

**FELSZÍNALATTI VIZEK TERMÉSZETES RADIOIZOTÓP TARTALMÁNAK  
VIZSGÁLATA FELSZÍNALATTI VÍZÁRAMLÁSI RENDSZER  
SZEMLÉLETBEN A VELENCEI-HEGYSÉG ÉS A VELENCEI-TÓ TÁGABB  
KÖRNYEZETÉBEN**

DOKTORI ÉRTEKEZÉS

KÉSZÍTETTE:

**BAJÁK PETRA**

OKLEVELES GEOLÓGUS

Témavezetők:

Dr. Erőss Anita, tudományos munkatárs, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék,  
Földrajz- és Földtudományi Intézet, ELTE Eötvös Loránd Tudományegyetem

Dr. Vargha Márta, vezető szakmai szakértő, Közegészségügyi Laboratóriumi és  
Módszertani Főosztály, Nemzeti Népegészségügyi és Gyógyszerészeti Központ



Környezettudományi Doktori Iskola

A doktori iskola vezetője: Dr. Turányi Tamás, egyetemi tanár

Környezeti Földtudomány Doktori Program

A doktori program vezetője: Dr. Szalai Zoltán, egyetemi docens

Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék

Földrajz- és Földtudományi Intézet

Természettudományi Kar

ELTE Eötvös Loránd Tudományegyetem

Budapest

2024

DOI: 10.15476/ELTE.2024.005

# TARTALOMJEGYZÉK

<b>RÖVIDÍTÉSEK JEGYZÉKE .....</b>	<b>4</b>
<b>1. BEVEZETÉS, PROBLÉMAFELVETÉS, CÉLKITŰZÉS .....</b>	<b>6</b>
<b>2. A FELSZÍNALATTI VIZEK TERMÉSZETES RADIOAKTIVITÁSA .....</b>	<b>10</b>
2.1 URÁN A FELSZÍNALATTI VÍZÁRAMLÁSI RENDSZEREKBE	11
2.2 RÁDIUM A FELSZÍNALATTI VÍZÁRAMLÁSI RENDSZEREKBE	12
2.3 RADON A FELSZÍNALATTI VÍZÁRAMLÁSI RENDSZEREKBE	13
2.4 A FELSZÍNALATTI VIZEK RADIONUKLID TARTALMÁNAK IVÓVÍZMINŐSÉGI VONATKOZÁSA .....	14
<b>3. A VIZSGÁLATI TERÜLET BEMUTATÁSA.....</b>	<b>17</b>
3.1 A KUTATÁSI TERÜLET LEHATÁROLÁSA .....	17
3.1 A KUTATÁSI TERÜLET DOMBORZATI ÉS ÉGHAJLATI VISZONYAI .....	19
3.2 A KUTATÁSI TERÜLET FÖLDTANI FELÉPÍTÉSE .....	20
3.3 A KUTATÁSI TERÜLET FONTOSABB HIDROLÓGIAI ÉS HIDROGEOLOGIAI JELLEMZŐI 28	
3.3.1 A Velencei-tó bemutatása .....	28
3.3.2 A Velencei-hegység forrásainak bemutatása.....	29
3.3.3 A felszínalatti vízkészletek jellemzői .....	30
3.4 TERMÉSZETES RADIOAKTIVITÁSSAL KAPCSOLATOS KUTATÁSOK A VELENCEI- HEGYSÉGBEN ÉS KÖRNYEZETÉBEN .....	31
<b>4. FELHASZNÁLT ADATOK ÉS ALKALMAZOTT MÓDSZEREK.....</b>	<b>34</b>
4.1 MÉRT ADATOKON ALAPULÓ HIDRAULIKAI FELDOLGOZÁS.....	34
4.1.1 Nyomás-eleváció ( $p(z)$ ) profilok készítése .....	37
4.1.2 Tomografikus potenciáltérképek és potenciálkülönbség térképek készítése	41
4.1.3 Hidraulikus keresztmetszvény készítése.....	43
4.2 FELSZÍNALATTI VÍZÁRAMLÁS NUMERIKUS SZIMULÁCIÓJA .....	45
4.2.1 A COMSOL Multiphysics szoftver bemutatása .....	45
4.2.2 A 2D felszínalatti vízáramlás modell bemenő adatainak bemutatása.....	46
4.3 HIDROGEOKÉMIAI VIZSGÁLATOK .....	49
4.3.1 Hidrogeokémiai módszerek elméleti háttere .....	49
4.3.2 Terepi mérések és módszerek .....	50
4.3.3 Laboratóriumi mérések és módszerek .....	52
4.4 GEOKÉMIAI MODELLEZÉS.....	55
4.4.1 A PHREEQC szoftver bemutatása.....	55
4.4.2 A geokémiai modell bemenő adatainak bemutatása .....	56
<b>5. EREDMÉNYEK ÉS KÖVETKEZTETÉSEK.....</b>	<b>61</b>
5.1 A HIDRAULIKAI FELDOLGOZÁS EREDMÉNYEINEK BEMUTATÁSA.....	61
5.1.1 A nyomás-eleváció ( $p(z)$ ) profilok eredményei.....	61
5.1.2 A tomografikus potenciáltérképek és a potenciálkülönbség térképek bemutatása.....	63
5.1.3 A hidraulikus keresztmetszvény bemutatása.....	71
5.1.4 A 2D felszínalatti vízáramlás modell eredményeinek bemutatása .....	74

5.1.5	<i>Következtetések a hidraulikai adatfeldolgozás és a numerikus szimuláció eredményei alapján</i> .....	76
5.2	A HIDROGEOKÉMIAI VIZSGÁLATOK ÉS A TEREPI MÉRÉSEK EREDMÉNYEINEK BEMUTATÁSA .....	78
5.2.1	<i>Általános vízkémiai eredmények és a terepi mérések eredményei</i> .....	78
5.2.2	<i>Radionuklid-specifikus mérések eredményei</i> .....	81
5.2.3	<i>Stabil izotóparány (<math>\delta^2H</math> és <math>\delta^{18}O</math>) mérések eredményeinek bemutatása</i> .....	82
5.2.4	<i>Következtetések a hidrogeokémiai vizsgálatok eredményei alapján</i> .....	84
5.3	A GEOKÉMIAI MODELLEZÉS EREDMÉNYEINEK BEMUTATÁSA .....	88
5.3.1	<i>A geokémiai modellezése eredményei</i> .....	88
5.3.2	<i>Következtetések a geokémiai modellezés eredményei alapján</i> .....	91
<b>6.</b>	<b>ÉRTELMEZÉS ÉS DISZKUSSZIÓ</b> .....	<b>92</b>
6.1	A FELSZÍNALATTI VÍZÁRAMLÁS TÉRKÉPEZÉS REGIONÁLIS ÉRTELMEZÉSE A HIDROGEOKÉMIAI EREDMÉNYEK TÁMOGATÁSÁVAL .....	92
6.2	A FELSZÍNALATTI VÍZÁRAMLÁSI RENDSZEREK ÉS A RADIONUKLID TARTALOM TÉRBELI ELOSZLÁSA KÖZÖTTI ÖSSZEFÜGGÉSEK .....	94
6.3	A VELENCEI-TÓ ÉS A FELSZÍNALATTI VÍZÁRAMLÁSI RENDSZEREK KÖZTI KAPCSOLAT VIZSGÁLATA .....	98
6.4	AZ EREDMÉNYEK GYAKORLATI ALKALMAZÁSA – KITEKINTÉS, TOVÁBBLÉPÉSI LEHETŐSÉGEK .....	102
<b>7.</b>	<b>ÖSSZEGZÉS</b> .....	<b>104</b>
	<b>ABSTRACT</b> .....	<b>105</b>
	<b>TÉZISEK</b> .....	<b>105</b>
	<b>KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS</b> .....	<b>108</b>
	<b>IRODALOMJEGYZÉK</b> .....	<b>111</b>
	<b>ÁBRAJEGYZÉK</b> .....	<b>125</b>
	<b>TÁBLÁZATJEGYZÉK</b> .....	<b>127</b>

## RÖVIDÍTÉSEK JEGYZÉKE

$\gamma_{\text{dyn}}$	dinamikus vertikális nyomásgradiens (MPa/km)
$\gamma_{\text{st}}$	hidrosztatikus vertikális nyomásgradiens (MPa/km)
DO (dissolved oxygen)	oldott oxigén tartalom (mg/l vagy %)
EC (electric conductivity)	fajlagos elektromos vezetőképesség ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ )
Eh	redoxpotenciál (mV)
g	gravitációs állandó ( $9,81 \text{ m/s}^2$ )
h	hidraulikus emelkedési magasság (mBf)
Hfo (hydrrous ferric oxide)	víz tartalmú vas-oxid
Hfo(s)	„erős” szorpciós hely
Hfo(w)	„gyenge” szorpciós hely
i	hidraulikus gradiens (–)
K	hidraulikus vezetőképesség (m/s)
k	elsőrendű maximális lebomlási sebesség (l/s)
L	az áramlási pálya hossza két megadott pont között (m)
mBf	Balti-tenger szintje feletti magasság (m)
ORP (oxidation-reduction potential)	a YSI Pro Plus műszer által mért redoxpotenciál (mV)
p	pórusnyomás (MPa)
pe	redoxpotenciál a PHREEQC programban (–)
p(z) profil	nyomás-eleváció profil
$r_{\text{OM}}$	teljes reakciósebesség (mol/l s)
$\rho$	sűrűség ( $\text{kg}/\text{m}^3$ )
SCM (surface complexation model)	felületi komplexképző modell
T	tartózkodási idő
TDS (total dissolved solids)	összes oldottanyag tartalom (mg/l)
$\theta$	porozitás (–)
z	eleváció, tengerszint feletti magasság (mBf)
$Y_{\text{O}_2}$	az $\text{O}_2$ elektronakceptor féltelítettségi állandója (mol/l)



$Y_{SO_4}$	az $SO_4$ elektronakceptor féltelítettségi állandója (mol/l)
$Y_{NO_3}$	az $NO_3$ elektronakceptor féltelítettségi állandója (mol/l)

### **A dolgozatban előforduló radioaktív izotópok**

$^{40}K$	kálium
$^{210}Pb$	ólom
$^{210}Po$	polónium
$^{226}Ra, ^{228}Ra$	rádium
$^{222}Rn$	radon
$^{234}U, ^{235}U, ^{238}U$	urán
$^{232}Th$	tórium

## 1. BEVEZETÉS, PROBLÉMAFELVETÉS, CÉLKITŰZÉS

Földünkön a mobilizálható édesvíz 97%-át a felszínalatti vízkészletek jelentik, melyek így fontos ivóvízforrásként szolgálnak az emberiség számára (DU PLESSIS 2017). Európában az ivóvízellátás kb. 75%-ban felszínalatti vízkészletekre támaszkodik (EC 2008), míg ez az érték hazánkban (a partiszűrésű rendszereket is beleértve) csaknem eléri a 100%-ot (NEMZETI VÍZSTRATÉGIA 2017). A napjainkban egyre inkább tapasztalható globális változásoknak (túlnépesedés, környezetszennyezés, túlfogyasztás, klímaváltozás stb.) köszönhetően a felszínalatti vízkészletek ivóvízellátásban betöltött szerepe egyre nő, hiszen a felszíni vizekhez képest kevésbé kitettek a külső (természetes vagy antropogén) folyamatoknak, valamint azok felszínalatti vízkészletekre gyakorolt hatásai is csak késleltetve jelentkeznek (KLØVE et al. 2014)

A felszínalatti víz fogyasztási célokra történő felhasználását azonban annak természetes tulajdonságai korlátozhatják, ugyanis felszín alatti útja során a víz különféle oldott anyagokban gazdagodik, melyek mennyisége akár egészségre káros koncentrációkat is ölthet.

A természetes geológiai és geokémiai környezet tehát nem csak jótékony oldottanyag tartalmat adhat a felszínalatti víznek. Bizonyos elemek (pl. As, Pb, U) dúsulása toxikus tulajdonságokhoz vezethet (EDMUNDS ÉS SMEDLEY 1996; VENGOSH és mtsi. 2022). A vizek túlzott nehézfém vagy szervesanyag tartalmából származó negatív egészséghatások régóta ismertek. Ami viszont csak az elmúlt pár évtizedben kapott nagyobb figyelmet az az, hogy a felszínalatti víz számos természetes eredetű alfa- ( $^{238}\text{U}$ ,  $^{234}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{222}\text{Rn}$  és  $^{210}\text{Po}$ ) és béta-bomló radionuklidot ( $^{40}\text{K}$ ,  $^{228}\text{Ra}$  és  $^{210}\text{Pb}$ ) is tartalmazhat, a kimutatási határ alatti koncentrációtól az emberi egészséget veszélyeztető koncentrációkig (HOEHN 1998; NUCCETELLI és mtsi. 2012). Utóbbi koncentrációk elsősorban azokra a területekre jellemzők, ahol a kőzetváz nagy mennyiségben tartalmaz radioaktív elemeket (pl. gránit, riolit, foszforit, fekete palák) (BANNING ÉS BENFER 2017). Ezek a területek általában hasadóanyag-kutatás célpontjai is, amely magában foglalja a kőzetváz átfogó petrográfiai elemzését és geokémiai felmérését, azonban a felszínalatti víz tulajdonságai kevésbé kutatottak.

A felszínalatti víz folyamatos és áramlási rendszerekbe rendeződött mozgása a kőzetvázban megtalálható elemek, köztük a radionuklidok mobilizációját, szállítását és felhalmozódását eredményezi (SKEPPSTRÖM ÉS OLOFSSON 2007; TÓTH 2009). A geológiai felépítés által meghatározott elsődleges radionuklid eloszlást a felszínalatti víz

áramlása módosíthatja és a forrásközettől távolabb eső kőzetekben másodlagos radionuklid-felhalmozódások alakulhatnak ki (pl. homokkő típusú urántelegek) (FINCH ÉS DAVIS 1985).

Az éghajlatváltozás és/vagy az emberi tevékenység (pl. túlzott vízkivétel) miatt módosuló felszínalatti vízáramlási viszonyok felerősíthetik ezeket a folyamatokat, valamint a korábbi felhalmozódások újramobilizációját idézhetik elő, ami a felszínalatti víz, illetve a belőle származó ivóvíz minőségének romlásához vezethet (CUTHBERT és mtsi. 2019). A felszínalatti vizek minőségét befolyásoló folyamatok megértése tehát elengedhetetlen ezen erőforrások védelméhez és a fenntartható vízgazdálkodáshoz (LAPWORTH és mtsi. 2022).

A felszínközeli, ivóvízellátásra használt régióban a felszínalatti víztükör helyzeti magasságában (~felszíni domborzat) tapasztalható változások által vezérelt felszínalatti vízáramlási rendszerek dominálnak. Ezekben a rendszerekben a víz kémiai és fizikai tulajdonságai a kőzet-víz kölcsönhatások révén és a felszín alatt eltöltött idő függvényében módosulnak. A különböző rendű áramlási rendszerek, valamint az eltérő rezsimjellegű (beáramlási, átáramlási és kiáramlási területek) esetében a felszínalatti víz más-más jellemzőkkel bír (hőmérséklet, oldottanyag tartalom, oldott gáztartalom stb.). A felszínalatti víz tulajdonságait vizsgálva és azok ismeretében beazonosíthatók a mélyben működő áramlási rendszerek. A kapott vízkémiai eredmények áramlási rendszer szemléletben történő értelmezése tehát hatékony eszköz lehet a vízminőségi problémák megértésében, hozzájárulva ezzel a biztonságos ivóvízellátás fenntartásához.

Hazánkban csak kevés helyen található felszínközeli anomálishan magas radionuklid tartalmú képződmények, viszont ezeken a területeken a földtani felépítés az átlagosnál magasabb radionuklid tartalmat eredményezhet az ivóvízellátásban használt felszínalatti vizekben. A doktori kutatásom középpontjában álló Velencei-hegység is ezen területek egyike. A Pannon-medence nagy részét fiatal üledékes kőzetek borítják, de a Velencei-hegység területén granitoid kőzetek találhatóak a felszínen. A hegység és környéke nagy múltra tekint vissza a természetes radioaktivitás kutatásában. Az elmúlt években a terület ismét az érdeklődés középpontjába került ebből a szempontból. A 2013/51/EURATOM irányelv és azt a hazai jogrendbe átültető 5/2023 (I. 12.) Kormányrendelet értelmében az ivóvíz minőségét radionuklid-tartalom szempontjából is ellenőrizni kell, a kockázat felmérésére pedig előzetes szűrési módszerként trícium-, radon-, összesalfa- és összesbéta-aktivitás méréseket alkalmaznak. Az e célból végzett ivóvízminőség-ellenőrzés során 0,1 Bq/l vizsgálati szintet meghaladó összesalfa-aktivitást mértek a

hegység déli előterében található vízműkutakban. Emiatt szükség van radionuklid-specifikus mérésekre annak értékelésére, hogy az ivóvízfogyasztásból származó effektív dózis meghaladja-e a 0,1 mSv/év határértéket. A fenntartható, megfelelő minőségű ivóvízszolgáltatáshoz azonban a mért értékek háttérének feltárására is szükség van. A radionuklid tartalom eredetének és magának a jelenségnek a megértéséhez a felszínalatti víz áramlási rendszer szempontú vizsgálata hatékony eszköz, mivel megmagyarázza a geokémiai elemek szisztematikus eloszlását a felszínalatti vízben (BIRD és mtsi. 2020; ERŐSS és mtsi. 2018; GAINON 2008).

Doktori kutatásom célja az volt, hogy a felszínalatti vizek radionuklid tartalmát vízáramlási rendszer szemléletben értékeljem és feltárjam a vízáramlási rendszerek és a radionuklid koncentrációk térbeli összefüggéseit a Velencei-hegység tágabb környezetét magába foglaló kutatási terület példáján.

Célom elérése érdekében regionális és lokális léptékű vizsgálatokat végeztem el. A terület felszínalatti vízáramlási rendszereinek regionális léptékű vizsgálatához a medencehidraulika módszereit alkalmaztam (TÓTH 2009). Az eredmények alapján felvázolt áramlási képet általános vízkémiai vizsgálatok, valamint természetes nyomjelzők alkalmazásával pontosítottam, illetve támasztottam alá. A regionális vizsgálatok céljai részletesen tehát:

- a felszínalatti vízáramlási rendszerek mintázatának, a regionális áramlási irányoknak a meghatározása.
- a felszínalatti víz áramlását előidéző hajtóerők megértése.
- a felszínalatti vizek vízkémiai tulajdonságainak vizsgálata (általános vízkémiai vizsgálatok és természetes nyomjelzők segítségével) a különböző rendű áramlási rendszerek és a különböző rezsimjellegű területek azonosítása céljából.
- a felszínalatti vízáramlási rendszerek megismerésén keresztül a mért radionuklid koncentrációk térbeli eloszlásának magyarázata.
- a Velencei-tó, mint fontos társadalmi és ökológiai jelentőségű természetes tó, elhelyezése a felszínalatti vízáramlási rendszerben.

A lokális léptékű vizsgálat egy geokémiai modell elkészítésén keresztül valósult meg. A modellezéssel a céljaim az alábbiak voltak:

- a kutatási területen a radionuklidok előfordulását magyarázó koncepcionális modell kvalitatív és kvantitatív vizsgálata.
- a pannóniai korú sziliciklasztos vízáadó képződményben az urán mobilizációját vezérlő geokémiai folyamatok megértése.

- általános érvényű következtetések megállapítása az urán kőzet-víz rendszerekben történő viselkedéséről.

A kutatás gyakorlati hasznát mutatja, hogy az általam alkalmazott áramlási rendszer szemlélet és módszer segít a vízműutak emelkedett összesalfa-aktivitásának okainak feltárásában és az egészségre gyakorolt hatás felmérésében. Továbbá a felszínalatti vízáramlás térképezés és a radionuklid mérések, mint természetes nyomjelzők segítségével feltárható a Velencei-tó és a felszínalatti vizek közti kapcsolat, mely a tó vízgazdálkodásával kapcsolatos döntéseket segíti. A kutatás során alkalmazott komplex megközelítés segíthet megérteni a felszínalatti vízáramlási rendszerek ember által előidézett (pl. a klímaváltozás és a növekvő vízigény miatti) változásának a vízben oldott radionuklidok koncentrációjára gyakorolt hatását, ami egyszerre bír tudományos és gyakorlati jelentőséggel (AYOTTE és mtsi. 2011; JIA és mtsi. 2018; WANG és mtsi. 2021).

Az értekezésben legelőször a felszínalatti vizekben leggyakrabban megtalálható radionuklidok általános jellemzőit, hidrogeológiai jelentőségüket és ivóvízbiztonsági vonatkozásukat tárgyalom. Ezt követően ismertetem a vizsgálati terület lehatárolásának szempontjait, majd sorba veszem a terület földtani, hidrológiai, hidrogeológiai jellemzőit és bemutatom a területen eddig folytatott radioaktivitással kapcsolatos kutatások eredményeit. Az értekezés fő részét az alkalmazott módszerek (felszínalatti vízáramlás térképezés, numerikus vízáramlás szimuláció, természetes nyomjelzők vizsgálata, geokémiai modellezés) és eredményeik bemutatása adja. Ezt követi az értelmezés és a diszkusszió, mely fejezetben az eredményeimet más tanulmányokkal vetem össze, megválaszolom a feltett tudományos kérdéseket és levonom az elméleti, gyakorlati következtetéseket. Az értekezést az összefoglalással zárom, melyben áttekintem a kutatás során megválaszolni kívánt problémákat, a kapott eredményeket és azok jelentőségét.

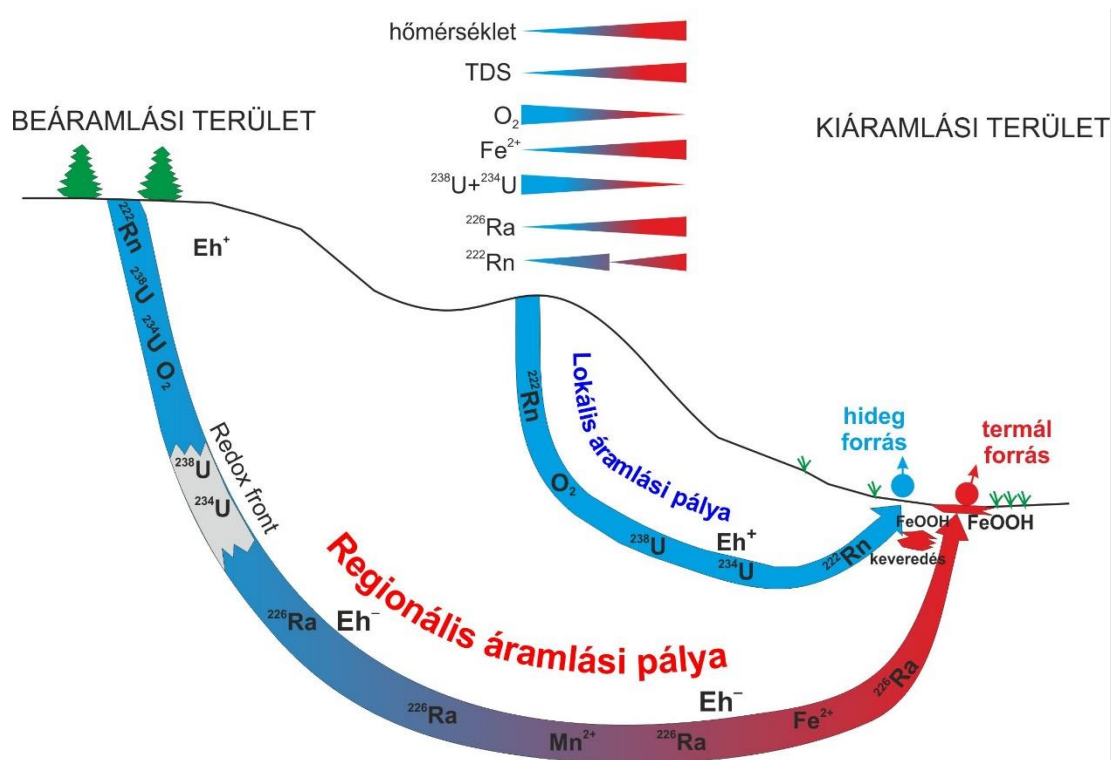
## 2. A FELSZÍNALATTI VIZEK TERMÉSZETES RADIOAKTIVITÁSA

A felszín alatti térrészben lezajló kőzet-víz kölcsönhatásoknak köszönhetően a felszínalatti vizekben természetes eredetű radioaktív izotópok vannak jelen, melyek oldódás, deszorpció, diffúzió és visszalökődés folyamataival kerülhetnek a kőzetvázból a felszínalatti vízbe (HOEHN 1998). A felszínalatti víz, mint földtani hatótényező képes elszállítani ezeket a vízben oldott radioizotópokat és másodlagos akkumulációkat hozhat létre belőlük (TÓTH 1999). A radioaktív izotópok koncentrációja a vízben a kimutatási határ alatti értéktől kezdve akár kBq/l-es is lehet (ERŐSS 2020). A radioaktív izotópok felszínalatti vízben való megjelenését elsősorban a földtani háttér, mint forrás és az izotópok fizikai, geokémiai sajátosságai (pl. vízben való oldhatóság, felezési idő) befolyásolja (BANNING ÉS BENFER 2017; VENGOSH és mtsi. 2022). A radioaktív bomlási sorok anyaelemei, az urán és a tórium elsősorban a magas SiO<sub>2</sub> tartalmú, savanyú magmás kőzetekben, főként gránitban és riolitban (cirkon, monacit, xenotim ásványokban), az üledékes kőzetek közül az agyagkövekben, mélytengeri eredetű kőzetekben (fekete palákban), foszforitokban és kausztobiolitokban van jelen a földkéregbeli átlagnál (U: 1–3 ppm; Th: 6–10 ppm) nagyobb koncentrációban (HAYNES 2016; TYE és mtsi. 2017). Továbbá másodlagos üledékes értelemek formájában (pl. folyóvízi, tengerparti környezetben vagy homokkövek cementjeként) is feldúsulhatnak. A metamorf kőzetek esetén a protolitra jellemző urán- és tóriumkoncentráció jelenik meg a metamorfítban (IVANOVICH ÉS HARMON 1982). A radioaktív izotópok fizikai és geokémiai tulajdonságai az izotópoknak a kőzetvázból a felszínalatti vízbe való bejutását befolyásolják. A tórium vízben való oldhatósága kicsi, ezért hiába magas az adott kőzet tórium tartalma, a tórium izotópok felszínalatti vízben való koncentrációja elhanyagolható lesz. A <sup>220</sup>Rn izotóp vízben való oldhatósága magas, viszont felezési ideje csupán 55,6 s, ami idő elteltével tovább bomlik, így koncentrációja a vízben nem lesz jelentős. Az ismert radioaktív izotópok közül a felszínalatti vizekben elsősorban a <sup>40</sup>K( $\beta$ ), a <sup>234</sup>U( $\alpha$ ), a <sup>235</sup>U( $\alpha$ ), a <sup>238</sup>U( $\alpha$ ), a <sup>226</sup>Ra( $\alpha$ ), a <sup>222</sup>Rn( $\alpha$ ) és a <sup>228</sup>Ra( $\beta$ ) izotópok jelennek meg jelentős mennyiségben oldott állapotban (HOEHN 1998; VENGOSH és mtsi. 2022). Alárendelt mennyiségben a <sup>210</sup>Po( $\alpha$ ) és a <sup>210</sup>Pb( $\beta$ ) is jelen lehet (PÉREZ-MORENO és mtsi. 2020; SEILER 2016). Az  $\alpha$  és  $\beta$  jelölés az egyes izotópok után zárójelben a radioaktív bomlás típusát jelzi.

A radioaktív izotópoknak a kőzet-víz rendszerekben való viselkedését régóta kutatják, ugyanis karakterisztikus, de egymástól eltérő geokémiai viselkedésük miatt természetes

nyomjelzőként alkalmazhatóak a felszínalatti vízáramlási rendszerekben (EISENLOHR ÉS SURBECK 1995; ERŐSS és mtsi. 2012; ERŐSS 2020; GAINON és mtsi. 2007b; GAINON és mtsi. 2007a; GAINON 2008).

A felszínalatti vízáramlási pálya mentén zajló kőzet-víz kölcsönhatások eredményeként a felszínalatti víz fizikai és kémiai tulajdonságai (pl. oldott oxigén tartalom, oldott szén-dioxid tartalom, ionösszetétel, hőmérséklet, összes oldottanyag tartalom, elektromos vezetőképesség, redoxpotenciál, pH) szisztematikusan változnak (TÓTH 2009) (2.1. ábra). A radioaktív izotópok térbeli eloszlását ezek közül elsősorban a redoxpotenciál és a pH határozza meg (PORCELLI ÉS SWARZENSKI 2003).



2.1. ábra. A felszínalatti vizekben leggyakrabban előforduló radioaktív izotópok koncentrációja szisztematikusan változik az áramlási rendszerek függvényében (ERŐSS és mtsi. 2021).

## 2.1 URÁN A FELSZÍNALATTI VÍZÁRAMLÁSI RENDSZEREKBE

A 92-es rendszámú urán az aktinidák csoportjába tartozik. A természetben három izotópja fordul elő ( $^{234}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$ ). Mindhárom uránizotóp radioaktív, alfa bomlással alakulnak tovább. Felezési idejük rendre  $2,4 \times 10^5$ ,  $7 \times 10^8$  és  $4,5 \times 10^9$  év. A  $^{238}\text{U}$  az urán-rádium bomlási sor, a  $^{235}\text{U}$  az urán-aktínium bomlási sor anyaisotópja, míg a  $^{234}\text{U}$  a rádium sorban szereplő köztes bomlástermék (CARVALHO és mtsi. 2014). Az uránt, mint kémiai elemet több, mint 99%-ban a  $^{238}\text{U}$  izotóp építi fel. A  $^{234}\text{U}$  és a  $^{235}\text{U}$  izotópok részesedése elenyésző (0,005% és 0,72%). Az egyes izotópok geokémiai viselkedése hasonló, így a későbbiekben az urán, mint kémiai elem tulajdonságai kerülnek

bemutatásra. Maguk az urán izotóp arányok is hordoznak információt a kőzet-víz rendszerekről, például alkalmazhatóak a különböző eredetű vizek, mállási és transzport folyamatok azonosítására (SUKSI és mtsi. 2006; GRABOWSKI ÉS BEM 2012). A kutatás során alkalmazott mérési módszerrel azonban nem tudtam az egyes urán izotópokat külön mérni, ezért izotóp szintű megkülönböztetéssel és vizsgálatokkal a dolgozatban nem foglalkoztam.

Az uránnak négy különböző oxidációs állapota van, amelyek közül az U(IV) és az U(VI) bír hidrogeológiai jelentőséggel. Az U(IV) redukzív környezetben, elsődleges magmás ásványokban jelenik meg, vízben való oldhatósága kicsi. Az U(VI) oxidatív környezetre jellemző, oxigénhez kötődve uranil iont ( $\text{UO}_2^{2+}$ ) képez. Az uranil ion vízben jól oldódik és komplexképző ionok jelenlétében könnyen szállítható komplexeket alkot. A komplexképzők közé tartoznak a hidroxid, karbonát, foszfát ionok és szerves anyagok (pl. huminsavak, fulvosavak) (BOURDON és mtsi. 2003; CARVALHO és mtsi. 2014; CHABAUX és mtsi. 2003; IVANOVICH ÉS HARMON 1982; PORCELLI ÉS SWARZENSKI 2003). A komplexképzők felszínalatti vízben való jelenléte miatt az urán oxidatív környezetben igen mobilis, különösen, ha a pH 6 és 8 között van és a víz karbonát koncentrációja magas (CURTIS és mtsi. 2006). Ezek hiányában azonban az urán  $\text{UO}_2^{2+}$ -ként történő szállítását az ásványok felületén (agyagok, karbonátok, szerves anyagok, vas-oxi-hidroxidok) történő kationcsere és adszorpciós folyamatok korlátozhatják (DAVIS és mtsi. 2004; OSMOND ÉS COWART 1976). Ezzel szemben az urán szerves kolloidokon, lebegtetett üledékszemcséken való adszorpciója ugyancsak az urán megnövekedett mobilitását okozza (WANG és mtsi. 2013).

Az urán mobilizációjának kedvező geokémiai környezet a felszínalatti vízáramlási rendszereken belül jellemzően beáramlási területeken és lokális áramlási pályák mentén fordul elő (2.1. ábra), így az oldott urán jelenléte ezekben a szegmensekben várható (ERŐSS és mtsi. 2018).

## 2.2 RÁDIUM A FELSZÍNALATTI VÍZÁRAMLÁSI RENDSZEREKBEN

A rádium a periódusos rendszer II. főcsoportjába, az alkáliföldfémek közé tartozik. A csoport egyetlen radioaktív eleme. A rádium összes izotópja radioaktív. Jelenleg négy izotópja fordul elő a természetben, melyek közül a  $^{226}\text{Ra}$  a  $^{238}\text{U}$  (urán-rádium sor), a  $^{223}\text{Ra}$  a  $^{235}\text{U}$  (urán-aktínium sor), a  $^{224}\text{Ra}$  és  $^{228}\text{Ra}$  pedig a  $^{232}\text{Th}$  (tórium sor) bomlási sorában szerepel. Az egyes izotópok geokémiai viselkedése hasonló, így a későbbiekben a rádium, mint kémiai elem tulajdonságai kerülnek bemutatásra. Az urán izotópokhoz hasonlóan a



rádium esetében is alkalmaznak izotóp arány méréseket, mégpedig a kőzetváz és a pórúsvíz között végbemenő kémiai reakciók, különböző eredetű vizek keveredésének és szállítási folyamatok azonosítására (KING és mtsi. 1982; GAINON 2008; MEARS és mtsi. 2020). A kutatás során alkalmazott mérési módszer csak a  $^{226}\text{Ra}$  mérését tette lehetővé, ezért izotóp szintű vizsgálatokkal nem foglalkoztam.

A rádium a többi alkáliföldfémhez hasonló tulajdonságokkal rendelkezik. A természetben csupán Ra(II)-es oxidációs állapotban fordul elő. A felszínalatti vízben redukzív környezetben,  $\text{Ra}^{2+}$  ionként vagy szulfáttal, karbonáttal, kloriddal alkotott komplex formájában mobilis. Előbbi jelenléte alacsony oldottanyag tartalmú vizekre, míg a  $\text{RaSO}_4$ ,  $\text{RaCO}_3$  és  $\text{RaCl}^+$  komplexek jelenléte főként magas oldottanyag tartalmú vizekre, brine-okra jellemző (BOURDON és mtsi. 2003; PORCELLI ÉS SWARZENSKI 2003; SWARZENSKI 2007). Az uránnal ellentétben szerves anyaggal nem képez komplexeket (CARVALHO és mtsi. 2014). Önálló fázisban nagyon ritkán csapódik ki. Főként a többi alkáliföldfémrel együtt barit, gipsz és karbonátásványok formájában válik ki (GRUNDL ÉS CAPE 2006). Megkötődni nagy kationcsere kapacitással rendelkező másodlagos ásványok, vas- és mangán-oxihidroxidok felületén tud semleges és lúgos pH-n (CARVALHO és mtsi. 2014; GAINON és mtsi. 2007b; KOVÁCS-BODOR és mtsi. 2019; SAJIH és mtsi. 2014).

A rádium felszínalatti vízben való szállítódásához szükséges redukzív környezet és oldottanyag tartalom intermedier és regionális áramlási pályák mentén, illetve azok felszíni megcsapolódási pontjainál jellemző (2.1. ábra), így magas rádium koncentráció ezekben a szegmensekben várható (ERŐSS és mtsi. 2012; GAINON 2008).

### 2.3 RADON A FELSZÍNALATTI VÍZÁRAMLÁSI RENDSZEREKBE

A 86-os rendszámú radon elem a VIII. főcsoportba, a nemesgázok közé tartozik. A rádiumhoz hasonlóan a radon is a  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  és  $^{232}\text{Th}$  bomlási sorok tagjaként folyamatosan keletkezik és bomlik tovább. A radonnak 35 ismert izotópja van, melyek egytől egyig radioaktív tulajdonságokkal bírnak. Az izotópok rövid felezési idejének következtében a természetben a  $^{218}\text{Rn}$ ,  $^{219}\text{Rn}$ ,  $^{220}\text{Rn}$  és  $^{222}\text{Rn}$  izotópok fordulnak elő, melyek közül a  $^{226}\text{Ra}$  bomlásából származó  $^{222}\text{Rn}$  izotópnak van a leghosszabb felezési ideje (3,8 nap) és ezáltal egy gyakran alkalmazott természetes nyomjelző a hidrogeológiában (BALL és mtsi. 1991).

A radon, mint elem egy színtelen, szagtalan nemesgáz. Kémiaiilag inert, ezért természetes körülmények közt nem alkot vegyületeket. Gáz halmazállapotban rendkívül

mobilis, de vízben is nagyon jól oldódik (APPLETON 2013). Szállítódását az uránnal és a rádiummal ellentétben nem a közeg geokémiai tulajdonságai befolyásolják, hanem a kőzetre, talajra jellemző fizikai paraméterek (emanációs ráta, porozitás, permeabilitás, pórusvíz mennyisége, repedések jelenléte) (APPLETON 2013; HOEHN 1998). A radon vízben oldva lassabb haladásra képes, mint légnemű állapotban, ezért a telítetlen zónában nagyobb terjedési sebességet érhet el.

A radon a felszínalatti vízáramlási rendszerekben két eltérő folyamat eredményeképpen jelenhet meg (2.1. ábra). A talaj eredetű radont a felszínről beszivárgó vizek szállíthatják tovább. Gyors vízáramlási sebesség mellett (például karsztrendszerek esetében) a radon rövid felezési ideje ellenére nagyobb távolságokra is eljuthat, így lokális áramlási pályák mentén és azok felszínre lépési pontjain (források) is megjelenhet (EISENLOHR ÉS SURBECK 1995). A radon jelenléte ugyanakkor intermedier és regionális áramlási pályák megcsapolódási pontjain is jellemző, ahol az uralkodó geokémiai körülmények megváltozása kiválások (például karbonát, vas- és mangán-oxihidroxidok) képződését eredményezheti. A kiválásokhoz rádium akkumuláció is kötődhet, így azok lokális radon forrásként működhetnek (ERŐSS 2010; ERŐSS és mtsi. 2012; KOVÁCS-BODOR és mtsi. 2018; KOVÁCS-BODOR és mtsi. 2019).

#### 2.4 A FELSZÍNALATTI VIZEK RADIONUKLID TARTALMÁNAK IVÓVÍZMINŐSÉGI VONATKOZÁSA

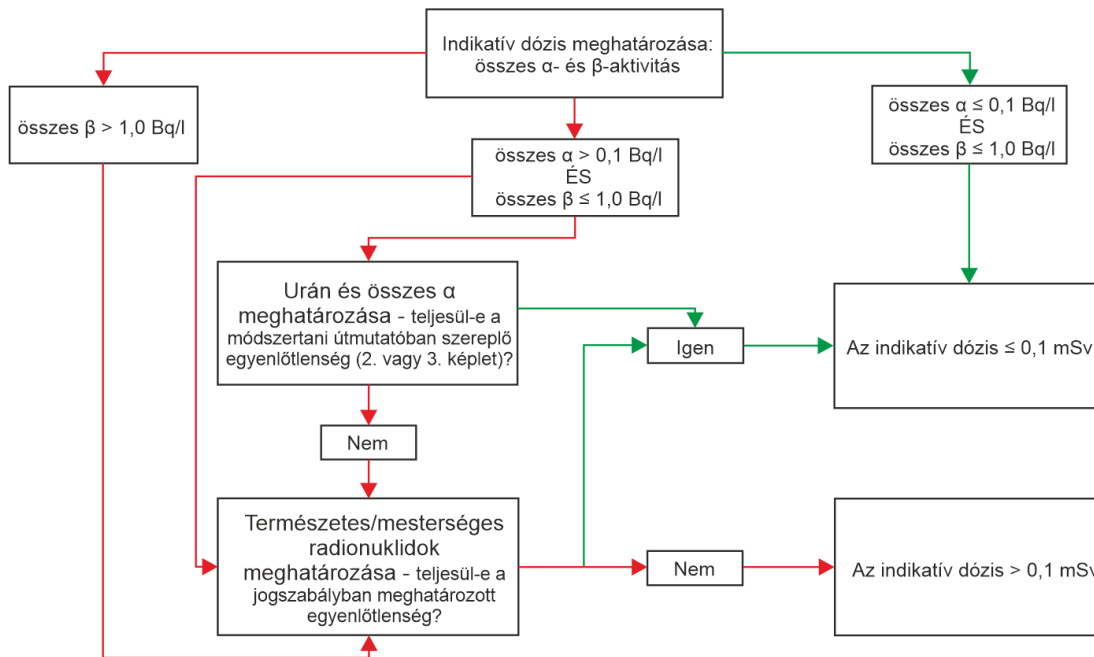
Az elmúlt pár évtizedben egy új kutatási irányvonal is megjelent a felszínalatti vizek radioaktív izotóp tartalmát illetően. Kutatások bizonyították ugyanis, hogy a felszínalatti víz eredetű ivóvizek fogyasztása egészségkockázattal járhat, amennyiben a víznek magas az oldott radioaktív izotóp tartalma. Az ivóvízzel elfogyasztott alfa- és bétabomló izotópok a radioaktív bomlás során részecskéket bocsátanak ki, melyek az emberi sejtbe kerülve ionizálják azt és akadályozzák annak megfelelő működését. Ez okozhatja a sejt elhalását, öngyógyító képességének elvesztését, valamint elburjánzását is (rákos megbetegedés) (EDWARDS ÉS LLOYD 1998). Világszerte számos kutatás hozta kapcsolatba az ivóvizek oldott radionuklid tartalmát különböző megbetegedések kialakulásával (AUVINEN és mtsi. 2002; AUVINEN és mtsi. 2005; BEAN és mtsi. 1982; CANU és mtsi. 2011; KURTTIO és mtsi. 2002; KURTTIO és mtsi. 2006; LYMAN és mtsi. 1985).

A felszínalatti vízből származó ivóvizek esetén elsősorban a  $^{234}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{226}\text{Ra}$  és  $^{222}\text{Rn}$  izotópokkal kell számolni, mint lehetséges kockázati tényezők (VENGOSH és mtsi. 2022), míg az ugyancsak felszínalatti vízből származó ásványvizeknél a belső expozíció

forrásai főként a  $^{228}\text{Ra}$ ,  $^{226}\text{Ra}$  és  $^{210}\text{Pb}$  izotópok lehetnek (CHMIELEWSKA és mtsi. 2020; PÉREZ-MORENO és mtsi. 2020).

Az urán fogyasztás káros hatásai elsősorban annak kémiai toxicitására (nefrotoxicitás) vezethetők vissza, mely a vese károsodását idézi elő (WRENN és mtsi. 1987). Ugyanakkor az urán bomlásából eredő sugárterhelés leukémiás, gyomordaganatos megbetegedések okozója lehet (KURTIO és mtsi. 2002; KURTIO és mtsi. 2006). A rádium ivóvíz útján történő fogyasztása elsősorban a csontrák, májrák és mellrák kialakulásának valószínűségét növeli (BEAN és mtsi. 1982; LYMAN és mtsi. 1985). A radon káros egészséghatásai főként annak belégzését követően érvényesülnek (elősegíti a tüdőrák kialakulását) (AL-ZOUGHLOOL ÉS KREWSKI 2009). Az ivóvízzel a szervezetbe kerülő radon hatása kevésbé ismert és kutatott, az elfogyasztott radon és a tápcsatorna szerveit érintő daganatos megbetegedések között eddig még nem mutattak ki összefüggést (WHO 2017).

Az ivóvíz fogyasztót érő sugárterhelés minimalizálása érdekében az ivóvizek radioaktív izotóp tartalmát folyamatosan ellenőrzik és szabályozással biztosítják a biztonságos ivóvizet. Hazánkban jelenleg 'az ivóvíz minőségi követelményeiről és az ellenőrzés rendjéről' szóló 5/2023. (I. 12.) Kormányrendelet van érvényben, mely tartalmazza az ivóvizek radionuklid tartalmára vonatkozó parametrikus értékeket és a monitoring stratégiát is (net.jogtar.hu). Az ellenőrizendő radiológiai paraméterek a trícium és a radon aktivitás, valamint az indikatív dózis. Az indikatív dózisonak a vonatkozó parametrikus értéknek (0,1 mSv/év) való megfelelését ún. összesalfa- és összesbéta-aktivitás mérések formájában ellenőrzik, mely aktivitás értékek megadják az összes, bomlás közben alfa/béta részecskét kibocsátó nuklid teljes aktivitását. Amennyiben a mért értékek meghaladják a vonatkozó vizsgálati szintet (összesalfa esetén 0,1 Bq/l, összesbéta esetén 1 Bq/l), úgy további radionuklid-specifikus vizsgálatokat kell elvégezni annak feltárására, hogy melyik radionuklid felelős a vizsgálati szintet meghaladó aktivitáskoncentrációért (2.2. *ábra*). Ebben az esetben ugyanis nem zárható ki, hogy az ivóvíz fogyasztásából származó indikatív dózis meghaladja a 0,1 mSv/év parametrikus értéket (BUFA-DÖRR és mtsi. 2022).



2.2. ábra. Az indikatív dózis becslés folyamatábrája (BUFA-DÖRR és mtsi. 2022).

Fontos megemlíteni, hogy az összesalfa- és összesbéta-aktivitás mérések megbízhatóságával kapcsolatban számos kétség merült fel (JOBÁGY és mtsi. 2010; JOBÁGY és mtsi. 2014; JOBÁGY és mtsi. 2015; MONTAÑA és mtsi. 2013; RUSCONI és mtsi. 2006). Az analitikai eljárás menete (mintaelőkészítés, mérés) és a víz természetes tulajdonságai (több radioizotóp együttes előfordulása, magas oldott anyag tartalom, magas vas- vagy nitráttartalom) csökkentik a módszer megbízhatóságát (JOBÁGY és mtsi. 2010; JOBÁGY és mtsi. 2014; JOBÁGY 2022). Továbbá hangsúlyozandó, hogy a mérések nem nyújtanak információt az egyes, alfa/béta részecskéket kibocsátó nuklidok aktivitáskoncentrációjáról és nem segítenek beazonosítani azokat (WHO 2018).

Az összegyűlt eredmények alapján a Nemzeti Népegészségügyi és Gyógyszerészeti Központ (NNGYK) legfrissebb közlésében már a kockázat alapú megközelítés alkalmazását javasolja, mely kritikus szemléletet alkalmaz az összesalfa- és összesbéta mérések esetén is: a radiológiai vizsgálatok eredményei alapján alternatív vizsgálati szint engedélyezhető a vízművek számára, továbbá csökkenthető a vízvizsgálatok száma (BUFA-DÖRR és mtsi. 2022). Az azonban továbbra is fennáll, hogy az ivóvízben található konkrét radionuklidok azonosítása csak radionuklid-specifikus mérések alkalmazásával lehetséges.

### 3. A VIZSGÁLATI TERÜLET BEMUTATÁSA

A felszínalatti víztükör helyzeti magasságában tapasztalható változások által vezérelt felszínalatti vízáramlási rendszerek tulajdonságainak szempontjából meghatározó szereppel bírnak bizonyos külső környezeti tényezők. A domborzat, a földtani felépítés és a klíma az ún. hidrogeológiai környezet elemei, mely környezet közvetlenül meghatározza az adott területen (medencében) a felszín alatt kialakuló vízreztim tulajdonságait (TÓTH 1970). A következő fejezetben a kutatási terület lehatárolási szempontjai mellett ezek az elemek kerülnek bemutatásra a doktori kutatás elvégzése céljából kijelölt kutatási területen.

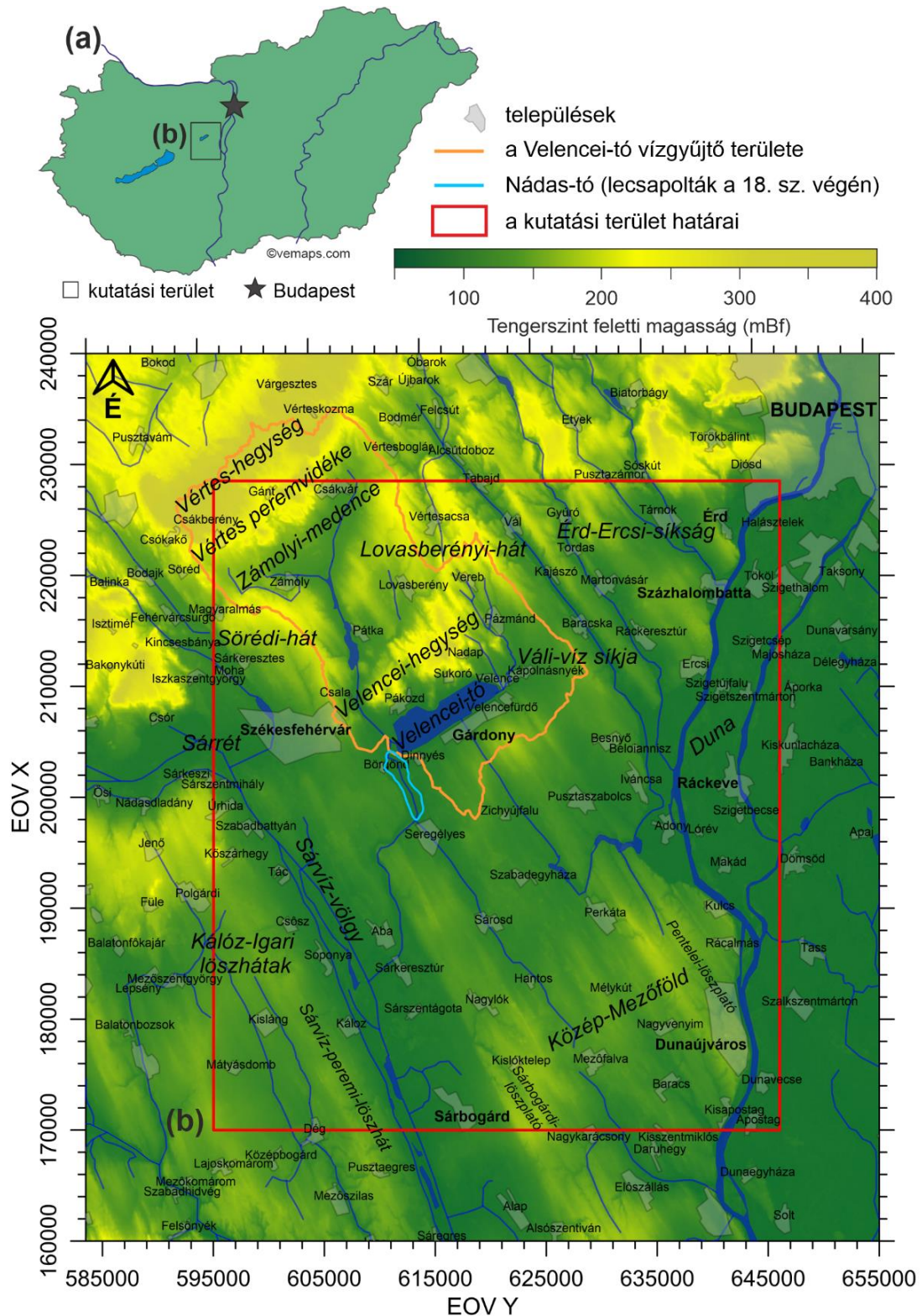
#### 3.1 A KUTATÁSI TERÜLET LEHATÁROLÁSA

A kutatási terület lehatárolását a dolgozat célkitűzései mentén végeztem el. A Velencei-hegység déli előterében az ivóvízminőség-ellenőrzés során kiszűrt emelkedett összesalfa-aktivitás és ennek nyomán a felszínalatti vizekben feltárt lokális geogén uránszennyezés regionális kiterjedésének vizsgálatához, annak geológiai, hidrogeológiai okainak feltárásához, valamint a Velencei-tó és a felszínalatti vizek kapcsolatának vizsgálatához a korábbi, a területen végzett kutatásokban (BAJÁK 2019; ERŐSS és mtsi. 2018) kijelölt kutatási területet kibővítettem.

A regionális léptékben végzett vizsgálatok elvégzéséhez kijelölt területet az alábbi megfontolások alapján határoltam le: i) a kijelölt terület tartalmazza a korábbi kutatásokban (BAJÁK 2019; ERŐSS és mtsi. 2018) vizsgált területet (Velencei-hegység déli előtere); ii) a felszínalatti víztükör helyzeti magasságában (~felszíni domborzat) tapasztalható változások által vezérelt felszínalatti vízáramlási rendszerek vizsgálatához egy topográfiaailag jól körbe határolt területet jelöltem ki, így a terület keleti határát a Duna, mint regionális erózióbázis, a nyugati határát a Sárvíz völgye és a Sárvíz-peremi-löszhát jelölik ki. A területet északon a Vértes déli peremvidéke, délen pedig a Pentelei- és Sárbogárdi-löszplatók képezte kiemelt területek határolják; iii) a Velencei-tó vizsgálata miatt a terület foglalja magába a tó felszíni vízgyűjtő területét (a Vértes karsztjára eső lefolyástalan terület kivételével). A fenti kritériumoknak megfelelő területet magába foglaló téglalapot a *3.1. ábra* térképe jeleníti meg. A téglalap határait a következő EOV koordináták jelentik: EOV  $Y_{\min}=595000$ , EOV  $Y_{\max}=645000$ , EOV  $X_{\min}=172000$  és EOV  $X_{\max}=228000$ .

A kijelölt kutatási terület Budapesttől délnyugatra található, az Alföld és a Dunántúli-középhegység nagytájaink találkozásánál (*3.1. ábra*). Kiterjedése 2800 km<sup>2</sup>. A terület a Mezőföld és a Vértes-Velencei-hegyvidék középtájakat érinti, kistájaink közül pedig a

Vértes peremvidéke, a Zámolyi-medence, a Lovasberényi-hát, a Velencei-hegység, az Érd-Ercsi-hátság, a Váli-víz síkja, a Sörédi-hát, a Sárrét, a Velencei-tó medencéje, a Közép-Mezőföld, a Sárvíz-völgy és a Káloz-Igari löszhátak esnek részben vagy teljesen a területre (SOMOGYI és mtsi. 1990).



3.1. ábra. (a) A kutatási terület elhelyezkedése. (b) A kutatási terület lehatárolása, az érintett kistájak és települések nevének feltüntetésével.

### 3.1 A KUTATÁSI TERÜLET DOMBORZATI ÉS ÉGHAJLATI VISZONYAI

A kutatási terület által érintett két középtáj, a Vértes-Velencei-hegyvidék és a Mezőföld domborzati és éghajlati viszonyait különböző adottságaikból adódóan külön ismertetem. A Vértes-Velencei-hegyvidék kistájai közül a Vértes peremvidéke, a Zámolyi-medence, a Sörédi- és Lovasberényi-hát, valamint a Velencei-hegység esik a területre, elfoglalva a kutatási terület ÉNy-i részét (3.1. ábra). A Vértes peremvidékéhez a hegység déli lábánál található hegylábi lejtők tartoznak. A Zámolyi-medence a Vértes és a Velencei-hegység által közrezárt medencesíkság, amelyet alacsony dombhátak választanak el a Zsámbéki-medencevidéktől, ill. a Sárréttől. A terület tájképét lösz fedte alacsony dombhátak, ill. hegylábi lejtők által határolt medencesík uralja (CSORBA 2021). A Zámolyi-medence és a Mezőföld között helyezkedik el az ÉK-DNy-i csapásirányú Velencei-hegység, mely hazánk két felszíni gránitkibukkanásának egyike. Domborzatát tekintve négy részre tagolható: székesfehérvári, nyugat-velencei, kelet-velencei egységre és a Nadap-Pázmándi hegysorra. A hegység (és egyben a kutatási terület) legmagasabb pontja, a Meleg-hegy (352 mBf), a kelet-velencei egységben található. A többi egység esetén a tengerszint feletti magasság nem haladja meg a 300 mBf-et (GYALOG ÉS HORVÁTH 2004). A hegység teljes felszíni kiterjedése 45 km<sup>2</sup> (ÁDÁM 1993). A hegység évmilliókon keresztül, a perm időszaktól a pannóniai emeletig, folyamatosan lepusztulás alatt álló szárazulati terület volt, ennek köszönheti jelenlegi formáját. Tagoltsága és reliefenergiája jóval kisebb, mint például a szomszédos Vértes-hegységé, átlagosan 64 m/km<sup>2</sup> (ÁDÁM 1993). A Velencei-hegység gránitja már kialakulásakor, az egyenetlen hűlés következtében megrepedezett, mely folyamat eredményeképpen jöttek létre a hegység nevezetességei az ingókövek, melyek nagy ellenállóképességű gránittömbök. A gránittömböket tovább aprózták s mállasztották az időjárási tényezők (víz és jég, hőmérsékletingadozás, szél) miután felszínre kerültek. Az így kialakult néhány méter vastagságú gránitmurva, a hegység keleti részén vastagabb, nyugaton vékonyabb takarót képez (GYALOG ÉS HORVÁTH 2004).

A Vértes-Velencei-hegyvidék érintett kistájaira mérsékelt meleg–száraz, illetve meleg–száraz éghajlat jellemző (PÉCZELY 1998). Az évi középhőmérséklet 10,0–11,5 °C között változik. A januári középhőmérséklet –1,5 és –1 °C között, a júliusi középhőmérséklet pedig 20,5 és 21 °C között alakul. Az éves csapadékösszeg 600–650 mm (BIHARI és mtsi. 2018). Az ariditási index (az elpárolgott vízmennyiséget (mm) elosztjuk a csapadék mennyiségével (mm)) 1,2–1,26 között változik, ami arid körülményeket jelez (DÉGEN 1972).

A kutatási terület keleti és délkeleti része az Érd-Ercsi-hátság, a Váli-víz-síkja és a Középső-Mezőföld kistájához tartozik (3.1. ábra). A Budai-hegység D-i előterében levő alacsony dombsági háta (Érd-Ercsi-hátság), valamint a DK-felé lejtő, a Váli-víz kísérelő völgyközi háta tagolt dombság (Váli-víz síkja) DK felé egy tagolt síkságba megy át (Középső-Mezőföld). A Velencei-hegységtől DK-i irányban elterülő Középső-Mezőföld egy lösszel fedett hordalékkúp síkság, melyet az ÉNy-DK irányú Seregélyesi-völgy két részre, a Sárbogárdi- és a Pentelei-löszplatóra oszt. Az említett kistájak által lefedett terület reliefenergiája az ÉK-i részen kisebb ( $10 \text{ m/km}^2$ ), mint a DNy-i részen ( $20 \text{ m/km}^2$ ). A felszínformák közül a lösz lepusztulási formái, valamint eróziós és deráziós szerkezetek jellemzőek. A kutatási terület délnyugati részén található a Sárvíz-völgye, ami egy rossz lefolyású völgytalpi síkság (3.1. ábra). A völgyet 15-20 m-es relatív szintkülönbséggel kiemelkedő löszsíkok fogják közre. A Sárvíz a Sárreten összegyűlő vizet vezeti le a Dunába a mezőföldi löszablák között. Magas árterein futóhomokformák, míg a teraszokon lösz lepusztulási formák uralkodnak. A kutatási terület központi részén, a Velencei-hegység előterében található a Velencei-tómedence, a Velencei-tavat magába foglaló, alacsony dombsági hátakkal keretezett árkos süllyedék (3.1. ábra). A tómedence DNy felé mocsaras ártéri síkban (egykori nádas-tavi ág) folytatódik (CSORBA 2021). A kutatási terület mezőföldi részén a felszín tengerszint feletti magassága nagyrészt 120–180 mBf között változik, ugyanakkor a terület legalacsonyabb tengerszint feletti magasságú pontjai itt, a mezőföldi kistájakon találhatóak, a Duna mentén és a Sárvíz völgyében jellemzőek (94–100 mBf).

A mezőföldi kistájakra mérsékelt meleg–száraz, illetve meleg–száraz éghajlat jellemző (PÉCZELY 1998). Az évi középhőmérséklet  $10,5\text{--}11,5^\circ\text{C}$  között változik. A januári középhőmérséklet  $-1$  és  $-0,5^\circ\text{C}$  között, a júliusi középhőmérséklet pedig  $21$  és  $21,5^\circ\text{C}$  között alakul. Az éves csapadékösszeg  $550\text{--}600 \text{ mm}$  (BIHARI és mtsi. 2018). Az ariditási index  $1,3$  körül alakul, ami arid körülményeket jelez (DÉGEN 1972).

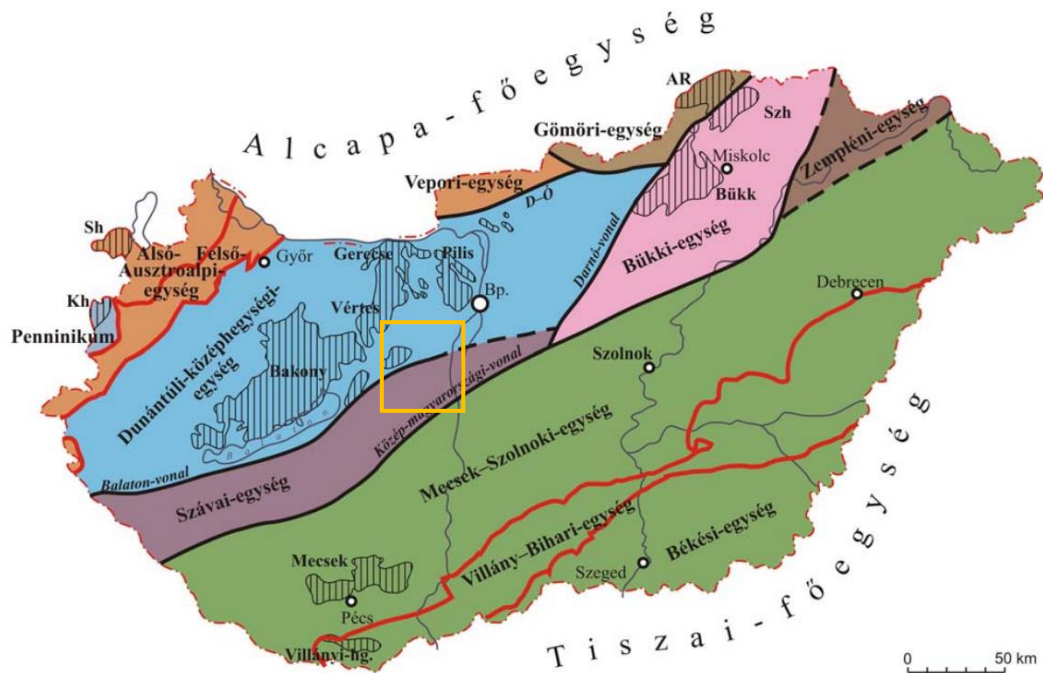
### 3.2 A KUTATÁSI TERÜLET FÖLDTANI FELÉPÍTÉSE

Nagyszerkezeti szempontból a kutatási terület a Dunántúli-középhegységi-egység és a Közép-dunántúli-egység határán fekszik (CSONTOS ÉS NAGYMAROSY 1998; CSONTOS ÉS VÖRÖS 2004; SCHMID és mtsi. 2008) (3.2. ábra). A Dunántúli-középhegységi-egység szerkezeti szempontból csapás menti feltolódásokkal, enyhe gyűrődéssel, majd ezeket deformáló normál vetőkkel és eltolódásokkal jellemezhető, amelyek számos felújulási folyamatban vettek részt. Az egység a Keleti-Alpokkal és az Ausztróalpi



komplexumokkal mutat rokonságot (TARI 1994; TARI ÉS HORVÁTH 2010; SCHMID és mtsi. 2008). A Dunántúli-középhegységi-egységet a Balaton–Tóalmás törészóna választja el a Közép-dunántúli-egységtől (CSONTOS és mtsi. 1992). A Közép-dunántúli-egység egy erősen tektonizált, keskeny zóna a Balaton-vonal és a Közép-magyarországi vonal között. Az egység számottevő részén az aljzatról rendelkezésre álló adatok korlátozottak, így a pontos szerkezeti és kőzettani viszonyok kevésbé ismertek. Az eddigi szerkezeti kutatások alapján az egység feltolódásos, majd eltolódásos duplex meganyírási zónaként, a Közép-magyarországi nyírási övként értelmezhető, melynek képződményei a dinári és déli-alpi kőzetekhez hasonlóak (CSONTOS ÉS VÖRÖS 2004; PALOTAI ÉS CSONTOS 2010).

