

**A BUDAI TERMÁLKARSZT HIDRAULIKAI VISZONYAINAK  
BARLANGKÉPZŐDÉSI VONATKOZÁSAI**

**HYDRAULIC STUDY OF THE BUDA THERMAL KARST AND ITS  
CONSEQUENCES ON CAVE FORMATION**

ÖTVÖS VIKTÓRIA<sup>1,2</sup> – ERHARDT ILDIKÓ<sup>1,3</sup> – ERŐSS ANITA<sup>1</sup> –  
CZAUNER BRIGITTA<sup>1</sup> – SIMON SZILVIA<sup>1</sup> –  
MÁDLNÉ SZŐNYI JUDIT<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ELTE TTK, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Tóth József és Erzsébet Hidrogeológia Professzúra, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c, anita.eross@geology.elte.hu

<sup>2</sup>Soproni Vízmű Zrt. 9400 Sopron, Bartók Béla utca 42.,

<sup>3</sup>Vas Megyei Kormányhivatal Szombathelyi Járási Hivatal Agrárügyi és Környezetvédelmi Főosztály Környezetvédelmi és Természetvédelmi Osztály, 9700 Szombathely, Vörösmarty u. 2.

*Abstract: The Buda Thermal Karst area (Budapest, Hungary) is in the focus of research interest because of its thermal water resources and the hypogenic caves in the Rózsadomb and Gellért Hill areas. In both areas there are caves associated with the actual discharge zone of the Buda Thermal Karst and these caves are partly filled by water. This implies that they may be still in the course of formation, i.e. dissolution may be an active process here, even today. Understanding of the recent discharge phenomena including cave formation requires clarification of the groundwater flow conditions in the area. Accordingly, the aim of the present study was to present a hydraulic evaluation of the flow systems based on analyses of the archival measured hydraulic data of wells. Pressure vs. elevation profiles, tomographic fluid-potential maps and hydraulic cross sections were constructed, focusing on two discharge areas, the Rózsadomb and Gellért Hill. As a result, gravitational flow systems, hydraulic continuity, and the modifying effects of aquitard units and faults were identified in the area. The flow pattern determines the differences in the discharge distribution (one- and two-component) and related cave-forming processes between the Rózsadomb and the Gellért Hill natural discharge areas. As a decisive criterion of hypogenic karstification, regional upward flow conditions were confirmed along the main discharge zone of the River Danube.*

*Keywords: karst, hypogenic karstification, hypogenic cave formation, groundwater hydraulics, gravity-driven groundwater flow, faults, Buda Thermal Karst*

## **Bevezetés**

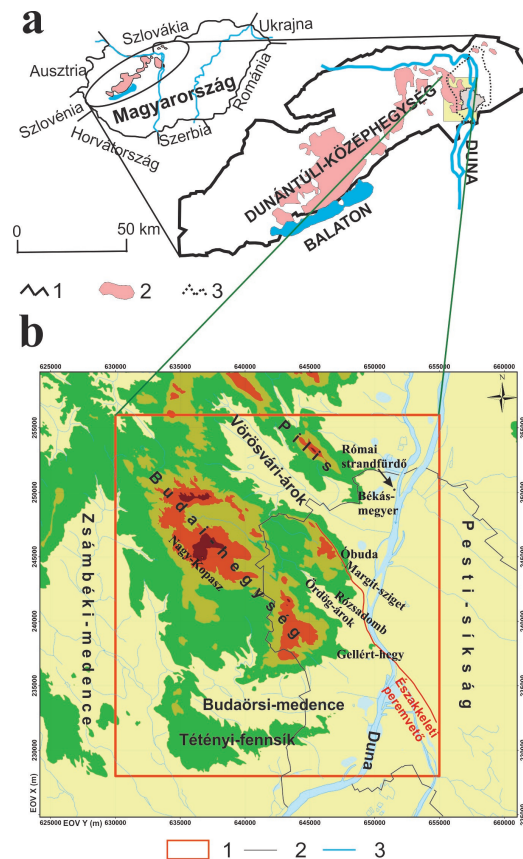
A Budai Termálkarszt hidrogeológiai szempontú kutatása hosszú évtizedekre nyúlik vissza, annak köszönhetően, hogy termálvízkészletére épül fővárosunk fürdőkulturája. Budapest a Dunántúli-középhegység északkeleti peremén helyezkedik el (*I. ábra*), mely a Dunántúli-középhegységi karsztvízrendszer egyik természetes regionális megcsapolódási területe a karbonátos

hegység és üledékes medence határán (MÁDLNÉ SZŐNYI, TÓTH 2015). Ezen a peremterületen a karsztvíz rezervoár két részből áll: nyugaton a karbonátok nagyrészt fedetlen helyzetben találhatóak és beszivárgási területként funkcionálnak, keleten a Pesti-síkság alatt viszont vastag fedő üledék alatt folytatódnak. A Budai Termálkarsztot hidrogeológiai szempontból vizsgáló tanulmányok (SCHAFARZIK 1928, VENDE, KISHÁZI 1964, ALFÖLDI *et al.* 1968, ALFÖLDI 1979, 1981, 1982, KOVÁCS, MÜLLER 1980, LORBERER 2002, ERŐSS *et al.* 2008, 2012a, 2012b, ERŐSS 2010, BALDERER *et al.* 2014, MÁDL-SZŐNYI, TÓTH 2015, HAVRIL *et al.*, 2016) eredményeként a különböző korokban az ismeretesség függvényében különböző koncepcionális modellek születtek.

A Budai Termálkarsztot analógiaként használva született meg a karbonátos peremterületek legújabb koncepcionális modellje (MÁDL-SZŐNYI, TÓTH 2015), mely a gravitációsan hajtott regionális felszín alatti vízáramlási rendszerek Tóth-féle koncepcióját (TÓTH 1963) alkalmazza karbonátos víztartókra is. A kiemelt karbonátokon keresztül zajló intenzív beszivárgásnak köszönhetően alakul ki a koncepcionális modellekben egységesen megjelenő aszimmetrikus áramlási mintázat (VENDEL, KISHÁZI 1964, MÁDL-SZŐNYI, TÓTH 2015, HAVRIL *et al.*, 2016). MÁDL-SZŐNYI, TÓTH (2015) és MÁDL-SZŐNYI *et al.* (2017a) kimutatta továbbá, hogy a fedett rezervoár részben a karbonátos kőzetek fedőjében található üledékek nem tekinthetők vízzárónak, a rajtuk keresztüli beszivárgás NaCl-ban gazdag vizekkel gazdagítja az aljzati karbonátos víztartót. A megcsapolódási zóna jelenségei (különböző hőmérsékletű és összetételű források, barlangok, kiválások) a két rezervoár rész határán mind a karbonátos rész mind az üledékes medence hatását tükrözik (ERŐSS 2010, ERŐSS *et al.* 2012a).

A főváros területén belül területileg három megcsapolódási zóna különíthető el. Északon Békásmegyér, Rómaifürdő és Óbuda területén található források, a középső megcsapolódási terület a Rózsadomb lábánál terül el, a déli pedig a Gellért-hegy peremén található (PAPP 1942, ALFÖLDI *et al.* 1968). Az egyes területeken természetesen megcsapolódó vizek hőmérséklete és kemizmusában azonban jelentős különbségeket mutat. Északon csak langyos vizeket találunk (18–23°C) 600–700 mg/l-es összes oldottanyag-tartalommal (TDS). A középső, rózsadombi megcsapolódási területen területileg jól elkülönülnek a langyos vizek (24–27°C és <1000 mg/l TDS) és a termálvizek (53–63 °C és 1100–1300 mg/l TDS), az előbbieket a hegylábhoz közel, az utóbbiak a Dunához közelebb csapolódnak meg. A déli, Gellért-hegyi megcsapolódási területen egységesen termálvizeket találunk 33–47°C-os hőmérséklettel és 1450–1700 mg/l összes oldottanyag-tartalommal (PAPP 1942, ALFÖLDI *et al.* 1968, ERŐSS *et al.* 2008). Napjainkban a

természetes megcsapolódást reprezentáló források közül csak néhány található meg (pl. a Boltív-forrás a Rózsadomb lábánál), a vízellátást elsősorban kutak biztosítják.



1.a ábra: A Budai Termálkarszt és a vizsgálati terület elhelyezkedése  
Jelmagyarázat: 1 mezozoikumi karbonátos kőzetek felszín alatti elterjedése; 2 mezozoikumi karbonátok a felszínen; 3 A Budai Termálkarszt

1. b ábra: A vizsgált terület domborzati viszonyai és határai  
Jelmagyarázat: 1 vizsgálati terület határa; 2 Budapest határa; 3 vízfolyások

Fig. 1 a. Location of the Buda Thermal Karst in the Transdanubian Range and the study area  
Legend: 1 subsurface boundary of Mesozoic carbonates; 2 Uncovered Mesozoic carbonates; 3 Buda Thermal Karst

Fig. 1 b. Boundary and topography of the study area  
Legend: 1 boundary of the study area; 2 boundary of Budapest; 3 streams

A Budai Termálkarszt jellegzetes jelenségei továbbá a termálvizes tevékenységhez kapcsolódó, keveredési korrózióval létrejött barlangok (LEÉL-ŐSSY 1995). A rózsadombi és Gellért-hegyi megcsapolódási területen ma is találhatóunk barlangokat a karsztvízszintben. A terület barlangjai-

nak mint a felszín alatti áramlási rendszerekhez kapcsolódó jelenségeknek hidrogeológiai szempontú kutatása, a barlangképződési folyamatok hidrogeológiai szempontú értékelése az utóbbi években kezdődött (ERŐSS 2010, ERŐSS *et al.* 2012a, CSONDOR *et al.* 2017). A természetes megcsapolódási mintázat és vízkémiai eredmények (ERŐSS *et al.* 2008, ERŐSS *et al.* 2012a, 2012b) megerősítették a Rózsadomb előterében a keveredési korróziós barlangképződés folyamatát a kétkomponensű (langyos és termálvizek) megcsapolódás eredményeképpen. A Gellért-hegy előterében a termálvizek vízben oldott radionuklid-tartalmának (radon, rádium, urán) vizsgálata itt nem mutatott ki keveredési komponenseket, mely alapján kijelenthető, hogy itt a feláramló termálvizek uralják a megcsapolódást, és a frissen beszivárgó vizekkel való keveredés elhanyagolható (ERŐSS *et al.* 2012b). Ennek következménye, hogy itt a barlangok nem lehetnek keveredési korróziós eredetűek. Mikrobiológiai vizsgálatok (BORSODI *et al.* 2012, ANDA *et al.* 2014) a mikrobiálisan segített kénsavas barlangképződésre utalnak. Ez az egykomponensű megcsapolódási helyzet annak a következménye lehet, hogy a lokális/intermedier áramlási rendszerek beszivárgási területein csak korlátozott a fedetlen karbonátos kőzetek előfordulása, azaz karbonátok javarészt fedett helyzetben vannak (LORBERER 1997, ERŐSS *et al.* 2012a). A fentiek alapján született meg a rózsadombi és a Gellért-hegyi megcsapolódási terület koncepcionális megcsapolódási modellje (ERŐSS *et al.* 2012a, MÁDL-SZŐNYI *et al.* 2017b).

Ahhoz, hogy a megcsapolódási zóna jelenségeit, az egy- vagy kétkomponensű megcsapolódást, a kémiai jelleget és a barlangképződést megértsük, szükséges az ezeket létrehozó áramlási rendszerek hidraulikai vizsgálata. MÁDL-SZŐNYI, TÓTH (2015) tanulmánya alapján a gravitációsan vezérelt áramlási rendszerek Tóth-féle koncepciója (TÓTH 1963) és módszertana (TÓTH 2009) karsztos víztartók esetében is használható az áramlási rendszerek és a hozzájuk kapcsolódó jelenségek, így a barlangképződési folyamatok jellemzésére, megértésére. Jelen tanulmány célja tehát e módszertan alapján az áramlási rendszerek feltérképezése archív mért kútdatok hidraulikai feldolgozása alapján. Nyomás–eleváció profilok, tomografikus folyadékpotenciál térképek és hidraulikus keresztmetszelvények készültek ennek megfelelően a rózsadombi és Gellért-hegyi megcsapolódási területre fókuszálva.

