

Válasz

Dr. Novák Tibor József, az MTA doktora opponensi véleményére

az „A lösz-paleotalaj szelvények szerepe a pleisztocén környezetek és a klímaváltozások rekonstrukciójában”

címmel benyújtott MTA doktori értekezésről

Köszönöm Dr. Novák Tibornak a disszertációm alapos és figyelmes átolvasását, valamint az érdekes kérdéseket. Köszönöm továbbá, hogy elismeréssel szólt az eddigi kutatói tevékenységről. A felmerült kérdésekre az alábbiakban igyekszem részletesen reflektálni.

A disszertáció szerkezetére vonatkozó észrevételek mindegyikével egyetértek, és ha módomban lenne, változtatnék is a hibákon. Az egyik ilyen a fejezetek és azok tartalomjegyzékben szereplő számozása közötti eltérés az anyag véglegesítésekor, nem keletkezett, az okára nem tudok magyarázatot adni. Opponensem véleménye szerint a tefra rétegek részletes bemutatása jobb helyen lett volna a többi feltárás bemutatásánál, amit most már én is látok. Ugyancsak szerencsésebb lett volna az eredmények koncentráltabb összefoglalása is.

A módszertani részre vonatkozó javaslatait is értem. Az alkalmazott módszereknek a feltárásokhoz és azok különböző szintjeihez való hozzárendelése talán túlságosan is nagy terjedelmű összefoglalót eredményezett volna, de a módszertan és a feltárások, esetleg azokon belül a különböző típusú képződmények (paleotalaj, lösz, tefra) összekapcsolása segítette volna az áttekintést.

Az eredményekre vonatkozó véleményében több megjegyzést is tett. Az egyik a Munsell színskála kód- és nevezéktanának nem következetes használata a feltárások és a tefra rétegek leírásánál. Mivel az a kérdések között is részben előkerül, ezért itt csak a „kanárisárga” szín megnevezésre reflektálok. A szín valóban nem szerepel a Munsell-skála nevezéktanában, Kriván Pál alkalmazta a paksi téglagyári feltárásból leírt réteg jellemzésére (Kriván, 1957b). A terepi leírásokban kanári sárgának nevezett szín terepi körülmények között a Munsell-skála szerint 2,5Y 8/8 értéknek felel meg, légszáraz állapotban 2,5Y 7/4.

A 77. ábrára vonatkozóan jogosan jegyzi meg opponensem, hogy nemcsak *Lumbricus terrestris* által termelt bioszferoidok vannak a képeken, hanem, ahogyan a disszertációban is említem, a faj meghatározása is kétséges.

Válaszok az opponens kérdéseire

- 1. A lézerdiffrakciós szemcseösszetételi vizsgálatokat megelőzően végzett ultrahangos kezelés milyen energiájú, milyen időtartamú volt? El lett-e távolítva azt követően a szuszpenzióból a diszpergáló közeg, és ha nem, akkor milyen módon biztosították azt, hogy az el nem távolított szerves anyag, vagy a jelenlévő cementáló anyagok (karbonátok, vasoxidok) az ultrahangos kezelést követően a mérés során ne aggregálódnak újra?*

A kérdés megválaszolásához összefoglalom a minták kezelésének menetét, ami tartalmazza a válaszokat is. Az összes lézerdiffrakciós szemcseösszetételi mérés a hannoveri Leibniz Institut für Angewandte

Geophysik (LIAG) laboratóriumában készült, Novothny Ágnes szakmai felügyeletével, a laboratórium protokollja alapján, a méréseket Riemenschneider Sonja végezte.

A minták bemérése és 10 ml 1%-os ammónium-hidroxid hozzáadása után legalább 12 órán keresztül rotációs diszpergálást alkalmaznak. Ezután az egyes kémcsövek tartalma átkerül abba a tartályba, amelyben az ultrahangos kezelés történik. Ebben a fázisban az ammónium-hidroxidos oldathoz desztillált vizet adnak, és ezután az előzetesen beállított paraméterek szerinti teljesítményű és időtartamú ultrahangos kezelést végeznek. Az ultrahangos berendezés maximális teljesítménye 73 W, ami az igények szerint 8 fokozatban állítható. Ezután a mintát a berendezés automatikusan átszivattyúzza a mérőberendezésbe, ahol a szemcseeloszlás meghatározása történik. Az ultrahangos teljesítmény és az idő az előre meghatározott szekvenciák szerint eltérő, de szükség szerint a minta kötöttségének függvényében manuálisan is állítható. A szekvenciák meghatározásához a teljes vizsgálati profilból a három különböző üledéktípust (lössz, homok és paleotalaj) reprezentáló negyven mintán végzett mintegy 250 tesztmérés. Ezek alapján határozzák meg a minták optimális súlyát és a különböző típusú üledékek optimális beállításait. A mérések minőségbiztosítása érdekében a tesztmintákon reprodukálhatósági tesztek is végeznek, ahol minden mintából három részmintát mérnek és hasonlítanak össze. A mérési protokollt akkor fogadják el, ha a variációs együtthatójuk kisebb 5%-nál. A mért értékek megbízhatóságának ellenőrzése érdekében minden alkalommal a méréseket háromszor-hatszor megismétlik, és később ezek átlagát használják az interpretációkban.