A Dunántúli-középhegységi-egység kutatási területre eső részén az aljzatot paleozoikumi és mezozoikumi korú, míg a Közép-dunántúli-egység esetében mezozoikumi korú képződmények alkotják. A Velencei-hegység térségében paleozoikumi alacsony fokú metamorfitek (pala), plutonikus kőzetek (gránit batolit), szárazföldi sziliciklasztos képződmények (homokkő) és sekély tengeri karbonátok (anhidrit és dolomit) jellemzőek, míg a Vértes-hegység előterében és a Velencei-tótól délre eső területeken főként mezozoikumi sekélytengeri karbonátok (mészkö) és sziliciklasztos kőzetek (márga, homokkő, aleurit) építik fel az aljzatot (GYALOG ÉS HORVÁTH 2004). A pre-kainozoikumi képződményeket miocén-negyvedidőszaki sziliciklasztos üledékes összlet fedi be (fluviális, tavi, eolikus, eluviális, deluviális, és proluviális üledékek), a fedő vastagsága akár több ezer méteres is lehet. Az aljzat két legjelentősebb felszíni kibukkanása a Dunántúli-középhegységi-egységben (Vértes, Velencei-hegység) található, a Közép-dunántúli-egység aljzatát fúrásokkal tárták fel (HAAS ÉS BUDAI 2014).



**3.2. ábra.** Magyarország nagyszerkezeti egységei. A rövidítések az alábbiakat jelentik: AR – Aggtelek-Rudabányai-hegység, D-Ó – Diósjenő-Ógyalla vonal, Kh – Kőszegi-hegység, Sh – Soproni-hegység, Szh – Szendrői-hegység (HAAS és mtsi. 2010 után módosította BUDAI ÉS KONRÁD 2011). A kutatási terület elhelyezkedésénarancssárga téglalap jelöli.

A Dunántúli-középhegységi-egység legidősebb képződményei a Velencei-hegység É-i, ÉK-i, K-i részén a felszínen is megtalálható, ópaleozoikumi korú, üledékes eredetű metamorfizált kőzetek, melyek a Velencei Gránit befogadó kőzeteként szolgálnak (3.3. ábra) (FÜLÖP 1990; GYALOG ÉS HORVÁTH 2004). A Lovasi Agyagpala Formáció eredetileg törmelékes, agyagos, aleuritos, homokos kőzetei a késő-karbon gránit intrúzió hatására kontakt metamorfózison estek át (GYALOG ÉS HORVÁTH 2004). A kontakt metamorfózisnak elkülönítették egy alacsonyabb hőmérsékletű átalakulást jelző csomópala kifejlődését és egy magasabb hőmérsékletű átalakulásra utaló andaluzitos szaruszirt kifejlődését is (VENDL 1914). A palaösszletből kevés korjelző ősmaradványt gyűjtöttek. ALBANI és mtsi. (1985) flórahatózások alapján ordoviciumi kort határoztak meg. ORAVECZ (1964) szilurra jellemző Monograptida- és Dinoflagellata-féléket talált, míg az agyagpalába települő pelágikus mészkő (Székesfehérvári Mészkő Tagozat (FÜLÖP 1990)) Conodonta faunája felső-devon korra utal (GYALOG ÉS HORVÁTH 2004). Az ősmaradvány vizsgálatok alapján a Lovasi Agyagpala Formáció ordovicium-devon korú.

A Lovasi Agyagpalában előfordulnak nem metamorfizált, szubvulkáni bázisos magmás kőzet (gabbró, mikrogabbró) betelepülések is (Bencehegyi Mikrogabbró Formáció). A formáció kora és képződése vitatott. KUBOVICS (1983) triász korúnak írta le, míg GYALOG ÉS HORVÁTH (2004) a befogadó kőzet felső részével tartják egykorúnak

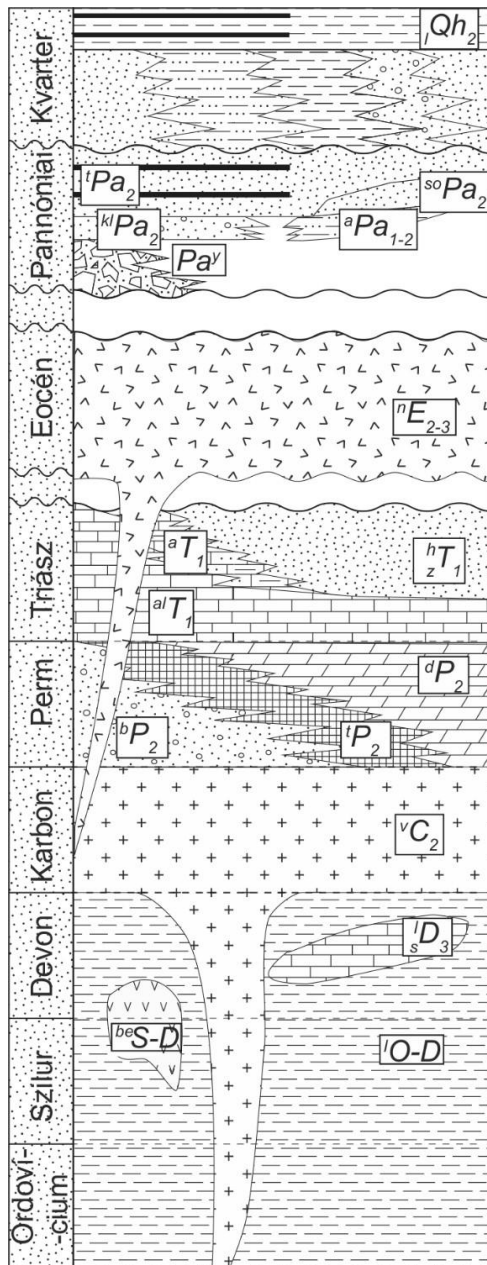
és feltételesen a szilur-devon korba sorolták a képződményeket.

Az újpaleozoikumai kőzetek közül a legidősebbek a Velencei Gránit Formációba sorolt felső-karbon korú granitoid mélységi és szubvulkáni magmatitok (BALOGH és mtsi. 1983). A Velencei-hegység fő tömegét alkotó gránit batolit uralkodóan S-típusú biotitos gránit és porfirós gránit. A gránitbatolitot az alábbi keletkezési fázisokra tagolják: kora-, fő-, teléreképződési- és késői fázis. A korai fázisban a gránitolvadék keletkezését mikrodiorit zárványok jelzik. A fő fázisban hipabisszikus mélységben zajlott a biotitos gránitolvadék keletkezése. A pegmatit képződés a fő fázis végéhez köthető. A teléreképződési fázisban a gránittestet több, különböző korú telérsorozat törte át (pl. aplit, kvarcit, mikrogránit, gránitporfir telérek) GYALOG ÉS HORVÁTH (2004). A késői fázisban zajlott a Kisfaludi Mikrogránit Tagozat képződése, mely egy önálló telérrajjal kísért, az alapgránitnál kissé savanyúbb összetételű mikrogránit intrúzió (BUDA 1980).

A gránitmagmahoz kapcsolódó telérek mellett alkáli ultrabázisos és intermedier intrúzióv testek is jellemzőek. Az alkáli ultrabázisos lamprofirók késő-kréta magmatizmus eredményei, míg az intermedier kőzetek a hazai paleogén vulkanitokkal rokoníthatóak és a középső-késő-eocén során keletkeztek GYALOG ÉS HORVÁTH (2004).

A gránittest a triász során fluidmigrációs folyamatok eredményeként ásványos átalakulást szenvedett, illit-kaolinit-szmektites zónák és kvarc-fluorit-galenit-szfalerit-kalcit erek jöttek létre (BENKÓ és mtsi. 2012). A Velencei Gránit mellett a területen megtalálható másik intrúzióv formáció a Gárdonyi Kvarcdiorit Formáció. A formációba tartozó kvarcdiorit és granodiorit kőzeteket fűrészből írták le. Kialakulásuk kora és körülményei nem tisztázottak, feltételesen sorolták a késő-karbonba (KOVÁCH 1970).

A perm időszakot képviselő üledékek csupán fűrészből ismertek, a Velencei-tó alatt húzódó ÉK-DNy-i irányú tektonikai vonaltól DK-re fordulnak elő. A karbon-perm hegységképződést követő süllyedés és lepusztulás hatására vastag teresztrikus (folyóvízi-tavi) összlet képződött (Balatonfelvidéki Homokkő Formáció) (GYALOG ÉS HORVÁTH 2004). A Dunántúli-középhegységi egység ÉK-i részén ezen képződményekre lagúna és sabkha környezetben képződött evaporit (Tabajdi Evaporit Formáció) és dolomit (Dinnyési Dolomit Formáció) települ, illetve fogazódik velük össze (HAAS és mtsi. 1986; MAJOROS 1980). A Dunántúli-középhegységi egység ÉK-i részén ezen képződményekre lagúna és sabkha környezetben képződött evaporit (Tabajdi Evaporit Formáció) és dolomit (Dinnyési Dolomit Formáció) települ, illetve fogazódik velük össze (HAAS és mtsi. 1986; MAJOROS 1980).



**3.3. ábra.** A Velencei-hegység és környezetének elvi rétegoszlopa. Formációk:  $Qh_2$ : tavi üledék,  $^iPa_2$ : Tihanyi Tagozat,  $^{so}Pa_2$ : Somlói Tagozat,  $^aPa_2$ : Algyői Formáció,  $^{kl}Pa_2$ : Kállai Formáció,  $Pa'$ : áthalmazott lejtőtörmelék,  $^nE_{2-3}$ : Nadapi Andezit Formáció,  $^hT_1$ : Hidegkúti Homokkő Formáció,  $^aT_1$ : Arácsi Marga Formáció,  $^{al}T_1$ : Alcsútdobozai Mészke Formáció,  $^dP_2$ : Dinnyési Dolomit Formáció,  $^vP_2$ : Tabajdi Anhidrit Formáció,  $^bP_2$ : Balatonfelvidéki Homokkő Formáció,  $^vC_2$ : Velencei Gránit Formáció, O-D Lovasi Agyagpala Formáció,  $^1D_3$ : Székesfehérvári Mészke Tagozat,  $^{be}S-D$  Bencehegyi Mikrogabbró Formáció (Gyalog és Horváth, 2004).

A Velencei-hegység területén mindhárom kifejlődés előfordul. A legidősebb képződmény a szárazföldi képződésű Balatonfelvidéki Homokkő, mely a Gárdonyi Kvarcdiorit Formációra települő szürke, zöldesszürke konglomerátum, kavicsos homokkő és durvaszemű homokkő réteget foglalja magába. Települési helyzete alapján a formációt a felső-permbe sorolták (GYALOG ÉS HORVÁTH 2004). Litológiáját tekintve a Balatonfelvidéki Homokkő aleurit, homokkő és konglomerátum rétegekből épül fel. A durvatörmelék fáscs együttesek törmelék-kúp deltákat képviselnek, míg az uralkodóan homokos együttesek folyóvízi csatornában rakódtak le, melyeket aleuritos-homokos árterek választottak el egymástól (GYALOG ÉS HORVÁTH 2004; MAJOROS 1980).

Az ezekre a rétegekre települő, valamint velük részben összefogazódó Tabajdi Anhidrit Formáció aleurit, dolomit, gipsz, anhidrit és homokkő rétegek váltakozásából áll, melyek korát a felső-permre jellemző fenyőpollenek és harasztspórák alapján határozták meg (BARABÁS-STUHL 1975; FÜLÖP 1990).

A felső-perm üledékösszlet legfiatalabb tagjaként a Dinnyési Dolomit Formáció lagúna fáciesű kőzetei jelennek meg. A homokkő rétegekkel tagolt bitumenes dolomit felfelé agyagbetelepüléssel tagolt dolomitos mészkőbe, majd mészalagás mészkőbe megy át. Korát foraminifera és alga maradványok alapján határozták meg (HAAS és mtsi. 1986).

A mezozoikumi képződmények (a felső-kréta lamprofiros kőzetek kivételével) az

újpaleozoikumi kőzetekhez hasonlóan a Velencei- tótól DK-re mélyült fúrásokból ismertek. A permben megkezdődött transzgresszió a kora-triászban is folytatódott, melynek hatására karbonátos rámpa jött létre (BROGLIO LORIGA és mtsi. 1990). A rétegsor a felső-perm Dinnyési Dolomitból üledékfolytonosan kifejlődő Alcsútdobozi Mészke világosszürke ooidos rétegeivel kezdődik (GYALOG ÉS HORVÁTH 2004). A perm-triász kihálási esemény a gazdag ősmaradványegyüttes megfogyatkozásában jelenik meg (HAAS és mtsi. 1986). Ezt követik az Arácsi Márga Formáció márga és mészmárga rétegei, majd annak fedőjében homok, aleurit (Hidegkúti Formáció) jelenik meg (GYALOG ÉS HORVÁTH 2004).

Az alsó-triász végére tisztán karbonátos rámpa alakult ki, melynek lagúnáiban dolomit (Aszófői Dolomit Formáció), majd bitumenes, márgás mészke (Iszkahegyi Mészke Formáció) képződött. A lagúnák feltöltődését követően keletkezett a Megyehegyi Dolomit Formáció dolomitja. Az anisusi emelet végén a platform feldarabolódott. Miközben a fennmaradt platform töredékeket tovább zajlott a dolomitéképződés (Budaörsi Dolomit Formáció), a pelágikus medencében kovás mészke és radiolarit keletkezett (Buchensteini Formáció). A karniban a medence fokozatosan feltöltődött (Veszprémi Márga Formáció). Ezt követően lagúna környezetben képződött a Vértes fő tömegét adó Földolomit Formáció, majd kialakult a Daachsteini Mészke Formáció sekélytengeri karbonát platformja (GYALOG ÉS HORVÁTH 2004).

A terület a késő-krétában szárazulat lehetett, aminek hatására a jura és az alsó-kréta kőzetek nagy része lepusztult. ÁDÁM és mtsi. 1988 alapján maga a Velencei-hegység a perm-től kezdődően egészen a pannóniai emeletig folyamatosan lepusztulási terület volt, üledékképződés csak a környező alacsonyabb tengerszint feletti magasságú területeken folyt, ott is időbeni hézagosság jellemző. GYALOG ÉS HORVÁTH (2004) ezt nem tartják valószínűnek, de elismerik, hogy ha volt is valamilyen fedőképződmény, az nyomtalanul lepusztult.

Késő-kréta magmatizmus lenyomatai a Velencei-hegységben az alkáli ultrabázisos lamprofirós telérek, mely kőzeteket a Budakeszi Pikrit Formációba sorolták. A velencei-hegységi előfordulásukban három kőzettípust különítettek el, a spesszartitot, a moncsikitet és a beforszitot. A spesszartit Kisfaludtól É-ra és Székesfehérvár ÉK-i részén jelenik meg a felszínen. A moncsikitet Pákozdtól É-ra, a beforszitot pedig Sukorótól K-re írták le.

A Közép-dunántúli-egység aljzatát a Balaton-vonaltól D-re, DK-re triász képződmények alkotják, mely kőzetek (uralkodóan dolomit) a késő-permtől az anisusi

emeletig, karbonátplatform környezetben zajlott üledékképződés eredményei. A középső-anisusi emelettől kezdve többféle kifejlődést is elkülönítettek: a középső-késő-triászban tovább zajlott a platform karbonátok képződése. A középső-triászban zajló riftesedésnek köszönhetően a pelágikus mészkőbe bázisos és intermedier vulkanit betelepülések képződtek. A platformképződést a ladinban törmelékes üledékképződés szakította meg. A jurában bázisos vulkanit betelepülésekkel tarkított medence fáciesű képződmények keletkeztek. Kréta korú kőzeteket eddig nem tártak fel a területen. A kutatási terület dél-keleti részén az aljzatot alkotó képződményeket a jelenlegi ismeretek alapján nem tudták megfelelően értékelni. A képződményeket az újpaleozoikumba és a mezozoikumba sorolták, ennél részletesebb tagolás nem készült (HAAS ÉS BUDAI 2014).

A legidősebb kainozoikumi képződmények a Velencei-hegységben találhatóak. A középső-felső-eocénban zajlott vulkáni működés során létrejött rétegvulkáni összletet, intruzívumot és metasomatizált kőzeteket a Nadapi Andezit Formációba sorolják (3.3. ábra). Felszínen főleg a hegység keleti részén találhatóak meg (GYALOG ÉS HORVÁTH 2004).

Újabb, jelentős időbeli hézagot követően az üledékképződés a pannóniában indult meg. A gránitos alaphegységre, annak anyagából álló agyagos-limonitos kötőanyagú gránittörmelékéből álló murva/breccsa települ (GYALOG ÉS ÓDOR 1983; GYALOG ÉS HORVÁTH 2004). Vastagsága elérheti a 10 m-t. Fedőjében fiatalabb pannóniai képződmények, a Kállai Formáció, valamint az Újfalui Formáció Tihanyi Tagozata, a Zagyvai Formáció, ritkábban kvarter képződmények jelennek meg. Az Ősi Tarkaagyag Formáció, a Csákvári Agyagmárga Formáció és a Csóri Aleurit Formáció törmelékes kőzetei csak mélyfúrásból ismertek (GYALOG ÉS HORVÁTH 2004).

A Pannon-tó üledékei feltehetőleg egykor teljesen befedték a hegységet, valószínűleg csak a legmagasabb csúcs, a Meleg-hegy maradt fedetlen (ÁDÁM és mtsi. 1988). Ezen, tavi környezetben képződött üledékeket képviseli a Kállai Formáció és az Újfalui Formáció Tihanyi és Somlói Tagozata.

A Pannon-tó transzgressziója helyi anyagú, áthalmazott, uralkodóan konglomerátumból, homokból, illetve kavicsos-homokból álló képződmény lerakódását eredményezte (Kállai Formáció), mely közvetlenül az alaphegységre vagy a fent említett murva összletre települ (GYALOG ÉS ÓDOR 1983). Abráziós parti kifejlődés esetén a szemcsék mérete akár 10-20 cm is lehet, a képződmény vastagsága és szemcsemérete csökken az alaphegységtől távolodva.

A Kállai Formációra, olykor fokozatos átmenettel az Újfalui Formáció Tihanyi Tagozatának agyagos, aleuritos, homokos, szenes képződményi települnek. A tagozat

vastagsága akár 300 m-t is elérheti (GYALOG ÉS HORVÁTH 2004). A formáció, a tihanyi típuszselvényéhez hasonlóan ciklikus felépítésű. A felfele durvuló, 2-4 m vastag, elöntési felszínekkel határolt ciklusok delta lebenyek progradációja során jöttek létre. Az egyes ciklusok agyaggal indulnak, melyben egyre gyakoribbá és vastagabbá váló homokrétegek települnek. A legsekélyebb, parti környezetet keresztlemezes homok képviseli majd a ciklus mocsári képződményekkel és talajosodás nyomait viselő agyagos aleuritos képződményekkel zárul (SZTANÓ és mtsi. 2013). A Velencei-hegység területén uralkodóan finomtörmelékes rétegekből áll, ezek általában meszesen cementáltak. A karbonátanyag vándorlását jelző mészkonkréciók is előfordulnak (GYALOG ÉS HORVÁTH 2004). A hegység déli, délkeleti szegélyén és a Lovasberény, Nadap közti északnyugat-délkelet irányú völgyben, agyagos, szenes rétegcsoportot különíthető el, ami a finomtörmelékes rétegek alatt jelenik meg. Legnagyobb (12 m) vastagságban a Pákozdi melletti Pzd-2 fúrás harántolta (GYALOG ÉS HORVÁTH 2004).

A Zagyvai Formáció rétegtani helyzetét tekintve az Újfalui Formáció fedőjében és a pleisztocén képződmények alatt jelenik meg. A formáció litológiáját tekintve uralkodóan közép- és finomszemcséjű homok, homokkő, aleurit, agyag, meszes agyag rétegek sűrű váltakozásából áll. A rétegek sok szenesedett növénymaradványt tartalmaznak, gyakoriak benne egész lignitrétegek is. A homok-, homokkőtestek vastagsága gyakran eléri a 10 m-t (GYALOG 2005). A Zagyvai Formáció a Pannon-tavat feltöltő folyórendszer alluviális síkságán lerakódott, mederövi és ártéri üledékekből, valamint az ártéri síkság időszakos tavaiban lerakódott üledékekből áll. Emiatt előfordulnak benne vastag, gyakran mészben gazdag paleotalaj szintek is (BUDAI és mtsi. 2008).

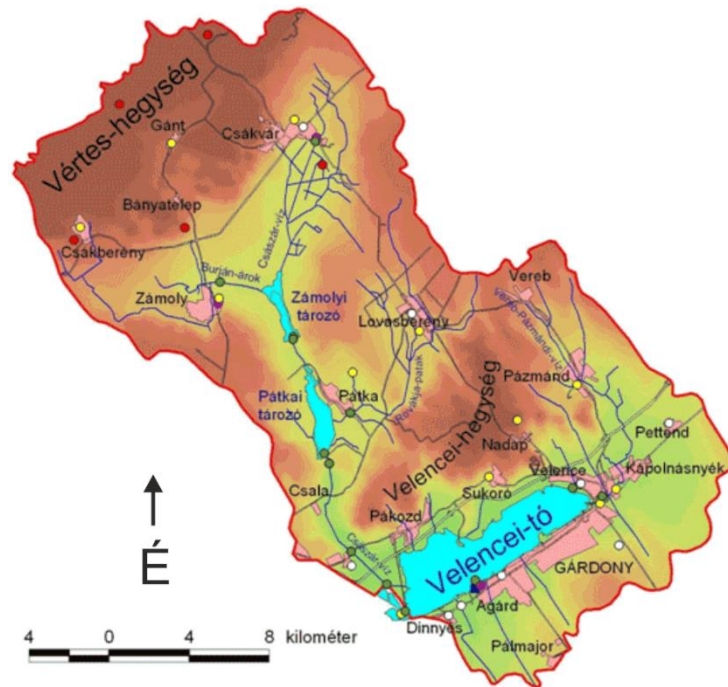
A pliocén és a kora-pleisztocén során az idősebb képződmények nagyrészt lepusztultak. A legfiatalabb pannóniai képződményeket napjainkban nagyrészt kvarter üledékek (eolikus, folyóvízi, lejtő eredetű) fedik, felszínen a hegységtől északra, valamint északnyugatra található meg (GYALOG ÉS HORVÁTH 2004).

A terület szerkezet alakulását hat jelentős tektonikai esemény befolyásolta, melyek a következők: a variszkuszi orogenezis, az ausztróalpi gyűrődés, az eocén mészkáli vulkanizmus, az eocén–kora-miocén korú kitolódás, a kora-miocén medencesüllyedés és a késő-badeni kompresszió. Ezen felül a szarmata–pannóniai időszakban is voltak tektonikai mozgások, melyek az idősebb tektonikai vonalak felújulásában nyilvánultak meg (DUDKO 1988).

### 3.3 A KUTATÁSI TERÜLET FONTOSABB HIDROLÓGIAI ÉS HIDROGEOLOGIAI JELLEMZŐI

#### 3.3.1 A Velencei-tó bemutatása

A Velencei-tó Magyarország harmadik legnagyobb természetes tava. A tó felszíni területe 24,5 km<sup>2</sup>. Átlagos vízmélysége 1,2 m, vízszintje 103 és 105 mBf között változik. A tó a közvetlenül a Velencei-hegység déli előterében húzódó hosszú, keskeny árkos süllyedékben található (3.4. ábra). A tó mai állapotában a XVIII. század vége óta létezik, akkor csapolták le a Nádas-tavat, mely a Velencei-tó DNY-i végéből DK-i irányba, Seregélyesig lehúzódó kiágazó medencerésze volt (GYALOG ÉS HORVÁTH 2004) (lásd 3.1. ábra). Történelmi feljegyzésekből ismert, hogy a Velencei-tó hajlamos a kiszáradásra, úgynevezett asztatikus tónak tekinthető (BENDEFY 1972; PADISÁK 2005).



3.4. ábra. A Velencei-tó vízgyűjtő területe a felszíni befolyók és a Zámolyi-, Pátkai-tározók feltüntetésével (vizugy.hu).

A Velencei-tó vize Na(Mg)–HCO<sub>3</sub> típusú, emellett magas SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> és szervesanyag koncentráció jellemzi (BOROS és mtsi. 2014; RESKÓNÉ ÉS BORSODI 2003). A különleges vízkémiai jelleg alapján a Velencei-tó az úgynevezett szódatavak közé tartozik és egyike a Magyarországon előforduló több száz sós vízű élőhelynek (BOROS 1999). A szódatavak a NaCl vagy SO<sub>4</sub> dominanciával jellemezhető sós tavakhoz képest jóval gazdagabb élővilágnak és biodiverzitásnak kedveznek (BOROS és mtsi. 2013). A különleges vízkémiai tulajdonságainak és a hozzá köthető egyedi élővilágnak köszönhetően a Velencei-tó nyugati medencéje Natura 2000 besorolású védett terület, valamint Ramsari



terület (BOROS és mtsi. 2014).

A tó vízháztartását főként a csapadék és a párolgás határozza meg, a felszíni vizek szerepe kisebb mértékben jelenik meg. Emiatt az éghajlat változásai jelentős hatást gyakorolnak a tó vízszintváltozásaira. A tó és a felszínalatti vizek közti kapcsolattal eddig még nem foglalkoztak, a tóba befolyó felszínalatti vízzel adatok hiányában nem számoltak, míg a kifolyó komponensről azt tartották, hogy jelentéktelen vagy nincs is (SZABÓ 1977). A tónak két fő felszíni befolyója van, nyugatról a Császárvíz és keletről a Vereb-Pázmándi-vízfolyás. A tó szélsőséges vízszintváltozásának elkerülése érdekében két tározó létesült a Császárvíz mentén: a Zámolyi- és a Pátkai-tározó. A tónak gyakorlatilag nincs kifolyója, mert a tó délnyugati végében található mesterséges Dinnyés-Kajtori-csatorna a rendszerint alacsony vízállás miatt le van zárva.

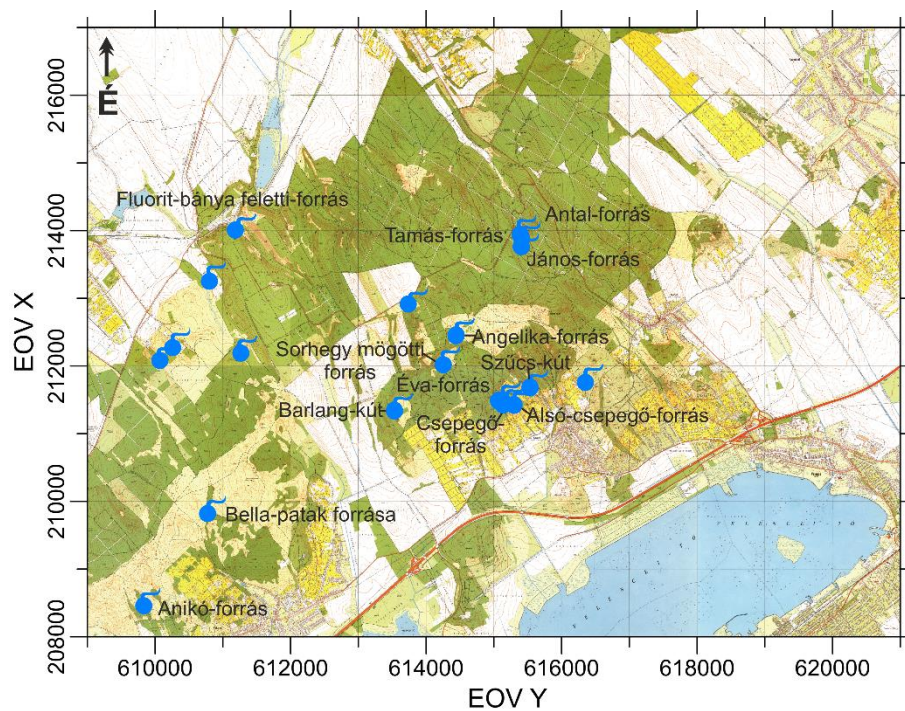
A Velencei-tó kialakulása valószínűleg az óholocén idejére tehető (10-15 ezer évvel ezelőtt) (SÜMEGHY 1952). A Velencei-hegység délkeleti oldalát ma is befedő lösz, löszös üledékek a pleisztocén végén megsüllyedtek és a kialakult mélyedésben, az éghajlat csapadékosabbra fordulásával jött létre a Velencei-tó (ÁDÁM 1955). A tó holocén korát alátámasztja az 1970-es évek mederkotrásai előtt begyűjtött tavi üledék rétegsorok vizsgálata is. A rétegsor legalján holocén korú, pollengazdag agyag-homok rétegek találhatóak, ezek egy algákban gazdag tóban ülepedtek le. Ezt pollen-steril agyag-iszap rétegek követik, melyek képződésekor a tóban vagy nem volt víz, vagy nagyon gyakoriak voltak a kiszáradások. A rétegsor pollengazdag, recens fekete iszappal zárul. A tó recens és fiatal üledékeire jellemző a magas szervesanyag tartalom, mely tőzeg formájában jelentkezik. A recens üledékképződés során a nyílt víztükrű területeken a biokémiai mésziszap képződése, a mocsarasodó területeken az elhalt növényi részek felhalmozódása dominál, míg a felszíni vízfolyások torkolatánál hordalék keveredik a tavi iszappal (CSERNY 2001).

### 3.3.2 A Velencei-hegység forrásainak bemutatása

A Velencei-hegységben a felszínalatti vizek helyben, gyér vizű források formájában csapolódnak meg. A hegységben a felszínt borító talajréteg elsősorban gránitmurvából, valamint a szél által odaszállított porból áll össze, ami jó vízvezető képességű üledék, vízfogó közetként pedig maga a gránit szolgál (GYALOG ÉS HORVÁTH 2004). A kettő kontaktusán fakadnak a források. Archív adatok (IZÁPY 2002) és a terület 1:10 000 méretarányú EOTR topográfiai térképe alapján a Velencei-hegységben számos forrás fakad (3.5. ábra). A forráskataszterben az Antal-forrás, a János-forrás, az Angelika-forrás, a Barlang-kút, a Bella-patak forrása, a Fluorit-bánya feletti-forrás, a Csepegő-forrás, a Sorhegy mögötti-forrás és a Szűcs-kút szerepelnek. A kataszter tartalmazza ezen

források alapadatait is (pontos koordináta, fakadási pont tengerszint feletti magassága, vízhozam, hőmérséklet, vízkémia). A topográfiai térképről leolvasható még, hogy a hegység területén található a Tamás-forrás, az Anikó-forrás, az Éva-forrás, az Alsó-csepegő-forrás és számos, névtelen forrás is.

A forráskataszterben szereplő források adatai alapján a hegység forrásai alacsony hozammal jellemezhetőek, mely hozam jelentős időbeli változékonyságot mutat (2–40 l/perc). A források hőmérséklete (9–13°C) és oldottanyag tartalma (143–506 mg/l) is alacsony, mindkét paraméter szűk tartományban változik (IZÁPY 2002). A források vizére a  $\text{HCO}_3^-$  dominanciája jellemző. A fenti jellemzőket a hegység forrásait érintő legfrissebb munka eredményei is megerősítik (BAJÁK 2019).



3.5. ábra. A Velencei-hegység forrásai (alaptérkép: 1:10 000 EOTR térkép).

### 3.3.3 A felszínalatti vízkészletek jellemzői

A terület vízföldtani szempontból jelentőséggel bíró képződményeinek hidrosztratigráfiai besorolását az I. melléklet tartalmazza. A kutatási területen a fedetlen víztartó réteget a negyedidőszaki képződmények adják. Az eolikus löszös-homokos rétegek általános elterjedésűek, míg a folyóvízi kavicsos összletek a felszíni vízfolyások mentén jellemzőek. Kiemelendő a Duna menti allúvium, melyet kiterjedt partiszűrűsű kútsor termel.

A fedett vízáadó réteget pleisztocén ártéri, folyóvízi homokos képződmények és pannóniai alluviális síksági homokos-agyagos képződmények alkotják. Előbbi

vastagsága néhány 10–120 m, utóbbi pedig 300–1000 m vastag is lehet. A települések vízmű kútjainak nagy része ezekből a vízadó rétegekből nyeri a vizet.

A fent nevezett vízadó rétegek közvetlenül a csapadékból kapnak utánpótlást, így a felszínalatti víz szintje a domborzat lefutását követi. Ebből következik, hogy a felszín közeli régióban a felszínalatti víztükör helyzeti magasságában tapasztalható változások adják a felszínalatti vízáramlás hajtóerejét.

#### 3.4 TERMÉSZETES RADIOAKTIVITÁSSAL KAPCSOLATOS KUTATÁSOK A VELENCEI-HEGYSÉGBEN ÉS KÖRNYEZETÉBEN

Mivel a Velencei-hegységben található hazánk két felszíni gránit kibukkanásának egyike, a hegységben és környezetében régóta folytatnak radioaktivitással kapcsolatos kutatásokat. 1957 és 1959 között, a Mecseki Ércbányászati Vállalat (MÉV) megbízásából hasadóanyag kutatás folyt a területen, melynek eredményeként megállapították, hogy a területen a magmás fázisokhoz kapcsolódóan nincs ipari jelentőségű dúsulás, ugyanakkor egyes képződmények a földkéregbeli átlaghoz képest magasabb koncentrációban tartalmaznak uránt és/vagy tóriumot (LENGYEL és mtsi. 1960; SÖVÉNYI 1960; TATÁR 1960).

BÉRCZI (1982) neutronaktivációs analízissel vizsgálta a granitoid kőzetek nyomelemtartalmát. A Velencei Gránit Formáció egyes képződményeiben (aplit, porfíros gránit, biotitos és porfíros gránit) a földkéregbeli átlagot (U: 1–3 ppm; Th: 6–10 ppm) meghaladó értékeket mért (U: 2,9–9,9; Th: 12,7–48,2 ppm). Ezeket a megfigyeléseket később BURJÁN és mtsi. (2002) vizsgálatai is alátámasztották.

A lamprofír teléreket világszerte vizsgálták különleges elemtartalmuk (pl. ritkaföldfém, urán, tórium) miatt és felfedezték, hogy akár jelentős urándúsulás is köthető hozzájuk (ADEL és mtsi. 2022; IBRAHIM és mtsi. 2015; KAMAR és mtsi. 2022). A velencei-hegységi lamprofírok átfogó, ICP-OES és ICP-MS méréseken alapuló vizsgálatát SZAKÁLL és mtsi. (2014) végezték el. A vizsgált képződmények (beforszit, moncsikit) közül csak a beforszit esetén fedeztek fel U (11,6–12,9 ppm) és Th (71,1–79,4 ppm) dúsulást.

A magmás képződmények mellett a hegység előterében található több száz méter vastag pannóniai korú sziliciklasztos összlet urán tartalmát is vizsgálták. A vizsgálatokat SZILÁGYI ÉS GLÖCKNER (1971) végezte el, szintén a MÉV megbízásából. Kutatásaikból kiderült, hogy a pannóniai kőzetekben magas urán koncentrációk kötődnek a szenes-agyagos rétegekhez és a karbonátos kötőanyagú homokkövekhez. A dúsulások uralkodóan szingenetikusak, térbeli eloszlásuk egyenetlen és ipari szempontból alacsony

koncentrációban tartalmaznak hasadóanyagot.

A kőzetanyag vizsgálata során felfedezett dúsulás következményeként további kutatásokra került sor. A Velencei-hegység forrásainak és a források környezetében található talajnak a radioaktív elemtartalmával BÉRES (1995) kezdett el foglalkozni. A forrásokból gyűjtött vízmintákat TriCarb 1000A folyadékszintillációs detektorral mérte le, míg a talaj radontartalmának meghatározásához MARKUS 10 detektort használt. Munkája során kimutatta a Szücs-forrás (másik nevén Szücs-kút, Borjú-forrás) és az Angelika-forrás vizének 100 Bq/l parametrikus értéket meghaladó (160,5 és 165,7 Bq/l) és a környező talajnak a magas radontartalmát (47–104 kBq/m<sup>3</sup>). Viszonyításképpen: a 2013/59/EURATOM rendeletben a beltéri radonkoncentrációra vonatkozó határértéket 300 Bq/m<sup>3</sup>-ben állapították meg.

A Szücs-forrás magas radontartalmát később KISS (1998) is megmérte, szintén folyadékszintillációs módszerrel. Vizsgálatai során ő is a parametrikus értéket meghaladó, 291 Bq/l aktivitást mért.

HALÁSZ (1999) a Velencei-hegységben található más forrásokra is kiterjesztette kutatását. A vizekben a radon aktivitását folyadékszintillációs módszerrel határozta meg, a források közelében vett talajmintákban pedig az urán- és tórium-sor elemeit mérte gamma-spektrométerrel. A gránitfennsíkon fakadó forrásokban (Szücs-kút, Angelika-forrás, Alsó- és Felső-Csepegő-forrás, Barlang-kút) BÉRES (1995) és KISS (1998) kutatásait alátámasztva, több mintavételi alkalomból származó vízmintában is a radonra vonatkozó 100 Bq/l parametrikus érték feletti aktivitásokat (97–315 Bq/l) mért. A talajmintákban az <sup>238</sup>U sor elemei esetén 22,19–102,49 Bq/kg, míg a <sup>232</sup>Th sor elemei esetén 21,09–109,02 Bq/kg aktivitást, a <sup>238</sup>U esetén 2,44–8,05 g/t, míg a <sup>232</sup>Th esetén 11,41–24,8 g/t koncentrációkat mért.

A Velencei-hegység területén folytatott tanulmányok eredményeként azt állapították meg a kutatók, hogy a hegység területén a talaj a gránit alapkőzetből képződött és nagy mennyiségben tartalmazza annak alkotóelemeit, így mind a talaj, mind a hegységben fakadó források magas koncentrációban tartalmaznak radioaktív izotópokat.

A felszínalatti víz eredetű ivóvizek természetes radioaktivitását kutatva, ERŐSS és mtsi. (2018) a Velencei-tó vizének és annak déli előterében fekvő települések kútjainak, felszíni víztesteinek oldott urán tartalmát vizsgálták meg. A vízminták elemzése a SURBECK (2000) által kifejlesztett Nucfilm diszkeket alkalmazó alfa-spektroszkópiával történt. A vízmintákban 24–753 mBq/l közti aktivitáskoncentrációkat mértek. Az uránkoncentrációk térbeli eloszlását – az urán geokémiai viselkedésének ismeretében – a

felszínalatti vízáramlási irányokkal magyarázták. A legmagasabb koncentráció értékeket beáramlási rezsimjellegű területeken található, oxidatív viszonyokkal jellemezhető kutakban mérték.

TORRES és mtsi. (2018) a Velencei-hegység nyugati felében a természetes radioaktivitás térbeli eloszlásának és a geológiai tényezőknek az összefüggését vizsgálták. A terepen mért dózisegyenértékeket statisztikai módszerekkel és digitális képkalkoló eljárással dolgozták fel. A mért értékek többsége átlagosnak volt mondható (58–161 nSv/h), míg a magasabb dózisegyenértékek (175–214 nSv/h) a telérekkel sűrűn behálózott területekre estek és az értékek a mélyben futó ÉK-DNy, illetve ÉNy-DK irányú gránittelérekkel és törésekkel egybeeső irányultságot mutattak.

A Velencei-hegység és a Velencei-tó környezetében eddig végzett vizsgálatok főként a kőzetek urán- és tórium tartalmára fókuszáltak. Ez alól kivétel a források radontartalmát (BÉRES 1995; KISS 1998; HALÁSZ 1999), valamint az ivóvizek radioaktív izotóp tartalmát (ERŐSS és mtsi. 2018) vizsgáló kutatások. Dolgozatomban a felszínalatti vizek és a belőlük származó ivóvizek radioaktivitását érintő kutatási vonalat viszem tovább (regionális léptékűre kiterjesztve) a területen.

## 4. FELHASZNÁLT ADATOK ÉS ALKALMAZOTT MÓDSZEREK

### 4.1 MÉRT ADATOKON ALAPULÓ HIDRAULIKAI FELDOLGOZÁS

A hidraulikai adatfeldolgozáshoz szükséges adatokat a Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatóságához tartozó Vízföldtani Adattárban, valamint a Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattárban megtalálható vízföldtani naplókából gyűjtöttem ki. A lehatárolt kutatási területen (EOV X: 172000–228000; EOV Y: 595000–645000) az alábbi településekhez tartozó kutak találhatóak: Aba, Adony, Baracs, Baracska, Beloianisz, Besnyő, Budapest (XXII. Kerület), Csákberény, Csákvár, Csősz, Dég, Dunaújváros, Ercsi, Érd, Gánt, Gárdony, Gyúró, Hantos, Iváncsa, Gárdony, Kajászó, Káloz, Kápolnásnyék, Kisapostag, Kisláng, Kőszárhegy, Lovasberény, Magyaralmás, Martonvásár, Mátyásdomb, Mezőfalva, Moha, Nagymarás, Nagylók, Nagyvenyim, Pákoz, Pátka, Pázmánd, Perkáta, Polgárdi, Pusztaszabolcs, Rácalmás, Ráckeresztúr, Sárbogárd, Sárkeresztes, Sárkeresztúr, Sárosd, Sárszentágota, Sárszentmihály, Seregélyes, Soponya, Sósút, Sukoró, Szabadbattyán, Szabadegyháza, Százhalombatta, Székesfehérvár, Tác, Tárnok, Tordas, Vál, Velence, Vereb, Vértesacska és Zámoly (a vizsgálati terület pontos elhelyezkedését a 3. fejezetben a 3.1. ábra mutatja). A Duna balpartján és a Csepel-szigeten található települések (pl. Dömsöd, Ráckeve, Lórév, Kiskunlacháza stb.) szándékosan maradtak ki a hidraulikai feldolgozásból, mivel azok a kutak már másik regionális felszínalatti vízáramlási rendszerről nyújthatnak információt (keletről a Duna, mint erózióbázis határolja a kutatási területemet).

Ahhoz, hogy az egyes kutak adatai a hidraulikai feldolgozás során, azaz  $p(z)$  profilok és tomografikus potenciáltérképek elkészítésére hasznosíthatóak legyenek, a kigyűjtött kútadatoknak az alábbi információkat szükséges tartalmazniuk: 1) a kút EOV koordinátája, 2) a terepszint tengerszint feletti magassága a kútnál (mBf), 3) a szűrőzött szakasz alsó és felső részének helyzete (m) és 4) a kút kialakításakor mért nyugalmi vízszint értéke (m). Hiányzó koordináta vagy tengerszint feletti magasság esetén a Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatóság honlapján megtalálható *Magyarország fúráspon téréképe (1:100000)*-t használtam, melyről a településnév és a kataszteri szám ismeretében le tudtam olvasni a koordinátákat, tengerszint feletti magasságot. A tengerszint feletti magasság nem minden esetben szerepelt a térképen, így ennek az adatnak a pótlására a MapSource nevű alkalmazást is felhasználtam. Hiányzó nyugalmi vízszint vagy szűrő adat esetén, az adott kútát töröltem az adattáblából, mivel ezeket az

adatokat nem lehetett más forrásból kinyerni. A szűrés legvégső lépéseként kivettem azokat a kutakat, melyek a vizsgálati terület határain túl helyezkednek el (pl. Sárbogárd, Polgárdi települések több kútja is törlésre került). A kutak szűrésekor a létesítés idejét, mint lehetséges szűrőparamétert, nem vettem figyelembe. A fent nevezett feltételeket teljesítő kutak létesítési kora 1902-től 2018-ig terjed, így felmerülhet a kérdés, hogy az emberi tevékenység felszínalatti vízáramlási rendszerekre gyakorolt hatásának kiszűrésére nem volna-e érdemes a vizsgálati időtartamot leszűkíteni (lásd TÓTH 2018). A vizsgálati terület a Dunántúli-középhegység peremterületén található, az 1950-1990-es években folytatott bányászati víztelenítés ezt a területet közvetlenül nem érintette. Ennél kisebb léptékű tevékenység pl. mezőgazdasági vagy ipari célú vízkivétel a regionális képet nem befolyásolja (MÁDLNÉ SZÖNYI 2020).

Az adattábla a felsorolt adatszűrési lépéseket megelőzően összesen 2776 kút adatait tartalmazta, míg a szűrést és leválogatást követően 1468 kút adata állt rendelkezésemre. Ezeket a kutakat tudtam ténylegesen felhasználni a felszínalatti vízáramlás térképezéshez.

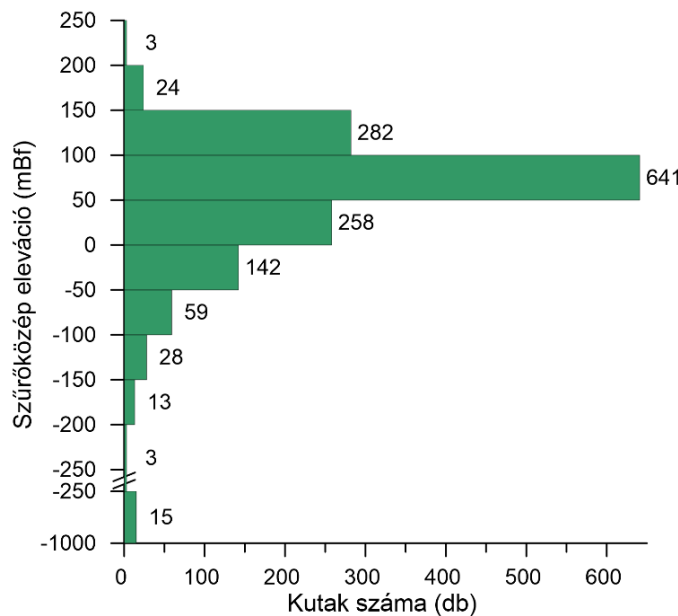
Mind a tomografikus potenciáltérképek, mind a  $p(z)$  profilok elkészítéséhez szükség van a kútnaplókban elérhető adatok alapján számolt származtatott mennyiségekre is, melyek a következők: 1) szűrőközep tengersizint feletti magassága (mBf), 2) hidraulikus emelkedési magasság (mBf) és 3) pórusnyomás. A szűrőközep tengersizint feletti magasságának számítását az alábbi módon végeztem: a szűrőzött szakasz alsó és felső határához tartozó mélységeket átlagoltam, ezzel megkaptam a szűrőközep mélységét. A kút tengersizint feletti magasságából kivonva ezt az értéket megkaptam a szűrőközep tengersizint feletti magasságát ( $z$ ) mBf-ben. A hidraulikus emelkedési magasság ( $h$ ) kiszámításához a kút tengersizint feletti magasságához hozzáadtam a nyugalmi vízszint értékeket (a nyugalmi vízszintek negatív előjellel szerepeltek a naplókban, kivéve a felszín fölé szökő vízszintek esetében). A fenti két paraméter ismeretében, az alábbi egyenlet segítségével ki tudtam számolni a pórusnyomás értékeket:

$$p = \frac{\rho \cdot g \cdot (h - z)}{1000000} \quad (1)$$

ahol  $\rho$  a víz sűrűsége ( $1000 \text{ kg/m}^3$ ),  $g$  a gravitációs állandó ( $9,81 \text{ m/s}^2$ ),  $h$  a hidraulikus emelkedési magasság,  $z$  pedig az eleváció, azaz a szűrőközep tengersizint feletti magassága. A pórusnyomás értékét MPa-ban kaptam meg.

A szűrt és leválogatott 1468 kút adatát a  $p(z)$  profilok és a potenciáltérképek elkészítését megelőzően területi eloszlás és a szűrőzés mélységének eloszlása alapján is értékeltem, mivel ezek a jellemzők befolyásolják az adatfeldolgozás menetét. A kutak

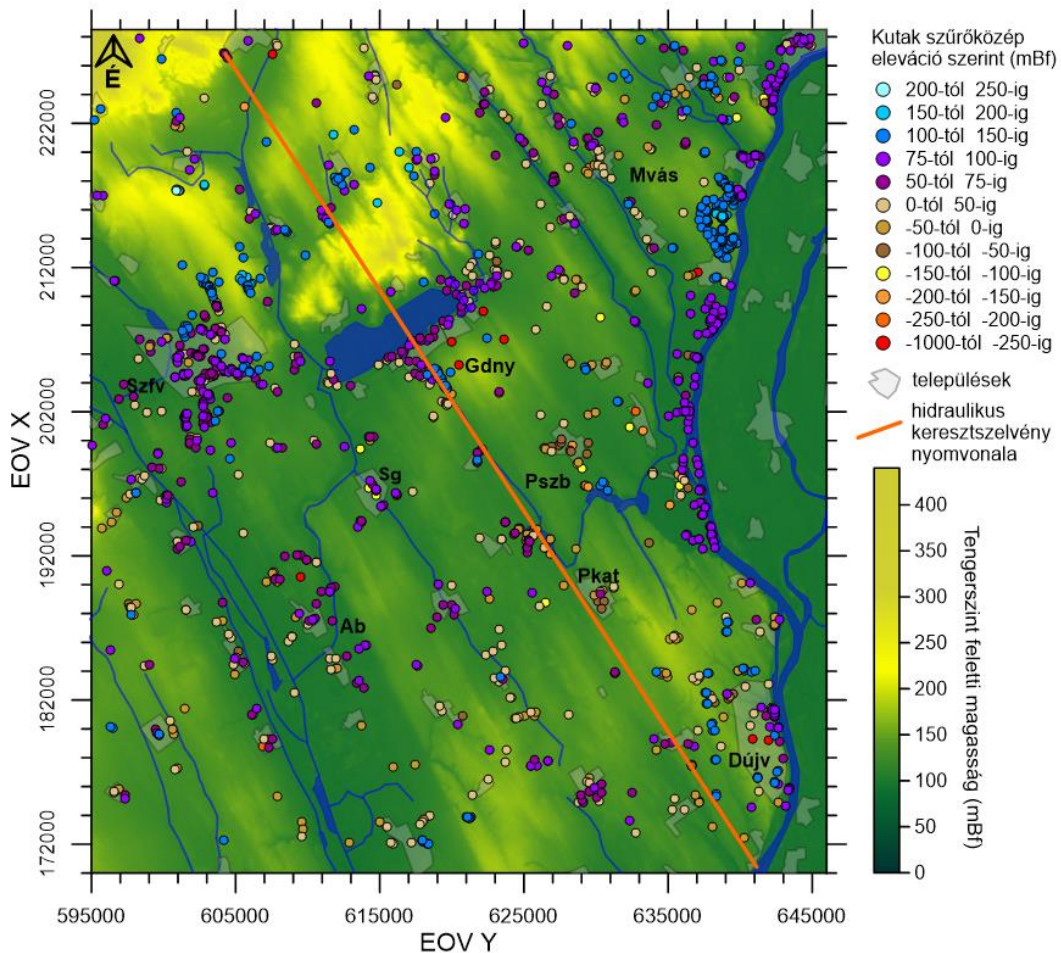
szűrőközép eleváció szerinti eloszlását a 4.1. ábra mutatja. A kutak 80%-ának a szűrőzése a 0–150 mBf eleváció intervallumban van kialakítva. A vizsgálati területen kevés nagy mélységű kút (>500 m) van, melyek szűrőzése -500 mBf alatti tartományban helyezkedik el és ezek már a kristályos aljzat képződményeire (triász/eocén karbonát, perm dolomit stb.) vannak szűrőzve és termálvizet termelnek.



4.1. ábra. A hidraulikai adatfeldolgozás során felhasznált kutak szűrőközép eleváció szerinti eloszlása.

A kutak területi eloszlását elsősorban a települések közigazgatási határai határozzák meg (a települések határain belül mélyül a legtöbb kút), emellett a Duna mentén található nagy számú kút (főként partiszűrésű rendszerek). Az egy településre jutó kutak száma Székesfehérvár, Dunaujváros és Százhalombatta esetében a legnagyobb. A hegyvidéki területeken (Vértes, Velencei-hegység) nincsenek fúrt kutak. A kutak szűrőzési mélységének területi eloszlása nem mutat egyértelmű mintázatot (4.2. ábra).





**4.2. ábra.** A kutak szűrőközép eleváció szerinti megoszlása térképen ábrázolva. A rövidítések településeket jelölnék: Ab – Aba, Dújv – Dunaújváros, Gdny – Gárdony, Mvás – Martonvásár, Pkat – Perkáta, Pszb – Pusztaszabolcs, Sg – Seregélyes, Szfv – Székesfehérvár.

#### 4.1.1 Nyomás-eleváció ( $p(z)$ ) profilok készítése

A nyomás-eleváció profilok ( $p(z)$  profilok) szerkesztése a hidraulikus adatfeldolgozás egyik módszere, mely a felszínalatti víz függőleges áramlási irányának lokális jellemzésére alkalmas, mivel ideális esetben a  $p(z)$  profilt egy kútban különböző mélységekben egyidejűleg mért nyomásértékek alapján szerkesztjük. Ilyen nyomásértékek azonban csak ritkán állnak rendelkezésünkre, így a  $p(z)$  profilok szerkesztésekor engedményeket kell tenni. Egy minél kisebb felszíni kiterjedésű területre (néhány  $10 \text{ km}^2$ ) eső kutak hidraulikai adatait gyűjtjük össze, feltételezve, hogy a kutak mindegyikére hasonló fiziográfiai és geológiai tulajdonságok jellemzőek, ezáltal a területen belül a felszínalatti vízszintben megfigyelhető változás elhanyagolható ( $<5\text{--}10 \text{ m}$ ). A  $p(z)$  profilokat az ilyen módon leválogatott, lehetőség szerint különböző mélység tartományokra szűrőzött kutak pórusnyomás (vagy nyugalmi vízszintjeiből számolt pórusnyomás) adataiból szerkesztjük. A felhasznált kutak területi közelsége megengedi, hogy a bennük mért nyomásértékekből meghatározzuk a felszínalatti

vízáramlás vertikális nyomásgradiensét és összehasonlítsuk azt az ideális hidrosztatikus értékkel.

Hidrosztatikus nyomásviszonyok esetén a vertikális nyomásgradiens  $\gamma_{st}=9,81$  MPa/km, ekkor a folyadékra ható felhajtóerő és a gravitációs erő egyensúlyban vannak, azaz nincs vertikális folyadékáramlás – ez átáramlási rezsimjellegű területekre utal. A felszínalatti víztükör helyzeti magasságában tapasztalható változások hatására azonban a rendszer dinamikus állapotba kerül (SZIJÁRTÓ 2021). Ennek következtében vertikális irányú áramlási komponens is generálódik, így a vertikális gradiens dinamikussá válik ( $\gamma_{dyn}$ ). Beáramlási rezsimjellegű területeken  $\gamma_{dyn}<\gamma_{st}$ , azaz a nyomásgradiens szubhidrosztatikus, ami lefelé történő vertikális áramlást jelez. Kiáramlási területeken  $\gamma_{dyn}>\gamma_{st}$ , ami feláramlásra utal, ez esetben a  $\gamma_{dyn}$  superhidrosztatikus (MÁDLNÉ SZÖNYI 2020). A  $p(z)$  profilok elkészítésével, azaz a vertikális nyomásgradiens kiszámításával és a hidrosztatikus nyomásgradienssel való összevetésével meghatározhatjuk a profilhoz felhasznált kutak által lefedett területre jellemző vertikális vízáramlási irányt. A  $p(z)$  profilokon a számolt pórusnyomás értékeket ( $p$ ) a szűrőközep eleváció függvényében ( $z$ ) ábrázoljuk és a pontokra illesztett egyenes egyenletének segítségével kiszámoljuk a vertikális nyomásgradienst ( $\gamma_{dyn}$ ). A diagramon a hidrosztatikus egyenest is ábrázoltam, mégpedig az adott profilra számított átlagos hidraulikus emelkedési magasság alapján számítva. A kutatás során elkészített  $p(z)$  profilok szerkesztéséhez az MS Office Excel, ArcGIS, Grapher (Golden Software) és CorelDRAW programokat használtam.

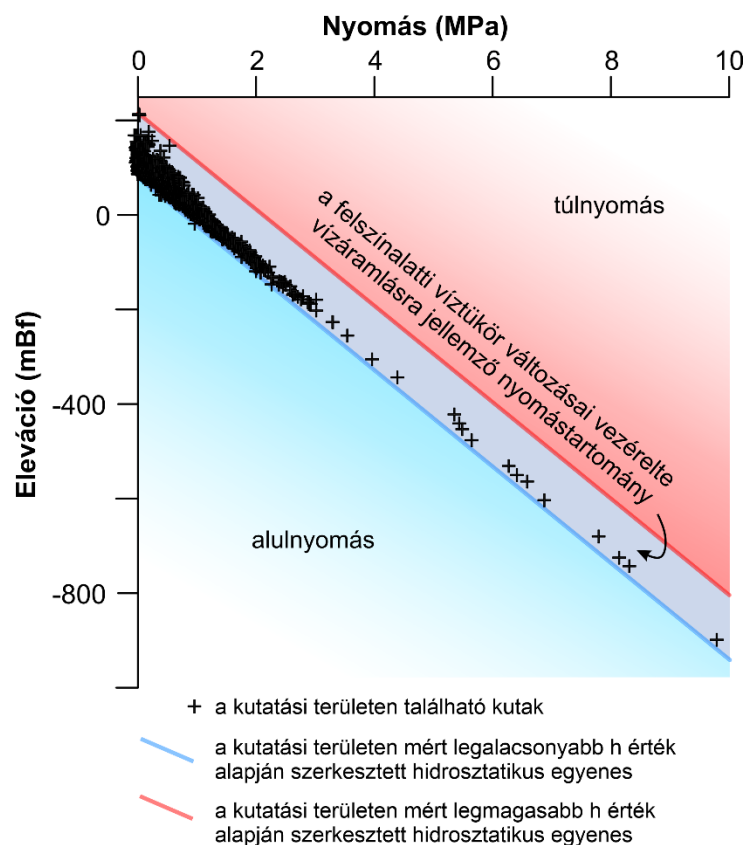
A  $p(z)$  profilok szerkesztésének lehetőségét alapjaiban határozza meg a kútadatok területi és mélység szerinti eloszlása az adott kutatási területen. A kutak egyenlőtlen térbeli eloszlása (hegyvidék – kevés kút, települések környezete – sok kút) és a kevés nagymélységű (<500 m) kút miatt, a vizsgálati területre 62 db  $p(z)$  profilt tudtam elkészíteni. Két  $p(z)$  profil (7. és 22. számú) esetén megkülönböztettem egy sekélyebb és egy mélyebb régiót, melyekre külön kiszámítottam a vertikális nyomásgradiens értékét.

Az egyes profilokhoz leválogatott kutak által lefedett terület minimális kiterjedése 1,5 km<sup>2</sup>, míg maximális kiterjedése 25 km<sup>2</sup> volt. A  $p(z)$  profilok a -343,7 és 126,3 mBf eleváció tartományban szűrőzött kutak adataiból készültek (a kutak szűrőközep szerinti megoszlását a 4.1. ábra mutatja), így segítségükkel ennek a mélységtartománynak a vertikális vízáramlási viszonyait tudtam vizsgálni. Az ennél sekélyebb, illetve mélyebb tartományból nem állt rendelkezésre elegendő számú kút, valamint a meglévő kutak területi eloszlása sem volt megfelelő  $p(z)$  profilok készítéséhez. Például a Duna mentén található nagyszámú kút többségében sekély mélységű kút (partiszűrésű rendszer része vagy megfigyelőkút), amik alapján nem lehetett a nyomás mélységgel történő változását

leképezni, így a Duna menti területekre csak kisszámú profil készült.

A felszínalatti vízszintben bekövetkező változás minimalizálása érdekében a kutak tengerszint feletti magassága esetén a legmagasabb és a legalacsonyabb érték között legfeljebb 13 méteres különbséget engedtem meg. A megengedett különbség értékét tapasztalati úton határoztam meg, mérlegelve azt, hogy mi az a legkisebb érték, ami esetén még megfelelő számú kútadat áll rendelkezésemre a kijelölt területről. Ennek a kikötésnek köszönhetően a Vértes előterében és a Velencei-hegység környezetében a  $p(z)$  profilok szerkesztésének lehetősége erősen limitált volt, ugyanis ezeken a területeken kis távolságon belül is nagy különbségek vannak a domborzatban.

A  $p(z)$  profilok értelmezésekor fontos, hogy az átáramlási rezsimmjelleg azonosításakor mekkora eltérést ( $\pm$ ) engedünk meg a hidrosztatikus gradienstől ( $\gamma_{st}$ ), tehát hogyan választjuk meg a le-, és a kiáramlási területekre jellemző vertikális gradiens ( $\gamma_{dyn}$ ) tartományt. A  $p(z)$  profilok értelmezéséről alkotott felfogás az elmúlt évtizedekben szerzett tapasztalatok alapján jelentősen módosult (CZAUNER ÉS MÁDL-SZŐNYI 2013; PARKS 1989; TÓTH 2018; UNDERSCHULTZ 2005; VERWEIJ és mtsi. 2012). A dolgozatban a  $p(z)$  profilok értelmezéséhez CZAUNER és mtsi. (2023) és MÁDLNÉ SZŐNYI (2020) munkáját vettem alapul. Első körben a lehatárolt terület kútjaira számolt legalacsonyabb (79,4 mBf) és legmagasabb (215,59 mBf) hidraulikus emelkedési magasság értékek alapján két hidrosztatikus egyenest szerkesztettem (4.3. ábra). Ezek az egyenesek jelölik ki azt a nyomástartományt, amely a kutatási területen a felszínalatti víztükör helyzeti magasságában tapasztalható változások által vezérelt felszínalatti vízáramlási rendszerekben megjelenhet (SZIJÁRTÓ 2021). Mint az 4.3. ábra mutatja, az adatfeldolgozáshoz használt összes kút adata a kijelölt tartományba esik, így elmondható, hogy az általam vizsgált területen, a kútadatok által lefedett mélységtartományban a felszínalatti víztükör helyzeti magasságában tapasztalható változások vezérlik a felszínalatti vízáramlási rendszereket. Túlnyomásra, illetve alulnyomásra utaló nyomásértékek nem jelennek meg a területen.



