

**A VILLÁNYI-TERMÁLKARSZT HIDROGEOLÓGIAI VIZSGÁLATA: REGIONÁLIS  
FELSZÍNALATTI ÁRAMLÁSI RENDSZEREK ÉS BARLANGI SZUBMIKRONOS  
FOLYAMATOK ÖSSZEFÜGGÉSEI**

DOKTORI ÉRTEKEZÉS

KÉSZÍTETTE:

CSONDOR KATALIN

Okleveles geológus

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Környezettudományi Doktori Iskola  
Környezeti földtudomány Doktori Program

Témavezető: Dr. Erőss Anita, tudományos munkatárs, Általános és Alkalmazott Földtani  
Tanszék, Eötvös Loránd Tudományegyetem



A Környezeti Földtudományi Doktori Program vezetője: Dr. Szalai Zoltán, egyetemi docens

A Környezettudományi Doktori Iskola vezetője: Dr. Turányi Tamás, egyetemi tanár

Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék  
Természettudományi Kar  
Eötvös Loránd Tudományegyetem

Budapest

2021

## TARTALOMJEGYZÉK

<b>1. BEVEZETÉS, PROBLÉMAFELVETÉS, CÉLKITŰZÉS .....</b>	<b>4</b>
<b>2. IRODALMI ÁTTEKINTÉS .....</b>	<b>9</b>
2.1. HIPOGÉN KARSZTOSODÁS A FELSZÍNALATTI ÁRAMLÁSI RENDSZEREK TÜKRÉBEN .....	9
2.2. HIDROGEOLÓGIAI KUTATÁSI ELŐZMÉNYEK .....	11
2.3. KARSZT- ÉS BARLANGTANI VISZONYOK.....	16
<b>3. VIZSGÁLATI TERÜLET BEMUTATÁSA .....</b>	<b>18</b>
3.1. KUTATÁSI TERÜLET LEHATÁROLÁSA .....	18
3.2. DOMBORZATI, ÉGHAJLATI VISZONYOK.....	19
3.3. FÖLDTANI FELÉPÍTÉS.....	20
<b>4. FELHASZNÁLT ADATOK ÉS ALKALMAZOTT MÓDSZEREK .....</b>	<b>29</b>
4.1. ADATOK SZŰRÉSE ÉS ELŐKÉSZÍTÉSE .....	29
4.2. HIDROSZTRATIGRÁFIA .....	31
4.3. HIDRAULIKAI FELDOLGOZÁS MÓDSZERTANA.....	31
4.3.1. Nyomás-eleváció profilok .....	31
4.3.2. Tomografikus folyadékpotenciál térképek .....	33
4.3.3. Hidraulikus keresztmetszelvek .....	34
4.4. HIDROGEOKÉMIA .....	35
4.4.1. Hidrogeokémiai módszerek elméleti háttere.....	35
4.4.2. Terepi mérések és módszerek.....	38
4.4.3. Laboratóriumi mérések és módszerek.....	38
4.5. IN SITU KÍSÉRLET .....	41
4.6. FOLYAMATOS MONITORING .....	43
<b>5. EREDMÉNYEK ÉS KÖVETKEZTETÉSEK .....</b>	<b>45</b>
5.1. REGIONÁLIS FELDOLGOZÁS.....	45
5.1.1. Hidrosztratigráfiai feldolgozás eredménye .....	45
5.1.2. Hidraulika feldolgozás eredményei .....	47
5.1.2.1. Nyomás-eleváció profilok értékelése .....	47
5.1.2.1.1. A nyomás-eleváció profilok eredményeinek összegzése .....	66
5.1.2.2. Tomografikus potenciáltérképek értékelése .....	69
5.1.2.2.1. Tomografikus potenciáltérképek eredményeinek összegzése .....	75
5.1.2.3. Hidraulikus keresztmetszelvek értékelése és eredményeinek összegzése .....	76
5.1.3. Regionális hidrogeokémiai feldolgozás eredményei.....	78
5.1.4. Barlangok hidrogeológiai szempontú felmérése.....	80
5.1.4.1. Máriagyüdi-barlang .....	81
5.1.4.2. Siklós vár kútjának barlangjai.....	84
5.1.4.3. Váraljai-barlang .....	86
5.1.4.4. Borpince-barlangja.....	88
5.1.4.5. Nagyharsányi-kristálybarlang .....	90
5.1.4.6. Beremendi-kristálybarlang.....	92
5.1.4.7. Barlangi felmérések összegző eredményei.....	94
5.2. LOKÁLIS FELDOLGOZÁSOK.....	95
5.2.1. A kistapolcai lokális terület eredményeinek bemutatása és értékelése .....	96
5.2.1.1. Geofizikai mérések .....	97
5.2.1.2. Hidraulikai feldolgozás .....	98
5.2.1.3. Hidrogeokémiai és idősoros feldolgozás.....	99
5.2.1.4. Eredmények összegzése .....	103
5.2.2. Beremend.....	105
5.2.2.1. A Beremendi-kristálybarlang idősoros- és kémiai adatainak feldolgozása és eredményeinek összegzése .....	105
5.2.2.2. In situ kísérlet eredményei .....	112

5.2.2.2.1.1. Az in-situ kísérlet eredményeinek összegzése .....	129
<b>6. ÉRTELMEZÉS ÉS DISZKUSSZIÓ .....</b>	<b>133</b>
6.1. REGIONÁLIS FELDOLGOZÁS ÉRTÉKELÉSE .....	133
6.2. LOKÁLIS FELDOLGOZÁSOK EGYÜTTES ÉRTÉKELÉSE, REGIONÁLIS FELDOLGOZÁS LOKÁLIS LÉPTÉKŰ VONATKOZÁSAI .....	137
6.3. A VILLÁNYI-TERMÁLKARSZTRA FELÁLLÍTOTT ÁLTALÁNOS VÍZFÖLDTANI MODELL.....	142
6.4. AZ EREDMÉNYEK ÉRTÉKELÉSE A TERÜLET KARSZTFEJLŐDÉSÉNEK TÜKRÉBEN .....	143
6.5. AZ EREDMÉNYEK GYAKORLATI VONATKOZÁSAI.....	145
<b>7. ÖSSZEZEGÉS .....</b>	<b>148</b>
<b>8. ABSTRACT.....</b>	<b>152</b>
<b>9. KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS .....</b>	<b>153</b>
<b>10. IRODALOMJEGYZÉK.....</b>	<b>156</b>
<b>11. ÁBRAJEGYZÉK .....</b>	<b>164</b>
<b>12. TÁBLÁZATJEGYZÉK .....</b>	<b>167</b>

## MELLÉKLETEK

- I. Tiszai nagy szerkezeti egység hidrosztratigráfiája
- II. A regionális geokémiai feldolgozásba bevont kutak terepi paraméterei és a radionuklidok aktivitás koncentrációi
- III. A lokális feldolgozásokba bevont adatok
- III/A. A kistapolcai lokális feldolgozásba bevont kutak és források terepi-, főelem kémiai és izotópos adatai
- III/B. A kistapolcai lokális feldolgozásba bevont kutak terepi paramétereinek leíró statisztikája
- III/C. A kistapolcai lokális feldolgozásba bevont kutak általános kémiai paramétereinek leíró statisztikája
- III/D. A Beremendi-kristálybarlangban vett minták terepi paramétereinek leíró statisztikája
- III/E. A Beremendi-kristálybarlangban vett minták általános kémiai paramétereinek leíró statisztikája
- III/F. A Beremendi-kristálybarlangban vett minták nyomelem kémiai paraméterei
- IV. Az In-situ kísérlethez kapcsolódó mellékletek
- IV/A. Az in situ kísérletbe bevont mészkő lemezek tömegei
- IV/B. Az in situ kísérletbe bevont mészkő lemezek sztereomikroszkópos felvételei a kijelölt pontokkal
- IV/C. Az in situ kísérletbe bevont, levegőben elhelyezett mészkő lemezek összehasonlító ábrái a kísérlet előtti- és utáni állapotokról
- IV/C/1. Levegőben elhelyezett lemez változásai 12. hét elteltével
- IV/C/2. Levegőben elhelyezett lemez változásai 32. hét elteltével
- IV/C/3. Levegőben elhelyezett lemez változásai 62. hét elteltével
- IV/C/4. Levegőben elhelyezett lemez változásai 80. hét elteltével
- IV/C/5. Levegőben elhelyezett lemez változásai 105. hét elteltével
- IV/C/6. Levegőben elhelyezett lemez változásai 125. hét elteltével
- IV/D. Az in situ kísérletbe bevont, a levegő-víz határon elhelyezett mészkő lemezek összehasonlító ábrái a kísérlet előtti- és utáni állapotokról
- IV/D/1. Levegőben elhelyezett lemez változásai 12. hét elteltével
- IV/D/2. Levegőben elhelyezett lemez változásai 32. hét elteltével
- IV/D/3. Levegőben elhelyezett lemez változásai 62. hét elteltével
- IV/D/4. Levegőben elhelyezett lemez változásai 80. hét elteltével
- IV/D/5. Levegőben elhelyezett lemez változásai 105. hét elteltével
- IV/D/6. Levegőben elhelyezett lemez változásai 125. hét elteltével
- IV/E. Az in situ kísérletbe bevont, a levegő-víz határon elhelyezett mészkő lemezek összehasonlító ábrái a kísérlet előtti- és utáni állapotokról
- IV/E/1. Levegőben elhelyezett lemez változásai 12. hét elteltével
- IV/E/2. Levegőben elhelyezett lemez változásai 32. hét elteltével
- IV/E/3. Levegőben elhelyezett lemez változásai 62. hét elteltével
- IV/E/4. Levegőben elhelyezett lemez változásai 80. hét elteltével
- IV/E/5. Levegőben elhelyezett lemez változásai 105. hét elteltével
- IV/E/6. Levegőben elhelyezett lemez változásai 125. hét elteltével

## 1. Bevezetés, problémafelvetés, célkitűzés

Régóta ismert a felszínalatti víz földtani hatótényező szerepe (TÓTH 1999), melynek megnyilvánulásai a karsztos jelenségek is, úgy mint a források és barlangok, barlangi képződmények. A felszínalatti vizek fontos szerepet játszanak a karsztrendszerek fejlődésében, ezért ezek genetikai osztályozása is a felszínalatti vizek áramlási rendszereinek figyelembevétele alapján történik (KLIMCHOUK 2007; MÁDL-SZŐNYI és mtsi. 2017; MÁDLNÉ SZŐNYI 2020). Éppen ezért a karsztjelenségek és ezek összefüggései akkor érthetők meg igazán, ha hidrogeológiai megközelítést használunk.

Hazánkban a kivékonyodott litoszférának, a nagy vastagságú szigetelő üledékeknek és a jó víztartó képződményeknek köszönhetően jelentős termálvíz készlettel rendelkezünk (ROYDEN és mtsi. 1983; BADA és mtsi. 2007; HORVÁTH és mtsi. 2012; HORVÁTH és mtsi. 2015; SZANYI és mtsi. 2009; ROTÁR-SZALKAI és mtsi. 2017; LENKEY és mtsi. 2017; SZŐCS és mtsi. 2018). Ezek egy része olyan regionális elterjedésű karbonátos víztartókhöz kötődik, melyek egyik jellemzője, hogy az üledékekkel betemetett karbonátos kőzetek megjelennek a felszínen is fedetlen formában, biztosítva a rendszer folyamatos utánpótlódását. A fedő üledékek hőszigetelő hatásának köszönhetően a fedett és fedetlen területek találkozásánál gyakori jelenségek a felszínalatti vizek természetes megcsapolódási pontjai, a termálforrások. Ezek az általában tektonikusan meghatározott regionális erózióbázishoz is kötődő megcsapolódási helyek kedvező feltételeket biztosítanak a hipogén barlangok kialakulásához is. Itt ugyanis ideálisak a körülmények a karbonátos kőzetek korróziójához, mivel a karbonátos és sziliciklasztos medence eredetű áramlási rendszerek különböző összetételű (gyakran mélységi eredetű CO<sub>2</sub> és H<sub>2</sub>S gáztartalmú) és telítettségű vizeket szállítanak ezekre a regionális megcsapolódási zónákba (MÁDL-SZŐNYI és TÓTH 2015; MÁDL-SZŐNYI és mtsi. 2017). Ezeknek a barlangoknak a morfológiája és ásványkiválásai jelzik a feláramló termálvíz hatását (LEÉL-ŐSSY 2017), még akkor is, ha ezek már nincsenek közvetlen kapcsolatban a karsztvízszinttel. Hazánk földrajzi és földtani adottságainak köszönhetően több ilyen helyzetű karbonátos vízáadó ismert, úgy, mint a Dunántúli-középhegység, Bükk- és a Villányi-hegység.

A fedetlen és csatlakozó fedett karbonátos területek medenceléptékű, a hidraulikai folytonosságra épülő hidrogeológiai szemlélet szerinti feldolgozását a Villányi-termálkarszthoz hasonló területeken hazánkban a Dunántúli-középhegység, illetve a Budai-termálkarszt területén sikerrel alkalmazták (ERHARDT és mtsi. 2017; TÓTH 2018; MÁDL-SZŐNYI és mtsi. 2019; MÁDLNÉ SZŐNYI 2020). A karsztosodási, hipogén barlangképződési folyamatok megértéséhez is

segítséget nyújthat az ebben a szemléletben való feldolgozás, mivel az áramlási pályák, és az azon mozgó fluidumok kémiai karakterének regionális léptékű ismeretével a felszínalatti vizek és a hozzá kapcsolódó lokális jelenségek kialakulása közötti kapcsolat is könnyebben értelmezhető. A Villányi-termálkarszt területén is található néhány hipogén barlang, köztük a képződményei miatt hazánk egyik fokozottan védett barlangja a Beremendi-kristálybarlang, melyeket keveredési korrózió hozott létre, és kiválásaik is melegvízhez köthetők (TAKÁCSNÉ-BOLNER 2003a; TAKÁCSNÉ-BOLNER 2003b; VIGASSY és mtsi. 2010). Némelyik barlangban, köztük a Beremendi-kristálybarlangban is, a mai napig megtalálható a langyos karsztvíz. A hipogén karsztok hidrogeológiai szempontú kutatása és folyamatainak megértése új irányvonalat képvisel (ERŐSS 2010; MÁDL-SZÖNYI és mtsi. 2017; MÁDL-SZÖNYI és mtsi. 2018; HAVRIL és mtsi. 2018; SZIJÁRTÓ és mtsi. 2019), melyre hazánk adottságai kiváló lehetőséget biztosítanak. A Budai-termálkarszt után a Villányi-termálkarszt kutatása, az aktuálisan zajló folyamatainak megértése, a levezett általános következtetésekkal ezeket a kutatásokat is segíti, nemzetközi érdeklődésre is számot tartva.

A Villányi-hegység és annak déli előterében a jól ismert, jellegzetes felszíni karsztjelenségeken túl (DEZSŐ és mtsi. 2004) a fedett karbonátos vízádóhoz kötődő termásvíz balneológiai célú felhasználása is hosszú időkre tekint vissza, itt létesült Magyarország első hévízkútja is (ZSIGMONDY 1873). A térség ivóvízellátását ill. ipari célú vízszükségleteit (pl. cementmű, borászatok) szintén a karbonátos víztartóban található jó minőségű vízzel biztosítják, mára azonban a karsztvizek hőjének geotermikus célú felhasználása is megjelent. A sokrétű felhasználás fenntarthatósága megköveteli a vízádó regionális áramlási viszonyainak, a fluidumok hajtóerejének, eredetének pontos ismeretét, mellyel a klímaváltozás hosszú távú hatásainak enyhítésére is megnyugtató válasz kapható.

A vizsgálati terület, a Villányi-hegység és déli előterének felszínalatti vizei, langyos forrásai és termásvizei, valamint a Villányi-hegység karsztos jelenségei, termásvizes barlangjainak és barlangi képződményeinek vizsgálata ezidáig egymástól független kutatások tárgyát képezték (LORBERER 1989; DEZSŐ és TÓTH 2006; CSICSÁK és mtsi. 2008; VIGASSY és mtsi. 2010). Ezek a jelenségek és a felszínalatti vizek egy rendszerhez tartoznak, ezért akkor érthetjük meg keletkezésüket, jellemzőiket és összefüggéseiket, ha egy rendszerként vizsgáljuk őket.

Dolgozatom fő fókuszában a Villányi-hegység és déli előtere és az itt található hipogén barlangok állnak, mely tehát egy újabb példája a fedetlen és kapcsolódó fedett karbonátos víztartó rendszereknek, és amelyet az itt található hipogén barlangok és termásvíz előfordulás miatt

Villányi-termálkarsztként is nevezhetünk. Az itt található különböző hőmérsékletű és kémiai összetételű felszínalatti vizek, és barlangok hidrogeológiai szempontú vizsgálatához elsődlegesen a hidraulikai folytonosságra épülő medencehidraulikai módszereket alkalmaztam a Villányi-termálkarszton, és annak tágabb környezetében – regionális léptékben – a térség felszínalatti vízáramlási rendszereinek és a hozzá kapcsolódó jelenségek megértésére.

A dolgozatomban a felvetett kérdések megválaszolásához olyan módszerek segítségével kerestem a választ, melyek a felszínalatti vízáramlási rendszerek több tíz kilométeres nagyságrendjétől a barlangokban aktuálisan zajló folyamatok mikrométeres skálájáig terjed. Elsőként regionális léptékű, mért adatokon alapuló medencehidraulikai adatfeldolgozást készítettem, melynek fő célja a felszínalatti vízáramlási rendszerek megértése és feltérképezése volt. Ezt geokémiai vizsgálatokkal is kiegészítettem. A regionális vizsgálatok célja részletesen tehát:

- az áramlási rendszerek mintázatának, a regionális áramlási irányoknak a meghatározása, melyek segítségével a Villányi-hegység déli előterébe érkező, és a barlangokat kialakító fluidumok eredete azonosítható
- a fluidumok áramlását előidéző hajtóerők megértése
- a fedetlen és csatlakozó fedett karbonátos területek áramlási viszonyainak együttes vizsgálata, ezáltal a fedő üledékek és az üledékes mélymedence szerepének azonosítása a Villányi-hegység déli előterének hipogén barlangképződési folyamataiban
- a felszínalatti vizek vízkémiai tulajdonságainak vizsgálata természetes nyomjelzők segítségével a különböző eredetű vízkomponensek azonosítása céljából
- az áramlási rendszerek megértése alapján a felszínalatti vizekhez köthető jelenségek magyarázata, különös tekintettel a Villányi-hegység déli előterében található lokális karsztos jelenségekre (barlangok, források)
- a jelenlegi felszínalatti vízáramlási rendszerek szerepének értékelése a Villányi-hegység déli előterében található hipogén barlangok létrejöttében, illetve a jelenkori áramkép hatásának vizsgálata a jelenleg is a karsztvízszintet elérő barlangjáratok recens fejlődésében
- a térség barlangjaiban megjelenő termálvizes hatások, feláramló termálvíz nyomainak feltérképezésével és a barlangok hidrogeológiai szempontú vizsgálatával a barlangok és

a felszínalatti vizek kapcsolatának tanulmányozása a felfelé áramló termálvizek barlangképző hatásainak azonosítása érdekében

- a saját, mért adatokon alapuló vizsgálatok összevetése a korábbi tanulmányokban említett áramlási irányokkal, modellekkel.

A regionális léptékű kutatások után a fő fókusz a Villányi-hegység és annak déli előterén volt, mivel itt találhatóak az ismert, hipogén barlangok, közöttük a jelenlegi karsztvízszintben elhelyezkedő Beremendi-kristálybarlang. Ezen lokális léptékű kutatások célja az alábbiakban foglalható össze:

- a térség egyetlen természetesen megcsapolódó, langyos vízü forrásának, a kistapolcai forrásnak a folyamatos észlelésével a hideg karsztvizek és a feláramló termálvizek aktív keveredésének korábbi munkák által feltételezett jelenlétét vizsgáltam, mely a barlangok kialakulásáért leggyakrabban felelősnek tartott keveredési korrózió aktuális jelenlétére és az abban résztvevő különböző vizek eredetére adhat választ
- a kistapolcai forrás és a Beremendi-kristálybarlang folyamatos vízszintészleléseivel a két helyszín kapcsolatát jellemeztem, mellyel arra kerestem a választ, hogy a forrás – ezáltal a mögöttes áramlási rendszer – vizsgálatával levont következtetések kiterjeszthetők-e a barlang környezetére
- a felszínalatti vizek vízgeokémiai tulajdonságait természetes nyomjelzőként használva (kémiai összetétel és stabil izotópok) jellemeztem a megtett felszín alatti út közet-víz kölcsönhatásait
- a lokális vízgeokémiai-, hidraulikai-, geofizikai és idősoros adatok eredményei által hipotézismodellt állítottam fel a terület áramlási viszonyaira, melyet numerikus szimulációval teszteltem

Kutatásom a térség felszínalatti vízáramlási rendszerének megértésén túl az aktuális barlangképződési folyamatoknak a vizsgálatára és megértésére irányult, melyhez egy, a Beremendi-kristálybarlangban zajló *in situ* kísérletet végeztem, az alábbi vizsgálatok és kérdésselvetések alapján:

- a barlangban található víz fiziko-kémiai paramétereiben bekövetkező változások időbeni vizsgálatával a barlangban zajló aktuális folyamatok megértéséhez kerülhettem közelebb, mely segítséget nyújtott annak eldöntéséhez is, hogy a barlang hol helyezkedik el a felszínalatti vízáramlási rendszerekben (lokális vagy regionális hatások érvényesülnek)



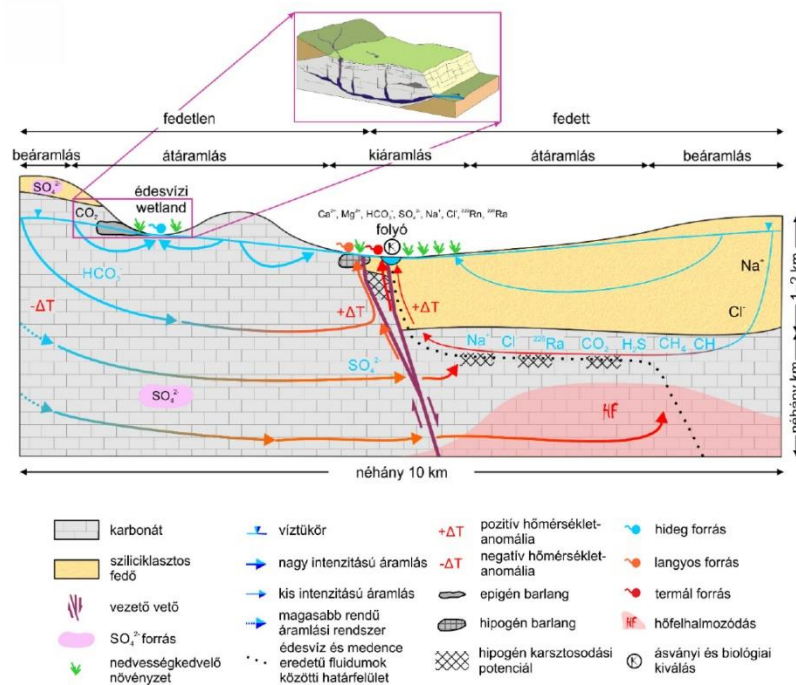
- a barlangban található víz stabil izotópos összetételének és radionuklid tartalmának vizsgálatával ezen jellemzőket természetes nyomjelzőkként használtam a barlangban zajló aktuális folyamatok megértéséhez és a különböző eredetű vízkémiai komponensek azonosításához
- a barlang különböző közegeiben - levegőben, levegő-víz határon, víz alatt - lejátszódó folyamatok időbeli vizsgálatával és a folyamatok során létrejött változások beazonosításával értékeltem a recens barlangképződést.

## 2. Irodalmi áttekintés

### 2.1. Hipogén karsztosodás a felszínalatti áramlási rendszerek tükrében

A felszínalatti víz, mint földtani hatótényező szerepe már évtizedek óta ismert (TÓTH 1999). A felszínalatti vízáramlások folyamatosan alakítják környezetüket és ennek során anyagot oldanak, leraknak, mobilizálnak és energiát szállítanak. A felszínalatti vizek földtani hatótényező szerepe a karsztosodási folyamatok vizsgálatánál sem elhanyagolható, hiszen a karsztos jelenségek úgy mint, források, barlangok és egész karsztrendszerek a felszínalatti víz munkájához kapcsolódó jelenségekként értelmezhetők, így ezek kialakulásánál, jellemzőik megértésénél elengedhetetlen a hidrogeológiai kutatás, az áramlási rendszerek feltérképezése. Ennek nyomán az elmúlt évtizedekben jelentős változáson esett át mind a hazai, mind a nemzetközi karszt- és barlangkutatás, mivel előtérbe került a karsztrendszerek hidrogeológiai szempontú vizsgálata (KLIMCHOUK 2007), és a hazai kutatásokban is nagyobb szerepet kapott a hidrogeológiai megközelítés. A medenceléptékű felszínalatti vízáramlások és a karsztos területek oldódási folyamatai közti kapcsolatot TÓTH (1999) elmélete alapján KLIMCHOUK (2007) ismerte fel, és alkalmazta a medence léptékű vizsgálatokat a sziliciklasztos területek után karsztos területeken is. A felszínalatti vízáramlások tükrében és a különböző áramlási rendszerektől függően elkülönített epigén- és hipogén karsztrendszereket (KLIMCHOUK 2007; KLIMCHOUK és mtsi. 2017). Az *epigén* karsztrendszerek a lokális és intermedier áramlási ágakhoz kapcsolódnak, ahol a lefelé szivárgó vizek fejtik ki oldó hatásukat, míg a *hipogén* karsztrendszerek a regionális áramlási pályák megcsapolódásánál találhatóak, tehát a mélyből feláramló fluidumoknak van domináns szerepe a barlangok kialakításában. Az oldódásért felelős geokémiai folyamatok áramlási rendszer szemléletű értékelése GOLDSCHIEDER és mtsi. 2010 munkájában is megjelent. Az epigén rendszereknél a karsztosodást a felszínről beszivárgó meteorikus vizek, a hideg csapadékvíz CO<sub>2</sub> (mely az atmoszférából és a talajzónából származik) tartalma által létrejövő oldás okozza. A hipogén rendszereknél az oldódásért a mélységi fluidumok és gázok a felelősek (KLIMCHOUK 2007). Emellett a hipogén rendszereknél gyakori barlangképző folyamat a keveredési korrózió, melyek esetében különböző összetételű vizek találkozása játszik szerepet (BÖGLI 1964), és amelyeknél gyakran az egyik komponens a hosszabb felszín alatti utat bejárt termálvíz. Ilyen hipogén karsztosodási folyamatok révén jöttek létre hazánkban többek között a Budai-termálkarszt és a Villányi-termálkarszt barlangjai is (TAKÁCSNÉ-BOLNER 1985; VIGASSY és mtsi. 2010). A karsztos területek, illetve azok jelenségeinek vizsgálata a medenceléptékű áramlási rendszerek szemléletében Magyarországon több ízben képezte már kutatások tárgyát, mind a Dunántúli-középhegységben és a Budai-termálkarszton (MÁDL-SZÖNYI és TÓTH 2015;

ERHARDT és mtsi. 2017; TÓTH 2018; HAVRIL és mtsi. 2018; SZIJARTÓ és mtsi. 2019; MÁDLNÉ SZŐNYI 2020), mind az Aggteleki-karszton (IVÁN és MÁDL-SZŐNYI 2018). Ezek a terepi méréseken és numerikus szimulációkon alapuló kutatások lehetővé tették annak felismerését, hogy a hipogén karsztosodás alapvető feltétele a fedetlen és fedett karbonátos kőzetek együttes jelenléte és két terület fluidumainak kölcsönhatása. Ez a regionális léptékű, hidraulikus folytonosságra épülő elmélet, a karsztos rendszereket regionális kiterjedésben, a fedetlen és fedett karbonátos területeket együtt vizsgálja, és folyamataikat együttesen értékeli (TÓTH 1995; MÁDLNÉ-SZŐNYI ÉS TÓTH 2015). Ennek értelmében a lokális karsztos jelenségek - mint például a források és barlangok - a felszínalatti víz, mint földtani hatótényező közvetlen megnyilvánulásának tekinthetők, ezért keletkezésük, jellemzőik akkor érthetőek meg igazán, ha összefüggésében vizsgáljuk őket, azaz az őket létrehozó felszínalatti víz áramlási rendszerét kutatjuk nem csak lokális, hanem regionális léptékben is (MÁDL-SZŐNYI ÉS TÓTH 2015; SZIJARTÓ és mtsi. 2019; MÁDLNÉ-SZŐNYI 2020; TÓTH és mtsi. 2020). A Villány-termálkarszt területére ezt a szemléletet követő tanulmány még nem készült, így doktori dolgozatomban ezt a megközelítést alkalmazva értékelem a Villányi-termálkarsztot, és terjesztettem ki a vizsgálataimat regionális léptékben a medence területekre is, hogy a peremterületek lokális hidrogeológiai folyamatait, a felszínalatti vízhez kötődő jelenségek kialakulását megértssem.