### **Földtani háttér**

A Budai-hegység fő tömegét triász karbonátok alkotják. Közülük a legidősebb, felszínről is ismert képződmény a ladin „*diploporás dolomit*”, a Buda-

örsi Dolomit Formáció. A karni elején a karbonátos self feldarabolódásának következtében két eltérő üledékképződési környezet jött létre: az intraplatform medencékben tűzköves, dolomitos-márgás rétegek (Mátyás-hegyi Formáció), míg a sekélyebb régiókban mészköves-dolomitos rétegek rakódtak le (Földolomit Formáció és Dachsteini Mészkő Formáció) (WEIN 1977, HAAS *et al.* 2000). A szárazföld felől érkező finom terrigén anyagbehordás a nori végén felerősödött, melynek következtében szerves anyagban gazdag márga, agyagmárga (Kösseni Formáció) képződött (KLEB *et al.* 1993, HAAS *et al.* 2000). A jura és kréta üledékek teljes mértékben hiányoznak a Budai-hegység területéről. Az üledékhézagot a késő-kréta – koraeocén szárazulati esemény magyarázza, melyet szárazföldi mállástermékek és bauxitindikációk bizonyítanak (WEIN 1977).

A szárazulati időszakot követően a Dunántúli-középhegységi-egység területén több ciklusú tengerelöntés következett be. A transzgresszió késő-lutetiai–bartoni során érkező második hulláma a Budai-hegység északnyugati peremét érte el (BÁLDI, BÁLDINÉ BEKE 1986). Ekkor a felső-triász képződmények karsztosodott felszínére agyaggal, dolomitbreccsával, valamint tarka agyaggal jellemezhető bázisképződmények rakódtak, a hegység DK-i része ekkor még nagy valószínűséggel szárazulat volt (WEIN 1977). A harmadik transzgressziós hullám már a hegység teljes területét érintette (BÁLDI, BÁLDINÉ BEKE 1986), melynek eredménye DK-en az abrázios alapkonglomerátum, breccsa és homok (WEIN 1977), majd a hegység teljes területén megindult a sekélytengeri Szépvölgyi Mészkő képződése (KÁZMÉR 1985). Ebből a növekvő vízmélységgel folyamatosan fejlődik ki a bryozoás márga majd a vékonypados és gyakran rétegzetlen Budai Márga, amely már mélyebb vízben rakódott le a késő-eocén–kora-oligocén során (BÁLDI 1983, NAGYMAROSY, BÁLDINÉ BEKE 1988).

Az oligocén elejétől kezdve a Budai-hegység fejlődéstörténetében az ÉÉK-DDNy-i irányban húzódó ún. Budai-vonal meghatározó szerepet töltött be (FODOR *et al.* 1994). Ettől nyugatra kiemelkedés és szárazföldi lepusztulás (infraoligocén denudáció) zajlott, tőle keletre pedig anoxikus környezetben a Tardi Agyag képződött, ami folyamatosan fejlődött ki az eocén–oligocén határt átfedő Budai Márgából. A késő–kiscelli transzgresszió már átcsapott a Budai-vonalon (TARI *et al.* 1993), amitől nyugatra a sekélytengeri Hárshegyi Homokkő, míg keletre ennek heteropikus képződménye, a mélyvízi Kiscelli Agyag rakódott le, amely a térség legmélyebb, leginkább nyíltvízi állapotát tükrözi (BÁLDI, NAGYMAROSY 1976). Az egri emeletben az üledékgyűjtő feltöltődésével a Kiscelli Agyagból folyamatosan fejlődik ki a sekély szublitorális Törökbálinti Homokkő, melyet az eggenbur-

giban a litorális–szublitorális Budafoki Formáció követ. A kiemelt helyzetben lévő területeken megindult az oligocén–eocén képződmények eróziója.

A késő-miocénben a Budai-hegység DK-i részén agyag, homok, kvarckavics rakódott le (WEIN 1977), a forráskilépési pontokon pedig már ekkor megindult a travertínóképződés (MÜLLER, MAGYAR 2008). A pleisztocén során az egész hegység szárazra került. A differenciált kiemelkedést a mindenkori erózióbázis közelében fakadó források édesvízi mészkő teraszai bizonyítják (KELE *et al.* 2009, 2011, SCHEUER, SCHWEITZER 1988). A negyedidőszaki képződményeket travertínó, lejtő- és völgykitöltő üledékek, eolikus és fluviális képződmények képviselik (WEIN 1977).

### **Adatfeldolgozás**

A tanulmányban az áramlási rendszerek hidraulikai értékelését archív mért kútdatok felhasználásával végeztük el. Az archív hidraulikai, vízkémiai és hőmérsékletadatok az egykori Környezetvédelmi és Vízgazdálkodási Kutató Intézet (VITUKI) adattárában található kútkönyvi dokumentációkból származnak. A dokumentációkban szerepelt a kutak szűrőközep elevációra vonatkozatható létesítéskori nyugalmi vízszintje, melyből a kútfej tengerszint feletti magasságának ismeretében számítható az adott kútra jellemző hidraulikus emelkedési magasság ( $h$ ). A hidrosztratigráfiai beosztás elkészítéséhez a Magyar Bányászati és Földtani Hivatal adattárából származó területre vonatkozó fúrási rétegsorokat használtuk fel, valamint rendelkezésünkre állt a terület földtani térképe (FODOR 2000) és egy regionális földtani szelvény is (FODOR 2013).

Az adatok mennyisége, eloszlása és megbízhatósága befolyásolja az eredmények értelmezését, ezért első lépésként alapos szűrést végeztünk a rendelkezésre álló adatok tekintetében. A kritérium a kutak pontos helyzetének ismerete és az alapvető hidraulikai paraméterek megléte volt, így azokat a kutakat, melyek nem rendelkeztek (1) EOV koordinátákkal, (2) kútfej tengerszint feletti magassággal, (3) létesítéskori nyugalmi vízszinttel vagy (4) szűrőzött szakaszra vonatkozó adatokkal, kivettük a vizsgálatból. Leválogatásra kerültek továbbá azok a kutak is, melyek jelentős gáztartalommal bírtak.

Hidraulikai értelmezés alapvetően stacionárius áramtérre vonatkozó adatokból lehetséges. Tekintettel a vizsgálat regionális léptékére az egyes területeken lokálisan jelentkező termásvíz kitermelés, valamint a felszínalatti víztükör szintjében jelentkező Duna által okozott kismértékű fluktuációk hatását elhanyagoltuk. Az alkalmazott vizsgálati módszerek eredményei igazolják, hogy a tanulmányterületen nem lehet jelentős a tranziens hatás,

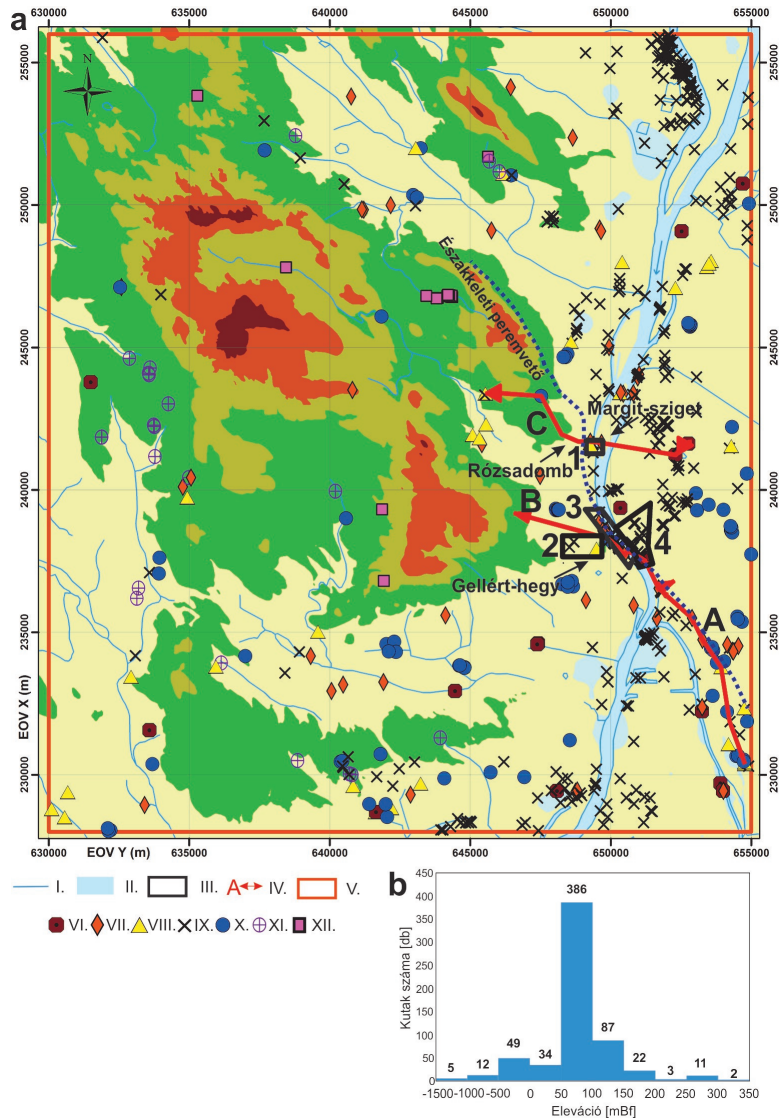
mert a hidrogeológiai környezet által meghatározott gravitációs áramlási irányokat nem befolyásolja, ugyanis a kapott hidraulikai kép minden esetben magyarázható a topográfiai szintkülönbségekkel, a Duna hatásával, vagy szerkezeti elemek jelenlétével.

Az adatszűrést követően összesen 611 adatpont állt rendelkezésünkre, melyek felhasználásával végeztük el a terület hidraulikai feldolgozását. A vertikális nyomáseloszlás-vizsgálathoz szükségünk volt a kutak nyomásértékeire is, melyet az alábbi egyenlet segítségével a mért hidraulikus emelkedési magasság értékekből kalkuláltunk, állandó fluidumsűrűséget feltételezve az áramlási pálya mentén:

$$h = z + p/(\rho \cdot g) \quad (1)$$

ahol  $h$  [m] a mért hidraulikus emelkedési magasság,  $z$  [m] az adott mérési pont Balti tengerszint feletti magassága,  $p$  [Pa] a pórusnyomás,  $\rho$  [ $\text{kg}\cdot\text{m}^3$ ] a folyadék sűrűsége,  $g$  [ $\text{m}\cdot\text{s}^2$ ] a gravitációs gyorsulás. Sűrűségkorrekciót végeztünk azokon a területeken, ahol a vizek magas hőmérséklettel (32–76,6 °C) és nagy oldottanyag-tartalommal jellemezhetőek (TDS 849–1700 mg/l). A magas hőmérséklet csökkenti, a nagy TDS pedig növeli a vizek sűrűségét. Ebből kifolyólag nem meglepő, hogy a korrekció csak minimális eltérést mutatott a sűrűség tekintetében ( $<13 \text{ kg}\cdot\text{m}^3$ ), így a nyomásértékeket, valamint a vertikális nyomásgradienst minden mérési pont esetén az édesvíz sűrűségével ( $1000 \text{ kg}\cdot\text{m}^3$ ) számítottuk. A területre jellemző hidrosztatikus vertikális nyomásgradiens értéke 0,981 MPa/100m.

