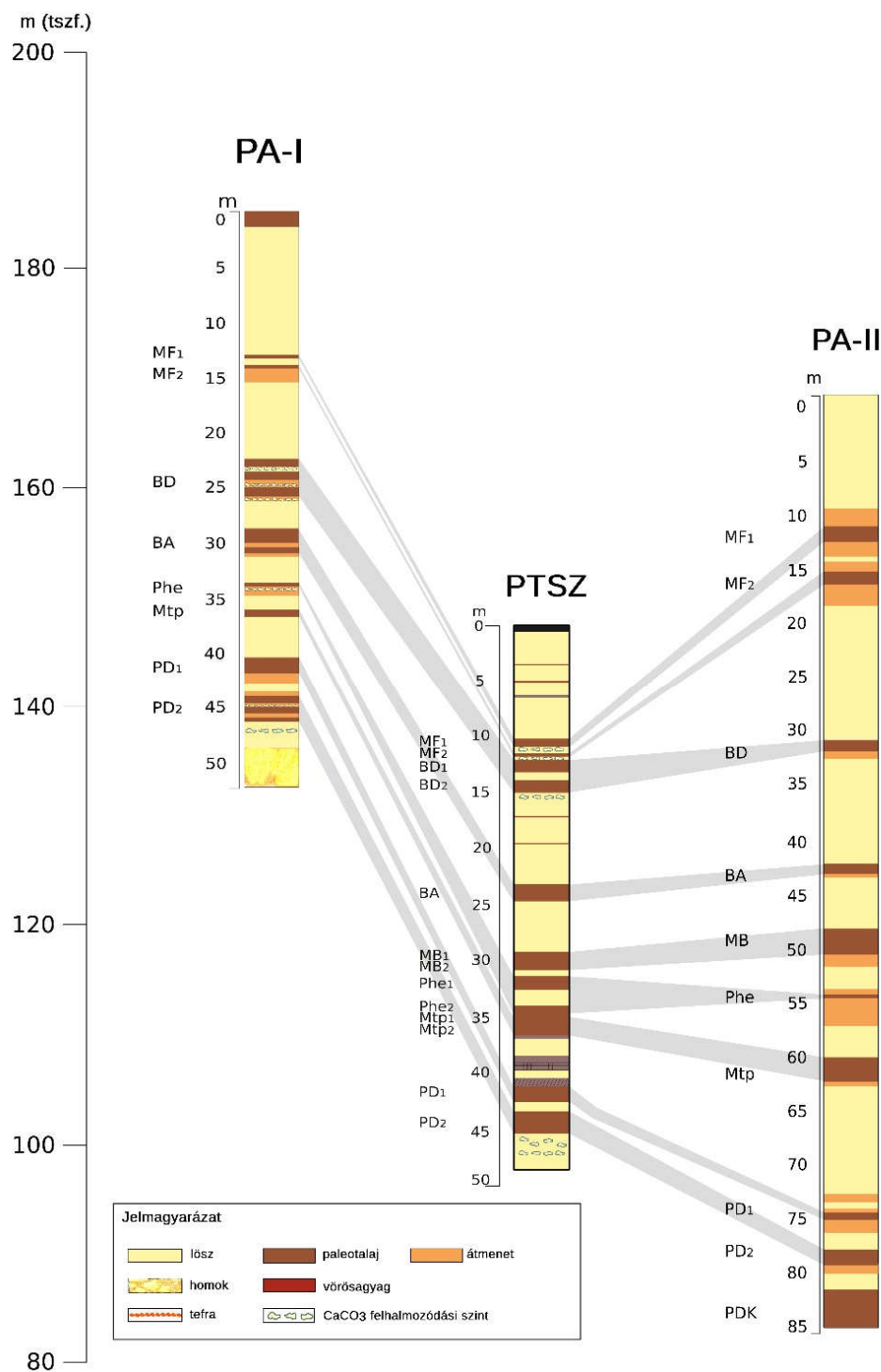
58. ábra. Korreláció a paksi téglagyári feltárás (PTSZ) és a PA-I és II fúrások MS-görbéi alapján (Novothny és mtsai, 2020). A szaggatott vonalak a korreláció első, kizárólag MS-mintákon alapuló kísérletét mutatják. Kérdőjelek jelzik azokat a korrelációkat, ahol nem állt rendelkezésre numerikus kormeghatározás (Novothny és mtsai, 2020).



59. ábra. A PA-I és PA-II fúrómagokon mért pIRIR-290 korok és a paksi téglagyári feltárás (PTSZ) déli falában Thiel és mtsai (2014) által mért lumineszcens korok. X – a lumineszcens mintavételek helye (Novothy és mtsai, 2020). A szelvények melletti paleotalaj rövidítések kifejtése a 2.2. fejezetben található.

A téglagyári feltárás közelében mélyített PA-I fúrás 85 m vastagságú rétegsora tartalmazta az összes paleotalajt, amelyek a 45-50 m vastagságú téglagyári feltárásban is megtalálhatók (57. ábra). A BD, BA, MB paleotalajok csaknem azonos tengerszint feletti magasságban vannak mindkét szelvényben, de a MB alatti idős löszösszlet már mélyebb helyzetben van a PA-I fúrásban. A PA-I korábbi, feltételezett alacsonyabb geomorfológiai helyzetét a löszök és a paleotalajok nagyobb vastagsága és fejlettsége is megerősítette. A mélyebb geomorfológiai helyzet valószínűleg a MB képződésének idejére (MIS 11), a mélyedés feltöltődésével fokozatosan megszűnhetett. A PA-I fúrómag majdnem azonos vastagságú lösz-paleotalaj sorozatot tárt fel, mint a körülbelül 1,1 millió évet átfogó az Udvari-2A fúrás (Kolozsár, 2010; Kolozsár és Marsi, 2010; Sümegi és mtsai, 2018).

A paksi kutatások alapján igazoltuk, hogy az egymástól nem nagy távolságra elhelyezkedő feltárások fejlődése a geomorfológiai és topográfiai helyzetük következtében időszakosan eltérő lehetett, amit a vizsgálatokra alapozott következtetések levonásánál fontos figyelembe venni.



60. ábra. A rétegsorok (PTSZ, PA-I és PA-II) korrelációja a pIRIR-290 korok és az MS-görbék alapján. Az egykorú horizontokat szürke sávval kötöttük össze, kérdőjelek jelzik azokat a kapcsolatokat, amelyeknél nem állt rendelkezésre numerikus kor meghatározás. A szelvények a tengerszint feletti magasságuknak megfelelően helyezkednek el (Novothny és mtsai, 2020).

5.3 A paleotalajok mikromorfológiai vizsgálatának alkalmazása és eredményei

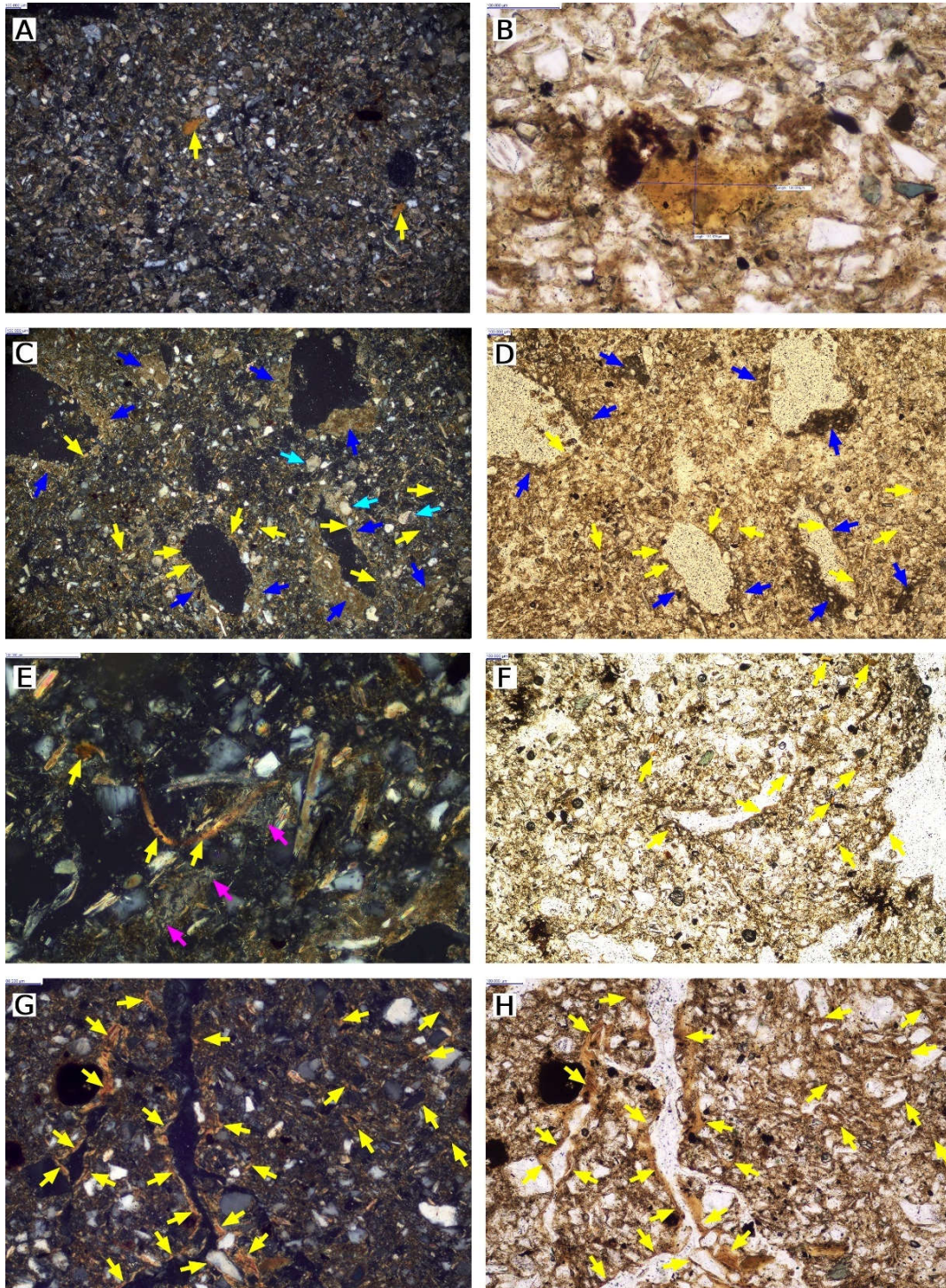
A mikromorfológiai vizsgálatok mindig az egyes feltárások komplex vizsgálatához kapcsolódtak, és a céljuk az egyéb elemzésekkel és mérésekkel kapott eredményeknek a térbeli elhelyezésének, a löszök és paleotalajok alkotóinak egymáshoz való viszonyának, valamint a folyamatok időbeliségének felismerése, vagy az egymásnak ellentmondó eredmények értelmezése volt. Emellett a „klasszikus” feltárások (Basaharc, Paks, Mende) paleotalajainak és azok átmeneti szintjeinek mikromorfológiai leírását is elkészítettem.

5.3.1 *A klasszikus löszfeltárások (Paks, Mende, Basaharc) fiatal löszeiben található paleotalajok besorolásának ellenőrzése makro-, mezo- és mikromorfológiai vizsgálatokkal*

A magyarországi löszkutatásnak mindig nagyon fontos kérdése volt a löszöket tagoló paleotalajok kora és ezzel összefüggésben a típusa, különösen a legfiatalabb barna erdőtalaj megtalálása. A talajtípusok meghatározása és ezután ebből a paleokörnyezetre vonatkozó következtetés azonban csak nagy körültekintéssel lehetséges (Johnson, 1997; Kemp, 1999; Nettleton és mtsai, 2000; Kemp, 2001). A hazai fosszilis talajokat csak néhány kutató vizsgálta mikromorfológiai módszerrel (Stefanovits és mtsai, 1954; Stefanovits és Rózsavölgyi, 1962; Bronger, 1970; Johnson, 1997; Kemp, 1999, 2001). Vélhetően ez az oka azoknak az egymásnak sokszor ellentmondó paleotalaj meghatározásoknak, amelyek a hazai löszökre vonatkozó szakirodalomban találhatók (1. táblázat).

Több hazai löszösszlet (pl. Paks, Basaharc, Mende, Süttő) paleotalajainak mikromorfológiai vizsgálatát is elvégeztem, az ezekből levont következtetések hozzájárultak a rétegsorok fejlődéstörténetének megértéséhez (Bradák és mtsai, 2009; Novothny és mtsai, 2011; Horváth és mtsai, 2019a; Novothny és mtsai, 2020; Horváth és mtsai, 2021; Horváth és mtsai, 2024b). Emellett az egyik legfontosabb célom annak eldöntése volt, hogy a klasszikus magyarországi feltárások fiatal löszösszleteiben található paleotalajok melyik besorolása leghelytállóbb, azaz a képződésük idején inkább erdőborítottságot, erdőssztyepp, vagy sztyepp környezet lehetett jellemző. Elkészítettem az MF, BD, BA és MB paleotalaj-komplexumok makro-, mezo- és mikromorfológiai leírásait, kiegészítve a basaharci téglagyári feltárás tetőszintjéből vett recens talaj vizsgálatával (18. ábra, Függelék).

Az agyagvándorlás nyomait több esetben már a terepen is fel lehetett ismerni a járatok, repedések, a talaj szerkezeti elemeinek felszínén látható fényes felületek alapján, amiket utóbb a mikromorfológiai elemzésekkel is igazolni lehetett változó méretű helyben maradt (in situ) agyaghártyák, vagy átkeveredett agyaghártya töredékek formájában (61. ábra: D, F). A legtöbb paleotalajban a nagymértékű bioturbáció miatt az agyaghártyák általában nem eredeti helyükön, hanem az alapanyagban elszórtan, kisebb méretben voltak láthatók (61. ábra).



61. ábra. Agyaghártya előfordulások a basaharci talajokban. Sárga nyíl: agyaghártya; kék nyíl: felületalatti CaCO_3 bevonat (HC); rózsaszín nyíl: tűkristályos kalcit (NFC); A: MF_1 feletti talaj-üledék komplexum (BA1A/1.1a) (XPL); B: MF_1 felső átmeneti szintje (BA1A/3a) (PPL); C, D: BD_2 alsó része – átkevert agyaghártyák HC-ben (BA2/16a) (C: XPL, D: PPL); E: BD_2 alsó része – agyaghártya töredék tűkristályos kalcittal (NFC) (BA2/16a) (XPL); F: BA_1 – agyaghártya járat falán (BA3A/3b) (PPL); G, H: Agyaghártyák járatok falán és átkeverve az alpanyagban recens talajban (BA5/2) (G: XPL, H: PPL) (fénykép: Horváth, E.)

5.3.2 *A MIS 7 és a MIS 9 éghajlatingadozásainak kimutatása mikromorfológiai vizsgálatok segítségével a basaharci feltárás Basaharc Dupla és a Basaharc Alsó paleotalajaiban*

5.3.2.1 *A MIS 7 és MIS 9 paleotalajok vizsgálatának jelentősége*

A löszkutatásban elterjedt különböző környezetrekonstrukciós módszerek alkalmasságát és a szükséges további vizsgálatokkal kiegészített interpretációk eredményeit a basaharci feltárás két középső-pleisztocén eltemetett talajának, a Basaharc Dupla (BD₁₋₂) és a Basaharc Alsó (BA) példáján keresztül mutatom be (49. ábra).

A kormeghatározások és a BA paleotalaj alatti löszben megjelenő, kb. 360 ka korú, lencsés településű tefra réteg (Bagi Tefra) jelenléte alapján a BA és a BD₁₋₂ talajok a 9., illetve a 7. mélytengeri oxigén-izotóp stádiumban (MIS 9 és MIS 7) keletkeztek (Frechen és mtsai, 1997; Horváth, 2001; Gábris, 2007; Novothny és mtsai, 2021). Az utolsó glaciális ciklusnál korábban képződött és ezen belül is az említett MIS 9 és MIS 7 paleotalajokra vonatkozóan a fiatalabb talajokhoz képest általában kevesebb kutatási eredmény van (Pécsi, 1993).

A MIS 7 időszak különleges, egyrészt a hossza miatt (52-60 ka), másrészt mert a tengerszintváltozások alapján két interglaciálist (MIS 7e és MIS 7c-a) is magában foglal, amelyeket a viszonylag hosszú ideig tartó (kb. 12 ka) hideg MIS 7d választ el egymástól. A MIS 9 időszak jóval egyszerűbb képet mutat, kezdetén a MIS 9e rövid idejű interglaciális volt, amit 2 kisebb lehűlés és felmelegedés követett (Past Interglacials Working Group of Pages, 2016).

Az európai löszömben a MIS 7 során képződött talajkomplexumok egyik fontos jellegzetessége, hogy a két interglaciálist (MIS 7e és MIS 7c, a) reprezentáló fejlett talaj alkotja, amelyeket az „abortált glaciálisként” is emlegetett MIS 7d időszakban képződött 0,5–1,5 m vastagságú lösz, vagy homokos lösz közbetelepülés választ el egymástól (Pécsi, 1965b; Horváth és Bradák, 2014; Marković és mtsai, 2015; Antoine és Limondin-Lozouet, 2024). Francia feltárások malakológiai eredményei alapján ekkor kisebb volt a beerdősültség, ami alapján a MIS 7 időszaktól a többenél hűvösebbnek vagy szárazabbnak tartják (Antoine és Limondin-Lozouet, 2024). A „MIS 7 interglaciális komplexumnak” is nevezett kettős talaj az európai löszömben több helyről is ismert, amelynek a felső tagját mindenütt egy egységként kezelik és a MIS 7a-c interglaciális termékének tartják, további tagolására vonatkozó eredmények nem ismertek (Bronger és Heinkele, 1989; Bronger, 2003; Jordanova és mtsai, 2007; Buggle és mtsai, 2013; Marković és mtsai, 2015; Sümegi és mtsai, 2018; Antoine és Limondin-Lozouet, 2024).

A magyarországi löszsztratigráfiában a Basaharc Dupla (BD₁₋₂) paleotalaj képviseli ezt a periódust (Pécsi, 1965b; Pécsi, 1995a; Frechen és mtsai, 1997; Gábris, 2007; Horváth és Bradák, 2014; Novothny és mtsai, 2021), amelyet a szelvényekben megfigyelhető jellegzetes kettős osztatósága alapján szokás azonosítani, és a mágneses szuszceptibilitás (MS) görbén megjelenő tipikus rajzolata alapján a MIS 7 csúcsaival korrelálták (Oches és McCoy, 1995; Frechen és mtsai, 1997; Gábris és mtsai, 2012;

Horváth és Bradák, 2014; Thiel és mtsai, 2014; Újvári és mtsai, 2014). Az Udvari-2A fúrásban azonban az MS görbe lefutása alapján nem lehetett egyértelműen felismerni, ezért is lehetséges, hogy a fúrás bio- és litosztratigráfiai, valamint MS újrvizsgálata alapján a korábbi litosztratigráfiai beosztást megváltoztatták (Koloszár, 2010), majd ennek alapján a paksi téglagyári és a szerbiai, bulgáriai, és a kínai löszplató Xifengi löszszelvényeivel való új korreláció lehetőségét vázoltak fel (Sümei és mtsai, 2018). Eszerint a tagolás szerint az Udvari-2A fúrásban a löszökre jellemző MS értékeket mutató két nagyon gyengén fejlett talaj képződött a MIS 7 időszakban (Sümei és mtsai, 2018). A feltárások, valamint a korábbi paksi mérés paleotalajainak MS görbéin a MIS 7 periódust általában két hasonló méretű vagy egy erőteljes csúcs reprezentálta (Sartori és mtsai, 1999; Marković és mtsai, 2015; Sümei és mtsai, 2018; Marković és mtsai, 2024). A basaharci feltárás egyediségét az adta, hogy abban a klf görbén három csúcs volt egyértelműen elkülöníthető (62. ábra), amelyhez hasonló eddig csak a paksi téglagyári feltárás déli falának MS görbéjén volt megfigyelhető (Thiel és mtsai, 2014).

A MIS 9 időszak erőteljes felmelegedéssel kezdődött, majd kisebb ingadozásokkal folytatódott (Past Interglacials Working Group of Pages, 2016). Az európai löszökben erről az időszakról csak korlátozottan állnak rendelkezésre geokronológiai adatok, a korbecslések bio- és litosztratigráfiai és AAR eredményeken alapulnak, valamint a Középső-Duna-medencében az ekkor képződött jól fejlett Basaharc Alsó paleotalaj alatti löszben talált Bagi Tefra ad támpontot a besoroláshoz (Pécsi, 1966; Oches és McCoy, 1995; Pécsi, 1995a; Frechen és mtsai, 1997; Horváth, 2001; Gábris és mtsai, 2012; Horváth és Bradák, 2014; Marković és mtsai, 2015; Marković és mtsai, 2024; Novothny és mtsai, 2024). Az Udvari-2A fúrás újrvizsgálata során megváltoztatott sztratigráfia szerint a korábban BD-nek tartott fosszilis talaj BA besorolást kapott, és így először jelent meg a hazai löszök vonatkozásában a MIS 9 korú talajról, hogy az egy kb. 330 ka korú karbonátfelhalmozódási szinttel elválasztott két részből álló komplexum (Sümei és mtsai, 2018). Sümei és mtsai (2018) úgy vélték, hogy ez a Középső- és a Déli-Duna-medence S3 és S4 talajaival korrelálható, amelyeket más kutatások a MIS 9-be illetve a MIS 11-be soroltak (Jordanova és mtsai, 2007; Marković és mtsai, 2011; Marković és mtsai, 2015; Marković és mtsai, 2024). Az Udvari-2A fúrás MS görbéjén és néhány szerbiai szelvényben (Ruma, Stari Slankamen, Batajnica, Mošorin) három csúcs látható, azonban ennek a jellegzetességnek a tanulmányokban nem tulajdonítottak különösebb jelentőséget (Marković és mtsai, 2009; Marković és mtsai, 2011; Marković és mtsai, 2015), kizárólag a batajnicai MIS 9 talaj esetében említették meg annak lehetséges kettős osztatúságát (Marković és mtsai, 2009). A négy feltárás görbéje a három maximummal hasonlóságot mutatott a BA talaj MS görbéjével, azzal a különbséggel, hogy utóbbinál a csúcsok hasonló nagyságúak voltak (66. ábra).

A fentiekből jól látható, hogy a MIS 7 és MIS 9 során képződött paleotalajok besorolása és ezek alapján az európai löszöv egyes területeinek korrelálása közvetlen geokronológiai adatok hiányában csak más módszerekkel lehetséges, amelyek közül kiemelt jelentősége van a mágneses szuszceptibilitásnak (klf), amit többnyire lito- és biosztratigráfiai vizsgálatokkal egészítettek ki (Fink és Kukla, 1977; Kukla, 1977; Pécsi, 1995a; Sartori és mtsai, 1999; Panaiotu és mtsai, 2001; Marsi és mtsai, 2004; Marković

és mtsai, 2006; Jordanova és mtsai, 2007; Koloszá, 2010; Marković és mtsai, 2011; Thiel és mtsai, 2011; Antoine és mtsai, 2013; Buggle és mtsai, 2013; Thiel és mtsai, 2014; Újvári és mtsai, 2014; Marković és mtsai, 2015; Rousseau és mtsai, 2018; Sümegi és mtsai, 2018; Antoine és Limondin-Lozouet, 2024; Marković és mtsai, 2024).

A basaharci szelvényekben az egyébként jellemzően együtt mozgó κ lf és szemcseeloszlási görbéket összehasonlítva, ezzel ellentétes tendenciák, továbbá kiugróan magas értékek fedezhetők fel (49. ábra). Az egyik ilyen a BD₁ és BD₂ közötti (62. ábra), valamint a BA paleotalaj alatti (67. ábra) löszökben alacsony κ lf értékek mellett az agyagtartalom jelentős növekedése volt (62. ábra). A BA paleotalaj alatt a κ lf érték növekedéséhez nem társult magasabb agyagtartalom (67. ábra). Mivel a magasabb κ lf értékek a talajképződés jelenlétére utalnak, jelentősebb növekedésük pedig a talajképződés erősségével vagy időtartamával mutat összefüggést, ezek jellemzően az agyagfrakció feldúsulásával is együtt járnak (Derbyshire és mtsai, 1988; Liu és mtsai, 2005; Novothny és mtsai, 2011; Antoine és mtsai, 2013; Csonka és mtsai, 2020).

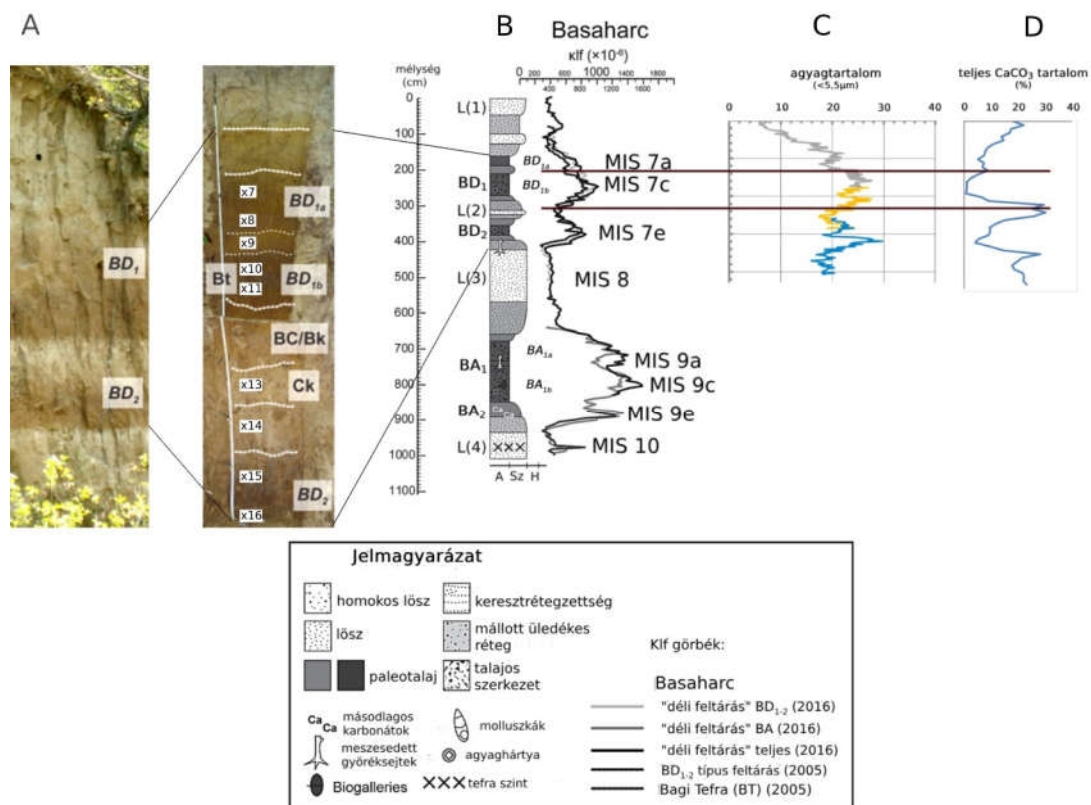
Más esetekben a κ lf görbében meglepő helyen kiugróan magas értékek mutatkoztak. A BD₁ paleotalajban a κ lf-görbén két csúcs látható (62. ábra B), csakúgy, mint a BA₁ paleotalajban (67. ábra B), amelyek eddig nem ismert éghajlat-ingadozásokra utalhatnak. Felmerült a kérdés, hogy a magas mágneses szuszceptibilitás (κ lf) értékek mindig egyértelműen erős interglaciálist jeleznek-e, vagy az ok a nedvesebb helyi mikrokörnyezet, esetleg egy korábbi talajképződés, vagy alacsonyabb topográfiai helyzetben (pl. egy mélyedésben) magasabb topográfiai szintekről származó talajosodott (magasabb κ lf értékű) anyag folyamatos felhalmozódása, vagy esetleg helyben is zajló pedogenezis lehet.

A széles körben használt, nagy felbontású és legköltséghatékonyabb módszerek, mint például a szemcsemeret-elemzés és a κ lf mérések egyidejű használata nagyon elterjedt, de a segítségükkel felismert folyamatok megértése azonban még mindig korlátozott. Az interpretációban a többi módszer mellett a talaj-mikromorfológia alkalmazása és az általánosan használt paraméterekkel való összehasonlítás töltheti be ezt a hiányt, azáltal, hogy betekintést nyújt a talajok szerkezetébe, és lehetővé teszi a talajképződési jellemzők és a posztpedogén változások azonosítását (Bronger, 1976; Becze-Deák és mtsai, 1997; Stoops és mtsai, 2018; Stoops és mtsai, 2020). A BD és BA paleotalajok κ lf és szemcseeloszlási görbéinek értelmezéséhez, a szokatlan jelenségek magyarázatának megtalálásához a kérdéses szintekből készített vékonycsiszolatokat polarizációs mikroszkóp segítségével elemeztem (Horváth és mtsai, 2021).

A basaharci feltárásból származó összes vékonycsiszolatban közös volt a nagyfokú átkeveredés, amely elsősorban a bioturbációra volt visszavezethető. A helyben képződött másodlagos karbonátok (pl. CaCO₃ felületi és felületalatti bevonatok, meszesedett gyökérsejtek és földigiliszta bioszferoidok) és a csigahéjak töredezettsége, az alapanyagtól feltűnően eltérő járatokkitöltések mellett a Bt szintekben az ép (helyben maradt) agyagbevonatok hiánya mind a szintek átkeveredésére utaltak.

5.3.2.2 *BD₁₋₂ paleotalaj-komplexum*

A BD₁₋₂ paleotalajokat tartalmazó szelvény (62. ábra A) az egykori téglagyár déli részén található (48. ábra). A feltárás középső részén két jól elkülönülő, eltemetett talaj látható, közöttük 1 m lösszel, amelyet a paleotalaj-komplexum egyik legfontosabb jellemzőjeként használtak (Pécsi, 1965b, 1975, 1993; Horváth és Bradák, 2014).



62. ábra: A Basaharc Dupla (BD) paleotalaj-komplexum kulcsfeltárásának eredményei A – A BD paleotalaj-komplexum terepi fényképe a vizsgálatok alapján elkülönített szintek és a talaj vékonycsiszolatok helyének (x7–16) jelölésével; B: A klf mérések eredményei; C – Az agyagfrakció aránya; D – A teljes CaCO₃ tartalom eloszlása a szelvényben; BC – B és C talajszintek közötti átmenet, BK – mészlepedékes szint, Bt – agyagbemosódás szintje, Ck – mészfelhalmozódás a talaj C szintjében; (Bradák, B., Novothny, Á., Milinkó, I. mérései alapján szerkesztette: Horváth, E.)

A BD₂ paleotalaj vékonyabb (65 cm) és világosabb barna (10YR 6/3, 6/4), mint a BD₁, alsó határa éles és egyenes. Alatta a lösz színe világosabb és fehér árnyalatú, ami a BD₂ talajképződés során fellépő kilúgzási folyamatból származó és ideszállított CaCO₃-felhalmozódásának köszönhető. A BD₂ paleotalaj felső határa átmenetes, ami a hűvösebb körülmények között a por kisebb felhalmozódási sebességére, erős bioturbációra és a talajképződés folyamatos elmaradásra utal.

A BD₁ paleotalaj vastagabb (85 cm) és sötétebb barna (10YR 6/3, 10YR 5/4), mint a BD₂. Felső határa a lösz felé a BD₂ talajhoz hasonlóan folyamatos, ami ugyancsak a hidegebb időszakba való fokozatos átmenetre utal. A BD₁ alsó határa a bioturbáció miatt enyhén hullámos és éles a CaCO₃-tartalom nagy különbsége miatt, a talajban 0%, alatta >20%, és különböző méretű löszbabák jellemzőek. A talaj a kilúgzási folyamatok

következtében elmésztelenedett, a felső részében előforduló mésztartalom másodlagos, a felette települő löszből származik.

A korábbi publikációk szerzői a BD₁ és a BD₂ paleotalajokat többnyire csernozjomként, barna erdőtalajként, valamint erdőssztyepp talajként (*1. táblázat*) azonosították (Horváth, 2001; Horváth és Bradák, 2014). A feltárásban mért lumineszcens kormeghatározások alapján a paleotalaj-komplexum a MIS 7 során alakulhatott ki (Novothny és mtsai, 2021; Novothny és mtsai, 2024).

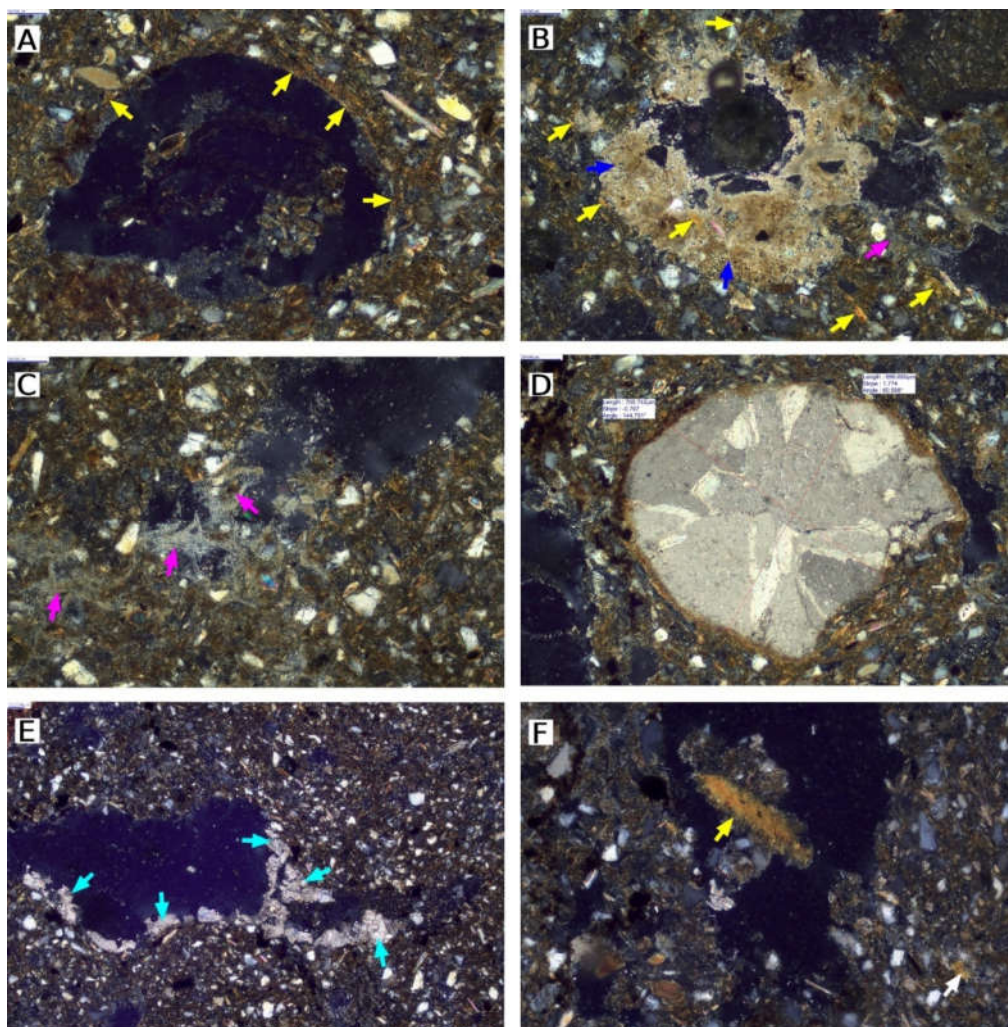
A BD paleotalaj-komplexum klf-görbéje (62. ábra B) nagy hasonlóságot mutatott a $\delta^{18}\text{O}$ -görbe MIS 7 interglaciális időszakát reprezentáló szakaszával (6. ábra), amelynek alsó részén rövidebb felmelegedési (MIS 7e), felső részén pedig hosszabb melegebb időszak van két elkülönülő csúccsal (MIS 7a és 7c) (Past Interglacials Working Group of PAGES, 2016).

A BD₁ és BD₂ közötti löszből származó post-IR IRSL kor 193 ± 13 ka (49. ábra). A BD₂ alatti löszben a post-IR IRSL kor valamivel fiatalabb (220 ± 12 ka), mint az AAR módszerrel kapott MIS 8 (243-300 ka) kor. A fedő löszből származó IRSL kormeghatározás és AAR eredményei megegyeznek: 150 ± 16 ka post-IR IRSL és az AAR módszerrel kapott kor MIS 6 (Novothny és mtsai, 2024).