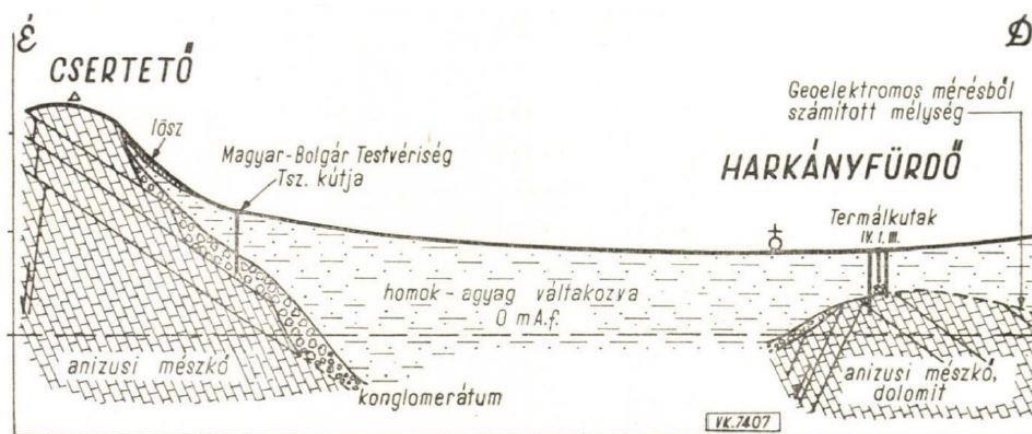
1. ábra: Fedetlen és csatlakozó fedett karbonátos területek koncepcionális felszínalatti vízáramlási modellje (MÁDL-SZŐNYI ÉS TÓTH 2015 alapján módosította TÓTH 2018)

## 2.2. Hidrogeológiai kutatási előzmények

A hidrogeológiai kutatási előzményekben a fő fókusz a Villányi-hegységen és annak déli előterén lesz főként, mivel a kutatás fő célja a Villányi-hegység déli előterében zajló barlangképződési folyamatok és az áramlási rendszerek kapcsolatának megértése volt.

A Villány-hegység déli előterében természetesen megcsapolódó források valószínűsíthetően az ókori és török idők óta jelentős szerepet játszottak a térség alakulásában, illetve azok tudományos kutatása is hamar vonzani kezdte a szakembereket (GERŐ 1980). Elsőként az 1700-as évek végén Kitaibel Pál végzett megfigyeléseket a térség meleg forrásait vizsgálva (VADÁSZ 1949). Ezt követően történt a harkányi termásvíz felfedezése 1823-ban, a környékbeli mocsarak lecsapolásakor (EMSZT 1927). Az itt dolgozó munkások olyan meleg víznek a felbukkanását tapasztalták az ásáskor, amiben magas hőmérséklete miatt nem lehetett dolgozni. Ekkor figyeltek fel a feltörő víz gyógyhatására is, egy a mocsár lecsapolásán dolgozó ember köszvényes lába gyógyulása kapcsán. Patkovics József vizsgálta elsőként ennek a víznek a kémiai összetételét és egészségre gyakorolt hatását. Elmélete szerint a meleg víz nagy mélységből származik, ahol magmás tevékenység hatására tesz szert magasabb hőmérsékletére (STRÁZSAY 1825). A forrás feltörő vizét foglalni próbálták, azonban az első kútfogalás nem járt nagy sikerrel, mivel a kút folyton elapadt és attól pár méteres távolságra tört fel újra a víz. 1866 nyarán Zsigmondy Vilmos megfúrta az ország első termál kútját 34,77 méteres mélységgel, mellyel állandósult a víz feltörési helye (ZSIGMONDY 1873). A kútból feltörő 62,5 °C-os víz biztosította a harkányi fürdő vízellátását és 1964-ig folyamatosan működött. Kémiai összetételét THAN 1869-ben vizsgálta és határozta meg, mely során felfedezte a víz természetes COS (szén-oxi-szulfid) tartalmát, ami különleges alkotóelemnek számított nem laboratóriumi körülmények között, és a harkányi fürdő vizeiből írta le először. Később 1887-ben még egy kútát fúrtak az első kút mellé 47,7 méter mélyen, mely 63,7 °C-os vizet szolgáltatott. Zsigmondy a meleg források eredetével is foglalkozott, illetve vizsgálta a környék hideg vizeit is. Elmélete szerint a meleg víz feláramlásának tektonikus preformáltsághoz van köze, azonban magmás tevékenységhez kötötte a vizek felmelegedését. Ezen kívül vizsgálta a meleg és a hideg vizek keveredését is a fedő üledékekben, és kimutatta a termásvíz hatásának csökkenését a kúttól távolodva (ZSIGMONDY 1873). A fürdő termelésének a környező forrásokra gyakorolt hatását MATTYASOWSZKY 1891-ben vizsgálta elsőként, aki megállapította, hogy a Büdöstopolcán található 5 forrás közül 2 elapadt és a siklósi források hozamában is csökkenés volt tapasztalható. Az 1900-as évek elején Lóczy Lajos is vizsgálta a terület hidrogeológiai viszonyait, és azt a megállapítást tette, hogy a

hévforrások vize nagy mélységből származik és tektonikai törések mentén éri el a felszín (LÓCZY 1912). Emszt Kálmán a kémiai vizsgálatokon túl foglalkozott a büdöstopolcai és siklói források vizének eredetével is. Megállapította, hogy ezek a források mezozoos karbonátos rögök peremi törés vonalai mentén törnek a felszínre (EMSZT 1927). Ugyan ilyen szerkezetet feltételezett Harkány esetében is, azonban ott fiatalabb üledékekkel fedett a mezozoos rész. Ezzel az elmélettel támasztotta alá Zsigmondy korábbi elméletét is, miszerint a mélyből feltörő vizek törések mentén jutnak a felszín közelébe és a fiatalabb fedő üledékekbe. Ezeket a töréseket két csoportba sorolta egy KÉK-NyDNy irányú és ÉNy-DK irányú törésrendszerhez, előbbihez a harkányi-, máriagyüdi- és büdöstopolcai forrásokat, utóbbihoz a siklói forrásokat sorolta (EMSZT 1927). A harkányi kút magas hőmérsékletét - annak ellenére, hogy sekély volt a kút - annak tulajdonította, hogy egy fiatal tektonikai elem a felszínig ér, mely mentén biztosított a mélyebb eredetű fluidumok feláramlása. Az aktív tektonika jelenlétét az időközönként bekövetkező földrengésekkel támasztotta alá. A kistapolcai és beremendi rög kútjaival Vadász Elemér kezdett el foglalkozni a 1949-ben. Megállapításait főként a kutak hőmérsékleti vizsgálataiból tette, miszerint a karbonátos kőzetekből feltörő meleg víz keveredik a fiatalabb üledékek vizeivel. Övekre szűkítette azokat a területeket, ahol a karbonátos kőzetekben magasabb hőmérsékletű víz található, mely megegyezik a talajvízszint szintjével (VADÁSZ 1949). Schulhof Ödön a termálvizek felszínre lépési pontjait törések kereszteződéséhez kötötte, melyek ÉNy-DK és K-Ny-i irányúak. Elmélete szerint a vizek feláramlását a mélyen elhelyezkedő kőzetekben eredő gázok, illetve a földgáz nyomása idézi elő. Ezen elméletét a vizek magas gáztartalmával és a somogyi olajmezők közelségével támasztotta alá (SCHULHOF 1957). Az Emszt Kálmán által is feltételezett fiatal harkányi törés meglétére az 1958-ban bekövetkezett földrengés adott bizonyítékot, melynek hatására a források egy kis időre elapadtak, majd nagyobb hozammal kezdtek újra működni (VENDÉG 1961). Ezt követően VENDÉG 1961; GÁLFI és KORIM 1967 is azt a nézőpontot erősítette, hogy mélyebb eredetű fluidumok a mezozoos karbonátos kőzetek repedéseiben szállítódnak és tározódnak. A térség első vízföldtani szelvényét is elkészítették (2. ábra). Gálfí és Korim a harkányi vizek eredetét tekintve azt mondták, hogy az a Villányi-hegységben beszivárgó vízből származik. Megbecsülték a források és kutak által a felszínre jutó vizek mennyiségét, melyre egy éves időtartamra 3 390 000 m<sup>3</sup>-t kaptak. Ezt az értéket összevetették Kessler Hubert méréseivel, aki a Villányi-hegység területére 4 660 000 m<sup>3</sup>-nek becsülte a beszivárgó csapadék mennyiségét. Mindezek alapján – és a szökevény források hozamát is hozzá számolva – egyensúlyban lévőknek tekintették a kettőt.



2. ábra: A Villányi-hegység déli előterére készített első vízföldtani szelvény, GÁLFI és KORIM 1967

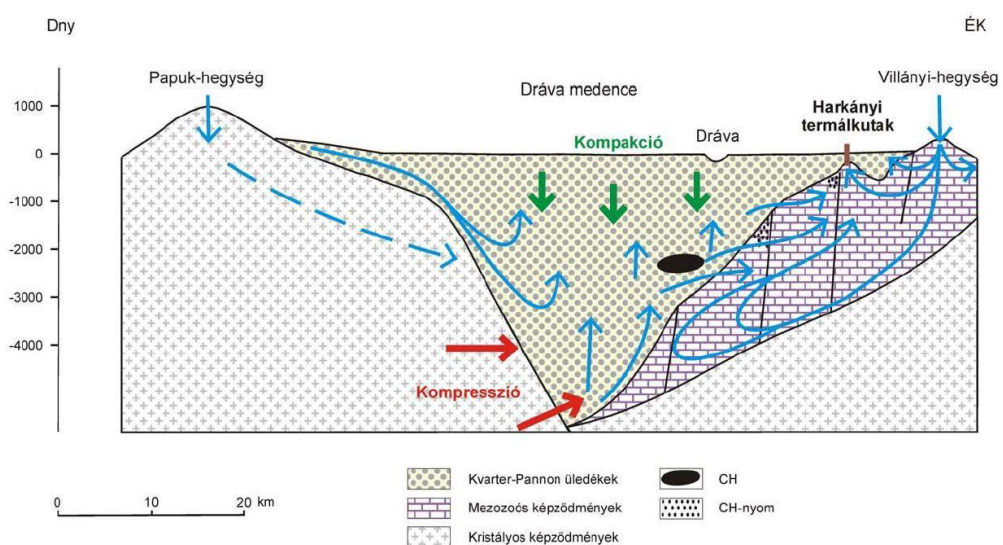
A kistapolcai és beremendi rög közötti felszínalatti vizek áramlását célzó geofizikai mérések készültek az 1960-as évek végén (DEÁK és mtsi. 1969). Ezek alapján meghatározták a két rög között a mezozoos képződmények felső határát. A Villányi-hegység területén a mélybe szivárgó vizek beszivárgási területét 70 km<sup>2</sup>-nek számították. Úgy vélték, hogy a felszínalatti vizek hőmérsékletét első sorban a csapadék és a felszín hőmérsékleti viszonyai befolyásolják és emellett a mélységnek csak másodlagos szerepe van. Ezt a Beremendi-rög esetében a felszínről beszivárgó víz karsztvízre gyakorolt hatásával igazolták, mely során a csapadék hatására a karsztvíz hőmérséklete csökkent. Kutatásaik során a vizek kémiai összetételéből és hőmérsékletéből arra következtettek, hogy a karbonátos rögök és az azokat fedő üledékek között keveredés zajlik, melyet a különböző vizek hidraulikus emelkedési magasság különbsége indukál (DEÁK és mtsi. 1969).

A Villányi-hegység hidrogeológiájának egyik jellegzetessége, hogy a karsztos rögökbe a magaslatokon beszivárgó víz nem jelenik meg a hegylábi területeken hideg forrásként, hanem a mélybe szivárog és hosszabb út megtétele után, már magasabb hőmérséklettel tör a felszínre (LORBERER 1989). A termálvíz forrásaként a különböző tanulmányok más-más forrást feltételeznek. LIEBE és LORBERER 1981 és LORBERER 1986 munkáiban a termálvíz eredetét a Nyugat-Mecsekhez kötik. A számított hőmérlegek alapján a Villányi-hegységben beszivárgó csapadékvíz csak a langyos vizek utánpótlódására elég, ezért a harkányi fürdőben megcsapolódó termálvizeknek más az eredete.

SCHUEER 2012 a termálvizek áramlásának beindítójaként a neogén extenziós tektonikai folyamatokhoz kapcsolódó alkáli bazalt vulkanizmus magma áramlását tekinti, így ő is magmás tevékenységhez köti a megjelenő magasabb hőmérsékletű vizek eredetét (a vulkáni tevékenység bizonyítékai a Béli-dombvidéken a felszínen is megtalálhatók). Tanulmányában nyomelemek elemzésével igazolja a térségben megjelenő felszínalatti vizekben a köpenyből származó

komponensek eredetét. Ezeket a folyamatokat teszi felelősség a terület karsztos részeinek oldódásáért, ahol nem csak a CO<sub>2</sub>, hanem a szulfátok oldó hatásával is számol. A harkányi fürdő kútjaiban megjelenő magasabb szulfát-ion koncentrációt is ezekhez a folyamatokhoz köti (SCHEUER 2012).

A legújabb kutatások szerint a Villányi-hegység területén beszivárgó hideg csapadék vizek a mélyben DK felé áramlanak a szerkezeti elemek mentén, azonban a szerkezeti elemeknek köszönhetően visszakényszerülnek ÉK-i irányba és már felmelegedve csapolódnak meg a hegylábi területeken (CSICSÁK és mtsi. 2008; VARGA 2013) (3. ábra). Itt a medence eredetű áramlások hajtóerejének a gravitáción kívül a vastag medenceüledékek által létrehozott kompaktiót gondolják. A kompaktió során a nagy porozitású üledékek a vastag rétegek terhelése miatt fokozatosan tömörödnek, így a fluidumokat távozásra készítetik. Emellett még egy hajtóerőt feltételeznek, a kompressziót (TÓTH és ALMÁSI 2001b), ami különböző szerkezeti mozgások hatására alakul ki, ami a Villányi-hegység déli előterében észak-északkeleti (BADA és mtsi. 2007). Ezek a folyamatok túlnyomást hoznak létre a rendszerben, mely hatásra a mély Dráva-medencei összletekben a Dráva-medence felől a felmelegedett medence eredetű fluidumok visszafordulnak a Villányi-hegység irányába és megcsapolódnak annak déli előterében. Ennek hatására lokális nyomásszint maximumok jelennek meg és a két vízárám fluidumai keveredve kevert genetikájú vizeket hoznak létre. Ennek a határfelületnek a megjelenését a máriagyüdi-, büdöstampolcai langyos forrásokban, illetve a siklósi és beremendi barlangok langyos vizeiben vélték felfedezni (CSICSÁK és mtsi. 2008). A medence eredetű a vizekben mért halogén és PAH vegyületek koncentrációi, illetve metán tartalma alapján igazolják.



3. ábra: A Villány-hegység déli előterének feltételezett regionális áramlási rendszerének koncepcionális ábrája a Papuk- és a Villányi-hegység között (CSICSÁK és mtsi. 2008)

A vízkémiára irányuló vizsgálatok szerint a hegység karsztvizei Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>-os, Cl-SO<sub>4</sub>-os vízkémiai fáciesbe sorolhatók, közepesen kemény és közepes oldott anyag tartalmú vizek (LORBERER 1989). Munkájukban egyértelmű kapcsolat mutatható ki a karsztvizek hőmérsékletének és klorid-ion tartalmának növekedése között (LORBERER 1989). A harkányi kutak magas szulfát és klorid-ion koncentrációja miatt, az újabb vizsgálatok azt feltételezik, hogy itt nem a hegység területén beszivárgó, majd a mélyben felmelegedett karsztvizek csapolódnak meg a felszínen, hanem a délebbi területek szénhidrogén rezervoárokkal érintkező fluidumjai (CSICSÁK és mtsi. 2008). A térség felszínalatti vizeinek eredetére és kormeghatározására több izotópos mérés irányult, melyek <sup>3</sup>H, <sup>2</sup>H, <sup>18</sup>O, <sup>13</sup>C mérésekből álltak (LORBERER 1989; CSICSÁK és mtsi. 2008). A legidősebb vízkor 40 000 évvel Nagybaracsán volt mérhető, majd korban ezt követik a harkányi kutak adatai (1. táblázat).

1. táblázat: A Villányi-hegység déli előterében található kutak vízkor adatai (LORBERER 1989, CSICSÁK és mtsi. 2008)

Település	<sup>14</sup> C kor [év] (Lorberer 1989)	<sup>14</sup> C kor [év] (Csicsák-Gondár- Majoros 2008)
Nagybaracska	40.000	-
Harkány	> 20.000	32600-31400
Siklós	4500-6500	4900
Mattyi vízműkút	25.600	~26000

A térség néhány kútjánál rádium, urán és radon mérések is történtek, melyeket a 2. táblázat mutat be. Ezekkel a mérésekkel a radioaktív- izotóp-arányok meghatározása és a vizek radioaktivitás szerinti csoportokba sorolása volt a cél (LORBERER 1989). A harkányi fürdő termálvizei Rn-Ra-U típusú vizek közé sorolhatók, a III. kút rádium értékei (0,30 Bq/l) azonban majdnem kétszeresen haladják meg a IV. és V. kút rádium értékeit (0,16 Bq/l) (2. táblázat). A büdöstopolcai-II. kút is ezzel a termálvizes csoporttal mutatott rokonságot. Azonban a Siklós-Máriagyüd környéki hideg karsztvizek már az U/Ra (a büdöstopolcai-I. kúttól K-re) illetve Ra/U típusúak (a kúttól Ny-ra). A különböző típusok megjelenésének nincs köze a kutak vizét adó tárolókőzet kifejlődéséhez. A radio-hidrogeokémiai elemzések a geotermikus és vízkémiai adatokkal összhangban vannak és szintén a nyugat felől történő termál-víz utánpótlódást mutatják (LORBERER 1986).



2. táblázat: A Villányi-hegység déli előterében található néhány kút  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{222}\text{Rn}$  és  $^{234+238}\text{U}$  koncentrációja (Lorberer 1986)

Kút neve	$^{226}\text{Ra}$ [Bq/l]	$^{234+238}\text{U}$ [μq/l]	$^{222}\text{Rn}$ [Bq/l]
Harkány Fürdő-III.	0,30	5	24,5
Harkány Fürdő-IV.	0,16	5	12,6
Harkány Fürdő-V.	0,16	4	11,4
Büdöstopolca-II.	0,05	4	24,8
Villány K-12	0,03	4	-
Drávaszabolcs K-7	0,07	7	7,4
Nagyharsány K-2	0,02	4	-
Beremend B-11	1,1 pC/l	3	-

### 2.3. Karszt- és barlangtani viszonyok

A Villányi-hegység barlangjainak kutatása a bennük talált kisemlősök maradványainak kutatásával kezdődött az 1800-as években, mely főként a leletek leírására koncentrált (KUBINYI 1854). A térség barlangjainak jelentős része antropogén beavatkozások során tárult fel, ezek közül a legjelentősebb a térségben zajló bányászat, mely a mai napig a mészkövet termeli. Az első, a térség barlangjaival foglalkozó munka 8 barlang leírását és fotó dokumentációját közölte (KEVI 1956). Ezután 1961-ben Szabó Pál Zoltán készített jelentősebb, tudományos munkát a Mecsek és a Villányi-hegység karsztosodásáról és barlangtani viszonyairól (SZABÓ 1961). A hegység karsztos formakincsét és barlangjait három csoportba sorolta. Az első csoport a Szársomlyó és a Nagyharsány-hegy déli oldalán található karsztos formákat tartalmazta. Az itt található karsztos felszín őrzi az őskarsztos emléket, ahol szubtrópusi karsztosodás nyomai maradtak fent. A klimatikus viszonyoknak köszönhetően meredek falú, szakadékos, mély dolinák és üregek keletkeztek, melyek később teljesen feltöltődtek bauxittal (jura-kréta határ), ami megvédte az üregeket a pusztulástól (SZABÓ 1961). Ezt az őskarsztos felszínt a bauxitbánya művelése tárta fel. A második csoport formakincsét szintén őskarsztos formák képviselik, melyek a hegység jura-kréta határ környékén történő szárazulatra kerülésekor végbemenő karsztosodás nyomait őrzik. Ezekbe a karsztos üregekbe meleg éghajlatra jellemző vörös és élénk sárga agyag ülepedett le. Ebben az agyagkitöltésben maradtak fent a világhírű pleisztocén fauna maradványai (KUBINYI 1854; KORDOS 1991). A harmadik csoportba a hidrotermás eredetű barlangokat sorolja. A hegység déli előterében több helyen megjelenő meleg- és langyos vizek a mélyből

feltörve agresszív oldó hatást fejtenek ki, melynek eredményeképpen gömbfelületű, kupolás formák és termék- illetve kristályokkal borított barlangi termék jöttek létre. Az alulról feltörő víz képződésménei több helyen együttesen jelennek meg a hidegvizes üregképződésre jellemző cseppköves formakincsekkel (SZABÓ 1961). Szabó Pál Zoltán közleményében említést tesz több barlangról is. A Máriagyüdi-barlang eredetét hidrotermásnak írja le, melyből a kiválások nagy részét letörték és kihozták. A Szársomlyón több kisebb barlangról tesz említést, melyekből gazdagon kerültek elő őslénytani maradványok. A bányászat következtében több olyan barlang is megsemmisült, melyek falai gazdagon borítottak voltak fehér, hidrotermás eredetű ásványokkal. Írásában említést tesz a Siklói Várhegy kútjának 38 méter mély barlangjairól, melyek falát borsókövek borítják. A kút alján található víz hőmérsékletét 26 °C-osnak írja. A térség barlangjairól következő nagy összegző munka a 2000-es évek elején készült (RÓNAKI 2000). A feldolgozás tárgyalja a térség 28 barlangját, mely főként irodalmi összefoglalást ad, dokumentálja a barlangok feltárásának körülményeit, illetve aktuális állapotfelmérésüket. A két legnagyobb kristálybarlang a Beremendi-kristálybarlang és a Nagyharsányi-kristálybarlang Magyarország fokozottan védett barlangjai közé tartozik különleges morfológiájának és jelentős őslénytani leletgyűjtésük miatt (TAKÁCSNÉ-BOLNER 2003a; TAKÁCSNÉ-BOLNER 2003b). A Nagyharsányi- és Beremendi-kristálybarlangok kiválásairól és keletkezésükről készült összefoglaló tanulmány a 2000-es évek végén (VIGASSY és mtsi. 2010). Megfigyeléseik szerint a Beremendi- és Nagyharsányi-kristálybarlang is hidrotermás eredetű barlang. A Beremendi-kristálybarlangban a termálvizes hatást stabil izotópos mérésekkel is kimutatták. A borsókövek idős képződésménei, melyek akkor keletkeztek, mikor a barlangjáratok melegvízzel kitöltöttek voltak. A barlangban összesen 10 különböző ásványt különítettek el a műszeres vizsgálatokkal, melyek közül a huntit a legjelentősebb, mely nagy mennyiségben található meg a barlangban (VIGASSY és mtsi. 2010). A Nagyharsányi-kristálybarlangban 12 ásvány jelenlétét mutatták ki. A barlang felső szakasza tektonikus eredetűnek, alsó járatait a tektonikus preformációt követően a korrózió formálta. A felső járatok cseppkőképződésménei között több generációt határoztak meg. Üledékföldtani és barlang kitöltési vizsgálatok történtek a Máriagyüdi-barlang, Siklós Váraljai-barlang, Kenderesi-völgyi-barlang, Nagyharsány bányaterület karszthasadékai, Beremendi- és a Palkonyai-barlangokban (DEZSŐ 2011; DEZSŐ és TÓTH 2006).

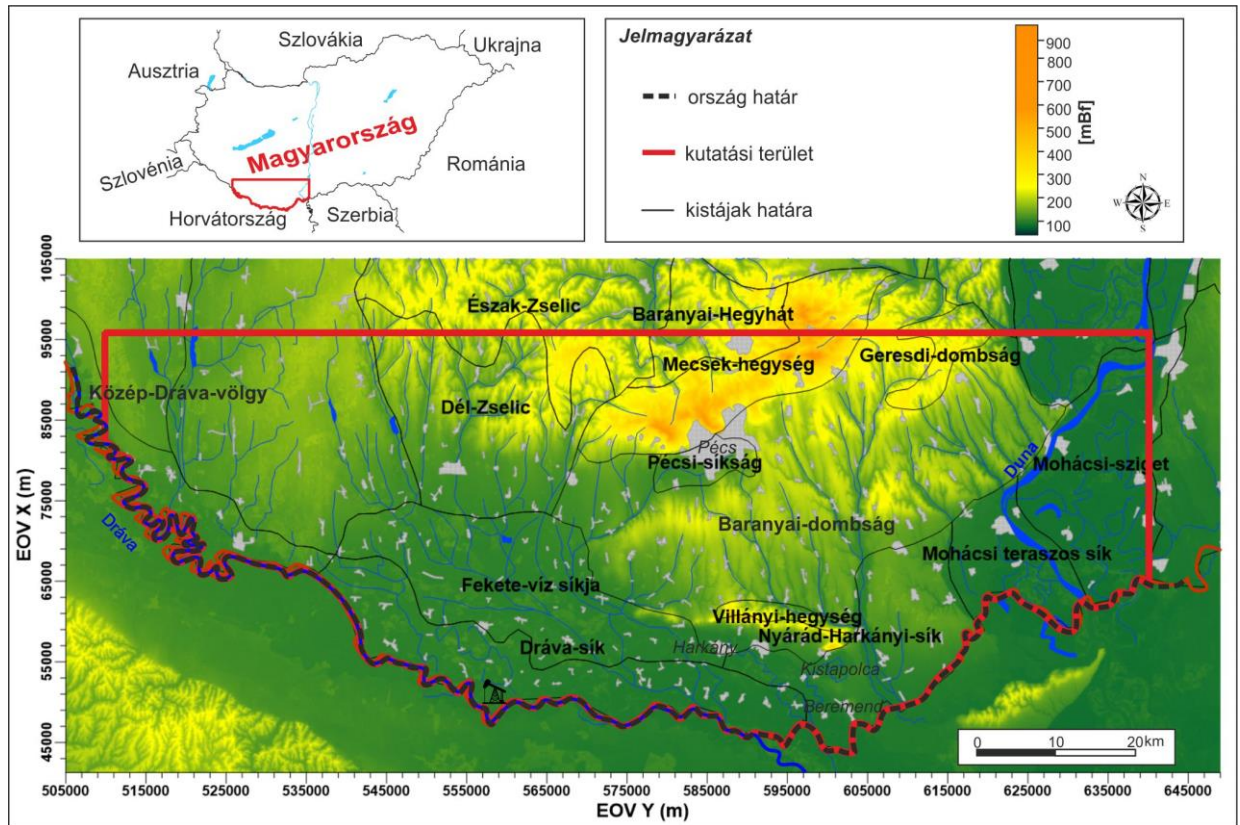
### **3. Vizsgálati terület bemutatása**

A hidrogeológiai környezet, úgy mint a domborzat, klimatikus viszonyok és a földtani felépítés meghatározó szereppel bírnak a felszínalatti vizek áramlási rendszereinek szempontjából, mivel ezek az elemek befolyásolják és módosítják a környezetet, így hatással vannak a felszínalatti vízrekszimekre (TÓTH 1971). A következő rész és két alfejezet ezen környezeti elemek bemutatását célozza meg a kutatási területre specifikusan.

#### **3.1. Kutatási terület lehatárolása**

A kutatási terület lehatárolását úgy választottam ki, hogy a dolgozat célkitűzéseiben szereplő kérdések megválaszolásához optimális legyen. Eszerint a Villányi-hegység déli előterében zajló folyamatok- és a felszínalatti vizek áramlási mintázatainak megértéséhez tágabb környezet vizsgálatára van szükség, melyhez felhasználtam a területen korábban készült vízföldtani tanulmányok eredményeit is. Ezek alapján a Villányi-hegység déli előterében megjelenő magasabb hőmérsékletű vizek eredete több forráshoz köthető, így a Dráva-medencéhez és a Mecsek-hegységhez (LIEBE és LORBERER 1981; CSICSÁK és mtsi. 2008). Mindezek alapján a regionális területi kijelölésbe bevontam a Villányi-hegység északi előterét egészen a Mecsek-hegység központi részéig, ami topográfiaailag kiemeltebb helyzetben található, így potenciális forrása lehet a felszínalatti vizeknek. Emellett a Villányi-hegységtől nyugatra bevontam a Dráva-medencének azon részét is, ahol az aljzatot már nem karbonátos kőzetek alkotják, hogy vizsgálni tudjam a medencéből a peremek felé tartó fluidum áramlást, illetve ezek hajtóerejét, összevetve a Pannon-medence alföldi részével. A terület keleti határát a Duna mentén jelöltem ki, mint regionális erózióbázis, délen pedig az országhatár jelöli ki a kutatási területet. A lokális feldolgozások helyszínei a Villányi-hegység déli előterében található, Kistapolca és Beremend településeken. A lokális helyszínek kiválasztásának és vizsgálatának célja az áramlási rendszerek és az azokhoz kapcsolódó jelenségek kapcsolatának megértése volt a Villányi-hegység déli előterében. Kistapolcán található egy természetesen megcsapolódó langyos forrás, melynek vizsgálatával a mögöttes áramlási rendszer dinamikájáról kaphatunk információt, amellett, hogy a forrás langyos hőmérsékletének megértésével esetlegesen a hideg és termális karsztvizek keveredése is tetten érhető. A másik helyszín a Beremendi-kristálybarlang, melynek alsó járatai feltárják a vízszintet, így ennek vizsgálatával a térségben zajló aktuális barlangképződési folyamatokról szolgáltatathat értékes információkat. Mindezek alapján tehát a kutatási területem a Dél-Dunántúlon helyezkedik el (4. ábra.), kistájaink közül az alábbi 14 területét fedi le részben vagy teljesen: Közép-Dráva-völgy, Észak-Zselic, Dél-Zselic, Fekete-víz síkja, Dráva-sík,

Baranyai-hegyhát, Mecsek-hegység, Pécsi-síkság, Baranyai-dombság, Villány-hegység, Nyárad-Harkány-sík, Geresdi-dombság, Mohácsi-sziget és Mohácsi teraszos sík (MAROSI és SOMOGYI 1990).