**4.3. ábra.** A kutatási területre számolt nyomástartomány, melyben a felszínalatti víztükör helyzeti magasságában tapasztalható változások vezérlik a felszínalatti vízáramlási rendszereket.

A felszínalatti víztükör helyzeti magasságában tapasztalható változások által vezérelt rendszerekre jellemző nyomástartományon belül a le-, át- és kiáramlási területekre jellemző vertikális nyomásgradiens intervallumok meghatározásakor a korábbi kutatásokban 5%-os eltérést engedtek meg a hidrosztatikus nyomásgradiens értékétől (9,81 MPa/km), azaz leáramlást 9,31 MPa/km-nél kisebb gradiens; átáramlást 9,31–10,31 MPa/km közötti gradiens; kiáramlást pedig 10,31 MPa/km-nél nagyobb nyomásgradiens esetén azonosítottak (CSONDOR és mtsi. 2020; ERHARDT és mtsi. 2017; TÓTH 2018). Az 5%-os eltérést azonban alföldi esettanulmányok tapasztalatai alapján állapították meg, így változatos topográfia esetén ez a felosztás elfedheti a tényleges vertikális áramlási irányokat, mivel a 9,31–10,31 MPa/km tartományba eső gradiens értékek esetén mind átáramlási területet jelez, holott a kis távolságokon belül tapasztalható topográfiai különbségek miatt le- és feláramlás a 9,81 MPa/km hidrosztatikus gradienstől való jóval kisebb eltérés esetén is lehetséges (CZAUNER és mtsi. 2023). A fenti megfontolások alapján a profilok értelmezésekor a hidrosztatikus nyomásgradiens értékétől 1%-os eltérést engedtem meg az átáramlási rezsímjelleg azonosítása esetén. A különböző rezsímjellegek azonosításakor tehát az alábbi tartományokat alkalmaztam: leáramlás

<9,71 MPa/km gradiens esetén; átáramlás 9,71–9,91 MPa/km közötti gradiens esetén; kiáramlás pedig 9,91 MPa/km < gradiens esetén.

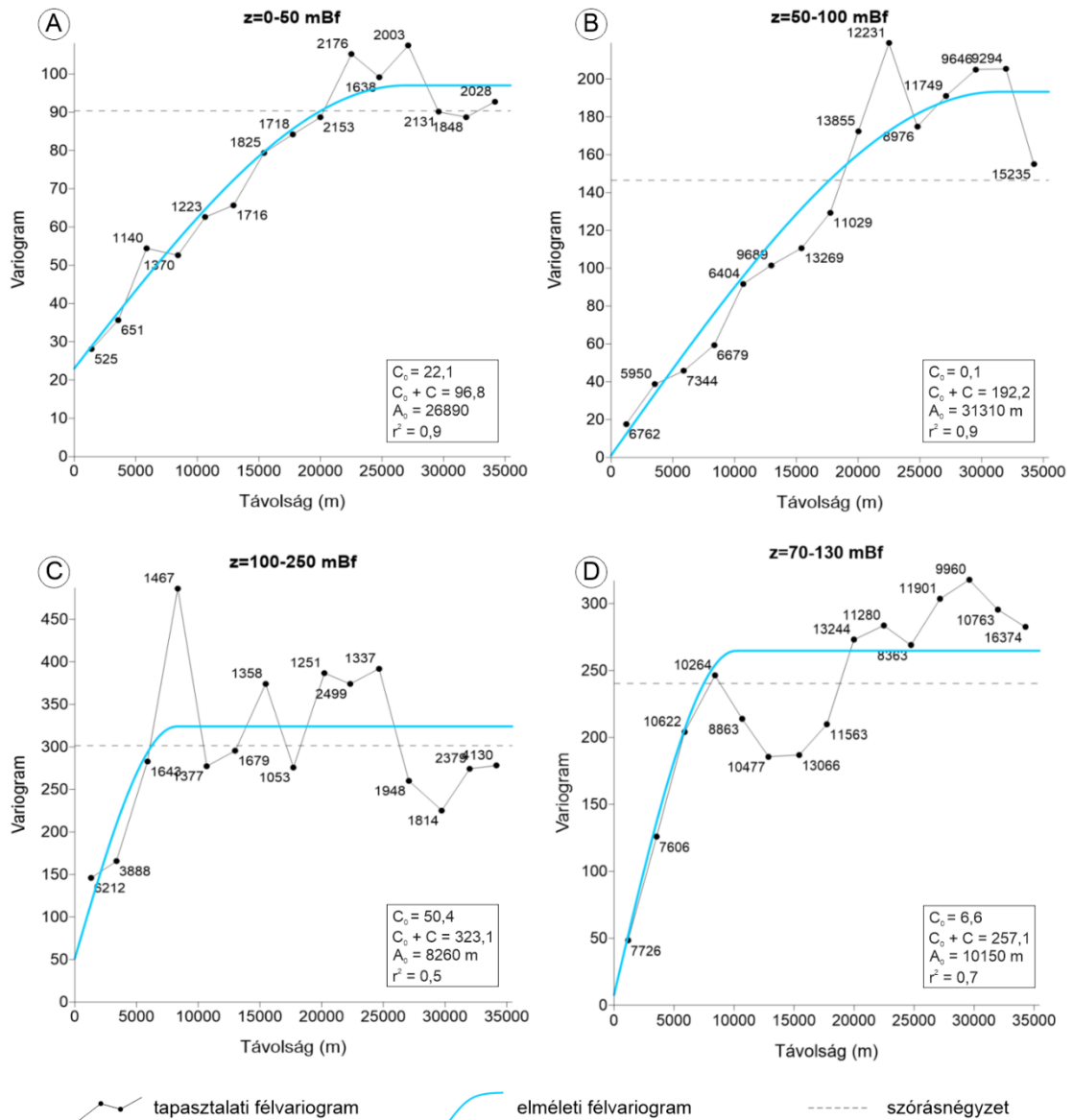
#### 4.1.2 Tomografikus potenciáltérképek és potenciálkülönbség térképek készítése

A tomografikus potenciáltérképeken a hidraulikus emelkedési magasság értékeket a földrajzi koordináták függvényében ábrázoljuk. Az azonos hidraulikus emelkedési magasság értékeket összekötő ekvipotenciál vonalakra merőlegesen behúzott áramvonalak a felszínalatti vízáramlás horizontális irányát mutatják (homogén-izotróp közeget feltételezve!). Az eredeti definíció szerint a potenciáltérképet egy-egy vízadó rétegre készíthetjük el, azonban az alacsony adatsűrűséggel jellemezhető területeken a potenciáltérképeket adott eleváció tartományokra tudjuk elkészíteni. A térképek készítésekor a mélységtartományt úgy kell megválasztani, hogy a lehető legszűkebb legyen, ugyanakkor az adatok területi eloszlása is elégséges legyen és az egész vizsgálati területet lefedő potenciál értékeink legyenek. A kutatás során elkészített tomografikus potenciáltérképek térképek szerkesztéséhez az MS Office Excel, Surfer (Golden Software) és CorelDRAW programokat használtam.

A térképek elkészítéséhez az eleváció intervallumokat a kútadatok szűrözési mélység szerinti megoszlása alapján (4.1. ábra) választottam ki. Az adatfeldolgozás során többféle felosztásra készült térkép, melyek közül az alábbi eleváció tartományokra készített térképeket találtam szemléletesnek:  $z=(-250)-0$ ;  $z=0-50$ ;  $z=50-100$  és  $z=100-250$  mBf. A Velencei-tó és a felszínalatti vizek kapcsolatának vizsgálatához egy ötödik eleváció tartományra is készítettem térképet. A  $z=70-130$  mBf tartományt úgy választottam meg, hogy a Velencei-tó abszolút vízszintje (a tó vízszintje 103 és 105 mBf között változik) a tartomány közepére essen és a lehető legtöbb tó körüli kutat tartalmazza. A dolgozatban az előzőekben felsorolt tartományokra elkészített potenciáltérképek kerülnek bemutatásra. A térképek készítéséhez felhasznált kutak a kvarter és a pannóniai korú sziliciklasztos vízadó összletre vannak szűrözve, így az áramlási teret homogén-izotrópnak feltételeztem, mely esetben a vízáramlás az ekvipotenciálokra merőlegesen történik.

A potenciáltérképek Surferben való szerkesztésekor a krigelést alkalmaztam, mint interpolációs módszer. A krigelés alkalmazásának feltétele egy megbízható félvariogram elkészítése az adatokból, mely alkalmas az adatok térbeli összefüggéseinek leírására. A Surfer segítségével a fent megnevezett öt különböző eleváció tartomány adataiból Hatvani István közreműködésével elkészítettem a félvariogramokat (4.4. ábra). A  $z=(-250)-0$  mBf intervallum adataiból készített félvariogram röghatás típusú volt, ami

azt jelenti, hogy a félvariogram pontjai a szórásnégyzet körül ingadoznak, azaz az adatok egymástól függetlenek. Ilyen esetekben a krigelés, mint interpolációs módszer nem alkalmazható. Helyette a reciprok távolság módszert alkalmaztam a térkép szerkesztésekor.



**4.4. ábra.** A tomografikus potenciáltérképek elkészítéséhez szükséges tapasztalati és a rá illesztett elméleti félvariogramok. A szférikus félvariogram modellek az alábbi paraméterekkel írhatók le:  $C_0$ : röghatás;  $C_0 + C$ : küszöbszint;  $A_0$ : hatástávolság;  $r^2$ : determinációs együttható. A modellek esetén a pontpárok maximális távolsága 35439 m volt, amit egységesen 15 bin-re osztottam fel, azaz egy bin távolsága 2362 m volt.

Míg az egyes potenciáltérképek a vízáramlás horizontális irányáról adnak információt, az egymást követő eleváció intervallumokra elkészített térképeket összevetve a vertikális vízáramlási irányokra következtethetünk (TÓTH 2009). A vertikális kapcsolat szemléltetésére szolgálnak a potenciálkülönbség térképek, ahol az egymást követő eleváció tartományokra készített térképek potenciál értékeit egymásból

kivonjuk (a sekélyebb tartomány értékeiből vonjuk ki a mélyebb tartomány értékeit), majd a különbséget a földrajzi koordináta függvényében ábrázoljuk. Amennyiben a potenciál értékek különbsége negatív, úgy a mélyebb tartományból feláramlást feltételezhetünk. Ha a különbség pozitív érték, úgy a sekélyebb tartományból történő leáramlás valószínű.  $\Delta h=0$  esetén a két eleváció tartomány között nincs vertikális kapcsolat. A vertikális komponens hiánya arra utal, hogy csak horizontális vízáramlással kell számolni. A különbség térképeket a Surfer (Golden Software) segítségével készítettem el, a gridekkel való matematikai számítások funkciót használva. Az egymást követő eleváció intervallumokra készített grideket kivontam egymásból, majd a különbséget tartalmazó gridet kontúrtérképként ábrázoltam. Fontos kiemelni, hogy az adatok eloszlása az egyes potenciáltérképeken nem ugyanaz, ami befolyásolhatja a kapott különbség térképek megbízhatóságát. A Velencei-tó és a felszínalatti vizek kapcsolatának vizsgálata céljából készített térképet ( $z=70-130$  mBf) nem használtam fel a különbség térképek szerkesztésekor.

#### *4.1.3 Hidraulikus keresztshelvény készítése*

A hidraulikus keresztshelvények segítségével az áramkép függőleges vetületét tanulmányozhatjuk. Készítésük során egy függőleges ( $s, z$ ) síkban ábrázoljuk a hidraulikus emelkedési magasságokat ( $h$ ) a mérési pont  $P(s, z)$  helyzetének függvényében. Az  $X$  tengelyen a shelvény kezdőpontjától vett távolságot ábrázoljuk, míg az  $Y$  tengelyen a szűrőközépg tengerszint feletti magassága szerepel. Az így felvett adatpontokhoz társított hidraulikus emelkedési magasság értékek vizsgálatával kijelölhetők az ekvipotenciál vonalak (azonos  $h$  értékeket összekötő vonalak), valamint a vízáramlási irányok (az ekvipotenciál vonalakra merőlegesen, homogén-izotróp közeget feltételezve). A shelvény nyomvonalát úgy ajánlatos kijelölni, hogy a nyomvonal a potenciál értékek legnagyobb esésirányával párhuzamos legyen. A megfelelő irányban szerkesztett hidraulikus keresztshelvények kiegészíthetők és tisztázhatják a folyadékpotenciál térről a nyomás-eleváció profilok és a tomografikus potenciáltérképek alapján alkotott képet (TÓTH 2009).

A shelvény szerkesztéséhez felhasznált hidraulikus emelkedési magasság adatok számát úgy növelhetjük, hogy a shelvény nyomvonala mentén egy általunk választott távolságban elhelyezkedő kutak adatait is felhasználjuk. A nyomvonal mentén elhelyezkedő adatpontokat azonban be kell vetíteni a shelvény nyomvonalára, úgy, hogy az adatpont a shelvény nyomvonal hozzá legközelebb lévő pontjára essen. A művelet koordináta transzformáció segítségével végezhető el az alábbi módon. Az EOV

koordinátarendszerben használt X és Y tengelyt elforgatjuk olyan módon, hogy a kijelölt szelvény nyomvonal az egyik tengellyel párhuzamos legyen. Ehhez az alábbi számításokat használjuk:

$$Y' = +(EOV Y * \cos(\alpha)) + (EOV X * \sin(\alpha))$$

$$X' = +(EOV X * \cos(\alpha)) + (EOV Y * \sin(\alpha))$$

ahol  $EOV Y$  és  $EOV X$  az adatpont forgatás előtti koordinátái, az  $Y'$  és  $X'$  a forgatás utáni koordináták, pedig  $\alpha$  a rotáció szöge. A koordináta transzformációt a szelvény nyomvonal kezdő- és végpontjára is elvégezzük. Majd a szelvény kezdőpontjának  $Y'$  koordinátáiból kivonjuk az egyes adatpontok  $Y'$  koordinátáját, így megkapjuk a pont szelvény elejétől való távolságát. A távolság ismeretében már tudjuk ábrázolni az adatpontokat a szelvény nyomvonala mentén. A kutatás során elkészített hidraulikus keresztzelvény szerkesztéséhez az MS Office Excel, ArcGIS és CorelDRAW programokat használtam.

A szelvény nyomvonalának kijelölésekor egyrészt a domborzat lefutását, másrészt a korábbi radionuklid-specifikus mérések eredményeit vettem figyelembe (BAJÁK 2019; ERŐSS és mtsi. 2018). A felszínalatti víztükör helyzeti magasságában tapasztalható változások hajtotta felszínalatti vízáramlás a vízválasztók felől a folyóvölgyek irányába tart, ezért feltételeztem, hogy a Velencei-hegység és attól ÉK-re húzódó Vértes magaslati felől a Duna irányába mutat az áramlás iránya. A korábbi kutatások során a legmagasabb urán aktivitás értékeket (max. 753 Bq/l) a Gárdonyt kettészelő Bika-völgy környezetében gyűjtött mintákban mérték (BAJÁK 2019; ERŐSS és mtsi. 2018). A fentiek alapján az tűnt célszerűnek, ha a szelvény nyomvonalát a Vértes előterétől kezdve a Velencei-hegységen, Gárdonyon át a Dunáig húzom meg (4.2. ábra). Így a szelvény Lovasberény, Gárdony, Szabadegyháza, Perkáta, Nagyvenyim és Dunaújváros települések mellett, illetve rajtuk keresztül fut.

A nyomvonal kijelölése után az összes, a területről rendelkezésemre álló kút közül leválogattam a nyomvonalra eső, valamint a nyomvonal bal és jobb oldalán 1–1 kilométeren belül található kutakat. A leválogatást követően 123 kút adata állt rendelkezésemre, a (–154,9) és 184,79 mBf eleváció tartományból. A koordináta transzformáció segítségével a puffer zónában levő kutakat bevetítettem a szelvény nyomvonalára, majd a hidraulikus emelkedési magasság értékeket a szelvénymenti távolság (Y tengely) és a szűrőközep eleváció (X tengely) által kijelölt pontban ábrázoltam.

A területről nem állt rendelkezésre olyan részletes földtani szelvény, melynek lefutása megegyezett a kijelölt hidraulikus keresztzelvény lefutásával, ezért a földtani felépítés



megrajzolásához a szelvény menti kutak vízföldtani naplóiban elérhető rétegsor leírásokat és a Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága által a rendelkezésemre bocsátott rétegfelszín adatokat használtam fel. A földtani felépítés megadásakor egyszerűsítéseket alkalmaztam: a képződményeket összevontan, formációk megjelenítése nélkül, csak kor és litológia alapján tüntettem fel. Ez egyrészt a rendelkezésre álló fúrési rétegsorok egyenetlen térbeli eloszlásából fakad, másrészt a szelvény képezi a COMSOL Multiphysics szoftver segítségével készített felszínalatti vízáramlási modell alapját, ahol a képződmények hidraulikus vezetőképessége (~litológia) volt mérvadó.

## 4.2 FELSZÍNALATTI VÍZÁRAMLÁS NUMERIKUS SZIMULÁCIÓJA

A felszínalatti vízáramlás irányának és intenzitásának vizsgálata (a hidraulikus emelkedési magasság értékek alapján szerkesztett áramképek értelmezése mellett) numerikus szimulációval is lehetséges. Habár a modellezés célja a valós felszínalatti vízáramlási rendszerek jellemzése, sok esetben csupán egy koncepcionális kép megalkotását teszi lehetővé. Azonban megfelelő mennyiségű, minőségű mért és megfigyelt adatok segítségével a numerikus modell kalibrálható, illetve „igazolható” egy adott területre (ORESKE és mtsi. 1994).

A numerikus módszerek alkalmazása a vízáramlási viszonyok vizsgálatán túl számos egyéb lehetőséget rejt magában. Többek között alkalmazható anyag- és hőtranszport folyamatok vizsgálatára, felszíni és felszínalatti víztestek közti kapcsolat kvantitatív és kvalitatív elemzésére, vízgazdálkodási problémák megoldására, a geológiai felépítés áramképekre gyakorolt hatásának felmérésére is (WINTER 1978; ALLENAAN és MICHEL 1999; VARISCO és mtsi. 2021; GALSA és mtsi. 2022; SIMON és mtsi. 2023; SZABÓ és mtsi. 2023).

### 4.2.1 A COMSOL Multiphysics szoftver bemutatása

A numerikus szimuláció konkrét céljától függően számos szoftver áll rendelkezésre a feladat elvégzésére (FEFLOW, MODFLOW, Groundwater Vistas, Leapfrog Hydro stb.). A doktori kutatásom során a numerikus szimuláció elkészítéséhez a COMSOL Multiphysics 5.1 vége-seleemes numerikus szimulációs szoftvert használtam (ZIMMERMAN 2006).

A COMSOL Multiphysics szoftver alkalmazásával viszonylag felhasználóbarát módon lehet összetett geometriájú rendszereket definiálni, illetve az azokban feltételezett különböző fizikai folyamatokat összekapcsolni, értelmezni (TÓTH 2018; SZIJÁRTÓ 2021).

A szoftver a kétdimenziós, stacionárius felszínalatti vízáramlást egy olyan differenciálegyenlettel oldja meg, amely a kontinuitási egyenlettel és a Darcy törvénnyel írható le, ahol a keresett ismeretlenek a Darcy-fluxus vízszintes és függőleges komponense, valamint a nyomás (BEAR ÉS VERRUIJT 2012). A hidraulikus emelkedési magasság a nyomás, a gravitációs gyorsulás, valamint a vízsűrűség ismeretében meghatározható (TÓTH 2009).

A felszínalatti vízáramlás modell bemenő adatainak előállításában és összegyűjtésében, valamint a modell elkészítésében Tóth Ádám és Szijártó Márk voltak a segítségemre.

#### 4.2.2 A 2D felszínalatti vízáramlás modell bemenő adatainak bemutatása

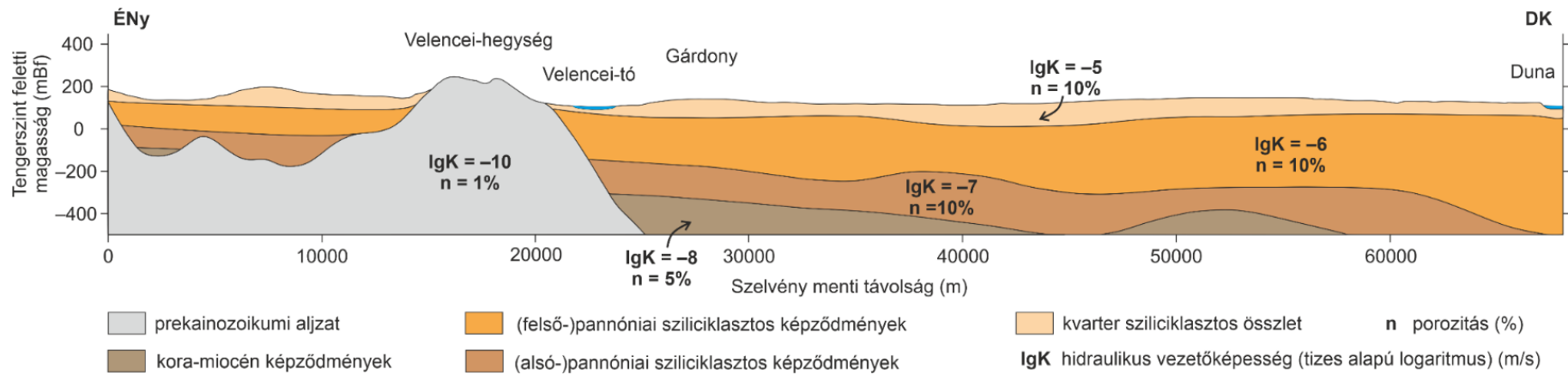
A COMSOL Multiphysics szoftver segítségével egy szelvény menti 2D stacionárius modell készült el a területre, hogy a  $p(z)$  profilok és a tomografikus potenciáltérképek alapján megalkotott koncepcionális vízáramlási modellt kvantitatív módon is meg tudjam vizsgálni. A numerikus szimuláció alapját a hidraulikus kereszt-szelvényhez elkészített földtani szelvény adta. A földtani szelvényt a Surfer és a CorelDRAW szoftverek segítségével rajzoltam meg a Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatóságától kapott földtani adatok alapján, valamint a vízföldtani naplókban található rétegleírások felhasználásával. A szelvény nyomvonal lefutását a 4.2. ábra mutatja. A kapott szelvényrajzot a QCAD 3.15.3 szoftver segítségével skáláztam át valós méretre: a szelvény hossza ~68 km, mélysége pedig ~600 m volt. Az így kapott vektoros állományt .dxf kiterjesztésű fájlként importáltam be a COMSOL Multiphysics szoftverbe.

A modellezett szelvény 5 hidrosztratigráfiai egységből épült fel (prekainozoikumai aljzat, kora-miocén képződmények, alsó- és felső-pannon sziliciklasztos képződmények, kvarter sziliciklasztos összlet) (4.5. ábra). A korábbi gyakorlattól eltérően szétválasztottam alsó- és felső pannóniai képződményeket, mely megkülönböztetés azt a célt szolgálta, hogy a pannóniai korú összletet egy gyengébb (alsó-pannóniai) és egy jobb (felső-pannóniai) vízvezető képességű egységre osszam.

Az egységek hidraulikai vezetőképesség- és porozitás értékeit irodalmi adatok alapján adtam meg (FREEZE ÉS CHERRY 1979; MÁDL-SZŐNYI ÉS TÓTH 2015). A konkrét értékek a 4.5. ábráról olvashatóak le. Az anizotrópia mértéke minden réteg esetében 10 volt, ami azt jelenti, hogy a horizontális hidraulikus vezetőképesség egy nagyságrenddel nagyobb, mint a vertikális hidraulikus vezetőképesség (TÓTH 2018).

A modell tartományt háromszögelemekre osztottam fel, melyek maximális mérete 50 méter volt. A rácsháló felbontása a hidrosztratigráfiai egységek határán, illetve a külső

határokon volt részletesebb (10 m). Az így elkészített modellben a végelemek száma 900447 darabnak adódott. A modellben a vízáramlás fő hajtóerejét a topográfia változásából adódó vízszint különbségek jelentik (TÓTH 1962, SZIJÁRTÓ és mtsi. 2021). Azt az egyszerűsítést alkalmaztam, hogy a felszínalatti víztükör szintje teljes mértékben megegyezik a topográfia lefutásával. A modellben alkalmazott áramlástan határfeltételek a következők: (i) a modellter felső határát időben állandó hidraulikus emelkedési magasság értékek, azaz a felszínalatti víztükör jelölik ki; (ii) az oldalsó határokon szimmetria határfeltételek vannak (no-flow=sem vertikális, sem horizontális átáramlás nincs engedélyezve); (iii) az alsó határfeltétel szintén no-flow, azzal a kiegészítéssel, hogy a modellter alsó részére egy 500 méter vastag, a prekainozoikumi aljzat hidraulikai paramétereivel (ábra) felruházott réteg került annak érdekében, hogy a vizsgálni kívánt térrész alsó pereme határfeltétel-független legyen.



4.5. ábra. A 2D stacionárius numerikus szimulációhoz használt szelvény menti földtani felépítés és az egyes képződmények hidraulikai paramétereit.

### 4.3 HIDROGEOKÉMIAI VIZSGÁLATOK

A felszín alatt áramló víz folyamatos kölcsönhatásban van az őt körülvevő kőzetvázalattal. Ez a kölcsönhatás alakítja a felszínalatti víz kémiai jellemzőit (pl. oldott anyag tartalom, ionösszetétel, oldott gáz tartalom, pH, redoxpotenciál), melyek alapvetően meghatározzák a víz és a kőzetváz között lezajló különböző kémiai folyamatokat (oldódás, kicsapódás, anyagszállítás) (TÓTH 1999).

A felszínalatti vizek kémiájával a hidrogeokémia foglalkozik (ISLAM 2023). A hidrogeokémiai ismeretek a hidrogeológiai vizsgálatokban sokrétűen alkalmazhatók, például a víz kémiai jellege alapján következtethetünk a felszínalatti vízáramlási viszonyokra, a víz korára, a vízáradó réteg földtani tulajdonságaira, valamint eldönthető, hogy a víz alkalmas-e emberi fogyasztásra.

#### 4.3.1 Hidrogeokémiai módszerek elméleti háttere

A felszínalatti vizekben különböző szerves és szervetlen anyagok találhatóak meg oldott állapotban. A szervetlen alkotók közül a leggyakoribb ionokat ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^{2-}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ) főelemeknek nevezzük, ezek koncentrációja a felszínalatti vizekben általában 1 mg/l felett van. Az általános vízkémiai elemzés során ezen főelemek koncentrációját mérik. Az általános vízkémiai elemzés eredményeinek megjelenítésére számos megoldás létezik. Nagyszámú vízminta mérési eredményeinek bemutatására és a minták összehasonlítására az ún. Piper-diagram a legalkalmasabb (BACK 1960). A Piper-diagram három részből tevődik össze: két háromszögdiagram és egy rombuszdiagram alkotja. A két háromszögdiagram a kationok ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ), illetve az anionok ( $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^{2-}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ) meq/l%-ban kifejezett mennyiségét mutatja be. (A meq/l%-os egység számításához a mg/l-ben mért koncentrációt elosztjuk az ion atomtömegével.) A háromszögek csúcsai egy-egy ion 100%-os értékét képviselik. A rombuszdiagram összegzi a kationok és az anionok mennyiségét. Az egyes vízmintákat egy-egy pontként ábrázoljuk a kationok és az anionok háromszögében, majd az összetartozó pontokat – a háromszögek külső élével párhuzamosan – a rombusz alakú diagramba vetítve, megkapjuk a vízminta főion összetételét reprezentáló pontot (BACK 1960). Az elkészült Piper-diagram alapján meghatározható a vízminták vízkémiai fácies (4.1. táblázat). Az egy vízkémiai fáciesbe tartozó felszínalatti vizek kation és anion koncentrációja ugyanabba a meghatározott összetételű kategóriába tartozik, ami a felszínalatti vízáramlási viszonyok és a vízáradó földtani tulajdonságainak hasonlóságára

utal. Ezáltal a minták vízkémiai fáciesbe történő besorolása alkalmas lehet azok eredetének meghatározására (BACK 1960).

4.1. táblázat. A vízminták vízkémiai fáciesekbe való besorolásának alapjai (BACK 1960).

	Összetevők %-ban			
	Ca <sup>2+</sup> + Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup> + K <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> + CO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup> + SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>
<b>Kationfácies</b>				
Kalcium-magnézium	90–100	0–10		
Kalcium-nátrium	50–90	10–50		
Nátrium-kalcium	10–50	50–90		
Nátrium-kálium	0–10	90–100		
<b>Anionfácies</b>				
Hidrogén-karbonát			90–100	0–10
Hidrogén-karbonát-klorid-szulfát			50–90	10–50
Klorid-szulfát-hidrogén-karbonát			10–50	50–90
Klorid-szulfát			0–10	90–100

A főelem koncentrációk általános képet adnak a felszínalatti víz jellegéről, melyet tovább árnyalhatunk más oldott komponensek (nyomelemek, gázok) vizsgálatával (pl. NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, NH<sub>4</sub><sup>+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, Mn<sup>2+</sup>, Mn<sup>4+</sup>, Ba<sup>2+</sup>, Sr<sup>+</sup>, F<sup>-</sup>, CH<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub>).

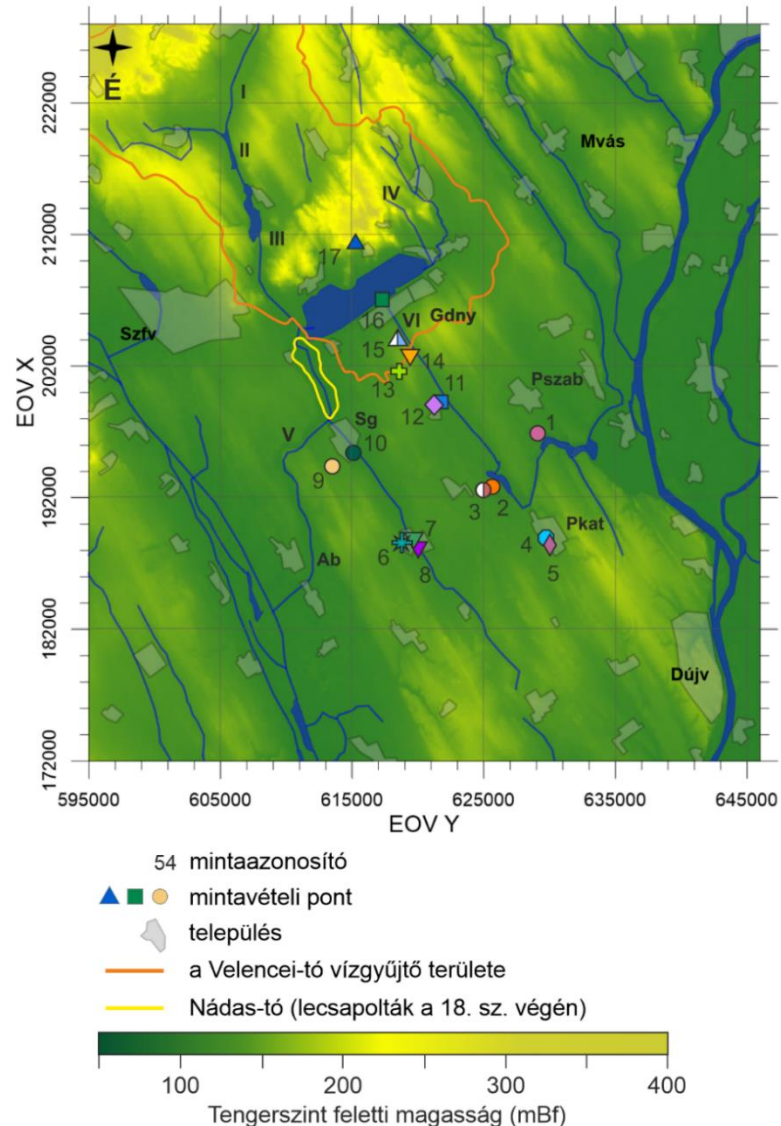
A dolgozatban szereplő vízmintákban a főelemek koncentrációja mellett mértük az Al, As, B, Ba, Be, Cd, Co, Cr, Li, Mn, Se, Sn, Sr, Ti, U, V nyomelemek koncentrációit is. Ezek az eredmények a dolgozatban csupán érintőlegesen kerülnek bemutatásra (pl. a Ba és U esetén), mivel a kutatásnak nem volt konkrét célja a fent felsorolt komponensek vizsgálata.

A hidrogeológiai kutatásokban a radioaktív izotópok mellett, melyekkel a 2. fejezetben részletesen foglalkozom, stabil izotópokat is használnak természetes nyomjelzőként. Leggyakrabban a magában a vízben is megtalálható stabil izotópokat (<sup>16</sup>O, <sup>18</sup>O, <sup>1</sup>H és <sup>2</sup>H) alkalmazzák. A víz stabil izotópos összetétele konzervatívnak mondható, ugyanis elhanyagolható az összetételben a normál hőmérsékleten zajló közet-víz kölcsönhatások okozta változás (GAT 1996). Ezáltal a felszíni vízgyűjtő területen, illetve a vízáradó rétegekben az izotóparányokban megfigyelhető változás az utánpótlódás (azaz a csapadék) tulajdonságainak lenyomata (KENDALL ÉS CALDWELL 1998).

#### 4.3.2 Terepi mérések és módszerek

A hidrogeokémiai vizsgálatokhoz 17 vízmintát gyűjtöttem (4.6. ábra). A vízmintavételi kampányra 2021. június 9-én került sor. A vízmintavételi helyszíneket a

területen korábban végzett vizsgálatok alapján választottam ki (BAJÁK 2019; ERŐSS és mtsi. 2018). A választott helyszínek a Velencei-tó déli előterére korlátozódnak, ahol a fenti munkák alapján ismert volt a lokális kiterjedésű geogén uránszennyezés jelenléte a felszínalatti vízben.



**4.6. ábra.** A mintavételi pontok elhelyezkedése a kutatási területen. A könnyebb átláthatóság érdekében a térképen a minták sorszáma szerepel. A sorszámokhoz tartozó mintaazonosítókat a IV. melléklet tartalmazza. Az ábrán a római számok a Velencei-tó felszíni vízgyűjtőjén lévő fontosabb víztesteket jelzik: I – Császárvíz, II – Zámolyi-víztározó, III – Pátkai-víztározó, IV – Vereb-Pázmándi-vízfolyás, V – Dinnyés-Kajtori-csatorna, VI – Gárdonyi-határárok.

A begyűjtött vízminták adatait (pl. minta sorszáma, mintaazonosító, típus, szűrőközépek eleváció) a IV. melléklet tartalmazza. A 17 minta közül 14 minta felszínalatti vízből, két minta felszíni vízből, egy minta pedig forrásvízből származik. A felszínalatti víz minták vízműkutakból (SZV1, SZV2, PER2, PER3, SV1, SV2, SV3), illetve cégek vagy magánszemélyek tulajdonában levő kutakból származnak (FELC, STK44, SISK, ZTEM,

REM, PM, SIM). Az STK44 és a REM minták mezőgazdasági területről származnak. Mintavételkor a kutak mind üzemeltek. A szűrőzött szakasz tengerszint feletti magassága alapján a vízminták (-169)–79 mBf eleváció tartományból származnak. A felszíni vízmintákat a Zichyújfaluban levő Zichy-tóból (ZTOK51) és Gárdonynál a Velencei-tóból (GVTO) gyűjtöttem. A felszíni vízmintavételi helyszínek tengerszint feletti magassága 122 és 107 mBf volt. A Velencei-hegységben található források közül a Sukoró belterületén található Szűcs-forrást, más néven Borjúvölgyi-forrást (SZUCS) mintáztam meg, mely gránit alapközetben fakad, 180 mBf tengerszint feletti magasságban.

Az egyes mintavételek során megmértem a víz fiziko-kémiai paramétereit (pontosság értékek zárójelben), úgymint a fajlagos elektromos vezetőképességét ( $\pm 0,5\%$ ), a hőmérsékletét ( $\pm 0,2^\circ\text{C}$ ), pH-ját ( $\pm 0,2$ ), a redoxpotenciálját (ORP, rövidítve) ( $\pm 20$  mV) és az oldott  $\text{O}_2$  tartalmát ( $\pm 2\%$ ). A méréshez egy YSI Pro Plus multiparaméteres vízminőségi műszert (Xylem, Rye Brook, NY, USA) használtam. Az eszköz pontossága az egyes paramétereknél zárójelben van feltüntetve. A fő- és nyomelem analízishez 1,5 literes PET palackokba, 0,25 literes üvegekbe és 50 ml-es PP centrifugacsövekbe gyűjtöttem vízmintát. Az összes urán és  $^{226}\text{Ra}$  mérésekhez 0,25 literes PP palackokba vettem vízmintát. A radon aktivitáskoncentrációjának meghatározása folyadékszintillációs detektorral speciális mintavételt igényel. A mintázást megelőző napon 23 ml-es üveg küvettákat megtöltöttem 10 ml szcintillációs koktéllal (Opti-Fluor O, PerkinElmer Inc., Waltham, MA, USA). A mintavétel során ez alá a szcintillációs koktél alá fecskendeztem be 10 ml vízmintát egy orvosi fecskendő segítségével. A küvetták szivárgásmentes lezárásához Parafilm M szalagot (Heathrow Scientific, Vernon Hills, IL, USA) használtam. A stabil izotóp mérésekhez 60 ml-es HDPE palackokba gyűjtöttem a vízmintákat. A terepen begyűjtött mintákat hűtve tároltuk a laboratóriumba történő szállításig.

#### 4.3.3 Laboratóriumi mérések és módszerek

A vízminták fő- és nyomelem analízisét a Nemzeti Népegészségügyi és Gyógyszerészeti Központ Közegészségügyi Laboratóriumának munkatársai végezték el. A főelemek közül a  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  és  $\text{Mg}^{2+}$  koncentrációk, valamint a nyomelem koncentrációk (As, Al, B, Ba, Be, Cd, Co, Cr, Fe, Li, Mo, Mn, Se, Sn, Sr, Ti, U, V) mérése ICP-MS-el (iCAP RQ, Thermo Fisher Scientific, Waltham, MA, USA) történt (vonatkozó szabvány: a MSZ EN ISO 17294-2:2017). A  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$  koncentrációkat ionkromatográffal (DIONEX ICS-5000 p DP, Thermo Fisher Scientific, Waltham, MA, USA) mérték (vonatkozó szabvány: MSZ EN ISO 10304-1:2009). Az  $\text{NH}_4^+$



koncentrációjának meghatározásához UV-Vis spektrofotometriát alkalmaztak (UV-1800, Shimadzu Co., Kyoto, Japán) (vonatkozó szabvány: MSZ ISO 7150-1:1992). A  $\text{HCO}_3^-$  ion koncentrációk mérésére nem volt lehetőség az NNGYK laboratóriumában, így ennek a paraméternek a mérését Szikszay László végezte el titrimetriával, az ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék laboratóriumában (vonatkozó szabvány: MSZ EN ISO 9963–1:1998).

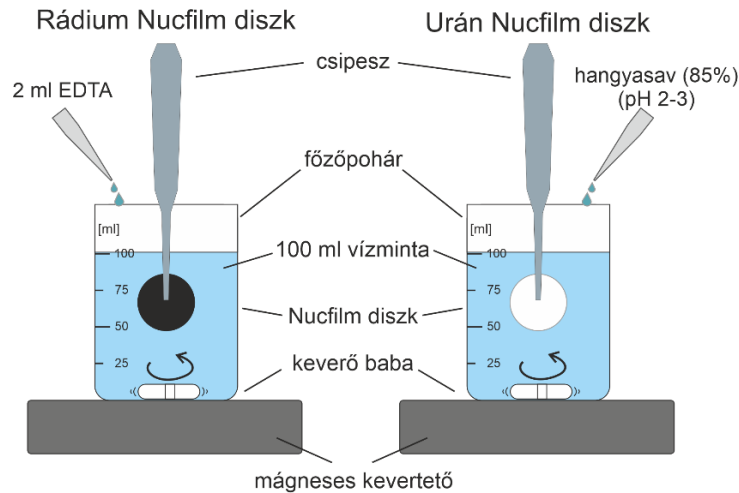
A vizsgált radioizotópok közül az összes urán ( $^{234}\text{U}+^{235}\text{U}+^{238}\text{U}$ ) és a  $^{226}\text{Ra}$  aktivitáskoncentrációk egy Magyarországon egyedülállóan alkalmazott módszerrel kerültek meghatározásra. A méréseket az ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszéken működő Müller-Surbeck Laboratóriumban végeztem el. A méréshez használt módszert, a Nucfilm diszkeken alapuló alfa-spektrometriát Heinz Surbeck professzor fejlesztette ki (SURBECK 2000). A Nucfilm diszkek szelektíven adszorbens vékony filmmel bevont korongok (4.2. táblázat). A U-Nucfilm diszk anyaga polikarbonát ioncserélő gyanta bevonattal, amely szelektíven adszorbens az aktinidákra nézve. A Ra-Nucfilm diszkek anyaga poliamid,  $\text{MnO}_2$  bevonattal, mely szelektív kationcserélő felületként működik az alkáliföldfém ionokkal. A Ra-Nucfilm diszkek alkalmazhatóságának feltétele a 4 feletti pH és a 0,5 mg/l alatti Ba koncentráció (SURBECK 2000). A vizsgált mintáim esetében mindkét feltétel teljesült (a mért pH és Ba koncentráció értékeket lásd a IV. mellékletben és a V. mellékletben).

4.2. táblázat. A Nucfilm diszkek általános jellemzői.

Fizikai és kémiai tulajdonságok	U-Nucfilm diszk	Ra-Nucfilm diszk
Átmérő (mm)	24,5	24,5
Vastagság	1,1	1,6
Anyag	polikarbonát	poliamid66
Bevonat anyaga	Diphonix gyanta	$\text{MnO}_2$
Ajánlott pH intervallum	2–3	4–8

Az összes U és  $^{226}\text{Ra}$  aktivitás NucFilm diszkekkel történő méréséhez összesen 100 ml vízminta szükséges (4.7. ábra). Első lépésként – a vízben oldott  $\text{CO}_3^-$  és  $\text{HCO}_3^-$  ionok kiválását megelőzendő – 2 ml etilén-diamin-tetraecetsavat (EDTA) adtam a mintához. Utána a Ra-Nucfilm diszket a vízmintába merítettem, majd mágneses kevertető segítségével legalább 8 órán keresztül kevertettem, így biztosítva a homogén mintát. A Ra-Nucfilm diszket az alfa-spektrométerrel történő mérés előtt hagytam teljesen megszáradni. A mintaelőkészítést az U-Nucfilm diszkekkel folytattam: a vízmintát tömény

(85%) hangyasavval savanyítottam, amíg a pH értéke 2 és 3 közé süllyedt. A hangyasavas kezelés garantálja az uranil-komplexek felbomlását és elősegíti az urán diszken való adszorpcióját. Az U-Nucfilm diszk esetében a mintát a diszk vízmintába merítését követően minimum 20 órán keresztül kevertetem, majd szárítottam.



4.7. ábra. Vízminta előkészítés urán, illetve rádium aktivitáskoncentráció mérésekhez a Nucfilm diszkek segítségével.

A diszkek méréséhez egy szilíciumdetektorral rendelkező, szilárd állapotú alfa-spektrométert használtam. Más alfa-spektrométerektől eltérően a mérés nem vákuumban, hanem környezeti nyomáson történik. Ez egyrészt leegyszerűsíti magát a mérést, másrészt így elkerülhető a detektor bomlástermékek általi szennyeződése is. Ugyanakkor a vákuum hiánya nem teszi lehetővé az urán izotópjainak ( $^{234}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  és  $^{238}\text{U}$ ) elkülönítését, ezáltal a kapott aktivitáskoncentráció eredmény az összes uránizotóp aktivitásával egyenlő. A dolgozatban használt „összes urán” kifejezés is erre utal.

Az alfa-spektrometria lényege, hogy a diszkek felületén adszorbeálódott urán, illetve rádium izotópok bomlásuk során alfa-részecskéket bocsátanak ki. Ezek a részecskék a detektorba csapódnak és ionizálják azt. A detektor által keltett jel ezután egy erősítőn halad keresztül, majd eljut egy sokcsatornás analízátorba. Az analízátor az urán esetén a 26-os és 71-es, rádium mérése esetén a 47-es és 72-es csatorna közé beérkező energia mennyiségét figyeli. A berendezésnek egy minta leméréséhez 24 órára van szüksége. Végül a program által elkészített spektrumból, a görbe alatti terület kiszámításával, egy rendelkezésre álló Excel-táblázat segítségével megkaptam az összes uránra és a  $^{226}\text{Ra}$ -ra vonatkozó aktivitáskoncentrációkat mBq/l-ben. Az alfa-spektrométer mérési bizonytalansága 20%. Mind az összes urán, mind a  $^{226}\text{Ra}$  esetén 5 mBq/l a várható kimutatási határ (100 ml vízminta és 24 h mérés esetén).

A  $\delta^2\text{H}$  és  $\delta^{18}\text{O}$  mérésekre a Finn Földtani Szolgálat (GTK – Geological Survey of Finland) espoo-i telephelyén található izotóplaboratóriumban került sor. A méréseket Mia Tiljander felügyeletével és segítségével én magam végeztem el egy PICARRO L2130-i  $^2\text{H}/^{18}\text{O}$  izotóp analizátorral (Picarro Inc., Santa Clara, CA, USA). A mérési eredményeket  $\delta$  egységként, ezrelékben (‰) adom meg, ami a minta és a standard (referenciaanyag) izotóparányának relatív különbsége az 2. *egyenlet* alapján:

$$\delta = \left[ \frac{R_{(\text{minta})} - R_{(\text{standard})}}{R_{(\text{standard})}} \right] * 1000, \quad (2)$$

ahol az  $R_{(\text{minta})}$  és az  $R_{(\text{standard})}$  a minta, illetve a standard izotóparányait ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  vagy  $^2\text{H}/^1\text{H}$ ) jelentik (KENDALL ÉS CALDWELL 1998). Alap esetben az  $R_{(\text{standard})}$  a nemzetközi VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) standard izotóparányát jelenti (CRAIG 1961). A méréseink során belső standardot használtunk, amit a VSMOW2-SLAP2 nemzetközi standarddal kalibráltak. A mérési bizonytalanság az oxigén izotópok elemzésekor  $<0,1\%$  volt, a hidrogén izotópok mérésekor pedig  $<0,3\%$  volt.

#### 4.4 GEOKÉMIAI MODELLEZÉS

A geokémiai modellek a termodinamika és a kinetika szabályait alkalmazva működnek és segítségükkel vizsgálhatóak a geológiai rendszerekben végbemenő kémiai reakciók. A hidrogeológiában a geokémiai modelleknek számos alkalmazhatósági területe van, a modellekkel többek közt vizsgálható a felszínalatti vizek oldottanyag tartalma, oldódási és kiválási folyamatok, szennyezőanyagok mobilizációja és lebomlása, nukleáris hulladéklerakók hatása, meddőhányók okozta környezeti terhelés, növényi tápanyagok áramlása, szén-dioxid tárolás hatása stb. (ZHU ÉS ANDERSON 2002).

##### 4.4.1 A PHREEQC szoftver bemutatása

A fenti problémák vizsgálatára számos geokémiai modellező programot fejlesztettek ki (WATEQ4F, PHREEQC, HYDROGEOCHEM, HYTEC stb.). A doktori kutatásom során a PHREEQC programot használtam, mivel ez egy szabadon hozzáférhető, összetett geokémiai problémák modellezésére felhasználható program. A PHREEQC (PH-Redox-Equilibrium-Calculations) egy C++ programozási nyelven írt számítógépes program, amely vizes oldatok és ásványok, gázok, kationcserélő felületek, valamint szorpciós felületek közti egyensúlyi kémiai folyamatokon alapszik, ugyanakkor kinetikus reakciók modellezésére is alkalmas. Széles körben használható: alkalmas például kémiai vegyületek azonosítására és eloszlásuk meghatározására, telítettségi index számításra, 1D transzport szimulációkra, inverz geokémiai modellezésre. A program egy kiterjedt, kémiai reakciókat, elemeket, vegyületeket, egyéb paramétereket tartalmazó adatbázist

használ, mely lehetővé teszi szinte bármilyen kémiai folyamat modellezését, ami a felszíni- és felszínalatti vizekben, a talajnedvességben vagy akár az esővízben zajlik (PARKHURST ÉS APPELO 2013).

A PHREEQC program használata során és a geokémiai modell felépítésében külföldi szakemberek voltak a segítségemre. A modellezés az ENeRAG projekt keretében, Daniele Pedretti (UniMi, Milánó, Olaszország) és Muhammad Muniruzzaman (GTK, Espoo, Finnország) közreműködésével valósult meg.

#### 4.4.2 *A geokémiai modell bemenő adatainak bemutatása*

A geokémiai modellt a Velencei-tó déli előterében a felszínalatti vízben megtalálható radionuklidok geokémiai viselkedésének kvantitatív vizsgálatához használtam fel. A modell segítségével a radionuklidok felszínalatti vízben való jelenlétét magyarázó (a hidrogeokémiai és a hidraulikai eredmények alapján felvázolt) koncepcionális modell „igazolása” volt a konkrét célom. A hidrogeokémiai és hidraulikai eredmények alapján a radionuklidok felszínalatti vízben való előfordulását elsősorban a redoxpotenciál változásával magyaráztam, mely változás a felszínalatti vízáramlási rendszerekben történő szisztematikus fizikai-kémiai változások egyike (TÓTH 2009). A geokémiai modellezést korábbi munkákban már sikerrel alkalmazták redox-érzékeny paraméterek mobilitásának vizsgálatára vízáadó képződményekben (DALLA LIBERA és mtsi. 2020; MA és mtsi. 2014; GRESKOWIAK és mtsi. 2015).

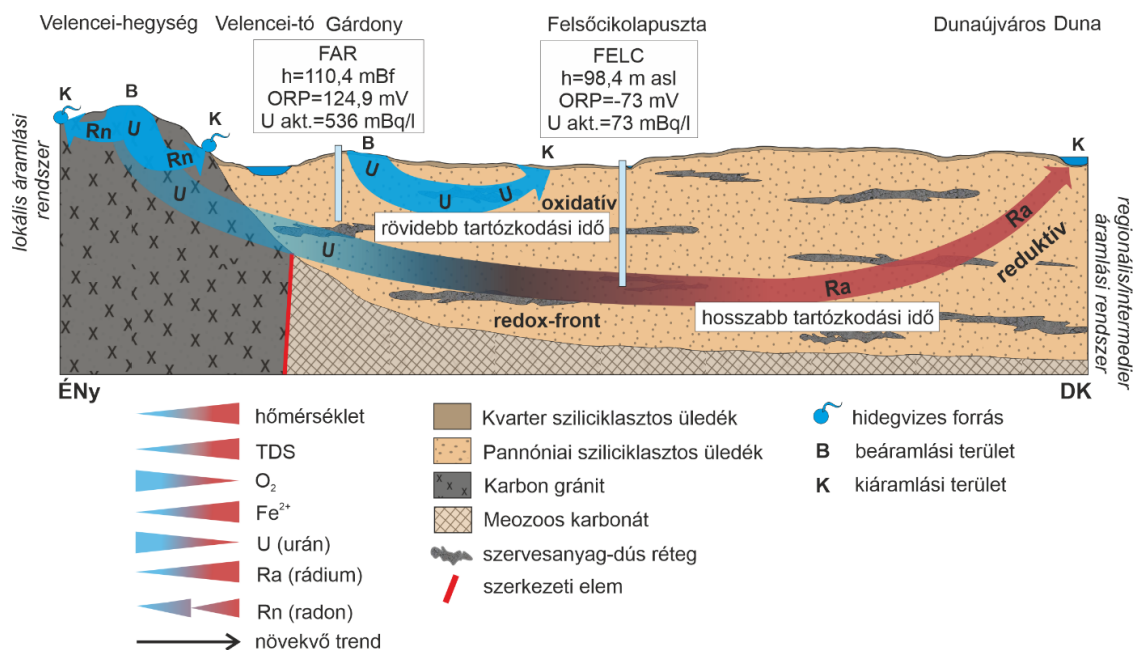
A PHREEQC program segítségével tehát a radionuklidok speciációját (kémiai formáit) és mobilitását vezérlő geokémiai folyamatok számszerűsítését céloztam meg. Mivel ez az első geokémiai modellezés, ami a térség felszínalatti vizeivel foglalkozik, a modellezés csak a felszínalatti vízben lévő urán mobilitásának megértésére irányult. A Ra és Rn előfordulása a felszínalatti vízben kevésbé jelentős ezen a területen (csak néhány mintavételi helyszín esetén), így a mobilitásukat szabályozó folyamatok kevésbé felismerhetőek, mint az urán esetében (oxidatív környezet jelenléte). A folyamatok ismeretének hiánya pedig megnehezítette volna a modelleredmények értelmezését. A geokémiai modellben két olyan folyamatnak a redox-érzékenységet vizsgáltam, melyek valószínűleg a legnagyobb eséllyel idézik elő az urán koncentráció csökkenését a felszínalatti vízben. Ezek a folyamatok az urán szorpció és az urán tartalmú ásványok kiválása voltak.

A modell egy oxidatív környezetből redukzív környezetbe való átmenetet képez le, mely átmenetet a 4.8. ábra látható koncepcionális modell szemléltet. (A szimuláció futtatásához szükséges kódot a VII. melléklet tartalmazza.) A koncepcionális modell

alapját az alábbi elgondolás adta: minél hosszabb a felszínalatti víz felszín alatti tartózkodási ideje, annál nagyobb a valószínűsége, hogy a víz redukttá válik. Homogén felszínalatti vízáramlást és homogén geokémiai környezetet feltételezve, a redox viszonyok a beáramlási területtől a megcsapolódási pontig annak függvényében változnak, hogy a víz tartózkodási ideje ( $T$ ) hogyan vethető össze a redukttó környezet kialakulásához szükséges kémiai folyamatok sebességével. A Darcy-törvény segítségével a  $T$  az alábbi képlettel (3. egyenlet) számítható ki:

$$T = \frac{L \cdot \theta}{K \cdot i} \quad (3)$$

ahol  $L$  az áramlási pálya hossza két megadott pont között (m),  $\theta$  a porozitás (-),  $K$  a hidraulikus vezetőképesség (m/s) és  $i$  a hidraulikus gradiens (-). Utóbbit az áramlási pálya két pontja közti hidraulikus emelkedési magasságok különbségének és a két pont távolságának a hányadosa adja meg. Tehát minél hosszabb az áramlási pálya ( $L$ ), annál hosszabb a felszínalatti víz tartózkodási ideje és annál nagyobb a valószínűsége, hogy a beáramlási területtől bizonyos távolságot meghaladóan redukttó viszonyok alakulnak ki. Ez a modell a valósághoz képest számos egyszerűsítést tartalmaz, ennek oka, hogy a geokémiai modellezéssel elsősorban a vízáadó geokémiai jellemzőit szabályozó kulcsfontosságú geokémiai folyamatok azonosítását céloztam meg. A radionuklidok felszínalatti vízben történő tényleges szállítódásának modellezéséhez többdimenziós reaktív transzport modell szükséges, mely elkészítése egyelőre nem volt célom.



4.8. ábra. A hidrogeokémiai vizsgálatok és a hidraulikai feldolgozás eredményei alapján készített koncepcionális modell. A FAR minta képezte a geokémiai modell kezdeti oldatát, míg a FELC minta

összetételét a modellből kapott eredmények ellenőrzéséhez használtuk (BAJÁK 2019). Az ábra nem méretarányos.

A geokémiai számításokhoz a wateq4f termodinamikai adatbázist vettük alapul (BALL ÉS NORDSTROM 1991). A wateq4f adatbázist némiképp módosítottuk a modellezés során, ugyanis az urán komplexek esetén a THEREDA adatbázist vettük alapul (ALTMAYER és mtsi. 2011; MOOG és mtsi. 2015). Kiegészítésképpen a  $\text{CaUO}_2(\text{CO}_3)_3^{2-}$  és  $\text{Ca}_2\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3$  komplexek is bekerültek a modellbe, mivel ezek a komplexek is befolyásolhatják az urán szállítódását (KERSTEN 2021; MAIA és mtsi. 2021).

A modell bemenő adatait a **Hiba! A hivatkozási forrás nem található.** tartalmazza. A geokémiai modellezéssel kapcsolatos munkálatok a 2021. évi vízmintavételeket megelőzően kezdődtek el, így a kezdeti oldat összetételét a korábbi mintavételi kampányok során begyűjtött minták vízkémiai elemzésének eredményei alapján adtam meg (BAJÁK 2019; ERŐSS és mtsi. 2018).

4.3. táblázat. A PHREEQC program segítségével készített geokémiai modell bemenő adatai.

Kezdeti oldat összetétele*		Kinetikus paraméterek	
pH	7,87	Kezdeti szervesanyag tartalom (mol/l)	10
pe	4	$k$ (1/s)	$1,0 \times 10^{-14}$
As	$5,0 \times 10^{-4}$	$Y_{O_2}$ (mol/l)	$2,94 \times 10^{-4}$
B	$2,3 \times 10^{-2}$	$Y_{NO_3}$ (mol/l)	$1,55 \times 10^{-4}$
Ba	0,116	$Y_{SO_4}$ (mol/l)	$1,00 \times 10^{-4}$
C	494	Kezdeti felszín paraméterek	
Ca	53	Erős kötési helyek (mol/l)	1
Cl	10	Gyenge kötési helyek (mol/l)	1
Fe	0,111		
K	2		
Li	$3,1 \times 10^{-2}$		
Mg	44		
N(5)	10		
S	10		
Sr	1,2		
Ti	$2,5 \times 10^{-3}$		
U	$1,3 \times 10^{-2}$		
V	$1,1 \times 10^{-3}$		
*A koncentrációk mg/kgw-ban vannak megadva.			

A kezdeti oldat összetétel megadásához olyan mintát választottam, mely mintavételi pont i) feltételezett beáramlási területen található, ii) magas urán aktivitáskoncentrációval, ugyanakkor alacsony  $^{226}\text{Ra}$  és  $^{222}\text{Rn}$  aktivitással bír, valamint iii) pozitív ORP értékkel jellemezhető. Ezek alapján a kritériumok alapján a Velencei-tótól délnyugati irányba húzódó Bika-völgyben található minta (FAR) vízkémiai eredményeit vettem alapul (BAJÁK 2019). A FAR minta esetén nem állt rendelkezésre oldott vas koncentráció adat, így a hiányzó értéket egy közelből származó, hasonló vízkémiai jelleget mutató minta (VENTZ) alapján pótoltam (BAJÁK 2019). Fontos megemlíteni, hogy a modellezés során az urán elemi koncentrációjával számoltam az aktivitáskoncentráció helyett. Az urán elemi koncentrációját ( $\mu\text{g/l}$ ) a Nemzeti Népegészségügyi és Gyógyszerészeti Központ laboratóriumában, ICP-MS-el mérték le (lásd a 4.3.3. fejezetben).

Tekintettel arra, hogy a pannóniai korú sziliciklasztos vízáradó ösztöletben szervesanyag-gazdag betelepülések vannak, a felszínalatti vízáramlási pálya mentén bekövetkező redox változás elsődleges hajtóerejeként a kinetikus szervesanyag degradáció folyamatát feltételeztem. A szervesanyag mennyiségének időbeli változását az alábbi (4. egyenlet) összefüggés alapján adtuk meg, ahol az  $\text{O}_2$ -t, a  $\text{NO}_3^-$ -ot és a  $\text{SO}_4^{2-}$ -ot használtuk elektronakceptoroként (APPELO ÉS POSTMA 2005 alapján):

$$\frac{\delta C_{OM}}{\delta t} = r_{OM} = -kC_{OM} * \left( \frac{[\text{O}_2]}{Y_{\text{O}_2+[\text{O}_2]}} + \frac{[\text{NO}_3^-]}{Y_{\text{O}_2+[\text{NO}_3^-]}} + \frac{[\text{SO}_4^{2-}]}{Y_{\text{O}_2+[\text{SO}_4^{2-}]}} \right) \quad (4)$$

ahol  $r_{OM}$  (mol/l s) a teljes reakciósebesség,  $k$  az elsőrendű maximális lebomlási sebesség (1/s), és  $Y_x$  az egyes elektronakceptorok féltelítettségi állandója (mol/l). A  $k$  értékének pontos megválasztása ( $1,00 \times 10^{-14}$ ) irodalmi adatok alapján történt (MIOTLIŃSKI 2008).

Oxidatív körülmények között a vízben oldott urán U(VI) formában erősen mobilis, ugyanakkor szállítódását ásványok felületén (agyagok, karbonátok, szerves anyagok, vas-oxi-hidroxidok) történő kationcsere és adszorpciós folyamatok akadályozhatják. Az U szorpcióját egy felületi komplexképző modell (SCM) segítségével képeztük le, amelynél a szorpció víztartalmú vas-oxid (Hfo, azaz hydrous ferric oxide) felületén történt. A Hfo esetén két különböző típusú szorpciós helyet különböztettünk meg („erős” és „gyenge” szorpciós helyek, DZOMBAK ÉS MOREL 1991). A későbbiekben a víztartalmú vas-oxidhoz kapcsolódó erős szorpciós helyeket Hfo(s)-el, míg a gyenge szorpciós helyeket Hfo(w)-el jelölöm. Az SCM-hez szükséges felületi reakciókhoz megadásához a wateq4f termodinamikai adatbázist használtuk, annyi kiegészítéssel, hogy az uranil-karbonát

komplexek esetében MAHONEY és mtsi. 2009 által közölt felületi reakciók egyenleteit vettük figyelembe.

