

A Balaton környékén előforduló Pannon-tavi üledékek földtana II.

A Kállai Kavics települési helyzete a Tapolcai-medencében geoelektromos szelvények és fúrási adatok tükrében

CSILLAG Gábor¹, SZTANÓ Orsolya², MAGYAR Imre³ és HÁMORI Zoltán⁴

¹MÁFI, 1143 Budapest, Stefánia út 14 (csillag@mafi.hu)

²ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter s. 1/C (sztano@ludens.elte.hu)

³Mol Rt., 1117 Budapest, Budafoki út 79. (imagyar@mol.hu)

⁴Geomega Kft., Budapest, Mester u. 4. (hami@geomega.hu)

Stratigraphy of the Kálla Gravel in Tapolca Basin based on multi-electrode probing and well data

Abstract

Gravel, pebbly sand, clean quartz-sand and sandstone — all formed in Lake Pannon — crop out in the vicinity of the Keszthely Hills, Tapolca and Kál Basins; as a geological unit, this is referred to as the Kálla Formation. Up until now its stratigraphic position, its relation to under- and overlying formations, as well as to the similar, but virtually older Kisbér Gravel have not been determined with any degree of certainty. Based on descriptions of old wells and sedimentological and stratigraphic data with respect to outcrops, geoelectric measurements were carried out and geological cross-sections were compiled in order to ascertain its stratigraphic relations. Deposits underlying the Kálla Gravel consist of Triassic carbonates, mid-Miocene limestones, pebbly limestones and the *Congerina czjzeki*-bearing Szák Claymarl. The Kálla Formation is unconformably overlain by silts and sands of the Somló Formation and in some wells by the Tihany Formation (which contains coaly clay beds).

The Late Miocene depositional history of the Tapolca Basin can be reconstructed as follows. At about 11–10 Ma, when the lower part of the Szák Claymarl was formed, the area of the present Transdanubian Range was a large peninsula in Lake Pannon. At its southern rim a small, tectonically preformed embayment was created. Around about 10 Ma ago the lake transgressed northwards due to a relative lake-level rise and on the newly-flooded areas small coarse-grained deltas (Kálla Formation) began to form due to small rivers draining the Transdanubian Peninsula. Along the rim of the peninsula several distinct, but coeval gravelly shoreface deposits (Kisbér Gravel) may have been formed. Near to the entry points of rivers (at the deltas) the sedimentation rate compensated and even exceeded the rate of lake-level rise; thus the gravelly-sandy deltaic bodies prograded over the clays, which formerly were deposited below the wave-base. In front of the coarse-grained deltas, the deposition of silts and clays continued. Therefore the Kálla and Szák Formations are partly coeval in the Tapolca Basin. Approximately 9.5–9 Ma ago a significant change occurred. Earlier, the sediments were derived from minor local sources (i.e. from the Transdanubian Peninsula); later, following the filling up of the Danube Basin, sediments were derived from the Alps and the Western Carpathians. The major north-western drainage system entered Lake Pannon as extended deltaic lobes, represented by the silty-sandy beds of the Somló Formation (prodelta and deltafront regions). Parallel with progradation, 9–8 Ma ago the deltaplain corresponding to the Tihany Formation appeared. The overlying alluvial deposits were removed by the Quaternary uplift of the area.

With respect to the lithostratigraphic units, it can be concluded that the Szák Claymarl, Kálla and Kisbér Gravels were formed during the same transgressive event. The stratigraphic position of the gravelly formations is different only because of the local variations in sediment input rates. Whereas their source area was the same and their petrographic composition is almost identical. Within the frame of biostratigraphic resolution they are coeval at about 10 Ma and both were formed on the margin of the Transdanubian Peninsula. It is impossible to differentiate the two deposits by geological mapping — therefore their integration as the Kálla Formation is suggested. The Szák Formation, however, is not only a local deposit but can be seen as part of a large clayey lithosome in the fill of Lake Pannon, corresponding to the Endrőd and Algyő Formations. Therefore its timespan over the whole of the Pannonian Basin equals the Late Miocene.

Keywords: Upper Miocene, Lake Pannon, multielectrode probing, lake-level rise, high sediment input rate, transgression, regression

Összefoglalás

A Keszthelyi-hegység, a Tapolcai- és Káli-medence környékén nagy területen bukkan a felszínre a Pannon-tóban ülepedett kavics, nagy tisztaságú kvarchomok(kő), melyet a Kállai Kavics Formációba sorolhatunk. A képződmény kapcsolata a hasonló, ám idősebbnek tartott Kisbéri Kavicsal, települési viszonyai, kapcsolata fekéjével és fedőjével

máig nem teljesen tisztázott. A Tapolcai-medence fúrásai adatai, a környező feltárások szedimentológiai, rétegtani adatai ismeretében multielektródás geoelektromos szelvényezést végeztünk és földtani szelvényeket szerkesztettünk a kőzettestek települési helyzetének tisztázása céljából. A Kállai Kavics részben idősebb miocén vagy mezozoos kőzetekre, részben a Száki Formációba tartozó, *Congeria czjzeki*-s agyagmárgára települ. Fedője hézagosan települő aleurit, homok (Somló Formáció), valamint néhány fúrásban szenes agyagos rétegeket tartalmazó Tihanyi Formáció.

A Tapolcai-medence üledékképződési története a következőképpen rekonstruálható. A Száki Agyagmárga képződésének korai szakaszában (kb. 11–10 millió éve) a Dunántúli-középhegység széles félszigetként emelkedett a Pannon-tó vízszintje fölé, melynek déli peremén törésekkel preformált öböl húzódott. Körülbelül 10 millió évvel ezelőtt relatív vízszintemelkedés révén ez az öböl kiterjedt észak felé, ahol megkezdődött a félszigetről lefutó kisebb folyók által táplált delta eredetű Kállai Formáció képződése. A Dunántúli-középhegység peremén több elkülönült, közel egyidős kavicsostest keletkezhetett ebben az intervallumban hullámveréses parti eredetű is (Kisbéri Formáció). A delta torkolat környezetében a vízszintemelkedést meghaladó mértékű üledékbehordással magyarázható, hogy az intenzíven épülő kavics-homok test hamarosan rátelepült az öbölben hullámbázis alatti nyugodt vízben ülepedő agyagmárgarétegekre. A Kállai Formáció és a Száki Agyagmárga a Tapolcai-medencében tehát részben egymás heteropikus fáciesei. Mintegy 9,5–9 millió éve, nagy változás következett be a terület üledékképződésében. Az addig döntően közeli forrásokból származó üledékbehordást a Kisalföld medencéjének feltöltődését követően felülírta az északnyugatról érkező üledékszállítás. A gyorsan előretörő delta előterében és frontján a Somló Formáció aleuritos, homokos rétegei települtek, majd a feltöltődéssel párhuzamosan, 9–8 millió éve megjelentek a Tihanyi Formáció deltasíksági rétegei is a Tapolcai-medence területén.

A litosztratigráfiai egységekre vonatkozóan az alábbi megállapításokat tehetjük. A Száki Agyagmárga, a Kállai és a Kisbéri Kavics lerakódása ugyanahhoz a transzgresszív eseményhez kapcsolódik. A kavicsos formációk települési helyzete a helyileg változó üledékbeszállítási ráta miatt különböző. Mivel mindkét kavicsos övezet ugyanarról a forrásterületről származik, kőzettani összetételük gyakorlatilag azonos, térképezés során elkülönítésük nem lehetséges, ezért javasoljuk összevonásukat Kállai Kavics Formáció néven. A biosztratigráfia nyújtotta felbontáson belül a két kavics formáció egykorúnak tekinthető, a Dunántúli-középhegység pereméhez kötődnek, és képződési idejük is behatárolt (mintegy 10 millió év). A Száki Formáció ugyanakkor értelmezhető a Pannon-tó nagy feltöltődési rendszereinek részeként, mint az Endrődi vagy Algyői Formációk megfelelője, és így időbeli elterjedése a Pannon-medence egészében gondolkodva szinte az egész késő-miocént átfogja.

Tárgyszavak: felső-miocén, Pannon-tó, multielektródás mérések, tőszintemelkedés, nagy üledékbehordási ráta, transzgresszió, regresszió