A LIAG laboratóriumában alkalmazott protokoll nem tartalmaz a szervesanyag, vagy a karbonátok eltávolítását célzó kezelést. Azonban az általunk vizsgált több magyarországi löszfeltárás reprezentatívnak ítélt szintjeiből (lössz, paleotalaj), valamint az előkezelés nélkül nem jó eredményeket szolgáltató beremendi feltárásból készültek mérések a kvarcon kívüli egyéb alkotók (H_2SiF_6), a kalcium-karbonát (HCl) kivonására, illetve a kettőre együttesen. Ezek közül a basaharci BD talajból vett és sósavval előkezelt mérés eredményére a disszertációban is hivatkoztam. Ezek az előkezelések azonban nem adtak jobban értelmezhető eredményeket, ezért a további szemcse eloszlás vizsgálatok során nem alkalmaztuk ezeket.

2. *A jelölt számos korrelációs és kormeghatározási módszert alkalmazott hullóporos üledékek és paleotalajok vizsgálatára. Tapasztalatai alapján melyek azok a módszer-kombinációk, amelyekkel az üledéken kialakult paleotalaj talajosodásának korát lehet megbecsülni?*

A kérdés megválaszolásához szükséges ismerni a talajképződésre rendelkezésre álló időtartamot és a talajképződés jellegzetességeit.

A Kárpát-medencében a pleisztocénben a pedogenezisre az interglaciálisok, interstadiálisok voltak a legalkalmasabb. Ezek korát a a mélytengeri üledékek oxigén izotóp összetételének változásai alapján ismerjük, a lösz-paleotalaj rétegsoroknak a mélytengeri oxigén izotópos görbékkel való korrelációjához azonban szükségesek ismert korú szintek (pl. Bagi Tefra réteg), vagy numerikus korok (OSL, radiokarbon módszer). Utóbbiak azonban csak korlátozottan állnak rendelkezésre, jelenleg csak a késő és középső pleisztocén képződményeken alkalmazhatók. A koradatok, vagy más módszerekkel nyert információk (aminosav sztratigráfia, paleomágneses események, mágneses szuszceptibilitás) alapján a feltételezhetően jelentősebb eróziós hiánytól mentes lösz-paleotalaj rétegsorokat (pl. a paksi téglagyári feltárás) lehet korrelálni a mélytengeri oxigén izotópos görbékkel (Gábris, 2022). A paleotalajok képződésének koráról közvetlenül azonban csak a ^{14}C és az AAR módszer, valamint a talajképződéssel feltételezhetően egyidejű képződmények (pl. a másodlagos karbonátok közül a földigilisza bioszferoidok, a meszesedett gyökérsejtek) $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ kormeghatározásával nyerhetők információk.

A felmelegedési időszakokon belüli változások felismeréséhez a terepi megfigyelések mellett a félkvantitatív Harden-teszt segítségével meghatározott talajfejlettségi értékek, a mágneses szuszceptibilitás különböző változatai (κ_{lf} , χ_{lf}), a szemcseméret eloszlás meghatározása és mikromorfológiai vizsgálatok alkalmazása nyújthatnak segítséget (Bradák és mtsai, 2022; Horváth és mtsai, 2025). A Harden-teszttel a terepen kijelölt talajszintek fizikai paraméterei – mint a szín, porozitás, szemcseösszetétel, konzisztencia, a szintek közötti határok típusa és a talajszerkezet – határozhatók meg, amelyekből a szintek vastagságának figyelembe vétele után a talajfejlettségi index (PDI) számolható (Harden, 1982; Bradák és mtsai, 2014). További agyagásványtani és geokémiai vizsgálatok is hasznosak lehetnek a pedogenezis jellegének meghatározásához.