4. ábra: A kutatási terület földrajzi elhelyezkedése (kistáják forrása: MAROSI és SOMOGYI 1990 )

### 3.2. Domborzati, éghajlati viszonyok

A kutatási terület három részterületének domborzati és éghajlati viszonyait külön ismertetem. A Villányi-hegység Magyarország egyik legdélebbi fekvésű hegysége. A hegység legmagasabb csúcsa a Szársomlyó (442 mBf) szigetszerűen emelkedik ki alacsonyabban fekvő környezetéből. A hegységhez tartoznak még annak déli előterében található mészkő kibúvások, úgy mint a Siklósi Várhegy (120 mBf), Kistapolca (105 mBf) és Beremend (125 mBf). A hegység teljes felszíni kiterjedése mindössze 30 km kelet-nyugati és 7 km észak-déli irányban. Déli területein felszíni karsztformák (karros felszín) alakítják a felszíni morfológiáját, de ezeken kívül nagyobb karsztos formák nem jellemzőek a területre. Az évi átlagos hőmérséklet 10-11 °C között alakul a térségben, ami az országos évi átlaghoz hasonló. A Villányi-hegység déli lejtőinek sajátos mediterrán mikroklímája van, ahol ritkán csökken a hőmérséklet 0 °C alá. Az évi átlagos csapadék 700 mm (DEZSŐ és mtsi. 2004).

A Mecsek vonulatai mintegy 500 km<sup>2</sup>-nyi területet ölelnek fel, és morfológiailag három részre oszthatók: Kelet-Mecsekre, Közép-Mecsekre és Nyugat-Mecsekre, geológiailag pedig két részre, Nyugat- és Kelet-Mecsekre. A legmagasabb csúcsa a Zengő, 682 méteres magasságával. A feldolgozásba főként a Nyugat-Mecsek területe esett bele így ezt a részt ismertetem részletesebben. Karsztos terület csak a Nyugat-Mecsek északi részén található, ami 50 km<sup>2</sup> kiterjedésű, és felszínét karsztos morfológiai elemek tarkítják, úgy mint zombolyok, dolinák, száraz völgyek és víznyelők. A Mecsek területének ezen része 350-400 m-rel magasabban helyezkedik el, mint a környező medencék. A Kelet-Mecsek részén a karsztosodás kevésbé jelentős (~ 10 km<sup>2</sup>) a felszíni karbonátos kőzetek hiánya miatt (SZABÓ 1961). A Mecsek éghajlatán mind a mediterrán, mind a kontinentális hatások érvényesülnek, és jelentős éghajlati különbség van az északi és a déli lejtők között. Az éves átlagos csapadékmennyiség az északi és a magasabb területeken 800 mm, a többi területen 700 mm. Az éves átlaghőmérséklet 9-12 °C (SIMOR és KÉRI 1974). A Mecsek- és a Villányi-hegység között terül el a Baranyai-dombság, mely a Mecsek-hegység vonulatától Mohácsig terjedő változatos felszínformájú dombvidék. Nyugatról a Mecsek határolja, déli határa már a Villányi-hegység előterében van, északkeleten pedig egybeolvad a Geresdi-dombsággal.

A harmadik részterület a Dráva-medence kis lejtésű lankás dombvidék (110-180 mBf), mely a Dunántúl déli részének határmenti területeinek jelentős részét lefedi, azonban nyugatról kelet felé haladva egyre inkább tökéletes síkságba megy át, ami a kutatási terület nagy részére jellemző. A terület három csoportra bontható: Dráva-síkja, Fekete-víz síkja és a Dél-Baranyai-dombság (4. ábra:). A Dráva-sík egy tökéletes síkság, felszínére artéri-síkság, illetve alacsony érmentes síkság jellemző. Jellemző formái a mocsarak, fiatal morotvák és elhagyott, vizenyős medrek. Északi határa a Fekete-víz síkjával határos, ami teraszos, déli részén futóhomokkal fedett hordalékkúp síkság. A Dél-Baranyai dombságot löszös üledéken kialakult hegyláb felszín alkotja, melyet észak-déli irányú völgyek tagolnak. Éghajlata nyugatról keletre rendre mérsékelt meleg, mérsékelt nedves és mérsékelt éghajlathoz tartozik. Az évi középhőmérséklet 10,0–10,6 °C, keleten 10,6–10,8 °C és az évi átlagos csapadék mértéke nyugatról kelet felé csökken, 600-800 mm (KOVÁCS és GYURICZA 2016).

### **3.3. Földtani felépítés**

A kutatási terület Magyarország prekainozoos medencealjzatának nagyszerkezeti egységei közül a Tisza-főegységen helyezkedik el (HAAS és BUDAI 2014). Azon belül a Dráva-medence nyugati

és északi, illetve a Mecsek-hegység előtere a Mecsek-Szolnoki-, míg a Dráva-medence keleti területei és a Villányi-hegység a Villány-Bihari-egység részét képezik.

A főegység legidősebb képződményei kristályos komplexumok, melyek nagyrészt közepes fokú variszkuszi metamorfitokból (gneisz, csillámpala) és gránitból állnak, melyek leginkább a kutatási terület nyugati és északi területein található meg (SZEDERKÉNYI 2001; HAAS és mtsi. 2010; SZEDERKÉNYI és mtsi. 2013). Ezt az aljzatot, három részből álló terrénium alkotja, a Szlavóniai-Drávai, a Kunsági- és a Békési-terrénium (CSÁSZÁR 2005; SZEDERKÉNYI és mtsi. 2013). A Kunsági-terrénium Kőrösi-egysége és a Szlavónia-Drávai-terrénium Baksai-egysége alkotja a Villány-Bihari egység paleozoos aljzatát, míg a Dráva-medence a Szlavónia-Dráva-terrénium Babócsai- és Baksai-egységhez tartozik (KOVÁCS és mtsi. 2000). A Baksai komplexumhoz tartozó területek közötti főként migmatitok, gneiszek, csillámpalák, márványok, míg a Babócsai-komplexum főként közepes metamorf fokú gneiszből, csillámpalából és amfibolit betelepülésekből áll (CSÁSZÁR 2005; SZEDERKÉNYI és mtsi. 2013). A variszkuszi orogenezist követően a kristályos aljzat erodálódni kezdett és mollasz képződés volt a jellemző a területen (CSÁSZÁR 2005; KONRÁD és mtsi. 2010; SZEDERKÉNYI és mtsi. 2013). A kristályos aljzat a Görcsönyi-dombság felől DNy felé mélyülni kezd, ahol eléri sok helyen a -4500 méter tengerszint alatti mélységet is. A főegység legidősebb képződményei kristályos komplexumok, melyek nagyrészt közepes fokú variszkuszi metamorfotokból (gneisz, csillámpala) és gránitból állnak, melyek leginkább a kutatási terület nyugati és északi területein található meg (SZEDERKÉNYI 2001; HAAS és mtsi. 2010; SZEDERKÉNYI és mtsi. 2013). Ezt az aljzatot, három részből álló terrénium alkotja, a Szlavóniai-Drávai, a Kunsági- és a Békési-terrénium (CSÁSZÁR 2005; SZEDERKÉNYI és mtsi. 2013). A Kunsági-terrénium Kőrösi-egysége és a Szlavónia-Drávai-terrénium Baksai-egysége alkotja a Villány-Bihari egység paleozoos aljzatát, míg a Dráva-medence a Szlavónia-Dráva-terrénium Babócsai- és Baksai-egységhez tartozik (KOVÁCS és mtsi. 2000). A Baksai komplexumhoz tartozó területek közötti főként migmatitok, gneiszek, csillámpalák, márványok, míg a Babócsai-komplexum főként közepes metamorf fokú gneiszből, csillámpalából és amfibolit betelepülésekből áll (CSÁSZÁR 2005; SZEDERKÉNYI és mtsi. 2013). A variszkuszi orogenezist követően a kristályos aljzat eróziója következtében molassz üledékek képződése volt jellemző a területen (CSÁSZÁR 2005; KONRÁD és mtsi. 2010; SZEDERKÉNYI és mtsi. 2013). A kristályos aljzat a Görcsönyi-dombság felől DNy felé mélyülni kezd, ahol eléri sok helyen a -4500 méter tengerszint alatti mélységet is.

A kutatási területen a legidősebben, a késő-karbonban keletkezett nagy vastagságú üledék a karbonban lerakódott *Tésenyi Homokkő*, amely alluviális, kavicsos, konglomerátumos, aleuritos,

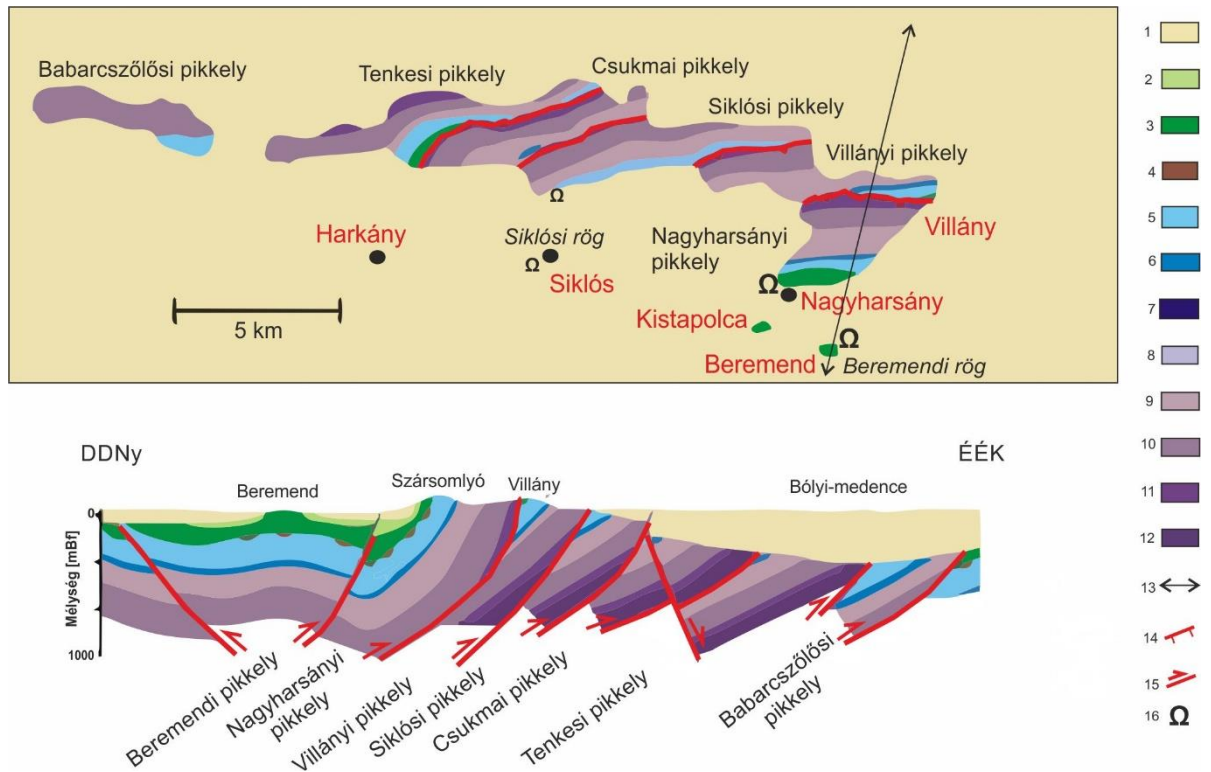
agyagos képződmények ciklusos váltakozásából épül fel és közvetlenül a kristályos aljzatra települ (CSÁSZÁR 2005; SZEDERKÉNYI és mtsi. 2013). A Mecsek és a Villányi-hegység mezozoikumi fejlődése és rétegsora eltérő a Dráva-medencéjétől, így ezeket külön ismertetem.

A **Mecsek és a Villányi-hegység** területén a *Tésenyi Homokkő* felett a szintén karbon korú *Túronyi Formáció* települ, amely feltételezhetően tavi környezetben lerakódott aleurolit, finomszemcsés homok és vékonyrétegzett homokkő váltakozásából áll össze.. A szárazföldi környezetben történő üledékképződés (alluviális és tavi képződmények) egészen a középső Triászig uralta a kutatási területet, melyet a *Korpádi Homokkő*, *Kővágószőlősi*, mely magába foglalja a perm-triász határt, valamint *Jakabhegyi Formációk* képviselnek. Utóbbi kettő a Villányi hegységében nem csak a Mecsek rétegsorában található meg. A perm végén kontinentális riftesedéssel egybekötött vulkanizmus vette kezdetét, mely során jött létre a *Gyűrűfüi Riolit Formáció* (CSÁSZÁR 2005). A perm végére a Tiszai egység kontinentális rift árcai szárazföldi üledékekkel és vulkanitokkal töltődtek fel A *Jakabhegyi Homokkő Formáció*, melyre durva konglomerátumos, vörös színű törmelékes rétegsor a jellemző, mely főként folyóvízi környezetben keletkezett, rokonságot mutat az Európai lemezen lerakódott *Buntsandstein* formációval (TÖRÖK 1998; HAAS 2004; KONRÁD és mtsi. 2010. Ez a formáció a rift árkok területén is túlterjed és az idősebb perm, szárazföldi üledékes és vulkáni sorozatokra, illetve a lepusztult metamorf képződményekre települ. A formáció alsó részén képződött konglomerátumra folyóvízi környezetben lerakódott keresztarétegzett homokkövek települnek, ciklusos felépítést mutatva melyet homokkő, kavicsos homokkő és néhol aleurolit rétegek képviselnek. Ezt követően az anisusi kezdetén euszatikus tengerszint emelkedés hatására nagy kiterjedésű, sekély self jött létre, ahol folyamatos terrigén üledék behordódása során a vörös és zöld finomszemcsés *Patacsi Aleurolit Formáció képződött*. Ez feleltethető meg a germán triász *Röt* fáciesének (BUDAI és KONRÁD 2011). A Villányi-hegység területén csak fúrásból ismert, vastagsága 15-30 méteres. Ezt felváltva 70 méteres vastagsággal jelennek meg a *Hetvehelyi Dolomit Formáció* evaporitos, finom terrigén törmelékes, dolomitos rétegei. Képződési környezete elzárt, belső sekély self-lagúna lehetett, ahol a magasabb vízszintek idején a finom terrigén anyag a rámpa szubtidális részén rakódhatott le, míg az alacsonyabb vízállásoknál a rámpa belső része elszigetelődött és lagúnává vált, ahol túlsós környezet alakult ki, melyet evaporit és dolomit kiválás követett (HAAS 1994; SZEDERKÉNYI és mtsi. 2013; KONRÁD és mtsi. 2010). A kora anisusi végétől sekélytengeri karbonátos üledékek keletkezése folyt, ennek fejlődése a germán triász *Muschelkalk* fejlődésével állítható rokonságba. A mecseki egység a Villány-Bihari egységhez képest a szárazföldhöz közelebb helyezkedett el , bár a két terület

között fácies átmenet van, ezen földrajzi eltérés különböző rétegsorok kialakulását okozta mely főként az eltérő mértékű dolomitosodásban mutatkozik meg. A *Hetvehelyi Dolomit Formációt* finomkristályos dolomit követi, (*Rókahegyi Dolomit Formáció*), mely a Villányi-hegység területén 100 méter vastagságban található meg, míg ez a vastagság a Mecseki övben csak maximálisan a 20 métert éri el (TÖRÖK 1998). Erre 300 méteres vastagsággal települ a *Lapisi Mészke Formáció*. Melynek alsó szakaszára vékonyréteges, gumós, agyagos mészke és márga váltakozása jellemző, néhol bioturbált szakaszokkal, krinoideás mészke betelepülésekkel. Ezt felváltja egy világosabb szürkés, vastagpados mészke, melyben szintén előfordulnak bioturbált, onkoidos-ooidos részek. Valószínűsíthető, hogy felső részének lerakódása egy sekély medencében történt, a hullámbázis felett, míg az alsó rész egy mélyebb, hullámbázis közelében lévő környezetre utal, ahol a fossziliákban gazdag (csiga, kagyló és krinoidea) rétegek a viharok során jöttek létre. Vertikális kiterjedése a Villányi-hegység északi előterében elérheti a 200 métert is, a hegység belsejében azonban csak 80-120 méter vastag (BÉRCZI és JÁMBOR 1998). A felső-anisusiban rakódott le a *Zuhányai Mészke Formáció*, mely sötétszürke, gumós, autigén breccsás agyagos mészke, gyakorta brachiopoda-lumasella lencsékkel (KONRÁD és mtsi. 2010). A *Zuhányai Mészke* felső rétegei sötétszürke, lilás-sárgás vörös foltokat tartalmaznak, helyenként agyagos-bitumenes betelepülésekkel, mely a medence anoxikus aljzatán jöhetett létre. Vastagsága 50-200 méter között van (TÖRÖK 1998). A ladinra a medence elsekélyedik és szürke, vastagpados, ooidos, krinoideás mészke képződése a jellemző. A Villányi-hegység területén barnás-sárgás szürke dolomit jön létre (*Csukmai Formáció*). A középső triász egységes self azután darabolódní kezd (KONRÁD 1998). A jura folyamán a Pennini-Pieniny óceánág felnyílása során a Tiszai egység leszakad az Európai lemezről, melynek következtében a Mecseki övben mélytengeri medencék alakulnak ki (extenziós félárok szerkezetek) (BÉRCZI és JÁMBOR 1998). A self feldarabolódása révén különböző fáciesek alakulnak ki a egységek területén. A *Csukmai Formációt* a Villányi-hegységben a *Mészhegyi Formáció* követi, 15-40 méteres vastagsággal. Ez sárgásszürke dolomitmárga és dolomit, valamint barnás-zöldes szürke agyagos aleurolit váltakozásából épül fel. Felső részén a dolomit eltűnik és a zöldes-vöröses aleurolit lesz a jellemző. A szerkezetátalakulás hatására a Villányi-hegység jura rétegsorára az üledékhiányosság a jellemző (TÖRÖK 1998, KONRÁD és mtsi. 2010) és a jura rétegsor diszkordanciával települ a triász képződményekre. Ennek első tagja kvarchomokkővel indul, mely sekélytengeri mészkebe megy át (HAAS 1994). Erre szerény, 8-10 méteres vastagságban ammoniteszben, brachiopodában, belemniteszben gazdag tűzkőgumós *Somsichhegyi Mészke Formáció* települ. Képződése egy tengerszintnövekedéshez kapcsolható, amit szintén üledékhiányos időszak követ (VÖRÖS 1972). Ezt követően a fossziliákban nagyon gazdag

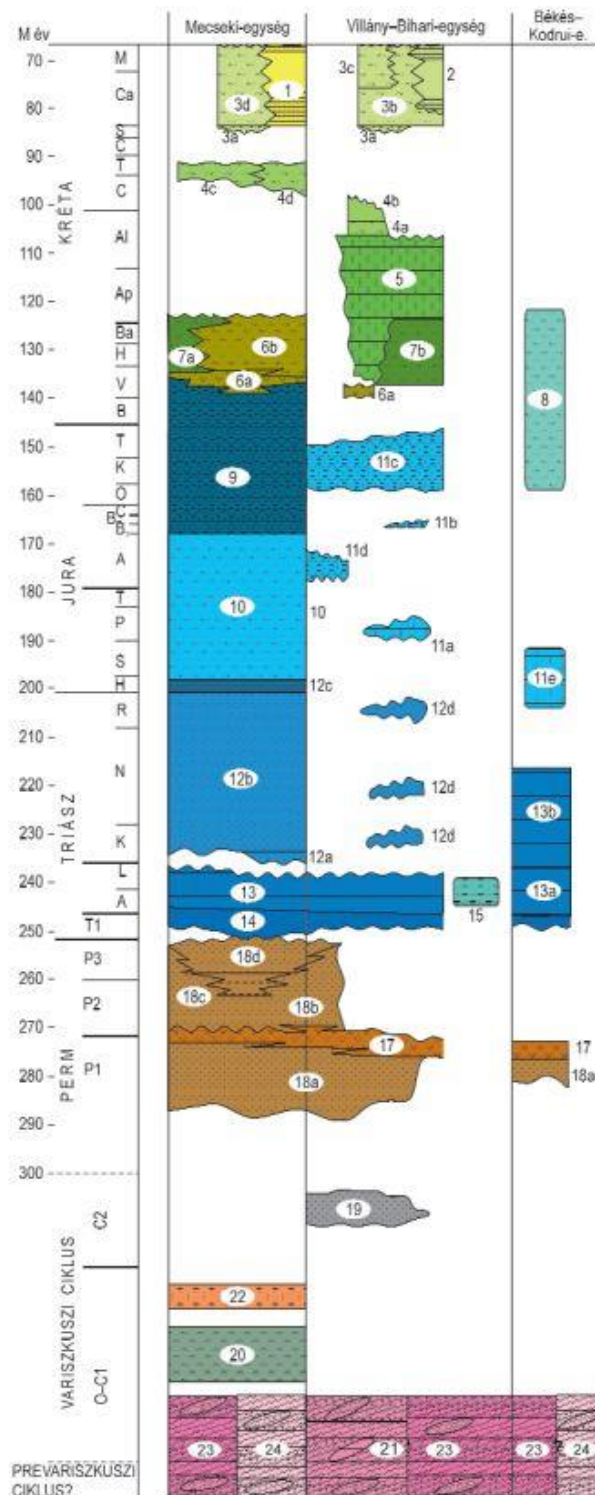


pelágikus környezetben kialakuló *Villányi Mésző Formáció* keletkezett, melyre szintén diszkordánsan települt a *Szársomlyói Mésző*, szürke-barnásszürke vastagpadjaival, 300 méteres vastagságban. A jura és a kréta határon a Villányi-hegység szárazulatra került, feltehetőleg szerkezeti okok következtében, melynek hatására a korábban lerakódott karbonátos képződményei karsztosodtak, azonban nem estek át nagymértékű lepusztuláson (KONRÁD és mtsi. 2010). Ezt követően, már a krétában, a felszínre került és karsztosodott karbonátok s üregeiben bauxitos képződmények halmozódtak fel (*Harsányhegyi Bauxit Formáció*) (TÖRÖK 1998, KONRÁD és mtsi. 2010). Ez a bauxit képződés összefüggésbe hozható a Tiszai egység kora-kréta vulkanizmusával és a magmás képződmények mállásával, lepusztulásával, (HAAS 1994). Magyarországon a Villányi-hegységben folyt az első bauxit termelés, melynek során a Szársomlyó oldalában található jó minőségű bauxitot fejtették (BUDAI és KONRÁD 2011). A szárazulati eseményt követő újabb tengerelöntés a Villányi-hegység déli pikkelyein korábban elkezdődött, ezen terület rész gyorsabb süllyedése révén. A vízszintemelkedés a berriasitól egészen az aptiig karbonát platformot hozott létre. Ezalatt 400-500 méter vastag világosszürke, szürkésfehér vastagpados mésző jött létre a *Nagyharsányi Mésző Formáció* (TÖRÖK 1998). Az alsó-kréta végén bekövetkező globális vízszintváltozás megnövelte a terrigén anyag beszállítását, ezzel megfullasztva a karbonát platformot. A Villányi-hegység északi részén kialakult a *Bissei Márga Formáció* szürke márgája, gazdag ammonitesz és foraminifera faunájával. Ezt követte a cenomán folyamán a *Bólyi Formáció*, konglomerátum-homokkő-márga váltakozása. A kréta végére a tengeri üledékképződés megszűnt, felváltották a pelágikus üledékek (CSÁSZÁR 1998). A takaróképződés valószínűsíthetően ekkor indult be, ekkor alakult ki a Villányi-hegység 7 pikkelyből álló szerkezete, melyre ÉÉNy-i vergencia a jellemző (PETRIK 2009) (5. ábra).



5. ábra: A Villányi-hegység pikkelyes szerkezete (módosítva RAKUSZ ÉS STRAUSZ 1953 és BUDAI ÉS KONRÁD 2011 alapján) Jelmagyarázat: 1-neogén üledékek, 2-felső-kréta márga, 3- alsó-kréta mészkő, 4- alsó-kréta bauxit, 5- felső-jura mészkő, 6- középső-jura ammoniteszes mészkő, 7- alsó-jura homokos mészkő, 8- felső-triász homokkő, 9- középső-triász dolomit, 10- középső-triász mészkő, 11-középső-triász tarka dolomit, 12-középső-triász agyagkő, aleurolit, dolomit, 13- a földtani keresztelvény nyomvonala a térképen, 14-pikkelyhatár, 15- feltolódás; 16 - barlang

A kainozoikum során a Villányi-hegység és a Mecsek területén a nagy vastagságú mezozoos üledékek süllyedni kezdtek, és jelentős vastagságú homokos, agyagos rétegek települtek ezekre. A középső-eocén folyamán jött létre a szárazföldi törmelékes üledék összlet a *Szentlőrinci Formáció* (KONRÁD és mtsi. 2010). A miocén bázisüledékekre üledékek nagy vastagságban nem rakódtak le, mely folyamatos szárazulati kitettségre utal (BÉRCZI és JÁMBOR 1998). A pliocénből ismerünk gerinces maradványokat is tartalmazó vörösgyag üledékeket, melyek a karsztos üregekben rakódtak le. A pleisztocént a hegylábi területeken lerakódott lösz rétegek képviselik. Mivel ezen a területen egészen a késő-miocénig nem zajlott jelentősebb üledékképződés, a vastag – helyenként több 100 m-es – fiatalabb összlet diszkordánsan települtek a mezozoos képződményekre. A Villányi-hegység déli előterében mélyített fúrás alapján a kréta mészkő felszínére édesvízi mészkő települt, majd lápi/mocsári eredetű szerves anyagban gazdag agyagos-izsapos rétegek következnek. A rétegsor tavi, illetve folyóvízi összletekkel folytatódik, melyek vastag, helyenként a 10 métert is meghaladó homokos, kavicsos rétegek. A felszín közeli, 20-30 méteres eolikus rétegek paleotalaj-szintekkel tagoltak (DEÁK és mtsi. 1969). Végezetül a kvarter során keletkeztek azok a folyóvízi eredetű homok, kavics és agyagrétegek, melyek a Villányi-hegység déli előterében és a Dráva-medencében rakódtak le (BUDAI és KONRÁD 2011).



6. ábra: A Tiszai-főegység prekainozoos képződményeinek elvi rétegsora (HAAS és BUDAI 2014).

*Jelmagyarázat:* 1. pelágikus márga, flis; 2. flis; 3. szárazföldi, sekély- és mélytengeri képz.; 4. márga és törmelékes lejtőüled.; 5. mészkő; 6. bázisos vulkanitok és áthalm. teng.-i üledékei; 7. pelág. márga, mészkő; 8. pelág. mészkő, márga; 9. pelág. mészkő, tűzköves mészkő; 10. pelág. finom sziliciklasztos összl.; 11. sekélyteng. és kondenz. pelág. mészkő összl.; 12. kőszéntartalmú szilicikl. összl. 13. sekélyteng. szilicikl. és karb. összl.; 14. folyóvízi és delta fáciesű szilicikl. képz.; 15. kisfokú metamorf mezozoos képz.; 16. mezozoos képz. tagolás nélkül; 17. riolit; 18. szárazf.-i törm. összl.; 19. szárazf.-i törm. összl.; 20. kisf. metamorf képz.; 21. közepes metam. fokú képz.; 22. granitoid kőzetek; 23. metamorfít összl.; 24. krist. kőzetek tagolás nélk.

