

A HAZAI ÉS AZ EURÓPAI LÖSZKÉPZŐDMÉNYEK PALEOGEOGRÁFIAI KUTATÁSA ÉS ÖSSZEHASONLÍTÁSA*

PÉCSI MÁRTON
AKADÉMIKUS

Bevezetés

A geotudományok több ágában megújuló és egyre szélesebb körű vizsgálódás tárgyává váltak a negyedkori szárazföldi üledékek és az akkumulációs felszínek. E képződmények igen jelentős térbeli kiterjedésük és gyakori előfordulásuk miatt a legtöbb település és a különböző műszaki létesítmények szubsztrátumát képezik, továbbá a mezőgazdasági termelés legáltalánosabb színterei, sok helyütt pedig az építőipari nyersanyag nélkülözhetetlen forrásai.

A negyedkori képződmények közül hazánk felszínének több mint a felét — különböző jellegű — löszök és löszszerű üledékek borítják. Keletkezésük, elterjedésük módjának és korának magyarázata már több mint egy évszázad óta foglalkoztatja a geológusokat és geográfusokat. A talajkutatók korai érdeklődését a lösz vizsgálata iránt pedig az keltette fel, hogy a löszös üledékeken alakultak ki a legtermékenyebb talajfélések.

Míg a löszös felszín a mezőgazdaság számára előnyös, addig az építkezések számára hátrányos természeti feltételeket nyújt, mert sajátosan laza litológiai és talajfizikai tulajdonságai miatt a külső erők és a gyorsan fokozódó emberi beavatkozások hatására könnyen pusztul, tömörödik, és különleges felszínmozgások, domborzati egyensúlymegbomlások váltódnak ki rajta. Ezek miatt a mérnöki gyakorlat, — ezen belül az építésföldtani és talajmechanikai tudományágak is — egyre behatóbban foglalkoznak a löszök típusai és állékonyságuk közötti összefüggésekkel. Löszfelszíneken városok, lakótelepek és műszaki létesítmények tervezéséhez és építéséhez, üzemeltetésük biztonsága érdekében, igen körültekintő építésföldtani, mérnökgeomorfológiai előkutatás, szakvéleményezés szükséges.

A lösz kutatása tehát felgyorsult, és szemléletében egyre többértűvé, gyakorlatibbá — rövidebb kifejezéssel élve — interdiszciplinárisá vált. Az utóbbi évtizedben kialakuló komplex löszkutatói irányzat folyamatában tevékenyen és egyes gyakorlati célú feladatok megoldásában és koordinálásában kezdeményezően vettünk részt (pl. löszfelszínnek csuszamlásos formáinak, felszínmozgások típusainak meghatározása és térképezése). Ez irányban elért első eredményeinkről már volt alkalmunk beszámolni hazai és nemzetközi körökben

* Akadémiai székfoglaló előadás 1977. április 21-én.

egyaránt (PÉCSI M., 1971, INQUA Löss Bizottsága magyarországi ülésén; SZILÁRD J. 1971. az IGU Európai Regionális Konferenciáján Budapesten; JUHÁSZ Á.—PÉCSI M. 1973, a Lengyel—Magyar Szemináriumon; PÉCSI M.—JUHÁSZ Á.—SCHWEITZER F. 1976, SZILÁRD J. 1976, FKI 25 éves jubileumi ülésén).

Ez alkalommal a löszkutatás paleogeográfiai, ill. ezen belül a löszösszletek kronológiai tagolásának újabb eredményeiről nyújtunk áttekintő elemzést. Tesszük ezt többek között azért, mert a hazai löszösszletek nagyon alkalmasak a negyedidőszak földtörténeti eseménysorozatának rekonstruálására, az ismétlődő üledékképződés és talajképződési ritmusok (ásatag növényi és állati maradványok és az ősember kultúrtelepeinek felismerésén keresztül) a paleogeográfiai viszonyok regionális és globális összehasonlítására, továbbá kronológiai párhuzamosításokra. Témaválasztásunkat determinálták továbbá a hazai negyedkorkutatás régi hagyományokra visszatekintő, nemzetközileg is kiemelkedő eredményei és több geotudományág által kifejlesztett kutatómódszer. Magyar negyedkorkutatók eredményeinek nemzetközi elismerését jelzik többek között azok a korjelző terminuszok is, amelyek archeológiai, paleontológiai és löszrétegtani szintekként kerültek elfogadásra és kronológiai alkalmazásra.

A löszösszletek paleogeográfiai történetének tagolására alkalmazott elvek és módszerek

A löszösszletek szárazföldi szubaerikus képződmények, amelyek kronológiai tagolásának elvi-módszertani megoldásai csak részben azonosak a tengeri üledékekével, sok tekintetben pedig eltérőek. A klasszikus biosztratigráfiai és litosztratigráfiai tagolás elve a szárazföldi és a tengeri üledékek esetében egyaránt érvényesül. A szárazföldi üledékek azonban gyakran nemcsak normális rétegsorrendben települnek, hanem a domborzat alakulásától, tagoltságától függően különböző *geomorfológiai szintekben*, esetenként fordított rétegtani sorrendben helyezkednek el.

A negyedkori felszínfejlődés menetét értékelve alapvető relatív kronológiai információt képviselnek a különböző domborzati formák és főként a „geomorfológiai szintek”, így pl. a folyóvízi és tengerparti teraszok, hegyláb felszínek, morénák stb. Ezekre a formaképződményekre települő rétegek kialakulásának relatív idejét elvileg regionális, sőt kontinentális méretekben is párhuzamosítani lehet.

A geomorfológiai szintek a negyedkori földtörténeti események közül a felszínfejlődés egymásutánjának vázát képviselik, amelyek kronológiai jellemzésére biosztratigráfiai adatokkal csak szórványos helyeken volt mód. A szárazföldi üledékek kronológiai tagolásánál tehát a geomorfológiai szintek, a biosztratigráfiai leletek és a litosztratigráfiai adottságok egymást kölcsönösen

kiegészítő információinak figyelembe vétele és alapvető relatív kormeghatározó eljárás szükséges.

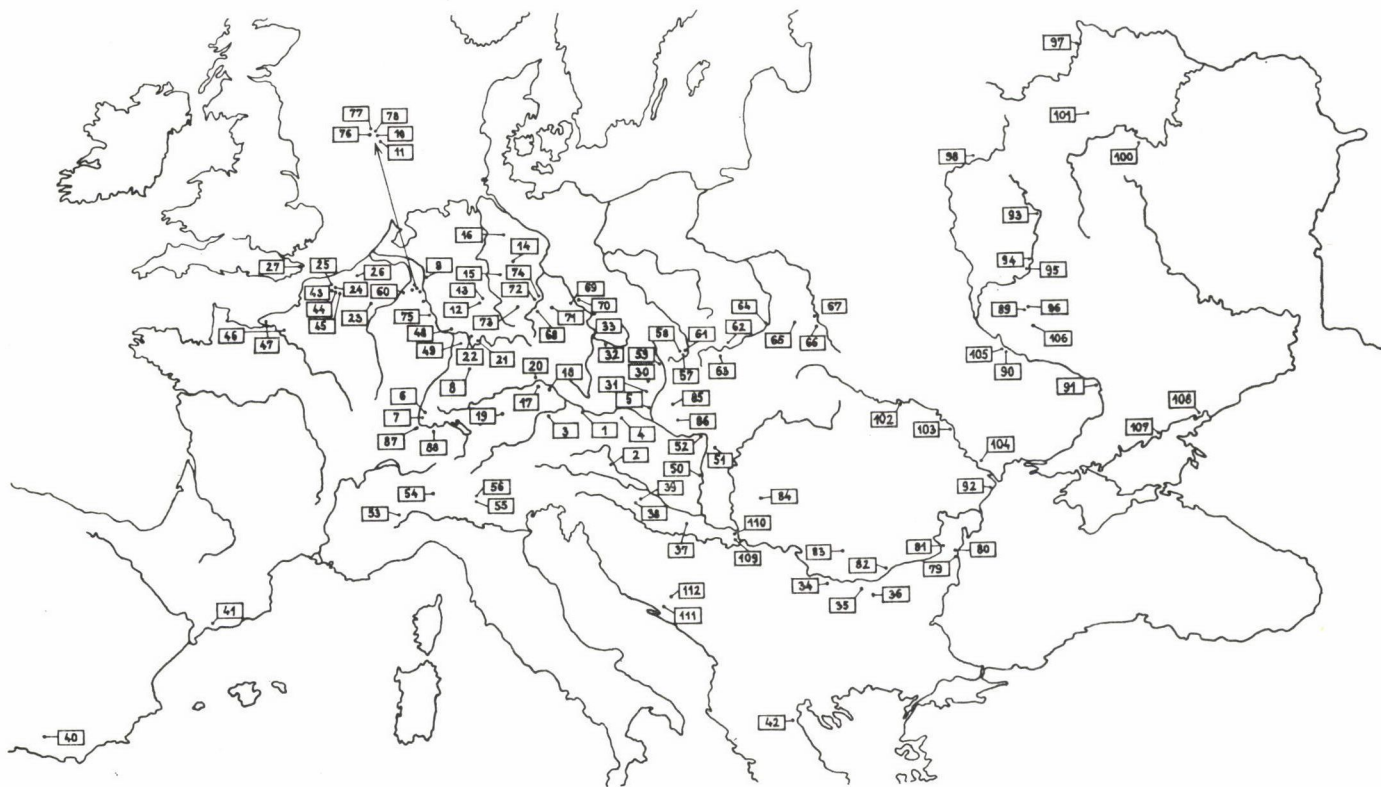
Az elmúlt évtizedben a negyedkori képződmények globális időrendiségének párhuzamosítására egyre nagyobb számban alkalmazzák az ún. *abszolút kronológiai izotóp-módszereket* (C^{14} , O^{18} , Th/U, K/Ar, kvaresemesek termoluminiscenciás-elemzését) és a rétegekben a paleomágneses irányítottság megváltozásának vizsgálatát.

Kétségtelen, hogy ez utóbbi módszer messzemenően előrelendítette, meggyorsította a kronológiai tagolást, de alkalmazása és az adatok értékelése csak a fentebbi módszerekkel együtt vezet helyes eredményre.

Hazai löszösszleteink képződésének időrendi beosztásához a hagyományos litosztratigráfiai—paleopedológiai módszer alkalmazásával kezdtünk, amelyet menetközben újabb, térszemléletű geomorfológiai módszerekkel egészítettünk ki.

A löszfeltárások különböző genetikai típusú képződményeinek regionális szemléletű értékelésére és részben átértékelésére került sor, amely a korábbi litosztratigráfiai és paleopedológiai adatok és megállapítások lényeges továbbfejlesztését vonta maga után. A löszös rétegek litosztratigráfiai eseménysorozatának helyes tagolása szempontjából fontos lejtőlöszfeleségeket, rejtett eróziós hiátusokat, eltemetett derázis völgykitöltéseket is számításba vettünk. Továbbá különböző paleoökológiai feltételek mellett létrejött sztyep talajokat, erdős sztyep és erdőtalajokat, eltemetett ártéri és más embrionális talajokat ismertünk fel és értékeltünk ki. A paleopedológiai módszer alkalmazását ezeken túlmenően kiegészítettük a fosszilis talajok térbeli helyzetének meghatározásával, egymásba kapcsolódásuk megállapításával, a tipikus, rétegtanilag vezető fosszilis talajsintek regionális párhuzamosításával (PÉCSI M. 1965, 1972, 1975; PÉCSI M.—PEVZNER, M. A. 1974; PÉCSI M.—HÁHN GY. 1969; PÉCSI M.—SZEBÉNYI E. 1974).

Az elmúlt évtized alatt, irányításom mellett, kisebb hazai munkacsoporttal (HÁHN GY., SCHWEITZER F., SCHEUER GY., SZEBÉNYI L.-né, WÁGNER M.) több tucat hazai feltárás elemzését végeztük el. Ugyanakkor módunkban állt egyrészt az INQUA Lösz Bizottsága programjában is részt venni, és Európa csaknem valamennyi jelentős löszös területét és összletét a helyszínen tanulmányozni (1. ábra), véleményt cserélni, újabb módszereket alkalmazni; másrészt más kontinensek (Ázsia, É-Amerika, Ausztrália, Új-Zéland) löszképződményeit is megismerni, összehasonlításokat tenni. E lehetőségek mellett hazai és külföldi szakemberek és intézmények közreműködésével, a löszös rétegsorok agyagásványtani, nehéz-ásványtani, pedológiai vizsgálatán kívül, abszolút kronológiai módszereket (C^{14} , Th/U, paleomágneses elemzések) is alkalmaztunk. Mindezeket állandóan összevetettük a hazai biosztratigráfiai és archeológiai leletek adataival. Löszkutatói programunk során tehát lényegében interdiszciplinális, komplex összehasonlító módszerrel dolgoztunk, amelynek



1. ábra. Európa fontosabb löszfeltárásai. A szelvényeket az INQUA IX. Párizsi Kongresszusa alkalmából (1969) gyűjteményes kötetben publikálták. (La Stratigraphie des Loess d'Europe)

szükségessége ma már ugyan senki előtt nem kétséges, zökkenőmentes megvalósítása azonban nem mindig volt könnyű, mivel egyre több szakembert és műszeres installációt igényel.

A felsőpleisztocén fiatal löszösszlet tagolása és párhuzamosítása

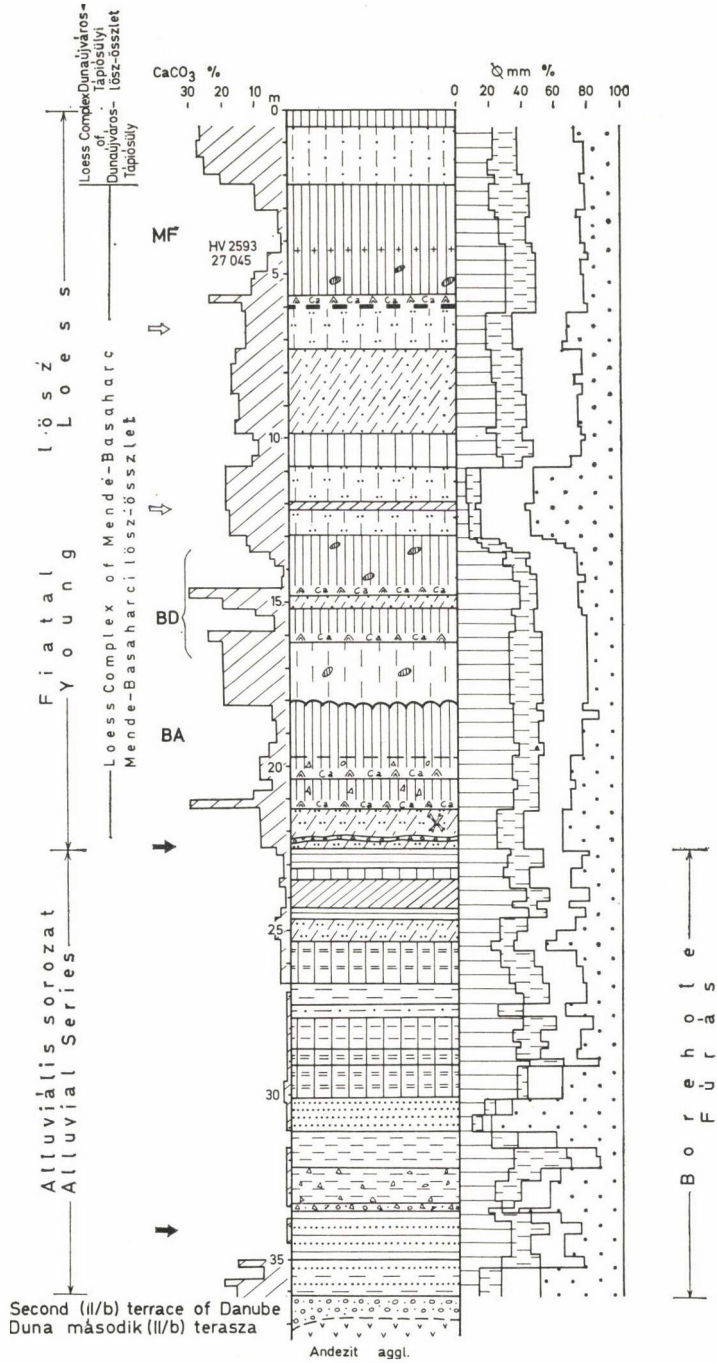
1. *A magyarországi típusszelvények és fosszilis talajkomplexumok*

A fentebb röviden ismertetett elvek és módszerek alkalmazásával, ill. kifejlesztésével a hatvanas évek során több hazai löszfeltárásban az ekvivalens rétegsorokat, tipikus fosszilis talajkomplexumokat sikerült egymással összehasonlítható bélyegeik alapján meghatározni és párhuzamosítani. A sajátosan jellemző bélyegek alapján meghatározott rétegösszleteket, ill. fosszilis talajkomplexumokat a típus-feltárás neve, ill. ott elfoglalt helyzetük szerint jelöltük meg, neveztük el (PÉCSI M., 1965, 1966, 1969; PÉCSI M.—SZEBÉNYI L.-né, 1971; PÉCSI M.—PEVZNER M. A., 1974; HAHN GY., 1975; PÉCSI M. 1975). Ezeket litosztratigráfiai szinteknek, jellegzetes rétegtagoknak értelmeztük, egyes tipikus fosszilis talajkomplexumok pedig később sztratotípusnak minősülhettek. Bár rétegtani helyzetük jellegzetesen és hasonló módon ismétlődik, a pleisztocén időskálán belüli pontosabb korukat korábban csupán néhány fosszilis talaj esetében ismertük.

