

A Paksi Atomerőmű földrengéskockázatával kapcsolatos szerkezeti és geomorfológiai vizsgálatok

BALLA ZOLTÁN–MAROSI SÁNDOR–SCHEUER GYULA–
SCHWEITZER FERENC–SZEIDOVITZ GYÓZÓ

Bevezetés

A Paksi Atomerőműnek már mind a négy blokkja működik, de a földrengéskockázatról még nem alakult ki világos kép. Ez érthetően nyugtalanítja mind az üzemben tartót, mind a közvéleményt. Míg azonban az üzemben tartó nagyszámú vizsgálati eredményt tart a kezében, s fő problémája manapság az információknak inkább túl nagy mennyisége, semmint hiánya, addig a közvélemény – beleértve a szakmabeliek jelentős részét is – csak a *nem szakajtóból* kap információt, s annak mennyisége és minősége távolról sem kielégítő. Talán javíthatna a helyzeten, ha az üzemben tartó megbízásából az eddigi adatok 1991-ben lefolytatott összesítő elemzését egy tudományos cikkben is összefoglalnánk, ez tájékoztatná a *szakmai közvéleményt* és alapot teremthetne ahhoz, hogy a nem szakmai sajtó is objektívabban világtítsa meg a kérdést.

A földrengéskockázati vizsgálatok feladata annak meghatározása, hogy az erőmű működése során milyen földrengésterhelésekre kell számítani. A sok bizonytalansági tényező miatt azonban a várható szeizmikus hatásokat csak bizonyos valószínűséggel lehet megállapítani, s így az erőmű méretezése végső soron gazdasági és politikai mérlegelés eredménye is.

A földrengésterheléseket a rengések *főbb paramétereiből* határozzák meg, amelyek röviden az alábbi módon jellemezhetők. A rengés *intenzitásán* a rengés erősségét értjük a földfelszín egy meghatározott pontján, s azt egy *tizenkétfokozatú skála* °-jaiban fejezzük ki. Európában a MERCALLI, CANCANI és SIEBERG szeizmológusokról elnevezett *MCS-skála* terjedt el, de később ezt az 1964-ben MEDVEDEV, SPONHEUER és KARNÍK által megalkotott *MSK-64 skála* váltotta fel. A két skála egyes fokozatai többé-kevésbé megfelelnek egymásnak, de az utóbbiban az objektivitást növelendő a károsodott épületek típusát és számát, valamint a sérülések fokát is vizsgálják. Általában nem áll elegendő adat rendelkezésre az MSK szerinti értékeléshez, ennek ellenére gyakran előfordul, hogy különböző mérlegelés nélkül az MCS-ről az MSK-ra térnek át vagy az olvasóra bízzák annak eldöntését, hogy *melyik skáláról van szó*. Ez a tény a tervezők körében meglehetősen nagy bizonytalanságot kelt, mivel a skálák egyes fokozataihoz rendelt *gyorsulásértékek* között már meglehetősen nagy eltérés van (BISZTRICSÁNY E. 1974). A következőkben minden olyan esetben, amikor nem írjuk ki külön az „MSK” jelölést, az MCS-skálára gondolunk.

A rengések *mérete* a Richter-magnitúdó (*M*), a fészekben felszabaduló *energiával* kapcsolatos, nem függ a fészektávolságtól és műszeres megfigyelésekből állapítható meg. Az azonos megrázottságú (intenzitású) pontokat összekötő vonalakat *izoszeiztáknak* nevezzük; alakjuk sokat elárulhat a terület tektonikai viszonyairól. Az izoszeizták ismerete a rengés fészekmélységének meghatározásánál is szükséges.

A tervezéshez gyakran igényelnek gyorsulásgramokat; ezek a földrengések okozta talajmozgás gyorsulásának időbeli változását mutatják két egymásra merőleges vízszintes, valamint a függőleges irány mentén.

A szeizmikus veszélyeztetettség megítélése szempontjából a legfontosabb kérdés: *várható-e* a vizsgált objektumot érintő földrengés, és ha igen, *milyen erősségű*. Ez a kérdés többféle megközelítésben tárgyalható, de a lényeg mindig az, hogy a *jövőbeli* földrengések lehetőségét és erősségét *múltbeli* események és folyamatok alapján becsüljük meg. A különböző megközelítések között eltérések vannak egyrészt abban, *milyen távoli* múlt eseményeit vizsgáljuk, másrészt abban, *mennyire közvetlenül* kapcsolódnak az illető jelenségek a földrengésekhez. Nyilvánvaló, hogy minél közelebb vannak időben és minél szorosabb kapcsolatban állnak a földrengésekkel a tanulmányozott események és folyamatok, annál megbízhatóbbak a levont következtetések.

A földrengésekkel legszorosabb kapcsolatban nyilvánvalóan *földrengések* állnak, ezért a szeizmikus kockázatot többnyire a *korábbi földrengések* elemzésével igyekeznek meghatározni. Hazánk a kis és közepes szeizmicitású térségek kategóriájába tartozik, ahol a jövőben várható földrengéstevékenységre csak egy hosszabb, valószínűleg több ezer éves megfigyelési intervallum alapján lehetne következtetni. RÉTHLY A. (1952) katalógusában ugyan feldolgozta a hazánkban 456-tól megfigyelt rengéseket, de anyaga messze nem

teljes, s megbízhatóbb adataink csak az elmúlt két-három évszázadról vannak. Ezek alapján még eloszlási törvényszerűségeket is nehéz körvonalazni, ezért a szeizmikus kockázat becslésében *egyéb adatokat* is használnunk kell.

A földrengések a földkéregben lejátszódó mozgások konkrét megnyilvánulásainak tekinthetők. A *kéregmozgások* egészében véve a *tektonika* tárgykörébe tartoznak, ezért a földrengések előrejelzésében általában nagy szerepet tulajdonítanak a szerkezeti vizsgálatoknak, amelyeket részint földtani módszerekkel, részint a társtudományok: geomorfológia, régészet stb. keretében végzett kutatások kiegészítéseképpen folytatnak le.

Szeizmicitás és tektonika

A tektonikai mozgások a *kőzettömegek alakváltozására* vezetnek, s ennek leegyszerűsítve két fő típusát különböztethetjük meg: egyik a *hajlításos*, másik a *töréses*. Általában úgy vélik, hogy a földrengések a töréses mozgástípushoz kapcsolhatók; mi is ezt vesszük alapul.

Egy-egy konkrét földrengés egy adott törésnek mindig csak egy *kis szakaszára* korlátozódik, s míg egy földrengés emberi mértékkel mérve is *pillanatszerű*, addig a törésmenti mozgások földtani értelemben véve is hosszú időn át tartanak. Egy-egy konkrét földrengés tehát a törésmenti elmozdulásoknak csak egy térben és időben egyaránt korlátozott *adagját* jelenti, s amit tektonikai módszerekkel egy-egy adott törés esetében vizsgálhatunk, az a térben és időben szétszórt földrengések összehatása lehet. Mászóval, míg a földrengések a földkéregben lejátszódó mozgásoknak mintegy *pillanatképet* mutatják, addig a tektonika az összegeződött *eredményt* tanulmányozza. Amikor tehát tektonikai és szeizmicitás-adatokat egyeztetünk, a legfontosabb kérdés egyrészt a földrengések kipattanását meghatározó *törés* (szakasz) kijelölése, másrészt a *legfiatalabb* szerkezeti mozgások elkülönítése a többitől, hiszen azok esnek időben legközelebb a földrengésekhez és azokkal állhatnak a földrengések a legszorosabb kapcsolatban.

A konkrét törések feltárásokban, szelvényeken vagy térképeken *folytonosság*i hiányként jelentkeznek. Míg feltárásban ez többnyire egyértelműen állapítható meg, a szelvényeken és térképeken feltüntetett törések általában *értelmezéssel* születnek, s ilyen művoltukban gyakran vitathatók. Ezzel kapcsolatban a legfontosabb kérdés: mennyire megbízhatók a *töréskijelölési kritériumok*.

Az *elmozdulások korát* abból állapíthatjuk meg, hogy mely képződmények vannak *megszakítva* és melyek *nem*. A gyakorlatban azonban ilymódon többnyire csak igen tág időhatárok adhatók meg, s a mozgások korát legfeljebb közvetett megfontolásokkal pontosíthatjuk. Földtanilag azok a mozgások a „legfiatalabbak”, amelyek érintik az utolsó 12 000 évben keletkezett *holocén* korú képződményeket. Utóbbiak anyaga igen laza, feltártságuk rossz, ezért bennük törések és elmozdulások észlelése rendkívül nehéz. Ha megfigyeléseinket ezekre korlátozzuk, könnyen előfordulhat, hogy nem lesz a kezünkben használható szerkezeti adat.

A földtani folyamatok „szokásos” időtartamát egy-két nagyságrenddel nagyobbak véelve, többnyire azokat a mozgásokat is a „legfiatalabbak” közé sorolják, amelyek a *pleisztocén* képződményeket érintik. Ezzel ugyan lehetőség születik a tektonikai elemzésre, azonban bizonytalanná válik a kapcsolat a földrengésekkel, mivel e hosszú, mintegy 2,4 millió évnyi időszak alatt számos változás történt (amint azt az üledékfelhalmozódás menete rögzíti), amelyek ugyan jelentős részben éghajlati tényezőkre vezethetők vissza, de esetleg tektonikai eseményekkel is kapcsolatban

állhattak. A pleisztocén korú mozgások és a mai földrengések közötti kapcsolat fennállását földtanilag egyetlen körülmény támaszthatná alá: az, hogy a pleisztocén-holocén folyamán a szerkezeti mozgások jellege többé-kevésbé *állandó* maradt.

Lehetségesnek tartjuk, hogy a szeizmikus veszélyeztetettség mértékének megítéléséhez a törés menti *elmozdulások irányát* is ismernünk kell, erre vonatkozóan több független adatsorozatunk lehet (karcok, kísértő deformációk, elmozdított képződmények azonosítása).

Mielőtt azonban a tulajdonképpeni elemzésre rátérnénk, célszerűnek látszik áttekinteni a Paksi Atomerőművel kapcsolatos földrengéskockázati vizsgálatok *történetét*.

A Paksi Atomerőmű földrengéskockázati vizsgálatainak története

A Paksi Atomerőmű *szovjet* tervek alapján és *szovjet* szakértői irányítással épült. 1972-ben az első kiépítést előirányzó műszaki tervek rögzítésekor a szeizmicitással kapcsolatban a *szovjet* szakértők semmiféle különleges kikötést nem tettek. Az Országos Atomenergia Bizottság azonban már ebben az évben ajánlotta, hogy gyűjtsék össze a történelmi földrengésadatokat és tanulmányozzák a geológiai és tektonikai viszonyokat.

1974 végén a műszaki tervek védésekor a *szovjet* szakértők azzal az igénnyel léptek fel, hogy a létesítendő erőmű területén el kell végezni azokat a *Szovjetunióban* időközben kötelezően előírt vizsgálatokat, amelyek célja az volt, hogy tisztázzák a helyi földtani és hidrogeológiai viszonyoknak a megrázottságra gyakorolt hatását. Az eredmények (CSOMOR D. 1975) azt mutatták, hogy a területen várható intenzitásnövekedés az átlagos hazai viszonyokat nem haladja meg. Ekkor foglalkoztak először a területen várható legnagyobb megrázottsággal is, aminek értékét 5°-ra becsülték, s ez az adat szerepelt a második kiépítés műszaki tervezése során.

Az 1976. szept. 30-i 8502/1340 sz. levelében a *szovjet* fél (az Atomenergoexport) arról értesítette a magyar felet (az Erőmű Beruházó Vállalatot), hogy *elfogadja* az 5°-os intenzitásértéket, azonban tekintettel arra, hogy az atomerőművek földrengésérzékeny létesítmények, a biztonságot növelendő, *egy fokkal nagyobb* értékre fog méretezni.

Az 1976. okt. 4-i N-12395 sz. levelében azonban P. SZ. NEPOROZSNŪJ, a *szovjet* villamosítási és energetikai miniszter már arra kérte SIMON P. nehézipari minisztert, hogy vizsgálta felül a földrengéskockázattal kapcsolatos kutatásokat, de tartalmukkal kapcsolatban nem adott semmiféle útmutatást.

Az 1977. márc. 3-án Moszkvában tartott konzultáción a *szovjet* fél szokatlan igénnyel lépett fel: intenzitásértéket és gyorsulásgramokat kért az ezer és tízezer éves gyakorisággal várható rengésekre. A magyar fél március végére átadta a kért gyakoriságértékeket (CZIPRIAN F. 1977), de mivel hazánkban egyetlen gyorsulásmérő se működött, gyorsulásgramokat nem tudott szolgáltatni. Adatai szerint a térségben ezer évente számíthatunk egy 6°-os és tízezer évente egy 7,8°-os megrázottságra.

Az 1977. máj. 11-i N-5689 sz. levelében P. SZ. NEPOROZSNŪJ miniszter – többek között tekintettel a Romániában keletkezett pusztító crejű földrengésre (1977. márc. 4) – ismételten kérte SIMON P.-t a földrengéskockázattal kapcsolatos adatok felülvizsgáltatására.

1977. július–augusztus folyamán a Paksi Atomerőmű második blokkja műszaki tervének védeése során a *szovjet* fél bejelentette, hogy a gyakoriságértékeket saját szakértőivel kívánja meghatározatni. Ugyanakkor készségét nyilvánította arra, hogy a gyorsulásgramok tárgyában konzultáljon a magyar szakemberekkel. Megállapodás született arra, hogy a felülvizsgálathoz szükséges földtani, szeizmológiai és egyéb adatokat a magyar fél szolgáltatja, ami rövid időn belül megtörtént (CSOMOR D. 1977), de a megbeszélte konzultációra nem került sor.

1977. dec. 8-ra elkészült a földrengésgyakoriságra vonatkozó szakvélemény (Z. G. JASCSENKO–I. P. KUZIN 1977), amely szerint ezer évente egy 6°-os és tízezer évente egy 7°-os megrázottságra kell számítani. Látható, hogy a maximális megrázottságot illetően ez a *szovjet* szakvélemény kedvezőbb volt, mint a magyar. Ennek a szakvéleménynek a megvitatására azonban nem került sor, mert a *szovjet* fél visszavonta azt.

1978. márc. 7-én egy másik *szovjet* szakvéleményt (G. I. REISZNER–V. V. STEINBERG 1978) terjesztettek elő, amely szerint a térségben ezer évente egy 7°-os és tízezer évente egy 8°-os rengésre kell számítani. CSOMOR D. (1978) rövid időn belül kifogásolta, hogy e szakvéleményben az addig megfigyeltknél nagyobb értékeket adtak.

Az 1978. ápr. 19-én a SZILI G. miniszterhelyetteshez intézett L–3801 sz. levelének 1.8–1.10. mellékletében N. A. LOPATIN miniszterhelyettes ennek ellenére azt állította, hogy a március 7-én tartott konzultáción a magyar szakemberek elfogadták a 7°-os értéket.