A **Dráva-medence** kialakulása a Pannon-medence kialakulásához köthető, melynek kezdete a kora-miocénre (késő-egri - eggenburgi) datálható, mely az Alpi-Kárpáti-Dinári orogenezishez kapcsolódik, fejlődés egy szinrift és posztrift fázisra különíthető el. A szinrift fázis során a Kárpáti-ívben lezajló szubdukció extenziós hatást gyakorolt a Tisza-Dácia egységre, ezáltal ív mögötti medencét alakított ki. Mivel az extenzióhoz köthető deformációk nem voltak egységesek a medencén belül ezért részmedencék jöttek létre. Ezen folyamatok hatására jött létre az ÉNy-DK-i irányú Dráva-medence is a kora miocén végén. Ebben a tektonikai fázisban pull-apart medencék nyíltak fel, melyek a medence mélyülését eredményezték (JUHÁSZ és mtsi. 2007; HORVÁTH 2007; NAGYMAROSY és HÁMOR 2013). A késő-miocéntól kezdődően a szinrift fázist a posztrift fázis követte. Ebben a tektonikai fázisban pull-apart medencék nyíltak fel, melyek a medence mélyülését eredményezték (JUHÁSZ és mtsi. 2007; HORVÁTH 2007; NAGYMAROSY és HÁMOR 2013). A késő-miocéntól kezdődően a szinrift fázist a posztrift fázis követte. Tektonikai folyamatait tekintve ez a fázis nyugodtabb volt, a hűlés okozta termális süllyedés határozta meg a Pannon-medence- így a Dráva-medence fejlődését is (ROYDEN és mtsi. 1983). A középső- és késő-miocén határán a Kárpát-Pannon régió elszigetelődött a világtengertől, ezzel együttesen kialakult a Pannon-tó. A Dráva-medence egy mély medencévé vált, melyet az É- ÉNy felől érkező folyók progradáló deltái értek el. A medencébe jutó üledékek mennyisége meghaladta a medence süllyedésének ütemét, így az a posztrift fázis alatt fokozatosan feltelt, ezzel egy vastag üledék réteget hozott létre (KONRÁD és mtsi. 2010; NAGYMAROSY és HÁMOR 2013). A medence kialakulásának utolsó fázisában az extenziót felváltotta a kompresszió, ami a pliocén alatt kezdődött és a mai napig tart, ezáltal kiemelve a medence néhány részét. Az Adriai lemez tovább mozog É- ÉK felé, azonban a stabil európai kontinens blokkolja ezt a mozgást, ezáltal rövidülés jön létre. Ez a rövidülés a medence, illetve a részmedencék további mélyülését, illetve a kiemelt területek további kiemelkedését eredményezi (BADA és mtsi. 2007). Ez a rövidülés a medence, illetve a részmedencék további mélyülését, illetve a kiemelt területek további kiemelkedését eredményezi (BADA és mtsi. 2007).

A Dráva-medence területén csak néhány fúrás tárt fel mezozoos képződményeket, melyeknek a kormeghatározása és rétegtani besorolása is bizonytalan. A legidősebb képződmények a paleozoos aljzatra hiátussal települő alsó-triász folyóvízi és delta környezetben leülepedő törmelékes kőzetek. Ezentúl a fúrások feltártak homokkőpalákat és enyhén metamorfizálódott sziliciklasztokat is. Ezen rétegek együttes vastagsága megközelíti a 400 métert. Később a rétegsorban középső-triász karbonátok jelennek meg, melyek feltehetően sekélytengeri környezetben jöttek létre. Az üledéksor vastagsága néhány 10 méter, melyet mészkő, dolomit és dolomitos mészkő épít fel (HORVÁTH és mtsi. 2012).Az üledéksor vastagsága néhány 10 méter,

melyet mészkő, dolomit és dolomitos mészkő épít fel (HORVÁTH és mtsi. 2012). A paleozoos aljzatra települten középső-miocén konglomerátum-breccsa helyezkedik el, melynek kavicsanyaga főként mezozoos karbonátokból származik (CSÁSZÁR és mtsi. 2011). A medence kialakulásának szinrift fázisában a szárazföldi üledékképződést tengeri váltotta fel. A különböző üledékképződési környezetekben létrejött üledékek a bádeniben fogazódtak össze (KONRÁD és mtsi. 2010). A *Szászvári Formációt* ciklikusan váltakozó aleurolit, homok, homokkő és konglomerátum építi fel, ami folyóvízi környezetben ülepedett le. A formáció felső részén agyag, homok és homokkő található, amely fluviális-mocsári üledékekből áll. A formáció átlagos vastagsága 500-700 méter (HÁMOR 1997b). Erre települ a *Budafai Formáció*, melyet partszegélyi, sekély tengeri és deltafront üledékek alkotnak. A formáció egyes rétegei ciklikusan finomodó, vastag pados kavicsból, konglomerátumból, homokból és homokkőből, valamint lagúnában képződött agyagmárgából és aleurolitből állnak, melynek vastagsága ~ 700 méter (HÁMOR 1997a). Felfelé haladva neritikus üledékek képződtek. A *Tekeres Slir* finomszemcsés homokból, iszapból, homokos agyagból és agyagmárgából áll, amelyet a *Szilágyi Agyagmárga Formáció* követ. A képződmények együttes vastagsága körülbelül 300-500 méter (HÁMOR 1997a). A késői miocéntől (pannon) a Dráva-medence üledékes kitöltését felfelé sekélyedő képződmények képviselik. A pannon szekvencia legalsó tagja az *Endrődi Márga Formáció*, amely egy különféle mélységben lerakódott pelágikus üledék. A rétegsor meszes márgával kezdődik, amelyet fokozatosan felvált a hemipelágikus agyagmárga. A képződmény átlagos vastagsága 100-200 méter, amely lokális mélyedésekben elérheti akár a 700 métert is. A medence mélyülése során zagyárok indultak meg az instabil lejtőkön, melyek a medence széleitől a mélyebb régiók felé szállítottak üledékeket. Ezeket a turbiditeket a *Szolnoki Homokkő Formáció* képviseli, amely finomszemcsés homokkő, iszapkő és agyagmárga rétegek ciklikus váltakozásából áll. A formáció vastagsága változó, a medence mélyebb részein meghaladhatja az 1000 métert is, de a peremek felé kivékonyodik. A *Szolnoki Formációt* (ahol hiányzik, közvetlenül az *Endrődi Formációt*) fedi az *Algyői Formáció* (amely folyamatosan fejlődik ki a *Szolnoki Formációból*), amely átmenet a mély medence és a sekélyebb üledékek között, a delta lejtőkön és selfperemeken alakult ki. A szekvencia túlnyomórészt agyagból, agyagmárgából és iszapkőből áll, homokkő réteg betelepülésekkel. Az *Algyői Formáció* maximális vastagsága 900 méter, ami a peremek felé csökken. Az ezt követő Dunántúli Formációcsoport két formációt (*Újfalui és Zagyva Formációkat*) foglal magában, amelyeket gyakran nehéz megkülönböztetni. Az *Újfalui Formáció* a deltafronton és a delta lejtőjének felső részén alakult ki, és váltakozó homokkőből és agyagmárgából áll, aleuritós közbetétekkel. A formáció alsó részét túlnyomórészt finomszemcsés üledékek, míg a felső részét durva szemcsék alkotják. A

képződmények vastagsága 20 és 1000 méter között változik, általában 300-500 méter. Az ezt fedő *Zagyva Formáció* delta-síkságon alakult ki, amely alluviális-síksági üledékképződési környezetet képvisel. A képződményt dominánsan homok és iszap alkotja agyaggal, agyagmárga betelepülésekkel, valamint 10-20 méter vastag homokkő betelepülések is megjelennek a rétegsorban. A *Zagyva Formáció* vastagsága meghaladhatja az 1000 métert. A Dunántúli Formációcsoport legnagyobb vastagsága (1300 méter) a vizsgálati terület délnyugati részén, Darány és Felsőszentmárton környékén található. Ezek a képződmények egy dél- délnyugat felé vastagodó rétegsort alkotnak a Dráva-medencében (NAGYMAROSY és HÁMOR 2013). Ezek a képződmények egy dél- délnyugat felé vastagodó rétegsort alkotnak a Dráva-medencében (NAGYMAROSY és HÁMOR 2013).

A pliocén a folyók által lerakott üledékek uralták a Dráva-medencében, de emellett szárazföldi és talajeredetű, mocsári üledékek is előfordultak. A nehezen megkülönböztethető *Tengelic* és *Marcali* képződmények homokból, iszapból, aleurolitból és agyagból állnak, együttes vastagságuk körülbelül 200 méter. A *Tengelic Formáció* leggyakoribb fedő képződménye a *Paksi Löss Formáció*, amelyet váltakozó lösz és paleoszol szintek képviselnek. A Dráva-medencében is jelentős mennyiségű fluvio-lakusztris üledék halmozódott fel (KOLOSZÁR 2004).

A földtani formációk hidrogeológiai tulajdonságainak bemutatásával a **5.1.1** fejezetben foglalkozom részletesen.

#### **4. Felhasznált adatok és alkalmazott módszerek**

A következő fejezetben a doktori kutatásom során felhasznált adatokat és azok előkészítését, illetve a kutatás során alkalmazott, a hidraulikai és a vízgeokémiai elemzésekhez felhasznált módszereket mutatom be részletesen. Emellett kitérek az *in situ* kísérlet előkészítésének és megvalósításának részleteire. A módszereket egyaránt használtam a regionális, illetve a lokális léptékű feldolgozás során is, így a következő alfejezetekben szereplő módszerek mindkét lépték feldolgozásánál érvényesek. A hidraulikai feldolgozáshoz az elemzésekbe bevont kutak létesítéskori adatait használtam fel a vízföldtani naplók alapján. A regionális hidrogeokémiai feldolgozásba az Országos Vízügyi Főigazgatóság által rendelkezésre bocsátott kémiai adatokat használtam fel, míg a lokális léptékű kémiai feldolgozásoknál saját vízminták adatait elemeztem.

##### **4.1. Adatok szűrése és előkészítése**

A hidraulikai feldolgozás elkészítéséhez adatgyűjtésre volt szükség. Első körben a területen található kutak adatait az elektronikusan elérhető VIFIR adatbázisból gyűjtöttem ki, ez azonban

csak a 2000-es évek elejéig tartalmazza az adatokat és sok esetben hiányos is. Ezen adatok kiegészítését, ellenőrzését és javítását a Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat (MBFSZ) Vízföldtani Adattárában található vízföldtani naplók, illetve a magyarországi hévízkataszterek alapján végeztem el. Az általam kigyűjtött kútadatok adatbázis kezeléséhez és rendezéséhez Microsoft Excel programot használtam. A hidraulikai feldolgozáshoz a lehatárolt területen összesen 191 település kútadatait használtam fel. Az adattári gyűjtés után az adatok szűrésére és rendszerezésére volt szükség, mivel vannak olyan paraméterek, melyek megléte elengedhetetlen az adatok felhasználhatóságához. A hidraulikai feldolgozáshoz szükség van a kutak EOY X, EOY Y koordinátájára, tengerszint feletti magasságára, az alsó és felső szűrő mélységére és a nyugalmi vízszintre, ezért csak azon kutak adatait tartottam meg, ahol ezek a paraméterek rendelkezésre álltak. Így összesen 1608 kút adatait tudtam bevonni a hidraulikai feldolgozásba. A  $p(z)$  profilokhoz illetve a potenciometrikus térképek elkészítéséhez még további paraméterek szükségesek, melyeket ezekből az adatokból lehet kiszámítani. A szűrőközep mélységet a kutak szűrőzött szakaszának alsó és felső értékének átlagolásával számítottam ki. A szűrőközep elevációt ( $z$ ) a terepszint Balti tengerszint feletti magasságból kivonva a szűrőközep mélységet kaptam meg. A hidraulikus emelkedési magasságot ( $h$ ) a terepszint Balti feletti magassághoz a nyugalmi vízszint értékét hozzáadva kaptam meg. Ezután tudtam a nyomás ( $p$ ) értékeket kiszámolni az alábbi képlet segítségével:

*1. egyenlet:*

$$p = \frac{\rho * g * (h - z)}{1000000}$$

ahol a  $\rho$  a víz sűrűsége 4 °C-on, ami 1000 kg/m<sup>3</sup>, a  $g$  a gravitációs állandó, ami a 45. szélességi fokon 9,81 m/s<sup>2</sup>. A  $h$  a hidraulikus emelkedési magasság, a  $z$  pedig az eleváció, melyeket az előbb leírt módon számítottam. A nyomás értékét MPa-ban fejeztem ki. A magasabb hőmérsékletű vizeknél sűrűségkorrekciót használtam, ez alapján a harkányi 60 °C-os vizeknél volt a legnagyobb eltérés, ahol 1000 kg/m<sup>3</sup> helyett 983 kg/m<sup>3</sup>-rel számoltam (a víz sűrűség értékeinek változását a hőmérséklet függvényében táblázat alapján használtam, melynek forrása: [www.fizipedia.bme.hu](http://www.fizipedia.bme.hu)). A sűrűség korrekcióval ellátott adatokkal számolt vertikális nyomás gradiens értékek nem tértek el nagyban azoktól, ahol nem végeztem sűrűség korrekciót. Ez a különbség a harkányi területnél volt a legjelentősebb, hiszen itt találhatóak a legmagasabb hőmérsékletű vizek, azonban a sűrűségkorrekció nélküli adatok alapján ugyanazt az értéket kaptam, mint azoknál az adatoknál, ahol a sűrűségkorrekciót elvégeztem.

A  $p(z)$  profilok és a tomografikus térképek elkészítéséhez figyelembe vettem a kutak mélység szerinti sűrűség eloszlását is, így ez alapján tudtam kijelölni azokat a területeket, melyekre később a  $p(z)$  profilokat illetve a potenciál térképeket készítettem, melyeket a **5.1.2.1** és **5.1.2.2** fejezetekben mutatok be részletesen. A kutak mélység szerinti eloszlásának térképi megjelenítését és hisztogramot szintén az előbb említett fejezetek tartalmazzák.

A regionális hidrogeokémiai adatokhoz az Országos Vízügyi Főigazgatóságtól rendelkezésre bocsájtott kémiai adatokat használtam fel. Ezen adatok esetében is szűrésre volt szükség, így azok a kutak kerültek be a feldolgozásba, ahol mind a 7 fő elem ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^-$ ) koncentrációja rendelkezésre állt a kémiai elemzéseknél. Az adatbázisban szereplő kémiai adatok különböző akkreditált laboratóriumok méréseit tartalmazzák, így az ebből eredő bizonytalanságokat elfogadtam. A saját vízminták megbízhatóságát ion egyensúly számítással ellenőriztem, a mérések részletes módszertanát a 4.4 fejezet alfejezetei tartalmazzák.

#### **4.2. Hidrosztratigráfia**

A hidrosztratigráfia a különböző földtani képződmények hidraulikai tulajdonságaik (vízáteresztő képesség [K], permeabilitás [k] alapján történő osztályozását jelenti. Ezek alapján megkülönböztetünk víztartó, vízvezető, illetve vízfogó, vízlassító kőzeteket, melyeket e két vízrétegtani csoportba sorolhatunk. Dolgozatomban a kutatási területen található földtani képződményeket ez alapján két csoportba soroltam és a hidraulikai feldolgozásnál, illetve annak értelmezésénél is a hidrosztratigráfiai egységek jelennek meg. A hidrosztratigráfiai egységeket a kőzetek hidraulikus vezetőképessége (K [m/s]) alapján kategorizáltam. Az egyes formációk hidrosztratigráfiai besorolásához irodalmi K adatokat vettem alapul. Ez alapján két csoportot különítettem el: a  $10^{-7}$  m/s-nál nagyobb hidraulikus vezetőképességgel rendelkező képződményeket víztartóként- (VT), míg a  $10^{-7}$  m/s-nál kisebb hidraulikus vezetőképességgel rendelkező képződményeket vízfogóként (VF) definiáltam. Az egyes formációk hidrosztratigráfiai besorolását az **I. Melléklet**, illetve a hidrosztratigráfiai feldolgozás eredményét a **5.1.1** fejezet tartalmazza.

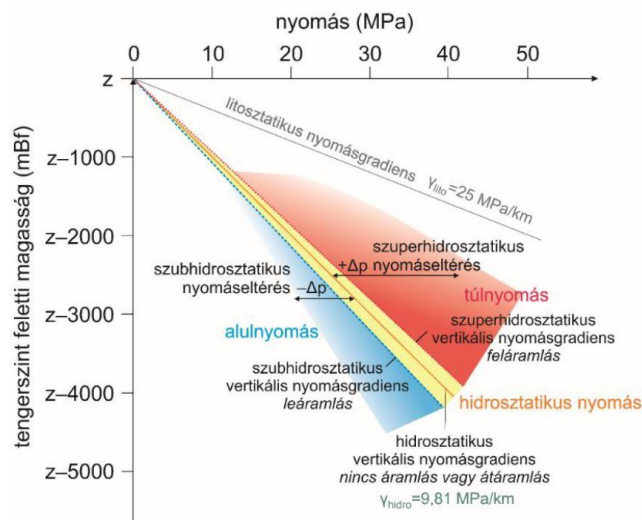
#### **4.3. Hidraulikai feldolgozás módszertana**

##### **4.3.1. Nyomás-eleváció profilok**

A nyomás-eleváció vagy más néven  $p(z)$  profilok segítségével egy rendszer hidrodinamikai állapota írható le, segítségével a felszínalatti víz vertikális irányú áramlási komponense hasonlítható össze az ideális, hidrosztatikus állapot nyomás értékével. A továbbiakban a dolgozatban az egyszerűség kedvéért a nyomás-eleváció profilokat rövidített,  $p(z)$  profil formájában fogom használni. A  $p(z)$  profilok megjelenítéséhez diagramokat alkalmaztam, ahol



a nyomás értékeket ábrázoltam a tengerszint feletti magasság függvényében, tehát a nyomás értékének a megváltozását vizsgálhatjuk egységnyi eleváció változásra. Ez a vertikális nyomásgradiens ( $\gamma$ ) értékével arányos lesz, tehát a fluidumra ható erő vertikális irányú értékéről ad információt. Ideális, hidrosztatikus állapotban a hidraulikus emelkedési magasság minden pontban egyenlő lesz a talajvízszint tengerszint feletti magasságával. Ebben az esetben a vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma_{st}=9,81$  MPa/km, ha a víz sűrűségét  $1000$  kg/m<sup>3</sup>-nek, és a nehézségi gyorsulást  $9,81$ m/s<sup>2</sup>-nek vesszük. Hidrodinamikus állapotban a hajtóerők miatt a rendszer képes kibillenni az egyensúlyi állapotból, így létrejönnek az áramlásnak függőleges irányú komponensei is, ezért a vertikális nyomás gradiens dinamikussá változik ( $\gamma_{dyn}$ ). A beáramlási területeken a vertikális nyomásgradiens értéke kisebb lesz a hidrosztatikusénál ( $\gamma_{dyn} < \gamma_{st}$ ), tehát lefelé áramlás lesz tapasztalható, szubhidrosztatikus állapot fog bekövetkezni (7. ábra). Kiáramlási területeken - pont fordítva - a vertikális komponens értéke nagyobb lesz a hidrosztatikusénál ( $\gamma_{dyn} > \gamma_{st}$ ), tehát felfelé áramló fluidumok lesznek, szuperhidrosztatikus állapotban. Átáramlási területeken, ahol nem lesz vertikális irányú áramlás a vertikális nyomás gradiens egyenlő, vagy közel egyenlő lesz a hidrosztatikussal ( $\gamma_{dyn} = \gamma_{st}$ ) (7. ábra). A  $p(z)$  profilok segítségével tehát a rendszer összehasonlítható a hidrosztatikus állapottal, ezáltal meghatározhatók egy adott területen a fluidumra ható nyomásviszonyok és megállapítható a vertikális áramlás iránya.



7. ábra: A nyomás-eleváció profilok  $p(z)$  kiegészítve a hidrosztatikus és a litosztatikus nyomásprofilal (MÁDL-SZŐNYI és mtsi. 2018)

A potenciometrikus térképek készítésénél ügyelni kell az adatok területi eloszlására és úgy kell megválasztani a szelvényvastagságot, hogy nagyjából az egész területet lefedő potenciál értékeink legyenek. Ezután, úgy érdemes kiválasztani a szelvények vastagságát, hogy minden

intervallumra körülbelül azonos mennyiségű adat legyen, és a szeletek minél vékonyabbak legyenek. Végül a hisztogram adatok és a kutak szűrőközép elevációjának eloszlása alapján hoztam létre a szeleteket. Ideális esetben a  $p(z)$  profilok készítésénél egy kút különböző mélységekben mért nyomás értékei kerülne fel a profilokra és ez alapján történne meg a vertikális komponens kiszámítása. Ez a kutatási területen nem valósult meg, a kutakból csak egy mérési pont állt rendelkezésre, ezért egy profil szerkesztésébe több kút adatait is bevontam néhány szempont figyelembevételével. A profilok területét úgy jelöltem ki, hogy 10x10 km-nél nagyobb területet ne fedjen le. A másik kritérium az volt, hogy az egy profilon szereplő kutak megközelítőleg azonos tengerszint feletti magasságban helyezkedjenek el, mivel ez befolyásolja a hidrosztatikus nyomás gradiens egyenesének helyzetét. Mindemellett figyelembe vettem a kutak területi és a vertikális eloszlását is, így figyelve arra, hogy minél tágabb eleváció tartományt fedjen le minél kisebb területen. Így ezen kritériumok alapján kerültek kijelölésre a nyomás-eleváció profilok. A profilok elkészítését MS Office Excel és Golden Software Grapher programok segítségével végeztem el.

Az általam készített nyomás-eleváció profilokon feltüntettem a hidrosztatikus vertikális nyomás gradiens vonalát ( $\gamma_{st}=9,81$  MPa/km), melyet úgy határoztam meg, hogy az egy profil területére eső vízszintek tengerszint feletti magasságainak átlagát vettem a terület jellemző talajvízszintjének, azaz a nulla nyomásnak (MPa) (a nulla nyomás a légköri nyomást jelenti hidraulikai feldolgozásokban) és ebből a pontból indult a hidrosztatikus nyomásgradiens lineáris egyenese. A dinamikus vertikális nyomásgradiens ( $\gamma_{dyn}$ ) vonalát pedig a rendelkezésre álló nyomásadatokra szerkesztett lineáris egyenes adta ki. A hidrosztatikus nyomásgradiens értékét nem vettem szigorúan  $\gamma_{st}=9,81$  MPa/km-nek, hanem  $\pm 0,5$  MPa/km hibát engedtem meg, tehát 9,31 és 10,31 MPa/km nyomás között vettem hidrosztatikusnak az értékeket és tekintettem átáramlási területnek. Ennek alkalmazását CZAUNER és MÁDL-SZÖNYI 2013, TÓTH 2018 és MÁDLNÉ SZÖNYI 2020 munkája alapján határoztam meg, ahol hasonló geológiai felépítésű területeken került így alkalmazásra. A nyomás-eleváció profilokat a regionális- és lokális léptékű feldolgozásoknál is alkalmaztam.

#### **4.3.2. Tomografikus folyadékpotenciál térképek**

A tomografikus folyadékpotenciál térképek, vagy másnéven potenciometrikus térképek a különböző eleváció (tengerszint feletti magasság) közökbe található felszínalatti térrészhez tartozó hidraulikus emelkedési magasság értékeket jelenítik meg izovonalas formában. A térképek segítségével az adott eleváció tartományon belül a felszínalatti víz horizontális áramlási

irányairól kaphatunk információt. Egy adott terület feltérképezéséhez és a potenciáltér meghatározásához több potenciometrikus térkép elkészítésére van szükség. Az egyes térképekhez tartozó eleváció közök mértéke nagyban függ a területen található adatok eloszlásától, így ennek megválasztása területspecifikus. Az adateloszlást figyelembe véve törekedni kell a minél kisebb eleváció tartományt felölelő térképek elkészítésére. Az egyes eleváció közökre elkészített potenciometrikus térképeket összevetve nem csak a felszínalatti víz horizontális, hanem vertikális irányairól is következtetéseket vonhatunk le (TÓTH és ALMÁSI 2001b; TÓTH 2009). Két szomszédos térkép különbségéből meghatározhatók a vertikális áramlási irányok a térképszeletek között. A különbség térképeken megjelenő pozitív hidraulikus emelkedési magasság értékek a lefelé-, míg a negatív értékek a felfelé irányuló vízmozgást jelentik. A térképek elkészítését MS Office Excel és Golden Software Surfer és Corel Draw programok segítségével végeztem el.

#### 4.3.3. Hidraulikus keresztmetszvények

A hidraulikus keresztmetszvények a függőleges síkba eső hidraulikus emelkedési magasság értékek izovonalas megjelenítéséből állnak. A szelvényt lehetőleg a potenciál értékek legnagyobb esésirányával párhuzamosan kell felvenni, azonban erre nincs mindig lehetőség. A szelvény szerkesztéséhez szükség van a hidraulikus emelkedési magasság ( $h$ ) értékeire, a tengerszint feletti magasságra ( $z$ ) és a szelvény elejétől mért távolságra ( $d$ ). A keresztmetszvények pontosíthatják a  $p(z)$  profilok és a potenciometrikus kontúrtérképek által kapott képet a felszín alatti áramlási viszonyokról. A hidraulikus keresztmetszvény megszerkesztésénél szükség van a szelvény menti pontok koordináta transzformációjára, ugyanis a nem pont a szelvény vonalára eső pontok esetében bevetítésre van szükség. A szelvények készítése során a szelvény nyomvonalától 1000 méteres távolságig vetítettem be az adatokat. A koordináta transzformáció úgy zajlik, hogy az általunk felvett szelvényhez képest úgy kell igazítani az alap X-Y tengelyt, hogy az egyik tengellyel párhuzamos legyen a szelvény vonala. Ezután a tangens törvény segítségével ki tudjuk számolni, a szelvényhez közelebb eső tengellyel bezárt szöget ( $\alpha$ ). Ezután minden egyes pontot, amit a szelvényre szeretnénk bevetíteni át kell számítani az elforgatott rendszerre. Ezt a következőképpen tehetjük meg:

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

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

ahol az EOV X, EOV Y voltak a forgatás előtti koordináták, Y' és X' a forgatás utáni koordináták,  $\alpha$  pedig a rotáció szöge. Ezután csak a szelvény kezdőpontjának Y' koordinátájából ki kell vonni az adott pont Y' koordinátáját és megkapjuk a szelvény elejétől való távolságát. Ennek a távolságnak az ismeretében fel tudjuk venni a z értékeket a szelvényvonal mentén, amihez hozzá tudjuk rendelni az adott pontokhoz tartozó hidraulikus emelkedési magasság értékeket.

A hidraulikai módszerek megbízhatóságát és értelmezhetőségét az is befolyásolhatja, hogy az egyes kutak nem egy időben létesültek, így az adott nyugalmi vízszint adatok nem teljesen összehasonlíthatók. Az időben nagyon eltérő kutak adatait minden p(z) profil esetében külön mérlegeltem. A szelvények elkészítését ArcGIS, Golden Software Surfer és Corel Draw programok segítségével végeztem el.

#### **4.4. Hidrogeokémia**

A különböző hidrogeokémiai módszereket mind regionális, mind lokális léptékű vizsgálatokhoz alkalmaztam. A felszínalatti vizek geokémiai tulajdonságainak vizsgálata természetes nyomjelzők, azaz a víz kémiai összetételének segítségével a különböző eredetű vizek azonosítására szolgált. Az egyes módszerek elméleti háttérét és alkalmazásának részleteit foglalják össze a következő alfejezetek.

##### **4.4.1. Hidrogeokémiai módszerek elméleti háttere**

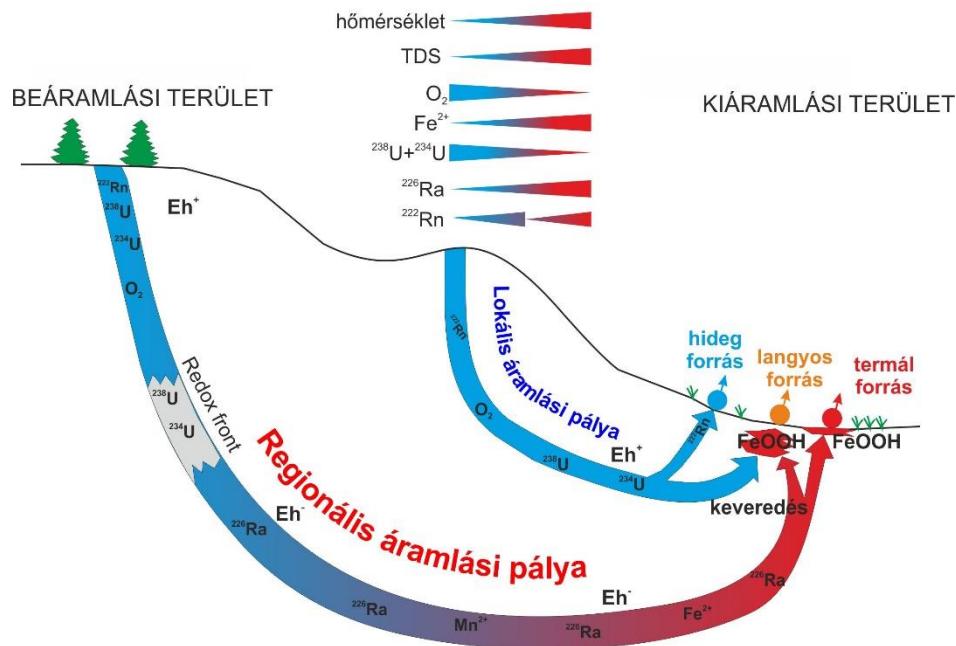
Az általános vízkémiai adatok ábrázolásához Piper-diagramot használtam. A diagram három részből áll. Két háromszögből, melyekben a kationokat és anionokat látjuk, illetve egy rombuszból, amiben összesítve szerepelnek az ionok. Ennek a rombusznak a segítségével lehet meghatározni a BACK 1960 által kialakított vízkémiai fácieseket. A Piper-diagram előnye, hogy egyszerre több mintavételi pontot is tudunk ábrázolni, így könnyen látható a különböző vízminták hasonlósága vagy különbsége. A vízkémiai fáciesek erősen függenek egy adott terület litológiájától, a kőzet-víz kölcsönhatástól, a vízáramlási jellegétől. Ezért ezek a fáciesek alkalmasak arra, hogy meghatározzuk a vizek helyzetét és eredetét egy rendszeren belül. A kutatás során vett vízminták főelem koncentrációit alapul véve Piper-diagram segítségével határoztam meg a vízkémiai fácieseket.