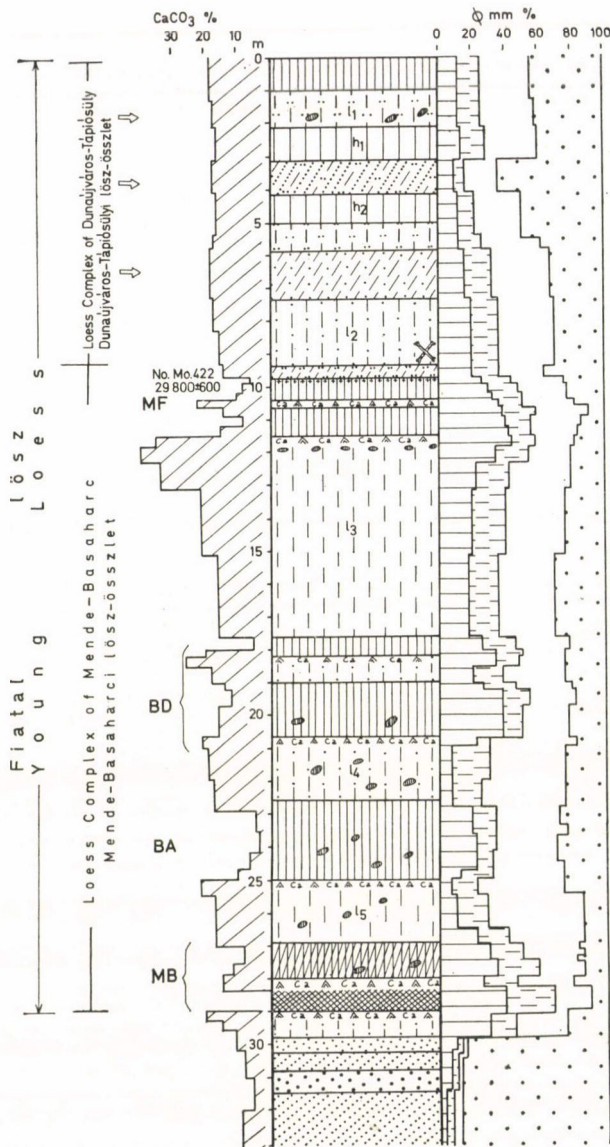
A löszös rétegtani szintek és a fosszilis talajkomplexumok összehasonlítására és párhuzamosítására legalkalmasabbnak a basaharci, mendei, tápiószlyi feltárások, továbbá a paksi, dunaföldvári és dunaújvárosi feltárások idősebb löszöket is tartalmazó szelvényei bizonyultak, ezért a litosztratigráfiai szintek megnevezései is túlnyomóan ezekről, mint típushelyekről származnak (2., 3. ábra).

1. 1 *Mende Felső és Mende Bázis talajkomplexumok*

A hazai, ill. a Kárpát-medencebeli fiatal felsőpleisztocén rétegsorának litosztratigráfiai tagolását és jellemzését először a hatvanas évek közepén készítettem el az üledékfelhalmozódás és a fosszilis talajok genetikus értékelésére alapozva (PÉCSI M. 1965/a.) A 4. ábrán bemutatott értékelés szerint akkor egyedül a *Mende Bázis talajkomplexum* rétegtani helyzetét illesztettük be a nemzetközi kronosztratigráfiai beosztás szerint az utolsó interglaciálisba (R-W), az akkor éppen Magyarországot tanulmányozó Nemzetközi Löszsztratigráfiai Albizottság számos tagja szerint, igen merészen. Többen ugyanis azon a véleményen voltak, hogy a *Mende Felső* néven jellemzett talajkomplexum képviseli feltárásainkban, ill. a mendei típusfeltárásban az utolsó interglaciális (lásd J. FINK jelentését az *Eiszeitalter und Gegenwart*ban és MOSZKIVITIN, A. J. 1970). Néhány esztendő folyamán újabb két nemzetközi rendezvényen

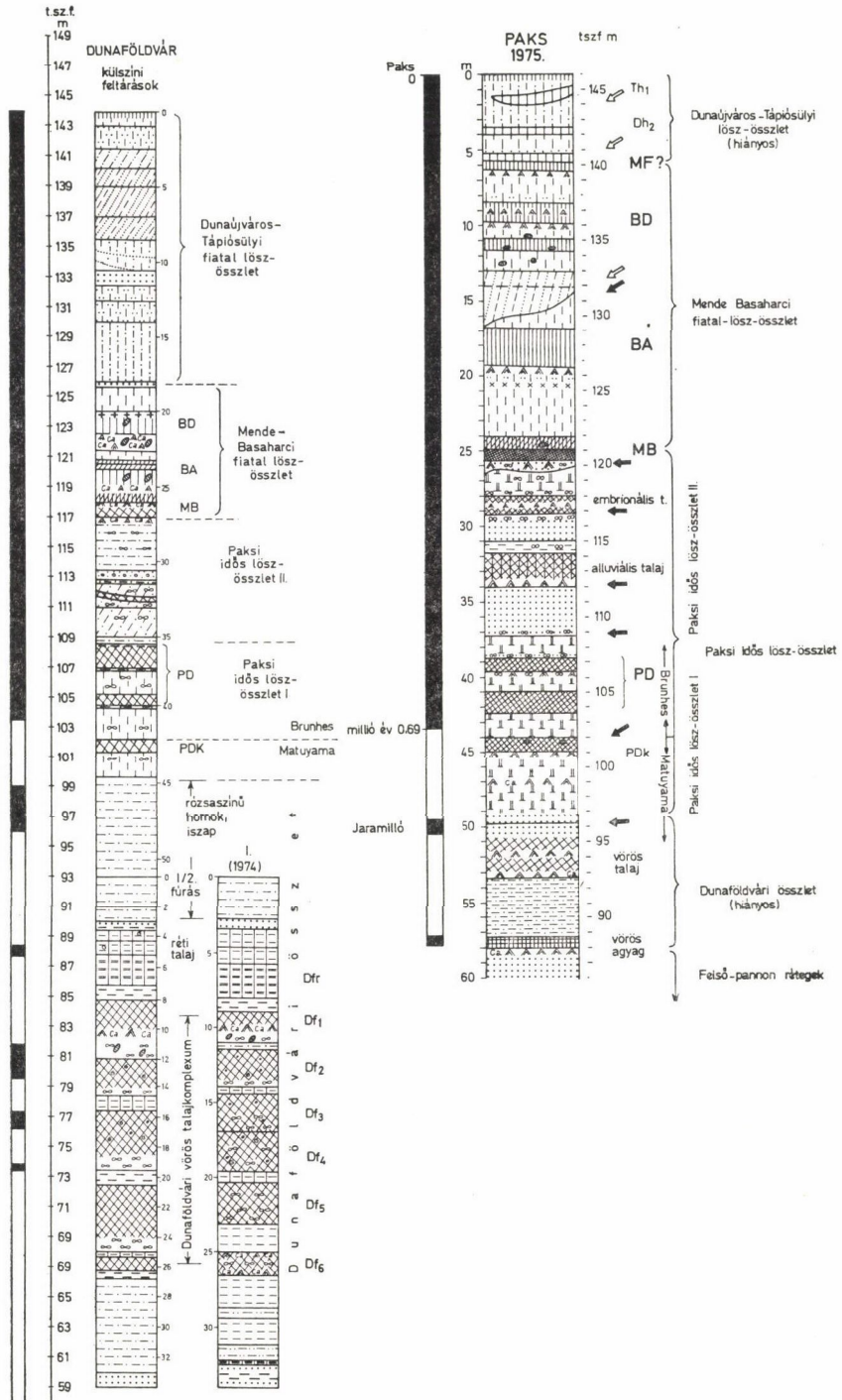


BASAHARC 1969.



MENDE 1969-77.

2. ábra. Basaharc (a) és Mende (b) téglagyári löszfeltárások. A magyarországi fiatal löszök típusszelvényei. a) Basaharci téglagyár szelvénye PÉCSI M. — SZEBÉNYI E. (1971) szerint. A szelvényezésben részt vett SCHEUER Gy. és SCHWEITZER F. X *Ursus Speleus Minor* koponya, +++ radiokarbon vizsgálat: 27 045 B.P.Lab.No.Hv 2593. b) A mendei téglagyár löszfeltárása (PÉCSI M. — SZEBÉNYI E. 1971). A szelvényezésben részt vett JUHÁSZ Á. és DI GLÉRIA M. X *Elephas primigenius* teljes csontváza. +++ — radiokarbon vizsgálati adatok: (Jelmagyarázatát lásd a 3. és 5. ábra alatt)



Általánosított földtani szelvény	kronológiai	Talajképződmények (Pécsi:1965)	Paleontológiai régészeti szakasz Kretzói M. Vértes L. 1965	Ősemberi kultúrák
	0			
	16 800	Tápiószüli humuszos lösz	Akra-Ságvári szakasz	M o u s t e r i e n S z e l e t i e n A u r i g n a c i e n G r a v e t t i e n
	20 000	Dunaujvárosi humuszos lösz	Piliszsántói szakasz	
	27 000		Névtelen szakasz	
	32 000	sztyep talaj erdősztyep talaj	Mende Felső Istállóskői szakasz	
	CCa 40 000 ezer év	lejtőhordalék talaj sztyep talaj erdősztyep talaj	Basaharc Dupla Szeleta szakasz	
		lejtőhordalék talaj mezőségi talaj	Basaharc Alsó ismeretlen Tatai szakasz	
	CCa 120 ezer év	erdősztyep talaj barna erdőtalaj	Mende Bázis Subalyuk szakasz Varbói szakasz	
			Süttői szakasz	

4. ábra. A magyarországi felsőpleisztocén-fiatal-löszösszlet rétegtani tagolása. Kissé általánosított szelvény

3. ábra. A dunaföldvári és a paksi külszíni feltárások (1971–1977) és fúrások (1971–1977) szelvényeinek tagolása (PÉCSI M. 1977). A szelvények felvételében és vizsgálatában közreműködtek: SZEBÉNYI E. vezetésével az MTA FKI talaj- és üledékvizsgáló laboratóriumának dolgozói, továbbá HAHN GY. főgeológus, SCHWEIZER F. tud. munkatárs, a paleomágneses vizsgálatokat PEVZNER M.A. a SZŰTA Földtani Intézetének munkatársa végezte (1973–1976 években). Th₁ – Tápiószüli humusz (16 750 év, HV. 1615), Dh₂ – Dunaujvárosi humusz (20 520 év, Hv. 2591); MF – Mende Felső erdős sztyepp talajkomplexum (29 800 év, MO. 422 és HV. 27 855 – 1599 év); BD – Basaharc Dupla erdős sztyepp talajkomplexum; BA – Basaharc Alsó mezőségi talaj; MB – Mende Bázis talajkomplexum (barna erdőtalaj + erdős sztyepp talaj); PD – Paks Dupla alsó talajkomplexum (barnászörös mediterrán típusú száraz erdőtalaj); PDK – Paks-Dunakömlödi barnászörös talaj; Df₁ – Df₆ – Dunaföldvári vörös színű talajok. Df₃ – Df₄ – vörösagyag talaj. Df_r – Dunaföldváris fekete réti talajkomplexum

váltott ki élénk vitát a mendei és a basaharci téglagyár löszfeltárásainak kronológiai tagolása (Lösz-periglaciális-Paleolit Szimpozion, 1968; IGU-INQUA Löszszimpózium, 1971). E nemzetközi összehasonlító terepmegbeszélések során nyilvánvalóvá vált, hogy a Kárpát-medencebeli utolsó glaciális-kori fiatal löszösszletekben több eltemetett talaj képződött, mint általában a nyugat-európai hűvös-nedvesebb klimarégióban, ill. a pleisztocén jégtakaró-peremhez közelebb fekvő német—lengyel és orosz síkság löszvidékein.

Kölföldi radiokarbon laboratóriumok közreműködésével hamarosan elemzésre kerültek a *Mende Felső talajkomplexum* felső szintjében található faszenek. Először a SZUTA Geokémiai Laboratóriuma (29 800 ± 600, lab. No. Mo. 442., 1966), majd a Hannoveri Földtani Intézet Laboratóriuma (27 855 ± 1589, Lab. No. HV 5422, 1968) és az Izotóp Inc. Westerwood Laboratórium az Egyesült Államokban (27 200 ± 1400, Lab. No. 3130, 1971) egymástól függetlenül végezték el az elemzéseket, az eredmények mégis csaknem egyezők voltak. A *Mende Felső talajkomplexum* tehát a radiokarbon kormeghatározás szerint 27—29 ezer évesnek bizonyult, amely a Középső Würm felső részében egy felmelegedési időszakot — rövid interglaciális — képvisel (2. ábra).

1. 2. Basaharc Dupla—Basaharc Alsó komplexumok

A *Mende Felső* és a *Mende Bázis* talajkomplexumok közötti löszösszletben még két igen jellegzetes talajképződmény fordul elő. Basaharcon—Pilismarót közelében — a téglagyár, több mint 20 m vastag löszfeltárás a Duna második ármentes teraszára telepszik. A terasz korát újpleisztocén-korinak — (R—W, ill. W — minősítettük (PÉCSI M. 1959, 1964, 1965/b), a Duna homokos kavicsos, majd ártéri üledékeire települő löszösszletet pedig utolsó glaciális-korinak tartottuk. A löszsorozat alján települő, közel 2 m vastag, sötétbarna mezőségi jellegű talajt *Basaharc Alsó*, (BA), a feltárás közepén húzódó, jellegzetesen kettőzött, sötétbarna mezőségi talajt *Basaharc Dupla* (BD), talajkomplexum névvel jelöltük meg (PÉCSI M. 1965/b) és a Würm periglaciálison belüli interstadiális képződeményeként értékeltük.

Geomorfológiai, bio- és litosztratigráfiai helyzetük, továbbá több más összehasonlító adat és számítás alapján a *Basaharc Dupla talajkomplexumot* 42—47 ezer évesnek tartottuk (PÉCSI M., 1970). Ezek a basaharci talajszintek (BD, BA), fiatal löszekben több helyen azonos kifejlődésben fordulnak elő (pl. Mendén, Pakson, Dunaszekesőn, Tamásiban, Dombvárrott, Kaposvárott stb), hasonlóan, mint a MF és a MB jelzésű talajkomplexumok. A magyarországi fiatal löszöknek azokat a rétegsorozatait, amelyekben a mendei és basaharci típusalajok előfordulnak, *Mende—Basaharci löszösszlet* néven foglaltuk egybe (PÉCSI M. 1975; HAHN GY. 1975).

1. 3 Embrionális humuszos talajok, humuszos löszök

A magyarországi fiatal löszösszletek felső harmadában — mintegy 5—10 m vastag, többnyire rétegzett homokos löszös kötegei között gyakran két embrionális, humuszos talaj horizont fordul elő. Tápiósülyön az első humuszos szint felső részében (5. ábra) igen sok faszén — *Pinus cembra* — *Betula pendula* — maradvány került elő, feltűnő mennyiségű rénszarvas (*Rangifer tarandus*) agancstörődék kíséretében. A tápiósülyi humuszos szint faszénmaradványai radiokarbon kora $16\ 730 \pm 330$ év.¹ A második humuszszint korát először a dunaújvárosi magaspartból határoztuk meg, ugyancsak faszénmaradványok alapján (n. e. $20\ 520 \pm 290$ radiokarbon év). A dunaújvárosi humuszszinthez hasonlóan kb 20 ezer évesnek bizonyultak még a Dunaszekcsőn, Tokajban, Balatonszabadiban begyűjtött faszénmaradványok² is. Ezek alapján a dunaújvárosi humuszszint jól követhető a hazai fiatal löszök felső harmadában és mint tipikus vezető rétegtag klimatikus bio- és litosztratigráfiai jelentőségű.

Újabban kimutatták a tápiósülyi, ill. a dunaújvárosi embrionális talajképződéseknek megfelelő rövid felmelegedési szakaszokat — mikro-interstadiálisokat — Észak-Amerikában a Pacifikum, a Nagy Tavak, Észak-Európában az orosz Baltikum környékén, továbbá az Észak-Atlanti mélytengeri magfúrásokban és máshol is (RAUKAS A.—DREIMANIS A., 1975; KIND N. V., 1972; HEUSSER C. J., 1973, 6—7. ábra).

A magyarországi fiatal löszöknek ezt a felső, 5—10 m vastag összletét, amelyben csupán embrionális talajok, humuszos löszök képződnek, és amelyben a leghidegebb periglaciális éghajlatra valló flórát és faunát találtunk, *Dunaújváros—Tápiósülyi összlet* néven jellemeztük (HAHN GY. 1975; PÉCSI M. 1975).