Az értelmezést az adatok mennyisége mellett azok eloszlása is nagymértékben befolyásolja, így az adatfeldolgozás során a kutak területi és mélység szerinti eloszlását is megvizsgáltuk. Az adatok területi eloszlása igen egyenlőtlen (*2.a ábra*), a kutak, a települések és a Duna vonala körül sűrűsödnek. A hidraulikus keresztmetszelvények és nyomásprofilok helyének kijelölése (*2.a ábra*) az adateloszlás figyelembevételével történt. Az adatok mélység szerinti eloszlása szintén nem kiegyenlített, a kutak többsége az 50–100 mBf közötti vertikumot szűrőzi (*2.b ábra*).



2. a ábra: A  $p(z)$  profilok befoglaló területei; a hidraulikus keresztmetsvények nyomvonalai és a kutak területi eloszlása

Jelmagyarázat: I. vízfolyások II .Duna III. a  $p(z)$  profilok befoglaló területei IV. hidraulikus keresztmetsvények nyomvonala V.-XI. kutak szűrőközép eleváció [mBf] szerint (V. <-500; VI. -500-0; VII. 0-49; VIII. 50-99; IX. 100-150; X. >150 )

2 b ábra: Hisztogram a kutak szűrőközép eleváció szerinti eloszlásáról

Fig. 2a Bounding areas of  $p(z)$  profiles; the trace lines of the hydraulic cross sections and the spatial distribution of wells

Legend: I. streams II R. Danube III. bounding areas of  $p(z)$  profiles IV. hydraulic cross sections V.-XI. wells with the elevation of the measuring point [m asl] (V. <-500; VI. -500-0; VII. 0-49; VIII. 50-99; IX. 100-150; X. >150 )

Figure 2, b Distribution of the data points in relation to the elevation of their measuring points



## Alkalmazott módszerek

A vizsgált terület hidraulikai feldolgoása során a felszín alatti vízáramlási rendszerek feltérképezését végeztük el. A meghatározott hidraulikus gradiensek és áramlási irányok segítségével a folyadékpotenciál mező feltárása volt a fő cél, melynek elérése érdekében nyomás–eleváció diagramok, tomografikus folyadékpotenciál-térképek, valamint hidraulikus keresztmetszvények készültek a területre jellemző hidrosztratigráfiai egységek figyelembevételével.

### *Hidrosztratigráfia*

A hidrosztratigráfia a térképezhető földtani képződmények (rétegek, formációk) hidraulikai tulajdonságaik (permeabilitás, hidraulikus vezetőképesség) alapján történő osztályozása. Az egyes vízrétegtani kategóriák jellemzik egy adott réteg relatív hidraulikai funkcióját. A különböző hidrosztratigráfiai egységek jelentősen befolyásolhatják a felszín alatti vízáramlási viszonyokat, és folyadék-potenciál anomáliák (TÓTH 2009) esetében a hidrosztratigráfia magyarázhatja a hidraulikus jelenségeket is. Következésképpen hidrogeológiai célú felméréseknél elsőrendű feladat a vizsgálati területen előforduló képződmények hidrosztratigráfiai egységekbe való besorolása. A tanulmányterületen ehhez a vizsgálati területen elvégzett előzetes hidrosztratigráfiai elemzést vettük alapul (MÁDLNÉ SZŐNYI 2013).

A területen jellemző jelentősebb kőzetformációk 3 fő hidrosztratigráfiai osztályba kerültek besorolásra, nevezetesen a) jó vízvezető; b) közepesen jó vízvezető; és c) rossz vízvezető egységek kerültek megkülönböztetésre.

Azok a képződmények, amelyek erősen repedezettek és jelentős porozitással rendelkeznek a jó vízvezető tulajdonságú csoportba kerültek besorolásra. Ide tartozik a Fődolomit Formáció ( $T_3$ ), a Dachsteini Mészke Formáció ( $T_3$ ), a Szépvölgyi Mészke Formáció ( $E_3$ ), a Tinnyei Formáció ( $M_2$ ), továbbá a pannóniai kavics és homok, valamint a fiatal kvarter üledékek (3. ábra).

A kisebb porozitású, kompaktált és kevésbé repedezett vagy agyagbetelepüléseket tartalmazó kőzetegységek képezik a közepesen jó vízvezető rétegeket. Ebbe a kategóriába a következő képződményeket soroltuk: Mátyáshegyi Formáció ( $T_3$ ), Budai Marga Formáció ( $E_3$ ), Törökbálinti Homokkő Formáció ( $Ol_2$ ), Mányi Formáció ( $Ol_2$ ) (3. ábra).

Az alacsony permeabilitású, alsó-oligocén képződmények, mint a Tardi vagy a Kiscelli Agyag, továbbá a kovásan erősen cementált Hárshegy

Homokkő és a pannóniai agyag tartozik a rossz vízvezető képességű képződmények közé (3. ábra).

Azok a formációk, amelyek a vizsgálati területen a fentiekén kívül még fellelhetők, de MÁDLNÉ SZŐNYI (2013) munkájában nem szerepelnek, azok GYALOG, CSÁSZÁR (1995) formáció leírásai és a fúrási rétegsorok alapján kerültek besorolásra. Ezek alapján a Kösseni Formáció (T<sub>3</sub>), a Kosdi Formáció (E<sub>3</sub>), a Szécsényi Formáció (Ol<sub>2</sub>), valamint a Garábi Slír Formáció (E<sub>1</sub>) a közepesen jó vízvezető csoportba került (3. ábra).

FÖLDTÖRTÉNETI KOR		LITOLÓGIA			LITOSZTRATIGRÁFIA			HIDRAULIKUS VEZETŐKÉPESSÉG K [m/s]			HIDROSZTRATIGRÁFIAI OSZTÁLYOK	
KAINOZOIKUM	NEOGÉN	HOLOCÉN			kavics			10 <sup>-4</sup> - 10 <sup>-2</sup>			Jó vízvezető	
		PLEISZTOCÉN			lejtőtörmelék, lösz, travertinó			10 <sup>-4</sup> - 10 <sup>-2</sup>			Jó vízvezető	
		PLIOCÉN			HIÁTUS							
		MIOCÉN			kavics, homok	agyag		10 <sup>-7</sup> - 10 <sup>-2</sup>	10 <sup>-12</sup> - 10 <sup>-19</sup>		Jó vízvezető	
					mésző			10 <sup>-6</sup> - 10 <sup>-4</sup>			Jó vízvezető	
					finomszemcsés homokkő, aleurolit, márga			10 <sup>-10</sup> - 10 <sup>-3</sup>			Közepesen jó vízvezető	
	PALEOGÉN	OLIGOCÉN	meszes aleurolit	finom- és durvaszemcsés homokkő	agyagos aleurolit	Mányi Fm	Törökbalinti Homokkő Fm	Szécsényi Slír Fm	10 <sup>-8</sup> - 10 <sup>-6</sup>	10 <sup>-8</sup> - 10 <sup>-10</sup>	Közepesen jó vízvezető	
			agyag aleurolit	homok homokkő	agyagmárga agyag							
			durvaszemcsés homokkő			Hárshegyi Homokkő Fm			10 <sup>-10</sup> - 10 <sup>-8</sup>			Rossz vízvezető
			aleurolit, agyagmárga			Kiscelli Agyag Fm			10 <sup>-13</sup> - 10 <sup>-10</sup>			Rossz vízvezető
		agyagos aleurolit			Tardi Agyag Fm			10 <sup>-13</sup> - 10 <sup>-10</sup>			Rossz vízvezető	
		EOCÉN	márga, mészmárga, agyagmárga			Budai Márga Fm			10 <sup>-8</sup> - 10 <sup>-6</sup>			Közepesen jó vízvezető
			mésző, meszes márga			Szépvölgyi Mésző Fm			10 <sup>-6</sup> - 10 <sup>-4</sup>			Jó vízvezető
		PALEOCÉN	agyag, karbonátos törmelékek, agyagmárga			Kosdi Fm			10 <sup>-10</sup> - 10 <sup>-8</sup>			Közepesen jó vízvezető
MEZOZOIKUM	KRÉTA	HIÁTUS										
	JURA	HIÁTUS										
	TRIÁSZ	FELSŐ-TRIÁSZ	márga, agyagmárga			Kösseni Fm			10 <sup>-8</sup> - 10 <sup>-6</sup>			Közepesen jó vízvezető
			mésző			Dachsteini Mésző Fm			10 <sup>-6</sup> - 10 <sup>-4</sup>			Jó vízvezető
			dolomit			Födolomit Fm			10 <sup>-7</sup> - 10 <sup>-5</sup>			Jó vízvezető
			mésző, dolomit			Mályáshegyi Mésző Fm			10 <sup>-6</sup> - 10 <sup>-4</sup>			Közepesen jó vízvezető
KÖZÉPSŐ-TRIÁSZ	dolomit			Budaörsi Dolomit Formation			10 <sup>-7</sup> - 10 <sup>-5</sup>			Közepesen jó vízvezető		

3. ábra: Litológiai és hidrosztratigráfiai táblázat a vizsgált területről (ERHARDT et al. 2017 alapján)  
Fig. 3: Lithological and hydrostratigraphic chart of the study area (after ERHARDT et al. 2017)

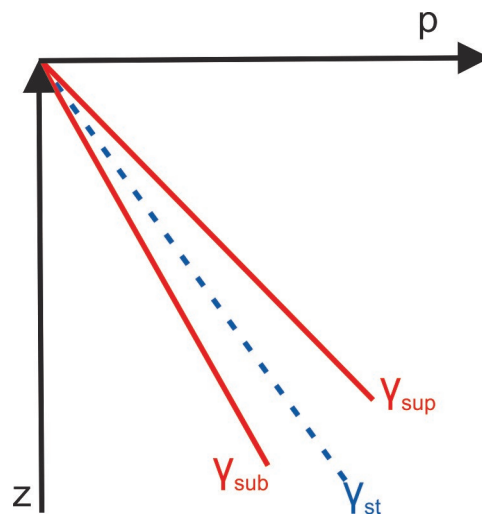
### P(z) profilok

Hidrodinamikai vizsgálatok során gyakran alkalmazott eszköz a nyomás vs. eleváció diagram, azaz a p(z) profil, így elsőként a kutak tengersiz feletti magasságát figyelembe véve p(z) profilokat készítettünk, melyek segítségével az áramlás vertikális komponensére következtethetünk. A területre jellemző vertikális nyomásgradiens értékét összehasonlítva az ideális, hidrosztatikus állapottal, meghatározhatjuk az áramlás függőleges irányát.

A vertikális nyomásgradiens ( $\gamma$ ) az áramlási tér egységnyi függőleges hosszúságú részére eső nyomáskülönbség. Hidrosztatikus környezetben nincs vertikális mozgás a folyadékban, mivel a vízrészecskékre ható gravitációs és felhajtó erő egyensúlyban van. Ekkor a vertikális nyomásgradiens hidrosztatikus, általában alkalmazott értéke pedig a 4 °C-os édesvíz sűrűségével (1000 kg·m<sup>-3</sup>) számított  $\gamma_{st} = 0,98067$  MPa/100m. Hidrodinamikai állapotban valamilyen erő kibillentí a rendszert egyensúlyából és vertikális

áramlási komponens is jelentkezik, a vertikális nyomásgradiens pedig dinamikus ( $\gamma_{\text{din}}$ ).

Beáramlási területeken  $\gamma_{\text{din}} < \gamma_{\text{st}}$ , így lefelé áramlik a folyadék és  $\gamma_{\text{din}}$  értéke szubhidrosztatikus, míg kiáramlási területeken  $\gamma_{\text{din}} > \gamma_{\text{st}}$ , ezért felfelé áramlik a folyadék,  $\gamma_{\text{din}}$  pedig szuperhidrosztatikus (4. ábra). Átáramlási területeken a vertikális hidraulikus gradiens nulla, de a laterális komponens nullától eltérő érték, így a felszínelatti vízáramlásnak nincs vertikális komponense, csak horizontális. Ilyenkor a vertikális nyomásgradiens hidrosztatikus (TÓTH, SHENG 1996). Ebből következik, hogy egyetlen kútban tapasztalt hidrosztatikus vertikális nyomáseloszlás még nem jelent feltétlenül statikus rendszert.