1978. májusában kerültek ismét szóba a gyorsulásgramok, amikor is a szovjet fél átadta egyes kaliforniai és üzbejisztáni rengések gyorsulásgramjait, feltételezve, hogy hasonló rengések várhatóak Paks körzetében is; a magyar fél ezeket a gyorsulásgramokat továbbította a szovjet tervezőknek. A megbeszélésen a szovjet szakemberek egy 1,5 km mély kutatófúrást kértek mélyíteni és azt, hogy a vizsgált térségben a magyar fél állítson fel egy szeizmológiai állomást.

1978. jún. 7–9-én SZILI G. és N. A. LOPATIN miniszterhelyettes moszkvai megbeszélésén a szovjet fél kérte, hogy az 5°-os intenzitásértéket a magyar fél érvekkel támassza alá, mert létjogosultságát autentikus szovjet szakmai körök kétkedéssel fogadják.

Az 1978. jún. 22-én MARJAI J. miniszterelnök-helyetteshez küldött „Feljegyzés”-ében azonban az építési és a városfejlesztési miniszter változatlanul az 5°-os földrengésintenzitás-értéket látta elfogadhatónak; úgy vélte, hogy ez nem zárja ki erősebb rengések keletkezését, ezért a tervezéshez – a vonatkozó szovjet előírásokkal összhangban – 1°-kal nagyobb értéket, vagyis 6°-os intenzitást javasolt figyelembe venni.

1980-ra a Nemzetközi Atomenergia Ügynökség kidolgozta *ajánlásait* (NAÜ 1980) a földrengéskockázat megítélésére.

1983. februárjában erre hivatkozva az erőmű 1000 MW-os blokkokkal történő bővítésével kapcsolatban a szovjet fél új előírásokat léptetett életbe, amelyek szerint *tervezési és maximális méretezési* földrengésérősséget kell meghatározni a Paksi Atomerőmű telephelyére. A feladat megoldásához olyan mélységű adatszolgáltatást kértek, amely a korábbi gyakorlatot és a magyar fél lehetőségeit meghaladta. A bővítést a meglévő erőmű szomszédságába kívánták telepíteni, s így várható volt, hogy a kockázatszámítás feltehetően megbízhatóbb becslése a már meglévő blokkokra is kiterjeszhető lesz.

Néhány konzultáció után kiderült, hogy a magyar szakemberek a kívánt rövid határidő alatt egyedül nem képesek a vizsgálatokat végrehajtani. A SZUTA Földfizikai Intézete felajánlotta a segítségét, amelyet „A Paksi Atomerőmű telephely földrengésveszélyeztetettségének meghatározására kötött 85-021/64600 sz. szerződés”-ben (1986. júl. 31.) rögzítettek. Ennek értelmében a magyar fél elsősorban alapadatokat szolgáltatott, valamint végrehajtotta a kijelölt méréseket és lemélyítette a tervezett fúrásokat.

1987. júniusára készült el a megfelelő tanulmány (A. F. GRACSEV et al. 1987), amely szerint a Paksi Atomerőmű „földtanilag egységes, nagyméretű blokkban helyezkedik el, olyan zónában, melyben $M \leq 5,0$ maximális magnitúdójú földrengésszékek keletkezése lehetséges”; az atomerőműtől K-re és É-ra azonban földrengésveszélyes zónát jelöltek ki, amelyben $5,1 \leq M \leq 6,0$ értékű rengések is lehetségesek, 5–20 km fészkmélységgel. Kiszámították, hogy száz évente egy 6°-os és tízezer évente egy 7°-os rengés várható, azonban az utóbbi esetre számított vízszintes gyorsulásérték – 0,15 g – már valójában az MSK-skála 8°-os intenzitásértékének felel meg.

Századunkban ilyen intenzitású rengés Magyarországon nem fordult elő. A korábbi kutatások ugyan a kecskeméti földrengést (1911) 9°-osnak becsülték, de az újabb részletes vizsgálatok (SZEIDOVITZ GY.–TÓTH L. 1991) ezt cáfolták és csak kb. 7–7,5°-ot igazoltak. Hasonló a helyzet az 1956-os dunaharaszti rengéssel is: epicentrális intenzitása az MSK-skálán kb. 7,5° volt (SZEIDOVITZ GY. 1986).

1987. dec. 16-án – a szovjet fél kérésére – ezt a jelentést magyar szakemberekből álló fórum vitatta meg. A felkért magyar opponensek írásban közölt észrevételeiből, majd az értekezleten kifejtett szóbeli véleményéből kiderült, hogy az erőmű környezetében *nagyméretű törésvonal* tétélezhető fel, amely azonban a szovjet jelentésből hiányzik. A megbeszélés során a véleménykülönbséget nem sikerült feloldani, de a jegyzőkönyvben a szovjet szakértők ismételtlen leszögezték, hogy sem a két fél között fennálló interpretációs nézetkülönbség, sem pedig a pótlólagos feltárási munkák eredményei a „Jelentés”-nek a mérnöki méretezés alapjául vett szeizmológiai paramétereit nem befolyásolják, aminek következtében a tervezés az elmúlt év decemberében átadott értekek alapján változatlanul folytatható.

1988. jún. 10-én a szovjet szakértők kérésére kiegészítés született a 85-021/64600 sz. szerződéshez „A Paksi Atomerőmű körzetében levő törésvonal geológiai pozíciójának és természetének pontosítására”. Ezzel párhuzamosan a magyar szakértők elkészítették saját szakvéleményüket (SZABÓ Z. et al. 1989), s így nyilvánvalóvá vált, hogy a pótszerződés nem hozhatja meg a kívánt konszenzust a két fél szakértői között.

1989. febr. 17-i megbeszélésükön a MÁFI, az ELGI, a GKV és az ELTE szakemberei megvitatták a szovjet jelentés (A. F. GRACSEV et al. 1989) előzetes változatát, s ennek nyomán a szovjet szakértők kiegészítő vizsgálatainak mind feladatait, mind módszereit, mind eredményeit nagyrészt elutasították (SZABÓ Z. 1989).

Ezek után célszerűnek látszott a törésvonal természetével kapcsolatos további kutatásokat tudományos műhelyekre bízni és a tervezési paraméterek széleskörű elfogadtatására koncentrálni (ebben az időben már törekedtek a társadalom megnyugtatására is). E törekvés legjárhatóbb útjának a látszott, ha a kockázatszámításokat *magyar szakemberek* ismétlik meg a szovjet szakvéleményektől függetlenül.

A megfelelő vizsgálatokat az ELGI (SZABÓ Z. 1990), az ELTE (HORVÁTH F. et al. 1990), a GGKI (SZEIDOVITZ GY. et al. 1990) és a MÁFI (CHIKÁN G.–KÓKAI A. 1989) folytatta le, s összesítésükben (CHIKÁN G. et al. 1990) a terület szeizmikus kockázatát *nagyobbnak* ítélték, mint a szovjet szakvélemény, ami gyakorlatilag csak az ELTE-jelentésben (HORVÁTH F. et al. 1990) megfogalmazott két körülményre

vezethető vissza: egyrészt feltételezték, hogy az 1911. évi kecskeméti rengéshez (7–7,5° MSK) hasonló méretűre a *Kapos-vonal* és annak ÉK-i folytatása mentén bárhol számítani lehet, másrészt a törésvonalnak a Paksi Atomerőmű alatt átfutó szakasza mellett (a magyar kutatók az erőműre nézve a legnagyobb veszélyt eddig ebben látták) egy fiatalabb, a *Móri-árok* folytatásának tekinthető tektonikus szerkezetet is valószínűsítettek, amely mentén viszont az 1810-es móri rengéshez (8° MSK) hasonló intenzitású földrengést véltek lehetségesnek. Mind a kecskeméti, mind a móri rengés mérete 5,5–5,8 körüli volt, tehát nagyobb, mint amekkorát bármely korábbi szakvéleményben a Paksi Atomerőmű körzetére feltételeztek (5). Ha itt valóban két szeizmoaktív törés metszené egymást, a földrengések várható gyakorisága, s így az Atomerőmű veszélyeztetettsége is valóban megnövekedne.

A szakvélemények sokféleségéből kiindulva a Paksi Atomerőmű vezetősége 1990 nyarán szükségesnek látta, hogy az eddigi adatokat *egy az előzőtől független*, másik hazai szakértőcsoport *felülvizsgálja*. A következőkben ennek a felülvizálatnak az eredményeit ismertetjük.

Paks körzetének szerkezeti elemzése

A korábbiakban elmondottakból következően *feladatunk* többek között a Paks környéki *törések* és kijelölési kritériumaik elemzése, a mozgások *időbeli megoszlásának* vizsgálata és a fiatal mozgások *irányára* vonatkozó adatok áttekintése volt.

Törések Paks körzetében

A *töréseket* sokféleképpen osztályozzák, de gyakorlati szempontból az egyik legfontosabb felosztási kritérium a törés menti *elmozdulás nagysága*. Ennek alapján a törések két kategóriáját különböztethetjük meg: elmozdulás nélküli *közetréseket* és jól érzékelhető elmozdulással jellemezhető *vetőket*. Éles határ természetesen nem vonható meg, s a mm–cm nagyságrendű elmozdulásokat még általában „közetrésekre” vonatkoztatják. A közetréseket többnyire nagyobb törések jelenlétére mutató körülményként értelmezik.

A Paksi Atomerőmű körzetének *rétegsorában* két nagy egységet különböztethetünk meg: a gyúrt medencealjzatot és az arra éles diszkordanciával viszonylag nyugodtan települő, kb. 500–2000 m vastagságú neogén–kvarter üledékösszletet. *Vetőket* elvileg mind a medencealjzatban, mind az üledékösszlet különböző szintjeiben ki lehet mutatni, közetrések megfigyelésére azonban főleg csak feltárásokban nyílik lehetőség (a nagyobb mélységből származó fúrómagokon kapott adatok mennyisége igen kicsi, értékük pedig rendkívül korlátozott, mivel a mérések egy-egy függőleges vonalra, vagyis térképen egy-egy pontba esnek, s az adatok nem köthetők égtájakhoz).

A Paks környéki vetőkről

Az *üledékösszletet* a megismerhetőség szempontjából két szintre bonthatjuk: egy *felszín közelire*, amelynek szerkezete feltárásokban vagy sekélyfúrások alapján tanulmányozható, és egy *mélyebbre*, amelynek szerkezetét illetően elsősorban szeizmikus szelvényekből várható információ. A *medencealjzat* szerkezetére vonatkozóan gyakorlatilag semmiféle közvetlen adatunk nincs, s így benne töréseket legfeljebb

különböző megfontolások alapján tételezhetünk fel, amelyek között a *regionális tektonikai elemzéssel* levont következtetések játszanak vezető szerepet. A továbbiakban ezt a felosztást követjük.

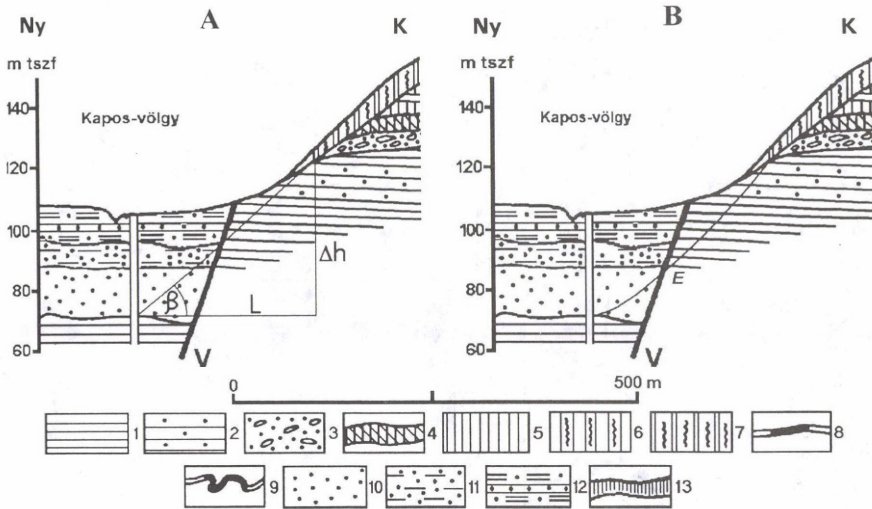
1. Felszín közeli vetők: földtani szelvények elemzése

Olyan terület földtani szelvényeiben, ahol a rétegzettség közel vízszintes, vetőket többnyire oda szerkesztenek, ahol egy vagy több réteg tszf-i helyzetében olyan *ugrásszerű* változás tapasztalható, amelyre az üledékképződés jellegeinek alapján nincs elfogadható magyarázat. Paks körzetében ilyen változásokat elsősorban a pleisztocén üledékek fekvővonalán tételeznek fel. A *szerkesztett vetők* (pl. ÁDÁM L. et al. 1959, 30., 34., 36. ábra és ÁDÁM L. 1969, 40., 45., 48. ábra) közül a nagyobbak zömmel völgyoldalak tövére esnek, s az ilyen vetők helyszíni kimutatására vagy ellenőrzésére gyakorlatilag nincs mód. A vetőkijelölés megalapozottsága azonban lemérhető azon is, mennyire látszik valószínűnek az ugyanazon adatok alapján, de vető nélkül szerkesztett szelvény: ha a vetőmentes kép is valószínűnek látszik, az ugrás egymaga nem szolgálhat bizonyítékul az illető vető létezése mellett.

A vetőmentes kép valószínűségét annak alapján ítélni lehet meg, hogy illik-e a kapott felületek alakja az adott földtani keretbe. A felületek alakjának könnyen ellenőrizhető mérőszáma a *dőlésszög*. Az említett szelvényekben a vetőket lényegileg két-két rétegsor közé rajzolták be, amelyek közül az egyik egy felszíni kibúvásban, a másik a szomszédos fúrásban van. A vetőmentes képbe kerülő dőlésszög úgy határozható meg (1. ábra, A), hogy a kibúvásban és a fúrásban észlelt egyazon réteg tszf-i magasságkülönbségét (h) elosztjuk a kibúvás és a fúrás közötti távolsággal (L), s a kapott értéket a keresett dőlésszög (β) tangenseként fogjuk fel ($h/L = tg\beta$).

Az ily módon kapott értékek többnyire nem haladják meg a néhány °-ot. A pannóniai üledékek felszíne, amelyre a fenti adatok vonatkoznak, nyilvánvalóan *eróziós eredetű*, s ilyen esetben néhány °-os lejtőjű hátaik vagy vályúk bárhol előfordulhatnak. A vetőket azonban – mint láttuk – nem bárhol, hanem eróziós völgyek oldalában tételezik fel, ahol a lejtőszögek sokkal nagyobbak is lehetnek. Az említett szelvényeken könnyen meggyőződhetünk arról, hogy ha a pannon felszín mai kibúvásaira berajzolt lejtőket nem laposítjuk rá a mai völgytalpra, hanem egyenesen folytatjuk az alá, a kapott nyomvonalak a völgybeli fúrásban lévő harántolási pont alá vezetnek (1. ábra, B), vagyis elegendő a völgyek *mai lejtőszögét* a múltba vetíteni ahhoz, hogy a kérdéses vetőket kiiktassuk.

