

Karbonátos konkréciók az alsó-miocén Pétervásárai Homokkő Formációban (Pétervásárai-dombság, Leleszi-völgy): genetikai megfontolások morfológiai és petrográfiai vizsgálatok eredményei alapján

VERES ZSOLT^{1*}, VARGA ANDREA²

¹BSZC Vásárhelyi Pál Szakgimnáziuma és Kollégiuma, 5600 Békéscsaba, Deák u. 6.

²SZTE TTK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem utca 2.

*levelező szerző: vereszolti@gmail.com

Carbonate concretions in the Lower Miocene Pétervására Sandstone Formation (Pétervására Hills, Lelesz Valley): genetic considerations based on morphological and petrographic investigations

Abstract

Rocks of the shallow marine Lower Miocene Pétervására Sandstone Formation outcrop in spectacular forms in Northern Hungary. Origin of the typical carbonate concretions together with the mechanism of sandstone cementation is, however, still under debate. In this paper, selected outcrops of the Pétervására Sandstone (Pétervására Hills, Lelesz Valley) are studied using field observations and petrographic investigations. Based on our results, isolated (spherical and ellipsoidal) and stratabound concretions as well as continuously cemented layers were equally developed. In the isolated concretions grown in very coarse grained sandstones, bioclasts (e.g. shell fragments, benthic foraminifers) of different sizes and shapes were observed. Consequently, the primary source of the calcite cement could be the large amount of the detrital bioclast material (aragonite/calcite) in the studied formation. Related to the cementation processes, early crystallisation of the calcite cement started around a nucleus concentrically and the diagenetic redistribution of carbonate phases could take place during burial by diffusion. Cementation and growth mechanisms of the concretions could be significantly affected by petrological characteristics of the sediments (e.g. sorting, grain-size distribution, permeability) and by the spatial distribution of nuclei. Additionally, based on the microtextural features, the significant amount of glauconite-like grains in the Pétervására Sandstone are dominantly detrital in origin and could form earlier in the intragranular pores of the redeposited bioclast.

Keywords: Pétervására Sandstone Formation, carbonate concretion, petrography, calcite cement, bioclast, Early Miocene

Összefoglalás

Az alsó-miocén Pétervásárai Homokkő Formáció sekélytengeri képződményei Észak-Magyarországon látványos formakincset alkotva bukkanak a felszínre. A jellegzetes karbonátkonkréciók genetikája, valamint a homokkő karbonátos cementációjának részletei azonban nem ismertek megnyugtató módon. Munkánkban a képződmény felszíni kibukkanásait vizsgáltuk (Pétervásárai-dombság, Leleszi-völgy térsége), amely során a terepi megfigyeléseinket petrográfiai vizsgálatokkal egészítettük ki. Eredményeink alapján izolált (szferoidális, ellipszoidális) és rétegmenti konkréciók, valamint folyamatosan cementált rétegek egyaránt kialakultak. Az izolált konkréciókat alkotó durvaszemcsés homokkövekben különféle méretű és alakú bioklasztokat (héjtöredékek, bentosz foraminiferák) figyeltünk meg. Ez alapján a kalcitcement elsődleges ionforrása döntően az üledékbe beágyazódó, már a lerakódáskor jelenlévő bioklaszt vázelemek anyaga (aragonit/kalcit) lehetett. A cementáció a homokkőben található nukleációs pontok (pl. bioklaszt vázelemek, karbonátos közettörmelék-szemcsék) körül kezdődött meg koncentrikusan, diffúziós geokémiai folyamatok által vezérelve. E folyamatot az üledék kőzettani jellemzői (pl. szemcseméret, osztályozottság, permeabilitás) és a nukleuszok eloszlása jelentősen befolyásolhatta. A mikroszöveti bélyegek alapján a homokkőben feldúsuló glaukonitszemcsék legnagyobb része allotigén eredetűnek tekinthető, amelyek a karbonátos anyagú élőlények vázelem-üregében képződtek, s a héjakkal együtt halmozódtak át.

Kulcsszavak: Pétervásárai Homokkő Formáció, karbonátos konkréció, petrográfia, kalcitcement, bioklaszt, kora-miocén

Bevezetés, előzmények

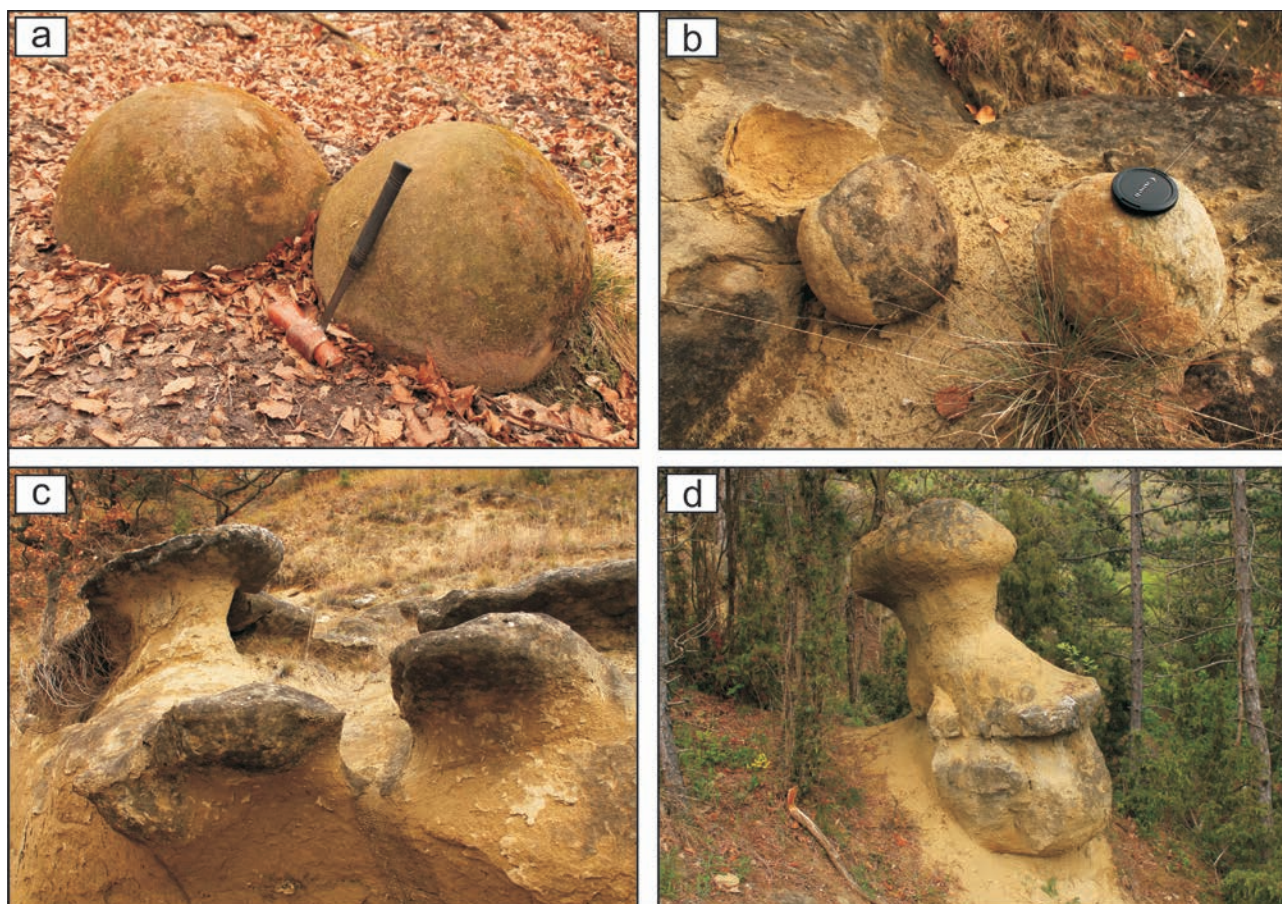
A földtani szakirodalomban BALOGH (1991) szerint a konkréciók az agyagos, homokos és meszes kőzetek finom eloszlású ásványi anyagainak egy-egy kiválási központ kö-

rüli ránövekedésével (akkréciójával) létrejött, kerekded vagy a rétegzés irányában ellapult (szferoidális, ellipszoidális, korongszerű vagy szabálytalan) testek. A konkréciók csoportosítására többféle lehetőség kínálkozik, de a leggyakoribb osztályozások azok morfológiai bélyegeit, felépítő

ásványait és kialakulási körülményeit veszik alapul (SELLÉS-MARTÍNEZ 1996, SEILACHER 2001, BOGGS 2009). A konkréciók a befoglaló üledékeiknél tömörebbek, erőteljesebben cementáltak, porozitásuk kisebb, így ellenállóbbak a mállási folyamatokkal szemben. Felszíni körülmények között kipreparálódhatnak környezetükből, látványos és egyedi morfológiát alakítva ki a természetes feltárásokban (BALOGH 1991, SELLÉS-MARTÍNEZ 1996, SZÓCS et al. 2015).

A különböző méretű, alakú és összetételű konkréciók gyakoriak az üledékes rétegsorokban. Nagyszámú előfordulásuk ellenére azonban képződési mechanizmusuk számos részlete még tisztázatlan. Elhanyagolt mivoltukat jelzi, hogy egykor a paleontológusok terepi munkájuk során pseudo-fossziliaként vagy éppen a „természet játékaiként” („*lusus naturae*”) tekintettek a konkréciókra (SEILACHER 2001 és az általa hivatkozott irodalmak). A rezervoár geológusok számára sem az elszigetelt konkréciók, hanem az üledékes összletek különböző módon cementált összefüggő kőzettestek részletes vizsgálata a cél, hisz ezek a fluidumok (pl. kőolaj, földgáz) migrációjának akadályai lehetnek (BJØR-KUM & WALDERHAUG 1990).

A Kárpát-medencei karbonátos konkréciók előfordulásának egy klasszikus területe Kolozsvár környéke volt (1. ábra a), az ott található „Feleki gömbkövek” kialakulásának lehetőségeivel és felhasználásával számos tanulmány foglalkozott (AJTAY 1994 és az általa hivatkozott irodalmak). Egyik lehetséges értelmezés, hogy áthalmazódott karbonátklaszterek feloldódásából származott a kalcitcement, eredetük azonban még nem tisztázott megnyugtató módon. A magyarországi vizsgálatok közül — a teljesség igénye nélkül — kiemelhetők a mecseki perm törmelékes üledékes képződmények, amelyekből pedogén karbonátgumókat (Korpádi Homokkő Formáció; VARGA et al. 2012) és szeptáriás konkréciókat (Bodai Agyagkő Formáció; KONRÁD et al. 2010) egyaránt leírtak, valamint korong alakú, rétegszerűen elhelyezkedő konkréciókat is dokumentáltak (Kővágószőlősi Homokkő Formáció; KISS & GROSSZ 1958). A negyedidőszaki paleotalajokban és egyéb laza üledékekben (pl. lösz) előforduló, döntően karbonátos anyagú konkréciókkal szintén több tanulmány foglalkozott (pl. HORVÁTH et al. 2002, BAJNÓCZI et al. 2006, BARTA 2011, SÜMEGI et al. 2011).



1. ábra. A karbonátos konkréciók jellemző megjelenési formái sekélytengeri homokkőekben

a) A „Feleki gömbkövek” egy természetes kibukkanása Kolozsvár mellett (Feleki-dombság, Románia); b) Iszolált, szferoidális karbonátos konkréciók a bárnai Szer-kövön (Felső-Zagyva-Tarna-közi-dombság, Magyarország); c) Nem folyamatosan cementált, rétegmenti karbonátos konkréciók a bárnai Szer-kövön; d) Szelektív denudáció által kiformált, karbonáttal cementált gombaszikla a Pes-kő oldalában (Pétervásárai-dombság, Magyarország)

Figure 1. Typical forms of the carbonate concretions within shallow marine sandstones.

a) A natural outcrop of the so-called “Feleki gömbkövek”, natural stone balls or spheres, near Kolozsvár (Felek Hills, Romania); b) Isolated spheroidal carbonate concretions in Szer-kő, near Bárna (Felső-Zagyva-Tarna-közi Hills, Hungary); c) Discontinuously cemented strata-bound carbonate concretions in Szer-kő, near Bárna; d) Mushroom rock, a calcite-cemented natural rock formed by selective denudation (Pes-kő, Pétervására Hills, Hungary)

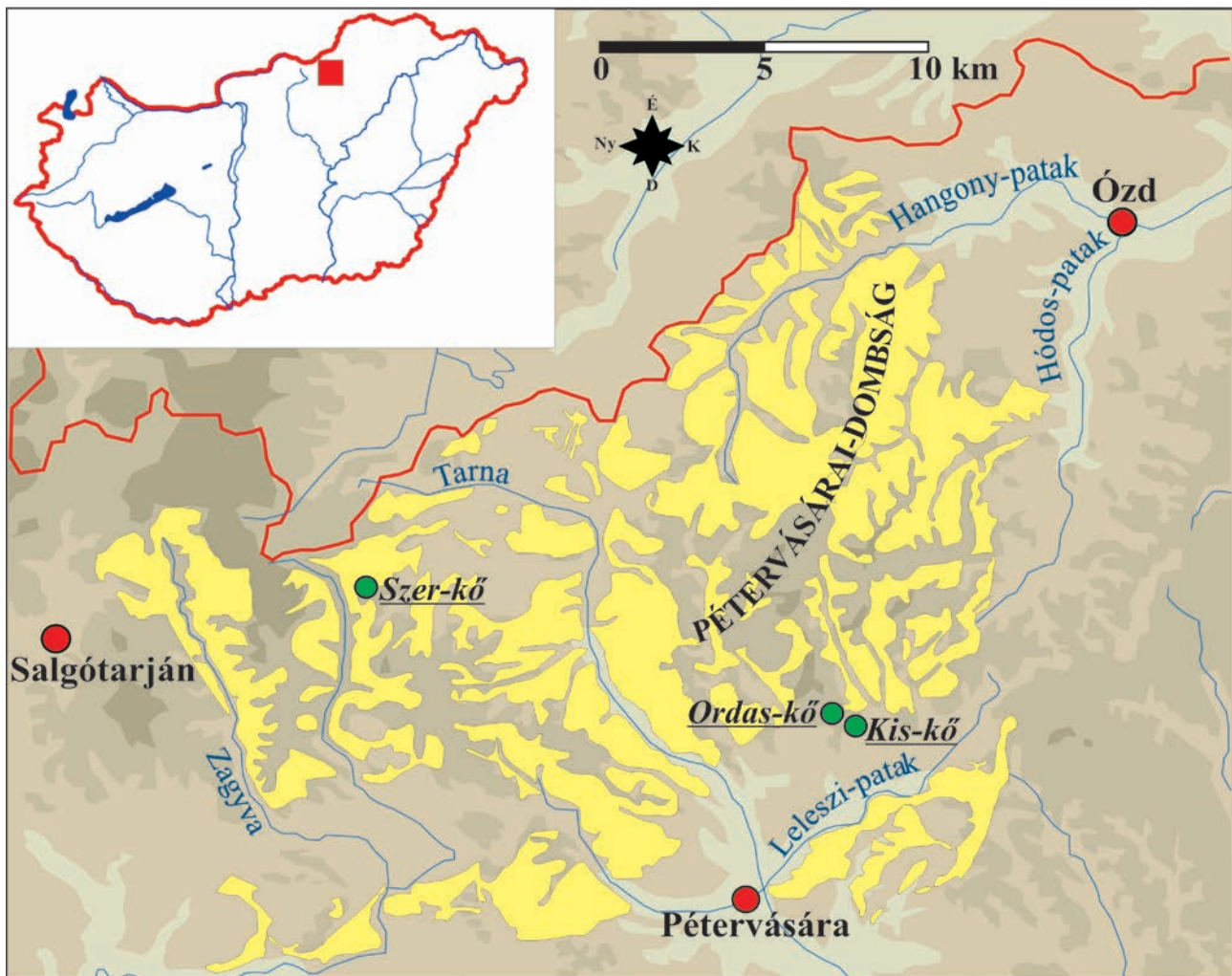
Észak-Magyarországon a felszínen nagy területen fordul elő az alsó-miocén sekélytengeri Pétervásárai Homokkő Formáció. A természetes feltárások formakincsében meghatározó a szerepe azoknak az erősebben cementált egységeknek, amelyeket a mállási folyamatok preparáltak ki a kevésbé cementált kőzetrészekből (1. ábra b–d). A tagolt, látványos morfológia létrejöttének megértéséhez ismernünk kell azokat a diagenetikus folyamatokat, amelyek ezek kialakításában meghatározók lehetnek. Szőcs et al. (2015) megállapításai szerint a konkréciókat cementáló kalcit eredete több genetikai modellel is magyarázható a képződésben. Az elvégzett vizsgálatok alapján ugyanis nem volt egyértelműen eldönthető, hogy ez a cementfázis az üledékkel betemetődött, tengeri eredetű pórufoldumból és/vagy — egy későbbi folyamat eredményeként — a törések mentén a kőzettestbe jutó egzotikus fluidumból vált-e ki.