Amikor a geokémiai környezet oxidatívból redukívba vált, az urán U(VI)-ból immobilis U(IV)-á redukálódik és valamilyen formában kiválik. Az uraninit a leggyakoribb urán tartalmú ásvány, amely a természetes rendszerekben bizonyos pH-tartományban és alacsony/ rendkívül alacsony Eh mellett kicsapódhat, ezért a modellben az uránt elnyelő fázisként az uraninitet adtam meg (CUMBERLAND és mtsi. 2016). A pannóniai korú vízadó összletről ismert, hogy a homokos rétegek karbonátosan cementáltak, ezért a kalcit jelenik meg a modellben, mint fő pH puffer. A felületi komplexképződés, az uraninit kicsapódása és a kalcit oldódása általában gyors reakciók, így ezeket egyensúlyi reakcióként modelleztem.



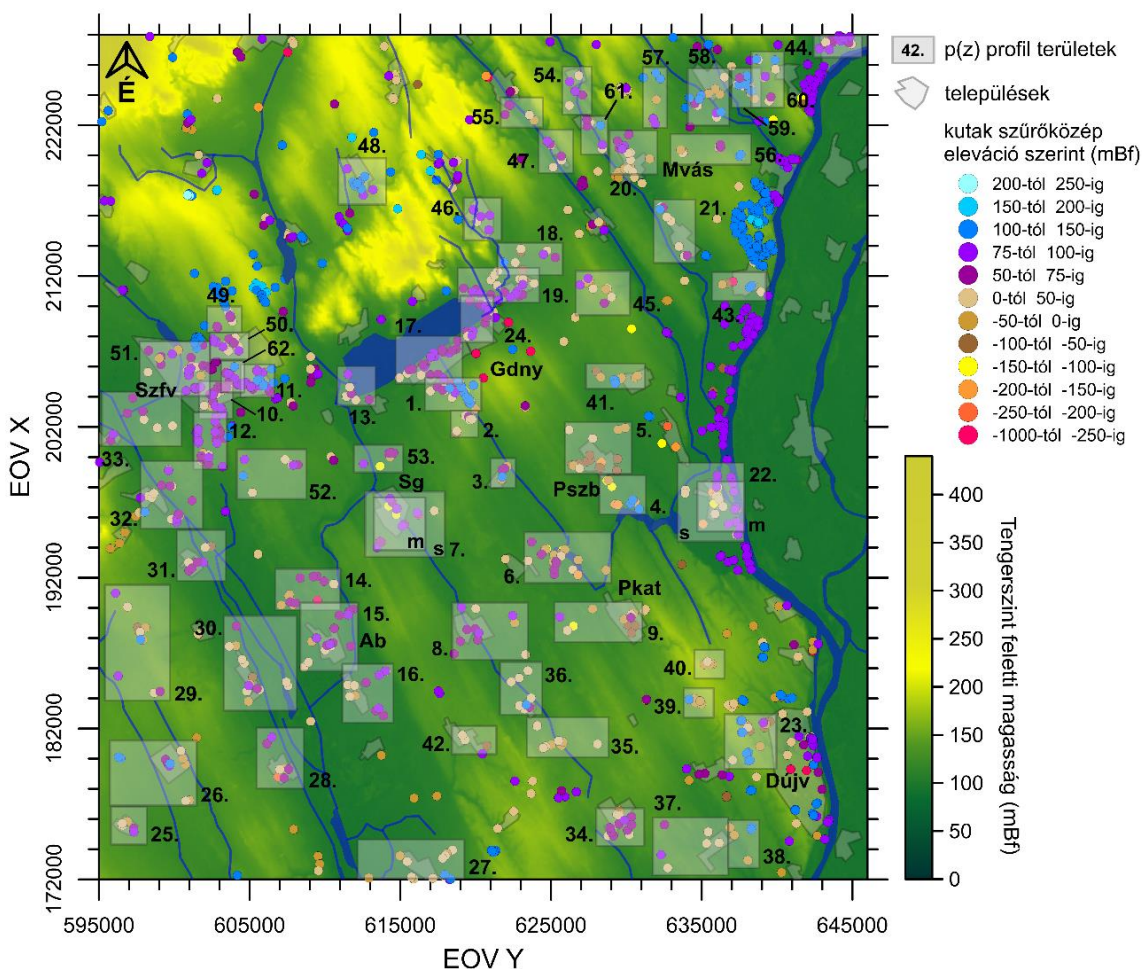
## 5. EREDMÉNYEK ÉS KÖVETKEZTETÉSEK

### 5.1 A HIDRAULIKAI FELDOLGOZÁS EREDMÉNYEINEK BEMUTATÁSA

A következő alfejezetekben a hidraulikai feldolgozás eredményeit ismertetem, ami a nyomás-eleváció ( $p(z)$ ) profilok, a tomografikus potenciáltérképek, a potenciálkülönbség térképek és a hidraulikai keresztaszvénny elemzését, majd ezek együttes értelmezését foglalja magába.

#### 5.1.1 A nyomás-eleváció ( $p(z)$ ) profilok eredményei

A dolgozatomban elkészített 62 db  $p(z)$  profil alapadatait ( $p(z)$  terület száma, felhasznált kutak száma, lefedett eleváció tartomány,  $h$  átlag, felszíni topográfia átlaga, vertikális nyomásgradiens értéke, rezsimjelleg, különbségtérkép jele) a *II. melléklet*, míg a profilokat (a vertikális nyomásgradiens és a vertikális áramlási irány feltüntetésével) a *III. melléklet* tartalmazza. A profilok területi elhelyezkedését az *5.1. ábra* térképe mutatja be.

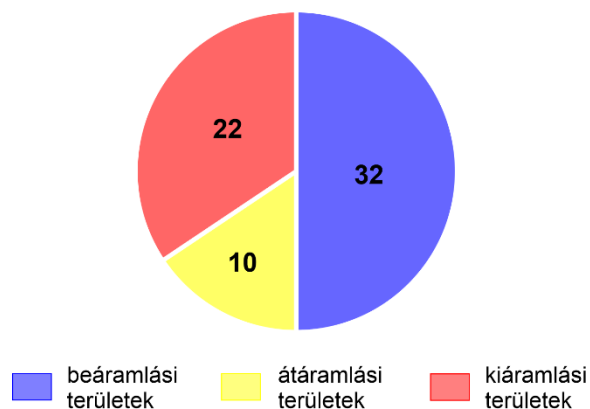


5.1. ábra. A  $p(z)$  profilok területi eloszlása.

A 62  $p(z)$  profil (illetve a 7. és 22. számú profilokon megkülönböztetett

mélységtartományok miatt a 64 vertikális nyomásgradiens) közül 32 db esetén a vertikális nyomásgradiens értéke kisebb volt, mint 9,71 MPa/km (8,23–9,69 MPa/km), így ezen profilok segítségével lefele tartó vízáramlást, vagyis beáramlási területeket azonosítottam (5.2. ábra). 22 db profil esetén a vertikális nyomásgradiens értéke nagyobb volt, mint 9,91 MPa/km (9,92–10,88 MPa/km), ami alapján ezek a profilok felfele mutató vízáramlási irányt jeleznek, azaz kiáramlási területként azonosíthatók. 10 db profil esetén a vertikális nyomásgradiens értéke 9,71 és 9,91 MPa/km közé esett, így ezen profilok esetén a nyomásgradiens hidrosztatikusnak mondható, ami a vízáramlás vertikális komponensének hiányára utal, így a profilok által lefedett területeket átáramlási területekként azonosítottam.

A különböző rezsímjellegű területek darabszám szerinti megoszlása alapján a vizsgált területen a beáramlási rezsímjelleg dominál (a profilok 50%-a) (5.2. ábra). A második leggyakoribb rezsímterületek a kiáramlási területek (a profilok 34%-a), az átáramlási rezsímjelleg a legkevésbé gyakori (a profilok 16%-a).

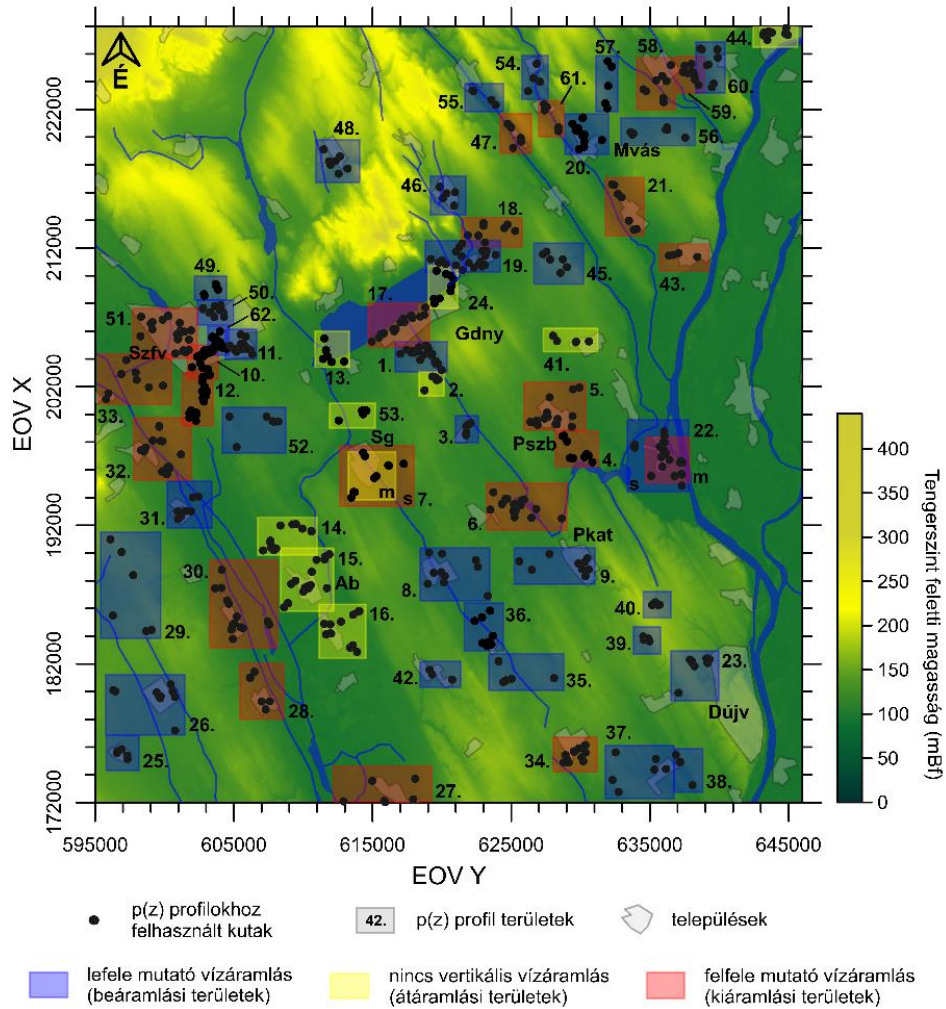


5.2. ábra. A szerkesztett  $p(z)$  profilok megoszlása a rezsímjellegek alapján.

A  $p(z)$  profilok alapadatait elemezve (III. melléklet) megfigyelhető, hogy a beáramlási területek a nagyobb tengerszint feletti magasságú területeken jellemzőek (min=97,9 mBf; max=168,5 mBf; átlag=130,5), míg a kiáramlási területek túlnyomóan az alacsonyabb térszínű területekkel esnek egybe (min=98,7 mBf; max=132,2 mBf; átlag=111,4 mBf). Az átáramlási területek esetén nem fedezhető fel a fentiekhez hasonló, a tengerszint feletti magassággal kapcsolatos összefüggés.

Ami a rezsímjellegek térbeli eloszlását illeti (5.3. ábra), a beáramlási rezsímjelleget jelző  $p(z)$  profilok főként a kutatási terület északkeleti, délnyugati és délkeleti részén jellemzőek, mely területek egybeesnek a topográfiailag kiemeltebb helyzetben levő Sárvíz-peremi löszháttal, az Érd-Ercsi-síksággal, a Sárbogárdi-löszplatóval, valamint a Pentelei-löszplatóval (lásd 3.1. ábra). A kiáramlási rezsímet mutató profilok a kutatási

terület alacsonyabban fekvő részein (Sárrét, Sárvíz-völgy), valamint felszíni vízfolyások (pl. Duna, Szent László-patak, Váli-víz) és tavak (pl. Velencei-tó, Cíkolai-halastavak) környezetében jellemzőek (5.3. ábra). Az átáramlási területek elhelyezkedésében nem fedezhető fel a fentiekhez hasonló mintázat.



5.3. ábra. A  $p(z)$  profilok területi elhelyezkedése és a vertikális nyomásgradiens értéke alapján meghatározott rezsímsíjlekek bemutatása.

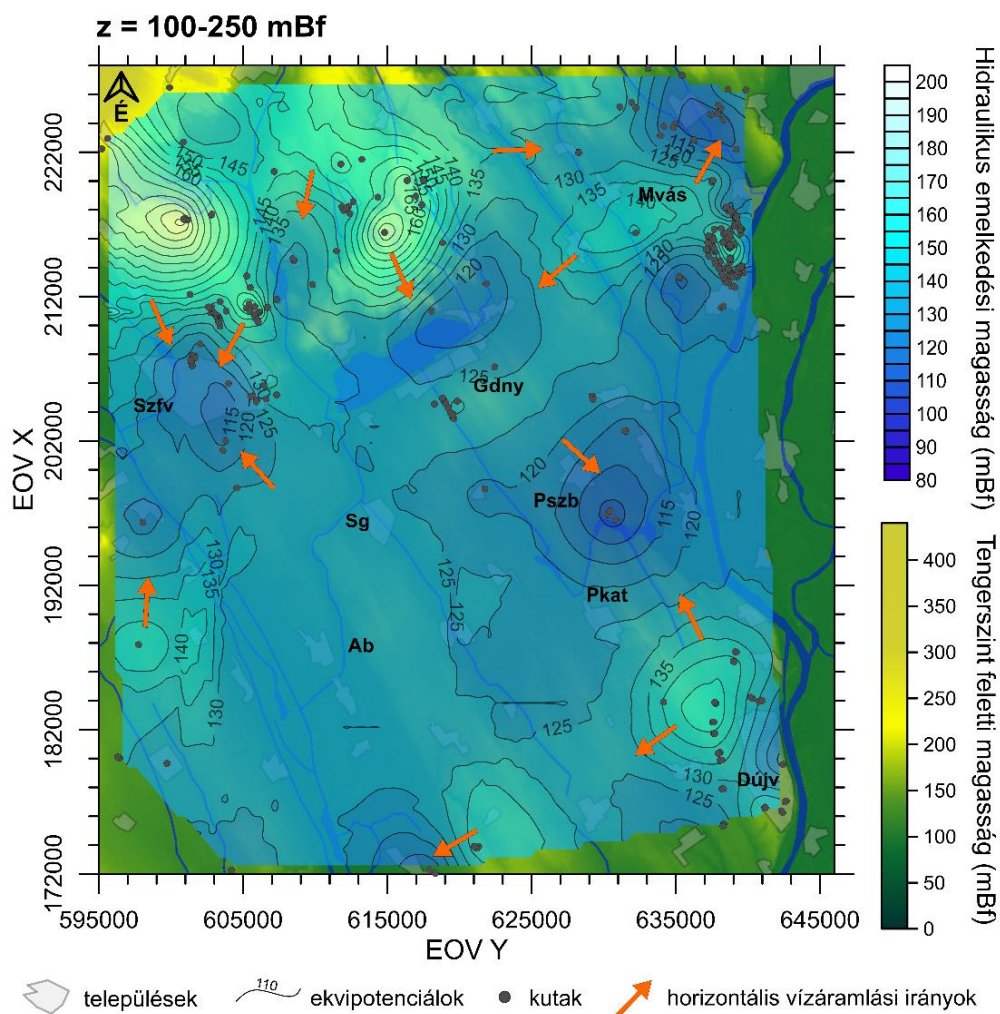
### 5.1.2 A tomografikus potenciáltérképek és a potenciálkülönbség térképek bemutatása

A térképek bemutatásakor a sekélyebb eleváció tartományok felől haladok a mélyebb tartományok felé, majd a különbség térképek ismertetése következik. A Velencei-tó és a felszínalatti vizek kapcsolatának vizsgálatához a  $z=70-130$  mBf eleváció tartományra szűrözött kutak adataiból elkészített térképet az alfejezet végén külön tárgyalom.

A  $z=100-250$  mBf tartományra elkészített térkép 309 kút adatából készült (5.4. ábra). A hidraulikus emelkedési magasság értékek területi eloszlása jól leköveti a felszíni topográfia változásait, az értékek 100,95 és 215,59 mBf között változnak. A legnagyobb h értékek ( $150 \text{ mBf} <$ ) a kutatási terület ÉK-i részén, a Vértes-hegység előterében és a



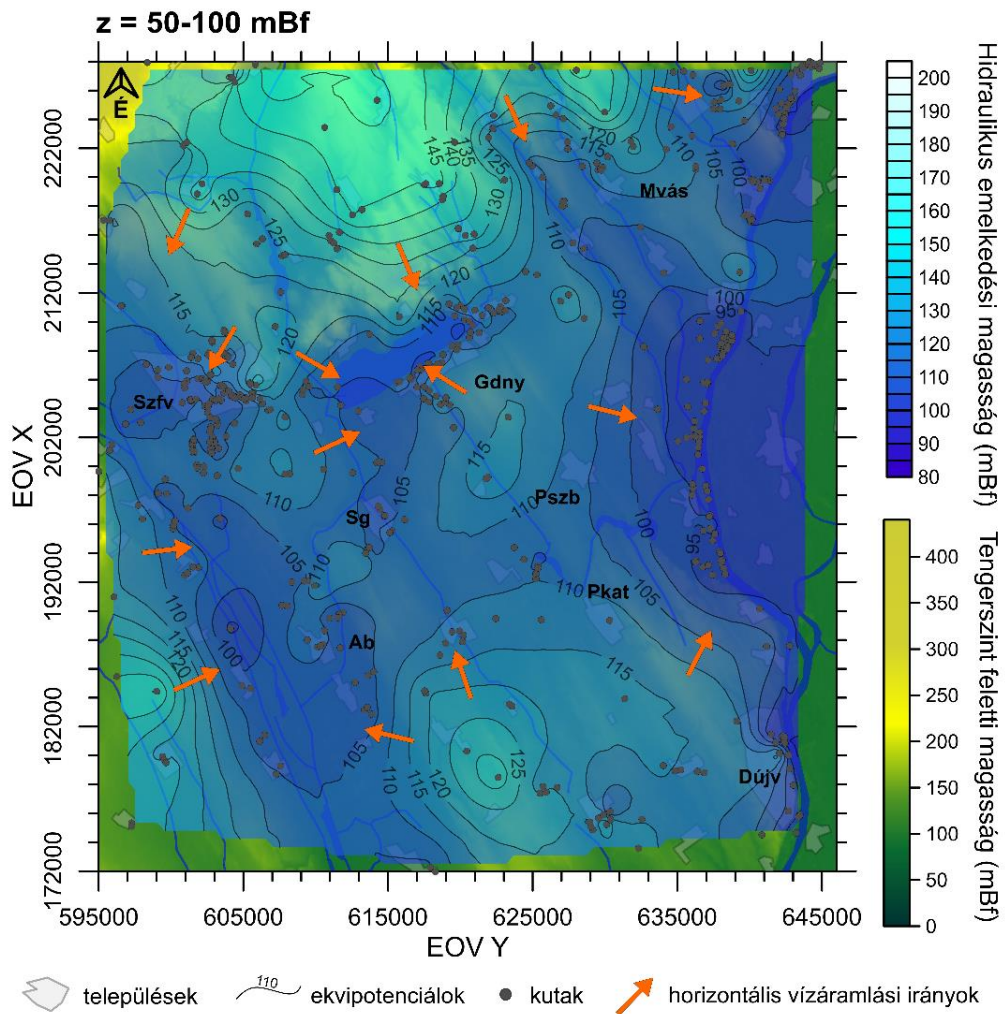
Velencei-hegység területén vannak. Magas  $h$  (135–145 mBf) értékek figyelhetők meg Martonvásár és Dunaújváros települések környezetében, valamint Székesfehérvártól délre. A legalacsonyabb  $h$  értékek (<115 mBf) Székesfehérvár és Pusztaszabolcs környékén, továbbá Martonvásártól ÉK-re és DK-re jelennek meg. Az alacsony  $h$  értékek területi elhelyezkedése valószínűleg nem a felszíni topográfiával, hanem a sekély vízadó réteget érintő intenzív vízkitermeléssel magyarázható, ugyanis a megfigyelhető  $h$  minimumok kis számú kúthoz köthetőek. A Székesfehérvárhoz tartozó kutak például évente akár 1000000 m<sup>3</sup> vizet termelnek, melyet lakossági és ipari céllal hasznosítanak.



**5.4. ábra.** A  $z=100-250$  mBf eleváció tartományra elkészített potenciáltérkép. A rövidítések településeket jelölnek: Ab – Aba, Dújv – Dunaújváros, Gdny – Gárdony, Mvás – Martonvásár, Pkat – Perkáta, Pszb – Pusztaszabolcs, Sg – Seregélyes, Szfv – Székesfehérvár.

A horizontális vízáramlás a magasabb hidraulikus emelkedési magasság értékek felől az alacsonyabb értékek felé történik, így a térképen látható potenciál eloszlás alapján az alábbiakra következtettem: a felszínalatti vízáramlás a Vértes és a Velencei-hegység felől délkelet felé; Martonvásártól a Duna felé ÉK-i és DK-i irányba; Dunaújvárostól É-i, DNy-i és DK-i irányba; Gárdonytól Pusztaszabolcs irányába történik.

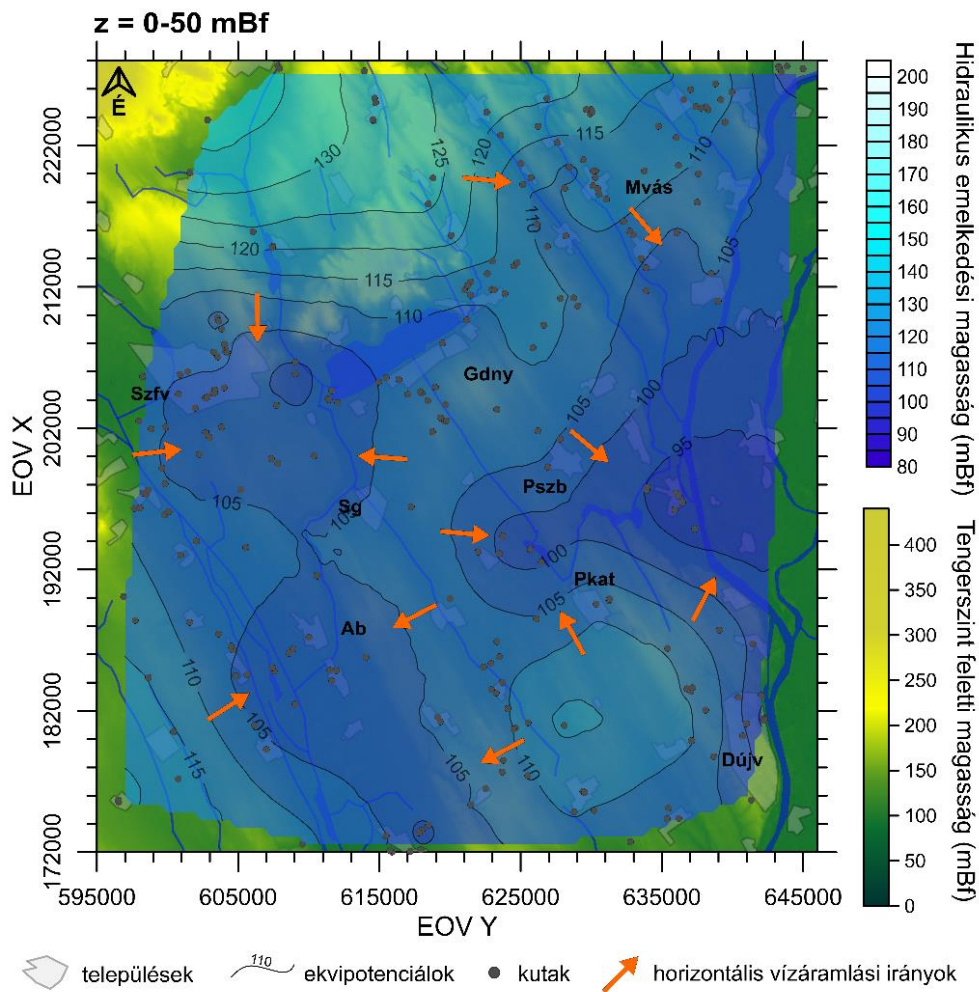
A  $z=50\text{--}100$  mBf eleváció tartományra elkészített potenciáltérkép 639 kút adatát tartalmazza (5.5. ábra). A hidraulikus emelkedési magasság értékek 86,13 és 151,48 mBf között változnak. Területi eloszlásuk ebben az esetben is követi a felszíni topográfia változásait. A legnagyobb  $h$  értékek ( $125\text{ mBf}$ ) a  $z=100\text{--}250$  mBf tartományra készített potenciáltérképhez hasonlóan a Velencei-tótól É-i irányban (Vértes, Velencei-hegység, Érd-Ercsi-síkság) és a kutatási terület déli részén (Sárvíz-peremi löszhát, Sárbogárdi-löszplató, Pentelei-löszplató) találhatóak. Továbbá a Gárdonytól délkeletre, a Seregélyestől délnyugatra és a Székesfehérvártól keletre található kutakhoz is magasabb  $h$  értékek kötődnek ( $110\text{--}120$  mBf). A legalacsonyabb  $h$  értékek ( $<105$  mBf) a Velencei-tónál, a Sárreéten, a Sárvíz völgyében és a Duna mentén jelennek meg. Székesfehérvártól nyugatra és Martonvásártól északra kisebb területi kiterjedésű, lokális potenciálmínimumok találhatóak.



**5.5. ábra.** A  $z=50\text{--}100$  mBf eleváció tartományra elkészített potenciáltérkép. A rövidítések településeket jelölnek: Ab – Aba, Dújy – Dunaújváros, Gdny – Gárdony, Mvás – Martonvásár, Pkat – Perkáta, Pszb – Pustaszabolcs, Sg – Seregélyes, Szfv – Székesfehérvár.

A horizontális vízáramlás iránya a Vértes és a Velencei-hegység felől Székesfehérvár, a Velencei-tó és a Duna felé; a gárdonyi magaslat irányából a Velencei-tó és a Duna felé; a Sárbogárdi-löszplató és a Pentelei-löszplató irányából a Duna és a Sárvíz-völgy felé; valamint a Sárvíz-peremi löszhát felől a Sárvíz-völgy felé mutat.

A  $z=0-50$  mBf eleváció tartományra elkészített potenciáltérképet 259 kút adata alapján szerkesztettem (5.6. ábra). A hidraulikus emelkedési magasság értékek 79,52 és 139,23 mBf között változnak. A magas, illetve alacsony potenciál értékek ez esetben is a magasabb, illetve az alacsonyabb tengerszint feletti magassággal jellemezhető területekkel esnek egybe. Az előző két térképhez hasonlóan a magas h értékek a kutatási terület északi részén a Vértes és a Velencei-hegység területén, délen pedig a Sárvíz-peremi löszhát, a Sárbogárdi-löszplató és a Pentelei-löszplató területén jelennek meg. Az alacsony h értékek a Duna mentén, a Cikolai-halastavak környezetében, a Sárreten és a Sárvíz-völgyben vannak.

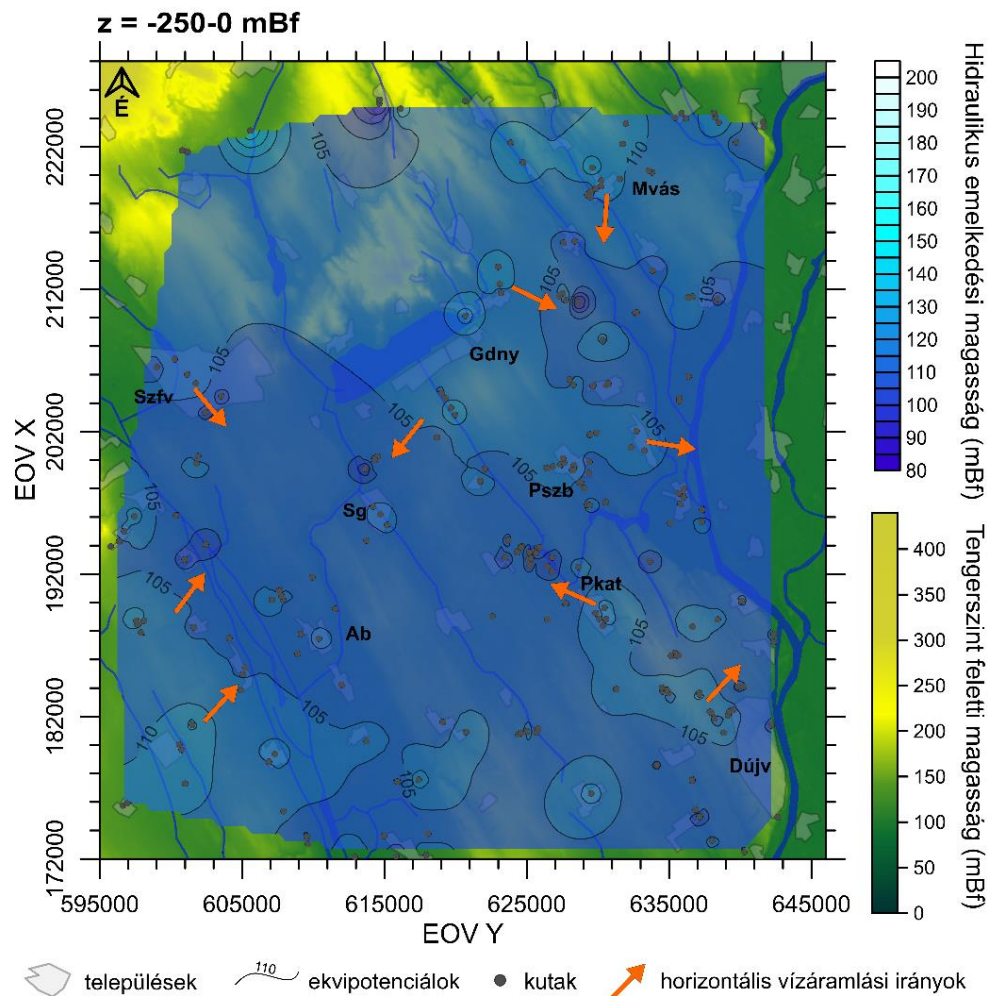


**5.6. ábra.** A  $z=0-50$  mBf eleváció tartományra elkészített potenciáltérkép. A rövidítések településeket jelölnek: Ab – Aba, Dújv – Dunaújváros, Gdny – Gárdony, Mvás – Martonvásár, Pkat – Perkáta, Pszb – Pusztaszabolcs, Sg – Seregélyes, Szfv – Székesfehérvár.



A potenciál értékek területi eloszlása alapján a felszínalatti vízáramlás horizontális irányai a következők: a vízáramlás a Vértes és a Velencei-hegység felől D-i és DK-i irányba, a Sárbogárdi-löszplató és a Pentelei-löszplató felől ÉK-i, ÉNy-i és DNy-i irányokba történik.

A  $z=(-250)-0$  eleváció tartományra elkészített potenciáltérkép 245 kút adata alapján készült (5.7. ábra). A hidraulikus emelkedési magasság értékek 79,4 és 127,97 mBf között változnak. A potenciál értékek területi eloszlása az előző intervallumokra elkészített térképekhez képest kevésbé mutatja a felszíni topográfia lokális-regionális változásait. A kutatási terület keleti (Duna mentén) és középső (Sárrét, Sárvíz-völgy) részén alacsonyabb potenciálértékek vannak ( $<105$  mBf), mint a Velencei-hegység, a gárdonyi magaslat, a Sárvíz-peremi löszhát, a Sárbogárdi-löszplató és Pentelei-löszplató területén ( $105$  mBf $>$ ).



5.7. ábra. A  $z=(-250)-0$  mBf eleváció tartományra elkészített potenciáltérkép. A rövidítések településeket jelölnek: Ab – Aba, Dújv – Dunaújváros, Gdny – Gárdony, Mvás – Martonvásár, Pkat – Perkáta, Pszb – Pusztaszabolcs, Sg – Seregélyes, Szfv – Székesfehérvár.

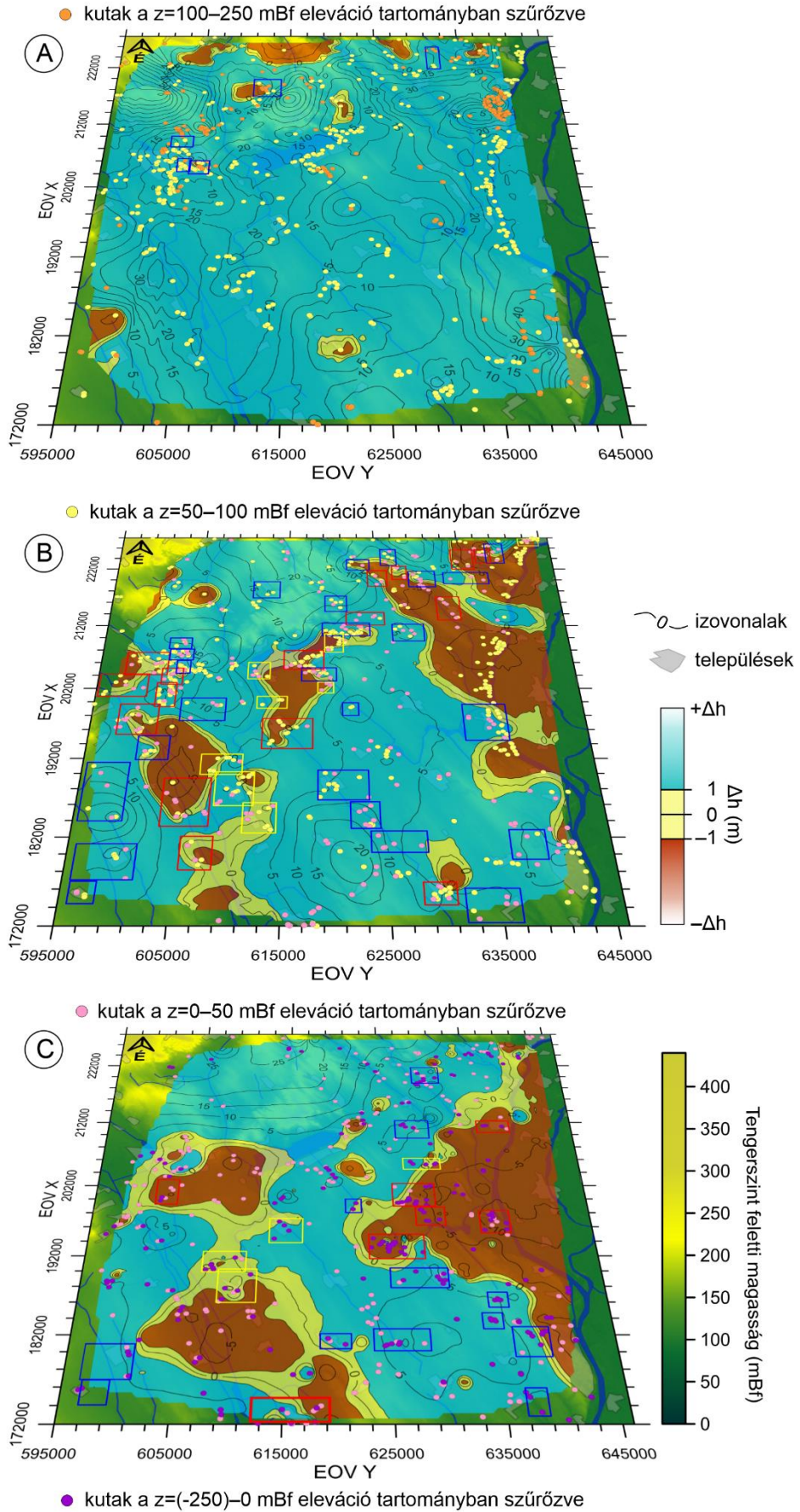
Az értékek területi eloszlása alapján a vízáramlás a mélyebben fekvő térszínnek felé, egyrészt a Duna irányába, másrészt a Sárvíz-völgy és a Dinnyés-Kajtori-csatorna irányába történik. Martonvásártól délre Baracska településnél egy lokális potenciálminimum jelenik meg, ami a korábbi térképeken nem rajzolódott ki. A Pusztaszabolcstól délre található potenciálminimumot valószínűleg a szabadegyházi kutak okozzák, melyekből a településen folyó ipari tevékenység miatt intenzív vízkivétel történik: a Hungrana Kft. kútjai évente akár 730000 m<sup>3</sup> felszínalatti vizet termelnek ki.

A négy különböző eleváció tartományra elkészített potenciáltérkép h értékeit összehasonlítva megfigyelhető, hogy a h értékek a mélység növekedésével egyre szűkebb intervallumban változnak (100,95–215,59 mBf; 86,13–151,48 mBf; 79,52–139,23 mBf; 79,4–127,97 mBf). Ez alapján a változás alapján arra lehet következtetni, hogy a hidraulikus gradiens értéke (azaz a h értékek egységnyi távolságon belül történő változása) csökken a mélység növekedésével, ami az áramlási intenzitás csökkenését és a felszínalatti víz hosszabb tartózkodási idejét eredményezi.

A tomografikus potenciáltérképek alapján készítettem három potenciálkülönbség térképet is, melyek szemléletesen mutatják be az egyes eleváció intervallumok közötti vertikális áramlási irányokat (5.8. ábra). A potenciálkülönbség térképekre felrajoltam a p(z) profil területeket is, színkóddal jelölve a profilok alapján meghatározott különböző rezsímjellegeket. Az egyes p(z) profilokat azon a különbség térképen ábrázoltam, mely térkép által lefedett eleváció tartományban a profil a legtöbb kútadatot tartalmazza. Néhány profil két különböző térképre is felkerült. A térképek a z=100–250 mBf és a z=50–100 mBf (A térkép); a z=50–100 mBf és a z=0–50 mBf (B térkép); valamint a z=0–50 mBf és a z=(–250)–0 mBf (C térkép) eleváció tartományok közti vertikális kapcsolatot mutatják (5.8. ábra). Az A térképre került a 11., 48., 49., 57. és 62. számú p(z) profil, a B térképre került az 1–3., 7s., 8., 10., 12–21., 22s., 23–26., 28–37., 44–56., 58–62. számú p(z) profil és a C térképre került a 3–6., 7m., 9., 12., 14., 15., 20., 22m., 23., 25–27., 35., 38–43. számú p(z) profil.

Negatív hidraulikus emelkedési magasság különbség esetén leáramlást, pozitív különbség érték esetén pedig feláramlást azonosítottam. A  $\Delta h=0$  izovonal jelöli a hidrosztatikus viszonyokat, amikor nincs vertikális vízáramlási komponens. Az izovonal mentén  $\pm 1$  m-es puffert alkalmaztam korábbi munkák tapasztalatai alapján (CSONDOR 2021; CZAUNER 2012; TÓTH 2018).





5.8. ábra. A tomografikus potenciáltérképek alapján készített különbségtérképek.

Az A térképen látható potenciálkülönbség eloszlás alapján sekély mélységben ( $z=50-250$  mBf) a kutatási terület csaknem egészen lefele tartó áramlási irányok dominálnak. Feláramlásra utaló különbség értékek a kutatási terület északi (Vértes peremvidéke, Lovasberény), délnyugati (Kisláng) és déli (Nagylók) részén jelennek meg, kis területi kiterjedéssel, ami lokális hatásra utalhat. A feláramlás meglétét  $p(z)$  profilok hiányában nem tudtam megerősíteni.

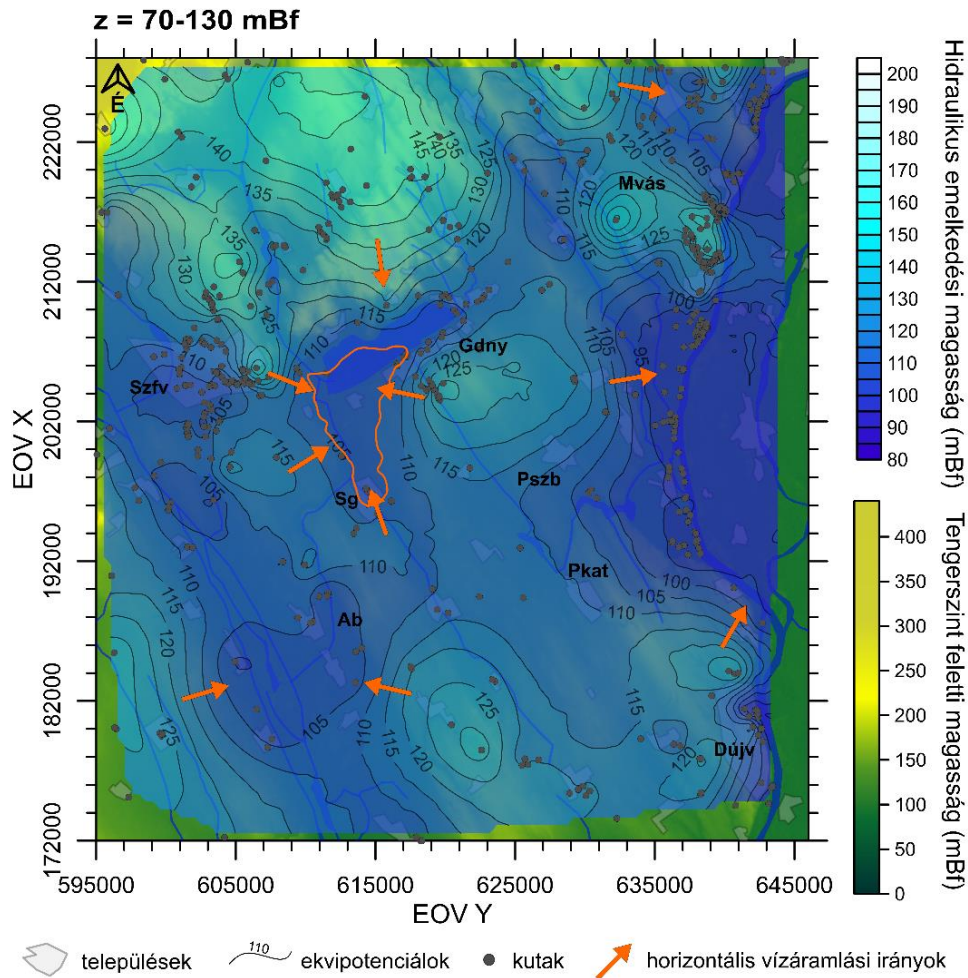
A vizsgálati mélységtartomány növekedésével csökken a leáramlás dominanciája és át-, valamint felfele mutató áramlási irányokkal jellemezhető területek is megjelennek. A B ( $z=0-100$  mBf) és a C ( $z=-250-50$  mBf) térképeken látható vertikális vízáramlási irány mintázat hasonló. A kutatási terület északi részén (Vértes és Velencei-hegység), valamint a Sárvíz-peremi löszhát, a Sárbogárdi-löszplató és Pentelei-löszplató területén, illetve környezetében leáramlást azonosítottam. A Duna mentén és a Sárvíz-völgyben átáramlás és feláramlás figyelhető meg. A C térképen az átáramlást jelző tartomány ( $-1$  és  $1$  m közti különbség értékek) nagyobb területi kiterjedésben jelenik meg. A potenciálkülönbség térképekről leolvasható vertikális áramlási irányok és a  $p(z)$  profilok által meghatározott áramlási irányok (a 18. és 55. számú profilok kivételével) megegyeznek.

A Velencei-tó területén és a tó szűk környezetében a B térképen ( $z=0-100$  mBf) át- és feláramlás azonosítható. Az egykori nádas-tavi ág területén is feláramlásra utaló potenciálkülönbség értékek jelennek meg.

A Velencei-tó felszínalatti vízáramlási rendszerekkel kapcsolatos viszonyának vizsgálata céljából készítettem el a  $z=70-130$  mBf eleváció tartomány kútadatai alapján szerkesztett térképet (5.9. ábra). A térkép 672 db kút adata alapján készült. A hidraulikus emelkedési magasság értékek  $86,31$  és  $165,9$  mBf között változnak. A  $h$  értékek területi eloszlása követi a felszíni topográfia változásait. A legnagyobb  $h$  értékek ( $125$  mBf $<$ ) a Velencei-tótól É-i irányban (Vértes, Velencei-hegység, Érd-Ercsi-síkság) és a kutatási terület déli részén (Sárvíz-peremi löszhát, Sárbogárdi-löszplató, Pentelei-löszplató) találhatóak, valamint a Gárdonytól és Martonvásártól délkeletre levő kutakhoz köthetőek. A legalacsonyabb  $h$  értékek ( $<105$  mBf) a Velencei-tónál, a Sárreten, a Sárvíz völgyében és a Duna mentén jelennek meg.

A 5.9. ábra térképén a  $105$  mBf ekvipotenciál (narancssárga színnel kiemelve) kirajzolja a tó 18. század végi kiterjedését (a tó mai állapota a Nádas-tóval kiegészülve). A tó környékén a potenciál eloszlás arra enged következtetni, hogy a Velencei-tó felé a Velencei-hegység, a gárdonyi magaslat és Székesfehérvár irányából is történik

vízáramlás, míg a lecsapolt nádas-tavi ág, illetve a jelenlegi Dinnyés-Kajtori-csatorna irányába Székesfehérvár, Gárdony és Seregélyes felől mutat vízáramlás.



**5.9. ábra.** A  $z=70-130$  mBf eleváció tartományra elkészített potenciáltérkép. A rövidítések településeket jelölnek: Ab – Aba, Dújv – Dunaújváros, Gdny – Gárdony, Mvás – Martonvásár, Pkat – Perkáta, Pszb – Pusztaszabolcs, Sg – Seregélyes, Szfv – Székesfehérvár. A tó környezetében a 105 mBf ekvipotenciált narancssárga színnel emeltem ki.

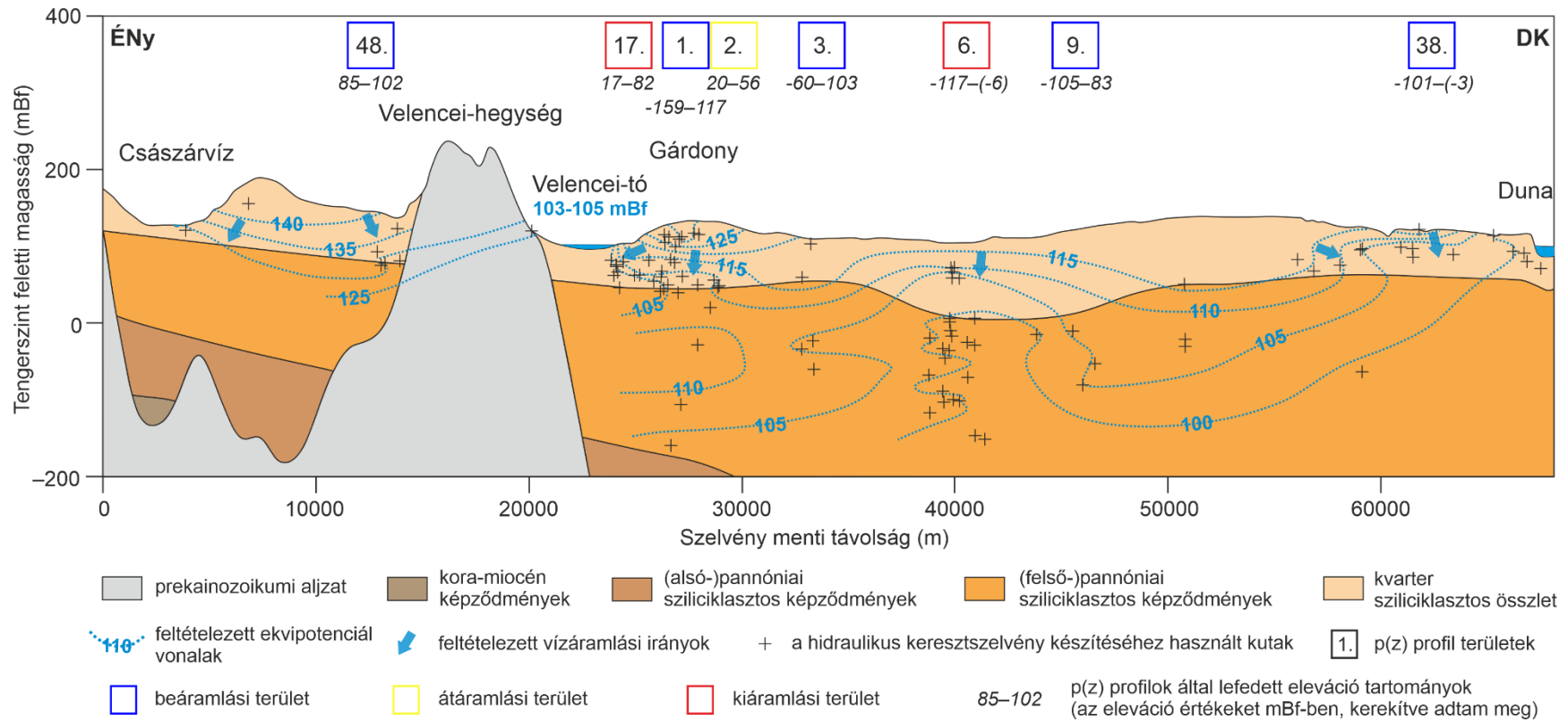
### 5.1.3 A hidraulikus keresztaszvénny bemutatása

A hidraulikus keresztaszvénny nyomvonalát a 4.2. ábra térképe mutatja. A szelvényen látható felszínalatti vízáramlási kép kritikus értelmezése céljából a szelvényen jelöltem azokat a  $p(z)$  profilokat (a meghatározott rezsimjelleg és a profil által lefedett eleváció tartomány feltüntetésével), melyek területét érinti a szelvény nyomvonala (5.10. ábra). Ezek a profilok a következők voltak (ÉNy-ról DK felé haladva): 48., 17., 1., 2., 3., 6., 9., 38. számú profil.

A szelvény mentén az adatpontok eloszlása nem egyenletes (5.10. ábra). A szelvény északi részén (Vértes peremvidéke, Zámolyi-medence, Velencei-hegység) csak kevés kút található, ami a topográfiai és a geológiai adottságokkal magyarázható (hegyvidéki

terület, granitoid kőzetek a felszínen). A 40–60. szelvénykilométer között szintén kevés kútadat áll rendelkezésre. A legtöbb adatpont Gárdony környezetében, a Duna mellett, valamint a 40. szelvénykilométer szűk környezetében található. Ami az adatok mélység szerinti eloszlását illeti, a mélyebb ( $<0$  mBf) zónát kevés kút szűrőzi, így erre a tartományra nem vonhatók le messzemenő következtetések.

A hidraulikus emelkedési magasság értékek segítségével megrajzolt ekvipotenciál vonalak lefutása alapján az alábbi következtetéseket vontam le. A szelvény mentén a hidraulikus emelkedési magasság értékek követik a topográfia változásait, a legmagasabb  $h$  értékek a szelvény É-i (Velencei-hegység), míg a legalacsonyabb  $h$  értékek a szelvény D-i részén jelennek meg (Duna mellett). Sekély mélységben a lefele tartó vízáramlás dominál (összhangban az 1., 3., 9., 38. és 48. számú profilokkal). A Velencei-tó és a Duna környezetében oldalirányú áramlás figyelhető meg, mely vízáramlás a víztestek irányába mutat. Az áramlási irányok alapján a Velencei-tó és a Duna a felszínalatti vízáramlási rendszerek kiáramlási területeiként jelennek meg a szelvényen. A Velencei-tónál ezt a kiáramlást igazolja a 17. számú profil. A szelvény közepén (35–45. szelvénykilométerek között) a 0 és  $-200$  mBf eleváció tartományban feláramlás lehetséges. A 6. számú  $p(z)$  profil (mely a kérdéses eleváció tartományban szűrőzött kutak adatai alapján készült) szintén feláramlást jelez a területen.



5.10. ábra. A kutatási területen átmenő hidraulikus keresztmetszvény. A szelvény függőleges túlmagasítása 36-szoros.

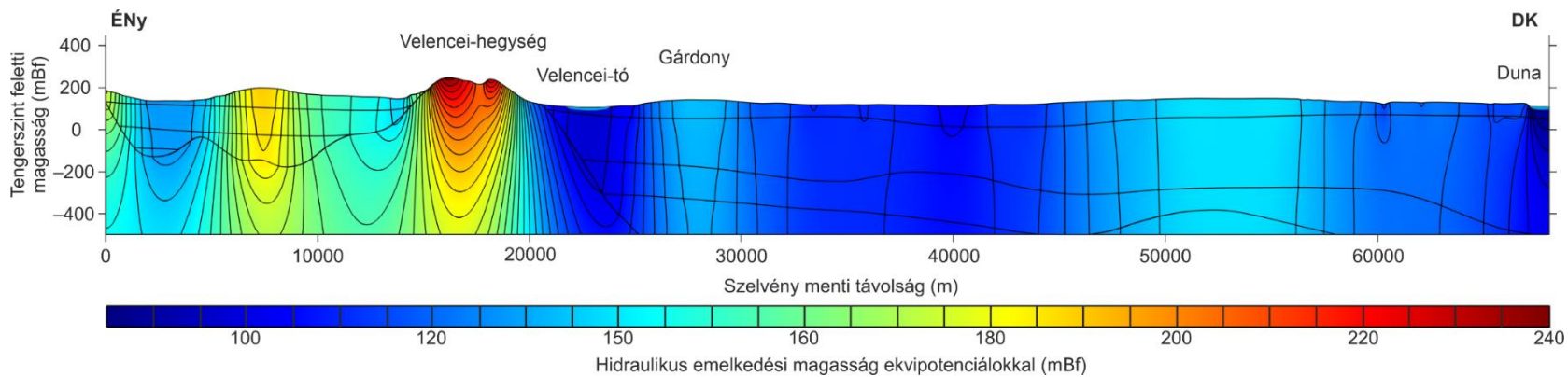


#### 5.1.4 A 2D felszínalatti vízáramlás modell eredményeinek bemutatása

A modell eredményei alapján a hidraulikus emelkedési magasság értékek területi eloszlása a felszíni topográfiától függ. A legmagasabb  $h$  értékek a Vértes előterében és a Velencei-hegységben jelennek meg, míg a legalacsonyabb értékek a Velencei-tónál, Gárdonytól délre a 35–45. szelvénykilométer között, valamint a Dunánál figyelhetőek meg. A  $h$  értékek területi eloszlása alapján a vizsgált szelvény mentén és a vizsgált mélységtartományban a felszínalatti víztükör helyzeti magasságában tapasztalható változások vezérlik a felszínalatti vízáramlási rendszereket (5.11. ábra).

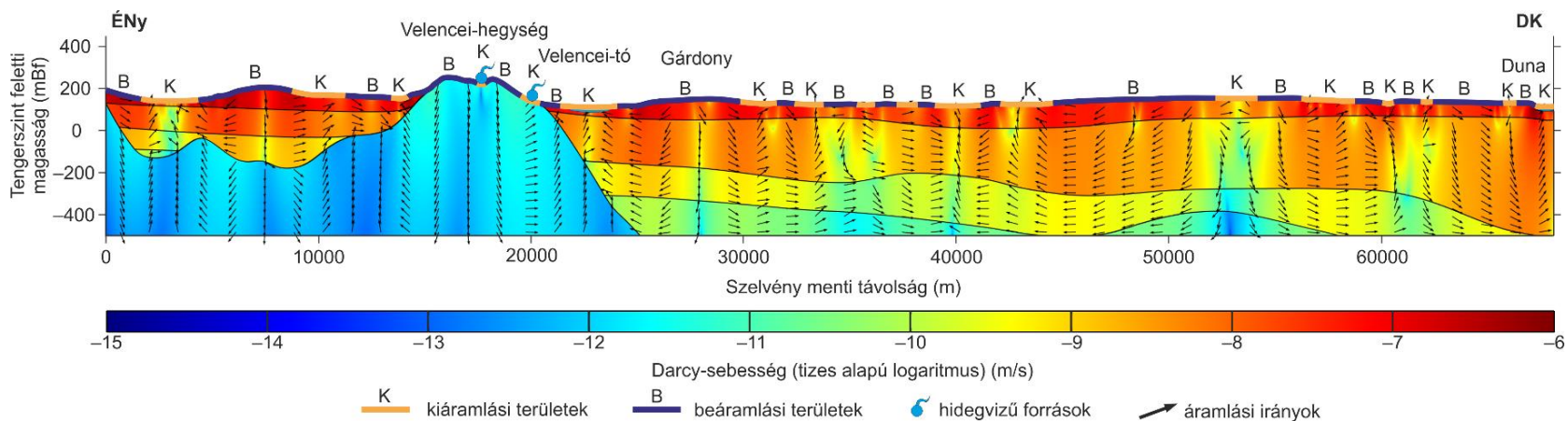
A vízáramlás intenzitása a nagyobb  $K$  tényezővel jellemezhető felső rétegekben (kvarter, felső-pannóniai képződmények) a legnagyobb, míg a mélység növekedésével (és a  $K$  tényező csökkenésével) az áramlási intenzitás is csökken (5.12. ábra).

A felszíni topográfiában mérhető kis változásoknak köszönhetően a szelvény mentén mozaikosan váltják egymást a ki- és a beáramlási területek (5.12. ábra). Beáramlási területként jelenik meg többek közt a Vértes, a Velencei-hegység, a gárdonyi magaslat és egyéb (a környezetükhöz képest) magasabb tengerszint feletti magassággal jellemezhető területek. A szelvénynyomvonal által metszett két víztest, a Velencei-tó és a Duna kiáramlási területként jelenik meg. További kiáramlási területek köthetők egyéb (a környezetükhöz képest) alacsonyabb tengerszint feletti magassággal jellemezhető területekhez. A Velencei-hegységben megfigyelhető kiáramlás a felszínalatti víz források formájában történő megcsapolódásaként értelmezhető (pl. Szűcs-forrás).



5.11. ábra. A számított hidraulikus emelkedési magasság értékek szelvény menti eloszlása.

75



5.12. ábra. A számított Darcy-fluxus értékek szelvény menti eloszlása, a számított áramlási irányokkal és a rezsímjellel kiegészítve.

### 5.1.5 Következtetések a hidraulikai adatfeldolgozás és a numerikus szimuláció eredményei alapján

A  $p(z)$  profilok szerkesztését megelőző lépésben elkészített 4.3. ábra mutatja, hogy az adatfeldolgozáshoz használt összes kút adata a felszínalatti víztükör helyzeti magasságában tapasztalható változások vezérelte felszínalatti vízáramlásra jellemző nyomástartományba esik. Túlnyomásra, illetve alulnyomásra utaló nyomásértékek nem jelennek meg a területen. A felszínalatti víztükör helyzeti magasságában tapasztalható változások vezérelte felszínalatti vízáramlási rendszerek esetén a hidraulikus emelkedési magasság értékek változása jól követi a felszíni topográfia változásait. Ez az összefüggést tükrözi a  $h$  értékek területi változása a tomografikus potenciáltérképeken ( $z=0-50$  mBf;  $z=50-100$  mBf;  $z=100-250$  mBf), a hidraulikus keresztshelvény, valamint a 2D vízáramlás modell shelvénye mentén.

A  $p(z)$  profilok segítségével a kutatási terület északkeleti, délnyugati és délkeleti részén, azaz a nagyobb tengerszint feletti magasságú területeken (Sárvíz-peremi löszhát, Érd-Ercsi-síkság, Sárbogárdi-löszplató, Pentelei-löszplató) lefele mutató vertikális felszínalatti vízáramlási irányok azonosíthatóak (5.3. ábra). A lefele mutató vízáramlással jellemezhető területek az A, B és C potenciálkülönbség térképeken (5.8. ábra), valamint a hidraulikus keresztshelvény mentén is megfigyelhetők (5.10. ábra). Az alacsonyabb térszínű területeken (Sárrét, Sárvíz-völgy), valamint felszíni víztestek környezetében (pl. Duna, Szent László-patak, Váli-víz, Velencei-tó, Cikolai-halastavak) felfele mutató vízáramlás jelenik meg (5.3. ábra). A felfele irányuló vízáramlás a B és C potenciálkülönbség térképeken is beazonosítható.

A vertikális vízáramlási irányok alapján beazonosított be-, át- és kiáramlási területek tehát szoros összefüggésben vannak a felszíni topográfia lefutásával – a magasabb tengerszint feletti magasságú területeken beáramlás, míg az alacsonyabb tengerszint feletti magasságú területeken kiáramlás jellemző. Az átáramlási területek a be- és kiáramlási területek közti átmenetet jelzik. A különböző rezsímjellegek mozaikos megjelenését alátámasztja a 2D vízáramlás modell shelvényének vízáramlás képe is (5.12. ábra).

Ami a rezsímjellegek előfordulásának gyakoriságát illeti, a kutatási területen a beáramlási rezsímjelleg dominál (5.2. ábra). A  $p(z)$  profilok 50%-a alapján leáramlásra utaló vertikális nyomásgradiens értéket kaptam. A leáramlás, mint domináns vertikális áramlási irány a különbségtérképekről (különösen a  $z=100-250$  mBf eleváció tartományra elkészített térképről), valamint a hidraulikus keresztshelvényről is



leolvasható (5.8. ábra).

A horizontális vízáramlás a magasabb  $h$  értékek felől az alacsonyabb  $h$  értékek felé mutat. A magas  $h$  értékek a Velencei-tótól É-i irányban (Vértes, Velencei-hegység, Érd-Ercsi-síkság) és a kutatási terület déli részén (Sárvíz-peremi löszhát, Sárbogárdi-löszplató, Pentelei-löszplató) találhatóak (5.4. ábra, 5.5. ábra, 5.6. ábra, 5.7. ábra). Az alacsony  $h$  értékek a Sárréten, a Sárvíz völgyében és a Duna mentén jelennek meg. A  $h$  értékek területi eloszlása alapján tehát az alábbi horizontális áramlási irányok azonosíthatók: a Vértes és a Velencei-hegység felől Székesfehérvár, a Velencei-tó és a Duna felé; a gárdonyi magaslat irányából a Velencei-tó és a Duna felé; a Sárbogárdi-löszplató és a Pentelei-löszplató irányából a Duna és a Sárvíz-völgy felé; valamint a Sárvíz-peremi löszhát felől a Sárvíz-völgy irányába.

A mélység növekedésével több változás is megfigyelhető az áramképben. A felszíni domborzat kis távolságon belül történő változásai egyre kevésbé eredményeznek változást a  $h$  értékekben. Ezt a  $z=-250-0$  mBf tartományra elkészített térkép szemlélteti, melyen csak a regionális áramlási irányok azonosíthatók (Vértes és a Velencei-hegység felől a Sárvíz-völgy és a Duna irányába) (5.7. ábra). További változás, hogy a mélység növekedésével csökkennek a hidraulikus emelkedési magasság értékek, azaz csökken a hidraulikus gradiens értéke, ami az áramlási intenzitás csökkenésével és a felszínalatti víz hosszabb tartózkodási idejével jár együtt. Az áramlási intenzitás csökkenése a mélységgel a 2D vízáramlás modell szelvénye mentén is megfigyelhető (5.12. ábra).