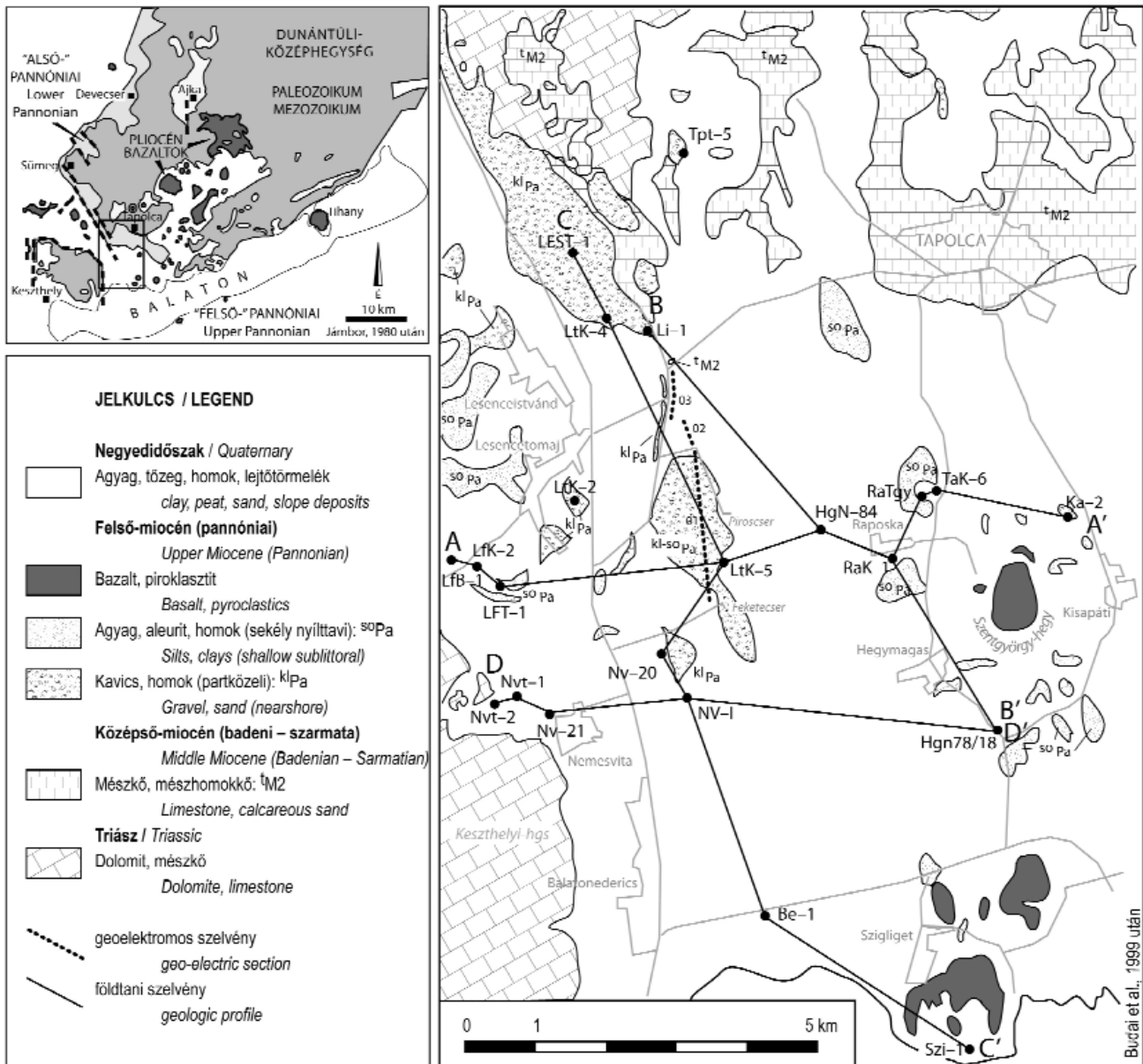
Bevezetés

A Keszthelyi-hegység, a Tapolcai- és Káli-medence környékén nagy területen bukkan a felszínre a Pannon-tóban ülepedett kavics, nagy tisztaságú kvarchomok(kő), valamint aleurit (JÁMBOR 1980, 1989; MAGYAR 1988; CSÁSZÁR szerk. 1997; KOPÁSNÉ HÓDI 1998; BUDAI et al. 1999a). A képződmény települési viszonyai, kapcsolata fekvésével és fedőjével máig nem teljesen tisztázott. Ennek egyik oka, hogy a Sümeg és Tapolca környékén található kavicsostestek egy részét JÁMBOR (1980) és BENCE et al. (1990) a Dunántúli-középhegység északnyugati előterében elterjedt „alsó-pannóniai” Kisbéri Kavics Formációba sorolták, míg másik részét a középhegységnek elsősorban a déli, délkeleti oldalán kibukkanó, „felső pannóniai” Kállai Formációba (JÁMBOR 1980). A két formáció közötti különbségtételt jelentős részben a települési helyzet, méghozzá a Dunántúli-középhegység környezetében általánosan elterjedt nyíltvízi, *Congeria czjzeki*-s agyagmárgához való rétegtani viszony indokolta. A Kisbéri Formáció ugyanis mindig az agyagmárga közvetlen fekvésében, a Kállai Formáció viszont részben annak fedőjében található, és az agyagmárgát is általánosan fedő, sekélyvízi Somló Formáció heteropikus fáciesének tekintették. Mindkét kavicsos formációt abrziós parti, cikluskezdő, transzgresszív képződménynek tartották (JÁMBOR 1980).

A Balaton-felvidéki földtani térképezés (1. ábra; BUDAI et al. 1999a, b) során a korábban a Kisbéri Kavicsba sorolt Uza és Billege környéki rétegeket a Káli-medence gyöngy-

kavics–kvarchomok képződményeivel mutatott litológiai hasonlóság miatt a Kállai Kavics Formációba sorolták, megemlítve, hogy a két formáció tulajdonképpen azonos. Az összevonás mellett szólt a hasonló települési helyzet is, ti. az aljzatot alkotó idősebb felszínre diszkordánsan, túlterjedően települ mindkettő: az uza–billegei bányákban triász vagy szarmata aljzatra, míg a Káli-medencében a paleo-mezozoos aljzatra. Ezekon kívül a Kállai Kavicsba sorolták azokat a Keszthelyi-hegység peremétől a Szigligeti-öbölhöz húzódó kavicsostesteket is, melyek alatt megjelenik 5–20 m Száki Agyagmárga. Ugyanakkor a közeli Várvolgyi-medence rétegsorában BENCE et al. (1990) és BUDAI et al. (1999a) szerint a Száki Agyagmárga fekvésében települ a Kállai Formáció. A képet tovább színezi, hogy a Tapolcai-medence környékén a Kállai Formáció fedőjében ritkán találunk egyértelműen meghatározható képződményeket; legtöbbször a helyenként faunagazdag Somló Formációba tartozó aleurit és homok követi (BUDAI et al. 1999a), általában eróziósan, kisebb üledékhezaggal (I. SZTANÓ et al. 2010). Lokálisan édesvízi mészkővel fogazódik össze, illetve ez alkotja a fedőjét (Kapolcsi Mészki, JÁMBOR 1980).

A fent említett kavicsos képződmények (Kisbéri és Kállai) már JÁMBOR (1989) szerint is „a pannóniai medencében emelkedő szigethegységek” peremén zajló transzgressziót jelzik, abrziós parti kavics és lagunáris homoktestek kialakulásával, miközben a Kállai Kavics feltűnően érett, többszörösen áthalmazott anyagát a Bakony kiemelt szárazulati térszíneiről lepusztult Csatkai Formációból származtatják (JÁMBOR 1980, BENCE & BUDAI 1987). Míg



1. ábra. A vizsgált terület helyzete a dunántúli pannóniai képződmények elterjedéséhez képest (JÁMBOR 1980 alapján), valamint a Tapolcai-medence és környékének vázlatos földtani térképe a tanulmányban felhasznált fúrások és a geoelektromos szelvények helyének megjelölésével (BUDAI et al. 1999b alapján). A térképen feltüntetjük a 3. ábrán látható földtani szelvények nyomvonalát is

Figure 1. Position of the study area in the southern rim of the Transdanubian Range with distribution of Pannonian strata (after JÁMBOR 1980). Simplified geologic map of the Tapolca Basin (based on BUDAI et al. 1999b) with location of wells, geoelectric sections and geological cross-sections shown in Figure 4 and Figure 3, respectively

BIHARI (1984) a Káli-medence kőtengeireit alkotó kavicsos összetet folyóvízi képződményként írta le, addig MAGYAR (1988), SZTANÓ in TARI et al. (1995), valamint BUDAI et al. (1999a) szerint a Kállai Formáció képződési környezete erősen mozgatott vízű, sekély tópart és az előtte épülő durva hordalékú delta lehetett.

A fentiek alapján biztosak lehetünk abban, hogy a kiemelt helyzetű Dunántúli-középhegység peremén a Kisbéri és Kállai Kavics Formációk képződése transzgresszióhoz kapcsolódik. Vizsgálatainkkal a kavicsostek egymáshoz, illetve a *Congerina czjzeki*-s agyagmárgához való települési, rétegtani, ősföldrajzi viszonyát szeretnénk tisztázni a Tapolcai-medencében. Választ keresünk arra a kérdésre,

hogy elkülöníthető-e egy alsó, idősebb és egy felső, fiatalabb kavicsos szint, vagyis indokolt-e a Kisbéri és Kállai Formációk megkülönböztetése geokronológiai szempontból? Kérdéseink megválaszolásához kitűnő alapot biztosít a vizsgált területről a Balaton-felvidéki földtani térképezés eredményeként megjelent 1:50 000-es földtani térkép és magyarázója (BUDAI et al. 1999a, b). Néhány éve a környék fúrásai rétegsorainak újraértékelésére is sor került a MÁFI és a Mol Rt. közötti együttműködés keretében (GYALOG et al. 2000). A fúrás adatok és a környező feltárások ismeretében a Tapolcai-medencében multielektrodás geoelektromos szelvényezést is végeztünk a kőzettestek települési helyzetének tisztázása céljából (1. ábra). A feltárásokban ősmarad-

ványokat gyűjtöttünk, és a korábbi rendelkezésünkre álló biosztratigráfiai adatokkal együtt rétegtani szempontból értékeltük őket.

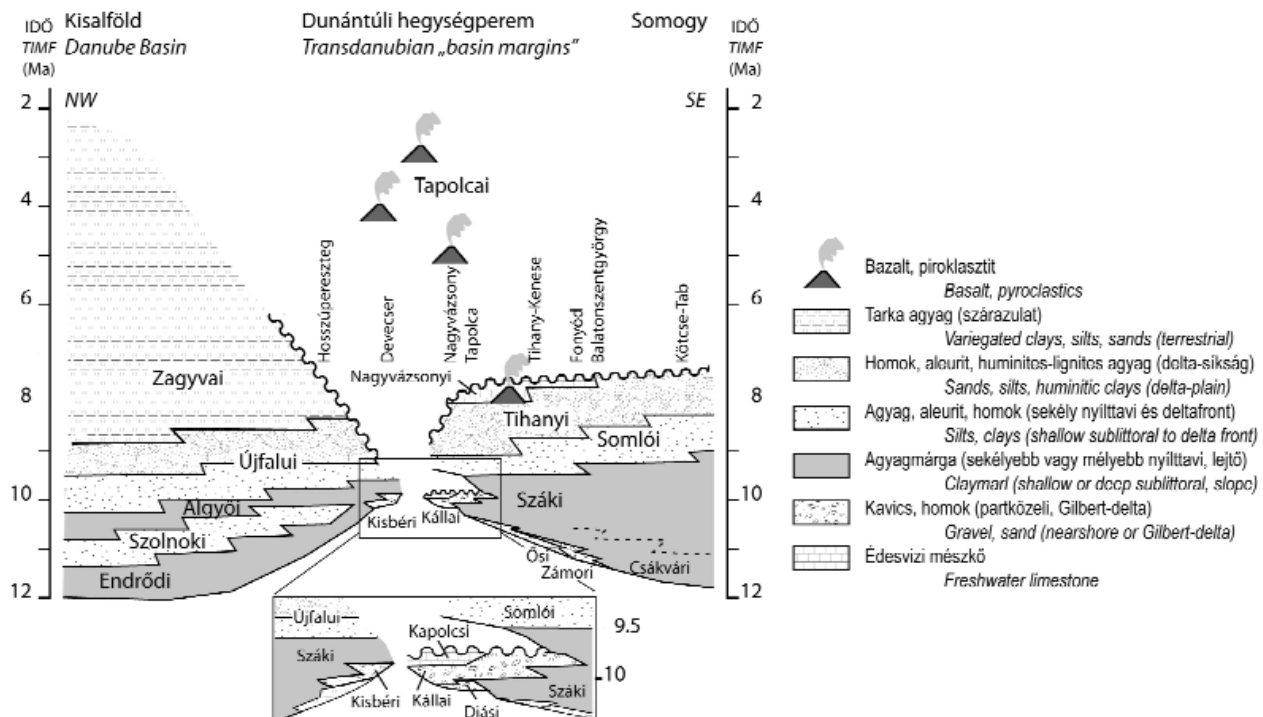
Pannóniai formációk a Dunántúli-középhegység peremén és előterében

A „medenceperemi” vagy „hegységperemi” pannóniai képződmények középhegységeink peremén pásztákban, illetve a hegységekben elszórt, elszigetelt előfordulások képében találhatóak. Kisebb transzgressziókhöz-regressziókhöz kötődően kialakult hegyközi medencék, lagúnák üledékének tartották ezeket, melyek a mélymedencék pannóniai rétegeitől ösföldrajzi fejlődésükben és így fáciesükben egyaránt elkülönültek (JÁMBOR 1980, 1989; JÁMBOR et al. 1987). Jelenlegi hegyvidékeink egy része a pannóniai korai szakaszában biztosan szigeteket, félszigeteket alkothatott. Az azonban, hogy a pannóniai későbbi szakaszában ezek vízzel borított területekké váltak-e, volt-e ott üledékképződés, melynek nyomai a negyedidőszaki kiemelkedés során (DUNKL et al. 1994, HORVÁTH & TARI 1999) lepusztultak, vagy sem, a mai napig vita tárgyát képezi (CSÁSZÁR szerk. 1997; vö. MAGYAR et al. 1999a térképeivel).

A peremi képződmények kora részben bizonytalan, hiszen diszkordánsan triász, kréta, badeni vagy szarmata

üledékekre települnek. Nem tudjuk, hogy a pannóniai elején hol meddig tarthatott a szarmata inverzióból eredeztethető erózió és/vagy üledékképződési hézag. A legalsó képződmények lokális megjelenésű szárazulati tarka agyagok, mocsári üledékek (Ósi Formáció), és a transzgressziót jelző parti kavicsok: Kisbéri Kavics a Dunántúli-középhegység északnyugati peremén, Zámori Formáció a keleti, délkeleti előterében, és végül a délnyugati és déli előterben a Kállai Kavics, amely több helyen szintén az aljazatra települ (JÁMBOR 1980, CSÁSZÁR szerk. 1997; 2. ábra).