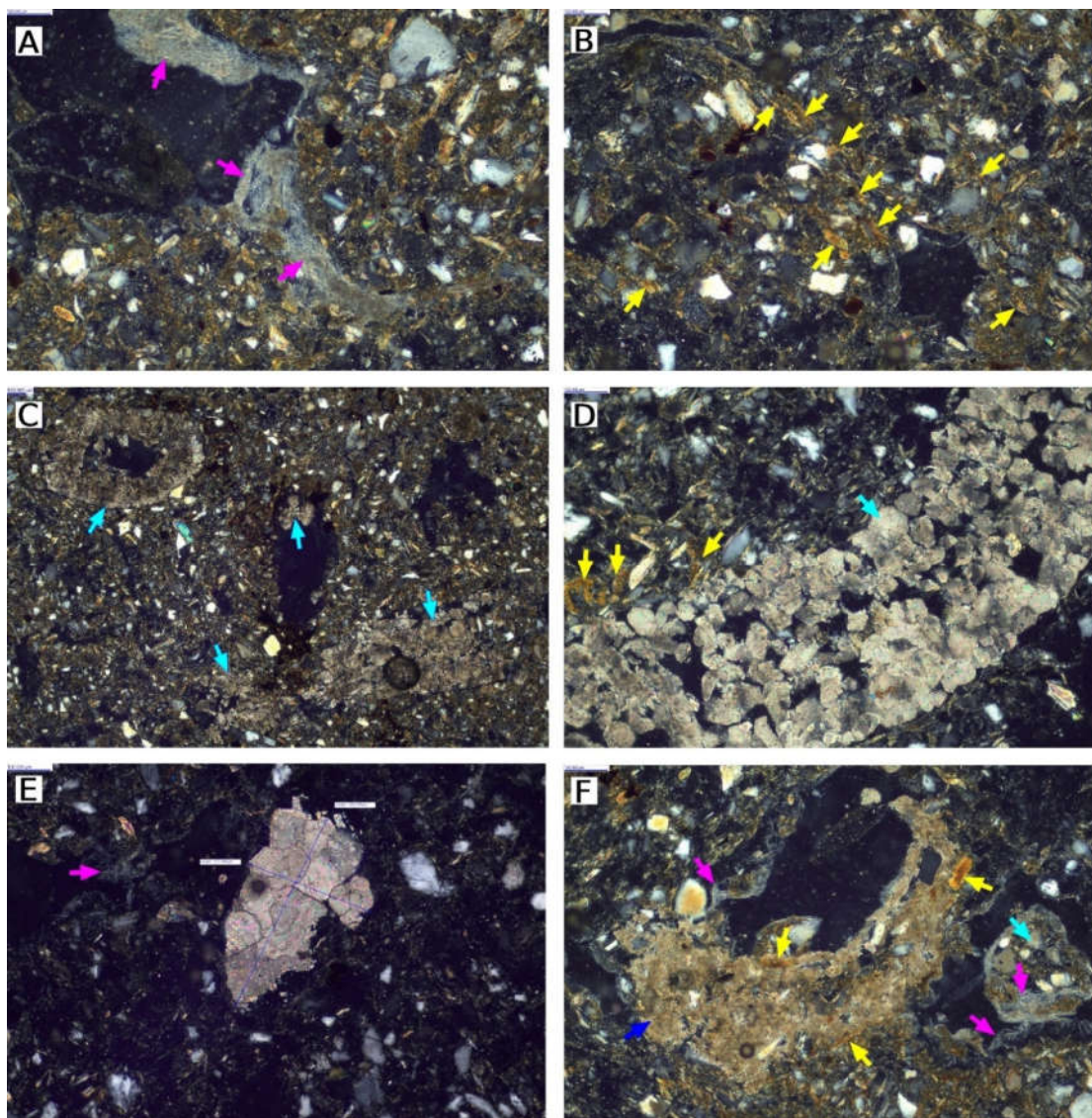
Az agyagfrakció ebben a paleotalaj-komplexumban többnyire meghaladta a 20%-ot, és három esetben a 25% -ot is (227-259 cm, 287-315 cm, 401-431cm) (62. ábra C). Ugyanezekben a szintekben a teljes CaCO_3 tartalom (62. ábra D) elérte a minimumot, vagy 10% alatt volt (220-290 cm, 370-410 cm, 150-220 cm között fokozatosan csökkenő értékek). A magas klf-értékekkel párhuzamos magas agyagtartalom a BD₂ paleotalajt, a magas CaCO_3 -értékek pedig az alatta lévő karbonátfelhalmozódási szintet jelezték (62. ábra). A paleotalaj-komplexum felső része bonyolultabb képet mutatott. A BD₁ paleotalaj felső részén CaCO_3 -csúcs mélyebben helyezkedett el, mint az agyagcsúcs, ahol a klf-értékek csökkenni kezdtek, amely értékek jól illeszkedtek a talajképződés során a kimosódást követő karbonátfelhalmozódáshoz. A BD₁ felső részén a klf-görbén 170-200 cm-nél egy másik magasabb értékű tartomány is látható volt, amely elkülönült az alatta lévő karakteresebb klf csúcstól. A BD₁ profil középső részén 10 cm vastag világosabb horizont látszott az alacsonyabb klf-tartomány mélységében (62. ábra A). A BD paleotalaj-komplexum két tagja között löszben (L(2)) lokális agyagtartalom növekedés volt tapasztalható, ami azonban nem járt együtt a klf értékek növekedésével (62. ábra C és B). Itt a 320 cm-től kezdődő CaCO_3 görbe csökkenése is stabilizálódott a 9% feletti tartományban.

A BD₁ paleotalaj heterogén volta, a paleotalaj közepén a kissé világosabb barna sáv (BA2/9), a klf görbe kettős csúcsa, a magas agyagtartalom, valamint a felső részében alacsony, az alsó részében magas CaCO_3 -tartalom felvetette annak a lehetőségét, hogy a korábbi talajképződést rövid löszképződési periódus váltotta fel, majd újra megindult a pedogenezis, aminek következtében kismértékű kilúgzás és az alsóbb részben CaCO_3 felhalmozódás történt (62. ábra). Amíg a legfelső részben (BA2/7 és BA2/8) a járatokhoz kapcsolódóan is található agyaghártya (63. ábra), addig a feltételezett két paleotalaj (BD_{1a} és BD_{1b}) közötti átmeneti szintből készült vékonycsiszolatban (BA2/9a) több volt a másodlagos karbonát (63./B ábra), mint a fölötte és alatta lévő szintekben, jelentős a

bioturbáció és csak áthalmazott agyaghártya töredékek láthatók (63. ábra D). Ugyanitt több volt a jól fejlett felületalatti bevonat (HC) (BA2/8a) mint a legfelső talajsztintben, a helyben maradt előfordulások között volt olyan, amelyikhez gyenge CaCO_3 bevonat (CC) is kapcsolódott (63./B ábra). Felületalatti bevonatok az egyébként nem meszes alapanyagban, áthalmazott töredékeként is megtalálhatók voltak. A BD_1 alsó és felső része közötti szintben a meszesedett gyökérsejtek (CRC) kisebb része volt eredeti képződési helyén, az egykori gyökérjáratban, de ezek is legalább részben töredezték voltak, többségük kisebb darabokra esett szét és a mátrixba is belekeveredett (63. ábra E). Ugyanitt, néhány felületalatti bevonat nélküli járatban apró, jellemzően $100\ \mu\text{m}$ hosszú tűkristályos kalcit (NFC) csoportok őrződtek meg (63. ábra, C). A legtöbb földigilisza-bioszferoid (EBS) kis ($<500\ \mu\text{m}$) átmérőjű volt, és a peremeken aprózódás nyomai voltak.



63. ábra. A BD_{1a} (BA2/7 és BA2/8) és a BD_{1a} – BD_{1b} közötti átmenetből (BA2/9) származó vékonycsiszolatok (XPL). Sárga nyíl: agyaghártya; sötétkék nyíl: HC; kék szegélyes zöld nyíl: CC; magenta nyíl: NFC; A – Helyben képződött agyaghártya a járat falán (BA2/7) a BD_1 paleotalaj felső részéből (BD_{1a}) származó vékonycsiszolatban; B–F képek a BA_{1a} és a BA_{1b} közötti átmeneti szintből. B – Áttelepített agyaghártya az alapanyagban és erős HC (BA2/8); C – Tűkristályos kalcit (NFC) felhalmozódása járatban (BA2/9); D – nagyméretű ($700 \times 700\ \mu\text{m}$), részben töredezett földigilisza bioszferoid (EBS) (BA2/9); E – Áttelepített meszesedett gyökérsejtek (CRC) járatban; F – Jól fejlett felületalatti CaCO_3 bevonat (HC), rajta CaCO_3 bevonat (CC) a BD_1 paleotalaj két része (BD_{1a} és BD_{1b}) közötti világosabb átmeneti szintből (BA2/9a) (fénykép: Horváth, E.)

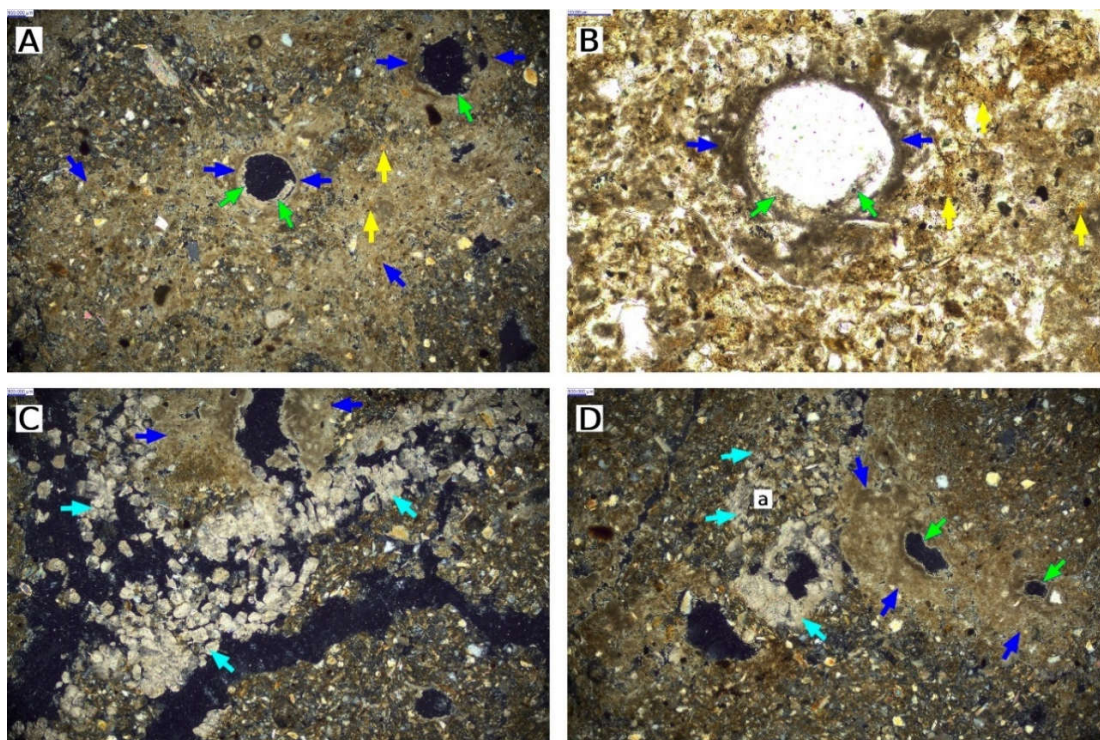


64. ábra. A BD₁ paleotalaj alsó részéből (BD_{1b}) származó vékonycsiszolatok (XPL). A – Tűkristályos kalcit (NFC) felhalmozódása járatban (BA2/10); B – Agyaghártya helyben maradt helyzetben (felül) és töredékek formájában a mátrixban (BA2/10); C – Helyben képződött meszesedett gyökérsejtek (CRC) kereszt- és hosszszetszeti képe (BA2/11b); D – Helyben képződött meszesedett gyökérsejtek (CRC) és agyaghártya töredékek (BA2/11b); E – Erősen töredezett EBS a mátrixban (BA2/10a); F – Agyaghártya töredék felületalatti bevonatban ((BA2/10a) (fénykép: Horváth, E.)

A vékonycsiszolatban látható jellemzők és a korábban bemutatott eredmények alapján ez a szint két különböző időben képződött részre osztja a BD₁ paleotalajt. Ez azzal magyarázható, hogy a BD₁ paleotalaj alsó részének kialakulása (MIS 7c) után a felszínén löszképződés zajlott (MIS 7b), majd az ezt követő melegebb és nedvesebb időszakban (MIS 7a) ezen a löszön egy másik talaj alakult ki.

A MIS 7 a-c korbesorolású paleotalajokban először sikerült leírni az európai löszömben a MIS 7 felső részében a két meleg kilengés különálló megjelenését (MIS 7a és MIS 7c), ezzel igazolni, hogy a BD paleotalaj-komplexum az eddig feltételezett kettő (MIS 7a-c és MIS 7e) helyett három talajképződési fázist foglal magában (62. és 73. ábra).

A BD₁ és BD₂ paleotalajok közötti lösz (L(2)) szemcseeloszlási görbéjén feltűnt a 20% feletti agyagfrakció arány, miközben az egyértelműen fejlett talajhorizontoknál ez az érték csak 25% körül volt, és Basaharcon csak a BA-ban érte el a 30%-ot. A klf értékei ebben a szelvényben a löszökre jellemzően alacsonyak voltak (62. ábra C és B). A z innen származó vékonycsiszolatokban (BA2/13) a mátrix erősen meszes volt, és sokféle másodlagos karbonát volt benne, mint például CaCO₃ felületalatti bevonat, (HC) meszesedett gyökérsejtek (CRC), CaCO₃ bevonatok a járatok falán, és néhány, valamennyire töredezett földigiliszta bioszferoid (EBS). Közülük az egykori gyökércsatorna körül képződött HC-k a leggyakoribbak és jól fejlettek voltak (65. ábra A, B). Az alapanyag bioturbált volt, ami könnyen felismerhető volt a meszes és nem meszes alapanyag részek közötti éles határokról, valamint és a mátrixban található és a járatokban található átkevert CRC töredékekről (65. ábra C), és az EBS töredékekről. Nagyon kevés apró agyaghártya töredék volt, amelyet az anyagnak a sok agyaghártyát tartalmazó BD₂ paleotalajjal való keveredése eredményezhetett.

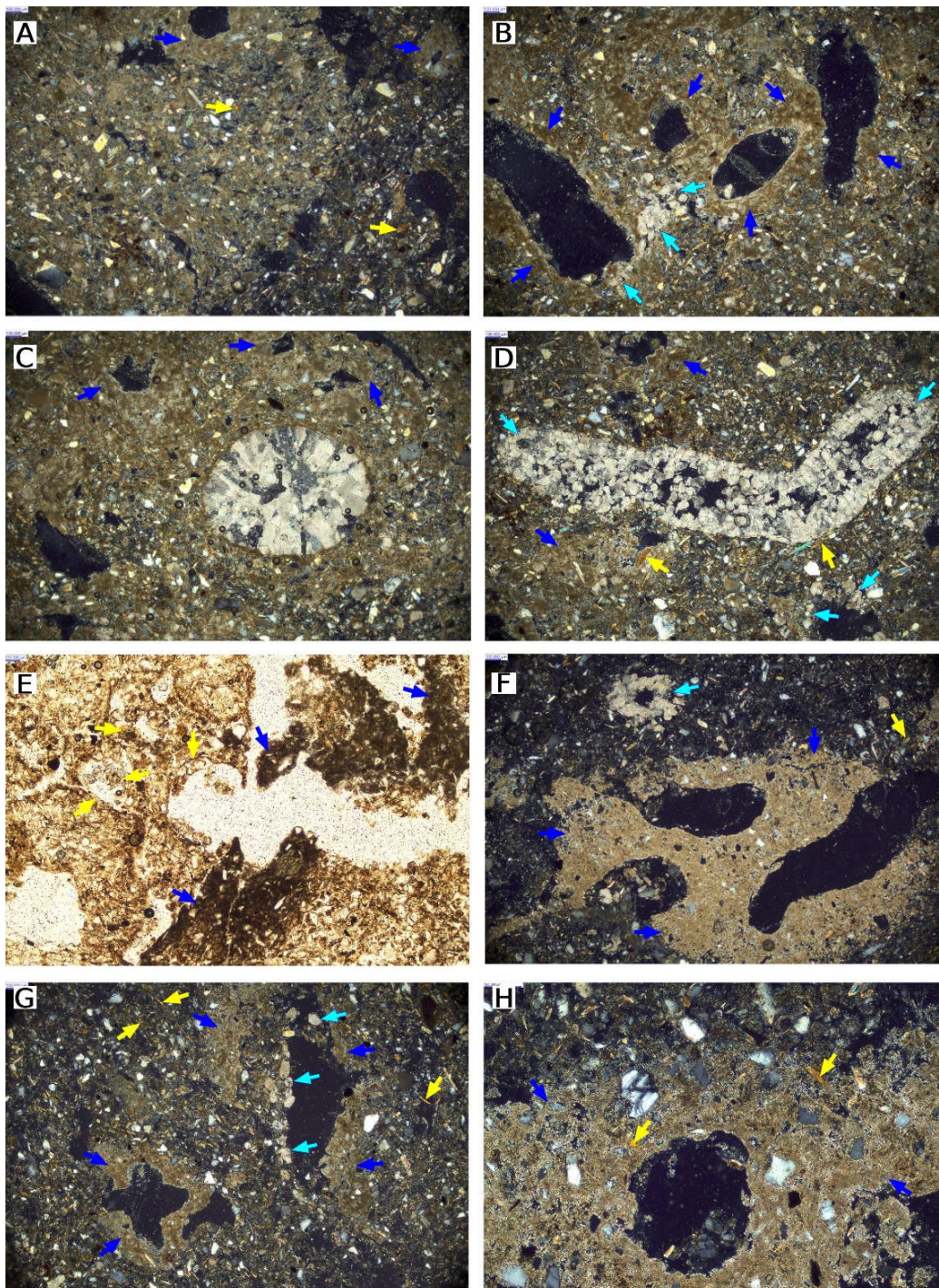


65. ábra. A BD₁ és BD₂ paleotalajok közötti L(2) lösz. A – meszes alapanyag, HC (sötétkék nyíl) és a járatban CC (zöld nyíl kék szegéllyel)(XPL); B – Az A képen látható HC és CC nagyobb nagyításban (PPL); C – átkevert CRC (világoskék nyíl) gyökérjáratban, és az átkeveredésre utaló éles határ a meszes (balra fent) és mésztelen (jobbra lent és középen) mátrix között (BA2/13)(XPL); D – Erős mészfelhalmozódás a mátrixban, CRC járatban (világoskék nyíl) és átkeveredve a mátrixban (a) (BA2/13)(XPL). (Fénykép: Horváth, E.)

A BD₁ és a BD₂ talajok közötti löszből (L2) származó vékonycsiszolat (BA2/13) mikromorfológiai elemzése alapján az agyagfrakció 20% feletti értékeit nem az agyagásványok, hanem a mikrites kalcitoknak az alapanyagban való jelenléte okozhatta (65. ábra D), amit a magasabb teljes CaCO₃-tartalom is jelzett (62. ábra). Fontos kiemelni, hogy a szemcseméret-elemzésekhez használt minták előkezelése (ultrahangos és/vagy nátrium-pirofoszfátos dezaggregálás) csak a szemcsék összetapadásának megszüntetését célozta. Ebből a szintből is származott egy minta, amelyen az előkezelések hatásának feltárását célzó összehasonlító mérések történtek. A CaCO₃-tartalmat eltávolító sósavas előkezelés után az agyagfrakció aránya kb. 2%-kal csökkent. Az előkezeletlen és az előkezelt minták szemcseméret-elemzési eredményei és a mikromorfológiai vizsgálatok közötti különbség egyértelműen alátámasztotta azt a hipotézist, miszerint a szintben agyagtartomány magas értékei nem a magas agyagtartalomnak, hanem a <5µm-es frakcióban található mikrites kalcit jelenlétének voltak köszönhetőek.

A BD₂ paleotalaj felső (BA2/14a), középső (BA2/15c), és az alsó (BA2/16a) részéből készült vékonycsiszolatok mindegyikében jellemző volt a bioturbáció, az átkevert és helyben maradt agyaghártyák, meszesedett gyökérsejtek (CRC), valamint jól fejlett felületalatti bevonatok (HC) (66. ábra).

A BD₂ talaj legfelső részében két rendkívüli méretű (1200 x 900 és 1600 x 900 µm) földigiliszta bioszferoid mellett még átlagos mennyiségben és méretben fordultak elő ezek a maradványok, az alsó két vékonycsiszolatból nem kerültek elő 500µm-nél nagyobb példányok, és kisebbek is csak elvétve. Ez ellentmondott az iszapolással leválasztott minták mennyiségének (76. ábra), mivel a binokuláris meghatározás során a felső részben kiugróan sok (>250 db), de a középső és alsó részben is több mint 100 darab 500 µm-nél nagyobb EBS került elő. Ez arra mutatott rá, hogy csupán a vékonycsiszolat által lefedett területen nem voltak EBS-ek, de a szintekben jellemzőek voltak. Több EBS is felületalatti bevonatban található, ami azt mutatja, hogy azok korábban, a HC képződése előtt kerültek az alapanyagba (66. ábra, C). Agyaghártya töredékek ugyancsak megfigyelhetők voltak felület alatti bevonatokban (66. ábra, D, H) és meszes alapanyagú járatkitöltésben is (66. ábra, A). A kolloidális formában történő agyvándorlás csak mészes, de legalábbis nem lúgos környezetben tud végbemenni (Becze-Deák és mtsai, 1997; Stoops és mtsai, 2018), ezért feltételeznünk kellett a talajképződés során lezajlott kilúgzást, majd a későbbiekben a talajnak felszínére rakódó friss poranyagból, felülről történő újrameszeződését. Valószínűleg ehhez a fázishoz kapcsolódott a CRC-k és a helyben maradt HC-k kialakulása is (66. ábra, B, F, G, H). A HC töredékek keletkezése feltételezésem szerint a talajképződés végén, a löszképződés kezdetén lezajlott bioturbáció eredménye volt (66. ábra, C, E).



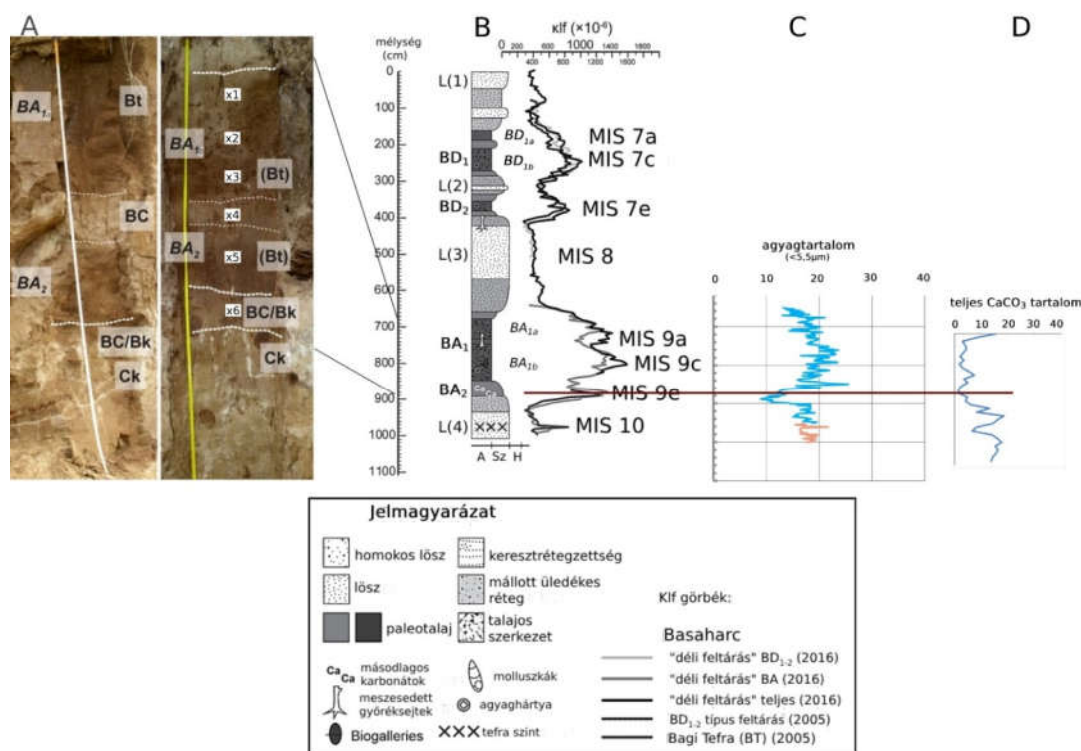
66. ábra. A BD₂ paleotalajból származó vékonycsiszolatok. Sárga nyíl: agyaghártya; magenta nyíl: NFC; kék nyíl: HC; világoskék nyíl: CRC. A – Erősen meszes (balra, nagyméretű járat kitöltéseként) és mésztelen (jobbra), alapanyag éles elkülönülése, mindkettőben agyaghártya töredékekkel (BA2/14a) (XPL); B – HC-k és részben áthalmozott CRC-k (BA2/14a) (XPL); C – Erősen meszes mátrixban HC és nagyméretű (900x1200µm) EBS (BA2/14a) (XPL); D – Agyaghártya töredékeket tartalmazó mátrix, HC-val, közepén jó megtartású CRC-k eredeti helyzetben (BA2/14a) (XPL); E – Átkevert és helyben maradt agyaghártyák (utóbbi középen), és átkevert HC-k (BA2/15c) (PPL); F – Összenőtt HC-k és CRC keresztmetszet (BA2/15c) (XPL); G – Helyben maradt és átkevert HC, a járatban átkevert CRC, agyaghártya töredékek a mátrixban (BA2/16a) (XPL); H – Jól fejlett HC-ben agyaghártya töredékek (BA2/16a) (XPL); (fénykép: Horváth, E.)

A BD₁ és BD₂ paleotalajok mikromorfológiai eredményei összhangban voltak a pIR-IRSL koradatokkal és a klf-görbének a MIS 7e, 7c, 7a szakaszaival való párhuzamosításával (Horváth és mtsai, 2021). A BD₁ paleotalajban a felső (BD_{1a}) és alsó (BD_{1b}) részéhez képest kissé világosabb, több másodlagos karbonátot tartalmazó szint a talajképződés rövid szünetére utal, ami a MIS 7b idején hidegebb, löszképződéssel járó időszakban történt, és ez a lösz lett a BD_{1a} paleotalaj alapkőzete. A BD_{1a} paleotalaj kialakulásának feltételezése megmagyarázhatja az átmeneti horizontban (BA2/13a) a másodlagos karbonátok nagyobb mennyiségét, a helyben lévő agyagbevonat hiányát, továbbá a BD_{1b} alsó részében a legfelső talajból kimosódott CaCO₃ felhalmozódása miatt lefelé növekvő CaCO₃-tartalmat. Ez azt jelenti, hogy a klf-görbe két felső csúcsa a MIS 7a és MIS 7c, a legalsó pedig a MIS 7e időszakkal hozható összefüggésbe (73. ábra). A BD₁ és BD₂ közötti agyagtartalom magasabb értékei nem illeszkedtek a klf-görbe egyik csúcsához sem, ennek oka a mátrixban diszpergált mikrites kalcium-karbonát nagyobb mennyisége, amit a mikromorfológiai vizsgálatok is igazoltak.

5.3.2.3 BA paleotalaj

Az erősen fejlett, sötétbarna, csokoládébarna színű, helyenként 1,5 m vastag BA paleotalajt a korábbi szakirodalmak (1. táblázat) csernozjom típusú talajként azonosították (Pécsi, 1965b, 1975, 1993; Horváth és Bradák, 2014). A leírások és a talajtípus meghatározása között ellentmondás volt, mivel a már a terepi vizsgálatok során is látható fényes felszínnek és a hasábos szerkezet fejlett erdőtalajra utalt. A BA fölötti (MIS 8) és alatti (MIS 10) löszből származó AAR eredmények, valamint az alatta települő Bagi Tefra jelenléte alátámasztotta a paleotalaj MIS 9-ben való keletkezését, a Bagi Tefra fölötti rétegből származó post-IR IRSL minták kora 264 ka és 228 ka, az alatta lévő löszben 268 ka és 237 ka volt (Novothy és mtsai, 2021; Novothy és mtsai, 2024). A talajképződés erősségét a klf-értékek is igazolták, amelyek az egész basaharci szelvényben itt voltak a legmagasabbak (49. 67. ábra), és amelyekben két határozottan elkülönülő tartomány, a paleotalaj felső részén pedig egy kettős csúcs látszott. Az eltérések nemcsak ezen a görbén, hanem alapos vizsgálat után a terepen is felismerhetők voltak egy 25 cm-es világosabb barna szint formájában, amely megjelenése egybeesett a CaCO₃ görbe 20%-os csúcsával. Ugyanakkor az agyagtartalom aránya alacsony maradt, a szelvényben itt voltak a legalacsonyabb értékek, amelyeknél még az alatta lévő lösz is magasabb agyagtartalommal rendelkezett (49. ábra).

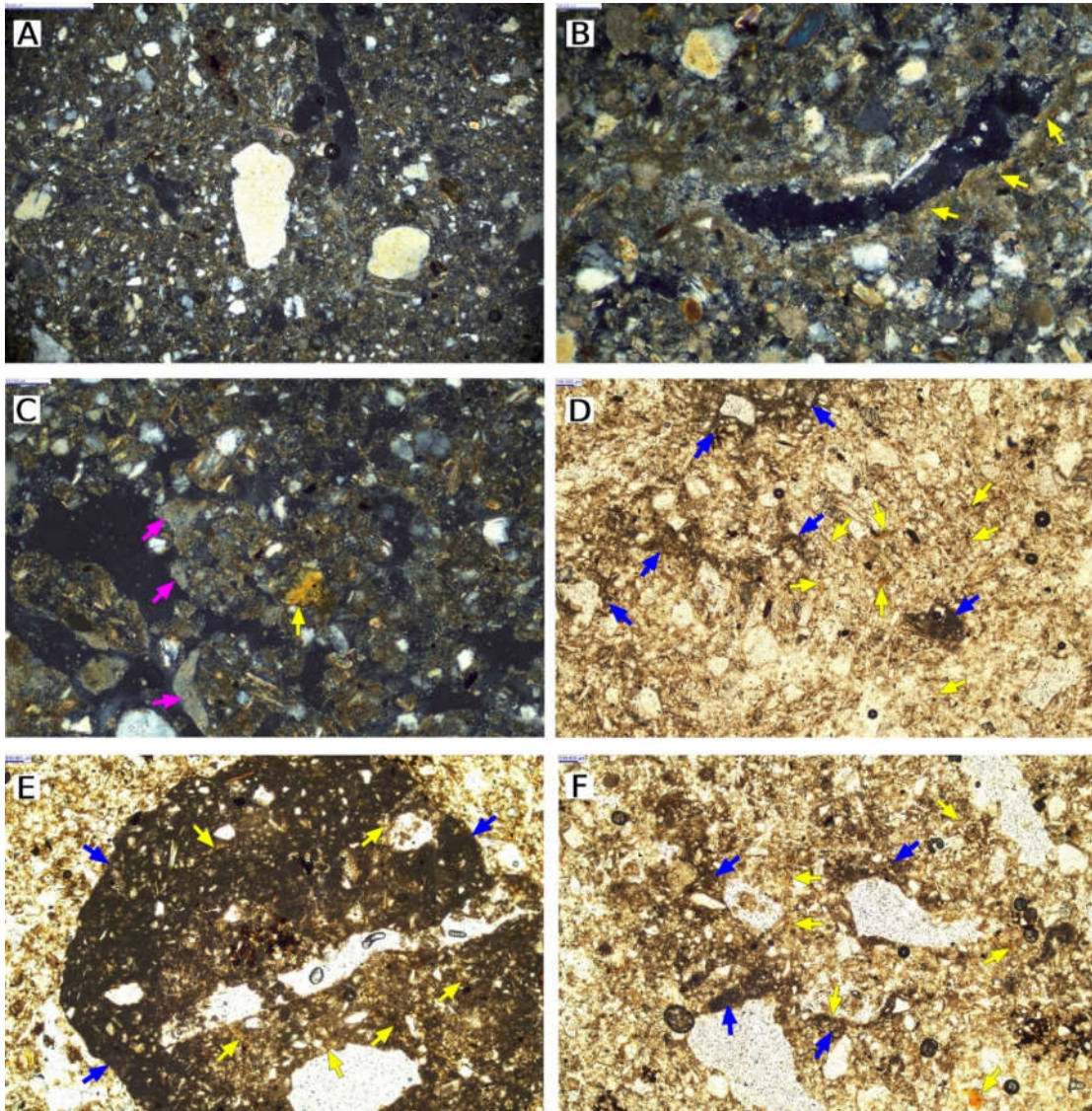
A BA paleotalaj felső részében a klf-értékek különbsége kisebb volt ($0,3-0,4 \times 10^{-3}$ SI), mint a szomszédos szintekben (67. ábra B), de a színben nem volt jelentős változás (67. ábra A). Az agyagtartalom 18 és 23% között ingadozott, kifejezett maximum nélkül. A teljes CaCO₃-tartalom 8% alatti, de többnyire 1-3% között mozog (67. ábra C és D). A talaj középső részén jelent csak meg egy kisebb csúcs (7%), itt a klf-értékek kisebbek voltak, ami egy korábbi talaj alatti karbonátfelhalmozódást jelezhet.



67. ábra: A Basaharc Alsó (BA) paleotalaj kulcsfeltárásának eredményei. A – A BA paleotalaj terepi fényképe a vizsgálatok alapján elkülönített szintek és a talaj vékonycsiszolatok helyének (x1–6) jelölésével; BC – B és C talajszintek közötti átmenet, BK – mészlepedékes szint, Bt – agyagbemosódás szintje, Ck – mészfelhalmozódás a talaj C szintjében; B – A klf mérések eredményei; C – Az agyagfrakció aránya; D – A teljes CaCO₃ tartalom eloszlása a szelvényben. (Bradák, B., Novothny, Á., Milinkó, I. mérései alapján szerkesztette: Horváth, E.).

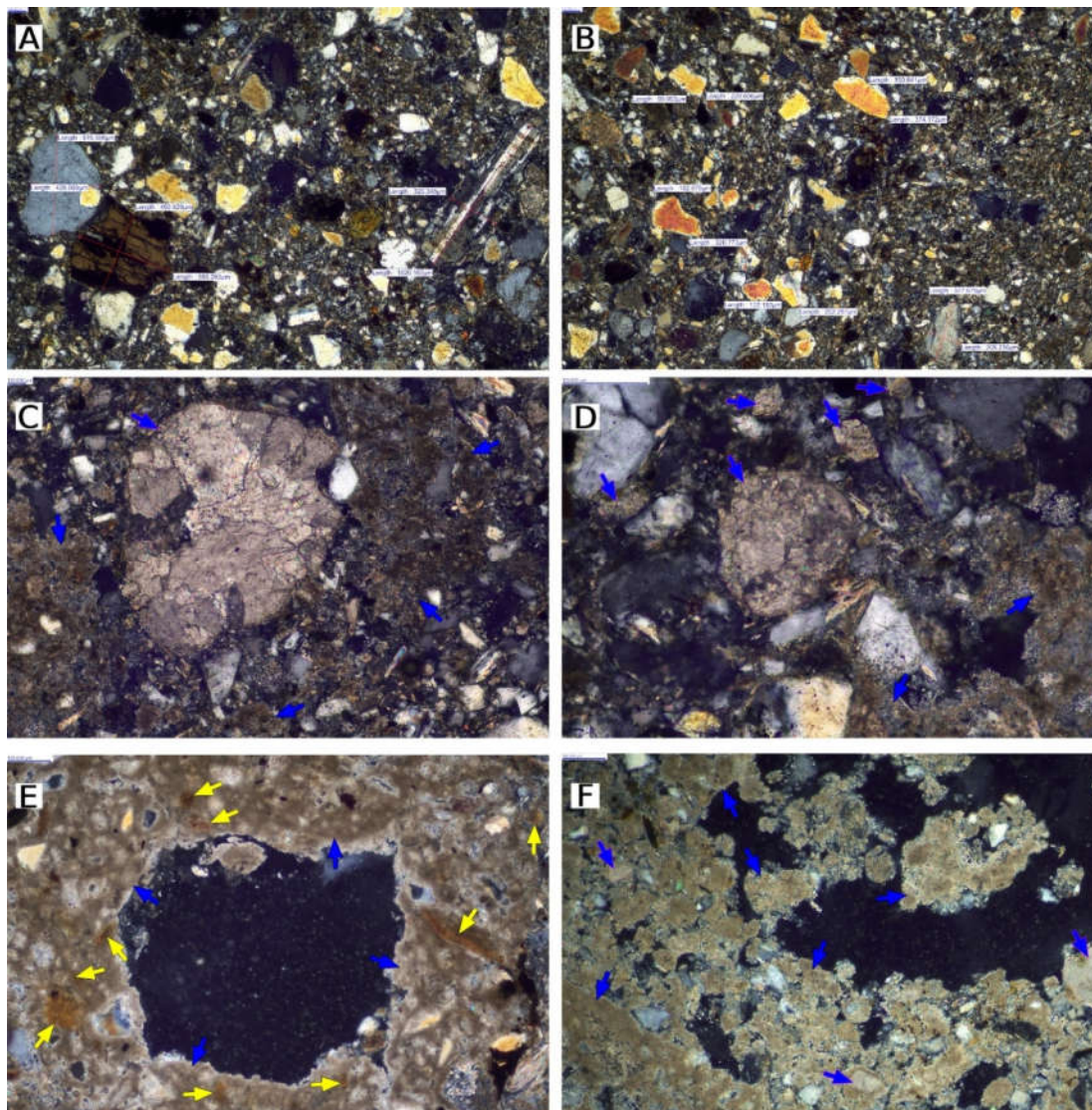
A BA paleotalaj legfelső szintjének (BA3A/1) alapanyaga rosszul osztályozott, a durva kőzetliszt frakció mellett 200 μ m és 600 μ m közötti szemcsék is előfordultak. Ezek között vannak nagyméretű, de aprózódott és erősen mállott kristályok, bioszferoidok kisebb töredékei (100–200 μ m) és meszesedett gyökérsejtek maradványai (68. ábra A). Gyenge, helyben maradt felületalatti CaCO₃ bevonatok (HC) és áthalmozott töredékeik is gyakoriak voltak és megfigyelhető volt a mátrix áthalmozódás során kialakult irányított szerkezete is (68. ábra D). Egyes járatokban különböző mennyiségben tűkristályos kalcit (NFC) jelent meg (68. ábra C). A mállásra érzékeny NFC jelenléte arra utal, hogy ezeket a részeket az erős átkeveredés nem érintette, és hogy a kialakulása után nem volt jelentős mállás, azaz a jelentős bioturbáció a kialakulásuk előtt zajlott.

Ez alatt található a BA3A/2 szint, amelyik a nagyon magas (>1,2x01-3 SI) klf és a vékonycsiszolatokban látható agyaghártyák nagy száma alapján a legfejlettebb (68. ábra F és E). A mátrixban az agyaghártya töredékek voltak jellemzőek, de helyenként eredeti helyzetükben is láthatók voltak. A CaCO₃ felületalatti bevonatok jellemzően áthalmozott, töredékes formában voltak az alapanyagban, ritkán a járatok mentén, de előfordultak néhány mm átmérőjű, éles határokkal rendelkező CaCO₃ átitatódások is (68. ábra E és F).



68. ábra. A Basaharc Alsó talaj felső részéből (BA₁) készült vékonycsiszolatok. Sárga nyíl: agyaghártya; magenta nyíl: NFC; kék nyíl: CaCO₃ átitatódás, HC töredék; kék nyíl: HC. A – Rosszul osztályozott alapanyag BA3A/1-ben (több >100 µm szemcse is) (XPL); B – agyaghártya járat falán BA3A/3-ban (XPL); C – agyaghártya átkeverve a mátrixban BA3A/1b-ben (XPL); D – az alapanyag átkeveredését mutató irányított szerkezet BA3A/1b-ben (PPL); E – erős CaCO₃ átitatódás, a belsejében agyaghártya töredékekkel BA3A/2-ben (PPL); F – agyaghártya töredékek az alapanyagban és kisebb CaCO₃ átitatódások a BA3A/2-ben (PPL). (fénykép: Horváth, E.)

A BA3A/3 szintet általában alacsonyabb κ f-értékek jellemezték, azonban a meszes alapanyagban, és járatok falán is voltak agyaghártyák (68. ábra B). A vékonycsiszolatban meszes és mésztelen alapanyag is előfordult, amelyek éles határral váltak el egymástól, ami az alatta lévő szinttel való keveredésének tudható be. A földigiliszta bioszferoidok nagyobb száma szintén a fentihez képest kisebb mértékű kilúgzásra utalhat.