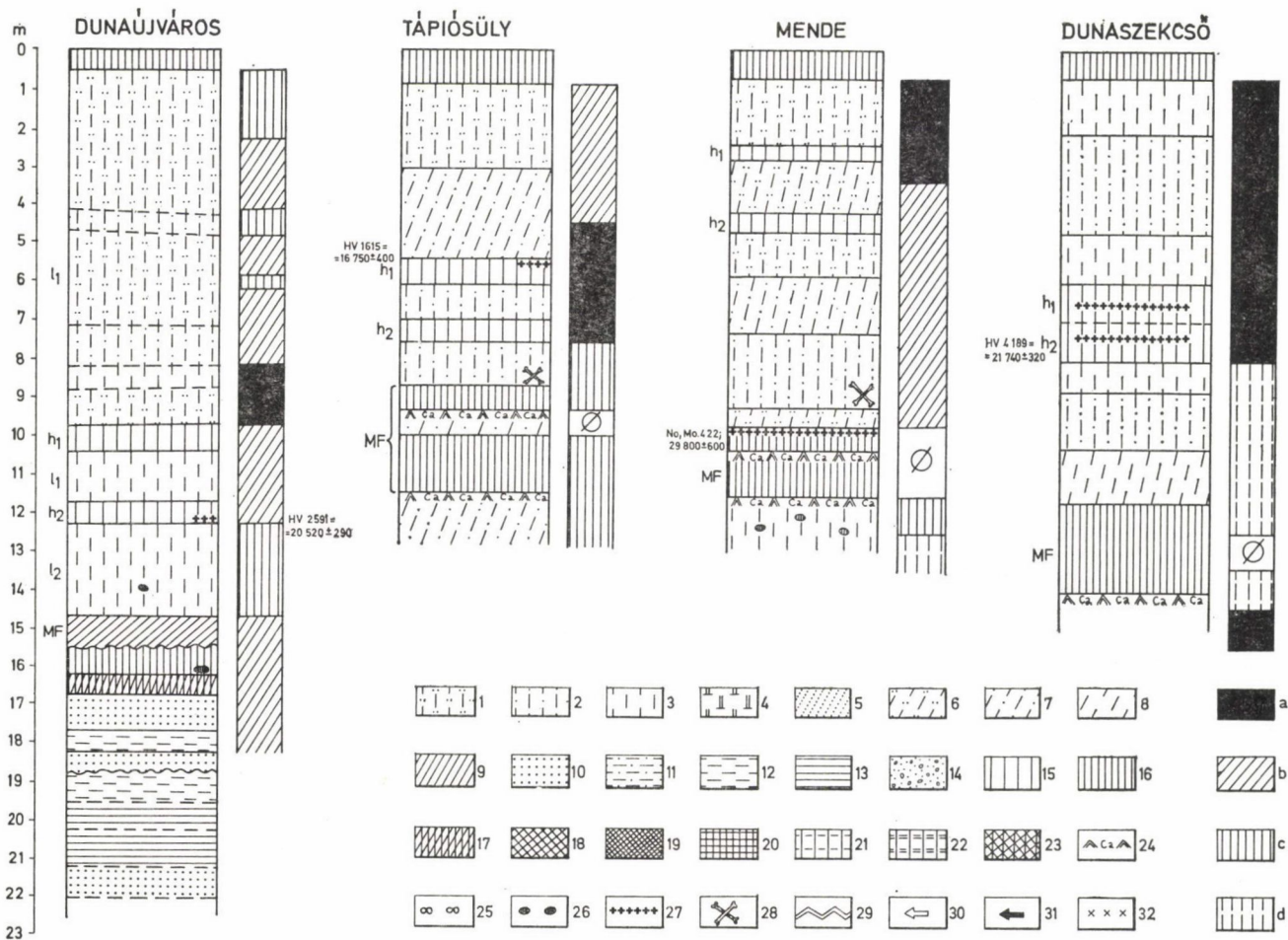
2. Fosszilis talajszintek kronológiai értékelése az európai löszszelvényekben

Ma már nagyon sok olyan feldolgozott löszfeltárás van Európában, amelyeknek fiatalabb fosszilis talajairól abszolút kronológiai adatok állnak rendelkezésre. A hatvanas évek közepéig azonban az egyes löszfeltárások fosszilis talajait genetikai típusuk és az archeológiai, rétegtani, litosztratigráfiai, geomorfológiai helyzetük alapján jelölték meg és párhuzamosítottak egymással.

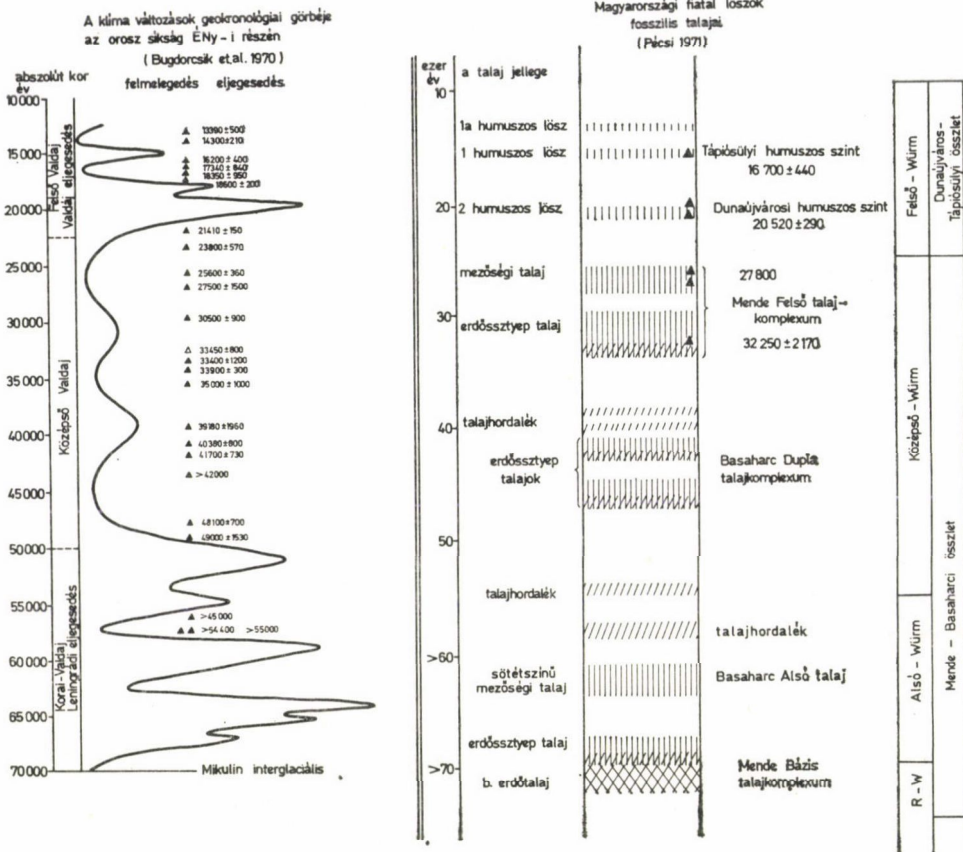
Az európai löszfeltárások fosszilis talajainak összehasonlítására és párhuzamosítására néhány régóta ismert *ausztriai löszszelvény* (Krems, Göttweig, Paudorf, Stillfried) fosszilis talajait alkalmazták (8. ábra). Hosszú időn keresztül a paudorfi feltárásból leírt ún. *Paudorf talajszintet* tartották a középső és felső Würm határképződményének, amelyet az európai löszökben mint *Paudorf interstadiális* emlegettek. Az újabb radiokarbon vizsgálatok szerint azonban

¹Ságváron, a rénszarvascordát teregető gravetti ősember fiatalabb telepének C¹⁴ módszerrel datált kora (16 700 év) ehhez nagyon közel áll!

²Ságváron a második gravetti telep enyhén humuszos szintjéből származó faszének abszolút kormeghatározása 18 600 évet adott.

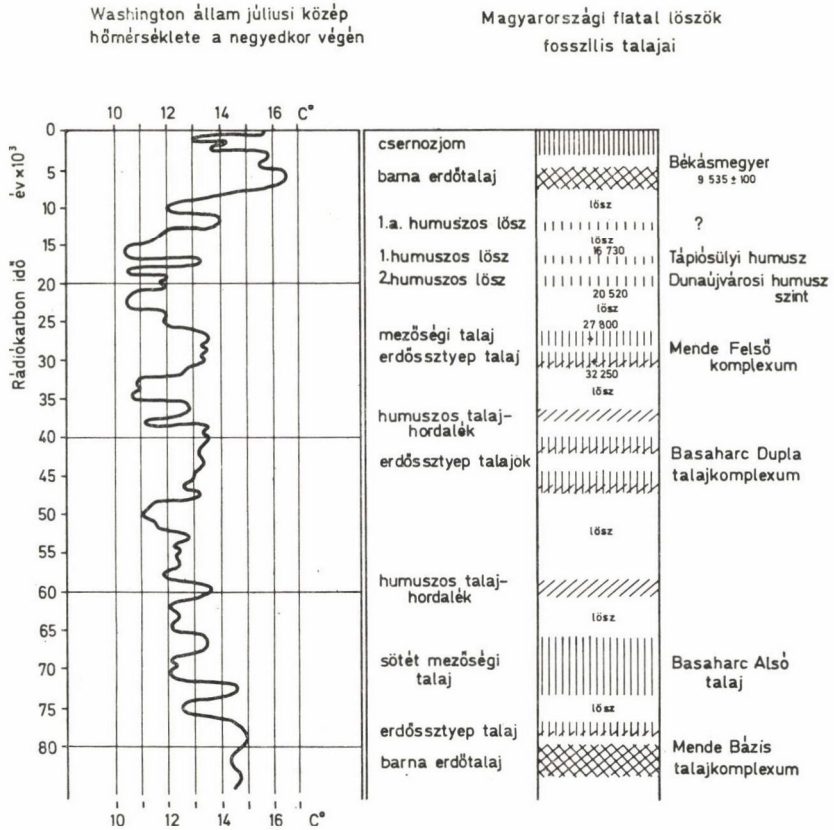


5. ábra. A Dunaújváros—Tápiósülyi összlet néhány jellemző feltárása (PÉCSI M. 1975). 1—lössös homok; 2—homokos lösz; 3—löss; 4—idős lösz; 5—lejtőhomok; 6—lössös lejtőhomok 7—homokos lejtőlöss; 8—lejtőlöss; 9—szempedolit; 10—fluviális, proluviális homok; 11—iszapos homok; 12—iszap, gleyes iszap; 13—agyag; 14—homokos kavics; 15—gyengén humuszos löszszint; 16—csernozjom; 17—füves vegetáció alatt átalakult erdőtalaj; 18—barna erdőtalaj; 19—agyagbemosódásos barna erdei talaj; 20—vörösagyag; 21—hidromorf réti talaj; 22—alluviális réti agyag; 23—ártéri erdőtalaj; 24—erős mészfelhalmozódás; 25—lössbaba; 26—krotovina; 27—faszénmaradványok; 28—makrofauna; 29—szelvény-megszakítás; 30—deráziódenudációs hiátus; 31—eróziós hiátus; 32—vulkáni hamu. A löszcsigák ökológiai jellege: a—nedves hideget kedvelő csigák; b—kevésbé nedves hideget kedvelő csigák; c—relatíván száraz hideget kedvelő csigák; d—szárazságtűrő csigák. (Ez a magyarázat a 2., 3. 19. és 20. ábrákra is vonatkozik)



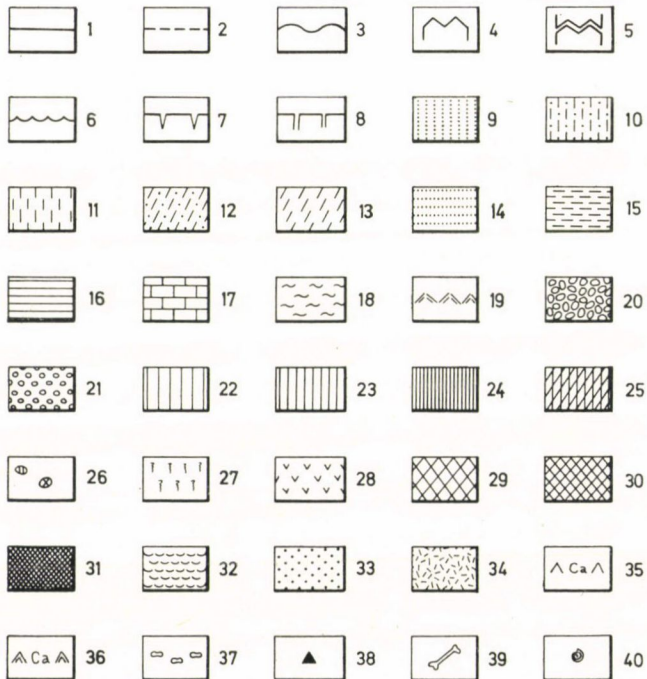
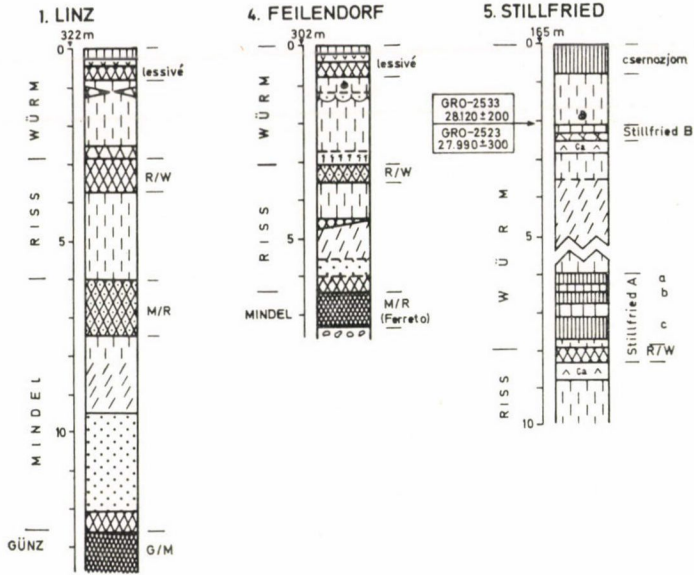
6. ábra. A felsőpleisztocén éghajlatváltozások geokronológiai görbéje az Orosz-síkság ÉNy-i részén (BUGDORCSIK és társai 1970), összehasonlítva a magyarországi fiatal löszök fosszilis talajainak rétegtani helyzetével (PÉCSI M. 1971)

a Paudorf talajszint a régebbi értelemben használt W_2/W_3 szakasznál jóval idősebbnek bizonyult. Ezért újabban Stillfriednél a Morva folyó második teraszán (Hochterrasse., R.) települt löszfeltárást tartják az utolsó glaciális löszök típuszselvényének (8. ábra). A radiokarbon értékelések nyomán a *Stillfried B talajkomplexum* 28 ezer évesnek bizonyult (FINK J. 1965, 1969), hasonló korú tehát a *Mende Felső talajkomplexummal*. Stillfriednél a mintegy 8–10 méteres löszösszlet alján az ún. „*Stillfried A*” talajkomplexum helyezkedik el. Közvetlenül a Morva teraszüledékén erősen fejlett, barna erdőtalajjal kezdődik, majd egymástól elkülönülve ezután három sötét színű csernozjom karakterű mezőségi talaj következik. Ezt a talajkomplexumot az utolsó interglaciális képviselőjének tartják, amelynek humuszos szintjei a Würm glaciálisba való átmenetet képviselik. Kárpát-medencebeli analógiáink alapján feltehe-



7. ábra. A negyedkor vége júliusi középhőmérsékletének görbéje. Az észak-amerikai Washington állam területéről kapott palinológiai adatok alapján rekonstruálta C. J. HEUSSER, 1973. A geokronológiai jelentőségű görbét összehasonlítottuk a magyarországi fiatal löszök fossilis talajainak rétegtani helyzetével (PÉCSI M. 1971)

8. ábra. Felsőpleisztocén löszfeltárások szelvényei Ausztriában. (FINK J. szerint) 1—réteghatár; 2—elmosódó réteghatár; 3—hullámos réteghatár; 4—szelvény megszakítás; 5—szelvény rövidítés; 6—krioturbáció; 7—fagyékek; 8—szárazsági repedés. Eolikus üledékek: 9—homok; 10—homokos lösz; 11—lösz. Kolluviális üledékek: 12—homokos lösz; 13—lösz. Folyóvízi üledékek: 14—homok; 15—iszap; 16—agyag; 17—mészke; 18—laza üledék; 19—tufa réteg; 20—kavics < 2 cm, 21—homokos kavics < 2 cm, 22—gyengén humuszos réteg; 23—humuszos réteg; 24—erősen humuszos réteg; 25—barna-fekete foltos talaj; 26—krotovinák; 27—állatjáratok; 28—eluviális szint; 29—barna erdőtalaj; 30—agyagbemosódásos barna erdőtalaj; 31—pszeudoglej; 32—erősen glejes réteg; 33—glejesedett szint; 34—erősen glejes réteg; 35—mészfelhalmozódás; 36—erős mészfelhalmozódás; 37—löszbaba; 38—kultúrréteg; 39—emlősfauna maradvány; 40—löszcsigák. (Ez a magyarázat a 9, 11, 12 és 18. ábrákra is vonatkozik)



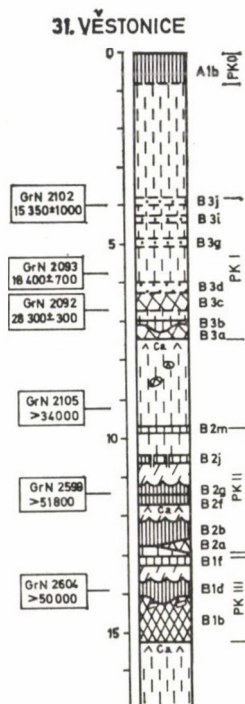
tőnek tartjuk, hogy a „*Stillfried A*” talajkomplexum felső két humuszos talajszintje (a, b) a *Basaharc Dupla*, az alsó, c-vel jelölt humuszköteg pedig a *Basaharc Alsó* talajok gyengébben kifejlett változatai.

Csehszlovákiában a hatvanas években igen részletesen vizsgáltak számos löszfeltárást. A morvaországi fiatal löszök legjobban dokumentált szelvényét Dolni Vestonice-ről a 9. ábra szemlélteti. A csehszlovák löszökben előforduló fosszilis talajokat a „pedokomplexumok” sorrendjében számozással jelölték meg (PK I—PK XI-ig). A kb. 28 ezer évesnek datált PK I talajkomplexumot a Paudorf, ill. újabban a Stillfried B talajszinttel párhuzamosították. A PK III. jelű poligenetikus erdő- és mezőségi talajkomplexumot a R—W interglaciális képviselőjének veszik, míg a PK II jelzés alatt összekapcsolt két erősebben fejlett mezőségi talaj és két embrionális humuszos szint kb. 40—60 ezer évek között képződhettek. A PK II és a PK III. talajszintek a Cseh-medencében Ny felé haladva a löszfeltárásokban helyenként egybekapcsolódtak (KUKLA J.—LOŽEK V., 1969). Kelet felé a szárazabb vidékek löszfeltárásai, mint Kutna Horán és Vágújhelyen (Nová Mesto, nad Vahom) a szelvények tagoltságára nézve a magyarországiakkal jobban összevethetők.

