

A felszínmozgás zónájában előforduló üledékes kőzetek ásványos összetételének és fizikai tulajdonságainak vizsgálata Kulcs területén

UDVARDI B.^{1@}, KOVÁCS I.^{2&}, KÓNYA P.², VATAI J.², KOLOSZÁR L.², FEDOR F.³, ÁCS P.³,
MIHÁLY J.⁴, NÉMETH CS.⁴, DEÁK ZS. V.², FÜSI B.², SZALAI Z.¹, SZABÓ CS.¹,
FALUS GY.², FANCSIK T.²

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

²Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

³Geochem, Földtani és Környezetvédelmi Kutató, Tanácsadó és Szolgáltató Kft., 7761 Kozármisleny, Viola u. 55.

⁴MTA TTK, 1117 Budapest, Magyar tudósok körútja 2.

@E-mail: udvbeatrice@gmail.com

&Levelező szerző, e-mail: kovacs.istvan.janos@mfgi.hu

A felszínmozgás által érintett hazai területek között kiemelt jelentőségű Budapeستől délre a Dunát kísérő magaspárt, mert egyes szakaszainak mozgásveszélyessége érinti a partközeli településeket. Ebből adódóan már évtizedek óta vizsgálják a szakemberek a kiváltó okokat és a partszakaszok stabilizálásának lehetőségeit. A Magyar Földtani és Geofizikai Intézetben (MFGI) jelenleg is zajló felszínmozgás térképezése részeként került sor a mozgások által fokozottan érintett területek terepi szemléjére és *in situ* vizsgálatára, amelyeket laboratóriumi mérésekkel egészítettünk ki.

Jelen munka az egyik ilyen kiemelt területen szerzett anyagvizsgálati tapasztalatokat összegzi. Kulcs településen a korábbi felszínmozgások után egy részlegesen helyreállított, de a terepi megfigyelések alapján mozgásra utaló jelenségeket mutató, vízvívárgásokkal határolt partszakaszon a Dunával párhuzamos és arra merőleges szelvény mentén mélyített fúrások üledékes kőzeteiben vizsgáltuk a szövetet, szemcseméretet és ásványos összetételt. A fúrásokból és a felszínről begyűjtött minták alapján ítélve a mozgásveszélyes területen a löszbe települő paleotalajoknak és az alatta elhelyezkedő vörös agyagnak jelentős szerepe lehet a felszínmozgások kialakulásában.

Udvardi, B., Kovács, I., Kónya, P., Vatai, J., Koloszá, L., Fedor, F., Ács, P., Mihály, J., Németh, Cs., Deák, Zs. V., Fűsi, B., Szalai, Z., Szabó, Cs., Falus, Gy., Fancsik, T.:
**Physical properties and mineral composition of sediments from sliding zone at
Kulcs area**

The high bluff along the River Danube, south of Budapest, is of prime importance among landslide sensitive areas of Hungary. This is because villages, located on the high bluff close to the Danube, are affected by active movement hazard. Therefore, experts have been dealing with the causes of landslides and the stabilizing attempts of the riverbank for decades. In the present campaign undertaken by the Geological and Geophysical Institute of Hungary, field survey, *in situ* tests and laboratory measurements were made on an area in village Kulcs affected by active movements.

This paper summarizes the results of material investigations. Boreholes were drilled parallel and perpendicular to the river bank, where the landslide affected area is bordered by springs. This site was partially stabilized after the latest sliding event, however, indications of ongoing movements have been identified during field observations. Texture, grain size distribution and mineral composition of sediment samples from drilling and surface samples were measured. These samples show that paleosoils in loess and underlying red clay may have important role in the initiation of slidings.

Beérkezett: 2014. június 24.; *elfogadva:* 2014. október 2.

Bevezetés

A felszínmozgás kutatása a tagolt térfelszín és a környezethez képest megváltozott geológiai–hidrogeológiai viszonyok miatt a geofizika speciális feladatai közé tartozik. A terep adottságaitól és a felszínmozgás típusától függően a geofizika széles eszköztára alkalmazható (Bichler et al. 2004).

Hazánk területén előforduló felszínmozgások térbeli viszonyainak megismerésében – jellegzetességeiket figyelembe véve – elsősorban a szeizmikus reflexió, vertikális elektromos szondázás, elektromos ellenálláson alapuló tomográfia (ERT), spontán potenciál, földradar módszerek és a szeizmikus zaj mérése nyújtanak hasznos információt (Jongmans, Garambois 2007). Azonban mindegyik módszer egyik fontos alapkövetelménye, hogy a megfelelő mérési körülmények megválasztása mellett (térfelszín, évszak, felbontás, jel/zaj viszony) a szignifikáns – elektromos, szeizmikus – tulajdonságok értelmezéséhez elegendő ismerettel rendelkezünk a mozgó terület földtani viszonyairól (McCann, Forster 1990).

A felszínmozgásban részt vevő üledékes kőzetek jobb megismerése a kulcsi felszínmozgások esetében is jelentősen előremozdítaná a geofizikai eredmények értelmezését. Ezért e munkában kívánjuk összefoglalni, hogy az elmúlt néhány évben milyen anyagvizsgálatokat végeztünk Kulcson, és hogy az eredmények hogyan járulnak hozzá a felszínmozgások kutatásához, valamint a terület geofizikai vizsgálatainak – és a felszínmozgások szerkezetének – értelmezéséhez.

A szakirodalomban fellelhető dokumentációk alapján geofizikai vizsgálatok Kulcs középső részén (Hullám utca, Deák Ferenc utca) történtek. Prodán et al. (2013) vertikális elektromos szondázással kimutatta, hogy a felszínmozgásos terület alatt mintegy 10–20 m mélységben egy horizontálisan és vertikálisan is jól lehatárolható nagyobb fajlagos ellenállású térrész ($>200 \Omega\text{m}$) jelenik meg, ami homok, kavics vagy valamilyen homokos kavicsos, esetleg murvás iszapos összetételű képződményre utalhat. E zóna felett feltételezhető (kb. 8–10 m mélységben) több csúszólap megjelenése is a korábbi mérnökeológiai vizsgálatok (fúrások, statikus szondázás) alapján. Az e területen létesített fúrások maganyagát tekintve a gyengeségi zónákat a leírás szerint sárgásbarna homokos iszapban, sovány agyag felett azonosították (Farkas 2011). Azonban az üledékes kőzetek gyakori váltakozása, a geoelektromos szondázás inverziójának nehézségei és a felbontás miatt a csúszó zóna – mint inhomogenitás – nagyobb üledékes kö-zethatárhoz kötődése további vizsgálatokat igényel, elsősorban a mozgásban részt vevő üledékes kőzetek lehatárolása és ásványos összetételük tekintetében.

A felszínmozgás által érintett magaspartokon a legtöbb esetben a fizikai paraméterek (kohézió, nyírás ellenállás) vizsgálata mellett általában nem készítenek anyagvizsgálatokat. Például, a legtöbb esetben nincs adat a mozgásveszélyes földtömeg rétegeinek mésztartalmára vonatkozóan (Balogh et al. 2014). A csúszólapok környezetének

ásványos összetételéről is mindössze néhány hazai közlemény született (Borsy, Szöör 1981, Bidló 1983, Zelenka et al. 2005). Ezért a kulcsi felszínmozgás kapcsán felvetődött kérdések tisztázásán túl anyagvizsgálataink módszertani szempontokat szolgáltatnak hasonló, felszínmozgások által potenciálisan veszélyeztetett területek kutatásaihoz.