E tanulmány ennek a kérdésnek a megválaszolásához kíván további eredményeket bemutatni részben elméleti megfontolások, részben petrográfiai megfigyelések alapján. Ennek érdekében először áttekintjük a tengeri eredetű pó-

rusfluidumból kiváló karbonátos konkréciók kialakulásának törvényszerűségeit és osztályozási lehetőségeit. Ezek után a konkrécióképződés szempontjából korábban kevésbé tanulmányozott észak-magyarországi mintaterületről (Pétervásárai-dombság, Leleszi-völgy; 2. ábra) származó karbonátos konkréciók üledékes kőzettani vizsgálatán keresztül vázoljuk fel a Pétervásárai Homokkőben előforduló, kalcittal cementált homokkő testek létrejöttének lehetséges körülményeit és módjait az adott területen.

A karbonátos konkréciók kialakulása, morfológiája és osztályozásuk tengeri üledékképződési környezetre jellemző pórúsvíz mellett

A tengeri kifejlődésű törmelékes üledékes kőzetekben a leggyakoribb konkréciók különféle karbonátásványokból épülnek fel, amelyek általában cement formájában jelennek meg a kőzetváz szemcséi között. A cementkristályok mérete



2. ábra. A Pétervásárai Homokkő egyszerűsített felszíni elterjedése és a mintavételi helyek (Kis-kő, Ordas-kő, Szer-kő) elhelyezkedése a Pétervásárai-dombság térségében

Figure 2. The generalised area with outcrops of Pétervására Sandstone and the position of the sampling sites (Kis-kő, Ordas-kő, Szer-kő, Hungarian denominations), Pétervására Hills

a befoglaló kőzet szemcséinél többnyire kisebb. Előfordulhat azonban, hogy egy egyedi kristályszemcsék sokaságát öleli körbe (poikilotópos cement), teljesen kitöltve a kapcsolódó pórusokat (MORAD 1998, BOGGS 2009, MARSHALL & PIRRIE 2013). A leggyakoribb cementáló karbonátásvány a kalcit (CaCO_3), de sziderit (FeCO_3) szintén előfordulhat kongrécíó formájában; ritka esetben ankerit [$\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$], valamint dolomit [$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$] is megjelenhet. Az agyagkövekre jellemző ún. szeptáriás kongrécíókban a különböző karbonátásvány-generációk más ásványfázisokkal (pl. szulfidok: pirit, szfalerit, galenit; szulfátok: barit) váltakozhatnak (MARSHALL & PIRRIE 2013).

A karbonátásványok alapanyaga (oldott kationok, karbonátion) belső és külső forrásokból egyaránt származhat (MORAD 1998, BOGGS 2009, MARSHALL & PIRRIE 2013), a következőkben az ezek eredetével kapcsolatos ismereteket tekintjük át.

Az oldott ionok eredete tengeri környezetben

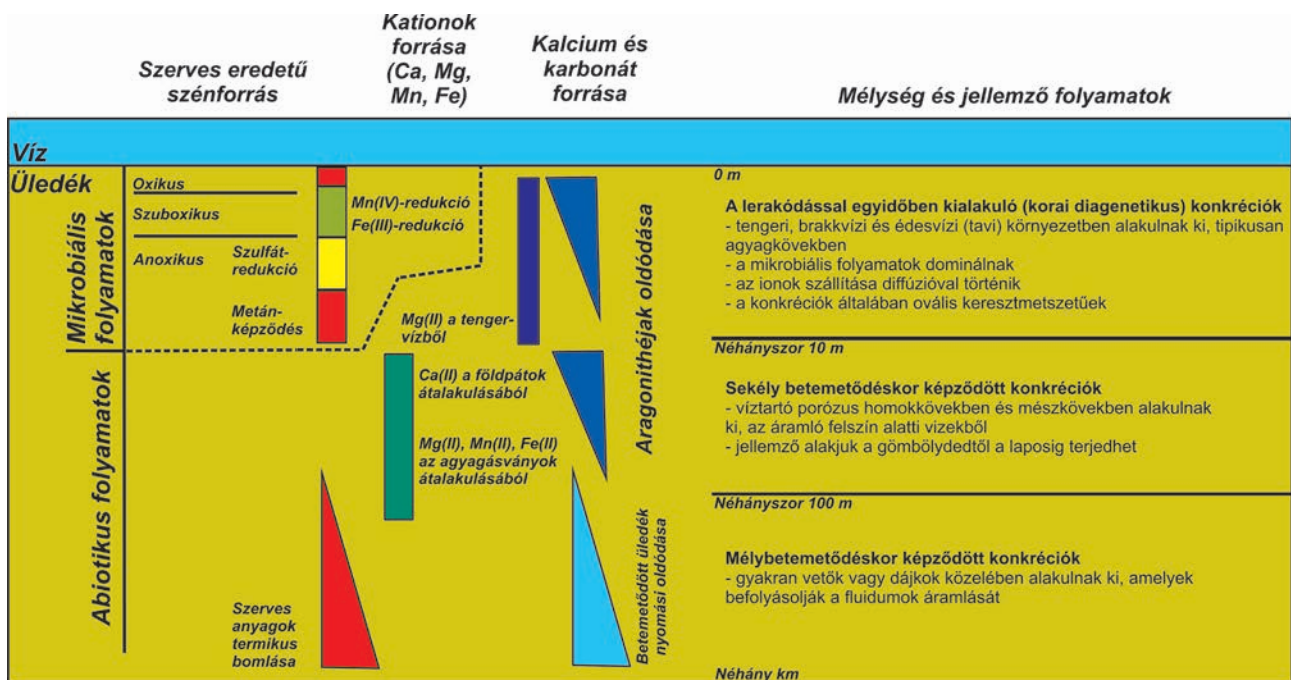
A víz/üledék határa alatt néhányszor 10 m-es mélységig olyan biotikus (mikrobás) folyamatok játszódhatnak le, amelyek jelentős mértékben módosíthatják a pórusvizek kémiai összetételét (3. ábra). A szerves anyag bomlásához kapcsolódó folyamatok során ugyanis a karbonátásványok kiválásához szükséges reakciótermékek szabadulnak fel (MORAD 1998, APPELO & POSTMA 2009, BOGGS 2009, MARSHALL & PIRRIE 2013, YOSHIDA et al. 2015).

Közvetlenül a tengeralfazat közelében — általában az üledékben — húzódik az ún. oxikus zóna, ahol az oldott oxigéntartalom 0,5 ml/l feletti értékekkel jellemezhető. A

zóna kiterjedése az oxigéndús tengervíz behatolási mélységétől, valamint számos egyéb tényezőtől (pl. üledékek szervesanyag-tartalma és lerakódási sebessége, fenékvíz oldott oxigéntartalma, bioturbáció mértéke) is függ. Az oxikus zónában előforduló vas- és mangán-oxid, -hidroxid ásványok stabilak, ezért a kialakuló karbonátos cementásványok kis vas- és mangántartalmúak (vasban szegény kalcit és dolomit), az üledékek szervesanyag-tartalma szintén elhanyagolható az oxigén jelenléte miatt (MORAD 1998, MARSHALL & PIRRIE 2013).

Az oxikus zóna alatt helyezkedik el a szuboxikus zóna, ahol a pórusvíz oldott oxigéntartalma már 0,5 ml/l alatt van. Ezt a zónát további szubzónákra oszthatjuk, amelyek közül a mangán (MnR)- és a vas-redukció (FeR) övezetei a legjelentősebbek (3. ábra). Az itt kialakuló karbonátos anyagú cement típusát és kémiai összetételét nagyban meghatározza a rendelkezésre álló vas- és mangán-oxid, -hidroxid ásványok mennyisége. Ezekből az oxid- és hidroxid ásványokból nagy mennyiségű sziderit és rodokrozit jöhet létre, az Fe^{3+} és az Mn^{4+} redukciójával. Itt jegyeznénk meg, hogy a fent említett két zóna felett kialakulhat egy nitrát-redukciós szubzóna (NR), s a korábban említett szubzónákkal együtt átfedések is lehetségesek (MORAD 1998, APPELO & POSTMA 2009, MARSHALL & PIRRIE 2013).

A szuboxikus zóna alatt már egyáltalán nincs oldott oxigén a pórusvízben, ezért ezt az övezetet anoxikus zónának nevezzük. Ha a pórusvizek megfelelő mennyiségű oldott szulfát-anionokat (SO_4^{2-}) tartalmaznak, akkor a domináns folyamat a bakteriális szulfátredukció (BSR) lesz, ahol a geokémiai folyamatokat anaerob baktériumok irányítják. A geokémiai reakciók során a pórusvíz kémhatása a lúgos irányba tolódik el, amely elősegíti a karbonátok kiválását



3. ábra. Az oldott ionok eredete tengeri környezetben MARSHALL & PIRRIE (2013) alapján

Figure 3. Origin of dissolved ions in marine environments after MARSHALL & PIRRIE (2013)

ebben a zónában. A vas-szulfidok (pl. pirit, greigit) kialakulása miatt viszont vasban szegény kalcit és dolomit válhat csak ki karbonátos cementként. Az anoxikus zóna mélyebb régióiban bakteriális tevékenység által vezérelt metánképződés is zajlik (Me), ahol az oldott oxigén- és szulfáttartalom szinte teljesen hiányzik. A metánképződési folyamat egyszerű szerves vegyületek bomlásán keresztül megy végbe, a metán mellett CO_2 és HCO_3^- is gazdagítja a pórusvíz kémiai összetételét (3. ábra). Az itt zajló kristályosodási folyamatok során nagy magnéziumtartalmú sziderit, nagy vastartalmú kalcit, dolomit, magnezit, valamint ankerit válhat ki. Az anoxikus zóna mikrobiális metánképződési övezete kb. 75 °C hőmérsékletig húzódik (az adott terület geotermikus gradiensének megfelelően). Ennél nagyobb hőmérsékleten már lelassulnak és meg is szűnnek a mikrobák által kontrollált geokémiai folyamatok. Innentől kezdve (kb. 75–200 °C-ig) a hőmérséklet szerepe lesz a domináns, és a legjellemzőbb ionképző folyamat a különféle szerves anyagok termikus bomlása lesz (MORAD 1998).

A karbonátásványok alkotóelemei (oldott kationok és karbonátion) belső abiotikus forrásokból szintén származhatnak (3. ábra). Ilyen esetekben az üledékben található, olykor nagy mennyiségben jelen lévő karbonátos anyagú fossziliák (pl. puhatestűek) vázelemei jöhetnek szóba, amelyek teljes vagy részben feloldódott maradványai mind a recens, mind pedig a fosszilis sekélytengeri üledékekben megfigyelhetők (BJØRKUM & WALDERHAUG 1990, WALDERHAUG & BJØRKUM 1998). A vázelemek általában kevésbé stabil aragonitból és nagy magnéziumtartalmú kalcitból állnak (BATHURST 1975, SCHOLLE & ÜLMER SCHOLLE 2003), amelyek megfelelő geokémiai környezetben feloldódhatnak, s a konkréciók alapanyagául szolgálhatnak (MARSHALL & PIRRIE 2013). A belső karbonátforrásokat különféle kőzetek (pl. mészkő, dolomit, márvány) beágyazódó litoklasztjai is gyarapíthatják, amelyek minősége és mennyisége az üledékgyűjtő lehordási területének földtani és szállítási viszonyaitól függ. A litoklasztok karbonátásványai általában stabilabbak, nagyobb méretűek, mint a biogén vázelemek karbonátja, és főleg kis magnéziumtartalmú kalcitból állnak (WALDERHAUG & BJØRKUM 1998).

Szintén karbonátforrást jelenthetnek a Ca-tartalmú földpátok (pl. plagioklaszok anortit komponense) és a későbbi diagenetikus folyamatok közben (pl. nyomási oldódás), nagyobb betemetődési mélységben felszabaduló kationok és anionok is, de ezek szerepe általában másodrendű (3. ábra). A dolomit kristályrácsába beépülő magnézium származhat a tengervízből vagy különféle agyagásványok átalakulásából is, de más karbonátásványok (pl. sziderit, rodokrozit) kationjai (pl. vas, mangán) szintén származhatnak ezen átalakulási folyamatokból (MARSHALL & PIRRIE 2013). Belső eredetű karbonátforrások esetében az átrendeződő, azaz feloldódó, majd újra kicsapódó karbonátnak csak kisebb távolságot (cm–m) kell megtennie. A szállítás döntően diffúzió által történik, amit a helyről helyre változó kémiai koncentrációkülönbség szabályoz (BJØRKUM & WALDERHAUG 1990).