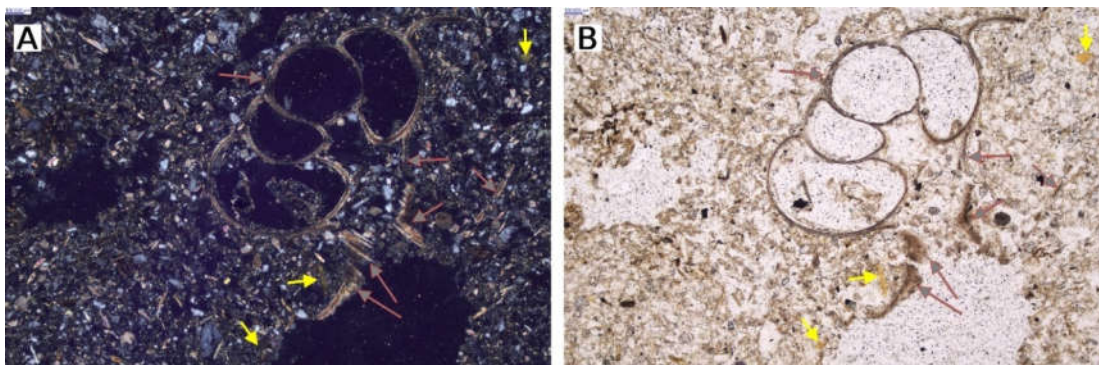


69. ábra. A BA₁ és BA₂ közötti átmeneti szintből (BA3A/4) készült vékonycsiszolatok. Kék nyíl: HC; kék nyíl magenta szegéllyel: EBS; sárga nyíl: agyaghártya; A, B rosszul osztályozott alapanyag (XPL); C, D – töredezett EBS-ek, és EBS töredékek a mátrixban (XPL); E – agyaghártya töredékek HC-ben (XPL); F – átkevert HC EBS töredékekkel (XPL). (fénykép: Horváth, E.)

A BA paleotalajt két részre osztó világosabb barna szint (BA3A/4) alacsony klf- és magas CaCO₃ értékei, valamint a csökkenő agyagtartalom arra utaltak, hogy ez a fölötté települő talajból (BA₁) származó karbonát felhalmozódásának zónája. A vékonycsiszolatban jól megfigyelhető volt a szemcseeloszlási görbéken is látható magas homoktartalom és magas U-arány (49. ábra). A mátrix nem jól osztályozott, a <63 µm-es frakció mellett számos 100 µm körüli szemcse volt, de sok 500 µm-es és néhány 1000 µm-es ásvány is előfordult (69. ábra A, B). A különböző típusú és különböző állapotú (azaz a többnyire épektől a töredezettség és a mállás különböző fokozataiban lévő) bioszferoidok, valamint más típusú másodlagos karbonátok is jellemzőek voltak (69. ábra C, D, F). Gyakoriak voltak a felületalatti bevonatok, a meszesedett gyökérsejtek és az agyaghártyák kisebb töredékei főként az alapanyagba keveredve, agyaghártyák helyenként felület alatti bevonatokban is

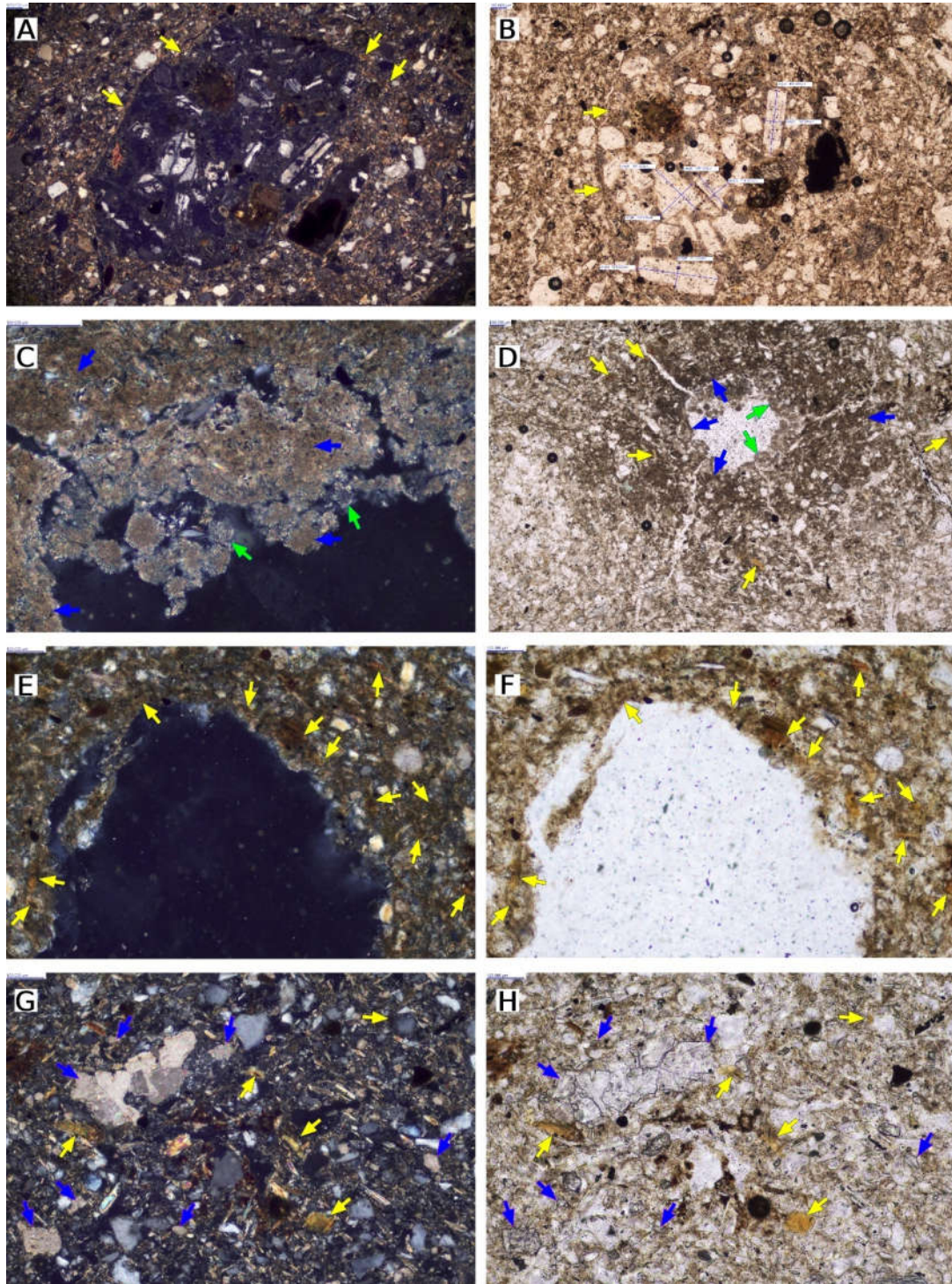
előfordultak (69. ábra E). A mátrixban elszórt csigahéj töredékek szintén az anyag erős keveredését, de azt követően nem teljes mértékű kilúgzását jelzik.

A BA paleotalaj alsó része (BA₂) sötétbarna színű (BA3A/5), magas klf- és alacsony agyag- és karbonáttartalommal, amely folyamatos átmenetet képez a BA3A/6 szint felé. A terepen a jól fejlett talaj jellemzőit mutató szintben a töredezett agyaghártyák és EBS-ek, a meszesedett gyökérsejtek és a csigahéjak töredékei is a bioturbációra utaltak (70. ábra). Az ez alatti szint valamivel világosabb, ami a bioturbáció során az alatta található anyag átkeveredésének a következménye lehetett, a különböző méretű (1 cm és 10 cm közötti átmérőjű) krotovinák kitöltései mind a fenti, mind a lenti szintekből származhattak.



70. ábra. BA₂ paleotalajból készült vékonycsiszolatok. Szürke nyíl piros szegéllyel: csigahéj; sárga nyíl: agyaghártya; A – Csigahéj maradványok: a kép középső részén egy csaknem teljesen ép csigaház keresztmetszete, körülötte átkeveredett csigahéj töredékek és agyaghártya töredékek (XPL); B – ugyanaz, mint az A (PPL). (fénykép: Horváth, E.)

Az egyik ilyen karbonáttal átitatódott terület belsejében egy agyaghártya töredéke volt látható (71. ábra D), ami arra utal, hogy az agyagvándorlás után jelentős átkeveredés történt, amelyet a CaCO₃ vándorlása és későbbi felhalmozódása követett, amelynek forrása feltehetően az egykori talajon képződött lösz volt. A BA paleotalaj ezen két legalsó szintje a terepen egyértelműen talajos megjelenése ellenére sem mutatta a talajok jellegzetes klf és szemcseeloszlás értékeit (49. ábra), a pedogenezis erősségére utaló agyagtartalom a sötétebb felső részen az egész lösz-paleotalaj összletben a második legalacsonyabb volt (67. ábra C). Ezt magyarázható azzal, hogy a BA paleotalaj tetejétől lefelé folyamatosan növekvő homoktartalom itt érte el a csúcspontját (>50%) és az U-arány is magas (3,5 körüli), aminek következtében a többi szemcseméret kategória aránya lecsökkent.

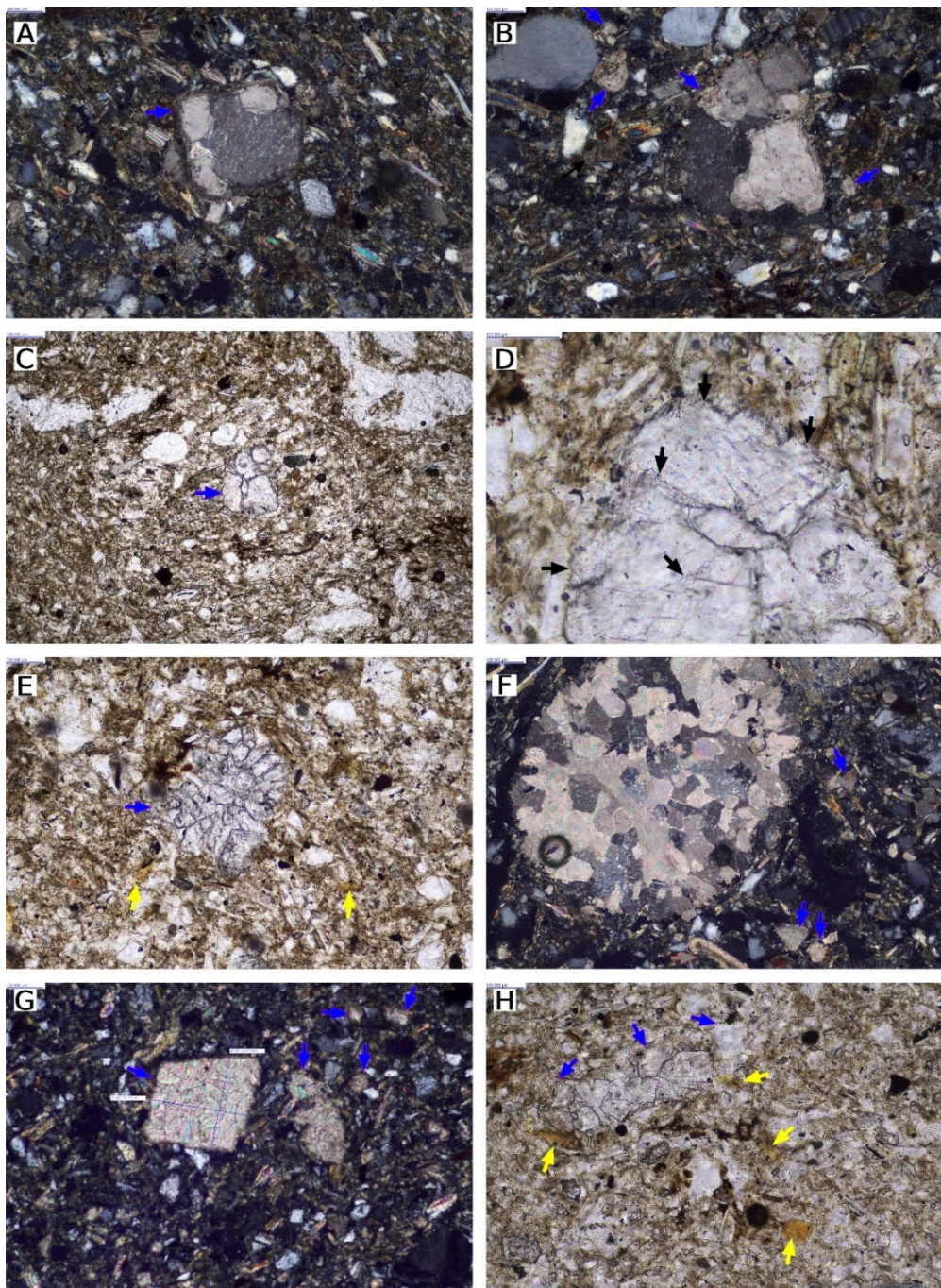


71. ábra. Gyengén osztályozott alapanyag a BA₂ paleotalajban (BA3A/5a). Sárga nyíl: agyaghártya; kék nyíl: CaCO₃ áttatódás, HC; zöld nyíl kék szegéllyel: CaCO₃ bevonat; A – A durvább szemcseméretű anyag áthalmazott helyzetben egy állatjáratban (XPL); B – Agyag, kőzetliszt és homok szemcseméretű kristályok az alapanyagban (PPL); C – töredezett HC és CC (XPL); D – HC és CC, a HC alsó részében agyaghártya töredék (PPL); E (XPL és F (PPL) – Helyben maradt és átkeveredett agyaghártya; G (XPL) és H (PPL) – Agyaghártya és EBS töredékek erősen bioturbált mátrixban (fénykép: Horváth, E.)

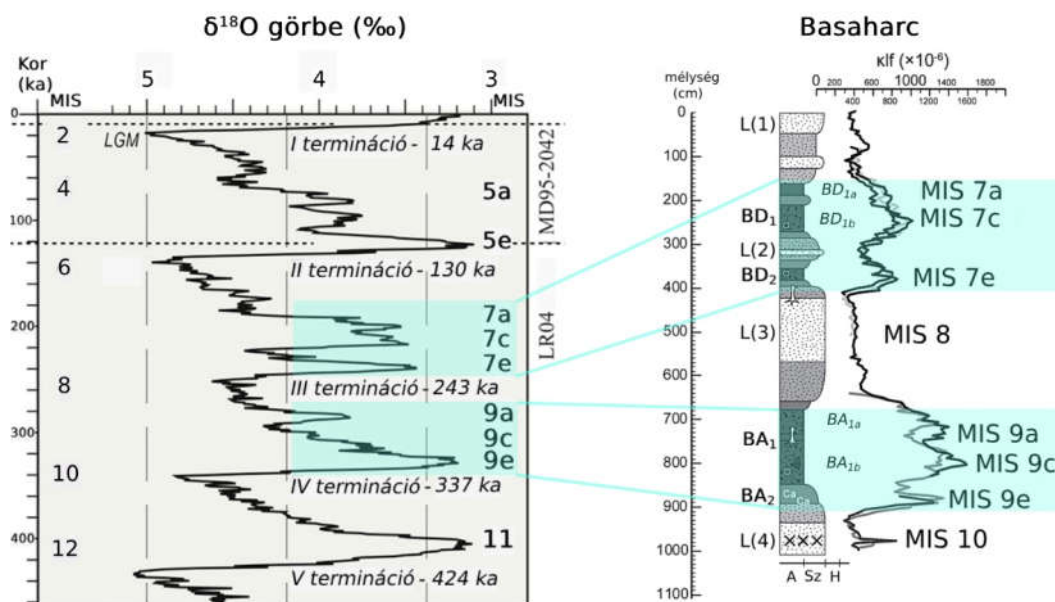
Az alapanyagot alkotó ásványok átlagos mérete a mátrixban nagyobb volt, mint az ugyanezen paleotalaj-komplexumból származó más vékonycsiszolatokban, nagyszámú 100 μm körüli és feletti szemcsével, valamint néhány kiemelkedően nagyméretű szemcsével (200-300x150 μm) (71. ábra B). A legnagyobb ásványok (560x170 μm , 450x130 μm) éles határral elválasztott járatokban fordultak elő (71. ábra A). A BA3A/5 és BA3A/6 szintek vékonycsiszolataiban agyaghártyák is előfordultak, többnyire átkeverve a mátrixban (71. ábra D, G, H), de a gyökérjáratok falán volt néhány helyben maradt agyaghártya is (71. ábra E, F). A BA talaj legalsó részében kevés és többnyire kis méretű bioszferoid volt megfigyelhető, amelyek töredezettek (72. ábra A-H) és mállottak (72. ábra E, H) voltak. Az EBS-ek állapota és ritka megjelenése, a másodlagos karbonátok viszonylag kis száma és a nem meszes mátrix alapján ez a szint erősen kilúgozódott.

A vizsgálatok eredményeképpen megállapítottuk, hogy a κlf -görbe két csúcsa a Basaharc Alsó paleotalaj felső részén két talajképződési periódus meglétére utal (BA_{1a} és BA_{1b}), amelyeket egy kevésbé fejlett szint választott el egymástól. A két κlf -csúcsot a MIS 9a (a felső csúcs) és a MIS 9c (alsó csúcs) időszakokkal korreláltuk (73. ábra).

A paleotalaj felső (BA₁) és alsó (BA₂) része közötti, kissé világosabb barna BA3A/4 szintből származó vékonycsiszolat elemzése megerősítették, hogy az ebben a szintben található átkevert agyaghártya az alatta lévő talajképződésből származott, mivel az agyagbevonat egyes töredékei felületalatti bevonatokban is megjelentek, amit az anyag átkeveredését követő CaCO_3 -felhalmozódás eredményezett. Ez a helyzet csak a felületalatti bevonat képződését megelőzően a korábbi, fejlett talajból történő átkeveredéssel, legvalószínűbben bioturbációval magyarázható. Mivel a MIS 10 löszön a Bagi Tefra réteg és a MIS 9 korú BA paleotalaj között nincs más talajképződés, ennek az alacsonyabb helyzetű talajképződésnek a MIS 9, pontosabban a MIS 9e során kellett bekövetkeznie.



72. ábra. A BA₂ talajból származó EBS-t tartalmazó vékonycsiszolatok, valamint a mátrixban található töredékeik. Kék nyíl magenta szegéllyel: EBS; sárga nyíl: agyaghártya; fekete nyíl: törési felszínek. A – négyzetes kristályokból álló töredezt EBS (XPL); B – erősen, a kristályok peremén tarajosan töredezt EBS, körülötte a mátrixban különböző méretű EBS töredékek (XPL); C – EBS roncs az erősen átkevert, az EBS körül körkörös irányítottságot mutató mátrixban (PPL); D – a C képen látható EBS nagyobb nagyításban, jól láthatók a tarajos törések a kristályok felszínén (fekete nyilak) (PPL); E – töredezt és mállott EBS erősen átkevert mátrixban (PPL); F – kisebb kristályokból álló, nagyobb (>500 μm) méretű, töredezt peremű EBS, körülötte EBS töredékek a mátrixban (XPL); G – különböző méretű EBS töredékek az átkevert mátrixban (XPL), H – hosszúkas EBS roncs és a mátrixban agyaghártya töredékek jelzik az átkeveredést (PPL). (fénykép: Horváth, E.)



73. ábra. A basaharci lösz-paleotalaj feltáráásban felismert éghajlatingadozások nyomainak korrelációja a mélytengeri oxigénizotóp stádiumokkal (Cohen és Gibbard, 2018; Horváth és mtsai, 2021). MIS – oxigénizotóp stádium; klf – alacsonyfrekvenciás mágneses szuszceptibilitás; BD – Basaharc Dupla paleotalaj; BA – Basaharc Alsó paleotalaj; L – lösz; LGM – utolsó glaciális maximum (szerk.: Horváth, E).

A basaharci feltáráásban található Basaharc Dupla (BD₁₋₂) és Basaharc Alsó (BA) paleotalajok komplex vizsgálata megerősítette azt a feltételezésünket, hogy a MIS 7 és MIS 9 összes klímakilengése felismerhető itt, azaz, hogy a korábbi leírásokkal ellentétben a MIS 7 és a MIS 9 időszakban képződött paleotalajok nem egy (MIS 9), vagy két (MIS 7) (Pécsi, 1965b, 1975; Sümegi és mtsai, 2018; Antoine és Limondin-Lozouet, 2024), hanem három talajból és az ezeket elválasztó két lösz közbetelepülésből épülnek fel (Horváth és mtsai, 2021; Horváth és mtsai, 2024b) (73. ábra).

Ezzel az európai löszön lösz-paleotalaj képződményeire vonatkozóan először sikerült bebizonyítanunk, hogy az éghajlat kisebb ingadozásai is nyomot hagyhatnak ezekben a szárazföldi üledékekben.

Az új koncepció szerint a Basaharc Dupla felső része (BD₁), tovább osztható két részre, a BD_{1a} és BD_{1b} egységekre, amelyeket gyenge karbonát-felhalmozódási szint választ el egymástól, és amelyek a MIS 7a, 7c, illetve MIS 7b során alakultak ki (Horváth és mtsai, 2024b) (73. ábra).

Megdől az az általános felfogás is, hogy a Basaharc Alsó (BA) talaj egy pedogenezis eredménye (Pécsi, 1965b, 1975; Pécsi, 1977; Pécsi és Hahn, 1987), de meghaladta a talaj kétosztatúságára vonatkozó elképzelést is (Marković és mtsai, 2009; Sümegi és mtsai, 2018).

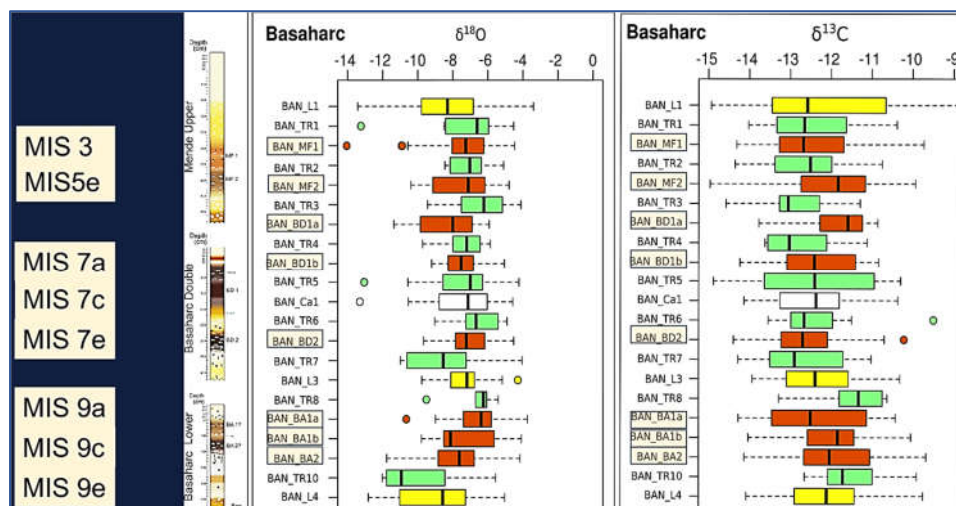
Eredményeink alapján felső részén (BA_{1a} és BA_{1b}) két kisebb (MIS 9a és 9c), alsó részén (BA₂) pedig egy fejlettebb, bár a durvább szemcseméret-tartomány magasabb aránya miatt nem tipikus klf értékeket mutató talaj maradt fenn a MIS 9e-ből (Horváth és mtsai, 2024b).

Ez a kutatás is rávilágított arra, hogy a (poszt)pedogén folyamatok mélyebb megértése, a talajok mikromorfológiai elemzése alapján a pedogén mikrostruktúrák és a lezajlott folyamatok időrendiségének felismerése döntő fontosságú az általánosan alkalmazott módszerek eredményeinek éghajlati vonatkozású értelmezésében. A pedogenezisre és a posztpedogén változásokra vonatkozó ilyen jellegű ismeretek hiánya az említett éghajlatrekonstrukciókra használt mérési eredmények félreértelmezéséhez vezethet.

5.3.3 A földigilisztá bioszferoidok környezetjelző indikátorként való alkalmazhatóságának mikromorfológiai elemzésekkel kiegészített vizsgálata

A lösz-paleotalaj összletek tanulmányozása során mindig fontos cél volt az egykori környezeti jellemzők, főként az egykori hőmérsékleti és csapadék viszonyok meghatározása. A másodlagos karbonátok, ezen belül is a földigiliszták által kiválasztott, kompakt és emiatt a többinél jobb megőrződési képességű bioszferoidok (EBS) stabil oxigén- és szénizotópok arányának változásait ($\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$) az utóbbi évtizedben egyre több rétegsor vizsgálata során alkalmazták (Becze-Deák és mtsai, 1997; Barta, 2011a, 2011b, 2014; Koeniger és mtsai, 2014; Prud'homme és mtsai, 2016; Barta és mtsai, 2018; Prud'Homme és mtsai, 2018; Prud'homme és mtsai, 2022; Barta, 2024). A csapadékvíz $\delta^{18}\text{O}$ értéke és a közepes és magas földrajzi szélességeken a levegő átlagos évi középhőmérséklete közötti lineáris kapcsolatot feltételezve az EBS-ek $\delta^{18}\text{O}$ értékeit ún. paleohőmérőnek használva adták meg a lösz- és talajképződési időszakok feltételezhető évi középhőmérsékleteit (Prud'homme és mtsai, 2016; Prud'homme és mtsai, 2022). Az eredmények azonban jelentős bizonytalanságokkal terhelték voltak, amit jól illusztrálnak a Prud'homme és mtsai (2022) által megadott nagy hőmérsékleti intervallumok (3-11°C).

A nyugat-európai feltárások (Nussloch és Schwalbenberg) vizsgálata az egyes szintekre vonatkozóan többnyire kis szórásokat, elfogadható értékeket adott (Prud'homme és mtsai, 2016; Prud'Homme és mtsai, 2018; Prud'homme és mtsai, 2022). A hazai feltárásokból származó adatok azonban korántsem mutattak egységes képet, az azonos mintavételi mélységekből származó $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ értékek nagyon eltérőek voltak (Horváth és mtsai, 2021; Barta, 2024), így ezek az eredmények addig nem alkalmasak a paleokörnyezetre vonatkozó következtetések levonására, amíg a nagy szórás magyarázata nem ismert (74. ábra).



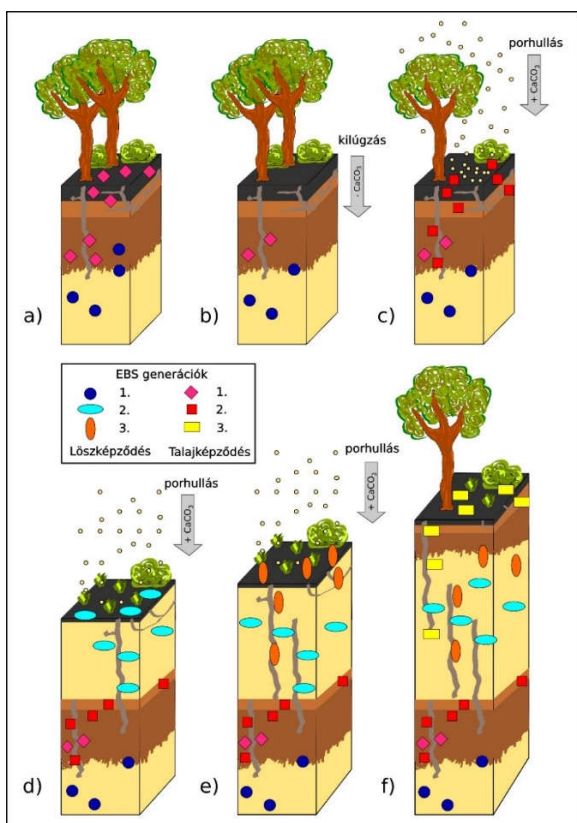
74. ábra. A basaharci lösz-paleotalaj feltárás $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ értékei. Sarga: lösz; barna: paleotalaj; zöld: átmeneti szint. (Horváth és mtsai, 2023)

Az EBS-ek stabil izotóp adatainak feldolgozására, az eredmények közötti kapcsolatok feltárására 417 db $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ adatpárra klaszter- és diszkriminancia-analízist (CCDA) alkalmaztunk (Horváth és mtsai, 2023; Barta, 2024). Az eredmények azonban nem voltak

összhangban a sztratigráfiai képpel, a statisztikailag homogén csoportokban biztosan eltérő képződési környezetekből származó EBS-ek is voltak (Barta, 2024). A vonatkozó szakirodalomra (Becze-Deák és mtsai, 1997; Canti, 2003; Canti, 2009; Barta, 2011b; Prud'homme és mtsai, 2016; Prud'Homme és mtsai, 2018), a terepi tapasztalatainkra és korábbi eredményeinkre (Barta, 2014; Koeniger és mtsai, 2014) alapozva több lehetséges okot is megfogalmaztunk az azonos szintből származó adatok nagy szórásának magyarázatára:

- i. A löszökön képződött paleotalajok esetében a löszképződési periódust reprezentáló, maradványként jelenlévő, valamint a talajképződési periódushoz kapcsolódó EBS-ek együttes jelenléte, „átöröklődése” (75. ábra:);
- ii. A Kárpát-medence löszeire általánosan jellemző nagyon erős bioturbáció, ami az anyag jelentős vertikális és horizontális átkeveredését eredményezhette;
- iii. A különböző gilisztafajok eltérő behatolási mélysége, azaz a talaj felső 20-40 cm-ében mozgó és a több méteres mélységbe lejutó fajok egyidejű jelenléte okozta ellentmondás, amihez kapcsolódik a bioszferoidok kiválasztási mélységének a kérdése is;
- iv. Amennyiben a földgiliszták EBS termelése az aktív periódusukban (tavasztól ősziig) folyamatos, ahogyan azt néhány tanulmány említette (Canti és Pearce, 2003; Prud'homme és mtsai, 2022), és a meteorológiai tényezők (csapadék, hőmérséklet, párolgás) eloszlása nem egyenletes, az azt eredményezi, hogy elsősorban a $\delta^{18}\text{O}$ értékek, de a $\delta^{13}\text{C}$ értékek is különbözőek lehetnek a képződésük idejétől függően (szezonális hatása), amit tovább bonyolít az adott rétegből vett minták reprezentativitásának kérdése;
- v. A Kárpát-medencében a $\delta^{18}\text{O}$ esetében azzal is számolni kell, hogy a csapadék forrása a szélirányok dominancia változásának következményeként, de akár évszakosan is eltérő lehet (Bottyán és mtsai, 2017; Czuppon és mtsai, 2021), ami a fent említett szezonális hatáson kívül a jelenlegi adatokkal való összevetés lehetőségét is kétségessé teszi, de legalábbis más, egyidejű képződményekkel (pl. barlangi mészkiválásokkal, ld. Demény és mtsai (2024)) való összehasonlítását teszi szükségessé.

A fentiek közül az első kettőt, azaz az EBS-ek „átöröklődését” a lösz- és a talajképződési periódusok között, valamint a bioturbációt a mikromorfológiai vizsgálatokkal igazoltam. A paleotalajokból készült vékonycsiszolatokban általánosan megfigyelhetők voltak a különböző megtartottságú (töredezett, mállott) EBS-ek, valamint a mátrixban elszórtan az alapanyag szemcseméreténél nagyobb kalcitkristályok, amelyekről bebizonyosodott, hogy azok az EBS-ek átkeveredett töredékei (például: 72. ábra). Vannak olyan paleotalajok is, amelyekből a kilúgzás teljesen, vagy csaknem teljesen eltüntette a másodlagos karbonátokat, köztük a kompaktságuk és kicsi fajlagos felületük miatt viszonylag ellenálló földgiliszta bioszferoidokat is (76. ábra).



75. ábra: Ugyanazon szintben előforduló különböző EBS generációk képződési modellje (Barta G. 2023) Sárga: lösz; barna: talaj; a színek és formák a különböző időszakban tevékenykedő földigiliszták által termelt EBS-ek megjelenését jelölik. A talajképződés során a löszképződés során keletkezett EBS-ek egy része a kilúgzás miatt eltűnhet.

A földigiliszták a löszképződési időszakokban is jelen voltak az ökoszisztémában, amit a löszökből előkerült nagyszámú EBS is igazoltak (76. ábra). A löszök így maguk is tartalmaztak EBS-eket (75. ábra a): kék körök), és az ezeket létrehozó földigiliszták fajok egy része a pedogenezis során is tovább élhetett, de az eltérő körülmények miatt új fajok is megjelentek, részben a talaj felszínének közelében, részben mélyebbre hatolva (75. ábra. a): magenta négyszög). Az erdőtalajok erősebb kilúgzása során azonban az EBS-ek egy része is kioldódott (75. ábra. b). A pedogenezist követő löszképződési periódus kezdetén a megváltozott körülményekhez alkalmazkodó fajok is (újra) megjelentek (75. ábra. c): piros négyszetek), majd a glaciálisokban, stadiálisokban további EBS képződés zajlott (75. ábra d) és e): világoskék és narancssárga ellipszisek). Ezután újabb talajképződési időszak következett (75. ábra f): sárga téglalapok), és a lösz-paleotalaj szelvények képződése során a vázolt folyamatok többször is

megismétlődhettek. Mindezek azt eredményezhették – ha a bioturbáció hatásától el is tekintünk –, hogy vannak olyan szintek, nevezetesen a paleotalajok, amelyekben több, különböző periódus bioszferoidjai is előfordulnak.

Az első generációt az alapkőzethez, azaz a löszhöz köthető EBS-ek, adják, a másodikat a pedogenezishez kapcsolhattuk, és a harmadik a löszképződés megindulását reprezentálták (75. ábra). Nehezíti a generációk elkülönítését az is, hogy vannak olyan fajok (pl. *Lumbricus*), amelyek nem kizárólag a felszín közelében élnek, hanem akár 1-2 m mélységbe is lehatolnak, így nem zárható ki, hogy egy adott felszíni környezetet reprezentáló EBS-ek jóval mélyebb, azaz a tényleges életterüket jelentő felszínnél idősebb szintből kerülhetnek elő.

5.3.3.1 Kombinált mezo- és mikromorfológiai elemzés földigilisza bioszferoidokon

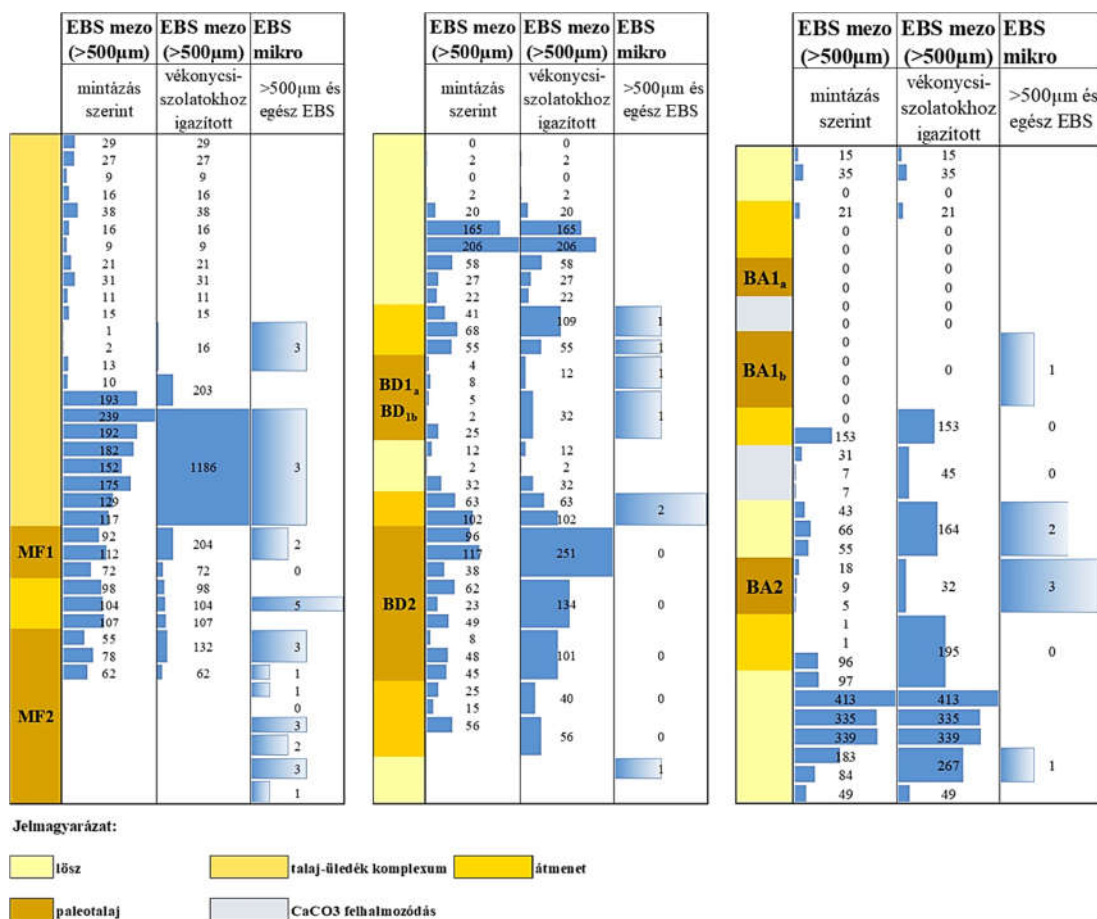
A bioszferoidok generációit magyarázó modell ellenőrzése céljából a basaharci feltárás $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ eredményeit (74. ábra) és anyagát használtuk az együttes, A Barta G. által végzett mezo- (binokuláris mikroszkópi) és az általam használt mikromorfológiai (vékonycsiszolatok polarizációs mikroszkópi) elemzésekhez (76. ábra). A két módszer között nemcsak a felbontásban, hanem a mintavétel sűrűségében is különbség van. A bioszferoidok vizsgálatához 10 cm-es intervallumban, a szelvény mentén folyamatosan történt a mintázás, a rendelkezésre álló vékonycsiszolatok ezzel szemben a paleotalajokra és azok környezetére koncentráltak, és az azokban felismerhető szinteket reprezentálták. Különbség továbbá az EBS-ek mennyisége, mert a vékonycsiszolatok csak jóval kisebb anyagmennyiséget tartalmaztak, mint az EBS-ek kiválogatására gyűjtött minta (kb. 30 g). Emellett a vékonycsiszolatokban az EBS-ek mérete is látszólagos, a metszet elhelyezkedésének függvénye. A vékonycsiszolatok előnye ugyanakkor, hogy az 500 μm -nél kisebb példányok és a töredékek is vizsgálhatók, valamint megfigyelhetők a környezet jellegzetességei és a bioszferoidok megtartottságának különbségei, így azokat ért utólagos hatások is (Horváth és mtsai, 2023; Horváth és mtsai, 2024a).