4. ábra: A  $p(z)$  profil vertikális nyomásgradiensének értelmezése. A vertikális nyomásgradiens fedett víztartó esetében függ a fedő vízfogó képződmény permeabilitásától: minél kevésbé permeábilis a vízfogó, a vertikális nyomásgradiens annál inkább közelít a hidrosztatikushoz (ERHARDT et al. 2017 alapján)

Fig. 4: Interpretation of vertical pressure gradients of  $p(z)$  profile. Vertical pressure gradient in the confined aquifer depends on the permeability of the overlying aquitard: the less permeable the aquitard, the closer to hydrostatic vertical pressure gradient (after ERHARDT et al. 2017)

### Tomografikus folyadékpotenciál térképek

Másodsorban, tomografikus potenciáltérképeket szerkesztettünk meghatározott mélységintervallumokra vonatkozóan. A tomografikus folyadékpotenciál térképek az  $x$ - $y$  síkba projektált hidraulikus emelkedési magasság értékek izovonalas megjelenítései, melyek segítségével láthatóvá válik a terület horizontális vízáramlási képe. A térképek segítségével a horizontális vízáramlási irányokon túl, az ekvipotenciálvonalak egyenletlenségéből, a folyadékpotenciál mezőben jelentkező jellegzetes anomáliákból következtethe-

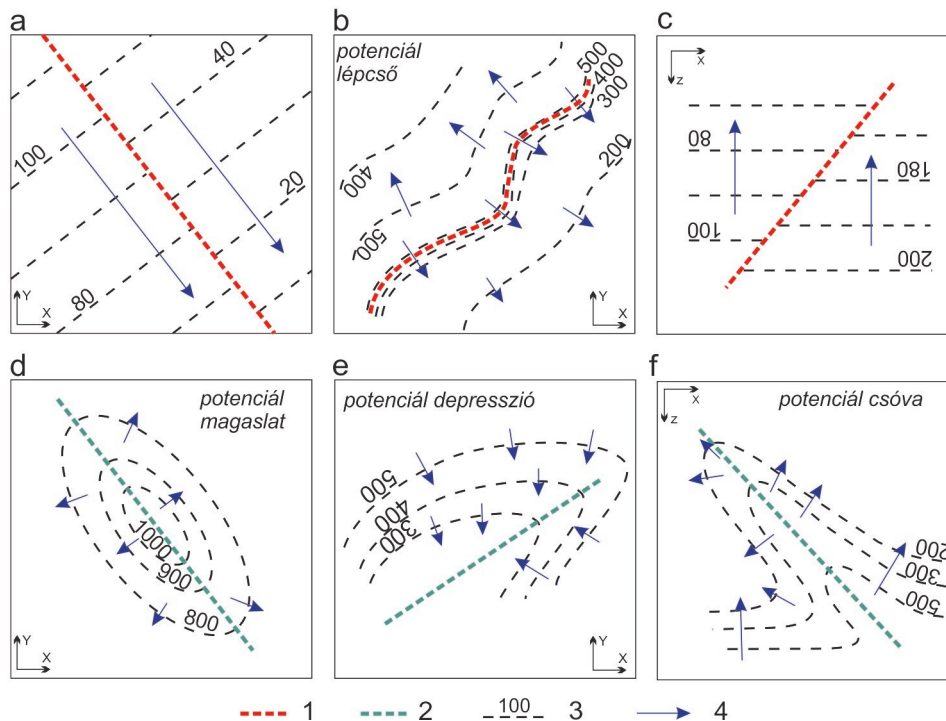
tünk a hidraulikus vezetőképességben bekövetkező változásokra is, például különböző vízvezető képességű rétegek határfelületére, vagy vetők jelenlétére (TÓTH 2003, UNDERSCHULTZ *et al.* 2005, CZAUNER, MÁDLNÉ SZŐNYI 2013). Ezáltal geológiai információt is hordoznak a tomografikus potenciáltérképek, szemben a hagyományos, egy–egy vízadóra készített potenciáltérképeknel. A különböző mélységtartományra készített tomografikus folyadékpotenciál térképek összehasonlításával ráadásul következtethetünk az áramlások vertikális komponensére is.

### *Hidraulikus keresztshelvények*

Végül, a korábbi vizsgálatok eredményei alapján érdekesnek, vagy ellentmondásosnak bizonyuló területeken hidraulikus keresztshelvényeket készítettünk, hogy a shelvények síkja mentén a vertikális és horizontális vízáramlási irányokat egyaránt tanulmányozhassuk.

A hidraulikus keresztshelvények a felszín alatti folyadékpotenciál – lehetőség szerint a legnagyobb esésiránnyal párhuzamosan felvett – függőleges síkba eső értékeinek izovonalas ábrázolása:  $h(z,s)$ . A shelvényeken a 'h' a hidraulikus emelkedési magasságot, a 'z' a tengerszint feletti magasságot, 's' a shelvény menti távolságot jelöli, de a shelvények síkjában feltüntettük az ekvipotenciál- és áramvonalakat is. A shelvények mentén a 'h' értékek egyenlőtlen eloszlása miatt az ekvipotenciálvonalak egy részét nem, vagy csak szaggatott vonallal tüntettünk fel. A függőleges vízáramlás szemléletesebb megjelenítése érdekében minden keresztshelvényen vertikális magasítást alkalmaztunk.

A keresztshelvényekkel a folyadékáramlás mindkét komponense tanulmányozható, így a korábbi vizsgálati módszerek, a  $p(z)$  profilok és tomografikus folyadékpotenciál térképek eredményei ellenőrizhetővé, az általuk alkotott hidraulikai kép bizonyíthatóvá válik. A megfelelő értelmezés érdekében a shelvényeken a hidrosztratigráfiai beosztás és a főbb vetőzónák is feltüntetésre kerültek. A tomografikus potenciáltérképekhez hasonlóan, az alacsony permeabilitású rétegek jelenléte, valamint a vetők hidraulikai viselkedése is kimutatható a potenciáltérben jelentkező anomáliák vizsgálata által. Az alacsony permeabilitású képződmények (pl.: záró vetők) látszólag az ekvipotenciálvonalak folyamatosságának megszakadását idézik elő (5. ábra), míg a magas permeabilitású képződmények (pl.: lencsék, vezető vetők) pozitív és negatív anomáliát is létrehozhatnak a potenciáltérben (5. ábra).



5. ábra: Tomografikus folyadékpotenciál térképeken (a,b,d,e) és hidraulikus keresztmetszvényeken (c,f) megjelenő földtani heterogenitásból (pl.vetők, vízfogó képződmények) adódó folyadék-potenciál anomáliák (TÓTH 2003 és CZAUNER 2012 alapján)

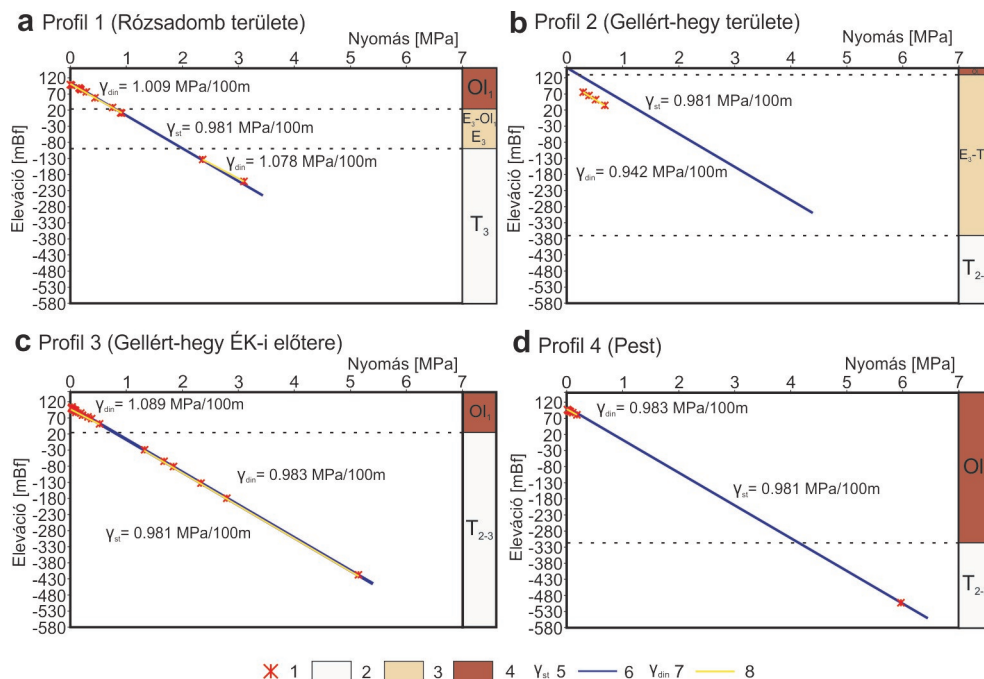
Fig. 5: Anomalies on fluid-potential maps (a, b, d, e) and hydraulic cross sections (c, f) caused by hydrostratigraphical heterogeneities (i.e., faults, aquitard units) (after TÓTH 2003; CZAUNER 2012)

## Eredmények

A vizsgált terület részletes hidraulikai elemzését ERHARDT (2012), ÖTVÖS (2012) és ERHARDT *et al.* (2017) tanulmányai közlik. Jelen tanulmányban a Rózsadomb és a Gellért-hegy területére fókuszálva mutatjuk be a hidraulikai feldolgozás eredményét a két terület megcsapolódási jelenségeinek magyarázata céljából.

### $P(z)$ profilok

A kutak területi eloszlásának és tengerszint feletti magasságának figyelembe vételével összesen 4  $p(z)$  profilt mutatunk be (2.a ábra), melyek a megcsapolódási területek vertikális áramlási viszonyait szemléltetik. Az értelmezést elősegítendő a profilokon feltüntettük a területükre eső kutak adatai alapján meghatározott hidrosztratigráfiai egységeket is (6. ábra).



6. ábra:  $p(z)$  profilok a) Profil 1 (Rózsadombi kiáramlási terület) b) Profil 2 (Gellért-hegy) c) Profil 3 (Gellért-hegy ÉK-i előtere kiáramlási terület) d) Profil 4 (Pest)

1 pórusnyomás 2 jó vízvezető réteg 3 közepesen jó vízvezető réteg 4 rossz vízvezető réteg 5 a területre jellemző vertikális hidrosztatikus gradiens [MPa/100m] 6 hidrosztatikus egyenes 7 az adatok vertikális nyomásgradiense [MPa/100m] 8 az adatpontokra illesztett lineáris trendvonal

Fig. 6 Charts of  $p(z)$  profiles: a) profile #1 (Rózsadomb area – Central discharge system) b) profile #2 (Gellért Hill area) c) profile #3 (NE foreland of the Gellért Hill area – Southern discharge system) d) profile #4 (Pest)

1 pressure data points 2 aquifer units 3 moderate aquifer units 4 aquitard units 5 vertical hydrostatic pressure gradient of the area [MPa/100m] 6 hydrostatic vertical pressure gradient line 7 vertical pressure gradient referring to the data points [MPa/100m] 8 linear trendline inserted to the data points

Az 1-es számú  $p(z)$  profil (6.a ábra) területe a Rózsadomb keleti előterében húzódik. A  $p(z)$  profilon egy sekély ( $z=10-98$  mBf) és egy mély ( $z=-133-(-201)$  mBf) szűrőközép elevációra vonatkozó adatcsoport különíthető el, előbbi az oligocén vízfogón, utóbbi a triász vízvezetőn belül. A  $p(z)$  profil vertikális nyomásgradiense (sekély:  $\gamma_{din}=1,009$  MPa/100m, mély:  $\gamma_{din}=1,077$  MPa/100m) mindkét csoport esetében némileg nagyobb, mint a hidrosztatikus ( $\gamma_{hid}=0,981$  MPa/100m), ami feláramlásra utal.