A Kisbéri Kavicsot és a Zámori Kavicsot agyagmárga fedi, melyet az előfordulás helyétől, valamint a ténylegesen megjelenő litológiától és faunától függően a Száki vagy a Csákvári Formációba soroltak. Véleményünk szerint ezek az agyagmárga kifejlődések a kisebb-nagyobb lokális változatosság, parthoz közelebbi vagy attól távolabbi keletkezésük ellenére az egységes tőtükör kialakulását jelzik a középhegység körül. Ósmaradványai alapján (TÓTH 1971, SÜTÖNÉ SZENTAI 1991, SÜTÖNÉ SZENTAI & SELMECZI 2004) a Csákvári Agyagmárga a Pannon-tó kialakulásának korai fázisát képviseli ott, ahol a szarmata inverzió (HORVÁTH & TARI 1999) során kiemeltebb helyzetű aljzat miatt nem alakulhatott ki mély medence (pl. a Dunántúli-középhegység és déli előtere), míg ezzel egyidőben a mély medencékben (pl. a Kisalföldön) az Endrődi Márga képződött. A Csákvári Agyagmárga lagunáris, majd kissé nyíltabb, de sekély tavi kifejlődésű (HAJÓS 1971, JÁMBOR 1980, KÖRPÁSNÉ HÓDI 1998). Ahogy a Pannon-tó mélyült, úgy vált egyre



2. ábra. A Dunántúli-középhegység északi és déli peremének krono- és litosztratigráfiai diagramja a Kisalföld medencéje és a Somogyi-dombság között. Jól látható, hogy míg a Pannon-tó korai szakaszának képződményei – minden hasonlóság ellenére – részmedencénként elkülönülnek egymástól, addig a kései szakasz üledékei egységesen, a delta előrehaladásának megfelelően tagolhatók.

Figure 2. Chrono- and lithostratigraphy of Upper Miocene to Pliocene deposits from the Danube Basin, through the northern and southern rim of the Transdanubian Range to the Somogy Hills

Despite their similarity, the early-stage deposits were formed in separate basins. The late-stage infill during deltaic progradation, however, produced an identical division of lithostratigraphic units

hasznosabbá a Száki Agyagmárgához, mind litofáciésében, mind ősmaradvány-tartalmában.

A Száki Agyagmárga széles pásztában követhető a Dunántúli-középhegység északnyugati szegélyén, ahol ismert téglagyári agyagfejtőkben tanulmányozható Tatától Kisbéren át Devecserig (JÁMBOR 1980, CZICZER et al. 2009). SÜTÓNÉ SZENTAI (1991) szerint ezen a területen a formáció rétegei ugyanabba a biozónába tartoznak (*Spiniferites paradoxus* zóna, I. táblázat), mint a hegység délkeleti előterében

I. táblázat. A Pannon-tó mikroplankton és litorális puhatestű zónái (MAGYAR 2009 után)

Table I. The microplankton and lithoral Mollusc zones of the Pannonian Lake (after MAGYAR 2009)

millió év	mikroplankton zónák	litorális puhatestű zónák
6	Galeacysta cetrusca	Prosodacnomya vutskitsi
7		Prosodacnomya dainellii
8		Prosodacnomya carbonifera
9	Spiniferites validus	Lymnocardium decorum
10	Spiniferites paradoxus	Lymnocardium ponticum
11		Lymnocardium conjungens
	P. pecsvaradensis	
	S. b. oblongus	Congeria hoernesii
	S. b. pannonicus	
	Mecsekia ultima	Congeria ornithopsis

a Csákvári Formáció legfiatalabb rétegei. Kiszárazási szeizmikus szelvények tanúsága szerint a Száki Formáció megfelel a negyedidőszaki inverzió révén kiemelt kiszárazási medence-lejtő képződményeknek (vö. Algyői Formáció; SZILAJ et al. 1999; 2. ábra). A Száki Formáció tehát a hegységperemi litosztratigráfiai egységek között a parttól legtávolabbi, legmélyebb környezetet képviseli; a medence geometriájától függően néhány 10 m-es mélységtől terjedően akár néhány száz méter mély lejtős térszínen képződhetett (KORPÁSNÉ HÓDI 1983, CZICZER & MAGYAR 2006). A Csákvári és a Száki Formációk földrajzi elterjedési területét JÁMBOR (1980) térképe szerint éppen a Tapolcai-medence választja el egymástól. Magában a Tapolcai-medencében a *Congeria czjzeki*-s agyagmárga nem ér el nagy vastagságot és gyakran homokos kifejlődése sem utal különösebben mély vízre. Mivel gyakran csak vázlatos fúrásleírásokra hagyatkozhatunk, a két formáció megkülönböztetése nem volt lehetséges; a vizsgálati területen a *Congeria czjzeki*-s agyagmárgára — JÁMBOR (1980) gyakorlatát követve — a „Száki Formáció” nevet használjuk.

Helyenként közvetlenül az aljzatra települve, míg másutt az agyagmárga felett jelenik meg a peremeken, így a Keszt-

helyi-hegységben és a hegység körül, a Tapolcai-medencében és a Káli-medencében is a részben delta-képződménynek, részben hullámverés által átdolgozott parti üledéknek tartott Kállai Kavics Formáció (BABINSZKI et al. 2003, SZTANÓ et al. 2010), és a lokális anyagú, abráziós eredetű Diási Formáció (BUDAI et al. 1999a). A Kállai Formáció ősmaradványokban szegény. Kavicsos kifejlődésében gyakorlatilag egyáltalán nem tartalmaz faunát, homokos változata puhatestűek és mediterrán klímára utaló ősnövények maradványait rejt (MAGYAR 1988). Faunája egykorú a Kisalföld nyugati peremén transzgresszív helyzetben települő, általában durvatörmelékű összletek faunájával (pl. Nagy-höflány; LUEGER 1980, MAGYAR et al. 2000), amelyek a *Lymnocardium conjungens* biozóna fiatalabb részébe sorolhatók (I. táblázat).

A Tapolcai-medencétől ÉK-re, a Bakonyba mélyen benyúló öbölben, a Nagyvásonyi-lagúnában a Kállai Kavics fedőjében, illetve azzal váltakozva az édesvízi és csökkent sós vízi faunájú Kapolcsi Mészke települ, ami a mészkő képződési területének elzáródására és általános regresszióra egyaránt utalhat (2. ábra; JÁMBOR 1980). A regresszió jelének tartotta továbbá SACCHI et al. (1998, 1999) a Kállai Formáció korai diagenetikus, a freatikus zónában történő cementációját, mely a ma ismert kőtengerek kialakulásához vezethetett. Más vélemények szerint a kovásodás jóval későbbi és a területen ismert utóvulkáni forrástevékenységhez köthető (Jámbor szóbeli közlése), vagy geomorfológiai szintekhez köthető talajvíz általi cementációs folyamatok terméke.

Előbbiek felett a Somlói Formáció gyakorta finomhomokos kifejlődése az anyagbeszállítás megnövekedett voltát, a medencét feltöltő delta megjelenését jelzi. Budapest környéki előfordulásából viharüledékek ismertek (MAGYAR et al. 2006). A Somlói Formáció puhatestű faunája az üledéknek megfelelően változik; szublitorális pelitekben a Száki Formációra jellemző fajok is megjelenhetnek benne, a litorális homokrétegekben viszont az előbbiektől teljesen elütő, sekélyvízi együttesek találhatók (JÁMBOR 1980, KORPÁSNÉ HÓDI 1983). A Dunántúli-középhegység környezetében a Somlói Formáció a *Lymnocardium ponticum*, illetve délen–délkeleten már a *Lymnocardium decorum* litorális puhatestű zónával korrelálható (MAGYAR et al. 1999a, 2000; I. táblázat).

A Somlói Formáció fedőjében a Tihanyi Formáció aleurit, homok, és szenes, huminites agyag tartalmú, ciklikusan ismétlődő, deltasíksági rétegei következnek (MÜLLER & SZÓNOKY 1990). A Dunántúli-középhegység közvetlen környezetében a formáció képződése a *Lymnocardium ponticum*, *L. decorum* és *Prosodacnomya carbonifera* sekélyvízi puhatestű zónákkal mutat átfedést (I. táblázat).

Kb. 7,9 millió éve kezdődött a tihanyi freatomagmás vulkanizmus (BALOGH & NÉMETH 2005, WIJBRANS et al. 2007). Az utóvulkáni tevékenység hévforrásaiból származtatják (MARTIN & NÉMETH 2004) a Tihanyi-félsziget kovás-mészkeves kúpszerű üledékeit. Ebben az időszakban rákódott le a Dunántúli-középhegységnek a pannon aljzatához képest kiemelt helyzetű, vízzel és üledékkel alig borított rögein a Nagyvásonyi Mészke Formáció uralkodóan

mésziszap, édesvízi mészkő összelete, a hegységpermi területen helyenként összefogazódva a Tihanyi Formációval. A Kapolcsi Mészkőhöz hasonlóan azonban itt is felmerülhet regresszióhoz kapcsolódó megélnkülő forrásaktivitás a képződés okai között, de ebben az esetben már a tó végleges visszahúzódásához kötődően.

Maga a vulkáni aktivitás kisebb-nagyobb szünetekkel 2,52 millió évvel ezelőtől folytatódott a Balaton-felvidéken (BALOGH et al. 1986, WIJBRANS et al. 2007: 2. ábra). A tanúhegyeket és platókat alkotó pliocén vulkáni szerkezetek vizsgálata bizonyította, hogy a kitörések az azóta erősen erodált pannóniai rétegek mai felszínénél akár 200 m-rel magasabb térszínre is történhetek (MARTIN & NÉMETH 2004). A tavi üledékképződés vége (Nagyvázsonyi Mészkő) után felhalmozódott rétegek, ha voltak ilyenek, még a pliocén vulkanizmus előtt le is pusztultak, hiszen pl. a Tálodi-erdő 5 millió éves bazaltja a Nagyvázsonyi Mészkőre települ (CSILLAG 2004, vö. 2. ábra)

A Pannon-tó feltöltődését követően a folyóvízi síkságon lerakódott rétegeket (Zagyvai Formáció) a kisalföldi fúrások jelentős vastagságban harántolták. A Dunántúli-középhegység területén ezek a Nagyvázsonyi Mészkőnél is fiatalabb, ártéri és folyóvízi rétegek csak a Vértesben és annak délkeleti előterében ismertek (CSILLAG et al. 2008), ahol a Pannon-tavi rétegsor lenyesett, különböző formációk alkotja felszínére települnek (Vértesacsai Formáció).

A Tapolcai-medence földtani felépítése

A Balaton-felvidéki térképezés és a már említett fúrás-átértékelés során a Tapolcai-medence területén az alaphegységi, valamint a középső-miocén rétegsorok és a felszíni térképezési adatok egységes értelmezése történt meg. Ugyancsak megvalósult a negyedidőszaki képződmények átértékelése, földtani-geomorfológiai szempontú elemzése.

A Tapolcai-medence aljzatát alkotó perm-mezozoos összetételt mindössze néhány fúrás (Szigliget Szi-1, Hegymagas 78/18, Nyirád HgN-84 [Raposka]; 1. ábra) harántolta. A rendkívül kevés adat alapján elkészült pretercier felszínképzés szerint a terület ÉNy-i felének felső-triász és DK-i felének alsó- és középső-triász aljzata a Szent György-hegy alatt ÉK-DNy csapásban futó Veszprémi-vonal mentén érintkezik (GYALOG et al. 2000).