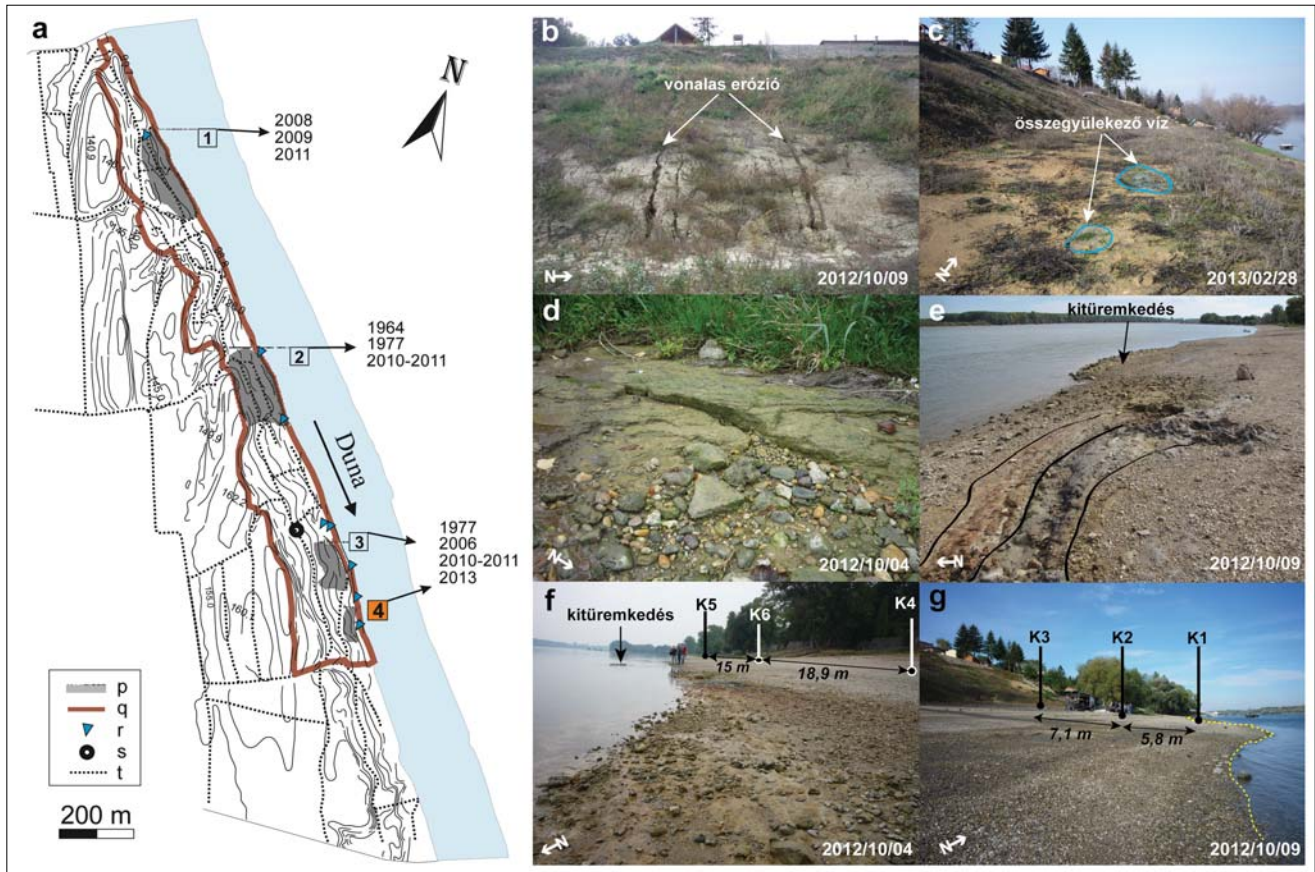
Kulcs környezetének geológiai háttere

Kulcs település a Duna jobb partján elterülő Pentelei-löszplató magaspartján, a Mezőföld keleti határán helyezkedik el, Rácalmástól északra. A terület földtani felépítését a térségben telepített fúrásokból és a felszínen található földtani képződményekből ismerjük. A mintegy 1000 m mélyen elhelyezkedő miocén korú márga, mészkő és törmelékes mészkő fölé uralkodóan agyag, folyóvízi homok, homokkő alkotta felső pannóniai rétegsor települ. A fiatalabb képződményeket a pleisztocén lösz és löszszerű üledékes kőzetek, deluviális üledékek, futóhomok és holocén korú öntés-homok és öntésiszap alkotja. A felső pannóniai térszínre – geomorfológiai adottságaitól függően – települő pleisztocén lösz összlet (35–50 m) változó vastagságú és kifejlődésű: a magaspart háttérében 110–115 mBf magasságban van, míg a magaspart előterében a Duna szintjében valószínűsíthető (Rónai et al. 1965).

A kulcsi felszínmozgások területi jellemzése és okai

A kulcsi felszínmozgások a megfigyelések alapján az előtérrel rendelkező összetett csúszólapú partrogyások és suvadások csoportjába tartoznak (Fodor et al. 1968). A jelentősebb mozgásokat már az 1970-es évektől kezdve dokumentálták a területen (1a. ábra). A térképezés során négy olyan területet határoltak le, ahol aktív felszínmozgásokra utaló jeleket azonosítottak, azonban a magaspart egészét potenciálisan felszínmozgás-veszélyesnek minősítették (FTV 1979, Farkas 2011). Del Ventisette et al. (2013) vizsgálatai arra is rámutattak, hogy a négy lehatárolt terület néhány mm/év sebességű mozgással jellemezhető, de rendszerint a szakadólap kialakulásával párhuzamosan hirtelen gyorsuló (cm/nap) mozgások is azonosíthatók.

A terepi megfigyelések alapján a felszínmozgások egy 70–170 m széles és 290–530 m hosszú területre terjednek ki, a megcsúszott területek becsült térfogata 15000–45000 m³, ami hazai viszonylatban kiemelkedő. A helyszíni megfigyelések és a véges elemes állékonyságvizsgálatok szerint a csúszó felület összetett, jellemzően egy íves és egy sík szakaszból áll (Farkas 2011, Takács 2012). Főleg a vastag löszös területeken található a legaktívabb omlásos és csuszamlásos területek. A csúszó felület alsó, sík szakasza a pannon–pleisztocén határon lévő üledékes kőzetekben halad (Rónai et al. 1965).



1. ábra A kulcsi magaspart nagyobb mozgásai a XX. század folyamán (Rónai et al. 1965, Juhász 1999, Kleb, Schweitzer 2001, Farkas 2011 nyomán). a) A település környezetében lehatárolható felszínmozgásos területek (1–4). *Jelkulcs:* p) megcsúszott terület, q) felszínmozgás veszélyes terület, r) források, s) kút (162 m), t) úthálózat. A b–g ábrák a vizsgálati területet (4-es számmal jelölve a térképen) mutatják be. A d) ábrán a 2. és 3. terület között kibukkanó homokkő látszik a Duna partján. Az f–g ábrák a fúrások (K1–6) elhelyezkedését szemléltetik

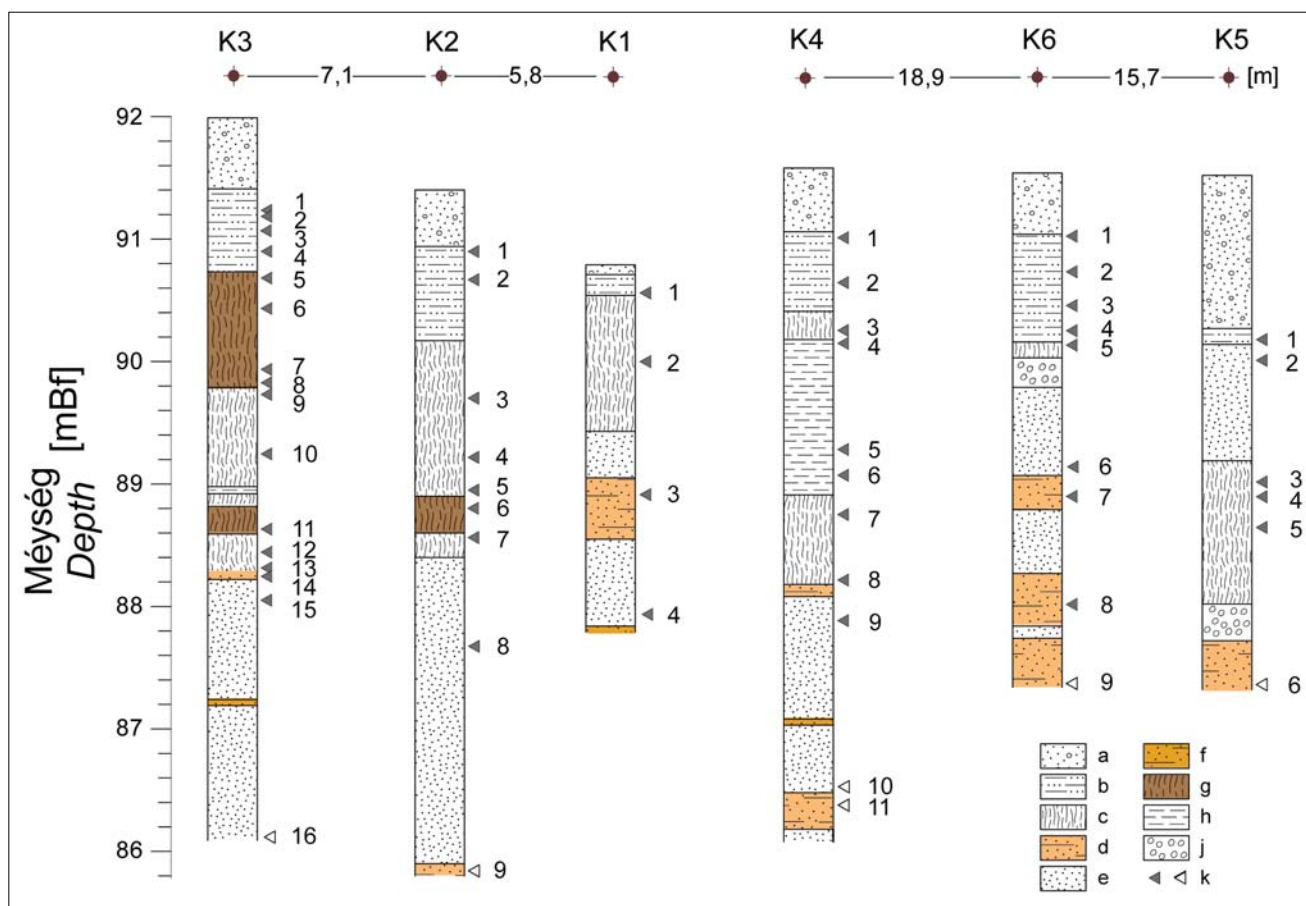
Figure 1 Considerable mass movements of Kulcs high bluff along the Danube in the 20th century (after Rónai et al. 1965, Juhász 1999, Kleb, Schweitzer 2001, Farkas 2011). a) Landslide areas in the vicinity of Kulcs (1–4). *Legend:* p) slipped area, q) landslide-prone area, r) springs, s) well (162 m), t) road network. Panels b–g represent the study site (marked with 4 on the map). Panel d shows the sandstone between area 2 and 3 on the Danube riverbank. Panels f–g show the location of boreholes (K1–6)

A felszínmozgások kialakulásában a háttérből (Ny felől) a Duna felé áramló felszín alatti vizek és a Duna közötti hidrodinamikai kapcsolat valószínűsíthetően hasonlóan jelentős szerepet játszik Kulcson (FTV 1979), mint a Duna más felszínmozgásokkal érintett szakaszain (pl. Dunaszekcső, Újvári et al. 2009). Közvetlenül, idősoros mérésekkel azonban ez idáig ezt nem igazolták. Emellett az antropogén vízhasználat is jelentős tényező (szennyvízszikkasztás, víznyomócsövek károsodása, mezőgazdasági területek öntözése) a felszínmozgások kialakulásában, mert a víz koncentráltan juthat a csúszó felület közelébe. Ezt a település déli részén (rég neve Üdülőtelep) végzett korábbi vízkémiai eredményekben észlelték (FTV 1979). A felszínmozgások gyakorisága is főleg ezen a beépített területén nőtt meg az utóbbi néhány évben (1a. ábra, 3. és 4. terület). Ezért ezen a területen – felszíni és fúrásból vett mintákon –, a folyóparton kibukkanó mozgó földtömeg alsó zónájának jellemzése céljából végeztünk geotechnikai, közetfizikai és fázisanalitikai vizsgálatokat.

A mintavételi terület és a mintavételezés bemutatása

A mintavételi terület Kulcs legdélebbi részén helyezkedik el, ahol – a fokozódó beépítéssel együtt – 1977 óta dokumentálhatók kisebb-nagyobb felszínmozgások (1a. ábra, 4. terület). Ezen a területen a mozgások által érintett földtömeg mintegy 70 m széles és 290 m hosszú, északról és délről is a folyóparton vízkilépések határolják le. A Duna irányában áramló víz és csapadék a rézsút gyengíti (1b–c. ábra) főleg azokon a területeken, ahol a magaspart aljában nem jelenik meg közel vízszintes dőléssel vékonypados homokkő (1d. ábra).