A konkréciókat felépítő karbonátásványok ionjai nem csak a fenti biotikus és/vagy abiotikus belső forrásokból,

hanem a formáción kívüli forrásokból is származhatnak. Külső források esetében a karbonátásványok alapanyaga nagyobb távolságból érkezhethet (100 m – 1 km), s a szállítás itt döntően fluidumáramlással valósulhat meg (BJØRKUM & WALDERHAUG 1990). Ebben az esetben azonban hatalmas mennyiségű fluidum beáramlására van szükség, anyagmérték-számítások szerint ugyanis egy pórustérfogatnyi kalcitcement kiválásához legalább 100–300 ezer pórustérfogatnyi fluidumnak kell átáramolnia egy adott póruson (BATHURST 1975, BERNER 1980, BJØRKUM & WALDERHAUG 1990). Több sekélytengeri üledékgyűjtő (pl. Norvég-tenger és Észak-tenger selfjei) esetében is történtek becslések arra vonatkozóan, hogy a kompaktió közben felszabaduló és eláramló fluidum okozhatta-e a megfigyelt mértékű (kb. 10–30%-os) cementációt az adott képződményt felépítő porózus kőzetben. A vizsgálatok azonban kimutatták, hogy a kalcitos cementációhoz szükséges víz kb. csak fele állhatott rendelkezésre a kompaktió folyamatok során, ezért ilyen eredetű külső karbonátforrás nem okozhatta a jelentős cementációt (BJØRKUM & WALDERHAUG 1990). A felszínről beszivárgó meteorikus vizek már nagyobb fluidumáramlást okozhatnak, de ezeknek általában kicsi az oldott iontartalma (APPELO & POSTMA 2009), továbbá a nagymérvű kalcitos cementációban való részvételüket több tanulmányban oxigénizotópos- és fluidumzárvány-vizsgálatok zárták ki (SAIGAL & BJØRLYKKE 1987, GILES et al. 1992).

Összességében elmondhatjuk tehát, hogy van lehetőség külső karbonátforrás kialakulására, de a jelentős cementációt ezzel nem magyarázhatjuk meg, célravezetőbb a belső források feltételezése, mivel ezek általában bőségesen rendelkezésre állnak egy sekélytengeri üledékes övezetben (BJØRKUM & WALDERHAUG 1990, WALDERHAUG & BJØRKUM 1998).

Nukleáció és konkréciónövekedés tengeri környezetben

A karbonátos konkréciók kialakulásának egyik kulcs-pontja a nukleációs mag (nukleusz vagy kristálygóc), amely körül a túltelített pórusvízből koncentrikusan indul meg a karbonátásványok kiválása, az ún. göcnövekedés. A folyamat hajtóereje a diffúzió, ami a koncentrációgradiensnek megfelelően folyamatosan biztosítja az anyagáramlást (APPELO & POSTMA 2009, MARSHALL & PIRRIE 2013). A nukleuszon kikristályosodó kalcit miatt a pórusvíz karbonát-koncentrációja helyileg erősen lecsökken, ami miatt a hatásterületen lévő karbonátforrások (pl. ősmaradványok meszes héjai) irányából diffúziós anyagáramlás indul meg a koncentráció kiegyenlítése céljából (BJØRKUM & WALDERHAUG 1990). A konkréciók növekedése a kezdeti, ún. átmeneti szakaszban viszonylag gyors, s az időegység alatt kikristályosodó kalcit mennyisége meghaladja a feloldódó biogén karbonátok mennyiségét a konkréció hatásterületén (BJØRKUM & WALDERHAUG 1990, YOSHIDA et al. 2015). A viszonylag gyors növekedési szakasz után a konkréciónövekedés az ún. félig állandósult szakaszba lép, ahol az időegység alatt kiváló és feloldódó karbonát mennyisége már egyenlő lesz.

A konkréciók növekedése ebben a szakaszban már rendkívül lassú lesz, és addig tart, amíg a rendelkezésre álló karbonát el nem fogy, vagy valamely más tényező (pl. a terület kiemelkedése, egy szomszédos konkréció növekedése) ezt meg nem akadályozza (BJØRKUM & WALDERHAUG 1990). Egy kb. 50 cm-es sugarú konkréció kialakulása néhány millió évtől akár 100 millió évig is eltarthat a formációban jelen lévő oldódóképes karbonátos szemcsék mennyiségétől és a koncentrációgradienstől függően (BERNER 1980, BJØRKUM & WALDERHAUG 1990, WILKINSON & DAMPIER 1990).

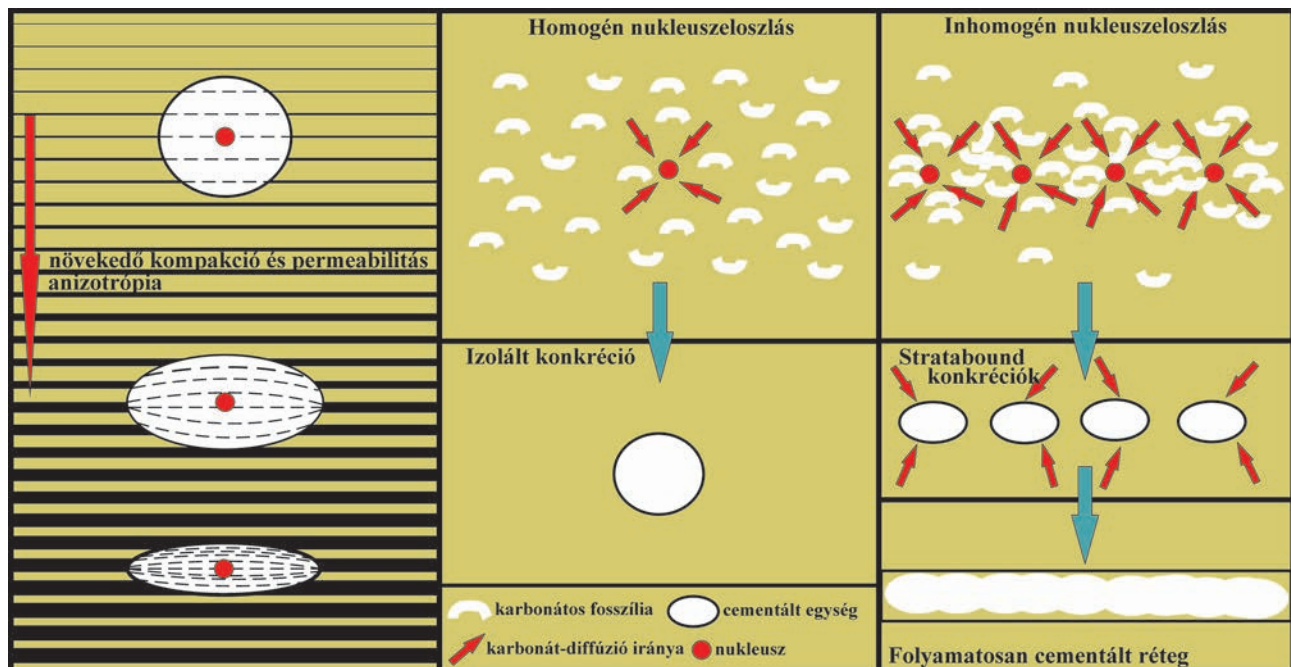
A konkréciók növekedését a fent említett tényezőkön kívül a beágyazó üledékek permeabilitása is erőteljesen befolyásolja (4. ábra). Olyan sekélytengeri homokkövekben, amelyek jól osztályozottak, és amelyekben a szemcsék jól lekerekítettek, a permeabilitás minden irányban megegyező (izotróp) lesz. Megfelelő mennyiségű karbonát jelenlétében a konkréciók minden irányban egyenletesen tudnak növekedni. Ezt a homogén, rétegzetlen üledékszerkezet is elősegíti, amely kialakításában nagy szerepük lehet az aljzatban élő, bioturbációt okozó élőlényeknek. Az izotróp üledékekben tehát sferoidális, gömbölyded konkréciók kialakulására lehet számítani (BJØRKUM & WALDERHAUG 1990, MARSHALL & PIRRIE 2013).

Az agyagkövekben az agyagásvány lemezek egymással közel párhuzamos orientációja, valamint a rétegződés miatt az üledékek permeabilitása vízszintesen nagyobb lehet, mint függőleges irányban. A permeabilitás-anizotrópia következtében a konkréciók vízszintes tengelyük mentén megnyúltabb, lapítottabb (ellipszoidális) alakot vesznek fel (BJØRKUM & WALDERHAUG 1990). Általánosságban elmondható, hogy a betemetődési mélység növekedésével az anizotrópia is fokozódik, a konkréciók egyre lapítottabb alakokat hozhatnak létre (SEILACHER 2001).

A cementáltabb egységek alakját, méretét, folyamatos vagy szakaszos mivoltát a rendelkezésre álló karbonát mennyiségén kívül az üledékben található nukleuszok eloszlása is befolyásolja (4. ábra). Homogén eloszlás esetében az egymástól nagyobb távolságban lévő nukleuszok miatt önállóan és egyenletesen növekednek a konkréciók a hatásterületükről odaáramló és kikristályosodó karbonátásványok eredményeként. Ilyen esetben egymástól izolált konkréciók jöhetnek létre. Inhomogén nukleuszeloszlás (pl. egy rétegben, egymáshoz közel elhelyezkedő karbonátos vázelemek) és megfelelő karbonátutánpótlás esetében a növekvő konkréciók összeérhetnek, és folyamatosan cementált rétegek alakulhatnak ki. Kevesebb és egymástól távolabb elhelyezkedő nukleusz esetén (a rendelkezésre álló karbonátmennyiség elfogyása következtében) a cementált réteg nem lesz folyamatos, hanem az megszakadó formát ölthet, s ún. stratabound típusú (rétegmenti) konkréciók jöhetnek létre (BJØRKUM & WALDERHAUG 1990).

A Pétervásárai Homokkő Formáció

Az Észak-Magyarországon, illetve Szlovákia déli részén, nagy területen (> 1500 km²) felszínen lévő képződmény a nannoplanktonok, továbbá a konglomerátumban található puhatestűek vizsgálati eredményei alapján eggenburgi korú (BÁLDI 1983, NAGYMAROSY & BÁLDI-BEKE 1988). A 20–60 m tengerszint feletti képződött üledékes összetétel uralkodóan változatos léptékben keresztarétegzett, finom–durvaszemcsés homokkő rétegek váltakozásából áll. Vastagsága — délkeletről északnyugat felé növekedve — 200 és 600 m között változik (BÁLDI 1983, HÁMOR 1985, SZTANÓ 1994).



4. ábra. A karbonátos konkréciók kialakulásának lehetőségei BJØRKUM & WALDERHAUG (1990), SEILACHER (2001) és MARSHALL & PIRRIE (2013) alapján
 Figure 4. Possibilities of formation of the carbonate concretions modified after BJØRKUM & WALDERHAUG (1990), SEILACHER (2001) and MARSHALL & PIRRIE (2013)

A Pétervásárai Homokkő ősmaradványokban eredendően szegény (BÁLDI 1983, 1986), ez kifejezetten igaz a formáció alsó–középső részére, míg a felső (Ilonavölgyi) tagozata lumasszerű faunát (összemosott és összetört kagylóhéjak) tartalmaz (BÁLDI 1983, FÓZY & LEÉL 1985). Az ősmaradványok mellett a felső szintek durvakavicsos, tufás, tufitos, bentonittörmelék horizontokat is hordoznak. Az üledékes összletben ritkán szénült növényi maradványok töredékei figyelhetők meg, valamint gyér foraminiferafaunát is kimutattak, de a makrofauna gyakorlatilag hiányzik (BÁLDI 1983, HÁMOR 1985).

A formációt a felszínen általában sárga, szürkésfehér vagy zöldesszürke színű, karbonátos kötőanyagú, különféle mértékben cementált homokkő alkotja, a konglomerátumbetelepülések alárendeltek (BÁLDI 1983, SZTANÓ 1994, SZTANÓ & JÓZSA 1996, SZŐCS et al. 2015). A homokfrakcióban a szemcsék általában jól osztályozottak és szögletesek (HÁMOR 1985). Átlagos karbonáttartalma 14–15%, de ez helyenként akár 25–51% is lehet (VASS & ELEČKO 1992). A képződmény homokfrakciójának anyaga déli irányból szállított, a kőzettörmelék-szemcsék között jelentős az intermedier magmás eredetű, metamorf és üledékes (pl. mészkő, homokkő) szemcsék aránya (SZTANÓ & JÓZSA 1996, SZŐCS et al. 2015). Ehhez a Darnói Konglomerátum törmelék-szemcséivel azonos eredetű (triász–jura óceánaljzati bazalt, radiolarit) kavicsanyag keveredett. A Pétervásárai Homokkő kőzettani összetétele területi változást mutat: a névadó területtől északnyugat felé — a Darnó-zónától távolodva — egyre csökken a vulkáni eredetű kőzettörmelék-szemcsék (beleértve az ofiolit eredetű törmeléket is) mennyisége, míg a radiolariszemcséké növekszik (SZTANÓ & JÓZSA 1996).

Az ásványtani vizsgálatok alapján megállapítható, hogy a homokfrakcióban a kvarc az uralkodó, de a kálicit, a csillámok (muszkovit, klorit, kloritosodó–glaukonitosodó biotit) és a különféle gránátok (almandin–grosszular) is jellemzőek (HÁMOR 1985, FEKETE 2003). A formáció egyes tagozatainak jellegzetes ásványa a zöld színű vas-alumínium-hidroszilikát ásvány, a glaukonit (BÁLDI 1983), amely helyenként a kőzetnek zöldes színárnyalatot ad (a formáció régies elnevezése a „glaukonitos homokkő” volt). FEKETE (2003) ásványtani vizsgálata alapján megállapította, hogy a Pétervásárai Homokkőben (Istenmezeje) található glaukonit színe a sötétzöld–feketétől a világoszöldig változik. A szemcsék általában laposak, kerekre koptatottak, a felszínük sima, fényes. Alárendelten előfordulnak palásan–lemezesen szétesett szemcsék is.

A homokkő betemetődés-történetének és a porozitációs fejlődésének rekonstrukciója során SZŐCS et al. (2015) egy kishartyáni feltárásnál végzett vizsgálat alapján négy litofáciest különítettek el. Az általuk porózusnak elnevezett litofációs (LF1) apró- és középszemcsés, 10–30 cm vastag homokkő rétegekből áll, míg a mátrixgazdag egységek (LF2) aprószemcsés, 5–10 cm-es rétegekből, amelyek gyakran bioturbáltak. E két litofációs az egyenes és befelé hajló falszakaszokban jelenik meg. A cementgazdag egységek (LF3) 10–50 cm vastag apró- és durvaszemcsés rétegekből épülnek fel, amelyek helyenként bioturbáltak vagy kereszt-

rétégzettek. Az utolsó litofációs (LF4) az előző két változat keveréke (mátrix- és cementgazdag), és pados kifejlődésű (10–30 cm), apró- és középszemcsés homokkőből áll. Az utóbbi két litofációs-típus a fal síkjából kiemelkedő szakaszokat képviseli.

A Pétervásárai Homokkővel fedett területeken szembeötlő a változatos és látványos formakincs, melynek létrejötte a homokkővek eltérő cementáltságával és az ehhez kapcsolódó mállási folyamatokkal van összefüggésben (HORVÁTH 2007, SZŐCS et al. 2015). SZŐCS et al. (2015) szerint a homokkő lerakódását követően zajló diagenezis egy kései fázisában válhattak ki a formáció egyes részeiben azok a kalcitok, amelyek cementként és ásványhelyettesítésként épültek be a kőzetszövetbe. A homokkőves összletben áramló fluidumokból a kalcit a megfelelő szemcseösszetételű, nagyobb porozitású és permeabilitású részekben vált ki. Emiatt a kalcittal jobban cementált részek a kőzettestben elszigetelt lencsékben, foltokban, sávokban alakultak ki.