A főelemek koncentrációinak, illetve terepi paraméterek eredményeinek felhasználásával PHREEQC (PH-REdox-EQilibrium-Calculations) geokémiai modellező program segítségével

kiszámoltam a vizek telítettségi indexét (SI) bizonyos ásványokra, melyeket az *in situ* kísérlet eredményeinek értelmezésénél használtam fel. A PHREEQC geokémiai modellező program egy olyan szoftver, mely vízkémiai reakciók és a hozzájuk kapcsolódó kémiai számítások elvégzésére alkalmas (APPELO és POSTMA 2005). A telítettségi indexek kiszámításához a programnak szüksége van az adott víz hőmérsékletére, pH értékére, valamint az egyes ionok molalitására és aktivitására. A program segítségével a kalcit ( $SI_{\text{kalcit}}$ ), az aragonit ( $SI_{\text{aragonit}}$ ), a dolomit ( $SI_{\text{dolomit}}$ ) és a gipsz ( $SI_{\text{gipsz}}$ ) telítettségi indexét tudtam meghatározni.

Az általános fő- és nyomelem kémiai elemzéseken túl a saját vízminták radionuklid aktivitás koncentrációinak a meghatározása is megtörtént, mely egy újszerű módszert képvisel hazánkban a felszínalatti vizek medence léptékű áramlási rendszereinek megértéséhez. A különböző rendű felszínalatti vízáramlási rendszerekben az áramlási pálya mentén a kőzet-víz kölcsönhatásnak köszönhetően megváltoznak a felszínalatti vizek fizikai és kémiai tulajdonságai, úgy mint összes oldott anyag tartalom, hőmérséklet, redox potenciál és pH (TÓTH 2009). A radionuklidok, mint természetes nyomjelzők áramlási pályák menti mobilitását, illetve frakcionációját ezek közül a pataméterek közül leginkább a pH és a redox potenciál befolyásolja (PORCELLI és SWARZENSKI 2003). A radionuklidok a természetben előforduló radioaktív elemek, melyek a felszín alatti vizekben is megtalálhatóak. Radioaktív bomlás során az anyaelemekből új leányelemek keletkeznek,  $\alpha$  vagy  $\beta$  bomlás során. Ezek a keletkezett új leányelemek lehetnek stabilak, így nem bomlanak tovább, vagy lehetnek az anyaelemhez hasonlóan radioaktívak, amikor tovább bomlanak. Ez az úgynevezett bomlási lánc egészen addig tart, míg el nem éri a lánc utolsó stabil atommagját. Kutatásaimhoz a  $^{238}\text{U}$  bomlási sorában található radionuklidokat vizsgáltam úgy, mint a  $^{238}\text{U}+^{234}\text{U}$ ,  $^{226}\text{Ra}$  és  $^{222}\text{Rn}$ . Az általam alkalmazott alfa-spektrometriás módszer a  $^{234}\text{U}+^{238}\text{U}+^{235}\text{U}$  izotópok együttes aktivitásáról ad információt. Ezek közül a  $^{235}\text{U}$  aktivitása elenyésző, csupán 5 %, így ez a módszer a  $^{238}\text{U}+^{234}\text{U}$  aktivitását adja meg. Urán aktivitás koncentráció alatt ennek a két izotópnak az együttes értékét tekintem a dolgozatban. Ezeknek a radionuklidok eltérő felezési idővel rendelkeznek, így a segítségükkel különböző időléptékű folyamatok vizsgálata lehetséges. A leghosszabb  $2,33 \cdot 10^5$  éves felezési idővel a  $^{234}\text{U}$  rendelkezik, ezt követi a  $^{226}\text{Ra}$  1590 évvel, míg a legrövidebb felezési idővel a  $^{222}\text{Rn}$  rendelkezik, 3,83 nappal. A fent említett radionuklidok természetes körülmények között megtalálhatóak a felszín alatti vizekben (HOEHN 1998; SWARZENSKI 2007). A felszín alatti vizek áramlási pályáinak mentén ezek a radionuklidok frakcionálódnak a redox viszonyoktól függően, mivel eltérő geokémiai viselkedéssel rendelkeznek. A frakcionációnak köszönhetően az áramlási pálya különböző részein lesznek jellemzőek, ezáltal lehetővé teszik többek között a felszín alatti vizek

keveredésének vizsgálatát is (EISENLOHR és SURBECK 1995; HOEHN 1998; GAINON és mtsi. 2007; SWARZENSKI 2007; ERŐSS és mtsi. 2012) (8. ábra). A redox viszonyok változása ezeknek az elemeknek a mobilitására illetve felhalmozódására lesz hatással. Az urán oxidatív körülmények között lesz mobilis  $U^{6+}$  vagy  $UO_2^{2+}$  formában, míg a rádium  $Ra^{2+}$  formában redukzív viszonyok esetén (BOURDON és mtsi. 2003).



8. ábra: Radionuklidok a felszínalatti vízáramlási rendszerekben (Erőss és társai 2014 után módosítva)

Ennek következménye lesz az, hogy az utánpótlódási területek közelében, ahol a vizek oxigénben gazdagok az urán nagyobb mennyiségben fordul elő, míg rádiumot itt nem találunk a vizekben. Ezzel ellentétben a megcsapolódási területeken, ahol a vizek már redukzívabb állapotban vannak a rádium lesz a meghatározóbb radionuklid. Ezek a vizek nagy mélységeket érnek el a regionális pályák mentén és hosszú utat tesznek meg a felszín alatt. A nagy mélység és a hosszú út a hőmérsékletük és oldott anyag tartalmuk növekedését okozza, ami által egyre redukzívabb állapotba kerülnek (TÓTH 1999), tehát kedvező állapotok alakulnak ki a rádium felhalmozódásához. A redox viszonyok miatt ezeknek a vizeknek az urán koncentrációja csekély lesz, a felszín alatt megtett hosszú út pedig a radon dúsulásának nem kedvez. A radon olyan pontokon használható természetes nyomjelzőként, ahol rövid idejű áramlási rendszerek vannak jelen. A radon esetében a vizek redoxpotenciálja nem lesz meghatározó, hiszen ez egy nemesgáz. A radon a  $^{226}Ra$  leányeleme, mennyisége attól függ, hogy a pórusokon átszivárogva mekkora mennyiség tud szállítani. Ritkább esetben a radon magas koncentrációban jelen lehet regionális megcsapolódási zónáknál is, ahol vas-mangán-oxihidroxidos biofilmek adszorbeálják a

rádiumot, így a rádium bomlása által lokális radon forrás jön létre (GAINON és mtsi. 2007; ERŐSS és mtsi. 2012; KOVÁCS-BODOR és mtsi. 2018; KOVÁCS-BODOR és mtsi. 2019).

Mindezek alapján ezek a radionuklidok egyik jó alkalmazási területe természetes nyomjelzőként a regionális megcsapolódási pontok detektálása, hiszen itt keverednek a különböző rendű és redoxpotenciálú felszín alatti vizek, és segítségével kimutathatók a magasabb rendű áramlási rendszerek jelenléte is (ERŐSS és mtsi. 2012; MÁDL-SZÖNYI és ERŐSS 2013). Mindemellett az utóbbi években előtérbe került ezen nuklidok alkalmazása ivóvízbázisok területén is, az egészségügyi kockázat pontos megértése céljából (ERŐSS és mtsi. 2018; CSONDOR és mtsi. 2020), illetve az áramlási rendszerek hidraulikai feldolgozásának kiegészítéséhez.

#### **4.4.2. Terepi mérések és módszerek**

Minden mintavételi pont esetében rögzítésre kerültek a vizek fiziko-kémiai paraméterei (pontosság zárójelben feltüntetve) úgy, mint a hőmérséklet ( $\pm 0,2$ ), vezetőképesség ( $\pm 0,5\%$ ), pH ( $\pm 0,2$ ) és a redox potenciál ( $\pm 20$  mV). A terepi paraméterek rögzítése YSI ProPlus multielektrodás terepi műszer segítségével történt. Az általános és nyomelem kémiai vizsgálatokhoz 50 ml-es centrifuga csőbe és 250 ml-es üvegbe, illetve 1,5 l-es PET palackba kerültek a minták. A rádium és urán minták esetében 250 ml-es PP palackot alkalmaztunk. A radon minták 23 ml-es üveg küvettákba kerültek, amelyek előre 10 ml Optifluor-O szcintillációs kottéllal voltak töltve, ebbe került a 10 ml vízminta a helyszínen. A stabil izotópos mérésekhez 200 ml-es barna üvegbe kerültek a minták.

#### **4.4.3. Laboratóriumi mérések és módszerek**

Az *általános vízkémiai* paraméterek meghatározásának a célja, hogy ezeknek az értékeknek az ismeretével meg tudjuk állapítani a vizek alapvető kémiai összetételét, illetve információt kaphatunk a különböző eredetű vizek tulajdonságairól. A minták általános vízkémiai elemzéseit az ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékének kémiai laboratóriumában végeztem az érvényben lévő magyar szabványok alapján. Összesen 7 főelem került meghatározásra: nátrium ( $\text{Na}^+$ ), kálium ( $\text{K}^+$ ), kalcium ( $\text{Ca}^{2+}$ ), magnézium ( $\text{Mg}^{2+}$ ), klorid ( $\text{Cl}^-$ ), hidrogén-karbonát ( $\text{HCO}_3^-$ ), szulfát ( $\text{SO}_4^-$ ). A vízminták nyomelem kémiai elemzése (Li, Be, B, Al, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Sr, Mo, Cd, Sn, Sb, Ba, Pb, U,  $\text{NO}_2$ ,  $\text{NO}_3$ ,  $\text{NH}_4$ ) a Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, illetve a Nemzeti Népegészségügyi Központ laboratóriumaiban készült a hatályos magyar szabványok alapján.

A **radionuklidok** esetében a rádium és az urán más módszerrel került meghatározásra, mint a radon. Előbbi kettőhöz alfa-spektroszkópiás módszert, míg utóbbihoz folyadék szcintillációs módszert alkalmaztam. Ehhez szükséges, hogy a terepen a vízmintákat (10 ml) erre kialakított üveg küvettába tegyünk (23 ml), amikbe már előzőleg Opti-Fluor O szerves koktél (10 ml) kerül. Ez az anyag vízzel nem képes elegyedni, így a küvettában két fázis alakul ki. A küvettába kerülés után bizonyos idő elteltével (5 óra, felrázva 3 óra) a radon a szerves koktélba diffundál és beáll az egyensúly a rendszerben. Nagyon fontos a mintavételkor a küvettán feltüntetni a mintavétel idejét percre pontosan, ugyanis a későbbi számításoknál ez elengedhetetlen információ. A mérési módszer lényege, hogy a vízben lévő radioaktív anyag bomlása során kibocsátott  $\alpha$  részecske a szerves koktél molekuláit gerjeszteni fogja, mellyel fényfelvillanást okoz. A fényfelvillanást fotoelektron- sokszorozó detektálja, majd ezekből az impulzusokból kapott amplitúdó eloszlás gyakoriságot tudjuk kiértékelni. A mérést TriCarb 1000 típusú szcintillációs készülékkel végeztem az ELTE TTK Atomfizika Tanszékén. A mérések előtt egy ismert  $^{14}\text{C}$  radioaktív izotóppal történt a kalibrálás. A mérés után egy excel táblázat és előre kalibrált egyenlet alapján határoztuk meg a vízminták radon tartalmát Bq/l-ben.

Az urán és rádium koncentrációk meghatározása az ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékén működő „Müller Imre és Heinz Surbeck” Hidrogeológiai Laboratóriumban történt. A méréshez használt speciális diszkek anyaga polikarbonát az urán esetében és poliamid a rádium esetében, ami még egy speciális réteget (epoxi gyanta és mangán-oxid) kap, így ezeken az urán és rádium részecskék abszorbeálódnak tudnak (SURBECK 2000). A mérésekhez használt speciális diszkek tulajdonságait az 3. táblázat tartalmazza.

3. táblázat: A radionuklidok vizsgálatához használt diszkek paraméterei

	<b>Ra diszk</b>	<b>U diszk</b>
<b>Fizikai és kémiai tulajdonságok</b>		
<b>átmérő [mm]</b>	24,5	24,5
<b>vastagság [mm]</b>	1,6	1,1
<b>anyag</b>	Poliamid66	Polikarbonát
<b>aktív réteg</b>	MnO <sub>2</sub>	Diphonix Resin
<b>ajánlott pH intervallum</b>	4-8	2-3

Az alfa-spektroszkópos módszer során a diszken abszorbeálódott izotópok bomlani kezdenek, a bomlás során kiszabaduló  $\alpha$  részecskét egy detektorba juttatjuk, ahol az ionpárokat fog létrehozni. Ezután egy sokcsatornás analizátor segítségével számszerűsíteni tudjuk a sugárzás mértékét, így kiszámítható, mekkora koncentrációban voltak jelen az izotópok a vízben.



A mérés elvégzéséhez a diszkek előkészítésére van szükség. Az előkészítés eltérő a két izotóp esetében, azonban a diszkeket egy vízmintából készítjük elő. Első körben a rádium diszk előkészítése zajlik, mely során 2 ml etilén-diamin-tetra-acetátot (EDTA) adunk a mintához. Ezt követően a diszk 24 órát tölt el a vízmintában, miközben egy mágneses kevertető segítségével a minta folyamatosan homogenizált állapotban lesz. A 24 óra elteltével kivesszük a diszket és hagyjuk megszáradni. A száradást követően tudjuk elvégezni a mérést alfa-spektrométer segítségével (NUCFILM APPLICATION NOTES). A vízmintát ezután, melyből kivettük a rádium diszket előkészítjük a mintát az urán méréshez. Az urán esetében 100 ml vízmintának a pH tartományát be kell állítani 2-3-as pH közé, melyet 86%-os hangyasav segítségével érhetünk el. A mintáimnál az átlagos pH értékek 6-8 között mozogtak, így a vizekhez körülbelül 0,5 ml hangyasavat adva tudtuk elérni ezt az értéket. Ezután a diszket belelógatjuk a 100 ml mintába, amit 20 órán át hagyjuk a mágneses kevertetés mellett a mintában, majd ezután kivesszük és száradás után végezzük el a mérést. Az alfa-spektroszkópos mérés menete mindkét diszk esetében azonos. A korongot behelyezzük a készülékbe a detektor mellé és a Palmtop MCA nevű program segítségével elindítjuk a mérést, ami 24 óráig tart. A mérés során a detektorba jutó alfa részecskéket egy sokcsatornás analizátor kezeli. Ezután referencia aktivitáskoncentrációk alapján készített képlet segítségével kiszámítjuk a mintában lévő koncentráció értékeket, amit mBq/l egységben kapunk meg.

A dolgozat keretein belül vett vízminták közül néhány esetében stabil izotópos mérések is készültek. A hidrogén- és oxigénizotóp összetétel elemzését LGR LWIA-24d típusú üreglecsengéses lézer analizátor segítségével végezték az ELKH CSFK Földtani és Geokémiai Intézetében. Az eredmények a nemzetközi VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) sztenderdhez viszonyítva ezrelékben kapjuk meg az alábbi képlet segítségével:

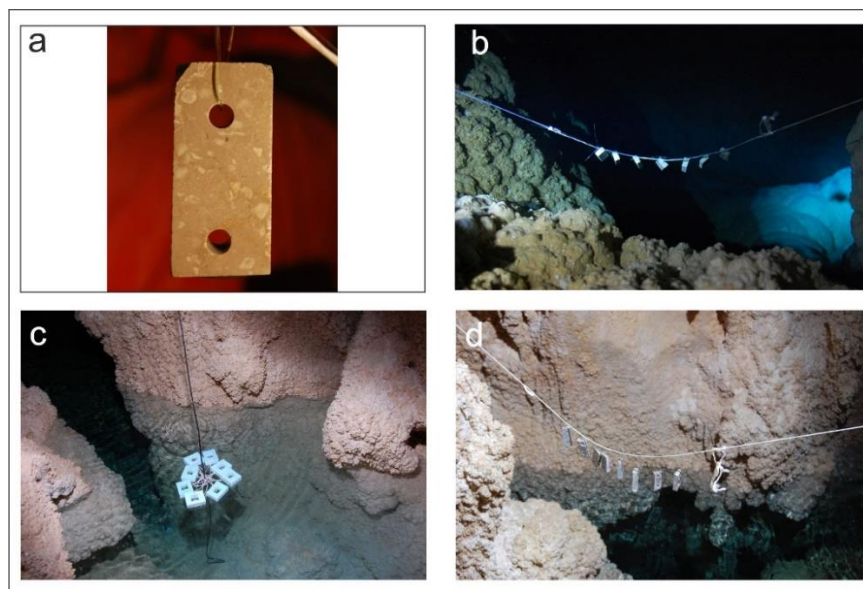
2. egyenlet:

$$\delta D \text{ vagy } \delta^{18}O = \frac{R_{\text{minta}} - R_{\text{sztenderd}}}{R_{\text{sztenderd}}} * 1000 \text{ [‰]}$$

ahol  $R_{\text{minta}}$  és  $R_{\text{sztenderd}}$  a minta és a sztenderd  $^2\text{H}/^1\text{H}$  (D/H), ill.  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  aránya. A mérések bizonytalansága (mintaelőkészítés+mérés) oxigénre jobb, mint  $\pm 0,15 \text{ [‰]} \text{VSMOW}$ , hidrogénre pedig  $\pm 0,5 \text{ [‰]} \text{VSMOW}$ . A mérések már kialakított sztenderdek (CZUPPON és mtsi. 2018) és megfelelő korrekciókat alkalmaztak (LIS és mtsi. 2008).

#### 4.5. In situ kísérlet

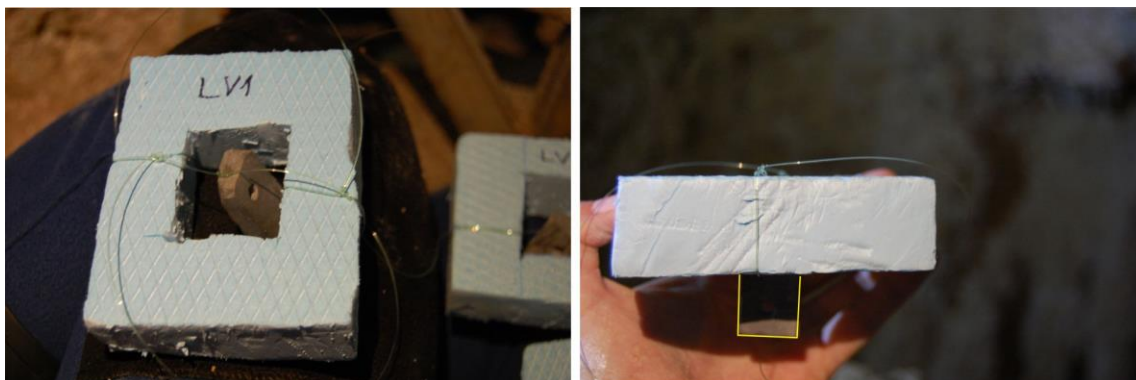
A Beremendi-kristálybarlangban aktuálisan zajló folyamatok megértéséhez *in situ* kísérletet bonyolítottunk le 2018.03.09 és 2020.07.19 között. Az *in situ* kísérletet a Beremendi-kristálybarlang legmélyebb pontján található Tavas-termemben állítottuk fel. A kísérlethez mészkő lemezeket használtunk, melyek anyaga megegyezik a barlang befoglaló kőzetével (*Nagyharsányi Mészkő Formáció*), melyet a beremendi bányából gyűjtöttem. A ~2x5x0,5 cm-es lemezeket kőzetvágó segítségével alakítottuk a megfelelő nagyságra, illetve a könnyebb elhelyezés érdekében 1-1 lyuk került a lemezek két végére (9. ábra a.). A kísérlethez három ponton, a víz alatt, a levegőben és a levegő-víz határon helyeztünk el mészkő lemezeket (9. ábra b-d.). Minden vizsgálati pontra összesen 8 lemez került telepítésre. A vizsgálat időtartama 125 hét volt, amely alatt 3-6 hónap elteltével kerültek ki a lemezek a barlangból. A lemezek egyedi azonosítót kaptak, amely egy betű és szám kombinációjából állt. A betű a közeg rövidítése volt, ahova a lemez került: L=levegő, LV=levegő-víz határ, V=víz alatt. A szám egy sorszám volt 1-8 között, aszerint hányadik lemezként kerülnek ki a barlangból. Így álltak össze az azonosítók pl.: LV3, ami a levegő víz határra kihelyezett 3. mintát jelölte. A minták tömegét analitikai mérleg (Mettler Toledo B154; hiba:  $\pm 0,1$  mg) segítségével lemértem a kísérlet előtt és után is, ezeket az adatokat a *IV/A. Melléklet* tartalmazza. A kísérlet után a minták szobahőmérsékleten száradtak ki, a tömegmérést csak ezután végeztem el.



9. ábra: A Beremendi-kristálybarlangban folytatott *in situ* kísérlet körülményei; a. a kísérlet során használt mészkő lemezek; b. víz alatt elhelyezett lemezek; c. levegő-víz határon elhelyezkedő lemezek; d. levegőben elhelyezett lemezek

A levegőbe kihelyezett mintákat egyesével damil segítségével egy hosszú zsinórra kötöttük fel és ezt feszítettük ki két pont között (9. ábra d.). A minták 1-2 méter távol voltak a barlang falától, illetve vízszint állástól függően ~2-3 méterrel a víz felett helyezkedtek el. A levegő-víz határra

került mintákat egy hungarocell „csónak” közepére erősítettem damillal úgy, hogy ~2,5 cm lemez volt a víz alatt és ugyanennyi a víz fölött (10. ábra). A csónakok segítségével a kőzet minták mindig a levegő-víz határon tudtak maradni és a vízszinttel együtt mozogtak. A lemezek vízbe helyezésekor arra sajnos nem volt lehetőség, hogy megjelöljem a pontos határt ahol a lemez már nem a víz alatt helyezkedett el, illetve ez minden lemez esetében némileg eltérő és egyedi. A víz alatt elhelyezkedő minták a levegős mintákhoz hasonlóak kerültek felfüggesztésre a víz szintje alatt körülbelül egy méterrel (9. ábra b.).



10. ábra: A levegő-víz határon elhelyezkedő minták technikai kivitelezése egy hungarocell "csónak" segítségével

A kőzetek felszínéről, mielőtt azok a barlangba kerültek volna mikroszkópos képek készültek. Első körben egy sztereomikroszkóppal készítettem képeket a lemezek felületeiről (**IV/B. melléklet**), majd ezek után FIB-SEM-el (Focused Ion Beam - Scanning Electron Microscope) készítettem felvételeket a lemezek felületén megjelölt markáns pontokon, melyekről a kísérlet előtt és után készültek felvételek meghatározott nagyításokban (50-100-200-500-1000-2000-szeres nagyításban). Ezen képek összefoglaló- és az egyes lemezekben található mérési pontok ábráit a **IV/B. melléklet** tartalmazza. Az általam használt pásztázó elektronmikroszkóp FEI Quanta 3D típusú, nagyfelbontású kétsugaras készülék, mely az ELTE Központi Kutató és Műszer Centrumában található. A mikroszkóp egyik előnye, hogy finom vákuum módban (130 Pa alatti kamranyomás) is tud felvételeket készíteni, mely során nem szükséges a vizsgálandó minta felszínét vezetővel bevonni, mivel a mikroszkóp gázos környezete képes a felületi töltések semlegesítésére. Ez a tulajdonság a kísérletnél egy kulcsfontosságú szempont volt, mivel egy hagyományos elektronmikroszkóp esetében a kísérlet előtt szükség lett volna bevonni a mintákat vezető anyaggal, így nem lett volna lehetséges magán a mészkő felszínén kialakuló változásokat direktben vizsgálni. A mikroszkóp segítségével így a kísérlet előtt és után is lehetőség volt magán a lemez felületén végbement változások vizsgálata. A felvételek közben a mikroszkóp beállításait a 4. táblázat tartalmazza. A felvételek a mikroszkóp LVSED (Low Vacuum Secondary Electron

Detector) és vCD (low voltage high Contrast Detector) detektorával készültek. A lemezek felületén található kiválások kémiai összetételének meghatározása EDS detektor segítségével történt.

4. táblázat: A FIB-SEM készülék mérési beállításai

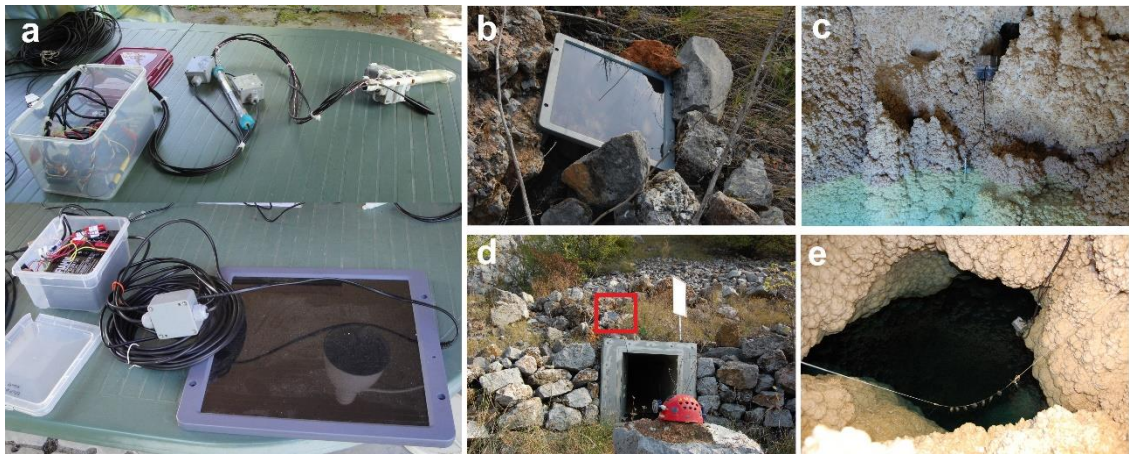
<b>Munkatávolság</b>	<b>9-11 mm</b>
<b>Gyorsító feszültség</b>	20 kV
<b>Áramerősség</b>	60 pA
<b>Finom vákuum</b>	50-60 Pa

A 24 db lemezről a kísérlet előtt összesen 496 db felvétel készült, a levegős mintákról 153 db, a levegő-víz határról 184 db és a víz alatti lemezekről 159 db. A kísérlet után összesen 804 felvétel készült, 247 felvétel a levegős mintákról, 349 felvétele a levegő-víz határra helyezett mintákról és 208 felvétel készült a víz alatti mintákról.

#### 4.6. Folyamatos monitoring

A lokális feldolgozások kiegészítésére folyamatos monitoringot folytattunk Kistapolcán a forrásban, illetve a Beremendi-kristálybarlangban. Kistapolcán 2017.07.18 és 2020.07.17 közötti időtartamban rögzítette egy Dataqua típusú data logger az adatokat. A műszer 6 óránként rögzítette a hőmérséklet, fajlagos elektromos vezetőképesség és vízszint adatokat. A Dataqua pontossága az egyes paraméterek esetében: hőmérséklet  $\pm 0,2$  °C, fajlagos elektromos vezetőképesség  $\pm 1\%$  (referencia hőmérséklet 20 °C), vízszint  $\pm 0,2$  %. A Beremendi-barlangban Dezső József (Geornis Bt.) által üzemeltetett Dataqua készülék adatait használtam fel kutatásom során 2018.03.09 és 2020.07.19 közötti intervallumban. A műszer 30 perces közönként rögzíti a víz hőmérsékletét és a vízszint értékeket. A készülék pontossága megegyezik a kistapolcai műszer adataival. A Dataqua műszereket Smart Admin szoftverrel olvastam ki, az adatokat Microsoft Excel és Golden Software Grapher programok segítségével jelenítettem meg. A Beremendi-barlangba a Dataqua műszer mellé elhelyezésre került egy CTD Diver típusú műszer is, amely rögzítette a víz hőmérsékletét, fajlagos elektromos vezetőképességét és a vízszintet 2018.03.09 és 2019.05.03 között, 30 perces rögzítési idővel. A CTD Diver pontossága az egyes paraméterek esetében: hőmérséklet  $\pm 0,2$  °C, fajlagos elektromos vezetőképesség  $\pm 1\%$  (referencia hőmérséklet 20 °C), vízszint  $\pm 0,5$  %. A barlangban kísérleti jelleggel egy harmadik műszert is lehelyeztünk, melynek fejlesztését Dr. Heinz Surbeck végezte el. A műszert kifejezetten barlangi körülmények és barlangi vizek paramétereinek monitorozására készítettük. Az egyes paraméterekhez tartozó érzékelők Arduino szoftver segítségével kerültek felprogramozásra. A műszer segítségével az alábbi paraméterek mérése vált lehetővé:

hőmérséklet, oldott oxigén tartalom, gáztelítettség illetve a vízszint változás. A műszer egy központi egységből állt, melyből egy 1,5 méteres vezetékkel lógtak az érzékelők (11. ábra a.). A központi egység a barlang egy olyan pontjára került, ahol már nem érthette víz (11. ábra c.). Az egyes érzékelők nagy energia igénye miatt nagyobb akkumulátor szükséges a műszer zavartalan működéséhez. Mivel a barlang egy fokozottan védett barlang, ezért környezetvédelmi szempontból nem egy nagy akkumulátort építettünk be a barlangba, hanem a műszer egy napelem segítségével kapott elég energia ellátást, melyet a barlang bejáratához közel helyeztünk el (11. ábra b.).