Ezen a területen a csúszólap Ny–K-i irányban a felszíntől számítva 8,3–3,3 m mélyen puha barnássárga murvás, illetve szürke iszapban feltételezhető (Farkas, 2011). A 2011. évet követő mozgások eredményeként azonban a csuszamlás alsó szakasza a Duna partján is kibukkan, ezért közvetlenül tanulmányozható a felszínmozgás határzónája (1e. ábra). Ebből a zónából 3–7 m mélységben vettünk magmintákat. 3 fúrást (Eijklkamp-típusú ütvefúró) létesít-



2. ábra A folyópartra merőlegesen (K1–3) és párhuzamosan (K4–6) mélyült fúrásokban azonosított üledékes kőzetek. *Jelkulcs:* a) kavics, feltöltés, b) fluviális üledék, c) lösz, d) vályogzóna, e) homok, f) homokkő, g) paleotalaj, h) vörös agyag, j) mészkavicsos zóna, k) mintavételi helyek (fekete háromszög: folyamatos mintázás, üres háromszög: spirál fúrószárról)

Figure 2 The sediments identified in parallel (K1–3) and perpendicular (K4–6) sections of boreholes to the riverbank. *Legend:* a) gravel, landfill b) fluvial sediment, c) loess, d) loamy zone, e) sand, f) sandstone, g) paleosol, h) red clay, j) calcareous gravelly zone, k) sampling sites (black triangle: continuous sampling, empty triangle: samples from spiral drill pipe)

tettünk a folyóparttal párhuzamosan, míg másik 3 fúrást arra merőlegesen (*1f–g. ábra*). Egy fúrást (K5) a még mozgások által nem érintett déli területre mélyítettünk. Ahol keményebb kőzetben elakadt a fúrás, ott spirál-fúróval (Borro) folytattuk a műveletet. Egy-egy mintát vettünk a fúrásokban megfigyelt üledékegységekből és a szemmel látható üledékváltások határáról (*2. ábra, 1. táblázat*). A felszínen található üledékekről (*1e. ábra*) és a K4 fúrásból származó néhány fúrás minta infravörös spektrometriai vizsgálatának eredményét egy korábbi tanulmányban közzöltük (Udvardi et al. 2013).

Anyagvizsgálati eljárások

Az *1. táblázatban* tüntettük fel, hogy mely mintákból milyen vizsgálatok készültek. A szemcseméretet lézeres diffrakción alapuló készüléssel és hozzá tartozó szoftverrel (Horiba Partica 950V2 típusú lézer granulométer) határoztuk meg. A mintákat Na-pirofoszfátos oldatban, ultrahangos rázatást követően elemeztük. A méreteloszlást térfogat%-ban adtuk meg és háromszög diagramon ábrázoltuk.

A fázisanalitikai vizsgálathoz a laza, könnyen széteső mintákat $63 \mu\text{m}$ alá szitáltuk. Kutatásaink során a fúrásban azonosított üledékes kőzetek jellemzésére csillapított totál-reflexiós infravörös spektrometriai módszert (egyreflexiós Specac Golden Gate ATR feltétellel felszerelt Varian 2000 FTIR infravörös spektrométer) használtunk. A mintákat a mérés előtt 80°C -on kiszáritottuk. Az ásványokhoz rendelhető sávok és a karakterisztikus infravörös sávterületek meghatározásához az OPUS 6.5 infravörös spektrumkiértékelő szoftvert használtuk. Az egyes ásványokra jellemző sávterületekben mért infravörös fényelnyelés alapján meghatároztuk a sávterületeket, amelyek egy-egy ásványcsoportnak a változékonyságáról nyújtanak információt. Rögzített hullámszámtartomány-határokat választottunk, a kaolinitra jellemző 3697 cm^{-1} infravörös sáv kivételével, amelyet a vállalaktól függően egyedi tartományban értékelünk ki. A minták ásványos összetételét röntgen-pordiffrakcióval (Philips PW 1730 diffraktométerrel) határoztuk meg. A felvételek 40 kV gyorsítófeszültség és 30 mA áramerősség mellett, grafit monokromátorral, $2^\circ 2\theta/\text{perc}$ goniómétersebességgel a $2\text{--}66^\circ 2\theta$ tartományban készültek. A teljes minta és a leválasztott $2 \mu\text{m}$ -nél kisebb frakció (Stokes-féle

1. táblázat A fúrásokból vett minták és a vizsgálati módszerek (2–3 oszlop, fehér cellák: nem vizsgált). Mintákat folyamatos fúrásból (fekete háromszög) és a spirál fúrószárról (üres háromszög) is vettünk. A mintacsoportok jelölése (b–h) a 2. ábra szerint. 2: szemcseméret elemzés, 3: röntgen-pordiffrakció. Infravörös spektrometriai mérés mindegyik mintából történt

Table 1 Samples from boreholes and observation methods (Columns 2–3, white cells: not measured). Samples were taken from continuous section of boreholes (black triangle) and from spiral drill pipe (empty triangle). The legend of sample types (b–h) is given after Fig. 2: grain size analysis, 3: X-ray powder diffraction. Infrared spectrometry measurement was performed on each sample

Mintaazonosító Sample ID	Mélységköz [m] Depth [m]	1	2	3
K1-0	felszín	◁	b	
K1-1	0,21–0,25		b	
K1-2	0,77–0,8	◀	c	
K1-3	1,84–1,88		d	
K1-4	2,80–2,83		e	
K2-1	0,50–0,53		b	
K2-2	0,73–0,76		b	
K2-3	1,69–1,73		c	
K2-4	2,12–2,15	◀	c	
K2-5	2,52–2,55		c	
K2-6	2,64–2,68		g	
K2-7	2,82–2,87		c	
K2-8	3,73–3,78		e	
K2-9	5,5	◁	d	
K3-1	0,78–0,82		b	
K3-2	0,83–0,88		b	
K3-3	0,92–0,96		b	
K3-4	1,08–1,12		b	
K3-5	1,26–1,30		g	
K3-6	1,57–1,62		g	
K3-7	2,03–2,07		g	
K3-8	2,15–2,17	◀	g	
K3-9	2,26–2,29		c	
K3-10	2,77–2,80		c	
K3-11	3,39–3,43		g	
K3-12	3,58–3,61		c	
K3-13	3,71–3,74		c	
K3-14	3,78–3,81		d	
K3-15	3,90–3,93		e	
K3-16	5,9	◁	e	
K4-1	0,55–0,60		b	
K4-2	0,94–0,98		b	
K4-3	1,31–1,35		c	
K4-4	1,41–1,46		h	
K4-5	2,26–2,34	◀	h	
K4-6	2,49–2,53		h	

1. táblázat (folyt.)
Table 1 (cont'd)

Mintaazonosító Sample ID	Mélységköz [m] Depth [m]	1	2	3
K4-7	2,78–2,88	c		
K4-8	3,42–3,46	c		
K4-9	3,69–3,74	e		
K4-10	5,1		e	
K4-11	5,2–5,4	◁	d	
K5-1	1,34–1,37	b		
K5-2	1,50–1,54	e		
K5-3	2,50–2,54	◀	c	
K5-4	2,62–2,66		c	
K5-5	2,87–2,91		c	
K5-6	4,2	◁	d	
K6-1	0,52–0,58		b	
K6-2	0,81–0,84		b	
K6-3	1,08–1,11		b	
K6-4	1,29–1,34		b	
K6-5	1,37–1,40	◀	c	
K6-6	2,37–2,41		e	
K6-7	2,64–2,67		d	
K6-8	3,52–3,56		d	
K6-9	4,2	◁	d	

törvényen alapuló ülepitéses eljárással) légszáraz felvételeit is felvettük. Majd a 2 µm-nél kisebb frakcióból az etilén-glikolos kezelés után (45 °C/6 h) és hevítés (490 °C/4 h) után ismét megvizsgáltuk a mintákat, így az agyagásványok és a kevert szerkezetek elkülöníthetővé váltak egymástól. Az ásványos összetételt az egyes ásványokra jellemző reflexiók relatív intenzitása alapján, az ún. kísérleti korundfaktorok alapján számítottuk (Klug, Alexander 1954). Az agyagásványok és kevert szerkezetek azonosításában Thorez (1976) leírásait követtük. A szemektitet a 001 bázis-reflexió 17 Å értékre való jellegzetes duzzadása alapján különítettük el (Mac Ewan 1946). A kaolinit/klorit elkülönítése és mennyiségi meghatározása a 3,55 és 3,58 Å-ös csúcsok arányai alapján történt. A félmenyiségi összetételt az XDB Power Diffraction Phase Analytical System 2.7 szoftverrel értékeltük ki. A fázisanalitikai vizsgálatok eredményét box-whisker diagramokon ábráztuk. Az értékek átlagát, az alsó (25%-os) és felső (75%-os) kvartilis értékeket, valamint a maximum- és minimumértékeket is feltüntettük. Az eredményeket mintacsoportok szerint (szürke fluviális üledék, lösz, paleotalaj, vörös agyag, homok, homokba települő vályogzónák) mutatjuk be.

A geotechnikai paramétereket 4 mintacsoport egy-egy jellegzetes törmelékmintáján (fluviális üledék, lösz, vörös agyag és homokkő) határoztuk meg. A vázsűrűséget He-piknometriás módszerrel (Quantachrome Penta-

pyc 5200e (PPY-30T) pentapiknómetérral), a fajlagos felületet, a pórustorok-méreteloszlást és a porozitást jellemző paramétereket Hg-porozimetriával (Quantachrome Poremaster-60 GT higany poroziméterrel) és fiziszorpcióval (Quantachrome Autosorb-1-MPV) határoztuk meg.