A terület betemetődési modellje alapján a Pétervásárai Homokkő Formáció kb. 8 millió évvel ezelőtt érte el a maximális betemetődési mélységét, s az elmúlt 5 millió év óta emelkedő fázisban van (BEKE & FODOR 2015). A felszín közelébe kerülő és a homokkőveken átszivárgó, csapadék eredetű (meteorikus) vizek kezdték el azt az oldási folyamatot, mely részben még ma is zajlik. A kalcittal cementált, kevésbé porózus részek útját állták az áramló fluidumoknak, míg a porózusabb részek oldása sokkal intenzívebb volt. Ennek megfelelően az oldási, mállási folyamatok kihangsúlyozták a cementációs különbségeket (szelektív denudáció), amely hatására rendkívül változatos kőzetmorfológia alakulhatott ki (SZŐCS et al. 2015).

Mintagyűjtés, vizsgálati módszerek

A Pétervásárai Homokkő Formációban megjelenő karbonátkonkréciók vizsgálatához a Tarnalelesz közelében található Leleszi-völgyben, a Kis-kő és az Ordas-kő elnevezésű homokkő feltárásokból 16 kőzetminta begyűjtésére került sor (2. ábra; I. táblázat). A terepi mintagyűjtés alkalmával a kőzettest felületéről geológus kalapáccsal távolítottuk el az egyes mintákat. Azok begyűjtése során ügyeltünk arra, hogy az eltérően cementált egységekből egyaránt rendelkezésünkre álljon minta. A mintavételi helyeken írásos és digitális terepi dokumentációt végeztünk. A dokumentáció során fontos szempont volt, hogy a begyűjtött minták (pl. izolált konkréciók) milyen viszonyban állnak a környezetükkel (alak, kiterjedés, makroszkóposan megfigyelhető szemcseméret és üledékszerkezeti jegyek, viszony a szomszédos cementált és kevésbé cementált egységekkel, felszíni mállás hatására kialakuló másodlagos bélyegek stb.). A fentiekben túl dokumentáltuk az egyes mintagyűjtési helyek tengerszint feletti magasságát, valamint égtáj szerinti kitettségét is. A területi változékonyság tesztelésére egy, a mintaterülettől (Leleszi-völgy) távolabb eső feltárásból (bárnai Szer-kő) is történt mintázás az ott előforduló izolált, szferoidális konkréciókból (I. táblázat).

I. táblázat. A Kis-kőről, az Ordas-kőről és a Szer-kőről gyűjtött minták összefoglaló táblázata

Table I. General characteristics of the studied samples from the Kis-kő, Ordas-kő and Szer-kő

Minta kódja	Minta típusa	Mintázási helyek paraméterei (EOV, tszf. mag., helyszín)			Makroszkópos leírás	Litofációs típusa
KK1	magányos kongréción	E732663; N303978	340 m	Kis-kő D-i alsó, lankás oldala	sárgásbarnás színű, ellipszis alakú (H: 9,5 cm; Sz: 7 cm; M: 4 cm), a közepén jobban, a szélein kevésbé cementált durvaszemcsés homokkő	LF3
KK2	magányos kongréción	E732663; N303978	340 m	Kis-kő D-i alsó, lankás oldala	szürkésbarnás színű, limonito s peremű, lapított (H: 11 cm; Sz: 5 cm; M: 4 cm), a közepén jobban cementált közép- és nagyszemcsés homokkő	LF3
KK3	kongréciónkat bezáró, kevésbé cementált homokkő	E732663; N303978	340 m	Kis-kő D-i alsó, lankás oldala	sárgásbarnás színű, morzsalékos, durvaszemcsés homokkő	LF1
KK4	magányos kongréción	E732663; N303978	340 m	Kis-kő D-i alsó, lankás oldala	sárgásbarnás színű, szürke foltos, lapított (H: 12 cm; Sz: 11 cm; M: 2,5 cm), durvaszemcsés homokkő	LF3
KK5	kevesbé cementált, összefüggő réteg	E732844; N303845	361 m	Kis-kő D-i felső, függőleges oldala	sárgásbarnás színű, morzsalékos, finomkavicsos durvaszemcsés homokkő	LF1
KK6	cementált, összefüggő réteg	E732844; N303845	361 m	Kis-kő D-i felső, függőleges oldala	szürkésbarnás színű, limonittal sávozott, finomkavicsos konglomerátum és durvaszemcsés homokkő	LF3
KK7	kevesbé cementált, összefüggő réteg	E732844; N303845	361 m	Kis-kő D-i felső, függőleges oldala	szürkésbarnás színű, limonittal sávozott, morzsalékos, szórtan finomkavicsos durvaszemcsés homokkő	LF1
KK8	magányos kongréción	E714066; N317947	360 m	Kis-kő DK-i alsó, lankás oldal	sárgásbarnás színű, limonittal sávozott, lapított (H: 13 cm; Sz: 12 cm; M: 4 cm), jól cementált, szórtan finomkavicsos durvaszemcsés homokkő	LF3
KK9	magányos kongréción	E714066; N317947	360 m	Kis-kő DK-i alsó, lankás oldal	sárgásbarnás színű, közepén szürke, lapított (H: 15 cm; Sz: 14 cm; M: 5 cm), jól cementált, szórtan finomkavicsos durvaszemcsés homokkő	LF3
KK10	magányos kongréción	E714066; N317947	360 m	Kis-kő DK-i alsó, lankás oldal	sárgásbarnás színű, lapított (H: 16 cm; Sz: 11 cm; M: 5 cm), jól cementált, szórtan finomkavicsos durvaszemcsés homokkő	LF3
OK1	magányos kongréción	E714051; N317958	330 m	Ordas-kő DNy-i alsó, lankás oldala	sárgásszürkés színű, gömbölyű (H: 15 cm; Sz: 13 cm; M: 7 cm), jól cementált, közepes szemcsés homokkő	LF3
OK2	magányos kongréción	E714051; N317958	330 m	Ordas-kő DNy-i alsó, lankás oldala	szürkésbarnás, limonittal sávozott, gömbölyű (legnagyobb átmérő: 21 cm; M: 4 cm), jól cementált, közép- és nagyszemcsés homokkő	LF3
OK3	magányos kongréción	E714051; N317958	330 m	Ordas-kő DNy-i alsó, lankás oldala	sárgásbarnás színű, ellipszis alakú (H: 9 cm; Sz: 7,5 cm; M: 4 cm), a közepén jobban, a szélein kevésbé cementált, közép- és nagyszemcsés homokkő	LF3
OK4	magányos kongréción	E714051; N317958	330 m	Ordas-kő DNy-i alsó, lankás oldala	sárgásbarnás (koncentrikus) színű, ovális alakú (H: 22 cm; Sz: 14 cm; M: 5 cm), jól cementált, közép- és nagyszemcsés homokkő	LF3
OK5	kongréciónkat bezáró, kevésbé cementált homokkő	E714051; N317958	330 m	Ordas-kő DNy-i alsó, lankás oldala	sárgásbarnás színű, morzsalékos, közép- és nagyszemcsés homokkő	LF1
OK6	magányos kongréción	E714051; N317958	330 m	Ordas-kő DNy-i alsó, lankás oldala	sárgásbarnás színű, ovális alakú (H: 25 cm; Sz: 23 cm; M: 13 cm), jól cementált, közép- és nagyszemcsés homokkő	LF3
SZK1	magányos kongréción	E716173; N306595	390 m	Szer-kő DNy-i alsó, lankás oldala	sárgásbarna színű, közel gömb alakú (H: 12 cm; Sz: 11 cm; M: 10 cm), jól cementált, finom- és aprószemcsés homokkő	LF3

Rövidítések: H=hosszúság; Sz=szélesség; M=magasság. Litofációs típusa: Szócs et al. (2015) által használt litofációs típusok kódjai: LF1=porózus litofációs; LF3=cementgazdag litofációs.

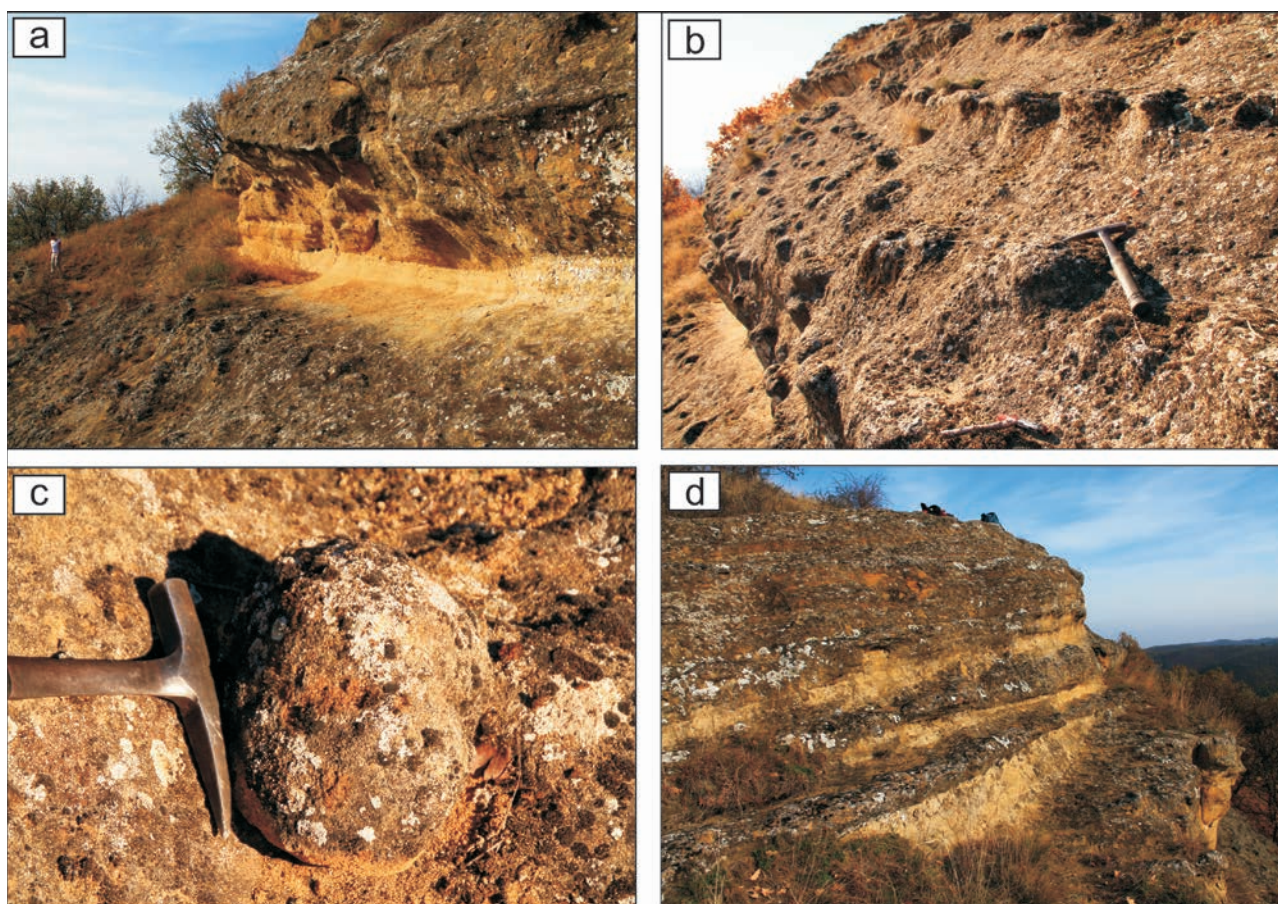
Abbreviations: H=length; Sz=width; M=height. The code of lithofacies type (Szócs et al. 2015): LF1=porous sandstone; LF3=cement-rich sandstone.

A terepen begyűjtött kőzetmintákból a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén összesen 15 darab vékonycsiszolat készült. A kiválasztott konkréciókat középpontjukon áthaladva kettévágtuk, majd mind a külső, mind a központi részből egy-egy kék műgyantával vákuum-impregnált, polírozott vékonycsiszolat készült. A Szer-kőn begyűjtött izolált konkréciók egyikeből öt darab csiszolatot vizsgáltunk, belülről kifelé haladva, cm-es bontásban. A karbonátfázis jellemzésére a vékonycsiszolatokat Na-alizarin-szulfonát és kálium-hexaciano-ferrát színezőanyagok felhasználásával festettük meg (DICKSON 1966). E festési eljárás alkalmazásával polarizációs mikroszkópban is elkülöníthetők a vastartalmú (Fekalcit: bíbor; Fe-dolomit, ankerit: kék), ill. vasmentes (kalcit: rózsaszín/piros; dolomit: színtelen) karbonátok.

Terepi megfigyelések

Tarnalelesz községtől ÉNy-ra, a Nagy-völgyi-patak és a Mocsolyás-patak között található homokkő vonulat DDK-i irányba néző leszakadásánál található a Kis-kő (Kis-kő-

tető). A 360–380 m tengerszint feletti magasságban húzódó, jelentős vertikális és horizontális kiterjedésű homokkő fal a Pétervásárai Homokkő Formáció egyik legjobban megközelíthető természetes földtani feltárása a területen. A növényzettől mentes, jól áttekinthető feltárásban méteres kereszttrétegzettségű, kavicsos durvaszemcsés homokkő, valamint finomkavicsos konglomerátum tanulmányozható. A kibukkanás felső részén meredek falban preparálódnak ki a rétegek, míg lent a mállás miatt lankás, egyenetlen lejtőt alkotnak (5. ábra a). A kisebb mértékű tagoltság ellenére a feltárás ezen szakasza jelentős mennyiségben tartalmaz a környezeténél jobban cementált, ezért abból kipreparálódó konkréciókat. A konkréciók döntő többsége egy viszonylag jól lehatárolható réteg mentén helyezkedik el, de nem szabályos (kb. 10–50 cm) távolságokban (5. ábra b). A felületet alaposabban szemügyre véve viszont olyan kipreparálódott konkréciók is megfigyelhetők, amelyek izoláltan helyezkednek el (5. ábra c), s makroszkóposan a felszínen nem mutatnak kapcsolatot a környező, jobban cementált egységek felé. Folyamatosan cementált rétegek a feltárás ezen részében nem figyelhetők meg. A konkréciók nagyobb része ellipszoidális (szélesség/magasság: 7/4),



5. ábra. A Tarnalelesz mellett található Kis-kő homokkő feltárásai

a) A Kis-kő jellegzetes, kettős osztatú feltárásának távlati képe; b) Réteghöz kötött konkréciók a Kis-kő Ki-i, felső részén; c) Izolált, sferoidális konkréció a Kis-kő Ki-i, alsó részén; d) Folyamatosan cementált rétegek a Kis-kő feltárásának Ny-i, felső részén

Figure 5. Natural outcrops of the Kis-kő near Tarnalelesz

a) A typical outcrop of the Kis-kő, showing two distinctive parts: stratobound concretions (b) in the upper part of the outcrop and isolated spheroidal carbonate concretions (c) in the lower part, eastern view; d) Continuously cemented layers in the upper part of the outcrop of the Kis-kő, western view

kisebbségi hányaduk szferoidális, átlagos méretük 15–25 cm között változik.