A 76. ábrán látható, hogy a löszök a paleotalajok közelében több, a paleotalajokban kevesebb, vagy egyáltalán nem voltak EBS-ek. A binokuláris vizsgálatok alapján az MF₁ talaj fölötti és a BA alatti löszben volt a legnagyobb számú EBS, akár szintenként 100-400 darab, ugyanitt a többi másodlagos karbonát, meszesedett gyökérsejtek (CRC), felületalatti bevonatok (HC), felületi bevonatok (CC) is dúsultak, helyenként a nagyon sérülékeny, könnyen kioldódó tükrisztályos kalcit is megjelent (80. ábra).

Az EBS-ek a kilúgzással szemben ellenállóbbak, mint a többi másodlagos karbonát, azonban amennyiben áthalmazódás, vagy fagy hatására összetörnek, akkor a megnövekedett fajlagos felületen az oldódás is hatékonyabb. Azokat a szintek, amelyek nem tartalmaztak EBS-t a vékonycsiszolatokban mérszelen alapanyag jellemezte.

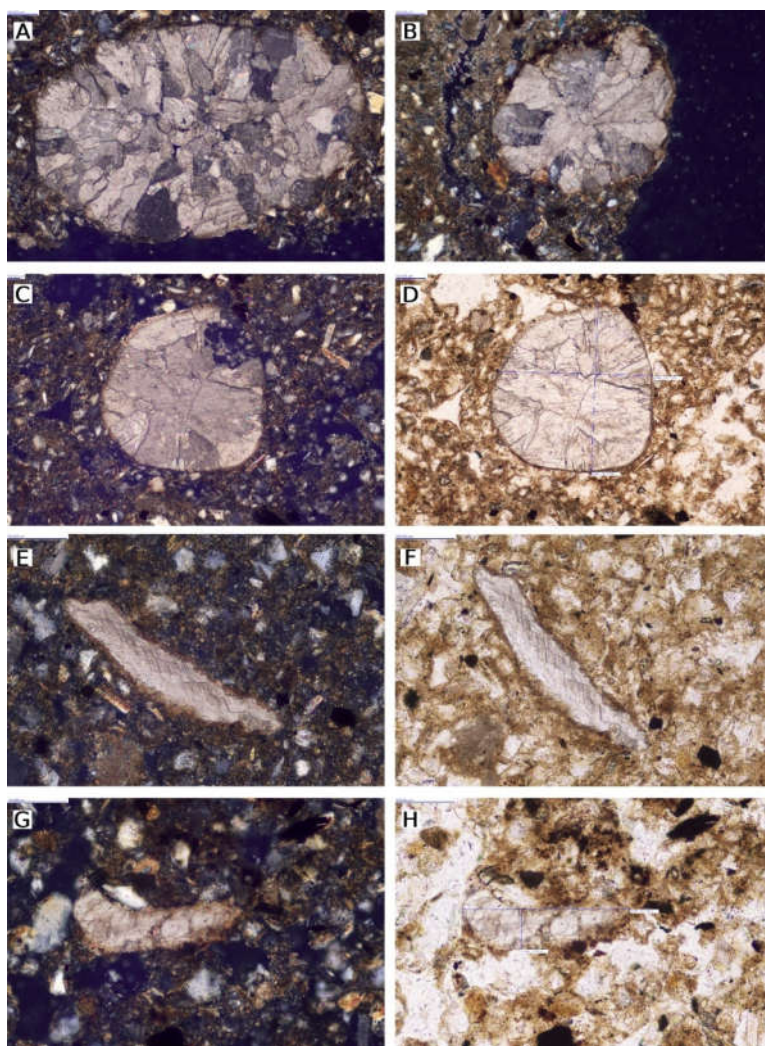
A meszesedett gyökérsejtek (CRC) a földigilisza bioszferoidokhoz (EBS) hasonlóan alkalmasak lehetnek a képződési környezetük körülményeinek rekonstruálására, de a különböző frakcionáció miatt nehéz a kétféle másodlagos karbonát eredményeinek összehasonlítás, továbbá kevésbé zárt rendszert alkotnak, így az eredményeket is befolyásoló utólagos hatások nem zárhatók ki (Prud'homme és mtsai, 2022), emellett gyakran összenőnek az időben később képződött felületi bevonatokkal, ami értelmezhetetlenné teszi a stabil izotópos eredményeket (Barta, 2011a, 2014).

A binokuláris vizsgálatok során felismert EBS típusokat sikerült a vékonycsiszolatokban is megtalálni és a Canti és Pearce (2003) által közölt fényképek alapján azonosítani.



76. ábra: A földigiliszta bioszferoidok előfordulása a basaharci szelvényben, a binokuláris és a polarizációs mikroszkópos vizsgálatok során azonosított EBS-ek száma. MF – Mende Felső paleotalaj, BD – Basaharc Dupla paleotalaj, BA – Basaharc Alsó paleotalaj. Mintázás szerint: 10 cm-es intervallum; vékonycsiszolatokhoz igazított: a mikromorfológiai vizsgálat által reprezentált egység (Barta, 2024).

A jellemzően 500 µm-nél nagyobb, de több esetben a 1000 µm-t is meghaladó kerekded formájú *Lumbricus terrestris* elsősorban a löszökből, vagy a talaj-lösz átmeneti szintekből került elő ép, vagy kevésbé erodált állapotban (77. ábra A – D), de nem volt ritka az erősen töredezett és mállott változata sem (78. ábra). A *Lumbricus* fajok a többi giliszta fajhoz hasonlóan a felszínen táplálkoznak növényi maradványokkal, de jellemzően napi szinten 1-2 méter mélyre is lehatolnak a talajban (Zicsi és mtsai, 2011), ami az előfordulásaik környezetjelző jelentőségét csökkenti. (Csúzdi Cs. személyes közlése szerint a *Lumbricus terrestris* a Kárpát-medencében valószínűleg csak a holocénben jelent meg, ezért az EBS-eknek a Canti és Pierce (2003) leírása alapján történt azonosítása a későbbiekben pontosításra szorul (Horváth és mtsai, 2024a)).

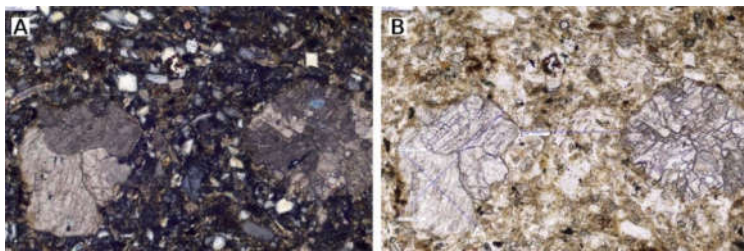


77. ábra. *Lumbricus (terrestris)* által termelt EBS-ek az MF₁ és MF₂ paleotalajok közötti löszből. A – Közepes méretű EBS egy járat mentén (XPL); B – nagy méretű, kissé töredezett és mállott EBS.; C, D – *Lumbricus terrestris* által termelt bioszferoid a MF₂ BC szintjéből (C: XPL, D: PPL); E, F – *Aporrectodea longa* az MF₂ paleotalaj B szintjéből (E: XPL, F: PPL); G, H – *Lumbricus rubellus* az MF₂ paleotalaj felső részéből (G: XPL, H: PPL). A meghatározások Canti és Pearce (2003) munkája alapján történtek. (fénykép: Horváth, E)

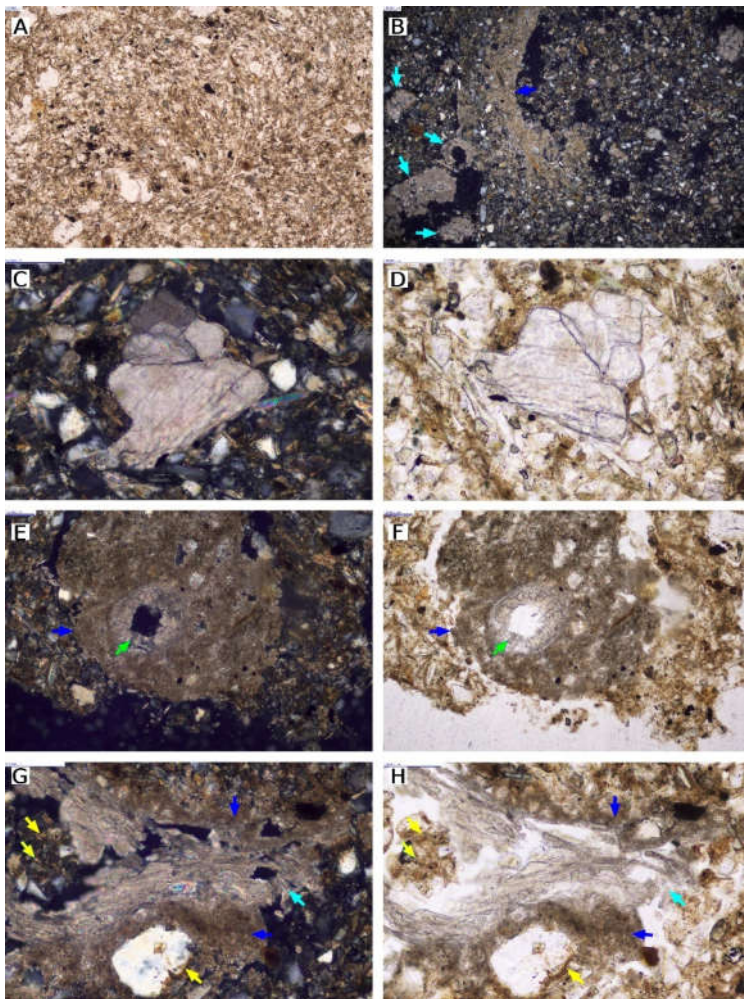
A megnyúlt ovális formájú *Aporrectodea longa* (77. ábra E, F) a nagy *Lumbricus* fajokkal ellentétben nem jut le nagy mélységbe, a felszínen táplálkozik és legfeljebb a felszín alatti 20-40 cm-es zónában él (Zicsi és mtsai, 2011). A feltárásban több szintben, de az előbbieknél jóval ritkábban előkerültek további fajok is, mint a jellemzően kifli formájú *Lumbricus rubellus* (77. ábra G, H), aminek a tömörsibb, hengeres változatát nem sikerült feltárásban felismernünk.

Az ép EBS-ek mellett az összes vékonycsiszolatban jellemző volt a nagymértékű átkeveredés, amit az alapanyag irányított szerkezete (79. ábra A), a különböző méretű bioszferoid és csigahéj töredékek (79. ábra C, D), a szétesett meszesedett gyökerek, valamint HC-töredékek jeleztek (79. ábra E – H).

A földigiliszta bioszferoidok stabil izotópos ($\delta^{18}O$ és $\delta^{13}C$) értékeiben mutatkozó nagy szórás lehetséges okairól megfogalmazott hipotézisek közül az átkeveredés nagy mértékére vonatkozó tételt sikerült a vékonycsiszolatos elemzések alapján minden vizsgált szintben egyértelműen igazolni.



78. ábra. Töredezett és mállott *Lumbricus terrestris* maradványok a MF₁ fölötti löszből. A – Az EBS pereme töredezett és mállás is megfigyelhető (XPL); B – Az EBS erősen töredezett, a felszínéről lepusztult kristályok felfedezhetők az alapanyagban. (fénykép: Horváth, E.)



79. ábra. Az alapanyag átkeveredtségére utaló jelek a basaharci feltárás MF paleotalajából származó vékonycsiszolatokban. Sötétkék nyíl: HC; világos kék nyíl: CRC; zöld nyíl kék szegéllyel: CC; sárga nyíl: agyaghártya; A – Irányított mátrix közepén (PPL); B – HC és EBS töredékek (XPL); C (XPL) és D (PPL) – több kristályból álló EBS töredékek; E (XPL) és F (PPL) – HC és CC; G (XPL) és H (PPL) – járatban átkevert agyaghártya, CRC és HC töredékek. (fénykép: Horváth, E.)

Az EBS-ek típusai és így az ezeket létrehozó földigiliszta fajoknak Canti és Pearce (2003) publikációja alapján történt meghatározása alapján kiderült, hogy a basaharci feltárásban azonosított fajok közül legnagyobb gyakorisággal éppen a *Lumbricus terrestris* fordult elő, amelyeknek az a stabil izotóp eredmények értelmezése szempontjából fontos tulajdonsága, hogy a jelentős bioturbátor fajok közé tartozik, és a felszíntől akár több méteres mélységbe is napi szinten lehatol. A kisebb méretű *Lumbricus rubellus* kisebb számban is fordult elő, és mivel az élettevékenysége a felszínen, a növényi maradványokban zajlik, nem is felelős az átkeveredésért (Zicsi és mtsai, 2011).

5.3.3.2 A földigiliszta bioszferoidok morfológiai jellemzői és a stabil izotóp értékek közötti összefüggés vizsgálata süttöi mintákon

Az azonos szintből származó EBS-ek izotóp értékei közötti nagy eltérések okainak feltárása érdekében a süttöi feltárásból (3.2. alfejezet) származó mintákból nyert EBS stabil izotóp eredmények feldolgozásához kapcsolódva (Barta, 2014; Koeniger és mtsai, 2014; Barta, 2024), az azonos sztratigráfiai helyzetből származó vékonycsiszolatokban a földigiliszta bioszferoidok tanulmányozásával párhuzamosan, célzott mérésekkel is kerestem a magyarázatot a $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékek közötti nagymértékű (akár 2-5‰) különbségekre (3. táblázat). Ennek során az azonos szinten belüli eltérések és az EBS-ek morfológiai tulajdonságai közötti összefüggés feltárása érdekében a feltárásból származó fényképekkel azonosított mintákon új $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ meghatározásokat is végeztünk (HUN-REN Atommagkutató Intézet, Debrecen), egyelőre csak kísérleti jelleggel, kis számú mintán (Horváth és mtsai, 2024a).

3. táblázat: A süttöi EBS minták stabil izotópos eredményeinek összehasonlítása Horváth és mtsai (2024a) és Koeniger és mtsai (2014) alapján. Világosbarna szín – paleotalaj; $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ értékek ‰-ben a VPDB sztenderdhez viszonyítva. Max. – maximum; min. – minimum.

szint	minta száma	Horváth et al. 2024						Koeniger et al. 2014					
		$\delta^{13}\text{C}$ max.	$\delta^{13}\text{C}$ min.	$\delta^{13}\text{C}$ átlag	$\delta^{18}\text{O}$ max.	$\delta^{18}\text{O}$ min.	$\delta^{18}\text{O}$ átlag	$\delta^{13}\text{C}$ max.	$\delta^{13}\text{C}$ min.	$\delta^{13}\text{C}$ átlag	$\delta^{18}\text{O}$ max.	$\delta^{18}\text{O}$ min.	$\delta^{18}\text{O}$ átlag
2	S2aa	-9,16	-14,02	-11,97	-3,09	-10,40	-5,94	-10,30	-13,30	-12,10	-2,80	-9,20	-5,60
10	S19a	-12,05	-14,69	-13,32	-4,76	-8,35	-7,04	-12,70	-14,20	-13,40	-3,80	-6,70	-5,30
11	S21a	-12,39	-15,41	-13,87	-6,42	-9,65	-7,74	-9,60	-14,10	-13,00	-4,40	-8,30	-6,50
12	S23a	-10,41	-12,27	-11,34	-5,30	-6,44	-5,87						
16	S25a	-10,84	-13,07	-12,28	-6,66	-8,88	-7,74	-12,9	-14,10	-13,30	-5,60	-7,70	-6,50

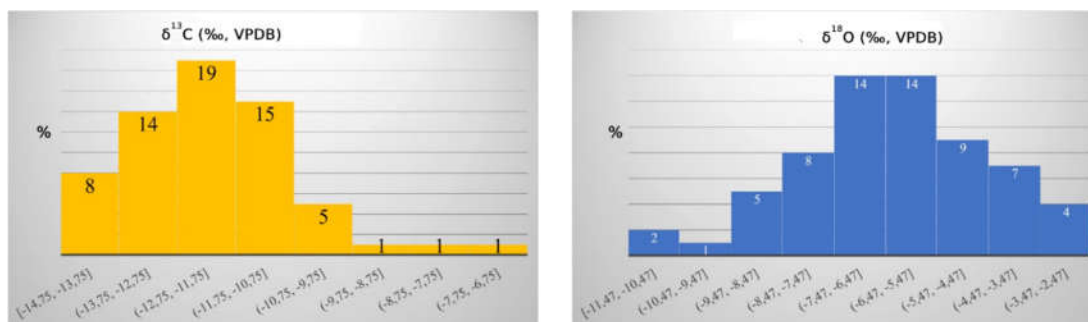
A süttöi feltárás felső részének 17 szintjéből származó EBS-eket a morfológiájuk alapján binokuláris mikroszkóp segítségével csoportokra osztottam, majd csoportonként egy darab, beazonosított, összesen 64 db minta $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ mérése történt meg. A későbbi összehasonlító vizsgálatok során néhány mintát kizártam az értelmezésből, mert a korábban azonos csoportba sorolt egyedeken utólag olyan különbségeket fedeztem fel, amelyek alapján már nem tartottam egyértelműnek a besorolásukat.

Az EBS-ek jellemzésénél az alábbi szempontokat vettem figyelembe:

- Alak (izometrikus, ovális, hengeres)
- Az EBS mérete (100 μm -enkénti kategóriákban)
- Szín (átlátszó, fehér, barnásfehér, barna)
- Az EBS-t felépítő kristályok mérete (kicsi, közepes, nagy)
- Állapot (ép, gyengén vagy erősen töredezett, töredék)
- Egyéb, különleges jellemzők (hajlott, határozott csúccsal rendelkező)

A $\delta^{13}\text{C}$ és a $\delta^{18}\text{O}$ (80. ábra) értékek hisztogramján is jól felismerhetők voltak azok a tartományok, amelyekben a legtöbb adat volt. A $\delta^{13}\text{C}$ esetében a minták 74%-a -13,75‰ és

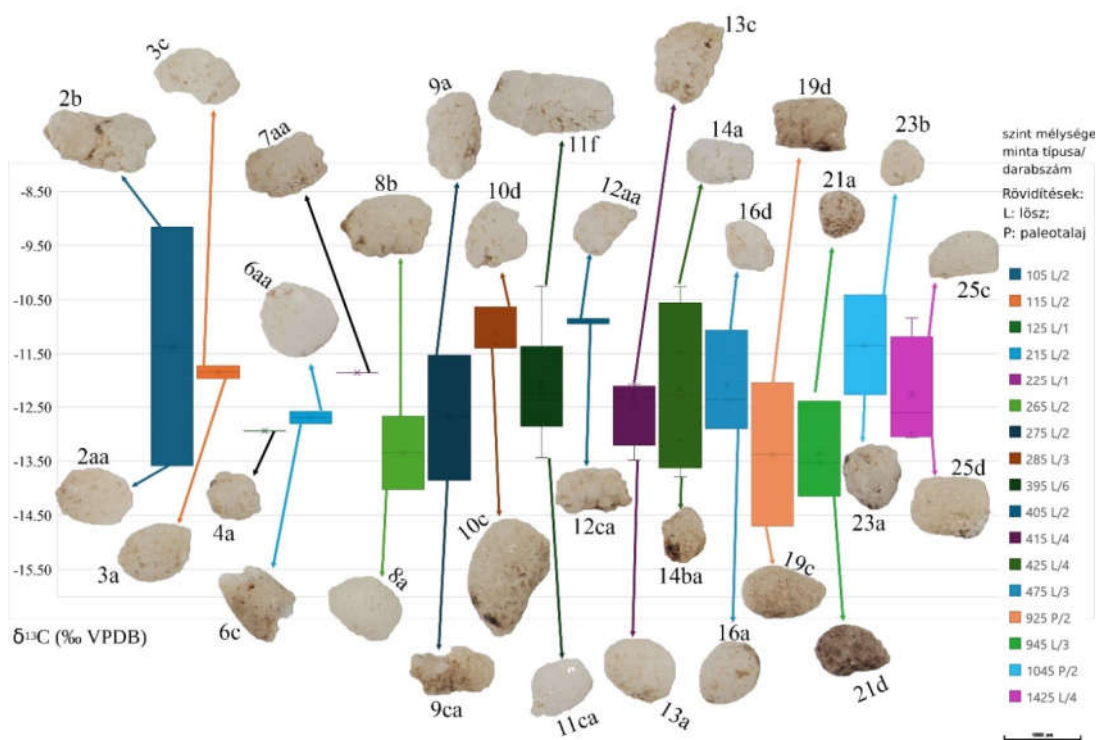
-10,75‰ közötti, $\delta^{18}\text{O}$: a minták 41%-a -7,47‰ és -5,47‰ közötti értéket mutatott, emellett a különbség a $\delta^{18}\text{O}$ eredmények szélső értékei között is nagy volt (7,31‰).



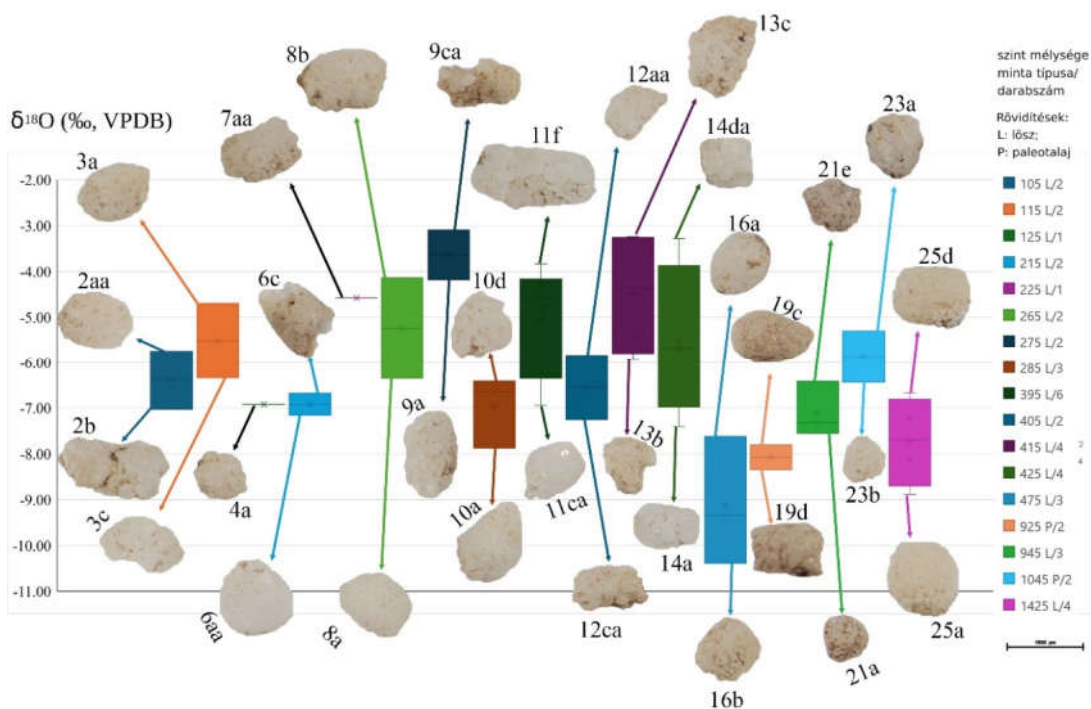
80. ábra: A $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékek eloszlása az összes vizsgált süttői mintában. A függőleges tengelyen a gyakoriság, a vízszintes tengelyen a $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékek kategóriái láthatók (Horváth, E. szerk.).

Az egyazon szintből származó EBS-ek stabil izotópos értékei és a morfológiai jellemzői alapján kerestem összefüggéseket, és kíséreltem meg meghatározni a hasonló morfológiai és izotóp értékekkel jellemezhető, így feltételezhetően azonos környezetet reprezentáló EBS csoportokat. Ez a kísérlet a kis mintaszám miatt természetesen nem adhatott statisztikusan értelmezhető eredményt, de rámutatott néhány érdekességre és úgy gondolom, hogy két csoport elkülönítése megalapozott. Ezek az izometrikus, átlátszó és kis kristályokból felépülő EBS-ek (6aa, 11ca, 14a minták), amelyeknek a $\delta^{13}\text{C}$ (-12,5 ‰ körüli) és $\delta^{18}\text{O}$ (-7‰ körüli) értékei is hasonlóak (81., 82. ábra), valamint a két hajlított alakú EBS (3c, 7aa) minták, amelyek szintén egymáshoz hasonló izotóp értékekkel rendelkeznek: $\delta^{13}\text{C}$ (-11,8‰ körüli) és $\delta^{18}\text{O}$ (-5,5‰ körüli).

A $\delta^{13}\text{C}$ értékek egy szinten belüli legnagyobb különbsége a 2. szintben mutatkozott (81. ábra), ahol a 2aa jelű minta kis kristályokból épült fel, fehér színű, ovális, jó állapotú volt, és az összes vizsgált minta közül az egyik legalacsonyabb $\delta^{13}\text{C}$ értéket mutatta (-13,58‰). A 2b minta ezzel szemben méretében és a felépítő kristályok tekintetében is nagyobb, barnásfehér, erősen töredezett és mállott volt, amelynek $\delta^{13}\text{C}$ értéke az összes közül a legnagyobb volt (-9,16‰). Az EBS-ek közötti morfológiai különbség a binokuláris mikroszkóppal készített fotókon jól látható, és bár csak két egyedi bioszferoidról van szó, feltételezhető, hogy a rosszabb megtartású 2b jelzésű EBS már áthalmozódott, továbbá mállási folyamatok is befolyásolták az alakját, szemben a jó megtartású 2aa EBS-sel. Ennek alapján a 2b minta korábban keletkezhetett, mint a 2aa, azaz nem mindkét EBS alkalmas a 2. szint képződési környezetére vonatkozó következtetés levonására. Érdekes megfigyelni, hogy a $\delta^{18}\text{O}$ értékek ugyanakkor egymáshoz közeli értékeket mutatnak (82. ábra).



81. ábra. A $\delta^{13}\text{C}$ értékek szintenkénti eloszlása a minimum és maximum értékeket reprezentáló földigilisztá bioszferoidok bemutatásával. A függőleges tengelyen a $\delta^{13}\text{C}$ értékek, a vízszintes tengelyen az EBS-ek mélység szerinti elhelyezkedése látható. (Horváth és mtsai, 2024a)



82. ábra. A $\delta^{18}\text{O}$ értékek szintenkénti eloszlása a minimum és maximum értékeket reprezentáló földigilisztá bioszferoidok bemutatásával. A függőleges tengelyen a $\delta^{18}\text{O}$ értékek, a vízszintes tengelyen az EBS-ek mélység szerinti elhelyezkedése látható. (Horváth és mtsai, 2024a).

A 16. szint EBS-einek oxigénizotóp arányai között nincs nagy eltérés ($-7,62$ és $-10,40\text{‰}$), de a 16b minta az összes vizsgált EBS közül a legkisebb $\delta^{18}\text{O}$ értéket adta, továbbá a 16a és 16d mintánál is csak öt minta (10a, 19c, 19d, 25a, 25b) volt negatívabb (82. ábra). A 16. szintből három EBS morfológiai típusa a $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ értékek hasonlósága ellenére eltérő (83. ábra).



83. ábra: A 16. szintben talált bioszferoidok típusai. (Fénykép: Horváth E.)

Feltűnő, hogy a paleotalajok földigiliszta bioszferoidjai sem a stabil izotóp arányokban, sem a morfológiai bélyegeken nem mutatnak különbséget a löszből származó EBS-ekéhez képest (81., 82. ábra).

Néhány szintben több morfológiai csoportot is sikerült alkotni (84. ábra).



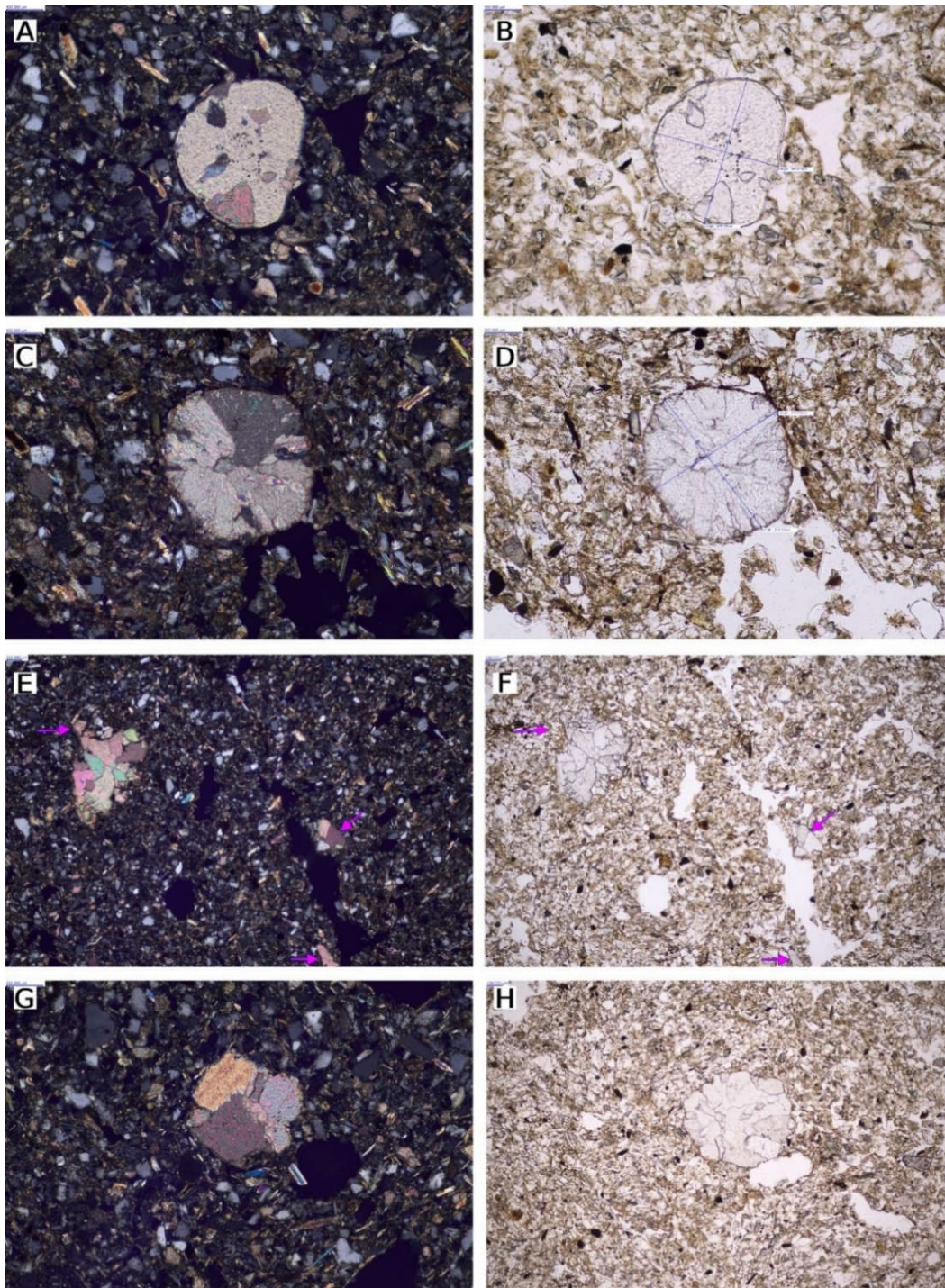
84. ábra: Az egy szinten belüli jelentősen különböző EBS morfológiai típusok (Forrás: Horváth E.)

A 11. szintben az alak különbözősége mellett a stabil izotóp értékek is viszonylag tág intervallumban mozogtak ($\delta^{13}\text{C}$: $-13,43$ és $-10,25\text{‰}$ között, $\delta^{18}\text{O}$: $-6,95$ és $-3,38\text{‰}$), közülük is a 11ca mindkét stabil izotóp esetében a legnegatívabb volt.

A 21. szintben három nagyon eltérő EBS típus volt jellemző, amelyek $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékei kevesebb mint 2‰ -es intervallumon belül mozogtak ($\delta^{13}\text{C}$: $-14,15$ és $-12,39\text{‰}$, a $\delta^{18}\text{O}$: $-7,55$ és $-6,42\text{‰}$).

A 25. szint bioszferoidjainak morfológiai típusai kevésbé határozottan különültek el egymástól, mint a korábbi esetekben, azonban a stabil izotóp arányok különbségei meghaladták a 2‰ -et ($\delta^{13}\text{C}$: $-13,07$ és $-10,84\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$: $-8,88$ és $-6,66\text{‰}$ között).

A földigiliszta bioszferoidok további megismerése és a megtartottságuk ellenőrzése érdekében mikromorfológiai vizsgálatokat is végeztem. A vékonycsiszolatokban nem találtam $500\text{ }\mu\text{m}$ -t, azaz a szeparálás során használt legkisebb átmérőt meghaladó bioszferoidot, bár néhány megközelítette ezt, és elképzelhető, hogy csak a metszet helyzete miatt mértem kisebb értéket (85. ábra).



85. ábra. Elterő morfológiájú földigilisza bioszferoidok (EBS) vékonycsiszolatokban. (balra XPL, jobbra PPL felvételek). Magenta nyíl kék szegéllyel: EBS és EBS töredék; A – Kerekded, izometrikus, sajátalakú, nagy kristályokból álló, kissé töredezett EBS; B – Tipikus, izometrikus, közepes méretű kristályokból álló, kissé töredezett, gyengén mállott EBS; C és D –, Erősen töredezett, gyengén mállott, közepes méretű kristályokból állót EBS, E és F – EBS kristálytöredékek az alapanyagban; G és H –Erősen töredezett, gyengén mállott, nagyméretű kristályokból álló EBS. (fénykép: Horváth E.)

A vékonycsiszolatokban a mikromorfológiai elemzés során nem találtam olyan EBS típust, amely kizárólag a paleotalajokra vagy kizárólag a löszökre lett volna jellemző, de egy adott szinten belül voltak különböző megtartottságú egyedek, és az alapanyagban is előfordultak a bioszferoidok aprózódása során keletkezett kristályok, EBS-töredékek (85. ábra C, D).

A terepi leírások alapján azonosított, több szint összevonásával kialakított egyes egységekre kiszámolt átlagértékek többnyire nem mutatták a típusok sokféleségét, de a szórások jelzik, hogy az egységekben eltérő képződési körülményeket jelző EBS-ek is voltak (4. táblázattáblázat).

4. táblázat. Az egyes egységek stabilizotóp értékeinek átlaga és szórása a süttöi feltárásból. 1. egység: 2-4. szintek; 2. egység: 6-7. szintek; 3. egység: 8-10. szintek; 4. egység: 11-14. szintek; 5. egység: 16. szint; 6. egység: 19. szint, paleotalaj; 7. egység: 21. szint; 8. egység: 23. szint, paleotalaj; 9. egység: 25. szint.

egységek	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, VPDB)		$\delta^{18}\text{O}$ (‰, VPDB)	
	átlag	szórás	átlag	szórás
1	-11,75	2,14	-5,24	1,46
2	-12,57	0,45	-5,72	1,21
3	-12,09	1,18	-5,60	1,67
4	-12,07	1,06	-5,76	2,05
5	-11,14	1,81	-8,97	1,02
6	-13,32	1,05	-7,04	1,37
7	-13,66	0,82	-7,28	0,53
8	-11,34	0,93	-5,87	0,57
9	-12,28	0,89	-7,74	0,85

lösz
 paleotalaj

A mostani vizsgálatok alapján még nem lehet eldönteni, hogy melyik tényezőnek van a legerősebb hatása az ugyanabból a rétegből származó EBS eltérő $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékeire. Ahhoz, hogy hasonló jellemzőkkel rendelkező EBS-csoportokat lehessen létrehozni, ugyanabból a rétegből nagyobb számú minta vizsgálatára van szükség.

Kétségtelen, hogy a mikromorfológiai vizsgálat nagyon hasznos eszköz a különböző típusú és méretű EBS-ek állapotának és környezetének tanulmányozására, de figyelembe kell venni, hogy a

vékonycsiszolatokban az EBS-ek száma kisebb, mint a szitálással leválasztott mintákban, ezért előfordulhat, hogy nem minden EBS típust lehet azonosítani a mikromorfológiai vizsgálatok során, valamint a metszet helyzetétől függően az EBS-ek méretének meghatározása sem feltétlenül pontos.

A módszer egyértelmű előnye ugyanakkor, hogy nemcsak a földigilisztá bioszferoidok állapotáról, hanem annak környezetéről, a réteg történetéről, a benne lezajlott folyamatokról és azok időbeliségéről is szolgáltat információt, ami nagyban segíti stabil izotópos eredmények értelmezését.

Nem hagyható ugyanakkor figyelmen kívül a már említett szezonális lehetőség (Canti és Pearce, 2003; Prud'homme és mtsai, 2022), ami akár felül is írhatja az összes interpretációt és megmagyarázhatja a mérések inhomogenitását.

Amennyiben a földigiliszták nemcsak laboratóriumi környezetben, hanem a természetes életterükben is napi, vagy heti gyakorisággal termelnek és ürítenek bioszferoidokat, akkor a teljes aktív periódusuk alatt akár nagyon eltérő $\delta^{18}\text{O}$ és kevésbé különböző $\delta^{13}\text{C}$ értékek jellemezhetik az egy éven belül keletkezett EBS-eket, attól függően, hogy azok tavasszal

nyáron vagy ősszel képződtek. Amennyiben emellett még figyelembe vesszük a mintagyűjtés és feldolgozás során nem szándékosan bekövetkező szelekciót is, akkor még az azonos szintből származó EBS-eket sem tekinthetjük reprezentatívnak, mivel nem ismert, hogy milyen arányban oszlanak meg közöttük a különböző időszakokat reprezentáló egyedek (Horváth és mtsai, 2024a).

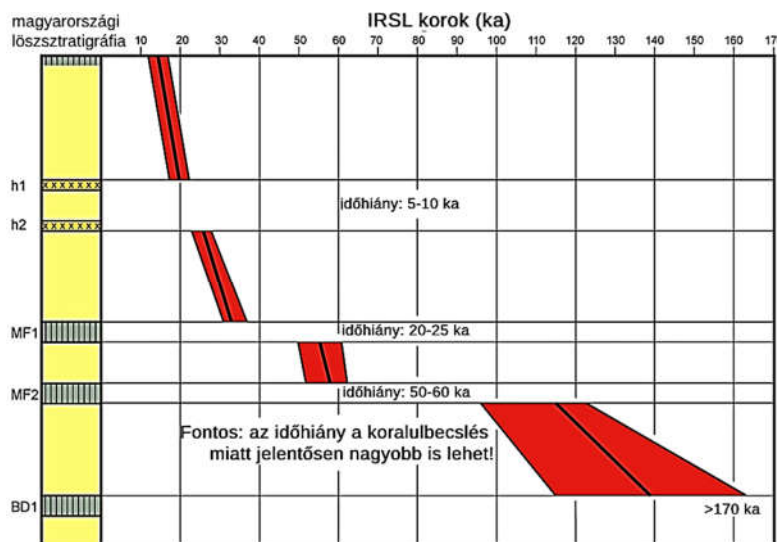
Véleményem szerint a szezonális kérdésének tisztázódásáig az összes stabil izotóp eredmény interpretációját fenntartásokkal kell kezelniünk.