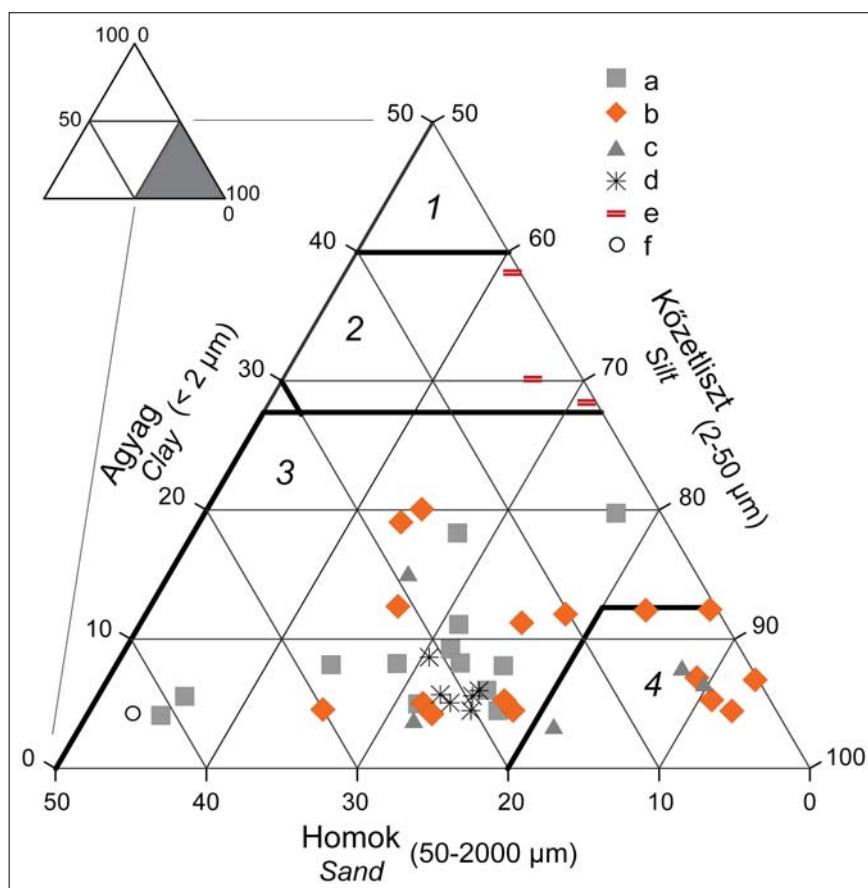
Eredmények és diszkusszió

Kulcs déli területén megjelenő üledékes kőzetek általános jellemzése

A fúrásokban és a felszínen is a rézszű kialakításával létrejött feltöltés és a Duna barna-barnássárga középszemcsés homokos, kavicsos üledéke helyezkedik el (2. ábra). Mélyebben szürke-szürkésbarna színű laza, csillámokat tartalmazó fluviális üledék található. A felszínen ebből az üledékből pont- és vonalmenti szivárgások észlelhetők. Alatta sárga-sárgásbarna, helyenként keményebb, konkréciókat tartalmazó finomszemcsés üledékes kőzet, lösz települ. Makroszkópos bélyegeit tekintve limonitos elszíneződést mutat. Felső sza-

kaszán többnyire fehéressárga színű, széteső, finom szemcseméretű, csillámos megjelenésű, míg alsó szakaszán fokozatosan tömörebb szerkezetűvé válik, cm-es méretű konkréciókat tartalmaz, és lemezes szerkezetű. A löszben sötétebb színű, sárga-világosbarna színű vékony (10–50 cm-es) paleotalajszintek, foszlányok is felismerhetők. Két fúrásban (K3, K4) és a felszínen vörös agyag is megjelenik (1e., 2. ábra). A paleotalajszintek és az agyagosabb zóna sem jelenik meg mindegyik fúrásban. Ez adódhat abból, hogy a terület többszöri csuszamlása során az üledékes kőzetek eredeti helyzetükből áthelyeződtek, és a lassú mozgás hatására elnyíródtak. Ezen egységek felett képlékenyebb, nedves üledéket észleltünk a fúrás felnyitásakor (a K2, K3 és K4 fúrásban). Hasonló tapasztalatokat Bendefy (1972) munkájából is ismerünk. Vizsgálatai szerint Rácalmás és Kisapostag között a lösztakaró alatti vörös agyag és a löszkötegek közötti vályogövezetek fölött alakultak ki csuszamlások.

A lösz alatt csillámos, laza, széteső homok található, amelyet néhány cm-es, helyenként sárga, finomabb szemcsés, vályogos betelepülések tagolnak. Ebben az egységben sárga csillámos, erősen cementált homokkővet találtunk, amelyet keménysége miatt spirál fúrószárral tudtunk átfúrni. Ezért



3. ábra A szemcseméret elemzésből származó frakciók megoszlása (térfogat%) a textúra diagramon. *Jelkulcs:* a) fluviális üledék, b) lösz, c) vályogzóna, d) paleotalaj, e) vörös agyag, f) homok

Figure 3 Distribution of grain size fractions from particle analysis (vol.%) in the textural triangle. *Legend:* a) fluvial sediment, b) loess, c) samples from loamy zones, d) paleosoil, e) red clay, f) sand

ezen a fúrászakaszokon, mélyebben a spirál fúrószárról vettünk mintát. Hasonló képződmény csak a mintavételi területtől északra található meg közvetlenül a felszínen (*1d. ábra*). Ez a homokkővet és vályogos zónákat is magában foglaló homokos egység valószínűsíthetően a település közepső részén (*1. ábra*, 2. terület) a geofizikai vizsgálatokkal (Prodán et al. 2013) azonosított nagy fajlagos ellenállású zónával hozható kapcsolatba.

A K5 és a K6 fúrás ugyan mindössze 15 m-re helyezkedik el egymástól, azonban az ezekben található üledékes kőzetek igen eltérő vastagságúak, és ebben a két fúrásban egy mészkavicsos zóna is kimutatható, amely a két fúrásban eltérő mélységben helyezkedik el (*2. ábra*).

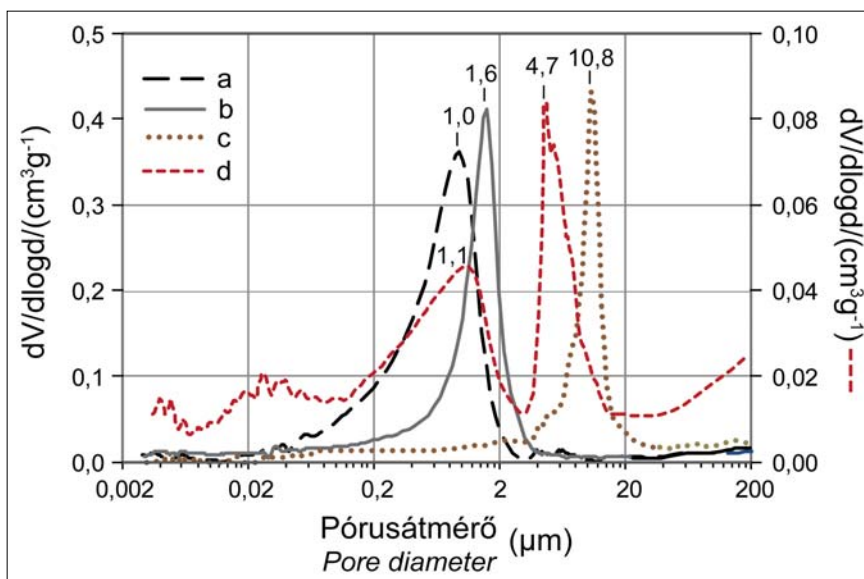
A felszínen és a fúrásokban azonosított üledékes kőzetek geotechnikai, köztfizikai tulajdonságai

Az üledékes kőzetek szemcseméretében a kőzetliszt dominanciája jellemző, általában a durva (31–63 µm) és a közepes kőzetliszt frakció (16–31 µm) aránya teszi ki a minták közel 40%-át. Ennek megfelelően a minták homokos iszap és iszap textúrájúak. Lényegi eltérés ettől a paleotalaj és a vörös agyagban tapasztalható, ahol a nagyon finom kőzetliszt (4–8 µm) és az agyagfrakció (<2 µm) az uralkodó (*3. ábra*). A homok/agyag frakció aránya a mélységgel kissé csökken, a paleotalaj és vörös agyag szintjében (89–90 mBf) általában kisebb.

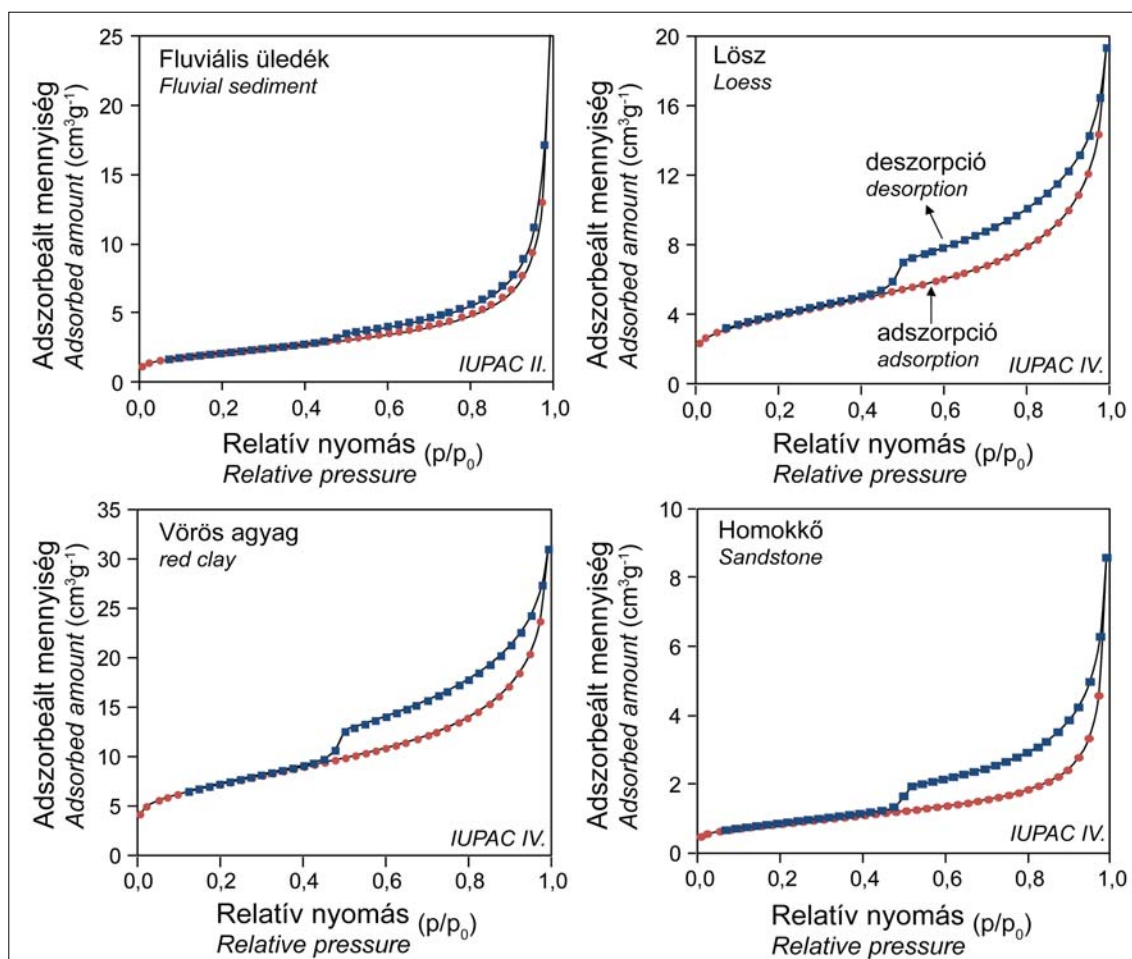
A He-piknometriás mérések alapján a lösz $2,6757 \pm 0,0002 \text{ g/cm}^3$, míg a homokkő $2,7015 \pm 0,0017 \text{ g/cm}^3$ vázsűrűséggel rendelkezik. A legnagyobb sűrűséggel a szürke fluviális üledék rendelkezik ($2,7300 \pm 0,0009 \text{ g/cm}^3$), míg a legkisebb sűrűsége a vörös agyagnak ($2,6471 \pm 0,0013 \text{ g/cm}^3$) van.