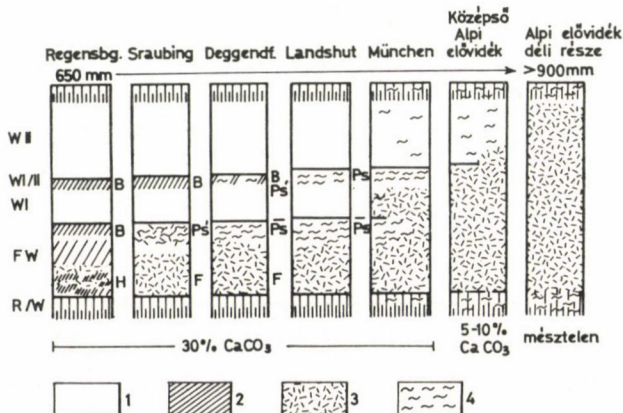
Közép- és Nyugat-Európa utolsó glaciális korinak tartott löszszelvényeiben — ill. a Kárpátok és az Alpok É-i előtere és a Skandináv jégtakaró egykori pereme közötti zónában, továbbá Franciaországban — az eddigi kutatások többnyire csak 1—2 jól fejlett fosszilis talajt mutattak ki (BRUNNACKER K. 1961; FINK J. 1965; HAASE G. 1963; MOJSKI J. 1969; LAUTRIDOR R. J. 1973; VELICHKO A. 1969, VELICHKO A. A.—MOROZOVA T. D. 1970). (10, 11. ábra.)

Ezért a magyarországi fiatal löszök tagolására fentebb ismertetett eljárásomat kontinentális méretű összehasonlításokkal és egyre szaporodó abszolút kronológiai adatokkal több ízben is ellenőriztem.

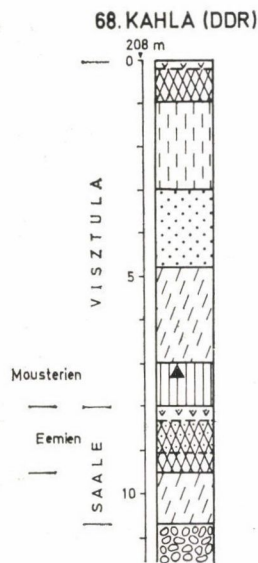
Az utóbbi évek löszsztratigráfiai kutatásai során kiderült, hogy — Közép- és Nyugat-Európa Würm löszeiben is — előfordul 3—4 intrawürm talajszint (pl. Zelzate, Belgium; Wiesbaden, Ostheim: NSZK (12. ábra), továbbá az Alpok É-i előterében az utolsó glaciáliskori morénák közé három intrawürm tőzegréteg is települ. Ezek radiokarbon koruk és geomorfológiai-rétegtani helyzetük alapján a magyarországi intrawürm (MF, BD, BA) talajszintek megfelelői lehetnek. Több esetben hasonló az utolsó glaciáliskori löszök rétegtani tagolódása, az intrawürm talajok száma és típusa a Közép-Dunamedence (Magyarország Jugoszlávia), az Alsó-Dunamedence (Románia és Bulgária), továbbá Ukrajna löszvidékein. E képződményeknek a rétegtani beosztását azonban a kutatók még eltérő módon adják meg (pl. KUKLA J.—LOŽEK V. 1969: Nove Mesto; PÉCSI M. 1965/ab: Mende, Basaharc és 1966: Stari Slankamen: MARKOVIĆ—MARJANOVIĆ J. 1969; Nestin, Stari Slankamen; CONEA A. 1969: Dobrudzsai szelvényei; FOTAKIEVA E.—MINKOV M. 1969: Zlatija és VEKLIČ M. F. 1969: Primorskoje stb.).



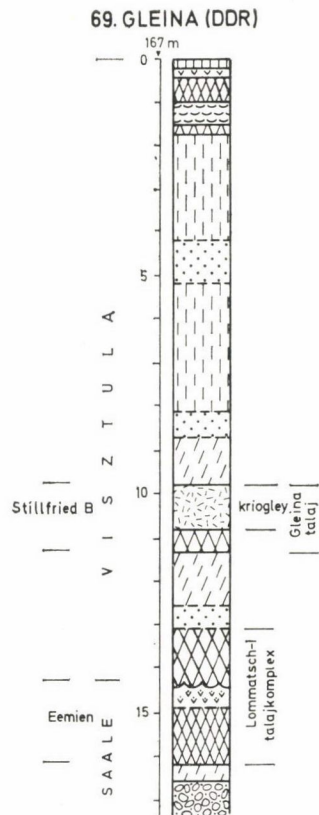
9. ábra. Felsőpleisztocén löszszelvény Dolni Vestonicén, Csehszlovákia, Morvamező (KUKLA J. — LOŽEK V. 1969 szerint). A szelvényben a PK I (Pedokomplex I) B3c, B3b és B3a talajrétegek helyzetük és radiokarbon koruk alapján a magyarországi Mende Felső talajkomplexumnak felelnek meg. A PK II.-vel jelzett talajkomplexumon belül a B2m — B2f humuszos rétegek a magyar Basaharc Dupla talajok megfelelője lehet, míg a B2b — B2a pedig a Basaharc Alsó talajszinttel párhuzamosítható. A PK III. talajkomplexumot pedig a Mende Bázis talajjal véljük azonosíthatónak



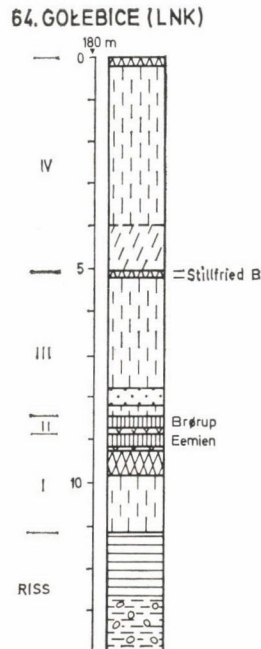
10. ábra. Dél-Bajorország löszfáciái és tagolódása. (BRUNNACKER K. 1957 szerint). H—humuszos talaj, humuszfelhalmozódás; B—barna erdei talaj; Ps Ps' Ps—pseudoglejesedés (típusos, gyenge, erős); F—szoliflukciós lösz (FlieBerde). 1—lösz; 2—szoliflukciós lösz; 3—löszvályog; 4—glejes lösz. Az ábraszorozat nagyon szemléletesen mutatja, hogy a szárazabb területekről a humidusabb, csapadékosabb alpi elővidék felé haladva a szoliflukció hatásától a löszszelvények tagolatlanabbá válnak, és egyre jobban vályogosodnak



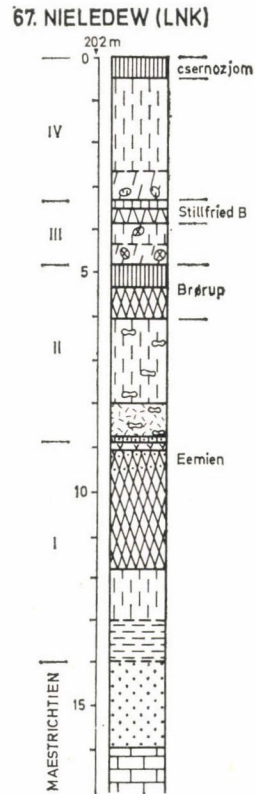
Haase, G.—Ruske, R.
1969.



Haase, G.—Ruske, R.
1969.

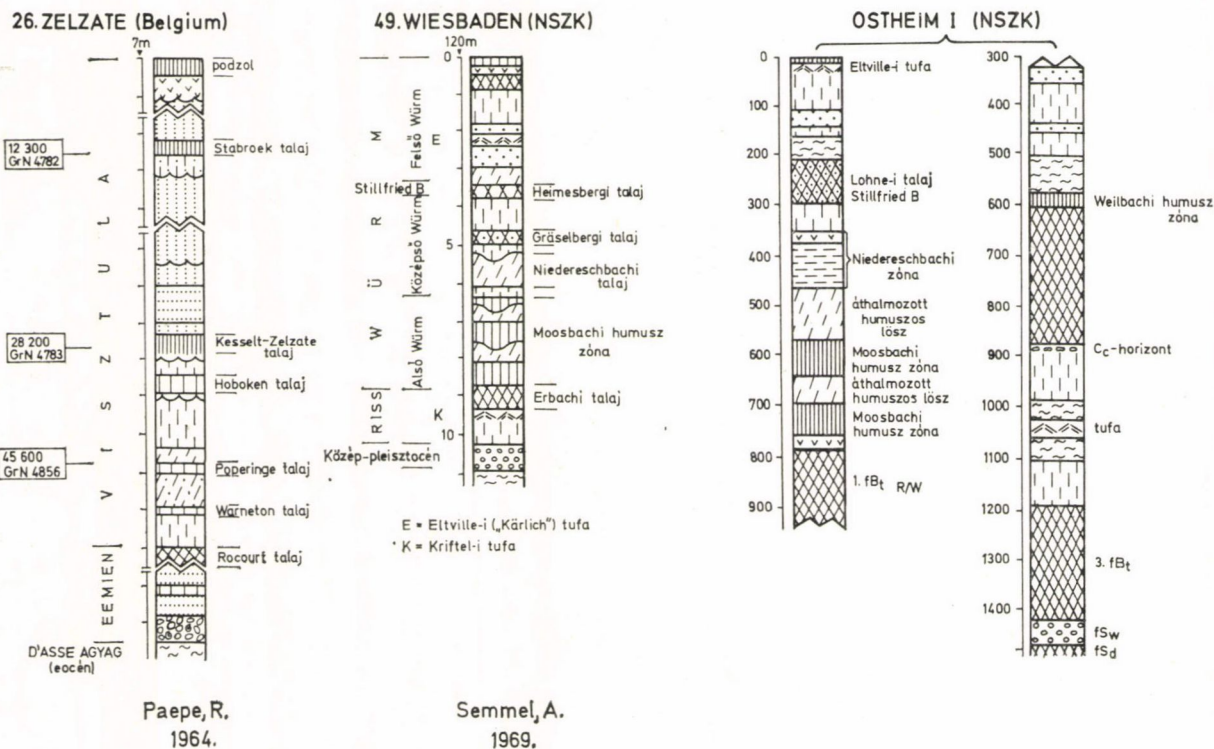


Mojski, J.
1969.



Mojski, J.
1969.

11. ábra. Fialat löszök szelvénye a W eljegesedés alatti skandináviai jégtakaró előtéri periglaciális zónában. A szelvények helyét, szám szerint lásd az 1. ábrán. A mintegy 10—15 m vastag lösz és löszszerű szelvényekben Ny-ról K-felé haladva a fosszilis talajok száma növekszik és erőteljesebben kifejlődtek. Az utolsó interglaciális kori fosszilis talajon kívül (pseudoglejesedett lessivé, lessivé és barna erdőtalaj) csupán egy-két fosszilis talaj tagolja a löszöket



12. ábra Fialat löszök szelvénye Nyugat-Európában, melyekben 3–4 interwürm fosszilis talaj fordul elő. Elsősorban a Wiesbadeni löszszelvény tagolódása mutat hasonlóságot a magyarországi fiatal löszökével

Külön-külön nincs lehetőségünk e helyütt valamennyi „kataszterizált” löszszelvény fosszilis talajait, a belőlük és igen sok más utolsó glaciális-kori képződményből eddig összegyűlt abszolút kronológiai adatot értékelni. Az újabb adatokra támaszkodva azonban megállapíthatjuk, hogy az utolsó glaciális (Würm, Wisconsin, Wisztula, Valdai folyamán) nem egyszerűen két interstadiálisra és három stadiálisra tagolódott, hanem több, számottevő lehülési és felmelegedési szakasz váltakozott egymással. Mégpedig úgy, hogy a Középső Würm alatt kb. 50—23 ezer évek között 2—3 interstadiális is kifejlődött (13. ábra). DREIMANIS A.—RAUKAS A. 1975; DREIMANIS A.—KARROW P. F. 1972; KIND, N. V. 1969, 1972, 1973.)

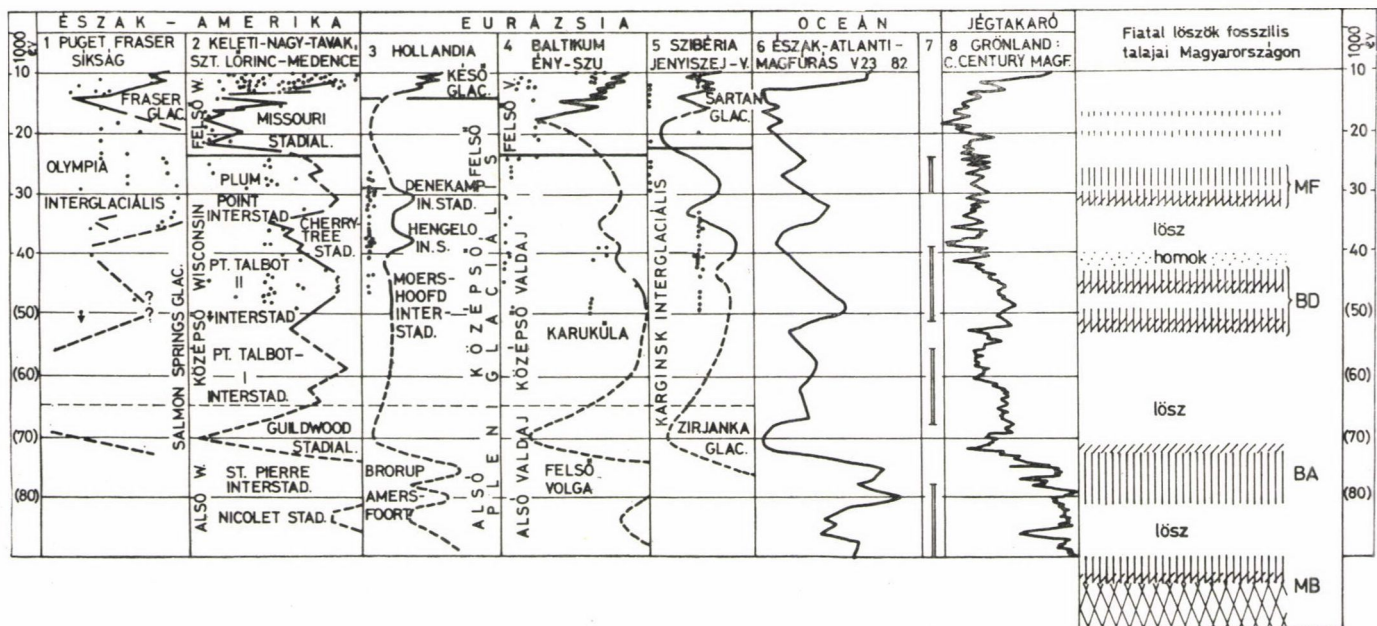
3. Az „utolsó eljegesedés” időtartama és éghajlatváltozásai

3. 1 A belföldi jégtakaró legnagyobb előnyomulása n. e. 23—15 ezer év között (Felső Würm)

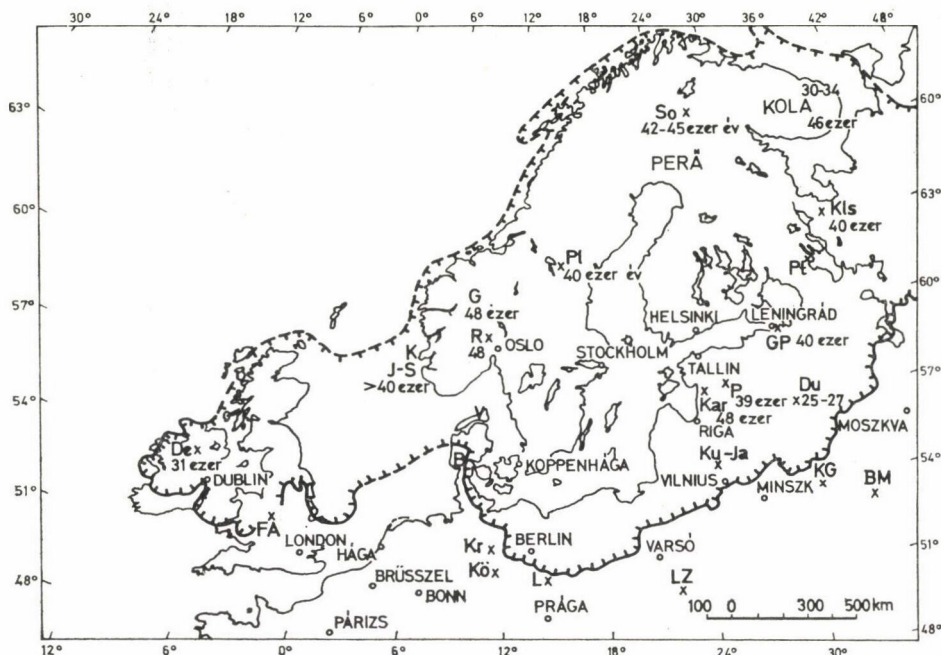
A fiatal morénák földrajzi elhelyezkedése, a paleobotanikai adatok és azokat abszolút kronológiailag eléggé pontosan datáló sok radiokarbon vizsgálat szerint — É-Amerikában, É-Európában és Szibériában egyaránt — 23 és 15 ezer évvel ezelőtt volt a leghidegebb és legnagyobb kiterjedésű a kontinentális jégtakaró (14, 15. ábra). Az adatok az É-i földtekén kisebb eltérésekkel, de egyezően bizonyítják, hogy ezen hidegsúcs alatt kb. 20, 18 és 13 ezer évvel ezelőtt rövid felmelegedések voltak, a jégtakaró ismételtén visszahúzódott (HEUSSER, J. 1973, KIND, N.V. 1969, 1972; PAEPE, R.—VAN HOORNE, R. 1967). Evidensnek tűnik, hogy a magyarországi fiatal löszökben több helyen előforduló *Tápiósülyi humusz* (16 800 év) és a *Dunaújvárosi humusz* szintet (20 800 év) ezekkel a globálisan is jelentkező mikrointerstadiálisokkal vessük össze. A Felső Würm alatt (tágabb időszakban) 25—12,5 ezer évvel ezelőtt (továbbiakban: n. e.) képződött hazai löszöket a Dunaújváros—Tápiósülyi összletbe soroltuk. A lösz ásványi anyaga felhalmozódásának sebessége ez idő alatt volt a legnagyobb, kb. 1 m/1 ezer év.