Megállapíthatjuk tehát, hogy a geomorfológiai viszonyok szemléltetésére használt erősen *túlmagasított* szelvények nem alkalmasak a vetős szerkezet tisztázására, mivel éppen az ebből a szempontból legfontosabb jelenség, a *vetők nélküli rétegdőlés*, ezeken a szelvényeken rendkívül eltorzítva, teljesen félrevezető módon érzékelhető. Az ugyanazon szelvények némelyikén (ÁDÁM L. 1969, 40–41., 45–46., 48. ábra) feltüntetett bemért vetők az erős túlmagasítás ellenére *mért* dőlésszögeikkel vannak berajzolva, ami kétségesé teszi az ábrák hitelességét: az 55–75°-os vetők a túlmagasítással gyakorlatilag függőlegessé válnának, s feltüntetetésük az eredeti dőlésszögekkel a szerkezeti viszonyok erős eltorzítását eredményezi. Úgy véljük tehát, hogy az említett munkákban szereplő vetők létezése nincs igazolva, bár a *lehetőségük* természetesen nem zárható ki.



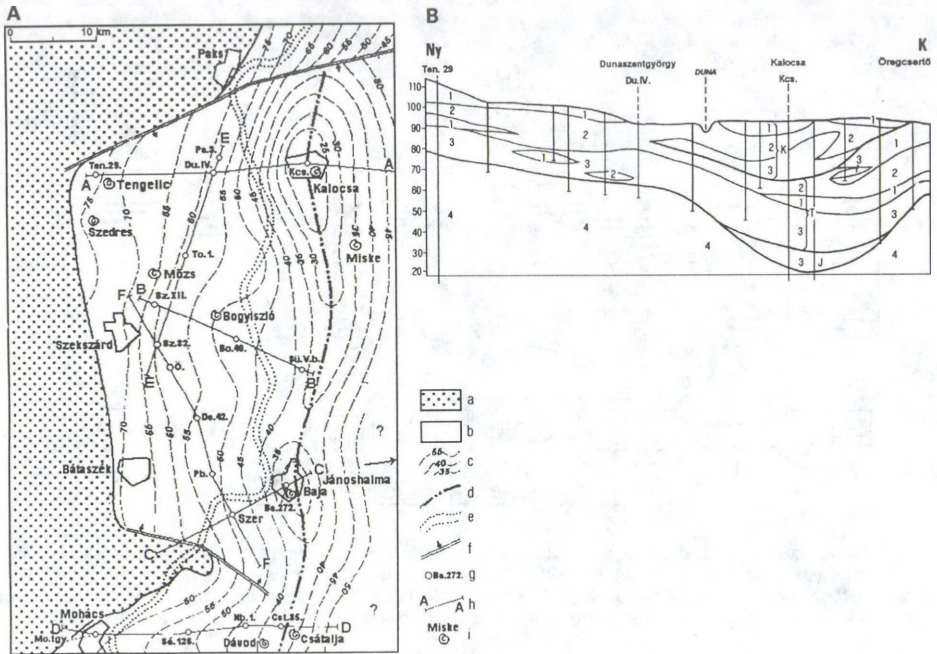
1. ábra. Vetőmentes rétegdőlésszög meghatározásának elvi vázlata (A) és völgyoldal vetőmentes szerkesztésének elve (B) túlmagyasított szelvényen (ÁDÁM L. 1969, 45. ábra jobb oldala). – 1 = pannon agyag; 2 = pannon homok; 3 = pannon törmelék; 4 = vörösayag; 5 = lösz; 6–7 = áttelepített lösz; 8–9 = fosszilis talajzóna; 10–11 = folyóvízi homok; 12 = átmosott üledék; 13 = csernozjom; V = vető; E = eróziós völgyoldal; L, Δh, β = a jelmagyarázatot l. a szövegben!

Principal scheme of how to define angle of a dip with no fault (A) and to construct non-faulted valley side (B) in an overexaggerated section (ÁDÁM, L. 1969, right side of Fig. 45). – 1 = Pannonian clay; 2 = Pannonian sand; 3 = Pannonian detritus; 4 = red clay; 5 = loess; 6–7 = redeposited loess; 8–9 = fossiliferous talus zone; 10–11 = alluvial sand; 12 = redeposited sediment; 13 = chernozem; V = fault; E = side of erosional valley; L, Δh, b = for explanation see the text!

2. Felszín közeli eltolódások: negyedidőszaki vastagság- és rétegszint-térképek elemzése

Közel vízszintes rétegekkel borított területen az egy-egy összlet *vastagság-eloszlásában* vagy *feküdomborzatában* mutatkozó hirtelen váltások elvileg eltolódásokkal is magyarázhatók lennének. JASKÓ S.–KROLOPP E. (1991) a Duna-völgy Paks és Mohács közötti szakaszán az alsópleisztocén felső részén kezdődő folyóvízi összlet feküdomborzatában egy közel É–D-i irányú süllyedéket körvonalaztak, amelynek tengelye Kalocsán és Baján át, a Dunától 3–8 km-rel K-re húzódik (2. ábra, A). Ez a süllyedék Paksnál hirtelen K-ebbre kerül, összhangban a paksi Duna-kanyar alakjával. E jelenség alapján JASKÓ S.–KROLOPP E. arra a következtetésre jutott, hogy Paksnál egy kb. 17 km-es negyedidőszaki jobbos eltolódás van, amely a Kapos-vonal KÉK-i folytatásába esik.

Az eltolódásos koncepció megalapozottságát illetően az alábbiakat jegyezzük meg. Magának az É–D-i süllyedéktengelynek a *helyzete* a közölt szelvények közül csak egyben, Kalocsánál (2. ábra, B) világos, a többiben nem látszik a süllyedék K-i lejtője. Emiatt nehéz képet alkotni arról, mennyire *egyenes* lefutású a süllyedéktengely, ami azért lenne fontos, mert az „elvetés” csak abban az esetben körvonalazható, ha a tengely csapásban eléggé *kitartó*. További probléma, hogy Bátaszék és Mohács között Ny-ról egy feképeződményekből álló *ék* kb. 10 km-t nyomul a Duna-völgybe,



2. ábra. A negyedidőszaki Kavics Formáció talpmélység-térképe Paks és Mohács között (A) és a Duna-völgy Kalocsán átfutó földtani harántszelvénye (B) (JASKÓ S. — KROLOPP E. 1991, 3. ábra és 1. ábra, A). — 1–3 = negyedidőszak: 1 = agyag; 2 = homok; 3 = kavics és kavicsos homok; 4 = pliocén és alsópleisztocén agyag és finomszemű homok; K = Kalocsai Tagozat; T = Tolnai Tagozat; J = Jánoshalmi Tagozat; a = a Kavics Formációnál idősebb kőzetek a felszínen; b = a Kavics Formáció elterjedése; c = a Kavics Formáció talpának szintvonalai (tszf. m); d = a negyedidőszaki süllyedék tengelye; e = a Duna jelenlegi medre; f = törésvonal; g = mélyfúrás; h = szelvényvonal; i = ősmaradvány-lelőhely

Basement map of the Quaternary Gravel Formation between Paks and Mohács (A) and the geological cross section of the Danube Valley at Kalocsa (B) (JASKÓ, S.–KROLOPP, E. 1991, Fig. 3 and Fig. 1, A). — 1–3 = Quaternary: 1 = clay; 2 = sand; 3 = gravel and gravelly sand; 4 = Pliocene and Lower Pleistocene clay and fine-grained sand; K = Kalocsa Member; T = Tolna Member; J = Jánoshalma Member; a = surface rocks older than Gravel Formation; b = distribution of the Gravel Formation; c = basement contour lines of the Gravel Formation (m a.s.l.); d = axis of the Quaternary depression; e = present bed of the Danube; f = fault line; g = borehole; h = section line; i = fossil remnants

s ennek mindkét határa hasonló jellegű a paksi „töréshez” (2. ábra). Ezt az éket JASKÓ S.–KROLOPP E. (1991) nem eltolódásokra, hanem helyi függőleges kiemelkedésre vezeti vissza, mivel az a süllyedéktengely feltételezett lefutásában nem okoz zavart.

Külön problémát jelent a feltételezett eltolódás kora és időbeli fejlődése. A folyóvízi rétegsor legidősebb tagja – a Jánoshalmi Tagozat – felsővillányi–legalsóbi-hari korú (JASKÓ S.–KROLOPP E. 1991), ami kb. 1,8 millió évnél felel meg (KORDOS L. 1992). Huzamosabb időn át tartó eltolódás esetén azt várhatnánk, hogy a rétegsorban felfelé haladva az elmozdulás egyre kisebbé válik, ami szelvényben a fiatalabb süllyedék mélypontjának K-re tolódásában nyilvánulhatna meg. Valójában

azonban a kalocsai harántszelvényben (2. ábra) jól látható, hogy a Jánoshalmi Tagozat feküjének mélypontjától a fiatalabb Kalocsai Tagozaté mintegy 4 km-rel, a mai Duna-meder pedig 8 km-rel nem K-ebbre, hanem Ny-abbra van, ami a folyam egészében véve Ny-i irányú vándorlását rögzíti a negyedidőszak folyamán, valószínűleg a *Coriolis-erő* hatására. A mai Duna-meder Paksnál kb. ugyanakkora „jobbos eltolódást” mutat, mint a Jánoshalmi Tagozat feküjében mutatkozó sülyedék, ami azt jelentené, hogy az „eltolódás” nem a negyedidőszak folyamán, hanem csak annak legvégén működött.

Ennek valószínűsége a számítható *elmozdulási sebességek* alapján becsülhető. Egyenletes mozgási sebességet feltételezve $17 \text{ km}/1,8 \text{ mill. év} = 1\,700\,000/1\,800\,000 \text{ cm/év} = 0,9 \text{ cm/év}$ értéket kapunk, amely a mai lemezmozgási sebességek alsó határának közelében van. Könnyen belátható, hogy az időtartam csökkentésével a számított sebesség növekszik, s már a teljes felsőpleisztocén–holocén időtartamra (120 000 év) is elfogadhatatlanul magas – 14,2 cm/év körüli – sebességet kapunk, márpedig a Duna meanderezésének ismeretében nehezen hihető, hogy medre ezen hosszú időszak alatt változatlan helyen volt, vagyis az említett koncepció keretében és a kalocsai szelvény fényében még nagyobb elmozdulási sebességekre számíthatnánk.

JASKÓ S.–KROLOPP E. (1991) eltolódásos koncepciója tehát nemcsak hiányosan megalapozott, hanem a mennyiségi ellenőrzés próbáját sem állja ki. Így a paksi Duna-kanyar és a negyedidőszaki folyóvízi üledékek fekvésintvonalainak azzal közelítőleg konform lefutása nem vezethető vissza egy sok km-es jobbos eltolódásra, bár a kétségtelenül létező hajlat a Kapos-vonal folytatásába esik, s így tektonikus eredete nem zárható ki, konkrét értelme azonban homályban marad.

3. *Vetők az üledékösszlet mélyebb szintjeiben: néhány szó a szeizmikus szelvényekről*

Annak ellenére, hogy az atomerómű körzetében számos szeizmikus szelvényt mértek, mind ez ideig egyiket sem publikálták, s így azok nem váltak közkinccsé; ezért csak néhány általános észrevételt teszünk. A paksi szeizmikus szelvények jó minőségűek; a szelvényesorozat egészére és az egyes szelvényekre is többféle értelmezési változat készült, amelyek két egymással alapvető ellentmondásban lévő csoportba vonhatók össze: a „magyar” értelmezések (pl. LAKATOS L. 1987; RÁKÓCZY I. et al. 1988; HORVÁTH F. et al. 1990) során *eltolódások*, a „szovjet” változatokban (A. F. GRACSEV et al. 1987, 1989) aljzatredők születtek, bár az üledékösszlet töréses szerkezetét mindkét esetben „virág” jellegűnek találták. A magyar szakemberek véleménye szerint a szeizmikus kiértékelés nagymértékben *objektív*; a szovjet szakemberek – nyugati irodalmi hivatkozásokkal alátámasztott – meggyőződése azonban az, hogy a szeizmikus kiértékelés meglehetősen bizonytalan. A „magyar” értelmezési változatok – ellentétben a „szovjet” variánsokkal – gyakorlatilag semmiféle indoklást nem tartalmaznak arra vonatkozóan, hogy miért éppen azt választották és nem egy másikat, márpedig a „magyar” és a „szovjet” változatok közötti jelentős és az egyes „magyar” változatok közötti kevésbé jelentős, de azért meglévő eltérések világosan mutatják: *sokféle* értelmezési lehetőség van.

Ennek ismeretében nagyon kevéssé meggyőző az a számos magyar jelentésben kifejtett álláspont, hogy a szeizmikus szelvények *bizonyítják* törések létét, helyét, jellegét stb., s inkább úgy tűnik: ezek a szelvények egyelőre csak meghatározott felfogások *illusztrációi* – a legjobb esetben: értelmezési *lehetőségek* –, de nem váltak a földrengés-veszélyeztetettség megítélésének fontos elemévé.

4. Törések a medencealzatban: regionális kép és az abból levonható következtetések

WEIN GY. (1969, 1972) állapította meg, hogy hazánk területén a *kainozoikum-mál idősebb* képződmények, amelyek elrendeződésében korábban legfontosabbnak a pásztasságot vélték, nagyszámú pászta kijelölésével, két elsőrendű tektonikai egységet alkotnak, amelyek határa DNy–ÉK-i irányban szeli át az egész országot. Azt a mechanizmust, amellyel a két egység egymás mellé került, több mint egy évtizede (J.E.T. CHANNELL–HORVÁTH F. 1976; WEIN GY. 1978) eltoldódásokra vezetik vissza.