11. ábra: A Beremendi-kristálybarlangba épített kísérleti műszer. a. a műszer betelepítés előtt; b. a műszer energiaellátását biztosító napelem; c. a műszer központi egységének helye a barlangban; d. a napelem elhelyezkedése a barlang bejáratánál; e. a műszer szenzorai a barlang vizében

A folyamatos monitoring adatait napi csapadék adatokkal egészítettem ki. Az adatok a legközelebbi Nagyharsány-Konkoly meteorológiai állomásról származnak, mely Nagyharsányban helyezkedik el és a Boreas Kft. üzemelteti. Az adatsor néhány helyen hiányos volt, így ezeket a hiányzó adatokat az Országos Meteorológiai Szolgálat archív adataival egészítettem ki Pécs-Pogány repülőtér állomás adataival ([www.met.hu](http://www.met.hu)).

## 5. Eredmények és következtetések

Dolgozatom eredményeit regionális és lokális skálán értelmezem és értekelem. A regionális feldolgozások célja a tágabb térség felszínalatti vízáramlási rendszereinek megértése és vizsgálata volt, melyekhez mért adatokon alapuló hidraulikai feldolgozást alkalmaztam, melyet kiegészítettem hidrogeokémiai adatok feldolgozásával és a térség barlangjainak felmérésével. A lokális feldolgozások fókuszában két terület állt Kistapolca és Beremend, ahol lokális léptékű hidraulikai és hidrogeokémiai feldolgozást készítettem, melyet a térségben zajló aktuális barlangképződési folyamatok megértésére irányuló *in situ* kísérlettel egészítettem ki. A következő fejezetek ezen felmérések eredményeit tárgyalják.

### 5.1. Regionális feldolgozás

A Villány-hegység déli előterének felszínalatti vízáramlási rendszereinek megértéséhez tágabb terület feldolgozására volt szükség. Ezáltal dolgozatomban egy nagyobb területet jelöltem ki (4. ábra), melyen elkészítettem a regionális hidraulikai és hidrogeokémiai feldolgozásokat. A terület kijelölésénél mind földrajzi-, földtani szempontokat is figyelembe vettem, illetve felhasználtam a korábbi hidrogeológiai tanulmányok eredményeit is. A következő alfejezetek ezen tágabb terület regionális hidraulikai- és hidrogeokémiai vizsgálatait mutatják be.

#### 5.1.1. Hidrosztratigráfiai feldolgozás eredménye

A kutatási terület geológiai képződményeinek hidrosztratigráfiai egységekbe való sorolásának segítségével értelmeztem a hidraulikai feldolgozás során kapott eredményeket. Az egyes képződmények hidrosztratigráfiai csoportokba sorolását irodalmi adatok alapján végeztem el (GYALOG 1996; GYALOG 2005; FREEZE és CHERRY 1979; TÓTH és ALMÁSI 2001b; CZAUNER és MÁDL-SZÖNYI 2013; HAAS és BUDAI 2014; BRASSINGTON 2017; ERHARDT és mtsi. 2017). A részletes, minden formációra kiterjedő hidrosztratigráfiai beosztást az **I. Melléklet** tartalmazza. A regionális területen összesen 60 formáció besorolását végeztem el. A hidrosztratigráfiai egységeket a kőzetek hidraulikus vezetőképessége ( $K$  [m/s]) alapján kategorizáltam. Ez alapján két csoportot különítettem el: a  $10^{-7}$  m/s-nál nagyobb hidraulikus vezetőképességgel rendelkező képződményeket víztartóként- (VT), míg a  $10^{-7}$  m/s-nál kisebb hidraulikus vezetőképességgel rendelkező képződményeket vízfogó (VF) kategóriába soroltam. Az egyes kategóriák  $K$  értékeit a benne található formációk értékei alapján határoztam meg, figyelembe véve a legnagyobb és legkisebb értékeket, melyek egy tartományt hoztak így létre. A kutatási terület 60 formációját a kőzetek hidraulikus vezetőképessége alapján 17 hidrosztratigráfiai egységbe soroltam. A hidraulikai feldolgozáshoz egyszerűsített hidrosztratigráfiai beosztást készítettem, ahol az azonos időszakból származó azonos hidraulikus vezetőképességgel jellemezhető képződmények

egy csoportot alkotnak, így összesen 7 csoport keletkezett. A kutatási terület Dráva-medencei része nagy hasonlóságot mutat az Alföld rétegsorával – mivel a Pannon-medence részét képező és ugyanazok a formációk jelennek meg – így ennek a területnek az egyszerűsített hidrosztratigráfiai leírásához TÓTH és ALMÁSI 2001a és CZAUNER és MÁDL-SZŐNYI 2013 által felállított hidrosztratigráfiai beosztást alkalmaztam. Az egyszerűsített beosztást a 12. ábra mutatja be. Az egyes hidrosztratigráfiai csoportok nevei a jellemző formáció nevét, vagy ha azonos korú képződmények csoportosítása történt, akkor azok korát és a hidraulikus vezetőképességre jellemző csoportosítás kategória nevét tartalmazzák (pl. Nagyalföldi Víztartó, Pre-Neogén Víztartó). Az egyszerűsített beosztás legidősebb képződményeket tartalmazó csoportja a **Paleozoos Vízfogó**, mely a kristályos aljzat paleozoikumi kőzeteit és formációit (pl.: *Tésenyi Homokkő*, *Korpádi Homokkő*, *Bodai Aleurolit*, *Kővágószőlősi Homokkő*) foglalja magába, melyek K értéke  $10^{-9}$  és  $10^{-7}$  m/s között van (**I. Melléklet**). A következő egység a **Pre-Neogén Víztartó**, amely a Pre-Neogén aljzat felső részét képviseli repedezett paleozoos metamorf kőzetekkel és jelentős mértékben karsztosodott karbonátos kőzetekkel (pl.: *Lapisi Mészkö*, *Csukmai Formáció*, *Szársomlyói Mészkö*, *Nagyharsányi Mészkö*, *Bólyi Homokkő*) (TÖRÖK 1998; CSÁSZÁR 2002; SZEDERKÉNYI és mtsi. 2013). A csoport hidraulikus vezetőképesség értéke  $10^{-7}$  és  $10^{-4}$  m/s közötti értékeket vesz fel. A Neogén formációk összesen 5 csoportba sorolhatók, ezt a **Neogén – Víztartó – Vízfogó** hidrosztratigráfiai csoportba soroltam, mivel mindkét besorolásba tartozó formációk megjelennek.  $10^{-6}$  és  $10^{-5}$  m/s hidraulikus vezetőképesség értékkel a legalsó csoportot a **Pre-Pannóniai Víztartó** képviseli, amely a pannóniai előtt képződött neogén üledékeket tartalmazza (*Lajtai Mészkö*, *Szentlőrinci Formáció*). Az első pannóniai csoport az Endrődi Vízfogó  $K=10^{-10}$  és  $10^{-8}$  m/s értékekkel, mely az *Endrődi Formációt* foglalja magába. A következő csoport a Szolnoki Víztartó  $10^{-7}$  és  $10^{-6}$  m/s K értékekkel, amely a *Szolnoki Formációt* foglalja magába. Az Algyői Vízfogó az *Algyői Formációnak* feleltethető meg, melynek hidraulikus vezetőképesség értékei  $10^{-8}$  és  $10^{-7}$  m/s. A legfelső csoport a Nagyalföldi Víztartó  $10^{-5}$  m/s-os értékekkel, amely magába foglalja az *Újfalui- és Zagyvai Formációk* mellett a negyedidőszaki képződményeket is. A nyomás-eleváció profilok értelmezésénél és a hidraulikus keresztzelvényeknél az egyszerűsített hidrosztratigráfiai csoportokat alkalmaztam.

Kor		Hidrosztratigráfiai csoport		Hidraulikus vezetőképesség K [m/s]	Hidrosztratigráfiai csoport azonosító		
Kainozoikum	Kvarter	Holocén	Nagyalföldi Vízartó	Neogén-Vízartó-Vízfogó	10 <sup>-5</sup>	NA-VT	Ng-VT-VF
		Pleisztocén					
	Neogén	Pliocén	Algyői Vízfogó	10 <sup>-8</sup> -10 <sup>-7</sup>	A-VF		
		Miocén	Szolnoki Vízartó	10 <sup>-7</sup> -10 <sup>-6</sup>	SZ-VT		
			Endrői Vízfogó	10 <sup>-10</sup> -10 <sup>-8</sup>	E-VF		
	Paleogén	Oligocén	Pre-Pannóniai Vízartó	10 <sup>-6</sup> -10 <sup>-5</sup>	PrePA-VT		
Eocén							
Paleocén							
Mezozoikum	Kréta	Késő	Pre-Neogén Vízartó	10 <sup>-7</sup> -10 <sup>-4</sup>	PreNg-VT		
		Kora					
	Jura	Késő					
		Középső					
	Triász	Kora					
		Késő					
		Középső					
		Kora					

12. ábra: A kutatási terület egyszerűsített hidrosztratigráfiai besorolása. Jelmagyarázat: VT – vízartó, VF – vízfogó

### 5.1.2. Hidraulika feldolgozás eredményei

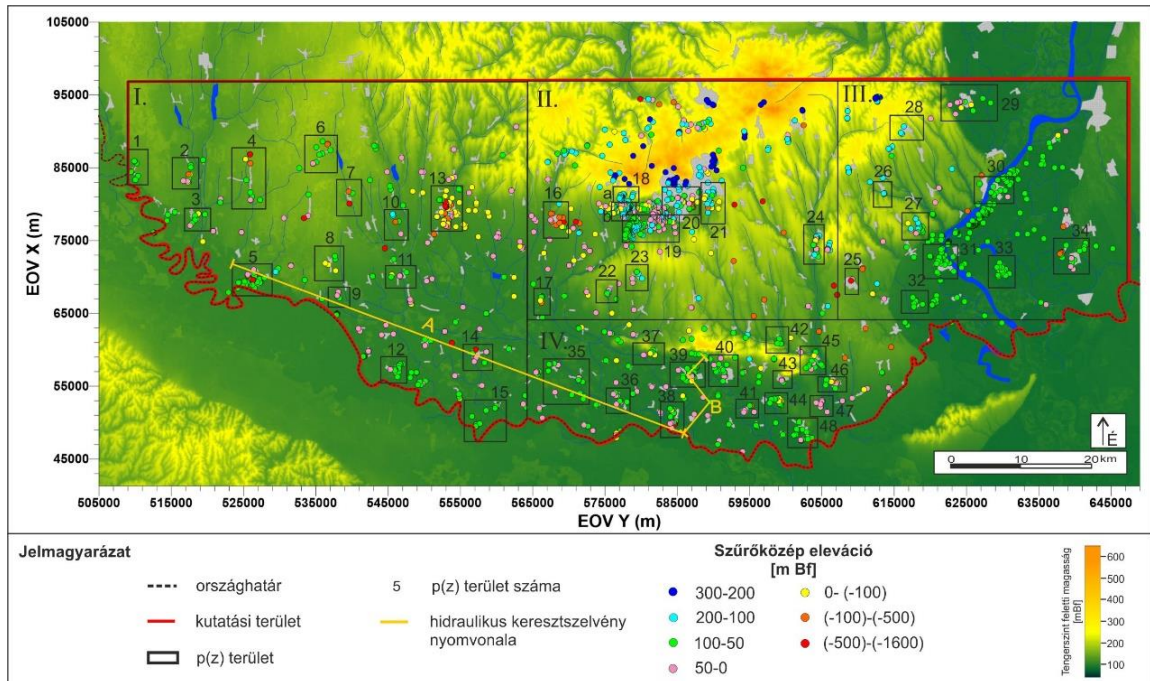
A következő alfejezetekben a hidraulikai feldolgozás eredményeit ismertetem, ami a nyomás-eleváció profilok (p(z) profilok), tomografikus potenciál térképek és a hidraulikai keresztzelvények elemzését foglalja magában, majd ezek együttes értelmezését. A hidraulikai értékelés a Dráva-medencei területre CSOBAJ 2018 adatainak újraértékelésével és kiegészítésével készült el.

#### 5.1.2.1. Nyomás-eleváció profilok értékelése

A Villányi-hegység déli előterének áramlási rendszer szintű vizsgálatához és a hipogén barlangok képződésének minél jobb értékeléséhez a tágabb regionális terület hidraulikai feldolgozására volt szükség. A nyomás-eleváció profilok és a hidraulikai feldolgozás elkészítésével többek között arra kerestem a választ, hogy milyen a felszínalatti vízáramlási rendszerek mintázata, érkezik-e a medence felől a Villányi-hegység déli előterébe medence eredetű fluidum, illetve van-e a medence felől érkező termálvíz feláramlás ezeken a területeken. A lehatárolás főként geológiai alapon történt a prekainozoos képződmények elterjedésének figyelembe vételével. A feldolgozásba egy 5812 nm<sup>2</sup>-es terület adatait vontam be, amelyet négy részterületre osztottam fel: I.) Dráva-medence, II.) Mecsek-hegység és annak déli előtere a Villányi-hegységig bezárólag, III.) a Mecsek-hegységtől keletre fekvő területeket a Kiskunságig bezárólag, és IV.) a Villányi-hegység és annak déli előtere. A regionális hidraulikai feldolgozás első lépéseként a területen található kútadatok alapján a p(z) – profilokat készítettem el. Ezek kijelölésénél a kutak területi és eleváció szerinti eloszlását figyelembe véve összesen 48 db területet jelöltem ki (átlagos terület 2300 m<sup>2</sup>), melyeken p(z) – profilok készültek (13. ábra). Mivel voltak olyan területek, ahol két eleváció tartományban külön tudtam értelmezni az



adatokat így a 48 területen összesen 55 db profil elkészítése történt meg. A profilok könnyebb azonosíthatóságának érdekében a profilok a hozzájuk legközelebb fekvő település nevét viselik. A  $p(z)$  - profilok értékelésénél az egyszerűsített hidrosztratigráfiai csoportosítást használtam.



13. ábra: A hidraulikai feldolgozásba bevont adatok mélység szerinti eloszlása és a  $p(z)$  - profilok elhelyezkedése a kijelölt kutatási területen

### I. – Dráva-medence részterület

Az I. terület a kijelölt kutatási terület nyugati részét fedi le a Mecsek-hegység nyugati vonaláig. A részterületen összesen 15 db  $p(z)$  - profil létrehozására volt lehetőség az adateloszlás alapján (13. ábra). A profilok eleváció tartományait (14. ábra és 15. ábra) és a vertikális nyomásgradiens értékeit az 5. táblázat mutatja be.

#### $P(z)$ -1 – Vízvár

A vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma = 9,82$  MPa/km, amely alapján a hidrosztatikus tartományba esik, így a területen átáramlási viszonyok vannak ().

#### $P(z)$ -2 – Háromfa

A területen a vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma = 9,56$  MPa/km, ami alapján átáramlási viszonyok lesznek jellemzőek a hidrosztatikus tartományon belül sekély (79,5 - -177 mBf) mélységben ().

#### $P(z)$ -3 – Babócsa

A vertikális nyomásgradiens  $\gamma = 9,72$  MPa/km-el szubhidrosztatikus értéket vesz fel, ami a területen átáramlásra utal sekély mélységben (84 - -85 mBf).

#### *P(z)-4 – Csokonyavisonta*

A nyomásadatok eleváció szerinti eloszlása alapján a terület egy sekély és egy mély részre bontható. A sekély nyomásadatokra számított gradiens értéke  $\gamma = 8,89$  MPa/km, amely alapján sekély mélységben ( $z = 98,87 - -186$  mBf) szubhidrosztatikus nyomásviszonyok uralkodnak, tehát beáramlási területnek tekinthető (14. ábra). A mélyebb régió ( $z = -1014$  mBf – -2543 mBf) adataiból számított vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma = 15,09$  MPa/km, amely szuperhidrosztatikus tartományba esik, ezáltal feláramlást okoz (14. ábra). A legmélyebb pont jelzi a legmagasabb nyomást, azonban ez a túlnyomás a Pre-Neogén aljzat tetejétől ( $z \sim -2000$  mBf) a Szolnoki Víztartó tetejéig ( $z \sim -900$  mBf) megszűnik.

#### *P(z)-5 – Barcs*

A barcsi terület nyomás adatai széles eleváció tartományt fednek le  $z = 97 - -1130$  mBf között, így a sekély ( $z = 97 - -219$  mBf) és a mély ( $z = -219 - -1130$  mBf) régióra is meghatároztam a vertikális nyomásgradiens értékét. Előbbi esetében  $\gamma = 10,01$  MPa/km, utóbbi esetében  $\gamma = 10,05$  MPa/km a vertikális nyomásgradiens, amelyek alapján hidrosztatikus nyomás viszonyok jellemzőek a teljes mélységben, tehát átáramlás azonosítható ().

#### *P(z)-6 – Homokszentgyörgy*

A rendelkezésre álló adatok alapján egy sekély ( $z = -171$  mBf – 79 mBf) és egy mély ( $z = -1960$  mBf – -1723 mBf) vertikális nyomásgradiens került meghatározásra. A sekély adatok alapján a vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma = 9,13$  MPa/km, amely alapján szubhidrosztatikus nyomás viszonyok vannak, tehát leáramlás jellemző a területre. A mélyebb régióban ( $z = -1723$  mBf alatt) két nyomás adat áll rendelkezésre a Pre-Neogén víztartóban, ezek alapján a vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma = 10,52$  MPa/km, ami kismértékű túlnyomásra utal, tehát enyhe feláramlás jellemző a területre ().

#### *P(z)-7 – Kálmánca*

A sekély adatok ( $z = -112$  mBf – 72 mBf) alapján a vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma = 8,86$  MPa/km, ami szubhidrosztatikus tartományba esik, így lefelé áramló vertikális vízmozgásra utal (). Egy mélyebb kút ( $z = -751$ ) nyomás adata áll rendelkezésre a területről, ami a hidrosztatikus tartományhoz közel esik. Az összes adatra számolt gradiens értéke  $\gamma = 9,79$  MPa/km. A sekély adatok a Nagyalföldi Víztartóban vannak, a mélyebb adat azonban már az Algyői Vízfogóban.

#### *P(z)-8 – Darány*

A darányi területen rendelkezésre állnak a sekély ( $z=-47$  mBf –  $75$  mBf) és mély régióra ( $z=-2105$  –  $-2229$ ) is nyomásadatok. A sekély régió adatai alapján a vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma= 8,90$  MPa/km, amely szubhidrosztatikus tartományba esik így lefelé irányuló vertikális vízmozgást feltételez. Ezzel szemben a mély régió nyomásadatai  $\gamma= 41,58$  MPa/km-es vertikális nyomásgradiens értékkel szuperhidrosztatikus tartományba esik, amely jelentős túlnyomásra utal (*14. ábra* **Hiba! A hivatkozási forrás nem található.**). Ezek az adatok a Pre-Neogén víztartóban vannak, ami alapján feláramlás feltételezhető. A túlnyomás felfelé haladva a Szolnoki Víztartóban ( $z\sim 1500$  mBf) megszűnik, ezt a formációból származó, hidrosztatikushoz közeli nyomásadat igazolja.

#### *P(z)-9 – Drávacsernyő*

A nyomásadatok alapján a vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma= 9,91$  MPa/km, ami hidrosztatikus nyomásviszonyokra utal ezáltal átáramlási területnek értelmezhető sekély mélységben ( $-65$  mBf –  $93$  mBf) a Nagyalföldi Víztartóban (*15. ábra*). A területhez egyetlen mély adat tartozik ( $z=-3266$ ), amely jelentős túlnyomást jelez a Pre-Neogén Víztartóban.

#### *P(z)-10 – Nemeske*

A területen csak a Nagyalföldi Víztartóból állnak rendelkezésre sekély adatok ( $z=-143$  mBf –  $114$  mBf), amely alapján a vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma= 9,97$  MPa/km, ami hidrosztatikus tartományba esik (*15. ábra*). Ez alapján a területre horizontális áramlási irányok a jellemzők, tehát átáramlási terület.

#### *P(z)-11 – Kétújfalu*

Erről a területről szintén csak sekély adatok ( $z=-519$  mBf –  $71$  mBf) állnak rendelkezésre a Nagyalföldi Víztartóból. A vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma= 9,57$  MPa/km, ami hidrosztatikus tartományba esik, ezáltal horizontális áramlási irányokat feltételez, tehát átáramlási terület (*15. ábra*). Egyetlen mély adat ( $z=-519$  mBf) áll rendelkezésre a Nagyalföldi Víztartó legalsó részéből, ahol a nyomás értéke hidrosztatikushoz közeli, tehát eddig a mélységig átáramlás lesz jellemző.

#### *P(z)-12 – Felsőszentmárton*

A sekély régióból ( $z=22$  mBf –  $90$  mBf) rendelkezésre álló adatok alapján a vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma= 9,86$  MPa/km a hidrosztatikus nyomástartományban található, ezáltal a területre horizontális áramlási irányok jellemzőek (*15. ábra*). A területről egyetlen mély adat (-

$z = -3608$  mBf) áll rendelkezésre, amely túlnyomást jelez, feltételezhetően a Pre-Neogén víztartóban.

*P(z)-13 – Szigetvár*

A vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma = 10,11$  MPa/km, ami hidrosztatikus nyomásviszonyokra utal, így horizontális áramlás lesz a jellemző (15. ábra).

*P(z)-14 – Sellye*

A terület sekély részének ( $z = -793$  mBf –  $-89$  mBf) vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma = 9,98$  MPa/km, amely hidrosztatikus tartományba esik ezáltal horizontális áramlási irányokra utal a Nagyalföldi- és Szolnoki Víztartóban (15. ábra). A Pre-Neogén Víztartó egyetlen nyomás adata ( $z = -1641$  mBf) is hidrosztatikushoz közeli, nem mutat túlnyomást.

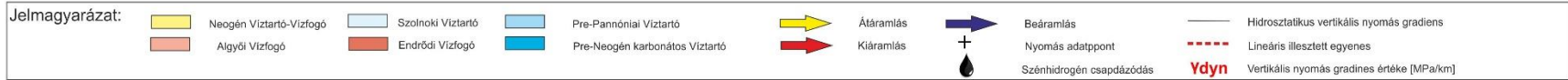
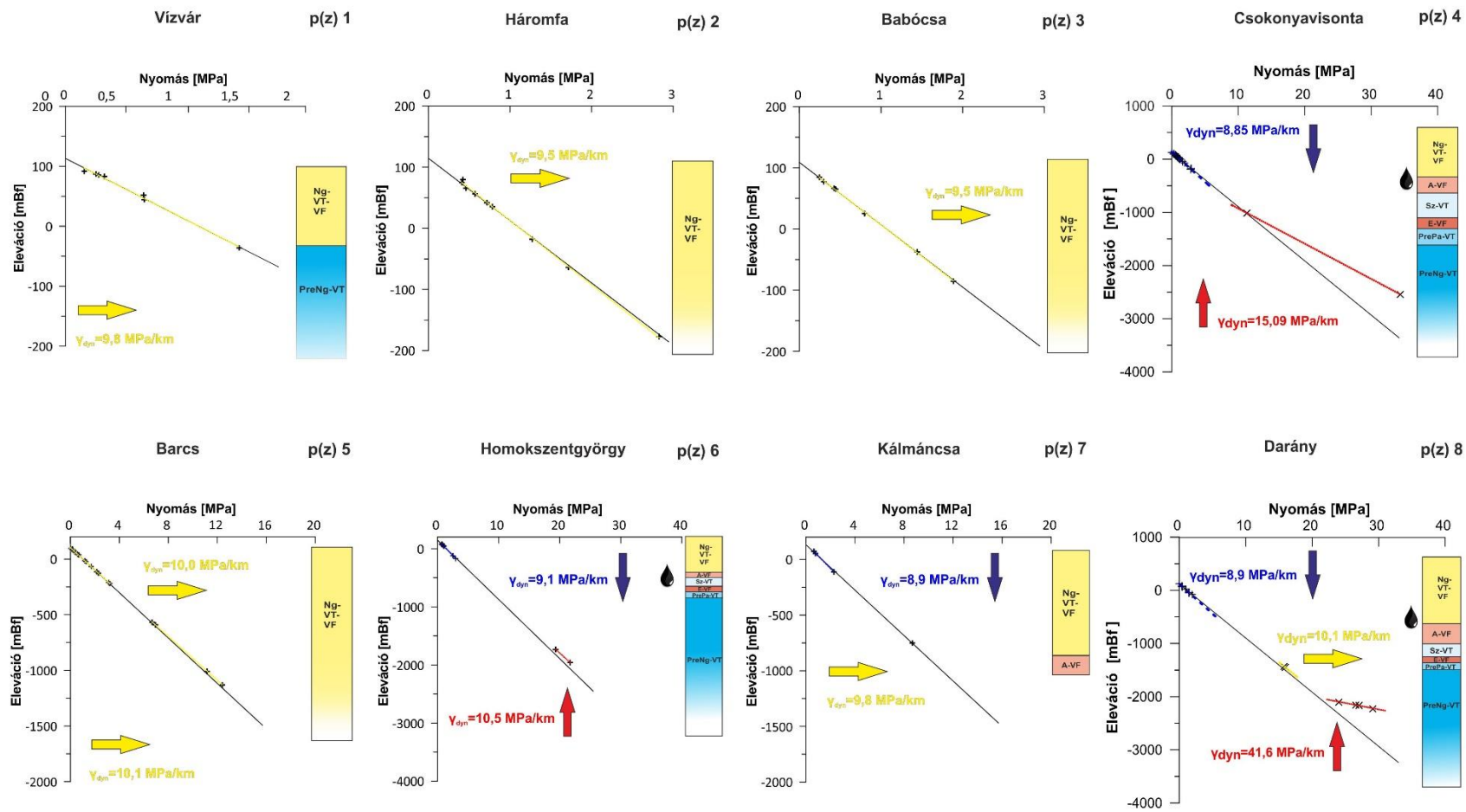
*P(z)-15 – Zaláta*

A sekély régióra ( $z = 41$  –  $88$  mBf) számított vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma = 10,31$  MPa/km, ami hidrosztatikus viszonyokra utal, tehát sekély mélységben átáramlás lesz a jellemző. Ezzel szemben a mélyebb régióra ( $z = -3369$  mBf –  $-3197$  mBf) számított gradiens értéke  $\gamma = 15,29$  MPa/km, ami feláramlást mutat.