A feltárásban felfelé haladva egy mállottabb részt követően (Kis-kői-eresz) elérünk annak függőleges részéhez, amely már jóval tagoltabb a lentihez képest, s konkréciói is hangsúlyosabbak. A feltárás K-i részében rétegmenti konkréciók a dominánsak, amelyek szabályos (kb. 10–20 cm) távolságokban követik egymást, s közülük néhány ellipszoidális konkréció pereme már össze is ér (szélesség/magasság: 8/5). A feltárás legfelső és Ny-i részében a karbonáttal cementált egységek folyamatos rétegek formájában jelennek meg, amelyek nagy részében makroszkóposan jól kivehető, hogy azok a lapított konkréciók oldalirányú összenövésével jöttek létre (5. ábra d). A megnyúlt, ellipszoidális konkréciók átlagos mérete kb. 20–30 cm.

A Kis-kőtől ÉNy-ra, a Mocsolyás-patak völgyfője fölél magasodik a DDNy-i irányba néző Ordas-kő, ami több száz méteres hosszával a terület egyik legnagyobb természetes földtani feltárása. A markáns homokkő fal a Kis-kőhöz hasonlóan litológiai/morfológiai alapon két egységre osztható, az uralkodó szemcseméret azonban közép–nagy szemcsés. A meredek, szinte függőleges alsó szakaszon a réteg-

menti konkréciók a gyakoriak, amelyek között a térközök nem szabályosak (kb. 10–50 cm). Ezek mellett az izolált konkréciók szintén gyakoriak, de a folyamatosan cementált rétegek hiányoznak (6. ábra a, b). A konkréciók alakja közel szferoidális, átlagos méretük 15–25 cm közötti. Az Ordas-kő aljában fellelhető, az aprózódási folyamatok által „félbevágott” konkréciókon több esetben körkörös (koncentrikus) sárgásbarna rajzolatok, Liesegang-gyűrűk figyelhetők meg (6. ábra b). Az Ordas-kő feltárásának meredek felső szakaszán a folyamatosan cementált rétegek (homokkő padok) uralkodó jellege a meghatározó (6. ábra c), de helyenként a rétegmenti konkréciók is megfigyelhetők. A folyamatosan cementált rétegek esetében jól kivehető, hogy azok a korábbi izolált konkréciók továbbnövekedése és részleges vagy teljes összeolvadása révén alakultak ki.

Az Ordas-kövön és a Kis-kövön tanulmányozott, részlegesen kipreparálódott konkréciók határa nem éles a befoglaló kőzet felé, hanem diffúz határral, fokozatosan megy át abba. Ennek megfelelően — különösen az ellipszoidális, illetve a rétegszerűen elhelyezkedő, összeolvadó konkrécióknál — a mintázás során nem lehetett teljes konkréciókat gyűjteni. A konkréciók és a szerkezeti elemek kapcsolata



6. ábra. A Tarnalelesztől ÉNy-ra található Ordas-kő homokkő feltárásai

a) Az Ordas-kő monumentális feltárásának távlati képe, döntően rétegmenti konkréciókkal; b) Izolált, különféle méretű konkréciók az Ordas-kő alsó szakaszából. Az alsó konkréció metszetén Liesegang-gyűrűk láthatók; c) Folyamatosan cementált rétegek az Ordas-kő feltárásában

Figure 6. Natural outcrops of the Ordas-kő, near Tarnalelesz

a) Monumental natural outcrop of the Ordas-kő with stratabound concretions; b) Isolated carbonate concretions of different size in the lower part of the Ordas-kő. Note: Liesegang rings also appear in the cross section of the lower concretion; c) Continuously cemented layers in the Ordas-kő outcrop

szempontjából meg kell jegyeznünk, hogy a vizsgált feltárások közül az Ordas-kő alsó szakaszán tanulmányozhatók a legjobban az ún. deformációs szalagok (BEKE & FODOR 2014). Megfigyeléseink alapján ezek nincsenek térbeli kapcsolatban a konkréciókkal (nem vetik el, nem kerülnek ki azokat) az adott területen.

Bárna községtől É-ra található a Szer-kő Pétervásárai Homokkőből álló sziklaorma. A Szer-kövön feltárt, gyakran szerkezetmentes, finom–aprószemcsés homokkőben a cementációs típusok legtöbb formája jól megfigyelhető: különféle vastagságú, folyamatosan cementált rétegek, rétegmenti és izolált konkréciók változatos alakú (pl. sferoidális, ellipszoidális) és méreti sokféleségben fordulnak elő (1. ábra b). A Szer-kő Bárna község felé néző oldalában több ellipszoidális konkréció összenövéséből kipreparálódott bizarr, gombaszerű sziklaalakzatok tanulmányozhatók (1. ábra c). A Szer-kövön begyűjtött konkréciók határa szintén nem éles, hanem diffúz a befoglaló kőzetek felé.

Petrográfiai megfigyelések

A Leleszi-völgy térségéből és a Szer-kőről begyűjtött, szórta darakavicsos, finom–durvaszemcsés homokkő mintákból készített vékonycsiszolatok mikroszkópi vizsgálata alapján egyértelműen megállapítható, hogy azokban a vázalkotó szemcséket ásványtöredékek, kőzettörmelékek és bioklaszt vázelemek töredékei egyaránt alkotják. A szemcsék közepesen–jól koptatottak, illetve szögletesek, töröttek; osztályozottságuk közepes, az átlagos szemcseméret csökkenésével növekszik. A mátrix mennyisége elhanyagolható, a mintákat pátos kalcit cementálja. Az alábbi leírásban a konkréciók kialakulásával összefüggésbe hozható szempontokra térünk ki (pl. karbonátforrás, karbonátcement kompaktációhoz való viszonya, porozitás és oldódási folyamatok), a lehordási terület kőzettani összetételének, illetve a képződmény komplex diagenezis-történetének feltárása nem volt célunk.

A lelőhelytől és a szemcsemérettől függetlenül a homokkőben a leggyakoribb törmelékes eredetű vázalkotó ásványszemcse a kvarc (Q), amelynek monokristályos (Qm) és polikristályos (Qp) változatai egyaránt előfordulnak (7. ábra), de a monokristályos a gyakoribb. A nagyobb méretű (dara) kvarc szemcsék — legalább részben — jól–kitűnően koptatottak, és nagy szfericitással rendelkeznek, azonban gyakran repedezettek, illetve töröttek; a repedésekben kalcit jelenik meg. Szintén gyakori törmelékes ásványszemcsék a különféle földpátok (F), amelyek töredezett, félig sajátalakú, illetve koptatott, változó mértékben átalakult szemcsék formájában jelennek meg. Jellegzetes komponens a sárgásbarna–élénkzöld glaukonit (glt), mely koptatottan tűnő, kerekded–ovális alakú, illetve szabálytalan, préselt és/vagy repedezett, töredezett szemcsék formájában egyaránt megfigyelhető (7–9. ábra). A csillámok közül üde, nem deformált muszkovit és változó mértékben átalakult, kloritosodó–glaukonitosodó biotit ismerhető fel.

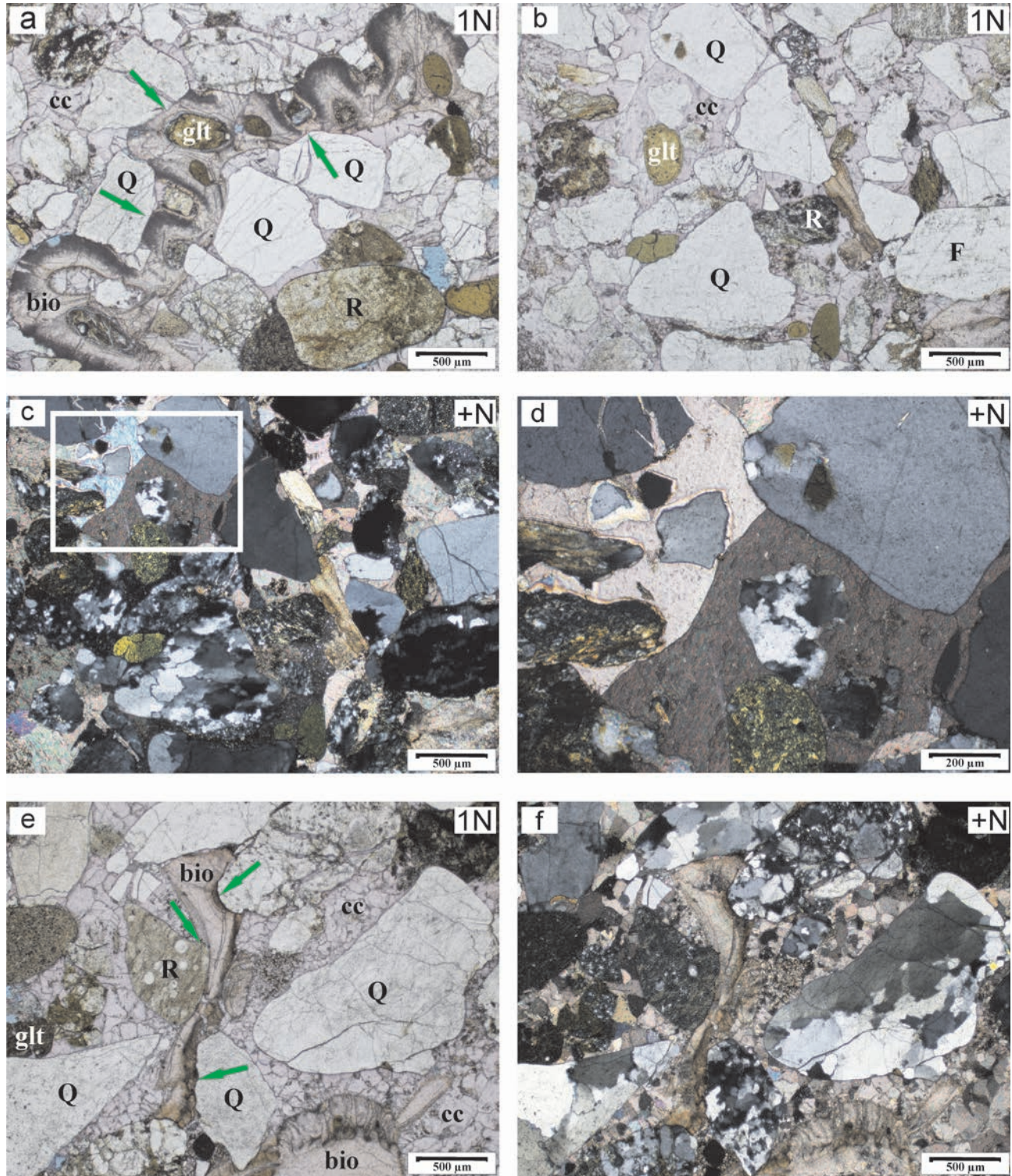
A vizsgált mintákban gyakoriak az átalakult (kloritoso-

dó–glaukonitosodó) magmás (pl. opak ásványokból, kloritból és plagioklászlecekből álló, bázisos vulkanit alapanyag), az üledékes (pl. radiolarit) és a metamorf eredetű (pl. grafitos agyag–aleurolitpala/fillit?) kőzettörmelék–szemcsék (R) is (7. ábra). A magmás és metamorf eredetű kőzettörmelék–szemcsék aránya a Kis-kőről származó mintákban a legnagyobb. Az üledékes kőzettörmelék–szemcsék között alárendelt mennyiségben koptatott dolomittörmelék azonosítható; mennyisége a Szer-kövön begyűjtött konkréciókban a legnagyobb (10. ábra).

A karbonátos anyagú (kalcit) törmelékszemszcsék közül ki kell emelnünk a különféle méretű és alakú bioklasztokat (bio; pl. héjtöredékek, bentosz foraminiférák), amelyek változó arányban az összes vizsgált csiszolatban megjelennek (pl. 7. ábra a, 8. ábra). A különböző helyről származó homokkő mintákban összefüggés figyelhető meg a szemcseméret és a bioklaszttartalom között: a durvább szemcseméretű konkréciókból készült vékonycsiszolatokban (Kis-kő, Ordas-kő) jelentősebb a bioklaszttartalom, mint a finomabb szemcseméretű mintákban (Szer-kő). A bioklaszt eredetű kalcit becsült mennyisége átlagosan 10–20%, de egyes mintákban (pl. Kis-kő) lokálisan akár 30–40% is lehet. A durvaszemcsés homokkőben megfigyelhető nagyobb héjtöredékek jellegzetes, üreges belső szerkezetet mutatnak, illetve hullámos metszetű bordákkal díszítettek. A váztöredékek belső ovális üregeit részben kalcitcement, részben glaukonit tölti ki. Ez utóbbi méretét, illetve megjelenését tekintve nagyon hasonló az önálló szemcséként előforduló, koptatottan tűnő glaukonithoz. A Kis-kőről származó minták olyan foraminiferamaradványokat tartalmaznak, amelyek belsejében szintén gyakori a glaukonit. A KK2 mintában rotaloid, mészvázú bentosz foraminifera, *Heterolepa sp.* — valószínűleg *H. dutemplei* (D'ORB.) — fordult elő (SZUROMINÉ KORECZ A. szóbeli közlése, 2017).

Fontos néhány szót ejtenünk a homokkőben előforduló, különféle eredetű szemcsék érintkezéséről is. A ridegen viselkedő kvarc szemcsék egymással pontszerűen vagy vonalmentén (lineárisan) érintkeznek (7. ábra a, b; 9. és 10. ábra). A kvarc és az egyéb rideg szemcsék (pl. kőzettörmelék) nyomásoldódási felületek mentén történő benyomódása a könnyen oldódó szemcsékbe viszont már gyakran megfigyelhető jelenség, jellegzetes konvex–konkáv, esetleg szutúrás határfelületeket (ez utóbbi jóval ritkább) kialakítva. Ez a szövet a rideg szemcsék és a bioklaszt héjtöredékek érintkezésekor a legszembetűnőbb (8. ábra a–e). A glaukonit plasztikus (préselt szemcsék; 7. ábra a, 8. ábra b), továbbá töréses deformációja (9. ábra a és c) egyaránt megfigyelhető. A csillámok többnyire nem, vagy csak rugalmasan deformálódtak (ívelték, hajlítottak; 10. ábra), alárendelten kinkszerűen deformáltak. Az átalakult biotit a ridegebb szemcsék között ellapulva pszeudomátrixot alkot.