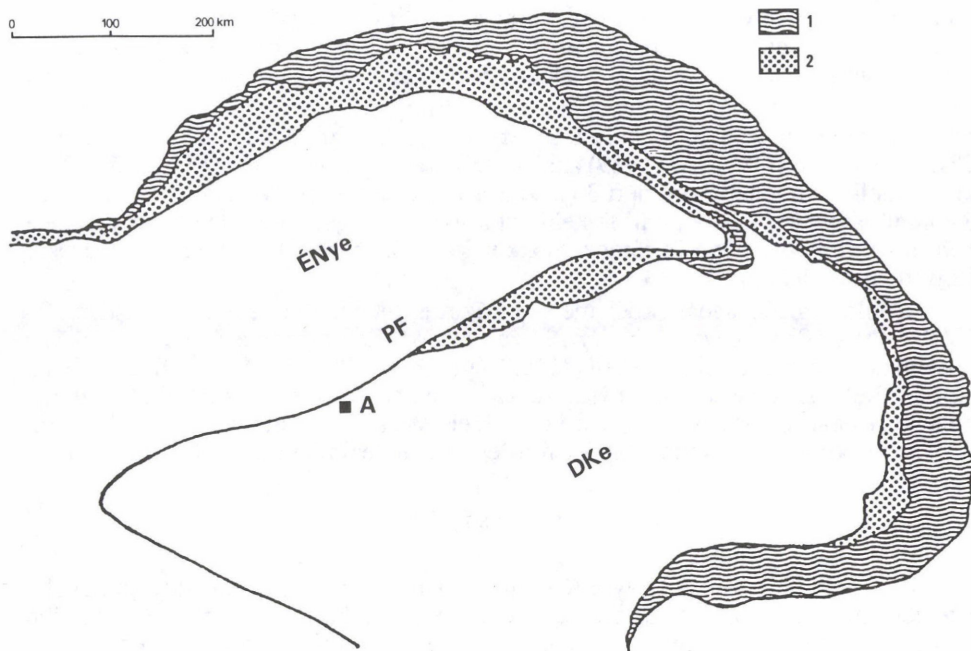
A hazai képződmények tektonikai jellegének elemzésével azonban rámutattunk (BALLA Z. 1981, 1982) arra, hogy a két fő egység WEIN GY. által körvonalazott elkülönítése alapján a kainozoos tektonika nehezen érthető, mivel a Szolnoki-flisöv teljes egészében a DK-i – definíció szerint többé-kevésbé *merevnek* tekinthető – egységen belül kerülne, s így nagyfokú mozgékonyására (flis üledékek, gyúrt szerkezet) nem lenne magyarázat. Szerintünk a Pannon-régió mai szerkezetében az elsőrendű nagyszerkezeti határt a Szolnoki-flisöv jelzi, s az attól ÉNy-ra és DK-re eső képződmények hasonlósága (BREZSNYÁNSZKY K.–HAAS J. 1985; BREZSNYÁNSZKY K. et al. 1986; FÜLÖP J.–DANK V. 1987; FÜLÖP J. et al. 1987; DANK V.–FÜLÖP J. 1990) csak közös eredetre mutat, de nem jelentheti merev kapcsolat fennállását közöttük.

A Kárpát-Pannon-régió belüli elsőrendű nagyszerkezeti határ tehát a Zágrábvonalról a Kapos-vonalra, majd erről a Szolnoki-flisővre folytatandó, s ÉK-en Máramaros körzetén át kivezethető a Kárpátokba. Ez a határ Pakson fut át (NÉMEDI VARGA Z. 1977, 1986), vagyis az erőmű egy a medencealzatban lévő *elsőrendű nagyszerkezeti határ* felett van (3. ábra). Paks körzetében ez a határ egy kb. 3–5 km széles sávba szorítható. Mivel a határ valószínűleg maga is jónéhány km széles töréssávot képez, kijelölése elég pontosnak tekinthető.

K ö z e t r é s e k

A kőzettrészeket sokféleképpen osztályozzák, de legegyszerűbb és legvilágosabb felosztásuk *síkjaik jellegére* alapul, s eszerint szakításos és nyírásos eredetű kőzettrészek különböztethetők meg. A *szakításos kőzettrészek* felülete durván érdes, metszetben cikk-cakkos, de legalábbis erősen és szabálytalanul hullámos, ezzel szemben a *nyírásos kőzettrészek* felülete sima, esetenként ívelt, de legfeljebb enyhén hullámos. A szakítás és a nyírás tisztán kőzetmechanikai folyamatot jelent, s földtani értelmezésükre számos lehetőség van.

Paks környékén mintegy 108 km²-nyi területen CHIKÁN G. és KÓKAI A. (1989) 11 feltárásban összesen 71 kőzettrést mért be, ami előzetes következtetésekhez már elegendőnek látszik. Valamennyi kőzettrés *nyírásos* eredetű, s ez a földtani értelmezés lehetőségeit beszűkíti, kizárva olyan csak szakításos kőzettrészeket produkáló folyamatokat, amilyen pl. a száradás vagy a fagyás. A Paks környéki nyírásos kőzettrészeket kivétel nélkül pleisztocén üledékekben – homokban és löszben – mérték, s a konkrét földtani viszonyok figyelembevételével eredetüket illetően lényegileg két fő lehetőség vázolható fel: lejtőmozgás vagy tektonikus erők hatására fellépő feszültségek.



3. ábra. A Paksi Atomerőmű helyzete a Kárpát-Pannon-régió nagyszerkezetében (tektonika – BALLA Z., In: SZABÓ Z. et al. 1989 nyomán). – 1 = miocén gyűrt öv; 2 = miocén előtt gyűrt öv a miocénban összenyomva; ÉNyé = északnyugati egység; DKe = délkeleti egység; PF = pannon főtörés; A = az atomerőmű helye

Structural position of the Paks Nuclear Power Plant within the Carpathian–Pannonian region (tectonics after BALLA, Z. 1989, in: SZABÓ, Z. 1989). — 1=Miocene fold zone; 2=Pre-Miocene fold zone compressed in Miocene; ÉNyé = NW-block; DKe = SE-block; PF = main pannonian fault line; A = Paks Nuclear Power Plant

A lejtőmozgás során létrejövő kőzetrések *csapása* várhatóan közel párhuzamos a lejtővel, s *menyiségük* a lejtő közelében a legnagyobb, attól távolodva pedig gyorsan csökken. A *tektonikus* eredetű kőzetrések irányeloszlását és helyzetét a feszültségtér jellege határozza meg, de nagy befolyással van rá a már meglévő – idősebb – törések iránya és helyzete.

A mérési területen – Pakstól Ny-ra és DNy-ra – a lejtők döntő többsége ÉÉNy—DDK-i lefutású völgyek oldalába esik, ugyanakkor a kőzetrések zömének csapása ezzel nagy szöget zár be, vagyis a lejtőmozgásos eredet nagyrészt elvethető. A kőzetréseknek egy kis hányada párhuzamos a fővölgyekkel, amelyeket egyes kutatók (pl. GÁBRIS GY. 1986) töréses eredetűnek vélnek, s csak ezek esetében van értelme a kérdésnek: lejtő- avagy tektonikus mozgással keletkeztek-e?

A kőzetrések morfológiai jellegei és eloszlási törvényszerűségei azonban kevésbé meggyőzőek, mivel pl. akár dőlés menti kilaposodásuk, akár koncentrációjuk a meredek lejtők övében mindkét felfogás keretében jól magyarázható. Ezért itt csak

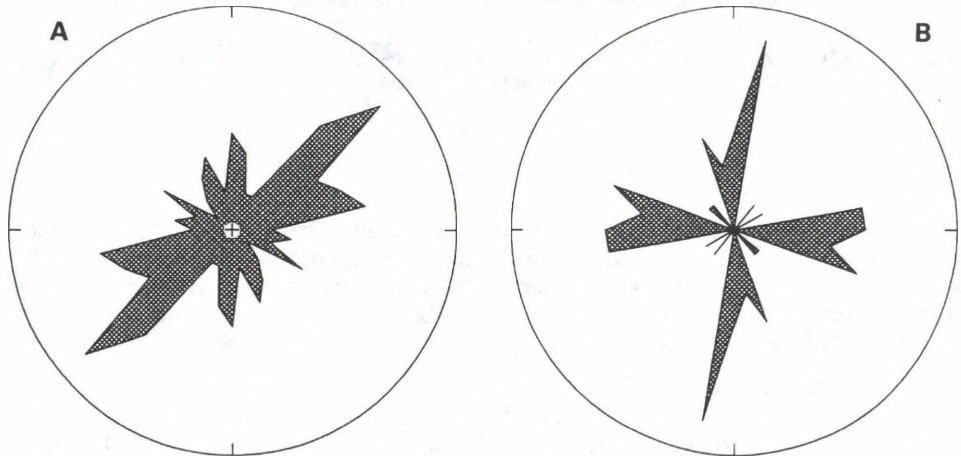
arra kívánjuk felhívni a figyelmet, hogy a fővölgyekkel párhuzamos kőzetrések kimutatása nem elegendő a fővölgyek tektonikus eredetének bizonyításához, amit a geomorfológiai elemzés során tárgyalunk részletesebben.

A továbbiakban a fővölgyek irányától lényegesen eltérő – lejtőmozgásos eredetűnek nehezen vélhető – kőzetréseket elemezzük. Itt jegyezzük meg, hogy a CHIKÁN G. és KÓKAI A. (1989) által az *erőmlívi anyagnyerőhely* (6. sz. főút, 114. km-re mellett) homokjában mért 33 kőzetrés döntő többsége (4a. ábra) párhuzamos a homokbánya két falával, ami felkelti azt a gyanút, hogy zömmel vagy kizárólag a *művelés* nyomán fellépő lejtőmozgásokkal kapcsolatban keletkeztek, ezért ezeket figyelmen kívül hagyjuk.

A pleisztocén üledékekben mért 71 kőzetrés több mint a felének a csapása 50–230° és 80–260° közé esik (4b. ábra). Ezek az értékek a medencealjazatban futó és a felszíni domborzatban alig érzékelhető főtörés csapása – kb. 65–245° körül szóródnak, ami az illető kőzetrések *tektonikus eredetére* mutató körülményként értelmezhető. Nincs azonban bizonyítva, hogy a kőzetrések *térben* a főtörés nyomvonala körül koncentrálódnak, s így kapcsolatuk a főtöréssel nem tekinthető igazoltnak.

Összesítés

Paks alatt húzódik át DNy–ÉK-i irányban a pannon medencealjazat legnagyobb jelentőségű törése vagy inkább töréses öve. A feltárásokban mért kőzetréseknek több mint a fele ezzel közelítőleg azonos irányú. Nem egyértelmű azonban, hogy ez valóban arra mutat-e, hogy az aljazatbeli törés a pleisztocénban még aktív volt, mivel nincs igazolva a kőzetrések sokasodása a főtörés övében. A más irányú kőzetrések nem



4. ábra. Kőzetrések irányeloszlása Paks körzetében, CHIKÁN G. és KÓKAI A. (1989) mérései alapján. – A = erőmlívi anyagnyerőhely; B = Pusztahencse és Tengelic környéke

Orientation distribution of joints in the environs of Paks (after CHIKÁN, G.—KÓKAI, A. 1989). – A = from the sand quarry of the power plant ; B = from the Pusztahencse–Tengelic area

csoportosulnak határozott irány-maximum(ok)ba, így értelmezésük meglehetősen nehéz. Az ÉÉNy–DDK-i lefutású völgyek irányába nem esik jelentősebb mennyiségű kőzetrés, s a völgyoldalak mentén feltételezett vetők létezése nincs bizonyítva.

A törés menti elmozdulások időbeli megoszlásáról és irányáról

Az eddig észlelt vagy feltételezett *vetők* mennyisége igen csekély, így időbeli megoszlásuk nem vizsgálható. Az általánosan elterjedt „vetődés” minősítés elsősorban azzal a ténnyel kapcsolatos, hogy az elmozdulásokat kizárólag függőleges szelvényben mutatták be, ezért nemigen fogadható el tényleges mozgásirányként. Mindezen túlmenően e vetők nagy részének még a létezése is kétségbevonható.

A bemért *kőzetrések* mennyisége már nagyobb, de mellékkőzetük kora a pleisztocénen belül többnyire oly bizonytalan, hogy nem ad lehetőséget az időbeli megoszlás vizsgálatára. A kőzetrések döntő többsége közel függőleges, ami *eltolódásos* mechanizmussal magyarázható a legegyszerűbben, de nincs adatunk ahhoz, hogy megállapítsuk: jobbos vagy balos volt-e az eltolódás. Az idetartozó kőzetrések közül CHIKÁN G. és KÓKAI A. (1989) mindössze három mért karcokat, s azok dőlésszöge 54, 78 és 88° volt, ezért az illető kőzetrés-csoport eltolódásos eredete nem tekinthető bizonyítottnak, s legfeljebb munkahipotézisként fogadható el.

Következtetések

A szerkezeti elemzés nyomán az alábbi következtetések adódnak:

1. Paks alatt húzódik át DNy–ÉK-i irányban az ország legnagyobb jelentőségű törése, s a pleisztocén üledékekben mért kőzetrések nagy része közel párhuzamos vele, de koncentráldásuk a főtörés övében nincs igazolva; az erre merőleges – és a fővölgyekkel párhuzamos – irányú kőzetrések mennyisége jelentéktelen, vetők létezése javarészt nincs bizonyítva.

2. A kőzetréseket létrehozó feszültségtér időbeli változására nincs semmiféle adatunk, ezért azt a kvarter folyamán állandónak vehetjük.

3. Uralkodó dőlésszögük alapján a kőzetrések eltolódásos eredetűnek vélhetők, de a szórványos karcok nem közel vízszintes, hanem közel függőleges elmozdulásokról tanuskodnak; így az elmozdulások irányát egyelőre csak találgathatjuk. A szoros értelemben vett szerkezeti elemzés eredményeit érdemben bővíthetik a geomorfológiai vizsgálatok, amelyek ismertetésére ezennel áttérünk.

Geomorfológia

A geomorfológiai adottságok, a domborzat sajátosságai közül elsősorban azokkal foglalkozunk, amelyek a szerkezeti tényezők szerepének megítélése szempontjából fontosak lehetnek. Ide tartoznak az *atektonikus kőzetrések*, a *víz- ill. völgyhálózat irányítottsága*, az *erózióbázisok* és a *meder-irányváltások*. Elsőként az atektonikus kőzetréseket vesszük szemügyre.

A dunai magaspartok felsőpannóniai és negyedidőszaki üledékeiben gyakoriak az *atektónikus mozgások* és jelenségek. Az itt kétségtelenül előforduló tektónikus kőzetréseken kívül kőzetzfizikai, ill. mérnökgeológiai okokra visszavezethető, csuszamlásos eredetű litoklázisok is előfordulnak. A litoklázisok genetikájához és korához fontos minősítési szempont lehet a belőlük helyenként leírt, ill. általunk is megfigyelt CaCO_3 kitöltés, limonitos bevonat, ill. molluszka-héjtöredékek előfordulása.

A kőzetrések atektónikus eredetét több példa igazolja, s közülük talán a legmeggyőzőbb az *alsószentiváni löszfeltárás*. Itt a község belterületén egy löszhát Ny-i orrán lévő kb. 100–120 m széles löszfal mindkét végénél párhuzamos litoklázisok sűrű rendszere látható. A törésrendszer mindkét helyen a lejtők irányába, tehát *egymáshoz képest ellentétesen dől*, míg a feltárás közepén, a hát gerincvonalában nincsenek litoklázisok. A törések a völgyközi hát lejtőjének talajmechanikailag leggyengébb állékonyságú részén láthatók, ott, ahol a függőleges terhelésből adódó aktív feszültség legjobban meghaladja a löszhát lábát „támasztó” tömeg passzív nyomását. A K-i töréscsomó még ívesen is követi a lejtő hajlását (*I. kép*). A völgyközi hát uralkodó csapásiránya 140–320°, ill. 165–345° közötti értékű, és pontosan követi a völgyközi hát felszínének, ill. a szegélyező völgyoldalnak az irányát. A fentiekből a kőzetrések atektónikus eredete következik – a korábban kialakult völgyek irányába lezajlott csuszamlásos–rogyásos folyamattal kapcsolatban. Erre utal az is, hogy a völgyközi hát középső, D-i oldalán, a kápolna alatti löszfalban az említett irányú kőzetrések már nem láthatók, mivel a hát kiszélesedése és a meredek szegélylejtők hiánya miatt itt már nincsenek meg azok a talajmechanikai feltételek (instabilitás stb.), amelyek a litoklázisokat és az elmozdulásokat okozhatták volna.