3. 2 Középső Würm vagy interstadiális komplexum, 50—23 ezer évvel ezelőtt

Az utóbbi években összegzett radiokarbon, palinológiai és litosztratigráfiai vizsgálatok szerint az utolsó glaciális során, 50—23 ezer évvel ezelőtt, a skandináviai és laurenciai jégtakaró messze É-ra visszahúzódva stagnált. É-Amerikában és É-Európában egyaránt 23—28 ezer éves tőzegek, édesvízi meszek és más olyan üledékek képződtek, amelyek alapján fel kell tételezni a jégtakarók igen számottevő visszahúzódását (14—15. ábra). Norvégia, Svédország és a Kola-félsziget jelentős része jégmentes volt. A Szovjet Baltikumtól K-re és Szibériában ebből az időből interglaciális flórát is találtak. Ezért



13. ábra. Az utolsó glaciáliskori belföldi jégtakaró elnyomulásának (1, 2, 4, 5) a hőmérséklet (3, 6, 8) és a tenger szintje ingadozásának (7) összehasonlítása reprezentatív területeken (DREIMANIS, A. KARROW, P. 1972 nyomán). A C-14 adatokat pontok jelzik. A korallteraszok korát Th/U izotóp aránnyal határozták meg (7). A szerzők széles körű irodalom alapján állították össze táblázatukat

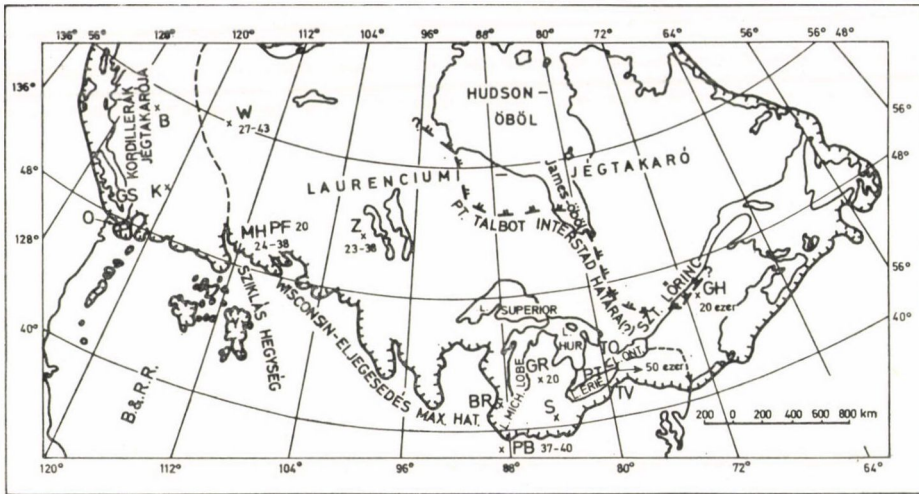


14. ábra. A W eljegesedés belföldi jégtakarójának maximális kiterjedése és időbeli változásai Észak-Európában (DREIMANIS, A. — RAUKAS, A. 1975 nyomán) X — jelölt helyeken pl. 29—43 ezer évvel ezelőtt nem volt jégtakaró. B — Brörup; De — Derryvee; Du — Dunajevó; FA — Four Ashes; G — Gudbrandsdalen; GP — Grazdanszki Proszpekt; J-S — Jaeren-Sandnes vidék; K — Karmøy; Kar — Karuküla; Kls — Koleski; Kö — Königsau; KG — Krasznaja Gorka; Kr — Kerkwitz; Ku-Ja — Kurkliai-Janonys; L — Lausitz; LZ — Lozek Zaklikowski; P — Peedu; Perä — Paräpohjola vidék; Pl. — Pilgrimstad; Pt — Petrozavodszk; R — Ringerike; So — Sodankylä; V — Vendyssel

egyesek ezt az időszakaszt interglaciálisnak is nevezik (*Karukjüla*, ill. *Karginszki interglaciális*; KIND N. V., 1972).

A Középső-Würm második felmelegedési szakaszában 25—30 ezer év között képződött talajokat É-Amerikában (*Formdalian*) és Európában is egyaránt biztosan rögzítették, bár különböző lokális elnevezésekkel jelölték meg: *Stillfried B*; Ausztria; *Kesselt*; Belgium, Franciaország, NSzK; *Gleina Böden*; NDK; *PK I*; Csehszlovákia, Románia; *Vitasev és Brjanszk*; SZU; *Mende Felső* talajok; Magyarország.

A Középső-Würm legmelegebb szakaszát a Brit-szigeteken 39—43 ezer évre teszik — ez az ún. *Devansian epizód* — mérsékelten kontinentálisnak és a jelenleginél kissé melegebbnek is tartják. Norvégiában Oslótól É-ra számos mammut maradványt találtak ebből a szakaszból (*Gudbrunsdalen* 48 000 év). Közép-Svédországban *Pilgrimstad interstadiális* 40 000 éves, Észak-Finnországban a *Sodankylä* jégmentes epizód kb. 42—45 000 éves. Ugyanezen időszakban a Kola-félszigetről két tengeri transzgressziót mutattak ki (EVZEROV és GUDINA, 1973). A szovjet Baltikum területéről több helyről mutatták ki a kb. 48 000



15. ábra. A W eljegesedés belföldi jégtakarójának maximális kiterjedése és időbeli változásai Észak-Amerikában. (DREIMANIS A. — RAUKAS A. 1975 nyomán). X-jelölt helyeken nem volt jégtakaró pl. 27—43 ezer évvel ezelőtt. B — Babine Lake; BR — Bighorn Creek; B RR — Basin-Range vidék; GH — Gayhurst Dam; G-R — Grand Rapids; GS — Straits of Georgia; K — Kamloops; MH — Medicine Hat vidék; O — Olympic félsziget; P — Puget Lowland; PB — Pittsburgi-medence; PF — Prelate Ferry vidék; PT — Port Talbot vidék; S — Sidney; TO — Toronto vidék; TV — Titusville, W — Watino; Z — Zelena

éves *Karukjüla interglaciális* a Valdáj morénák közötti tőzegekben (ALEXEEV M. N. 1969, 1973- KIND N. V. 1972).

Szibériában az alsó Jenisszej vidékén 35—42 000 évek között a mainál melegebb éghajlati viszonyok lehettek a *Karginszk interglaciális* komplexum képződése idején. É-Amerikában az Erie- és az Ontario-medence környékéről a radiokarbon elemzések a *Port Talbot interglaciális* 36—48 000 évekre helyezik (DREIMANIS A.—KARROW P. F. 1972). Az USA lösz-szelvényeiben ezt a felmelegedést valószínűleg az *Altonian talajképződmény* képviseli.

A magyarországi löszökben a *Basaharc Dupla talajkomplexum* kialakulását párhuzamosítjuk a *Középső Würm első meleg* (n. e. 42—48 000 év) szakaszával. Ide sorolható a hollandiai *Hengelo interstadiális* és a Csehszlovák geológusok *PK II* jelzésű *talajkomplexuma*. Német — lengyel és az ukrán löszökből eddig a *Középső Würm első felébe* nem soroltak fosszilis talajokat.

A *Középső Würmöt* két rövid lehűlési epizód szakította meg kb. 33—35 000 és az 52—58 000 évek között (13. ábra).

3. 3 Alsó Würm

Az Alsó Würmben két gleccser előnyomulást mutatnak ki. A fiatalabbat (65—70 000 év) É-Amerikában a *Guildwood*, Szibériában *Zyrianka stadiális* néven emlegetik. A gleccserek csaknem annyira előrenyomultak, mint a Felső

Würmben. Az idősebb, kb. 80—85 évvel ezelőtt (*Nicolett stadiális*) jóval gyengébb kifejlődésű, és a jégtakaró É-Amerikában csak a Szent Lőrinc öbölgy nyomult előre. E két stadiális között a *St. Pierre interstadiális* (É-Amerikában) és a *Brörup és Amersfoort hűvös interstadiális* Európában volt kimutatható. Magyarországon a *Basaharc Alsó* erősen sötét színű fosszilis talaj kifejlődését helyeztük erre az időre.

3. 4 Az utolsó interglaciális (R—W)

Az előzőekben ismertetett (kb. 25—65 ezer évek közötti) interstadiális intervallum, annak ellenére, hogy hosszú ideig tartott, nem minősíthető valódi interglaciális szakasznak. Ezt különböző újabb kutatási eredmények bizonyították be.³ Ebből az intervallumból az északi kontinenseken visszamaradt pollenspektrumok, molluszka és gerinces leletek és fosszilis talajok típusai egyaránt uralkodóan interstadiális klímajellegre utalnak. Csupán az erősen kontinentális kelet-európai és szibériai területek ez időszakaszban el nem jegesedett területein fordulnak elő interglaciális éghajlatra utaló növénymaradványok, morénaközi tőzegképződmények. Ezek alapján különítették el a *Karukjüla interglaciális* a Baltikumon a *Valdai eljegesedésen belül* (LIVRAND E. 1972), ill. Szibériában a *Karginszk interglaciális* a *Zyrianka* és a *Szartan glaciálisok között* (KIND N. V. 1972; ALEXEEV M. N. 1973; és mások). Szibériában az éghajlat kb. 20—60 ezer évek között a mainál melegebb, ill. hűvösebb szakaszokkal váltakozott. Szibériában azonban az éghajlat a jelenkorban is rendkívül kontinentális, összefüggő és sporádikus, állandóan fagyott talaj ma is előfordul. Ilyen körülmények között az interglaciális, ill. interstadiális képződmények maradványai között igen nehéz különbséget tenni. Mégis, ha összehasonlítva figyelembe vesszük az eurázsiai és észak-amerikai szárazföldön a felső pleisztocén folyamán 25—65 ezer évek között képződött litológiai, geomorfológiai formációkat, őszélettani maradványokat, fosszilis talajképződményeket, az Atlanti óceán északi medencéjében lerakódott tengeri üledékeket és még több más tényezőt is, akkor a Középső Würmnek ezt a hosszú intervallumát bizonyíthatóan interstadiálisok komplexumának minősíthetjük (13. ábra).

Az utolsó interglaciális kronológiai tartalmát az abszolút időskála szerint a legutóbbi időig is különbözőképpen ítélték meg. A besugárzási görbe ciklusos változása alapján, EVENS P. 1972; n. e. 80—90 ezer évek közötti maximális besugárzási szakaszra, — EMILIANI, C. 1969 és mások — a mélytengeri üledék-

³ Az Észak-Atlanti óceáni medencében ez idő alatt az üledékek poláris, ill. szubpoláris jellegű vízben rakódtak le (MC INTIRE, A. és RUDDIMAN, F. 1972); a grönlandi jégtakaróba mélyesztett magfúrás jégmintáinak O^{18}/O^{16} izotóp aránya alapján erre az időszakra meghatározott hőmérsékleti ciklus jellemzői (BROECKER, W. S — DONK, J., 1970), az uránium izotóppal datált korallzátonyteraszok jelen tengerszint alatti mélysége (JAMES et al., 1971) is arra utal, hogy a sarki jégtakarók nem zsgo rodtak úgy össze, mint a valódi interglaciálisok alatt.

kek vizsgálata alapján az utolsó interglaciális hőmérsékleti optimumát n. e. 90—100 ezer évre helyezik, míg DREIMANIS A.—RAUKAS A., 1975 n. e. 110—130 ezer, BROECKER W. S.—DONK J., 1970 pedig a tengeri üledékek O^{18}/O^{16} izotóp aránya változási ciklusai alapján az utolsó interglaciális hőmérsékleti optimumát n. e. 127 ± 6 ezer⁴ években jelölték meg.⁵

Az utolsó interglaciális földtörténeti ideje kívül esik a radiokarbon kormeghatározás hatókörén. Az 50—60 ezer évesnél idősebb tőzeg, faszén és fosszilis maradványokat, általában szárazföldi üledékeket ugyanis már nem lehet biztonsággal ezzel a módszerrel datálni. Ezért más módszerek alkalmazására, sok összehasonlításra és főként a litosztratigráfiai, paleontológiai és paleopedológiai adatok értékelésére kell támaszkodni.

Hazánkban ma még főként barlangi lelőhelyről vált ismeretessé olyan szárazföldi képződmény, amelyből kormeghatározásra alkalmas, kellő számú, utolsó interglaciális-kori flóra-, ill. faunamaradvány került elő (GÁBORINÉ CSÁNK V. 1968; KRETZOI M. 1956; JÁNOSSY D. 1966). Interglaciálisban képződött üledék vagy képződménytípusnak tartjuk pl. a löszösszletekben található fosszilis barna erdőtalajokat, folyóvízi homokos-iszapos rétegeket. Édesvízi mészkőképződmények és medencebeli folyóvízi hordalékkúpok többségének lerakódását szintén az interglaciálisok idejére helyezhetjük. Bár ezek képződése az interstadiálisok alatt és a glaciális szakaszba való átmeneti hűvös csapadékos klímafeltételek mellett is megtörténhetett. Ezért a litosztratigráfiai-geomorfológiai adatokkal párhuzamosan, több kormeghatározó módszert kellett alkalmazni.

Figyelembe véve a hazai löszfeltárásokból eddig előkerült ősemlősök paleontológiai értékelését (KRETZOI M. 1956; KRETZOI M.—KROLOPP E. 1972; PÉCSI M. 1964), csigafaunák meghatározását (KROLOPP E. 1973; HORVÁTH A. 1954), a löszösszletek geomorfológiai helyzetét (BULLA B. 1937—38; ÁDÁM L.—MAROSI S.—SZILÁRD J. 1954; PÉCSI M. 1965/a, 1975; HAHN GY. 1976)

⁴A hőmérsékleti ciklusok jellegét BROECKER és DONK (1970) részletesen tanulmányozták az O^{18}/O^{16} izotóp viszony alapján. Az általánosított görbe lefutása fűrészfogazott, ami arra vezethető vissza, hogy az eljegesedés előrenyomulási és visszahúzódási fázisai sűrűn váltogatták egymást. Az O^{18} tartalom e jégvisszahúzóidő alatt lassan csökken, azután értéke hirtelen növekszik, a minimumtól a maximális értékig. Ezt a hirtelen változást az izotóp összetételben úgy definiálták, mint „határ”-t (Termination), és ezt használták az egyes glaciális ciklusok elhatárolására és felmérésére alapkritériumként. A legutolsó „határ”, amit I-gyel jelöltek, a C^{14} -gyel is jól datálható, ez közel 11 000 év, és amely pontosan megegyezik a holocén-pleisztocén határ korával.

A következő, a II. terminációs határt n.e. $127\ 000 \pm 6\ 000$ évesnek tartják, az utolsó, interglaciális optimumának jelölik meg (MESOLLELA K.J. et al. 1969; BROECKER — DONK 1970).

⁵Az utolsó interglaciális abszolút korának meghatározására a korallzátonyteraszok- Th^{230}/U^{238} izotóp arányának változását veszik segítségül. Abból indulnak ki, hogy az interglaciálisok alatt az óceán vízszintje a maihoz hasonló, vagy annál magasabb vízállású, míg a glaciális ciklus alatt a jelenlegi 0 szintnél alacsonyabb (—30 m — 100 m). A Karib-tengerben és a Pacifikus-óceán szigeteinek korallzátony teraszait elemezték ilyen módon. Barbados-szigeten a feltételezett utolsó interglaciális korallteraszt 116—124 ezer évesnek határozták meg.

és litosztratigráfiai ciklusosságát, a közép-európai fosszilis talajok genetikus típusainak a löszösszetben való kifejlődését, arra a következtetésre jutottunk, hogy a *Kárpát-medencében az utolsó interglaciális nagyobb részt a Mende Bázis talajkomplexum képviselheti. A Mende Bázis talajkomplexum a löszfeltárások többségében mintegy 25 m vastag (mende—basaharci) löszös öszzlet aljában fekszik. Több ízben felvetődött az a kétely, hogy ilyen vastagságú löszös üledéköszzlet kialakulására elegendő volt-e az utolsó glaciális tartama?*⁶ Ha azonban az utolsó glaciális időtartamát — a fentebb ismertett adatok alapján — kb. 80—100 ezer évnék vesszük, akkor a 20—25 m fiatal löszösszet felhalmozódási sebességét a közbezárt talajok lassúbb képződési feltételeivel együtt 25 cm/1000 év sebességűnek találjuk (1 mm/4 év). Ez az érték nem sokkal nagyobb a jelenkori csernozjom talajok felhalmozódási sebességénél, amely GERASZIMOV I. P. 1968 szerint az orosz sztyeppék vízvázasztóin 20 cm/1000 év. Jelenkori talajaink Európában többnyire poligenetikusak (SMOLIKOVÁ L. 1967, 1970; VELICHKO A. A.—MOROZOVA T. D. 1970) és rendszerint ilyenek az utolsó interglaciális kori fosszilis talajok a löszben, amelyek a Kárpát-medence belsejében barna erdőtalajok és mezőiségi jellegű talajok komplexumából állnak. Az erősen kifejlett barna erdőtalaj képződéséhez az általános tapasztalat szerint hosszabb időre van szükség, mint a mezőiségi talajszelvény kialakulásához. De a holocénben is kifejlődtek tízezer évnél rövidebb idő alatt különböző típusú barna erdőtalajok.