A vizsgált konkréciókban a homokkő egykori elsődleges szemcséközi porusait pátos kalcit (a festést követően rózsaszín) tölti ki, aminek becsült részaránya átlagosan 5–20%. A pátos kalcitcement megjelenése többnyire mozaikos, változó kristálymérettel, de ritkán a héjtöredék felszínén rostos–prizmás cement relikta figyelhető meg a

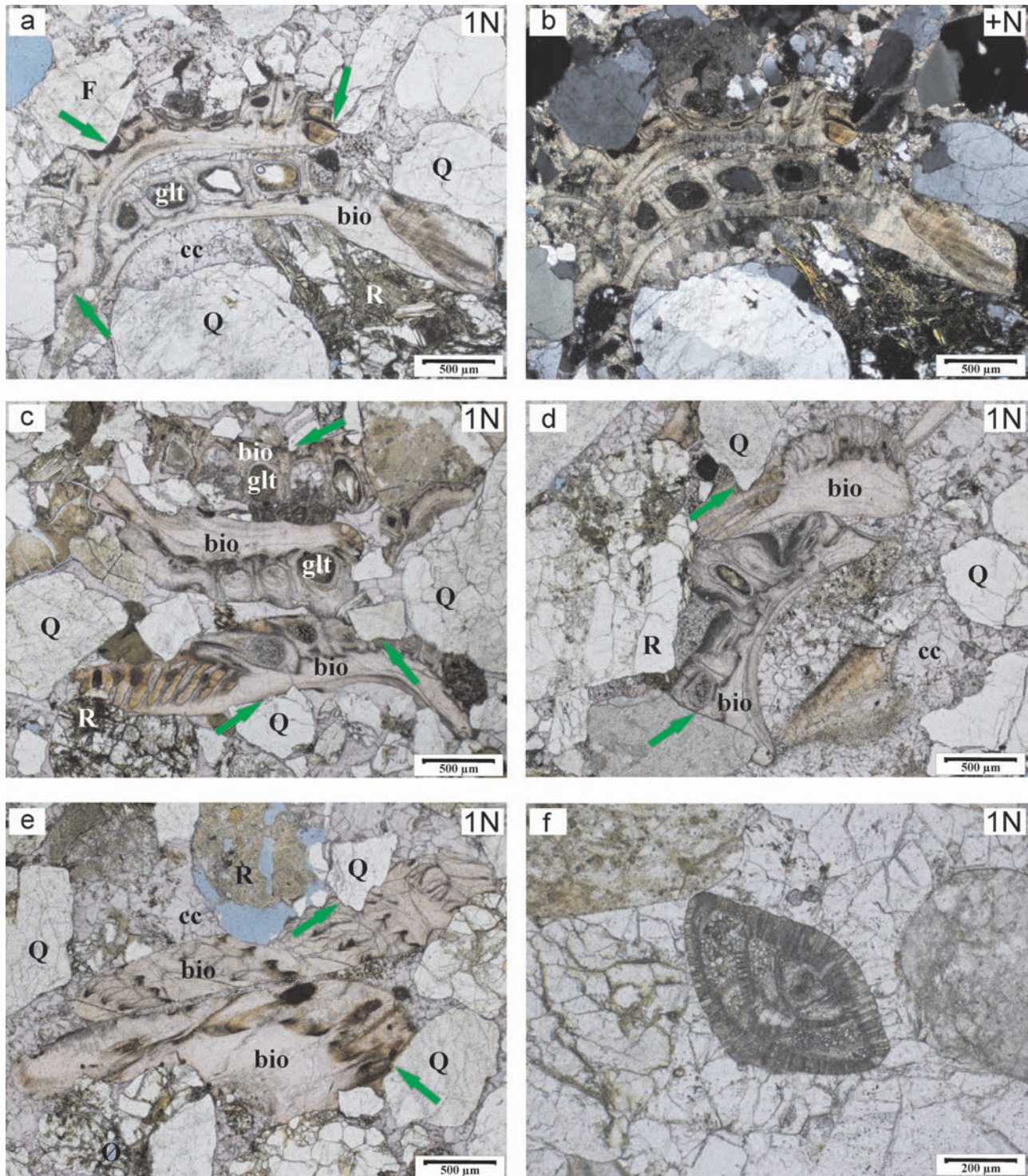


7. ábra. A Kis-kőről származó homokkő kongréción (KK1) ásványos összetétele és szöveti jellemzői (festett vékonycsiszolatok; a és b: belső rész, c-f: külső rész)
 a) Bioklaszt-vázelem és kvarc érintkezése nyomásoldódási felületek mentén, a vázelemüregekben glaukonittal; b) és c) Pont és vonal mentén érintkező kvarc- és kőzet-
 törmelék-szemcsék kalcitcementtel. A fehér kerettel jelölt rész a „d” jelű képen látható; d) A szemcséket körülvevő poikilotópos kalcitcement; e) és f) Bioklaszt vázelem, kvarc-
 és kőzettörmelék-szemcsé (radiolarit) érintkezése nyomásoldódási felületek mentén
 Jelmagyarázat: Q = kvarc, F = földpát, glt = glaukonit, R = kőzettörmelék-szemcsé, bio = bioklaszt vázelem, cc = kalcitcement, zöld nyíl = nyomásoldódási felszín (kémiai kompaktációs
 bélyeg)

Figure 7. Mineralogical and textural features of the sandstone sample KK1 derived from the Kis-kő (stained thin sections; 1N and +N: parallel and crossed nicols, respectively; a and b: inner part of the concretion, c-f: outer part of the concretion)

a) Pressure solution contacts between a bioclast fragment and quartz grains. Note: intragranular pores of the bioclast are filled with glauconite; b) and c) Point to linear contacts between quartz, feldspar, glauconite and rock fragments, intergranular pores are filled by calcite cement. Area marked by a white rectangle is shown in Figure 6d; d) Poikilotopic calcite cement around the grains; e) and f) Bioclast, quartz and rock fragment (radiolarite) contacts along pressure solution surfaces

Abbreviations: Q = quartz, F = feldspar, glt = glauconite, R = rock fragment, bio = bioclast, cc = calcite cement, green arrow = pressure solution surface (chemical compaction feature)



8. ábra. A Kis-kőről származó homokkő konkréciók ásványos összetétele és szöveti jellemzői (a–e: festett vékonycsiszolatok)

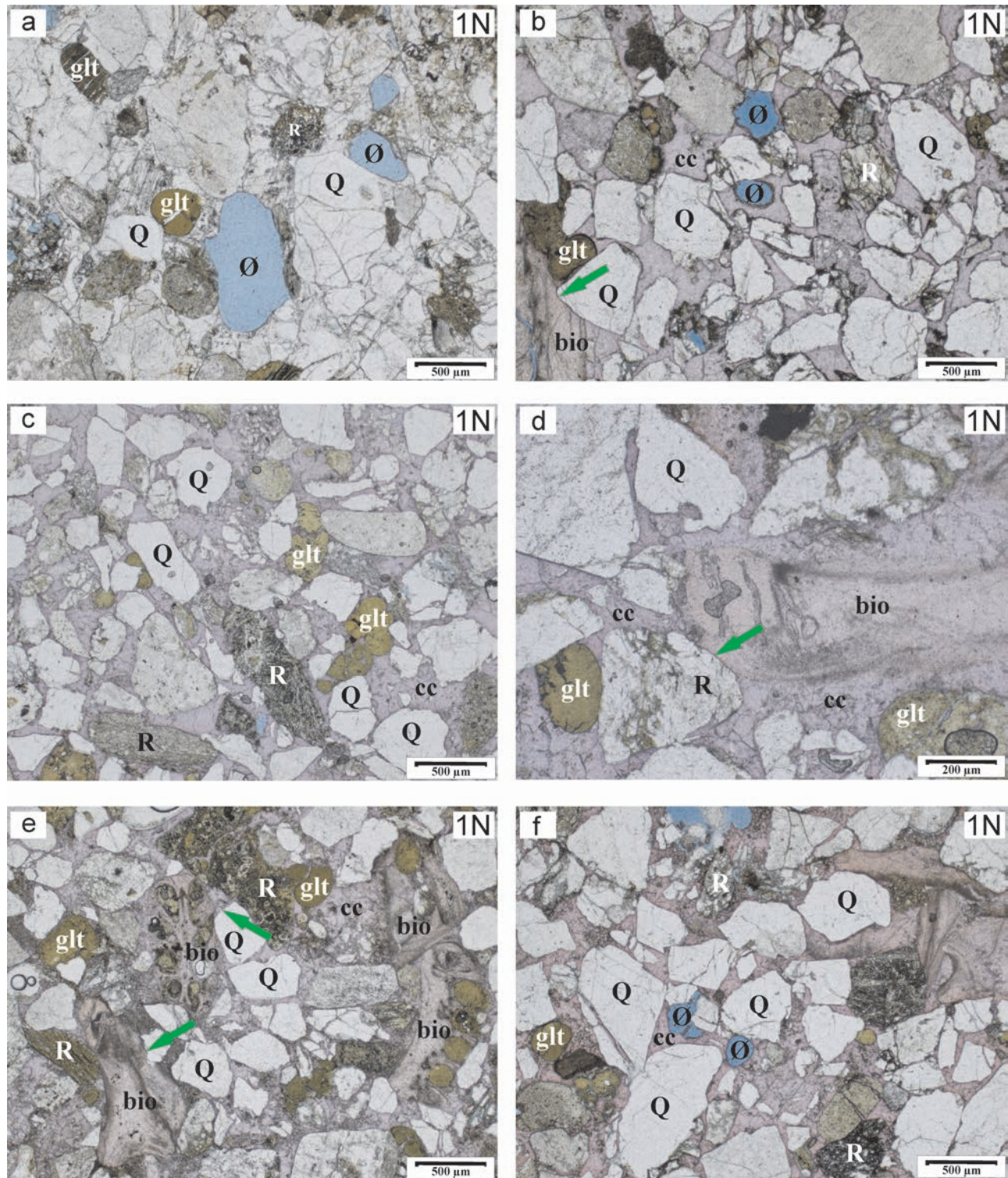
a) és b) Bioklaszt héjtöredék nyomásoldódási bélyegekkel. A vázelem belső pórusait glaukonit, illetve törmelékes kvarc tölti ki (KK1 minta, belső rész). A héjtöredék alsó részén rostos tengeri cementen kialakult prizmás kalcitcement-továbbnövekedés figyelhető meg; c) Bioklaszt töredékben gazdag homokkő (KK1 minta, belső rész); d) Bioklaszt héjtöredékek kémiai kompaktációs bélyegekkel, kalcit mozaikpáttal cementált homokkőben (KK1 minta, külső rész); e) Kalcitcement utáni másodlagos pórus bioklasztűs homokkőben (KK2 minta, belső rész); f) Mészvázú rotaloid foraminifera (*Heterolepa* sp.), KK2 minta, belső rész

Jelmagyarázat: Q = kvarc, glt = glaukonit, R = kőzettörmelék-szemcse, bio = bioklaszt vázelem, cc = kalcitcement, zöld nyíl = nyomásoldódási felszín

Figure 8. Mineralogical and textural features of the sandstone samples derived from the Kis-kőről (a–e: stained thin sections; 1N and +N: parallel and crossed nicols, respectively)

a) and b) Large bioclast fragment with pressure solution features. Its intragranular pores are filled with glauconite and detrital quartz (in the middle), sample KK1 (inner part of the concretion). Note: at the lower margin of the bioclast calcite crystals of prismatic spar overgrowing fibrous marine cement occur; c) Bioclast fragment-rich sandstone sample (sample KK1, inner part of the concretion); d) Bioclast fragments showing chemical compaction features in the KK1 sandstone sample cemented by calcite mosaic spar (outer part of the concretion); e) Secondary intragranular porosity within a rock fragment predated by calcite cement in the bioclast-rich sandstone sample (sample KK2, inner part of the concretion); f) Calcareous rotaloid foraminifera (*Heterolepa* sp.), sample KK2 (inner part of the concretion)

Abbreviations: Q = quartz, glt = glauconite, R = rock fragment, bio = bioclast, cc = calcite cement, green arrow = pressure solution surface



9. ábra. A Kis-kőről és az Ordas-kőről származó kongrécikók ásványos összetétele és szöveti jellemzői (b-f: festett vékonycsiszolatok)

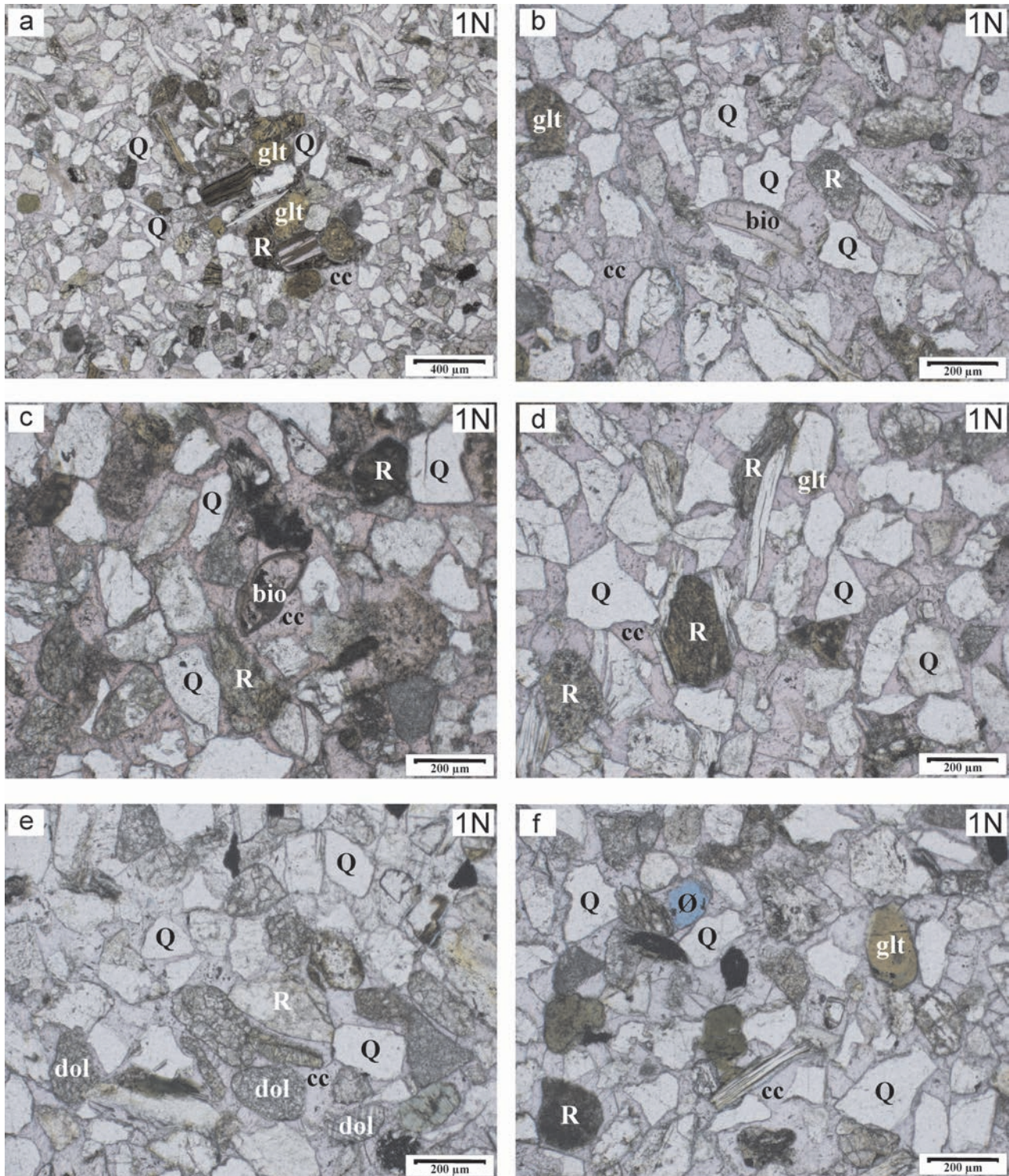
a) Kvarc-, glaukonit- és kőzettörmelék-szemcsék kalcitcementtel, továbbá másodlagos szemseoldódási pórusokkal (KK2 minta, belső rész); b) Másodlagos pórusok, továbbá a felszíni mállás miatt limonitos filmréteggel borított szemcsék (KK2 minta, külső rész); c-e) Kalcittal cementált, bioklaszt vázelemeket és glaukonitot tartalmazó kongrécia az Ordas-kőről (OK3 minta, belső rész). A szemcsék általában lazán érintkeznek, viszont a glaukonit törései megfigyelhetők; f) Másodlagos pórusok az Ordas-kői minta külső részéből (OK3 minta)