A talajszelvény vastagsága és a talajképződésre alkalmas intervallum (MIS) ismeretében elméletileg meghatározható a talajképződés időtartama és átlagos sebessége, ha feltételezzük, hogy minden felmelegedési periódusban a Kárpát-medence klímája is alkalmas volt a talajképződésre. Azonban figyelembe kell venni néhány lehetséges befolyásoló tényezőt. Ilyen az erózió, ami bizonyos talajszinteket, de akár teljes talajokat is eltávolíthat. A másik tényező, az adott interglaciális intenzitása és tagoltsága. Amennyiben több kisebb felmelegedési és lehűlési periódus tagol egy interglaciális, akkor felmerül a kérdés, hogy a szelvényben ezek az éghajlati események különálló talajok képződéséhez vezettek, vagy az elsőként kifejlődött talaj átalakulása következett be, esetleg erodálódtak egyes talajszintek, vagy talajok.

A disszertációmban bemutatott BD paleotalajok esetében a talajképződési periódusok időtartama Lisiecki és Raymo (2005) adatai alapján a következő lehetett. A MIS 7 hossza 46 ka volt, ebből a meleg periódusok összesen 29 ka-t tettek ki. A MIS 7a hossza 6 ka, a MIS 7c 13 ka, a MIS 7e pedig 10 ka lehetett, azaz ennyi idő állhatott rendelkezésre a 40 cm vastag BD_{1a}, az 50 cm-es BD_{1b} és a 45 cm-es BD₂ paleotalajok kialakulására (Horváth és mtsai, 2025). A Past Interglacials Working Group of PAGES (2016) összefoglaló munka alapján azonban látható, hogy az interglaciálisok hosszának időtartama a különböző módszerek alapján akár jelentősen is különbözhetnek, így ha az egyes talajok képződésének hosszáról nincs is egyelőre pontos információ, de a hozzávetőleges időkeretéről lehet elképzelést alkotni.

3. Milyen jellegű és mértékű utólagos talajképződési folyamatok indokolhatják a nehézásvány-összetétel alapján egységesnek bizonyult tefra rétegek kis távolságon belül is eltérő színét?

A talajképző folyamatok közül a mállás és hozzá kapcsolódó folyamatok, valamint a szervesanyag felhalmozódása befolyásolhatják a tefra réteg színét. A lösznél nagyobb nehézásvány-tartalommal rendelkező tefra réteg mállása során felszabaduló elemek közül a mangán és a vas megjelenése, és az utóbbi redox állapota lehet hatással a réteg színére. Erre utalhat, hogy a két, egyértelműen szürke színű előfordulás (Bag és Pásztó) rétegzett, ami felületi leöblítéssel való áthalmozást, majd mélyebb térszínen való felhalmozódást jelez. A felhalmozódás helyén kialakult időszakos pangóvíz lehet felelős a szürke színért.

Ugyancsak a málláshoz kapcsolódik szemcseméret csökkenése, ami a nem saját színű ásványok színváltozását eredményezheti. Ilyenek például a tefrában is megtalálható földpátok, amelyek kis szemcseméretű töredékei fehér színűnek tűnhetnek. A kis távolságon belüli eltérő erősségű mállás feltételezése azonban csak akkor valószínűsíthető, ha a felszín mikrotopográfiája miatt helyenként több nedvesség tudott összegyűlni. Ezek a kis mélyedések ugyancsak alkalmasak lehetnek az egykori felszínen a humusz felhalmozódására is, így a sötétebb színért, azonban ehhez azt kellene feltételeznünk, hogy a vulkáni poranyag lerakódása idején valahol a lehordási területeken volt felszínen talaj.

A fedő löszréteg mállásából származó anyagok vertikális vándorlása is okozhat színeltéréseket, amennyiben az oldatokból a lösznél általában porózusabb tefra rétegben a vulkáni üveg és földpátpótlók agyagásványokká alakulása miatti megnövekedett fajlagos felület miatt történik kiválás. A tefra rétegnek a

környezeténél nagyobb porozitását a Paksról és Basaharcról származó vékonycsiszolatok mellett jól illusztrálja a terepen megfigyelhető ún. „rovar-vonal” jelenség, az a tapasztalati tény is, hogy a rovarok a tefra szintjében előszeretettel alakítanak ki a falban járatokat. Az oldatokból kiváló CaCO_3 bevonatok miatt szürkésfehér, vagy a limonit felhalmozódása miatt sárgásbarna, rozsdabarna, vagy a mangán bevonatok miatt fekete, de akár barna szín is kialakulhat.

4. *Készült-e egységes terepi szín vizsgálat minden feltáráson a tefra rétegekből és a paleotalajokból (ahogyan az a feltárások leírásánál néhol szerepel)?*

Mind a tefra rétegek, mind a paleotalajok színmeghatározását elvégeztem a Munsell színskála segítségével laboratóriumi körülmények között, légszáraz és telített állapotban, a terepi leírások során csak a szín szubjektív megnevezése történt (Horváth, 1992, 2001). A tefra színe – akár ugyanabban a feltárában is – kis mértékben változhat, a leülepedés, vagy a lejtőn történt áttelepítés során eltérő mennyiségben hozzákeveredett hulló por mennyiségének függvényében. A feltárásokban többnyire a teljesen száraz és a valamilyen szinten átnedvesedett körülmények a jellemzőek, így a tefra réteg felismerését véleményem szerint jobban segítheti a terepi szín (sárga, szürke, barna) megadása.