Az EBS-ek környezeti rekonstrukcióra való alkalmasságát más, ugyanabból a szintből származó, és ugyancsak a mindenkori felszínen vagy a felszín közelében képződött másodlagos karbonátokkal, például meszesedett gyökérsejtekkel, felületalatti bevonatokkal kell ellenőrizni, amire vonatkozóan már meg is kezdtük a vizsgálatokat.

6 Új eredmények a magyarországi löszstratigráfiában

A löszstratigráfiai kérdések megkerülhetetlenek voltak már a legkorábbi kutatásaim idején is, amikor a fókusz még a vulkáni közbetelepülések vizsgálatán volt, hiszen a vulkáni anyag forrásterületének behatárolásához ismerni kellett a lehetséges időintervallumot, amelyben a tefrát magában foglaló lösz képződhetett, majd ennek ismeretében az ekkoriban aktív tűzhányókkal lehetett ásványtani, közettani és geokémiai jellemzők alapján összehasonlításokat végezni (Juvigné és mtsai, 1991; Horváth, 1992; Pouclet és mtsai, 1999; Horváth, 2001). A magyarországi löszök kronosztratigráfiáját bemutató 2.4. alfejezetben részletesen esett szó róla, hogy a pontosabb és kritikusabban alkalmazott kormeghatározási módszerek általánossá válásáig a löszök fosszilis talajaira alapozott, és részben prekoncepciókkal terhelt (Pécsi, 1966; Pécsi, 1975; Pécsi, 1977, 1995a) elképzelések sok ellentmondást eredményeztek. A korábbi kronosztratigráfiai besorolástól való elmozdulást először Wintle és Packman (1988), később Zöller és mtsai (1994) lumineszcens koradatai, majd Oches és McCoy (1995) aminosav-sztratigráfiai eredményei jelentették.

Az 1990-es évek elején M. Frechennel közösen elindított szisztematikus lumineszcens kormeghatározások első, a három klasszikus löszfeltárásból (Paks, Mende, Basaharc) született eredményei nemcsak részben alátámasztották Wintle és Packman (1988), valamint Oches és McCoy (1995) eredményeit az utolsó interglaciálisnak (MIS 5e) az említett feltárásokban elfoglalt helyzetéről, hanem rámutattak arra is, hogy az akkori mérési feltételek mellett a >100 ka korok különböző mértékben alulbecsültek, ezért földtani korokként való értelmezésük nem lehetséges (Frechen és mtsai, 1997).



86. ábra. Összesített IRSL (lumineszcens) eredmények a paksi, a mendei és a basaharci feltárások fiatal löszének vizsgálata alapján (Frechen és mtsai, 1997).

A tanulmány másik fontos eredménye az volt, hogy a Mende Felső talajkomplexum alsó tagja (MF₂) nem egyértelműen sorolható be az utolsó interglaciálisba (MIS 5e), mivel a mindhárom vizsgált feltáráshoz kimutatható 50-60 ezer éves időhiány sokkal hosszabb, mint a MIS 5e időtartama (86. ábra).

Ez azt mutatta, hogy az MF₁ talaj alatti lösz és a Mende Felső

talajkomplexum alatti lösz képződése között több esemény is történhetett, tehát ezeken a helyeken egy talajképződés nyoma biztosan hiányzik (Frechen és mtsai, 1997). A hiányzó

paleotalaj lehet az MF₂, vagy a Hahn (1977) által a veszprémi téglagyári feltárásból leírt, de a hazai löszstratigráfiában ritkán említett MF₃ paleotalaj.

Ezt a nagy időbeli hiátust kétféleképpen lehet magyarázni, az egyik a talajképződés hiánya, a másik az erózió. Az előbbi ellen szól, hogy a korábbi interglaciálisok, interstadiálisok idején a többi európai, köztük a Kárpát-medence déli területein található löszszelvények alapján a talajképződések hasonlóan zajlottak (Marković és mtsai, 2011; Lehmkuhl és mtsai, 2018; Laag és mtsai, 2021; Lehmkuhl és mtsai, 2021; Antoine és Limondin-Lozouet, 2024; Marković és mtsai, 2024), ezért nehezen feltételezhető, hogy a Kárpát-medence középső részének felszínfejlődése kizárólag a MIS 5e-ben eltért a többi területétől. Az erózió azonban többféle hatásra (neotektonikus mozgások, lejtők meredekebbé válása, völgyek képződése) lokálisan vagy regionálisan is megjelenhetett, amit a Gödöllői-dombságban végzett kutatásainkkal sikerült is igazolni (Ruszkiczay-Rüdiger és mtsai, 2005b; Ruszkiczay-Rüdiger és mtsai, 2007).

A hiátust az albertirsai löszfeltárásban is sikerült bizonyítanunk, a lumineszcens koradatok alapján bizonyossá vált, hogy a szelvény felső részében található két paleotalaj közül a felső megfeleltethető az MF₁ paleotalajnak, de az MF₂-nek vélt alsó paleotalaj – még pontosabban az alapkőzetét alkotó lösz – az IRSL mérések alapján 65 ezer évesnek adódott, azaz a talaj biztosan nem a MIS 6 löszön, hanem a MIS 6 időszakot követően képződött, ezért nem lehet azonos a többi feltárásból leírt MF₂ paleotalajjal (Novothy és mtsai, 2002).

A MIS 5e időszakban képződött paleotalaj jelenlétét a süttői édesvízi mészkőbánya fedőjében található lösz-paleotalaj sorozat és a verőcei egykori téglagyári szelvények komplex vizsgálatával sikerült igazolnunk, amely mindkét helyen csak egy lokális mélyedésben, egy paleovölgy kitöltésében őrződött meg, magasabb paleogeomorfológiai helyzetben ezek a talajok kiemelkedtek (Novothy és mtsai, 2009; Bradák és mtsai, 2014; Horváth és Bradák, 2014). Süttőn a MIS 5e paleotalaj eróziójának a fentiek mellett további egyértelmű bizonyítéka volt, hogy köfajtától nyugatra található Bikol-patak völgytalpán újra felbukkant a jellegzetes vörös színű MIS 5 paleotalaj, és fölötté három szintben, jól láthatóan áthalmazás(ok) következtében megsokszorozódva a feltárás többi részében is fölötté elhelyezkedő fekete színű (MIS 5a, c) paleotalaj (11., 12. ábra).

A süttői löszfeltárásból nyert eredményeink jelentőségét az is adja, hogy korábban nem történt meg az édesvízi összetett fedő löszösszetett kronosztratigráfiai szempontú és komplex vizsgálata, a vörösbarna eltemetett talajt ennek ellenére mégis a fiatal löszök Mende Bázis paleotalajaként azonosították (Scheuer és Schweitzer, 1988). Paleontológiai (gerinces- és csigafauna és ősnövények) vizsgálatokat végeztek az általunk is tanulmányozott feltáráshoz közel, a Haraszi-hegy legészakibb részén található Süttő 6 sz lelőhelyen, amely a leírások szerint a travertinóra települt homokos löszön kifejlődött riss-würm, azaz az utolsó interglaciális korú dupla talajt tartalmazta, amelynek alsó tagja barnászvörös, a felső fekete (Krolopp, 1982a). Az itt található rétegsor megegyezett az általunk vizsgált feltárás rétegsorával (Novothy és mtsai, 2009; Koeniger és mtsai, 2014). Bár későbbi paleontológiai kutatások Krolopp (1982b); (Pazonyi és mtsai, 2014) ezeket a paleotalajokat fiatalabbnak tartották, azonban a fentebb ismertetett lumineszcens méréseink egyértelműen igazolták, hogy a paleovölgy kitöltésében megtalálható alsó, vörösbarna színű talaj az utolsó

interglaciálisban keletkezett (Novothny és mtsai, 2009; Novothny és mtsai, 2011). A fekvő édesvízi mészkő U/Th kormeghatározás alapján a MIS 7 korú (Sierralta és mtsai, 2010), ami szintén alátámasztotta a kronosztratigráfiai elképzelésünket.

A lokális mélyedésben fennmaradt süttői MIS 5e paleotalajéhoz hasonló megőrződési környezetet írtak le a verőcei egykori téglagyár bányájából is, ahol a paleotalaj IRSL mérésekkel igazolt kora MIS 5e, és amely MIS 6 korú löszön képződött. A süttői MIS 5e paleotalajhoz hasonló megjelenésű paleotalaj szintén csak egy mélyedés volt megfigyelhető, az egykori magasabb térszínek irányában ez is kiékelődött (Bradák és mtsai, 2014).

Az albertirsai, a süttői és a verőcei példák alapján kijelenthető, hogy az utolsó interglaciális (MIS 5e) kronosztratigráfiai helyzete csak akkor állapítható meg egy adott szelvényben, ha azt közvetlenül abszolút kormeghatározásokkal igazolni lehet, mivel az a tény, hogy a paleotalaj alatti lösz az utolsó előtti glaciálisban (MIS 6) képződött még nem garantálja, hogy a fölötte közvetlenül települő talaj a MIS 5e periódusban képződött.

A lumineszcens kormeghatározási technika fejlődése következtében a korábbi 100 ezer éves mérési határ kitolódott, így napjainkban már lehetőség van 240-260 ka korú Kárpát-medencebeli löszök korának meghatározására is (Thiel és mtsai, 2014; Novothny és mtsai, 2024). Így lehetőségünk nyílt olyan vitás kérdések egyértelmű eldöntésére is, mint például a basaharci feltárás paleotalajainak korbesorolása. A legújabb méréseink alapján a BD paleotalaj-komplexum fölötti lösz kora biztosan MIS 6, a BD₁ és BD₂ paleotalajok közötti lösz pIRIR-290 kora 193 ± 13 ka, az alatta található löszé 220 ± 12 ka. Ugyanakkor a két utóbbi koradat fiatalabb, mint a sztratigráfiai helyzetéből, az AAR eredmények és a mágneses szuszceptibilitás görbe lefutása alapján megalapozottan feltételezhető MIS 7 kor, illetve a fekvő lösz esetében a MIS 8 kor (Oches és McCoy, 1995; Novothny és mtsai, 2024). *Az eredmények alapján azonban biztosan kijelenthető, hogy a BD paleotalaj-komplexum biztosan a MIS 5e előtti interglaciálisban képződött, ezzel megcáfolható Sümei és mtsai (2011) elképzelése, amely szerint a basaharci feltárásban leírt BD paleotalajok valójában a Mende Felső paleotalajok áttelepített változatai (Horváth és mtsai, 2019a; Novothny és mtsai, 2021).*

A nem teljes lösz-paleotalaj szelvények esetében még nagyobb jelentősége van a pontos kormeghatározásoknak, különösen azoknál, amelyekből hiányoznak a biztos marker szintek, vagy kétség merül fel azok egységességében (5.1.3. alfejezet).

A hévízgyörki vasútállomás közelében található löszfal először a vulkáni szint előfordulása miatt került az érdeklődésem középpontjába. A látszólag csak két eltemetett talajt és az alsó löszben a Bagi Tefrát tartalmazó löszfeltárásról talált első, és sokáig egyetlen leírásban a vulkáni szint fölötti dupla talajt a rissl α -rissl β periódus (MIS 6) képződményének tartották (Kriván és Rózsavölgyi, 1964), ami a ma használt litosztratigráfiai tagolás szerint a MB talajnak felelt meg, aminek a képződését a napjainkban elfogadott kronosztratigráfiai besorolás alapján a MIS 11-be helyezik (Csillag és mtsai, 2023a). A korábbi és a jelenlegi felfogás közötti ellentmondás feloldásában segített a tefrasztratigráfia, a Bagi Tefra MIS 10 besorolása (Horváth, 2001), valamint a feltárás alaposabb vizsgálata. Az egy doktori kutatás keretében megkezdett komplex vizsgálat

eredményei igazolták, hogy a Galga teraszanyagára települő löszszelvényben legalább három talajképződés nyomait kell feltételezni, amelyek közül a felső rész két nagyon eltérő korú talaj összenövésével jött létre (Csonka és mtsai, 2020; Csonka, 2021).

A vizsgálatainkra alapozva Hévízgyörkön az alsó talaj a MIS 9, a felső talaj alsó része a MIS 7e időszakban képződhetett, így a BA, illetve a BD₂ talajnak feleltethetők meg. Ezt követően a lösz- és talajképződési szünet és vagy eróziós esemény(ek) valószínűsíthető(k), majd a MIS 5a-c időszakban újabb talajképződés mehetett végbe (Csonka, 2021). A feltárás legfelső részén elhelyezkedő lösz pIRIR-290 kora (46.4 ± 2.5 ka) ugyan úgy tűnik, hogy nem terhelt mérési hibával, mégis nehezen értelmezhető, mivel a MIS 3 végét, MIS 2-t sugallja. A kérdés eldöntésében az AAR eredmények sem nyújtottak segítséget, a MIS 2, MIS 3, MIS 4 kort egyaránt lehetségesnek tartottuk (Novothny és mtsai, 2024).

Ugyancsak a lumineszcens és AAR kormeghatározások és a Bagi Tefra megjelenése alapján tudtuk egyértelműen megcáfolni azt a korábbi elképzelést, amely a hévízgyörki feltáráshoz közeli galgahévízi vasúti bevágás paleotalaját a Mende Bázis paleotalajnak tartotta (Pécsi, 1993). A legidősebb talajképződés itt legkorábban a MIS 9 folyamán történhetett, majd vizsgálataink alapján ezt követően még legalább három másik pedogenezis volt megalapozottan feltételezhető (Horváth, 2001; Csonka és mtsai, 2020; Csonka, 2021).

7 Következtetések

A lösz-paleotalaj rétegsorokat a pleisztocén klímaváltozások legjobb szárazföldi archívumainak tartják, azonban ahhoz, hogy az ezekben tárolt információt pontosan tudjuk értelmezni az anyag és a jelenségek vizsgálatán kívül fontos azok időkerete is. A kormeghatározások ugyanakkor a teljes pleisztocén időtartamának csak töredékét fedik le, és felbontásuk is változó. A Kárpát-medencében csak a fiatal löszök felső részét lehet korolni, radiokarbon módszerrel maximum 50 ka-ig, lumineszcens módszerrel 240 – 260 ka-ig (Thiel és mtsai, 2014; Novothny és mtsai, 2024). Relatív kormeghatározás módszerek idősebb képződményekre is alkalmazhatók, így a nevezetes és ismert korú paleomágneses változások lehetőséget adnak az időbeni tájékozódásra, (Márton, 1979b; Sartori és mtsai, 1999; Bradák, 2009; Bradák és mtsai, 2014; Rolf és mtsai, 2014), az alacsonyfrekvenciás mágneses szuszceptibilitás (κ_{lf}) eredményei a mélytengeri oxigénizotópos (MIS) görbékkel korrelálhatók (Kukla, 1977; Pécsi, 1991, 1995a; Gábris, 2007). Az aminosav sztratifráfia alkalmazásával ismert korú és hasonló hőttörténetű szelvények AAR eredményeivel való összevetés alapján akár a MIS 10 időszak is azonosítható (Oches és McCoy, 1995; Oches és Banerjee, 1996).

A biztos kormeghatározások korlátozott lehetőségei miatt különösen fontos a lösz-paleotalaj szelvények minél több szempontú, és többféle módszert alkalmazó vizsgálata, és a a vezetősíntek alkalmazásával az elért eredményeknek minél nagyobb területen történő alkalmazása.

7.1 A vulkáni közbetelepülések jelentősége a korrelációkban és a feltárások fejlődéstörténetének rekonstrukciójában

Kárpát-medence lőszeiben megtalálható, vulkáni közbetelepülések azonosítása, felfedezése, majd Bagi Tefra néven egységes és izokron szintként való azonosítása, és a Paksi Tefra szint leírása lehetőséget adott a magyarországi löszsztratifráfiában ezeknek vezetősíntként való felhasználásra.

A Bagi Tefra esetében a jelenlegi ismereteink alapján leginkább valószínűsíthető forrásterület (közép-olaszországi vulkáni mező) és kitörési kor (kb. 360 ka) megadásával (Pouclet és mtsai, 1999; Horváth, 2001) sikerült a réteg kronosztratifráfiai helyzetét is meghatározni. Ezáltal lehetővé vált több Kárpát-medencebeli lösz-paleotalaj rétegsort korrelálni egymással, amelyek sztratifráfiai helyzete korábban ismeretlen volt (Pócsa, Sióagárd, Kökény, Isaszeg, Pásztó, Hévízgyörk), vagy besorolása az eltérő nomenklatúra használata miatt nem volt egyértelmű (Komját), vagy téves (Galgahévíz ld.) volt. Bár a Bagi Tefra egységességével kapcsolatban merültek fel kétségek malakológiai (Hum és Sümegi, 2001; Hum, 2005) és geokémiai vizsgálatokra alapozva (Sági és mtsai, 2008), amit a legújabb kutatásaink (újabb geokémiai elemzések, a tefra réteg körüli löszök lumineszcens kormeghatározása, AAR vizsgálatok) sem tudtak teljes bizonyossággal eldönteni (Novothny

és mtsai, 2024). *A Bagi Tefra rétegnek a két jól feldolgozott és ismert sztratigráfiai besorolású feltárásban (Paks és Basaharc) való előfordulása alapján a MIS 10-ben való keletkezése nem megkérdőjelezhető, így továbbra is megfelel vezetősztintként való alkalmazásra. A kor kérdésre a tefra réteg ásványain a folyamatban lévő közvetlen kormeghatározás adhat majd reményeink szerint választ a közeljövőben.*

Amennyiben az abszolút kormeghatározások nem cáfolják meg a Bagi Tefra egységességéről alkotott elképzelést, vagy időben közeli kitöréseket igazolnak a MIS 10 időszakon belül, akkor nemcsak a löszfeltárások, hanem ezeken keresztül *a Bagi Tefrát tartalmazó különböző folyók teraszrendszereinek a korrelálása is megalapozott.* A hévízgyörki és a galgahévízi löszfeltárások közvetlenül a Galga, a basaharci a Duna teraszanyagára települnek, így amennyiben a teraszok kialakulása és a löszképződés között nincs üledékképződési vagy eróziós hiány, akkor a két folyó teraszának kialakulása egyaránt a MIS 10 előtt, legvalószínűbben a MIS 11 – MIS 10 átmenet során zajlott. A többi, szintén folyóteraszt fedő löszben előforduló tefra esetében (Pásztó, Komját, Pócsa, Sióagárd) a lösz és a teraszanyag közötti kapcsolat nem ismert, így a korrelációba jelenleg teljes biztonsággal nem vonhatók be, de a fentiek alapján a teraszok kivésődése mindegyik helyen biztosan a MIS 10 időszak előtt történt.

A Bagi Tefrának a kronosztratigráfiai jelentősége mellett fontos a feltárás rétegsorának és környezetének fejlődéstörténeti rekonstrukciójában betöltött szerepe is.

Az a tény, hogy a tefra a jelenlegi felszín alatt különböző mélységben és eltérő számú paleotalaj alatt található, kizárólag a szelvények eltérő fejlődéstörténetével, a löszképződésnek bizonyos időszakokban való hiányával, vagy lösz és talajképződést követő eróziós eseményekkel magyarázható, amit olyan folyamatok idéztek elő, amelyek hatása csak adott helyen érvényesült. A Bagi Tefra jelenlegi felszínhez közeli előfordulásai azt is egyértelműen igazolják, hogy recens talajok nem mindenhol az utolsó glaciális löszökön alakultak ki.

A Paksi Tefra eddig csak a paksi téglagyári feltárásból ismert, ezért a rétegtani jelentősége kisebb, mint a Bagi Tefra rétegé. A befoglaló lösz lumineszcens kora alapján 30 ka, forrásterülete a nagyfokú ásványtani hasonlóság miatt feltételezhetően közeli, vagy megegyezik a Bagi Tefráéval (Horváth, 2001). Ennek a vulkáni tevékenységnek a nyoma nem került elő azokból a kutatócsoportunk által vizsgált szelvényekből, amelyek tartalmaztak MIS 3 korú löszöket (Basaharc, Süttő, Paks déli fal), annak ellenére, hogy a folyamatos terepi Kappa-méréseinkkel a makroszkóposan nem látható vulkáni közbetelepülések kimutatása is lehetséges lett volna.

7.2 A paleotalajok mikromorfológiai vizsgálatának eredményei

A paleotalajoknak a hazai löszös szakirodalomban megfigyelhető bizonytalan típus-besorolásait (1. táblázat) a kis számú részletes talajtani vizsgálat mellett (Stefanovits és mtsai, 1954; Stefanovits és Rózsavölgyi, 1962; Stefanovits, 1965; Bronger, 1970, 1976, 1979) többféle tényezővel lehet magyarázni. Ezek közül a legkézenfekvőbb a meteorológiai hatások (csapadék, hőmérséklet) különbözősége a Kárpát-medence egymástól távolabb eső részein, valamint a topográfiai helyzet szerepe miatt bekövetkezett eltérő talajfejlődés. Elsősorban a több helyen is tanulmányozható fiatal löszök talajaival kapcsolatban élt sokáig az a megállapítás, hogy azok sztyepp, vagy erdőssztepp típusba sorolhatók és csak a Mende Bázis talajkomplexum alsó, „jól fejlett” tagját tartották barna erdőtalajnak (Pécsi, 1965a; Pécsi, 1966). A fiatal löszökben található paleotalajok képződési körülményeinek eldöntése érdekében mikromorfológiai vizsgálatokat végeztem, amelyekkel a *basaharci, paksi és mendei feltárások MF, BD és BA paleotalajaiból igazoltam az agyaghártyák jelenlétét, és ezzel a jelentős kilúgzás következtében végbement agyagbemosódás tényét, ami az erdőtalajokra jellemző.*

A kormeghatározásokkal azonosított MIS 5e talajok megléte vagy hiánya rámutatott arra, hogy ezen időszak talajképződésének termékei a Kárpát-medence nem minden feltárási helyén találhatók meg (Albertirsa, Paks déli fal). Azokban a feltárásokban, ahol sikerült igazolni a meglétüket, kisebb helyi mélyedésekben őrződtek meg, ami felveti azt a lehetőséget, hogy a Kárpát-medencében a MIS 5e időszakot követően jelentős eróziós esemény zajlott, aminek az oka a neotektonikus mozgások hatására felerősödött lokális erózió lehetett (Ruszkiczay-Rüdiger és mtsai, 2005b; Ruszkiczay-Rüdiger és mtsai, 2007; Csonka és mtsai, 2020).

A paksi téglagyári löszszelvény és a környezetében mélyített fúrások rétegsorainak korrelációja alapján rámutattunk *a felszínfejlődésnek a különböző időszakokban az egymáshoz közeli területeken is eltérő módon, vagy ütemben zajlott eseményeire* (Novothy és mtsai, 2020).

Az egykori basaharci téglagyári bányában többféle módszer (pl. alacsony frekvenciás mágneses szuszceptibilitás (κ_{lf}), lumineszcens és AAR kormeghatározások) alkalmazásával *igazoltuk a Basaharc Dupla paleotalaj meglétét és ezáltal a magyarországi löszstratigráfiában használt típusszelvény helytállóságát* (Horváth és mtsai, 2019a; Horváth és mtsai, 2019b).

Az éghajlat rekonstruálásra általánosan alkalmazott módszerek megbízhatóságának ellenőrzésére, a felmerült ellentmondások feloldására, a BD paleotalaj-komplexum és a BA paleotalajok típusszelvényeiben mért κ_{lf} görbéken mutató csúcsok okainak feltárása céljából mikromorfológiai elemzéseket végeztem.

A basaharci feltárási komplex vizsgálatok eredményeképpen nemzetközi szinten először sikerült igazolnom a BD és a BA paleotalajokban a MIS 7 és a MIS 9 interglaciálisok mindhárom meleg időszakára jellemző kilengéseit, azaz a MIS 9e, c, a, és a MIS 7e, c, a alstádiumok jelenlétét (Horváth és mtsai, 2021; Horváth és mtsai, 2024b).

A földigiliszta bioszferoidok $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékei alapján megkísérelt környezetrekonstrukció pontosítása céljából mikromorfológiai vizsgálatokat végeztem. Az eredmények szerint az egyazon szintben található EBS-ek különböző földigiliszta fajoktól származhatnak, és megtartottságuk is gyakran eltérő, továbbá igazolták a terepi megfigyeléseket (makro szint) az alapanyag nagymértékű bioturbációjáról és mechanikai úton történt átkeveredéséről. Az azonos szint EBS mintáiból mért $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ értékek nagy szórását okozó tényezők feltárására a mikromorfológiai elemzéseket kiegészítettem a mezomorfológiai szinten, azaz binokuláris mikroszkóppal kiválogatott EBS morfológiai csoportok célzott stabil izotópos ($\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$) elemzéseivel.

Az eredmények nem adtak ugyan egyértelmű magyarázatot a különbségekre, de nem is cáfolták azokat a hipotéziseimet, amelyek szerint *a földigiliszta bioszferoidok különböző generációi fordulnak elő egy szinten belül, továbbá, hogy a keveredést a bioturbáció mellett a nagyobb behatolási mélységű fajok (pl. Lumbricus) által termelt, a felszíntől 1-2 méterre is lekerülő bioszferoidok eredményezhetik* (Horváth és mtsai, 2023; Barta, 2024). A nagy szórást magyarázhatja a földigiliszták teljes aktív periódásában történő CaCO_3 kiválasztás, ami az egyes hónapokra jellemző eltérő csapadék és hőmérsékleti viszonyok miatt erősen különböző lehet (szezonális hatás). *Véleményem szerint ez a szezonalitást tükröző hatás önmagában is alkalmatlanná teszi az EBS-ek $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ eredményeknek a környezetrekonstrukcióban való felhasználást*, hiszen sem a bioszferoid termelésének üteméről, sem pedig a begyűjtött, majd további vizsgálatokra kiválasztott példányoknak az aktív perióduson belüli keletkezési idejéről nincs információ, így további statisztikai feldolgozásuk, vagy akár adott szintre vonatkoztatott átlagérték számítása értelmezhetetlen.

A fentiek rámutatnak, hogy a negyedidőszak kutatási módszertanának és a technikai fejlődésnek köszönhetően a már ismert lösz-paleotalaj összletek újbóli vizsgálata mindig hozhat új eredményeket, amelyek segítik a pleisztocén klíma- és környezetváltozások pontosabb felismerését, a változások sebességének és jellegzetességeinek feltárását, ezeken keresztül a jelenkor éghajlatváltozásainak jobb megértését, és különösen a változásoknak a különböző természeti környezetekre gyakorolt hatásának felismerését. Úgy vélem, hogy minden kutatás, amely löszök klímaarchívumának „olvasását” célozza hozzájárul ehhez.

8 Köszönetnyilvánítás

A disszertációmban bemutatott eredmények eléréséhez elengedhetetlenül szükséges volt az ELTE Természetföldrajzi Tanszékén működő, és ahhoz más intézményekben kapcsolódó Löszkutató csoport tevékenysége, amiért minden tagjának ezúton fejezem ki köszönetemet. Bradák Balázsnak köszönöm, hogy engem választott diplomamunkája, majd doktori témavezetőjének, és akivel mindig hatékony, ugyanakkor vidám terepmunkákban vettünk részt, akivel nagyon sok mély beszélgetést folytattunk, és aki mindig inspirált a továbblépésre. Köszönöm Novothny Ágnesnek a tartalmas beszélgetéseket, a kritikus észrevételeket, és fáradhatatlan munkáját a feltárások kormeghatározásában. Köszönöm Barta Gabriellának, hogy megmutatta a másodlagos karbonátok számomra addig rejtett világát, és akivel hosszú órákat töltöttünk el az EBS-ek stabil izotópos eredményeinek értelmezésével, és akinek munkáját igyekszem továbbvinni. Köszönöm Csonka Diánának a kitartó, lelkes és engem is inspiráló munkáját, aki segített a felszínen maradni, amikor kevés idő jutott a tudományra. Köszönöm Végh Tamás munkáját, aki kreatív ötleteivel és azok kivitelezésével sokat segített a terepi és a labormunkákban. Köszönöm Szeberényi Józsefnek a DRS méréseket, valamint a terepmunkában és a cikkek és konferencia anyagok illusztrációinak elkészítésében nyújtott segítségét.

Köszönöm Gábris Gyulának, hogy megteremtette a lehetőséget az Étienne Juvignével való találkozásra, ami elindított engem azon az úton, amelyen most is járok. Köszönöm a mindenkori támogatását, szigorú kritikáját, a lehetőséget, hogy tanulhattam tőle a terepmunkák és az egyetemi tevékenysége során is. Köszönöm Étienne Juvignének, hogy a pályám kezdetén együttműködhettem vele, és segített a tefrasztratigráfia terepi és laboratóriumi módszereinek elsajátításában. Hálás vagyok Roger Langohr professzornak, amiért bevezetett a paleotalajok kutatásának rejtelmeibe a terepmunkákon, a kurzusain és a személyes beszélgetések során. Köszönöm Manfred Frechennek a sok évtizedes együttműködést a lumineszcens kormeghatározások terén, és mindazt a sok lehetőséget, amihez hozzásegített bennünket.

Köszönöm Ruszkiczay-Rüdiger Zsófia egykori doktoranduszomnak, hogy általa mélyebb betekintést kaphattam a neotektonikába, és aki kritikus gondolkodásával engem is elgondolkodásra késztetett. Köszönöm Fodor Lászlónak, Mindszenty Andreának, Tóth Tamásnak, a néhai Krolopp Endrének, Tari Gábornak, a néhai Horváth Ferencnek, Sági Tamásnak, Kiss Balázsnak, Michéli Erikának, és mindazon, itt név szerint meg nem nevezett munkatársamnak, és a szakdolgozatot, diplomamunkát készítő hallgatóimnak a közös munkákat, beszélgetéseket, kérdéseket, vitákat, terepbejárásokat, amelyek révén lehetőségem volt új dolgok elsajátítására és a szakmai fejlődésre.

Köszönöm Rinyu Lászlónak és csapatának a süttői minták stabil izotópos elemzését. Köszönöm Kriván Bencének, hogy átadta nekem édesapja Kriván Pál terepi jegyzeteit és anyagait, amelyek rendkívül fontosak voltak a munkám kezdeti szakaszában.

Köszönöm Kaveh Ghahramannak az illusztrációk elkészítésében és szerkesztési kérdések megoldásában nyújtott segítségét. Köszönöm jelenlegi doktoranduszom, Fatemeh Nooshin támogatását és türelmét.

Hálásan köszönöm Michaletzky Györgynek a folyamatos biztatást és támogatást, valamint a váratlanul felmerült problémák megoldásában nyújtott segítséget.

Végül, de nem utolsósorban hálásan köszönöm Családomnak a mindenkori támogatást, türelmet és szeretetet, ami mindig rengeteg erőt adott és ad. Édesanyámnak és Édesapámnak köszönöm, hogy biztosították számomra a tanulás lehetőségét, és hogy minden helyzetben töretlenül bíztak bennem és feltétel nélkül szeretnek. Fiamnak, Bencének köszönöm a szeretetét, a bizalmát és azt, hogy mindig velem örül a sikereimnek.

9 Irodalomjegyzék

- Ádám, L., Marosi, S., Szilárd, J. (1954). A paksi löszfeltárás. *Földrajzi Közlemények*, 78(3), 239-254.
- Antoine, P. és Limondin-Lozouet, N. (2024). Late Middle Pleistocene (MIS 10–6) glacial–interglacial records from loess–palaeosol and fluvial sequences from northern France: A cyclostratigraphic approach. *Boreas*, 53(4), 476-503. <https://doi.org/10.1111/bor.12662>
- Antoine, P., Rousseau, D., Degeai, J., Moine, O., Lagroix, F., Kreutzer, S., Fuchs, M., Hatté, C., Gauthier, C., Svoboda, J., Lisá, L. (2013). High-resolution record of the environmental response to climatic variations during the Last Interglacial–Glacial cycle in Central Europe: The loess-palaeosol sequence of Dolní Věstonice (Czech Republic). *Quaternary Science Reviews*, 67, 17-38. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.01.014>
- Balogh, J. (1995). Paleomagnetic changes within the Brunhes Epoch in the Basaharc loess profile, Hungary. *GeoJournal*, 36(2), 251-254. <https://doi.org/10.1007/BF00813180>
- Barta, G. (2011a). Secondary carbonates in loess-paleosol sequences: a general review. 3(2), 129-146. <https://doi.org/10.2478/s13533-011-0013-7> (Open Geosciences)
- Barta, G. (2011b). The structure and origin of loess dolls: a case study from the loess-paleosol sequence of Süttő, Hungary. *Journal of Environmental Geography*, 4(1-4), 1-10. <https://doi.org/10.14232/jengeo-2011-43789>
- Barta, G. (2014). Paleoenvironmental reconstruction based on the morphology and distribution of secondary carbonates of the loess-paleosol sequence at Süttő, Hungary. *Quaternary International*, 319, 64-75. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.08.019>
- Barta, G. (2024). *Stable carbon and oxygen isotope ratios of earthworm biospheroids, as promising paleoenvironmental and paleoclimatic proxies – case studies from loess-paleosol sequences* (Research project PD 128908 – Final report).
- Barta, G., Bradák, B., Novothny, Á., Markó, A., Szeberényi, J., Kiss, K., Kovács, J. (2018). The influence of paleogeomorphology on the stable isotope signals of paleosols. *Geoderma*, 330, 221-231. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.05.033>
- Becze-Deák, J., Langohr, R., Verechia, E. P. (1997). Small scale secondary CaCO₃ accumulations in selected sections of the European loess belt. Morphological forms and potential for paleoenvironmental reconstruction. *Geoderma*, 76, 221-252. <https://doi.org/10.2478/s13533-011-0013-7>
- 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(3-4), 193-208. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(98\)00051-4](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(98)00051-4)
- Boenigk, W. (1983). *Schwermineralanalyse* 158. Ferdinand Enke Publisher.
- Bokhorst, M. P., Vandenberghe, J., Sümegi, P., Lanczont, M., Gerasimenko, N. P., Matviishina, Z. N., Markovic, S. B., Frechen, M. (2011). Atmospheric circulation patterns in central and eastern Europe during the Weichselian Pleniglacial inferred from loess grain-size records. *Quaternary International*, 234, 62-74. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.07.018>
- Borsy, Z., Félsszerfalvi, J., Lóki, J. (1984). Electron microscopic investigation of the sand material from the loess exposure at Paks. In Pécsi (Ed.), *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols*. (Vol. 30, pp. 71–86). Geographical Research Institute. <https://www.cabidigitallibrary.org/doi/full/10.5555/19851999117>
- Borsy, Z., Félsszerfalvi, J., Szabó, P. P. (1979). Thermoluminescence dating of several layers of the loess sequences at Paks and Mende (Hungary). *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae*, 29(1-4), 451-459. <https://www.osti.gov/etdeweb/biblio/5947789>
- Bottyán, E., Czuppon, G., Weidinger, T., Haszpra, L., Kármán, K. (2017). Moisture source diagnostics and isotope characteristics for precipitation in east Hungary: implications for their relationship. *Hydrological Sciences Journal*, 62(12), 2049–2060. <https://doi.org/10.1080/02626667.2017.1358450>

- Bradák-Hayashi, B., Biró, T., Horváth, E., Végh, T., Csillag, G. (2016). New aspects of the interpretation of the loess magnetic fabric, Cérna Valley succession, Hungary. *Quaternary Research*, 86 (3), 348-358. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2016.07.007>
- Bradák, B. (2009). Application of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) for the determination of paleo-wind directions and paleo-environment during the accumulation period of Bag Tephra, Hungary. *Quaternary International*, 198(1), 77-84. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.11.005>
- Bradák, B., Kiss, K., Barta, G., Varga, G., Szeberényi, J., Józsa, S., Novothny, Á., Kovács, J., Markó, A., Mészáros, E., Szalai, Z. (2014). Different paleoenvironments of Late Pleistocene age identified in Verőce outcrop, Hungary: Preliminary results. *Quaternary International*, 319, 119-136. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.11.035>
- Bradák, B. és Kovács, J. (2014). Quaternary surface processes indicated by the magnetic fabric of undisturbed, reworked and fine-layered loess in Hungary. *Quaternary International*, 319, 76-87. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.02.009>
- Bradák, B., Kovács, J., Magyar, Á. (2019). The origin and significance of some 'irregular' loess magnetic fabric found in the Paks succession (Hungary). *Geophysical Journal International*, 217(3), 1742-1754. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz117>
- Bradák, B., Márton, E., Horváth, E., Csillag, G. (2009). Pleistocene climate and environmental reconstruction by the paleomagnetic study of loess-paleosol sequence (Cérna Valley, Vértesacs, Hungary). *Central European Geology*, 52(1), 31-42. <https://doi.org/10.1556/CEuGeol.52.2009.1.2>
- Bradák, B., Seto, Y., Chadima, M., Kovács, J., Tanos, P., Újvári, G., Hyodo, M. (2020). Magnetic fabric of loess and its significance in Pleistocene environment reconstructions. *Earth-Science Reviews*, 210, 103385. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103385>
- Bradák, B., Seto, Y., Stevens, T., Újvári, G., Fehér, K., Költringer, C. (2021). Magnetic susceptibility in the European Loess Belt: New and existing models of magnetic enhancement in loess. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 569, 110329. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2021.110329>
- Bradák, B., Thamó-Bozsó, E., Kovács, J., Márton, E., Csillag, G., Horváth, E. (2011). Characteristics of Pleistocene climate cycles identified in Cérna Valley loess-paleosol section (Vértesacs, Hungary). *Quaternary International*, 234(1), 86-97. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.05.002>
- Bronger, A. (1970). Zur Mikromorphologie und zum Tonmineralbestand von Böden ungarischer Lössprofile und ihre paläoklimatische Auswertung. *E&G Quaternary Sci. J.*, 21(1), 122-144. <https://doi.org/10.3285/eg.21.1.10>
- Bronger, A. (1976). *Zur quartären Klima- und Landschaftsentwicklung des Karpatenbeckens auf (paläo-) pedologischer und bodengeographischer Grundlage*. 228. IM Selbstverlag des Geographischen Instituts der Universität Kiel.
- Bronger, A. (1979). The value of mineralogical and clay mineralogical analyses of loess soils for the investigations of pleistocene stratigraphy and paleoclimate. *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae*, 22, 141-152.
- Bronger, A. (2003). Correlation of loess-paleosol sequences in East and Central Asia with SE Central Europe: towards a continental Quaternary pedostratigraphy and paleoclimatic history. *Quaternary International*, 106, 11-31. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(02\)00159-3](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(02)00159-3)
- Bronger, A. és Heinkel, T. (1989). Palaeosol sequences as witnesses of Pleistocene climatic history. *Catena Supplement*, 16, 163-186. <https://www.cabidigitallibrary.org/doi/full/10.5555/19911959679>
- Buggle, B., Hambach, U., Kehl, M., Marković, S. B., Zöller, L., Glaser, B. (2013). The progressive evolution of a continental climate in southeast-central European lowlands during the Middle Pleistocene recorded in loess paleosol sequences. *Geology*, 41(7), 771-774. <https://doi.org/10.1130/G34198.1>
- Bulla, B. (1934). A magyarországi löszök és folyóteraszok problémái. *Földrajzi Közlemények*, 62(4-6), 136-149.
- Bulla, B. (1938a). Der pleistozäne löss im Karpathenbecken. *Földtani Közöny* 68, 196-215.
- Bulla, B. (1938b). *Pleistocén lösz a Kárpát-medencében* 18-60. Akadémiai Kiadó, Budapest.