Az eredmények azt mutatják, hogy a vizsgált mélységben a lokális (kis távolságon belül bekövetkező) topográfiai különbségek hatása dominál, azaz a be- és a kiáramlási területek egymással szomszédosok, ami lokális áramlási rendszerek jelenlétére utal, melyek kis behatolási mélységgel és rövid tartózkodási idővel jellemezhetőek. A mélység növekedésével a lokális változások hatása eltűnik, viszont a Duna és a Sárvíz felé tartó vízáramlás megfigyelhető. Ez a két terület nagyobb behatolási mélységgel és hosszabb tartózkodási idővel jellemezhető intermedier vagy regionális áramlási rendszerek megcsapolódási területei lehetnek.

A Velencei-tó a lokális vízáramlási rendszerek megcsapolódási területeként jelenik meg a hidraulikus keresztmetszelen, ahol Gárdony felől a tó irányába tartó oldalirányú áramlást azonosítottam (5.10. ábra). A B jelű különbség térképen a tó alatt, valamint az egykori nádas-tavi ág területén (ahol ma a Dinnyés-Kajtori-csatorna fut keresztül) feláramlás jellemző (5.8. ábra). A Velencei-tó, mint megcsapolódási terület a modell szelvényen is megjelenik. A  $z=70-130$  mBf eleváció tartományra szerkesztett térképen a

105 mBf ekvipotenciál kirajzolja a tó 18. század végi kiterjedését (a tó mai állapota a Nádas-tóval kiegészülve) (5.9. ábra). A tó környékén a potenciál eloszlás arra enged következtetni, hogy a Velencei-tó felé a Velencei-hegység, a gárdonyi magaslat és Székesfehérvár irányából is történik vízáramlás, míg a lecsapolt nádas-tavi ág (napjainkban Dinnyés-Kajtori-csatorna) irányába Székesfehérvár, Gárdony és Seregélyes felől mutat vízáramlás. A p(z) profilok alapján a tó ÉK-i végében be- és átáramlási, DNy-i végében átáramlási, Gárdony területén pedig kiáramlási rezsimet azonosítottam (5.3. ábra). A felszínalatti vízáramlás térképezés eredményei alapján a Velencei-tó a Velencei-hegység, Gárdony és Székesfehérvár felől megcsapolja a felszínalatti vizeket, míg DNy felé (az egykori Nádas-tó, illetve a jelenlegi Dinnyés-Kajtori-csatorna felé) vizet veszít, rátápláló tóként viselkedik. Ugyanakkor az egykori Nádas-tó területén és környezetében a C ((-250)–50 mBf) különbségtérképen is feláramlás figyelhető meg (a Velencei-tó esetén csak a B térképen van feláramlás). Ez jelentheti azt, hogy a nádas-tavi ág egy nagyobb mélységtartományban működő (magasabb rendű) vízáramlási rendszert csapol meg.

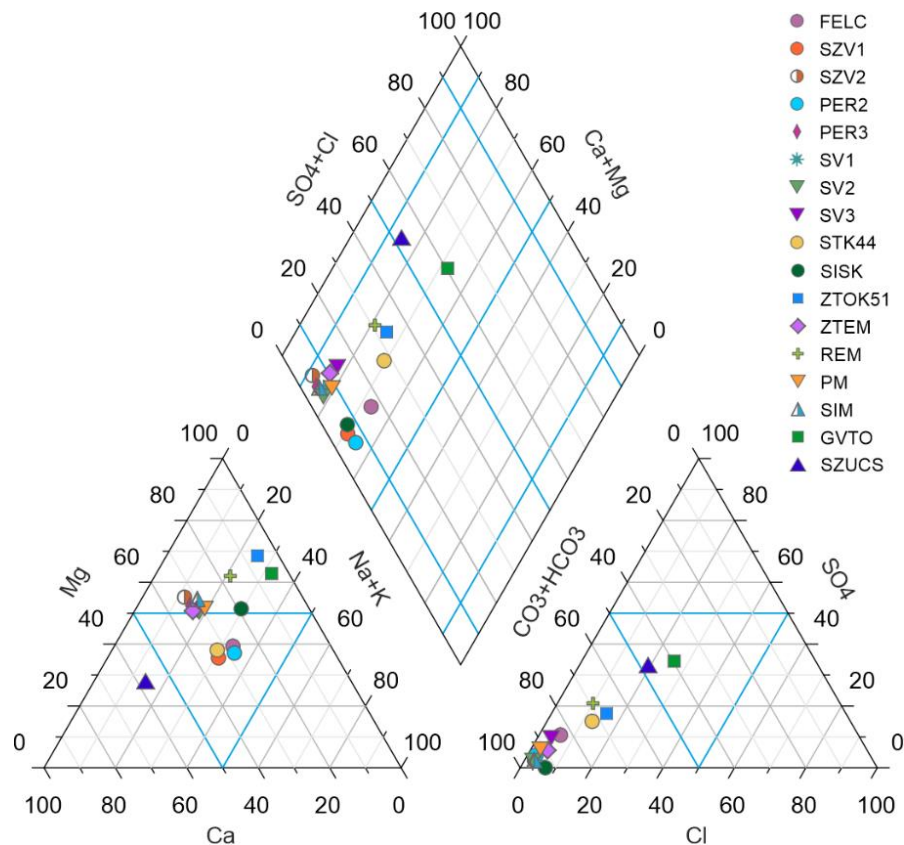
## 5.2 A HIDROGEOKÉMIAI VIZSGÁLATOK ÉS A TEREPI MÉRÉSEK EREDMÉNYEINEK BEMUTATÁSA

### 5.2.1 Általános vízkémiai eredmények és a terepi mérések eredményei

A terepi mérések eredményeit a *IV. melléklet* foglalja össze, míg az általános vízkémiai mérések eredményeit az *V. melléklet* tartalmazza. A terepi vizsgálatok alapján a felszínalatti vízből gyűjtött minták többségére 367–899  $\mu\text{S}/\text{cm}$  vezetőképesség értékek jellemzőek. Kivételt képeznek az STK44 és REM minták, melyek vezetőképessége 1297 és 1657  $\mu\text{S}/\text{cm}$  volt. A tavi (ZTOK51 és GVTO) mintákban is magas vezetőképesség értékeket mértem, mégpedig 1489 és 5095  $\mu\text{S}/\text{cm}$ -t. A Szücs-forrás (SZUCS) vezetőképessége 858  $\mu\text{S}/\text{cm}$  volt.

A vezetőképesség értékek pozitív korrelációt mutatnak a vizek oldottanyag tartalmával (rövidítve TDS). A legtöbb minta TDS-e a 360–691 mg/l tartományban változik. Legmagasabb oldottanyag tartalma az STK44, REM, ZTOK51 és GVTO mintáknak volt, mégpedig 960–3238 mg/l. A többi mintához képest ezeket a vizeket magasabb klorid- és szulfátkoncentrációk jellemzik (klorid esetén max. 550 mg/l, míg a szulfát esetén max. 1000 mg/l). A két tóból származó minta esetén ezek a jellemzők valószínűleg az intenzív párolgással és betöményedéssel magyarázhatóak. A REM minta esetén a 200 mg/l nitrátkoncentráció mezőgazdasági eredetű szennyezésre utal. Az STK44 minta kimutatási határ (<0,5 mg/l) alatti nitrát koncentrációval, az ivóvíz

parametrikus érték (0,5 mg/l) alatti ammónium koncentrációval (0,4 mg/l) jellemezhető, azonban a felszínalatti vízből származó minták közül ennek a mintának volt (a REM után) a második legmagasabb szulfát koncentrációja (100 mg/l). A REM mintához hasonlóan az STK44 minta is mezőgazdasággal foglalkozó üzem kútjából származik, így ez esetben is valószínűsíthető az emberi hatás. A SZUCS minta (Szűcs-forrás) oldottanyag tartalma (556 mg/l) is magasabb volt a vártnál, ami a víz magas szulfát koncentrációjával (120 mg/l) és viszonylag jelentős (44 mg/l) nitrát koncentrációjával magyarázható. A forrás Sukoró település határán belül fakad, így a magas TDS, a szulfát és a nitrát koncentrációk antropogén hatásra vezethetők vissza. Ami a többi felszínalatti vízminta hidrogeokémiai jellegét illeti, a főelem koncentrációkat alacsony relatív szórás jellemzi (0,19–0,69), ahol a szulfát koncentrációk mutatják a legnagyobb változékonyságot (0,69). A minták vízkémiai szempontú hasonlósága abból a szempontból érdekes, hogy a mintázott kutak szűrőzése viszonylag széles elevációtartományt fed le ((-169)–79 mBf). A minták általános vízkémiai vizsgálatának eredményeit Piper-diagramon ábrázoltam, annak érdekében, hogy a vízkémiai jellegük egymással összehasonlítható legyen (5.13. ábra).

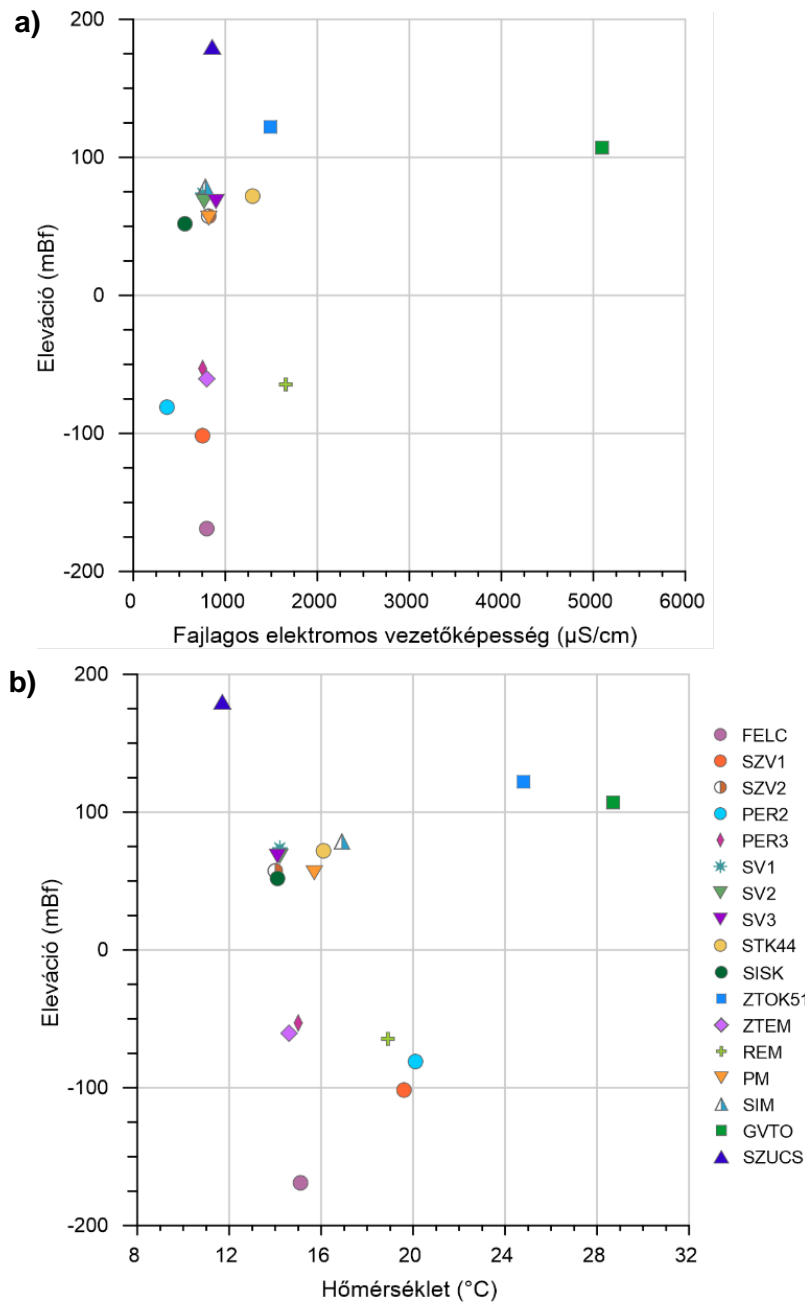


5.13. ábra. A gyűjtött vízminták általános vízkémiai elemzésének eredménye Piper-diagramon ábrázolva.

A minták nagy része két vízkémiai fáciesbe sorolható. Az SZV1, SZV2, PER2, PER3, SV1, SV2, SISK, PM és SIM minták a Ca–Na–HCO<sub>3</sub> fáciesbe, míg a FELC, SV3,

STK44, ZTOK51, ZTEM és REM minták a Ca–Na–HCO<sub>3</sub>–Cl–SO<sub>4</sub> fáciesbe sorolhatók. A GVTO és a SZUCS minták pedig az oldottanyag összetételük alapján a Ca–Na–Cl–SO<sub>4</sub>–HCO<sub>3</sub> fáciesbe tartoznak. A legtöbb minta esetén a Mg<sup>2+</sup> a domináns kation, míg a domináns anion (a GVTO és SZUCS mintákat leszámítva) minden más esetben a HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> volt.

A vezetőképesség és az eleváció (Pearson-féle R = 0,270 és a kapcsolódó P = 0,295, minden esetben  $\alpha = 0,05$  szignifikanciaszint mellett), valamint a TDS (R = 0,270, P = 0,295) és az eleváció között nincsen lineáris kapcsolat (5.14. ábra).



5.14. ábra. A terepen mért **a)** fajlagos elektromos vezetőképesség és **b)** hőmérséklet összefüggései az eleváció (szűrőközép eleváció vagy mérési pont tengerszint feletti magassága) függvényében.

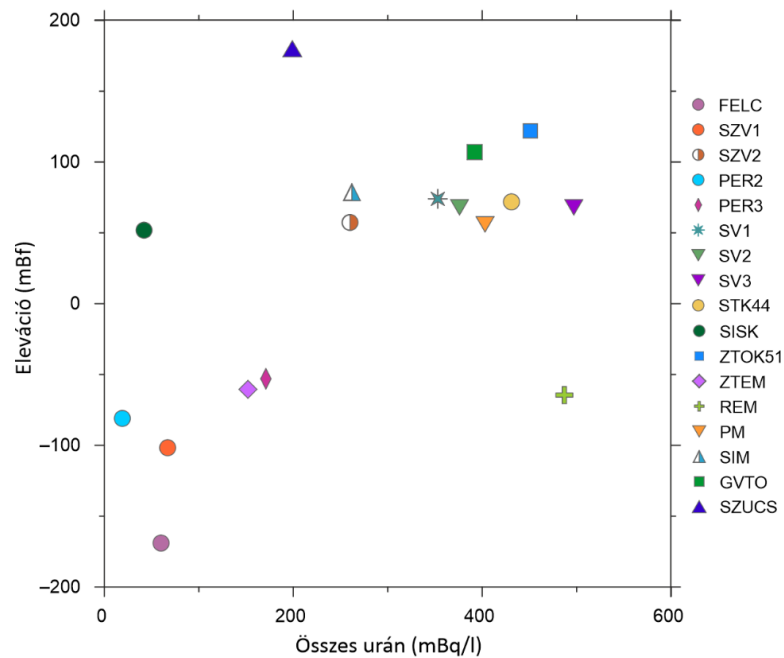
Az eleváció a szűrőközep elevációt vagy mintavételi pont tengerszint feletti magasságát jelenti. A terepi vízhőmérséklet mérések alapján a különböző (felszínalatti-, felszíni- és forrásvíz) eredetű vizek jól elkülönülnek. A Szűcs-forrás vízének volt a legalacsonyabb a hőmérséklete (11,7°C), míg a tavakban mértem a legmagasabb vízhőmérsékleteket (24,8 és 28,7°C). A felszínalatti vízminták 14 és 20,1°C közötti hőmérséklettel jellemezhetők. A vízhőmérséklet és az eleváció között sem látható lineáris kapcsolat ( $R = 0,023$ ,  $P = 0,93$ ).

Ami a vízminták kémhatását illeti, a felszínalatti vízből származó minták pH-ja semleges közeli (7,19–7,54), míg a felszíni vizek pH-ja lúgosabb volt (8,18–9,20). A lúgosabb kémhatást tükrözi a tavi minták felszínalatti vízmintáknál magasabb  $\text{HCO}_3^-$  koncentrációja is (724–1448 mg/l).

A terepen mért redoxpotenciál (rövidítve ORP) értékek a vizek oxidatív, illetve redukzív mivoltára utalnak. A 17 vizsgált minta közül 13 esetben mértem pozitív ORP értékeket (51,4–273,5 mV), ami oxidatív környezetre utal. A maradék négy minta esetén (FELC, SZV1, PER2, SISK) a mintákban negatív ORP-t mértem (-128–(-59,8) mV), ami a redukzív környezet indikátora.

### 5.2.2 Radionuklid-specifikus mérések eredményei

A radionuklid-specifikus mérések eredményeit az *V. melléklet* tartalmazza. A mérések során az összes urán ( $^{234}\text{U} + ^{235}\text{U} + ^{238}\text{U}$ ), a  $^{226}\text{Ra}$  és a  $^{222}\text{Rn}$  aktivitáskoncentrációk kerültek meghatározásra. Az összes urán aktivitás a felszínalatti vízből származó mintákban, azon belül is az 50–100 mBf eleváció tartományban szűrőzött kutakban volt a legmagasabb (max. 497 mBq/l). A tavi mintákban (ZTOK51 és GVTO) mért összes urán aktivitás is ebbe a nagyságrendbe esik (451 és 392 mBq/l). A Szűcs-forrásban mért aktivitáskoncentráció ennél alacsonyabb volt (199 mBq/l). Mindhárom mintatípust figyelembe véve elmondható, hogy a mért összes urán aktivitás és az eleváció között gyenge-közepes kapcsolat van ( $R = 0,53$ ,  $P = 0,029$ ) (5.15. ábra). Az ORP és az összes urán aktivitás között pedig közepes kapcsolat figyelhető meg ( $R = 0,646$ ,  $P = 0,005$ ). Utóbbi összefüggés azzal magyarázható, hogy az urán oxidatív körülmények között mobilis a felszínalatti vízben oldva. Relatív magas urán aktivitás (152–497 mBq/l) jellemzi azokat a mintákat, amelyekben pozitív ORP-t mértem (51,4–273,5 mV), míg a negatív ORP-vel jellemezhető minták alacsonyabb aktivitást mutatnak (42–67 mBq/l).



5.15. ábra. A mért összes urán aktivitáskoncentrációk és a minták eleváció értékei (szűrőközep eleváció vagy mérési pont tengerszint feletti magassága) közötti kapcsolat bemutatása.

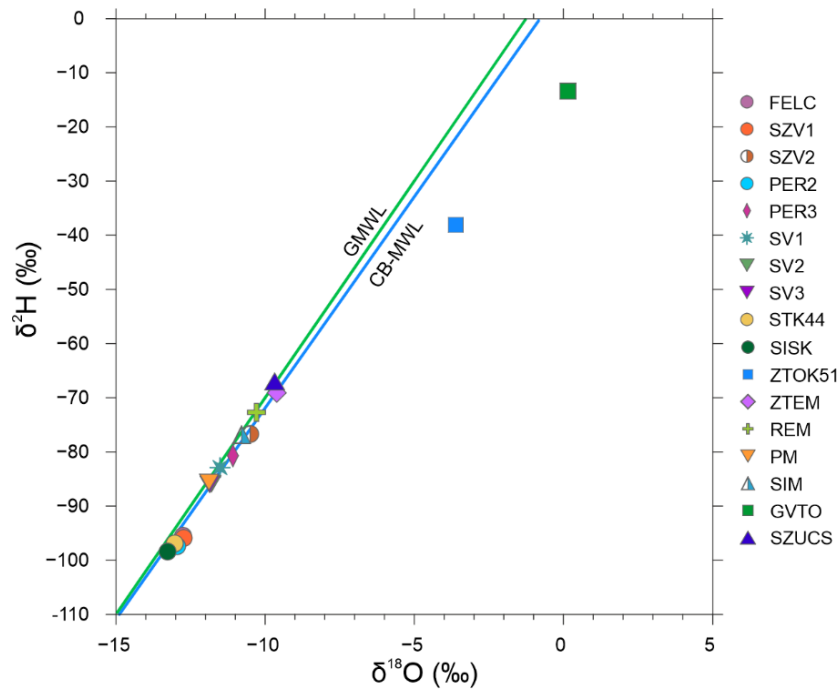
A  $^{226}\text{Ra}$  aktivitáskoncentráció esetén a legtöbb mintában kimutatási határ (5 mBq/l) alatti vagy azt alig meghaladó értékeket mértem (max. 15 mBq/l). Kivételt képeznek a FELC, SZV1, PER2 és SISK minták, melyekben magasabb (max. 104 mBq/l) aktivitást mértem. Ezek azok a minták, melyek negatív ORP-vel jellemezhetőek (-128–(-59,8) mV). Mindkét eset alól kivételt képez az STK44 minta, ahol az ORP mérés (51,4 mV) oxidatív körülményeket jelez és mind a mért összes urán aktivitás (431 mBq/l), mind a  $^{226}\text{Ra}$  aktivitás (999 mBq/l), mind a  $^{222}\text{Rn}$  aktivitás (367 Bq/l) jelentős. Az STK44 minta esete egyedülálló, a jelenség oka valószínűleg valamilyen lokális folyamattal magyarázható.

A minták  $^{222}\text{Rn}$  aktivitása a legtöbb minta esetén kimutatási határ (5 mBq/l) közeli értékeket mutatott (max. 35 Bq/l). Kivételt képeznek az STK44 és SZUCS minták, melyekben 367 és 326 Bq/l aktivitást mértem. Tekintettel arra, hogy a mért  $^{226}\text{Ra}$  és  $^{222}\text{Rn}$  aktivitás értékek a legtöbb minta esetén kimutatási határ közeli voltak, az aktivitáskoncentráció értékek és az eleváció közötti összefüggést nem tudtam vizsgálni.

### 5.2.3 Stabil izotóparány ( $\delta^2\text{H}$ és $\delta^{18}\text{O}$ ) mérések eredményeinek bemutatása

A stabil izotóparány mérések eredményeit a VI. melléklet foglalja össze. Az eredmények kiértékeléséhez a mért  $\delta^2\text{H}$  és  $\delta^{18}\text{O}$  értékeket a globális meteorikus vízvonallal (Global Meteoric Water Line, rövidítve GMWL) együtt ábrázoltam (5.16. ábra). A GMWL a csapadék  $\delta^2\text{H}$  és  $\delta^{18}\text{O}$  összetételének a globális évi átlagos kapcsolatát mutatja be (CRAIG 1961).

A kutatási területről nem állt rendelkezésre  $\delta^2\text{H}$  és  $\delta^{18}\text{O}$  mérési eredmény csapadékból, ezért a Kárpát-medencére számított meteorikus vízvonalal (Carpathian Basin Meteoric Water Line, rövidítve CB-MWL) egészítettem ki az ábrát (DEÁK 1995). A CB-MWL lefutása nagyon hasonlít a GMWL-re, mivel a két egyenes egyenlete között kicsi az eltérés.



**5.16. ábra.** A vizsgált vízmintákban mért stabil izotóp arányok a globális meteorikus vízvonalal (GMWL:  $\delta^2\text{H} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10$  (CRAIG 1961)) és a Kárpát-medencére elkészített meteorikus vízvonalal (CB-MWL:  $\delta^2\text{H} = 7,9 \times \delta^{18}\text{O} + 3,9$  (DEÁK 1995)) együtt ábrázolva.

A mintákban mért  $\delta^{18}\text{O}$  értékei (–13,3) és +0,2‰ között, míg a  $\delta^2\text{H}$  értékek (–98,4) és (–13,4)‰ között változtak. A tavi minták izotóparányai jelentős különböznek a felszínalatti vízből származó mintákban mért arányoktól. A tavakat érintő intenzív párolgásnak köszönhetően, a ZTOK51 és GVTO minták több nehezebb ( $^2\text{H}$  és  $^{18}\text{O}$ ) izotópot tartalmaztak. A  $\delta$  értékekből számított deutérium-többlet ( $d$ -többlet =  $\delta^2\text{H} - 8 \times \delta^{18}\text{O}$ ) értéke a párolgás hatásáról nyújt információt. A felszínalatti víz deutérium ( $d$ -többlet) értéke megegyezik a csapadék  $d$ -többlet értékével (10‰ körül), amennyiben a vízadóban nem mennek végbe más frakcionációs folyamatok. A  $d$ -többlet értéke a felszínalatti víz tartózkodási idejének függvényében is változhat (DONG és mtsi. 2013). A párolgásnak erősen kitett felszíni vízminták esetében ez a érték jóval kisebb mint 10‰, akár még negatív értékeket is felvehet (DANSGAARD 1964; JASECHKO 2019). A ZTOK51 és a GVTO minták  $d$ -többlet értéke (–9,2 és –14,6‰) azt mutatja, hogy a két tó erősen kitett a párolgásnak.

A felszínalatti vízből származó mintákat két csoportba soroltam. Az SZV2, PER3, SV1, SV2, SV3, ZTEM, REM, PM és SIM minták egyenletesen oszlanak el a CB-MWL mentén ( $\delta^{18}\text{O}$ :  $(-11,88)$ – $(-10,29)\text{‰}$  és  $\delta^2\text{H}$ :  $(-69,1)$ – $(-86,0)\text{‰}$ ). Ez az eloszlás a felszínalatti víz közvetlen csapadék eredetére utal, azaz a felszínalatti víz utánpótlódása recens éghajlati körülmények közt történhetett (LI és mtsi. 2018; YIN és mtsi. 2011). A változó izotóparányok a beszivárgási területek különbözőségére utalhatnak (KENDALL ÉS CALDWELL 1998). A felszínalatti vizek másik csoportja jól láthatóan elkülönül a fent felsorolt mintáktól. A FELC, SZV1, PER2, STK44 és SISK minták negatívabb  $\delta$  értékekkel jellemezhetők ( $\delta^{18}\text{O}$ :  $(-13,27)$ – $(-12,73)\text{‰}$  és  $\delta^2\text{H}$ :  $(-98,4)$ – $(-95,5)\text{‰}$ ). A nehezebb izotópok relatív dúsulása ezekben a vízmintákban a felszínalatti víz hosszabb tartózkodási idejének eredménye lehet.

Ami a felszínalatti vízminták d-többség értékeit illeti, az első csoportba sorolt minták esetén a d-többség  $7,3$ – $9,62\text{‰}$  között változott, míg a második csoport mintáira ennél kisebb értékek ( $5,95$ – $7,76\text{‰}$ ) voltak jellemzők. A d-többségben megfigyelhető különbség a FELC, SZV1, PER2, STK44 és SISK minták esetén a párolgásnak való kitettséget jelezheti, bár JASECHKO (2019) alapján a felszínalatti vizek és források  $90\%$ -ára  $0\%$  feletti d-többség értékek jellemzőek.

A Szücs-forrás is felszínalatti vízmintának tekinthető, azonban a kutakból származó felszínalatti vízmintákhoz képest rövidebb tartózkodási idővel jellemezhető, mivel gránitos alaphegységből fakadó hidegvízű forrásról van szó. Valószínűleg ezzel a közvetlen csapadék eredettel magyarázható, hogy a forrás vizének  $\delta$  értékei ( $\delta^{18}\text{O}$ :  $(-9,68)\text{‰}$  és  $\delta^2\text{H}$ :  $(-67,0)\text{‰}$ ) szinte pontosan megegyeznek a DEÁK (2006) által megadott átlagos magyarországi csapadék stabil izotóp összetétellel ( $\delta^{18}\text{O}$ :  $(-9,2)\text{‰}$  és  $\delta^2\text{H}$ :  $(-68,0)\text{‰}$ ). A SZUCS minta esetén a d-többség értéke  $10,44\text{‰}$  volt.

Fontos azonban leszögezni, hogy ezek a következtetéseket egyszeri mintavétel eredményei alapján vontam le, azonban a stabil izotóp arányokat sokféle tényező (pl. a mintavétel időpontja, a mintavétel módja) befolyásolhatja, ezért az eredmények megerősítése céljából további mintavételek szükségesek, melyekre a doktori kutatás keretében már nem nyílt lehetőségem.

#### 5.2.4 Következtetések a hidrogeokémiai vizsgálatok eredményei alapján

A laboratóriumi vizsgálatokhoz gyűjtött vízminták különböző eredetét (felszínalatti-, felszíni-, forrásvíz) jól tükrözték a vizek fiziko-kémiai tulajdonságai (hőmérséklet, pH, fajlagos elektromos vezetőképesség, redoxpotenciál). A tavi eredetű vízmintákat lúgosabb pH ( $8,18$ – $9,20$ ), magasabb hőmérséklet ( $24,8$  és  $28,7^\circ\text{C}$ ) és vezetőképesség



(1489 és 5095  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) jellemzi, míg a Szűcs-forrás vize volt a legalacsonyabb hőmérsékletű minta (11,7°C). A felszínalatti vízből származó minták tulajdonságaiban tapasztalt eltérések között nem fedeztem fel térbeli összefüggéseket. A minták vízkémiai fáciájában megjelenő  $\text{Mg}^{2+}$  ion dominanciát a területen található pannóniai sziliciklasztos összletekben megjelenő dolomit betelepülések okozhatják (Újfalui Formáció Tihanyi Tagozat).

A vízkémiai elemzés kimutatta, hogy a tavak vizeiben magasabb a  $\text{K}^+$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  és  $\text{Cl}^-$  ionok koncentrációja, mint a felszínalatti- és forrásvíz mintákban. Az ionösszetételben tapasztalt különbségeket a felszíni vizeket érintő intenzív párolgás okozza, ami a tavak vízének betöményedéséhez vezet (BESNYŐI ÉS ILLYÉS 2010). A felszínalatti vízminták főion koncentrációinak alacsony szórás értékei (kivéve az STK44 és REM minták kiugró értékeit) a pannóniai-kvarter sziliciklasztos vízáadó rendszer egységes vízkémiájára utalnak. A vízkémiai hasonlóság következménye, hogy vízkémiai elemzéssel nem lehetett egyértelműen megkülönböztetni a hierarchikusan egymásba ágyazott felszínalatti vízáramlási rendszereket (azaz a lokális, az intermedier és a regionális áramlási pályákat). Ugyanakkor a felszínalatti vízmintákra jellemző magnézium dominancia a Velencei-tó és a Zichy-tó vizében is megfigyelhető (101,73 és 90,85 mg/l), mely jelenség ugyancsak a felszínalatti vízzel való kapcsolat indikátora lehet.

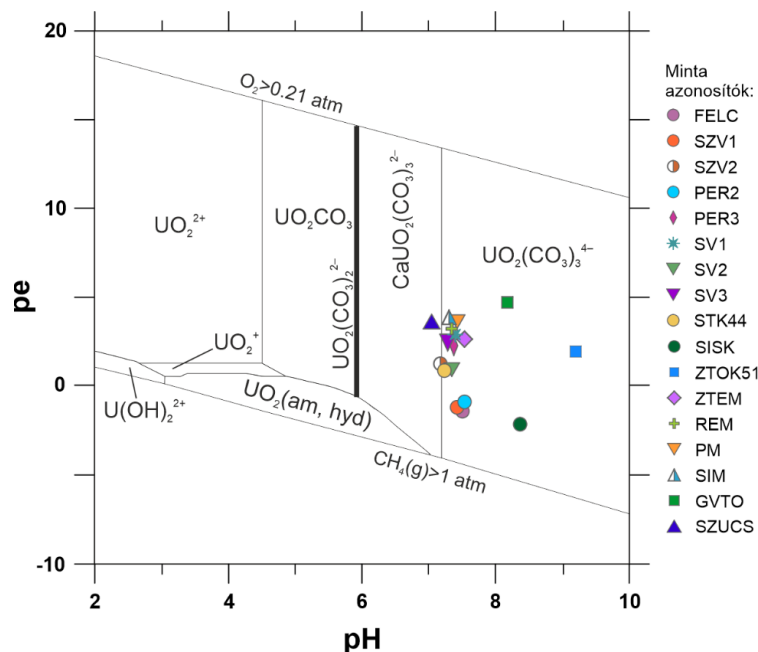
A stabil izotóp mérések segítségével két csoport különíthető el a felszínalatti víz eredetű minták közt: a FELC, SZV1, PER2, STK44 és SISK mintákban mért erősen negatív delta értékek más magyarországi analógiák alapján arra utalnak, hogy a többi felszínalatti vízmintához képest ezek a minták régebben beszivárgott felszínalatti vízből származnak (BERECZ és mtsi. 2001; DEÁK 1979; DEÁK ÉS COPLEN 1996; FÓRIZS és mtsi. 2005). A negatívabb  $\delta$  értékek ugyanis azt mutatják, hogy a felszínalatti víz a jelenleginél jóval hidegebb éghajlati körülmények közt lehullott csapadék beszivárgásából származik. A felszínalatti vízből származó mintáim másik csoportjában a változékonnyal stabil izotóp arányok csapadékból történő közvetlen eredetet, azaz napjaink éghajlatán lehullott csapadékból származó utánpótlást jelez (LI és mtsi 2018; YIN és mtsi. 2011). A Magyarországon napjainkban lehulló és beszivárgó csapadék  $\delta^{18}\text{O}$  összetétele  $-9,0\text{‰}$  és  $-9,5\text{‰}$  között változik (FÓRIZS és mtsi. 2005), míg a  $\delta^2\text{H}$  értéke  $-70\text{‰}$  és  $-80\text{‰}$  között van (DEÁK 1979).

A stabil izotóp összetételt a mért ORP értékekkel összehasonlítva elmondható, hogy a legnegatívabb  $\delta$  értékeket azokban a mintákban mértem, melyekben negatív ORP-t mértem (FELC, SZV1, PER2, SISK). Kivételt képez az STK44 minta, melyben az erősen

negatív stabil izotóp érték ellenére, pozitív ORP-t mértem. Ennek többféle magyarázata is lehet. Az ORP méréseket befolyásolhatják a kútban esetlegesen végbemenő víz keveredésből adódó bizonytalanságok, lokális heterogenitások a víztartó rétegben stb. (SALE és mtsi. 2021). Ugyanakkor az STK44 mintában több paraméter esetén is kiugró értéket mértem, így a mintavételi ponthoz kapcsolódó lokális jelenség pontos megértése további mintavételt és vizsgálatokat igényel. A stabil izotóp arányok és az ORP mérések eredményét tovább támogatják a mért  $^{226}\text{Ra}$  aktivitáskoncentrációk. A rádium redukzív körülmények között mobilis a felszínalatti vízben oldva, így indokolt, hogy minden minta közül a legmagasabb  $^{226}\text{Ra}$  aktivitásokat ebben az öt mintában (20–999 mBq/l) mértem.

A redukzív környezet megléte (a mért ORP értékek és a  $^{226}\text{Ra}$  aktivitás alapján) hosszabb felszínalatti tartózkodási időre utal, ami kiáramlási területet vagy intermedier/regionális áramlási rendszert jelez (ERŐSS és mtsi. 2012; GAINON és mtsi. 2007b). A FELC, SZV1 és PER2 minták a Dunához közel helyezkednek el és viszonylag mély rétegekből nyerik a vizüket ((-81) és (-169) mBf tartományban vannak szűrözve). Az STK44 és SISK minták pedig a Velencei-tó egykori tóága, a Nádas-tó közelében találhatóak.

A többi minta esetén mért oxidáló környezetre utaló, pozitív ORP értékek (max. 273 mV) általában magas uránaktivitással járnak együtt (max. 497 mBq/l). A redoxpotenciál értékeket a pH függvényében ábrázolva megkapjuk az ún. Pourbaix-diagramot (5.17. ábra).



5.17. ábra. A Pourbaix-diagram (redoxpotenciál ábrázolása a pH függvényében) megmutatja, hogy a fennálló geokémiai környezet milyen urán komplexek kialakulásának kedvez. A lehetséges urán komplexeket MÜHR-EBERT és mtsi. 2019 alapján adtam meg.

A Pourbaix-diagram megmutatja, hogy a fennálló geokémiai környezet milyen urán komplexek kialakulásának kedvez a vizes környezetben. Az urán vizes oldatban létrejövő lehetséges komplexeit MÜHR-EBERT és mtsi. 2019 alapján adtam meg. A SZUCS minta kivételével ( $\text{CaUO}_2(\text{CO}_3)_3^{2-}$ ) a mintáim az  $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$  mezőbe esnek. A diagram alapján a vizsgált vízmintákban az urán karbonátos komplexeket képezve található meg a vízben oldva.

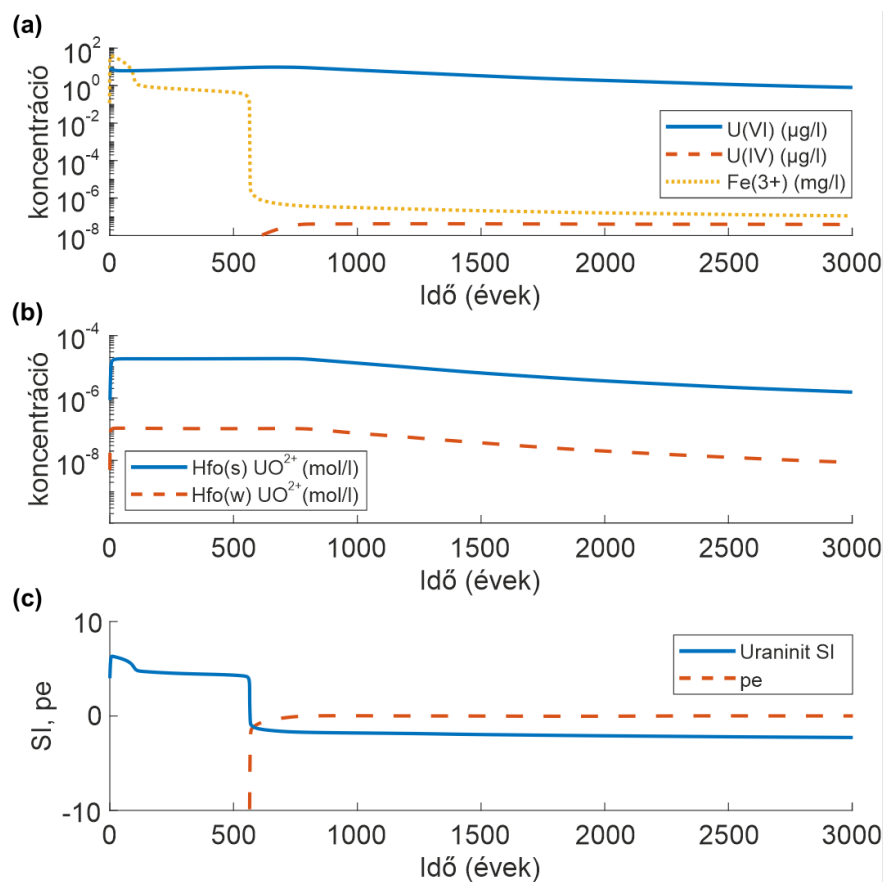
Az oxidatív környezet és a hidrogén-karbonát dominanciája a stabil izotóp arányokkal együtt sekély behatolási mélységű, rövid tartózkodási idejű lokális áramlásokat jelezhetnek (GAINON és mtsi. 2007b). A magas urán aktivitás értékek (max. 487 mBq/l) a Velencei-tótól Gárdonyon át délkeleti irányba húzódó Bika-völgyben csoportosulnak. Valószínűsíthető, hogy ez a terület beáramlási terület, mely lefelé mutató vízáramlási irányokkal és oxidatív környezettel jellemezhető. A Velencei-tó (GVTO) szintén viszonylag magas összes urán aktivitása (392 mBq/l) felszínalatti víz beáramlást jelezhet. A tóba északról befolyó patakok (Császárvíz és Vereb-Pázmándi vízfolyás) nem keresztezik a Velencei Gránit felszíni gránit kibukkanását, ez alapján az urán patak eredete nem valószínű, de ez további vizsgálatokat igényel. A felszínalatti eredetet támasztja alá a Zichy-tó esete is (ZTOK51), mely partján túlfolyó kutak találhatóak. A Zichy-tó Zichyújfaluban található, ahol kizárható a gránit, mint közvetlen uránforrás eredete. Itt is valószínűsíthető, hogy a tó vízében mért 451 mBq/l összes urán aktivitás a tóba befolyó felszínalatti vízből származik. Külföldi esettanulmányok is rendelkezésre állnak, ahol szintén felszínalatti víz eredetre vezették vissza tavak vízében mért radionuklid tartalmat (LIAO és mtsi. 2020b; LIAO és mtsi. 2020a).

A Velencei-hegységben található Szűcs-forrás (SZUCS) vizsgálata során magas összes urán aktivitást (199 MBq/l) és radon aktivitást (326 Bq/l) találtam. AZ ORP mérés alapján a forrásvíz oxidatív. A forrás alacsony hőmérsékletét (11,7°C) is figyelembe véve, ezek az eredmények arra utalnak, hogy a hegységben fakadó források lokális áramlási rendszerek megcsapolódási pontjai. Az urán és a radon eredete maga a Velencei Gránit vagy a gránitot borító vékony talajréteg lehet. A radon rövid (3,82 nap) felezési ideje alapján a mért radon aktivitás gyors áramlási sebességet vagy közeli radon forrást jelez (EISENLOHR ÉS SURBECK 1995; GAINON és mtsi. 2007a; SAVOY és mtsi. 2011).

## 5.3 A GEOKÉMIAI MODELLEZÉS EREDMÉNYEINEK BEMUTATÁSA

### 5.3.1 A geokémiai modellezése eredményei

Az eredmények azt mutatják, hogy a rendszer rövid időskálán (~500 év, ami a felszínalatti víz rövid tartózkodási idejének feleltethető meg) oxidatív marad ( $pe > 0$ ). Az oxidatív körülmények kedveznek az urán mobilizációjának, mivel az U(VI) formájában van jelen. Az oldat uraninitre nézve alultelített ( $SI < 0$ ), a szorpciós helyeket elfoglaló urán mennyisége pedig egyensúlyban van a vizes fázisban lévő U(VI) elemi koncentrációval. Az idő előrehaladtával az U(VI) elemi koncentrációja enyhén emelkedik (5.18. ábra, (a)): a  $pe$  enyhe csökkenése valószínűleg az egyensúly felborulásához vezet, melynek következtében U(VI) szabadul fel a Hfo felszínekről és kerül be a pórusvízbe (5.18. ábra, (b)). Ez a jelenség összhangban van a terepi megfigyelésekkel is. Egyes esetekben a víz urán tartalma magasabb azokban a kutakban, amelyek a beáramlási területtől távolabb helyezkednek el: az urán koncentrációja a kutakban a Bika-völgy felől a Velencei-tó felé 402 mBq/l-ről 753 mBq/l-re nő (BAJÁK 2019; ERŐSS és mtsi. 2018). Hasonló jelenséget más kutatási területen is megfigyeltek már (pl. DHAOUI és mtsi. 2016).



**5.18. ábra.** A geokémiai modellezés főbb eredményei. (a) A vízben oldott U(VI) és U(IV) elemi koncentrációi ( $\mu\text{g/l}$ ). A szintén redox érzékeny Fe(3+) (mg/l) összehasonlításképpen szerepel. (b) Az erős (Hfo(s)) és a gyenge (Hfo(w)) szorpciós felületeken adszorbeált U(VI) elemi koncentrációja (mol/l). (c) Az uraninit ásvány telítettségi indexe és a redoxpotenciál változása.

A szervesanyag degradáció időbeli változásának számításakor  $k=1.00 \times 10^{-14}$  1/s lebomlási sebességgel számolva a modell redoxpotenciál értékében ~560 évnél hirtelen változás következik be ( $p_e=-2$ ) (5.18. ábra, (c)). A természetes rendszerekben megfigyelhető redox-potenciál változás nem ilyen hirtelen és pillanatszerű, azonban az oxidatívból a reduktív környezetbe való folyamatos átmenetet a modellel nem sikerült reprodukálni. Az átmenet valóságosabb leképezése bonyolultabb (advекció és diszperzió hatását is figyelembe vevő) modellt igényelne.

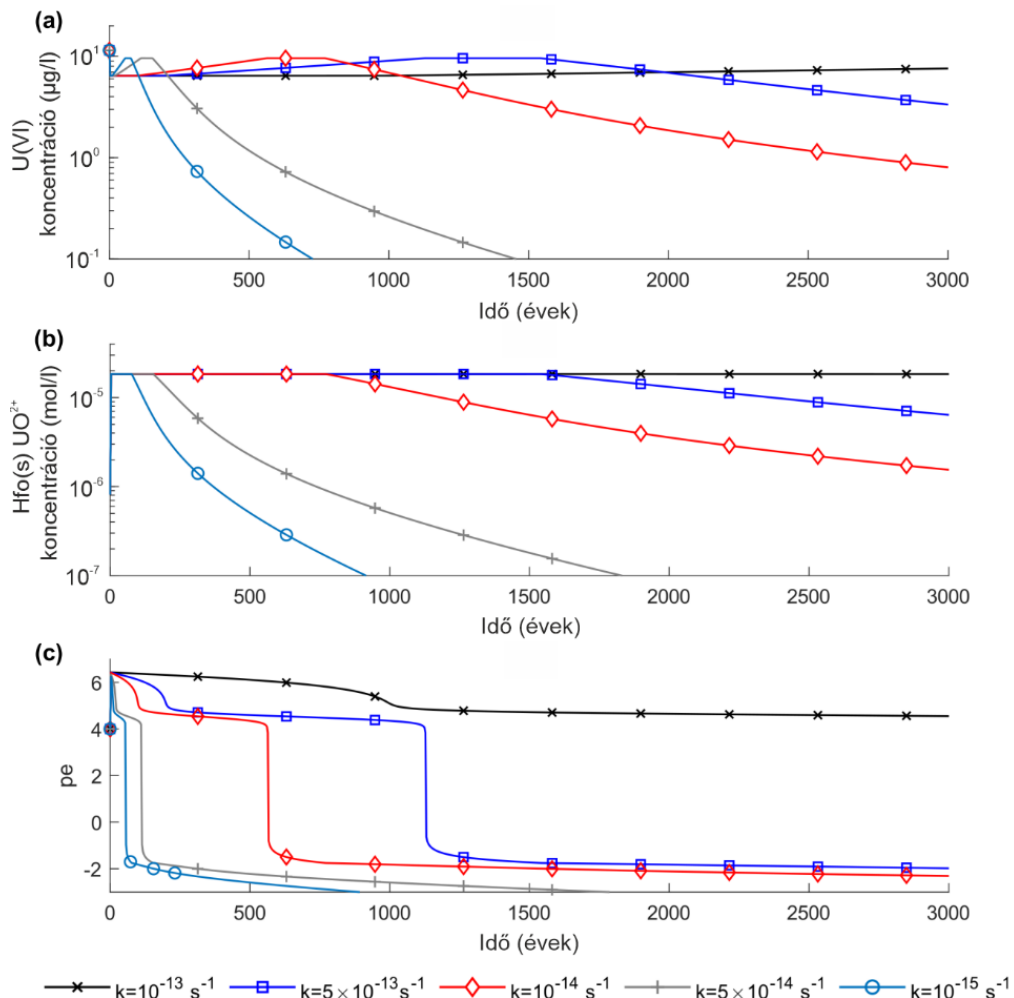
Mivel a geokémiai modell segítségével a FAR és FELC minták közti feltételezett redox változást modelleztem, így kiszámoltam a felszínalatti víz tartózkodási idejét ( $T$ ) a két mintavételi pont között, annak ellenőrzésére, hogy az ~560 évnél bekövetkező változás összevethető-e a felszínalatti víz tartózkodási idejével. A számításhoz a 2. egyenletet vettem alapul és az alábbi értékekkel számoltam:  $\theta = 0,2$ ;  $K = 5 \times 10^{-5}$  m/s;  $i = 1,5 \times 10^{-3}$ . A porozitást és a hidraulikus vezetőképességet MÁDL-SZÖNYI ÉS TÓTH (2009) munkája alapján adtam meg, míg a hidraulikus gradienst a két pont közti hidraulikus emelkedési magasság különbség ( $\Delta h = 12$  m) és a távolság ( $L \sim 8 \times 10^3$  m) hányadosa adja meg. A fenti változókkal számolva  $T = 676$  évet kaptam eredményül. A számított tartózkodási idő nagyságrendileg összevethető a modell szerint a redoxpotenciálban ~560 évnél bekövetkezett változás időpontjával. A terepi mérések alapján pedig a FAR és FELC kutak között a redoxpotenciál ORP = 90 mV-ról (-73) mV-ra csökken, ami átszámítva a  $p_e = 5-6$ -ról  $p_e = 2$ -re való csökkenésével egyenértékű a modellben (WOLKERSDORFER 2008). A mért eredmények és a modell eredmények közti különbséget okozhatja a terepi ORP mérések bizonytalansága is. A kutakban a tényleges ORP értékek a mértnél alacsonyabbak lehetnek, azonban a pontos mérést nehezíti, hogy a reduktív felszínalatti víz hamar egyensúlyba kerül az oxidatív légkörrel.

A rendszer redoxpotenciáljában bekövetkezett változás eredményeként az U(VI) U(IV)-é alakul, ami az urán immobilis formája. Uraninit válik ki az oldatból, ami elnyeli az U(IV)-t. A megváltozott geokémiai környezet eredményeként a Hfo felületekről többlet urán kerül a vízbe, ami szintén hozzájárul az uraninit képződéséhez. A reduktív környezet kialakulása oda vezet, hogy a modellben számított elemi urán koncentrációja 34  $\mu\text{g/l}$ -ről 0,09  $\mu\text{g/l}$ -re csökken. Ez a koncentráció csökkenés nagyságrendileg összevethető a FAR és FELC mintákban mért urán koncentrációkkal (18  $\mu\text{g/l}$  és 1,5  $\mu\text{g/l}$ ).

Az oxidatívból a reduktív környezetbe való átmenet pontos idejét nagyban befolyásolta a szervesanyag degradáció lebomlási sebessége ( $k$ ). Ahhoz, hogy megértsük a modell viselkedését a lebomlási sebesség változásának függvényében, érzékenységi

vizsgálatot végeztünk el. A vizsgálat során lebomlási sebességben bekövetkező változásnak az U(VI) koncentrációra (5.19. ábra, (a)), a Hfo(s) szorpciós felülethez kötődő  $UO_2^{2+}$  koncentrációra (5.19. ábra, (b)) és a redoxpotenciálra (pe) (5.19. ábra, (c)) gyakorolt hatását vizsgáltuk.

Az eredmények azt mutatják, hogy a modell nagyon érzékeny a lebomlási sebesség megváltoztatására. A szervesanyag gyorsabb lebomlása (nagyobb  $k$  értékek) az elektronakceptorok gyorsabb kimerülését okozza, melynek következtében az U(IV) szilárd fázisba történő belépése gyorsabban zajlik. Alacsonyabb  $k$  értékek, azaz lassabb szervesanyag degradáció, esetén a redox változás később következik be és az U(VI) hosszabb időtávon mobilis. Ebből következik, hogy a  $k$  lebomlási sebesség megfelelő megválasztása kritikus lehet a geokémiai modell megfelelő működéséhez, így az urán mobilitás geokémiai vizsgálatához.



5.19. ábra. (a) A  $k$  lebomlási sebességben bekövetkező változásnak az U(VI) koncentrációra gyakorolt hatása. (b) A  $k$  lebomlási sebességben bekövetkező változásnak a Hfo(s) szorpciós felülethez kötődő  $UO_2^{2+}$  koncentrációra gyakorolt hatása. (c) A  $k$  lebomlási sebességben bekövetkező változásnak a redoxpotenciálra (pe) gyakorolt hatása.

### 5.3.2 Következtetések a geokémiai modellezés eredményei alapján

A PHREEQC-vel végzett geokémiai modellezés eredményei alapján az urán felszínalatti vízben történő mobilizációját nagymértékben meghatározzák a fennálló redoxviszonyok. Az oxidatív körülmények (pl. beáramlási területek, lokális áramlási rendszerek) kedveznek az urán felszínalatti vízben történő szállítódásának, míg a redukzív környezet (pl. regionális áramlási rendszerek kiáramlási területei) az urán kiválását idézi elő.

A PHREEQC program alkalmasnak bizonyult a felszínalatti víz urán tartalmában megfigyelhető változások modellezésére, továbbá az urán közet-víz rendszerben való geokémiai viselkedését befolyásoló folyamatokat számszerűsítésére. Ugyanakkor fontos, hogy a modell a valós rendszerekhez képest számos egyszerűsítést is tartalmaz. A valós problémát árnyalja, hogy a vízáradó egy többdimenziós, heterogén rendszer, melyben a radionuklidok viselkedését egyéb tényezők (pl. felszíni víztestek hatása, csapadékmennyiség változása, forrásképződmény jelenléte) is befolyásolhatják.

Az előzőekben bemutatott 1D geokémiai modell tanulságai alapján a jövőben elkészíthető egy 2D reaktív transzport modell, mely figyelembe veszi többek között az advekción és a diszperzió hatását, valamint a vízáradó heterogén természetét (STEEFEL és mtsi. 2015). A PHREEQC programon alapuló kódokat (pl. PHT3D, APPELO ÉS ROLLE 2010) sikeresen alkalmazták például az urán szállítódásának többdimenziós leképezésére (MA és mtsi. 2010). Az összetett modellel kiküszöbölhető lehet a 5.18. ábra (c) paneljában megfigyelhető, a redoxpotenciálban bekövetkező hirtelen változás, mely valószínűleg nem képezi le a valóságban végbemenő oxidatív-redukatív átmenetet. Az advekción és a diszperzió ugyanis a redoxfront "elkenődését", valamint a vízáradó rétegben lezajló geokémiai reakciók kiterjedésének megváltozását okozhatja (DENTZ és mtsi. 2011). A vízáradó heterogenitása pedig befolyásolhatja a radionuklidok szállítódásának időbeliségét a vízáradón belül (BIANCHI ÉS PEDRETTI 2018).

## 6. ÉRTELMEZÉS ÉS DISZKUSSZIÓ

### 6.1 A FELSZÍNALATTI VÍZÁRAMLÁS TÉRKÉPEZÉS REGIONÁLIS ÉRTELMEZÉSE A HIDROGEOKÉMIAI EREDMÉNYEK TÁMOGATÁSÁVAL

A felszínalatti vízáramlás térképezés eredményeit összevetve a hidrogéokémiai vizsgálatok eredményeivel pontosabb képet kaphatunk a felszínalatti vízáramlási rendszerek tulajdonságairól, mivel a felszínalatti víz fiziko-kémiai tulajdonságai szisztematikusan változnak a különböző rendű áramlási rendszereken belül (TÓTH 2009).

A vizsgálati területen a vizsgált mélységtartományban a vízáramlás hajtóerejét a felszínalatti víztükör helyzeti magasságában tapasztalható változások jelentik, mely változások jól követik a felszíni domborzati viszonyokat.

A kutatási területen a 0 és 250 mBf közti eleváció tartományban a lokális domborzati különbségek meghatározóak: a be- és kiáramlási területek mozaikosan váltják egymást. A  $p(z)$  profilok alapján beáramlási terület például a Velencei-hegység, a Sárbogárdi-löszplató, a Pentelei-löszplató; valamint a Sárvíz-peremi löszhát. A kiáramlási területek elhelyezkedése jól korrelál a mélyebben fekvő területekkel (Sárrét, Sárvíz-völgy), valamint a felszíni víztestekkel (Szent László-patak, Duna, Cicolai-halastavak, Velencei-tó stb.).

A szomszédos be- és kiáramlási területek a lokális áramlási rendszerek jellemzői, melyek rövid tartózkodási idővel és sekély behatolási mélységgel jellemezhetőek (TÓTH 2009). A regionális képet tekintve a horizontális vízáramlás a nagyobb tengerszint feletti magasságú területek felől az alacsonyabban fekvő területek felé mutat (a Vértes és a Velencei-hegység felől Székesfehérvár, a Velencei-tó és a Duna felé; a gárdonyi magaslat irányából a Velencei-tó és a Duna felé; a Sárbogárdi-löszplató és a Pentelei-löszplató irányából a Duna és a Sárvíz-völgy felé; valamint a Sárvíz-peremi löszhát felől a Sárvíz-völgy irányába).

A felszínalatti vízből származó vízminták vízkémiai összetétele hasonló, a főion koncentráció értékek a pannóniai-kvarter sziliciklasztos vízáadó rendszer egységes vízkémiájára utalnak. A  $Mg^{2+}$  és  $HCO_3^-$  ionok dominanciája (5.13. ábra), valamint a minták túlnyomórészt alacsony oldottanyag tartalma (360–691 mg/l) összhangban van a beáramlási rezsimjellegű területek dominanciájával ( $p(z)$  profilok 50%-a), továbbá alátámasztja a lokális vízáramlási rendszerek meglétét. A fenti vízkémiai tulajdonságok más esettanulmányok alapján is a beáramlási területek, valamint a lokális áramlási rendszereke indikátorai (AHMED ÉS CLARK 2016; LYU és mtsi. 2019; ULIANA ÉS SHARP



2001). További bizonyíték, hogy a sekély eleváció tartományból (52–79 mBf) gyűjtött vízmintákban mért változékony stabil izotóp arányok (5.16. ábra) csapadékból történő közvetlen eredetet, azaz napjaink éghajlatán lehullott csapadékból származó utánpótlást jelez (LI és mtsi 2018; YIN és mtsi. 2011), ami szintén a beáramlási területek és a lokális áramlási rendszerek jellemzője.

Az általános vízkémiai összetétel alapján nem lehetett különbséget tenni a felszínalatti vízből származó minták között és beazonosítani a hierarchikusan egymásba ágyazott felszínalatti vízáramlási rendszereket (lokális, intermedier és regionális áramlási rendszerek). Ugyanakkor a felszínalatti vízáramlás térképezés eredményei azt mutatják, hogy a (–250) és 0 mBf közti eleváció tartományban megfigyelt áramképen már nem jelenik meg a lokális domborzati változások hatása, viszont a Duna és a Sárvíz felé tartó vízáramlás megfigyelhető (5.7. ábra). Ez a két terület nagyobb behatolási mélységgel és hosszabb tartózkodási idővel jellemezhető intermedier vagy regionális áramlási rendszerek megcsapolódási területei lehetnek, amit a potenciálkülönbség térképeken látható értékek is megerősítenek: ez a két terület a B és a C térképen is feláramlást mutat (5.8. ábra). Az intermedier vagy regionális áramlási rendszer meglétére a nagyobb mélységtartományban további bizonyítékot szolgáltatnak az ORP mérések, stabil izotóp arányok és a  $^{226}\text{Ra}$  aktivitáskoncentrációk (ERÖSS 2010; GAINON 2008). A legnegatívabb  $\delta$  értékeket azokban a mintákban mértem, melyeket negatív ORP jellemez (FELC, SZV1, PER2, SISK). Kivételt képez az STK44 minta, melyben az erősen negatív stabil izotóp érték ellenére, pozitív ORP-t mértem. FÓRIZS és mtsi. (2005) hasonló  $\delta^{18}\text{O}$  értékeket ((–11,95)–(–13.50)‰) mértek a Csepel-szigeten, ahol az eredményeket egy regionális áramlási rendszer megcsapolódásával magyarázták. Továbbá ezeknek a mintáknak volt a legmagasabb a  $^{226}\text{Ra}$  aktivitáskoncentrációja (max. 999 mBq/l). A FELC, SZV1 és PER2 minták a Dunához közel helyezkednek el és viszonylag mély rétegekből nyerik a vizüket ((–81) és (–169) mBf tartományban vannak szűrözve). Az STK44 és SISK minták pedig a Velencei-tó egykori tóága, a Nádas-tó közelében találhatóak, mely területen a különbség térképek feláramlást jeleznek (5.8. ábra).

A reduktív viszonyok kialakulásának kedvez a hosszabb tartózkodási idő (ERÖSS és mtsi. 2012; GAINON és mtsi. 2007b), mely a hidraulikus gradiens és az áramlási intenzitás mélységgel való csökkenésével is magyarázható. A csökkenő tendencia a tomografikus potenciáltérképeken és a 2D vízáramlás modell szelvényén is megfigyelhető (5.4. ábra; 5.12. ábra). A pontos tartózkodási idő meghatározása azonban további vizsgálatokat igényel (pl.  $^{39}\text{Ar}$  mérések). Az előbbieken részletezett stabil izotóp eredmények csak

relatív kor szerinti elkülönítést tesznek lehetővé, valamint az eredmények megbízhatóságának növelése érdekében további mintavételek, mérések szükségesek.

A Velencei-hegység felszínalatti vízáramlási rendszerben elfoglalt helyzete különleges. A hegységben található Szűcs-forrás (SZUCS) alacsony hőmérséklete (11,7°C) és pozitív ORP értéke arra utal, hogy a hegységben fakadó források lokális áramlási rendszerek megcsapolódási pontjai. A lokális rendszerek meglétét és a felszínalatti víz rövid tartózkodási idejét a hegységben alátámasztják a forráskataszterben elérhető hőmérséklet (9–13°C), hozam (2–40 l/perc) és TDS (143–506 mg/l) adatok is (IZÁPY 2002). A forrás vizének radontartalma (326 mBq/l) szintén gyors áramlási sebességet vagy közeli radon forrást jelez (EISENLOHR ÉS SURBECK 1995; GAINON és mtsi. 2007a; SAVOY és mtsi. 2011). További bizonyíték, hogy a SZUCS minta magyarországi átlagos csapadék izotóp aránnyal összemérhető  $\delta$  értékei közvetlen csapadék eredetre utalnak (DEÁK 2006).

## 6.2 A FELSZÍNALATTI VÍZÁRAMLÁSI RENDSZEREK ÉS A RADIONUKLID TARTALOM TÉRBELI ELOSZLÁSA KÖZÖTTI ÖSSZEFÜGGÉSEK

A kutatási területen gyűjtött vízminták radionuklid-specifikus mérése alapján a felszínalatti vízben leggyakoribb urán, rádium és radon elemek közül a legtöbb mintában az urán jelenik meg a legnagyobb aktivitáskoncentrációban. A mintavételi pontok által lefedett területen (a Velencei-tó déli előterében) tehát regionális léptékű, geogén eredetű urán szennyezésről beszélhetünk a felszínalatti vizekben. A vízműkutakban az ivóvízminőségi monitoring során mért, a 0,1 Bq/l vizsgálati szintet meghaladó összesalfa-aktivitás is az urán jelenlétével magyarázható. Az elmúlt években számos tanulmány foglalkozott a világ különböző országaiban az ivóvizek radioaktivitásával. A BJØRKLUND és munkatársai (2020) által készített áttekintő szemle bemutatja, hogy az ivóvizekben előforduló radionuklidok közül a vizsgált országokban (pl. Svédország, Finnország, Mexikó, USA, Németország, Etiópia) az uránt mérték jelentős koncentrációban az ivóvizekben. A rádium, radon és polónium izotópjai nem mérhetőek nagy koncentrációban az ivóvizekben, azokat ásványvizekben mutatták ki jelentős mennyiségben (CHMIELEWSKA és mtsi. 2020; PÉREZ-MORENO és mtsi. 2020).