A Hg-porozimetriás mérésekből meghatározott fajlagos felület a lösz esetében bizonyult a legnagyobbknak ($7 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$). A fluviális üledék és a vörös agyag ($6 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$) hasonló fajlagos felülettel rendelkezik. A legkisebb fajlagos felületet a homok esetében ($2 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$) kaptuk. Ezek a fajlagosfelület-értékek a mezo- és makropórus tartományhoz rendelhetők (*4. ábra*). A szürke fluviális üledék, lösz és homok egy-egy maximummal rendelkezik a makropórus tartományban. A legnagyobb pórusmérettel a homokkő rendelkezik, ezért a nagy porozitása (37,18%) a másik három üledékes kőzettípushoz képest nagy kompresszibilitással ($5,87 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$) társul. A szürke fluviális üledékminta esetén széles a beáramlási tartomány. Ennél a mintánál a legkisebb a meghatározott pórusstorokméret (0,93 µm), amely a nagy porozitással (42,79%) együtt kavernákra, palack alakú pórusokra utal. A kisebb pórusméret és a palack alakú pórusok együttesen járulnak hozzá a homokkőnél kisebb kompresszibilitási tényezőjéhez ($3,16 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$). Hasonló kompresszibilitási értékeket vesz fel a lösz ($1,87 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$) és a vörös agyag ($2,23 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$) is, azonban ez utóbbi porozitása (20,98%) jóval kisebb, mint a löszé (37,18%). A K4 fúrásból származó vörös agyag esetén három maximum (0,027, 1,1 és 4,7 µm) is látható, a harmadik maximuma a mezopórus tartományban van.

A fiziszorpciós vizsgálatok alapján a pórusméretek nem mutatnak határozott eloszlást (*5. ábra*). A vörös agyagnál kisebb maximumok a 10 nm-nél kisebb tartományban vannak. Ezek száradási repedésekhez köthetők. A lösz, vörös agyag és homok adszorpciós–deszorpciós izotermái IUPAC (International Union of Pure and Applied Chemistry) besorolás szerint a IV. típusú izotermához mutatnak hasonlóságot (Sing et al. 1985). Ez az izotermatípus a mikropórusos (0–2 nm) és a mezopórusos (2–50 nm) anyagokra jellemző.



4. ábra | A Hg-porozimetriás mérésekből származó pórusméret-eloszlás a pórusátmérő függvényében. *Jelkulcs:* a) fluviális üledék, b) lösz, c) homokkő, d) vörös agyag
Figure 4 | Pore size distribution vs. pore diameter by Hg-porosimetry. *Legend:* a) fluvial sediment, b) loess, c) sandstone, d) red clay



5. ábra A fluviális üledék, lösz, vörös agyag és homok N_2 adszorpciós–deszorpciós izotermái az adszorbeált gáz térfogatának ($cm^3 g^{-1}$) függvényében (standard körülményekre átszámolt értékek). A fiziszorpciós mérések alapján makropórusos szerkezet (IUPAC II. típus), valamint mezo- és mikropórus jellegét is mutatnak (IUPAC IV. típus) az üledékes kőzetek

Figure 5 Adsorption–desorption isotherms of N_2 in fluvial sediment, loess, red clay and sand. According to the physisorption measurements, one sediment type while macroporous (IUPAC type II) and containing meso- and micropores (IUPAC type IV)

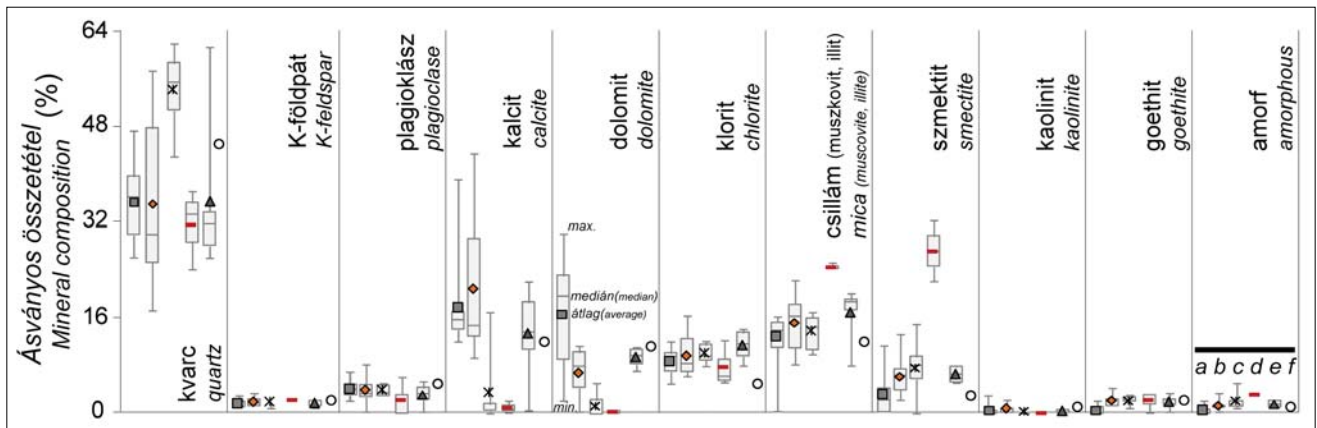
A CO_2 gázzal mért izotermák adataiból meghatározott mikropórusok felülete a vörös agyagminta esetében ($14 m^2/g$) kétszer nagyobb, bizonyult, mint a homokkő ($7 m^2/g$) esetében, de a lösz mikropórusfelülete ($11 m^2/g$) is jelentős. Mivel az adszorpciós és a deszorpciós ág párhuzamosan fut egymással, ezért a hiszterézishurok alakja az IUPAC rendszer szerinti besorolásnak megfelelően lemezes-réses szerkezetre, rés alakú pórusokra utal (Condon 2006) a lösz, vörös agyag és homokkőben. A szürke fluviális üledékminta a II. típusba tartozik az IUPAC besorolás szerint, amely a nem pórusos vagy makropórusos anyagokra jellemző. Izotermája alapján 2 nm-nél kisebb pórusokat nem tartalmaz, azaz nincsenek mikropórusai.

Összefoglalva, a vizsgálati eredmények arra utalnak, hogy a laza, nagy porozitású üledékes kőzetek állékonysága víz hatására jelentősen leromolhat, különösen igaz ez a mikro- és mezopórusos egységekre (lösz, homok), mert a leszivárgó víz visszatartása a mikro- és mezopórusokban történik.

Az üledékes kőzetek teljes ásványos összetétele

A vizsgált minták mintegy felét, harmadát kvarc és karbonátásványok (kalcit és dolomit) – a paleotalajtól és a vörös agyagtól eltekintve – alkotják (6. ábra). Emellett jelentős mennyiségben fordul elő klorit- és csillámfázis (muszkovit vagy illit a 10 \AA reflexió szélessége alapján), sorrendben 7–12% és 10–24%. Általánosan előforduló járulékos elegyrészként a földpátok mindössze 5% körüli mennyiségben vannak jelen. A goethit kis mennyiségben (<4%) azonosítható. Másodlagos fázisként gipsz (<1%) is megjelenik néhány mintában (K2-2, K2-3, K2-4, K2-6, K3-8, K3-13, K5-4, K6-6). A fluviális üledékből (K1-0, K6-2) és a löszből (K3-13, K4-8) származó 2-2 minta esetében amfibol is kimutatható. Egy mintában (K3-1) pirit (1%) is azonosítható. A minták amorf fázisának részaránya kisebb, mint 5%. Mélység szerint a karbonátásványok és a szmektit mutatják a legnagyobb változékonyságot.

A vizsgált magminták közül jellemzően a szürke fluviális üledék tartalmazza a legtöbb karbonátot, míg a paleotala-



6. ábra | Az egyes mintacsoportok ásványos összetétele a röntgen-pordiffrakció alapján. *Jelkulcs:* a) fluviális üledék, b) lösz, c) paleotalaj, d) vörös agyag, e) vályogzónából származó minta, f) homok
Figure 6 | Averaged mineral composition of sample groups by X-ray powder diffraction. *Legend:* a) fluvial sediment, b) loess, c) paleosoil, d) red clay, e) sample from loamy zone, f) sand

jokban és a vörös agyagban mindössze néhány százalékra becsülhető a karbonátok mennyisége. A szürke fluviális üledék mélyebb szakaszain – a K3, K4, K6 fúrásban – a dolomit mennyisége kisebb, és ezért a kalcit/dolomit arány nagyobb értéket vesz fel, de a dolomit mennyisége általánosan is nagyobb a fúrásszakaszok felső részén, mint az alsó felében. A rétegszilikátok mennyiségét tekintve a szürke fluviális üledék mintái alapján a csillám > klorit > szmektit > kaolinit sorrendje állítható fel. A csillám a félértékszélesség alapján (<0,30) muszkovitnak tekinthető.

A löszből vett minták átlagos karbonáttartalma (29%) néhány százalékkal kisebb, mint a szürke fluviális üledékből vett mintákéi (35%), ellenben a kalcit mennyisége (kalcit > dolomit) szélesebb tartományban változik. Elsősorban a kalcitra jellemző, hogy a mélységgel csökken, míg a dolomit mennyisége uralkodóan 10% alatt marad. Néhány mintában (K2-3, K2-4, K3-14) a kalcit reflexiójának eltolódásából kimérhető 2 mol% kis Mg-tartalmú kalcit is megjelenik. A szakirodalmi adatok (Pye 1983, Taylor et al. 1983, Schnetger 1992) szerint a világ különböző részeiről származó löszök kalcit–dolomit aránya 2 : 1, illetve 3 : 1. Az általunk vizsgált löszmintákban is átlagosan ez az arány jelentkezik. Továbbá a kalcit- és dolomittartalom alapján akkumulációs szint is azonosítható 40–50% karbonáttartalommal a lösz alsó szakaszán (K2, K4, K5 és K6 fúrás) (2. ábra). A rétegszilikátok mennyiségének (17–47%) alakulása a löszben is a csillám > klorit > szmektit > kaolinit sorrendet követi. A lösz röntgen-diffraktogramján megjelenő 10 Å-ös reflexió nagyobb félértékszélessége alapján illit is előfordul a muszkovit mellett. További különbség a lösz felett lévő szürke fluviális üledékhez képest, hogy kis mennyiségben minden mintában jelen van amorf anyag.