Az alaphegység fölött, a neogén rétegsor bázisán 10–40 méter vastag bauxitos agyag, vörösgyag települ. A bázisrétegek felett a badenit a Lajtai Mészkő és a Szilágyi Agyagmárga Formáció 8–40 méteres rétegsora képviseli. Erre a szármata Tinnyei Formáció mészkőrétegei, valamint helyenként teresztrikus képződmények települnek. A badeni és szármata mészkövek, valamint a triász képződmények csak a vizsgált terület északi részén, a Tapolcai-medence északkeleti és északi peremén bukkannak a felszínre.

A Keszthelyi-hegység keleti peremének morfológiai elemzésével CSILLAG et al. (2004) kimutatta a hegység peremvetőinek részben a pannóniai képződményekkel egyidős voltát. A hegység peremén a triász és a szármata

mészkövek vetősen érintkeznek, de ezt a vetőt a legfiatalabb pannóniai képződmények már fedik. Ezt legmeggyőzőbben a 3. ábra A–A' és D–D' szelvényén láthatjuk. E vető alkot-hatta a medence peremét a pannóniai során, dél felé egyre nagyobb topográfiai különbséget és így mélyebb medencét hozva létre.

A fúrásleírások alapján a Tapolcai-medencében a Száki Agyagmárga Formáció szürke, meszes, általában gyengén rétegzett aleuritos homok-, homokos aleurit-, aleuritrétegekből épül fel. Ezek közé viszonylag ritkán agyag-, illetve finomhomokrétegek települnek. Ritkán lemezes elválást említenek a leírások. Egyes rétegei jól osztályozottak, gyakoriak a finoman muszkovitsillámos felületek. A Hegymagas 78/18 fúrás 72 és 99 m közti intervallumból, a Száki Formációból SÜTÖNÉ SZENTAI (1999) a *Spiniferites bentorii oblongus*, *Pontiadinium pecsvaradensis*, és *Spiniferites paradoxus* kora-pannóniai dinoflagelláta-zónákat azonosította (I. táblázat). Érdemes megjegyezni, hogy SÜTÖNÉ SZENTAI (1999) szerint a legidősebb zóna lagunáris kifejlődésű, ami lito-stratigráfiai szempontból inkább a Csákvári, mint a Száki Formációra jellemző. A fúrás rétegsorában azonban litológiailag a két formáció nem különíthető el.

A Kállai Kavics Formáció a Tapolcai-medencei fúrások leírásai alapján viszonylag jól elkülöníthető fekvő és fedő képződményeitől. A formáció neve ellenére több homokot, mint kavicsot tartalmaz. Rétegei általában szürke színűek. A homokrétegek uralkodóan apró-középszemű homokból állnak. Általában jól osztályozottak, de előfordulnak gyengébben osztályozott, finomabb és/vagy durvább szemcsékkel kevert rétegei is. A mésztartalom változó. Számos fúrásban mészmentes, másutt meszes homokrétegeket említenek a leírások. Több fúrás dokumentációja is megemlíti szenedett növényi törmelék, lignitszemcsék jelenlétét a homokban. Ez egyébként a Kállai Formációra más területen is jellemző. Változó a homokanyag érettsége is. Előfordulnak muszkovitsillámos és/vagy több-kevesebb színes elegyrészt tartalmazó homokrétegek is a formációra általában jellemző, uralkodóan kvarc anyagú homok mellett.

A Kállai Kavics Formáció kavicsanyaga a Tapolcai-medencében is uralkodóan kvarc, kvarcit. A kavicsok jellemzően jól, kiválóan kerekítettek. A jellemző szemcseméret alapján azonban döntő hányadában darakavicsról-aprókavicsról beszélhetünk. A fúrásokban említett legnagyobb szemcseméret 4–5 cm, az ilyen durva kavicsokat tartalmazó rétegek azonban viszonylag ritkának tűnnek a leírások alapján. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy a jellemzően laza, kötetlen kavicsstartalmú rétegek esetében a durva frakció hiányának, alárendelt mennyiségének fúrástechnikai oka is lehet, tehát a leírások nem feltétlenül a valós helyzetet tükrözik. Sem a rétegzettség, sem a szemcseméret ciklikus változása a fúrásokban általában nem figyelhető meg. Utóbbira csak a Balatonederics Be-1 fúrás dokumentációjában van utalás: 58,6–52,8 m között egy felfele durvuló ciklus mutatható ki.

A Kállai Formációból egyetlen lelőhelyről, a vizsgált terület közvetlen szomszédságában, Mindszentkállán található egykori homokkőbányából kerültek elő életrétegtani

lag értelmezhető ősmaradványok (MAGYAR 1988). Ezek revíziója alapján a következő fajok jelenlétét rögzíthetjük: *Congerina pancici*, *Lymnocardium cf. schedelianum*, *Lymnocardium sp.*, *Unio atavus*, *Melanopsis cf. fossilis*. Az együttes a *Lymnocardium conjungens* biozóna fiatalabb részébe sorolható, melynek kora mintegy 10 millió év MAGYAR et al. (2007) szerint (I. táblázat).

A Somlói Formáció rétegeinek színe általában szürke. A szemcseösszetétel igen változatos. Agyag, aleurit és homok váltakozása és ezek átmenete, keveréke alkotja a formáció tapolcai-medencei kifejlődését, hasonlóan a Dunántúli-középhegységben általában megfigyelhető rétegsorokhoz. Jelentősen eltér viszont a Keszthelyi-hegység délnyugati, nyugati peremétől, előterétől, ahol meszes kötőanyagú homokkő az uralkodó a Somlói Formáció rétegsorában. A fűrési naplók rétegzettségét ritkán említik, ilyenkor is inkább lemezes, leveles, hullámos elválás utalt a rétegzettségére. Ritkán ívelt keresztválasztottság is megfigyelhető volt (Szigliget Szl-I). Helyenként vékony, 10 cm-t ritkán meghaladó vastagságú homokkő-közbetelepülések is megjelennek (pl. Be-I, 14,5–14,6 m). Jól és gyengén osztályozott rétegek egyaránt előfordulnak. A muszkovitesillamok jelenléte általános.

A fúrásokból ősmaradványok csak elszórtan kerültek elő, pl. *Congerina* héjtöredékek a Be-I fúrásból. Felszíni feltárásokból azonban aránylag jól ismerjük a Somlói Formáció puhatestű faunáját. A raposkai téglagyári fejtő 5 m vastagságban feltárt, vízszintesen rétegzett, aleuritos rétegeiből a következő fajokat gyűjtöttük: *Congerina czjzeki*, *Lymnocardium cf. triangulocostatum*, *Paradacna sp.*, *Pisidium sp.* (ezek mind aránylag mélyvízi, a Száki Formációra is jellemző formák), továbbá *Lymnocardium penslii*, és *Melanopsis sturi* (ezek pedig a litorális környezetre jellemző fajok). A fejtőnek az országút felőli sarkában a rétegsort egy 1 m vastag, keresztválasztottságú homok zárja. Ez rengeteg rossz megtartású héjtöredéket tartalmaz. Az alábbi fajokat azonosítottuk: *Lymnocardium cf. variocostatum*, *Lymnocardium hantkeni*, *Lymnocardium sp.*, *Parvidacna sp.*, *Dreissena auricularis*, *Unio sp.* Ez a kis együttes exkluzív módon jellemző a Somlói Formáció homokos, litorális rétegeire. Biosztratigráfiai szempontból a feltárás egésze a *Lymnocardium ponticum* zónába sorolható (MAGYAR et al. 1999b, 2000). Raposkán kívül a diszeli Hajagos-hegy oldalában is gyűjtöttünk gyenge megtartású, erősen visszaoldott héjú ősmaradványokat a Kállai Formáció kvarchomokját fedő Somlói Formáció aleurit- és homokrétegeiből. Az alábbi formák kerültek elő: *Lymnocardium cf. schedelianum* vagy *variocostatum*, *Caladacna steindachneri*, *Paradacna sp.*, *Lymnocardium sp.*, *Melanopsis sp.* (nagy). Ennek az együttesnek a biosztratigráfiai besorolása a rossz megtartási állapot miatt egyelőre bizonytalan; vagy a *Lymnocardium conjungens* zóna legfiatalabb részébe, vagy a *Lymnocardium ponticum* zónába tartozik (I. táblázat).

A Tapolcai-medence környéki fúrásokat előfordulási helyük, a pannóniai fekvésük és a Száki Agyagmárga megjelenése, vastagsága alapján három nagyobb csoportba oszthatjuk:

1. triász aljzat, melyre a Száki Formáció nélkül fiatalabb pannóniai települ;

2. középső-miocén aljzat, melyre a Száki Formáció nélkül fiatalabb pannóniai települ; és

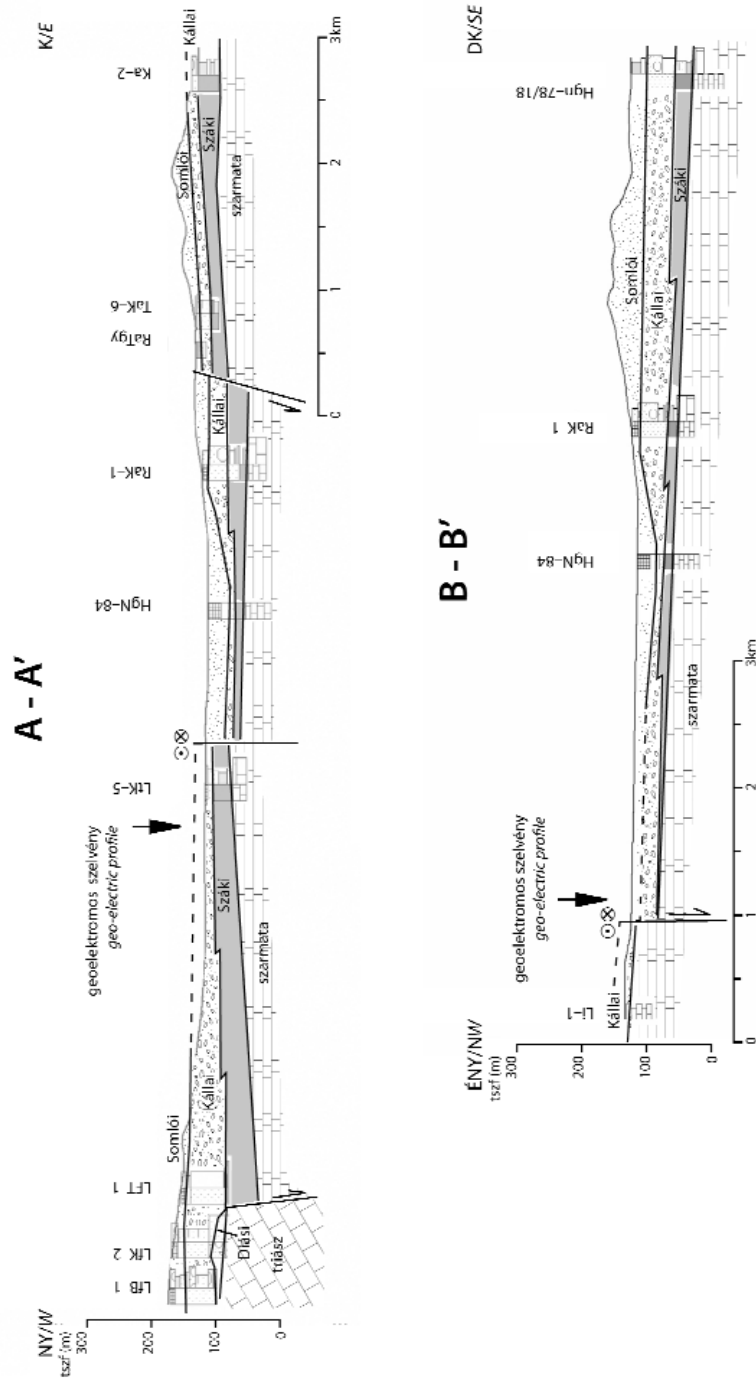
3. középső-miocén aljzat, melyre Száki Agyagmárga és azt fedve fiatalabb pannóniai települ.