Vagyis a lejtőperemeken az üledékösszletlen belüli deformációk kialakulásában *szerepet játszott az elsődleges domborzat*, a deformálódott rétegek magas víztartalom miatti képlékeny állapota, aminek következtében ezek a rétegek – nem tudva elviselni a felettük lévő kőzet súlyából adódó terhelés hatását – a szegélyező völgyek felé, oldalirányban kimozdultak, megcsúsztak. Tehát ilyen folyamat hatására nem csupán rétegdeformáció lép fel, hanem a felül lévő összletben az egyenlőtlen alátámasztás miatt törések és hasadékok jönnek létre, továbbá blokkokra töredezés megy végbe, s mindezt a rákövetkező üledékek kitöltik, lefedik és konzerválják.

Az alsószentiváni löszfeltárás tehát arra ad biztos példát, hogy a fővölgyekkel párhuzamos litoklázis-rendszer létezése nemcsak annak lehet a következménye, hogy a völgyek helyzetét azok a törések szabják meg, amelyekkel kapcsolatban a kőzetrések kialakultak, hanem hogy fordított eset is lehetséges, amikor a litoklázisok a völgyek bevágódása nyomán létrejövő csuszamlások eredményeképpen keletkeznek, s így nem adnak információt a szerkezetalakulásra. Erre a megállapításra támaszkodva vizsgáljuk meg a mezőföldi völgyhálózat irányítottságának a kérdését.



1. kép. Atekonikus – csuszamlásos – eredetű litoklázisok az alsószentiváni löszfeltárás Ny-i peremén. A kép alján látható, litoklázisokkal áttört fosszilis talajhorizontok (BD-talajkomplexum) a legújabb vizsgálatok alapján az utolsó interglaciálist képviselik

Atectonic joints (of landslide origin) on the western margin of the Alsószentiván loess exposure. At the lowest part of the picture paleosol horizons (BD soil complex), shattered by joints, according to latest studies represent the last interglacial

A mezőföldi völgyhálózat irányítottsága

A Mezőföld völgyei egészében véve egy sugaras rendszerbe illeszkednek. Míg a Dunántúl Ny-i részén, Zalában az É–D-i, Somogyban már egyre inkább ÉÉNy–DDK-i, a Mezőföldön ÉNy–DK-i, majd a Duna–Tisza közének É-i részén NyÉNy–KDK-i irányú a jellemző völgyhálózat (amit több helyen keresztel, ill. színez a Dunántúli-középhegységgel nagyjából párhuzamos, fő szerkezeti csapásirány). Sajátos adottság a közelítőleg hasonló uralkodó szélirány, amely ugyanilyen irányú deflációs formakincset hozott létre. Mindez már önmagában véve is megnehezíti a geomorfológiai jellegek megnyilvánulásaiban tükröződő szerkezeti adottságok szerepének, súlyának valós megítélését.

A szakirodalomban általában (pl. EGYED L. 1957; GÁBRIS GY. 1986), de a környező területre vonatkozóan különösen (ÁDÁM L. et al. 1959; HORVÁTH F. et al. 1990) elterjedt az a nézet, hogy a vízhalózat és a szerkezeti (tektonikai) jellegzetességek összefüggenek. Ez gyakran igaz, de önmagában nem elegendő érv.

A völgyek irányítottága tehát még párhuzamos kőzetrések esetén sem feltétlenül tektonikus eredetű, s az újpleisztocén üledékekbe vágódott mezőföldi völgyrendszer törésekkel való kapcsolata – a határozott irányítotttság ellenére – nem tekinthető bizonyítottnak. Azonban még ha a vízfolyások nem is követnek tektonikus töréseket, irányítottságukban a szerkezeti mozgásoknak annyi szerepe azért lehet, hogy az Alföld süllyedő térszíne, ill. az Alföld-peremi kisebb süllyedékek mint mélyülő erózióbázisok vonzották magukhoz a dunántúli (mezőföldi) vizeket.

Alföld-peremi erózióbázisok és a Duna helyváltoztatásai

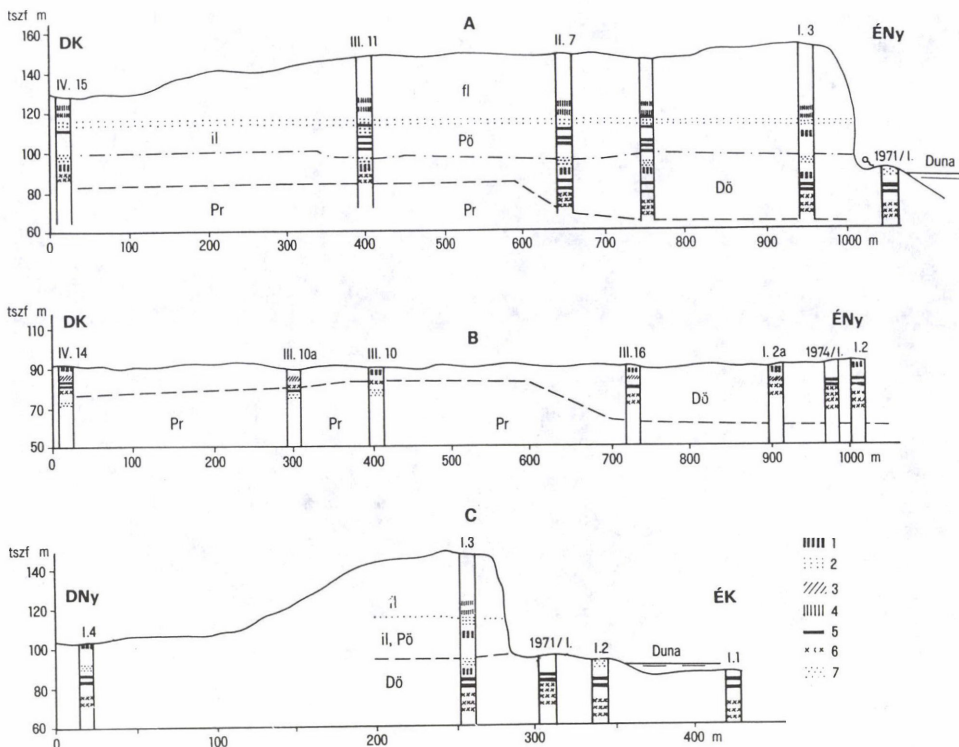
A tárgyalt vidék a középsőpleisztocén végéig (80–100 ezer évvel ezelőttig) szervesen kapcsolódott a Paks–Dunaszentgyörgy–Tengelic környéki löszterülethez. Ekkor alakultak ki a Mezőföldről az Alföld felé ÉNy-ről DK-re lefutó völgyek. Ezeknek a felsőpannóniai üledékek szárazulattá vált felszínébe vágódott és az erózióbázishoz – az ún. *levantei tóhoz* – lefutó eróziós völgyeknek, torrenseknek a harántmetszeteit rekonstruálhatjuk a dunaföldvári Öreg-hegy, a dunakömlői Sánc-hegy előterében mélyített vagy az erőmű alatti fúrások alapján, amelyek részben áthalmozott, részben CaCO₃ horizonttal jellemezhető vöröstasyag talajsorozatokkal vannak kitöltve (5–6. ábra).

A fúrásokkal megkutattott eróziós völgyek 50–70 m szélességűek és 3–10 m mélységűek (5. ábra). Ilyen néhány fokos lejtőjű mélyedések, völgyek számos helyen előfordulnak, s néhány esetben, mint pl. Dunaföldvár, Dunaújváros vagy Dunakömlőd térségében fúrásokkal igazolható volt, hogy a Duna–Tisza közti hátság területén folytatódnak, s a K felé gyengén lejtő pannóniai felszínen is követhetők.

PÁVAI VAJNA F. (1941, 1951) – aki a túlzott tektonikai szemlélet híve volt – ezeket a K felé gyengén lejtő völgyeket szinklinálisaként értelmezte. Dunaföldvárról pl. két szinklinálist és egy szűk redőt írt le, s szerinte maga Dunaföldvár is egy ilyen szinklinálisban helyezkedik el.

A földtani–geomorfológiai vizsgálatok szerint a Duna a tárgyalt területen a felsőpleisztocén elején jelent meg, mivel ennél idősebb dunai származású anyagot eddig nem sikerült kimutatni (RÓNAI A. 1964; PÉCSI M. 1959; ERDÉLYI M. 1960; MAROSI S. 1953). E vidék elkülönülését a löszterülettől az a süllyedési folyamat – a *Kalocsai-medence* (7–8. ábra) kialakulása – okozta, amely az utolsó interglaciálisban indult meg, s amely nemcsak a mezőföldi hordalékkúp-sorozat peremreit süllyesztette a mélybe, hanem a Duna Ny-i ágait is magához vonzotta, amit a kavicsos–homokos üledékösszlet igazol.

A Kalocsai-medence felsőpleisztocén korú szerkezeti aktivitása a rétegtani–üledékföldtani adatok alapján régóta ismeretes. A Duna ezt a mélyedést hamarosan feltöltötte, majd a terület Ny-i részén Dunakömlőd, Paks és Tengelic között a felsőpannon térszínbe mélyen bevágódva, oldalazó erózióval a vöröstasyagos, idős löszösszletből álló lejtőt elrombolva széles völgysíkot alakított ki magának. A süllyedő mozgás 2–3 ritmusban játszódott le, amit a katlan 30–60 m vastag folyóvízi összletében 2–3 szintben kimutatható 6–10 m vastag kavicshorizontok igazolnak (7. ábra).



5. ábra. Szárazlattá vált felsőpannóniai felszínbe vágódott eróziós völgyek vöröscsagyagos kitöltései (SCHWEITZER F. 1971). A dunaföldvári löszös magaspárt szelvényei: A = tetőfúrások szelvénye; B = parti fúrások szelvénye; C = keresztmetszvény. – 1 = réti talaj; 2 = folyóvízi homok; 3 = talajszediment; 4 = mezősgéi talajok; 5 = vörös erdőtalajok, barna erdőtalajok; 6 = vöröscsagyag; 7 = rózsaszínű homokos lösz; I. 1–IV. 15 = fúrási számok; Dö = dunaföldvári öszszlet; Pö = paksi öszszlet; Pr = pannóniai rétegek; fl = fiatal lösz; il = idős lösz

Red clay infillings of erosional valleys incised into the surface of Upper Pannonian beds (SCHWEITZER, F. 1971). Profiles of the Dunaföldvár loess bluff: A = section of top boreholes; B = of bluff boreholes; C = cross section; – 1 = meadow soil; 2 = alluvial sand; 3 = soil sediment; 4 = chernozem soils; 5 = red and brown forest soils; 6 = red clay; 7 = pink sandy loess; I. 1–IV. 15 = borehole numbers; Dö = Dunaföldvár profile; Pö = Paks profile; Pr = Pannonian layers; fl = young loess; il = old loess

A mozgásfázis első szakaszában (utolsó interglaciális) a terület kb. 20–25 m-t süllyedt, míg a felsőpleisztocén közepén – 40–50 ezer C^{14} -évvvel ezelőtt – (Paks és Tengelic között) mintegy 20–25 m-t, de egyes részeken ezt az értéket meg is haladhatta (9–10a. ábra). Így a Duna a korábbi üledékeire újabb 15–20 m-es vastagságú hordalékanyagot rakott le.

A középsőwürm végén, kb. 32–26 ezer évvel ezelőtt alakult ki a II/a. sz. teraszfelszín, amit az tanúsít, hogy ártéri üledékein a 26 és 13 ezer év közötti időszakból származó fagyjelenségek észlelhetők, s felettük nagy vastagságú fosszilis dűnehomok települ (2. kép).



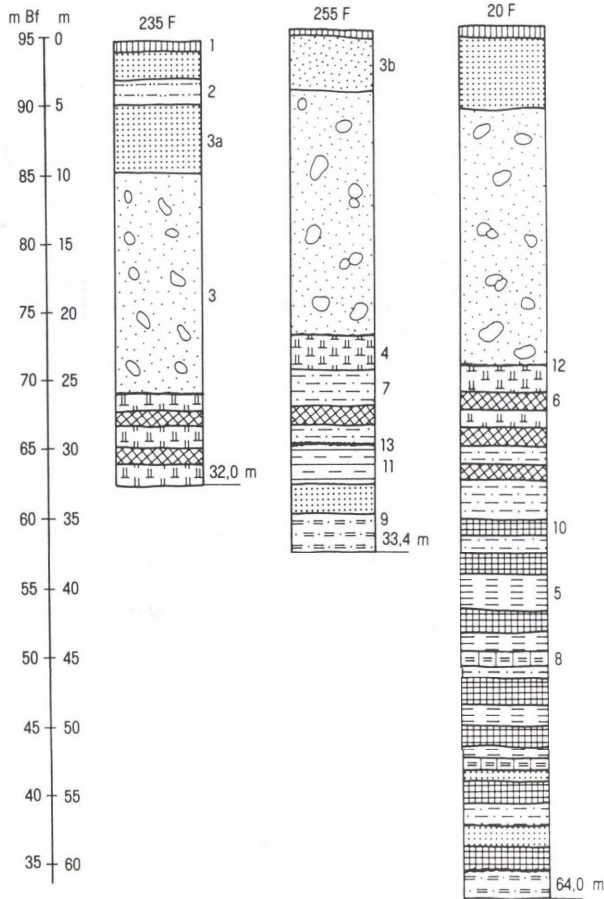
2. kép. Talajfagy hatására kialakult atektonikus rétegdeformációk a paksi homoknyerő feltárásában
Atectonic deformations of layers attributed to permafrost in the Paks sand quarry

(A képek SCHWEITZER F. felvételei)
(Photos taken by F. SCHWEITZER)

Az erőmű területének és közvetlen környékének geomorfológiai adottságai és földtani viszonyai végülis azt látszanak valószínűsíteni, hogy ezen az É-abbi területen a felsőpleisztocén befejező szakaszától kezdve nem mutathatók ki lényeges szerkezeti változások. Erre az eredeti, építés előtti állapotból is következtetni lehet. Az 1967–68. évi feltárások 3–7 m vastagságú szélfújta homokról tanúskodtak. Ezt az összetetet 2–3 fosszilis talaj tagolta. Közülük a legelső volt a legkifejlettebb, és ez azonosítható volt az erőműtől Ny-ra lévő homokbányánál feltárt alsó fosszilis talajjal.

Ezek az adatok azt támasztják alá, hogy a Duna a felsőpleisztocén befejező szakaszában a területet már elhagyta, fő- és mellékágai K felé tolódtak el, feltételezhetően azért, mert a K-i rész tovább süllyedt. Az erőmű területének és környékének süllyedő mozgása megállt, ez a terület szárazra került, és így a dunai üledékeken több szakaszban szélfújta homok halmozódhatott fel.