A kutatási területen a felszínalatti vizekben és a felszínalatti víz eredetű ivóvizekben mérhető urán aktivitáskoncentrációk a terület felszínalatti vízáramlási viszonyaival magyarázhatók, vagyis a sekély behatolási mélységű, rövid tartózkodási idejű, oxidatív környezettel jellemezhető lokális áramlási rendszerek meglétével és a beáramlási területek dominanciájával. Ezek azok a hidraulikai környezetek, melyek a fennálló

oxidatív viszonyoknak köszönhetően kedveznek az urán mobilizációnak (2.1. ábra) (ERŐSS és mtsi. 2018; GAINON 2008).

A stabil izotópos összetétel alapján recens éghajlaton hullott csapadék eredetű (azaz fiatal felszínalatti vízből származó) SV2, SV3, ZTEM, REM, PM, SIM minták pozitív ORP értékekkel (max. 273 mV) és jelentős urán aktivitással (152–497 mBq/l) jellemezhetőek és beáramlási (SV2, SV3, ZTEM, SIM), illetve átáramlási (REM, PM) rezsimjellegű területeken található kutakból származnak. Az urán mobilitását az oxidatív viszonyok mellett a vizek hidrogén-karbonát anion dominanciája is elősegíti, mert az urán karbonáttal való komplexképződése még inkább segíti annak mobilizációját (5.17. ábra) (CURTIS és mtsi. 2006).

Az uránnal ellentétben a rádium redukzív környezetben mobilis (STACKELBERG és mtsi. 2018). A vizsgált minták közül relatív magas  $^{226}\text{Ra}$  koncentrációkat (max. 999 mBq/l) azokban mértem (FELC, SZV1, PER2, SISK, STK44), melyekben a redoxpotenciál negatív értéket vett fel (az STK44 kivételével), ami redukzív környezet meglétét jelzi. A felszínalatti vízáramlási rendszerekben a redukzív környezet kialakulása hosszabb felszínalatti tartózkodási időre utal, ami intermedier/regionális áramlási rendszerek mentén vagy ezek kiáramlási területén jellemző (2.1. ábra) (GAINON 2008). A FELC és az SZV1 minták a Dunához közel, (a p(z) profil alapján) kiáramlási területen találhatóak és a mintázott kutak nagy mélységtartományban vannak szűrőzve ((-169) és (-102) mBf). A PER2 minta szintén a Duna közelségében, de beáramlási területen található. A mintázott kút azonban relatív nagy mélységben van szűrőzve ((-81) mBf). Az STK44 és SISK minták sekély eleváció tartományban vannak szűrőzve (52–72 mBf), viszont a mintavételi helyszínek a Velencei-tó egykori tóága, a Nádas-tó közelében találhatóak, ahol a 7s. számú p(z) profil és a B, illetve C különbség térképek feláramlást jeleztek, így a terület kiáramlási terület lehet (5.3. ábra; 5.8. ábra).

Jelentős radonkoncentrációt két minta (STK44, SZUCS) esetén mértem. Az STK44 minta 367 Bq/l-es radon aktivitása a vízben mért magas rádium aktivitással (999 mBq/l) magyarázható: a  $^{222}\text{Rn}$  izotóp anyaeleme a  $^{226}\text{Ra}$ , így a radon a rádium közvetlen bomlásából származhat. A Szűcs-forrásban mért 326 Bq/l radon aktivitás talaj eredetű lehet: a Velencei-hegység gránitján képződött talajban BÉRES (1995) 47–104 kBq/m<sup>3</sup> radon aktivitást, HALÁSZ (1999) pedig magas  $^{238}\text{U}$  (2,44–8,05 g/t) és  $^{232}\text{Th}$  (11,41–24,8 g/t) koncentrációkat mért. Hidrogeológiai szempontból a Szűcs-forrás radon tartalma további bizonyítéka annak, hogy a hegység forrásai lokális áramlási rendszerek megcsapolódási pontjai, melyek rövid felszínalatti tartózkodási idővel jellemezhetőek,

mivel a  $^{222}\text{Rn}$  3,8 napos felezési ideje révén gyors áramlási sebességet jelez (EISENLOHR ÉS SURBECK 1995).

A radionuklid koncentrációk és a rezsimjelleg típusa közötti összefüggéseket mutatja be a 6.1. táblázat is, mely az ERŐSS és mtsi (2018) és a BAJÁK (2019) mérési eredményei mellett a Nemzeti Népegészségügyi és Gyógyszerészeti Központtól kapott összesalfa-aktivitás értékeket foglalja össze. Az aktivitás értékek mellett azt is feltüntettem, hogy a mintavételi pontok hányas számú p(z) profil területére esnek és az adott profil alapján milyen rezsimjelleggel azonosítottam.

6.1. táblázat. A kutatási területre összesített radionuklid-specifikus eredmények (ERŐSS és mtsi. 2018; BAJÁK 2019 alapján), összesalfa-aktivitás értékek és felszínalatti vízáramlási rezsimjellegek.

p(z)	rezsimjelleg	U (mBq/l)		Ra (mBq/l)		Rn (Bq/l)		Összesalfa (mBq/l)	
		min	max	min	max	min	max	min	max
1	↓	139	753	2	37	11	32	n.a.	n.a.
2	→	237	536	4	10	12	14	n.a.	n.a.
3	↓	152	548	3	10	9	13	240	388
4	↑	60	73	10	107	44	65	n.a.	n.a.
5	↑	28	41	15	26	4	11	n.a.	20
6	↑	67	273	3	63	13	39	220	290
7	↑ →	42	537	22	695	2	289	n.a.	170
8	↓	156	524	10	16	8	21	340	405
9	↓	19	280	5	30	8	78	90	330
13	→	n.a.	53	n.a.	6	n.a.	9	n.a.	20
14	→	n.a.	168	n.a.	285	n.a.	129	n.a.	n.a.
15	→	12	73	32	61	17	70	170	500
16	→	24	176	12	37	15	18	90	330
17	↑	n.a.	392	n.a.	13	n.a.	1	0	0
18	↑	n.a.	15	n.a.	16	n.a.	20	n.a.	0
23	↓	n.a.	25	n.a.	34	n.a.	23	n.a.	n.a.
24	→	n.a.	358	n.a.	6	n.a.	9	n.a.	20

Jelmagyarázat:

- ↓ leáramlási terület
- átáramlási terület
- ↑ kiáramlási terület
- 1 p(z) terület száma
- a mért radionuklid aktivitáskonzentráció
  - meghaladja
  - nem haladja meg az összesalfa-aktivitásra vonatkozó 100 mBq/l értéket

A legmagasabb urán koncentráció értékek a beáramlási területekre jellemzőek (max. 753 mBq/l), míg a legmagasabb rádium értékeket átáramlási és kiáramlási területekről származó mintákban mérték (max. 695 mBq/l). Az összesalfa-aktivitás a beáramlási és az átáramlási területekről származó mintákban a legmagasabb (max. 500 mBq/l), ugyanakkor az aktivitás értékek nem minden esetben magasak azokon a p(z) területeken, ahol az urán, a rádium vagy a radon koncentrációk valamelyike jelentős. Ez az

ellentmondás az összesalfa mérések bizonytalanságával magyarázható, melyet több kutatás is igazolt már (JOBÁGY és mtsi 2014, 2015). Éppen ezért fontos, hogy a radionuklid-specifikus mérések alkalmasak egyedül az ivóvizek természetes radionuklid tartalmának és a mögöttes okok vizsgálatára.

A PHREEQC-vel végzett geokémiai modellezés eredményei is alátámasztották azokat a megállapításaimat, mely szerint a beáramlási területek és a lokális áramlási rendszerek oxidatív viszonyai kedveznek az urán felszínalatti vízben történő szállítódásának, míg a magasabb rendű áramlási pályák mentén vagy azok kiáramlási területei közelében kialakult redukzív viszonyok az urán kiválását idézik elő. A modellezés eredményei alátámasztják az irodalmi adatokat, melyek szerint az urán felszínalatti víz általi mobilizációja elsősorban a fennálló redox viszonyoktól függ (IVANOVICH ÉS HARMON 1982; VAN BERK ÉS FU 2016). A kutatási terület esetén a redox változást vezérlő fő folyamatnak a szerves anyag degradációját jelöltem ki, mivel a vizsgált pannóniai korú sziliciklasztos vízadó összlet szervesanyag-dús betelepülésekben gazdag (GYALOG ÉS HORVÁTH 2004). A modell kimenete azt mutatta, hogy a rendszer nagyon érzékeny a szerves anyag lebomlási sebességének megváltoztatására, amiből következik, hogy a lebomlási sebesség megfelelő megválasztása kritikus lehet a geokémiai modell megfelelő működéséhez, így az urán mobilitás geokémiai vizsgálatához.

A modellezett rendszer rövid időskálán (~500 év) oxidatív marad, ezt követően változtak meg a redox viszonyok és vált reduktyvvá a környezet. A redox átmenet ideje nagyságrendileg összevethető a felszínalatti víz tartózkodási idejével a gárdonyi Bika-völgyben található kút (FAR) és a Felsőcikolapusztán (FELC) lévő kút között. A  $z=(-250)-0$  mBf eleváció tartományra készített tomografikus potenciáltérkép és a különbség térképek alapján a FELC minta magasabb rendű (intermedier vagy regionális) áramlási rendszer megcsapolódási területén lehet (5.7. ábra; 5.8. ábra).

A PHREEQC program alkalmasnak bizonyult a felszínalatti víz urán tartalmában megfigyelhető változások modellezésére, továbbá az urán kőzet-víz rendszerben való geokémiai viselkedését befolyásoló folyamatokat számszerűsítésére, kiegészítve a felszínalatti vízáramlás térképezés eredményeit.

A geokémiai modellezés alapján a környezet oxidatívból reduktyvba történő megváltozása az urán oldott fázisból való kicsapódását eredményezi valamilyen ásványos formában (pl. uraninit). Ez alapján a negatív ORP-vel jellemezhető vízminták (FELC, SZV1, PER2, SISK) olyan áramlási pályákat mintáznak meg, melyek mentén redox-front

alakult ki, ahol az oxidatív körülmények redukttívvá válásával az urán valamilyen kiválás formájában felhalmozódott.

### 6.3 A VELENCEI-TÓ ÉS A FELSZÍNALATTI VÍZÁRAMLÁSI RENDSZEREK KÖZTI KAPCSOLAT VIZSGÁLATA

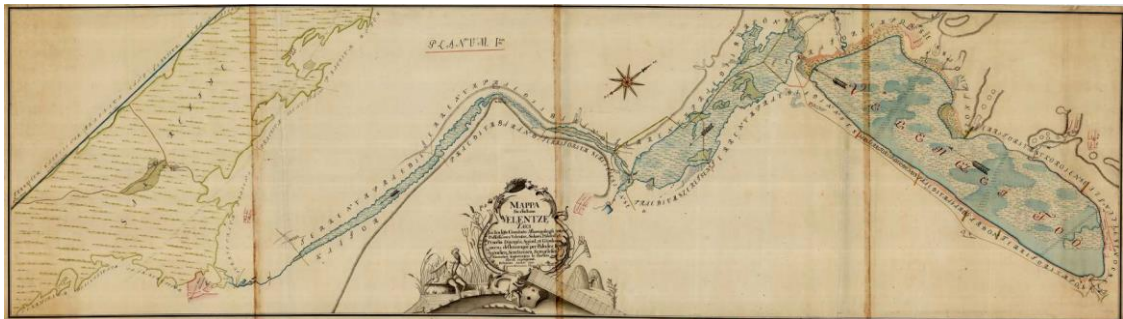
A Velencei-tó a Közép-dunántúli Vízügyi Igazgatóság felügyelete alá tartozik. Az igazgatóság minden évben kiszámítja a tó vízmérlegét, melyben a befolyó oldalon a csapadékkal és a tóba ömlő patakokkal, míg a kifolyó oldalon a párolgással, vízkivétellel és vízleeresztéssel számolnak (ktdvizig.hu). A felszínalatti víz komponensről azonban nem esik szó. SZABÓ (1977) a tóról készített vízgazdálkodási jelentésében írja, hogy a felszínalatti víz befolyással adatok hiányában nem számolnak, a felszínalatti elfolyás pedig nincs vagy elhanyagolhatóan kicsi. A felszíni vizek (tavak, folyók, patakok stb.) azonban elválaszthatatlan részei a felszínalatti vízáramlási rendszereknek, a két víztípus különböző jellegű hidraulikai kapcsolatban állhat egymással, ami alapján megkülönböztethetünk megcsapoló, rátápláló és átfolyó tavakat (WINTER 1999, 2000). Továbbá a felszíni víztestek a felszínalatti víztől kisebb-nagyobb mértékben függő ökoszisztémaként értelmezhetőek (KLØVE és mtsi. 2011). A tó és a felszínalatti víz közti kapcsolat megértése, alapos vizsgálata azonban azért is nagyon fontos, ugyanis a felszínalatti vizek a felszíni vizekhez képest kevésbé kitettek a párolgás hatásának, így a klímaváltozás hatására emelkedő hőmérséklet és fokozódó párolgás hatása ellen pufferként szolgálhatnak a tavak vízháztartásában (YIHDEGO és mtsi. 2017; WOOLWAY és mtsi. 2020). Ugyanakkor a tavakat tápláló felszínalatti vízáramlási rendszerek tulajdonságai is meghatározóak: regionális áramlási pályák megcsapolódási pontjain a rövid időskálájú változások hatása nem mutatkozik, míg lokális áramlási rendszerek esetén (a víz rövid tartózkodási ideje miatt) a vízkivétel és a klímaváltozás hatása bizony vízmennyiségbeli csökkenést okozhat, ami a megcsapolódási területen elhelyezkedő tó vízháztartására is kihathat (HAVRIL és mtsi. 2018; SIMON 2010; SIMON és mtsi. 2011; TÓTH és mtsi. 2016).

A kutatási területre elkészített felszínalatti vízáramlás térképezés eredményei alapján a Velencei-tó és az egykori Nádas-tó lokális áramlási rendszerek megcsapolódási területe (5.8. ábra, 5.9. ábra). A tó közvetlen környezetében találhatóak a 13., 17. és 24. számú  $p(z)$  profilok, melyek közül a 13. és 24. számú  $p(z)$  profil átáramlást, míg a 17. számú  $p(z)$  profil kiáramlást jelez a tónál (5.3. ábra).

A Velencei-tó helyzete a  $z=(-250)-0$  mBf, a  $z=0-50$  mBf és a  $z=100-250$  mBf eleváció tartományokra elkészített potenciáltérképeken nem tanulmányozható, ugyanis a

tó feltételezett megcsapoló jellege ezeken a térképeken nem rajzolódik ki. Ezzel szemben a  $z=70\text{--}130$  mBf tartomány adataiból készített térképen (5.9. ábra) a 105 mBf ekvipotenciál vonal hozzávetőleg kirajzolja a tó 18. század végi kiterjedését (a tó mai állapota a Nádas-tóval kiegészülve) (6.1. ábra). A tó környékén a potenciál eloszlás arra enged következtetni, hogy a Velencei-tó és az egykori Nádas-tó felé a Velencei-hegység, a gárdonyi magaslat, Kápolnásnyék, Székesfehérvár és Seregélyes irányából is történik vízáramlás. A potenciál eloszlás alapján a nádas-tavi terület a 18. század végi lecsapolás ellenére is a felszínalatti vízáramlás megcsapolódási területe, melyet tovább fokozhat a Dinnyés-Kajtori-csatorna jelenléte.

Az a megfigyelés, hogy a tó helyzete a  $z=70\text{--}130$  mBf eleváció tartományban vizsgálható, megerősíti a tó lokális felszínalatti vízáramlási rendszerekkel való kapcsolatát. A tó területén és környezetében a  $z=0\text{--}50$  mBf és a  $z=50\text{--}100$  mBf tomografikus potenciáltérképek felhasználásával elkészített potenciálkülönbség térképen, azaz a  $z=0\text{--}100$  mBf eleváció tartományban átáramlás, valamint feláramlás azonosítható (5.8. ábra). A lokális felszínalatti vízáramlási rendszerek és a Velencei-tó viszonyát a hidraulikus keresztmetszvényen kirajzolódó áramlási kép (5.10. ábra), valamint a 2D vízáramlás modell szelvényének vízáramlás képe is megerősíti (5.12. ábra).

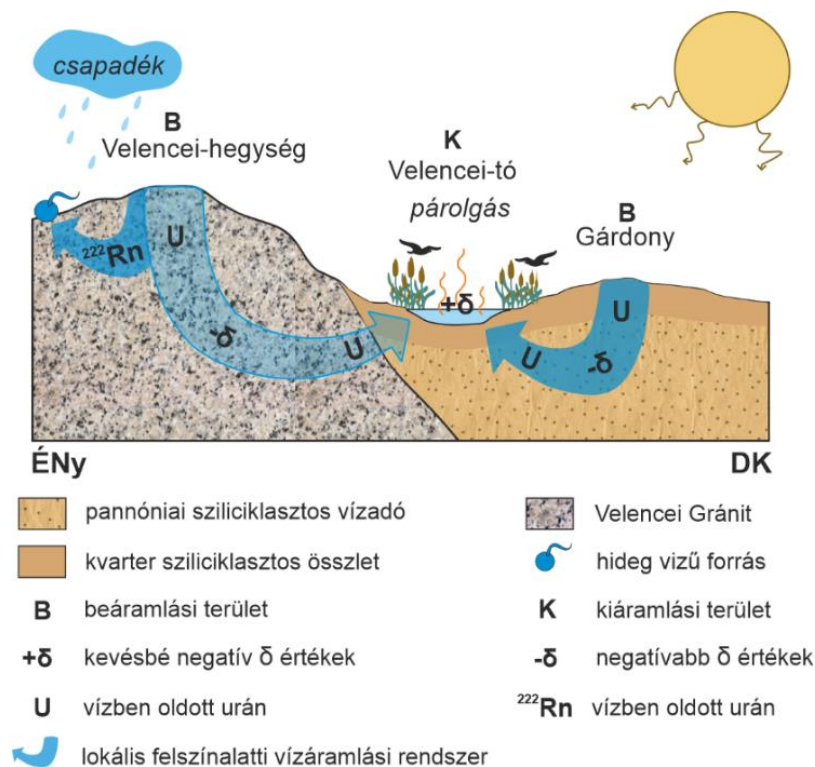


**6.1. ábra.** A Velencei-tó kiterjedése 1791-ben Chiapo Benjamin felmérése alapján. A térkép forrása a Magyar Nemzeti Levéltár Magyar Országos Levéltára (<https://maps.hungaricana.hu/en/MOLTerkeptar/5232/view/?bbox=-642%2C-9521%2C27867%2C1928>).

A Velencei-tó és a felszínalatti vizek kapcsolatának további bizonyítéka a tó vízében mért magas összes urán aktivitáskoncentráció. A tavat tápláló jelentősebb felszíni vízfolyások a Császárvíz, a Vereb-Pázmándi-vízfolyás és a Gárdonyi-határárok. Ezek a vízfolyások nem a Velencei-hegységen át érkeznek a tóba, azaz nem érintkeznek közvetlenül a hegységben a felszínen található, magas urán- és tórium tartalommal jellemezhető gránit és lamprofir kőzetekkel. A tó vízében mért urán aktivitás (392 mBq/l) hasonló nagyságrendű, mint a Szűcs-forrásban (199 mBq/l) és a gárdonyi Bika-völgyben gyűjtött felszínalatti víz mintákban mért urán aktivitás (152–451 mBq/l), ami a tó vízében

mért urántartalom felszínalatti víz eredetére utal (6.2. ábra). A felszínalatti víz fenékforrások formájában történő lehetséges megcsapolódását TÓTH (1932) is említi kutatásában.

A Velencei-tavat vízkémiai jellege alapján úgynevezett szódatónak minősítették, mely tavakra a  $\text{Na}^+$  és  $\text{HCO}_3^-$  ionok dominanciája, valamint alkalikus pH jellemző (BOROS és mtsi. 2017; BOROS ÉS KOLPAKOVA 2018). Az előbbi két ion mellett a tóra jellemző még a  $\text{Mg}^{2+}$  túlsúlya is (SÉDY 1944; BARANYI és mtsi. 1984; SZILÁGYI és mtsi. 1989). Ezeket a vízkémiai tulajdonságokat én is megfigyeltem a tóból gyűjtött vízmintában ( $\text{HCO}_3^- = 1448 \text{ mg/l}$ ,  $\text{pH} = 8,2$ ). Irodalmi adatok alapján a szódatavak különleges vízkémiai jellemzői a felszín alól érkező vízutánpótlásnak köszönhetőek (SIMON és mtsi. 2008; LINHOFF és mtsi. 2010; FELFÖLDI 2020). A kutatási területen a felszínalatti vizek vízkémiai jellege hasonló, mint a Velencei-tóé ( $\text{Mg}^{2+}$  és  $\text{HCO}_3^-$  dominancia), csak utóbbira a párolgásnak köszönhetően magasabb koncentrációk jellemzőek.



6.2. ábra. A Velencei-tó és a felszínalatti vizek kapcsolatát szemléltető koncepcionális modell, mely a hidrogeokémiai vizsgálatok és a felszínalatti vízáramlás térképezés eredményei alapján készült.

A felszínalatti víz részesedését a Velencei-tó vízmérlegében a BARANYI (1973) által végzett trícium vizsgálatok is igazolják. A kutatás során megmérték a csapadék, a tó, valamint a tó két felszíni befolyójának (Császárvíz, Vereb-Pázmándi-vízfolyás) trícium tartalmát. A felszíni befolyók vizének alacsony trícium tartalma (15–95 TU, míg a



csapadéké 90–100 TU) alapján arra következtettek, hogy a patakok vizének nagy hányada felszínalatti víz. Egy több mint 3000 analógiát tartalmazó áttekintő szemle a Kárpát-medence éghajlati és fiziográfiai jellemzői alapján 63–77% felszínalatti víz részesedést becsült a térség felszíni vízfolyásaira (BECK és mtsi. 2013). A patakok és a felszínalatti víz kapcsolatának vizsgálata további kutatást igényel, különös tekintettel arra, hogy a patakok vizének mekkora az oldott urán tartalma.

A Velencei-tavat az elmúlt években sújtó súlyos vízminőségi és vízmennyiségi problémák felhívták a figyelmet a tó sérülékenységre (BORICS és mtsi. 2016; kdtvizig.hu; RESKÓNÉ ÉS TÖRÖKNÉ 2000). A tó nemcsak népszerű turisztikai célpont, nyugati medencéje különleges ökoszisztémája miatt természetvédelmi terület (RESKÓNÉ 1999; RESKÓNÉ és mtsi. 2001). A hidraulikus feldolgozás eredményei alapján a tó lokális áramlási rendszerek megcsapolódási pontja, mely rendszerek a víz rövid tartózkodási ideje miatt érzékenyek a beáramlási területen történő rövid időskálájú változásokra (pl. antropogén hatások, klímaváltozás). A Velencei-tó 5 km-es környezetében levő kutak (134 db) 78%-a 100 méternél sekélyebb, 54%-a 70 méternél sekélyebb kút, azaz a tó közelében a kutak sekély mélységből nyerik a vizüket, és azokat a lokális áramlási pályákat csapolják meg, melyek a tó felé vizet szállítanak. Fontos megemlíteni az illegálisan fúrt kutakat is (szintén kis mélységű, általában max. 50 m mély kutak), melyek ellenőrizetlen mennyiségű felszínalatti vizet termelnek ki a területen.

A tó vízmennyiségi problémáinak hatására számos kezdeményezés indult el egy megfelelő vízutánpótlási forrás feltárására (KDTVIZIG 2020). A lokális áramlási rendszerek sérülékenysége célzott felszínalatti vízutánpótlás (MAR) alkalmazásával csökkenthető lehet, mely utánpótlás pozitív hatásai a tó vízmérlegében is jelentkezhetnek (DILLON és mtsi. 2020). A felszínalatti vízáramlási rendszerek általam készített hidrogeológiai feltérképezése hozzájárulhat a célzott felszínalatti vízpótlás lehetőségeinek jövőbeli felméréséhez is.

A felszínalatti vízáramlás térképezés és a numerikus szimuláció eredményei alapján kvalitatív módon értékeltem a Velencei-tó és a felszínalatti vizek közti kapcsolatot. Mint továbblépési lehetőség, az eredmények alapján elkészíthető egy 3D felszínalatti vízáramlás modell, mely segítségével a tóban megcsapolódó felszínalatti víz mennyiségét meg lehet határozni, így a vizsgálat kvantitatív része is teljesülne.

#### 6.4 AZ EREDMÉNYEK GYAKORLATI ALKALMAZÁSA – KITEKINTÉS, TOVÁBBLÉPÉSI LEHETŐSÉGEK

A felszínalatti vízáramlási rendszerek regionális vizsgálata fontos tanulságokat eredményezett a terület fenntartható ivóvízellátása szempontjából. A régió vízellátása sekély (20–100 m mélységű) kutakból történik. A vízáramlás térképezés azt mutatja, hogy ezek a kutak lokális áramlási rendszerek felszínalatti vizeit csapolják meg, melyek sekély behatolási mélységgel és rövid tartózkodási idővel jellemezhetőek (TÓTH 2009). Éppen ezért ezek a rendszerek sérülékenyek – az utánpótlásban bekövetkező változások, illetve a túlzott vízkitermelés a készletek mennyiségi csökkenését eredményezheti (KURYLYK és mtsi. 2014). A Székesfehérvár és Szabadegyháza térségében megjelenő negatív potenciál anomália valószínűleg az ipari tevékenységhez kötődő vízkivétel eredménye.

A mennyiségi problémák mellett minőségi aggályok is felmerültek a felszínalatti vízből származó ivóvizek kapcsán, ugyanis az ivóvízminőségi monitoring során a területen számos vízműkút vizében 0,1 Bq/l vizsgálati szintet meghaladó összesalfa-aktivitást mértek. A kutatás során gyűjtött vízminták radionuklid-specifikus vizsgálata igazolta, hogy a felszínalatti víznek számottevő urán aktivitása van, ami azonban egy nagyságrenddel a 0,1 mSv/év indikatív dózishoz tartozó származtatott koncentráció alatt marad ( $^{234}\text{U}$ : 2,8 Bq/l és  $^{238}\text{U}$ : 3 Bq/l). Így a vizsgált kutakból származó víz fogyasztásából nem származik egészségkockázat. A területen a Velencei Gránithoz, a Velencei-hegységben található lamprofir telérekhez és a pannóniai korú sziliciklasztos üledékekhez kapcsolódó urándúsulás miatt azonban nem zárhatók ki az esetleges vízminőségi problémák, ugyanis a beáramlási területekhez és a lokális áramlási rendszerekhez kapcsolódó oxidatív környezet kedvez az urán mobilizációjának. A klímaváltozáshoz és az egyre növekvő vízkivételekhez kapcsolódó süllyedő vízszintek az oxidatív zóna mélyebbre hatolását, ezzel az üledékben felhalmozott urán újramobilizációját eredményezheti (PREGLER és mtsi. 2019).

A dolgozatban alkalmazott módszertan és felszínalatti vízáramlási rendszer szemléletű megközelítés sikerrel magyarázta a kutatási területen a mért radionuklid koncentrációk területi eloszlását: beáramlási rezsimjellegű területeken oldott urán, míg intermediér és regionális áramlási pályák mentén, illetve azok megcsapolódási pontjainál oldott rádium jelenléte várható, megerősítve a korábbi kutatások eredményeit (ERŐSS és mtsi. 2018; GAINON 2008). Következésképpen a módszertan másik kutatási területen is alkalmazható a felszínalatti víz eredetű ivóvizek radioaktivitásának megértésében.

A kutatás fontos hozadéka a Velencei-tó felszínalatti vízáramlási rendszerekben való elhelyezése, mi szerint a tó lokális áramlási rendszerek megcsapolódási területe. A tó kiemelt turisztikai jelentősége mellett egyedi ökoszisztémával is bír, melynek megőrzése nagy kihívás az elmúlt években tapasztalt vízminőségi romlás és vízmennyiség csökkenés mellett. Az eredmények tükrében a tóra számított vízmérleg felülvizsgálata szükséges.

A Velencei-tó egykori ága, a Nádas-tó  $z=70-130$  mBf eleváció tartományra elkészített potenciáltérképen megcsapolódási területként jelenik meg: a gárdonyi magaslat, Székesfehérvár és Seregélyes települések felől is az egykori tómeder felé mutat a vízáramlás iránya. A Velencei-tóval ellentétben a nádas-tavi ág nemcsak a B, hanem a C különbség térképen is felfele tartó áramlással jellemezhető területként jelenik meg, ami (a radionuklid és stabil izotóp eredményekkel kiegészülve) arra utal, hogy a nádas-tavi ág magasabb rendű áramlási rendszer megcsapolódási területe lehet (5.8. ábra). A  $p(z)$  profilok alapján azonosított átáramlási és kiáramlási rezsímjelleg is erre utalhat.

A tavat a 18. század végén lecsapolták, napjainkban itt halad keresztül a Velencei-tó leeresztésére szolgáló Dinnyés-Kajtori-csatorna. Az áramkép és a felszínalatti víz geokémiai jellemzői alapján a felszínalatti vízáramlási rendszer nem alkalmazkodott a megváltozott körülményekhez (lecsapolás). A nádas-tavi ág térsége ezért további vizsgálatokat igényel (kiegészítő vízmintavételek, vízkor meghatározás stb). A kérdés jelentőségét adja, hogy az élővilág szempontjából különleges Dinnyés-fertő a Nádas-tó medrének északi részén található.

## 7. ÖSSZEGZÉS

A doktori kutatásom célja az volt, hogy a felszínalatti vizek radionuklid tartalmát vízáramlási rendszer szemléletben értékeljem és feltárjam a vízáramlási rendszerek és a radionuklid koncentrációk térbeli összefüggéseit a Velencei-hegység környéki kutatási terület példáján.

A terület felszínalatti vízáramlási rendszereinek regionális léptékű vizsgálatához a medencehidraulika módszereit alkalmaztam. Az eredmények alapján felvázolt áramlási képet vízkémiai mérésekkel, valamint természetes nyomjelzők alkalmazásával pontosítottam, illetve támasztottam alá. A pannóniai korú sziliciklasztos vízadóban végbemenő lokális léptékű, az urán koncentrációját befolyásoló geokémiai folyamatokat egy 1D geokémiai modell segítségével vizsgáltam.

A kutatás során meghatároztam, hogy a vizsgált mélységtartományban ((-250)–250 mBf) a felszínalatti víztükör helyzeti magasságában tapasztalható változások mozgatóják a vízáramlási rendszereket. A fő vízáramlási irányok a Vértes, a Velencei-hegység, valamint a Sárvíz-peremi-löszhát, a Pentelei- és Sárbogárdi-löszplatók felől a Duna, a Sárvíz-völgy, a Sárret és a Velencei-tó irányába mutatnak. A  $p(z)$  profilok és a hidraulikus keresztmetszvény a be- és kiáramlási területek mozaikos elhelyezkedését mutatták. Az, hogy a be- és a kiáramlási területek egymással szomszédosak, a vízmintákban mért alacsony hőmérséklet, az oxidatív ORP és a  $\text{HCO}_3^-$  dominanciája a lokális vízáramlási rendszerek jellemzője. A Velencei-tó ezeknek a rendszereknek a megcsapolódási területe.

A vizsgálati területen a felszínalatti vizekben regionális kiterjedésben geogén eredetű uránszennyezés van jelen, ami magyarázza az ivóvízben mért, 0,1 Bq/l vizsgálati szintet meghaladó összesalfa-koncentrációkat. Az urán jelenléte az oxidatív környezettel jellemezhető lokális áramlási rendszerek meglétével és a beáramlási területek dominanciájával magyarázható. A geokémiai modellezés segítségével bizonyítottam, hogy az urán mobilizációját vezérlő fő geokémiai folyamat a redox-potenciál változása lehet, de a komplexképződés miatt a felszínalatti víz  $\text{HCO}_3^-$  dominanciája is fontos.

Az általam alkalmazott áramlási rendszer szemlélet és módszertan segített feltárni a vízműkutak emelkedett összesalfa-aktivitásának okát, aminek ivóvízbiztonsági jelentősége van. A Velencei-tó felszínalatti vízáramlási rendszerekben való elhelyezésével felhívtam a figyelmet a felszínalatti víz komponensre a tó vízmérlegében, valamint a tó sérülékenységre azáltal, hogy lokális áramlási rendszerek megcsapolódási területe.

## TÉZISEK

A doktori kutatásom során felhasznált módszerek segítségével elért eredmények együttes értékelése alapján az alábbi tézisekben összefoglalt eredményekre és megállapításokra jutottam:

- 1.** A regionális, medence léptékű, mért adatokon alapuló hidraulikai feldolgozás keretében meghatároztam, hogy a Velencei-hegység és tágabb környezetében a vizsgált mélységtartományban ((-250)–250 mBf) a felszínalatti víztükör helyzeti magasságában tapasztalható változások mozgatják a vízáramlási rendszereket.
  - a.** Megállapítottam, hogy 0 mBf eleváció felett a fő horizontális vízáramlási irányok a Vértes, a Velencei-hegység, valamint a kiemelt löszhátak felől a Duna, a Sárvíz-völgy, a Sárret és a Velencei-tó irányába mutatnak. A ((-250)–0 mBf eleváció tartományban a Sárvíz-völgy és a Duna megcsapoló hatását figyeltem meg, a lokális domborzati változások hatása eltűnt.
  - b.** Az elkészített 62 nyomás-eleváció profil fele beáramlási rezsimmjellegű, azaz lefelé irányuló vízmozgást mutatott, melyek a kutatási terület magasabb tengerszint feletti magasságú részeire jellemzőek. Az alacsonyan fekvő térszínekre kiáramlási rezsimmjelleg volt jellemző. A leáramlást, mint domináns vertikális áramlási irányt a különbségtérképek, valamint a hidraulikus keresztmetszelvény segítségével is kimutattam.
  - c.** Megfigyeltem, hogy a be- és kiáramlási rezsimeket jelző profilok egymással szomszédosak, ami lokális áramlási rendszerek jelenlétére utal a vizsgált mélységben.
- 2.** A hidraulikai adatfeldolgozás eredményei alapján felállított koncepcionális modellt a vízgeokémiai vizsgálatok és a numerikus modellezés eredményeivel is alátámasztottam.
  - a.** A felszínalatti vízből gyűjtött vízmintákra alacsony hőmérséklet, TDS és a  $\text{HCO}_3^-$  dominanciája jellemző, míg a  $\delta^2\text{H}$  és  $\delta^{18}\text{O}$  stabil izotóp arányok recens éghajlaton hullott csapadékból való eredetet mutatnak. Ezeket a jellemzőket a lokális áramlási rendszerek és a beáramlási területek bizonyítékként azonosítottam.
  - b.** A 2D vízáramlás modell segítségével igazoltam, hogy a be- és kiáramlási rezsimmjellegű területek mozaikosan váltják egymást. A szelvény mentén az áramlási intenzitás mélységgel való csökkenését figyeltem meg, amit a mélységgel csökkenő hidraulikus vezetőképesség értékekkel magyaráztam.
- 3.** Kimutattam, hogy a vizsgálati területen regionális kiterjedésben geogén eredetű uránszennyezés van jelen a felszínalatti vizekben.
  - a.** Az urán jelenlétét a terület felszínalatti vízáramlási viszonyaival magyaráztam, vagyis a sekély behatolási mélységű, rövid tartózkodási idejű, oxidatív

környezettel és  $\text{HCO}_3^-$  anion dominanciával jellemezhető lokális áramlási rendszerek meglétével és a beáramlási területek dominanciájával.

- b.** Az ivóvizekben leggyakrabban előforduló radionuklidok (az összes urán,  $^{226}\text{Ra}$  és  $^{222}\text{Rn}$ ) aktivitáskoncentrációjának mérése alapján megállapítottam, hogy az ivóvízben mért, 0,1 Bq/l vizsgálati szintet meghaladó összesalfa-aktivitás a vízben oldott urán jelenlétével magyarázható. Az általam mért aktivitás értékek a 0,1 mSv/év indikatív dózishoz tartozó származtatott koncentráció ( $^{234}\text{U}$ : 2,8 Bq/l és  $^{238}\text{U}$ : 3 Bq/l) alatt voltak, így nem áll fent egészségkockázat.
- 4.** A geokémiai modellezés segítségével kvantitatív és kvalitatív módon is igazoltam a hidraulikai adatfeldolgozás és a vízgeokémiai vizsgálatok eredményei alapján felállított, a radionuklidok térbeli eloszlását magyarázó koncepcionális modellt.
  - a.** Azonosítottam a területen a pannóniai-kvarter korú sziliciklasztos összlet azon geokémiai jellemzőit (redoxpotenciál, szervesanyag bomlási sebesség, karbonáttartalom), melyek az urán felszínalatti vízben való mobilizációját vezérlik.
  - b.** Meghatároztam a reduktív környezet kialakulásának lehetséges időpontját (~560 év), mely nagyságrendileg megegyezett a felszínalatti víz feltételezett tartózkodási idejével.
  - c.** Megállapítottam, hogy a PHREEQC szoftver alkalmas a felszínalatti víz urán tartalmában megfigyelhető változások modellezésére, továbbá az urán kőzet-víz rendszerben való geokémiai viselkedését befolyásoló folyamatokat számszerűsítésére.
- 5.** Feltártam a Velencei-tó és a felszínalatti vízáramlási rendszerek kapcsolatát: a tó a felszínalatti vízáramlási rendszerek megcsapolódási pontja.
  - a.** A Velencei-tó felé a Velencei-hegység, a gárdonyi magaslat és Székesfehérvár irányából tartó vízáramlást azonosítottam.
  - b.** A gárdonyi Bika-völgyben gyűjtött felszínalatti vízmintákban a tóban mért értékekkel hasonló nagyságrendbe eső összes urán aktivitást mértem, ami a tó vizében az urántartalom felszínalatti víz eredetére utal.
  - c.** A felszínalatti vizek és tó hasonló vízgeokémiai jellege alapján megerősítettem, hogy a jellegzetes, szódatavakra jellemző geokémiai karakter a felszínalatti vizekből származik. Erre utal még a felszínalatti vizekben domináns  $\text{Mg}^{2+}$  tartalom is, mely a tó vizére is jellemző.
  - d.** A hidraulikai és geokémiai vizsgálatok alapján megállapítottam, hogy a tavat lokális áramlási rendszerek táplálják, ami a tó emberi és klimatikus hatásokkal szembeni érzékenységét eredményezi.

## ABSTRACT

The goal of my doctoral research was to evaluate the radionuclide content of groundwater from a groundwater flow system perspective and to explore the relationships of groundwater flow systems and the spatial distribution of radionuclide concentrations in the vicinity of the Velence Hills.

Methods of basin hydraulics were used to investigate the dynamics of the groundwater flow systems on a regional scale. To validate the results, 17 water samples were collected: physico-chemical parameters and major ion concentrations were measured. Besides, stable isotopic composition and radionuclides (uranium, radium, radon) were used as environmental tracers. The local-scale geochemical processes taking place in the Pannonian-age siliciclastic aquifer were examined using a 1D geochemical model focusing on the processes affecting the uranium concentration.

It was found that in the studied depth range ((-250)–250 mBf) groundwater flow systems are driven by the changes in the elevation of the groundwater table which corresponds well with the surface topography. Groundwater flows from the Vértes Mountains, the Velence Hills, and the elevated parts of the study area towards the Danube, the Sárvíz Valley, the Sárrét and Lake Velence. The  $p(z)$  profiles showed a mosaic pattern of the recharge and discharge areas which are adjacent to each other. This, as well as the temperature measured in the water samples, the oxidising ORP and the dominance of  $\text{HCO}_3^-$  are characteristics of local flow systems. Lake Velence and the former Lake Nádas are the discharge areas of these systems.

Geogenic uranium pollution is present in the groundwater in the study area, which explains the gross alpha activities above the 0.1 Bq/l parametric value which were measured in drinking water. The presence of uranium can be explained by the existence of local flow systems and the dominance of recharge areas characterized by an oxidising environment. The results of the geochemical modeling proved that the main process controlling the mobilization of uranium in groundwater is the change in the redox potential in the aquifer.

The groundwater flow system approach and applied methodology helped to reveal the reasons for the increased gross alpha activity of the water wells, which is important for drinking water safety. By integrating Lake Velence in the groundwater flow systems, I drew attention to the groundwater component in the water balance of the lake and to its vulnerability to climate change due to its relation to local flow systems.

## KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Mindenekelőtt szeretnék köszönetet mondani témavezetőimnek, *Erőss Anitának* és *Vargha Mártának*, valamint fogadott témavezetőmnek, *Hegedűs-Csondor Katalinnak*, akik segítségével, bátorítása nélkül ez a munka nem jöhetett volna létre. A terepi és a laboratóriumi munka során, valamint a dolgozatírás folyamata alatt végig nélkülözhetetlen segítséget nyújtottak és mindig rendelkezésemre álltak.

Szeretnék köszönetet mondani azoknak a magánszemélyeknek, cégeknek és állami szervezeteknek, akik engedélyezték a tulajdonukban álló kutak megmintázását. A terepi mintázásra *Hegedűs-Csondor Katalin* és *Tóth Ádám* kísért el, nekik hála, hogy minden gördülékenyen ment.

A vízkémiai elemzés elvégzéséért köszönet jár *Izsák Bálintnak* és munkatársainak a Nemzeti Népegészségügyi és Gyógyszerészeti Központban. A hidrogén-karbonát koncentrációk meghatározásáért *Szikszay Lászlót* illeti köszönet. Az urán és rádium aktivitáskoncentrációk méréséhez a *Heinz Surbeck* professzor által az Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék rendelkezésére bocsátott műszert használtam. *Heinz Surbeck* professzor ezen túl szakmai tanácsaival is hozzájárult a dolgozat elkészültéhez. A radon aktivitáskoncentrációk mérését *Horváth Ákos* docens tette lehetővé, az Atomfizikai Tanszéken.

A terület hidraulikai feldolgozásának elkészítéséhez témavezetőim mellett *Mádlné Szőnyi Judit*, *Zentainé Czauner Brigitta*, valamint *Szijártó Márk* is hozzájárultak a szakértelmükkel. A tomografikus potenciáltérképek elkészítéséhez szükséges félvariogramok szerkesztésében *Hatvani István* és *Kovács József* nyújtottak segítséget. A Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatóságának Vízföldtani Adattárából való adatgyűjtésben *Jávorcsik Réka* és *Budai Soma* is közreműködtek. A hidraulikus keresztzelvény elkészítéséhez szükséges földtani adatokat *Bereczki László* és *Markos Gábor* bocsátotta rendelkezésemre. A földtani leírás elkészítésében *Budai Soma* volt segítségemre.

A PHREEQC modellezés megvalósulása az *ENeRAG projektnek* (Európai Unió Horizont 2020 Kutatási és Innovációs Program, 810980 azonosító számú támogatási megállapodás) köszönhető, ami lehetővé tette, hogy két hónapot eltöltssek a Milánói Egyetemen (UniMi) és Daniele Pedrettivel dolgozhassak. A modellezésben *Daniele Pedretti* mellett még *Mohammad Muniruzzaman* (Finn Geológiai Szolgálat, Espoo) nyújtott nélkülözhetetlen segítséget.



A COMSOL Multiphysics szoftverben elkészített felszínalatti vízáramlás modellezést *Tóth Ádámnak* és *Szijártó Márknak* köszönhetem. A stabil izotóp méréseket szintén az *ENeRAG projektnek* (Európai Unió Horizont 2020 kutatási és innovációs program, 810980 azonosító számú támogatási megállapodás) köszönhetem. A projektnek hála egy kéthetes finn tanulmányút keretében magam végezhettem el a méréseket, *Mia Tiljander* és *Katariina Issukka* segítségével. A minták mérésében *Tóth Ádám* is közreműködött. Az eredmények értelmezésében *Kirsti Korkka-Niemi* és *Nina Hendriksson* voltak a segítségemre.

Köszönet illeti az Általános és Alkalmazott Földtani Tanszéken, *Mádlné Szőnyi Judit* vezetésével működő hidrogeológus csapat minden tagját: *Erhardt Ildikót*, *Trásy-Havril Tímeát*, *Tóth Ádámot*, *Szabó Zsókát*, *Modrovits Kamillát*, *Szkolnikovics-Simon Szilviát*, *Zentainé Czauner Brigittát*, *Markó Ábelt*, *Iván Veronikát*, *Eröss Anitát*, *Hegedűs-Csondor Katalint* és *Oláh Somát*, akikkel a doktori éveim alatt valamilyen úton-módon együtt dolgoztam és akiknek köszönhetően támogató közösségben végezhettem tanulmányaimat és csinálhattam a kutatásomat.

A doktori kutatásom során felmerülő költségekre számos forrásból kaptam támogatást. A stabil izotóp méréseket az *ENeRAG projekt* támogatta (Európai Unió Horizont 2020 Kutatási és Innovációs Program, 810980 azonosító számú támogatási megállapodás). A terepi kiszállások és a szükséges fogyóeszközök anyagi támogatása *Fodor Lászlónak* és *Turányi Tamásnak* köszönhető, akiknek hála a *MOL Nyrt.-től* és a *Környezettudományi Doktori Iskolától* is kaptam támogatást. A külföldi tanulmányutak nem valósulhattak volna meg az *ELTE Tehetséggondozási Tanácsának*, a *Tóth József és Erzsébet Hidrogeológiai Professzúrájának* és az *Éghajlatváltozás Multidiszciplináris Nemzeti Laboratórium RRF-2.3.1-21-2022-00014 számú projektnek* a támogatása nélkül.

Szeretném külön megköszönni a *Tóth József és Erzsébet Hidrogeológia Professzúra* és *Alapítvány* támogatását, hogy a doktori ösztöndíjam végét követően a predoktori ösztöndíj keretében fejezhettem be a doktori disszertációm.

A doktori kutatásomhoz kapcsolódó pályázati- és pénzügyek gördülékeny intézéséért köszönet illeti még *Gellérthegyi Etelkát*, *Erhardt Ildikót*, *Förhéczné Marján Andreát*, *Simonné Kollman Krisztinát* és *Berei Benjamint*.

Köszönöm *Magyar Norbertnek* és *Déri-Takács Juditnak*, hogy átnézték a házi védésre benyújtott dolgozatomat és építő megjegyzéseikkel, javaslataikkal segítettek abban, hogy a dolgozat elnyerje végső formáját.

Végül, de nem utolsó sorban szeretném megköszönni a lelki támogatást a barátomnak, *Budai Somának*, a családomnak és a barátaimnak, ők azok, akik azt is elnézték, hogy elérhetetlen voltam számukra az elmúlt hónapokban.

## IRODALOMJEGYZÉK

- ÁDÁM, L. (1955). A Velencei tó és a Zámolyi medence kialakulása. *Földrajzi Közlemények*, 79(4), 307–329.
- ÁDÁM, L. (1993). A Velencei-hegység fejlődéstörténete és felszínalaklata. *Földrajzi értesítő*, 42(1-4), 93-110.
- ÁDÁM, L., MAROSI, S., SZILÁRD, J. (1988). A Dunántúli-középhegység. B) Regionális tájföldrajz. Budapest: Akadémiai Kiadó. [http://real-eod.mtak.hu/4518/1/MTA\\_MagyarországTajfoldrajza\\_06.pdf](http://real-eod.mtak.hu/4518/1/MTA_MagyarországTajfoldrajza_06.pdf).
- AHMED, A., & CLARK, I. (2016). Groundwater flow and geochemical evolution in the Central Flinders Ranges, South Australia. *Science of the Total Environment*, 572, 837-851. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.07.123>.
- AL-ZOUGHLOO, M., KREWSKI, D. (2009). Health effects of radon: a review of the literature. *International Journal of Radiation Biology*, 85(1), 57-69. <http://doi.org/10.1080/09553000802635054>.
- ALBANI, R., LELKES-FELVÁRY, G., TONGIORGI, M. (1985). First record of Ordovician (Upper Arenigian, Acrirarchs) beds in Bakony Mts., Hungary. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 45-65. <http://doi.org/10.1127/njgpa/170/1985/45>.
- ALLENAAN, DM, MICHEL, FA. (1999). Characterizing a faulted aquifer by field testing and numerical simulation. *Groundwater*, 37(5), 718-728. <http://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1999.tb01164.x>.
- ALTMAYER, M., BUBE, C., MARQUARDT, C., BRENDLER, V., RICHTER, A., MOOG, H., SCHARGE, T., VOIGT, W., WILHELM, S. (2011). THEREDA. Thermodynamic reference database. Summary of final report: *Gesellschaft fuer Anlagen-und Reaktorsicherheit mbH (GRS)*. 66.
- APPELO, C., POSTMA, D. (2005). Geochemistry, groundwater and pollution. Leiden, The Netherlands: AA Balkema Publishers.
- APPELO, C., ROLLE, M. (2010). PHT3D: A reactive multicomponent transport model for saturated porous media. *Ground Water*, 48(5), 627-632. <http://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2010.00732.x>.
- APPLETON, JD. (2013). Radon in air and water. In Selinus O (Ed.), *Essentials of medical geology: Revised edition* (pp. 239-277): Springer. <http://doi.org/10.1007/978-94-007-4375-5>.
- AUVINEN, A., KURTTIO, P., PEKKANEN, J., PUKKALA, E., ILUS, T., SALONEN, L. (2002). Uranium and other natural radionuclides in drinking water and risk of leukemia: a case-cohort study in Finland. *Cancer Causes & Control*, 13, 825-829. <http://doi.org/10.1023/A:1020647704999>.
- AUVINEN, A., SALONEN, L., PEKKANEN, J., PUKKALA, E., ILUS, T., KURTTIO, P. (2005). Radon and other natural radionuclides in drinking water and risk of stomach cancer: A case-cohort study in Finland. *International Journal of Cancer*, 114(1), 109-113. <http://doi.org/10.1002/ijc.20680>.
- AYOTTE, JD, SZABO, Z, FOCAZIO, MJ, EBERTS, SM. (2011). Effects of human-induced alteration of groundwater flow on concentrations of naturally-occurring trace elements at water-supply wells. *Applied Geochemistry*, 26(5), 747-762. <http://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2011.01.033>.
- BACK, W. (1960). Hydrochemical facies and ground-water flow patterns in Northern Atlantic Coastal Plain. *AAPG Bulletin*, 44(7), 1244-1245. <http://doi.org/10.1306/0BDA6107-16BD-11D7-8645000102C1865D>.
- BAJÁK, P. (2019). Felszínalatti vizek természetes radioaktivitásának hidrogeológiai szempontú vizsgálata a Velencei-hegység tágabb környezetében. (MSc diplomamunka), *Eötvös Loránd Tudományegyetem*.
- BALL, JW, NORDSTROM, DK. (1991). User's manual for wateq4f, with revised thermodynamic data base and test cases for calculating speciation of major, trace, and redox elements in natural waters. *US Geological Survey*.

- BALL, T, CAMERON, D, COLMAN, T, ROBERTS, P. (1991). Behaviour of radon in the geological environment: a review. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 24(2), 169-182. <http://doi.org/10.1144/GSL.QJEG.1991.024.02.01>.
- BALOGH, K, ÁRVA-SÓS, E, BUDA, G. (1983). Chronology of granitoid and metamorphic rocks of Transdanubia (Hungary). *Anuarul Institutului de geologie și geofizică*, 61, 359-364.
- BANNING, A, BENFER, M. (2017). Drinking water uranium and potential health effects in the German Federal State of Bavaria. *International Journal of Environmental Research and Public Health*, 14(8), 927. <http://doi.org/10.3390/ijerph14080927>.
- BARABÁS-STUHL, Á. (1975). Adatok a dunántúli újpaleozóos képződmények biosztratigráfiájához (Contribution to the biostratigraphy of the Upper Paleozoic in Transdanubia). *Földtani Közlemény*, 105(3), 320-334.
- BARANYI, S. (1973). A Velencei-tó vízkészletének eredet szerinti összetételére és keveredésére vonatkozó vizsgálatok. Budapest: *Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet - VITUKI*.
- BARANYI, S, FEJÉR, V, KARÁSZI, K, KISS, I, KISS, P. (1984). A Velencei-tó rekreációja (Karászi K ed.). Budapest: *Vízgazdálkodási Intézet. Budapest*.
- BEAN, JA, ISACSON, P, HAHNE, RMA, KOHLER, J. (1982). Drinking water and cancer incidence in Iowa: II. Radioactivity in drinking water. *American Journal of Epidemiology*, 116(6), 924-932. <https://doi.org/10.1093/oxfordjournals.aje.a113494>.
- BEAR, J, VERRUIJT, A. (2012). Modeling groundwater flow and pollution: *Springer Dordrecht*. <http://doi.org/10.1007/978-94-009-3379-8>.
- BECK, HE, VAN DIJK, AI, MIRALLES, DG, DE JEU, RA, BRUIJNZEEL, L, MCVICAR, TR, SCHELLEKENS, J. (2013). Global patterns in base flow index and recession based on streamflow observations from 3394 catchments. *Water Resources Research*, 49(12), 7843-7863. <http://doi.org/10.1002/2013WR013918>.
- BENDEFY, L. (1972). Velencei-tó kialakulása és fejlődéstörténete *Tájékoztató az Állóvizek Hidrológiai Feltárásáról* (pp. 62-64). Budapest: *Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet*.
- BENKÓ, Z, MOLNÁR, F, ZOLTÁN, P, NÉMETH, T, LESPINASSE, M. (2012). A paleogén vulkanizmus hidrotermális rendszerének hatása a variszkuszi gránitra a Velencei-hegységben: a sukorói barittalér kora és képződése. *Földtani Közlemény*, 142(1), 45-58.
- BÉRCZI, J. (1982). Velencei-hegységi térképezés során gyűjtött minták neutronaktiválásos vizsgálata és értékelése. *Budapesti Muszaki Egyetem. Kézirat. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest*.
- BERECZ, T, FÓRIZS, I, DEÁK, J. (2001). Environmental isotopic and chemical study of groundwaters in the southern part of Danube–Tisza interfluve. *Hidrológiai Közlemény*, 81, 118-124.
- BÉRES, L. (1995). Talaj radontartalmának vizsgálata. (Szakdolgozat.) *Eötvös Loránd Tudományegyetem*.
- BESNYÓI, V, ILLYÉS, Z. (2010). A Velencei-tó úszólápi füzes-nádas komplex vízkémiai vizsgálata. *Tájökológiai lapok/Journal of Landscape Ecology*, 8(1), 89-96. [http://real.mtak.hu/126355/1/09\\_Besnyoi.pdf](http://real.mtak.hu/126355/1/09_Besnyoi.pdf).
- BIANCHI, M, PEDRETTI, D. (2018). An entrogram-based approach to describe spatial heterogeneity with applications to solute transport in porous media. *Water Resources Research*, 54(7), 4432-4448. <http://doi.org/10.1029/2018WR022827>.
- BIHARI, Z, BABOLCSAI, G, BARTHOLY, J, FERENCZI, Z, GERHÁTNÉ KERÉNYI, J, HASZPRA, L, HOMOKINÉ UJVÁRY, K, KOVÁCS, T, LAKATOS, M, NÉMETH, Á, PONGRÁCZ, R, PUTSAY, M, SZABÓ, P, SZÉPSZÓ, G. (2018). Éghajlat. In Kocsis K, Horváth G, Keresztesi Z, Nemerényi Z (Eds.), *Magyar Nemzeti Atlasz - Természeti környezet* (pp. 58-69). Budapest: *MTA CSFK Földrajztudományi Intézet*.
- BIRD, KS, NAVARRE-SITCHLER, A, SINGHA, K. (2020). Hydrogeological controls of arsenic and uranium dissolution into groundwater of the Pine Ridge Reservation, South Dakota. *Applied Geochemistry*, 114, 104522. <http://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2020.104522>.

- BJØRKLUND, G, SEMENOVA, Y, PIVINA, L, DADAR, M, RAHMAN, MM, AASETH, J, & CHIRUMBOLO, S. (2020). Uranium in drinking water: a public health threat. *Archives of Toxicology*, 94, 1551-1560. <https://doi.org/10.1007/s00204-020-02676-8>.
- BORICS, G, ÁCS, É, BODA, P, BOROS, E, ERŐS, T, GRIGORSZKY, I, KISS, KT, LENGYEL, S, RESKÓNÉ, N, SOMOGYI, B. (2016). Water bodies in Hungary—an overview of their management and present state. *Hidrológiai Közlöny*, 96(3), 57-67.
- BOROS, E. (1999). A magyarországi szikes tavak és vizek ökológiai értékelése. *Acta Biologica Debrecina*, 9, 13-80.
- BOROS, E, KOLPAKOVA, M. (2018). A review of the defining chemical properties of soda lakes and pans: An assessment on a large geographic scale of Eurasian inland saline surface waters. *PLoS One*, 13(8), e0202205. <http://doi.org/10.1371/journal.pone.0202205>.
- BOROS, E, ECSEDI, Z, OLÁH, J. (2013). Ecology and Management of Soda Pans in the Carpathian Basin: *Hortobágy Environmental Association*.
- BOROS, E, HORVÁTH, Z, WOLFRAM, G, VÖRÖS, L. (2014). Salinity and ionic composition of the shallow astatic soda pans in the Carpathian Basin. Paper presented at the *Annales de Limnologie-International Journal of Limnology*. <http://doi.org/10.1051/limn/2013068>.
- BOROS, E, V-BALOGH, K, VÖRÖS, L, HORVÁTH, Z. (2017). Multiple extreme environmental conditions of intermittent soda pans in the Carpathian Basin (Central Europe). *Limnologica*, 62, 38-46. <http://doi.org/10.1016/j.limno.2016.10.003>.
- BOURDON, B, TURNER, S, HENDERSON, GM, LUNDSTROM, CC. (2003). Introduction to U-series geochemistry. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 52(1), 1-21. <http://doi.org/10.2113/0520001>.
- BROGLIO LORIGA, C, GÓCZÁN, F, HAAS, J, LENNER, K, NERI, C, ORAVECZ-SCHEFFER, A, POSENATO, R, SZABO, I, TÓTH-MAKK, Á. (1990). The Lower Triassic sequences of the Dolomites (Italy) and Transdanubian mid-mountains (Hungary) and their correlation. *Memorie di Scienze Geologiche*, 42, 41-103.
- BUDA, G. (1980). Vizsgálati jelentés a Velencei-hegységi térképezés során gyűjtött granitoid és kontakt metamorf kőzetek komplex ásvány-kőzettani vizsgálatáról. I-II. rész. Budapest: *Országos Földtani és Geofizikai Adattár*.
- BUDAI, T, CSÁSZÁR, G, CSILLAG, G, FODOR, L, GÁL, N, KERCSMÁR, ZS, KORDOS, L, PÁLFALVI, S, SELMECZI, I. (2008). A Vértes hegység földtana. Magyarázó a Vértes hegység földtani térképéhez. Budapest: *Magyar Állami Földtani Intézet*, 368p. [https://mbfsz.gov.hu/sites/default/files/file/2018/03/23/budai-et-al\\_2008\\_vertes\\_magyarazo.pdf](https://mbfsz.gov.hu/sites/default/files/file/2018/03/23/budai-et-al_2008_vertes_magyarazo.pdf).
- BUDAI, T, KONRÁD, G. (2011). Magyarország földtana. (Egyetemi jegyzet), *Pécsi Tudományegyetem, Természettudományi Kar*. 102p. [https://xn--krinfo-wxa.hu/sites/default/files/Mof\\_jegyzet.pdf](https://xn--krinfo-wxa.hu/sites/default/files/Mof_jegyzet.pdf).
- BUFA-DÖRR, Z, IZSÁK, B, OSVÁTH, S, SEBESTYÉN, Á, VARGHA, M. (2022). Módszertani útmutató ivóvizek radiológiai paramétereinek vizsgálatához és értékeléséhez. Budapest: *Nemzeti Népegészségügyi Központ*. 33p. [https://www.nnk.gov.hu/attachments/article/1703/Modszertani\\_utmutato\\_ivovizek\\_radiologiai\\_vizsgalatahoz.pdf](https://www.nnk.gov.hu/attachments/article/1703/Modszertani_utmutato_ivovizek_radiologiai_vizsgalatahoz.pdf).
- BURJÁN, Z, NAGY-BALOGH, J, GÁL-SÓLYMOS, K, SZABÓ, C. (2002). Spectrochemical study of potential source minerals of radon anomaly. *Microchemical Journal*, 73(1-2), 47-51. [http://doi.org/10.1016/S0026-265X\(02\)00049-8](http://doi.org/10.1016/S0026-265X(02)00049-8).
- CANU, IG, LAURENT, O, PIRES, N, LAURIER, D, DUBLINEAU, I. (2011). Health effects of naturally radioactive water ingestion: the need for enhanced studies. *Environmental Health Perspectives*, 119(12), 1676-1680. <http://doi.org/10.1289/ehp.1003224>.
- CARVALHO, F, CHAMBERS, D, FERNANDES, S, FESENKO, S, GOULET, R, HOWARD, B, KIM, CK, MARTIN, P, MOORE, WS, PHANEUF, M, PORCELLI, P, PROEHL, G, SCHMIDT, P, SWEECK, L, VANDEHOVE, H, YANKOVICH, T. (2014). The environmental behaviour of radium: revised edition. Vienna: *International Atomic Energy Agency*. 267. <https://www.iaea.org/publications/10478/the-environmental-behaviour-of-radium-revised-edition>.