A szürke fluviális üledéktől és lösztől jelentősen eltérő ásványos összetétellel rendelkeznek a paleotalajokból vett minták, amelyek különbözősége a karbonátok kis mennyisége mellett abban mutatkozik meg, hogy a rétegszilikátok (25–68%) közül a szmektit mennyisége nagyobb. Mivel a képződési körülményekből kifolyólag a paleotalaj mállottabb a löszhöz képest, ezért a különbség a kvarc

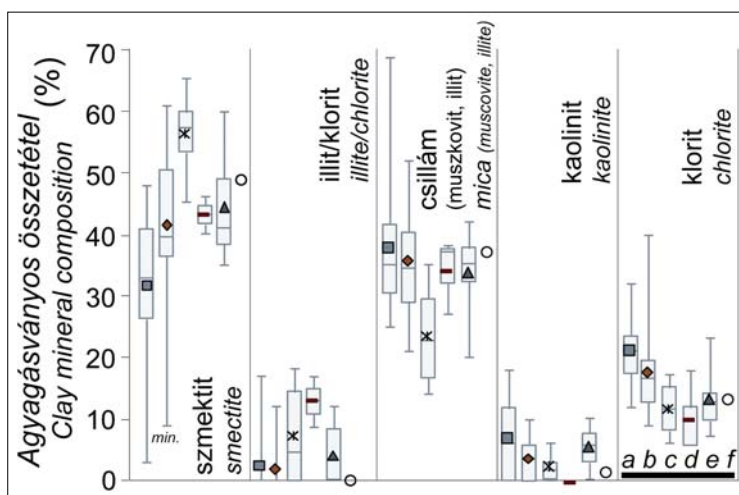
nagyobb mennyiségben is jelentkezik. Gipsz nyomnyi mennyiségben fordul elő, de a goethit a 4%-ot is eléri. Ebben a mintacsoportban a legnagyobb az amorf alkotó részaránya.

A K4 fúrásból vett vörösayag-mintákban és a felette elhelyezkedő laza, kőzetliszt szemcseméretű üledékben a szmektit közel 30% mennyiségben fordul elő, amely csak néhány százalékkal kevesebb, mint a fő alkotó fázis, a kvarc részaránya (24–37%). A félértékszélessége alapján illitként jelentkező csillám 24–25%-ban van jelen.

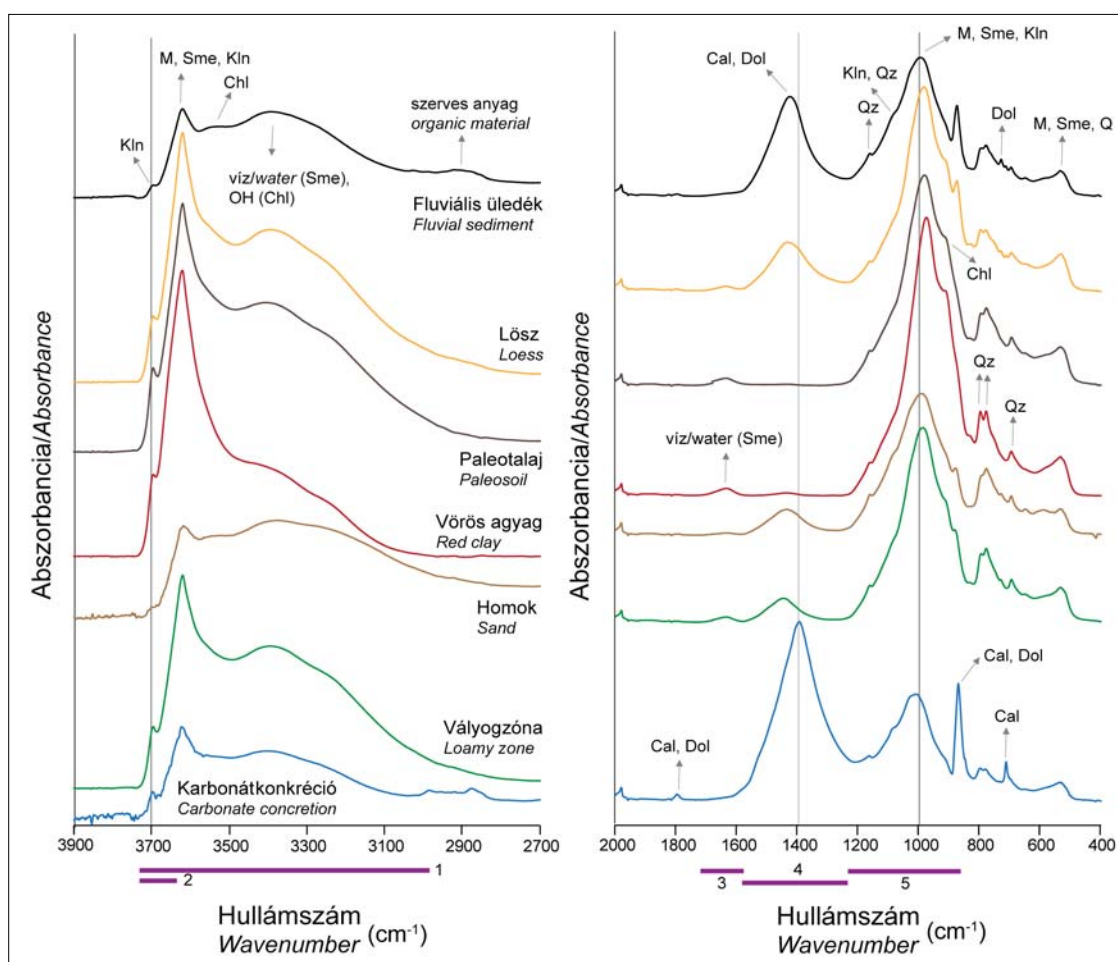
Az elemzett homok fő alkotója a kvarc, emellett közel azonos arányban kalcit és dolomit, valamint muszkovit is azonosítható. A földpát és plagioklász összmenyisége 10%-nál kisebb. A többi mintában is megtalálható ásványok, úgymint a klorit, szmektit, kaolinit, goethit és amorf alkotó 5%-nál kisebb mennyiségben jelenik meg. A homok vályogzónái a homoktól jól elkülönülnek a nagyobb rétegszilikát (elsősorban csillám) tartalmukból adódóan.

Az ülepített frakció ásványos összetétele

A vizsgált minták <2 µm-es frakcióját változatos arányban alkotja a szmektit (3–65%), csillám (14–69%) és klorit (6–40%), azonban majdnem minden mintában a szmektit aránya a legnagyobb (7. ábra). Kivételt a fúrások legfelső, fluviális üledékéből és a lösz mélyebb szakaszáról származó minták képeznek, amelyekben muszkovit- vagy klorit-dominancia lép fel. A kaolinit^{a)} járulékos elegyrészként fordul elő. Emellett szabályos kevert szerkezetű illit/klorit, valamint a K3 fúrás egy mintájában (K3-4) klorit/szmektit (7%) is megjelenik. Ezek a kevert szerkezetű agyagásványok a homok röntgen-pordiffrakciós felvételén nem jelennek meg. Általánosságban megfigyelhető, hogy a szmektit részesedése az agyagásványok közül a paleotalaj > homok > homokba települő vályogzónák > vörös agyag > lösz > fluviális üledék sorrendben csökken, míg a csillám a fluviális üledék > homok > lösz > vörös agyag > homok vályogzónái > paleotalaj szerint változik. A klorit átlagos mennyisége az



7. ábra Az egyes mintacsoportok agyagásványos összetétele az üleptett frakció XRD vizsgálata alapján. *Jelkulus:* a) fluviális üledék, b) lösz, c) paleotalaj, d) vörös agyag, e) vályogzónából származó minta, f) homok
Figure 7 Averaged clay mineral composition of sample groups by X-ray powder diffraction. *Legend:* a) fluvial sediment, b) loess, c) paleosoil, d) red clay, e) sample from loamy zone, f) sand



8. ábra Az egyes mintacsoportok jellegzetes ATR FTIR infravörös spektruma és az azonosítható fázisok. Az ásványok rövidítései Whitney és Evans (2004) alapján: Cal: kalcit, Chl: klorit, Dol: dolomit, Kln: kaolinit, M: csillám (muszkovit, illit), Qz: kvarc, Sme: szmektit. A számozott vonalak az integrált sávterületek ásványokhoz való hozzárendelését és hullámszám tartományát jelölik: 1: rétegszilikátok, 3000–3740 cm^{-1} ; 2: kaolinit, egyedi tartomány; 3: víz, 1585–1725 cm^{-1} ; 4: karbonátok: 1235–1585 cm^{-1} ; 5: szilikát, 825–1235 cm^{-1}
Figure 8 Characteristic ATR FTIR spectra of sediment types and their identified mineral phases. Mineral abbreviations are shown after Whitney and Evans (2004): Cal: calcite, Chl: chlorite, Dol: dolomite, Kln: kaolinite, M: mica (muscovite, illite), Qz: quartz, Sme: smectite. The numbered lines represent the mineral assignments of integrated areas and their wavenumber ranges: 1: sheet silicates, 3000–3740 cm^{-1} ; 2: kaolinite, individual ranges; 3: water, 1585–1725 cm^{-1} ; 4: carbonates, 1235–1585 cm^{-1} ; 5: silicates, 825–1235 cm^{-1}

agyagásvány-frakcióban 10–15% körüli, a szürke fluviális üledékminták kivételével, amelyekben átlagosan 21%-ban fordul elő. A kaolinit is hasonló változást mutat a négy egy-ségben, mint a klorit, azzal a különbséggel, hogy ez a fázis 5% körüli mennyiségben van jelen. A vörös agyagban a többi mintához képest a klorit kissé kevesebb (6%), és az üleptett frakcióból felvett felvételeken nem jelenik meg a kaolinit. Az illit/klorit a paleotalajban és a vörös agyagban fordul elő a legnagyobb mennyiségben.