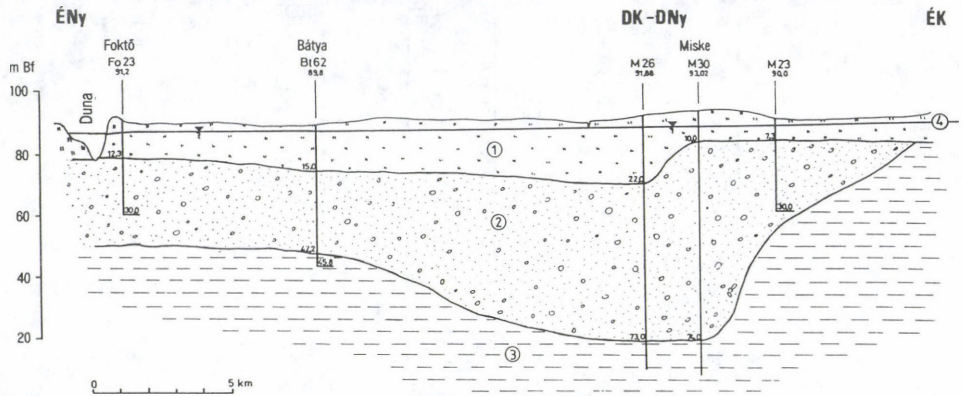
A C¹⁴-es vizsgálati eredmények alapján Paks környékén szakaszos, gyors süllyedéssel jellemezhető periódus valószínűsíthető, amely után a mozgás lelassult, majd leállt. Ezt igazolják azok a fúrási eredmények, amelyek a Paks és a Sió közötti Duna-parton mélyültek. Ezekben a fúrásokban 2–3 szintben jelentkeztek durvaszemcsés, kavicsos rétegek, amelyek fölfelé fokozatosan finomodtak, s az egyes ilyen feltöltődési periódusokat iszap vagy homokos iszap zárta le (6., 7., 8., 10b. ábra).



6. ábra. Pakstól D-re az idősebb pleisztocén és pliocén üledékeket harántolt fúrások rétegszelvényei (SCHEUER GY.–SCHWEITZER F. 1989). – 1 = talaj; 2 = folyóvízi iszap; 3 = dunai homokos kavics; 3/a = folyóvízi homok; 3/b = futóhomok; 4 = konkréciós lösz; 5 = iszap; 6 = fosszilis talaj; 7 = iszapos homok; 8 = mocsári agyag; 9 = homokos iszap; 10 = vörösbagyag; 11 = felsőpannoniai iszapos agyag; 12 = dunai folyóvízi üledékek elterjedési határa; 13 = pleisztocén–felsőpannoniai határ

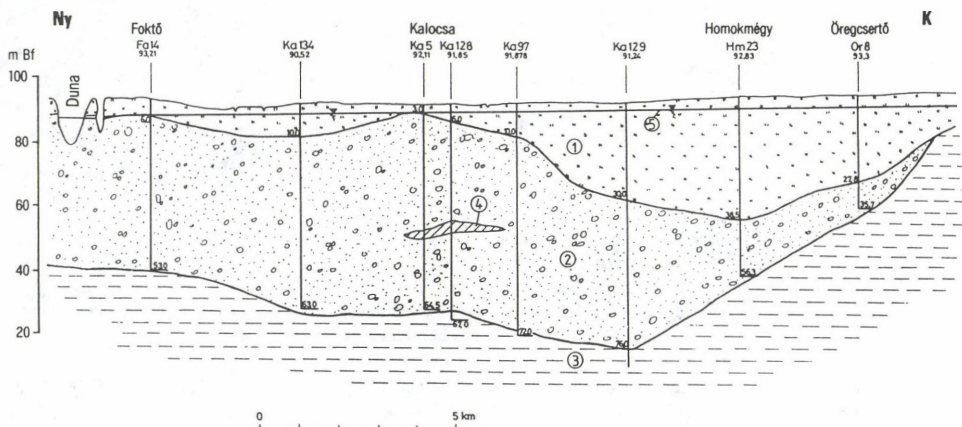
Stratigraphic columns of boreholes penetrating older Pleistocene and Pliocene deposits south of Paks (SCHEUER, GY.–SCHWEITZER, F. 1989). – 1 = soil; 2 = alluvial mud; 3 = Danube sandy gravel; 3/a = alluvial sand; 3/b = windblown sand; 4 = loess with concretions; 5 = mud; 6 = paleosol; 7 = muddy sand; 8 = boggy clay; 9 = sandy mud; 10 = red clay; 11 = Upper Pannonian muddy clay; 12 = boundary of extension of Danube's fluvial deposits; 13 = Pleistocene–Upper Pannonian boundary

A süllyedési folyamat legfiatalabb eredménye az ún. *Sárközi-medence*. A C^{14} -adatok szerint a süllyedés 11 ezer évvel ezelőtt vonzotta erre a Duna Ny-i ágait, majd magát a bővívíz folyót is. A vizsgálatok szerint ezen a területen a felsőwürm végétől a holocénen át is még erős volt a süllyedés, aminek mértéke kb. 20 m volt



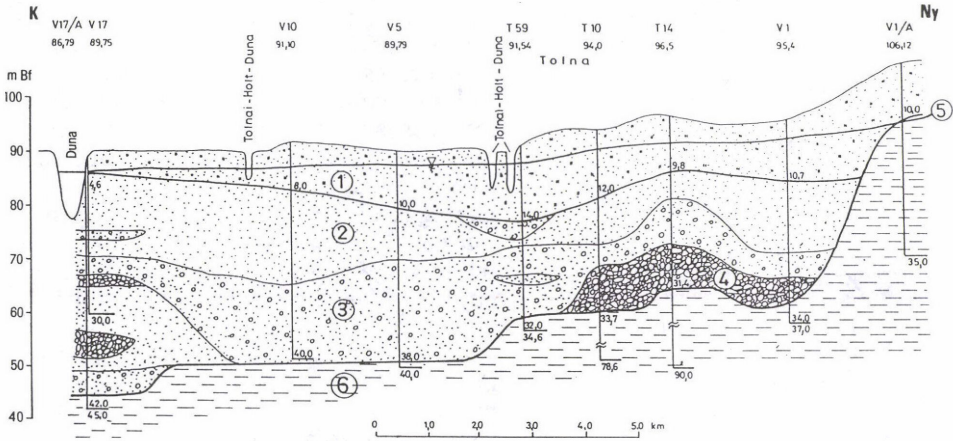
7. ábra. A Kalocsai-medence feltöltődését tükröző vízföldtani keresztmetsvény (PETZ E.–SCHEUER GY. 1990). – 1 = fedő (iszap homok); 2 = vízadóréteg (homokos kavics, kavicsos homok); 3 = fekü (iszap, agyag); 4 = átlagos talajvízszint

Hydrogeological cross section showing filling up of the Kalocsa Depression (PETZ, E.–SCHEUER, GY. 1990). – 1 = overlying bed (mud, sand); 2 = aquifer (sandy gravel, gravelly sand); 3 = underlying bed; 4 = medium depth of ground-water table



8. ábra. A Kalocsai-süllyedék feltöltődését tükröző vízföldtani keresztmetsvény (PETZ E.–SCHEUER GY. 1990). – 1 = fedő (iszap, homok); 2 = vízadóréteg (homokos kavics, kavicsos homok); 3 = fekü (iszap, agyag); 4 = agyag; 5 = átlagos talajvízszint

Hydrogeological cross section showing filling up of the Kalocsa Depression (PETZ, E.–SCHEUER, GY. 1990). – 1 = overlying bed (mud, sand); 2 = aquifer (sandy gravel, gravelly sand); 3 = underlying bed; 4 = clay; 5 = medium depth of ground-water table



9. ábra. K–Ny-i irányú földtani-geomorfológiai szelvény Tengelic-Szólóhegy és a Duna között (PETZ E.–SCHEUER GY. 1990). – 1 = iszap, finom homok; 2 = homok; 3 = kavicsos homok; 4 = kavics; 5 = átlagos talajvízszint; 6 = agyag

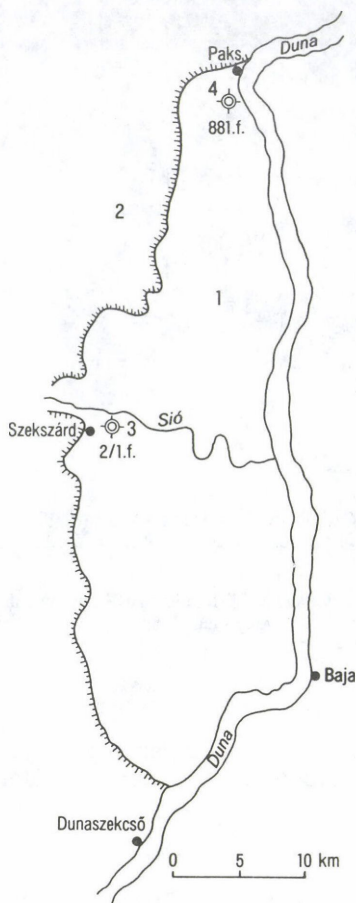
Geological–geomorphological section in east–west direction between village of Tengelic-Szólóhegy and the Danube (PETZ, E.–SCHEUER, GY. 1990). – 1 = mud, fine sand; 2 = sand; 3 = gravelly sand; 4 = gravel; 5 = average depth of ground-water table; 6 = clay

(10a, b. ábra). Az erőmű és tágabb környezete térségében a Duna kanyarogva bevágó szakaszjelleggel folyik. Meandereinek esetleges összefüggése a tektonikával külön elemzést igényel.

A dunai medrek irányváltásai

Pakstól É-ra a mederfenéken lévő kavicsstakaró akadályozza a folyó bevágódását és a szabad kanyarulatok kialakulását, Pakstól D-re viszont nincs ilyen akadály, mert a kavicsréteg 5–10 m-rel a mai meder alá süllyedt. Így felette szabadon fejlődhetek a *Duna kusza kanyarulatai*. Egy-egy ilyen nagy meder kialakulásától a természetes lefűződésig SOMOGYI S. (1974) vizsgálatai alapján 150–200 évre volt szükség (11–12. ábra).

Az 1735–1750. közötti években készült Mikovinyi-féle térképet a dunai meanderek szerkezeti irányítottágának megállapítása céljából megvizsgálva, jellemzőnek találtuk az ÉNy–DK-i és az erre merőleges már *elhagyott mederirányokat*, de ezen belül világosan észleltük az É–D-i, ill. a K–Ny-i egykori meandereket is. A Paks és Szekszárd közötti Duna-szakaszt ábrázoló térkép szerint az egykori medrek szinte az egész területet behálózzák, s legsűrűbben Kalocsa környékén mutatkoznak. A térkép alapján valószínűsíthető, hogy amennyiben a meanderek szerkezeti irányokat és vonalakat követnének és jeleznének, akkor a tektonikailag legaktívabbnak ítéltető terület Kalocsa környéke lenne.



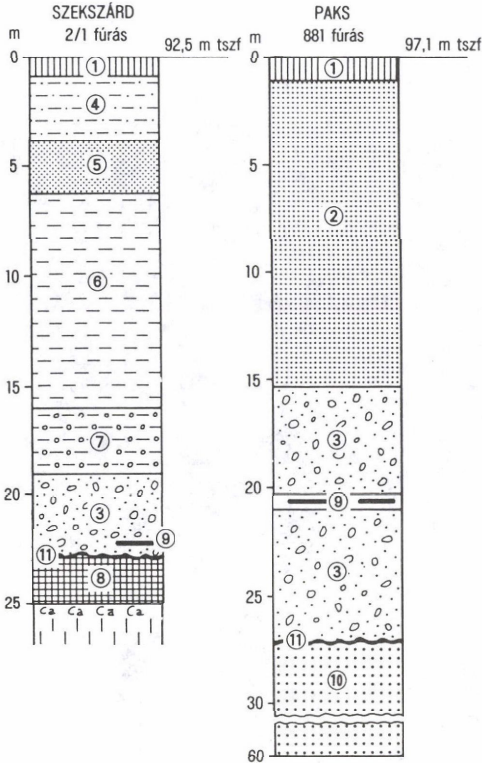
10a. ábra. Áttekintő helyszínrajz a Duna jobb partjáról az uszadékfát feltárt fúrások feltűntetésével (SCHEUER GY.–SCHWEITZER F. 1989). – 1 = a Paks–Szekszárdi süllyedék; 2 = a süllyedéket határoló magaspart; 3–4 = a szekszárdi, ill. paksi fúrás helye

Generalized sketch of the right bank of the Danube indicating boreholes with floated timber (SCHEUER, GY.–SCHWEITZER, F. 1989). – 1 = Paks–Szekszárd depression; 2 = bluff type margin of the depression; 3–4 = sites of the Szekszárd and Paks boreholes

Magassága szerint a holocén ártér általában két szintre osztható. Az *alacsonyabb rész* (lefűződött medrek, erodált laposok) az árvízmentesítés előtt közepes vízszintnövekedés folytán, tehát gyakrabban, egy évben többször is víz alá kerülhetett (*alacsony ártér, újholocén felszín*), míg a nagyobb kiterjedésű magasabb felszint csak a legmagasabb árvizek önthették el. Ilyen árvizek a folyót csak igen ritkán duzzasztották fel annyira, hogy az a *magasabb szintet* (*magas ártér, óholocén terasz*) is rövid időre teljesen elárasza. Emiatt a Duna-völgyben sok település – pl. Géderlak, Uszód, Gerjen, Foktő, Kalocsa – épült rajta. Ennek során nemcsak nagyobb É–D-i és ÉÉK–DDNy-i vagy K–Ny-i irányú mellékágak vagy meanderek keletkeztek ill. töltődtek fel, hanem az árvizeket el- és levezető kisebb, rendszerint erősen kanyargó erek is kialakultak. Ezek medrüket és partjukat a környezetükhöz képest felmagasították, gyakran úgy, hogy sűrű hálózatos medrek között 1–2 m-rel mélyebb lefolyástalan laposok, mélyedések, szikes tavak keletkeztek. Különösen az alacsony ártéren gyakoriak ezek az elgátolt és ezáltal elszikesedett kis laposok (PÉCSI M. 1959).

A Duna-meder szabályozásával, a partvédművek és az árvízgátak megépítésével az ártér fejlődését jelentősen befolyásolták. Az árvizeket gyorsabb lefolyásra és jelentősen szűkebb ártérre kényszerítették, a mederkanyarulatok elburjánzását, a meder és partjai gyors eltolódását ill. feltöltődését megakadályozták ill. lecsökkentették. A gátakon kívüli óriási ártéren a *ffolyó évszakos aktivitását* megszüntették, s a felszínfejlődés irányára elsősorban az antropogén tevékenység, a talajképződés és kis részben az organogén szukcesszió folyamata hat (PÉCSI M. 1959; SOMOGYI S. 1974).