- Butrym, J. és Maruszczak, H. (1984). Thermoluminescence chronology of younger and older loesses. *Akadémiai Kiadó*, 194-199.
- Buylaert, P., Jain, M., Murray, A. S., Thomsen, K. J., Thiel, C., Sohbati, R. (2012). A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. *Boreas*, 41(3), 435-451. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00248.x>
- Canti, M. (2003). Earthworm Activity and Archaeological Stratigraphy: A Review of Products and Processes. *Journal of Archaeological Science*, 30 (2), 135-148. <https://doi.org/10.1006/jasc.2001.0770>
- Canti, M. G. (2009). Experiments on the origin of ^{13}C in the calcium carbonate granules produced by the earthworm *Lumbricus terrestris* [Short communication]. *Soil Biology and Biochemistry*, 41(12), 2588-2592. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2009.09.007>
- Canti, M. G. és Pearce, T. G. (2003). Morphology and dynamics of calcium carbonate granules produced by different earthworm species. *Pedobiologia* 47., 511-521. <https://doi.org/10.1078/0031-4056-00221>
- Catt, J. A. (1991). Soils as indicators of quaternary climatic change in mid-latitude regions. *Geoderma*, 51(1-4), 167-187. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0016-7061\(91\)90070-A](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0016-7061(91)90070-A)
- Cerling, T. E. (1984). The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate. *Earth and Planetary Science Letters*, 71(2), 229-240.
- Cerling, T. E. (1995). Stable carbon isotopes in palaeosol carbonates. *Palaeoweathering, palaeosurfaces and related continental deposits*, 43-60. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90089-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90089-X)
- Cholnoky, J. (1902). A Medárdusnapi időváltozásról. *Matematikai és fizikai lapok*, 11, 157-164.
- Coe, A. (2022). *Deciphering Earth's History: The Practice of Stratigraphy* (A. Coe, Ed.)342. Geological Society of London.
- Cohen, K. és Gibbard, P. (2018). Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, version 2019 QI-500. *Quaternary International*, 500, 20-31. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.009>
- Császár, G. (1997). Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. *Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest*, 114.
- Csillag, G., Pazonyi, P., Virág, A., Tóthné, M. Á., Sebe, K., Fodor, L., Ruszkiczay-Rüdiger, Z., Harangi, S., Sztanó, O., Kaiser, M., Gyalog, L., Mindszenty, A., Novothny, Á., Horváth, E., Újvári, G., Bakacsi, Z., Lantos, Z. (2023a). Kvarter. In E. Babinszki, O. Piros, G. Csillag, L. Fodor, L. Gyalog, Z. Kercksmár, G. Less, R. Lukács, K. Sebe, I. Selmeczi, J. Szepesi, O. Sztanó (Eds.), *Magyarország litosztratigráfiai egységeinek leírása II.: Kainozoos képződmények* (pp. 158-161). Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága.
- Csillag, G., Sebe, K., Pazonyi, P. (2023b). Tengelici Vörösigyag Formáció. In E. Babinszki, O. Piros, G. Csillag, L. Fodor, L. Gyalog, Z. Kercksmár, G. Less, R. Lukács, K. Sebe, I. Selmeczi, J. Szepesi, O. Sztanó (Eds.), *Magyarország litosztratigráfiai egységeinek leírása II.: Kainozoos képződmények* (pp. 137-138). Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága.
- Csonka, D. (2021). *Fejlődéstörténeti rekonstrukció lösz-paleotalaj sorozatok vizsgálata alapján a Gödöllői-dombság északi részén* [PhD, Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kar Földtudományi Doktori Iskola, Földrajz-Meteorológia Doktori Program]. EDIT. https://edit.elte.hu/xmlui/static/pdf-viewer-master/external/pdfjs-2.1.266-dist/web/viewer.html?file=https://edit.elte.hu/xmlui/bitstream/handle/10831/74932/Csonka_Di%C3%a1na_doktori_disszertacio_pdf?sequence=6&isAllowed=y
- Csonka, D., Bradák, B., Barta, G., Szeberényi, J., Novothny, Á., Végh, T., Süle, G. T., Horváth, E. (2020). A multi-proxy study on polygenetic middle-to late pleistocene paleosols in the Hévízgyörk loess-paleosol sequence (Hungary). *Quaternary International*, 552, 25-35. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.07.021>
- Czuppon, G., Bottyán, E., Kristóf, E., Weidinger, T., Haszpra, L., Kármán, K. (2021). Stable isotope data of daily precipitation during the period of 2013–2017 from K-puszt (regional background monitoring station), Hungary. *Data in Brief*, 36., 106962. <https://doi.org/10.1016/j.dib.2021.106962>

- Demény, A. (2003). Stabilizotóp-geokémia és termometria: hogyan és mire? *Földtani Közlöny*, 133/2, 263-270.
- Demény, A., Czuppon, G., Kern, Z., Hatvani, I. G., Topál, D., Karlik, M., Surányi, G., Molnár, M., iss, G. I., Szabó, M., Shen, C., Hu, H., May, Z. (2024). A speleothem record of seasonality and moisture transport around the 8.2 ka event in Central Europe (Vacska Cave, Hungary). *Quaternary Research*, 118, 195-210. <https://doi.org/10.1017/qua.2023.33>
- Derbyshire, E., Billard, A., Van Vliet-Lanoë, B., Lautridou, J. P., Cnr, M. C. (1988). Loess and palaeoenvironment: some results of a European joint programme of research. *Journal of Quaternary Science*, 3(2), 147-169. <https://doi.org/10.1002/jqs.3390030206>
- Durand, N., Monger, C. H., Canti, M. G. (2018). Calcium Carbonate Features. In G. Stoops, V. Marcelino, F. Mees (Eds.), *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths* (pp. 151-196). <https://doi.org/10.1016/C2014-0-01728-5>
- Dworkin, S. I., Nordt, L., Atchley, S. (2005). Determining terrestrial paleotemperatures using the oxygen isotopic composition of pedogenic carbonate. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(1-2.), 56-68. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.054>
- Fink, J. és Kukla, G. J. (1977). Pleistocene climates in Central Europe: at least 17 interglacials after the Olduvai event. *Quaternary Research*, 7(3), 363-371.
- Frechen, M., Horváth, E., Gábris, G. (1997). Geochronology of Middle and Upper Pleistocene Loess Sections in Hungary. *Quaternary Research*, 48(3), 291-312. <https://doi.org/10.1006/qres.1997.1929>
- Gábris, G. (2007). Kapcsolat a negyedidőszaki felszínalakító folyamatok időrendje és az oxigén izotóp rétegtan között - magyarországi lösz-paleotalaj sorozatok és folyóvízi teraszok példáján. *Földtani Közlöny* 137(4), 515-540.
- Gábris, G. (2022). *A folyóvíz felszínalakító tevékenysége Magyarországon* (G. Gábris, Ed. 2. ed.)183. Dr. Kacsokovics Imre, az ELTE Természettudományi Kar dékánja.
- Gábris, G., Horváth, E., Juvigné, E. (1991). Pleistocene marker horizon in Carpathian Basin loess: the Bag Tephra. *Quaternary environment in Hungary. MTA Földrajztudományi Kutatóintézet*, 91, 97.
- Gábris, G., Horváth, E., Novothny, Á., Ruskiczay-Rüdiger, Z. (2012). Fluvial and aeolian landscape evolution in Hungary - results of the last 20 years research. *Netherlands Journal of Geosciences-Geologie en Mijnbouw*, 91(1-2), 111-128. <https://doi.org/10.1017/S0016774600001530>
- Gammoudi, N., Kovács, J., Gresina, F., Varga, G. (2024). Combined use of HYSPLIT model and MODIS aerosols optical depth to study the spatiotemporal circulation patterns of Saharan dust events over Central Europe. *Aeolian Research*, 67-69, 100899. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2024.100899>
- Gerasimov, I. P. (1973). Chernozems, buried soils, and loesses of the Russian plain: their age and genesis. *Soil Science*, 116, 202-210.
- Giaccio, B., Leicher, N., Mannella, G., Monaco, L., Regattieri, E., Wagner, B., Zanchetta, G., Gaeta, M., Marra, F., Nomade, S., Palladino, D. M., Pereira, A., Scheidt, S., Sottili, G., Wonik, T., Wulf, S., Zeeden, C., Ariztegui, D., Cavinato, G. P., Dean, J. R., Florindo, F., Leng, M. J., Macrì, P., Niespolo, E., Renne, P. R., Rolf, C., Sadori, L., Thomas, C., Tzedakis, P. C. (2019). Extending the tephra and palaeoenvironmental record of the Central Mediterranean back to 430 ka: A new core from Fucino Basin, central Italy. *Quaternary Science Reviews*, 225, 106003. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106003>
- Haase, D., Fink, J., Haase, G., Ruske, R., Pécsi, M., Richter, H., Altermann, M., & Jäger, K. (2007). Loess in Europe—Its spatial distribution based on a European Loess Map, scale 1:2,500,000. *Quaternary Science Reviews*, 26 (9-10), 1301-1312. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.02.003>
- Hahn, G. (1989). *A magyarországi löszök kronosztratigráfiája és hasznosításuk* [MTA doktori disszertáció, MTA]. Budapest.
- Hahn, G. G. (1977). A magyarországi löszök litológiája, genetikája, geomorfológiai és kronológiai tagolása. *Földrajzi Értesítő*, 1-21.
- Hardcastle, J. (1889). Origin of the loess deposit of the Timaru plateau. Transactions of the New Zealand Institute,

- Heller, F. és Liu, T. S. (1986). Palaeoclimatic and sedimentary history from magnetic susceptibility of loess in China. *Geophysical Research Letters*, 13 (11), 1169-1172. <https://doi.org/10.1029/GL013i011p01169>
- Horusitzky, H. (1898). Lössterületek Magyarországon. *Földtani Közlöny*, 28, 29-36.
- Horváth, E. (1992). *Pleisztocén tűzhányótevékenység nyoma a Kárpát-medence egyes pleisztocén üledékeiben* [egyetemi doktori értekezés, Eötvös Loránd Tudományegyetem]. 109.
- Horváth, E. (2001). Marker horizons in the loesses of the Carpathian Basin. *Quaternary International*, 76-77, 157-163. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(00\)00099-9](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(00)00099-9)
- Horváth, E. és Bradák, B. (2003). A mágneses szuszceptibilitás módszerének alkalmazása lösz-paleotalaj-sorozatok vizsgálatában. *Földrajzi Közlemények*, 127(1-4.), 15-21.
- Horváth, E. és Bradák, B. (2014). Sárga föld, lösz, lösz: Short historical overview of loess research and lithostratigraphy in Hungary. *Quaternary International*, 319, 1-10. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.10.066>
- Horváth, E., Bradák, B., Barta, G., Szeberényi, J., Csonka, D., Végh, T., Novothny, Á. (2024b). Toward the understanding of (post)pedogenic processes behind the peaks and lows of commonly used climate proxies – a case study in a loess-paleosol sequence at Basaharc [submitted: Manuscript Number: QUATINT-D-24-00374]. *Quaternary International*.
- Horváth, E., Bradák, B., Csonka, D., Novothny, Á., Szeberényi, J., Végh, T., Barta, G. (2023, 2023.07.14-20.). *Joint micromorphological and stable isotope study of Middle Pleistocene paleosols from the European Loess Belt (Basaharc, Hungary)* INQUA ROMA 2023, Rome, Italy. <https://inquaroma2023.org/>
- Horváth, E., Bradák, B., Novothny, Á., Frechen, M. (2007). A löszök paleotalajainak rétegtani és környezetrekonstrukciós jelentősége. *Földrajzi Közlemények*, 131, 389-406.
- Horváth, E., Bradák, B., Szeberényi, J., Csonka, D., Végh, T., Novothny, Á. (2021). *Toward the understanding of (post)pedogenic processes behind the peaks and lows of commonly used climate proxies* 2nd International Conference on Quaternary Sciences, Gorgan, Iran.
- Horváth, E., Demény, A., Rinyu, L., Túri, M., Novothny, Á., Frechen, M., Barta, G. (2024a). *Combined assay method to determine the environmental significance of earthworm biospheroids in loess-paleosol series*. LoessFest 2024, Mainz, Németország.
- Horváth, E., Gábris, G., Juvigné, E. (1992). Egy pleisztocén vezérszint a Kárpát medencében: a Bag Tefra. *Földtani Közlöny*, 122(3-4), 233-249.
- Horváth, E. és Gasparik, M. (2002). Negyedidőszak-kutatás. In D. Karátson (Ed.), *Magyarország földje : kitekintéssel a Kárpát-medence egészére* (pp. 278-285). Magyar Könyvklub.
- Horváth, E., Novothny, Á., Barta, G. (2013). A süttöi lösz-paleotalaj sorozat komplex vizsgálata. *Földrajzi Közlemények*, 137(3), 302-311. http://www.foldrajzitarsasag.hu/downloads/foldrajzi_kozlemenyek_2013_137_evf_3_szam.pdf
- Horváth, E., Novothny, Á., Frechen, M. (2006). Bulla löszsztratigráfiája a legújabb abszolút-kor-meghatározások tükrében. *Földrajzi Közlemények*, CXXX. (LIV.), 171-183.
- Horváth, E., Novothny, Á., Barta, G., Csonka, D., Végh, T., Bradák, B. (2019a). Palaeosoils as indicators of local palaeoenvironmental changes – mosaics from the Hungarian loess studies. In C. A. Judit Deák, and Jari Hinsch Mikkelsen (Ed.), *Geoarchaeological Meeting* (pp. 271-278). https://doi.org/https://www.academia.edu/122865070/Palaeosoils_as_indicators_of_local_palaeoenvironmental_changes_mosaics_from_the_Hungarian_loess_studies
- Horváth, E., Novothny, Á., Barta, G., Szeberényi, J., Csonka, D., Végh, T., Bradák, B. (2019b). *Correlation of the loess-paleosol basets in a short distance: reconstruction of the 350 ka development of Basaharc section, Hungary* 20th Congress of the International Union for Quaternary Research (INQUA), Dublin.
- Hum, L. (1998). *Délkelet-dunántúli lösz-paleotalaj sorozatok keletkezésének rekonstrukciója üledéktani, geokémiai és őslénytani vizsgálatok alapján*. [doktori értekezés, József Attila Tudományegyetem]. 273.
- Hum, L. (2005). Középső pleisztocén tufithorizontok megjelenése dunaszekcsői és Mórág környéki löszszelvényekben. *Malakológiai Tájékoztató*, 23, 131-148.

- Hum, L. és Sümegi, P. (2001). Dunaszekcsői pleisztocén rétegsorok malakológiai vizsgálatai. *Malakológiai Tájékoztató*, 19, 17-27.
- Jámbor, Á. (1992). Pleistocene ventifact occurrences in Hungary. *Acta Geologica Hungarica*, 35, 407-436.
- Jánossy, D. (1979). *A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján*. Akadémiai Kiadó.
- Johnson, D. L. (1997). Paleosols are buried soils. *Quaternary International*, 51-52, 1. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(98\)90185-9](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(98)90185-9)
- Jordanova, D., Hus, J., Geeraerts, R. (2007). Palaeoclimatic implications of the magnetic record from loess/paleosol sequence Viatovo (NE Bulgaria). *Geophysical Journal International*, 171(3), 1036-1047. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03576.x>
- Juvigné, E. (1979). Scheidetrichtermethode oder Zentrifugaltrennung zur quantitativen Gewinnung von Schwermineralen. *Senckenbergiana marit.*, 11, 171-174.
- Juvigné, E., Horváth, E., Gábris, G. (1991). La Tephra de Bag: une retombée volcanique à large dispersion dans le loess pléistocène d'Europe centrale. *E&G Quaternary Sci. J.*, 41(1), 107-118. <https://doi.org/10.3285/eg.41.1.09>
- Kádár, L. (1954). A lösz keletkezése és pusztulása. *MTA Társadalmi-Történeti Tudományok Osztályának Közleményei*, 4, 1-27.
- Kemp, R. A. (1997). Role of micromorphology in paleopedological research. *Quaternary International*, 51-52, 133-141. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(97\)00040-2](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(97)00040-2)
- Kemp, R. A. (1999). Micromorphology of loess–paleosol sequences: A record of paleoenvironmental change. *CATENA*, 35, 179-196. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(98\)00099-X](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(98)00099-X)
- Kemp, R. A. (2001). Pedogenic modification of loess: Significance for palaeoclimatic reconstructions. *Earth-Science Reviews*, 54(1-3), 145-156. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(01\)00045-9](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(01)00045-9)
- Kiss, É. (1992). Granulometriai módszerek alkalmazása a magyarországi löszök összehasonlító vizsgálatában. *Földrajzi Értesítő*, XLI.(1-4), 135-161. https://hungarian-geography.hu/konyvtar/kiadv/FE1992/FE19921-4_135-161.pdf
- Koeniger, P., Barta, G., Thiel, C., Bajnóczi, B., Novothny, Á., Horváth, E., Techmer, A., Frechen, M. (2014). Stable isotope composition of bulk and secondary carbonates from the Quaternary loess-paleosol sequence in Süttő, Hungary. *Quaternary International*, 319, 38-49. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.06.038>
- Koloszár, L. (2010). The thickest and the most complete loess sequence in the Carpathian basin: the borehole Udvari-2A. *Open Geosciences*, 2(2), 165-174. <https://doi.org/10.2478/v10085-010-0004-9>
- Koloszár, L. és Marsi, I. (2010). A Kárpát-medence legvastagabb és legteljesebb löszrétegsora: az Udvari-2A fúrás szelvénye és kvarter rétegtani jelentősége. *Földtani Közlöny*, 140/3, 251-262.
- Kriván, P. (1955a). Die klimatische Gliederung des mitteleuropäischen Pleistozäns. *Acta Geologica Hungarica*, 2, 357-383.
- Kriván, P. (1955b). A középeurópai pleisztocén éghajlati tagolódása és a paksi alapszelvény. Magyar Állami Földtani Intézet évkönyve 1955. *Magyar Állami Földtani Intézet évkönyve*, 43(3), 363-510.
- Kriván, P. (1957a). A Közép- és a Kelet-Európai pleisztocén kapcsolata. *Földrajzi Közlemények*, 87(1), 73-77.
- Kriván, P. (1957b). Felsőpleisztocén (rissi) andezitvulkánosság nyomai a paksi szelvényben. *Földtani Közlöny*, 87(2), 205-210.
- Kriván, P. (1958). Traces du volcanisme andésitique pléistocène supérieur (rissien) de la zone des Carpathes dans le profil de loess fondamental de Paks. *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae. Sectio Geologica*, 99-105.
- Kriván, P. (1965). Észlelési napló 1960-1965 [Kézirat].
- Kriván, P. és Rózsavölgyi, J. (1962). Felsőpleisztocén (rissi) andezitvulkánosság nyomai Aszód környékén. *Földtani Közlöny*, 92(3), 330-333.
- Kriván, P. és Rózsavölgyi, J. (1964). Andezittufit vezetőszint a magyarországi felsőpleisztocén (rissi) lösz-szelvényekből. *Földtani Közlöny*, 94(2), 257-265.

- Krolopp, E. (1982a). *Negyediőszaki sztratotípusaink Mollusca faunája*. Süttő. 371-380. Magyar Állami Földtani Intézet.
https://epa.oszk.hu/02900/02934/00125/pdf/EPA02934_mafi_evi_jel_1980_371-380.pdf
- Krolopp, E. (1982b). Biostratigraphie Classification of Pleistocene Formations in Hungary on the Basis of their Mollusc Fauna. *Quaternary studies in Hungary. Geographical Research Institute of the Hungarian Academy of Sciences, Budapest*, 107-111.
- Kukla, G., Heller, F., Ming, L. X., Chun, X. T., Sheng, L. T., Sheng, A. Z. (1988). Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility *Geology*, 16(9), 811-814.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016<0811:PCICDB>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<0811:PCICDB>2.3.CO;2)
- Kukla, G. J. (1977). Pleistocene land—sea correlations I. Europe. *Earth-Science Reviews*, 13(4), 307-374. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(77\)90125-8](https://doi.org/10.1016/0012-8252(77)90125-8)
- Laag, C., Hambach, U., Zeeden, C., Lacroix, F., Guyodo, Y., Veres, D., Jovanović, M., Marković, S. B. (2021). A Detailed Paleoclimate Proxy Record for the Middle Danube Basin Over the Last 430 kyr: A Rock Magnetic and Colorimetric Study of the Zemun Loess-Paleosol Sequence [Original Research]. *Frontiers in Earth Science*, 9. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.600086>
- Lehmkuhl, F., Böskén, J., Hošek, J., Sprafke, T., Marković, S. B., Obrecht, I., Hambach, U., Sümegi, P., Thiemann, A., Steffens, S., Lindner, H., Veres, D., Zeeden, C. (2018). Loess distribution and related Quaternary sediments in the Carpathian Basin. *Journal of Maps*, 14(2), 661-670. <https://doi.org/10.1080/17445647.2018.1526720>
- Lehmkuhl, F., Nett, J. J., Pötter, S., Schulte, P., Sprafke, T., Jary, Z., Antoine, P., Wacha, L., Wolf, D., Zerbóni, A., Hošek, J., Marković, S. B., Obrecht, I., Sümegi, P., Veres, D., Zeeden, C., Boemke, B., Schaubert, V., Viehweger, J., Hambach, U. (2021). Loess landscapes of Europe – Mapping, geomorphology, and zonal differentiation. *Earth-Science Reviews*, 215, 103496. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103496>
- Liu, Q., Roberts, A. P., Larrasoana, J. C., Banerjee, S. K., Guyodo, Y., Tauxe, L., Oldfield, F. (2012). Environmental magnetism: Principles and applications. *Reviews of Geophysics*, 50(4). <https://doi.org/10.1029/2012RG000393>
- Liu, Q., Torrent, J., Maher, B. A., Yu, Y., Deng, C., Zhu, R., Zhao, X. (2005). Quantifying grain size distribution of pedogenic magnetic particles in Chinese loess and its significance for pedogenesis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B11). <https://doi.org/10.1029/2005JB003726>
- Lowe, D. J. (2011). Tephrochronology and its application: A review. *Quaternary Geochronology*, 6(2), 107-153. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2010.08.003>
- Lu, Y. (1991). *TL Datierung die Lößprofile von Basaharc, Mende, Paks in Ungarn* MTA FKI]. Budapest.
- Lyell, C. (1833). *Principles of Geology* (Vol. III.). John Murray.
- Maher, B. A. és Thompson, R. (1999). *Quaternary climates, environments and magnetism* (B. A. Maher és R. Thompson, Eds.) 390. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535635>
- Marković, S. B., Fitzsimmons, K. E., Sprafke, T., Gavrilović, D., Smalley, I. J., Jović, V., Svirčev, Z., Gavrilov, M. B., Bešlin, M. (2016). The history of Danube loess research. *Quaternary International*, 399, 86-99. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.071>
- Marković, S. B., Hambach, U., Catto, N., Jovanović, M., Buggle, B., Machalet, B., Zöller, L., Glaser, B., Frechen, M. (2009). Middle and Late Pleistocene loess sequences at Batajnica, Vojvodina, Serbia. *Quaternary International*, 198(1), 255-266. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.12.004>
- Marković, S. B., Hambach, U., Stevens, T., Jovanović, M., O'Hara-Dhand, K., Basarin, B., Lu, H., Smalley, I., Buggle, B., Zech, M., Svirčev, Z., Sümegi, P., Milojković, N., Zöller, L. (2013). Loess in the Vojvodina region (Northern Serbia): an essential link between European and Asian Pleistocene environments. *Netherlands Journal of Geosciences - Geologie en Mijnbouw*, 91(1-2), 173-188. <https://doi.org/10.1017/S0016774600001578>
- Marković, S. B., Hambach, U., Stevens, T., Kukla, G. J., Heller, F., McCoy, W. D., Oches, E. A., Buggle, B., Zöller, L. (2011). The last million years recorded at the Stari Slankamen (Northern Serbia) loess-palaeosol sequence: revised chronostratigraphy and long-term

- environmental trends. *Quaternary Science Reviews*, 30(9), 1142-1154. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.02.004>
- Marković, S. B., Hughes, P. D., Schaetzl, R., Gibbard, P. L., Hao, Q., Radaković, M. G., Vandenberghe, J., Obreht, I., Sipos, G., Laag, C., Gavrilov, M. B., Antić, A., Marković, R. S., Krsmanović, P., Fenn, K., Lukić, T., Perić, Z. M. (2024). The relationship between the loess stratigraphy in the Vojvodina region of northern Serbia and the Saalian and Rissian Stage glaciations – a review. *Boreas*, 53(4), 577-592. <https://doi.org/10.1111/bor.12646>
- Marković, S. B., Oches, E., Sümegi, P., Jovanović, M., Gaudenyi, T. (2006). An introduction to the Middle and Upper Pleistocene loess–paleosol sequence at Ruma brickyard, Vojvodina, Serbia. *Quaternary International*, 149(1), 80-86. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.11.020>
- Marković, S. B., Stevens, T., Kukla, G. J., Hambach, U., Fitzsimmons, K. E., Gibbard, P., Buggle, B., Zech, M., Guo, Z., Hao, Q., Wu, H., O'Hara Dhand, K., Smalley, I. J., Újvári, G., Sümegi, P., Timar-Gabor, A., Veres, D., Sirocko, F., Vasiljević, D. A., Jary, Z., Svensson, A., Jović, V., Lehmkuhl, F., Kovács, J., Svirčev, Z. (2015). Danube loess stratigraphy — Towards a pan-European loess stratigraphic model. *Earth-Science Reviews*, 148, 228-258. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.06.005>
- Marsi, I., Don, G., Földvári, M., Koloszár, L., Kovács-Pálffy, P., Krolopp, E., Lantos, M., Nagy-Bodor, E., Zilahi-Sebess, L. (2004). Quaternary sediments of the north-eastern Mórág Block. *Annual Report of the Hungarian Geological Institute of 2003*, 343-370.
- Márton, P. (1979a). Paleomagnetism of the Mende brickyard. *Acta Geologica Acad. Scient. Hung.*, 27(1-4), 403-407.
- Márton, P. (1979b). Paleomagnetism of the Paks brickyard. *Acta Geologica Acad. Scient. Hung.*, 22(1-4), 443-449.
- Maruszczak, H. (1986). *Problems of the stratigraphy and paleogeography of loesses*. Nakł. Uniw. Marii Curie-Skłodowskiej.
- Morozova, O. (1987). Morphological features of paleosols from Paks with regard to their paleoecological interpretation. In M. Pécsi és A. A. Velichko (Eds.), *Paleogeography and Loess* (pp. 119-133). Akadémiai Kiadó. https://real-eod.mtak.hu/3713/1/MTA_StudGeoHun_21_000823758.pdf
- Morrison, R. B. (1978). Quaternary soil stratigraphy—concepts, methods and problems. *Quaternary soils*, 77-108.
- Namier, N., Hao, Q., Gao, X., Fu, Y., Marković, S. B., Hambach, U., Veres, D., Mason, J. A., Song, Y., Deng, C., Gavrilov, M. B., Marković, R., Guo, Z. (2023). Comprehensive magnetic analysis of the tephra in Middle-Late Pleistocene loess records of Serbia, and implications for tephra identification, correlation and loess chronology. *Quaternary Science Reviews*, 313, 108202. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2023.108202>
- Nettleton, W. D., Olson, C. G., Wysocki, D. A. (2000). Paleosol classification: Problems and solutions. *CATENA*, 41(1-3), 61-92. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(00\)00109-0](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(00)00109-0).
- Novothy, Á., Barta, G., Végh, T., Bradák, B., Surányi, G., Horváth, E. (2020). Correlation of drilling cores and the Paks brickyard key section at the area of Paks, Hungary. *Quaternary International*, 552, 50-61. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.09.012>
- Novothy, Á., Frechen, M., Horváth, E., Bradák, B., Oches, E. A., McCoy, W. D., Stevens, T. (2009). Luminescence and amino acid racemization chronology of the loess–paleosol sequence at Süttő, Hungary. *Quaternary International*, 198(1), 62-76. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.01.009>
- Novothy, Á., Frechen, M., Horváth, E., Krbetschek, M., Tsukamoto, S. (2010). Infrared stimulated luminescence and radiofluorescence dating of aeolian sediments from Hungary. *Quaternary Geochronology*, 5(2), 114-119. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2009.05.002>
- Novothy, Á., Frechen, M., Horváth, E., Wacha, L., Rolf, C. (2011). Investigating the penultimate and last glacial cycles of the Süttő loess section (Hungary) using luminescence dating, high-resolution grain size, and magnetic susceptibility data. *Quaternary International*, 234(1), 75-85. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.08.002>

- Novothy, Á., Horváth, E., Frechen, M. (2002). The loess profile at Albertirsa, Hungary—improvements in loess stratigraphy by luminescence dating. *Quaternary International*, 95-96, 155-163. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(02\)00036-8](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(02)00036-8)
- Novothy, Á., Kiss, B., Sági, T., Bradák, B., Oches, E. A., McCoy, W. D., Thiel, C., Surányi, G., Végh, T., Szeberényi, J., Csonka, D., Barta, G., Kaufman, D., Ntaflós, T., Horváth, E. (2021). *Luminescence dating of loess-paleosol sequences containing the Bag Tephra from the Northern-Carpathian Basin – can the Bag Tephra be used as a marker horizon?* X. Magyar Földrajzi Konferencia = 10th Hungarian Geographical Conference: absztraktkötet, Budapest, online. https://xfk.expedicio.eu/images/2021_xfk/XMFK_2021_absztraktkotet_javitott_kiadas.pdf
- Novothy, Á., Kiss, B., Sági, T., Bradák, B., Oches, E. A., McCoy, W. D., Thiel, C., Surányi, G., Végh, T., Szeberényi, J., Csonka, D., Barta, G., Kaufman, D., Ntaflós, T., Horváth, E. (2024). Dating and petrographic investigation of loess-paleosol sequences containing the Bag Tephra from the Northern-Carpathian Basin – Can the Bag Tephra be used as a marker horizon? *Quaternary Science Reviews* (in prep.).
- Novothy, Á., Országh, T., Varga, G., Barta, G., Csonka, D., Végh, T., Horváth, E. (2019). *Paleoclimate implications from grain-size analysis of loess/paleosol sequences from the Carpathian Basin* 20th Congress of the International Union for Quaternary Research (INQUA), Dublin, Ireland. <https://virtual.oxfordabstracts.com/#/event/public/574/submission/2508>
- Novothy, Á., Sipos, G., Újvári, G., Filyó, D., Surányi, G., Végh, T., Csonka, D., Bartyik, T., Magyar, G., Horváth, E. (2022). *High resolution luminescence dating of the Süttő loess-paleosol sequence (MIS 6-2), Hungary: age depth model and mass accumulation rates: Session 85: Loess and dust deposits: beyond local studies* INQUA Congress, Rome, Italy.
- Oches, E. A. és Banerjee, S. K. (1996). Rock-magnetic proxies of climate change from loess - paleosol sediments of the Czech Republic. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 40(3), 287-300. <https://doi.org/10.1007/BF02300744>
- Oches, E. A. és McCoy, W. D. (1995). Aminostratigraphic Evaluation of Conflicting Age Estimates for the "Young Loess" of Hungary. *Quaternary Research*, 44(2), 160-170. <https://doi.org/10.1006/qres.1995.1060>
- Oches, E. A. és McCoy, W. D. (2001). Historical developments and recent advances in amino acid geochronology applied to loess research: Examples from North America, Europe, and China. *Earth-Science Reviews*, 54(1-3), 173-192. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(01\)00047-2](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(01)00047-2)
- Panaiotu, C. G., Panaiotu, E. C., Grama, A., Necula, C. (2001). Paleoclimatic record from loess-paleosol profile in southeastern Romania. *Physics and Chemistry of the Earth*, 26(11-12), 893-898. [https://doi.org/10.1016/S1464-1895\(01\)00138-7](https://doi.org/10.1016/S1464-1895(01)00138-7)
- Past Interglacials Working Group of Pages. (2016). Interglacials of the last 800,000 years. *Reviews of Geophysics*, 54(1), 162-219. <https://doi.org/10.1002/2015RG000482>
- Pásztor, L., Dobos, E., Michéli, E., György, V. (2018). *Talajok*. MTA CSFK Földrajztudományi Intézet.
- Pazonyi, P., Kordos, L., Magyar, E., Marinova, E., Fükőh, L., Venczel, M. (2014). Pleistocene vertebrate faunas of the Süttő Travertine Complex (Hungary). *Quaternary International*, 319, 50-63. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.02.031>
- Pécsi, M. (1959). *A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaklata* 345. Akadémiai Kiadó.
- Pécsi, M. (1965a). A Kárpát-medencebeli löszök , löszszerű üledékektípusai és litosztratiográfiai beosztásuk. *Földrajzi Közlemények*, 89(4), 305-356.
- Pécsi, M. (1965b). A basaharci löszfeltárás. *Földrajzi Közlemények*, 13(4), 346-351.
- Pécsi, M. (1965c). Der Lössaufschluss von Mende. *Földrajzi Közlemények*, 13.(4), 332-338.
- Pécsi, M. (1966). Löss und lössartige Sedimente im Karpatenbecken und ihre lithostratigraphische Gliederung. *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 110(3-4), 176-189.
- Pécsi, M. (1967). A löszfeltárások üledékeinek genetikai osztályozása a Kárpát-medencében. *Földrajzi Értesítő*, 16(1), 1-18.
- Pécsi, M. (1975). A magyarországi löszszelvények litosztratiográfiai tagolása (+ angol nyelvű kivonat). *Földrajzi Közlemények*, 99(3-4), 217-230.

- Pécsi, M. (1977). A hazai és európai löszképződmények paleogeográfiai kutatása és összehasonlítása. *Geonómia és Bányászat. MTA X. Osztályának Tudományos Közleményei*, 10, 183-221.
- Pécsi, M. (1979). Lithostratigraphical subdivision of the loess profiles at Paks. *Acta Geologica Acad. Sci. Hung.*, 22., 409-418.
- Pécsi, M. (1985). Chronostratigraphy of Hungarian loesses and the underlying subaerial formation. *Loess and the Quaternary: Chinese and Hungarian Case Studies. Studies in Geography in Hungary*, 18, 33-49.
- Pécsi, M. (1990). Loess is not just the accumulation of dust. *Quaternary International*, 7-8, 1-21. [https://doi.org/10.1016/1040-6182\(90\)90034-2](https://doi.org/10.1016/1040-6182(90)90034-2)
- Pécsi, M. (1991). Problems of loess chronology. *GeoJournal*, 24, 143-150. <https://doi.org/10.1007/BF00186009>
- Pécsi, M. (1993). *Negyedkor és löszkutatás* 375. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Pécsi, M. (1995a). Loess stratigraphy and Quaternary climatic change. *Loess inForm*, 3, 23-30.
- Pécsi, M. (1995b). The role of principles and methods in loess-paleosol investigations. *GeoJournal*, 36(2), 117-131. <https://doi.org/10.1007/BF00813156>
- Pécsi, M. és Hahn, G. (1987). Paleosol stratotypes in the Upper Pleistocene loess at Basaharc, Hungary.
- Pécsi, M. és Pevzner, M. A. (1974). Paleomagnetic measurements in the loess sequences at Paks and Dunaföldvár. Hungary= Paleomágneses vizsgálatok a paksi és dunaföldvári löszösszletekben. *Földrajzi Közlemények*, 98(3), 215-219.
- Pécsi, M., Schweitzer, F., Balogh, J., Mrs. Balogh, M., Mrs. Havas, J. (1995). A new lithostratigraphical sequence at Paks (Hungary). In M. Pécsi és F. Schweitzer (Eds.), *LOESS inFORM* (pp. 63-78). Geographical research Institute Hungarian Academy of Sciences. https://real-eod.mtak.hu/3627/1/MTA_LoessInForm_03.pdf
- Poulet, A., Horváth, E., Gábris, G., Juvigné, E. (1999). The Bag Tephra, a widespread tephrochronological marker in Middle Europe: chemical and mineralogical investigations. *Bulletin of Volcanology*, 61(4), 265-272. <https://doi.org/10.1007/s004450050275>
- Prinz, G. (1926). *Magyarország földrajza. A magyar föld és életjelenségeinek oknyomozó leírása. Magyarország földjének származása, szerkezete és alakja.* (Vol. 1.)200. Danubia.
- Prud'Homme, C., Lécuyer, C., Antoine, P., Hatté, C., Moine, O., Fourel, F., Amiot, R., Martineau, F., Rousseau, D.-D. (2018). $\delta^{13}\text{C}$ signal of earthworm calcite granules: A new proxy for palaeoprecipitation reconstructions during the Last Glacial in western Europe. *Quaternary Science Reviews*, 179, 158-166. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.11.017>
- Prud'homme, C., Fischer, P., Jöris, O., Gromov, S., Vinnepond, M., Hatté, C., Vonhof, H., Moine, O., Vött, A., Fitzsimmons, K. E. (2022). Millennial-timescale quantitative estimates of climate dynamics in central Europe from earthworm calcite granules in loess deposits. *Communications Earth & Environment*, 3(1), 267. <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00595-3>
- Prud'homme, C., Lécuyer, C., Antoine, P., Moine, O., Hatté, C., Fourel, F., Martineau, F., Rousseau, D. (2016). Paleotemperature reconstruction during the Last Glacial from $\delta^{18}\text{O}$ of earthworm calcite granules from Nussloch loess sequence, Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, 442, 13-20. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.02.045>
- Pye, K. (1995). The nature, origin and accumulation of loess. *Quaternary Science Reviews*, 14(7-8), 653-667. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(95\)00047-X](https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00047-X)
- Quaternary Geochronology: Methods and Applications. (2000). In J. S. Noller, J. M. Sowers, W. R. Lettis (Eds.), *Quaternary Geochronology* (pp. 582). <https://doi.org/10.1002/9781118668481.fmatter>
- Rolf, C., Hambach, U., Novothny, Á., Horváth, E., Schnepf, E. (2014). Dating of a Last Glacial loess sequence by relative geomagnetic palaeointensity: A case study from the Middle Danube Basin (Süttő, Hungary). *Quaternary International*, 319, 99-108. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.08.050>
- Rousseau, D.-D., Derbyshire, E., Antoine, P., Hatté, C. (2018). European Loess Records. *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.11136-4>.