- CHABAUX, F, RIOTTE, J, DEQUINCEY, O. (2003). U-Th-Ra fractionation during weathering and river transport. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 52(1), 533-576. <http://doi.org/10.2113/0520533>.
- CHMIELEWSKA, I, CHALUPNIK, S, WYSOCKA, M, SMOLIŃSKI, A. (2020). Radium measurements in bottled natural mineral-, spring- and medicinal waters from Poland. *Water Resources and Industry*, 24, 100133. <http://doi.org/10.1016/j.wri.2020.100133>.
- CRAIG, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133(3465), 1702-1703. <http://doi.org/10.1126/science.133.3465.170>.
- CUMBERLAND, SA, DOUGLAS, G, GRICE, K, MOREAU, JW. (2016). Uranium mobility in organic matter-rich sediments: A review of geological and geochemical processes. *Earth-Science Reviews*, 159, 160-185. <http://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.05.010>.
- CURTIS, GP, DAVIS, JA, NAFTZ, DL. (2006). Simulation of reactive transport of uranium (VI) in groundwater with variable chemical conditions. *Water Resources Research*, 42(4). <http://doi.org/10.1029/2005WR003979>.
- CUTHBERT, M, GLEESON, T, MOOSDORF, N, BEFUS, KM, SCHNEIDER, A, HARTMANN, J, LEHNER, B. (2019). Global patterns and dynamics of climate-groundwater interactions. *Nature Climate Change*, 9(2), 137-141. <http://doi.org/10.1038/s41558-018-0386-4>.
- 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 értekezés), *Eötvös Loránd Tudományegyetem*, Budapest.
- CZAUNER, B, MÁDL-SZÖNYI, J. (2013). Regional hydraulic behavior of structural zones and sedimentological heterogeneities in an overpressured sedimentary basin. *Marine and Petroleum Geology*, 48, 260-274. <http://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.08.016>.
- CZAUNER, B, SZABÓ, ZS, MÁRTON, B, MÁDL-SZÖNYI, J. (2023). Basin-scale hydraulic evaluation of groundwater flow controlled biogenic gas migration and accumulation in the Central Pannonian Basin. *Water*, 15(18), 3272. <http://doi.org/10.3390/w15183272>.
- CSERNY, T. (2001). A Velencei-tó negyedidőszaki üledékeinek jellemzése, archív eredmények áttekintése újabb limnogeológiai adatok alapján. *Hidrológiai Közlemény*, 81, 5-6.
- CSONDOR, K. (2021). A Villányi-termáلكarszt hidrogeológiai vizsgálata: regionális felszínalatti áramlási rendszerek és barlangi szubmikronos folyamatok összefüggései. (PhD értekezés), *Eötvös Loránd Tudományegyetem*, Budapest. <https://doi.org/10.15476/ELTE.2021.104>.
- CSONDOR, K, CZAUNER, B, CSOBAJI, L, GYÖRI, O, ERŐSS, A. (2020). Characterization of the regional groundwater flow systems in south Transdanubia (Hungary) to understand karst evolution and development of hydrocarbon and geothermal resources. *Hydrogeology Journal*, 28(8). <https://doi.org/10.1007/s10040-020-02216-9>.
- CSONTOS, L, NAGYMAROSY, A. (1998). The Mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversions. *Tectonophysics*, 297(1-4), 51-71. [http://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00163-2](http://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00163-2).
- CSONTOS, L, VÖRÖS, A. (2004). Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210(1), 1-56. <http://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.02.033>.
- CSONTOS, L, NAGYMAROSY, A, HORVÁTH, F, KOVAC, M. (1992). Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. *Tectonophysics*, 208(1-3), 221-241. [http://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90346-8](http://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90346-8).
- CSORBA, P. (2021). Magyarország kistájai. Debrecen: *Meridián Táj- és Környezetföldrajzi Alapítvány*. <http://real.mtak.hu/121126/1/Csorba%20P.%20Magyar%20kistajai%20MTA.pdf>.
- DALLA LIBERA, N, PEDRETTI, D, TATEO, F, MASON, L, PICCININI, L, FABBRI, P. (2020). Conceptual model of arsenic mobility in the shallow alluvial aquifers near Venice (Italy) elucidated through machine learning and geochemical modeling. *Water Resources Research*, 56(9), e2019WR026234. <http://doi.org/10.1029/2019WR026234>.
- DANSGAARD, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16(4), 436-468. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v16i4.8993>.



- DAVIS, JA, MEECE, DE, KOHLER, M, CURTIS, GP. (2004). Approaches to surface complexation modeling of uranium (VI) adsorption on aquifer sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(18), 3621-3641. <http://doi.org/10.1016/j.gca.2004.03.003>.
- DEÁK, J. (1979). Environmental isotopes and water chemical studies for groundwater research in Hungary *Isotope hydrology 1978 – IAEA jelentés*. <https://inis.iaea.org/collection/NCLCollectionStore/Public/10/460/10460882.pdf>.
- DEÁK, J. (1995). A felszín alatti vizek utánpótlódásának meghatározása izotópos módszerekkel az Alföldön: *VITUKI jelentés*.
- DEÁK, J. (2006). A Duna-Tisza köze rétegvíz áramlási rendszerének izotóp-hidrologiai vizsgálata. (PhD értekezés), *Eötvös Loránd Tudományegyetem*, Budapest.
- DEÁK, J, COPLEN, T. (1996). Identification of Holocene and Pleistocene groundwaters in Hungary using oxygen and hydrogen isotopic ratios. Paper presented at the *Isotopes in water resources management. V. 1. Proceedings of a symposium*. <https://inis.iaea.org/collection/NCLCollectionStore/Public/27/061/27061798.pdf?r=1>.
- DÉGEN, I. (1972). Vízgazdálkodás II–Vízkezelésgazdálkodás. Budapest: *Tankönyvkiadó Vállalat*. [https://library.hungaricana.hu/hu/view/VizugyiKonyvek\\_053/?pg=0&layout=s](https://library.hungaricana.hu/hu/view/VizugyiKonyvek_053/?pg=0&layout=s).
- DENTZ, M, LE BORGNE, T, ENGLERT, A, BIJELIC, B. (2011). Mixing, spreading and reaction in heterogeneous media: A brief review. *Journal of Contaminant Hydrology*, 120-121, 1-17. <http://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2010.05.002>.
- DHAOU, Z, CHKIR, N, ZOUARI, K, AMMAR, FH, AGOUNE, A. (2016). Investigation of uranium geochemistry along groundwater flow path in the Continental Intercalaire aquifer (Southern Tunisia). *Journal of Environmental Radioactivity*, 157, 67-76. <http://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2016.03.005>.
- DILLON, P, FERNÁNDEZ ESCALANTE, E, MEGDAL, SB, MASSMANN, G. (2020). Managed aquifer recharge for water resilience. *Water*, 12(7), 1846. <http://doi.org/10.3390/w12071846>.
- DONG, WH, KANG, B, DU, SH, & SHI, XF. (2013). Estimation of shallow groundwater ages and circulation rates in the Henan Plain, China: CFC and deuterium excess methods. *Geosciences Journal*, 17, 479-488. <https://doi.org/10.1007/s12303-013-0037-8>.
- DU PLESSIS, A. (2017). Global water availability, distribution and use *Freshwater Challenges of South Africa and its Upper Vaal River: Current State and Outlook* (pp. 3-11): *Springer, Cham*. [http://doi.org/10.1007/978-3-319-49502-6\\_1](http://doi.org/10.1007/978-3-319-49502-6_1).
- DUDKO, A. (1988). A Balatonfő-velencei terület szerkezetalakulása – Tectonics of the Balatonfő-velence area (Hungary). *Földtani Közöny 118*, 207-218.
- DZOMBAK, DA, MOREL, FM. (1991). Surface complexation modeling: hydrous ferric oxide: *John Wiley & Sons*.
- EC** – European Commission (2008). Groundwater protection in Europe. ISBN: 978-92-79-09817-8. <https://op.europa.eu/en/publication-detail/-/publication/4f3c68f2-464d-4502-9086-6fcd1be8ab01/language-en>.
- EDMUNDS, W, SMEDLEY, P. (1996). Groundwater geochemistry and health: an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 113(1), 91-105. <http://doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.113.01.08>.
- EDWARDS, AA, LLOYD, DC. (1998). Risks from ionising radiation: deterministic effects. *Journal of Radiological Protection*, 18(3), 175. <http://doi.org/10.1088/0952-4746/18/3/004>.
- EISENLOHR, L, SURBECK, H. (1995). Radon as a natural tracer to study transport processes in a karst system. An example in the Swiss Jura. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences. Serie 2, Sciences de la Terre et des Planetes*, 321(9), 761-767.
- ERHARDT, I, ÖTVÖS, V, ERÖSS, A, CZAUNER, B, SIMON, S, MÁDL-SZŐNYI, J. (2017). Hydraulic evaluation of the hypogenic karst area in Budapest (Hungary). *Hydrogeology Journal*, 25(6), 1871-1891. <http://doi.org/10.1007/s10040-017-1591-3>.
- ERÖSS, A. (2010). Characterization of fluids and evaluation of their effects on karst development at the Rózsadomb and Gellért Hill. (PhD értekezés), *Eötvös Loránd Tudományegyetem*, Budapest.
- ERÖSS, A. (2020). Natürliche Radioaktivität im Grundwasser–neue Parameter und Herausforderungen für die Trinkwasserversorgung. *Grundwasser*, 25, 111-112. <http://doi.org/https://doi.org/10.1007/s00767-020-00449-9>.

- ERŐSS, A, MÁDL-SZŐNYI, J, SURBECK, H, HORVÁTH, Á, GOLDSCHIEDER, N, CSOMA, AÉ. (2012). Radionuclides as natural tracers for the characterization of fluids in regional discharge areas, Buda Thermal Karst, Hungary. *Journal of Hydrology*, 426, 124-137. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.01.031>.
- ERŐSS, A, CSONDOR, K, IZSÁK, B, VARGHA, M, HORVÁTH, Á, PÁNDICS, T. (2018). Uranium in groundwater–The importance of hydraulic regime and groundwater flow system's understanding. *Journal of Environmental Radioactivity*, 195, 90-96. <http://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2018.10.002>.
- ERŐSS, A, HORVÁTH, Á, HEGEDŰS-CSONDOR, K, BAJÁK, P, KOVÁCSNÉ BODOR, P, MÁDLNÉ SZŐNYI, J. (2021). Radon a felszínalatti vizekben. *Sugárvédelem*, 14(2), 37-42. [https://epa.oszk.hu/04300/04398/00017/pdf/EPA04398\\_sugarvedelem\\_2021\\_2\\_37-42.pdf](https://epa.oszk.hu/04300/04398/00017/pdf/EPA04398_sugarvedelem_2021_2_37-42.pdf).
- FELFÖLDI, T. (2020). Microbial communities of soda lakes and pans in the Carpathian Basin: a review. *Biologia Futura*, 71(4), 393-404. <http://doi.org/10.1007/s42977-020-00034-4>.
- FINCH, W, DAVIS, J. (1985). Geological environments of sandstone-type uranium deposits. Bécs, Ausztria: IAEA (IAEA-TECDOC-328). 408p. <https://inis.iaea.org/collection/NCLCollectionStore/Public/16/049/16049758.pdf?r=1>.
- FÓRIZS, I, BERECS, T, MOLNAR, Z, SŰVEGES, M. (2005). Origin of shallow groundwater of Csepel Island (south of Budapest, Hungary, River Danube): isotopic and chemical approach. *Hydrological Processes: An International Journal*, 19(17), 3299-3312. <https://doi.org/10.1002/hyp.5971>.
- FREEZE, RA, CHERRY, JA. (1979). Groundwater. Prentice Hall. <https://www.un-grac.org/sites/default/files/resources/files/Groundwater%20book%20-%20English.pdf>.
- FÜLÖP, J. (1990). Magyarország geológiája. Budapest: Magyar Állami Földtani Intézet.
- GAINON, F. (2008). Les isotopes radioactifs de la série de l'uranium-238 (222Rn, 226Ra, 234U et 238U) dans les eaux thermales de Suisse: sites d'Yverdon-les-Bains, Moiry, Loèche-les-Bains, Saxon, Val d'Illiez, Bad Ragaz, Delémont, Lavey-les-Bains, Brigerbad et Combioula. (PhD értekezés), Université de Neuchâtel. [https://www.nucfilm.ch/these\\_GainonF\\_2008.pdf](https://www.nucfilm.ch/these_GainonF_2008.pdf).
- GAINON, F, GOLDSCHIEDER, N, SURBECK, H. (2007a). Conceptual model for the origin of high radon levels in spring waters–the example of the St. Placidus spring, Grisons, Swiss Alps. *Swiss Journal of Geosciences*, 100, 251-262. <http://doi.org/10.1007/s00015-007-1220-6>.
- GAINON, F, SURBECK, H, ZWAHLEN, F. (2007b). Natural radionuclides in groundwater as pollutants and as useful tracers. Paper presented at the *Proceedings of the 12th Symposium on Water Rock Interaction, 31 July-5 August 2007, Kunming, China*. [https://www.nucfilm.ch/gainon\\_final.pdf](https://www.nucfilm.ch/gainon_final.pdf).
- GALSA, A, TÓTH, Á, SZIJÁRTÓ, M, PEDRETTI, D, MÁDL-SZŐNYI, J. (2022). Interaction of basin-scale topography-and salinity-driven groundwater flow in synthetic and real hydrogeological systems. *Journal of Hydrology*, 609, 127695. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.127695>.
- GAT, JR. (1996). Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 24(1), 225-262. <http://doi.org/10.1146/annurev.earth.24.1.225>.
- GRABOWSKI, P, BEM, H. (2012). Uranium isotopes as a tracer of groundwater transport studies. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 292, 1043-1048. <http://doi.org/10.1007/s10967-011-1558-0>.
- GRESKOWIAK, J, GWO, J, JACQUES, D, YIN, J, MAYER, KU. (2015). A benchmark for multi-rate surface complexation and 1D dual-domain multi-component reactive transport of U (VI). *Computational Geosciences*, 19, 585-597. <http://doi.org/10.1007/s10596-014-9457-4>.
- GRUNDL, T, CAPE, M. (2006). Geochemical factors controlling radium activity in a sandstone aquifer. *Groundwater*, 44(4), 518-527. <http://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00162.x>.
- GYALOG, L. (2005). Magyarázó Magyarország fedett földtani térképéhez (az egységek rövid leírása) 1: 100 000. Budapest: Magyar Állami Földtani Intézet. 188p. <https://mek.oszk.hu/08700/08714/08714.pdf>.



- GYALOG, L, ÓDOR, L. (1983). Felső-pannóniai bázisképződmények a Velencei-hegység keleti részén. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1981-ről*. 413-423.
- GYALOG, L, HORVÁTH, I. (2004). A Velencei-hegység és a Balatonfő földtana [Geology of the Velence Hills and the Balatonfő-in Hungarian]. Budapest. [https://mbfsz.gov.hu/sites/default/files/file/2018/03/23/velencei\\_hg.pdf](https://mbfsz.gov.hu/sites/default/files/file/2018/03/23/velencei_hg.pdf).
- HAAS, J, BUDAI, T. (2014). Magyarország prekainozoos medencealjzatának földtana. *Magyarázó „Magyarország pre-kainozoos földtani térképéhez” (1: 500 000)*. — *Geology of the pre-Cenozoic basement of Hungary, Explanatory book of the pre-Cenozoic geological map of Hungary (1: 500 000)*. Budapest: Magyar Földtani és Geofizikai Intézet. [https://eles.mbfsz.gov.hu/sites/default/files/file/2018/03/23/aljzat\\_magyarazo.pdf](https://eles.mbfsz.gov.hu/sites/default/files/file/2018/03/23/aljzat_magyarazo.pdf).
- HAAS, J, BUDAI, T, CSONTOS, L, FODOR, L, KONRÁD, K. (2010). Magyarország pre-kainozoos földtani térképe 1: 500 000 (Pre-Cenozoic geological map of Hungary, 1: 500 000). Budapest: Magyar Állami és Földtani Intézet. <https://map.mbfsz.gov.hu/preterc500/>.
- HAAS, J, GOZCAN, F, ORAVECZ-SCHEFFER, A, BARABÁS-STUHL, Á, MAJOROS, G, BÉRCZIMAKK, A. (1986). Permian-Triassic boundary in Hungary. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 34, 221-242.
- HALÁSZ, I. (1999). A Velencei-hegység természetes vizeinek magas szintű aktivitása és annak eredete. (Szakdolgozat), *Eötvös Loránd Tudományegyetem*.
- HAVRIL, T, TÓTH, Á, MOLSON, JW, GALSA, A, MÁDL-SZÖNYI, J. (2018). Impacts of predicted climate change on groundwater flow systems: can wetlands disappear due to recharge reduction? *Journal of Hydrology*, 563, 1169-1180. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.09.020>.
- HAYNES, WM. (2016). CRC Handbook of Chemistry and Physics (97th ed.): CRC Press. <http://doi.org/10.1201/9781315380476>.
- HOEHN, E. (1998). Radionuclides in groundwaters: contaminants and tracers. Paper presented at the *Groundwater quality: remediation and protection Tübingen*. [http://hydrologie.org/redbooks/a250/iahs\\_250\\_0003.pdf](http://hydrologie.org/redbooks/a250/iahs_250_0003.pdf).
- IBRAHIM, ME-A, WATANABE, K, SALEH, GM, IBRAHIM, WS. (2015). Abu Rusheid lamprophyre dikes, south Eastern Desert, Egypt: as physical-chemical traps for REEs, Zn, Y, U, Cu, W, and Ag. *Arabian Journal of Geosciences*, 8, 9261-9270. <http://doi.org/10.1007/s12517-015-1882-8>.
- ISLAM, M. (2023). Hydrogeochemical evaluation and groundwater quality: *Springer Cham*. <http://doi.org/10.1007/978-3-031-44304-6>.
- IVANOVICH, M, HARMON, R. (1982). Uranium series disequilibrium: Application to environmental problems in the earth sciences: *Clarendon Press Oxford*.
- IZÁPY, G. (2002). Magyarország forrásainak katasztere. Budapest: *VITUKI Rt. Hidrológiai Intézete*.
- JASECHKO, S. (2019). Global isotope hydrogeology—Review. *Reviews of Geophysics*, 57(3), 835-965. <https://doi.org/10.1029/2018RG000627>.
- JIA, Y, XI, B, JIANG, Y, GUO, H, YANG, Y, LIAN, X, HAN, S. (2018). Distribution, formation and human-induced evolution of geogenic contaminated groundwater in China: A review. *Science of the Total Environment*, 643, 967-993. <http://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.06.201>.
- JOBBÁGY, V. (2022). Rapid radionuclide specific screening procedures in drinking water: alternative options to replace inaccurate gross activity measurements. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 331(9), 3877-3885. <http://doi.org/10.1007/s10967-022-08409-8>.
- JOBBÁGY, V, MEREŠOVÁ, J, WÄTJEN, U. (2014). Critical remarks on gross alpha/beta activity analysis in drinking waters: conclusions from a European interlaboratory comparison. *Applied Radiation and Isotopes*, 87, 429-434. <http://doi.org/10.1016/j.apradiso.2013.11.073>.
- JOBBÁGY, V, KÁVÁSI, N, SOMLAI, J, DOMBOVÁRI, P, KARDOS, R, KOVÁCS, T. (2010). Radioanalytical investigations of uranium concentrations in natural spring, mineral, spa

- and drinking waters in Hungary. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 286(2), 417-422. <http://doi.org/10.1007/s10967-010-0711-5>.
- JOBÁGY, V, MEREŠOVÁ, J, DUPUIS, E, KWAKMAN, P, ALTITZOGLOU, T, ROŽKOV, A, HULT, M, EMTEBORG, H, WÄTJEN, U. (2015). Results of a European interlaboratory comparison on gross alpha/beta activity determination in drinking water. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 306, 325-331. <http://doi.org/10.1007/s10967-015-3955-2>.
- KAMAR, M, EL TOHAMY, A, MIRA, H, ISMAIL, A. (2022). Geology and Environmental Impact Assessment of Psammitic Gneiss and Lamprophyre Dykes at Wadi Sikait, South Eastern Desert, Egypt. Paper presented at the *Journal of Physics: Conference Series*. <http://doi.org/10.1088/1742-6596/2305/1/012001>.
- KDTVIZIG (2020). Jelentős Vízgazdálkodási Kérdések (Velencei-tó vízgyűjtő-gazdálkodási tervezési alegység). Székesfehérvár: *Közép-dunántúli Vízügyi Igazgatóság*.
- KENDALL, C, CALDWELL, EA. (1998). Fundamentals of isotope geochemistry *Isotope tracers in catchment hydrology* (pp. 51-86): Elsevier. <http://doi.org/10.1016/B978-0-444-81546-0.50009-4>.
- KERSTEN, M. (2021). Comment on “enthalpy of uranium adsorption onto hematite”. *Environmental Science & Technology*, 55(5), 3442-3443. <http://doi.org/10.1021/acs.est.0c07856>.
- KING, PT, MICHEL, J, MOORE, WS. (1982). Ground water geochemistry of 228Ra, 226Ra and 222Rn. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46(7), 1173-1182. [http://doi.org/10.1016/0016-7037\(82\)90003-5](http://doi.org/10.1016/0016-7037(82)90003-5).
- KISS, R. (1998). Talajvizek radonkoncentrációjának mérése és környezeti hatásainak tanulmányozása. (Szakdolgozat), *Eötvös Loránd Tudományegyetem*, Budapest.
- KLØVE, B, ALA-AHO, P, BERTRAND, G, BOUKALOVA, Z, ERTÜRK, A, GOLDSCHIEDER, N, ... & WIDERLUND, A. (2011). Groundwater dependent ecosystems. Part I: Hydroecological status and trends. *Environmental Science & Policy*, 14(7), 770-781. <https://doi.org/10.1016/j.envsci.2011.04.002>.
- KLØVE, B, ALA-AHO, P, BERTRAND, G, GURDAK, JJ, KUPFERSBERGER, H, KVÆRNER, J, ... & PULIDO-VELAZQUEZ, M. (2014). Climate change impacts on groundwater and dependent ecosystems. *Journal of Hydrology*, 518, 250-266. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.06.037>.
- KOVÁCH, Á. (1970). Előzetes jelentés „A Pannon-medence kristályos aljzatából származó kőzetminták izotóp kormeghatározása” c. téma keretében a MÁFI és az MTA Atomki között az 1970. évre megkötött kutatási szerződés alapján elvégzett kormeghatározási munkákról. Budapest: *MÁFI és MTA Atomki*.
- KOVÁCS-BODOR, P, CSONDOR, K, ERŐSS, A, SZIEBERTH, D, FREILER-NAGY, Á, HORVÁTH, Á, BIHARI, Á, MÁDL-SZÖNYI, J. (2019). Natural radioactivity of thermal springs and related precipitates in Gellért Hill area, Buda Thermal Karst, Hungary. *Journal of Environmental Radioactivity*, 201, 32-42. <http://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2019.01.020>.
- KOVÁCS-BODOR, P, ANDA, D, JURECSKA, L, ÓVÁRI, M, HORVÁTH, Á, MAKK, J, POST, V, MÜLLER, I, MÁDL-SZÖNYI, J. (2018). Integration of in situ experiments and numerical simulations to reveal the physicochemical circumstances of organic and inorganic precipitation at a thermal spring. *Aquatic Geochemistry*, 24(3), 231-255. <http://doi.org/10.1007/s10498-018-9341-2>.
- KUBOVICS, I. (1983). Magyarországi mezozoós ultrabázisos-bázisos, neutrális magmás képződmények közettani-geokémiai és vulkanológiai vizsgálata. Budapest: *Országos Földtani és Geofizikai Adattár*.
- KURTIO, P, HARMOINEN, A, SAHA, H, SALONEN, L, KARPAS, Z, KOMULAINEN, H, AUVINEN, A. (2006). Kidney toxicity of ingested uranium from drinking water. *American Journal of Kidney Diseases*, 47(6), 972-982. <http://doi.org/10.1053/j.ajkd.2006.03.002>.
- KURTIO, P, AUVINEN, A, SALONEN, L, SAHA, H, PEKKANEN, J, MÄKELÄINEN, I, VÄISÄNEN, SB, PENTTILÄ, IM, KOMULAINEN, H. (2002). Renal effects of uranium in drinking water. *Environmental Health Perspectives*, 110(4), 337-342. <http://doi.org/10.1289/ehp.02110337>.

- KURYLYK, BL, MACQUARRIE, KT, & VOSS, CI. (2014). Climate change impacts on the temperature and magnitude of groundwater discharge from shallow, unconfined aquifers. *Water Resources Research*, 50(4), 3253-3274. <https://doi.org/10.1002/2013WR014588>.
- LAPWORTH, D, BOVING, T, KREAMER, D, KEBEDE, S, SMEDLEY, P. (2022). Groundwater quality: Global threats, opportunities and realising the potential of groundwater. *Science of the Total Environment*, 811, 152471. <http://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.152471>.
- LENGYEL, S, KÓSA, L, NÉMETH, L, ELSHOLZ, L. (1960). Összefoglaló jelentés a Velencei-hegységben 1957–58–59-ben végzett hasadóanyag kutatásról. Budapest.
- LI, J, PANG, Z, KONG, Y, WANG, S, BAI, G, ZHAO, H, ... & YANG, Z. (2018). Groundwater isotopes biased toward heavy rainfall events and implications on the local meteoric water line. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(11), 6259-6266. <https://doi.org/10.1029/2018JD028413>.
- LIAO, F, WANG, G, YI, L, SHI, Z, CHENG, G, KONG, Q, MU, W, GUO, L, CHENG, K, DONG, N. (2020a). Applying radium isotopes to estimate groundwater discharge into Poyang Lake, the largest freshwater lake in China. *Journal of Hydrology*, 585, 124782. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124782>.
- LIAO, F, WANG, G, YI, L, SHI, Z, CHENG, G, KONG, Q, MU, W, GUO, L, CHENG, K, DONG, N. (2020b). Identifying locations and sources of groundwater discharge into Poyang Lake (eastern China) using radium and stable isotopes (deuterium and oxygen-18). *Science of the Total Environment*, 740, 140163. <http://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.140163>.
- LINHOFF, BS, BENNETT, PC, PUNTSAG, T, GEREL, O. (2010). Geochemical evolution of uraniferous soda lakes in Eastern Mongolia. *Environmental Earth Sciences*, 62(1), 171-183. <http://doi.org/10.1007/s12665-010-0512-8>.
- LYMAN, GH, LYMAN, CG, JOHNSON, W. (1985). Association of leukemia with radium groundwater contamination. *Jama*, 254(5), 621-626. <http://doi.org/10.1001/jama.1985.03360050059026>.
- LYU, M, PANG, Z, YIN, L, ZHANG, J, HUANG, T, YANG, S, ... & GULBOSTAN, T. (2019). The control of groundwater flow systems and geochemical processes on groundwater chemistry: a case study in Wushenzhao Basin, NW China. *Water*, 11(4), 790. <https://doi.org/10.3390/w11040790>.
- MA, R, ZHENG, C, LIU, C, GRESKOWIAK, J, PROMMER, H, ZACHARA, JM. (2014). Assessment of controlling processes for field-scale uranium reactive transport under highly transient flow conditions. *Water Resources Research*, 50(2), 1006-1024. <https://doi.org/10.1002/2013WR013835>.
- MA, R, ZHENG, C, PROMMER, H, GRESKOWIAK, J, LIU, C, ZACHARA, J, ROCKHOLD, M. (2010). A field-scale reactive transport model for U (VI) migration influenced by coupled multirate mass transfer and surface complexation reactions. *Water Resources Research*, 46(5). <http://doi.org/10.1029/2009WR008168>.
- MÁDL-SZÖNYI, J, TÓTH, J. (2009). A hydrogeological type section for the Duna-Tisza Interfluve, Hungary. *Hydrogeology Journal*, 17(4), 961-980. <http://doi.org/10.1007/s10040-008-0421-z>.
- MÁDL-SZÖNYI, J, TÓTH, Á. (2015). Basin-scale conceptual groundwater flow model for an unconfined and confined thick carbonate region. *Hydrogeology Journal*, 23(7), 1359-1380. <http://doi.org/10.1007/s10040-015-1274-x>.
- MÁDL-SZÖNYI, J, TÓTH, Á. (2017). Topographically driven fluid flow at the boundary of confined and unconfined sub-basins of carbonates: basic pattern and evaluation approach on the example of Buda Thermal Karst. Paper presented at the *EuroKarst 2016, Neuchâtel: Advances in the Hydrogeology of Karst and Carbonate Reservoirs*. [http://doi.org/10.1007/978-3-319-45465-8\\_10](http://doi.org/10.1007/978-3-319-45465-8_10).
- MÁDLNÉ SZÖNYI, J. (2020). Felszínalatti vízáramlások mintázata fedetlen és kapcsolódó fedett karbonátos víztartó rendszerekben, a Budai-termálkarszt tágabb környezetének példáján. (Akadémiai doktori értekezés), *Eötvös Loránd Tudományegyetem*, Budapest. <http://real-d.mtak.hu/id/eprint/1317>.

- MAHONEY, JJ, CADLE, SA, JAKUBOWSKI, RT. (2009). Uranyl adsorption onto hydrous ferric oxide—A re-evaluation for the diffuse layer model database. *Environmental Science & Technology*, 43(24), 9260-9266. <http://doi.org/10.1021/es901586w>.
- MAIA, FM, RIBET, S, BAILLY, C, GRIVÉ, M, MADÉ, B, MONTAVON, G. (2021). Evaluation of thermodynamic data for aqueous Ca-U (VI)-CO<sub>3</sub> species under conditions characteristic of geological clay formation. *Applied Geochemistry*, 124, 104844. <http://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2020.104844>.
- MAJOROS, G. (1980). A permi üledékképződés problémái a Dunántúli-középhegységben: egy ősföldrajzi modell és néhány következtetés. *Földtani Közöny*, 110(3-4), 323-341.
- MARTINECZ, Á. (2014). Hidrosztratigráfiai értékelés és áramkép szimuláció a Budai Termálkarszton. (MSc diplomamunka), *Eötvös Loránd Tudományegyetem*, Budapest.
- MEARS, C, THOMAS, H, HENDERSON, PB, CHARETTE, MA, MACINTYRE, H, DEHAIRS, F, MONNIN, C, MUCCI, A. (2020). Using 226Ra and 228Ra isotopes to distinguish water mass distribution in the Canadian Arctic Archipelago. *Biogeosciences*, 17(20), 4937. <http://doi.org/10.5194/bg-17-4937-2020>.
- MIOTLIŃSKI, K. (2008). Coupled reactive transport modeling of redox processes in a nitrate-polluted sandy aquifer. *Aquatic Geochemistry*, 14, 117-131. <http://doi.org/10.1007/s10498-008-9028-1>.
- MONTAÑA, M, CAMACHO, A, SERRANO, I, DEVESA, R, MATIA, L, VALLÉS, I. (2013). Removal of radionuclides in drinking water by membrane treatment using ultrafiltration, reverse osmosis and electrodialysis reversal. *Journal of Environmental Radioactivity*, 125, 86-92. <http://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2013.01.010>.
- MOOG, H, BOK, F, MARQUARDT, C, BRENDLER, V. (2015). Disposal of nuclear waste in host rock formations featuring high-saline solutions—Implementation of a thermodynamic reference database (THEREDA). *Applied Geochemistry*, 55, 72-84. <http://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2014.12.016>.
- MÜHR-EBERT, EL, WAGNER, F, WALTHER, C. (2019). Speciation of uranium: Compilation of a thermodynamic database and its experimental evaluation using different analytical techniques. *Applied Geochemistry*, 100, 213-222. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2018.10.006>.
- NUCCETELLI, C, RUSCONI, R, FORTE, M. (2012). Radioactivity in drinking water: regulations, monitoring results and radiation protection issues. *Annali dell'Istituto superiore di sanità*, 48, 362-373. <http://doi.org/10.4415/ANN 12 04 04>.
- ORAVECZ, J. (1964). Szilur képződmények Magyarországon. *Földtani Közöny*, 94(1), 3-9.
- ORESKE, N, SHRADER-FRECHETTE, K, BELITZ, K. (1994). Verification, validation, and confirmation of numerical models in the earth sciences. *Science*, 263(5147), 641-646. <http://doi.org/10.1126/science.263.5147.641>.
- OSMOND, JK, COWART, JB. (1976). The theory and uses of natural uranium isotopic variations in hydrology. *Atomic Energy Review*, 14(4), 621-679. <https://inis.iaea.org/collection/NCLCollectionStore/Public/53/072/53072404.pdf?r=1>.
- PADISÁK, J. (2005). Általános limnológia. Budapest: *ELTE Eötvös Kiadó*.
- PALOTAI, M, CSONTOS, L. (2010). Strike-slip reactivation of a Paleogene to Miocene fold and thrust belt along the central part of the Mid-Hungarian Shear Zone. *Geologica Carpathica*, 61(6), 483. <http://doi.org/10.2478/v10096-010-0030-3>.
- PARKHURST, DL, APPELO, C. (2013). Description of input and examples for PHREEQC version 3—a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations *Techniques and Methods* (Vol. 6, pp. 497): *U.S. Geological Survey*. <https://pubs.usgs.gov/tm/06/a43/>.
- PARKS, KP. (1989). Groundwater flow, pore-pressure anomalies and petroleum entrapment, Belly River Formation, west-central Alberta. (MSc thesis), *University of Alberta*, Edmonton (Kanada). <https://doi.org/10.7939/R35Q4RW5B>.
- PÉCZELY, G. (1998). Éghajlat. Budapest: *Nemzeti Tankönyvkiadó*. [https://library.hungaricana.hu/hu/view/VizugyiKonyvek\\_182/?pg=0&layout=s](https://library.hungaricana.hu/hu/view/VizugyiKonyvek_182/?pg=0&layout=s).



- PÉREZ-MORENO, SM, GUERRERO, JL, MOSQUEDA, F, GÁZQUEZ, MJ, BOLÍVAR, JP. (2020). Hydrochemical behaviour of long-lived natural radionuclides in Spanish groundwaters. *CATENA*, 191, 104558. <http://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104558>.
- PORCELLI, D, SWARZENSKI, PW. (2003). The behavior of U-and Th-series nuclides in groundwater. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 52(1), 317-361. <http://doi.org/10.2113/0520317>.
- PREGLER, A, SURBECK, H, EIKENBERG, J, WERTHMÜLLER, S, SZIDAT, S, & TÜRLER, A. (2019). Increased uranium concentrations in ground and surface waters of the Swiss Plateau: A result of uranium accumulation and leaching in the Molasse basin and (ancient) wetlands? *Journal of Environmental Radioactivity*, 208, 106026. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2019.106026>.
- RESKÓNÉ, MN, TÖRÖKNÉ, AK. (2000). Toxic *Microcystis aeruginosa* in Lake Velencei. *Environmental Toxicology: An International Journal*, 15(5), 554-557. [http://doi.org/10.1002/1522-7278\(2000\)15:5<554::AID-TOX28>3.0.CO;2-Y](http://doi.org/10.1002/1522-7278(2000)15:5<554::AID-TOX28>3.0.CO;2-Y).
- RESKÓNÉ, MN, BORSODI, AK. (2003). Long-term investigations on the changes of the MPN values of bacterial communities participating in the sulphur cycle in Lake Velencei, Hungary. *Hydrobiologia*, 506, 715-720. <http://doi.org/10.1023/B:HYDR.0000008592.94887.26>.
- RESKÓNÉ, N. (1999). A Velencei-tó mai arculata és vízminősége. *Acta Biologica Debrecina*, 9, 175-182.
- RESKÓNÉ, N, PONYI, J, SZITÓ, A, KISS, G, ÁCS, É, BORSODI, A. (2001). A Velencei-tó biológiai állapota. *Hidrológiai Közlöny*, 81, 448-452.
- RUSCONI, R, FORTE, M, CARESANA, M, BELLINZONA, S, CAZZANIGA, M, SGORBATI, G. (2006). The evaluation of uncertainty in low-level LSC measurements of water samples. *Applied Radiation and Isotopes*, 64(10-11), 1124-1129. <http://doi.org/10.1016/j.apradiso.2006.02.006>.
- SAJIH, M, BRYAN, N, LIVENS, F, VAUGHAN, D, DESCOSTES, M, PHROMMAVANH, V, NOS, J, MORRIS, K. (2014). Adsorption of radium and barium on goethite and ferrihydrite: A kinetic and surface complexation modelling study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 146, 150-163. <http://doi.org/10.1016/j.gca.2014.10.008>.
- SALE, T, GALLO, S, ASKARANI, KK, IRIANNI-RENNO, M, LYVERSE, M, HOPKINS, H, BLOTEVOGEL, J, BURGE, S. (2021). Real-time soil and groundwater monitoring via spatial and temporal resolution of biogeochemical potentials. *Journal of Hazardous Materials*, 408, 124403. <https://doi.org/10.1016/j.jhazmat.2020.124403>.
- SAVOY, L, SURBECK, H, HUNKELER, D. (2011). Radon and CO<sub>2</sub> as natural tracers to investigate the recharge dynamics of karst aquifers. *Journal of Hydrology*, 406(3-4), 148-157. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.05.031>.
- SCHMID, SM, BERNOULLI, D, FÜGENSCHUH, B, MATENCO, L, SCHEFER, S, SCHUSTER, R, TISCHLER, M, USTASZEWSKI, K. (2008). The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss Journal of Geosciences*, 101, 139-183. <http://doi.org/10.1007/s00015-008-1247-3>.
- SÉDY, K. (1944). Velencei-tó. Budapest: *Velencei-tavi Országos Szövetség*.
- SEILER, R. (2016). 210Po in drinking water, its potential health effects, and inadequacy of the gross alpha activity MCL. *Science of the Total Environment*, 568, 1010-1017. <http://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.05.044>.
- SIMON, S. (2010). Characterization of groundwater and lake interaction in saline environment, at Kelemenszék Lake, Danube-Tisza Interfluve, Hungary. (PhD értekezés), *Eötvös Loránd Tudomány Egyetem*, Budapest. [https://teo.elte.hu/minosites/ertekezes2010/simon\\_sz.pdf](https://teo.elte.hu/minosites/ertekezes2010/simon_sz.pdf).
- SIMON, S, MÁDL-SZÖNYI, J, MÜLLER, I, ZSEMLE, F. (2008). Identification of near-surface saline water in the Lake Kelemenszék area, Danube-Tisza Interfluve, Hungary. *Central European Geology*, 51(3), 219-230. <http://doi.org/10.1556/ceugeol.51.2008.3.4>.
- SIMON, S, MÁDL-SZÖNYI, J, MÜLLER, I, POGÁCSÁS, G. (2011). Conceptual model for surface salinization in an overpressured and a superimposed gravity-flow field, Lake

- Kelemenszék area, Hungary. *Hydrogeology Journal*, 3(19), 701-717. <http://doi.org/10.1007/s10040-011-0711-8>.
- SIMON, S, DÉRI-TAKÁCS, J, SZIJÁRTÓ, M, SZÉL, L, MÁDL-SZŐNYI, J. (2023). Wetland Management in Recharge Regions of Regional Groundwater Flow Systems with Water Shortage, Nyírség Region, Hungary. *Water*, 15(20), 3589. <http://doi.org/10.3390/w15203589>.
- SKEPPSTRÖM, K, OLOFSSON, B. (2007). Uranium and radon in groundwater. *European Water*, 17(18), 51-62. [https://www.ewra.net/ew/pdf/EW\\_2007\\_17-18\\_05.pdf](https://www.ewra.net/ew/pdf/EW_2007_17-18_05.pdf).
- SOMOGYI, S, AMBRÓZY, P, ÁDÁM, L, GALAMBOS, J, JUHÁSZ, Á, KOZMA, F, MAROSI, S, MEZŐSI, G, RAJKAI, K, SZILÁRD, J. (1990). Magyarország kistájainak katasztere I-II. (Marosi S, Somogyi S eds.). Budapest: *MTA Földrajztudományi Kutató Intézet*.
- SÖVÉNYI, I. (1960). Jelentés a Velencei-hegységben végzett radiometriás mérésekről. Budapest: *Mecseki Érckutató Vállalat (MÉV)*.
- STACKELBERG, PE, SZABO, Z, & JURGENS, BC. (2018). Radium mobility and the age of groundwater in public-drinking-water supplies from the Cambrian-Ordovician aquifer system, north-central USA. *Applied Geochemistry*, 89, 34-48. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2017.11.002>.
- STEEFEL, C, APPELO, C, ARORA, B, JACQUES, D, KALBACHER, T, KOLDITZ, O, LAGNEAU, V, LICHTNER, P, MAYER, KU, MEEUSSEN, J. (2015). Reactive transport codes for subsurface environmental simulation. *Computational Geosciences*, 19, 445-478. <http://doi.org/10.1007/s10596-014-9443-x>.
- SUKSI, J, RASILAINEN, K, PITKÄNEN, P. (2006). Variations in <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U activity ratios in groundwater—A key to flow system characterisation? *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 31(10-14), 556-571. <http://doi.org/10.1016/j.pce.2006.04.007>.
- SURBECK, H. (2000). Alpha spectrometry sample preparation using selectively adsorbing thin films. *Applied Radiation and Isotopes*, 53(1-2), 97-100. [http://doi.org/10.1016/S0969-8043\(00\)00119-6](http://doi.org/10.1016/S0969-8043(00)00119-6).
- SÜMEGHY, J. (1952). A Velencei-tó kialakulása. A Magyar Allami Földtani Intézet évi jelentése 1944-ről. Budapest: *Magyar Allami Földtani Intézet*. 29-35.
- SWARZENSKI, PW. (2007). U/Th series radionuclides as coastal groundwater tracers. *Chemical Reviews*, 107(2), 663-674. <https://doi.org/10.1021/cr0503761>.
- SZABÓ, G. (1977). A Velencei-tó és vízgyűjtője havi vízháztartási mérlegei.: *Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Központ*.
- SZABÓ, Z, SZIJÁRTÓ, M, TÓTH, Á, MÁDL-SZŐNYI, J. (2023). The Significance of Groundwater Table Inclination for Nature-Based Replenishment of Groundwater-Dependent Ecosystems by Managed Aquifer Recharge. *Water*, 15(6), 1077. <http://doi.org/10.3390/w15061077>.
- SZAKÁLL, S, GYALOG, L, KRISTÁLY, F, FEHÉR, B, ZAJZON, N. (2014). Ritkaföldfémek a velencei-hegységi granitoidokban és alkáli magmás kőzetekben [REE in the granitoids and alkaline magmatics of the Velence Mts] (Szakáll S ed. Vol. 5): *Milagrossa Kft*.
- SZIJÁRTÓ, M. (2021). A felszínalatti vízáramlás és a hőtranszport-folyamatok medenceléptékű numerikus vizsgálata. (PhD értekezés), *Eötvös Loránd Tudományegyetem*, Budapest. <http://doi.org/10.15476/ELTE.2021.164>.
- SZIJÁRTÓ, M, GALSA, A, TÓTH, Á, MÁDL-SZŐNYI, J. (2021). Numerical analysis of the potential for mixed thermal convection in the Buda Thermal Karst, Hungary. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 34, 100783. <http://doi.org/10.1016/j.ejrh.2021.100783>.
- SZILÁGYI, Á, GLÖCKNER, J-NÉ. (1971). Jelentés a Balatonfő és Velencei-hegység D-i előterében a Pannóniai Képződményekben Végzett Hasadóanyag Kutatásról: *Mecseki Érckutató Vállalat (MÉV)*.
- SZILÁGYI, F, SZABÓ, S, MÁNDOKI, M. (1989). Restoration of Lake Velence. In: Saláni, J., Heródek, S. (eds.): Conservation and Management of lakes. *Symposia Biologica Hungarica*, 38, Budapest: *Akadémiai Kiadó*, 529-545.
- SZTANÓ, O, MAGYAR, I, SZÓNOKY, M, LANTOS, M, MÜLLER, P, LENKEY, L, KATONA, L, CSILLAG, G. (2013). A Tihanyi Formáció a Balaton környékén: típusszelvény, képződési körülmények, rétegtani jellemzés. *Földtani Közlöny*, 143(1), 73-98.

- TARI, G, HORVÁTH, F.** (2010). A Dunántúli-középhegység helyzete és eoalpi fejlődéstörténete a Keleti-Alpok takarós rendszerében: egy másfél évtizedes tektonikai modell időszerűsége. *Földtani Közöny*, 140(4), 483-510.
- TARI, GC.** (1994). Alpine tectonics of the Pannonian Basin. (PhD értekezés), *Rice University*, Houston, Texas, USA.
- TATÁR, J.** (1960). Radiometrische Analyse des Velenceer Granitplutons. *Acta Technica*, 30(3-4), 319-336.
- TORRES, SB, PETRIK, A, SZABÓ, KZ, JORDAN, G, YAO, J, SZABÓ, C.** (2018). Spatial relationship between the field-measured ambient gamma dose equivalent rate and geological conditions in a granitic area, Velence Hills, Hungary: an application of digital spatial analysis methods. *Journal of Environmental Radioactivity*, 192, 267-278. <http://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2018.07.001>.
- TÓTH, A.** (1932). Adatok a Velencei-hegység morfológiájához. *Földrajzi Közlemények*, 60(1-3), 48-52.
- TÓTH, Á.** (2018). A Balaton-felvidék felszínalatti vizeinek hidraulikai kapcsolata a Bakonnyal és a Balatonnal (Groundwater flow systems and hydraulic connection of the Bakony-Balaton Highland–Lake Balaton region). (PhD), *Eötvös Loránd University*, Budapest. <http://doi.org/10.15476/ELTE.2018.123>.
- TÓTH, Á, HAVRIL, T, SIMON, S, GALSA, A, SANTOS, FAM, MÜLLER, I, MÁDL-SZÖNYI, J.** (2016). Groundwater flow pattern and related environmental phenomena in complex geologic setting based on integrated model construction. *Journal of Hydrology*, 539, 330-344. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.05.038>.
- TÓTH, J.** (1962). A theory of groundwater motion in small drainage basins in central Alberta, Canada. *Journal of Geophysical Research*, 67(11), 4375-4388. <http://doi.org/10.1029/JZ067i011p04375>.
- TÓTH, J.** (1970). A conceptual model of the groundwater regime and the hydrogeologic environment. *Journal of Hydrology*, 10(2), 164-176. [http://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90186-1](http://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90186-1).
- TÓTH, J.** (1971). Groundwater discharge: a common generator of diverse geologic and morphologic phenomena. *Hydrological Sciences Journal*, 16(1), 7-24. <http://doi.org/10.1080/02626667109493029>.
- TÓTH, J.** (1999). Groundwater as a geologic agent: an overview of the causes, processes, and manifestations. *Hydrogeology Journal*, 7(1), 1-14. <http://doi.org/10.1007/s100400050176>.
- TÓTH, J.** (2009). Gravitational systems of groundwater flow: theory, evaluation, utilization: *Cambridge University Press*. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511576546>.
- TYE, A, MILODOWSKI, A, SMEDLEY, P.** (2017). Distribution of Natural Radioactivity in the Environment. Keyworth, Nottingham, UK: *British Geological Survey*. 73p. <https://nora.nerc.ac.uk/id/eprint/516158>.
- ULIANA, MM, & SHARP Jr, JM.** (2001). Tracing regional flow paths to major springs in Trans-Pecos Texas using geochemical data and geochemical models. *Chemical Geology*, 179(1-4), 53-72. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00315-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00315-1).
- UNDERSCHULTZ, J.** (2005). Pressure distribution in a reservoir affected by capillarity and hydrodynamic drive: Griffin Field, North West Shelf, Australia. *Geofluids*, 5(3), 221-235. <https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2005.00112.x>.
- VAN BERK, W, & FU, Y.** (2017). Redox roll-front mobilization of geogenic uranium by nitrate input into aquifers: risks for groundwater resources. *Environmental Science & Technology*, 51(1), 337-345. <https://doi.org/10.1021/acs.est.6b01569>.
- VARISCO, S, BERETTA, GP, RAFFAELLI, L, RAIMONDI, P, PEDRETTI, D.** (2021). Model-Based Analysis of the Link between Groundwater Table Rising and the Formation of Solute Plumes in a Shallow Stratified Aquifer. *Pollutants*, 1(2), 66-86. <http://doi.org/10.3390/pollutants1020007>.
- VENDL, A.** (1914). A Velencei hegység geológiai és petrográfiai viszonyai. Magyar Állami Földtani Intézet évkönyve 1914. *Magyar Állami Földtani Intézet évkönyve*.

- VENGOSH, A, COYTE, RM, PODGORSKI, J, JOHNSON, TM. (2022). A critical review on the occurrence and distribution of the uranium-and thorium-decay nuclides and their effect on the quality of groundwater. *Science of the Total Environment*, 808, 151914. <http://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.151914>.
- VERWEIJ, J. M., SIMMELINK, H. J., UNDERSCHULTZ, J., & WITMANS, N. (2012). Pressure and fluid dynamic characterisation of the Dutch subsurface. *Netherlands Journal of Geosciences*, 91(4), 465-490. <https://doi.org/10.1017/S0016774600000342>.
- WANG, J, LIANG, X, MA, B, LIU, Y, JIN, M, KNAPPETT, PS, LIU, Y. (2021). Using isotopes and hydrogeochemistry to characterize groundwater flow systems within intensively pumped aquifers in an arid inland basin, Northwest China. *Journal of Hydrology*, 595, 126048. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126048>.
- WANG, Y, FRUTSCHI, M, SUVOROVA, E, PHROMMAVANH, V, DESCOSTES, M, OSMAN, AA, GEIPEL, G, BERNIER-LATMANI, R. (2013). Mobile uranium (IV)-bearing colloids in a mining-impacted wetland. *Nature Communications*, 4(1), 2942. <http://doi.org/10.1038/ncomms3942>.
- WHO (2017). Guidelines for Drinking-water Quality: *Word Health Organization*. 631p. <https://www.who.int/publications/i/item/9789241549950>.
- WHO (2018). Management of radioactivity in drinking-water: *Word Health Organization*. 104p. <https://www.who.int/publications/i/item/9789241513746>.
- WINTER, TC. (1978). Numerical simulation of steady state three-dimensional groundwater flow near lakes. *Water Resources Research*, 14(2), 245-254. <http://doi.org/10.1029/WR014i002p00245>.
- WINTER, TC. (1999). Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. *Hydrogeology Journal*, 7, 28-45. <http://doi.org/10.1007/s100400050178>.
- WINTER, TC. (2000). Ground water and surface water: a single resource: *Diane Publishing*. <https://doi.org/10.3133/cir1139>.
- WOLKERSDORFER, C. (2008). Water management at abandoned flooded underground mines: fundamentals, tracer tests, modelling, water treatment: *Springer Science & Business Media*. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-77331-3>.
- WOOLWAY, RI, KRAEMER, BM, LENTERS, JD, MERCHANT, CJ, O'REILLY, CM, SHARMA, S. (2020). Global lake responses to climate change. *Nature Reviews Earth & Environment*, 1(8), 388-403. <http://doi.org/10.1038/s43017-020-0067-5>.
- WRENN, ME, DURBIN, PW, WILLIS, DL, SINGH, NP. (1987). The potential toxicity of uranium in water. *Journal-American Water Works Association*, 79(4), 177-184. <http://doi.org/10.1002/j.1551-8833.1987.tb02831.x>.
- YIHDEGO, Y, WEBB, JA, VAHEDDOOST, B. (2017). Highlighting the role of groundwater in lake-aquifer interaction to reduce vulnerability and enhance resilience to climate change. *Hydrology*, 4(1), 10. <http://doi.org/10.3390/hydrology4010010>.
- YIN, L, HOU, G, SU, X, WANG, D, DONG, J, HAO, Y, & WANG, X. (2011). Isotopes ( $\delta D$  and  $\delta^{18}O$ ) in precipitation, groundwater and surface water in the Ordos Plateau, China: implications with respect to groundwater recharge and circulation. *Hydrogeology Journal*, 19(2), 429-443. <https://doi.org/10.1007/s10040-010-0671-4>.
- ZHU, C, ANDERSON, G. (2002). Environmental applications of geochemical modeling: *Cambridge University Press*. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511606274>.
- ZIMMERMAN, WB. (2006). Multiphysics modeling with finite element methods (Vol. 18): *World Scientific Publishing Company*. <https://doi.org/10.1142/6141>.

#### Hivatkozott rendeletek:

- 2013/51/EURATOM irányelv a lakosság egészségének az emberi fogyasztásra szánt vízben található radioaktív anyagokkal szembeni védelmére vonatkozó követelmények meghatározásáról: <https://eur-lex.europa.eu/legal-content/HU/TXT/PDF/?uri=CELEX:32013L0051&from=CS> (utolsó megtekintés: 2024. 01.14.)



- 2013/59/EURATOM rendelet az Európai Unió az ionizáló sugárzás miatti sugárterhelésből származó veszélyekkel szembeni védelmet szolgáló alapvető biztonsági előírások megállapításáról: <https://eur-lex.europa.eu/legal-content/HU/TXT/PDF/?uri=CELEX:32013L0059&from=GA> (utolsó megtekintés: 2024.02.05.)
- 5/2023. (I. 12.) kormányrendelet az ivóvíz minőségi követelményeiről és az ellenőrzés rendjéről: <https://net.jogtar.hu/jogszabaly?docid=A2300005.KOR&searchUrl=/gyorskereso?keyword%3D5/2023> (utolsó megtekintés: 2024. 01.14.)

#### Internetes hivatkozások:

- A Velencei-tó vízgyűjtő területe: <https://www.vizugy.hu/index.php?module=content&programelemid=44> (utolsó megtekintés: 2024. 01.14.)
- A Velencei-tóra elkészített vízmérleg számítások (Közép-dunántúli Vízügyi Igazgatóság): <http://www.kdtvizig.hu/hu/velencei-to-vizmerleg> (utolsó megtekintés: 2024. 01.14.)
- Nemzeti Vízstratégia – Kvassay Jenő Terv (2017): <http://www.kormany.hu/download/6/55/01000/Nemzeti%20V%C3%ADzstrat%C3%A9gia.pdf> (utolsó megtekintés: 2023.12.18.)
- Chiapo Benjamin térképe a Velencei tóról 1791-ből (Magyar Nemzeti Levéltár Magyar Országos Levéltár): <https://maps.hungaricana.hu/en/MOLTerkeptar/5232/view/?bbox=-642%2C-9521%2C27867%2C1928> (utolsó megtekintés: 2024.01.12.)

## ÁBRAJEGYZÉK

- 2.1. ábra.** A felszínalatti vizekben leggyakrabban előforduló radioaktív izotópok koncentrációja szisztematikusan változik az áramlási rendszerek függvényében (ERŐSS és mtsi. 2021). ..... 11
- 2.2. ábra.** Az indikatív dózis becslés folyamatábrája (BUFA-DÖRR és mtsi. 2022). ..... 16
- 3.1. ábra.** (a) A kutatási terület elhelyezkedése. (b) A kutatási terület lehatárolása, az érintett kistájak és települések nevének feltüntetésével. .... 18
- 3.2. ábra.** Magyarország nagyszerkezeti egységei. A rövidítések az alábbiakat jelentik: AR – Aggtelek-Rudabányai- hegység, D-Ó – Diósjenő-Ógyalla vonal, Kh – Kőszegi-hegység, Sh – Soproni-hegység, Szh – Szendrői-hegység (HAAS és mtsi. 2010 után módosította BUDAI ÉS KONRÁD 2011). A kutatási terület elhelyezkedésénarancssárga téglalap jelöli. .... 22
- 3.3. ábra.** A Velencei-hegység és környezetének elvi rétegoszlopa. Formációk: lQh2: tavi üledék, tPa2: Tihanyi Tagozat, soPa2: Somlói Tagozat, aPa2: Algyői Formáció, klPa2: Kállai Formáció, Pay: áthalmazott lejtőtörmelék, nE2–3: Nadapi Andezit Formáció, hT1: Hidegkúti Homokkő Formáció, aT1: Arácsi Marga Formáció, alT1: Alcsútdobozai Mészke Formáció, dP2: Dinnyési Dolomit Formáció, tP2: Tabajdi Anhidrit Formáció, bP2: Balatonfelvidéki Homokkő Formáció, vC2: Velencei Gránit Formáció, O-D Lovasi Agyagpala Formáció, ID3: Székesfehérvári Mészke Tagozat, beS-D Bencehegyi Mikrogabbró Formáció (GYALOG ÉS HORVÁTH, 2004). .... 24
- 3.4. ábra.** A Velencei-tó vízgyűjtő területe a felszíni befolyók és a Zámolyi-, Pátkai-tározók feltüntetésével (vizugy.hu). .... 28
- 3.5. ábra.** A Velencei-hegység forrásai (alaptérkép: 1:10 000 EOTR térkép). .... 30

<b>4.1. ábra.</b> A hidraulikai adatfeldolgozás során felhasznált kutak szűrőközép eleváció szerinti eloszlása. ....	36
<b>4.2. ábra.</b> A kutak szűrőközép eleváció szerinti megoszlása térképen ábrázolva. A rövidítések településeket jelölnek: Ab – Aba, Dújv – Dunaújváros, Gdny – Gárdony, Mvás – Martonvásár, Pkat – Perkáta, Pszb – Pusztaszabolcs, Sg – Seregélyes, Szfv – Székesfehérvár. ....	37
<b>4.3. ábra.</b> A kutatási területre számolt nyomástartomány, melyben a felszínalatti víztükör helyzeti magasságában tapasztalható változások vezérlik a felszínalatti vízáramlási rendszereket. ....	40
<b>4.4. ábra.</b> A tomografikus potenciáltérképek elkészítéséhez szükséges tapasztalati és a rá illesztett elméleti félvariogramok. A szférikus félvariogram modellek az alábbi paraméterekkel írhatók le: $C_0$ : röghatás; $C_0 + C$ : küszöbszint; $A_0$ : hatástávolság; $r^2$ : determinációs együttható. A modellek esetén a pontpárok maximális távolsága 35439 m volt, amit egységesen 15 bin-re osztottam fel, azaz egy bin távolsága 2362 m volt. ....	42
<b>4.5. ábra.</b> A 2D stacionárius numerikus szimulációhoz használt szelvény menti földtani felépítés és az egyes képződmények hidraulikai paraméterei. ....	48
<b>4.6. ábra.</b> A mintavételi pontok elhelyezkedése a kutatási területen. A könnyebb átláthatóság érdekében a térképen a minták sorszáma szerepel. A sorszámokhoz tartozó mintaazonosítókat a IV. melléklet tartalmazza. Az ábrán a római számok a Velencei-tó felszíni vízgyűjtőjén lévő fontosabb víztesteket jelzik: I – Császárvíz, II – Zámolyi-víztározó, III – Pátkai-víztározó, IV – Vereb-Pázmándi-vízfolyás, V – Dinnyés-Kajtori-csatorna, VI – Gárdonyi-határárok. ....	51
<b>4.7. ábra.</b> Vízminta előkészítés után, illetve rádium aktivitáskoncentráció mérésekhez a Nucfilm diszkek segítségével. ....	54
<b>4.8. ábra.</b> A hidrogeokémiai vizsgálatok és a hidraulikai feldolgozás eredményei alapján készített koncepcionális modell. A FAR minta képezte a geokémiai modell kezdeti oldatát, míg a FELC minta összetételét a modelltől kapott eredmények ellenőrzéséhez használtuk (BAJÁK 2019). Az ábra nem méretarányos. ....	57
<b>5.1. ábra.</b> A $p(z)$ profilok területi eloszlása. ....	61
<b>5.2. ábra.</b> A szerkesztett $p(z)$ profilok megoszlása a rezsímjellegek alapján. ....	62
<b>5.3. ábra.</b> A $p(z)$ profilok területi elhelyezkedése és a vertikális nyomásgradiens értéke alapján meghatározott rezsímjellegek bemutatása. ....	63
<b>5.4. ábra.</b> A $z=100-250$ mBf eleváció tartományra elkészített potenciáltérkép. A rövidítések településeket jelölnek: Ab – Aba, Dújv – Dunaújváros, Gdny – Gárdony, Mvás – Martonvásár, Pkat – Perkáta, Pszb – Pusztaszabolcs, Sg – Seregélyes, Szfv – Székesfehérvár. ....	64
<b>5.5. ábra.</b> A $z=50-100$ mBf eleváció tartományra elkészített potenciáltérkép. A rövidítések településeket jelölnek: Ab – Aba, Dújv – Dunaújváros, Gdny – Gárdony, Mvás – Martonvásár, Pkat – Perkáta, Pszb – Pusztaszabolcs, Sg – Seregélyes, Szfv – Székesfehérvár. ....	65
<b>5.6. ábra.</b> A $z=0-50$ mBf eleváció tartományra elkészített potenciáltérkép. A rövidítések településeket jelölnek: Ab – Aba, Dújv – Dunaújváros, Gdny – Gárdony, Mvás – Martonvásár, Pkat – Perkáta, Pszb – Pusztaszabolcs, Sg – Seregélyes, Szfv – Székesfehérvár. ....	66
<b>5.7. ábra.</b> A $z=(-250)-0$ mBf eleváció tartományra elkészített potenciáltérkép. A rövidítések településeket jelölnek: Ab – Aba, Dújv – Dunaújváros, Gdny – Gárdony, Mvás – Martonvásár, Pkat – Perkáta, Pszb – Pusztaszabolcs, Sg – Seregélyes, Szfv – Székesfehérvár. ....	67
<b>5.8. ábra.</b> A tomografikus potenciáltérképek alapján készített különbségtérképek. ....	69

<b>5.9. ábra.</b> A z=70–130 mBf eleváció tartományra elkészített potenciáltérkép. A rövidítések településeket jelölnek: Ab – Aba, Dújv – Dunaújváros, Gdny – Gárdony, Mvás – Martonvásár, Pkat – Perkáta, Pszb – Pusztaszabolcs, Sg – Seregélyes, Szfv – Székesfehérvár. A tó környezetében a 105 mBf ekvipotenciált narancssárga színnel emeltem ki. ....	71
<b>5.10. ábra.</b> A kutatási területen átmenő hidraulikus keresztiszelvény. A szelvény függőleges túlmagasítása 36-szoros. ....	73
<b>5.11. ábra.</b> A számított hidraulikus emelkedési magasság értékek szelvény menti eloszlása... 75	75
<b>5.12. ábra.</b> A számított Darcy-fluxus értékek szelvény menti eloszlása, a számított áramlási irányokkal és a rezsimmelleggel kiegészítve. ....	75
<b>5.13. ábra.</b> A gyűjtött vízminták általános vízkémiai elemzésének eredménye Piper-diagramon ábrázolva. ....	79
<b>5.14. ábra.</b> A terepen mért a) fajlagos elektromos vezetőképesség és b) hőmérséklet összefüggései az eleváció (szűrőközep eleváció vagy mérési pont tengerszint feletti magassága) függvényében. ....	80
<b>5.15. ábra.</b> A mért összes urán aktivitáskonzentrációk és a minták eleváció értékei (szűrőközep eleváció vagy mérési pont tengerszint feletti magassága) közötti kapcsolat bemutatása. ....	82
<b>5.16. ábra.</b> A vizsgált vízmintákban mért stabil izotóp arányok a globális meteorikus vízvonallal (GMWL: $\delta^2\text{H} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10$ (CRAIG 1961)) és a Kárpát-medencére elkészített meteorikus vízvonallal (CB-MWL: $\delta^2\text{H} = 7,9 \times \delta^{18}\text{O} + 3,9$ (DEÁK 1995)) együtt ábrázolva. ....	83
<b>5.17. ábra.</b> A Pourbaix-diagram (redoxpotenciál ábrázolása a pH függvényében) megmutatja, hogy a fennálló geokémiai környezet milyen urán komplexek kialakulásának kedvez. A lehetséges urán komplexeket MÜHR-EBERT és mtsi. 2019 alapján adtam meg. ....	87
<b>5.18. ábra.</b> A geokémiai modellezés főbb eredményei. (a) A vízben oldott U(VI) és U(IV) elemi koncentrációi ( $\mu\text{g/l}$ ). A szintén redox érzékeny Fe(3+) ( $\text{mg/l}$ ) összehasonlításképpen szerepel. (b) Az erős (Hfo(s)) és a gyenge (Hfo(w)) szorpciós felületeken adszorbeált U(VI) elemi koncentrációja ( $\text{mol/l}$ ). (c) Az uraninit ásvány telítettségi indexe és a redoxpotenciál változása. ....	88
<b>5.19. ábra.</b> (a) A k lebomlási sebességben bekövetkező változásnak az U(VI) koncentrációra gyakorolt hatása. (b) A k lebomlási sebességben bekövetkező változásnak a Hfo(s) szorpciós felülethez kötődő $\text{UO}_2^+$ koncentrációra gyakorolt hatása. (c) A k lebomlási sebességben bekövetkező változásnak a redoxpotenciálra (pe) gyakorolt hatása. ....	91
<b>6.1. ábra.</b> A Velencei-tó kiterjedése 1791-ben Chiapo Benjamin felmérése alapján. A térkép forrása a Magyar Nemzeti Levéltár Magyar Országos Levéltára ( <a href="https://maps.hungaricana.hu/en/MOLTerkeftar/5232/view/?bbox=-642%2C-9521%2C27867%2C1928">https://maps.hungaricana.hu/en/MOLTerkeftar/5232/view/?bbox=-642%2C-9521%2C27867%2C1928</a> ). ....	99
<b>6.2. ábra.</b> A Velencei-tó és a felszínalatti vizek kapcsolatát szemléltető koncepcionális modell, mely a hidrogeokémiai vizsgálatok és a felszínalatti vízáramlás térképezés eredményei alapján készült. ....	100
<b>TÁBLÁZATJEGYZÉK</b>	
<b>4.1. táblázat.</b> A vízminták vízkémiai fáciésekre való besorolásának alapjai (BACK 1960)....	50
<b>4.2. táblázat.</b> A Nucfilm diszkek általános jellemzői.....	53