Jelmagyarázat: Q = kvarc, glt = glaukonit, R = kőzettörmelék-szemcsé, bio = bioklaszt vázelem, cc = kalcitcement, Ø = pórus, zöld nyíl = nyomásoldódási felszín

Figure 9. Mineralogical and textural features of the sandstone samples derived from the Kis-kő and Ordas-kő (b-f: stained thin sections; 1N: parallel nicols)

a) Quartz, glauconite and rock fragments as grains together with secondary pores after grains (sample KK2, inner part of the concretion). Note: intergranular pores are generally filled by calcite cement; b) Secondary pores and grains with limonite coating (sample KK2, outer part of the concretion); c-e) Bioclast- and glauconite-bearing concretion cemented by calcite from the Ordas-kő (sample OK3, inner part of the concretion). Relatively loose packing of grains and brittle deformation of glauconite is also visible; f) Secondary pores in the outer part of the concretion from the Ordas-kő (sample OK3)

Abbreviations: Q = quartz, glt = glauconite, R = rock fragment, bio = bioclast, cc = calcite cement, Ø = pore, green arrow = pressure solution surface



10. ábra. A Szer-kőről származó konkreció (SZK1 minta) ásványos összetétele és szöveti jellemzői (festett vékonycsiszolatok) a konkreció közepétől (a) kifelé (f) haladva

a–d) Pont és vonal mentén érintkező kvarc-, glaukonit-, bioklaszt- és kőzettörmelék-szemcsék kalcitcementtel. A laza szemceilleszkedés, illetve a csillámlemezek deformációjának teljes hiánya korai cementációra utal; c) Mészvázú foraminifera (középen); e) Középesen–jól koptott törmelékes dolomitszemcsék; f) Másodlagos szemceoldódási pórus a konkreció külső részén

Jelmagyarázat: Q = kvarc, glt = glaukonit, R = kőzettörmelék-szemcsé, dol = dolomit, bio = bioklaszt vázelem, cc = kalcitcement, Ø = pórus, zöld nyíl = nyomásoldódási felszín

Figure 10. Mineralogical and textural features of the SZK1 sandstone samples derived from the Szer-kő (stained thin sections, 1N: parallel nicols; thin sections of the concretion from the center to the margin)

a–d) Point to linear contacts between quartz, glauconite, bioclast and rock fragments, respectively. Intergranular pores are filled by calcite cement. Relatively loose packing of grains and the undeformed nature of mica flakes clearly suggest an early cementation event; c) Calcareous foraminifera (in the middle); e) Moderately to well rounded dolomite fragments as detrital grains; f) Secondary pore in the outer part of the concretion

Abbreviations: Q = quartz, glt = glauconite, R = rock fragment, dol = dolomite, bio = bioclast, cc = calcite cement, Ø = pore, green arrow = pressure solution surface

konkréció központi részén (8. ábra a és b); a külső régióban pedig helyenként poikilotópos kalcitcement figyelhető meg (7. ábra b–d). Számos esetben mikropátos–pszeudopátos kalcit található a bioklaszt vázelemek belsejében (8. ábra c és f). A kalcit a cementen kívül földpátban, kőzettörmelékben és kvarcban helyettesítés formájában is megjelenhet (9. ábra c és d). A makroszkóposan Liesegang-gyűrűket tartalmazó mintákban a szemcsehatárokon vékony limonitos film figyelhető meg (9. ábra b).

A csiszolatokban kitöltetlen elsődleges makropórusok nem láthatók, azonban helyenként többnyire kerekded metaszettű, másodlagos, szemcseoldódási pórusok alakultak ki (pl. 9. ábra a és b), amelyek a vizsgált konkréciók külső részén gyakoribbak.

Diszkusszió

A Pétervásárai Homokkő Formációban a konkréciók genetikája, valamint a homokkő karbonátos cementációjának részletei napjainkban sem ismertek kellő részletességgel. A közelmúltban SZŐCS et al. (2015) végeztek részletes kutatást egy kishartyáni mintaterületen, eredményeik alapján azonban nem dönthető el egyértelműen, hogy a karbonátos cementációt okozó oldatok külső vagy belső forrásból származtak-e.

A Kis-kő, az Ordas-kő és a Szer-kő környezetében végzett terepi megfigyeléseink alapján a konkréciókhoz kapcsolódva nem figyeltünk meg vetőket a kőzettestben. A feltárásoknál viszont gyakran találkoztunk a makroszkóposan is könnyen felismerhető ún. deformációs szalagokkal (BEKE & FODOR 2014), amelyek azonban nem mutattak összefüggést a konkréciókkal, így nem utaltak közvetlenül külső karbonátforrásra. A deformációs szerkezetektől független, rétegszerűen elhelyezkedő, izolált konkréciósorok arra engednek következtetni, hogy a vizsgált területen a homokkő üledékképződési folyamatai — a szemcseméret eloszlásán és a rétegzettségén keresztül — szoros kapcsolatban álltak a képződmény karbonátos cementációjával, ami felveti a belső karbonátforrás lehetőségét.

A sekélytengeri üledékes kőzetekben a karbonátcement többféle belső forrásból származhat. Ezek közül a legjelentősebb az ilyen típusú üledékben nagy mennyiségben jelen lévő fossziliák (pl. csigák, kagylók) vázelemeinek kalcium-karbonát (aragonit/kalcit) anyaga (BJØRKUM & WALDERHAUG 1990, WALDERHAUG & BJØRKUM 1998, MARSHALL & PIRRIE 2013). A Pétervásárai Homokkő rétegsorát korábban leíró szakemberek (pl. BÁLDI 1983, 1986; FŐZY & LEÉL 1985; HÁMOR 1985) az alsó tagozatait makroszkóposan gyakorlatilag faunamentesnek találták, míg a felsőbb részekben helyenként lumasellaszerű betelepüléseket határoztak meg. Az Ilonavölgyi Tagozat gazdag normál sós vízi, meleg sekélytengeri faunájában aragonithéjú és kalcitházú fajok egyaránt jellemzők (BÁLDI 1983). FŐZY & LEÉL 1985 szerint a Darnó-zónát átlépve az azonos kort és üledékképződési környezetet képviselő Darnói Konglomerátum már csak szegényes és rosszabb megtartású faunát tartalmazott.

Aragonithéjú faunaelemet egyáltalán nem találtak, amit munkájukban diagenetikus oldás következményeként értelmeztek. SZTANÓ & JÓZSA (1996) alapján a két képződmény törmelékének anyaga (ofiolit eredetű kőzettörmelék-szemcsék, intermedier magmás, metamorf és üledékes eredetű kőzettörmelék-szemcsék) részben eltérő forrásterületről származik, továbbá lényegesen eltérő üledékképződési környezetben keletkezett, bár faunagyűttesük azonos.

A belső karbonátforrás bioklasztok oldódásából származó magyarázatát a vizsgált minták mikroszkópos vizsgálata egyértelműen alátámasztotta, ami alapvető jelentőségű a konkrécióképződés genetikájának megítélése szempontjából az adott területen. A csiszolatok döntő többségében a kőzetalkotó szilikátos szemcséknél nagyobb méretű, kalcium-karbonát anyagú bioklaszt vázelemek találhatóak, amelyek a legtöbb helyen kémiai kompaktációs bélyegeket mutatnak (8. ábra a–e). Feltételezzük, hogy a meleg, sekélytengeri faunát képviselő bioklasztok metastabil aragonit (\pm nagy Mg-tartalmú kalcit) anyagának oldódása közvetlenül a betemetődést követően, a szuboxikus–anoxikus zónában lezajlott. Ezt követően a stabilabb, de sziliciklasztos rendszerben viszonylag könnyen oldódó kalcit vázelemek részleges (vagy kisebb méret esetén teljes) oldódása kezdődött meg, ami a rideg szemcsék (pl. kvarc) nyomásának hatására következett be. A vázelemek anyagának átrendeződése így — valószínűleg több egymást követő fázisban — aktívan részt vett a kalcittal cementált konkréciók létrehozásában. Kisebb arányban, de a magmás, illetve metamorf kőzettörmelék-szemcsék plagioklasztartalma (pl. SZTANÓ & JÓZSA 1996, SZŐCS et al. 2015) szintén figyelembe vehető, mint Ca^{2+} -forrás az adott rendszerben.

Belső eredetű karbonátforrásnál az átrendeződő ionoknak csak kisebb távolságot kell megtennie; amihez a hatékony anyagáramlást — a lokálisan változó koncentrációkülönbség miatt — a diffúzió szabályozza (BJØRKUM & WALDERHAUG 1990). Ezt a tanulmányunkban bemutatott konkréciók nem éles, hanem diffúz határa szintén alátámasztja. A porózus és a cementgazdag homokkő közötti fokozatos átmenetet fűrt minta segítségével SZŐCS et al. (2015) is dokumentálták. A sferoidális, ellipszoidális megjelenés tehát a felszíni részleges (illetve lokálisan teljes) kipreparálódás eredménye, azaz a tanulmányozható konkréciók maximális mérete az eredetileg cementált térfogat minimális értékét közelíti.

A fentiek alapján véleményünk szerint a napjainkban megfigyelhető gyér ősmaradvány-tartalom nem jelenti azt, hogy eredetileg is faunaszegény volt a homokkő összlet, hanem az üledékszállítás során felőrlődött, áthalmazott töredékek utólagos, diagenetikus folyamatok során részben (pl. kalcit anyagú vázelemek), illetve teljesen (pl. aragonit anyagú vázelemek) feloldódtak. A cementált egységek, konkréciók izolált, meg-megszakadó vagy folyamatos megjelenését valószínűleg a nukleuszok (pl. bioklaszt vázelemek, karbonátos kőzettörmelékek) üledéken belüli homogén vagy heterogén eloszlása mellett a homokkő szemcseösszetétele, osztályozottsága és rétegzettsége is jelentősen befolyásolta (pl. BJØRKUM & WALDERHAUG 1990). A jól osztályozott, fi-

nomszemcsés, ezáltal közel homogén, izotróp tulajdonságú üledékekben a szferoidális jellegű konkréciók dominálnak (pl. Szer-kő), míg a rétegzett, rétegszilikátokat, illetve megnyúlt héjtöredékeket is tartalmazó, ezáltal anizotróp üledékekben (pl. Kis-kő) az ellipszoidális konkréciók megjelenése a gyakoribb (*1. táblázat*). Ezeket az egy kőzettesten belül is jelentősen eltérő cementációs különbségeket hangsúlyozták ki azok a felszíni / felszín közeli mállási folyamatok, amelyek a Pétervásárai Homokkővet érték a kiemelkedés következtében (Szócs et al. 2015).

Korábban már utaltunk rá, hogy részleteiben nem tisztázott, hogy a Pétervásárai Homokkőben jelen lévő kalcitcement a diagenézis mely tartományában válhatott ki. Szócs et al. (2015) a mezo- vagy telogenézis tartományába teszi a konkréciókkal összefüggésbe hozható karbonátos cement megjelenését a kishartyáni feltárásban. A Kis-kőről, az Ordas-kőről és a Szer-kőről származó mintákból készült vékonycsiszolatok mikroszkópos elemzése alapján véleményünk szerint a konkréciókat kialakító kalcitcement kiválása már a mechanikai kompaktáció korai fázisában (tengeri eogenezis) megkezdődött a mintaterületünkön. Ezt jelzik a homokkővet alkotó, ridegen viselkedő és lazán érintkező (pontoszerű és vonalmenti érintkezések) ásvány- és kőzet-szemcsék (*7. ábra b*), amelyek a mechanikai kompaktáció korai fázisát tükröző szövetet rögzítettek a cementációs folyamat során. Erre utal továbbá a rostos–prizmás kalcitcement relikta az általunk vizsgált egyik konkréció központi részén (*8. ábra a és b*). A változó kristályméretű mozaikos kalcitpát, illetve a konkréció külső régiójában kialakult poikilotópos kalcitcement (*7. ábra b–d*) alapján úgy gondoljuk, hogy a kalcitos cementáció a betemetődés során válhatott intenzívvé, így a mezogenézis tartományára is kiterjedhet. Telogenetikus kalcitcementre utaló petrográfiai bélyegeket ugyanakkor nem figyeltünk meg. A diagenézis-történet pontosításához a durvább szemcseméretű konkréciók (pl. Kis-kő) eltérő petrográfiai megjelenésű cementgenerációinak részletes vizsgálata (pl. katódlumineszcens mikroszkópia, szövetszelektív geokémiai vizsgálat) hasznos információkat szolgáltathat a jövőben.

Külön említést kell tennünk a homokkőben helyenként jelentős mennyiségben feldúsuló glaukonitról is. Eredetükkel korábban több szerző foglalkozott (pl. BÁLDI 1983, HÁMOR 1985, FEKETE 2003, Szócs et al. 2015), akik allotigén és autigén képződésüket egyaránt elképzelhetőnek tartották. BÁLDI (1983) a lencsés megjelenés, az osztályozódási viszonyok, illetve publikálatlan radiometrikus koradatok alapján egyértelműen az áthalmazott eredet mellett foglalt állást. FEKETE (2003) ugyanakkor a Pétervásárai Homokkőből szeparált glaukonitszemcsék lapos–ovális alakját az erősen mozgatott üledékfelszínen való ide-oda mozgatottsággal magyarázta, amit bizonyítékként tekintett a glaukonit autochton (paraautochton) keletkezésére.