A paleotalajok színmeghatározását a legelső szelvényleírások után, az akkor meghatározott talajszintekből vett mintákon végeztem el. A három feltárásból (Basaharc, Mende, Paks) összesen 158 paleotalaj és azok átmeneti szintjeit írtunk le, amelyek szintekből a mikromorfológiai elemzésekhez orientált vékonycsiszolatok is készültek. A disszertációban azonban ezeket az eredményeket nem szerepeltettem, mert úgy véltem, hogy a paleotalajok színének a Munsell-skála alapján meghatározott eredményei önmagukban nem lettek volna elég informatívak, szükséges lett volna a feltárások makroszkópos leírása is. Ez viszont nemcsak a terjedelmet növelte volna, hanem elvitte volna a disszertáció fókuszát is a mikromorfológiáról.

5. *A tefrában a jelölt által nem vizsgált könnyűásványok esetleges elemzése nyújthat-e támpontot az üledékben lezajlott posztszedimentációs folyamatok környezeti jellemzőinek rekonstrukciója szempontjából?*

A kérdés összefügg az opponens 3. kérdésével. Megválaszolásához a Bagi Tefra petrográfiai és geokémiai vizsgálatát is végző geológus kollégával is konzultáltam, tekintettel arra, hogy a tefra könnyűásványait én nem tanulmányoztam. Sági Tamás vizsgálatai és Sági és mtsai (2008) szerint a tefrában a nehézásványok mellett előforduló könnyűásványok az ép kőzetüveg (kizárólag Pásztóról), az agyagosodott kőzetüveg, a csillámok, a földpátok, a földpátpótlók, valamint a lösz poranyagával való keveredés miatt a kvarc. A legnagyobb arányban jelenlévő kvarc, továbbá a földpátok és a muszkovit kevésbé érzékenyek a mállásra, a földpátpótlók és a kőzetüveg ugyanakkor könnyebben mállik és agyagásványokká alakul. Utóbbiak következtében a réteg fajlagos felülete nő, és ezáltal a rétegen felülről vagy alulról érkező oldatokból a különböző oldott anyagok kicsapódására nagyobb esély kínálkozik.

A paksi téglagyári fejtő északi falában, a Paksi Tefra egykori feltárában egy folyamatos rétegben, egy méteres távolságon belül jelentős színváltozás (kanárisárga és barnászörös) volt megfigyelhető (Disszertáció 71. oldal, 38. ábra). Ez arra utal, hogy nem az ásványos összetételbeli változások lehetnek felelősek a szín megváltozásáért, és az okok inkább a környezeti tényezők különbségeivel magyarázhatók.

6. *Mi lehet az oka annak, hogy az újabb vizsgálatok alapján egyértelműen erdőtalajként azonosított BA paleotalajt (és más, később erdőtalajnak leírt paleotalajokat is) a korábbi szakirodalmak határozottan csernozjom talajként írták le?*

A kérdésre nem tudok biztos választ adni, de több magyarázatot is lehetségesnek tartok, ilyenek a) különböző feltártsági viszonyok, eltérő paleogeomorfológiai helyzet; b) jelentős átkeveredés; c) különböző típusú talajtani vizsgálatok.

a) Eltérő paleogeomorfológiai helyzet, különböző feltártsági viszonyok

A löszökben található eltemetett talajok genetikájának kérdése szorosan kapcsolódik a löszkutatás történetéhez, már a legelső kutatók is az éghajlat változásaihoz kötötték kialakulásukat (Bulla, 1934; Scherf, 1936; Ádám és mtsai, 1954; Kriván, 1955b). A paleotalajok genetikájának kérdése sok kutató foglalkoztatott, de ma ismert besorolása Pécsi ma már „klasszikus” szelvényeinek (Paks, Mende, Basaharc) leírásaiban jelenik meg (Pécsi, 1965a, 1965b, 1965c, 1967).