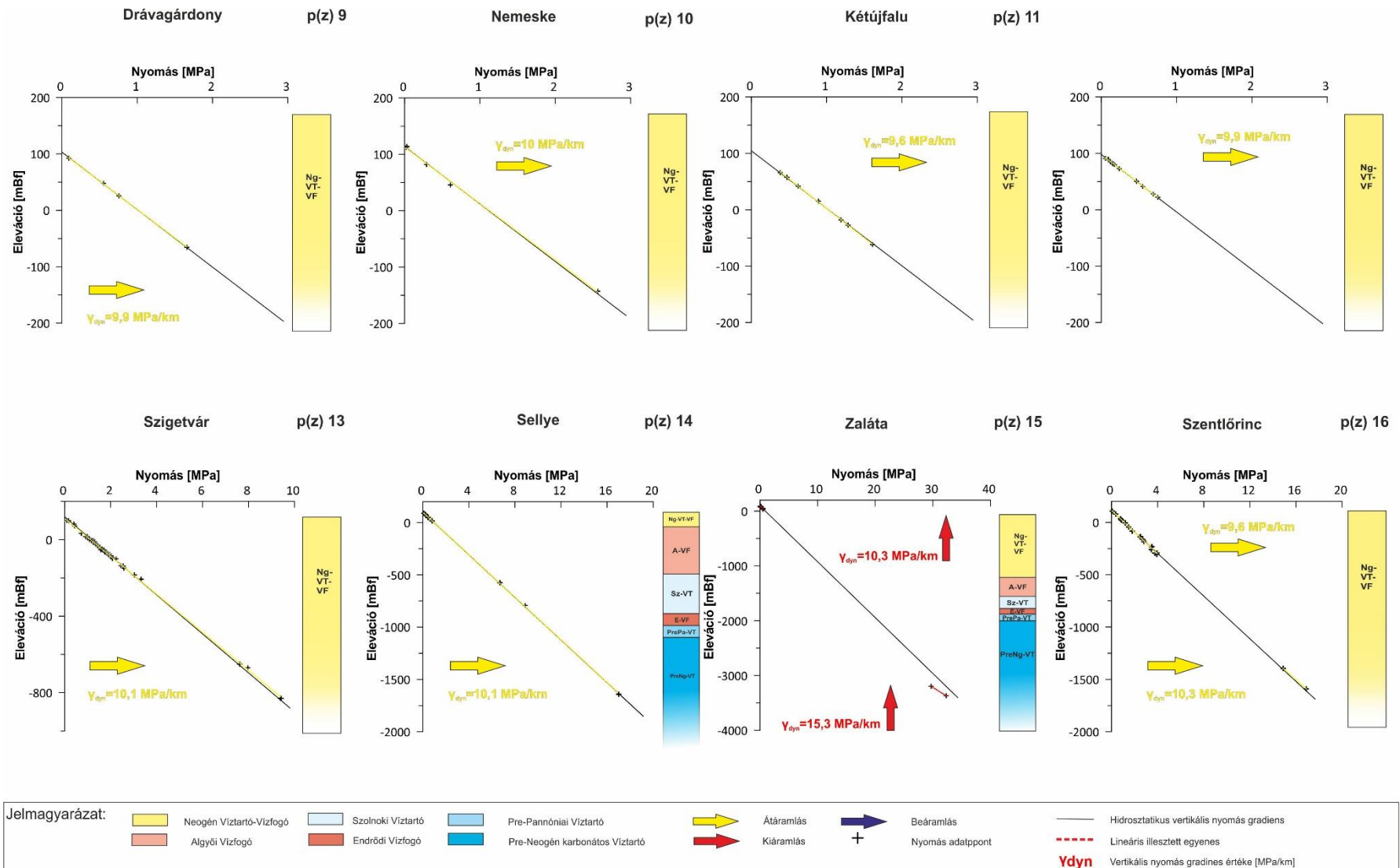
5. táblázat: A Dráva-medence részterület  $p(z)$ -profiljainak összesítő táblázata

<b>p(z) terület neve</b>	<b>p(z) terület térképi száma</b>	<b>Eleváció min. (z) [mBf]</b>	<b>Eleváció max. (z) [mBf]</b>	<b>Vertikális nyomásgradiens (<math>\gamma</math>) [MPa/km]</b>	<b>Rezsim jelleg</b>
<b>Vízvár</b>	1	-35	91	9,8	Átáramlás
<b>Háromfa</b>	2	-177	79,5	9,6	Átáramlás
<b>Babócsa</b>	3	-85	84	9,7	Átáramlás
<b>Csokonyavisonta - I.</b>	4	-186	98,87	8,9	Beáramlás
<b>Csokonyavisonta - II.</b>	4	-2543	-1014	15,1	Kiáramlás
<b>Barcs - I.</b>	5	-219	97	10,0	Átáramlás
<b>Barcs II.</b>	5	-1130	-566	10,1	Átáramlás
<b>Homokszentgyörgy - I.</b>	6	-171	79,3	9,1	Beáramlás
<b>Homokszentgyörgy - II.</b>	6	-1960	-1732	10,5	Kiáramlás
<b>Kálmánca - I.</b>	7	-112	72	8,9	Beáramlás
<b>Kálmánca - II.</b>	7	-751	72	9,8	Átáramlás
<b>Darány - I.</b>	8	-47	75	8,9	Beáramlás
<b>Darány - II.</b>	8	-2229	-2105	41,6	Kiáramlás
<b>Drávagárdony</b>	9	-65,53	93,5	9,9	Átáramlás
<b>Nemeske</b>	10	-143	114	10,0	Átáramlás
<b>Kétújfalu</b>	11	-519,27	71,47	9,6	Átáramlás
<b>Felsőszentmárton</b>	12	22	90	9,9	Átáramlás
<b>Szigetvár</b>	13	-830	100	10,1	Átáramlás

<b>p(z) terület neve</b>	<b>p(z) terület térképi száma</b>	<b>Eleváció min. (z) [mBf]</b>	<b>Eleváció max. (z) [mBf]</b>	<b>Vertikális nyomás-gradiens (<math>\gamma</math>) [MPa/km]</b>	<b>Rezsím jelleg</b>
<b>Selye</b>	14	-1641	89	10,0	Átáramlás
<b>Zaláta</b>	15	41	88	10,3	Kiáramlás
<b>Zaláta</b>	15	-3369	-3197	15,3	Kiáramlás



14. ábra: A Dráva-medencei részterület p(z) profiljai #1-8



15. ábra: A Dráva-medencei részterület p(z) profiljai #9-15

## ***II. – Mecsek-hegység részterület***

A II. részterület a Mecsek-hegységet és annak déli előterét foglalja magában a Villányi-hegység északi előteréig bezárólag. Keleti határa a Karasica-patak völgyének keleti oldala. A területen összesen 10 db nyomás-eleváció profil kijelölésére volt lehetőség (13. ábra). Az elkészült profilok (16. ábra) eleváció tartományát és vertikális nyomásgradiens értékeinek összesítését a 6. táblázat tartalmazza.

### *P(z)-16 – Szentlőrinc*

A sekély adatokra ( $z=-306$  mBf –  $108$  mBf) számolt vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma= 9,64$  MPa/km, ami hidrosztatikus tartományon belül esik, tehát horizontális áramlási irányok lesznek jellemzőek (16. ábra). A mélyebb régióban ( $z=-1590$  mBf –  $-1395$  mBf) két adat áll rendelkezésre, ami alapján a vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma= 10,27$  MPa/km, ami szintén hidrosztatikus tartományba esik, tehát átáramlás jellemző.

### *P(z)-17 – Magyarmecske*

A területről csak sekély mélységből ( $z=-113$  mBf –  $72$  mBf) álltak rendelkezésre adatok, amelyek alapján a vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma= 10,58$  MPa/km, ami már szuperhidrosztatikus tartományba esik, tehát a területen felfelé mutató vertikális vízmozgás lesz jellemző, tehát kiáramlási terület (16. ábra).

### *P(z)-18a, 18b – Kővágószőlős*

A Kővágószőlőshöz tartozó kutak esetén  $184$  méter különbség van a legmélyebben és a legmagasabban fekvő kutak tengerszint feletti magasság adataiban, így egy nyomás-eleváció profilon nem ábrázolhatók. Az adateloszlás alapján két részre bontottam a területet. Az „a” részterület esetében  $\gamma= 8,21$  MPa/km, a „b” részterületnél pedig  $\gamma= 8,79$  MPa/km a vertikális nyomásgradiens értéke, mindkét esetben szubhidrosztatikus tartományba esik, tehát lefelé irányuló vertikális vízmozgással a terület beáramlási terület (16. ábra).

### *P(z)-19 – Pellérd*

A vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma= 8,65$  MPa/km, amely szubhidrosztatikus nyomástartományba esik, tehát beáramlási terület (16. ábra).

### *P(z)-20 – Pécs*

A pécsi területre készített  $p(z)$  profil alapján a vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma= 9,97$  MPa/km, ami horizontális áramlási irányokra utál, tehát átáramlási területet képvisel.



### *P(z)-21 – Pécs-kelet*

A huszadik terület a Pécstől keletre eső pontokat foglalja magába. A kutak nagy topográfiai különbsége miatt került külön feldolgozásra ez a terület. A vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma = 9,28$  MPa/km, ami szubhidrosztatikus tartományba esik, beáramlási területként azonosítható.

### *P(z)-22 – Baksa*

A területre elkészített vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma = 10,07$  MPa/km, ezzel a hidrosztatikus tartományba esik, amely alapján horizontális áramlási irányoka lesznek jellemzőek, tehát átáramlási terület (16. ábra).

### *P(z)-23 – Görcsöny*

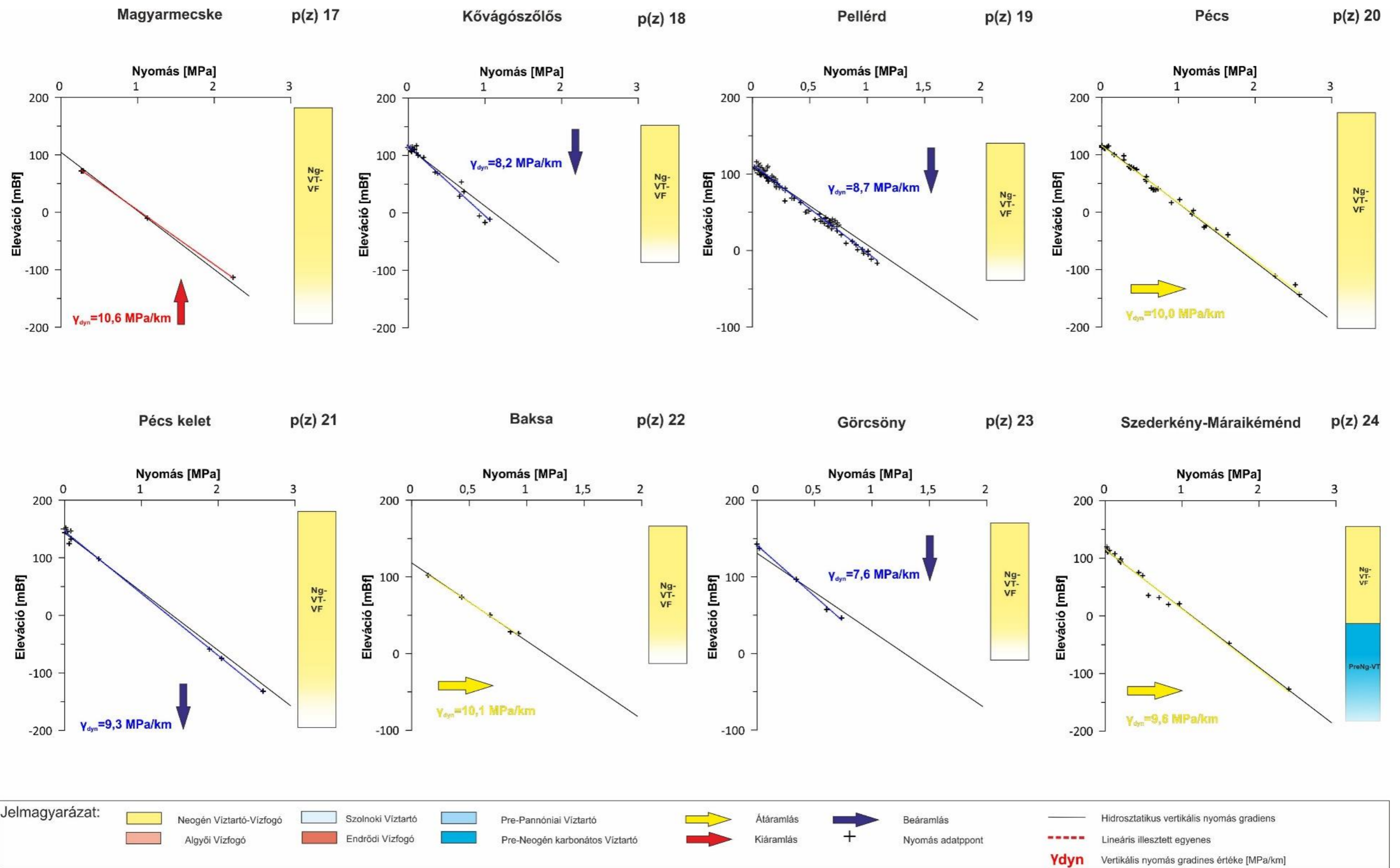
A vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma = 7,55$  MPa/km, amely szubhidrosztatikus tartományba esik. Lefele irányuló vertikális vízmozgás lesz jellemző, tehát beáramlási terület (16. ábra).

### *P(z)-24 – Szederkény-Máriakéménd*

A vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma = 9,63$  MPa/km, amely hidrosztatikus tartományba esik, tehát horizontális áramlási irányok lesznek jellemzőek (16. ábra).

6. táblázat: A Mecsek-hegység részterület  $p(z)$ -profiljainak összesítő táblázata

<b>p(z) terület neve</b>	<b>p(z) terület térképi száma</b>	<b>Eleváció min. (z) [mBf]</b>	<b>Eleváció max. (z) [mBf]</b>	<b>Vertikális nyomásgradiens (<math>\gamma</math>) [MPa/km]</b>	<b>Rezsím jelleg</b>
<b>Szentlőrinc</b>	16	-306	108	9,6	Átáramlás
<b>Szentlőrinc</b>	16	-1590	-1395	10,3	Átáramlás
<b>Magyarmecske</b>	17	-113	72	10,6	Kiáramlás
<b>Kővágószőlős</b>	18	-17	117	8,2	Beáramlás
<b>Kővágószőlős</b>	18	164	190	8,8	Beáramlás
<b>Pellérd</b>	19	-16,5	107	8,7	Beáramlás
<b>Pécs</b>	20	-143	115	10,0	Átáramlás
<b>Pécs kelet</b>	21	-132	152	9,3	Beáramlás
<b>Baksa</b>	22	26	102	10,1	Átáramlás
<b>Görcsöny</b>	23	46	142	7,6	Beáramlás
<b>Szederkény-Máriakéménd</b>	24	-127	120	9,6	Átáramlás



16. ábra: AMecsek-hegységi részterület p(z) profiljai #16-24

### ***III. – Villányi-hegységtől keletre fekvő részterület***

A III. részterület a Karasica-patak völgyének keleti oldalától a Kiskunság nyugati részéig tart, délen az országhatár határolja (13. ábra). A területen összesen 10 db  $p(z)$  - profil készült. Az elkészült profilok (17. ábra) eleváció tartományát és vertikális nyomásgradiens értékeinek összesítését a 7. táblázat tartalmazza.

#### *P(z)-25 – Bóly*

A sekély és a mély adatok ( $z=-1539$  mBf – 32 mBf) alapján számolt vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma=9,79$  MPa/km a terület, ami hidrosztatikus tartományba esik, tehát átáramlás jellemző a területre egészen -1500 mBf eleváció mélységig (17. ábra).

#### *P(z)-26 – Himesháza*

A vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma=9,21$  MPa/km, amely szubhidrosztatikus tartományba esik, tehát lefelé irányuló vertikális vízmozgást jelez, beáramlási területtel (17. ábra).

#### *P(z)-27 – Székelyszabar*

A területen készült  $p(z)$  profil alapján számolt vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma=9,29$  MPa/km (17. ábra). Ez alapján a területre szubhidrosztatikus nyomásviszonyok jellemzőek, lefelé irányuló vízmozgással, tehát beáramlási terület.

#### *P(z)-28 – Véménd*

A területen sekély mélységből ( $z=164$  mBf – 243 mBf) álltak rendelkezésre adatok, amelyek alapján a vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma=5,15$  MPa/km-el szubhidrosztatikus tartományba esik, tehát a terület beáramlási terület.

#### *P(z)-29 – Bátaszék*

A 29-es profil területen rendelkezésre álló adatok alapján a vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma=8,9$  MPa/km, ami szubhidrosztatikus nyomásviszonyokra utal, mely alapján a területre lefelé irányuló vertikális vízmozgás jellemző.

#### *P(z)-30 – Mohács-sziget*

A mohácsi területhez hasonlóan, nagyon szűk eleváció tartományból ( $z=64$  mBf – 68 mBf) állnak rendelkezésre adatok, ami alapján a vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma=20,5$  MPa/km, ami szuperhidrosztatikus tartományba esik, tehát a terület kiáramlási terület.

#### *P(z)-31 – Mohács*

A 30-as számú területen szintén szűk tartományból ( $z= 56 \text{ mBf} - 73 \text{ mBf}$ ) állnak rendelkezésre adatok, amelyek alapján a vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma= 11,49 \text{ MPa/km}$ , amely szuperhidrosztatikus tartományba esik, tehát a területre felfelé irányuló vertikális vízmozgás lesz a jellemző, ami kiáramlási területre utal (17. ábra).

*P(z)-32 – Nagynyárád*

A területen szűk tartományból ( $z= 23 \text{ mBf} - 70 \text{ mBf}$ ) állnak rendelkezésre adatok, ami alapján a vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma= 8,79 \text{ MPa/km}$ -el szubhidrosztatikus tartományba esik, tehát beáramlási terület (17. ábra).

*P(z)-33 – Homorúd*

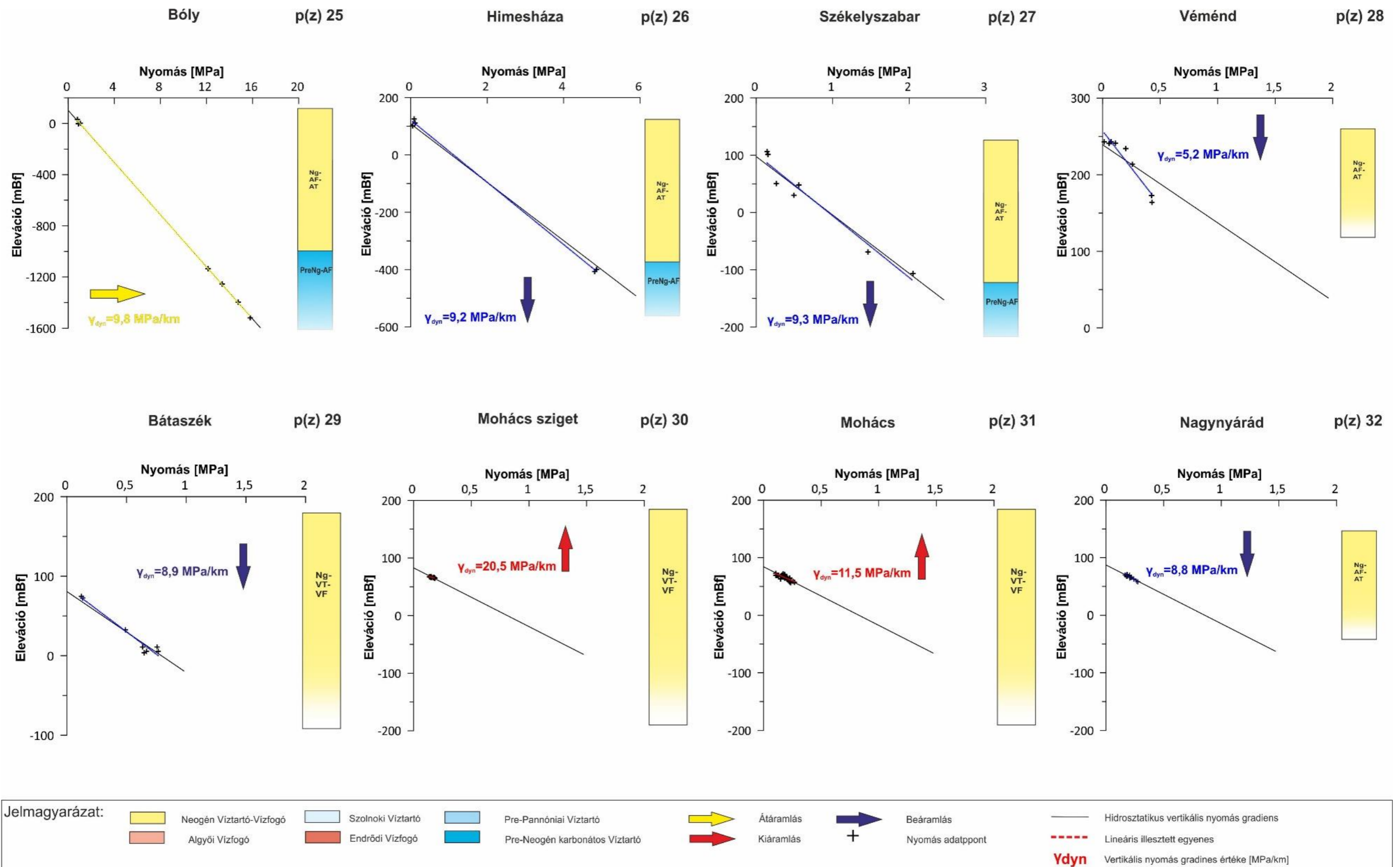
A rendelkezésre álló adatok alapján a vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma= 10,04 \text{ MPa/km}$ , hidrosztatikus tartományban, amely horizontális áramlási irányokat feltételez, tehát a terület átáramlási terület.

*P(z)-34 – Dávod*

A 31. területen szélesebb eleváció tartományból ( $z=-393 \text{ mBf} - 84 \text{ mBf}$ ) is rendelkezésre állnak adatok, melyek alapján a vertikális nyomásgradiens  $\gamma= 9,93 \text{ MPa/km}$ , hidrosztatikus tartományba esik, tehát átáramlási terület.

7. táblázat: A Villányi-hegységtől keletre fekvő részterület  $p(z)$ -profiljainak összesítő táblázata

<b>p(z) terület neve</b>	<b>p(z) terület térképi száma</b>	<b>Eleváció min. (z) [mBf]</b>	<b>Eleváció max. (z) [mBf]</b>	<b>Vertikális nyomásgradiens (<math>\gamma</math>) [MPa/km]</b>	<b>Rezsím jelleg</b>
<b>Bóly</b>	25	-1539	32	9,8	Átáramlás
<b>Himesháza</b>	26	-400	125	9,2	Beáramlás
<b>Székelyszabar</b>	27	-106	114	9,3	Beáramlás
<b>Véménd</b>	28	164	243	5,2	Beáramlás
<b>Bátaszék</b>	29	4	75	8,9	Beáramlás
<b>Mohács sziget</b>	30	64	68	20,5	Kiáramlás
<b>Mohács</b>	31	56	73	11,5	Kiáramlás
<b>Nagynyárád</b>	32	23	70	8,8	Beáramlás
<b>Homorúd</b>	33	53	81	10,0	Átáramlás
<b>Dávod</b>	34	-393	84	9,9	Átáramlás



17. ábra: A Villányi-hegységől keletre fekvő részterület p(z) profiljai #25-33

#### ***IV. – Villányi-hegység részterület***

A Villányi-hegységi részterületen összesen 14 darab  $p(z)$  - profil elkészítésére volt lehetőség az adateloszlás alapján (13. ábra). Az elkészült profilok (18. ábra, 19. ábra) eleváció tartományát és vertikális nyomásgradiens értékeinek összesítését a 8. táblázat tartalmazza.

##### *P(z)-35 – Vajszló*

A rendelkezésre álló adatok alapján a vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma = 9,61$  MPa/km, ami hidrosztatikus tartományba esik, tehát horizontális áramlási irányokkal átáramlási terület (18. ábra).

##### *P(z)-36 – Kémes-Szaporca*

Szélesebb eleváció tartományból ( $z = -23$  mBf – 91 mBf) állnak rendelkezésre adatok, ami alapján  $\gamma = 10,02$  MPa/km a vertikális nyomásgradiens értéke, ami átáramlási területet jelez a területen (18. ábra).

##### *P(z)-37 – Diósvizsló*

A  $p(z)$  profil alapján a számított nyomásgradiens értéke  $\gamma = 10,38$  MPa/km, ami magasabb a hidrosztatikus értéknél szuperhidrosztatikus nyomásviszonyokra utal, tehát a felszínalatti víz enyhe felfelé irányuló vertikális mozgására.

##### *P(z)-38 – Drávaszabolcs*

A területen rendelkezésre állnak sekély és mély adatok is ( $z = -517$  mBf – 85 mBf), azonban egy  $p(z)$  profilon ábrázoltam ezeket, mivel a két mély adat hasonló eleváció szintet képvisel és a hidrosztatikushoz közeli értékeket vesznek fel. A számított nyomásgradiens értéke  $\gamma = 9,71$  MPa/km, a területre hidrosztatikus nyomásviszonyok jellemzőek, tehát átáramlási terület (18. ábra).

##### *P(z)-39 – Harkány*

A vertikális nyomásgradiens  $\gamma = 10,39$  MPa/km, ami már a szuperhidrosztatikus tartományba esik, tehát enyhén felfelé irányuló vízmozgást mutat, ezáltal kiáramlási területet képvisel (18. ábra).

##### *P(z)-40 – Siklós*

A számított nyomásgradiens értéke  $\gamma = 9,97$  MPa/km hidrosztatikus tartományba esik, így átáramláshoz közeli állapot tapasztalható (18. ábra).

#### *P(z)-41 – Egyházasharaszti*

A területre készített  $p(z)$  profil alapján a vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma = 10,30$  MPa/km, amely éppen a hidrosztatikus és a szuperhidrosztatikus tartomány határán van, így a területre enyhe feláramlással kísért átáramlási zóna lesz a jellemző (18. ábra).

#### *P(z)-42 – Palkonya*

A kevés rendelkezésre álló adatból számolt gradiens értéke  $\gamma = 9,07$  MPa/km, mely szubhidrosztatikus tartományba esik, tehát beáramlási terület (18. ábra).

#### *P(z)-43 – Nagyharsány*

A vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma = 9,66$  MPa/km, amely hidrosztatikus tartományba esik, tehát horizontális irányú vízmozgással átáramlási terület azonosítható.

#### *P(z)-44 – Kistapolca*

A területen rendelkezésre álló adatok alapján a vertikális nyomásgradiens  $\gamma = 10,45$  MPa/km értéket vesz fel, tehát a vertikális vízáramlási iránya felfelé mutató, így a terület kiáramlási terület. A kistapolcai terület részletesebb feldolgozásával az 5.2.1.2 fejezetben foglalkozom.

#### *P(z)-45 – Villány*

A Villány település környékén készített nyomás eleváció profil vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma = 10,21$  MPa/km, amely a hidrosztatikus tartományba esik, így átáramlási területként azonosítható.

#### *P(z)-46 – Magyarbóly*

A területre szerkesztett vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma = 9,14$  MPa/km, amely szubhidrosztatikus tartományba esik, tehát lefelé irányuló vertikális vízmozgásra utal.

#### *P(z)-47 – Beremend-észak*

A területen található kutak adatai alapján a vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma = 12,69$  MPa/km, amely szuperhidrosztatikus nyomás viszonyokat jelez, így kiáramlási viszonyok jellemzőek a területre.

#### *P(z)-48 – Beremend*

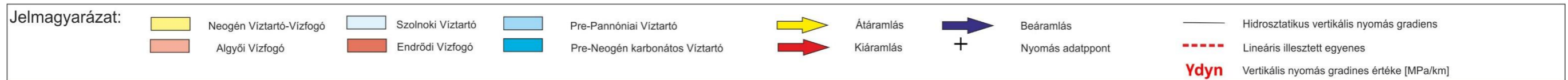
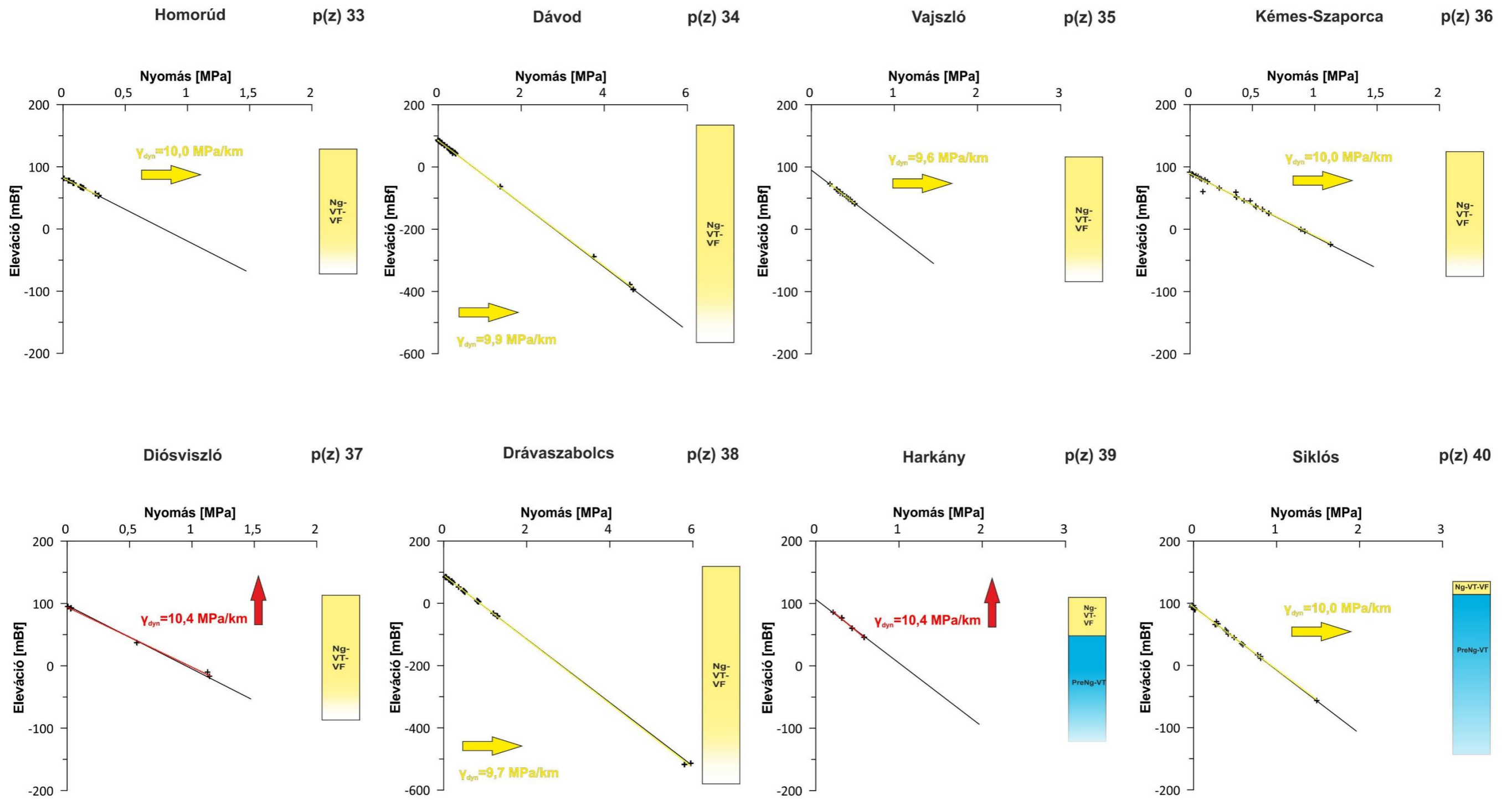
A 47-es számú profil esetében a legtöbb adat sekély eleváció tartományból ( $z = 45$  mBf –  $74$  mBf) áll rendelkezésre, amely alapján a vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma = 9,90$  MPa/km. Egy mély pont szolgáltat információt a Pre-neogén Vízartórból, ami szuperhidrosztatikus

tartományba esik  $\gamma = 10,64$  MPa/km-es gradiens értékkel, ami felfelé irányuló vertikális vízmozgásra utal.