A 2-es számú  $p(z)$  profil (6.b ábra) a Gellért-hegy területén (2.a ábra) került kijelölésre. A profilon megjelenő adatok szubhidrosztatikus állapotot jeleznek, azaz a vertikális nyomásgradiens kisebb ( $\gamma_{dyn}=0,942$  MPa/100m), mint a hidrosztatikus, ez pedig leáramlásra utal.

A 3-as számú  $p(z)$  profil (6.c ábra) a Gellért-hegy ÉK-i előterében található kutak adataiból készült, mely így az itteni kiáramlási terület függőleges áramlási irányait reprezentálja. A profilon megjelenő adatok egy sekély és egy mély szűrőközép elevációra vonatkozó csoportra különíthetők el. A sekély mélységű ( $z=51-102$  mBf), oligocén vízfogóban elhelyezkedő adatok szuperhidrosztatikus állapotot ( $\gamma_{\text{din}}=1,089$  MPa/100m) tükröznek, míg a mélyebb ( $z=-29-(-417)$  mBf), triász vízvezetőben található csoportban közel hidrosztatikus ( $\gamma_{\text{din}}=0,983$  MPa/100m) állapot észlelhető. Előbbi felfelé irányuló vertikális vízáramlásra, utóbbi dominánsan a laterális áramlásra utal.

A 4-es számú profil (6.d ábra) a Gellért-heggyel szemben, a pesti oldalon található (2.a ábra). Az oligocén vízfogóban elhelyezkedő sekély mélységű ( $z=81-97$  mBf) adatok vertikális nyomásgradiense ( $\gamma_{\text{din}}=0,983$  MPa/100m) közel hidrosztatikus, azaz ott a laterális áramlás lesz az uralkodó. A kijelölt lokális területen 1 db adat jellemzi a nagyobb mélységben ( $z=-503$  mBf) elhelyezkedő triász vízvezető réteget, amelynek nyomásadata a hidrosztatikus egyenesre esik.

#### *Tomografikus potenciáltérképek*

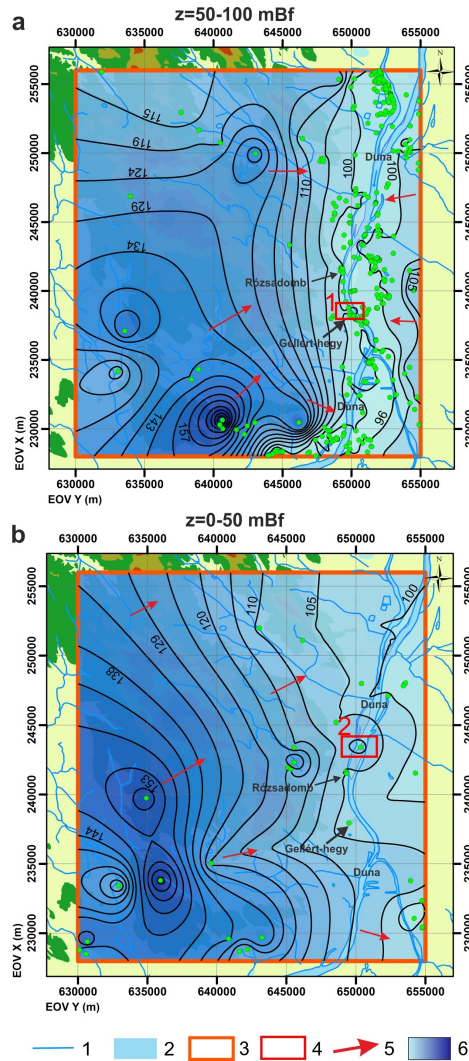
A  $p(z)$  profilok segítségével történő vertikális áramlási irányok meghatározását követően tomografikus potenciáltérképek készültek a horizontális áramlási irányok meghatározása érdekében.

A hidraulikai adatok mélység és terület szerinti eloszlására (2.b ábra) való tekintettel két tomografikus folyadékpotenciál térkép ( $z=0-49$  mBf és  $50-100$  mBf) készült (7. ábra). Az adathiányos területek – és az ezekre történő extrapoláció – ellenére elmondható, hogy mindkét térkép esetében a vízáramlás alapvetően a topográfiát követi, azaz a magasabb hidraulikus emelkedési magassággal rendelkező adatok a topográfiai kiemelkedéseken, az alacsonyabb 'h' értékek a mélyebb területeken jelentkeznek.

A sekélyebb mélységű térképen ( $z=50-100$  mBf) (7.a ábra) a potenciálminimum a Duna vonalához kötődik, amelytől Ny-i és K-i irányba egyaránt nőnek a potenciálértékek. Más szóval a vízáramlás K-i és Ny-i irányból egyaránt a Duna irányába történik. A kiáramlási területek (északi, rózsadombi, Gellért-hegyi) hidraulikailag itt nem különülnek el egymástól. A Gellért-hegy környékén azonban egy kisebb potenciálmaximum (1) figyelhető meg (7.a ábra).

A mélyebb ( $z=0-49$  mBf) térképen (7.b ábra) egy keleti irányú regionális áramlási irány figyelhető meg, ami a kiemelt karsztos területektől a Duna alatti térrészen keresztül a Pesti-síkság felé halad. Emellett a rózsadombi

dombi és Gellért-hegyi megcsapolódási területek potenciálminimumként jelentkeznek, míg a Margit-sziget északi részén egy „potenciáldomb” (2) mutatkozik.



7. a ábra: Az 50–100 mBf intervallumra szűrözött kutak tomografikus potenciáltérképe

7. b ábra: A 0–49 mBf intervallumra szűrözött kutak tomografikus potenciáltérképe

Jelmagyarázat: 1 vízfolyások 2 Duna 3 a vizsgálati terület határa 4 folyadékpotenciál anomáliák: 1 Gellért-hegy; 2 Margit-sziget 5 a „horizontális” folyadékáramlás iránya 6 hidraulikus emelkedési magasság értékek [mBf] színskálája

Fig. 7 a: Tomographic fluid-potential map of  $z=50-100$  m asl elevation interval

Fig. 7 b: Tomographic fluid-potential map of  $z=0-49$  m asl elevation interval

Legend: 1 streams 2 R. Danube 3 boundary of the study area 4 fluid-potential anomalies: 1 Gellért Hill; 2 Margaret Island 5 „horizontal” fluid-flow direction 6 colour chart of hydraulic head values [m asl]

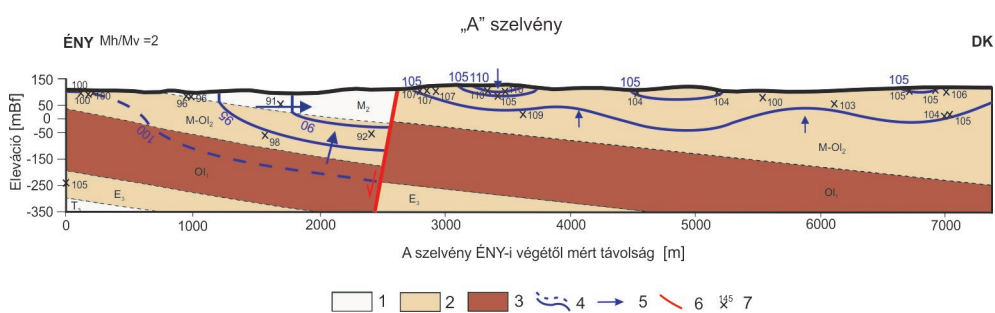


Végül, ha összehasonlítjuk a térképek adatban gazdagabb, keleti és délkeleti részeit, megállapítható, hogy a mélyebb térkép esetében a folyadékpotenciál értékek a Duna mentén magasabbak, ami feláramlásra utal a két mélységintervallum között. A Dunától nyugatra, a topográfiai magaslatokon lefelé irányuló vízáramlás, míg a Dunától keletre horizontális és/vagy lefelé irányuló áramlás észlelhető.

### Hidraulikus keresztmetszetek

Jelen tanulmányban 3 reprezentatív szelvényt ('A'; 'B'; 'C') mutatunk be a rózsadombi és Gellért-hegyi területekre fókuszálva. A hidraulikus keresztmetszetek nyomvonalai a fúrási rétegsorok, valamint a  $p(z)$  profilok és a potenciáltérképek alapján kerültek kijelölésre. Valamennyi keresztmetszeten a hidraulikus emelkedési magasság értékek a felső 250 métert reprezentálják, így segítségükkel elsősorban a sekély áramlási rendszerekre következtethetünk.

Az 'A' szelvény (8. ábra) ÉNy–DK-i lefutású, amely a Pesti-síkságon húzódik (2.a ábra). A szelvényen halad keresztül az Északkeleti-peremvető, amely jelentős, több mint 15 méteres 'h'-különbségeket okoz a vető két oldalán. A vető ÉNy-i részén a jó és a közepesen jó vízvezető rétegekben felfelé irányuló vertikális áramlás, míg a vető másik felén, az  $M_2$  vízvezetőben dominánsan oldalirányú vízmozgás a jellemző. A 2500. szelvénytől lokális beáramlási területek szuperponálódhatnak a feltételezhetően regionális feláramlásra.



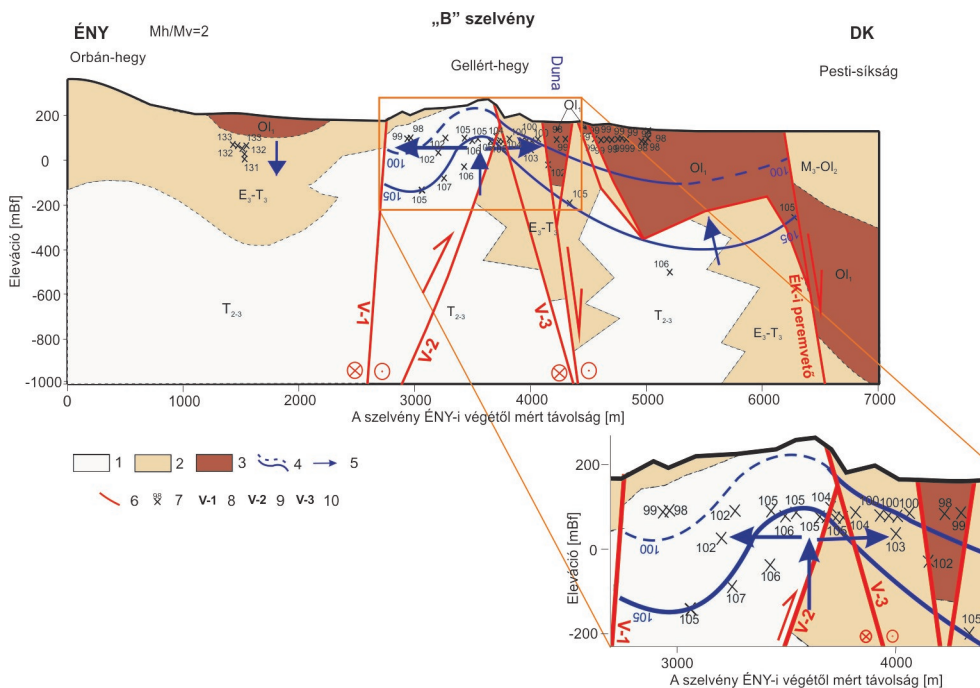
8. ábra: Az 'A' hidraulikus keresztmetszet

Jelmagyarázat: 1 jó vízvezető réteg 2 közepesen jó vízvezető réteg 3 rossz vízvezető réteg 4 ekvipotenciál-vonalak 5 áramlási irány 6 vetők 7 adatpontok a hidraulikus emelkedési magasság értékkel [mBf];  $Mh/Mv=2$  kétszeres túlmagyarázás

Fig. 8: Hydraulic cross section 'A'

1 aquifer units 2 moderate aquifer units 3 aquitard units 4 hydraulic head contour 5 fluid-flow direction 6 faults 7 data points with hydraulic head value [m asl]  $Mh/Mv=2$  double vertical exaggeration

A 'B' szelvény (9. ábra) északnyugat–délkelet irányban az Orbán-hegytől indulva áthalad a Gellért-hegyen, a Dunán, majd a Pesti-síkságon elvégződik (2.a ábra). A szerkezeti elemek és a hidrosztratigráfiai beosztás a területen áthaladó regionális földtani szelvény (FODOR 2013) alapján készült. Az Orbán-hegy és a Gellért-hegy (0–3000 m szakasz) között összesen 5 db egymáshoz közeli adat található, amelyek enyhe lefelé irányuló áramlásra engednek következtetni. Ezzel szemben a Gellért-hegy és a Pesti-síkság alatt (2500–5000 m szakasz) a hidraulikus emelkedési magasság értékek vertikálisan felfelé, horizontálisan pedig keleti és nyugati irányba mutató komponenseket jeleznek. Emellett egy jelentős pozitív folyadékpotenciál anomália figyelhető meg a Gellért-hegy alatt húzódó kréta korú vető (V-2, 9. ábra) és a kainozoikumi oldaleltolódásos vetőzóna (V-3, 9. ábra) környezetében.