Az infravörös spektrometriai vizsgálat eredménye

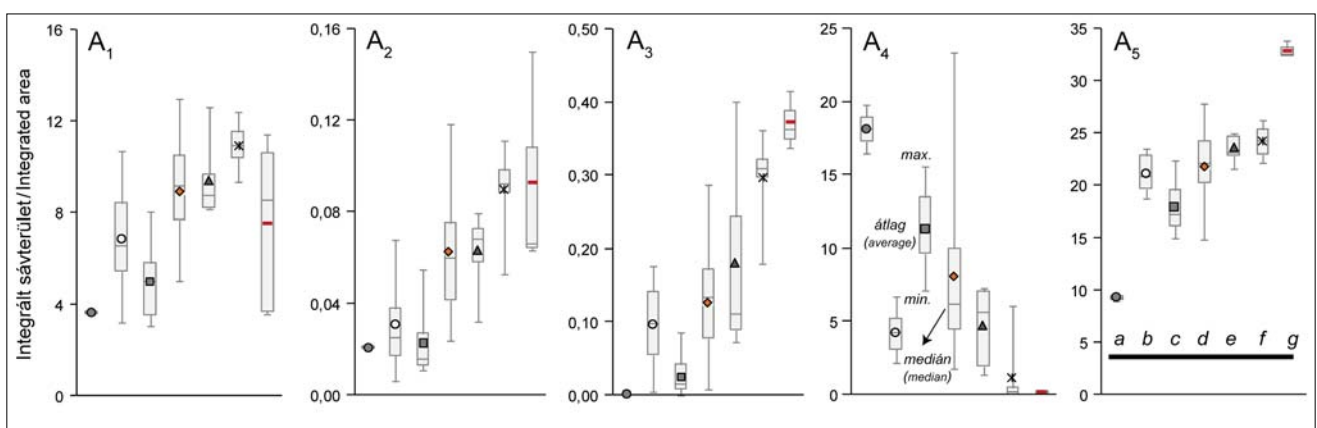
Az azonosított mintacsoportokon kívül (szürke fluviális üledék, lösz, paleotalaj, vörös agyag, homok, homokba települő vályogzónák) a löszben (K3-5) lévő 2 db mészkonkréciókról is készítettünk egy-egy infravörös spektrumot.

Az ásványok azonosításához a 400–4000 cm^{-1} hullámszámtartományban felvett IR spektrumokat használtunk. Az azonosítás ebben a régióban elsősorban a vegyértékrezgések segítségével történik. Az ásványok asszignációját Farmer (1974), Van der Marel és Beutelspacher (1976), valamint Vaculíková és Plevová (2005) munkája alapján végeztük. A legjelentősebb abszorpciós tartomány a Si–O és Al–O kötéseknek megfelelő 700–1200 cm^{-1} hullámszámtartomány. Itt fordulnak elő a mintában található szilikátok infravörös sávjai (8. ábra). A tetraédes és az oktaédes rétegből származó kation-oxigén vegyértékrezgéseik jellemzően kisebb (600–1200 cm^{-1}), míg a vízhez és OH-csoportokhoz kapcsolódó vegyértékrezgéseik nagyobb hullámszámoknál (3000–3800 cm^{-1}) jelentkeznek. Ezeknek a sáv tartományoknak a szélessége változó, és az egyes sávok/vállak maximumában beálló pozícióváltozás a kötésekben mutatkozó különbségekre hívja fel a figyelmet. Ennek megfelelően a mintában lévő kaolinit, klorit, csillám, valamint a kis hőmérsékletű hevítés után is vizet tartalmazó szmektit infra-

vörös elnyelése is ebben a tartományban jelenik meg. Az 1800–2500 cm^{-1} közötti tartomány nem értékelhető a gyémánt ATR optikai elem elnyelése miatt. Ebben a tartományban általában ásványokra jellemző szignifikáns sávok nem jelentkeznek, így ez a kiértékelést nem befolyásolja. Az adszorbeált és rétegek közötti víz deformációs rezgése jellemzően 1600 cm^{-1} -nél fordul elő. A 1400–1550 cm^{-1} között a CO_3^{2-} -csoport elnyelési sávjai találhatóak. Ebben a sáv tartományban azonosíthatók a karbonátásványok. Általában kisebb hullámszámtartományban jelentkeznek a vas-oxidok rezgése is (a tiszta Fe_2O_3 sávjai 523, 465 és 423 cm^{-1} -nél vannak), azonban kis mennyiségben nem mutathatók ki (pl. goethit) közvetlenül (Van der Marel, Beutelspacher 1976).

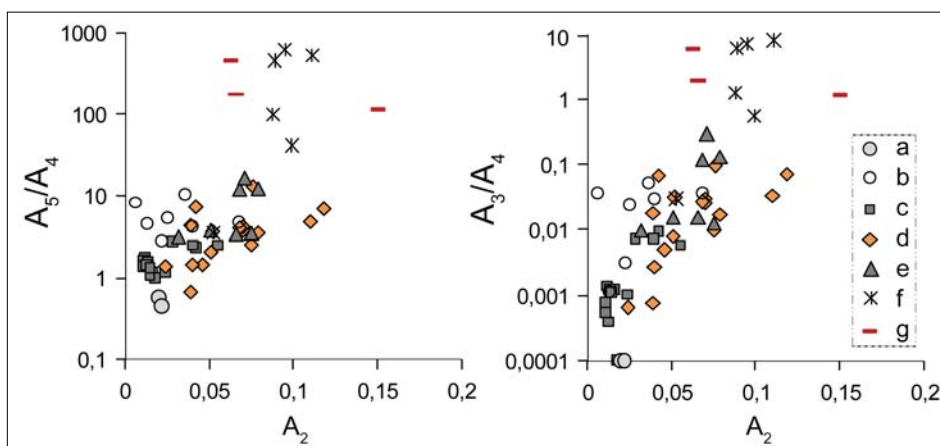
Az egyes mintacsoportok infravörös spektrumain a bemutatott karakterisztikus tartományokban a sávok maximuma és relatív viszonya alapján azonosítható fázisok a kvarc, kalcit, dolomit, csillám, klorit, kaolinit és a szmektit (8. ábra). Az észlelt fázisokat a röntgen-pordiffrakciós eredmények és az irodalomban fellelhető ásványspektrumok (Farmer 1974, Van der Marel, Beutelspacher 1976, Vaculíková, Plevová 2005) is megerősítik. Ezek az ásványok minden minta spektrumában azonosíthatók, különbségeket elsősorban az infravörös sávok intenzitásában és alakjában tapasztaltunk. A kaolinit, amely a röntgen-pordiffrakciós vizsgálatok alapján a minták teljes ásványos összetételének nyomnyi mennyiségben előforduló alkotója, mindegyik mintában mérhető intenzitással jelenik meg. A fűrészek felső szakaszán, a fluviális üledék infravörös spektrumain szerves anyag is kimutatható (8. ábra).

Az asszignációk alapján egy-egy ásványcsoportot jellemző, karakterisztikus infravörös sávterületek (A_1 : rétegszilikátok, A_2 : kaolinit, A_3 : víz, A_4 : karbonátok, A_5 : szilikátok) az egyes mintacsoportokban eltérő átlagértékekkel rendelkeznek (8. és 9. ábra). Megfigyelhető, hogy a rétegszilikátok, szilikátok, karbonátok, kaolinit és a víz jellemző sávterületei a karbonátkonkréció, lösz- és fluviálisüledék-típusoktól a mállottabb egységek (vályogzónából vett minták, paleotalaj,



9. ábra Az infravörös sávterületek változékonysága a fűrészmintákban. Sávterületek: A_1 : rétegszilikátok, 3000–3740 cm^{-1} ; A_2 : kaolinit, egyedi tartomány; A_3 : víz, 1585–1725 cm^{-1} ; A_4 : karbonátok, 1235–1585 cm^{-1} ; A_5 : szilikát, 825–1235 cm^{-1} . A mintacsoportok: a) karbonát konkréció, b) homok, c) fluviális üledék, d) lösz, e) vályogzónából származó minta, f) paleotalaj, g) vörös agyag

Figure 9 Variability of infrared band areas in sediments. Band areas: A_1 : sheet silicates, 3000–3740 cm^{-1} ; A_2 : kaolinite, individual ranges; A_3 : water, 1585–1725 cm^{-1} ; A_4 : carbonates, 1235–1585 cm^{-1} ; A_5 : silicates, 825–1235 cm^{-1} . Groups of samples: a) carbonate concretion, b) sand, c) fluvial sediment, d) lösz, e) samples from loamy zone, f) paleosol, g) red clay



10. ábra A karakterisztikus infravörös sávterületek aránya ($A_{5/4}$: szilikátok/karbonátok, $A_{3/4}$: víz/karbonátok) a kaolinit sávterületének (A_2) függvényében. A nagyobb rétegszilikát-(szmektit-) tartalmú vörös agyag és paleotalaj elkülönül a többi vizsgált mintától. A mintacsoportok: a) karbonát konkreció, b) homok, c) fluvialis üledék, d) lösz, e) vályogzónából származó minta, f) paleotalaj, g) vörös agyag

Figure 10 Ratio of characteristic infrared band areas ($A_{5/4}$: Asilicates/carbonates, $A_{3/4}$: water/carbonates) as a function of band area of kaolinite (A_2). The sediments with larger amount of sheet silicates (smectite) are separated from other observed sediment types. Groups of samples: a) carbonate concretion, b) sand, c) fluvial sediment, d) lösz, e) samples from loamy zone, f) paleosol, g) red clay

jok, vörös agyag) felé haladva nagyobb átlagos értéket vesznek fel, míg a karbonátok sávterülete esetén ezzel ellentétes lefutást tapasztalunk. Az egyes mintacsoportok infravörös spektrumában a vizsgált sávterületek közül szélesebb tartományban a szilikátok és a karbonátok sávterületének nagysága változik, miközben egy-egy mintacsoporton belül mindkét sávterület változása kisebb. Ezáltal ellentétes irányú változásuk jól jellemzi az egyes üledékes közettípusokat. Ezért a két sávterület aránya segítséget nyújthat az adott üledékesközet-típusok elkülönítéséhez. Az egyes mintacsoportokat összehasonlítva, a víz sávterületének aránya is jellegzetes. Azonban a víz sávterületének nagyobb a változékonysága egy-egy mintacsoporton belül a szilikátok és a karbonátok sávterületéhez képest. Ha a kaolinit sávterületének nagyságát (A_2) a sávterületarányokkal ($A_{5/4}$, $A_{3/4}$) együtt vizsgáljuk, megfigyelhető, hogy a rétegszilikátot (elsősorban szmektitet) nagyobb mennyiségben tartalmazó paleotalaj- és vörösgyag-minták élesen elkülönülnek. A módszer ezért alkalmas lehet különböző mállottsági fokú üledékek hatékony elkülönítésére (10. ábra). Az infravörös spektrometriai vizsgálat további részletei és eredményei egy másik tanulmányban olvashatók (Udvardi et al. 2014).