Érdekes, hogy ezt megelőzően jelentek meg a paksi (Stefanovits és Rózsavölgyi, 1962) és a mendei (Stefanovits, 1965) feltárások legfelső (mai nevezéktan szerinti MF, BD, BA, MB) eltemetett talajainak vizsgálati eredményei, amelyek azért különösen jelentősek, mert a talajtípusok meghatározása mikromorfológiai alapokon nyugodott. A két feltárás azonos sztratigráfiai helyzetű paleotalajai azonban néhány esetben különböző besorolást kaptak. A paksi téglagyári feltárás nyugati falában kialakított szelvényben a BD₁, BD₂, BA paleotalajokat erősebben humuszosnak, de a mai erdőtalajokhoz hasonló viszonyokat tükröző képződményeknek tartották (Stefanovits és Rózsavölgyi, 1962). A mendei feltárás BD₁ paleotalaját füves térszín alatti humuszkarbonátnak, a BD₂ és a BA paleotalajokat fában szegény, füves területen, hideg és száraz klímán, folyamatos löszképződés mellett képződött, gyengén fejlett csernozjomnak, a MB₂ paleotalajt a maihoz hasonló klímán és vegetáció (lombhullató erdő) alatt kialakult erdőtalajnak határozta meg Stefanovits (1965). A publikációkban szereplő helyszínrajzok alapján (Pécsi, 1965c; Bronger, 1970, 1976) feltételezhető, hogy az 1960-as és 70-es években nem ugyanazok voltak a feltártsági viszonyok, mint később, így lehetséges, hogy a korábbi leírások lejtőhelyzetű talajokból készültek.

A hazai löszök paleotalajaiból Bronger (Bronger, 1970, 1976; Bronger és Heinkele, 1989; Bronger, 2003) végzett még mikromorfológiával kiegészített talajtani elemzéseket. A paksi téglagyári szelvény BD₁₋₂ talajait gyenge pszeudoglejes degradált csernozjomnak, a BA paleotalajt csernozjom barna erdőtalajnak, az MB-t barna erdőtalajnak határozta meg (Bronger, 1970). Menden a később innen elnevezett Mende Felső talajokat gyengén humuszos lösznek, a BD talajokat agyagvándorlás nélküli barnaföld-csernozjomnak, a BA-t gyengén fejlett csernozjomnak tartotta (Bronger, 1970). Basaharcon az 1968-ban frissen feltárt profilokból a BD₁₋₂ és az általa kettős osztatúnak leírt BA talajokat is csernozjomoknak határozta meg, noha a BA talaj alsó tagjáról (nála F4b) megemlíti a magas agyagtartalmat (Bronger, 1976). Bronger és Heinkele (1989) később a paksi feltárás felső négy paleotalaját a típusfeltárások környékén lévő jelenkori talajokkal együtt degradált csernozjomnak minősítették.

A hazai löszökben később Morozova (1987) is végzett talajmikromorfológiai vizsgálatokat. A paksi feltárás BA paleotalaját jól fejlett, kompakt csernozjomnak, az MB₁₋₂ talaj felső tagját csernozjom-típusú, az alsót pedig „Parabraunerde”-nek, azaz az ő megfigyelése szerinti vörösbarna mediterrán típusú erdőtalajnak határozta meg.

b) A vizsgált szelvények nagymértékű bioturbációja

Felmerülhet a kérdés, hogy a mikromorfológiai vizsgálatokat is alkalmazó kutatók, de különösen Bronger, a paksi talajok típusait illetően miért jutottak más következtetésre, mint Stefanovits. Bronger (1976) leírásai és a fényképei alapján erre nem lehet biztos választ adni, de lehetséges magyarázatnak tartom, hogy Bronger

(1976) a csernozjom besorolást a klasztos karbonátok jelenlétére alapozta. Ezzel szemben a hazai talajosztályozási rendszer (Stefanovits és mtsai, 2010) nem zárja ki, hogy elsődleges karbonátok előfordulhassanak barna erdőtalajokban is (karbonátmaradványos barna erdőtalajok), amennyiben a kilúgzás nem elég erős ahhoz, hogy az összes karbonátot feloldja.

A másik érdekesség, hogy a basaharci BD₂ talaj vékonycsiszolatáról készült fényképen (Bronger (1976), V. tábla 17. kép) nem ismerhetők fel karbonát-töredékek, ellenben sok olyan kerekded szemcse látszik, amelyik feltételezhetően meszesedett gyökérsejtek (CRC), vagy földigiliszta bioszferoidok töredékei lehetnek. Erre utal, hogy a BD₁-paleotalaj vékonycsiszolatáról készült 18. és 19. képen is megfigyelhető az előbbi forma, amit „gyökérjáratbeli nagyobb másodlagos karbonátok”-ként említ, és amelyek az elhelyezkedésük, formájuk alapján a mai nomenklátúra szerinti (Becze-Deák és mtsai, 1997; Barta, 2011) meszesedett gyökérsejtek lehetnek.