Összegezés



10b. ábra. A fúrások rétegszelvénye (SCHEUER GY.–SCHWEITZER F. 1989). – 1 = talaj; 2 = homok; 3 = homokos kavics; 4 = homokos iszap; 5 = finom homok; 6 = iszap; 7 = kavicsos iszap; 8 = vörösiszap; 9 = az uszadékfa helye; 10 = felsőpannóniai homok; 11 = eróziós diszkordancia

Stratigraphic profile of boreholes (SCHEUER, GY.–SCHWEITZER, F. 1989). – 1 = soil; 2 = sand; 3 = sandy gravel; 4 = sandy mud; 5 = fine grained sand; 6 = mud; 7 = gravelly mud; 8 = red clay; 9 = site with floated timber; 10 = Upper Pannonian sand; 11 = erosional unconformity

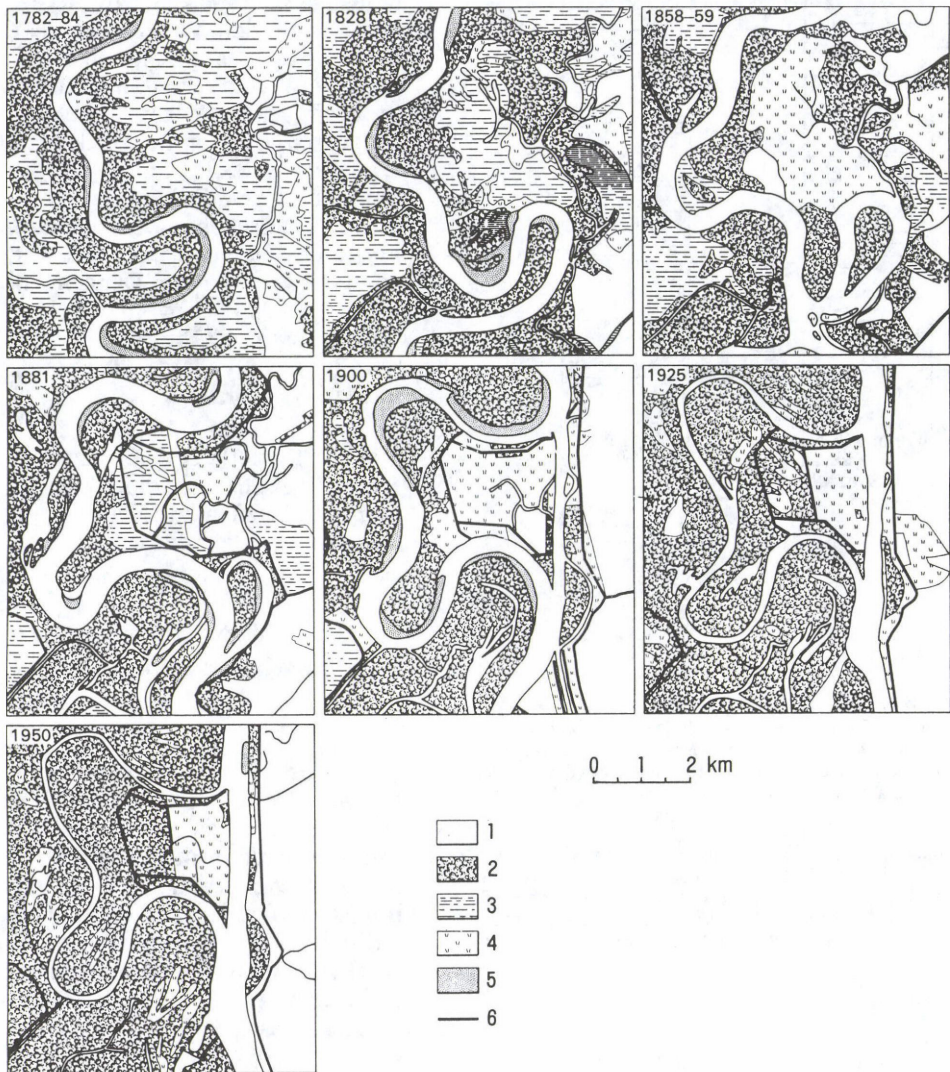
Vizsgálataink szerint az erőműnél sem a talajvízben, sem a felsőpannóniai rétegekből származó rétegvizekben nem mutatható ki klorid-anomália. A kloridtartalom 6–22 mg/l között változik, ami normálisnak tekinthető. Ez a megállapítás vonatkozik a Paks vízellátását biztosító mélyfuratú kutak kloridtartalmára is, amelyek a Csámpai-völgyben, ill. annak környékén helyezkednek el. E kutak 40–145 m közötti felsőpannóniai homokrétegek vizeit hasznosítják. Így a völgy tektonikus eredetét a

A geomorfológiai elemzés tanúsága szerint a pleisztocén üledékekben észlelhető kőzetréseknek legalább egy része atektonikus jellegű, s a völgyek irányítotttsága még párhuzamos kőzetrések esetén sem bizonyít tektonikus eredetet. A Duna ármentesítés előtti folyása mentén, Dunaföldvár–Dunakömlőd–Paks térségében nem találtunk olyan egyértelmű bizonyítékokat, amelyek szerint a mai Duna medre törésvonala(ka)t követne. Sokkal inkább úgy tűnik, hogy a főmeder mindig a süllyedéktérületek felé irányul (13. ábra.).

A geomorfológiai adatok mellett a szerkezeti elemzésben szerepet játszhat egy indirekt módszer is, a felszín alatti vizek kloridtartalmának értelmezése.

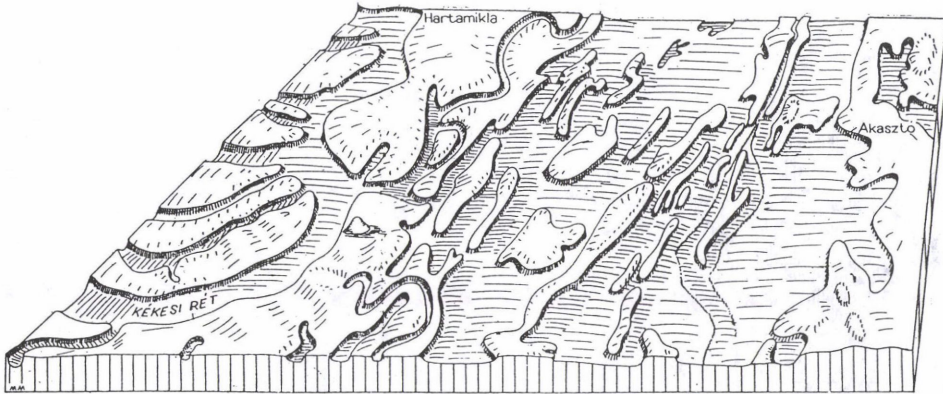
A felszín alatti vizek kloridtartalmának értelmezése

A talaj- és a felsőpannóniai rétegvizek magas, 300 mg/liter kloridtartalma a sós vizek mélyből történő feláramlását valószínűsíti a fellazult szerkezetek mentén. Ebből kiindulva, a szerkezetkutatás indirekt módjára megfelelő módszerként tarthatjuk számon a talaj- és rétegvizek kloridtartalmának megállapítását.



11. ábra. A sárközi Duna-szakasz térképfelvételeinek azonos méretarányra átszerkesztett szelvényei (SOMOGYI S. 1974). – 1 = szántó; 2 = erdő; 3 = mocsaras, lápos terület; 4 = vizenyős rét; 5 = övzátony; 6 = gát

Topographic survey fragments from the past (SOMOGYI, S. 1974). – 1 = arable land; 2 = forest; 3 = swamp, bog; 4 = waterlogged meadow; 5 = point-bar; 6 = dyke



12. ábra. Óholocén és újholocén felszínek, meanderek tömbszelvénye Kiskőrös és Dunapataj között (SZILÁRD J. 1955)

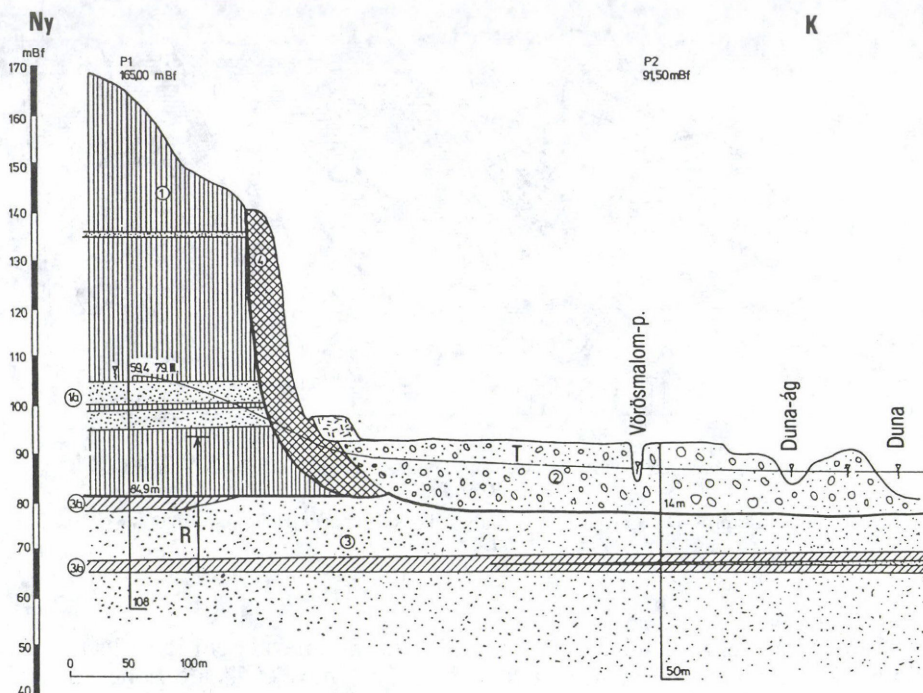
Block-diagram of the Kiskőrös–Dunapataj area with Early and Late Holocene surfaces and oxbows (SZILÁRD, J. 1955)

45–145 m közötti felsőpannóniai rétegvizek kloridtartalmával nem igazolhatjuk. A kloridtartalom ugyan a vízáadó rétegek mélységével növekszik, de ennek nem a tektonikával összefüggő okai vannak.

Érdekes módon viszont a Sió menti talajvizet feltárt kutatófúrások közül kettőnél több mint 300 mg/l kloridtartalom volt tapasztalható, ami a térségre jellemző értékeknél jelentősen magasabb. Magas kloridértékek jellemzik még a szekszárdi felsőpannóniai rétegvizeket is.

Összefoglalás, javaslatok

Az első két részben körvonalazott megfontolások alapján a Paksi Atomerőmű földrengéskockázatát annak a fényében kellene megítélnünk, mi ismeretes a negyedik-dőszaki képződményeket érintő törésekről. A következő részben láttuk, hogy lényegileg ezt az utat követték a korábbi kutatók is. A földtani adatokból megállapítható, hogy Paks alatt húzódik át DNy–ÉK-i irányban az ország medencealjátának legnagyobb jelentőségű töréses öve, de a pleisztocén üledékekben mért kőzetrések nem állnak vele bizonyítható kapcsolatban, sőt sok esetben tektonikus eredetük sem egyértelmű. A geomorfológiai adatokban ez az irány Paks környékén gyakorlatilag nem jelentkezik; erre merőleges – ÉNy–DK-i – lefutású viszont a mezőföldi völgyek döntő többsége, amelyeknek a tektonikus eredete mellett felhozott érvek azonban nem meggyőzőek. A klorid-anomáliákból kirajzolódó képen Paks környezete tektonikai zavaroktól mentesnek látszik.



13. ábra. Áttekintő földtani szelvény Dunakömlődtől D-re (FODOR T.-NÉ-SCHWEUER GY.-SCHWEITZER F. 1981). – 1 = pleisztocén löszösszlet; 1/a = homokrétegek a löszösszletben; 1/b = fosszilis talajok a löszösszletben; 2 = dunai üledékek; 3 = felsőpannoniai homokrétegek; 3/a = felsőpannoniai agyagrétegek; T = talajvíz; R = rétegvíz

Generalized geological profile south of Dunakömlőd (FODOR, P.-SCHWEUER, GY.-SCHWEITZER, F. 1981). – 1 = Pleistocene loess sequence; 1/a = interbedded sand layers; 1/b = intercalated paleosols; 2 = Danube alluvium; 3 = Upper Pannonian sand; 3/a = Upper Pannonian clays; T = unconfined groundwater; R = confined groundwater

A földrengéskockázat tehát földtani–geomorfológiai alapon nem minősíthető nagyobbak, mint az országos átlag, de maga ez az alap meglehetősen bizonytalan. Talán előrelépést jelentene az alábbi vizsgálatok elvégzése:

1. Tovább tanulmányozandó a mezőföldi pleisztocén üledékekben vitathatatlanul mutatkozó szerkezeti mozgásnyomok szerepe. Ehhez minél több törés és kőzetrés bemérése és ellenőrzése lenne szükséges tágabb területen is; a genetikán kívül különösen a törések korának és az érintett üledékek keletkezési idejének a megállapítása lenne fontos (üledékföldtani, paleopedológiai, abszolút kronológiai módszerekkel), hiszen a fiatalabb törések feltételezhetően nagyobb földrengés-veszélyt jeleznek, mint az idősebbek;

2. A mezőföldi völgyirányok egy sugaras rendszerbe illeszkednek, s tektonikus eredetük bizonyítéka az lehetne, hogy Ny-on, ahol a vonalasság É–D-i, és K-en, ahol az csaknem NyÉNy–KDK-i irányú, a kőzetrészek a vízrajzi irányokhoz képest azonos módon helyezkednének el, vagyis Ny-ról K-re haladva azokkal együtt „forognának”. A párhuzamos völgyek tektonikus eredetének bizonyítása megnövelné, cáfolata viszont lecsökkentené az erőmű becsülhető földrengés-veszélyeztetettségét. A döntést

elősegítené, ha a kérdéses területeken egy-egy kb. 100 km²-nyi területrész feltárásaiban 80–100 db közetrést bemérnének és kiértékelnének. Ugyancsak a mezőföldi völgyrendszer tektonikai irányítottágának igazolása vagy cáfolata érdekében újra kellene vizsgálni s földtani–geomorfológiai reambuláció alá kellene vonni az északabbi mezőföldi területek paleogeográfiai fejlődéstörténetét.

3. Az erőmű földrengés-veszélyeztetettsége valószínűleg más megítélés alá esne, ha bebizonyosodna, hogy a mai Csámpa-patak, amely az Ős-Sárvíz feltételezett satnya utóda, tektonikus irányt követ-e, netán a „Móri-töréssel” összefüggésben, vagy sem. A „Móri-törés” feltételezett DK-i folytatásának igazolása vagy cáfolata érdekében az eddigi adatokat újra kellene értékelni, szükség esetén néhány fúrás lemélyítésével. Emellett korrekt földtani szelvényt kellene készíteni a Csámpa-patak völgyén keresztül a feltételezett vetők megítélése céljából.

4. A negyedidőszaki szerkezetalakulás pontosabb megismerését szolgálhatná egy 1:25 000-es *genetikai geomorfológiai térkép* készítése az erőmű körzetéről.

5. Minthogy az alsószentiváni löszfeltáráásban megismert litoklázisok jelentős részéről kitűnt, hogy atektonikus, csuszamlásos eredetűek, ígéretes és szükséges lenne a litoklázisokkal is jellemzett *paksi homokfejtők feltáráásainak geokronológiai–üledékföldtani–talajtani feldolgoása*, többek között C¹⁴-mérésekkel.

6. Indokoltnak látszik további részletes vizsgálatok elvégzése a térségben a *klorid-anomáliás területek feltáráása* céljából.