- Ruszkiczay-Rüdiger, Z., Dunai, T., Bada, G., Fodor, L., Horváth, E. (2005a). Middle to late Pleistocene uplift rate of the Hungarian Mountain Range at the Danube Bend, (Pannonian Basin) using in situ produced He-3. *Tectonophysics*, 410(1-4), 173-187. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.02.017>
- Ruszkiczay-Rüdiger, Z., Fodor, L., Bada, G., Leél-Össy, S., Horváth, E., Dunai, T. J. (2005b). Quantification of Quaternary vertical movements in the central Pannonian Basin: A review of chronologic data along the Danube River, Hungary. *Tectonophysics*, 410(1), 157-172. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.048>
- Ruszkiczay-Rüdiger, Z., Fodor, L., Horváth, E. (2007). Neotectonics and Quaternary landscape evolution of the Gödöllő Hills, central Pannonian Basin, Hungary. *Global and Planetary Change*, 58/1-4(Topo-Europe Special Issue), 181-196. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.02.010>
- Ruszkiczay-Rüdiger, Z., Fodor, L., Horváth, E., Telbisz, T. (2009). Discrimination of fluvial, eolian and neotectonic features in a low hilly landscape: A DEM-based morphotectonic analysis in the Central Pannonian Basin, Hungary. *Geomorphology*, 104(3-4), 203-217. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.08.014>
- Sági, T., Kiss, B., Bradák, B., Harangi, S. (2008). Középső-pleisztocén löszben előforduló vulkáni képződmények Magyarországon: terepi és petrográfiai jellemzők. *Földtani Közöny*, 138(3), 297-310. <https://ojs.mtak.hu/index.php/foldtanikozlony/article/view/2828?articlesBySameAuthorPage=2>
- Sarna-Wojcicki, A. M., Shipley, S., Waitt Jr, R. B., Dzurisin, D., Wood, S. H. (1981). Areal distribution, thickness, mass, volume, and grain size of air-fall ash from the six major eruptions of 1980. In *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens* (pp. 577-616). U.S. Dept. of the Interior.
- Sartori, M., Heller, F., Forster, T., Borkovec, M., Hammann, J., Vincent, E. (1999). Magnetic properties of loess grain size fractions from the section at Paks (Hungary). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 116(1), 53-64. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(99\)00118-1](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(99)00118-1)
- Scherf, E. (1936). *Versuch einer Einteilung des ungarischen Pleistozäns auf moderner polyglazialistischer Grundlage* Quarter Konferenz,
- Scheuer, G. és Schweitzer, F. (1988). *A Gerecse- és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei* 162. Akadémiai Kiadó.
- Shackleton, N. J. és Opdyke, N. D. (1973). Oxygen Isotope and Palaeomagnetic Stratigraphy of Equatorial Pacific Core V28-238: Oxygen Isotope Temperatures and Ice Volumes on a 105 Year and 106 Year Scale. *Quaternary Research*, 3(1), 39-55. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(73\)90052-5](https://doi.org/10.1016/0033-5894(73)90052-5)
- Sierralta, M., Kele, S., Melcher, F., Hambach, U., Reinders, J., Van Geldern, R., Frechen, M. (2010). Uranium-series dating of travertine from Süttő: Implications for reconstruction of environmental change in Hungary. *Quaternary International*, 222(1-2), 178-193. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2009.04.004>
- Smalley, I. J. és Vita-Finzi, C. (1968). The formation of fine particles in sandy deserts and the nature of "desert" loess. *Journal of Sedimentary Research*, 38(3), 766-774. <https://doi.org/10.1306/74d71a69-2b21-11d7-8648000102c1865d>
- Stefanovits, P. (1965). Untersuchungsgaben der begrabenen bodenschichten im lössprofil von Mende. *Földrajzi Közlemények*, 89. (13.)(4), 339-344.
- Stefanovits, P., Kléh, G., Szűcs, L. (1954). A paksi löszfal anyagának talajtani vizsgálata. *Agrokémia és Talajtan*, 397-404.
- Stefanovits, P. és Rózsavölgyi, J. (1962). Újabb paleopedológiai adatok a paksi szelvényről. *Agrokémia és Talajtan*, 11(2), 143-160.
- Stefanovits, P. és Rózsavölgyi, J. (1965). Beschreibung des Lössprofils bei der Ziegelei Paks. *Földrajzi Közlemények*, XIII.(4.), 357-360.
- Stoops, G., Langohr, R., Van Ranst, E. (2020). Micromorphology of soils and palaeosoils in Belgium. An inventory and meta-analysis. *CATENA*, 194, 104718. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104718>

- Stoops, G., Marcelino, V., Mees, F. e. (2018). *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths* (G. Stoops, V. Marcelino, F. Mees, Eds. 2. ed.). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/C2014-0-01728-5>
- Sümeği, P., Gulyás, S., Molnár, D., Sümeği, B. P., Almond, P. C., Vandenberghe, J., Zhou, L., Pál-Molnár, E., Törőcsik, T., Hao, Q., Smalley, I., Molnár, M., Marsi, I. (2018). New chronology of the best developed loess/paleosol sequence of Hungary capturing the past 1.1 ma: Implications for correlation and proposed pan-Eurasian stratigraphic schemes. *Quaternary Science Reviews*, 191, 144-166. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.04.012>
- Sümeği, P., Gulyás, S., Persaits, G., GergelyPáll, D., Molnár, D. (2011). The loess-paleosol sequence of Basaharc (Hungary) revisited: Mollusc-based paleoecological results for the Middle and Upper Pleistocene. *Quaternary International*, 240(1), 181-192. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.05.005>
- Sümeği, P. és Krolopp, E. (2005). A basaharci téglagyári szelvény rétegtani és paleoökológiai vizsgálata. *Földtani Közöny*, 135(2), 209-232.
- Sun, Y. és An, Z. (2005). Late Pliocene-Pleistocene changes in mass accumulation rates of eolian deposits on the central Chinese Loess Plateau. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D23). <https://doi.org/10.1029/2005JD006064>
- Svetlik, I., Jull, A. J. T., Molnár, M., Povinec, P. P., Kolář, T., Demján, P., Pachnerova Brabcova, K., Brychova, V., Dreslerová, D., Rybníček, M., Simek, P. (2019). The Best possible Time resolution: How precise could a Radiocarbon dating method be? *Radiocarbon*, 61 (6), 1729–1740. <https://doi.org/10.1017/RDC.2019.134>
- Szeberényi, J., Kovács, J., Bradák, B., Barta, G., Csonka, D., Medved'ová, A., Roštinský, P., Kiss, K., Varga, G. (2020). Experiencing new perspectives in the application of reflectance spectroscopy in loess research. *Quaternary International*, 552, 36-49. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.09.035>
- Szeberényi, J., Medved'ová, A., Rostinsky, P., Barta, G., Novothmy, Á., Csonka, D., Viczián, I., Horváth, E., Végh, T. (2020). Investigation of spectral properties of different Quaternary paleosols and parent materials. *Hungarian Geographical Bulletin* 69(1), 3-15. <https://doi.org/10.15201/hungeobull.69.1.1>
- Székely, A. (1961). *A Mátra és környezetének kialakulása és felszíni formái* Eötvös Loránd Tudományegyetem]. Budapest. 161.
- Szentes, F. (1943). *Aszód távolabbi környékének földtani viszonyai*. Magyar Királyi Földtani intézet, Stádium Sajtóvállalat Rt.,.
- Telephely biztonsági jelentés II. kötet, 5. fejezet, Geológia, geofizika, szeizmológia, geotechnika és hidrológia. (2016). (Telephely biztonsági jelentés, Issue. <https://paks2.hu/documents/20124/46962/2.%20k%C3%B6tet%20-%205.%20fejezet%20-%20Geol%C3%B3gia,%20geofizika,%20szeizmol%C3%B3gia,%20geotechnika%20%C3%A9s%20hidrogeol%C3%B3gia.pdf/8e50931f-659c-b992-ce09-e638a590678a>
- Thamó-Bozsó, E., Kovács, L. Ó., Magyarai, Á., Marsi, I. (2014). Tracing the origin of loess in Hungary with the help of heavy mineral composition data. *Quaternary International*, 319, 11-21. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.04.030>
- Thiel, C., Buylaert, J.-P., Murray, A., Terhorst, B., Hofer, I., Tsukamoto, S., Frechen, M. (2011). Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria)–Testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol. *Quaternary International*, 234(1-2), 23-31. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.05.018>
- Thiel, C., Horváth, E., Frechen, M. (2014). Revisiting the loess/palaeosol sequence in Paks, Hungary: A post-IR IRSL based chronology for the ‘Young Loess Series’. *Quaternary International*, 319, 88-98. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.05.045>
- Thompson, R. (2012). *Environmental magnetism*. Springer Science & Business Media. <https://doi.org/10.1029/2012RG000393>
- Tóth, O., Sipos, G., Kiss, T., Bartyik, T., Filyó, D., Mezősi, G. (2018). *Formation and age of floodplain surfaces along the Danube in Southern Hungary* Central European Conference on Geomorphology and Quaternary Sciences, Joint Conference of AKG and DEUQUA,
- Treitz, P. (1901). Magyarország talajainak beosztása klímazónák szerint. *Földtani Közöny*, 31, 353-359.

- Újvári, G. (2023). *Az utolsó glaciális időszak gyors klímaváltozásainak ásványi por ciklust érintő hatásai és visszacsatolásai az észak-atlanti térség és Közép-Európa vonatkozásában* MTA]. 51. https://real-d.mtak.hu/1485/7/dc_2012_22_doktori_mu.pdf
- Újvári, G., Bernasconi, S. M., Stevens, T., Kele, S., Páll-Gergely, B., Surányi, G., Demény, A. (2021). Stadial-Interstadial Temperature and Aridity Variations in East Central Europe Preceding the Last Glacial Maximum. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 38 (8), e2020PA004170. <https://doi.org/10.1029/2020PA004170>
- Újvári, G., Kele, S., Bernasconi, S. M., Haszpra, L., Novothny, Á., Bradák, B. (2019). Clumped isotope paleotemperatures from MIS 5 soil carbonates in southern Hungary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 518, 72-81. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.01.002>
- Újvári, G., Klötzli, U., Stevens, T., Svensson, A., Ludwig, P., Vennemann, T., Gier, S., Horschneegg, M., Palcsu, L., Hippler, D., Kovács, J., Biagio, C. D., Formenti, P. (2022). Greenland Ice Core Record of Last Glacial Dust Sources and Atmospheric Circulation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 127 (15), e2022JD036597. <https://doi.org/10.1029/2022JD036597>
- Újvári, G., Kok, J. F., Varga, G., Kovács, J. (2016a). The physics of wind-blown loess: Implications for grain size proxy interpretations in Quaternary paleoclimate studies. *Earth-Science Reviews*, 154, 247-278. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.01.006>
- Újvári, G., Molnár, M., Páll-Gergely, B. (2016b). Charcoal and mollusc shell 14C-dating of the Dunaszekcső loess record, Hungary. *Quaternary Geochronology*, 35., 43-53. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2016.05.005>
- Újvári, G., Stevens, T., Svensson, A., Klötzli, U. S., Manning, C., Németh, T., Kovács, J., Sweeney, M. R., Gocke, M. B., Wiesenberg, G. L., Markovic, S. B., Zech, M. (2015). Two possible source regions for central Greenland last glacial dust. *Geophysical Research Letters*, 42 (23), 10,399-310,408. <https://doi.org/10.1002/2015GL066153>
- Újvári, G., Varga, A., Balogh-Brunstad, Z. (2008). Origin, weathering, and geochemical composition of loess in southwestern Hungary. *Quaternary Research*, 69(3), 421-437. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2008.02.001>
- Újvári, G., Varga, A., Ramos, F. C., Kovács, J., Németh, T., Stevens, T. (2012). Evaluating the use of clay mineralogy, Sr–Nd isotopes and zircon U–Pb ages in tracking dust provenance: An example from loess of the Carpathian Basin. *Chemical Geology*, 304-305, 83-96. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.02.007>
- Újvári, G., Varga, A., Raucsik, B., Kovács, J. (2014). The Paks loess-paleosol sequence: A record of chemical weathering and provenance for the last 800ka in the mid-Carpathian Basin. *Quaternary International*, 319, 22-37. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.04.004>
- Varga, G., Kovács, J., Újvári, G. (2013). Late Pleistocene variations of the background aeolian dust concentration in the Carpathian Basin: an estimate using decomposition of grain-size distribution curves of loess deposits. *Netherlands Journal of Geosciences - Geologie en Mijnbouw*, 91(1-2), 159-171. <https://doi.org/10.1017/S0016774600001566>
- Vaškovský, I. (1977). *Kvartér Slovenska*. Geologický ústav Dionýza Štúra.
- Vaškovský, I. és Karolusova, E. (1969). Prvý nález vulkanického popolav sprasiach Komjaticej tehelne. *Geol Prace Geol Ust D Stura*, 50.
- Veres, D., Lane, C. S., Timar-Gabor, A., Hambach, U., Constantin, D., Szakács, A., Fülling, A., Onac, B. P. (2013). The Campanian Ignimbrite/Y5 tephra layer – A regional stratigraphic marker for Isotope Stage 3 deposits in the Lower Danube region, Romania. *Quaternary International*, 293, 22-33. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.02.042>
- Verosub, K. L. és Roberts, A. P. (1985). Environmental magnetism: Past, present, and future. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B2), 2175-2192. <https://doi.org/10.1029/94JB02713>
- von Leonhard, K. C. (1823). *Charakteristik der felsarten*. https://books.google.hu/books?hl=hu&lr=&id=egm4zIKpWs0C&oi=fnd&pg=PA3&ots=1bHDM03YCK&sig=RHfPzgxDFVXfJpaRCmwumluGz5s&redir_esc=y#v=onepage&q&f=false

- Wagner, M. (1979a). Mollusc fauna of the Mende loess profile. *Acta Geologica Hungarica*, 22, 397-401.
- Wagner, M. (1979b). Mollusc fauna of the Paks loess profile. *Acta Geologica Hungarica*, 22, 433-441.
- Wang, Y., Evans, M., Rutter, N., Ding, Z. (1990). Magnetic susceptibility of Chinese loess and its bearing on paleoclimate. *Geophysical Research Letters*, 17(13), 2449-2451.
- Wintle, A. G. és Packman, S. C. (1988). Thermoluminescence ages for three sections in Hungary. *Quaternary Science Reviews*, 7(3), 315-320. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(88\)90021-2](https://doi.org/10.1016/0277-3791(88)90021-2)
- Zicsi, A., Szlavecz, K., Csuzdi, C. (2011). Leaf litter acceptance and cast deposition by peregrine and endemic European lumbricids (Oligochaeta: Lumbricidae). *Pedobiologia*, 54, 145-152. <https://doi.org/10.1016/j.pedobi.2011.09.004>
- Zöller, L., Oches, E. A., McCoy, W. D. (1994). Towards a revised chronostratigraphy of loess in Austria with respect to key sections in the Czech Republic and in Hungary. *Quaternary Science Reviews*, 13(5), 465-472. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(94\)90059-0](https://doi.org/10.1016/0277-3791(94)90059-0)
- Zöller, L. és Wagner, G. A. (1990). Thermoluminescence dating of loess—Recent developments. *Quaternary International*, 7-8, 119-128. [https://doi.org/10.1016/1040-6182\(90\)90046-7](https://doi.org/10.1016/1040-6182(90)90046-7)

10 Rövidítések jegyzéke

(A kifejezések után az az oldalszám látható, ahol a fogalom bővebb kifejtése található.)

AAR	aminosav sztratigráfia (Amino Acid Racemization).....	8
B/M	Brunhes-Matuyama paleomágneses határ.....	30
BA	Basaharc Alsó paleotalaj.....	22
BD	Basaharc Dupla paleotalaj	22
BP	before present (1950 előtt), radiokarbon korok mellett szerepel.....	24
BT	Bagi Tefra.....	28, 63
C ¹⁴	(vagy ¹⁴ C) radiokarbon kormeghatározás.....	59
CC	CaCO ₃ felületi bevonat (CaCO ₃ coating) - másodlagos karbonáttípus.....	39
CRC	meszesesedett gyökérsejtek (calcified root cells) - másodlagos karbonáttípus.....	37
EBS	földigilisza bioszferoid (Earthworm biospheroid) - másodlagos karbonáttípus....	37
HC	CaCO ₃ felületalatti bevonat (hypocoating) - másodlagos karbonáttípus.....	37
IRSL	infravörös fénnel stimulált lumineszcencia	59
ka	ezer év	24
ma	millió év.....	24
MB	Mende Bázis paleotalaj.....	22
MF	Mende Felső paleotalaj.....	22
MIS	mélytengeri oxigénizotóp stádium (marine oxygene isotope stage).....	33
MS	mágneses szuszceptibilitás	49
NFC	tűkristályos kalcit (needle fibre calcite) - másodlagos karbonáttípus	39
OIS	oxigénizotóp stádium (MIS régebben használt elnevezése).....	33
OSL	optikailag stimulált lumineszcencia	59
	PIRIR-290 poszt-infravörös-infravörös stimulált lumineszcencia (post-infrared infrared stimulated luminescence)	59
PPL	parallel polarizált fény (plane polarized light) – a közettani mikroszkópos képeknél használt kifejezés	
XPL	keresztezett nikollal készült mikroszkópos kép (cross polarized light) – a közettani mikroszkópos képeknél használt kifejezés	
PT	Paksi Tefra	28, 63

TL	termolumineszcencia	59
$\delta^{13}\text{C}$	^{13}C és ^{12}C izotópok arányát kifejező érték.....	51
$\delta^{18}\text{O}$	^{18}O és ^{16}O izotópok arányát kifejező érték.....	51
κf	alacsony frekvenciás mágneses szuszceptibilitás (korábban: MS).....	49

11 Ábrajegyzék

1. ábra: A poligenetikus löszképződés menete a Kárpát-medencében Pécsi (1993) nyomán (saját szerkesztés)	12
2. ábra. Az egykori paksi téglagyári fejtő korabeli képe (a) feltüntetve a paleotalajok kronosztratigráfiai helyzetét (b). 1 – lösz; 2 – paleotalaj; 3 – lejtőtörmelék (Horváth és Bradák, 2014)	15
3. ábra. A magyarországi lösz-paleotalaj rétegsorok litosztratigráfiai és geokronológiai tagolása (Csillag és mtsai, 2023a).	17
4. ábra. Magyarország genetikai talajtípusai. (Pásztor és mtsai, 2018)	23
5. ábra. A paksi téglagyár általánosított szelvénye a Paks 1977 szelvény alapján (hiv.). 1 – fiatal lösz; 2, 3, 5, 7, 8 – paleotalajok (leírásuk a szövegben); 4 – homok; 6 – idős lösz; 9 – Paksi Tefra; 10 – Bagi Tefra.....	25
6. ábra. A magnetosztratigráfia, a mélytengeri oxigén izotópos eredmények alapján kialakított tagolás (OIS= oxigén izotóp stádiumok; terminációk) és a magyarországi szárazföldi képződmények (folyóteraszok, édesvízi mészkőszintek és löszök) korrelációja (Gábris, 2022).....	31
7. ábra. Másodlagos karbonátok vékonycsiszolatban. Kék nyíl: HC; világoskék nyíl: CRC. zöld nyíl kék szegéllyel: CC. A, B, C, D, E – barna árnyalatú meszesedett gyökérsejtek (CRC) járatokban a basaharci feltárás MF ₁ paleotalaj fölötti löszéből: A (XPL) és B (PPL) a gyökérjárat menti hosszmetzeti kép, kismértékű átkeveredés jeleivel; C (XPL) és D (PPL) – helyben maradt CRC keresztmetzeti képe; E – kismértékben átkevert CRC (XPL); F – gyökérjáratban áthalmozott CRC kristályok (XPL, a kép közepén a világosabb folt CaCO ₃ impregnáció; G – felületalatti CaCO ₃ bevonat (HC) és a járat falán felületi CaCO ₃ bevonat (XPL); H – a G kép egy részlete nagyobb nagyításban (PPL). (Fénykép: Horváth, E.)	34
8. ábra. Földigiliszta bioszferoidok különböző nagyításban: A – scanning elektronmikroszkópos felvétel, B – binokuláris mikroszkópos felvétel; polarizációs mikroszkópos felvétel keresztezett nikollal (XPL). (Fényképek: A - Hannover BGR; B, C – Horváth, E.).....	35
9. ábra. A basaharci löszfeltárás szelvénye Pécsi (1965b) szelvénye alapján. 1 – lösz; 2 – paleotalaj; 3 – folyóvízi összlet; 4 – Bagi Tefra.	36
10. ábra. A süttöi löszfeltárás elhelyezkedése az édesvízi mészkőbánya Hegyháti kőfejtőjében (Novothny és mtsai, 2011)	37
11. ábra. A süttöi szelvény tagolása a korbesorolásokkal (Novothny és mtsai, 2011)	38
12. ábra. A MIS 5e paleotalaj előfordulása a süttöi löszfeltárásban. Baloldali kép: A vörösbarna MIS 5e korú paleotalaj egykori völgykitöltésben. Jobboldali kép: A vörösbarna MIS 5e korú paleotalaj áthalmozott helyzetben a Bikol-patak völgytalpán (saját fotók)	39
13. ábra: A paksi téglagyári löszfeltárás hossz-szelvénye (Novothny és mtsai, 2020) Jelmagyarázat: fekete nyíl – a vizsgált feltárások, és a szerzők neve és a vizsgálatuk éve; függőleges kék vonal - a fúrás helye; barna félhold alak – delle; világos barna kitöltés – lösz; sötétbarna, vörösbarna – paleotalajok.....	39
14. ábra. A paksi téglagyár déli (A) és északi (B) fala. A rövidítések magyarázata: BD – Basaharc Dupla; BA – Basaharc Alsó, MN – Mende Bázis; PD –Paks Dupla; PDK – Paks-Dunakömlőd paleotalajok; BT – Bagi Tefra. (Fénykép: Horváth, E.)	40
15. ábra. A mendei löszfeltárás Pécsi (1965c) szelvénye alapján. 1 – lösz; 2 – embrionális talaj; 3, 4 – paleotalajok; 5 – homok. A szelvény mellett szereplő rövidítések magyarázata a szövegben található.	40
16. ábra. A hévízgyörki löszfeltárás távlati képe (Fotó: Horváth, E.). BT – Bagi Tefra.	41
17. ábra. A galgahévízi löszfeltárás ÉNy-DK-i csapású fő fala (fotó: Horváth, E.).....	41

18. ábra. Mikromorfológiai vizsgálatokhoz használt leírólap a basaharci Mende Felső paleotalajok adataival. (mx – alapanyag; biog. – állatjárat és/vagy gyökércsatorna; d – átkevert; de – dendrites; p – pöttyök; f – foltok, im – impregnáció, átitatódás; (+) – alárendelt mennyiség)	53
19. ábra. Löss és löszszerű üledékek elterjedése (Haase (2007) alapján) és a Bagi Tefra réteg feltárásai a Kárpát-medencében (Horváth, 2001 alapján) (Csonka, 2021).....	60
20. ábra: Tefrát tartalmazó lösz-paleotalaj feltárások a Kárpát-medencében: I. Komját (Komjatice), Szlovákia; II. Pásztó, Cigánytelepi feltárás; III. Bag, egykori Csintoványi téglagyár; IV. Hévízgyörk, vasútállomás; V. Paks, téglagyár; VI. Sióagárd, Pincesor; VII. Dunaszekcső; VIII. Basaharc, egykori téglagyár; IX. Pócsa; X. Kőkeny; XI. Mórág; XII. Galgahévíz; XIII. Isaszeg (Horváth (2001) alapján)	60
21. ábra. Bagi Tefra a komját (Komjatice, Szlovákia) feltárásban. (fénykép: Horváth, E.).....	61
22. ábra. Bagi Tefra a pásztói Cigánytelepi feltárás falában. (fénykép: Sági, T.)	61
23. ábra. A Bagi Tefráról készült régi fénykép (a, b) 1 – tefra réteg; 2 lösz karbonát cementációkkal; (c) a csintoványi téglagyár szelvénye Kriván terepi jegyzőkönyvéből; (d) a Kriván terepi jegyzőkönyvéből származó profil ábrája 3 – késő pleisztocén (Késő Würm lösz molluszkákkal), 4 – utolsó interglaciális, korai würm völgykitöltés; 5 – fekvő lösz (középső pleisztocén, Riss), 6 – tefra réteg; 7,8 – riss lösz és löszszerű üledék, 9 – Késő Pannóniai üledékek. (Horváth és Bradák, 2014).....	62
24. ábra. A Bagi Tefra a típusfeltárásában az egykori csintoványi téglagyárban, Bag mellett (fénykép: Horváth, E.).....	62
25. ábra. A Bagi Tefra folyamatos rétegben való megjelenése Hévízgyörkön. A kép baloldalán kanárisárga szín a jobb oldalon szürke színűbe vált. (fénykép: Horváth, E.).....	63
26. ábra. A Bagi Tefra a paksi téglagyári feltárás déli falában (fénykép: Thiel, C.)	63
27. ábra. A Bagi Tefra a sióagárdi Pincesor feltárásában. (fénykép: Horváth, E.)	64
28. ábra. Bagi Tefra Dunaszekcsőn a Petőfi út 24. (korábban Felszabadulás u. 24.) pince fölötti falban. (fénykép: Horváth, E.).....	64
29. ábra. Lencsés megjelenésű Bagi Tefra Basaharcon (fénykép: Horváth, E.).....	65
30. ábra. A pócsai feltárásban megtalálható Bagi Tefra. Kék nyíl: tefra réteg; sárga nyíl: a tefra rétegen áthaladó járatot kitöltő agyagbevonat. (fénykép: Horváth, E.).....	65
31. ábra. Bagi Tefra a kőkenyi pincesoron. (fénykép: Horváth, E.).....	66
32. ábra. A Bagi Tefra Mórágyn. (fénykép: Kiss, B.).....	66
33. ábra. Bagi Tefra Galgahévízen (fénykép: Horváth, E.).....	66
34. ábra. Bagi Tefra az isaszegi feltárásban (fénykép: Horváth, E.)	67
35. ábra. A Bagi Tefra réteg mikroszkópi képe Basaharcról. A – a világosabb foltokban (piros nyilak) dúsulnak a vulkáni eredetű nehézásványok, a sötétebb alapanyag a lösz (XPL); B – Ugyanaz, mint az A, itt a sötétebb barna foltok (piros nyilak) egyeznek meg az A képen látható világosabbakkal (PPL); C – A tefra réteget bal alul elmett egy állatjárat, a rózsaszín szegélyű fehér nyíl mutatja az éles határt (PPL); D – Az alapanyagban elszórtan előforduló tefra foltok (piros nyilak) (XPL); E és F – a Bagi tefra jellemző vulkáni eredetű nehézásványai a klinopiroxének (kék szegélyű sárga nyilak) (PPL). (fénykép: Horváth, E.)	68
36. ábra: A Bagi Tefra magyarországi előfordulásainak vulkáni eredetű nehézásványainak aránya az összes vulkáni eredetű nehézásvány arányában (%). (Horváth 2001 alapján).....	69
37. ábra A Bagi Tefrában található legjellemzőbb vulkáni eredetű nehézásványainak, a klinopiroxének szemcseméret-eloszlása mikroszkópos meghatározás alapján az összes vizsgált klinopiroxén szemcse arányában. (Horváth 1992 alapján).....	70
38. ábra. A Paksi Tefra egyetlen eddig ismert előfordulása a paksi téglagyári bánya északi falában a MF paleotalaj fölötti löszben. A falra rajzolt vonalak között található a vulkáni réteg: ks – kanárisárga; vb – vörösbarna színű. (fénykép: Horváth, E.)	71

39. ábra: A Paksi Tefra és a Bagi Tefra vulkáni eredetű nehézásványainak aránya az összes vulkáni eredetű nehézásvány arányában (%). (Horváth, 2001).....	72
40. ábra. A basaharci, hévízgyörki, isaszegi és pásztói tefra előfordulások legújabb közvetett kormeghatározási eredményei (Novothny és mtsai, 2024)	74
41. ábra: A Bagi Tefra réteg paleogeomorfológiai jelentősége az isaszegi feltárásban. A – A BT réteg megjelenése a feltárásban terepi makroszkópos megfigyelések és terepi klf mérések alapján.; B – A feltárás elhelyezkedése a 1:10 000 topográfiai térképen. A fekete nyíl a feltárás helyét (piros), a kék nyilak a völgyközi hátat közvetlenül határoló völgyek irányát jelölik.	78
42. ábra. A hévízgyörki löszfeltárás a vizsgálatok alapján legvalószínűbbnek tartott paleotalaj megnevezésekkel (fénykép: Horvath, E.)	78
43. ábra. A hévízgyörki feltárás vizsgálatának eredményei (Csonka, 2021).....	80
44. ábra. A hévízgyörki és a galgahévízi .lösz-paleotalaj feltárások elhelyezkedése. HGY – a hévízgyörki feltárásban a vizsgált szelvény helye; GH1 – a galgahévízi feltárás fő falában vizsgált szelvény helye; GH2 – a galgahévízi feltáráskéleti, a Bagi Tefrát tartalmazó fala. (forrás: Google Earth).....	80
45. ábra. A galgahévízi és hévízgyörki lumineszcens és AAR mintavételi helyek (piros pontok), a minták elnevezései és a kapott koreredmények (AAR kék színnel) ((Csonka, 2021).....	81
46. ábra. A Galgahévízi löszfeltárás rétegsora és vizsgálati eredményei (Csonka, 2021)	82
47. ábra. A galgahévízi löszfeltárás Bagi Tefrát tartalmazó K-i fala. A – a nyilak a CaCO ₃ felhalmozódási szinteket jelölik. 1:az első. talajképződési periódushoz kapcsolódó CaCO ₃ felhalmozódási szint (Tk ₁); 2: a második. talajképződési periódushoz kapcsolódó CaCO ₃ felhalmozódási szint (Tk ₂); 3:a harmadik. talajképződési periódushoz kapcsolódó CaCO ₃ felhalmozódási szint (Tk ₃). B – a paleotalaj alatti C szint járataiban megjelenő agyaghártya, c: CaCO ₃ felületi bevonat járaton; a: agyaghártya. (fénykép: Horváth, E.)	83
48. ábra. Az egykori basaharci téglagyári fejtő domborzatmodellje a paleotalajok feltárásainak jelölésével. (MF – Mende Felső; BD – Basaharc Dupla; BA – Basaharc Alsó); western wall –a legteljesebb folyamatos szelvény (készítette: Szeberényi, J.).....	87
49. ábra. A basaharci „klasszikus” feltárások eredményei (összeállította: Szeberényi, J.).	88
50. ábra. A Basaharc Dupla paleotalajok kulcsfeltárása Basaharcon (A) és a nyugati falban feltárt Basaharc Dupla paleotalajok (B). A B képen bal hátul az A képen látható kulcsfeltárás, a kép előterében a nyugati falban található BD ₁₋₂ . A két képen a paleotalajok színe közti különbséget a fal különböző letisztítottsága okozza. A B képen frissen kialakított szelvény, az A képen a régebben megbontott fal száradása során kicsapódott CaCO ₃ fedi el a paleotalajok eredeti színét. (Fotó: Horváth, E.).....	88
51. ábra. A basaharci téglagyári bánya nyugati fala (Fénykép: Horváth, E.).....	89
52. ábra. Az MF paleotalajok a basaharci téglagyári feltárás nyugati falának északi gerincén (Fénykép: Horváth, E.).....	89
53. ábra A - A mágneses szuszceptibilitás (klf) eredményei a nyugati fal szelvényéből és „klasszikus” feltárásokból. A piros nyíl a MF paleotalajt feltáró szelvénnel (B) való kapcsolódás helyét jelöli a kiemelkedés északi részén kialakított feltárás kapcsolódását jelöli. B – a bánya nyugati falának északi gerince alatt kialakított szelvényt tartalmazó platóba vágott feltárás klf szelvénye IRSL korokkal (B). A piros nyilak a két szelvény közötti kapcsolódást mutatja. (fotó: Horváth, E., MS-görbe: Bradák, B.)(Horváth és mtsai, 2019b)	90
54. ábra. A BA paleotalaj alatti löszben lokálisan hidromorf hatásra elváltozott lösz. A poligonális repedésrendszer mentén vas- és mangánkiválások figyelhetők meg. (Fénykép: Horváth, E.).....	91
55. ábra. A basaharci egykori téglagyári bánya legdélebbi fala. A: lösz; B: rétegzett, (valószínűleg fluviálisan) áthalmazott talajos anyag, durvább szemcseméretű alkotókkal; C: rétegzett	

talajos és löszös anyag, valószínűleg szél általi áthalmozás eredménye; D: lösz, több kisebb és egy nagyobb andezit darabbal; E: erősen fejlett paleotalaj; a: agykori andezittömb helye. (Fénykép: Horváth, E.).....	91
56. ábra. A paksi téglagyári szelvény és a vizsgált fúrások helyzete. A – vizsgált terület tágabb környezetének felszíni képződményei Lehmkuhl és mtsai (2018) alapján. A piros téglalap jelöli a B kivágat helyét. B – A vizsgált terület domborzatát bemutató DEM a paksi téglagyári szelvény (PTSZ) és a fúrások (PA-I és II) helyével (Novothny és mtsai, 2020).....	92
57. ábra. A paksi téglagyári feltárást (PTSZ) és a fúrásokat (PA-I és PA-II) összekötő vonal mentén készült keresztaszelvények alapján megrajzolt domborzat (Novothny és mtsai, 2020).....	94
58. ábra. Korreláció a paksi téglagyári feltárást (PTSZ) és a PA-I és II fúrások MS-görbéi alapján (Novothny és mtsai, 2020). A szaggatott vonalak a korreláció első, kizárólag MS-mintákon alapuló kísérletét mutatják. Kérdőjelek jelzik azokat a korrelációkat, ahol nem állt rendelkezésre numerikus kormeghatározás (Novothny és mtsai, 2020).	94
59. ábra. A PA-I és PA-II fúrómagokon mért pIRIR-290 korok és a paksi téglagyári feltárást (PTSZ) déli falában Thiel és mtsai (2014) által mért lumineszcens korok. X – a lumineszcens mintavételek helye (Novothny és mtsai, 2020). A szelvények melletti paleotalaj rövidítések kifejtése a 3.2. fejezetben található.	95
60. ábra. A rétegsorok (PTSZ, PA-I és PA-II) korrelációja a pIRIR-290 korok és az MS-görbék alapján. Az egykorú horizontokat szürke sávval kötöttük össze, kérdőjelek jelzik azokat a kapcsolatokat, amelyeknél nem állt rendelkezésre numerikus kormeghatározás. A szelvények a tengerszint feletti magasságuknak megfelelően helyezkednek el (Novothny és mtsai, 2020).	96
61. ábra. Agyaghártya előfordulások a basaharci talajokban. Sárga nyíl: agyaghártya; kék nyíl: felületalatti CaCO ₃ bevonat (HC); rózsaszín nyíl: tükrisztályos kalcit (NFC); A: MF ₁ feletti talaj-üledék komplexum (BA1A/1.1a) (XPL); B: MF ₁ felső átmeneti szintje (BA1A/3a) (PPL); C, D: BD ₂ alsó része – átkevert agyaghártyák HC-ben (BA2/16a) (C: XPL, D: PPL); E: BD ₂ alsó része – agyaghártya töredék tükrisztályos kalcittal (NFC) (BA2/16a) (XPL); F: BA ₁ – agyaghártya járat falán (BA3A/3b) (PPL); G, H: Agyaghártyák járatok falán és átkeverve az alapanyagban recens talajban (BA5/2) (G: XPL, H: PPL) (fénykép: Horváth, E.)	98
62. ábra. A Basaharc Dupla (BD) paleotalaj-komplexum kulcsfeltárástának eredményei A – A BD paleotalaj-komplexum terepi fényképe a vizsgálatok alapján elkülönített szintek és a talaj vékonycsiszolatok helyének (x7–16) jelölésével; B: A klf mérést eredményei; C – Az agyagfrakció aránya; D – A teljes CaCO ₃ tartalom eloszlása a szelvényben; BC – B és C talajszintek közötti átmenet, BK – mészlepedékes szint, Bt – agyagbemosódás szintje, Ck – mészfelhalmozódás a talaj C szintjében; (Bradák, B., Novothny, Á., Milinkó, I. mérést alapján szerkesztette: Horváth, E.) 102	
63. ábra. A BD _{1a} (BA2/7 és BA2/8) és a BD _{1a} – BD _{1b} közötti átmenetből (BA2/9) származó vékonycsiszolatok (XPL). Sárga nyíl: agyaghártya; sötétkék nyíl: HC; kék szegélyes zöld nyíl: CC; magenta nyíl: NFC; A – Helyben képződött agyaghártya a járat falán (BA2/7) a BD ₁ paleotalaj felső részéből (BD _{1a}) származó vékonycsiszolatban; B-F képek a BA _{1a} és a BA _{1b} közötti átmeneti szintből. B – Áttelepített agyaghártya az alapanyagban és erős HC (BA2/8); C – Tükrisztályos kalcit (NFC) felhalmozódása járatban (BA2/9); D – nagyméretű (700x700 µm), részben töredezett földigilisztá bioszferoid (EBS) (BA2/9); E – Áttelepített meszesedett gyökérsejtek (CRC) járatban; F – Jól fejlett felületalatti CaCO ₃ bevonat (HC), rajta CaCO ₃ bevonat (CC) a BD ₁ paleotalaj két része (BD _{1a} és BD _{1b}) közötti világosabb átmeneti szintből (BA2/9a) (fénykép: Horváth, E.).....	104
64. ábra. A BD ₁ paleotalaj alsó részéből (BD _{1b}) származó vékonycsiszolatok (XPL). A – Tükrisztályos kalcit (NFC) felhalmozódása járatban (BA2/10); B – Agyaghártya helyben maradt helyzetben (felül) és töredékek formájában a mátrixban (BA2/10); C – Helyben képződött meszesedett gyökérsejtek (CRC) kereszt- és hosszmetseti képe (BA2/11b); D – Helyben képződött meszesedett gyökérsejtek (CRC) és agyaghártya töredékek (BA2/11b; E – Erősen töredezett EBS a	

mátrixban (BA2/10a); F – Agyaghártya töredék felületalatti bevonatban ((BA2/10a) (fénykép: Horváth, E.).....	105
65. ábra. A BD ₁ és BD ₂ paleotalajok közötti L(2) lösz. A – meszes alapanyag, HC (sötétkék nyíl) és a járatban CC (zöld nyíl kék szegéllyel)(XPL); B – Az A képen látható HC és CC nagyobb nagyításban (PPL); C – átkevert CRC (világoskék nyíl) gyökérjáratban, és az átkeveredésre utaló éles határ a meszes (balra fent) és mésztelen (jobbra lent és középen) mátrix között (BA2/13)(XPL); D – Erős mészfelhalmozódás a mátrixban, CRC járatban (világoskék nyíl) és átkeveredve a mátrixban (a) (BA2/13)(XPL). (Fénykép: Horváth, E.).....	106
66. ábra. A BD ₂ paleotalajból származó vékonycsiszolatok. Sárga nyíl: agyaghártya; magenta nyíl: NFC; kék nyíl: HC; világoskék nyíl: CRC. A – Erősen meszes (balra, nagyméretű járat kitöltéseként) és mésztelen (jobbra), alapanyag éles elkülönülése, mindkettőben agyaghártya töredékekkel (BA2/14a) (XPL); B – HC-k és részben áthalmozott CRC-k (BA2/14a) (XPL); C – Erősen meszes mátrixban HC és nagyméretű (900x1200µm) EBS (BA2/14a) (XPL)); D – Agyaghártya töredékeket tartalmazó mátrix, HC-val, középen jó megtartású CRC-k eredeti helyzetben (BA2/14a) (XPL); E – Átkevert és helyben maradt agyaghártyák (utóbbi középen), és átkevert HC-k(BA2/15c) (PPL); F – Összenőtt HC-k és CRC keresztmetszet (BA2/15c) (XPL); G – Helyben maradt és átkevert HC, a járatban átkevert CRC, agyaghártya töredékek a mátrixban (BA2/16ac) (XPL); H – Jól fejlett HC-ben agyaghártya töredékek (BA2/16a) (XPL); (fénykép: Horváth, E.).....	108
67. ábra: A Basaharc Alsó (BA) paleotalaj kulcsfeltárásának eredményei. A – A BA paleotalaj terepi fényképe a vizsgálatok alapján elkülönített szintek és a talaj vékonycsiszolatok helyének (x1–6) jelölésével; BC – B és C talajszintek közötti átmenet, BK – mészlepedékes szint, Bt – agyagbemosódás szintje, Ck – mészfelhalmozódás a talaj C szintjében; B – A klf mérések eredményei; C –Az agyagfrakció aránya; D –A teljes CaCO ₃ tartalom eloszlása a szelvényben. (Bradák, B., Novothny, Á., Milinkó, I. mérései alapján szerkesztette: Horváth, E.).....	110
68. ábra. A Basaharc Alsó talaj felső részéből (BA ₁) készült vékonycsiszolatok. Sárga nyíl: agyaghártya; magenta nyíl: NFC; kék nyíl: CaCO ₃ átitatódás, HC töredék; kék nyíl: HC. A – Rosszul osztályozott alapanyag BA3A/1-ben (több >100 µm szemcse is) (XPL); B – agyaghártya járat falán BA3A/3-ban (XPL); C – agyaghártya átkeverve a mátrixban BA3A/1b-ben (XPL); D – az alapanyag átkeveredését mutató irányított szerkezet BA3A/1b-ben (PPL); E – erős CaCO ₃ átitatódás, a belsejében agyaghártya töredékekkel BA3A/2-ben (PPL); F – agyaghártya töredékek az alapanyagban és kisebb CaCO ₃ átitatódások a BA3A/2-ben (PPL). (fénykép: Horváth, E.).....	111
69. ábra. A BA ₁ és BA ₂ közötti átmeneti szintből (BA3A/4) készült vékonycsiszolatok. Kék nyíl: HC; kék nyíl magenta szegéllyel: EBS; sárga nyíl: agyaghártya; A, B rosszul osztályozott alapanyag (XPL); C, D – töredezett EBS-ek, és EBS töredékek a mátrixban (XPL); E – agyaghártya töredékek HC-ben (XPL); F – átkevert HC EBS töredékekkel (XPL). (fénykép: Horváth, E.).....	112
70. ábra. BA ₂ paleotalajból készült vékonycsiszolatok. Szürke nyíl piros szegéllyel: csigahéj; sárga nyíl: agyaghártya; A – Csigahéj maradványok: a kép középső részén egy csaknem teljesen ép csigaház keresztmetszete, körülötte átkeveredett csigahéj töredékek és agyaghártya töredékek (XPL); B – ugyanaz, mint az A (PPL). (fénykép: Horváth, E.).....	113
71. ábra. Gyengén osztályozott alapanyag a BA ₂ paleotalajban (BA3A/5a). Sárga nyíl: agyaghártya; kék nyíl: CaCO ₃ átitatódás, HC; zöld nyíl kék szegéllyel: CaCO ₃ bevonat; A – A durvább szemcseméretű anyag áthalmozott helyzetben egy állatjáratban (XPL); B – Agyag, közetliszt és homok szemcseméretű kristályok az alapanyagban (PPL); C – töredezett HC és CC (XPL); D – HC és CC, a HC alsó részében agyaghártya töredék (PPL); E (XPL és F (PPL) – Helyben maradt és átkeveredett agyaghártya; G (XPL) és H (PPL) – Agyaghártya és EBS töredékek erősen bioturbált mátrixban (fénykép: Horváth, E.)	114