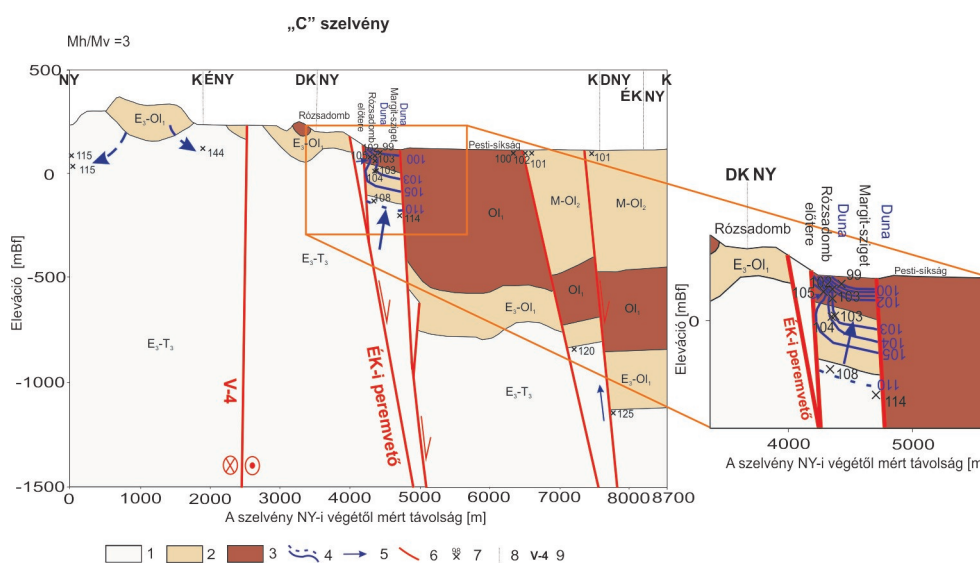
9. ábra: A 'B' hidraulikus keresztmetszelve

Jelmagyarázat: 1 jó vízvezető réteg 2 közepesen jó vízvezető réteg 3 rossz vízvezető réteg 4 ekvipotenciálvonalak 5 áramlási irány 6 vetők 7 adatpontok a hidraulikus emelkedési magasság értékkel [mBf] 8 kainozoikumi oldaleltolódásos vető (a szövegben tárgyalva) 9 kréta vető (a szövegben tárgyalva) 10 kainozoikumi oldaleltolódásos vető (a szövegben tárgyalva) Mh/Mv=2 kétszeres túlmagyarázás

Fig. 9: Hydraulic cross section 'B' (hydrostratigraphy based on FODOR 2013)

Legend: 1 aquifer units 2 moderate aquifer units 3 aquitard units 4 hydraulic head contour 5 fluid-flow direction 6 faults 7 data points with hydraulic head value [m asl] 8 Cenozoic strike-slip fault (discussed in the text) 9 Cretaceous fault (discussed in the text) 10 Cenozoic strike-slip fault (discussed in the text) Mh/Mv=2 double vertical exaggeration

A 'C' szelvény (10. ábra) nagyjából ÉNy–DK-i irányítottaságú, amely Budapest központi területén húzódik keresztül (2.a ábra), érintve a Rózsadombot, annak előterét, a Margit-sziget déli részét, valamint a Pesti-síkságot is. A szelvény hidrosztratigráfiai beosztása FODOR (2013) földtani szelvénye alapján készült. A szelvény K-i végén (7000–8000 m szakasz), a mélyebb régióból ( $z=-800-(-1200)$  mBf) összesen 2 adat származik. Ezek alapján a 'h' értéke felfelé csökken, így itt feláramlásra lehet következtetni. A Rózsadomb előterében, illetve a Margit-sziget déli részén szintén feláramlásra utalnak a 'h' értékek, míg a dominánsan keleti irányú laterális áramlás a sekélyebb mélységekben folyadékpotenciál anomáliát okoz. A Pesti-síkság felszín közeli adatai 100 mBf értékek körül mozognak. Ha összehasonlítjuk a szelvény nyugati elvégződésénél (0–2000 m szakasz) mutatkozó 'h' értékeket a Rózsadomb előterében lévő adatokkal, akkor megfigyelhető, hogy azok ugyanazon mélységben 10–40 méterrel magasabb 'h' értékeket mutatnak.



10. ábra: A 'C' hidraulikus keresztmetszvény

Jelmagyarázat: 1 jó vízvezető réteg 2 közepesen jó vízvezető réteg 3 rossz vízvezető réteg 4 ekvipotenciálvonalak 5 áramlási irány 6 vetők 7 adatpontok a hidraulikus emelkedési magasság értékkel [mBf] 8 szelvény „töréspont” 9 a szövegben tárgyalt vető,  $Mh/Mv=3$  háromszoros túlmagyarázás

Fig. 10: Hydraulic cross section 'C' (hydrostratigraphy based on FODOR 2013)

Legend: 1 aquifer units 2 moderate aquifer units 3 aquitard units 4 hydraulic head contour 5 fluid-flow direction 6 faults 7 data points with hydraulic head value [m asl] 8 „breaking point” of the cross section 9 fault discussed in the text  $Mh/Mv=3$  triple vertical exaggeration

## Következtetések, eredmények értelmezése

A fentiekben tárgyalt  $p(z)$  profilok eredményei alapján elmondható, hogy az 1-es és 3-as számú profilok (6.a és 6.c ábra) esetében a vízáramlás iránya felfelé mutat, így ezek kiáramlási területek. A 2-es számú profil (6.b ábra) lefelé irányuló áramlást jelez, ezért ez egy beáramlási terület. Végül a 4-es számú profilon (6.d ábra) a közel hidrosztatikus vertikális nyomásgradiens átáramlási területet jelöl. A szub- és szuperhidrosztatikus  $\gamma$  értékek alig különböznek a hidrosztatikus értéktől, azonban ez a felszínközeli mérési pontoknak köszönhető. A jelen tanulmányban tárgyalt és ERHARDT (2012), valamint ÖTVÖS (2012) feldolgozásában szereplő összes, 38 db,  $p(z)$  profilon tapasztalt vertikális áramlási irányok magyarázhatók a topográfiai helyzettel, ami a vizsgált mélységintervallumon (földfelszíntől  $z=-500$  mBf-ig) belül a gravitációs áramlási rendszerek jelenlétére utal.

Az áramlási mintázatokra a hidrosztratigráfia jelentős befolyással lehet, ami a jelen tanulmányban vizsgált  $p(z)$  profilok esetében is megfigyelhető. A fedő vízfogó réteg (a felszínen) a beáramlási területeken lelassítja a lefelé történő vízáramlást, ezért az alatta lévő rétegekben és a közepesen jó vízvezető rétegekben szubhidrosztatikus értékek jelennek meg, mint ahogy az a Gellért-hegyi területen is látható (6.b ábra). A kiáramlási területeken, ahol a  $\gamma$  szuperhidrosztatikus és a vízfogók akadályozzák a feláramlást, a vastagabb fedő vízfogó (és közepesen jó vízvezető) réteg okozza a nagyobb  $\gamma$  értéket az alatta fekvő vízvezetőben, mint például a Rózsadombi területen vagy a Gellért-hegy ÉK-i előterében (6.a és 6.c ábra). A Gellért-hegy ÉK-i előterében a rózsadombi területhez képest magában a vízfogóban nagyobb  $\gamma$  értékek jelentkeznek, ami feltehetően a nagyobb topográfiai gradiensnek tudható be (6.c ábra). A fedő vízvezető képződmények a laterális áramlással jellemezhető átáramlási területeken látszólag nincsenek jelentős hatással a vertikális nyomásgradiensre (6.d ábra).

A tomografikus potenciáltérképek eredményei szintén a gravitációs áramlási rendszerek jelenlétét bizonyítják (7. ábra). A topográfiai magaslatok beáramlási területnek, a mélyebben fekvő területek kiáramlási területnek minősülnek, míg a sekélyebb mélységintervallumban a Duna tekinthető regionális megcsapolódási zónának (7.a ábra). A mélyebb intervallumra készült térképen (7.b ábra) keleti irányban keresztüláramlás figyelhető meg a Duna alatti térrészben. A fluidumpotenciál anomáliák többsége nem jelentős és a legtöbbjük a helyi topográfiai jellemzőkkel magyarázható. A szintkülönbségekkel nem magyarázható anomáliák a hidraulikus keresztmetszelvevényekkel együtt értelmezhetők. A három jól ismert természetes megcsapoló-

dási zóna (északi, rózsadombi és Gellért-hegyi rendszer) a térképek alapján jelentősen nem különbözik egymástól.

A hidraulikus keresztshelvényeken (8-10. ábrák) elsősorban a felső 250 méterre vonatkozó áramlási rendszerekre következtethetünk, mivel a hidraulikus emelkedési magasság értékek többsége a felszín közeli rétegekre szűrőzött kutakból származik. A topográfiával való korreláció mellett, a vetők hidraulikai viselkedése is vizsgálható ebben a mélységintervallumban.

Az 'A' keresztshelvényen (8. ábra) az Északkeleti-peremvető a folyadék áramlása szempontjából záró funkciót tölt be, minthogy a vető két oldalán 15 m-es különbség mutatkozik a hidraulikus emelkedési magasság értékekben. A vetőtől ÉNy-i irányban kiáramlási terület azonosítható az M<sub>2</sub> vízvezetőben dominánsan oldalirányú áramlással, míg a vető másik oldalán a helyi topográfiai magaslatok következtében lokális beáramlási területek szuperponálódnak az uralkodóan felfelé irányuló áramlásra.