A Bronger (1976) publikációjában színes fényképeken (IV. tábla 14, 15) is bemutatott barna erdőtalajokból (Braunerde, Braunerde-Lessivè), barna agyagból (Braunlehm) készült vékonycsiszolatokban az agyaghártyák általában jól fejlettek, nagy méretűek, szinte tankönyvi példákhoz hasonlóak. Ezzel szemben az általam vizsgált vékonycsiszolatokban Basaharc, Paks és Mende esetében nagyon ritkán lehetett találni ennyire jó megtartású agyaghártyákat. Sokkal gyakoribbak voltak a járatok falán előforduló (in situ), de már csak kisebb darabban megőrződött, vagy az alapanyagban elszórtan megjelenő, járatokhoz már nem kapcsolható töredékek. Érdekes, hogy a szerző maga is hoz példát a már áthalmazott helyzetben látható („granuliert”) agyag illuviációról a nagykanizsai recens kilúgzott barnaföld B_{vII} szintjéből (II. tábla 6, 7).

c) A korábbi eredmények átvétele a szakirodalomból

A fentiekhez hasonló komplex talajtani vizsgálatok a későbbiekben nem készültek, de Engel-di Mauro (1995) fitolit analízisek alapján meghatározta a talajok képződésének idejére feltételezhető vegetáció típusokat. Előzetes eredményei szerint Mendén a MF talajok sztyepp vegetáció alatt, a BD₁ szavanna típusú környezetben, Basaharcon pedig a BD₁ képződésének idejére sztyepp borítást feltételezett.

A paleotalajok besorolását említő többi publikációban nem találtam nyomát annak, hogy a szerzők saját talajtani vizsgálatokat végeztek volna, hanem többnyire a Bronger eredményein (Bronger, 1970, 1976) alapuló talajtípus-meghatározásokat vagy Pécsi (Pécsi, 1975; Pécsi, 1982) interpretációit használták. Stefanovits és Rózsavölgyi (1962) paksi eredményeit, amelyek szerint a fiatal löszök paleotaljai erdőtalajok, a későbbi publikációkban általam ismeretlen okból a későbbiekben nem hivatkozták. Bronger (1970) és később Morozova (1987) az MF, BD és BA talajokat sztyep, erdőssztyepp talajként, és a MB₂ barna erdőtalajként való meghatározása alátámasztotta Pécsinek azt a korai elképzelését (Pécsi, 1965a), hogy a Kárpát-medencében erdőtalajok képződésére kizárólag az interglaciálisokban volt lehetőség. Az erre alapozott kronosztratigráfia egészen az 1990-es évekig fennállt, annak ellenére, hogy Bronger (1970) és több neves löszkutató (in: Pécsi (1975)) sem értett vele egyet.

Összefoglalásul megállapítható, hogy mindössze három kutató végzett komplex (makro- és mikromorfológiai, agyagásványtani) vizsgálatot (Stefanovits és Rózsavölgyi, 1962; Stefanovits, 1965; Stefanovits és Rózsavölgyi, 1965; Bronger, 1970, 1976; Morozova, 1987), de közülük a későbbi munkákban csak Bronger eredményeire hivatkoztak, vagy a cikkekben nem meghatározott vizsgálatokra alapozták a talajtípusokra vonatkozó megállapításokat. A feltártsági viszonyok változásai miatt az egyes szerzők nem ugyanazokat a szelvényeket vizsgálták, így az egykori geomorfológiai helyzet eltérései

eredményezhettek eltérő meghatározásokat. Ezt alátámasztja a paksi téglagyári feltárás esetében a téglagyári fal hosszmetszete, amelyen látható a paleotalajok folytonos, vagy kiékelődő helyzete, valamint a különböző kutatók által vizsgált szelvények helye (Pécsi, 1993; Pécsi, 1995). A mendei paleotalajok vizsgálata is több helyen, nem csupán az egykori téglagyári fejtőben történt, és a feltártsági viszonyok a publikációkban megjelenő leírások szerint néhány év különbséggel is eltérőek voltak (Bronger, 1970, 1976). Basaharc esetében nagy valószínűséggel kizárható, hogy a különböző kutatók eltérő szelvényeket vizsgáltak volna, legalábbis erre utalnak a bánya feltártsági viszonyai, valamint Schweitzer F. személyes közlése (2002) is a korábban vizsgált feltárások helyzetéről.

Basaharc esetében az enyémtől eltérő interpretáció (Bronger, 1970, 1976) oka feltehetően az, hogy Bronger nem talált típusos agyaghártyákat a vékonycsiszolatokban, és a töredékeknek nem tulajdonított jelentőséget, vagy elkerülte a figyelmét. Az általam vizsgált szelvényekben egyértelműen nagyon jelentős volt a bioturbáció, aminek következtében az agyaghártyák csak töredékesen, de sok esetben egyértelműen egykori járatok falához kapcsolódóan jelennek meg. A talajokban található karbonát szemcsék genetikájának kérdése is fontos lehet. A basaharci BD₂ talaj karbonát szemcséit Bronger (1976) elsődleges karbonátoknak tartotta, amelyek a mai ismereteink és az egykori fotók alapján inkább másodlagos karbonátoknak tűnnek. Ezzel összefüggésben felmerül a talajtípusok meghatározási kritériumainak és a talajosztályozásnak a kérdése is (pl. karbonátmaradványos barna erdőtalajok).