IRODALOM

- ÁDÁM L. 1969. A Tolnai-dombság kialakulása és felszínalakítása. – Földr. Tanulmányok 10. Akad. Kiadó, Bp. 186 p.
- ÁDÁM L.–MAROSI S.–SZILÁRD J. 1959. A Mezőföld természeti földrajza. – Földr. Monogr. 2. Akad. Kiadó, Bp. 514 p.
- BALLA Z. 1981. Magyarország kréta–paleogén képződményeinek geodinamikai elemzése. – Ált. Földt. Szemle, 16. pp. 89–190.
- BALLA, Z. 1982. Development of the Pannonian basin basement through the Cretaceous–Cenozoic collision: A new synthesis. – Tectonophys. 88. 1–2. pp. 61–102.
- BISZTRICSÁNY E. 1974. Mérnökszeizmológia. – Akad. Kiadó, Bp. 216 p.
- BREZSNYÁNSZKY, K.–HAAS, J. 1985. The new tectonic map of Hungary. – Proc. repts. XIIIth Congr. Carp.–Balk. Geol. Ass., Part I. Geol. Inst. Cracow, pp. 174–177.
- BREZSNYÁNSZKY K.–HAAS J.–SZ. KILÉNYI É.–RUMPLER J. 1986. Magyarország 1:500 000 méretarányú harmadidőszaki képződmények nélküli földtani térképe. – Magyar. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1984-ről. pp. 15–21.
- CHANNELL, J. E. T.–HORVÁTH, F. 1976. The African/Adriatic promontory as a paleogeographical premise for Alpine orogeny and plate movements in the Carpatho-Balkan region. – Tectonophys. 35. 1–3. pp. 71–102.
- CHIKÁN G.–KÓKAI A. 1989. Szerkezetföldtani vizsgálatok Tengelic-Szőlőhegy és Pusztahencse között. – Kézirat, Magyar. Áll. Földt. Int. Adattár, Bp.
- CHIKÁN G.–HORVÁTH F.–SZABÓ Z.–SZEIDOVITZ GY. 1990. Paks környékének szeizmikus kockázata. Összefoglalás. – Kézirat, MTA GGKI Szeizmol. Oszt., Bp.
- CSOMOR D. 1975. Szakvélemény a Paksi Erőmű földrengési mikroterületbeosztásáról. – Kézirat

- CSOMOR D. 1977. Összefoglalás a Paksi Atomerőművel kapcsolatos geológiai és geofizikai anyagról. – Kézirat, MTA GGKI Szeizmol. Oszt., Bp.
- CSOMOR D. 1978. Megjegyzések a SZUTA Földfizikai Intézet Paks város környete előzetes földrengésveszélyességi szakvéleményéhez. – Kézirat, MTA GGKI Szeizmol. Oszt., Bp.
- CZIPRIÁN F. 1977. A Paksi Atomerőmű telephelyére vonatkozó valószínű földrengés-gyakorisági függvény közelítő meghatározása. – Kézirat, MTA GGKI Szeizmol. Oszt., Bp.
- DANK V.–FÜLÖP J. (főszerk.) 1990. Magyarország tektonikai térképe, 1:500 000. – Magy. Áll. Földt. Int., Bp.
- EGYED L. 1957. Vízfolyások, morfológia és tektonika kapcsolata. – Földt. Közl. 87. 1. pp. 69–72.
- ERDÉLYI M. 1960. Geomorfológiai megfigyelések Dunaföldvár—Solt és Izsák környékén. — Földr. Ért. 9. pp. 257–276.
- FODOR T.–NÉ-SCHEUER GY.–SCHWEITZER F. 1981. A Dunakömlőd–Paks közötti dunai magaspárt mérnökgeológiai térképezése és vizsgálata. – Földt. Közl. 111. 2. pp. 258–280.
- FÜLÖP J.–DANK V. (főszerk.) 1987. Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával, 1:500 000. – Magy. Áll. Földt. Int., Bp.
- FÜLÖP, J. — BREZSNYÁNSZKY, K. — HAAS, J. 1987. The new map of basin basement of Hungary. — Acta Geol. Hung., 30. 1—2. pp. 3–20.
- GÁBRIS GY. 1986. A vízhálózat és a szerkezet összefüggései. – Földt. Közl. 116. 1. pp. 45–55.
- GRACSEV, A. F.–BOJARSZKI, M.É.–BUNÉ, V. I.–LAPUSONOK, I. L.–MEDVEDEVA, N. SZ.–OSER, B. V.–POLJAKOVA, T. P.–STEINBERG, V. V.–SZAKSZ, M. V.–SZALGANIK, M. P. 1987. Jelentés a Paksi Atomerőmű szeizmikus veszélyeztetettségéről. – Kézirat, MTA GGKI Szeizmol. Oszt., Bp. (Fordítás orosz nyelvből.)
- GRACSEV, A. F.–FROLOVA, N. K.–GRIGORJAN, SZ. SZ.–GULAKJAN, K. A.–KUNIN, N. J. A.–MIHAJLOV, V. O.–OSZTROUMOV, A. V.–ROMANJUK, T. V.–USZENKO, SZ. V. 1989. A Paksi Atomerőmű körzetében lévő törés földtani helyzetének és természetének pontosítása. – Kézirat, MTA GGKI Szeizmol. Oszt., Bp. (Fordítás orosz nyelvből.)
- GUTHY T.–HEGEDÜS E. 1990. Jelentés a Paks környékén (Dunaszentbenedek) 1989-ben sekélyszeizmikus módszerrel végzett neotektonikus vizsgálatról. – Kézirat, Eötvös L. Geofiz. Int. Adattár, Bp.
- HERTELENDI E.–PETR, R.–SCHEUER GY.–SCHWEITZER F. 1989. Radiokarbon koradatok a Paks–Szekszárd süllyedék kialakulásához. – Földr. Ért. 38. pp. 319–324.
- HORVÁTH F.–CSONTOS L.–ERDÉLYI M.–FERENCZ CS.–GÁBRIS GY.–HEVESI A.–SÍKHEGYI F. 1990. Paks környezetének neotektonikája. – Kézirat, MTA GGKI Szeizmol. Oszt., Bp.
- JASCSENKO, Z. G.–KUZIN, I. P. 1977. Szakvélemény a MNK-beli Paksi Atomerőmű telephelye körzetének földrengésveszélyességi értékeléséről, a rendelkezésre álló adatok alapján (melléklet a Hidroprojekt 1977. dec. 8.-án kelt 62/500 sz. leveléhez). – Kézirat, MTA GGKI Szeizmol. Oszt., Bp. (Fordítás orosz nyelvből.)
- JASKÓ S.–KROLOPP E. 1991. Negyedidőszaki kéregmozgások és folyóvízi üledékfelhalmozódás a Dunavölgyben Paks és Mohács között. – Magy. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1989-ről. pp. 65–84.
- KORDOS L. 1992. Magyarország harmad- és negyedidőszaki emlősfaunájának fejlődése és biokronológiája. – Akad. doktori értekezés, Kézirat, MÁFI, Bp.
- LAKATOS L. 1987. Kutatási jelentés az 1986-ban Paks térségében bemért szeizmikus szelvényeknek az időközben lemélyült mélyfúrások eredményeinek felhasználásával végzett szeizmikus rétegtani és tektonikai értelmezéséről. – Kézirat, GKV Adattár, Bp.
- MAROSI S. 1953. Morfológiai megfigyelések a Mezőföld déli részén. – Földr. Ért. 2. pp. 218–233.
- NAŰ (Nemzetközi Atomenergia Ügynökség) 1980. A földrengések és a földrengésekkel kapcsolatos jelenségek figyelembevétele atomerőművek telepítéskor (50—SG—SI 13). – Kézirat, MTA GGKI Szeizmol. Oszt., Bp. (Fordítás angol nyelvből.)
- NÉMEDI VARGA Z. 1977. A Kapos-vonal. – Földt. Közl., 107. 3–4. pp. 313–328.
- NÉMEDI VARGA Z. 1986. A Tengelic 1. sz. szerkezet- és vízkutató-, valamint a Tengelic 2. sz. alapfúrás összehasonlító földtani és szerkezeti vizsgálata. – Magy. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1984-ről. pp. 103–113.

- PÁVAI VAJNA F. 1941. Az 1938. évi Budapest környéki kiegészítő geológiai jelentésem. – Magy. Kir. Földt. Int. Évi Jel. az 1936–1938. évekről. pp. 399–438.
- PÁVAI VAJNA F. 1951. Az alföldi Duna mellék rétegtana és hegyszerkezete. – Magy. Áll. Földt. Int. Évi Jel. az 1951. évről. pp. 69–75.
- PETZ E.–SCHEUER GY. 1990. Az Alsó-Duna-völgy partiszűrészű vízszerezés lehetőségei; jobb part, bal part. – Kézirat, FTV, Bp.
- PÉCSIM. 1959. A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana. – Földr. Monogr. 3. Akad. Kiadó, Bp. 358 p.
- RÁKÓCZY I.–HEGEDŰS E.–GUTHY T. 1988. Jelentés a Paks környékén 1987-ben végzett szeizmikus mérésekről. – Kézirat, ELGI Adattár, Bp.
- REISZNER, G. I.–STEINBERG, V. V. 1978. Előzetes szakvélemény Paks város (Magyarország) körzete földrengésveszélyességéről. – Kézirat, MTA GGKI Szeizmol. Oszt., Bp. (Fordítás orosz nyelvből.)
- RÉTHLY A. 1952. A Kárpátmedencék földrengései, 455–1918. Akad. Kiadó, Bp. 511 p.
- RÓNAI A. 1964. A dunántúli és alföldi negyedkori képződmények érintkezése Paks és Szekszárd között. – Magy. Áll. Földt. Int. Évi Jel. az 1961. évről. II. rész pp. 19–61.
- SOMOGYI S. 1974. Meder- és ártérfejlődés a Duna sárközi szakaszán az 1782–1950 közötti térképfelvételek tükrében. – Földr. Ért. 23. pp. 27–36.
- SZABÓ Z. 1990. Az 1763. óta észlelt $I_0 \geq 6$ MSK-64) intenzitású magyarországi földrengések epicentrális területének földtani–geofizikai paraméterei. – Kézirat, ELGI Földfiz. Oszt., Bp.
- SZABÓ Z. (összeáll.) 1989. Megjegyzések A. F. Gracsev „A Paksi Atomerőmű közelében lévő törés földtani helyzetének és jellegének pontosítása” c. szakvéleményéhez. – Kézirat, ELGI Földfiz. Oszt., Bp.
- SZABÓ Z.–BALLA Z.–CHIKÁNG.–KÓKAI A.–RÁKÓCZY I.–SZÁDECZKY-KARDOSS GY. 1989. Paks környékének földtani viszonyai, összefoglaló szakvélemény. – Kézirat, ELGI Földfiz. Oszt., Bp.
- SZEIDOVITZ, GY. 1986. The Dunaharaszti earthquake January 12, 1956. – Acta Geodaet., Geophys., Montanist. 21. 1–2. pp. 109–125.
- SZEIDOVITZ GY.–TÓTH L. 1991. Kecskemét és Berhida környezetében keletkezett földrengések vizsgálata. – Kézirat, MTA GGKI Szeizmol. Oszt., Bp.
- SZEIDOVITZ GY.–GELLÉN P.–MARÓTYNÉ KISZELY M.–MÓNUS P.–TÓTH L.–ZSÍROST. 1990. Paks földrengéskockázata. – Kézirat, MTA GGKI Szeizmol. Oszt., Bp.
- SZILÁRD J. 1955. Geomorfológiai megfigyelések Kiskőrös és Paks vidékén. – Földr. Ért. 4. pp. 263–278.
- WEIN, GY. 1969. Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 13. 1–4. pp. 399–436.
- WEIN GY. 1972. Magyarország neogén előtti szerkezet-földtani fejlődésének összefoglalása. — Földr. Közl., 20. (96). pp. 302–328.
- WEIN GY. 1978. A Kárpát-medence alpi tektogenezise. – Magy. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1976-ról. pp. 245–256.

TECTONIC AND GEOMORPHOLOGICAL INVESTIGATION INTO EARTHQUAKE HAZARD IN THE ENVIRONS OF THE PAKS NUCLEAR POWER PLANT

by Z. Balla–S. Marosi–Gy. Scheuer–F. Schweitzer–Gy. Szeidovitz

S u m m a r y

Having evaluated the previous environmental studies, results of tectonic and geomorphological investigations carried out in the vicinity of the Paks Nuclear Power Plant, also on the basis of more recent field works and observations of their own and discussions, the authors came to conclusions concerning the earthquake hazard in the region as follows.

A major fault line in Hungary is stretching in southwest–northeast direction through the Paks area but the joints surveyed in Pleistocene deposits are not associated with this lineament and their tectonic origin in most cases is ambiguous. Moreover, in the environs of Paks this direction is not endorsed by geomorphological data for the majority of valleys in Mezőföld are oriented perpendicularly to it (i.e. northwest–southeast); arguments for the tectonic origin of the latter are not convincing. Chloride anomalies also show Paks and its vicinity an area devoid of tectonic disturbances.

Consequently, the earthquake hazard, based on geological and geomorphological evidence, cannot be claimed higher than the national average but this basis is rather uncertain. The following investigations probably could produce useable results:

1. Further research is needed as to the traces of structural movements certainly discernible in the Pleistocene deposits of Mezőföld. Joints should be surveyed and controlled as many as possible (also in the wider surroundings of the power plant); apart from genetic studies it is necessary to date the fractures and related deposits (using sedimentological, paleopedological methods and absolute chronology), since the youngest fractures indicate more serious earthquake hazard than the older ones.

2. Orientation of the Mezőföld valleys makes up a radial system; their tectonic origin could be proven by arguments for 'turning' of joints alongside with drainage directions (sublongitudinal orientation in west changing for west–northwest–east–southeast in east). Confirmation of the tectonic genesis of valleys could enhance the probability of the occurrence of earthquakes while its refutation would diminish it. Decision could be easier after surveying and interpreting 80–100 joints in the exposures by 100 square km test fields of the area in concern. Also in order to approve or disprove the tectonic control of the valley system a geological-geomorphological reevaluation of paleogeography of the northern areas of Mezőföld should be accomplished.

3. Earthquake hazard in the vicinity of the power plant would be tackled differently if Csámpa Creek (presumably a stunted offspring of the ancient Sárvíz) were proven to follow a tectonic direction related to 'Mór Fracture'. For the solution of controversies concerning the southeast continuation of 'Mór Fracture' a reassessment of the earlier data, if needed deepening of some boreholes are indispensable. Moreover, it is necessary to construct an accurate cross section of Csámpa Creek valley in order to judge about the assumed faults.

4. Compilation of a geomorphological map at 1:25,000 scale of the environs of the plant could be instrumental in surveying structural changes during the Quaternary.

5. Since the joints in the Alsószentiván profile occurred to be prevalently of atectonic, landslide origin, investigation of sand quarries at Paks also abundant of joints from geochronological, sedimentological and pedological viewpoints, ¹⁴C datings involved, is considered promising and necessary.

6. A detailed survey of the region in concern is necessary to reveal areas with chloride anomalies.

Translated by L. BASSA