A 'B' keresztshelvényen (9. ábra) a Gellért-hegy közelében az ekvipotenciál értékek mélységgel való növekedése figyelhető meg, tehát ez egy kiáramlási terület, ami összhangban van a terület p(z) profiljának eredményével (6.c ábra) is, mely egyben Budapest déli természetes megcsapolódási zónáját is jelenti. A régió nyugati háttérében a p(z) profil (6.b ábra) beáramlási területet jelez. A hidraulikus összefüggés a Gellért-hegy és annak nyugati háttéré között adathiányból adódóan kétféleképpen értelmezhető. Ez egyrészt lehet a gravitációs áramlási rendszerek két elvégződése (beáramlási és kiáramlási terület). Másrészt az északnyugati kanozoos oldaleltolódásos vető (9. ábra, V-1) hidraulikailag záró vetőként is értelmezhető, ami a 'h' értékekben jelentős eltéréseket okoz a vető két oldalán. Ezt a feltevést erősítik a vető nyugati oldalán kivastagodó közepes vízvezető és vízfogó rétegek, melyek a vető keleti oldalán megjelenő karbonátos vízvezető réteg mellett jelennek meg. Ennek a feltételezhetően vízfogó vetőnek és a közepesen jó vízvezető rétegek kivastagodásának jelentős hatása van a terület transzverzális áramlási irányaira, mivel a Gellért-hegy nyugati részén beáramló vizek nem tudnak, vagy csak mérsékelten képesek megcsapolódni a Gellért-hegyi megcsapolódási zónában. A kréta korú vető és a kanozoikum oldaleltolódásos vető találkozásánál (9. ábra, V-2 és V-3) sekély mélységben egy pozitív potenciálanómia figyelhető meg, ami fluidumpotenciál dombként jelentkezik a sekélyebb potenciáltérképen (7.a ábra) is. Ez az anomália a vetőzóna vízvezető szerepét demonstrálja. Ennek eredményeként a mélyről jövő termálvizek a Gellért-hegyi megcsapolódási területen szerkezeti elemek mentén képesek a felszínre elérni. Fontos megjegyezni, hogy habár közepesen jó vízvezető rétegek találhatóak a két vető között és a kanozoikum oldaleltolódásos vető (V-3) keleti oldalán (z=-200

mBf felett), amelyek a folyadékáramlást kissé akadályozzák, azonban ezek a kőzetek jelentős másodlagos porozitással rendelkezhetnek az erősen töredezett vetőzóna mentén. Ennek következtében nincs jelentős különbség a 'h' értékek között a vetők két oldalán.

A 'C' keresztshelvényen (10. ábra) és az 1-es számú profilon (6.a ábra) a Rózsadomb és a Margit-sziget déli része mint kiáramlási terület azonosítható. A Rózsadomb előterében folyadékpotenciál anomália jelentkezik, ami keleti irányú laterális áramlást eredményez a sekély mélységekben jelentkező feláramlás mellett. A vízfogó rétegben jelentkező ekvipotenciál torlódás az alacsony permeabilitásra utal, szemben az Északkeleti-peremvető zónájában egymás mellé kerülő E<sub>3</sub>-T<sub>3</sub> vízvezető képződményekben azonosítható feláramlással, ami nagy valószínűséggel a vetőzóna vízvezető szerepének köszönhető. Megjegyzendő, hogy a tárgyalt vetőzóna hidraulikus hatásának pontosabb értelmezéséhez további adatokra lenne szükség, legfőképp a vető nyugati oldaláról. Az adatok kis számára való tekintettel a szelvény ÉNy-i részén (0–2000 m közötti szelvényszakasz) az ekvipotenciálvonalak nem kerültek meghúzásra, azonban az ott található topográfiai magasság és a hidraulikus emelkedési magasság értékek alapján a felszín közelében beáramlási területre lehet számítani. Miután csak egy adatpont mutat magasabb 'h' értéket, a nyugati kainozoikum oldaleltolódásos vető (10. ábra, V-4) két oldalán a hidraulikus emelkedési magasság értékekben jelentkező különbség magyarázható a különböző rezsíjjellegű területek jelenlétével. Nevezetesen a vető nyugati oldalán a beáramlási terület magasabb 'h' értékeket, míg a vető keleti oldalán a kiáramlási terület alacsonyabb 'h' értékeket mutat, ami laterális áramlási irányokra enged következtetni. Ezt a feltevést erősíti az a tény is, miszerint a vető két oldalán egymás mellett vízvezető képződmények találhatóak. A Pesti-síkság felszín közeli adatai a szelvény síkjában a laterális áramlás hiányára utalnak.

Másrészről viszont az Északkeleti-peremvető a Rózsadomb környezetében inkább vezető vetőként viselkedik (10. ábra) a pozitív folyadékpotenciál anomália, a nagy számban jelenlévő források és nagy hozamú kutak jelenlétéből következően (ALFÖLDI *et al.* 1968; ERŐSS *et al.* 2008). Ugyanabban a vetőzónában egyidejűleg létezhet a vertikális vízvezető és a transzverzális vízfogó jelleg is (CZAUNER, MÁDLNÉ SZŐNYI 2011). Ebben az esetben a termálvizek képesek az Északkeleti-peremvető mentén felfelé haladni, majd a Rózsadomb területén a sekélyebb mélységekben a környező képződményekbe áramlanak és a vetőből kiáramló vizek akadályozzák a vetőn keresztül történő, azaz a transzverzális áramlást. A vetőn keresztüli átáramlást, azaz a vető transzverzálisan vízfogó szerepét a vető nyugati oldalán található vízfogó képződmények is eredményezhetik. A

szerkezeti elemek hidraulikai viselkedése térben is változhat, tehát az Északkeleti-peremvető vertikális vízvezető és a transzverzális vízfogó jellege a nyugati, budai oldalon nem zárja ki a vető záró jellegét a keleti, pesti oldalon.

## Diszkusszió

A Budai Termálkarszt hidraulikai feldolgozásához alkalmazott módszerek eredményei alapján összességében elmondható, hogy a felszín alatti víz-áramlási irányok szignifikáns összefüggést mutatnak a topográfiával, azaz a gravitációs áramlási rendszerek képét tükrözik. A gravitáció által vezérelt alapvető hidraulikai rezsímjellegek (azaz beáramlás, kiáramlás, átáramlás) arculatát befolyásolják a földtani felépítésben jelentkező különbségek, mint például a szerkezeti elemek eltérő hidraulikai viselkedése. Tehát a kőzetvázban jelentkező heterogenitás viszonyok nem osztják meg az áramlási mezőt, csak módosítják a hidraulikus gradiens értékét. Következésképpen a hidraulikus folytonosság kimutatható a karbonátos és a fedő képződmények között, mely összhangban van *MÁDL-SZŐNYI, TÓTH* (2015) valamint *MÁDL-SZŐNYI et al.* (2017) megállapításaival.

A Duna alatti átáramlás (*2.b ábra*) összhangban van a korábbi koncepcionális modellekben (*VENDEL, KISHÁZI* 1964, *KOVÁCS, MÜLLER* 1980) és egyszerűsített numerikus szimulációkban (*MÁDL-SZŐNYI, TÓTH* 2015, *HAVRIL et al.* 2016) megjelenő aszimmetrikus áramlási mintázattal, mely a nyugati fedetlen karbonátokon történő intenzív beszivárgás következménye.

A rózsadombi és a Gellért-hegyi kiáramlási területeket tekintve elmondható, hogy a mért adatokon alapuló hidraulikai vizsgálatok mindkét területen igazolták a fluidumok feláramlását, és mindkét rendszer esetében több szerkezeti elem is utat biztosít a felfelé áramló termálvizek számára. Ezzel a hipogén karsztosodási folyamatok egyik alapvető feltétele (*KLIMCHOUK* 2007) teljesül.

A Gellért-hegy térségében a kainozoikumi oldalelmozdulásos vető (*9. ábra, V-1*) és a vető nyugati felén jelenlévő közepesen jó vízvezető rétegek akadályozzák a Gellért-hegytől nyugatra található hegycsoport területén beáramló karsztvizek Gellért-hegyi kiáramlási terület felé való áramlását. Ennek következtében uralhatják a Gellért-hegyi megcsapolódási zónát a mélyből feláramló termálvizek, melyet a korábbi geokémiai kutatások (*ERŐSS et al.* 2008, *ERŐSS et al.* 2012a,b) is sugalltak. Tehát a hidraulikai vizsgálatok is megerősítik, hogy egykomponensű megcsapolódás révén ezen a területen a keveredési korróziós barlangképződés nem lehetséges. Mikro-

biológiai vizsgálatok (*BORSODI et al.* 2012, *ANDA et al.* 2014) a mikrobiálisan segített kénsavas barlangképződésre utalnak.

A rózsadombi terület nyugati háttérében a fedetlen karbonátos köze-  
teken beszivárgó karsztvizek akadálytalanul (hidrosztratigráfiai vagy szer-  
kezeti akadály nélkül) érik el a megcsapolódási zónát (*10. ábra*). Itt a verti-  
kálisan vezető, de transzverzálisan záró Északkeleti-peremvető, valamint  
annak keleti oldalán jelen lévő vízfogó kőzetek állják útját a nyugatról érke-  
ző karsztvizeknek (*10. ábra*). Ennek eredményeképpen fakadnak nagy ho-  
zamú langyos források a Rózsadomb lábánál. A termálvizek feláramlásának  
az Északkeleti-peremvető zónája ad teret. Ennek okán jöhet létre a kétkom-  
ponensű megcsapolódás, azaz a langyos és hévforrások területileg elkülönü-  
lő megjelenése. Az előbbiek a Rózsadomb lábához közel, az utóbbiak a Du-  
nához közelebb csapolódnak meg. A karsztvizek és termálvizek szerkeze-  
tileg illetve hidrosztratigráfiaileg meghatározott megcsapolódása a keveredési  
korrózió szerkezeti meghatározottságát vonja maga után, melyet a barlang-  
járatok szerkezetileg meghatározott irányai is alátámasztanak. A korábban  
geokémiaileg igazolt kétkomponensű keveredést (*ERŐSS et al.* 2008,  
*ERŐSS et al.* 2012a,b) tehát a hidraulikai vizsgálatok is alátámasztották, és  
egyben rávilágítanak arra is, hogy a barlangképződés, azaz a keveredés aktív  
zónája az Északkeleti peremvető zónájához kapcsolható.

## Összefoglalás

A Budai Termálkarszt megcsapolódási jelenségeinek, folyamatainak —  
köztük a barlangképződésnek — magyarázata a felszínalatti vízáramlási  
rendszer megértésével lehetséges. Jelen tanulmány célja az áramlási rend-  
szerek hidraulikai feldolgozása volt archív mért kútdatok alapján a rózsad-  
ombi és Gellért-hegyi megcsapolódási területre fókuszálva, ahol jelenleg is  
találhatók barlangok a karsztvíz szintjében. Nyomás–eleváció profilok,  
tomografikus folyadékpotenciál térképek és hidraulikus keresztmetszvények  
készültek ennek megfelelően az adateloszlás figyelembevételével. Mindezek  
eredményeként egy gravitáció által vezérelt áramlási rendszer, hidraulikus  
folytonosság és a vízfogó képződmények és a vetők áramlást módosító hatá-  
sa került kimutatásra ezen a karszterületen. A kirajzolódó áramlási mintáza-  
tok határozzák meg a megcsapolódási területek egy- illetve kétkomponensű  
jellegét és az ehhez kapcsolódó barlangképződési folyamatokat a rózsadom-  
bi és Gellért-hegyi természetes megcsapolódási területeken. A Duna mentén  
a megcsapolódási zónában bizonyítást nyert a hipogén karsztosodás egyik  
elengedhetetlen feltétele, a regionális feláramlás.



## Köszönetnyilvánítás

A tanulmány az OTKA NK 101356 kutatás támogatásával készült.