Úgy tapasztaljuk, hogy az utolsó interglaciális során hazánkban — a *Mende Bázis talajkomplexum* kialakulása előtt — számottevő eróziós tevékenység folyt, az idősebb löszösszet rombolódott, az MB talaj alatt folyóvízi homok telepszik. Helyenkint a folyóvízi erózió és üledékképződés a löszös területeken az egész utolsó interglaciális alatt folyamatban volt, ilyen helyeken az MB teljesen hiányzik. Ez az eróziós folyamat formálta ki a Duna és nagyobb mellékfolyóinak második ármentes teraszát.

Az utolsó interglaciálisban az éghajlat a mainál csapadékosabb volt a Kárpát-medencében is, erre paleoökológiai bizonyíték az, hogy a Mende Bázis talajkomplexum alsó része mediterrán jellegű barna erdőtalaj. Ez a talajtípus alakult ki a Kárpát-medence közepén ott is, ahol ma csernozjom talajok, vagy erdősztyepp talajok vannak.

A fenti fejtegetést összefoglalva a hazai löszfeltárások rétegsorában a felső pleisztocénhez soroljuk a *Mende Bázis talajkomplexumot* és a közvetlen alatta több helyen megfigyelhető fluviális homokréteget, ill. eróziós réteghiányt. Geomorfológiailag a Duna második számú terasza is ekkor vált ármentes

⁶Az elmúlt évtizedben többféle megközelítésben foglalkoztunk a hazai löszös üledékek felhalmozódása sebességével, melyet átlagosan 0,5 m/1000 év nagyságrendűnek találtunk (PÉCSI M. 1970). Ez az adat csaknem azonos a csehszlovákiai löszök képződésének sebességére KUKLA J. (1970) által meghatározott —0,2—0,5 m/1000 év — értékkel.

felszínre. Az újabb adatok alapján tehát a *felső pleisztocén kezdetét kronológiai-lag n. e. 120—130 ezer évre helyezzük. Az utolsó interglaciális és glaciális idő-tartama együtt (110—120 ezer év) alkotja a felső pleisztocént.*

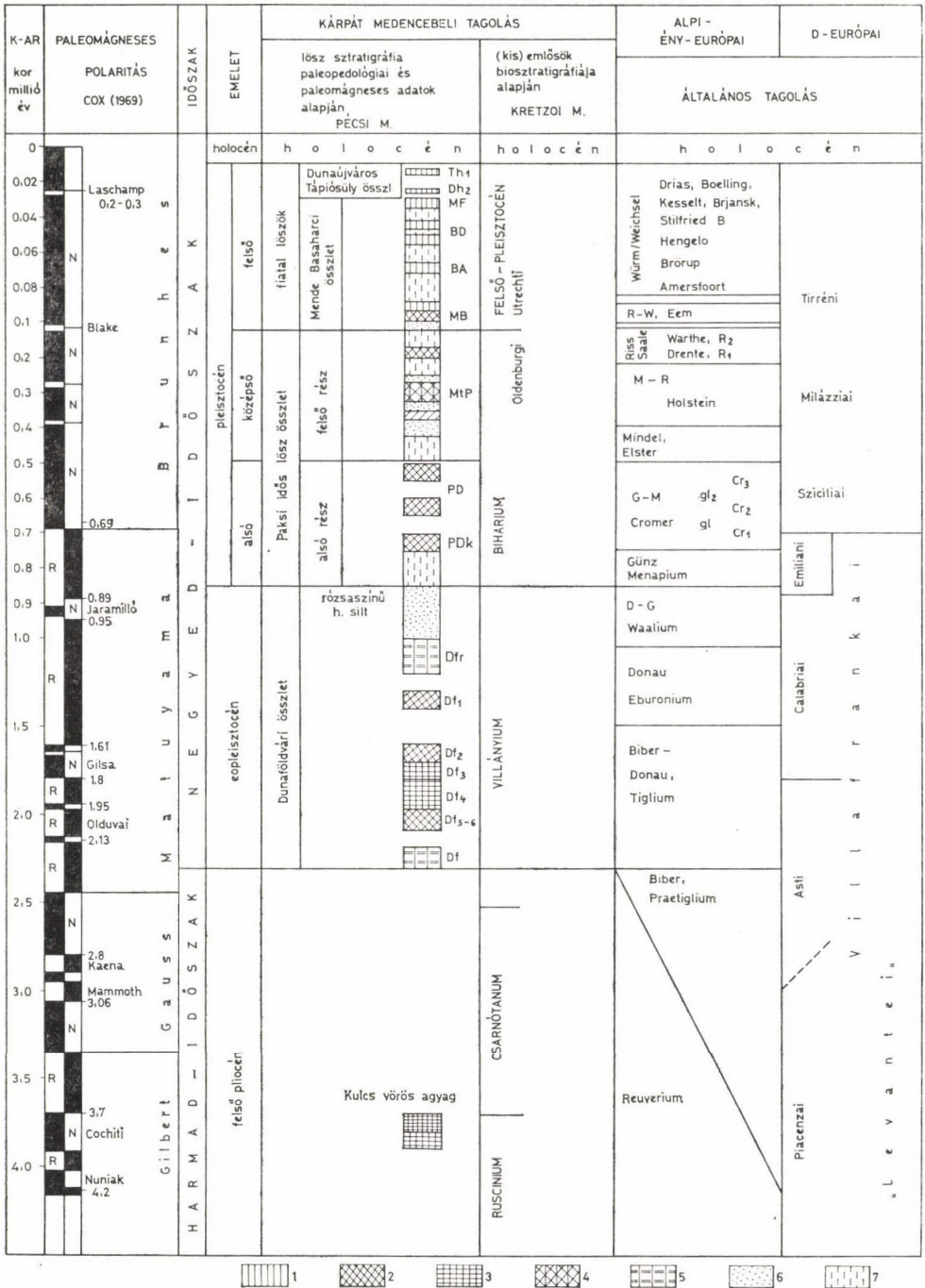
Idősebb löszösszlet és adatok az alsó pleisztocén határ kérdéséhez

1. A negyedkor-tagolás és a plio-pleisztocén határ jelenlegi kérdései

A magyarországi külszíni feltárásokban az idősebb löszök, néhány reprezentatív szelvényben, 20—30 m összletben tanulmányozhatók. Litosztratigráfiai tagolásukra kedvező lehetőséget nyújt az a körülmény, hogy löszös rétegekötegek és fosszilis talajok ciklusosan váltogatják egymást. Az idős löszök és fosszilis talajok egymással váltakozó sorozatát azonban azért nehéz kronosztratigráfiailag párhuzamosítani, ill. értékelni, mivel az idős löszösszletben jelentős eróziós réteghiányok mutatkoznak. Korábban a hazai idősebb löszök tagolását a paksi feltárás rétegsorának és a MILENKOVIC—BACSÁK pleisztocén kronológiai klasszikus etalonjának összehasonlítására alapozták (SCHERF E., BULLA B. ÁDÁM L.—MAROSI S.—SZILÁRD J. KRIVÁN P. HORVÁTH A. és mások). Az idősebb löszösszletben több szintben előforduló eróziós réteghiányokat a közbetelepült folyóvízi homokokat és mocsári rétegeket nem mindig sikerült teljes számban felismerni és kronológiai jelentőségüket figyelembe venni. Ez a körülmény természetesen ma is sok helyen megnehezíti az idős lösz litosztratigráfiai és kronológiai rekonstruálását.

Számolnunk kell még azzal is, hogy a pleisztocén kronosztratigráfiai tagolásában sincs egyöntetű szemlélet. Ez egyrészt abból adódott, hogy a pleisztocén tartamát abszolút időben is igen jelentékenyen kiterjesztették a pliocén időszakra rovására. De nemcsak a negyedidőszak abszolút időtartamának megvonásában alakultak ki véleménykülönbségek, hanem abban is, hogy milyen litosztratigráfiai összletek között vonják meg a pliocén és pleisztocén határát. Természetesen a negyedidőszaki tengeri-tavi, ill. a különböző szárazföldi üledékeknek és képződményeknek a tagolásában is eléggé eltérőek a módszerek, de a szemlélet és a gyakorlat gyorsan változik.

A negyedidőszak szárazföldi képződményeinek tagolásában a magyar paleontológiai-biosztratigráfiai kutatáseredmények évtizedek óta mértékadóan hatottak az európai sztratigráfiára (KORMOS T., MÖTTL M., KRETZOI M., JÁNOSY D. munkáin keresztül). KRETZOI M. (1956) a *pliocén-pleisztocén határát a csarnotai és az alsó villányi fauna kifejlődések között vonja meg. A karsztos repedésekben vörösgyagos, agyagos képződményekben olyan gazdagon megmaradt rodentia faunafejlődés alapján összefoglalt Villányium az alsó pleisztocén, a Biharium pedig a középső pleisztocén foglalja magába* (KRETZOI M. 1956, 1962, 1969). A Villányium és a Biharium gazdag biozónáit az európai paleontológiai beosztás alapul használja a biosztratigráfiai eseménysorozat rekonstruálására. Litosztratigráfiai megfeleltetésük, ill. kísérleti párhuzamosításuk a hazai löszstratigráfiával mindeztideig még nem történt meg. A mellékelt táblázati összeállításunkból (16. ábra) is kitűnik, hogy a Villányium és a vele többé-kevésbé párhuzamosított kronológiai-litosztratigráfiai szakaszok (pl. *villafrankai szárazföldi, Donau-Biber szárazföldi, Kalabriai-piacensai, ill. Akhagil-Apseron tavi-tengeri fázisok*) sem fedik



16. ábra. Összehasonlító negyedkori táblázat 1. humusz és mezőségi talajok; 2. barna erdőtalajok, vörös talajok; 3. vörös agyagtalaj; 4. ártéri erdőtalaj; 5. réti talaj, gleyes talaj; 6. folyóvízi homok; 7. lösz és löszszerű anyagok

egészen egymást. A Villányium alsó határát (Kaprovi, középső villafrankai bázis) abszolút kronológiailag — paleomágneses adatok alapján — kerekén n.e. 2,5 millió évre helyezték. Legújabbán az 1972. évi Földtani Kongresszus a neogén-egyedidőszak határt a kalábriai emelet alján (a Villányium 1, Kisláng, ill. Aperon bázisán) a Gilsa-Olduvai paleomágneses eseményhatáron — kb. n.e. 3,8 millió évvel — jelölte meg. E javaslat hatására több olyan sztratigráfiai beosztás született, mely a villafrankai, villányi (akchagil+aperson-kalábriai) szakaszokat, a bihari-tiraszpol-bakui emelítg kb. a Günz-Mindel interglaciális *eopleisztocén* néven foglalja össze (KRASNOV I.I. — NIKIFOROVA K.V. 1975; BERGGREN W.A. — VAN COUVERING J.A. 1974, és sokan mások). Az *eopleisztocén* és *pleisztocén* közötti határ abszolút korát még különböző módon vonják meg, általában a Brunhes-Matuyama paleomágneses forduló alá (0,7 millió év), illetve a Jaramillió esemény fölé (0,9 millió év), helyezik.

Ugyancsak nem vállalkozhatunk az európai regionális rétegtani tagolás labirintusának feltárására, mégis meg kell kísérelnünk — az újabb adatok birtokában — a hazai idős löszök litosztratigráfiai helyzetét rögzíteni, és beleilleszteni a negyedidőszak keretébe. Kísérletünket az utóbbi években az idős löszösszletekben végzett részletes litosztratigráfiai elemzésekre, kontinentális méretű összehasonlításokra és a paleomágneses vizsgálatokra alapoztuk (PÉCSI M.—PEVZNER, M. A. 1974; PÉCSI M. 1975; PÉCSI M.—SZEBÉNYI E. et al., 1977).

2. Magyarországi idős löszösszlet; Paksi összlet

A hazai idős löszök a fiatal löszöktől litológiailag jól elkülöníthetők, az előbbieket — több finomabb ismertető jegy mellett — nagyobb mészkonkréciókat tartalmaznak, amelyek kb. félméterenkint ismétlődő „löszbaba szinteket” alkotnak. Ezenkívül az idősebb löszsorozat felső részén számottevő vastagságú fluviális, proluviális homok, iszapos homok és tavi-mocsári képződmények ékelődnek közbe.

A magyarországi idős löszök kifejlődését legérzékenyebben a paksi feltárásokban elemezték, bár hasonló összletek ismertek a dunaujvárosi és dunaföldvári magasparti feltárásokból is. A paksi feltárások alapján az idős lösz kb. 25 m vastagságú szelvényét összefoglalóan *Paksi összletnek* neveztük el, melyet litológiai sajátosságai alapján két részre különítettünk el (3. ábra).

2.1 A Paksi összlet felső része

A *Paksi összlet* felső részének homokos rétegekkel tagolt kifejlődését a 3. ábra szemléletesen mutatja, amely az MB és PD jelzésű talajok között telepszik, és amelyet több eróziós réteghiány jellemez, ezeket fekete nyilakkal jelöltük. A homok, iszapos homokrétegek között egy erősen fejlett mocsári talaj is telepszik. A felső homokrétegeken pedig embrionális talajok képződtek. Az MB talajkomplexum alatti idős löszrétegekből 1970-ben *Elephas throgotherii* fogak és agyarletek kerültek elő (meghatározta: JÁNOSSY DÉNES).

A *Paksi összlet* felső részének rétegsora feltehetően erősen hézagos, több lösz és néhány fosszilis talajköteg is hiányozhat. Mivel a Paksi Téglagyár feltárásában a litosztratigráfiai ciklus hézagos, ezért a fosszilis talajoknak és a

lössös, homokos rétegeknek a pleisztocén klasszikus éghajlati szakaszaival, ill. ennek alapján álló kronosztratigráfiai időskálával való egyeztetése nem követhető. Csupán az valószínű, hogy a *Paksi összlet* felső része a középső pleisztocén hiányos rétegsorát foglalja magába. A PD talajkomplexum feletti lösz a Mindel, az MB talaj fekéjében levő idős, homokos lösz a Riss glaciális, ill. stadiális képződményeket, a mocsári talajjal megosztott homokos rétegek pedig a Mindel-Riss interglaciálist képviselhetik (v. ö. ÁDÁM L.—MAROSI S.—SZILÁRD J. 1954; KRIVÁN P. 1955 és 1960).

2. 2 *A Paksi összlet alsó része és a BRUNHES—MATUYAMA határ*

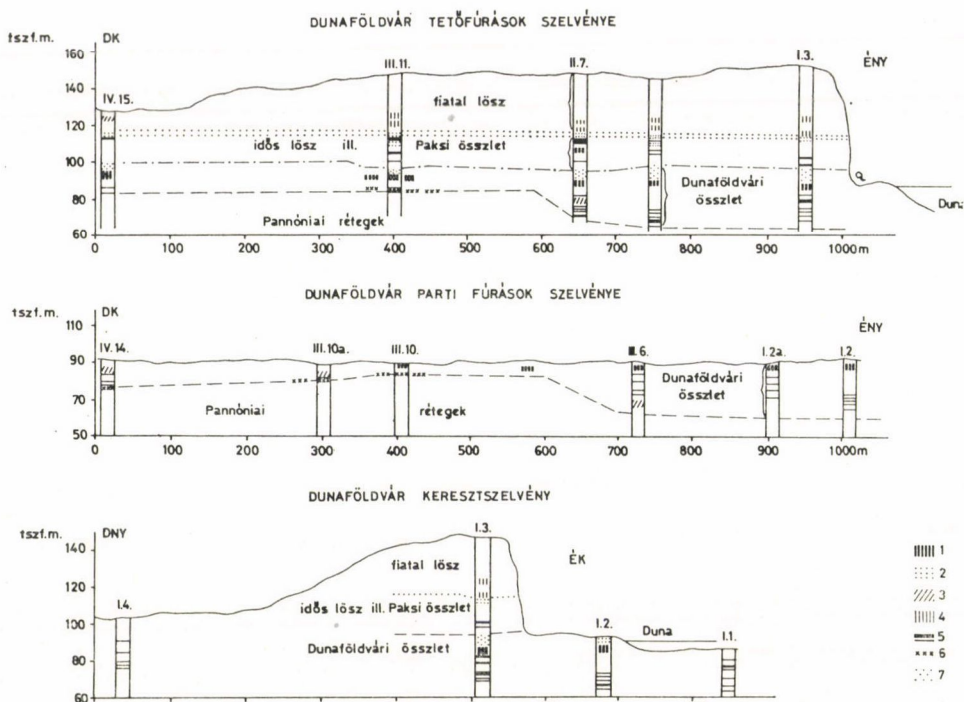
A mintegy 15 m vastag összletet egymással váltakozva három löszréteg és három fosszilis talajsint képezi (3. ábra).

A paksi téglagyári feltárás alján települő, erősen fejlett két vörösbarna fosszilis talaj a közékük zárt 1 m vastag lössös réteggel együtt a *Paksi Alsó Dupla talajkomplexum* megnevezést kapta. Genetikailag e talajok feltehetően erősen fejlett mediterrán jellegű száraz erdőtalajok lehetnek, mivel az 1,5 m vastag $A_2 + B$ talajsintekben gyakoriak a krotovinák, a C szintben pedig erős a karbonátfelhalmozódás. A PD jelzésű talajkomplexum alatt 1,5—2 m vastag idős lösz, majd újabb fosszilis talaj (komplexum) következik. Ez utóbbi a téglagyári fúrásokban és a paksi vasútállomással szembeni egykori feltárásban kettős talajszelvényt mutatott, míg a Paks—Dunakömlőd közötti magaspartban egységes a talajszelvény. A *Paks—kömlödi talaj* (PDK) névvel jelzett vöröses színű fosszilis barna erdőtalaj alatt már csupán egy 2—3 m vastag idős löszköteg fordul elő,⁷ ezzel zárul az ún. *Paksi összlet*.