72. ábra. A BA₂ talajból származó EBS-t tartalmazó vékonycsiszolatok, valamint a mátrixban található töredékeik. Kék nyíl magenta szegéllyel: EBS; sárga nyíl: agyaghártya; fekete nyíl: törési felszínek. A – négyszögletes kristályokból álló töredezett EBS (XPL); B – erősen, a kristályok peremén tarajosan töredezett EBS, körülötte a mátrixban különböző méretű EBS töredékek (XPL); C – EBS roncs az erősen átkevert, az EBS körül körkörös irányítottságot mutató mátrixban (PPL); D – a C képen látható EBS nagyobb nagyításban, jól láthatók a tarajos törések a kristályok felszínén (fekete nyilak) (PPL); E – töredezett és mállott EBS erősen átkevert mátrixban (PPL); F – kisebb kristályokból álló, nagyobb (>500 µm) méretű, töredezett peremű EBS, körülötte EBS töredékek a mátrixban (XPL); G – különböző méretű EBS töredékek az átkevert mátrixban (XPL), H – hosszúkás EBS roncs és a mátrixban agyaghártya töredékek jelzik az átkeveredést (PPL). (fénykép: Horváth, E.)..... 116
73. ábra. A basaharci lösz-paleotalaj feltárásban felismert éghajlatingadozások nyomainak korrelációja a mélytengeri oxigénizotóp stádiumokkal (Cohen és Gibbard, 2018; Horváth és mtsai, 2021). MIS – oxigénizotóp stádium; κlf – alacsonyfrekvenciás mágneses szuszceptibilitás; BD – Basaharc Dupla paleotalaj; BA – Basaharc Alsó paleotalaj; L – lösz; LGM – utolsó glaciális maximum (szerk.: Horváth, E.)..... 117
74. ábra. A basaharci lösz-paleotalaj feltárás δ¹⁸O és δ¹³C értékei. Sárga: lösz; barna: paleotalaj; zöld: átmeneti szint. (Horváth és mtsai, 2023)..... 119
75. ábra: Ugyanazon szintben előforduló különböző EBS generációk képződési modellje (Barta G. 2023) Sárga: lösz; barna: talaj; a színek és formák a különböző időszakban tevékenykedő földigiliszták által termelt EBS-ek megjelenését jelölik. A talajképződés során a löszképződés során keletkezett EBS-ek egy része a kilúgzás miatt eltűnhet. 121
76. ábra: A földigilisztá bioszferoidok előfordulása a basaharci szelvényben, a binokuláris és a polarizációs mikroszkópos vizsgálatok során azonosított EBS-ek száma. MF – Mende Felső paleotalaj, BD – Basaharc Dupla paleotalaj, BA – Basaharc Alsó paleotalaj. Mintázás szerint: 10 cm-es intervallum; vékonycsiszolatokhoz igazított: a mikromorfológiai vizsgálat által reprezentált egység (Barta, 2024)..... 123
77. ábra. Lumbricus (terrestris) által termelt EBS-ek az MF₁ és MF₂ paleotalajok közötti löszből. A – Közepes méretű EBS egy járat mentén (XPL); B – nagy méretű, kissé töredezett és mállott EBS.; C, D – Lumbricus terrestris által termelt bioszferoid a MF₂ BC szintjéből (C: XPL, D: PPL); E, F – Aporetodea longa az MF₂ paleotalaj B szintjéből (E: XPL, F: PPL); G, H – Lumbricus rubellus az MF₂ paleotalaj felső részéből (G: XPL, H: PPL). A meghatározások Canti és Pierce (2003) munkája alapján történtek. (fénykép: Horváth, E.)..... 124
78. ábra. Töredezett és mállott Lumbricus terrestris maradványok a MF₁ fölötti löszből. A – Az EBS pereme töredezett és mállás is megfigyelhető (XPL); B – Az EBS erősen töredezett, a felszínéről lepusztult kristályok felfedezhetők az alapanyagban. (fénykép: Horváth, E.) 125
79. ábra. Az alapanyag átkeveredtségére utaló jelek a basaharci feltárás MF paleotalajából származó vékonycsiszolatokban. Sötétkék nyíl: HC; világos kék nyíl: CRC; zöld nyíl kék szegéllyel: CC; sárga nyíl: agyaghártya; A – Irányított mátrix közepén (PPL); B – HC és EBS töredékek (XPL); C (XPL) és D (PPL) – több kristályból álló EBS töredék; E (XPL) és F (PPL) – HC és CC; G (XPL) és H (PPL) – járatban átkevert agyaghártya, CRC és HC töredékek. (fénykép: Horváth, E.) 125
80. ábra: A δ¹³C és δ¹⁸O értékek eloszlása az összes vizsgált süttői mintában. A függőleges tengelyen a gyakoriság, a vízszintes tengelyen a δ¹³C és δ¹⁸O értékek kategóriái láthatók (Horváth, E. szerk.). 127
81. ábra. A δ¹³C értékek szintenkénti eloszlása a minimum és maximum értékeket reprezentáló földigilisztá bioszferoidok bemutatásával. A függőleges tengelyen a δ¹³C értékek, a vízszintes tengelyen az EBS-ek mélység szerinti elhelyezkedése látható. (Horváth és mtsai, 2024a)..... 128

82. ábra. A $\delta^{18}\text{O}$ értékek szintenkénti eloszlása a minimum és maximum értékeket reprezentáló földigilisza bioszferoidok bemutatásával. A függőleges tengelyen a $\delta^{18}\text{O}$ értékek, a vízszintes tengelyen az EBS-ek mélység szerinti elhelyezkedése látható. (Horváth és mtsai, 2024a).	128
83. ábra: A 16. szintben talált bioszferoidok típusai. (Fénykép: Horváth E.)	129
84. ábra: Az egy szinten belüli jelentősen különböző EBS morfológiai típusok (Forrás: Horváth E.).....	129
85. ábra. Eltérő morfológiájú földigilisza bioszferoidok vékonycsiszolatokban. (balra XPL, jobbra PPL felvételek). Magenta nyíl kék szegéllyel: EBS és EBS töredék; A – Kerekded, izometrikus, sajátalakú, nagy kristályokból álló, kissé töredezett EBS; B – Tipikus, izometrikus, közepes méretű kristályokból álló, kissé töredezett, gyengén mállott EBS; C és D – Erősen töredezett, gyengén mállott, közepes méretű kristályokból álló EBS, E és F – EBS kristálytöredékek az alapanyagban; G és H –Erősen töredezett, gyengén mállott, nagyméretű kristályokból álló EBS. (fénykép: Horváth E.).....	130
86. ábra. Összesített IRSL (lumineszcens) eredmények a paksi, a mendei és a basaharci feltárások fiatal löszének vizsgálata alapján (Frechen és mtsai, 1997).	133

horvath.erzsebet_283_24

Függelék

HORVÁTH ERZSÉBET: A LÖSZ-PALEOTALAJ SZELVÉNYEK SZEREPE A
PLEISZTOCÉN KÖRNYEZETEK ÉS A KLÍMAVÁLTOZÁSOK REKONSTRUKCIÓJÁBAN

CÍMŰ MTA DOKTORI ÉRTEKEZÉSÉHEZ

Tartalomjegyzék

1.	A basaharci lösz-paleotalaj összlet paleotalajainak mikromorfológiai eredményei	1
1.1.	Mende Felső (MF) paleotalajok	1
1.2.	Basaharc Dupla (BD) paleotalajok	2
1.3.	Basaharc Alsó (BA) paleotalajok	3
1.4.	Recens talaj	3
2.	A mendei téglagyári lösz-paleotalaj összlet paleotalajainak mikromorfológiai eredményei	4
2.1.	Mende Felső (MF) paleotalajok	4
2.2.	Basaharc Dupla (BD) paleotalajok	5
2.3.	Basaharc Alsó (BA) paleotalajok	6
3.	A paksi téglagyár deli falában feltárt lösz-paleotalaj összlet paleotalajainak mikromorfológiai eredményei	7
3.1.	Basaharc Dupla (BD) paleotalajok	7

Jelmagyarázat a táblázatokhoz:

mx – alapanyag; *biog.* – állatjárat és/vagy gyökércsatorna; *d* – átkevert; *de* – dendrites; *p* – pöttyök; *f* – foltok; *im* – impregnáció, átitatódás; *HC* – felület alatti CaCO_3 bevonat; *CCo* – felületi CaCO_3 bevonat; *EBS* – földigilisztá bioszferoid; *CRC* – meszesedett gyökérsejtek; *NFC* – tűkristályos kalcit; *MIN* – mikrites CaCO_3 átitatódás; *Fe* – vas kiválás; *Mn* – mangán kiválás; – – nincs; (+), +, ++, +++ – nincs, alárendelt, kevés, sok, nagyon sok; másodl. Karbonát – másodlagos karbonát;

1. A basaharci lösz-paleotalaj összlet paleotalajainak mikromorfológiai eredményei

1.1. Mende Felső (MF) paleotalajok

Basaharc MF paleotalajok

szint	minta száma	meszes alapanyag	alapanyag	bioturbáció	járatok	fagy jelenségek	másodlagos karbonátok (helyben maradt/átkevert)						redox jelenségek		csigák (egész/töredék)	faszén	agyaghártya (helyben/át-halmazott töredék)	egyéb
							HC	CCo	EBS	CRC	NFC	MIN	Fe	Mn				
talaj- üledék komplexum	BA1A 1.1a	+		++	HC-vel, HC nélkül és kevert CRC-vel	-	++/+	-	+/-	+++ (HC-ben is)	-	-	+	+	+/+	-	-/+	bioturbált HC
talaj- üledék komplexum	BA1A 1.3c	-/+	zöld ásványok	+++	HC-vel, HC nélkül	-	++/++	-	++/-	+/ (barna, kokárda szerű)	-	-	++ (p)	-	-/+	++	-/+	lefelé sötétedő alapanyag
talaj- üledék komplexum	BA1A 1.4a	-	zöld ásványok	+++	HC-vel, HC nélkül	-	++/++	+	+/+++	++	-	-	+++ (p,de)	++	-	+++	-/+	HC 2 generáció, belső erősebb, ebben agyaghártya
MF1	BA1A 1.5c	-	nagy szemcsék (240-320µm)	+++		-	+/ (barna)	+	-/(+)	+	-	-	++ (f)	++ (f)	-	+	-/+	lefelé durvább szemcsék; HC-ben agyaghártya;
átmenet	BA1A 3a		nagy szemcsék (240-600µm)	++		-	++/++	++	-/+	++	-	-	+	mx ++	-/+	+	-/+	lefelé durvább szemcsék, főként kvarc; agyaghártya töredékek mérete lefelé nő;
MF2/A	BA1A 5aa	+	sok turmalin, nagy kvarcok (300µm)	+++	HC-vel, HC nélkül	-	/+++	+	+++/ +	++	-	-	++	mx ++	-/+	+++	-/+	agyaghártya mérete lefelé nő, HC-ben is; lent gyakoribb HC+CCo
MF2/AB	BA1A 6a	++		+++		-	++/++	-	-/+	+	-	-	++	mx ++	-/+	+	+/+	kevesebb agyaghártya, mint az 5aa-ban
MF2/B	BA1A 7a	+	nagy ásványok is (300-1800µm)	+++	Mn a járatokban	-	++/++	-	+/ +	+	-	+	+++ (p,de)	mx +++	-/+	-	-/+	andezit töredék; Fe HC-n; HC töredék alapanyagban Mn-nel; repedések;
MF2/B	BA1A 8a	-		+++	Mn a járatokban	-	++/++	++	++/++	-	+	-/+	+	mx +++	-/+	+	+/+	HC+CCo
MF2/BC	BA1A 9a	+		+++	Mn a járatokban	-	++/++	++	++/+++	++	++	+	+	+	(+)	+	-/(+)	HC+CCo; alul több faszén
MF2/BC	BA1A 10a	+++/-	nagy ásványok is (akár 1000µm)	++	Fe és Mn a járatokban	-	+/ +	+	+++/ +	+	(+)	(+)	+++	++	-/+	-	-/+	agyaghártya: vörös és sárga; EBS HC-ben; áthalmazott CaCO ₃ impregnáció; HC+CCo; sok EBS töredék
MF2/CB	BA1A 11a	+++		++		-	+/ +	+	++/+++	+	+	-	++ (p)	járat ++	-/+	+	-/+	sok EBS töredék, HC-ben is; áthalmazott CaCO ₃ impregnáció; a 8a anyaga járatokban
löss	BA1A 12e	+++	nagy ásványok is	+		-	+/ +	+	+/+++	-	-	-	+	járat ++; mx: +	-/+		-/+	néhány függőleges repedés; HC+CCo; nagyon sok EBS töredék

1.2. Basaharc Dupla (BD) paleotalajok

Basaharc BD paleotalajok

szint	minta száma	meszes alapanyag	alapanyag	bioturbáció	járatok	fagyjelenségek	másodlagos karbonátok (helyben maradt/átkevert)						redox jelenségek		csigák (egész/töredék)	faszén	agyaghártya (helyben/át-halmazott töredék)	egyéb
							HC	CCo	EBS	CRC	NFC	MIN	Fe	Mn				
lősz	BA2/6a	-		+++	Mn járatokban is	-	+	+	+	-	-	-	-	++	-/-	-	-/++	alapanyag sötétebb, világosabb; agyaghártya sárga
BD1a	BA2/7b	-	sok mállott ásvány; turmalin	+++	Fe járatokban is	-	+/-	+	-/+	-	-	-	+ (járat mentén)	-	-/-	-	+/-	csak EBS töredékek
BD1a	BA2/7d	-		+++	Mn járatokban is	-	-/-	-	-	+	-	-	-	+	-/-	+	+/+	élénksárga és sötétebb sárga agyaghártyák;
BD1a	BA2/8b	-		++	Mn járatokban is	-	++	(+)	+	-/+	+	-	-	+	-/-	-	-/+	
átmenet	BA2/9a	-	nagy kvarc kristályok is (300-400µm)	++		-	++/++	++	+	-/++	+	-	+	+	-/-	-	-/+	néhány járatban mikrites CaCO ₃ , CaCO ₃ lefelé nő;
BD1b	BA2/10a	+		++	Fe járatokban is	-	++/++	++	(+)	++/++	++	-	+	(p, im)	-/-	-	-/+	aszimmetrikus HC; agyaghártya zöldessárga is; CRC barnás;
BD1b	BA2/11b	+++	nagy ásványok is (200-400µm)	+		-	++/++	-	++/+	++/++	+++	-	++ (p, im)	+++	-/+	-	+/+++	nagyobb járatok; barna CRC; agyaghártya: világos sárgászöld; CRC világos barna;
átmenet	BA2/13a	+++		++	Mn járatokban is	-	+++/-	++	+	+++/++	+	-	+	+++	-/-	-	-/+++	erős HC+ gyenge CCo; néhány repedés; sok ép CRC; CaCO ₃ impregnációk; járatokban BD2 anyaga; CRC világos barna;
BD2	BA2/14a	+++		+++		-	+++/-	+	++	+/+++	+	-	(+)	++	-/-	-	+/+++	agyaghártya HC-ben is; erős HC gyenge CCo-val; CRC világos barna; szervesanyag;
BD2	BA2/15c	++		++		-	+++/-	-	(+)	+++/++	-	-	-	++	-/-	-	+++	CRC nagy kristályok; csak EBS töredékek; CRC áttetsző és barnás is; HC "elvágya" a CRC-t; összenőtt HC-k
BD2	BA2/16a	+		++		-	+++/++	+	-	+++/+	-	-		+	-/-	-	+/+++	CRC nagy kristályok; HC+CCo;
átmenet	BA2/17b	+		+++		fagyrepedés?	+++/+	+	-	+++/++	-	-	++	+++ (im is)	-/-	-	+/++	repedések, néhány elmetszi a járatokat; Fe-foltok repedések után; járatkitöltések egy részében vil.barna kitöltés sötétbarna peremmel; makroszkóposan is nagyon inhomogén színt;
átmenet	BA2/17c	++/-		+++		-	++/++	+	-	+++/++	-	-	++ (im)	+++ (im is)	-/-	-	-/+++	barna CRC is;
lősz	BA2/18b	+++		+++	nagy méretű járatok, helyen-ként átkevert CRC	repedés	+++/-	(+)	(+)	+/+	-	-	++	+++ (im is, p, járatokban)	-/-	-	-/+	repedések alul;
lősz	BA2/19a	+++		+++		-	++/-	-	+	-/+	-	-		+++ (im is, p, járatokban)	-/-	-	-/+	kevesebb repedés; járatok körül orientált szövet;

1.3. Basaharc Alsó (BA) paleotalajok

Basaharc BA paleotalajok

szint	minta száma	meszes alapanyag	alapanyag	bioturbáció	járatok	fagy jelenségek	másodlagos karbonátok (helyben maradt/átkevert)						redox jelenségek		csigák (egész/törredék)	faszén	agyaghártya (helyben/át-halmazott)	egyéb
							HC	CCo	EBS	CRC	NFC	MIN	Fe	Mn				
BA1	BA 3A/1b	++/-	nagy turmalin (600µm);nem jól osztályozott	++	kisebbség között másodl. karb. nélkül is vannak;	-	+/+++	+/+	++	-/+	+	-	-	++	-/+	-	-/+	agyaghártya NFC-vel együtt;
BA1	BA 3A/2a	+++	nagyobb ásványok (200-500µm); rosszul osztályozott	+++		-	+/+++	+/+	+	-	-	+	++ (f)	+	-/-	-	-/+	CaCO ₃ impregnációban agyaghártya és átkevert alapanyag;
BA1	BA 3A/3b	+++	rosszul osztályozott; sok zöld ásvány;	+++	HC-vel és anélkül; néhányban kevésbé porózus kitöltés;	-	++	+/+	++	++	+	-	++ (f)	++	-/+	-	+/+	járatkitöltésekben mésztelen anyag; mésztelenben csak HC;
átmenet BA1-BA2	BA 3A/4a	+++	nagy kvarcok (300-400µm)	++	kevesebb, mint 3b-ben; néhány Mn-nel;	-	++	+	++	-/+	-	+	++ (f)	+	+/+	+	+/+++	agyaghártya HC-ben; HC+CCo; barna agyaghártya is;
BA2	BA 3A/5a	-	vegyes szemcseösszetétel (>100µm is gyakori)	+++	HC-vel és anélkül;	-	++	-/(+)	+++	-/+	-	-	++ (f)	++	-/+	+	+/+++	bioturbáció után HC képződés;
átmenet	BA 3A/6b	++/-	>100µm ásványok is	+++	leszakadt CCo	-	+			-/+	-	-	++ (f)	+	+/+	+	+/+++	
Bagi Tefra	BA 3A/8a	++/-	vegyes szemcse-összetétel (>100µm is gyakori)	+++	BT alatt kevesebb; HC-vel és anélkül; BT járatokban is	-	++/+++	+	+++	-/+	-	-	++ (járatban)	+	-/+	-	+/+++	repedések BT környékén; HC+CCo; BT felső határa éles, alsó kevésbé, kisebb szemcsék, 50-90µm piroxének;

1.4. Recens talaj

Basaharc recens talaj

szint	minta száma	meszes alapanyag	alapanyag	bioturbáció	járatok	fagy jelenségek	másodlagos karbonátok (helyben maradt/átkevert)						redox jelenségek		csigák (egész/törredék)	faszén	agyaghártya (helyben/át-halmazott töredék)	egyéb
							HC	CCo	EBS	CRC	NFC	MIN	Fe	Mn				
szántott szint	BA5/1b	-	nagy ásványok	+		-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	+/+	
humuszos kolluvium	BA5/2	-		+		-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	+	+/+	agyag Fe bevonaton
A szint	BA5/3	-		+		-	-	-	-	-	-	-	++	-	-	-	++/+++	agyag Fe bevonaton
A szint	BA5/3b	-		+		-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	+++	
AB szint	BA5/3+4	-/+		+		-	-	-	-	-	-	-	++ (f)	++	-	-	++/+++	poros agyag (dusty)
BA szint	BA5/5b	-		+++		-	-	-	-	-	-	-	+	+	-	+	+/+	
Bt szint	BA5/6	-/(+)	nagy ásványok	++		-	+	-	-	-	-	-	+	-	-/+	-	-/+	
humuszos szint	BA5/7	felül: -/ alul: + (fokozatosan)	karbonát szemcsék	++	néhányban NFC+HC	-	felül: +, alul: ++	+	(+)	-	+	-	+	-	-/+	-	-/+	alsó és felső rész különböző
C2+Bi szint	BA5/9a	+++				-	+++	-	+	-	+	-	+	-	-/+	-	-	
C3 szint	BA5/11b	+++				lemez szerkezet	+++		+	-/+	+/+	-	+++	-	-	-	-	fagyfagyosság CaCO ₃ vándorlás után (érinti a kiválásokat)

2. A mendei téglagyári lösz-paleotalaj összlet paleotalajainak mikromorfológiai eredményei

2.1. Mende Felső (MF) paleotalajok

Mende MF paleotalajok

szint	minta száma	meszes alapanyag	alapanyag	bioturbáció	járatok	fagyjelenségek	másodlagos karbonátok (helyben maradt/átkevert)						redox jelenségek		csigák (egész/törredék)	faszén	agyaghártya (helyben/át-halmazott törredék)	egyéb
							HC	CCo	EBS	CRC	NFC	MIN	Fe	Mn				
lösz	MD1A/1a	++		++	néhányban a CRC-n barna bevonat;	-	+	+	+	+	+	+	-	+	-/+	-	-/+	
MF1 A szint	MD1A/3a	-	nem differenciált	+++	HC-vel és anélkül; néhányban a fallal párhuzamos orientációjú szemcsék;	-	++/+	-	+	-/+	++	+	-	+(p)	-/+	++	-/+	
MF1 AB szint	MD1A/4a	-	helyenként orientált	+++		-	+/++	-	-	-	+	+	+	+(p)	-/+	++	+/++	
MF1 B szint	MD1A/5b	-		+++	MIN nagy; járatok HC-vel és anélkül;	-	+/+	-	+	+/+	+/-	-/+	(+)	+	-/-	+	+/+	nagy faszén is;
MF1	MD1A/8a	-		+++		-	+/+	+	+/+	+/++	+/-	-/+	+	(+)	-/-	+	+/++	
átmeneti szint	MD1B/2a	++		+++	Mn;	-	+/+	-/-	-/+	-/-	++/-	-/+	++ (p, f, im)	+	-/+	++	-/+	lefelé több Mn bevonat járat falán
MF2 AB szint	MD1B/4a	-/+		+++	járatok HC-vel és anélkül; Mn	-	+++/>+	+/-	-/+	+/+	+/-	-/+	+	+	-/-	+	+/+	Mn járat falán; CRC lefelé gyakoribb
MF2 B/C szint	MD1B/6a	+++		+++	néhány járat mésztelen;	-	+++/>+	++/>+	+/+	+/+	-/-	-/-	+(p)	++ (im)	-/+	-	-/(+)	
MF2 Cca szint	MD1B/7a	+++		+++	6a-ból kitöltések;	+	+++	+/+	-/+	-/+	-/-	-/-	++ (p)	++ (p)	-/+	-	-/+	repedések; Mn szemcsék felületén is;
MF2 Cca szint	MD1B/9a	++/-		+++		+	+++	-/-	+/+		-/-	+/-	(+)	(+)	+/+	-	-/+	repedések;

2.2. Basaharc Dupla (BD) paleotalajok

Mende BD paleotalajok

szint	minta száma	meszes alapanyag	alapanyag	bioturbáció	járatok	fagy jelenségek	másodlagos karbonátok (helyben maradt/átkevert)						redox jelenségek		csigák (egész/töredék)	faszén	agyaghártya (helyben/át-halmazott töredék)	egyéb
							HC	CCo	EBS	CRC	NFC	MIN	Fe	Mn				
átmeneti szint	MD2A/1a	-/+		+		-	-	-	-/+	++/+	-	-	-		-/-	-	-/+	
BD1 átmenet	MD2A/2a	+/++	>500µm kvarcok;	+++	Fe, Mn;	-	-/+	-	-	++/++	-	(+)	+ (im, p)	+ (im)	-/+	-	-/++	gyengébben osztályozott
BD1 A szint	MD2A/3b	+/-	>300µm szemcsék is;	++	Fe, Mn;	-	(+)/-	-	-	-/+++	-	-/+	+ (im, p)	+	-/+	-	-/++	
BD1 AB szint	MD2A/4a	+/++	>300µm szemcsék is;	+++	Mn	-	++/-	-	-	+/++	-	-	+	+	-/+	-	+/++	
BD1 B szint	MD2A/5a	++	>300µm szemcsék is;	+++		-	(+)/-	-	-/+	-/(+)	-	-/+	+	(+)	-/+	-	-/++	
átmeneti szint	MD1B/7a	+/+++	>300µm szemcsék is;	+++	Fe	-	(+)/+	(+)	-/+	-/+	-	-	+	++	-/+	-	-/+	nagy (>100µm) CRC töredékek
löss	MD2B/1a	-/+		+++		-	-	-	-/+	-/+	-	-/+	+	(p)	-	-	-/++	100-200µm "kokárdaszerű" CRC töredékek, de járatban is; 100-150µm izometrikus agyaghártya töredékek;
átmeneti szint	MD2B/2	+		+++		-	-	-	-/+	++/++	-	-	(+) (p)	+	-/+	-	(+)/++	"kokárdaszerű" CRC ;
BD2 átmeneti szint	MD2B/3b	+		++	Fe	-	(+)/-	-	-	-/+	-	-	+ (im, p, d)	-	-	-	(+)/+	70x100µm barnás CRC töredék csoport; $\frac{1}{2}$
BD2 BC szint	MD2B/4a	+/+++	nagy kvarcok (~100µm)	+++	Mn, Fe	-	++/-	-	-/+++	+/++	-	-	+	(+)	-/+	-	-/++	EBS kristályok, kristálycsoportok mx-ben;
BD2 BC szint	MD2B/5	+/+++	nagy kvarc (600µm körül)	+++	Mn	+	++/-	-	+/+++	+/++	+/-	-	++	+	-/+	-	+/+++	járatkitöltésekben meszes/mésztelen mx; (fagy)repedések járatkitöltésekben; "kokárda" CRC töredék is;
BD2 BC szint	MD2B/6a	++	nagy kvarc (320µm)	+++	Fe, Mn	-	(+)/-	-	-/++	-/++	-/-	-	-	+	-/+	-	+/+	
BD2 CB szint	MD2B/7a	+++		+++	Fe, Mn;	-	+/-	-	-/+	+/+	++/-	-	++ (im, d)	+	-/-	-	-/++	
átmenet/löss	MD2B/8a	+++	nagy kvarc (akár 400µm)	+++		?	++/+	-	-/++	++/++	++/-	-	+	(p)	-	-/+	-	vékony repedések;
löss	MD2B/9b	++		++	Fe	-	+/-	+/-	+/+++	-	-	-	+	(p)	-	-	-/++	vékony repedések;

2.3. Basaharc Alsó (BA) paleotalajok

Mende BA paleotalajok

szint	minta száma	meszes alapanyag	alapanyag	bioturbáció	járatok	fagy jelenségek	másodlagos karbonátok (helyben maradt/átkevert)						redox jelenségek		csigák (egész/töredék)	faszén	agyaghártya (helyben/át-halmazott töredék)	egyéb
							HC	CCo	EBS	CRC	NFC	MIN	Fe	Mn				
átmeneti szint	MD3A/5a	++/+	nagy kvarc (400µm)	+++	Fe	-	+/-	-	-/+	-/-	++/-	+/-	+ (p)	(+)	-/-	-	-/+	CaCO ₃ kiválás NFC-n; poros agyaghártya
átmeneti szint	MD3B/1a	++/-	nagy kvarc (400µm)	+++	Fe, Mn	-	++/-	-	-/+	-/-	-	-	++ (p, d)	(+)	-/-	-	-/+	vékony repedések
BA	MD3B/3a	++		+++	Fe, Mn	-	-	-	-/+	-/-	+/-	-	++	+	-/+	-	+/+	poros agyaghártya; CRC járatokban, de töredékes és mállott
BA	MD3B/5a	++		+++	Fe, Mn	-	++/-	-	+/+	-/-	-	-/+	++ (im, p)	+	-/+	+	++/++	CRC járatokban: töredékes és mállott; EBS mállott töredékek;
BA jól fejlett B szint	MD3B/7a	-/+		++	Fe, Mn	-	+/-	+/-	-/+	-/-	-	-	++ (im, p)	+	-/+	-	+++	csak járatkitöltésben meszes;
BA B szint	MD3B/8a	-/+		+++	Fe	-	-	-	-/+	-/-	-	-	++ (im, p)	-	-/+	-	+++	csak járatkitöltésben meszes;
BA BC szint	MD3B/12b	-/+		+++	Fe, Mn	-	+/-	-	+/+	-/-	-	+/-	++ (im, p)	+	-/+	-	+/+	csak járatkitöltésben meszes;
BA C szint	MD3B/13b	-/+		+++	Fe	-	+/-	+/-	+/+	+/+	-	+/-	+++ (im, p, d)	+	+/+	-	-/+	több nagy (>500µm), töredezett EBS; CRC járatban, de összetört;
löss	MD3B/14a	+++		+++	Fe	-	-	+/-	-/+	-/+	-	-	++ (im, p)	-	-	-	-/-	

3. A paksi téglagyár déli falában feltárt lösz-paleotalaj összlet paleotalajainak mikromorfológiai eredményei

3.1. Basaharc Dupla (BD) paleotalajok

Paks BD paleotalajok

szint	minta száma	meszes alapanyag	alapanyag	bioturbáció	járatok	fagy jelenségek	másodlagos karbonátok (helyben maradt/átkevert)						redox jelenségek		csigák (egész/töredék)	faszén	agyaghártya (helyben/át-halmazott töredék)	egyéb
							HC	CCo	EBS	CRC	NFC	MIN	Fe	Mn				
löss	PA5/1	++		+++	Fe	-	+/+	-	-/+	+/++	-	-	++	-	-/-	-	-/+	
BD1	PA5/2a	-/+	nagy kvarc (akár 400µm)	+++	Fe, Mn	-	+/++	+/-	-/+	+/++	-	+	++ (d)	+	-/-	-	+/++	kis CRC, járatban átkevert, töredezett, mállott; mx-ben nagy CRC töredékek is; CCo leszakadva járatban, vékony;
lössös szint	PA5/3a	-/+	nagy kvarc (~ 400µm is); néhány körül orientált alapanyag	+++	néhányban erősen meszes kitöltés; Mn, Fe	-	+/-	-	-/+	+/++	-	-/+	++ (p)	+	-/+	-	+/+	kis CRC, járatban átkevert, töredezett, mállott; mx-ben nagy CRC töredékek is;
BD1	PA5/4a	-		+++	Fe, Mn	-	+/++	+/-	-/+	+/++	+/-	-(+)	++ (d)	+	-	-	+/+	kis CRC, járatban csak átkevert, töredezett, mállott; agyaghártyán Mn bevonat járatban; mx-ben nagy CRC töredékek is;
BD1	PA5/5a	-		+++	Mn főként itt; Fe	-	++/-	+/-	-	+++	-	+/-	-	+	-	-	+/+	HC főként felül; CCo a járat alsó részében; egyes járatokban kicsi és mállott CRC, másokban ép és nagyobb;
átmenet	PA5/6a	++/-	nagy kvarc (>800µm is);	+++	Fe	-	+++/-	+/-	-/+	+++	-	+/-	++ (p, d)	(+)	-	-	+/+	nagy EBS-ek töredékei is;
löss	PA5/7	++/+++		+++	Fe;	-	++/-	+/-	-/+	+/++	-	+/-	++ (d)	(+)	-	-	-/+	nagy repedések; meszebb alapanyag járatkitöltések miatt; HC repedések mentén is; "kokárda" CRC töredékek is;
löss	PA5/8	+++		+++	Mn	-	+++	+/-	-/+		-	-	+	+	-	-	-/+	apró EBS töredékek mx-ben;
löss	PA4/0	-/+		+++	Fe; Mn	-	+++	+/-	-/+	+/+	-	-	++ (d)	+(d, p)	-	-	-/+	járatok HC nélkül és különböző erősségű HC-vel; EBS kristályok mx-ben;
BD2	PA4/1a	-	kvarc nagyon gyakran ~200µm, de 400-600µm is;	+++	Fe; Mn	-	++/-	-	-/+	-/+	-	-	++ (d, im)	++	-	-	+/+++	többkristályos EBS töredékek;
BD2	PA4/2	-	kvarc 500-700µm is;	+	Fe;	-	-/-	-	-	+/-	-	-	+(d)	+	-	-	+/+	nagyobb ásványok körül mállás; CRC csak az alsó részben, járatban átkeverve;
BD2 B szint	PA4/3	++/-	kvarc akár 400-600µm is;	++	Fe;	-	+/-	-/+	-/+	-/+	-	-	+(p, d, im)	-	-	-	+/+++	néhány repedés, ezek mentén néha agyaghártya, HC; agyaghártya HC-ben;
löss	PA4/4a	+++/-	kvarc akár 400-600µm is;	++	Fe;	-	+/-	-/+	+/++	+/+	-	-	+(p, d, im)	++	-	-	-/+	EBS kristályok a mx-ban; kicsi (100x200µm EBS-ek HC-ben)