**4.3. táblázat.** A PHREEQC program segítségével készített geokémiai modell bemenő adatai.58

**6.1. táblázat.** A kutatási területre összesített radionuklid-specifikus eredmények (Eröss és mtsi. 2018; Baják 2019 alapján), összesalfa-aktivitás értékek és felszínalatti vízáramlási rezsímjellegek. .... 96

## MELLÉKLETEK

I. melléklet. A terület vízföldtani szempontból jelentőséggel bíró képződményeinek hidrosztratigráfiai besorolása.

Formáció <sup>a</sup>	Kronosztratigráfia <sup>a</sup>	Vastagság <sup>a</sup>	Üledékképződési környezet <sup>a</sup>	Litológia <sup>a</sup>	lgK [m/s]	Porozitás [%] <sup>d</sup>	Hidrosztratigráfiai besorolás <sup>d</sup>
Negyedidőszaki üledékek	pleisztocén–holocén	10 m-ig	fluviális, tavi, eolikus, eluviális, deluviális és proluviális	löss, homok, kavicsos homok, homokos kavics, törmelék, murva	–6–(–5) <sup>b</sup>	10	Negyedidőszaki Vízartó
Újfalui Formáció, Zagyva Formáció	felső-miocén–pliocén	350 m-ig	delta síkság, alluviális síkság	finomszemű homok, aleurit, agyag márga/lignit/szén betelepülésekkel	–8–(–6) <sup>b</sup> –9–(–7) <sup>c</sup>	10	Pannóniai Sziliciklasztos Vízartó
Diási Kavics Formáció, Kállai Kavics Formáció, Kisbéri Kavics Formáció	felső-miocén–pliocén	0,5–20 m	hullámszerű alakított sziklás part	homokos kavics, konglomerátum, homok	–4–(–2) <sup>c</sup>	15	Pannóniai Kavics Vízartó
Velencei Gránit Formáció	felső-karbon	–	savanyú vulkáni tevékenység	biotitos gránit, porfirós gránit	–7–(–6) <sup>c</sup>	1	Velencei Gránit Vízfogó
Lovasi Agyagpala Formáció	ordovícium-devon	átlagosan 1000 m	anchimetamorf hemipelágikus üledékek	agyag, aleurit, homokkő tufás rétegekkel	–12–(–9) <sup>c</sup>	1	Ordovíciumi-devon Metamorf Vízfogó

<sup>a</sup>GYALOG ÉS HORVÁTH (2004)

<sup>b</sup>MÁDL-SZÖNYI ÉS TÓTH (2017)

<sup>c</sup>MARTINECZ (2014)

<sup>d</sup>TÓTH (2018)

II. melléklet. A kutatás során elkészített  $p(z)$  profilok általános jellemzői.

<b>p(z) terület neve</b>	<b>p(z) terület száma</b>	<b>Felhasznált kutak száma</b>	<b>Eleváció min. (mBf)</b>	<b>Eleváció max. (mBf)</b>	<b>h átlag (mBf)</b>	<b>Felszíni topográfia átlaga (mBf)</b>	<b>Vertikális nyomásgradiens (<math>\gamma</math>) (MPa/km)</b>	<b>Rezsijelleg (<math>\pm 0.1</math> MPa/km)</b>	<b>Különbség-térkép jele*</b>
Gárdony (Bikavölgy)	1	26	-159.4	117.09	116.69	130.94	8.98	leáramlás	B
Gárdony (Pálmajor)	2	5	20.34	56	110.3	144.52	9.78	átáramlás	B
Zichyújfalu	3	6	-60.47	103.1	112.17	118.37	8.91	leáramlás	B, C
Pusztaszabolcs (Felsőcikola)	4	10	-173.02	103.02	103.35	110.73	9.92	feláramlás	C
Pusztaszabolcs	5	15	-171.85	32.6	106.44	114.17	10.25	feláramlás	C
Szabadegyháza	6	21	-117.1	-6.27	100.73	113.93	10.27	feláramlás	C
Seregélyes (mély)	7m	5	-343.66	-66.21	105.05	112.15	9.77	átáramlás	C
Seregélyes (sekély)	7s	10	27	83.22	106.29	114.62	10.88	feláramlás	B
Sárosd	8	10	-45.21	83.94	110.2	116.58	9.05	leáramlás	B
Perkáta	9	9	-105.3	82.96	108.42	120.32	9.6	leáramlás	C
Székesfehérvár (közép-dél)	10	21	10.17	90	102.77	109.96	9.96	feláramlás	B
Székesfehérvár (kelet)	11	16	52.37	113.35	114.64	133.41	9.12	leáramlás	A
Székesfehérvár (dél)	12	22	-5.64	86.09	102.55	114.91	10.23	feláramlás	B, C
Velencei-tó (nyugat)	13	6	9.79	89.51	104.46	104.12	9.87	átáramlás	B
Aba (észak)	14	16	-26.09	73.62	105.04	109.05	9.76	átáramlás	B, C
Aba	15	19	-75.57	88	103.27	105.53	9.8	átáramlás	B, C
Sárkeresztúr	16	12	-86.19	85.15	102.32	103.23	9.81	átáramlás	B
Gárdony	17	16	17.2	81.7	105.3	106.6	10.32	feláramlás	B
Kápolnásnyék (észak)	18	9	-80.04	100.21	114.89	119.44	9.95	feláramlás	B
Kápolnásnyék	19	21	-57.45	86.38	111.34	116.48	9.47	leáramlás	B
Martonvásár	20	14	-25.75	97.25	112.53	116.36	9.66	leáramlás	B, C
Ráckeresztúr	21	8	-61.92	56.61	104.57	107.59	9.99	feláramlás	B
Adony (mély)	22m	8	-188.15	-89.1	102.9	98.72	10.2	feláramlás	C
Adony (sekély)	22s	16	10.43	87.72	93.89	97.97	9.53	leáramlás	B

p(z) terület neve	p(z) terület száma	Felhasznált kutak száma	Eleváció min. (mBf)	Eleváció max. (mBf)	h átlag (mBf)	Felszíni topográfia átlaga (mBf)	Vertikális nyomásgradiens ( $\gamma$ ) (MPa/km)	Rezsijelleg ( $\pm 0.1$ MPa/km)	Különbség-térkép jele*
Dunaujváros (észak)	23	10	-178.53	85	109.12	147.46	9.36	leáramlás	B, C
Velencefürdő	24	9	34.463	84.85	105.97	106.04	9.84	átáramlás	B
Mátyásdomb	25	5	-25.22	92	119.62	134.15	8.28	leáramlás	B, C
Kisláng	26	10	-21.91	110.2	122.91	134.96	8.44	leáramlás	B, C
Sárbogárd	27	6	-110.6	8.5	104.28	105.36	10.16	feláramlás	C
Káloz	28	6	20.69	94.28	104.03	109.59	10.11	feláramlás	B
Polgárdi	29	6	27.91	96.5	122.79	150.21	9.47	leáramlás	B
Soponya	30	14	-50.49	81.51	103.13	104.03	10.41	feláramlás	B
Tác	31	8	-51.72	82.5	104.2	106.89	8.85	leáramlás	B
Szabadbattyán	32	16	-1.15	80.04	106.26	110.94	10.64	feláramlás	B
Sárszentmihály	33	8	27.52	90	105.64	108.28	10.32	feláramlás	B
Mezőfalva	34	12	15.21	75.2	114.76	132.24	9.97	feláramlás	B
Hantos (dél)	35	8	-41.21	49.19	108.52	143.55	8.56	leáramlás	B, C
Hantos (észak)	36	8	8.37	100	111	121.95	8.23	leáramlás	B
Baracs (nyugat)	37	6	5.83	92.54	110.03	123.13	8.61	leáramlás	B
Baracs (kelet)	38	5	-101.33	-2.86	100.76	108.78	9.45	leáramlás	C
Nagyvenyim (észak)	39	5	-52.07	-25.14	103.49	154.35	8.52	leáramlás	C
Rácalmás (nyugat)	40	5	-48.01	28.47	103.7	168.5	8.66	leáramlás	C
Besnyő	41	5	-54.49	-15.5	105.01	123.67	9.71	átáramlás	C
Nagylók	42	4	-87.44	36.84	106.16	131.07	9.69	leáramlás	C
Ercsi (dél)	43	4	-255.32	-2.19	105.27	118.5	9.94	feláramlás	C
Budapest (XXII)	44	12	12.82	76.31	97.21	99.67	9.83	átáramlás	B
Baracska (dél)	45	6	-13	27.45	108.95	148.73	9.09	leáramlás	B, C
Pázmánd	46	6	26.64	86.41	130.66	134.29	9.26	leáramlás	B
Kajászó	47	7	-26.97	88.09	110.56	107.58	10.38	feláramlás	B
Lovasberény	48	7	85.24	102.495	146.64	152.58	8.8	leáramlás	A, B

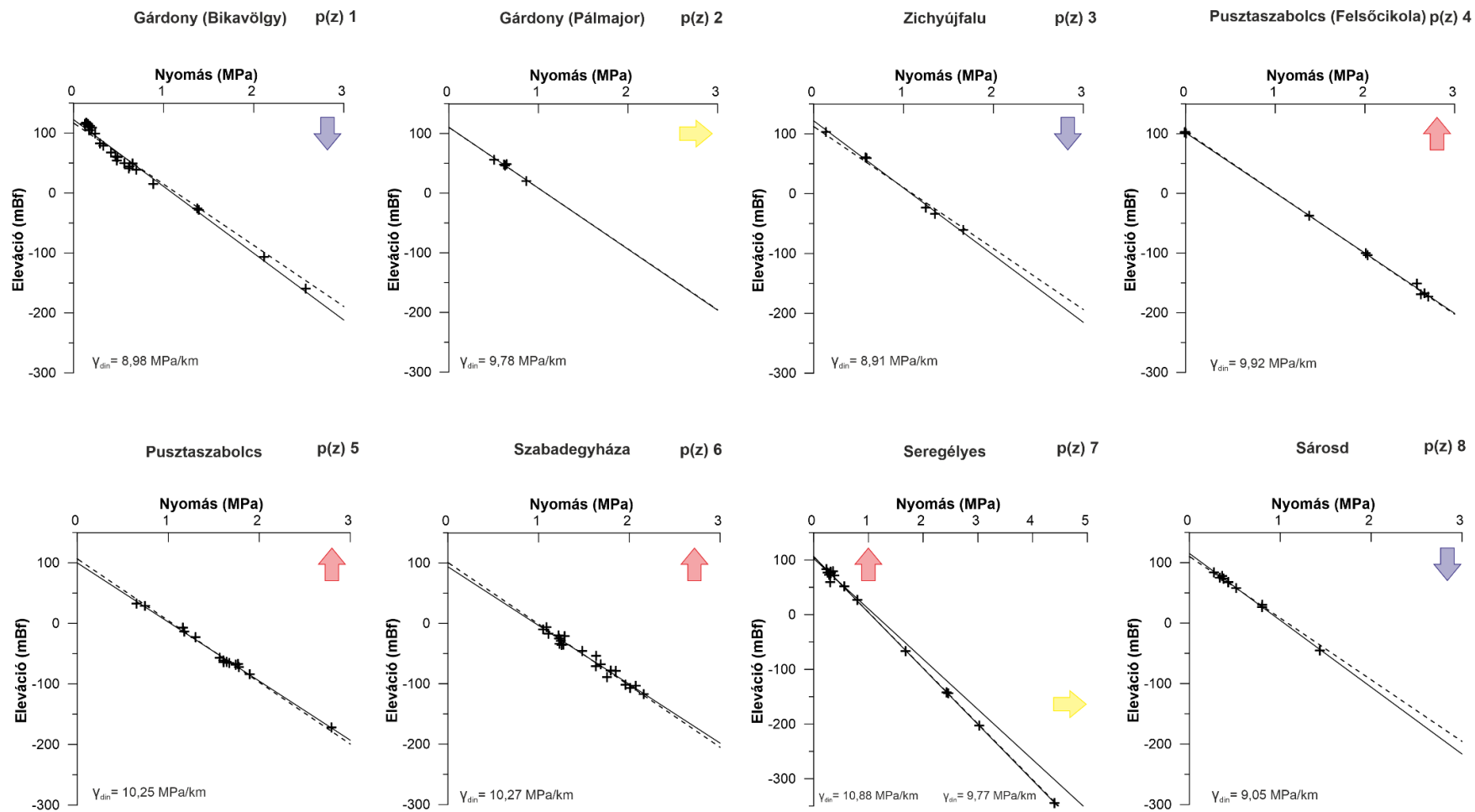
p(z) terület neve	p(z) terület száma	Felhasznált kutak száma	Eleváció min. (mBf)	Eleváció max. (mBf)	h átlag (mBf)	Felszíni topográfia átlaga (mBf)	Vertikális nyomásgradiens ( $\gamma$ ) (MPa/km)	Rezsimjelleg ( $\pm 0.1$ MPa/km)	Különbség-térkép jele*
Székesfehérvár (Aszalvölgy)	49	7	61.89	78.85	115.58	138.06	9.12	leáramlás	A, B
Székesfehérvár (észak)	50	13	30.84	99.02	110.02	132.8	8.98	leáramlás	B
Székesfehérvár (nyugat)	51	26	-39.07	90.04	104.55	107.64	10.15	feláramlás	B
Székesfehérvár (délkelet)	52	6	1.91	85.8	110.08	128.33	8.76	leáramlás	B
Seregélyes (észak)	53	6	-19	83.91	104.97	108.8	9.76	átáramlás	B
Gyúró	54	4	11.57	80.36	120.08	123.3	9.48	leáramlás	B
Vál	55	4	-14.5	67.65	117.16	110.91	9.43	leáramlás	B
Martonvásár (kelet)	56	7	-71.3	71.95	109.39	141.09	9.59	leáramlás	B
Tárnok (nyugat)	57	5	-4.01	126.29	122.19	138.6	9.03	leáramlás	A
Tárnok	58	8	-7.45	87.1	108.25	112.64	10.11	feláramlás	B
Érd (nyugat)	59	11	-48.19	73.5	112.75	110.26	10.18	feláramlás	B
Érd	60	8	17.24	115.5	113.03	131.25	9.46	leáramlás	B
Tordas	61	5	3.5	86.5	109.47	113.49	10.26	feláramlás	B
Székesfehérvár (közép)	62	13	46.14	101.803	105.03	119.09	9.21	leáramlás	A, B

\*Különbségtérképek jelölése: A=50 és 250 mBf; B=0 és 100 mBf; C=-250 és 50 mBf

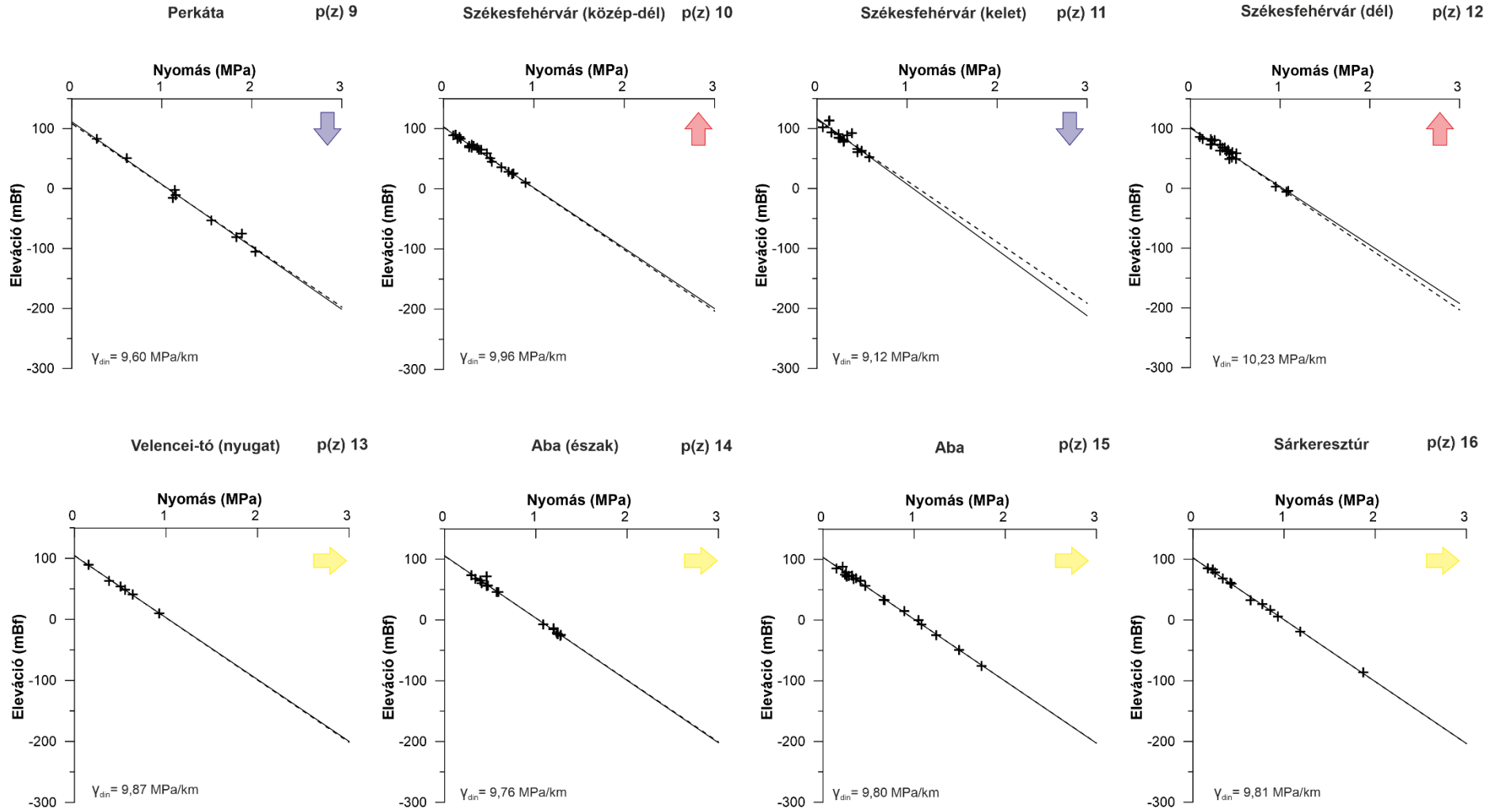


III. melléklet. A kutatási területre elkészített 62 db p(z) profil.

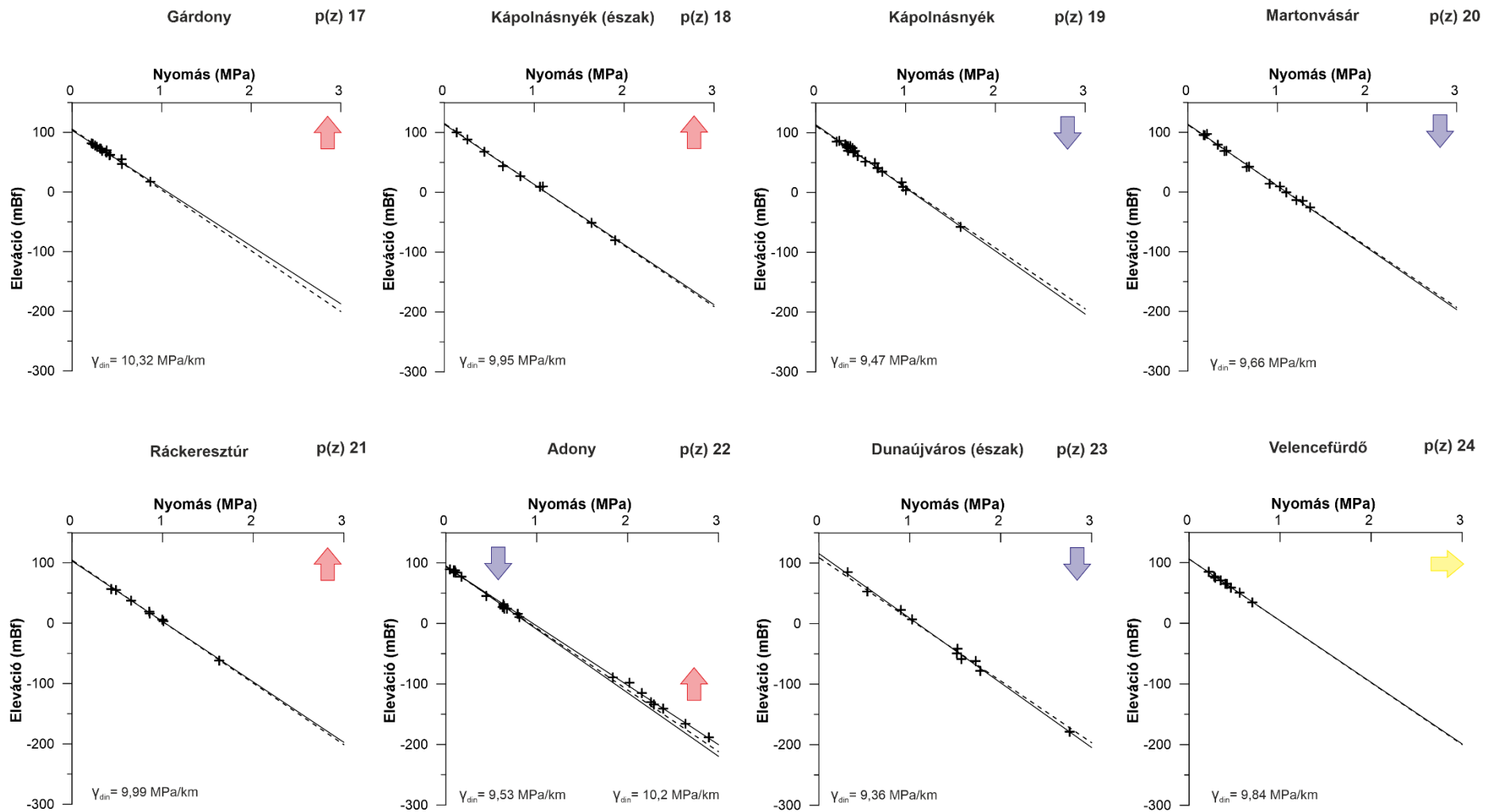
A kutatási terület p(z) profiljai 1-8



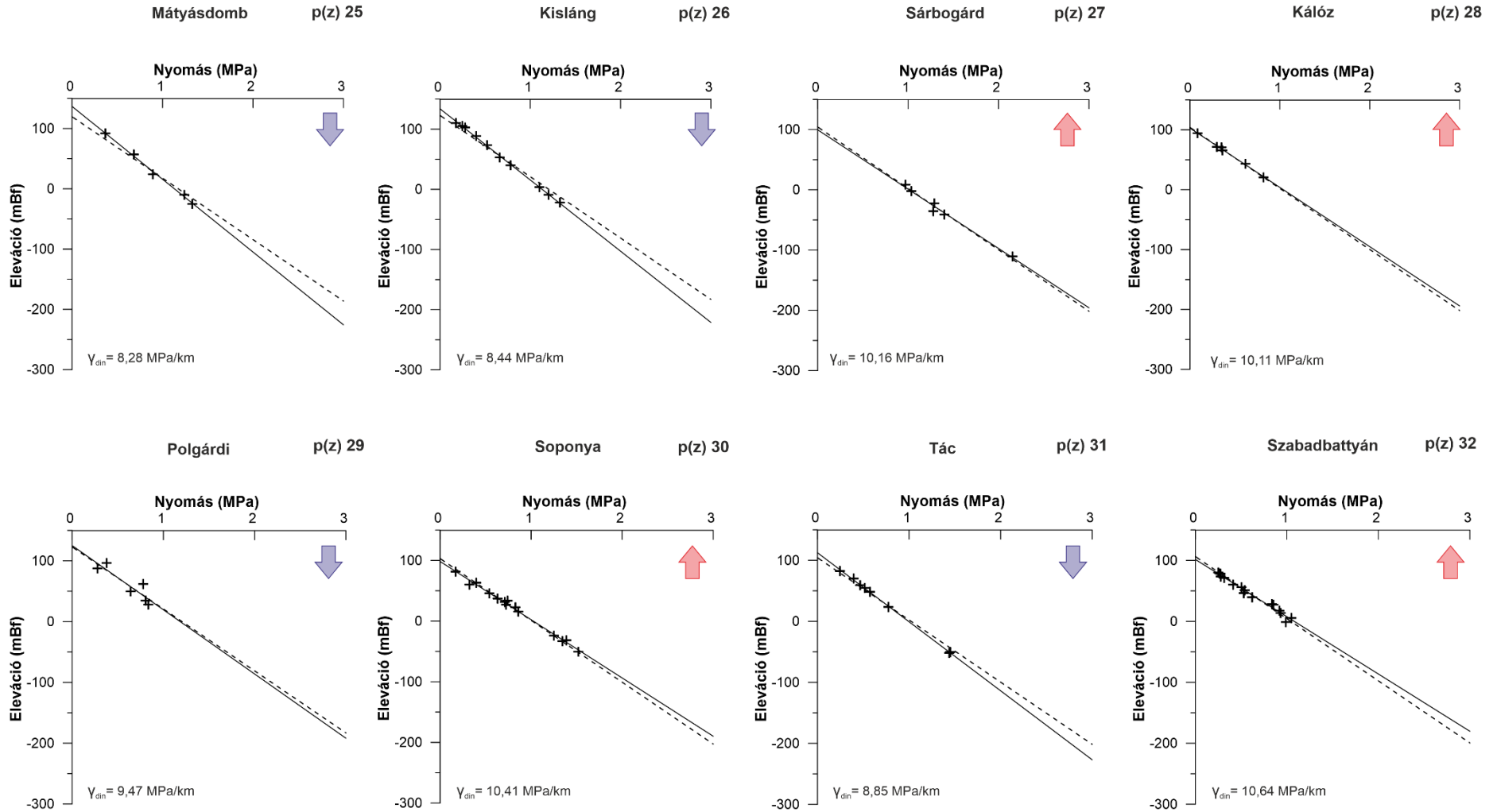
A kutatási terület p(z) profiljai 9-16



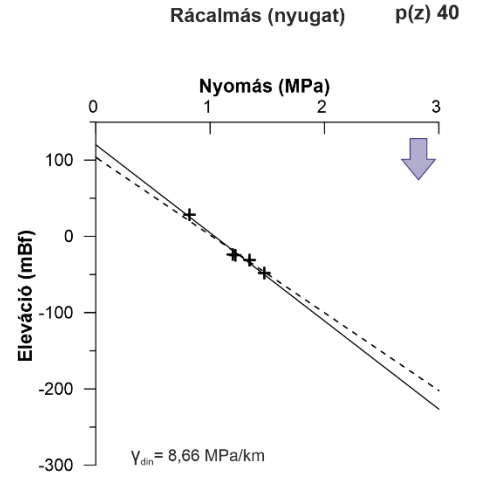
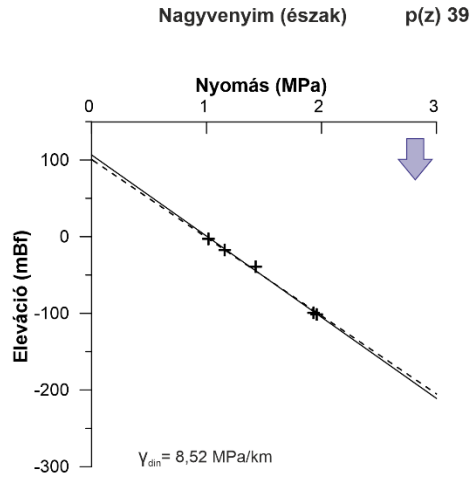
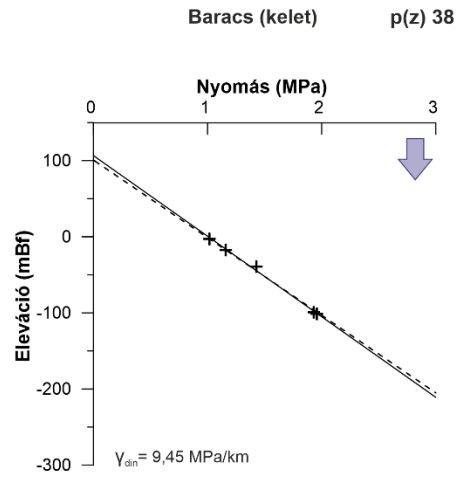
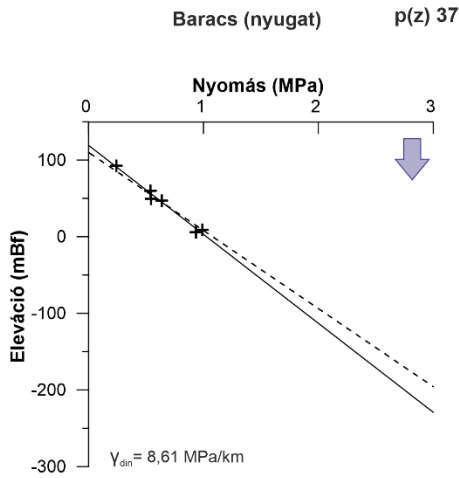
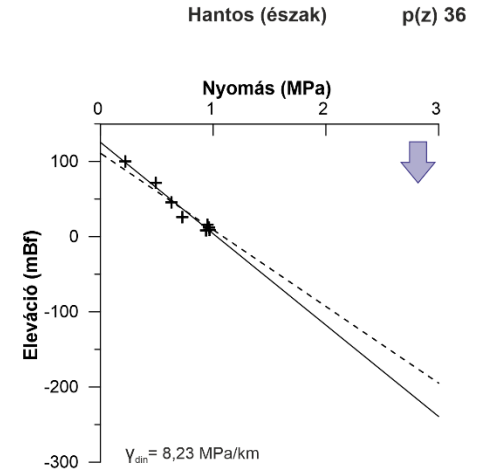
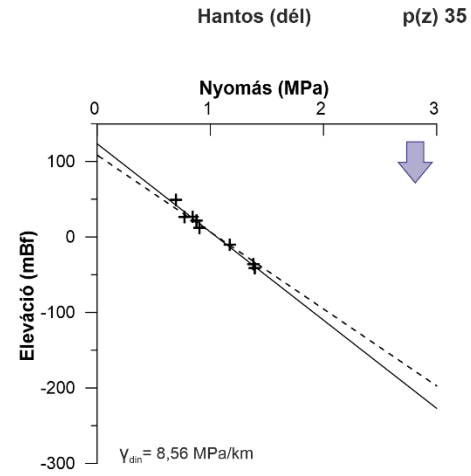
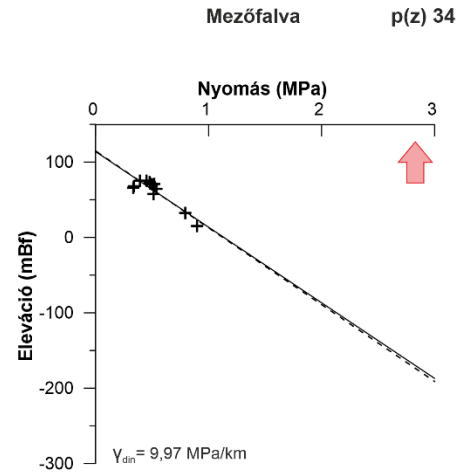
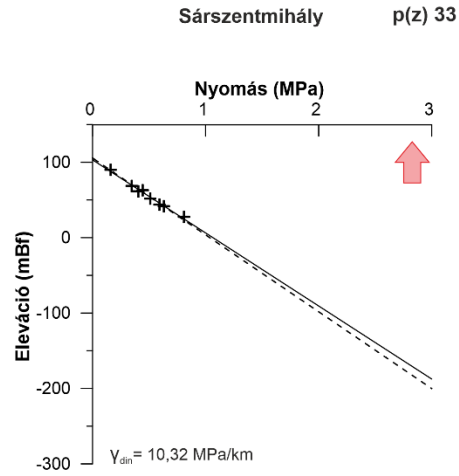
### A kutatási terület p(z) profiljai 17-24



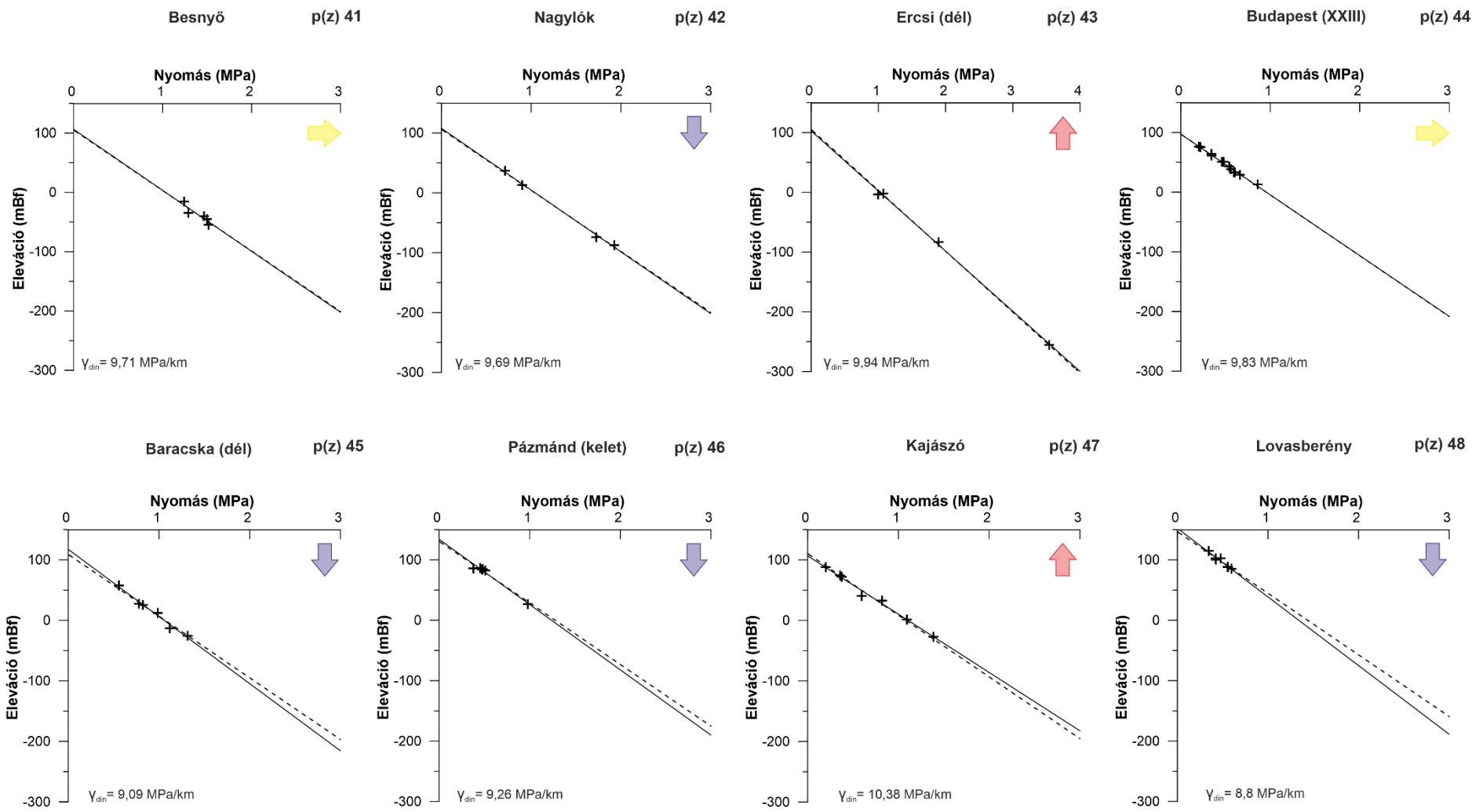
A kutatási terület p(z) profiljai 25-32



A kutatási terület p(z) profiljai 33-40

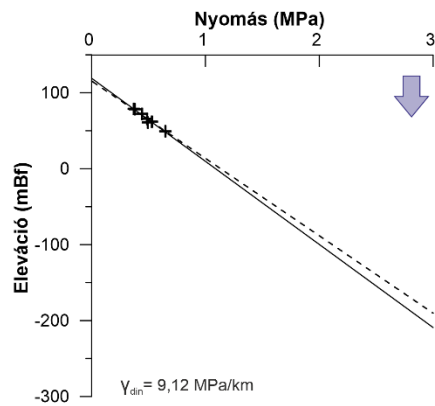


A kutatási terület p(z) profiljai 41-48

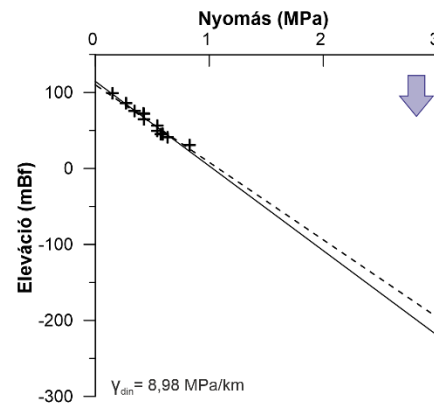


A kutatási terület p(z) profiljai 49-56

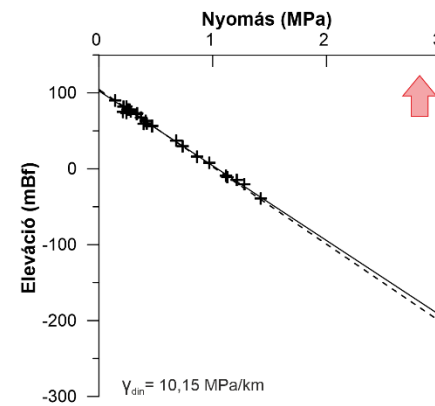
Székesfehérvár (Aszalvölgy) p(z) 49



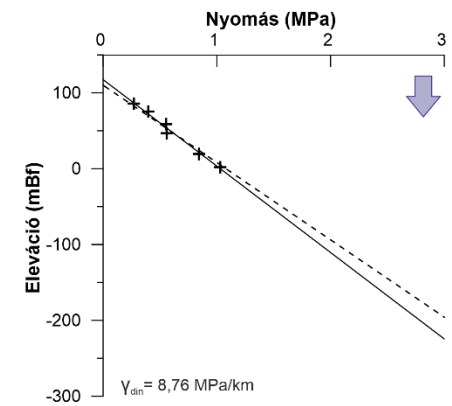
Székesfehérvár (észak) p(z) 50



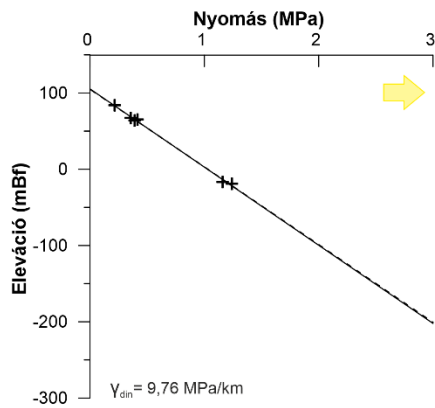
Székesfehérvár (nyugat) p(z) 51



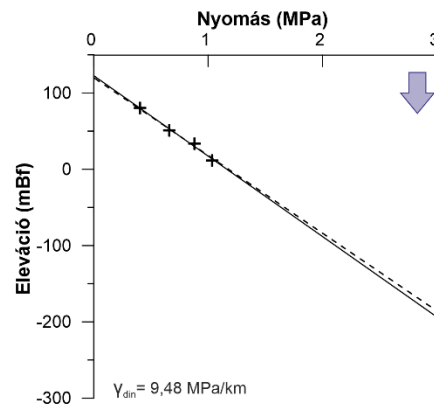
Székesfehérvár (délkelet) p(z) 52



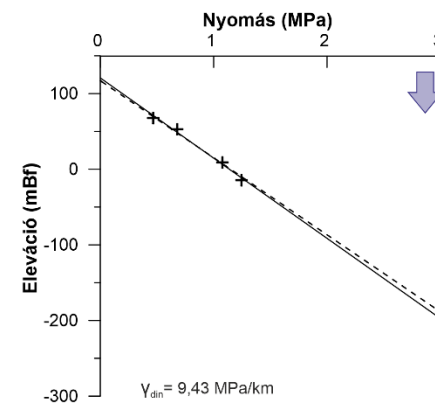
Seregélyes (észak) p(z) 53



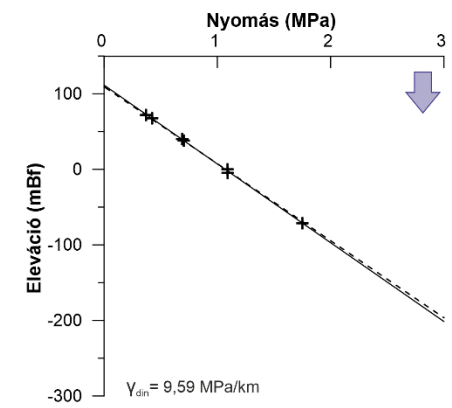
Gyúró p(z) 54



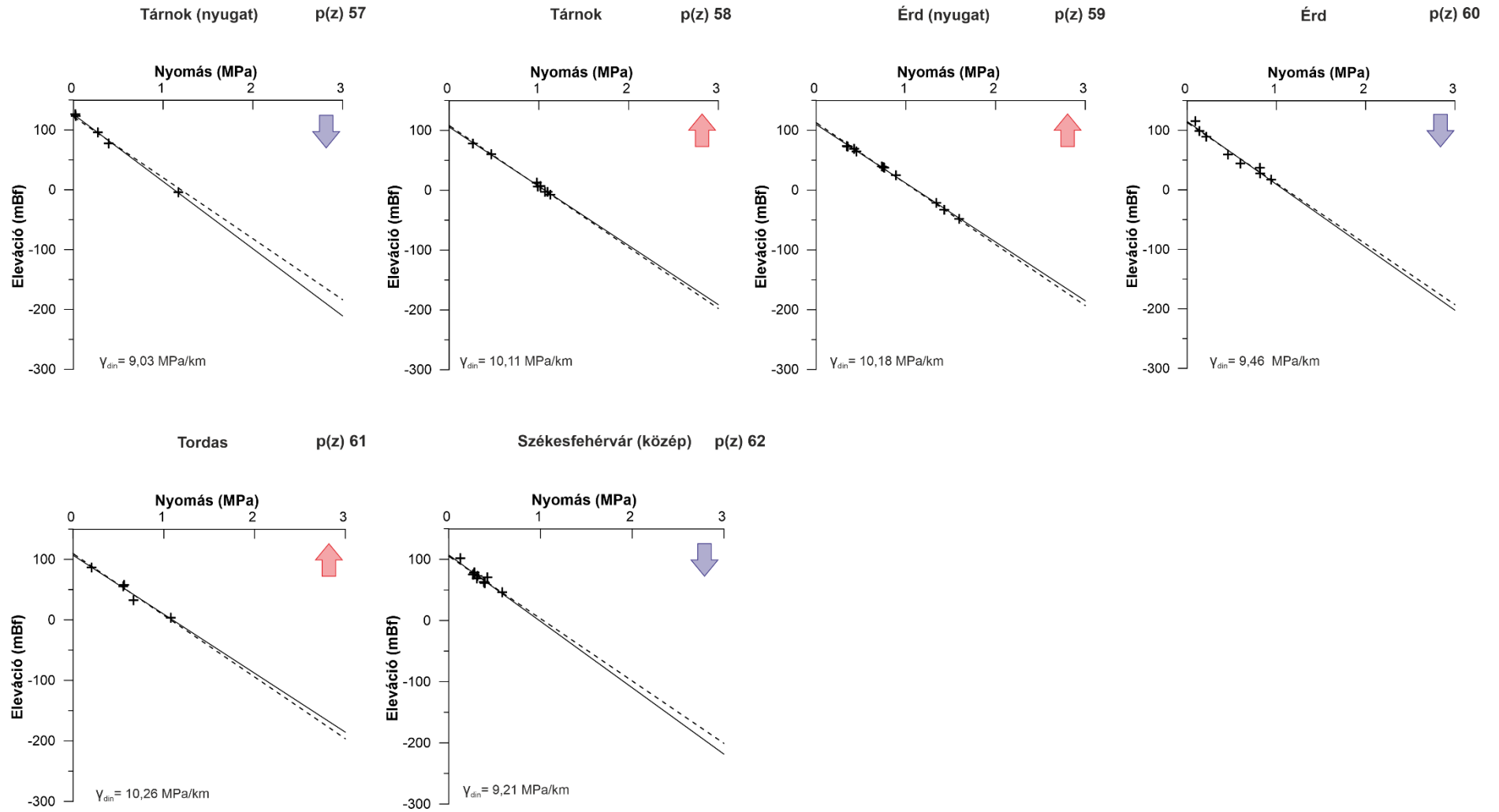
Vál p(z) 55



Martonvásár (kelet) p(z) 56



A kutatási terület p(z) profiljai 57-62





IV. melléklet. A terepi mérések és a radionuklid-specifikus mérések eredményei.

Minta száma	Azonosító	P(z) terület száma	Típus*	Felszíni topográfia (mBf)	Szűrőközep eleváció (mBf)	T (°C)	EC ( $\mu\text{S cm}^{-1}$ ) ref. 25°C	DO (mg/l)	pH	ORP (mV)	Összes U (mBq/l)	Összes U hiba (mBq/l)	U ( $\mu\text{g/l}$ )	Ra (mBq/l)	Ra hiba (mBq/l)	Rn (Bq/l)	Rn hiba (Bq/l)
1	FELC	4	FAV	110,9	-169	15,1	799	4,2	7,5	-83,5	60	8	2,0	104	10	65	1,6
2	SZV1	6	FAV	116,8	-101	19,6	753	7,3	7,5	-74,2	67	8	2,1	61	8	35	1,0
3	SZV2	6	FAV	117,3	57	14	819	8,8	7,2	69,6	260	16	11,0	3	2	13	0,5
4	PER2	9	FAV	118,6	-60	20,1	367	4,9	7,5	-59,8	19	4	< 1,0	30	5	15	0,6
5	PER3	9	FAV	122	-53	15	754	2,6	7,4	132,0	171	13	5,6	5	2	10	0,5
6	SV1	8	FAV	114,1	74	14,2	756	6,2	7,4	169,9	353	19	11,0	10	3	19	0,7
7	SV2	8	FAV	111,5	68	14,2	770	1,5	7,3	50,0	376	19	11,5	15	4	22	0,7
8	SV3	8	FAV	111,6	68	14,1	899	3,7	7,3	141,5	497	22	13,5	2	1	17	0,6
9	STK44	-	FAV	123	72	16,1	1297	4,6	7,2	51,4	431	21	9,6	999	32	367	7,6
10	SISK	7	FAV	109	52	14,1	561	9,1	8,4	-128,0	42	6	1,6	20	5	2	0,3
11	ZTOK51	3	FV	118	-	24,8	1489	6,1	9,2	109,2	451	21	18,6	8	3	1	0,3
12	ZTEM	3	FAV	118,5	n.a.	14,6	799	10,3	7,5	151,6	152	12	6,7	5	2	11	0,5
13	REM	2	FAV	121	-65	18,9	1657	5,3	7,4	184,5	487	22	15,1	10	3	12	0,5
14	PM	2	FAV	146,5	56	15,7	821	4,2	7,4	207,6	403	20	12,5	5	2	5	0,4
15	SIM	1	FAV	141,5	79	16,9	784	2,9	7,3	220,0	262	16	10,1	6	2	12	0,5
16	VTO	17	FV	107	-	28,7	5095	6,2	8,2	273,5	392	20	19,2	13	4	1	0,3
17	SZUCS	-	FORR	180	-	11,7	858	5,7	7,1	210,0	199	14	8,8	14	4	326	6,8

\*FAV=felszínalatti víz; FV=felszíni víz; FORR=forrásvíz

V. melléklet. Az általános vízkémiai elemzések eredményei.

Minta száma	Azonosító	P(z) terület száma	Típus*	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	Na <sup>+</sup> (mg/l)	Mg <sup>2+</sup> (mg/l)	K <sup>+</sup> (mg/l)	Ca <sup>2+</sup> (mg/l)	Ba <sup>2+</sup> (mg/l)	Cl <sup>-</sup> (mg/l)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	TDS (mg/l)	Domináns kation	Domináns anion
1	FELC	4	FAV	189	56	35	1,7	41	0,27	8	19	<0.5	350	nincs	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
2	SZV1	6	FAV	460	51	31	2,7	49	0,27	7	13	<0.5	614	nincs	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
3	SZV2	6	FAV	528	21	53	1,7	53	0,11	9	11	<0.5	677	Mg	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
4	PER2	9	FAV	433	52	30	2,3	38	0,27	7	15	<0.5	576	nincs	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
5	PER3	9	FAV	453	23	45	1,1	48	0,08	7	8	12	586	Mg	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
6	SV1	8	FAV	447	26	44	2,1	46	0,05	11	9	27	585	Mg	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
7	SV2	8	FAV	480	29	45	2,2	46	0,05	8	10	5,2	620	Mg	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
8	SV3	8	FAV	494	32	52	2,3	54	0,05	13	44	23	691	Mg	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
9	STK44	-	FAV	609	65	47	8,8	67	0,05	62	100	<0.5	960	nincs	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
10	SISK	7	FAV	338	34	33	3,5	21	0,09	15	<5	<0.5	445	Mg	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
11	ZTOK51	3	FV	724	59	91	10,2	13	0,02	97	150	<0.5	1144	Mg	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
12	ZTEM	3	FAV	379	26	44	1,2	47	0,08	12	19	71	528	Mg	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
13	REM	2	FAV	629	65	102	1,6	46	0,11	53	150	200	1047	Mg	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
14	PM	2	FAV	494	33	49	2,2	46	0,09	9	26	4,2	659	Mg	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
15	SIM	1	FAV	474	25	48	1,8	44	0,05	8	10	22	611	Mg	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
16	VTO	17	FV	1448	66	102	58,2	13	0,03	550	1000	0,73	3237	Mg	nincs
17	SZUCS	-	FORR	217	22	23	0,7	78	0,09	51	120	44	512	Ca	nincs

\*FAV=felszínalatti víz; FV=felszíni víz; FORR=forrásvíz

VI. melléklet. A stabil izotóp arány mérések eredményei.

Minta száma	Azonosító	P(z) terület száma	Típus*	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	Deutérium többlet
1	FELC	4	FAV	-95,5	-12,75	6,5
2	SZV1	6	FAV	-95,9	-12,73	5,9
3	SZV2	6	FAV	-76,7	-10,50	7,3
4	PER2	9	FAV	-97,4	-12,95	6,2
5	PER3	9	FAV	-80,7	-11,08	7,9
6	SV1	8	FAV	-82,9	-11,51	9,2
7	SV2	8	FAV	-85,9	-11,80	8,5
8	SV3	8	FAV	-86,0	-11,86	8,9
9	STK44	-	FAV	-96,9	-13,03	7,3
10	SISK	7	FAV	-98,4	-13,27	7,8
11	ZTOK51	3	FV	-38,1	-3,61	-9,2
12	ZTEM	3	FAV	-69,1	-9,61	7,8
13	REM	2	FAV	-72,7	-10,29	9,6
14	PM	2	FAV	-85,6	-11,88	9,4
15	SIM	1	FAV	-76,8	-10,79	9,5
16	VTO	17	FV	-13,4	0,15	-14,6
17	SZUCS	-	FORR	-67,0	-9,68	10,4

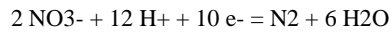
\*FAV=felszínalatti víz; FV=felszíni víz; FORR=forrás

VII. melléklet. A PHREEQC modell futtatásához szükséges kód.

DATABASE

SOLUTION\_SPECIES

#N2 secondary master species



log\_k -9999

delta\_h -312.130 kcal

RATES

CH2O # CH2O + O2 = CO2 + H2O ?

-start

1 REM Additive Monod kinetics for SOC (sediment organic carbon)

2 REM Electron acceptors: O2, NO3, and SO4

10 if (M <= 0) THEN GOTO 200

20 mO2 = MOL("O2")

30 mNO3 = TOT("N(5)")

40 mSO4 = TOT("S(6)")

50 k\_O2 = 1e-14 # 1/sec

60 k\_NO3 = 1e-14 # 1/sec

70 k\_SO4 = 1e-14 # 1/sec

80 rate = k\_O2 \* mO2 / (2.94e-4 + mO2)

90 rate = rate + k\_NO3 \* mNO3 / (1.55e-4 + mNO3)

100 rate = rate + k\_SO4 \* mSO4 / (1.e-4 + mSO4)

110 moles = rate \* M \* (M/M0) \* TIME

200 SAVE moles

-end

Uraninite(c)

-start

80 rate = 1e-9

110 moles = rate \* (1-SR("Uraninite(c))) \* TIME

200 SAVE moles

-end

SOLUTION 1

temp 20  
pH 7.87  
pe 4  
redox pe  
units mg/kgw  
density 1  
As 0.0005  
B 0.023  
Ba 0.116  
C 494  
Ca 53  
Cl 10  
Fe 0.111  
K 2  
Li 0.031  
Mg 44  
N(5) 10  
Na 29  
# O(0) 0  
S 10  
Sr 1.2  
Ti 0.0025  
U 0.013  
V 0.0011  
-water 1 # kg

EQUILIBRIUM\_PHASES 1

Calcite 0 1  
Annite 0 1  
Uraninite(c) 0 0

SURFACE 1

-equilibrate 1  
Hfo\_wOH 1 600 1  
Hfo\_sOH 1

KINETICS 1

CH2O

-formula CH2O 1

-m 10

-m0 10

-tol 1e-12

-steps 1e11 in 1000 steps # seconds

-step\_divide 1

-runge\_kutta 3

-bad\_step\_max 500

-cnode true

-cnode\_steps 100

-cnode\_order 5

INCREMENTAL\_REACTIONS true

USER\_GRAPH 1

-headings dummy U(6) U(4) Fe(3)

-axis\_scale y\_axis 1e-10 100 1 1 log

-axis\_titles 'time (year)', 'Concentration'

-initial\_solutions false

-connect\_simulations true

-plot\_concentration\_vs t

-start

10 graph\_x SIM\_TIME/386/86400

20 graph\_y TOT("U(6)")\*238\*1e6, TOT("U(4)")\*238\*1e6, tot("Fe(3)")\*gfw("Fe")\*1e3

-end

# -active true

USER\_GRAPH 2

#-headings dummy Hfo\_sOUO2+ Hfo\_wOUO2+ Hfo\_wOUO2CO3- Hfo\_wOUO2(CO3)-3 Hfo\_wCO3-  
Hfo\_wHCO3

-headings dummy Hfo\_sOHCa+2 Hfo\_sOH Hfo\_sO- Hfo\_sOFe+  
Hfo\_sOH2+ Hfo\_sOHSr+2 Hfo\_sOHBa+2 Hfo\_sOUO2+

-axis\_scale y\_axis 1e-10 10 1 1 log

```

-axis_titles 'time (year)', 'Concentration'

-initial_solutions false

-connect_simulations true

-plot_concentration_vs t

-start

10 graph_x SIM_TIME/386/86400

#20 graph_y MOL("Hfo_sOUO2+") MOL("Hfo_wOUO2+") mol("Hfo_wOUO2CO3-") mol("Hfo_wOUO2(CO3)-
3") mol("Hfo_wCO3-") mol("Hfo_wHCO3")

20 graph_y mol("Hfo_sOHCa+2") mol("Hfo_sOH") mol("Hfo_sO-") mol("Hfo_sOFe+")
mol("Hfo_sOH2+") mol("Hfo_sOHSr+2") mol("Hfo_sOHBa+2")
mol("Hfo_sOUO2+")

-end

# -active true

USER_GRAPH 3

-headings dummy Uraninite(c) pe pH

# -axis_scale y_axis -10 10 1 1

-axis_titles 'time (year)', 'SI', 'pe, pH'

-initial_solutions false

-connect_simulations true

-plot_concentration_vs t

-start

10 graph_x SIM_TIME/386/86400

20 graph_y si("Uraninite(c)") #si("Uraninite(c)")

30 graph_sy -la("e-"), -la("H+")

-end

# -active true

USER_GRAPH 4

-headings dummy O2 NO3 SO4

-axis_scale y_axis 1e-10 10 1 1 log

-axis_titles 'time (year)', 'Concentration'

-initial_solutions false

-connect_simulations true

-plot_concentration_vs t

-start

10 graph_x SIM_TIME/386/86400

```

```

20 graph_y MOL("O2") mol("NO3-") MOL("SO4-2")

-end

# -active          true

USER_GRAPH 5

-headings dummy U(OH)4      U(OH)3+U(CO3)4-4      U(OH)2+2      U(CO3)5-6      UOH+3
          U(SO4)2 USO4+2 U+4      UCl+3      UNO3+3 U6(OH)15+9      U(NO3)2+2

-headings dummy U(OH)2(CO3)2-2U(OH)3+U(CO3)4-4      U(OH)2+2      U(CO3)5-6      U(OH)+3
          U+4

-axis_scale y_axis 1e-19 10 1 1 log

-axis_titles 'time (year)', 'Concentration'

-initial_solutions false

-connect_simulations true

-plot_concentration_vs t

-start

10 graph_x SIM_TIME/386/86400

#20 graph_y mol("U(OH)4") mol("U(OH)3+") mol("U(CO3)4-4") mol("U(OH)2+2") mol("U(CO3)5-6")
mol("UOH+3") mol("U(SO4)2") mol("USO4+2") mol("U+4") mol("UCl+3") mol("UNO3+3") mol("U6(OH)15+9")
mol("U(NO3)2+2")

20 graph_y mol("U(OH)2(CO3)2-2") mol("U(OH)3+") mol("U(CO3)4-4") mol("U(OH)2+2") mol("U(CO3)5-6")
mol("U(OH)+3") mol("U+4")

-end

# -active          true

USER_GRAPH 6

#-headings dummy UO2(CO3)3-4 UO2(CO3)2-2      UO2(OH)3-      UO2CO3UO2OH+      UO2+2
          UO2(OH)4-2      UO2SO4 UO2(SO4)2-2      UO2Cl+ (UO2)2(OH)2+2      UO2Cl2 (UO2)3(CO3)6-6
          (UO2)3(OH)7-      (UO2)3(OH)5+      (UO2)2OH+3      (UO2)3(OH)4+2      (UO2)4(OH)7+
          UO2NO3+

-headings dummy CaUO2(CO3)3-2 UO2(CO3)3-4      Ca2UO2(CO3)3      UO2(CO3)2-2      UO2(CO3)
          UO2(OH)2      UO2(OH)3-      UO2(OH)+      UO2(OH)4-2      UO2(SiO(OH)3)+ UO2+2
          UO2(SO4)      UO2(SO4)2-2      (UO2)2(OH)2+2      (UO2)3(OH)5+      (UO2)3(OH)7-
          (UO2)3(OH)4+2      (UO2)4(OH)7+

-axis_scale y_axis 1e-19 10 1 1 log

-axis_titles 'time (year)', 'Concentration'

-initial_solutions false

-connect_simulations true

-plot_concentration_vs t

-start

10 graph_x SIM_TIME/386/86400

```



```

#20 graph_y mol("UO2(CO3)3-4") mol("UO2(CO3)2-2") mol("UO2(OH)3-") mol("UO2CO3")
mol("UO2OH+") mol("UO2+2") mol("UO2(OH)4-2") mol("UO2SO4") mol("UO2(SO4)2-
2") mol("UO2Cl+") mol("(UO2)2(OH)2+2") mol("UO2Cl2") mol("(UO2)3(CO3)6-6")
mol("(UO2)3(OH)7-") mol("(UO2)3(OH)5+") mol("(UO2)2OH+3")
mol("(UO2)3(OH)4+2") mol("(UO2)4(OH)7+") mol("UO2NO3+")

20 graph_y mol("CaUO2(CO3)3-2") mol("UO2(CO3)3-4") mol("Ca2UO2(CO3)3") mol("UO2(CO3)2-
2") mol("UO2(CO3)") mol("UO2(OH)2") mol("UO2(OH)3-") mol("UO2(OH)+") mol("UO2(OH)4-
2") mol("UO2(SiO(OH)3)+") mol("UO2+2") mol("UO2(SO4)") mol("UO2(SO4)2-2")
mol("(UO2)2(OH)2+2") mol("(UO2)3(OH)5+") mol("(UO2)3(OH)7-")
mol("(UO2)3(OH)4+2") mol("(UO2)4(OH)7+")

```

-end

```
# -active true
```

#### SELECTED\_OUTPUT 1

```

-file results_daniele_thereda_dat_speciation_surface.prn

-high_precision false

-time true

-step true

-pH false

-pe true

-reaction false

-temperature false

-alkalinity false

-ionic_strength false

-water false

-charge_balance false

-percent_error false

-totals Hfo_s U(6) U(4) Fe(2) Fe(3) Fe

-molalities Fe+2 Fe+3 Hfo_sOUO2+ Hfo_wOUO2+
(UO2)2(OH)2+2 (UO2)2OH+3 (UO2)3(CO3)6-6 (UO2)3(OH)4+2
(UO2)3(OH)5+ (UO2)3(OH)7- (UO2)4(OH)7+

-saturation_indices Uraninite(c) Uranophane Uranocircite Uramphite
UO3(gamma) UO2HPO4:4H2O UO2(a) UF4:2.5H2O
U4O9(c) U3O8(c) U(HPO4)2:4H2O U(OH)2SO4
UF4(c) Coffinite Schoepite

```