Következtetések

Összefoglalva, a felszínmozgásban résztvevő üledékes közetek finom szemcseméretükből, pórusszerkezetükből és ásványos összetételükből adódóan érzékenyen reagálhatnak az időszakosan változó hidrológiai körülményekre.

A nagy porozitású lösz környezetében előforduló mind szemcseméretében, mind ásványos összetételében agyagosabb üledékes közetek (paleotalajok, vörös agyag) a felszínről beszívargó csapadék és a felszín alatti víz áramlását jelentősen befolyásolják. Ezt bizonyítják azok a laza szerkezetű, nedvesebb fúrómagszakaszok, amelyeket a paleotalajok és a vörös agyag felett azonosítottunk a fúrómagok

felnyitásokor. Ezek az üledékek a nagyobb rétegszilikát- és kisebb karbonáttartalom alapján különülnek el környezetüktől. A nagyobb rétegszilikát-tartalom elsősorban csillámként (muszkovit, illit) jelenik meg, emellett szmektit mint duzzadó fázis is azonosítható. Ez utóbbi a vízmegkötő képessége révén játszik szerepet.

Az agyagosabb üledékes közetek felett megrekedt víz a felső, mintegy kétszer nagyobb porozitású finomszemcsés rétegeket átáztatja, amelyek lokálisan elfolyósodhatnak. Ez a folyamat elősegíti a lassú mozgást.

Mivel a paleotalajok és a vörös agyag fúrásokban észlelt vastagsága viszonylag kicsi (néhány 10 cm), ezért területi kiterjedésük lehatárolása nehézkes, azonban esetleges nagy felbontású geofizikai vizsgálatok választ adhatnának arra, vajon Kulcs három másik felszínmozgás által kiemelten érintett területén is hasonló jelenség járul-e hozzá a mozgásokhoz. Ebből következően a mozgótestek lehatárolásában és a stabilizálás lehetőségének előkészítéséhez döntő jelentősége van az *in situ* vizsgálatoknak.

A jelen tanulmányban meghatározott ásványtani összetétel és geotechnikai, közzetfizikai paraméterek hozzájárulhatnak a jövőbeli geofizikai vizsgálatok pontosabb kiértékeléséhez a dunai magaspártok környezetében.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton köszönjük meg Nagy Péternek és Jerabek Csabának a terepbejárásokban és Horváth Zsoltnak, Fehér Katalinnak a minta-előkészítésben és a laboratóriumi mérésekben nyújtott segítségét. A tanulmány létrejöttéhez hozzájárult a Kovács István részére nyújtott NAMS-230937 Marie Curie Nemzetközi Reintegrációs Ösztöndíj és a Bolyai Posztdoktori Ösztöndíj. Ez a kutatás részét képezi az ELTE, TTK Litoszféra Fluidum Kutató Labor és a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet közötti együttműködésnek (TTK/2461/1/2013 – MFGI/206/1142013).

A tanulmány szerzői

Udvardi Beatrix, Kovács István, Kónya Péter, Vatai József, Kolozsár László, Fedor Ferenc, Ács Péter, Mihály Judith, Németh Csaba, Deák Zsuzsa Villő, Füsü Balázs, Szalai Zoltán, Szabó Csaba, Falus György, Fancsik Tamás

Jegyzet

^{a)} A félmennyiségi összetétel meghatározásának bizonytalanságát növeli, hogy a kaolinit és a klorit minden mintában együtt fordul elő, ezért a két fázis 7 Å-nél egyszerre jelentkezik, és így a 25 2°Θ-nál mért intenzitás is csak durva becslést ad a két ásvány félmennyiségi összetételére.

Hivatkozások

Balogh J., Jakab G., Szalai Z., Szeberkényi J., Vizcián I., 2014: Omlás- és csúszásveszélyes partfalak állékonyságának komplex biztosítása a dunai magaspartokon – Az épített rézűk erózióvédelme és monitorozása. In: Jakab G., Szalai Z. (szerk.), Talajpusztulás Térben és Időben. MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, Budapest, ISBN 978-963-9545-43-4, pp. 66–82

Bendefy L., 1972: A dunaföldvári partcsuszamlás. Földrajzi Közlemények 20, 1–17

Bichler A., Bobrowsky P., Best M., Douma M., Hunter J., Calvert T., Burns R., 2004: Three-dimensional mapping of a landslide using a multi-geophysical approach: the Quesnel Forks landslide. Landslides 1, 29–40

Bidló, G., 1983: Az ásványos összetétel befolyása néhány felszínközeli mozgásra. Földtani Kutatás 26, 47–50

Borsy Z., Szőőr G., 1981: A Tétel-halom és a dunaföldvári földcsuszamlások vörös talajainak (vörösagyagainak) összehasonlító termoanalitikai és infravörös spektroszkópiás elemzése. Acta Geogr. Debrecina 18–19, 167–193

Condon J. B., 2006: Surface area and porosity determinations by physisorption. Measurements and Theory. 978-0-444-51964-1, Elsevier, 297 p.

Del Ventisette C., Ciampalini A., Manunta M., Calò F., Paglia L., Ardizzone F., Mondini A. C., Reichenbach P., Mateos R. M., Bianchini S., Garcia I., Füsü B., Deák Zs. V., Rádi K., Graniczny M., Kowalski Z., Piatkowska A., Przylucka M., Retzo H., Strozzi T., Colombo D., Mora O., Sánchez F., Herrera G., Moretti S., Casagli N., Guzzetti F., 2013: Exploitation of Large Archives of ERS and ENVISAT C-Band SAR Data to Characterize Ground Deformations. Remote Sensing 5(8), 3896–3917

Farkas J., 2011: Szakértői vélemény Kulcs felszínmozgásos területek vizsgálatáról. Farkas Geotechnikai Kft., Budapest, 166 p.

Farmer V. C., 1974: The infrared spectra of minerals. Mineralogical Society, London, 539 p.

Fodor T.-né, Horváth Zs., Scheuer Gy., Schweitzer F., 1968: A Rácalmási-kulcsi magaspartok mérnökgeológiai térképezése. Földtani Közlöny 113, 313–332

FTV; Földmérő és Talajvizsgáló Vállalat, 1979: Rácalmási község belterület és Kulcs község üdülőterület M=1:4 000 méretarányú mérnökgeológiai térképezése. Budapest, 42 p.

Jongmans D., Garambois S., 2007: Geophysical investigation of landslides: A review. Bulletin of the Geological Society of France 178, 101–112

Juhász Á., 1999: A klimatikus hatások szerepe a magaspartok fejlődésében. Földtani Kutatás 36, 14–20

Kleb B., Schweitzer F., 2001: A Duna csuszamlásveszélyes magaspartjainak településkörnyezeti hatásvizsgálata. In: Ádám A., Meskó A. (szerk.), Földtudományok és a földi folyamatok kockázati tényezői. Budapest, MTA, pp. 169–193

Klug H. P., Alexander L. E., 1954: X-ray diffraction procedures for polycrystalline and amorphous materials. Wiley, New York, p. 716

Mac Ewan D. M. C., 1946: The identification and estimation of the montmorillonite group of minerals with special reference to soil clays. Journal of the Society of Chemical Industry 65, 294–305

McCann D. M., Foster A., 1990: Reconnaissance geophysical methods in landslide investigations. Eng. Geol. 29, 59–78

Prodán T. H., Prácer E., Balogh J., Kis É., Novák A., Udvardi B., Vizcián I., 2013: Geoelektromos tomográfia Kulcs település felszínmozgásos területén. In: Török Á., Görög P., Vásárhelyi B. (szerk.), Mérnökgeológia–Kőzetmechanika. Hantken Kiadó, Budapest, ISBN 978-615-5086-06-09, pp. 49–58

Pye K., 1983: Grain surface textures and carbonate content of late Pleistocene loess from West Germany and Poland. Journal of Sedimentary Petrology 53, 973–980

Rónai A., Bartha F., Krolopp E., 1965: A kulcsi löszfeltárás szelvénye. A Magyar Állami Földtani Intézet évi jelentése 1963. évről, pp. 167–185

Schnetger B., 1992: Chemical composition of loess from a local and worldwide view. Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte 1, 29–47

Sing K. S. W., Everett D. H., Haul R. A. W., Moscou L., Pierotti R. A., Rouquérol J., Siemieniowska T., 1985: Reporting physisorption data for gas/solid systems. Pure Appl. Chem. 57, 603–619

Takács A., 2012: Hazai lejtők és rézűk állékonysági vizsgálata. Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem, Budapest, 120 p.

Thorez J., 1976: Practical identification of clay minerals. A handbook for teachers and students in clay mineralogy. In: Lelotte G. (ed.), Clay Mineralogy. Dison, Belgium, 90 p.

Taylor S. R., McLennan S. M., McCulloch M. T., 1983: Geochemistry of loess, continental crustal composition and crustal model ages. Geochimica et Cosmochimica Acta 47, 1897–1905

Udvardi B., Kovács I., Szabó Cs., Mihály J., Németh Cs., 2013: Felszínmozgásos üledékek ásványos összetétele Kulcs területéről. In: Török Á., Görög P., Vásárhelyi B. (szerk.), Mérnökgeológia–Kőzetmechanika. Hantken Kiadó, Budapest, ISBN 978-615-5086-06-09, pp. 77–82

Udvardi B., Kovács I., Földvári M., Kónya P., Fűr J., Budai F., Falus Gy., Fancsik T., Szabó Cs., Szalai Z., Mihály J., 2014: Application of attenuated total reflectance Fourier transform infrared spectroscopy in the mineralogical study of a landslide area, Hungary. Sedimentary Geology 313, 1–14

Újvári G., Mentés Gy., Bányai L., Kraft J., Gyimóthy A., Kovács J., 2009: Evolution of a bank failure along the River Danube at Dunaszekcső, Hungary. Geomorphology 109, 197–209

Vaculicová L., Plevová E., 2005: Identification of clay minerals and micas in sedimentary rocks. Acta Geodynamica et Geomaterialia 2, 167–175

Van der Marel H. W., Beutelspacher H., 1976: Atlas of Infrared Spectroscopy of Clay Minerals and their Admixtures. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 396 p.

Whitney D. L., Evans B. W., 2010: Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95, 185–187

Zelenka T., Kovács-Pálffy P., Trauer N., 2005: The role of expanding clay minerals in mass movements at Hollóháza, Tokaj Mts. Acta Mineralogica–Petrographica 46, 63–67