Mikroszkópos megfigyeléseink alapján a jól koptatott megjelenésű (kerekded vagy ovális metszetű) szemcsék és a karbonátos fossziliák vázüregeiben megfigyelhető glaukonit között kapcsolat valószínűsíthető (*7. ábra a és b*). Véleményünk szerint a glaukonitszemcsék — legalább rész-

ben — az egykori sekélytengeri fauna elpusztulása után azok vázelemüregeiben kristályosodtak ki, azokkal együtt halmozódtak át az alsó-miocén üledékgyűjtő távolabbi részeibe. A koptatott jelleg tehát nem a szállítás eredményeként alakult ki, hanem a fossziliák vázelemüregeiben lévő egykori szabad pórusok alakját és méretét őrizték meg, majd a vázelemek szállítás közbeni összetörésének hatására azokból részben kiperegtek. A felvázolt allochton eredetet bizonyítja a glaukonitszemcsék egy részének rideg töréses viselkedése a vizsgált vékonycsiszolatokban (*7. ábra b*). Az „éretlen” glaukonitszemcsékre a plasztikus deformáció megjelenése jellemző (pl. BOGGS 2009), amit a vázelemek üregeiből mint elszigetelt, védett környezetből az áthalmazás során kipergő szemcsék megjelenése tükröz. Megjegyzendő továbbá, hogy a glaukonitképződés lassú folyamat, ami reduktív környezetben megy végbe a tengeraljzaton, kizárólag kis üledékfelhalmozódási ráta mellett (pl. SCHOLLE & ULMER SCHOLLE 2003). Figyelembe véve, hogy a Pétervásárai Homokkő üledékképződési rendszere kezdetben aggradációs, majd progradációs volt (SZTANÓ & TARI 1993, SZTANÓ 1994, SZTANÓ & JÓZSA 1996), valószínűtlen, hogy hosszú távon biztosítottak voltak a glaukonitképződés környezeti feltételei, ami szintén az áthalmazott eredetet erősíti.

Mind a glaukonit, mind az azt hordozó ősmaradványok egyik potenciális forrása az Egri Formáció lehetett (vö. *Heterolepa* sp., SZUROMINÉ KORECZ szóbeli közlése, 2017), mely a térségben több helyen — jelen orientáció szerint a Pétervásárai Homokkő vizsgált feltárásaitól délre — a felszínen is tanulmányozható (HORVÁTH 1983, FEKETE 2003). Ezt a feltételezést támasztja alá FEKETE (2003) megfigyelése, aki az egri mintákból elkülönített bipiramisos kvarcokhoz hasonló — azonban kissé koptatott — idiomorf kvarckristályokat azonosított a Pétervásárai Homokkővet képviselő kőzetmintákban.

Konklúzió

Az alsó-miocén Pétervásárai Homokkő Formáció sekélytengeri képződményei az elterjedési területein látványos formakincset alkotva bukkannak a felszínre. A mállási folyamatok hatására az erősebben cementált részek izolált, illetve rétegmenti konkréciók, valamint folyamatosan cementált rétegek formájában preparálódtak ki a kevésbé cementált egységek környezetéből. A Leleszi-völgy térségéből vizsgált konkréciókban a homokkő egykori elsődleges szemcseközi pórusait pátos kalcit tölti ki, amelynek becslült részaránya átlagosan 5–20%. A kalcitcement eredetének meghatározása szempontjából lényeges, hogy valamennyi mintában azonosítottunk bioklaszt vázelemeket, amelyek a durvább szemcseméretű üledékes egységekben (Kis-kő, Ordas-kő) sokkal gyakoribbak, mint a finomabb szemcseméretűekben (Szer-kő). Eredményeink alapján tehát a kalcitből álló cement legalább részben belső eredetű a vizsgált területen. Annak egyik elsődleges forrása a törmelékes üledékbe a lerakódásakor beágyazódó meszes héjú fossziliák

kémiaileg instabil, aragonitból álló váza lehetett, mely már a diagenézis korai fázisában (tengeri eogenezis) feloldódott, anyaga átrendeződött. A betemetődéssel erősödő kompaktációs folyamatok hatására a kalcit-héjak is oldódni kezdtek. Az üledékben található nukleációs pontok (pl. karbonátos vázelemek, karbonátos közettörmelék) körül a rendelkezésre álló ionok mennyisége és a diffúziós koncentráció-gradiensnek megfelelően mehetett végbe a kalcitcement kiválása, illetve a kongréciképződés. A diffúzió vezérelte folyamat a karbonátforrás leürülése és/vagy egy másik kongrécikó hatásterületének eléréséig tartott.

Megfigyeléseink szerint a Pétervásárai Homokkőben található glaukonitzemcsék nagy valószínűséggel áthalmozott eredetűek. A glaukonit jelentős része a karbonátos anyagú élőlények ovális metszetű vázelemüregében képződött, amit az áthalmozódás során széttört héjakból kipergett szemcsék koptatottnak tűnő alakja tükröz. FEKETE (2003) ásványtani eredményeivel összhangban úgy gondoljuk,

hogy a vizsgált területen a Pétervásárai Homokkő Formáció egyik lehetséges törmelékforrása az Egri Formáció volt, mely a Mátra és a Bükk előterében nagyobb területeken, a felszínen ma is megtalálható.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk BENCSIK Attilának (SZTE TTIK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék) a vékonycsiszolatok elkészítésében, valamint SZUROMINÉ KORECZ Andreának (MOL Nyrt.) a mikrofoszfátok meghatározásában nyújtott segítségével. Az SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén a homokkő petrográfiai munkát az Emberi Erőforrások Minisztériuma UNKP-18-4-SZTE-16 kódszámú és az Innovációs és Technológiai Minisztérium UNKP-19-4-SZTE-34 kódszámú Új Nemzeti Kiválóság Programja támogatja.

Irodalom — References

- AJTAY F. 1994: A feleki gömbkövek (kongrécikó) elterjedése, sztratigráfiai helyzete és keletkezésük ősföldrajzi feltételei. — *Múzeumi Füzetek*, Erdélyi Múzeum-Egyesület, Kolozsvár, 120–127.
- APPELO, C. A. J. & POSTMA, D. 2009: *Geochemistry, groundwater and pollution*. — 2nd edition, CRC Press, Fourth corrected reprint, 649 p. <https://doi.org/10.1201/9781439833544>
- BAJNÓCZI, B., HORVÁTH, Z., DEMÉNY, A. & MINDSZENTY, A. 2006: Stable isotope geochemistry of calcrete nodules and septarian concretions in a Quaternary 'red clay' paleovertisol from Hungary. — *Isotopes in Environmental and Health Studies* **42**, 335–350. <https://doi.org/10.1080/10256010600991045>
- BALOGH K. 1991: *Szedimentológia II*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 57 p.
- BARTA, G. 2011: Secondary carbonates in loess-paleosoil sequences: a general review. — *Central European Journal of Geosciences* **3/2**, 129–146. <https://doi.org/10.2478/s13533-011-0013-7>
- BATHURST, R. G. C. 1975: *Carbonate Sediments and their Diagenesis*. — Elsevier, Amsterdam, 2nd ed., 658 p.
- BÁLDI T. 1983: *Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 292 p.
- BÁLDI, T. 1986: *Mid-Tertiary stratigraphy and palaeogeographic evolution of Hungary*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 250 p.
- BEKE B. & FODOR L. 2014: Deformációs szalagok porózus, szemcsés kőzetekben. — *Földtani Közlemény* **144/1**, 255–274.
- BEKE, B. & FODOR, L. 2015: Separating Cenozoic deformation events in NE-Hungary based on combination of deformation band evolution and fault slip data. — *Tectonic Studies Group Annual Meeting: Programme & Abstract Volume* **22**.
- BERNER, R. A. 1980: *Early Diagenesis — a Theoretical Approach*. — Princeton University Press, Princeton, NJ.
- BJØRKUM, P. A. & WALDERHAUG, O. 1990: Geometrical arrangement of calcite cementation within shallow marine sandstones. — *Earth-Science Reviews* **29**, 145–161. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(0\)90033-r](https://doi.org/10.1016/0012-8252(0)90033-r)
- BOGGS, S. 2009: *Petrology of Sedimentary Rocks*. — Cambridge University Press, Cambridge, 600 p. <https://doi.org/10.1017/cbo9780511626487>
- DICKSON, J. 1966: Carbonate identification and genesis as revealed by staining. — *Journal of Sedimentary Petrology* **36**, 491–505. <https://doi.org/10.1306/74d714f6-2b21-11d7-8648000102c1865d>
- FEKETE J. 2003: *Felső-oligocén és alsó-miocén glaukonitos képződmények ásványtani vizsgálata*. — *Diplomamunka*, ELTE Ásványtani Tanszék, Budapest, 128 p.
- FŐZY I. & LEÉL ŐSSY SZ. 1985: Két kelet-mátrai alsómiocén konglomerátum molluszkafaunájának összehasonlító vizsgálata — *Földtani Közlemény* **115/1–2**, 181–192.
- GILES, M. R., STEVENSON, S., MARTIN, S. V., CANNON, S. J. C., HAMILTON, P. J., MARSHALL, J. D. & SAMWAYS, G. M. 1992: The reservoir properties and diagenesis of the Brent Group: a regional perspective. — In: MORTON, A. C., HASZELDINE, R. S., GILES, M. R. & BROWN, S. (eds): *Geology of the Brent Group. Spec. Publ. Geol. Soc. Lond.*, **61**, 289–327. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1992.061.01.16>
- HÁMOR, G. 1985: Geology of the Nógrád–Cserhát area. — *Geologica Hungarica series Geologica* **22**, 307 p.
- HORVÁTH G. 2007: Kőzetminőséghez kötött formák az Északi-középhegység egyes homokkőves kistájain. — In: FRISNYÁK S. & GÁL A. (szerk.): *Dr. Peja Győző emlékkönyv: A Szerencsen 2007. november 16-án megtartott emlékkonferencia előadásai*. Nyíregyháza, 57–78.
- HORVÁTH M. 1983: Az egri és novaji típusszelvények foraminifera-faunája. — *Földtani Közlemény* **113/1**, 57–79.
- HORVÁTH Z., MICHELI E., MINDSZENTY A. & BERÉNYI ÜVEGES J. 2002: Posztpannóniai környezetváltozásra utaló terepi és mikromorfológiai sajátosságok a visontai lignitösszlet fedőrétegsorában (Visonta, Észak-Magyarország). — *Földtani Közlemény* **132/különszám**, 43–51.

- KISS J. & GROSSZ Á. 1958: Konkrécióképződés és új karbonátos fácies a Mecsek-hegységi permiai pszammitos összletben. — *Földtani Közlöny* **88/4**, 416–427.
- KONRÁD, GY., SEBE, K., HALÁSZ, A. & BABINSZKI, E. 2010: Sedimentology of a Permian playa lake: the Boda Claystone Formation, Hungary. — *Geologos* **16/1**, 27–41. <https://doi.org/10.2478/v10118-010-0002-1>
- MARSHALL, J. D. & PIRRIE, D. 2013: Carbonate concretions – explained. — *Geology Today* **29/2**, <https://doi.org/10.1111/gto.12002>
- MORAD, S. 1998: Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution. — In: MORAD, S. (ed.): Carbonate Cementation in Sandstones. — *Special Publication Number 26 of the International Association of Sedimentologists*, 1–26. <https://doi.org/10.1002/9781444304893.ch1>
- NAGYMAROSY, A. & BÁLDI-BEKE, M. 1988: The position of the Paleogene formations of Hungary in the standard nannoplankton zonation. — *Annales Univ. Sci. Eotvos, Sect., Geol.* **28**, 3–25.
- SAIGAL, G. C. & BJØRLIKKE, K. 1987: Carbonate cements in clastic reservoir rocks from offshore mid Norway — relationship between isotopic composition, textural development and burial depth. — In: MARSHALL, J. D. (ed.) Diagenesis of Sedimentary Sequences. *Spec. Publ. Geol. Soc. Lond.*, **36**, 313–324. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1987.036.01.22>
- SCHOLLE, P. & ULMER SCHOLLE, D. 2003: A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis. — *American Association of Petroleum Geologist*, Tulsa, 458 p.
- SELACHER, A. 2001: Concretion morphologies reflecting diagenetic and epigenetic pathways. — *Sedimentary Geology* **143**, 41–57. [https://doi.org/10.1016/s0037-0738\(01\)00092-6](https://doi.org/10.1016/s0037-0738(01)00092-6)
- SELLÉS-MARTÍNEZ, J. 1996: Concretion morphology, classification and genesis. — *Earth-Science Reviews* **41**, 177–210. [https://doi.org/10.1016/s0012-8252\(96\)00022-0](https://doi.org/10.1016/s0012-8252(96)00022-0)
- SÜMEGI, P., GULYÁS, S., PERSAITS, G., PÁLL, D. G. & MOLNÁR, D. 2011: The loess-paleosol sequence of Basaharc (Hungary) revisited: Mollusc based paleoecological results for the Middle and Upper Pleistocene. — *Quaternary International* **240**, 191–192. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.05.005>
- SZÓCS E., HIPS K., JÓZSA S. & BENDŐ ZS. 2015: A kora-miocén Pétervásárai Homokkő diagenézis-története. — *Földtani Közlöny* **145/4**, 351–366.
- SZTANÓ, O. 1994: The tide-influenced Pétervására Sandstone, early Miocene, northern Hungary: sedimentology, palaeogeography and basin development. — *Geologica Ultraiectina* **120**, 155 p.
- SZTANÓ, O. & JÓZSA, S. 1996: Interaction of basin-margin faults and tidal currents on nearshore sedimentary architecture and composition: a case study from the Early Miocene of northern Hungary. — *Tectonophysics* **266**, 319–341.
- SZTANÓ, O. & TARI, G. 1993: Early Miocene basin evolution in northern Hungary: tectonics and eustasy. — *Tectonophysics* **226**, 485–502.
- VARGA, A., RAUCSIK, B. & BAJNÓCZY, B. 2012: Nodular calcrite from the Lower Permian Korpád Sandstone Formation (borehole Dinnyeberki 9015, Mecsek Mts, Hungary) and its palaeoenvironmental significance. — *Földtani Közlöny* **142/4**, 375–378.
- VASS, D. & ELEČKO, M. 1992: *Vysvetlivky ku geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1:50 000*. — Geol. ústav D. Štúra, 7–196.
- WALDERHAUG, O. & BJØRKUM, P. A. 1998: Calcite cement in shallow marine sandstones: growth mechanisms and geometry. — *Spec. Publs int. Ass. Sediment.* **26**, 179–192. <https://doi.org/10.1002/9781444304893.ch8>
- WILKINSON, M. & DAMPIER, M. D. 1990: The rate of growth of sandstone-hosted calcite concretions. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 3391–3399. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90293-t](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90293-t)
- YOSHIDA, H., UJIHARA, A., MINAMI, M., ASAHARA, Y., KATSUTA, N., YAMAMOTO, K., SIRONO, S., MARUYAMA, I., NISHIMOTO, S. & METCALFE, R. 2015: Early post-mortem formation of carbonate concretions around tusk-shells over week-month timescales. — *Nature Scientific Reports* **5**, <https://doi.org/10.1038/srep14123>
- Kézirat beérkezett: 2019. 10. 16.