A Keszthelyi-hegység keleti és a Tapolcai-medence északi peremén az első és második csoportba sorolható fúrások találhatók. Itt a Száki Formáció hiányzik a rétegsorból és a Kállai Formáció közvetlenül a középső-miocén, vagy idősebb fekvőre települ. A pannóniai rétegsor néha a mintegy 20 m vastag Diási Kavicsal (Lesencefalu K-2), gyakrabban a Kállai Formáció homok- és kavicsrétegeinek váltakozásából álló, kb. 10–50 m vastag rétegsorral kezdődik (Lesencefalu B-1, K-2; 3. ábra, A-A'), amely felett a Somlói Formáció kb. 80 m homok és aleurit (Lesenceistvánd List-1) összelete következik. A vizsgált területen jelentős elterjedésű és vastagságú a Somlói Formáció, ami előfordul a Keszthelyi-hegység és a Szent György-hegy medencére néző lankáin is, valamint a billegei kavicsbányában és a már említett a raposkai téglagyári gödörben is kibukkan. Egy csokor fúrás a Keszthelyi-hegység peremén, meglehetősen magas helyzetben, a Tihanyi Formáció változatos összetételű, huminites rétegeket tartalmazó, 50–70 m vastag összletét harántolta a Kállai Kavics fedőjeként (Nemesvita Nvt-1, -2, Nv-21; 1. és 3. ábra, D-D').

A Tapolcai-medence egyéb részén — a tanulmányban nem vizsgált keleti perem kivételével — a szarmatára idősebb pannóniai formációk, általában a Száki Agyagmárga települ. Ezen a két területen kívül két szigligeti fúrás szelvényében látszólag a szarmata mészkőre Kállai Kavics következik (Szigliget K-5 és Szi-1), de a dőlésviszonyokból és a tágabb környéken mintegy 40 m vastagságban harántolt agyagmárgából arra következtetünk, hogy a szarmata és a kavics érintkezése vetős (3. ábra, C-C'). Szigliget I (Szl-I) fúrásban Kállai Kavics hiányával a Somlói Formáció rétegei következnek az agyagmárgára.

A formációbeosztásnál részletesebben megnevezve a rétegsorokat azt tapasztaljuk, hogy a pannóniai rétegsor bázisán ritkán 20 cm vastag kvarckavicsréteg települ (Balatonederics Be-I; 3. ábra, C-C'), melyet nagyobb vastagság esetén a Zámori Formációba sorolnánk, másutt agyagos homok, homok alkotja a kezdő néhány métert (pl. Lesencetomaj K-2, K-5; 3. ábra, A-A'). E bázisrétegeknek a fedőjében, illetve másutt közvetlenül a szarmata fekvőre települve Száki Agyagmárgát találunk. Az agyagmárga 20–50 méter vastag, dél felé vastagodó rétegsorában több helyen megfigyelhető a szemcseméret növekedése felfelé (pl. Lesencetomaj K-5, Hegymagas 78/18, Balatonederics Be-I; 3. ábra, A-A' és C-C'). E fölött a Kállai Kavics Formáció jelenik meg.

A Keszthelyi-hegység és a Tapolcai-medence egyaránt kibillent enyhén dél felé, vélhetően a pannóniai üledék-képződés befejeződését követően (CSILLAG et al. 2004). Ennek következtében a vizsgált terület északi részén a Száki, majd a Kállai, délebbre a Somlói Formáció lenyesett



3. ábra. Földtani szelvények a Tapolcai-medencében

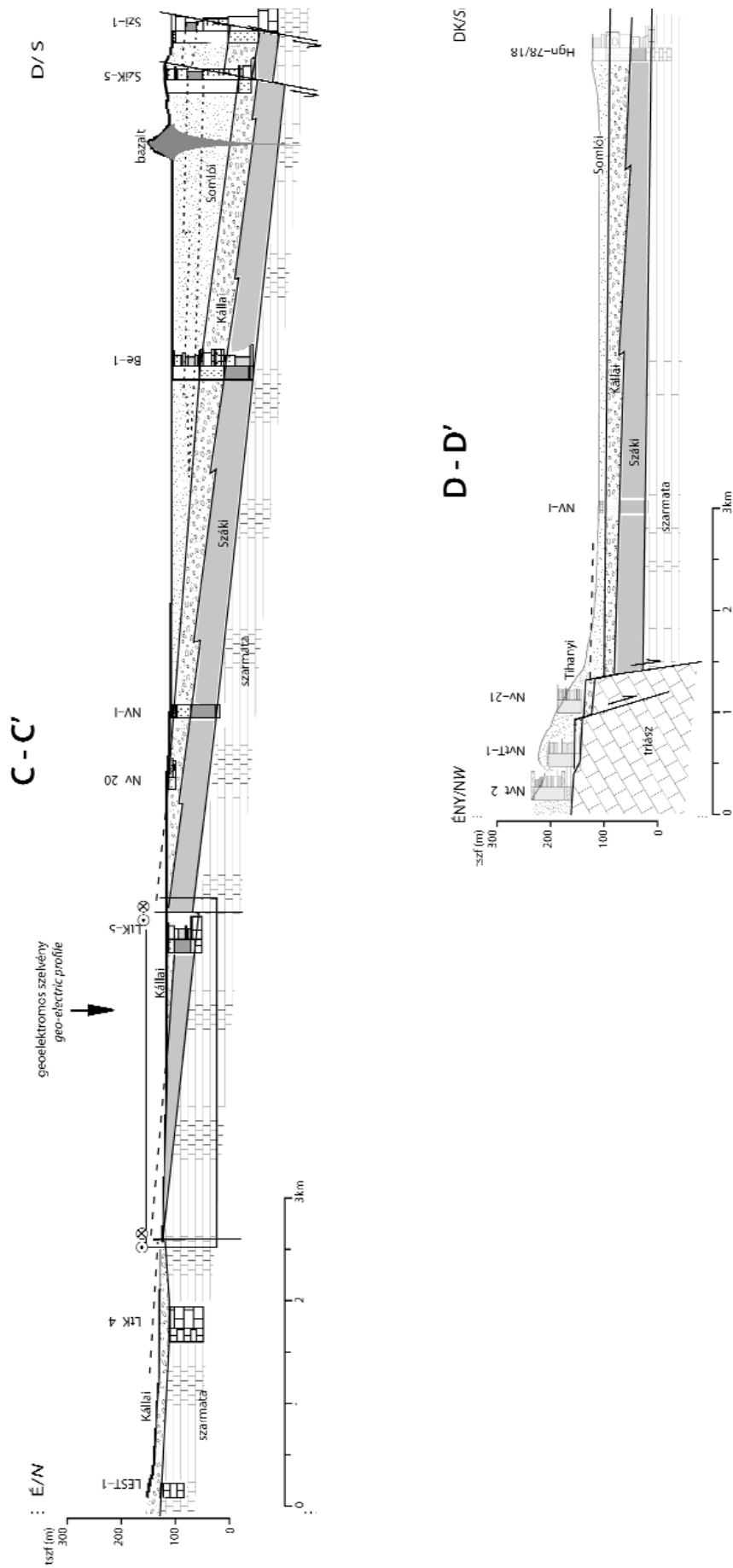
A-A') A kelet-nyugati szelvényen a medence fő törései, a Száki és a Kállai Formációk kb. csapásiirányban változó vastagságviszonyai figyelhetők meg. A pannóniai transzgresszió kezdetén előbb a Keszthely-hegység triász dolomitján, helyi anyagból abráziós kavics képződött (Dűlői Formáció), miközben a medencében agyagmarga ülepedett. Valamivel később elérte a területet az északról progradáló „idegen” anyagu Kállai Kavics deltája, amely a medenceperemi vetőt már lefedti, tehát a vető működése a kora-pannóniaiában (11,5–10 millió éve) zajlott. A kavicsos-homokos delta progradációját követően egyenletlen lepusztulás mehetett vége, mely után újabb nyílttavi üledék, a Somló Formáció képződött a terület nagy részén.

B-B') A közel E-D szelvényen megfigyelhető a medence északi (posztpannóniai) peremvetoje, mely látszólag a Száki Agyagmarga kielekődését is meghatározta, továbbá láthatjuk az agyagmarga vastagodását DK felé. A szarmata fektével együtt az egész pannóniai rétegsor is ki van billentve dél felé.

Figure 3. Geological cross sections in the Tapolca Basin

A-A') The main faults and variations in thickness of Száki and Kálla Formations in strike direction can be seen on W-E sections. During the early phase of Pannonian transgression abrasional rocky shores of Triassic dolomites were formed at the rim of the Keszthely Hills (Dűlői Formation). Meanwhile clay-marls were deposited in the basin. The next step was the appearance of coarse-grained deltas (Kálla Gravel) fed from different areas. The basin margin fault was covered by the Kálla Gravel, thus the fault was active in Early Pannonian (11.5–10 Ma). After deposition of gravels and sands an uneven suberial (?) denudation occurred. The discontinuity is overlain by the Somló Formation (offshore silts, deltaic sand) indicating a continued transgression.

B-B') The fault at the northern margin of the basin determined the pinching out of the Száki Claymarl, which became thicker to the S. SE. The post-Pannonian activity is also indicated by the southward tilt of the Pannonian succession.



3. ábra. folytatás

C-C') A B-B' szelvényhez hasonlóan északra látjuk a Kállai Kavics transzgresszív települése a szarmata mészkőre, a geoelektromos szelvényvel párhuzamosan részben a jelenlegi morfológiai peremet adó vető (eltolódás?), mely egyben az agyagmárga-üledék és északi határa is lehetett. A kavicsost progradációja egészen a szelvény déli végéig megfigyelhető, ahol a szilárdított fűrészekben vetősen kivékonnyodik, illetve látszólag kimarad a fűrés agyagmárga. D-D') Ezen a szelvényen látható a leggyérelmőbbben, hogy a Szaki Agyagmárga keletkezése idején a Keszthely-hegység triászát és a medencealatti szarmatáját elválasztó aktív vető alkotja a peremet, és határozta meg az agyagmárga üledékének víznyelőségét és vastagságát. A szelvény tanultsága, hogy a kiemelt rögön a Kállai F. fedője nem Somlói F., hanem hezagosan települő Tihanyi Formáció követi. Ez egy újabb bizonyíték a Kállai F. üledékét követő lokális lepusztulásnak vagy hiátusnak, esetleg a keszthelyi rög kiemelkedésének kezdetét jelzi.

Figure 3. continuation

C-C') Alike on section B-B' the transgressive position of Kállai Gravel on the mid-Miocene (Sarmatian) limestones, as well as the northern basin-margin (strike-slip?) fault bordering the claymarls are seen. The progradation of the gravel had been continued to the southern end of the embayment near Szégliget. There the claymarl is apparently missing due to volcano-related faults. D-D') It is evident that the western margin fault separating the Triassic of the Keszthely Hills and Sarmatian of the basin existed and its throw determined accommodation (water depth and thickness of sediments) during deposition of the Szak Claymarl. The fault was covered by the Kállai Gravel, and get reactivated later, most likely during the Quaternary. On the rim of the Keszthely Hills the gravel is not overlain by the Somlói Formation as in the basin, but by the Tihanyi Formation. This is another proof of non-deposition and/or denudation following the Kállai Gravel, which also may indicate that the fault was reactivated as early as deposition of Somlói beds

felszíne alkotja a mai térszint, mindössze vékony kvarter fedővel takart helyzetben.