Válasz a tézisek értékelésére

Azokban az esetekben, ahol az opponens véleménye alapján módosítottam a tételen, a törölt részeket félkövér betűtípussal és áthúzással, az újonnan betoldott részeket pedig félkövér betűtípussal és aláhúzással jelöltem.

1. tézis: Az opponensem véleménye alapján, az alábbiak szerint módosítom a mondatot:

Igazoltam a tizenhárom löszfeltárásban azonosított Bagi Tefra réteg egységességét, **és** a Kárpát-medencei löszsztratigráfiában MIS 10 korú vezetősíntként való alkalmazhatóságát. ~~a legújabb komplex vizsgálataink alapján is helytállónak tartom.~~

2. és 8. tézis: Elfogadom opponensemnek a 2. és a 8. tézisek összevonására vonatkozó javaslatát. A módosított 2. tézis és annak kifejtése:

2. A Bagi Tefra fölötti lösz-paleotalaj rétegsor eltérő vastagsága és a paleotalajok száma, **valamint az egymáshoz közeli feltárások korrelációja** alapján igazoltam, hogy a Kárpát-medencében a MIS 10 időszakot követően térben és időben eltérő löszképződést és vagy eróziós folyamatokat kell feltételezni.

A Bagi Tefra rétegnek a jelenlegi felszín alatti mélysége, valamint a fölötté található paleotalajok száma az egyes feltárásokban különböző (1. ábra). A teljesnek feltételezhető szelvényekben (paksi és basaharci feltárások) a tefra réteg fölött három paleotalaj-komplexum (Mende Felső, Basaharc Dupla, Basaharc Alsó) található; ezekben a Bagi Tefra a felszín alatt kb. 20 méterrel helyezkedik el. Több feltárásban ez a távolság mindössze 5 m körül van (Pásztó, Hévízgyörk, Kökény, Isaszeg), és a tefra fölötti paleotalajok száma is különböző. A pócsai feltárásban a jelenlegi felszín alatt 3 m-rel, egy paleotalaj középső részében azonosítottam a Bagi Tefrát. Ez arra utal, hogy a Kárpát-medence különböző területei a pleisztocén egyesidőszakaiban eltérő fejlődésen mentek keresztül, nem mindenhol volt egységes és folyamatos a löszképződés, és/vagy a megőrződés feltételei térben és időben eltérőek voltak. A Bagi Tefra jelenlegi

felszínhez közeli előfordulásai azt is egyértelműen igazolják, hogy recens talajok nem mindenhol az utolsó glaciális löszökön alakultak ki.

Az egymástól néhány km távolságra és a jelenleg hasonló geomorfológiai helyzetben található szelvényekben Paksnál az egyes egymással korrelálható paleotalajok közötti eltérő löszvastagság és abszolút topográfiai helyzetükben látható eltérések, valamint a Galga teraszanyagára települő löszön képződött, eltérő kort és kifejlődést mutató paleotalajok alapján a hévízgyörki és galgahévízi szelvények környezetében bekövetkezett, helyi hatások (pl. csuszamlás, deráziós völgy képződése, vízmosás bevágódása) jelentőségére mutattunk rá. Ezeket a felszínformáló folyamatokat a helyi adottságok, mint például a lejtőkiettség, a lejtő meredekség és a relatív magasság befolyásolhatták.

4. tézis: Elfogadom opponensem javaslatát és ennek megfelelően kiegészítem.

Felfedeztem és **leírtam ásványtanilag jellemeztem** a Paksi Tefra réteget a Mende Felső paleotalaja fölötti löszben a paksi téglagyári feltárás északi falában, **amelyet a befoglaló lösz lumineszcens kora alapján MIS 3 korúnak azonosítottam.**

5. tézis: Egyetértek a javasolt pontosítással:

A basaharci, paksi és mendei feltárások Mende Felső, Basaharc Dupla és Basaharc Alsó paleotalajainak mikromorfológiai vizsgálatával igazoltam az agyaghártyák jelentlétét, ami erdők alatt végbement **kilúgzásra agyagfelhalmozódásra** utal, azaz ezek egykori erdőtalajoknak tekinthetők.