## IRODALOM

- ALFÖLDI L., BÉLTEKY L., BÖCKER T., HORVÁTH J., KESSLER H., KORIM K., ORAVECZ J., SZALONTAI G ALFÖLDI.* (1968): Budapest hévizei - Vízgazdálkodási Tudományos Kutatóintézet, Budapest, 365p.
- ALFÖLDI, L.* (1979): Budapesti hévizek – Thermal waters of Budapest. VITUKI Közlemények - Proceedings 20., Budapest, 102 p.
- ALFÖLDI L* (1981): A budapesti geotermikus áramlási rendszer modellje, Hidrológiai Közlöny, IX, pp 397-403
- ALFÖLDI L* (1982): A layered thermal-water twin flow system, J. Hydrol. 56, pp. 99-105
- ANDA D, BÜKI G, KRETT G, MAKK J, MÁRIALIGETI K, ERŐSS A, MÁDL-SZŐNYI J, BORSODI A* (2014): Diversity and morphological structure of bacterial communities inhabiting the Diana–Hygieia thermal spring (Budapest, Hungary). Acta Microbiologica et Immunologica Hungarica 61(3) pp. 329–346
- BALDERER W, SYNAL A H, DEÁK J, FÓRIZS I, LEUENBERGER F* (2014) Origin of Thermal Waters in Budapest Based on Chemical and Isotope Investigations Including Chlorine-36. Environ Earth Sci DOI: 10.1007/978-3-642-28824-1\_5
- BÁLDI T., BÁLDINÉ BEKE M.* (1986): A Magyar Paleogén Medencék fejlődése. - Őslénytani Viták 33 pp. 95–145.
- BÁLDI T., NAGYMAROSY A.* (1976): A Hárshegy Homokkő kovásodása és annak hidrotermális eredete, Földtani Közlöny 106 pp. 257–275
- BÁLDI T.* (1983): Magyarországi oligocén és alsó-miocén formációk, Akadémia Press, Budapest, 293 p
- BORSODI A.K., KNÁB M., KRETT G., MAKK J., MÁRIALIGETI K., ERŐSS A.* (2012): Biofilm Bacterial Communities Inhabiting the Cave Walls of the Buda Thermal Karst System, Hungary, Geomicrobiology Journal 29, (7) pp. 611-627, DOI: 10.1080/01490451.2011.602801
- CZAUNER B.* (2012): Regional hydraulic function of structural elements and low permeability formations in fluid flow systems and hydrocarbon entrapment in eastern-southeastern Hungary. PhD thesis, ELTE, 189 p
- CZAUNER B., MÁDL-SZŐNYI J.* (2011): The role of faults in hydraulic hydrocarbon entrapment: theoretical considerations and a field study from the Trans-Tisza Region, Hungary. AAPG Bulletin

DOI:10.1306/11051010031

*CZAUNER B.* (2012): Czauner B (2012): Regional hydraulic function of structural elements and low-permeability formations in fluid flow systems and hydrocarbon entrapment in eastern-southeastern Hungary. PhD Thesis, Eötvös Loránd University, Dept. of Physical and Applied Geology, Budapest, Hungary

*CZAUNER B., MÁDL-SZŐNYI J.* (2013): Regional hydraulic behaviour of structural zones and sedimentological heterogeneities in an overpressured sedimentary basin. *Marine and Petroleum Geology* 48 pp. 260-274, DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2013.08.016

*CSONDOR et al.* (2017): Radon as a natural tracer for underwater cave exploration, *Journal of Environmental Radioactivity* 173 (2017) pp. 51-57, DOI: 10.1016/j.jenvrad.2016.10.020

*ERHARDT I.*, (2012): A Rózsadomb és tágabb környezetének hidraulikai feldolgozása – Diplomamunka, ELTE, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék

*ERHARDT I., ÖTVÖS V., ERŐSS A., CZAUNER B., SIMON SZ., MÁDL-SZŐNYI J.* (2017): Hydraulic evaluation of the hypogenic karst area in Budapest (Hungary), *Hydrogeol J, Report*, DOI 10.1007/s10040-017-1591-3

*ERŐSS A., MÁDL-SZŐNYI J., CSOMA É. A.* (2008): Characteristics of discharge at Rose and Gellért Hills, Budapest, Hungary, *Central European Geology*, 51(3) pp. 267-281, DOI: 10.1556/CEuGeol.51.2008.3.8

*ERŐSS A., MÁDL-SZŐNYI J., SURBECK H., HORVÁTH Á., GOLDSCHIEDER N., CSOMA A. É.*, (2012A): Radionuclides as natural tracers for the characterization of fluids in regional discharge areas, Buda Thermal Karst, Hungary. – *Journal of Hydrology* 426-427, pp. 124-137. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2012.01.031

*ERŐSS A., MÁDL-SZŐNYI J., SURBECK H., HORVÁTH Á., GOLDSCHIEDER N., CSOMA, A. É.* (2012B): Radionuclides as natural tracers for the characterization of fluids in regional discharge areas, Buda Thermal Karst, Hungary – *Journal of Hydrology* 426-427: 124–137., DOI: 10.1016/j.jhydrol.2012.01.031

*ERŐSS A.* (2010): Characterization of fluids and evaluation of their effects on karst development at the Rózsadomb and Gellért Hill, Buda Thermal Karst, Hungary - Doktori disszertáció, ELTE, 171p.

*FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A., PALOTÁS K.* (1994): Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai-vonal új értelmezése - *Földtani Közlöny*, 124(2), pp 19-305.

*FODOR L.* (2000): Fedetlen földtani és szerkezetföldtani térkép. In: *Mindszenty, A. (ed.) A rózsadombi termálkarszt monitoring optimalizálása,*

- unpublished report, ELTE TTK Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 111 p.
- FODOR L.* (2013): A Budai-hegység felépítését szemléltető K–NY-i irányú szelvények. In: Mindszenty A. (ed) Budapest: földtani értékek és az ember - városgeológiai tanulmányok. Eötvös University Press, Budapest
- GYALOG L., CSÁSZÁR G.* (szerk.) (1995): A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. – MÁFI Alkalmi Kiadványa 187, 171 p.
- HAAS J., KORPÁS L., TÖRÖK Á., DOSZTÁLY L., GÓCZÁN F., HÁMOR-VIDÓ M., ORAVECZNÉ SCHEFFER A., TARDI-FILÁ CZ E.* (2000): Felső-triász medence- és lejtőfáciesek a Budai-hegységben – a Vérhalom téri fúrás vizsgálatának tükrében. - Földtani Közölny 130(3) pp. 371–421.
- HAVRIL T, MOLSON J, MÁDL-SZŐNYI J* (2016) Evolution of fluid flow and heat distribution over geological time scales at the margin of unconfined and confined carbonate sequences. *Marine and Petroleum Geology*, 78, pp. 738-749,  
[dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.10.001](https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.10.001)
- KÁZMÉR M.* (1985): A budai felső eocén mészkő mikrofácies modellje. - Őslénytani Viták 31 pp. 59–65.
- KELE S, SCHEUER GY, DEMÉNY A., SHEN C.C., CHIANG H.W.* (2009): U-series dating and isotope geochemical study of the Gellért Hill (Budapest) travertine. *Cent. Eur. Geol.* 52 pp. 199-224.  
[http://dx.doi.org/10.1556/CEuGeol.52.2009.3-4.1.](http://dx.doi.org/10.1556/CEuGeol.52.2009.3-4.1)
- KELE S, SCHEUER G, DEMÉNY A, SHEN C-C & CHIANG H-W* (2011): A Rózsadomb (Budapest) édesvízi mészköveinek U/Th sorozatos kormeghatározása és stabilizotóp-geokémiai vizsgálata, Földtani Közölny, 141, pp. 445-468
- KLEB B.* (ed.) (1993): Közettani, tagoltsági, kőzetfizikai vizsgálatok, földtani reambuláció és paleokarszt elemzés. — Budapesti Műszaki Egyetem, Magyar Állami Földtani Intézet, pp 249.
- KLIMCHOUK AB* (2007) Hypogene speleogenesis: hydrogeological and morphogenetic perspective, Special Paper no. 1, National Cave and Karst Research Institute, Carlsbad, NM
- KOVÁCS J, MÜLLER P* (1980): A budai-hegyek hévizes tevékenységének kialakulása és nyomai, Karszt és Barlang 2 pp. 93–98
- LEÉL-ŐSSY SZ* (1995) A budai Rózsadomb és környékének különleges barlangjai — Földtani Közölny 125(3–4) pp. 363–432
- LORBERER Á* (1997) A budapesti termálkarszt helyzetértékelése, Water Resources Research Institute Report 714/1/4032-1
- LORBERER Á* (2002): A budapesti termálkarszt állapot-értékelése – Zárójelentés, Vituki Rt. Budapest, pp. 1-45

- MÁDLNÉ SZŐNYI J.* (2013): A Budai Termálkarszt rendszer jellemzői – In: MINDSZENTY A. (szerk.): Budapest: földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”). – ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, pp. 79-96
- MÁDL-SZŐNYI J, TÓTH Á* (2015) Basin-scale conceptual groundwater flow model for an unconfined and confined thick carbonate region. *Hydrogeol J* 23(7) pp. 1359–1380. DOI:10.1007/s10040-015-1274-x
- MÁDL-SZŐNYI J, CZAUNER B, IVÁN V, TÓTH Á, SIMON SZ, ERŐSS A, BODOR P, HAVRIL T, BONCZ L, SÓREG V* (2017a) Confined carbonates – Regional scale hydraulic interaction or isolation? *MARINE AND PETROLEUM GEOLOGY*  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.06.006>
- MÁDL-SZŐNYI J, ERŐSS A, TÓTH Á* (2017b) Fluid flow systems and hypogene karst of the Transdanubian Range, Hungary: with special emphasis on Buda Thermal Karst. In: Klimchouk AB, Palmer AN, De Waele J, Auler AS, Audra P (eds) Hypogene karst regions and caves of the world. Springer, New York
- MÜLLER P., MAGYAR I.* (2008): A budai pannóniai képződmények. - Földtani Közlöny 138(4) pp. 345–354.
- NAGYMAROSY A., BÁLDINÉ BEKE M.* (1988): The position of the Paleogene Formations of Hungary in the standard Nannoplankton zonation.— *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae Sectio Geologica* 28 pp. 3–25.
- ÖTVÖS V.* (2012): A Gellért-hegy és tágabb környezetének hidraulikai feldolgozása – Diplomamunka, ELTE, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék
- PAPP F* (1942): Budapest meleg gyógyforrásai, A Budapesti Központi Gyógy- és Üdülőhelyi Bizottság Rheuma és Fürdőkutató Intézet Kiadványa, Budapest
- SCHAFARZIK F* (1928) Visszapillantás a budai hévforrások fejlődéstörténetére [Retrospective study of the evolution of Buda springs] – *Hidrológiai Közlöny* 1, pp 9-14
- SCHEUER G., SCHWEITZER F.* (1988): A Gerecse-és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei - Budapest, Akadémiai Kiadó, 147 p
- TARI G., BÁLDI T., BÁLDI-BEK, M.* (1993): Paleogene flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamic model - *Tectonophysics*, 226, pp 433-455. DOI: 10.1016/0040-1951(93)90131-3
- TÓTH, J.*, (1963): Theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *J. Geoph. Res.*, 68(16), pp. 4795-4812.  
doi:10.1029/JZ068i016p04795.

- TÓTH J.* (1999): Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes, and manifestations. – *Hydrogeology Journal*, 7(1) pp. 1–14. DOI: 10.1007/s100400050176
- TÓTH J.* (2003): Fluid-potential patterns and hydrocarbon deposits in groundwater flow-fields induced by gravity and tectonic compression, Hungarian Great Plain, Pannonian Basin. *Journal of Geochemical Exploration* 78-79:427-431 DOI: 10.1016/S0375-6742(03)00024-4
- TÓTH J., SHENG G.* (1996): Enhancing safety of nuclear waste disposal by exploiting regional groundwater flow: The Recharge Area Concept. *Hydrogeology Journal*, 4/4, 4-25. DOI: 10.1007/s100400050252
- Tóth J.* (2009): *Gravitational Systems of Groundwater Flow – Theory, Evaluation, Utilization.* Cambridge University Press, 297 p DOI: 10.1111/j.1745-6584.2010.00756.x
- UNDERSCHULTZ J. R., OTTO C. J., BARTLETT R.* (2005): Formation fluids in faulted aquifers: examples from the foothills of Western Canada and the North West Shelf of Australia – in *Boult, P., Kaldi, J.* (eds): *Evaluating fault and cap rock seals*, AAPG Hedberg Series, 2 pp. 247-260., DOI: 10.1306/1060768H23171
- VENDEL M., KISHÁZI P.*, (1964): Összefüggések melegforrások és karsztvizek között a Dunántúli-középhegységben megfigyelt viszonyok alapján. *MTA Műszaki Tudományok Osztályának Közleményei*, 32, pp. 393–417, 33, pp. 205–234.
- WEIN GY.* (1977): *A Budai-hegység tektonikája.* - MÁFI Alkalmi Kiadványa, Budapest, 76 p.