Multielektrodás szelvényezési módszer

A módszer — más egyenáramú geoelektromos kutatómódszerekhez hasonlóan — a kőzetek fajlagos ellenállásának különbözőségén alapul. A fajlagos ellenállás nagyságát elsősorban a kötött, illetve szabad víztartalom, másodsorban az ásványos összetétel és a kristályszerkezet határozza meg. Ezen az alapon legtöbbször jól elkülöníthetők a törmelékes üledékek, a karbonátos, magmás, illetve metamorf kőzetek.

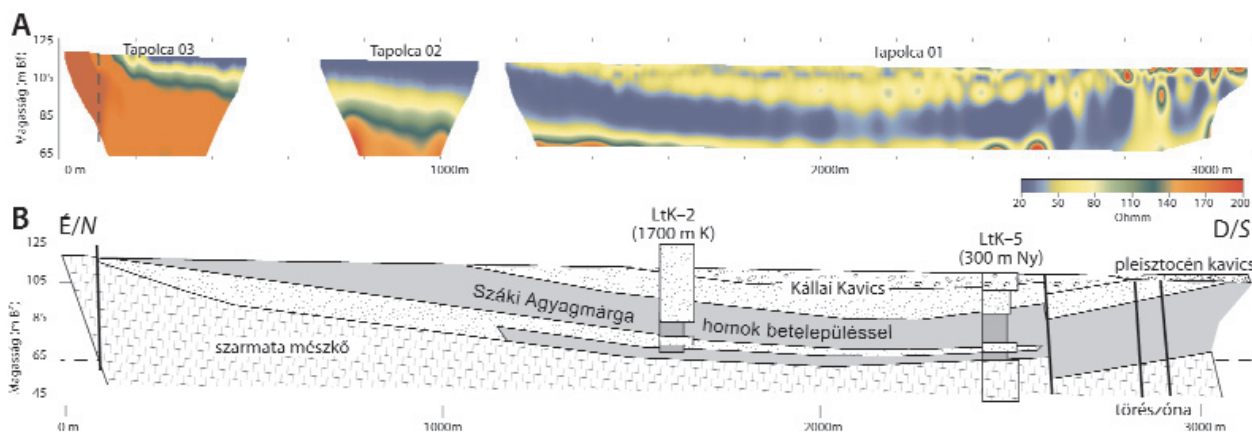
A törmelékes üledékek szemcseméretük alapján osztályozhatók, fajlagos ellenállásuk a finomszemcsés agyagok 5–10 Ohm értékétől a durvaszemcsés homokokéig terjed. A konglomerátumok több száz Ohm értékéig terjed. A törmelékes és a karbonátos üledékek geoelektromos paramétereik tekintetében általában nagymértékben különböznek egymástól. Középhegységi területeinken a leggyakoribb feladatok egyike az idősebb (mezozoos) aljzatra települő fiatalabb (neogén, kvarter) törmelékes üledékek vastagságának meghatározása. A két összlet között a fajlagos ellenállás kontrasztja jelentős, az üde, tömör mezozoos mészkövek és dolomitok gyakran 1500–2000 Ohm fajlagos ellenállásúak is lehetnek.

A fedett helyzetű kőzetek fajlagos ellenállását geoelektromos kutatómódszerekkel lehet meghatározni. Az egyenáramú módszerek közül legfejlettebb az ún. multielektrodás egyenáramú szelvényezés. Elve a többi egyenáramú módszeréhez hasonló: különböző helyzetű elektrodapárokon (AB) keresztül egyenáramot vezetünk a földbe és más elektrodapárokon (MN) mérjük a kialakult potenciálkülönbséget. A feszültség arányos lesz az AB elektrodák közti térrész átlagolt, „látszólagos” fajlagos ellenállásával.

Egyre vastagabb rétegösszlet fajlagos ellenállását úgy mérhetjük meg, hogy az áram- és feszültség-elektrodák egymáshoz viszonyított távolságát növeljük. Az eredmények számítógépes feldolgozása során az elektrodátávolságokat mélységekké konvertáljuk és kiszámítjuk az egyes rétegek vastagságát és valódi fajlagos ellenállását.

A multielektrodás szelvényezés során több tucat, kábellel összekötött elektrodát helyezünk el egy szelvény mentén, majd igen sok AB–MN elektrodakonfigurációban megmérjük az AB áramot és MN feszültséget. Így a szelvény mentén nagyon sűrűn nyerünk információt. A közel folyamatos leképezés hatékonyan növeli a felbontóképességet, csökkenti a mérések hibáját, ám legnagyobb előnye az, hogy egy minőségileg új, pontosabb 2D feldolgozási eljárást tesz lehetővé.

A Tapolcai-medencében mért szelvényeket egy ARS-200 jelű „intelligens” elektrodás berendezéssel végeztük. Az „intelligens elektrodák” használata, főleg nehezebb terepi körülmények között, jelentősen megkönnyíti a mérés kivitelezését. A hagyományos multielektrodás eljárás során sokeres kábeleket és csatlakozókat, valamint bonyolult és könnyen meghibásodó elektromechanikus kapcsolóműveket kellett alkalmazni. Elektrodáit a vezérlő ereken kívül csak négy kábelér köti össze („A”, „B”, „M”, és „N” erek) és a vezérlés függvényében az elektrodákba épített mikroelektronika kapcsolja „A”, „B”, „M”, „N” illetve neutrális funkcióba azokat. A mérési elektrodakonfiguráció-sorozatot a konkrét feladathoz illesztettük. A méréshez egy ún. Schlumberger–Wenner (szimmetrikus gradiens) elektroda-elrendezést választottunk, az elektroda távolság 8 m volt. A mérés felbontóképessége a mélységgel csökken, és a szelvényezés a rendelkezésünkre álló berendezéssel és elektrodaelrendezéssel max. 60 m kutatási mélységig hatékony. A felszíni minimális felbontóképesség is limitált, ezért a geoelektromos szelvények a felszín alatt 2,5 méterrel kezdődnek.



4. ábra. A Tapolcai-medencében mért geoelektromos szelvények (A) és földtani értelmezésük (B)

A szelvényen feltüntetjük a legközelebbi két fúrás rétegsorát is. A szelvény északi végén megjelenő vető feltételezését a jelentős ellenállás különbség és a térszín morfológiai változása indokolja. A szelvény végétől néhány méterre már szarmata mészkövet találunk a felszínen, kissé nyugatabbra ugyanez vékony Kállai Kavicsal fedett helyzetben térképezhető. A Tapolca 01–02 szelvényszakaszon világosan látszik az agyagmárga alján települő közepes ellenállású anyag. A szelvény déli végén vertikálisan változó ellenállású pászták újabb vetőzóna jelenlétére utalnak

Figure 4. Geoelectric sections (A) measured in the northern part of the basin and their geological interpretation (B) with projection of nearby wells

The fault at the northern margin is indicated by the increase of resistivity and the change in the topographic relief. In a few metres distance from the end of the section Sarmatian limestones and to the west limestone with a thin veneer of gravels were mapped. In section Tapolca 01–02 it is clear that between the low resistivity clays and high resistivity limestones a unit of intermediate resistivity is found, which is sand and silt according to projected wells. Vertical belts of varying resistivity at the southern end may indicate another fault zone

Multielektródás szelvények a Tapolcai-medencében

Három szelvényt mértünk le közel É–D-i irányítottággal a medence északi részén, ahol a Száki Agyagmárga kiemelkedési zónája volt sejtető. A nyomvonalakat a terület adottságait és morfológiáját figyelembe véve jelöltük ki, alkalmazkodni kellett a terület sűrű vízhálózatához és országotat sem keresztezhetünk. A szelvények elhelyezkedése az 1. ábrán látható. A három szelvényből az első kettő (Tapolca 01, 02) egy vonalba esik. A két szelvény közötti távolság 45 m. Ettől jelentősebb ellépést láthatunk a Tapolca 02, 03 szelvények között. A Tapolca 03-as szelvényt az első két szelvény nyomvonalára merőlegesen vetítettük be. A három szelvényt a 4. ábra, (A) mutatja.

A szelvények értelmezéséhez a fajlagos ellenállás értékekhez egységes színskálát rendelünk. A kék árnyalatai az alacsony 20–30 Ohm-mal jellemezhető agyagos rétegeket jelölik. A sárga és a zöld világosabb árnyalatai (40–100 Ohm) a homokos, míg a sötétzöld és a piros színekkel a nagyobb ellenállású kavics-, illetve mészkőrtegeket jelöltük. Ezek alapján a teljes szelvény északi végénél (~100 m) egy nagy ellenállású réteget figyelhetünk meg, amit nagy valószínűséggel egy vető határol. Ez a réteg a vetőtől északra a felszínig húzódik. Ettől délre az ellenálláskép megváltozik. A rétegek egyértelműen közel párhuzamosan, déli dőléssel települnek. Legmélyebben egy közepesen nagy ellenállású réteg figyelhető meg. Erre települ egy átmeneti, homokos összetételűnek sejtető összetételű, melynek fedője már egy jól vezet — ellenállása alapján egyértelműen agyagos — réteg. A szelvényen jól látható a fekü homokos réteg fokozatos elvékonyodása, ami ezen réteg kiemelkedésére utal. Dél felé haladva az agyagrétegre (~1200 m-től kezdődően) egy újabb homokos réteg települ, amely az agyag fekvésével párhuzamosan mélyül, míg el nem éri maximális vastagságát ~2300 m-es szelvény menti távolságnál. Ettől kezdve a szelvény déli végéig a felső homokos réteg folyamatosan elvékonyodik, majd a felszínen felváltja egy nagy ellenállású kavicsos réteg. Ez alatt az eddigi közel vízszintes, párhuzamos pászták helyett függőlegesen sorakozó zónákban változik az ellenállás. Ennek alapján feltételezhetjük, hogy a legdélebbi területet (~2600–3200 m) egy vetőzóna szabdalja.

Eredmények

A geoelektromos szelvény a Lesencefalú K–2, Lesencefalú K–5 és a Nemesvita Nv–20 fúrások közelében fut. A multielektródás szelvény déli végétől 300 méterre, a Piroscser tanya mellett mélyült a Lesencefalú K–5 fúrás. Ez három méter negyedidőszakos üledék után 18 m homokot harántolt. Ez alatt 12 m agyag, 6 m agyagos homok és 4 méter újabb agyag, végül 43–65 m között szarmata mészkő következett (4. ábra, B). A fúrás rétegsora kitűnően magyarázza a multielektródás szelvényen tapasztalt ellenállásértékeket, rétegsora tükrében bátran társíthatunk ismert

képződményeket a szelvényhez. E szerint a szelvény legalsó megjelenő nagy ellenállású kőzet egyértelműen azonosítható a fekü alkotó szarmata mészkővel. Ezt támasztja alá a monoton délies dőlés, valamint az is, hogy ez a szelvény északi végétől néhány méterre a felszínre is bukkan. E felett a Száki Agyagmárga (kék), és ennek fedőjében a Kállai Formáció tiszta, apró-középszemcsés homokja (sárga) ismerhető fel. A szelvény déli végén megjelenő néhány m vastag, felszíni kavicsstakaró már anyagában is különböző pleisztocén képződmény, melyet a Feketecser tanya legelőjén megbízhatóan lehet azonosítani.