Még egyszer köszönöm opponensem körültekintő és gyors munkáját, a tézisekre tett konstruktív javaslatait, és köszönöm, hogy eredményeimet az MTA doktora cím megszerzéséhez messzemenően elegendőnek tartja, és a disszertáció nyilvános vitára bocsátását támogatja.

Budapest, 2025.október 30.

Dr. Horváth Erzsébet

habil. egyetmi docens

A válaszhoz felhasznált irodalom

- Ádám, L., Marosi, S., Szilárd, J. (1954). A paksi löszfeltárás. *Földrajzi Közlemények*, 78(3), 239-254.
- Barta, G. (2011). Secondary carbonates in loess-paleosol sequences: a general review. 3(2), 129-146. <https://doi.org/10.2478/s13533-011-0013-7> (Open Geosciences)
- Becze-Deák, J., Langohr, R., Verecchia, 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/10.1016/S0016-7061\(96\)00106-1](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(96)00106-1)
- Bradák, B., Kereszturi, Á., Steinmann, V., Gomez, C., Csonka, D., Hyodo, M., Szeberényi, J., Novothny, Á., Végh, T., Barta, G., Medved'ová, A., Rostinsky, P., Mihály, E., Jó, V., Horváth, E. (2022). The magnetic susceptibility of Pleistocene paleosols as a martian paleoenvironment analog. *Icarus*, 387, 115210. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2022.115210>
- 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>
- 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. (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 Heinkele, T. (1989). Palaeosol sequences as witnesses of Pleistocene climatic history. *Catena Supplement*, 16, 163-186. <https://www.cabidigitallibrary.org/doi/full/10.5555/19911959679>
- Bulla, B. (1934). A magyarországi löszök és folyóteraszok problémái. *Földrajzi Közlemények*, 62(4-6), 136-149.
- Engel-di Mauro, S. (1995). Constructing the paleovegetational record for the buried soils in the Hungarian young loess sequence: a view from phytolith analysis. *Loess in Form*, 3, 79-94.
- Gábris, G. (2022). *A folyóvíz felszínalakító tevékenysége Magyarországon* (G. Gabris, Ed. 2. ed.)183. Dr. Kacs Kovics Imre, az ELTE Természettudományi Kar dékánja.

- Harden, J. W. (1982). A quantitative index of soil development from field descriptions: Examples from a chronosequence in central California. *Geoderma*, 28(1), 1-28. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(82\)90037-4](https://doi.org/10.1016/0016-7061(82)90037-4)
- 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., Bradák, B., Barta, G., Szeberényi, J., Csonka, D., Végh, T., Novothny, Á. (2025). Unravelling pedogenic processes at Basaharc Loess profile in Hungary: Insights from climate proxies. *Quaternary International*, 750. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2025.110005>
- 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. (1957b). Felsőpleisztocén (rissi) andezitvulkánosság nyomai a paksi szelvényben. *Földtani Közlöny*, 87(2), 205-210.
- Lisiecki, L. E. és Raymo, M. E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20(1). <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
- 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
- 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>
- Pécsi, M. (1965a). A Kárpát-medencebeli löszök, löszszerű üledékektípusai és litosztratigráfiai 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. (1967). A löszfeltárások üledékeinek genetikai osztályozása a Kárpát-medencében. *Földrajzi Értesítő*, 16(1), 1-18.
- Pécsi, M. (1975). A magyarországi löszszelvények litosztratigráfiai tagolása (+ angol nyelvű kivonat). *Földrajzi Közlemények*, 99(3-4), 217-230.
- Pécsi, M. (1982). The most typical loess profiles in Hungary. *Quaternary studies in Hungary*, 325.
- Pécsi, M. (1993). *Negyedkor és löszkutatás* 375. Akadémiai Kiadó, Budapest.

- Pécsi, M. (1995). Loess stratigraphy and Quaternary climatic change. *Loess inForm*, 3, 23-30.
- Sági, T., Kiss, B., Bradák, B., Harangi, S. (2008). Középső-pleisztocén löszben előforduló vulkáni képződmények Magyarországon: terepi és petrográfiai jellemzők. *Földtani Közlöny*, 138(3), 297-310.
<https://ojs.mtak.hu/index.php/foldtanikozlony/article/view/2828?articlesBySameAuthorPage=2>
- Scherf, E. (1936). *Versuch einer Einteilung des ungarischen Pleistozäns auf moderner polyglazialistischer Grundlage* Quarter Konferenz,
- Stefanovits, P. (1965). Untersuchungsgaben der begrabenen bodenschichten im lössprofil von Mende. *Földrajzi Közlemények*, 89. (13.)(4), 339-344.
- Stefanovits, P., Fülek, G., Filep, G. (2010). *Talajtan* (P. Stefanovits, Ed.)470. Mezőgazda Kiadó.
- 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.