A *Paksi összlet* alsó része mind litosztratigráfiailag, mind kronosztratigráfiailag nagyon fontos típusszelvénye a magyarországi negyedidőszak tagolásának. A *Paksi Alsó Dupla talajkomplexum* és a *Paks—kömlödi talaj* közötti idős löszkötegben mutattuk ki (PÉCSI M.—PEVZNER M. A., 1974) a *Brunhes—Matuyama* paleománeses korszakok közötti határt (0,69 millió év), Pakson és Dunaföldvárott is két-két különálló szelvényben azonos módon (3. ábra).

Ugyancsak mind Pakson, mind Dunaföldvárott a *Paksi összlet* legelső idős löszkötege alatt hasonló litosztratigráfiai helyzetben több m vastag rózsaszínű rétegzett homok, iszapos homok telepszik, amelyet a benne található homokkő konkréciók és homokkő padok miatt korábban „köves lösz” néven írtunk le (PÉCSI M.—SZEBÉNYI L.-né, 1971; PÉCSI M., 1975). Kialakulását szubtrópusi mediterrán jellegű klíma alatt proluviális felhalmozódással értelmeztük, és a rétegeköteget már az ún. *Dunaföldvári összlethez* soroltuk (17. ábra).

⁷ Ennél idősebb löszköteg — feltárásokban — a Kárpát-medencében nem fordul elő, de Ukrajnából sem ismeretes.

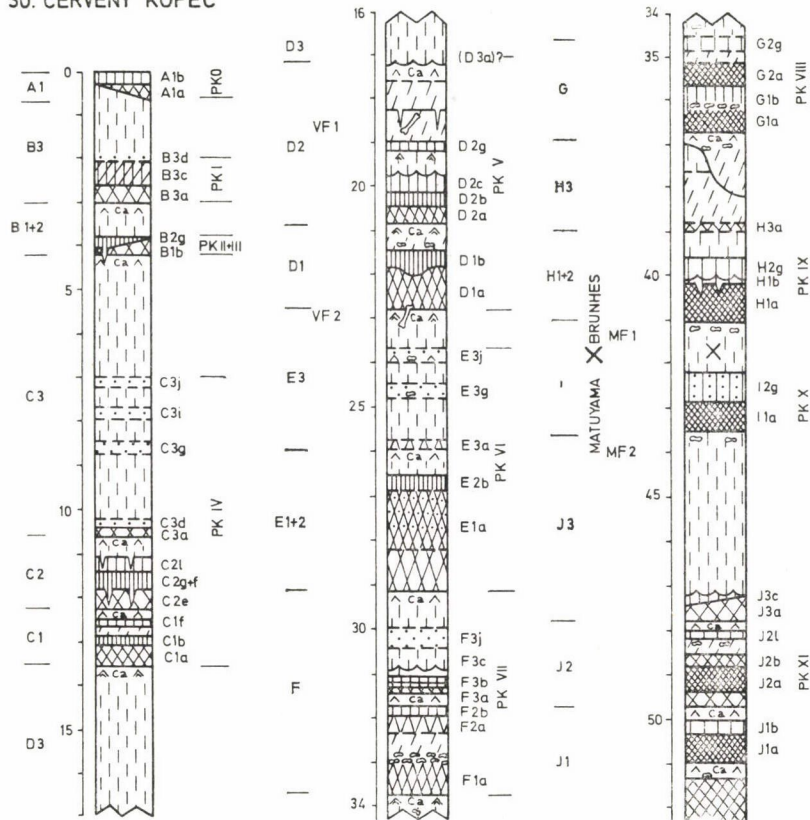


17. ábra A dunaföldvári löszfeltárások és fúrások vázlatos szelvénye (PÉCSI M. 1977). A szelvény DK-i nagyobb részben a pannóniai rétegek és rajta vörös agyagréteggel kb. a Duna kisvízének magasságában fekszik (85–86 m tszf), majd a szelvény ÉNy-i felében a fúrások mintegy 20–25 m-rel mélyebben — lokális süllyedékekben — érték el a feltételezhetően felső-pannóniai rétegeket. A szelvény ezen részében a Dunaföldvári összlet 35 méternyire kivastagodik, melyet 5–6 vörös talaj tagol. 1. réti talaj; 2. folyóvízi homok; 3. talajszediment; 4. mezőségi talaj; 5. vörös erdőtalajok; barna erdőtalajok; 6. vörös agyag; 7. rózsaszín homokos lösz

A Dunaföldvári összlet felső részéhez tartozó rózsaszínű homokos sziltkőteg néhány m vastagságban ismét pozitív polaritást adott, melyet a negatív polaritással jellemzett *Matuyama* korszakon belüli *Jaramillo*⁸ eseménnyel párhuzamosíthatunk (0,9–0,93 millió év). Ez azt jelenti, hogy Pakson és Dunaföldvárott az idős lösz — a Paksi összlet, — alsó határa valamivel a *Jaramillo* esemény felett kezdődik. Tehát a hazai löszök képződése abszolút kronológiai időskála szerint 0,9 millió évre nyúlik vissza. De ugyanilyen rétegtani helyzetet mutatott ki KUKLA J. (1970) a Brno környéki Červený Kopec löszfeltárásban (18. ábra), továbbá Dél-Ukrajnában az Odessza környéki löszök, sőt a közép-ázsiai löszök alsó határát termoluminiscenciális vizsgálatok alapján kb. n. e. 0,95 millió évre becsülik (VEKLICH M. F. és tsai, 1976; LAZARENKO és tsai, 1976). A Červený Kopec legalsó löszkötegében és a fedőjében levő PK X.

⁸ VAN COUVERING szerint a tengeri üledékekben igen alacsony a karbonáttartalom a JARAMILLO kezdetén. Ez a jelenség a Dunaföldvári összletben, éppen az itt említett pozitív mágnességgel jellemzett rózsaszínű homokos szilt felső részére is érvényes.

30. ČERVENÝ KOPEC



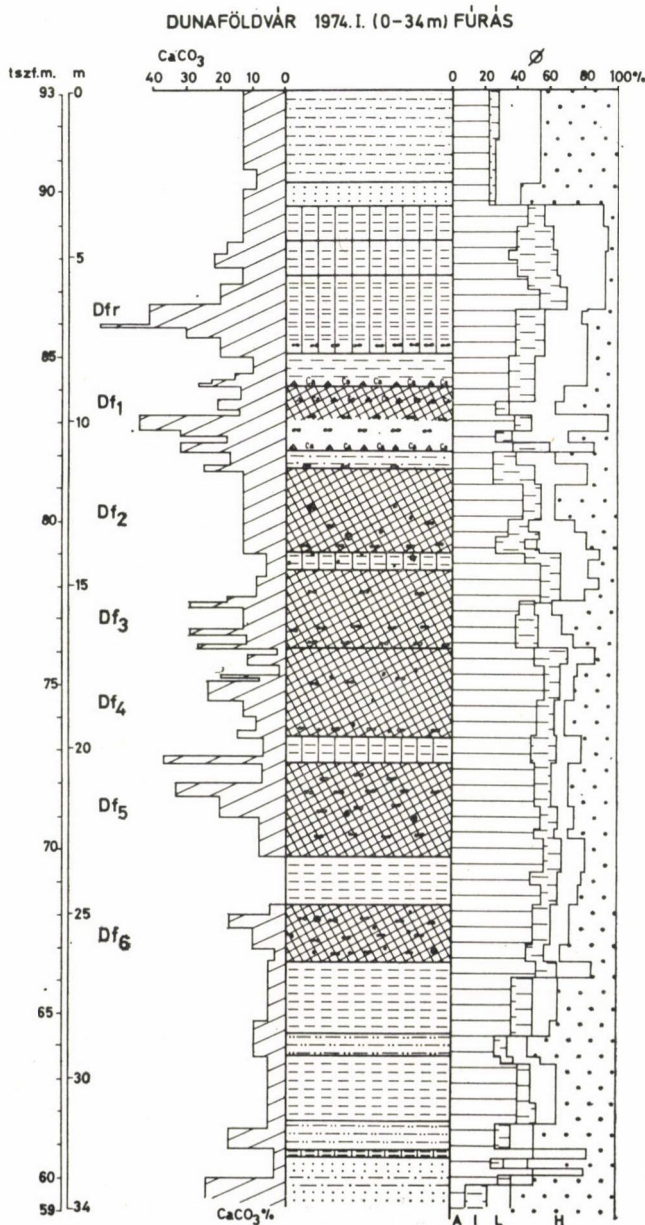
18. ábra. Červený Kopec löszfeltárásának rétegtani tagolása (KUKLA, J. — LOŽEK, W. 1969 szerint). A szelvényben a Brunhes—Matuyama paleomágneses korszakok közötti határt kb. 42 m-ben a PK IX és a PK X jelzésű fosszilis talajok és a közöttük települő löszök összetét a felső bihari emeletre (Cromer) jellemző faunával hozzák párhuzamba. Meglepően hasonló helyzetben fordul elő a B/M határ a paksi és a dunaföldvári feltárásokban hazánkban is. Červený Kopec feltárásában a W glaciáliskori löszök feltehetően csonka szelvényben maradtak vissza

fosszilis talajban KUKLA J. bihari faunát jelez, és ezt a löszképződési ciklust (J ciklus) tartja Közép-Európában a legidősebbnek. A Červený Kopec legelső löszkötege is közel a B/M paleomágneses határ alatt fekszik. Pakson és Dunaföldvárott a legidősebb löszköteg még szorosabban datálható, mert azt a B/M határ és a *Jaramillo* esemény zárja közbe.

Radiometrikus és paleomágneses vizsgálatok alapján a Biharium kronológiai tartalmát a *Matuyama* végére és a *Brunhes* korszak elejére helyezik (v. ö. BERGGREN W. A. VAN COUVERING J. A. 1974). Eszerint a Bihariumot a *Menapium* (ill. Günz) szakasztól számíthatjuk. A *Paksi löszösszet* tehát a *Bihariummal* párhuzamosítható. A *Paksi Alsó Dupla talajkomplexum* a *Cromer 2., 3 a Paks kömlödi talaj* pedig a *Cromer 1. interstadiálisok képződményei* lehetnek.

2.3 Dunaföldvári összlet

A Dunaföldvári összletet a Kálvária-hegyi feltárásokban és fúrásokban (3., 17., 19. ábrák) a fentebb említett rózsaszínű homokos szilttel együtt kb. 25—30 m vastag rétegsor képviseli. Jellegzetesek benne az 5—6 szintben meg-



19. ábra. A „Dunaföldvári összlet” fosszilis talajai az 1974/I. magfúrás alapján

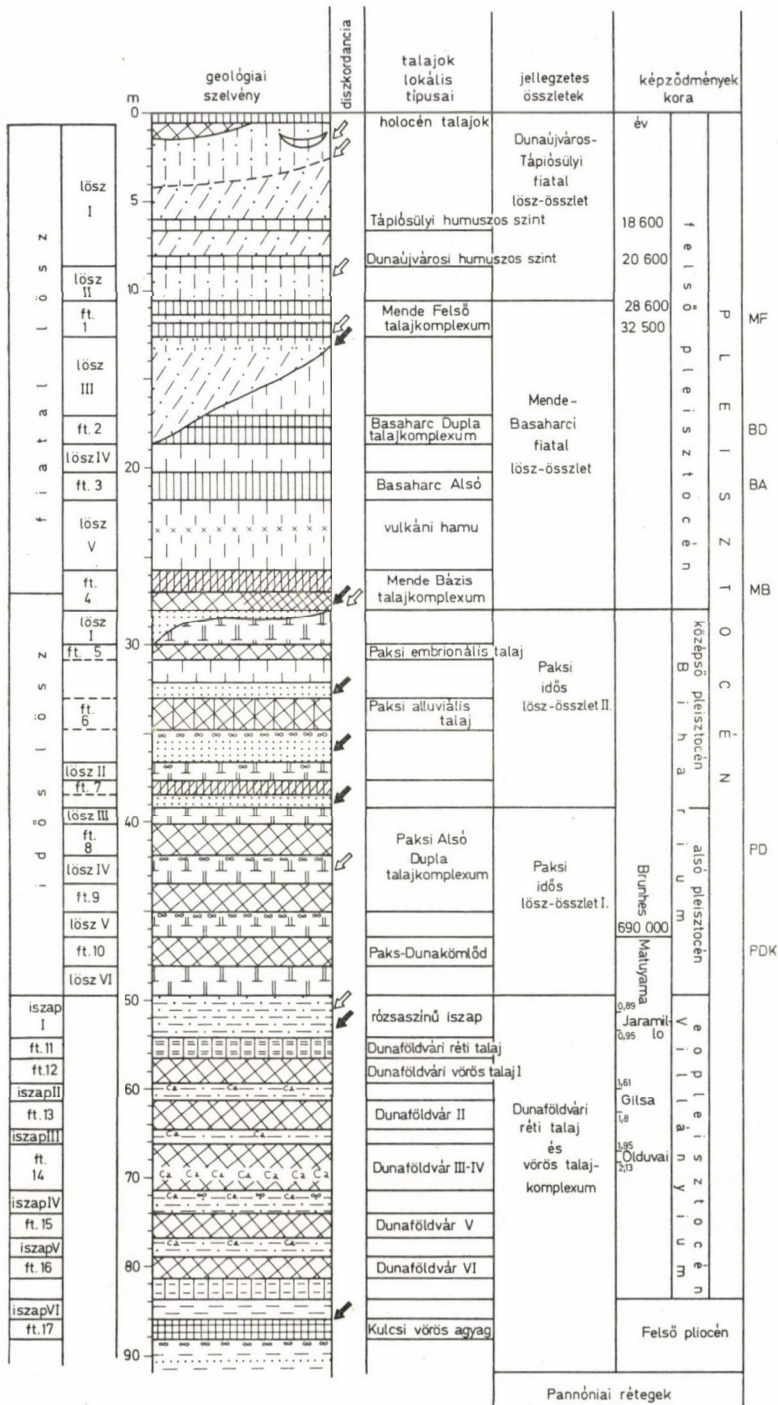
ismétlődő vörös talajok, vörösayagos talajok, ezek közé három sötétszürke hidromorf, ill. gleyes agyagtalaj települ. Az összlet vörösayagos talajai általában homokos üledékeken, ill. két esetben gleyes agyagokon képződtek. A *Dunaföldvári összlet* litológiai tagoltságát e helyen csupán az 1974 I. fúrás szelvényével (19. ábra) jellemezzük, kiegészítve a paleomágneses vizsgálatok eredményeivel. E szerint az összlet litosztratigráfiailag igen jól elkülönülő felső tagjának lerakódása a *Jaramillo* esemény (0,9 millió év) után közvetlenül befejeződött.⁹ A *Dunaföldvári összlet* középső részében a második, a harmadik és a negyedik vöröses agyagtalajszintben jelentős vastagságú pozitív mágnesesség volt kimutatható, amelyeket sorban a *Gilsa* (1,6—1,8 millió év, az *Olduvai* (1,95 millió év), ill. a *Reunion* (2,1 millió év) eseményekkel lehet azonosítani, tekintettel arra, hogy az üledékek árkos süllyedékben, hézag nélkül települhettek.

A mellékelt 19. ábrán a *Dunaföldvári összlet* Df₂—Df₄. jelzésű fosszilis talajait, melyek egy-egy részét pozitív paleomágneses polaritás jellemez, *Dunaföldvári vörös talajok komplexuma* megnevezéssel jelöljük. Képződésükhöz mediterrán szubtrópusi éghajlati körülményeket lehet feltételeznünk. Ha e vörös-talajkomplexum felső részének pozitív paleomágneses helyzetét helyesen értékeljük, akkor azt a középső Villányium meleg fázisaival hozhatjuk párhuzamba (*Gilsa* normál mágneses időtartama 1,6—1,8 millió év, a *Tiglium* (Biber-Donau) nagyobb részével azonos).

A *Dunaföldvári vörös talajkomplexum* és a halvány rózsaszínű „köves lösz” (*Jaramillo—Donau—Günz—Waalium*) között feltehetően hűvös éghajlati feltételek mellett képződött egy 5—6 m vastag, sötétszürke gleyes agyag, karbonátos réti agyagtalajkomplexum, amely feltehetően a villányium felsőbb szintjével (a *Donau*, *Eburonium* szakasz) korrelálható. Ugyancsak szürke, gleyes, agyagos képződmények dominálnak a *Dunaföldvári összlet* legalsó rétegeiben, amelyek a Biber (*Praetiglium*) hűvös klímaszakasz alatt képződhettek. A *Dunaföldvári összlet* bázisának — igen jelentős eróziós hézag alatt — „Pannóniai” homokos agyagon települő *Kulcsi vörös-agyagot* tekintjük, amelynek paleomágneses polaritása a negatív felső-pannóniai agyagréteg felett ismét pozitív (GAUSS 20. ábra).

Fentebbi litosztratigráfiai és paleomágneses vizsgálati adatok értékelése alapján úgy látjuk, hogy a magyarországi idős löszök fekvésében települő homokos, iszapos, agyagos *Dunaföldvári összlet* löszös képződménynek már egyáltalán nem nevezhető. Ez 5—6 jellegzetes vörös-agyagos fosszilis talajt foglal magába, nagy valószínűséggel a *Jaramillo* (0,9 millió év) és a *Gilsa-Olduvai* esemény között (n. e. 1,8—1,9 millió év) keletkezett. Mivel a pliocén és pleisztocén kö-

⁹ E halvány rózsaszínű homokos képződmény, ún. „köves lösz”, meleg klímaszakaszban képződött, amely a Donau-Günz (WAALIUM) Felső-Villányi meleg klímaszakasszal vethető össze. A képződmény halvány rózsaszínű színezetét valószínűleg a felhalmozódási folyamat alatt nyerte el, egyes rétegeiben vöröstalajokból áttelepített aggregátumok is előfordulnak.