A szelvény földtani szempontból legfontosabb eredménye, hogy a Száki Formáció agyagmárga és homok kifejlődésű rétegeinek vastagságváltozását is leképezi. A geoelektromos szelvény felbontása nem teszi lehetővé a felszíntől 40 m-re levő legalsó, vékony agyagtest külön réteggé történő kimutatását, viszont „összevontan” az alsó átmeneti ellenállású sávban a fedő homokkal együtt jelen van. Ez a homok a környező fúrásokban (Lesencefalú K–2, Lesencefalú K–5) kb. 6 m vastag réteget alkot. A szelvény 800–1000 m közti szakaszán viszont ezek együttes vastagsága jelentősen megnő, akár a 15–20 m-t is elérheti, mely vastagság észak felé, ahol az agyagmárga kiemelkedik, ismét lecsökken. Ez a homoktest azt jelzi, hogy az agyagmárga ülepedésével egy időben, a transzgresszió részeként, ezen az északi lankás peremen egy homokos fővenyart alakulhatott ki. A relatív vízszintemelkedés következő lépéseként ennek csak vékony roncsa (?) maradt meg, melyet nyíltvízi agyagmárga fed. A szakaszosan bekövetkező transzgresszió ezen második lépcsője idején történt az északi szarmata mészkőaljzat elöntése, illetve ott a kavicsos deltatest kiépülésének kezdete. Az uzsá-billegei terület a delta központi zónája lehetett (SZTANÓ et al. 2010), ahol az üledékbehordás a legintenzívebb volt, így az emelkedő vízszint ellenére is progradáció történt. A Száki Agyagmárga homoktartalmának növekedése, melyet több fúrásban (pl. Lesencefalú K–5, Hegymagas 78/18, Balatonederics Be–1; 3. ábra, A–A' és C–C') is tapasztalhattunk, már ezt a progradációt jelzi. Tehát az agyagmárga a Kállai Kavicsnak is heteropikus fáciese.

A szelvény déli végén megjelenik egy törészóna, amely az aljzatot kb. 10 méterrel elveti. Ennek jelenlétét nemcsak az ellenállások váltakozó pásztái, hanem az is igazolja, hogy a Kállai Formáció kifejlődése is markánsan eltérő a Lesencefalú K–5 és a közeli Nv–20 fúrásokban (3. ábra C–C'). Előbbiben homokos, míg utóbbiban a közeli törekpusztai kavicsfejtő rétegsorával megegyezően kavicsos. Ugyanez a törészóna elválaszthatja a K–5 fúrást a 3 km-re keletre levő raposkai fúrásban található vastag, kavicsos Kállai Formációtól is (3. ábra, A–A'). Természetesen az sem zárható ki, hogy csupán fáciesváltozékonyságról van szó, bár ilyen vastag homokbetelepülések a Kállai Kavics nagyméretű uzsai és billegei feltárásaiban nem figyelhetők meg.

A szelvény északi végén feltételezhető törés a medence jelenlegi morfológiáját is megszabó északi peremvetővel azonosítható. Ettől északra Kállai Kavicsal fedett szarmata mészkő található magasabb topográfiai helyzetben, míg

délebbre ugyanezek — immár a Száki Agyagmárgával elválasztva — lezökkenve, vékony negyedidőszaki tőzeges fedő alatt fordulnak elő. Az, hogy a Száki Agyagmárga kikelődése ilyen közel esik ehhez a töréshez, sőt figyelembe véve azt, hogy a szelvény a legfelső 2,5 métert nem mutatja, felvetődik annak lehetősége, hogy esetleg már a pannóniai idején is lehetett kisebb morfológiai ugrás itt, bár a meglévő adatok ennek bizonyításához nem elegendők.

Diszkusszió és következtetések

A települési- és korviszonyok ismeretében a Tapolcai-medence üledékképződési története a következőképpen rekonstruálható. A Száki Agyagmárga képződésének korai szakaszában, a *Spiniferites bentori oblongus*, *Pontiadinium pecsvaradensis* és a korai *Spiniferites paradoxus* kronok idején (kb. 11–10 millió éve) a Dunántúli-középhegység széles felszígetként emelkedett a Pannon-tó vízszintje fölé. A mai Tapolcai-medence helyén egy délre nyitott öblöt képzelhetünk el, melynek nyugati oldalán aktív törések mentén triász anyagú, valószínűleg ugyancsak törésekkel preformált északi peremén szarmata anyagú tópart állt ki. Az agyagmárga képződési mélysége az öbölben nem haladta meg a néhány száz 10 métert.

A *Lymnocardium conjungens* kron végén, azaz a *Spiniferites paradoxus* kron közepén, mintegy 10 millió évvel ezelőtt keletkeztek a Kállai Formáció kavics- és homoktestjei, amelyek befedték a Tapolcai-medence peremi vetőit is. A Kállai Kavics rátelepülése az agyagmárgára csakis a relatív tőszintemelkedéssel lépést tartó, vagy azt meghaladó mértékű üledékbehordással magyarázható, miközben a Kállai Formáció maga is transzgresszív helyzetű. A Dunántúli-középhegység peremén több elkülönült, közel — de nem feltétlenül pontosan — egyidős kavicsost keletkezhetett ebben az intervallumban. Ezek némelyike helyi anyagot felhalmozó, abráziós és erős hullámveréses parti, másik része a felszígetről lefutó kisebb folyók által táplált delta eredetű lehet. Nagy üledékbehordási rátával csak a kavics anyagát közvetlenül szolgáltató delta torkolatához közel kell számolni; az erősen progradáló kavics-homok testektől kevéssel délre már agyag-aleurit halmozódott fel. A viszonylag hirtelen litológiai váltás a Gilbert-típusú delták és azok előtere között jól ismert jelenség. A Kállai Kavicsból álló Gilbert-típusú delta homlokrétegei legalább 20 m-es vízmélységet jeleznek (SZTANÓ et al. 2010), így nem meglepő, hogy a Száki Agyagmárga rétegei már a hullámbázis alatti nyugodt vízben ülepedtek. A sekélyvízi Kállai Kavics Formáció rétegei helyenként és időnként szárazra is kerülhettek, vagy folyóvízi üledékek(?) is képződhettek rajtuk.

A *Lymnocardium ponticum* kron idején, azaz a *Spiniferites paradoxus* kron végén, mintegy 9,5–9 millió éve, nagy változás következett be a terület üledékképződésében. Az addig döntően helyi, vagy közeli forrásokból származó üledékbehordást a Kisalföld feltöltődését követően kezdte felülírni az Alpok felől, északnyugatról érkező üledék-

szállítás. A kavics- és homoktestekre, vagy ahol azok hiányoztak, közvetlenül a Száki Agyagmárgára a Somlói Formáció aleurit, homokos rétegei települtek. A süllyedés és a vízszint relatív emelkedése tovább folytatódott (l. átmeneti kimélyülés a kavics fölött a raposkai feltárásban), de az üledékbesszállítás nagy mértéke miatt a valószínűleg egyre kisebb mértékben gyarapodó kitölthető tér fokozatosan feltöltődött, az üledékképződési térszín vízmélysége csökkent. A Somlói Formáció után, talán már részben a *Lymnocardium decorum* kronban (9–8 millió éve), így rakódhattak le a Tihanyi Formáció delta síksági–folyóvízi–mocsári rétegei a Tapolcai-medencében. A plio–pleisztocén lepusztulás miatt ezeknek már csak a roncsai találhatók meg a medence nyugati pereme fölött, a nemesvitai fúrásokban.

A Tapolcai-medencében előforduló litosztratigráfiai egységekre vonatkozóan az alábbi megállapításokat tehetjük. A Dunántúli-középhegység peremén kimutatható transzgresszió rétegsorát figyelembe véve a Kállai Kavics és a Kisbéri Kavics lerakódása ugyanahhoz az eseményhez kapcsolódik. A kavicsostestek részben hullámveréssel átdolgozottak, részben delta eredetűek. A kiemelt területet és a partvidék jelentős részét ekkor a Csatkai Formáció kavicsotartalmú, nagy vastagságú összlete alkotta. Ez magyarázza a Kállai és a Kisbéri Kavics köztani összetételének hasonlóságát. Az uralkodóan kvarc, kvarcit anyagú kavicsösszlet delta- és egyéb, partközeli üledékeinek terepi és térképi elkülönítése — a rétegek geometriáját gyakran látni nem engedő feltártsági viszonyok miatt — nem lehetséges. A két formáció megkülönböztetése geokronológiai szempontból sem indokolt. A Kisbéri Formáció a tūpusterületén, a Dunántúli-középhegység északnyugati előterében a *Spiniferites paradoxus* dinoflagellata-zónába tartozó Száki Formáció közvetlen fekéjében települ, míg a Tapolcai-medencében a Kállai Kavics az ugyanilyen biosztratigráfiai helyzetű Száki Formáció közvetlen fedőjében. Vizsgálati területünkön, illetve annak közvetlen közelében az előbbi települési helyzetre a Zalaszántó Zszt-3 fúrás, az utóbbira a Hegymagas 78/18 fúrás jó példa (SÜTŐNÉ SZENTAI 1999). A biosztratigráfia nyújtotta felbontáson belül tehát a két kavics formáció egykorúnak tekinthető. Mindezek alapján formáció szintű litosztratigráfiai elkülönítésük indokolatlan. A két litosztratigráfiai egységet javasoljuk Kállai Kavics Formáció néven egy formációba összevonni, ami megfelel a vértési térképezés eredményeinek is (CSILLAG et al. 2008).

Felmerül a kérdés, indokolt-e a fentiek alapján ezektől a képződményektől a Diási Kavics Formációt elkülöníteni? A Diási Kavics ugyan a Keszthelyi hegység peremén a Kállai képződést közvetlenül megelőzően vagy azzal részben egyidősen alakult ki, másutt azonban többnyire a Somlói és Tihanyi Formációk képződése idején, az akkori szerkezeti mozgások során létrejött vetős peremeken, meredek, sziklás partok előterében halmozódott fel. Kőzetanyaga sokkal vegyesebb, mivel mindenütt a helyi anyagot dolgozta fel, nagyon változatos földtani felépítésű területeken. A térképezhetőség szempontjából egyértelműen elkülöníthető más formációktól, ezért megfontolandó formáció rangú megőrzése (CSILLAG et al. 2008).

A Kállai Formáció és a Száki Agyagmárga a Tapolcai-medencében részben egymás heteropikus fáciesei, részben ugyanannak a transzgressziós eseménynek a termékei; a Kállai Formáció parti környezetben, erős hullámveréssel vagy delták progradációjával képződött, míg a medence hullámbázis alatti részében a Száki Agyagmárga rakódott le. A Száki Formáció értelmezhető a Pannon-tó nagy feltöltődési rendszereinek részeként, mint az Endrődi vagy Algyői Formációk megfelelője, és így időbeli elterjedése a Pannon-medence egészében gondolkodva szinte az egész késő-miocént átfogja; a Kállai Formáció kavics- és kvarchomok rétegei ezzel szemben kifejezetten a Dunántúli-középhegység pereméhez kötődnek, és képződési idejük is behatárolt (kb. 10 millió év).

Köszönetnyilvánítás

A geoelektromos szelvényezésben TÓTH Tamás (Geomega Kft, Budapest), MAGYARI Árpád (MÁFI) és UHRIN András (ELTE) segített. A kézirat lektorálásáért JÁMBOR Áronnak és POGÁCSÁS Györgynek mondunk köszönetet. Az anyagi forrást a T 037724 számú OTKA pályázat biztosította.

Köszönettel tartozunk továbbá DÖVÉNYI Péternek (†2009) az ELTE volt munkatársának a geoelektromos szelvények kiértékelésében nyújtott segítségével, mértéktartásra intő tanácsaiért, barátságáért.