20. ábra. A magyarországi löszök litosztratigráfiai és kronológiai tagolása (PÉCSI M. 1977).

zötti határt újabban éppen a *Gilsa (Olduvai)* esemény alatt javasolták megvonni,¹⁰ amely esetünkben (20. ábra) a *Dunaföldvári összleten* belül mutatkozik, célszerűbbnek látjuk a neogén-quarter határt a *Dunaföldvári összlet* alatt megvonni.

Litosztratigráfiai-paleopedológiai szempontból a Dunaföldvári összlet olyan határozottan elkülönül az idős paksi löszösszlettől, hogy helyesebbnek látjuk, ha ezt az igen markáns rétegtani képződményváltást tekintjük az eo-pleisztocén és az alsó pleisztocén közötti határnak. A Dunaföldvári összletet a hazai Villányium külszíni megfelelőjének vesszük, amellyel való szorosabb korrelálást még későbbi kollektív munkafeladatnak tartjuk.

IRODALOM

- ÁDÁM L. — MAROSI S. — SZILÁRD J.: A paksi löszfeltárás. Földr. Közl., **2.3.**, 239—254, 1954.
- ALEXEEV, M.N.: Chronostratigraphic Units of the Anthropogene in Eastern Siberia and the Far East. Ninth Congress, INQUA, Abstracts, New Zealand, 3, 1973.
- BERGGREN, W.A. — VAN COUVERING, J.A.: The Late Neogene. Paleo-geography, Climatology, Ecology, **16.** 1/2, 1—216, 1974.
- BROECKER, W.S. — VAN DONK, J.: Insolation Changes Ice Volumes and the O¹⁸. Record in Deep-sea Cores. Reviews of Geophysics and Space Sciences, **8.**, 169—198, 1970.
- BRONGER, A.: Zur quartären Klima- und Landschaftsentwicklung des Karpatenbeckens auf (paläo)-pedologischer und bodengeographischer Grundlage. Kieler Geographische Schriften, Kiel, **45.**, 268, 1976.
- BRUNNACKER, K.: Die Gesichte der Böden in jüngeren Pleistozän in Bayern. Geologica Bavarica, München, **34.**, 1957.
- BRUNNACKER, K.: Löss- und Paläoböden der letzten Kaltzeit im mediterranen Raum. Eiszeitalter u. Gegenwart, Öhringen-Württemberg, **25.**, 62—95, 1974.
- BULLA B.: Der pleistozäne Löß im Karpatenbecken. Földt. Közl., **67.**, 196—214, 289—309, **68.**, 33—58, 1937—38.
- CONEA, A.: Profils de loess en Roumanie, Bull. de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire, Paris, 127—133, 1969.
- DREIMANIS, A. — KARROW, P.F.: Glacial History in the Great Lakes St. Lawrence Region, the Classification of the Wisconsin (an) Stage, and its Correlatives. Internat. Geol. Congress Canada 1972. Sect. 12. Montreal, 5—15, 1972.
- DREIMANIS, A. — RAUKAS, A.: Did Middle Wisconsin, Middle Weichselian and their Equivalents Represent an Interglacial or an Interstadial Complex in the Northern Hemisphere? Quaternary Studies IX. INQUA Congress. New Zealand, 109—120, 1975.
- EMILIANI, C.: Amplitude of the Pleistocene Climatic Cycles at Low Latitudes and the Oxygen Isotopic Composition of the Ice Caps. Geol. Soc. Am. Abstr. Progr., **7.**, 56—57, 1969.
- EVANS, P.: The Present Status of Age Determination on the Quaternary (with special reference to the period between 70 000 and 1 000 000 years ago). Internat. Geol. Cong. Canada. Sect. 12. Montreal, 16—21, 1972.
- FINK, J.: Die Subkommission für Lößstratigraphie der Internationalen Quartärvereinigung. Eiszeitalter und Gegenwart, **16.**, 264—275, 1965.
- FINK, J.: The Pleistocene in Eastern Austria. International Studies on the Quaternary INQUA, USA, 179—199, 1965.
- FINK, J.: Le loess en Autriche. Bull. de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire, Paris, 17—21, 1969.
- FOTAKIEVA, E. — MINKOV, M.: Le loess en Bulgarie du Nord. Bull. de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire, Paris, 59—64, 1969.

¹⁰A tengeri sztratigráfia a Calabriai szint bázisán határolja le a pleisztocént, ahol a *Globorotalia truncatulanoides* először jelenik meg, a *Globigerinoides obliqua* viszont már kihalt.

- GÁBORI M.: Paleolithique en Hongrie. In „Loess-Periglaciaire-Paleolithique sur le Territoire de l'Europe Moyenne et Orientale” l'édition préliminaire pour le VIII. Congrès de l'INQUA, Paris, 252—267, 1969.
- GÁBORI-CSÁNK V.: La station du Paléolithique Moyen d'Érd — Hongrie. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1968.
- GERBOVA, V.G. — GROMOV, V.I.: The Lower Boundary of the Anthropogene in Papers by the Russian Geologists. International Colloquium on the Problem „The Boundary between Neogene and Quaternary”. Collection of papers I., Moscow, 61—74, 1972.
- HAASE, G.: Stand und Probleme des Lössforschung in Europa. Geogr. Berichte, **27**, 97—129, 1963.
- HAASE, G. — RUSK, R.: Les loess sur le territoire de la République Démocratique Allemande. Bull. de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire. Paris, 111—117 1969.
- HAHN GY.: A magyarországi hegységelőteri, dombvidéki és medencebelseji löszök és löszös üledékek morfológiája és kronológiája. Kandidátusi értekezés, 1975.
- HEUSSER, C.J.: Climatic Records of the Last Ice Age for Pacific Mid-Latitudes in the Americas. Ninth Congress INQUA. Abstracts. New-Zealand, 150—151, 1973.
- HORVÁTH A.: A paksi pleisztocén üledékek csigái és értékelésük (Molluscs of the Pleistocene Sediments of Paks and Theirs Evaluation). Állattani Közl., XLIV, 3—4, 171—185, 1954.
- JAMES, N.P. — MOUNTJOY, E.W. — OMURA, A.: An Early Wisconsin Reef Terrace at Barbados, West Indies and its Climatic Implication. Geol. Soc. Amer. Bull., **82**, 2011—2017, 1971.
- JÁNOSY D.: Az európai közép-pleisztocén gerinces fauna rétegtani értékelése. Akad. dokt. ért., 424, 1966.
- KIND, N.V.: Late Quaternary Climatic Changes and Glacial Events in the Old and New World. Radiocarbon Chronology. Internat. Geol. Congress Canada. Sect. 12. Montreal, 55—61, 1972.
- KRETZOI, M.: A Villányi-hegység alsó-pleisztocén gerinces faunái. Geologica Hungarica. Ser. Paleont. Fasc., **27**, 1—264, 1956.
- KRETZOI M.: Fauna und Faunenhorizont von Csarnóta. Jahresbericht Ungar. Geol. Anstalt., 1959. 344—395, 1962.
- KRETZOI M.: A magyarországi kvarter és pliocén szárazföldi biosztratigráfiájának vázlata. Földr. Közl., **17**, (93), 179—198, 1969.
- KRETZOI M. — KROLOPP E.: Az Alföld harmadkor végi és negyedkori rétegtana az őslénytani adatok alapján. Földr. Ért., **21**, 2—3, 133—158, 1972.
- KRIVÁN P.: A közép-európai pleisztocén éghajlati tagolódása és a paksi alapszervény (Distribution of the Central European Pleistocene Climate and the Loess Profile of Paks). Magyar Áll. Földt. Int. Évkönyve, **43**, 3, 365—400, 1955.
- KRIVÁN P.: A paksi és villányi alsópleisztocén kifejlődések párhuzamosítása. Földt. Közl., **90**, 3, 303—321, 1960.
- KRASNOV, I.I. — NIKIFOROVA, K.V.: Stratigraphic Scheme of the Quaternary (Anthropogene) Based on the Materials of the Last Years. Quaternary Studies. IX. NQUA Congress New-Zealand, 193—202, 1975.
- KROLOPP E.: Negyedkori malakologia Magyarországon. Quaternary Malacology in Hungary. Földr. Közl., **2**, 161—171, 1973.
- KROLOPP, E.: Őslénytani adatok a nagyalföldi pleisztocén és felsőpliocén rétegek sztratigráfiájához. Őslénytani viták, **14**, 5—43, 1970.
- KUKLA, J. — LOŽEK, V.: Trois profils caractéristiques de la bohème centrale et de la Moravie du sud. Bull. de l'Association française pour l'étude du Quaternaire. Paris, 53—58, 1969.
- KUKLA, J.: Correlations between Loesses and Deep-sea Sediments. Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar, Stockholm, **92**, 2, 138—180, 1970.
- LAUTRIDOU, J.P. — GRESSE, P.: Les formations quaternaires du littoral du golfe Normand-Breton entre Coutances et Avranches. Caen, Bull. de l'Assoc. Française, Paris, **2**, 89—101, 1973.
- LAUTRIDOU, J.P.: Le loess dans l'ouest de la France. Bull. de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire, Paris, 79—80, 1969.
- LIIVRAND, E.: Die palynologische Charakteristik und Korrelation der interglazial Ablagerungen des Profils von Karuküla. Eesti NSV Tead. Akad. Toimetised, Keemia, Geologia, **21**, 4, 358—367, 1972.
- LOŽEK, V.: Klimaabhängige Zyklen der Sedimentation und Bodenbildung während des Quartärs im Lichte malakozoologischer Untersuchungen. Paraha, Ročnik, **86**, 8, 97, 1976.
- MARKOVIĆ-MARJANOVIĆ, J.: Les profils de loess du bassin pannonic, région classique du loess de Yougoslavie. Bull. de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire, Paris, 165—170, 1969.

- MCINTYRE, A. and RUDDIMAN, F.: Northeast Atlantic Post-Eemian paleoceanography; a predictive analog of the future. *Quaternary Research*, **2**, 350—354, 1972.
- MESOLELLA, K.J. — MATTHEWS, R.K. — BROECKER, W.S. — THURBER, D.L.: The Astronomical Theory of Climatic Change Barbados Data, *Journal of Geology*, **77**, 250—274, 1964.
- MOJSKI, J.F.: Outline of Loess Stratigraphy in Poland. *Biuletyn Periglacialny, Łódz.*, **17**, 194—170, 1968.
- MOJSKI, J.E.: Les loess en Pologne, *Bull. de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, Paris, 105—110, 1969.
- MOROZOVA, T.D.: Peculiarities of the Genesis Diagnosis of Fossil Soils. Problems of Regional and General Palaeogeography of the Loess and Periglacial Regions. USSR Academy of Sciences, Institute of Geography, Moscow, 135, 1975.
- MOSZKVIĆIN, A.J.: Sztratigrafija plejsztocena central'noj i zapodnoj Evropü, *Trudü, Izd. „Nauka” Moskva*, **193**, 286, 1970.
- PAEPE, R. — VANHOORNE, R.: The Stratigraphy and Paleobotany of the Late Pleistocene in Belgium. *Mémoires pour servir a l'explication des cartes géologiques et minières de la Belgique*, Brussel, **8**, 94, 1967.
- PÉCSI, M.: A magyarországi Dunavölgy kialakulása és felszínalaktana. *Akad. K., Budapest*, 345, (Földrajzi Monográfiák 3) 1959.
- PÉCSI, M.: Ten Years of Physico-geographic Research in Hungary. *Akad. K., Budapest*, 132, (Studies in Geography 1) 1964.
- PÉCSI, M.: A basaharci löszfeltárás. *Földr. Közl.*, **13**, 345—351, 1965.
- PÉCSI, M.: A Kárpát-medencebeli löszök, löszszerű üledékek típusai és litosztratigráfiai beosztásuk. *Földr. Közl.*, **13**, 305—323, 1965.
- PÉCSI, M.: Löss und löbartige Sedimente im Karpatenbecken und ihre lithostratigraphische Gliederung. *Petermanns Geographische Mitteilungen*, Gotha, **110**, 3—4, 176—189, 241—252, 1966.
- PÉCSI, M.: Periglacial'nüe, kriogennüe obrazocnija. Lösz-Periglacial-Paleolit na Territorri Szrednej i Vosztoesnoj Europü. *INQUA*. Paris, 239—251, 1969.
- PÉCSI, M.: A légköri és kozmikus hatások a felszínomborzat alakulásában. *MTA X. Oszt. Közl.*, **3**, 181—194, 1970.
- PÉCSI, M. — HAHN Gy.: Historique des recherches sur le loess en Hongrie, (Paris, 1970). *Bull. de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire*, 85—91, 1970.
- PÉCSI, M. — SZEBÉNYI E.: Guide-book for Loess Symposium in Hungary. *IGU European Regional Conference*, Budapest, 34, 1971.
- PÉCSI, M.: Scientific and Practical Significance of Loess Research. *Acta Geologica*, **16**, 4, 317—328, 1972.
- PÉCSI, M.: Lithologische und chronologische Gliederung der Loesse in Ungarn. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, Hannover, 23—24, 216—218, 1973.
- PÉCSI, M. — JUHÁSZ Á.: Kataster der Rutschungsgebiete in Ungarn und ihre kartographische Darstellung. *Földr. Ért.*, **23**, 2, 193—202, 1974.
- PÉCSI, M. — PEVZNER, M.A.: Paleomagnetic Measurements in the Loess Sequences at Paks and Dunaföldvár, Hungary (Paleomágneses vizsgálatok a paksi és a dunaföldvári löszösszletekben). *Földr. Közl.*, **22**, 3, 215—226, 1974.
- PÉCSI, M.: A magyarországi löszszelvények litosztratigráfiai tagolása. *Földr. Közl.*, **23**, 3—4, 217—223, 1975.
- PÉCSI, M. — SCHWEITZER F. — JUHÁSZ Á.: A magyarországi felszínmozgásos területek térképezése. *MTA FKI fennállása 25. évfordulóján elhangzott e.a. Földr. Ért.*, **2—4**, (sajtó alatt) 1976.
- PÉCSI, M. — SZEBÉNYI E. — BALOGHNÉ DI GLERIA MÁRIA: A dunaföldvári feltárások, ill. fúrások szelvényeinek komplex vizsgálata és értékelése. *MTA FKI, Budapest*, 158, (KMB 130/1976). 1977.
- PEVZNER, M.A.: Paleomagnetism and Correlation of Pliocene-Quaternary Deposits. *Internat. Colloquium on the Problem „The Boundary between Neogene and Quaternary”*. Collection of papers, I. Moscow, 151—161, 1972.
- RHODENBURG, H. — MEYER, B.: Le sud de la Basse Saxe et la loesse du nord. — *Bull. de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*. Paris, 37—43, 1969.
- SEMMELE, A.: Stratigraphie du loess dans les hesses meridionales et Rhenanes. *La Stratigraphie des Loess d'Europe*. Paris, 1969.
- SMOLIKOVA, L.: Polygenese der fossilen Lössböden der Tschechoslowakei im Lichte mikromorphologischer Untersuchungen. *Geoderma* 1, Amsterdam, 315—324, 1967.
- SMOLIKOVA, L.: Bedeutung der Paläoböden im Rahmen des Quartären klimatischen Zyklus. *Sbornik Geologických, Praha, Véd A.* **6**, 57—76, 1972.

- STEFANOVITS, P.: Untersuchungsangaben der begrabenen Bodenschichten im LöBeprofil von Mende. *Földr. Közl.*, XIII, (LXXXIX), 331—334, 1965.
- SZILÁRD J.: A mérnökgeomorfológiai térképezés helyzete az MTA Földrajtudományi Kutató Intézetében. MTA FKI fennállása 25. évfordulóján elhangzott előadás. *Földr. Ért.*, 2—4, (sajtó alatt) 1976.
- SZILÁRD J.: A mérnökgeomorfológiai térképezés az építési előtervezés szolgálatában. *Földr. Közl.*, 20, 2—3, 228—233, 1972.
- VEKLITCH, M.F.: La stratigraphie de loess d'Ukraine. *Bull. de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, Paris, 145—150, 1969.
- VELICHKO, A.: Les traits essentiels de la stratigraphie des loess de la plaine d'Europe oriental. *Bull. de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, Paris, 160—163, 1969.
- VELICHKO, A.A. — MOROZOVA, T.D.: Peculiarities of Middle and Lower Pleistocene Fossil Soils in the Russian Plain. *Paleogeography Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, 8, 221—236, 1970.
- VELICHKO, A.A — MOROZOVA, T.D.: Stages of Development and Paleogeographical Inheritance of the Recent Soils Features in the Center of the Russian Plain. *Problems of Regional and General Palaeogeography of the Loess and Periglacial Reigons*. USSR Academy of Sciences, Inst. of Geogr. Moscow, 122, 1975.
- Кинд, Н. В.: Хронология позднего антропогена по радиометрическим данным. *Стратиграфия, Палеонтология, Москва* 4, 5—49, 1973.
- Кинд, Н. В.: Вопросы синхронизация геологических событий и колебаний климата в верхнем антропогене. Основанные проблемы геологии антропогена Евразии. К VIII конгрессу ИНКВА в Париже, 21—35, 1969.
- Алексеев, М. Н.: О принципах корреляции антропогеновых отложений Восточной Азии. Основные проблемы геологии антропогена Евразии. К VIII конгрессу ИНКВА в Париже, 121—128, 1969.