Irodalom — References

- BABINSZKI E., SZTANÓ O. & MAGYARI Á. 2003: Epizodikus üledékképződés a Pannon-tó Kállai öblében: a Kállai Homok nyomfossziliái és szedimentológiai bélyegei. — *Földtani Közlöny* **133**, 363–382.
- BALOGH, K., ÁRVA-SÓS, E. & PÉCSKAY, Z. 1986: K/Ar dating of post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. — *Acta Mineralogica-Petrographica* **28**, 75–93.
- BALOGH, K. & NÉMETH, K. 2005: Evidence for the neogene small-volume intracontinental volcanism in western Hungary: K/Ar geochronology of the Tihany Maar volcanic complex. — *Geologica Carpathica* **56**, 91–99.
- BENCE G. & BUDAI T. 1987: A Tapolcai medence és a Balaton felvidék partszegélyi szarmata képződményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1985**, 249–260.
- BENCE G., BERNHARDT B., BIHARI D., BÁLINT CS., CSÁSZÁR G., GYALOG L., HAAS J., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KAISER M., KÉRI J., KÓKAY J., KONDA J., LELKESNÉ FELVÁRI GY., MAJOROS GY., PEREGI ZS., RAINCSÁK GY., SOLTI G., TÓTH Á. & TÓTH GY. 1990: A Bakony hegység földtani képződményei. Magyarázó a Bakony hegység fedetlen földtani térképéhez 1:50 000. — *A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa*, 119 p.
- BIHARI Gy. 1984: Jelentés az 1981–84. évi kvarchomok kutatásról. — *Kézirat*. Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár, Budapest.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L. & MAJOROS GY. 1999a: A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék 1:50 000-es földtani térképéhez. — *Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi Kiadványok* **197**, 257 p.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L. & MAJOROS GY. 1999b: A Balaton-felvidék földtani térképe, M=1:50 000. — *Magyar Állami Földtani Intézet*.
- CZICZER, I. & MAGYAR, I. 2006: Paleoecological and biostratigraphic study of Pannonian molluscs from Tata, NW Hungary. — In: HUM, L., GULYÁS, S. & SÜMEGI, P. (eds): *Environmental historical studies from the Late Tertiary and Quaternary of Hungary*. — Department of Geology and Paleontology, University of Szeged, 45–55.
- CZICZER I., MAGYAR I., PÍPÍK R., BÖHME M., ČORIĆ S., BAKRAČ K., SÜTŐ-SZENTAI M., LANTOS M., BABINSZKI E. & MÜLLER P. 2009: Life in the sublittoral zone of long-lived Lake Pannon: paleontological analysis of the Upper Miocene Szák Formation, Hungary. — *International Journal of Earth Sciences* **98**, 1741–1766.
- CSÁSZÁR G. (szerk.) 1997: Magyarország litosztratiográfiai alapegységei. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 114 p.
- CSILLAG G. 2004: Káli-medence és környékének geomorfológiai szintjei. (Geomorphologic levels of the Kál Basin and its vicinity.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2002**, 95–110.
- CSILLAG, G., FODOR, L., MÜLLER, P. & BENKÓ K. 2004: Denudation surfaces, development of Pannonian formations and facies distribution indicate Late Miocene to Quaternary deformation of the Transdanubian Range. — *Geolines* **17**, 26–27.
- CSILLAG G., KORDOS L., LANTOS Z. & MAGYAR I. 2008: Felső-miocén. — In: BUDAI T., FODOR L. (szerk.): *A Vértes hegység földtana. Magyarázó a Vértes hegység földtani térképéhez, M=1: 50 000*. — *Magyar Állami Földtani Intézet, Magyarország tájegységi térképsorozata*, 93–106.
- DUNKL, I., ÁRKAI, P., BALOGH, K., CSONTOS, L. & NAGY, G. 1994: A hőttörténet modellezése fission track adatok felhasználásával – a Bükk hegység kiemelkedéstörténete. — *Földtani Közlöny* **124/1**, 1–24.
- GYALOG L., TULLNER T., TURCZI G., BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., JOCHÁNÉ EDELÉNYI E., KNAUER J., MÜLLER P., NÁDOR A., SELMECZI I., SZEILER R., TAMÁS G. & TÓTHNÉ MAKK Á. 2000: Jelentés „A szénhidrogénkutatás térinformatikai alapú földtudományi adatbázisrendszerének építése” című szerződés teljesítéséről a Dunántúli-középhegység területén. — *Kézirat*. Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár, Budapest, 37 p. + függelék
- HAJÓS M. 1971: A csákvári neogén medence alsópannoniai diatomás rétegeinek mikroflórája. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1968**, 33–48.
- HORVÁTH, F. & TARI, G., 1999: IBS Pannonian basin project: a review of the main results and their bearings on hydrocarbon exploration.

- In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* **156**, 195–213.
- JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **62**, 259 p.
- JÁMBOR, Á. 1989: Review of the geology of the s.l. Pannonian formations of Hungary; *Acta Geologica Hungarica* **32/3–4**, 269–324.
- JÁMBOR, Á., BALÁZS, E., BALOGH, K., BÉRCZI, I., BÓNA, J., HORVÁTH, F., GAJDOS, I., GEIGER, J., HAJÓS, M., KORDOS, L., KORECZ, A., KORECZ-LAKY, I., KORPÁS-HÓDI, M., KÖVÁRY, J., MÉSZÁROS L., NAGY, E., NÉMETH, G., NUSSZER, A., PAP, S., POGÁCSÁS, Gy., RÉVÉSZ, I., RUMPLER J., SÜTŐ-SZENTAI, M., SZALAY, Á., SZENTGYÖRGYI, K., SZÉLES, M., VÖLGYI, L. 1987: General characteristics of Pannonian deposits in Hungary. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **70**, 155–167.
- KORPÁSNÉ HÓDI M. 1983: A Dunántúli-középhegység északi előtere pannóniai mollusca faunájának paleoökológiai és biosztratigráfiai vizsgálata. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **66**, 163 p.
- KORPÁSNÉ HÓDI M. 1998: Medenceperemi pannóniai s.l. üldékes formációk rétegtana. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. — *A Mol Nyrt. és a MÁFI kiadványa*, 453–468.
- LUEGER, J. P. 1980: Die Molluskenfauna aus dem Pannon (Obermiozän) des Fölligberges (Eisenstadter Bucht) im Burgenland (Österreich). — *Mitteilungen der österreichischen geologischen Gesellschaft* **73**, 95–134.
- MAGYAR, I. 1988: Mollusc fauna and flora of the Pannonian quartz sandstone at Mindszentkál, Hungary. — *Ann. Univ. Sci. Budapest. Rol. Eötvös, sect. geol.* **28**, 209–222.
- MAGYAR, I., GEARY, D., H. & MÜLLER, P. 1999a: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **147**, 151–167.
- MAGYAR, I., GEARY, D.H., SÜTŐ-SZENTAI, M., LANTOS, M. & MÜLLER, P. 1999b: Integrated biostratigraphic, magnetostratigraphic and chronostratigraphic correlations of the Late Miocene Lake Pannon deposits. — *Acta Geologica Hungarica* **42**, 5–31.
- MAGYAR, I., MÜLLER, P., GEARY, D. H., SANDERS, H.C. & TARI, G. C. 2000: Diachronous deposits of Lake Pannon in the Kisalföld basin reflect basin and mollusc evolution. — *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* **56**, 669–678.
- MAGYAR, I., MÜLLER, P. M., SZTANÓ, O., BABINSZKI, E. & LANTOS, M. 2006: Oxygen-related facies in Lake Pannon deposits (Upper Miocene) at Budapest-Kőbánya. — *Facies* **52**, 209–220.
- MAGYAR, I., LANTOS, M., UJSZÁSZI, K. & KORDOS, L. 2007: Magnetostratigraphic, seismic and biostratigraphic correlations of the Upper Miocene sediments in the northwestern Pannonian Basin System. — *Geologica Carpathica* **58**, 277–290.
- MARTIN, U. & NÉMETH, K. 2004: Mio/Pliocene Phreatomagmatic Volcanism in the Western Pannonian Basin. — *Geologica Hungarica*, ser. Geologica **26**, 192 p.
- MÜLLER, P. & SZÓNOKY, M. 1990: Fasciostratotype the Tihany-Fehérpart (Hungary) ("Balatonica Beds", by Lőrenthey, 1905). — In: STEVANOVIĆ, P.M., NEVESSKAJA L.A., MARINESCU, FL., SOKAČ, A. & JÁMBOR, Á. (eds): *Chronostratigraphie und Neostatotypen. Neogen der Westlichen („Zentrale“) Paratethys VIII, Pontien*. — JAZU & SANU, Zagreb–Beograd, 427–536.
- SACCHI, M., TONIELLI, R., CSERNY, T., DÖVÉNYI, P., HORVÁTH, F., MAGYARI, O., MCGEE, T. M. & MIRABILE, L. 1998: Seismic stratigraphy of the Late Miocene sequence beneath Lake Balaton, Pannonian Basin, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **41**, 63–88.
- SACCHI, M., HORVÁTH, F. & MAGYARI, O. 1999: Role of unconformity-bounded units in the stratigraphy of the continental record: a case study from the Late Miocene of the western Pannonian Basin, Hungary. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. *Geological Society, London, Special Publication* **156**, 357–390.
- SÜTŐNÉ SZENTAI M. 1991: Szervesvázú mikroplankton zónák Magyarország pannóniai rétegösszletében. Újabb adatok a zonációról és a dinoflagelláták evolúciójáról. — *Őslénytani Viták (Discussiones Palaeontologicae)* **36–37**, 157–200.
- SÜTŐNÉ SZENTAI M. 1999: A Dunántúli-középhegység DNy-i részének ősföldrajzi képe a pannóniai (s.l.) emelet idején, szervesvázú mikroplankton (Dinoflagellata etc.) maradványok tükrében. — *Folia Musei Historico-Naturalis Bakonyiensis* **14**, 21–47.
- SÜTŐNÉ SZENTAI M. & SELMECZI I. 2004: Felszíni alsó-pannóniai előfordulás Felcsúton: szervesvázú mikroplankton és sporomorpha-maradványok. — *Folia Musei Historico-Naturalis Bakonyiensis* **20**, 47–62.
- SZILAJ, R., SZÓNOKY, M., MÜLLER, P., GEARY, D. H. & MAGYAR, I. 1999: Stratigraphy, paleoecology, and paleogeography of the „*Congeria unguicaprae* beds” (= *Lymnocardium ponticum* Zone) in NW Hungary: study of the Dáka outcrop. — *Acta Geologica Hungarica* **42**, 33–55.
- SZTANÓ O., MAGYARI Á. & TÓTH P. 2010: Gilbert-típusú delta a Kállai Kavics Tapolca környéki előfordulásaiban. — *Földtani Közöny*, **140/2**, 167–182.
- TARI, G., HORVÁTH, F., BOKOR Cs. & SZTANÓ, O. 1995: Description of stops. — In: HORVÁTH, F., TARI, G. & BOKOR, Cs. (eds): Extensional collapse of the Alpine orogene and hydrocarbon prospects in the basement and basin fill of the western Pannonian basin. — *AAPG International Conference and Exhibition, Nice, Field trip guide* **6**, 189–204.
- TÓTH K. 1971: A Vértes hegység délkeleti előterének pannon képződményei. — In: GÓCZÁN F. & BENKŐ J. (eds): *A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai*. — Akadémia Kiadó, Budapest, 345–361.
- WIBBRANS, J., NÉMETH, K., MARTIN, U. & BALOGH, K. 2007: ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of Neogene phreatomagmatic volcanism in the western Pannonian Basin, Hungary. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **164**, 193–204.

Kézirat beérkezett: 2010. 01. 06.