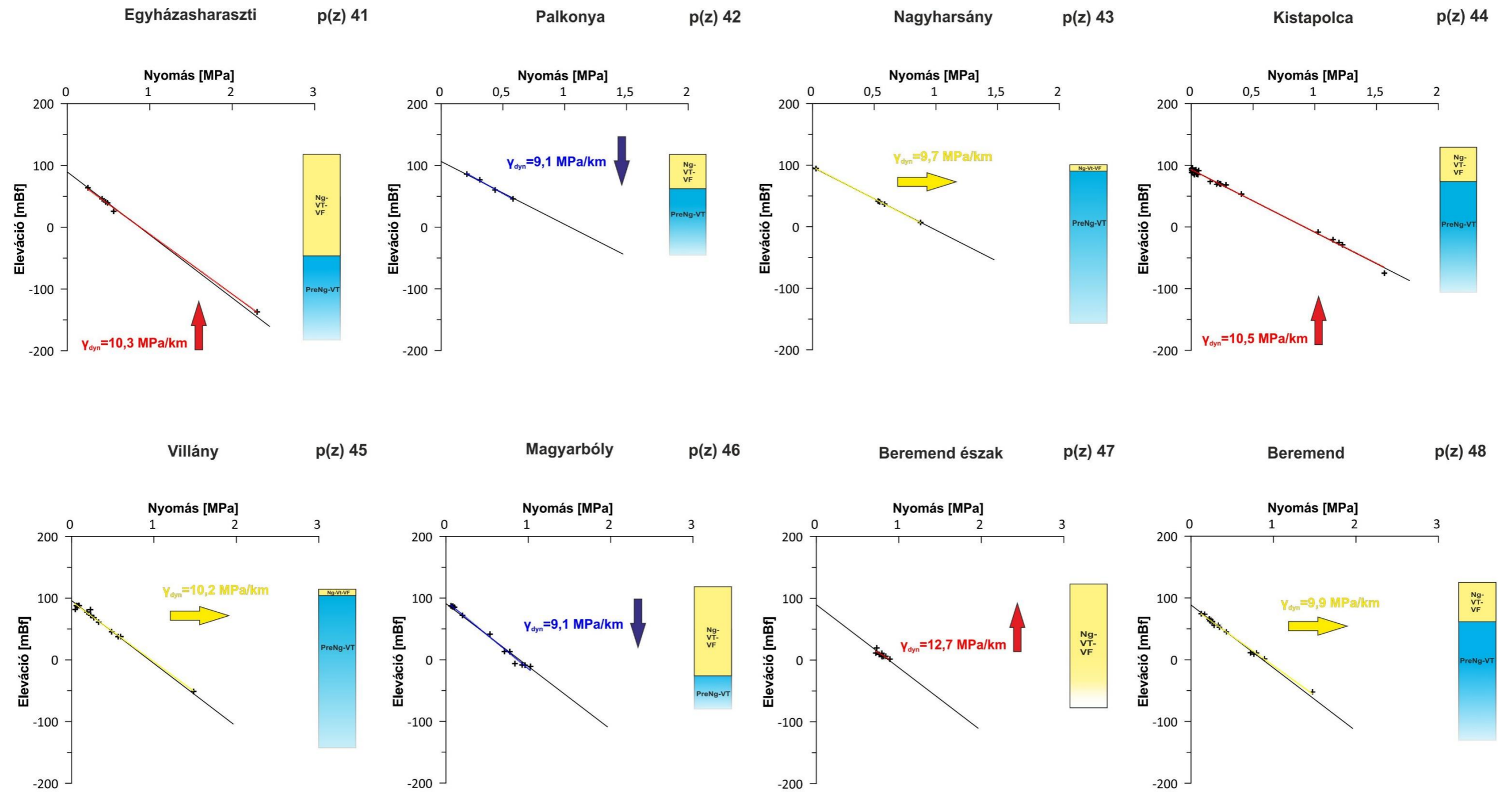
8. táblázat: A Villányi-hegységi részterület  $p(z)$ -profiljainak összesítő táblázata

<b><math>p(z)</math> terület neve</b>	<b><math>p(z)</math> terület térképi száma</b>	<b>Eleváció min. (z) [mBf]</b>	<b>Eleváció max. (z) [mBf]</b>	<b>Vertikális nyomás-gradiens (<math>\gamma</math>) [MPa/km]</b>	<b>Rezsim jelleg</b>
<b>Vajszló</b>	35	41	72	9,6	Átáramlás
<b>Kémes-Szaporca</b>	36	-23	91	10,0	Átáramlás
<b>Diósvizlő</b>	37	-17	95	10,4	Kiáramlás
<b>Drávaszabolcs</b>	38	-517	85	9,7	Átáramlás
<b>Harkány</b>	39	-93	95	10,4	Kiáramlás
<b>Siklós</b>	40	16	97	10,0	Átáramlás
<b>Egyházasharaszti</b>	41	-137	64	10,3	Kiáramlás
<b>Palkonya</b>	42	45	86	9,1	Beáramlás
<b>Nagyharsány</b>	43	6	95	9,7	Átáramlás
<b>Kistapolca</b>	44	53	96	10,5	Kiáramlás
<b>Villány</b>	45	79	88	10,2	Átáramlás
<b>Magyarbóly</b>	46	-10	88	9,1	Beáramlás
<b>Beremend észak</b>	47	1	20	12,7	Kiáramlás
<b>Beremend</b>	48	45	74	9,9	Átáramlás





18. ábra: A Villányi-hegységtől keletre fekvő részterület (#33-34)-és a Villányi-hegység részterület p(z) profiljai #34-41



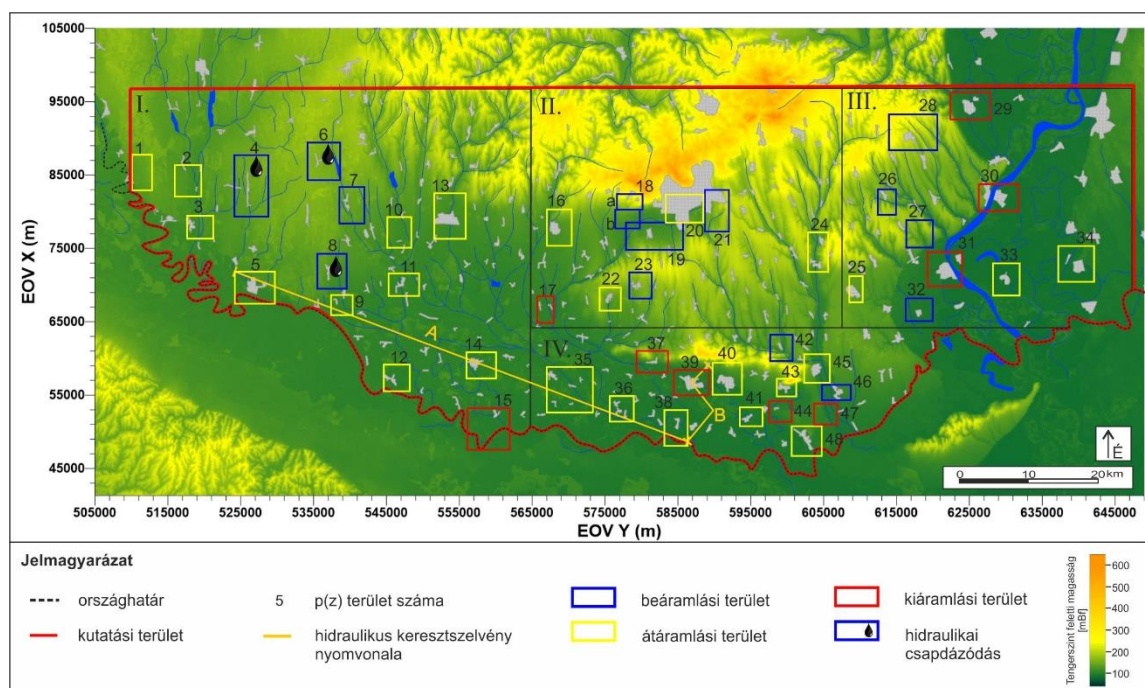
Jelmagyarázat:

	Neogén Vízirtó-Vízfogó		Szolnoki Vízirtó		Pre-Pannóniai Vízirtó		Átáramlás		Beáramlás		Hidrostatikus vertikális nyomás gradiens
	Algyői Vízfogó		Endrődi Vízfogó		Pre-Neogén karbonátos Vízirtó		Kiáramlás		Nyomás adatpont		Lineáris illesztett egyenes
										$\gamma_{dyn}$	Vertikális nyomás gradines értéke [MPa/km]

19. ábra: A Villányi-hegység részterület p(z) profiljai #42-47

### 5.1.2.1.1. A nyomás-eleváció profilok eredményeinek összegzése

A kutatási területen belül 48 nyomás-eleváció profil elkészítése és értékelése történt meg, ezek közül 7 esetben két külön mélység tartományban történt az adatok értékelése. Meghatároztam az egyes területek vertikális nyomásgradiens értékeit, melyek alapján a vertikális áramlási irányok és a be-, át-, illetve kiáramlási rezsim területek határozhatók meg. A kutatási területen a legtöbb adat -500 mBf elevációig állt rendelkezésre, így eddig a tartományig fedik le az adatok teljesen a kutatási területet, az ez alatt található eleváció tartományokban található adatok már csak részterületekről adnak információt. Ebben a tartományban a legtöbb (26 db) profil eredménye alapján a vertikális nyomásgradiens értékek leginkább hidrosztatikus tartományba ( $\gamma=9,3 - 10,3$  MPa/km) estek, amely horizontális áramlási irányokra utal (20. ábra). Szuperhidrosztatikus tartományba ( $\gamma>10,3$  MPa/km) eső területek leginkább a Villányi-hegység déli előterére, illetve a Duna mentén voltak jellemzőek (20. ábra 30, 31, 37, 39, 44, 47 számú profilok), ahol felfelé irányuló vertikális áramlási irányok dominálnak. Szubhidrosztatikus ( $\gamma<10,3$  MPa/km) vertikális nyomásgradiensek a topográfiailag emelkedett területeken jellemzőek, ahol lefelé irányuló vertikális áramlási irányok jellemzőek (20. ábra 4, 6-, 7, 8, 18a, 18b, 19, 21, 23, 26, 27, 28, 32, 42, 46 számú profilok). Mélyebb eleváció tartományra ( $z= (-500) - (-1500)$  mBf) csak a terület nyugati részéről álltak rendelkezésre adatok, ahol horizontális és felfelé irányuló vertikális áramlások dominálnak.



20. ábra: A vizsgált terület különböző hidraulikai rezsimjellelű területei

Az I. számú részterület 15 profiljából 6 profil (4-8; 15) esetében álltak rendelkezésre adatok a sekély, illetve a mély eleváció tartományokból is. A többi profil (#1-3;9-14), illetve a 4-8 és 15 profilok esetében a Nagyalföldi Vízirtóból származó adatok főként be-, illetve átáramlási területeket jeleznek, mely eredmények összefüggésben állnak a topográfiai adottságokkal. A magasabb topográfiai helyzetben található területeken lefelé irányuló vertikális vízáramlások dominálnak, míg az alacsonyabban fekvő területeken horizontális áramlási irányok a gyakoribbak. Ezek alapján a Dráva-medencei részterület sekély mélységű területein gravitációsan vezérelt áramlási rendszerek határozhatók meg. A kutatási terület ezen részén a  $z=(-500)$  és  $(-1000)$  mBf eleváció tartományból csak a 4-, 6-, 7-, 8-, 9-, 12-, 15-ös profilok esetében álltak rendelkezésre adatok. A nyomásgradiens értékek alapján túlnyomásos viszonyok azonosíthatók horizontális és felfelé irányuló vízmozgással. A 4-es számú profil esetében a -1000 mBf alatt található két pont alapján a gradiens értéke  $\gamma = 15,09$  MPa/km, amely a Pre-Neogén vízirtó aljától a Szolnoki Vízirtóig 31%-os nyomásvesztésen megy keresztül. A 8-as számú profil esetében -2000 mBf alatt található pontok szignifikánsan szuperhidrosztatikus nyomásviszonyokat mutatnak 9-26%-os túlnyomással ( $\gamma = 41,58$  MPa/km). Tehát a Pre-Neogén Vízirtóban felfelé irányuló vertikális vízmozgás jellemző, ennek hatására a fluidumok a mélyebben fekvő medence részek felől a medence peremek felé tartanak. Fontos megemlíteni azonban, hogy mindkét profil esetében a sekély régióban a Nagyalföldi Vízirtóban lefelé irányuló vízmozgások a jellemzőek. A topográfia lefutásától függő, gravitációsan vezérelt áramlási rendszerek és a mélyebb medence részek túlnyomásos áramlási rendszereinek átmeneti zónája  $z=-1500$  és  $z=-2000$  mBf eleváció tartomány közé tehető, ahol a medence felől származó túlnyomás teljesen disszipálódik.

A II. számú részterületen 10 profil elkészítésére volt lehetőség az adateloszlások alapján. A terület nagy részére szubhidrosztatikus és hidrosztatikushoz közeli nyomásviszonyok jellemzőek. Az áramlási mintázatok megfelelnek a topográfiaileg vezérelt gravitációs áramlási rendszereknek. A 18a-, 18b-, 20- és 21-es profilok a Mecsek déli lábánál főként beáramlási területet jeleznek, melyet a Mecsek-hegység magasabb topográfiája indukál. A 17-es számú profil, mely messzebb esik a topográfiaileg magasabb területektől szuperhidrosztatikus nyomásgradienst mutat, kiáramlási terület.

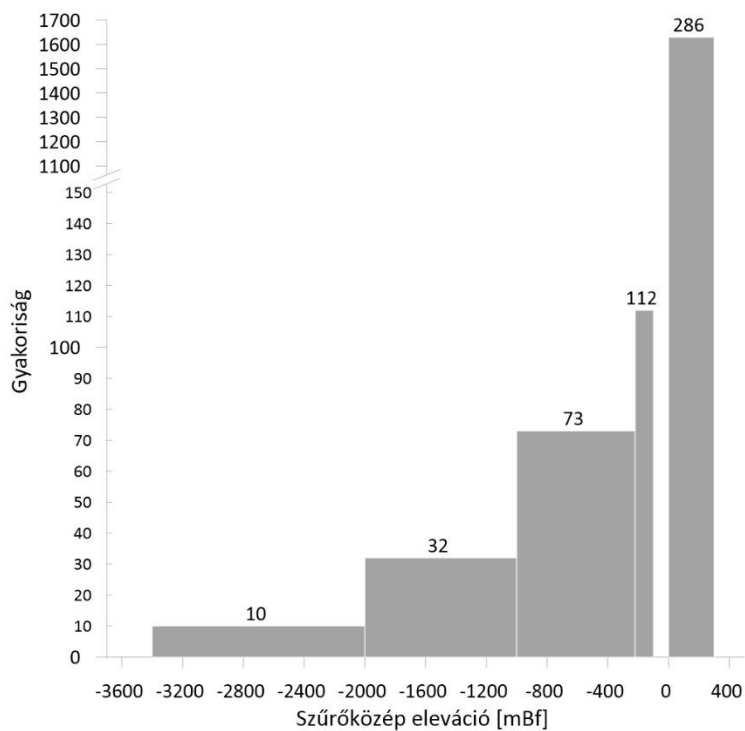
A III. számú terület a Villányi-hegységtől keletre eső területen található és magába foglalja a Dunát is, 10 profillal a területen. A 30-es és 31-es számú profilok alapján a Duna mentén kiáramlási területek azonosíthatók, felfelé mutató vertikális áramlásokkal. A profilok nyomásadatai sekély eleváció tartományt ( $z=56 - 73$  mBf) reprezentálnak a Neogén Vízirtó-Vízirtó

hidrosztratigráfiai egységen belül. A topográfiailag magasabb helyzetben található területek felől érkező felszínalatti vizek erózió bázisát jelenti a Duna, így itt található a kiáramlási területek. A Mecsek-hegység és a Villányi-hegység között található 25-ös számú p-z profil területén hidrosztatikus nyomásviszonyok uralkodnak annak ellenére, hogy a területen  $z=-1500$  mBf-ig rendelkezésre állnak adatok. A terület egy topográfiailag köztes helyzetben található, ahol a Mecsek-hegység jelenti a beáramlási területet és a Dráva, illetve a Duna sík területei a kiáramlási területet, így a profil átáramlási viszonyai érthetők.

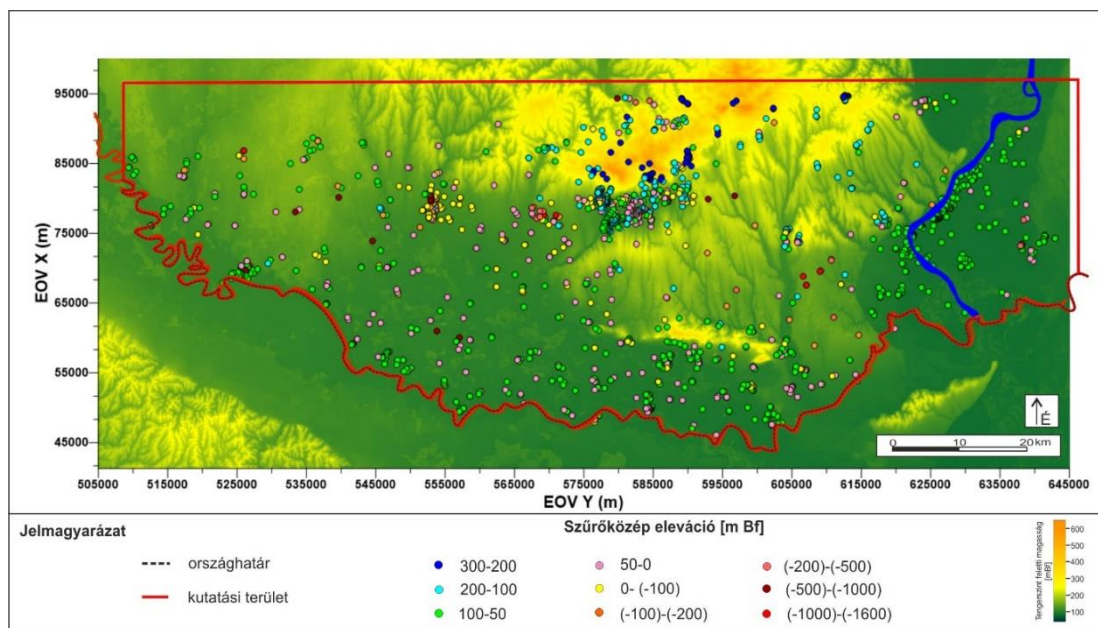
A IV. részterület a Villányi-hegység déli előterét képviseli, ahol -517-79 mBf eleváció tartományból álltak rendelkezésre adatok. A p-z profilok nyomás gradiens értékei alapján be-, át- és kiáramlási területek is azonosíthatók. Az első csoportba tartoznak azok a profilok (37, 39, 44, 47), melyek esetén a vertikális nyomásgradiens értéke meghaladja a hidrosztatikusét. A 41-es profil  $\gamma=10,3$  MPa/km értékkel a határon helyezkedik el. A 37-es számú profil található Harkány településnél, ahol a nyomásgradiens értéke  $\gamma=10,39$  MPa/km-el enyhén a hidrosztatikus felett található. A másik csoportba azok a profilok tartoznak, ahol hidrosztatikus közeli értékek jelennek meg (35, 36, 38, 40, 43, 45, 48). A harmadik kategória a beáramlási területek, melyek a 42 és 46-os profilok esetében fordultak elő. Az áramlási mintázatok részben felelnek meg a topográfia által vezérelt gravitációs áramlási rendszerek mintázatainak, több helyen (37, 39) a hidrosztatikusnál magasabb értékek megjelenése nem köthető topográfiai hatásokhoz.

### 5.1.2.2. Tomografikus potenciáltérképek értékelése

A tomografikus potenciáltérképek elkészítésénél arra törekedtem, hogy a kutatási terület egészéről kapjak egy regionális képet, így olyan térkép szeletek elkészítése volt a cél, ami az egész kutatási területet lefedi. A térképek elkészítésének első lépéseként a rendelkezésre álló kútdatok alapján hisztogramot készítettem, mely szemlélteti az egyes eleváció közökhöz tartozó rendelkezésre álló adatmennyiséget, így segítségével meghatározhatók a térképek készítésekor használandó eleváció közök (21. ábra). A terület jelentős kiterjedése és az adatok eloszlásának egyenetlensége miatt a hisztogram által meghatározható eleváció tartományok nem fedték le egyenletesen a kutatási területet. A mélységtartományok meghatározásához az adatpontokat szűrőközép eleváció szerint kategorizálva jelenítettem meg térképen és ez alapján határoztam meg a potenciometrikus térképek készítése során használandó eleváció tartományokat (22. ábra).



21. ábra: A rendelkezésre álló adatok szűrőközép elevációjának eloszlása



22. ábra: A tomografikus potenciáltérképekhez használt kutak szűrőközép elevációinak területi eloszlása

A kutak mélységbeli adateloszlásának figyelembe vételével létrehozott térkép szeletek adatait az 9. táblázat tartalmazza. A térképek elkészítését Golden Software Surfer 13 térinformatikai program segítségével végeztem el. A rendelkezésre álló adatokból az egyenközösített rácsháló file (grid) előállításához krigelést használtam interpolációs eljárásnak. A térképek megjelenítéséhez az izovonalak ábrázolásánál tíz méteres intervallum közöket választottam.

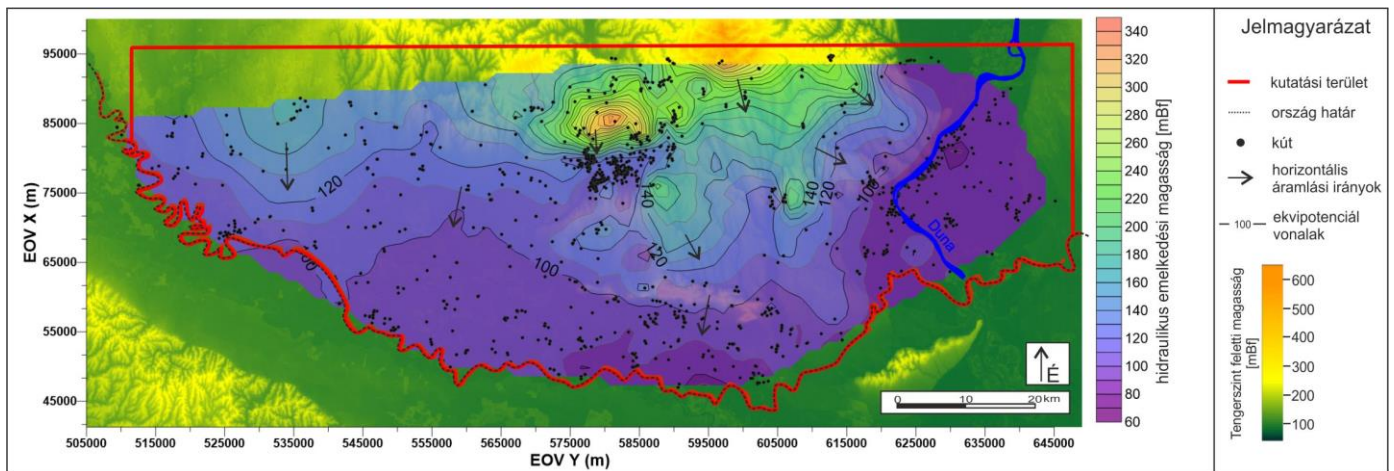
Az adateloszlás függvényében az egész területre kiterjedően kettő darab potenciometrikus különbség térképet készítettem el. A felső különbség térkép ( $T_{k1}$ ) a  $T_1$  és  $T_2$  térkép szeletek között, míg az alsó különbség térkép ( $T_{k2}$ ) a  $T_2$  és  $T_3$  térképek alapján készült.

9. táblázat: A kutatási területen létrehozott potenciometrikus térképek adatai

Térkép száma	Eleváció tartomány felső határa [mBf]	Eleváció tartomány alsó határa [mBf]
$T_1$	300	0
$T_2$	0	-100
$T_3$	-100	-220
$T_4$	-220	-1000
$T_5$	-1000	-2000
$T_6$	-2000	-3400

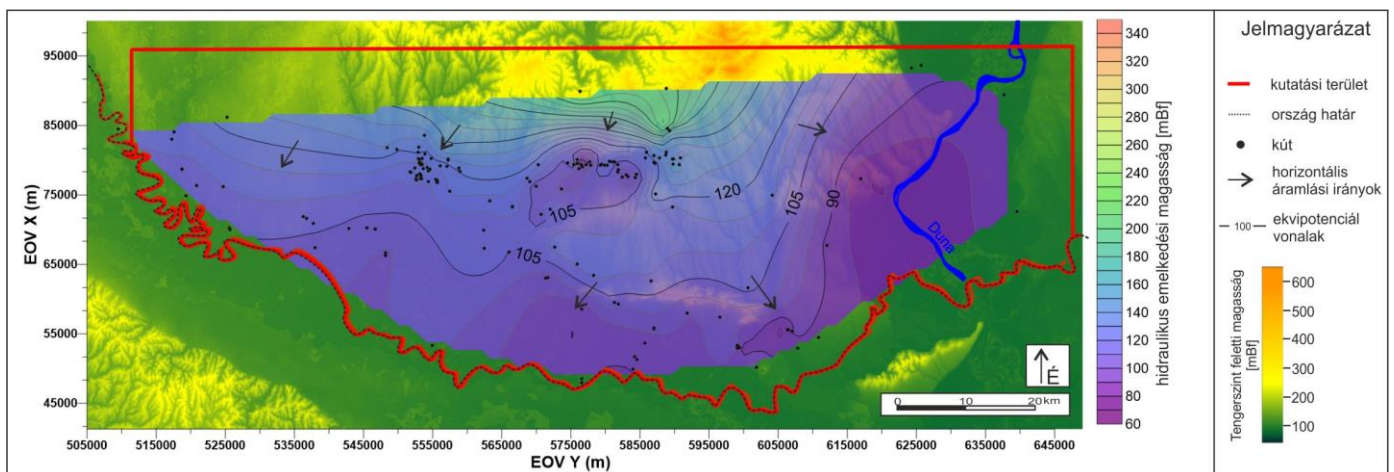
A területen mélyült kutak adateloszlása alapján összesen 6 potenciometrikus és 2 különbség térkép elkészítése történt meg. A legsekélyebb 300-0 mBf eleváció tartományok között készült térkép ( $T_1$ ) az egész kutatási területről ad információt (23. ábra). A legmagasabb potenciál értékkel jellemezhető területek a Nyugat- és Kelet-Mecsek területén található, magasabb

topográfiai helyzetben. A terület Dráva-medencei oldalán, illetve a Villányi-hegység vonalában és attól délre a potenciál tér alapján döntően É-D felé történő vízáramlás zajlik. A Villányi-hegységtől keletre az É-D-i irány ÉNy-DK-i irányba fordul. Mindezek alapján megállapítható, hogy a felszínalatti vízáramlások mintázata a topográfiát követi, tehát a magasabb tengerszint feletti magassággal rendelkező területek felől az alacsonyabban fekvő területek felé tartanak. A terület DK-i határán az alacsony topográfiai helyzetet a Duna képviseli, ami így a felszínalatti vizek regionális erózióbázisaként azonosítható. A Villányi-hegységtől északra fekvő területek adateloszlása miatt a kirajzolódó potenciáltér fenntartásokkal kezelendő.



23. ábra: A  $T_1$  (300-0 mBf) eleváció szelet tomografikus folyadékpotenciál térképe

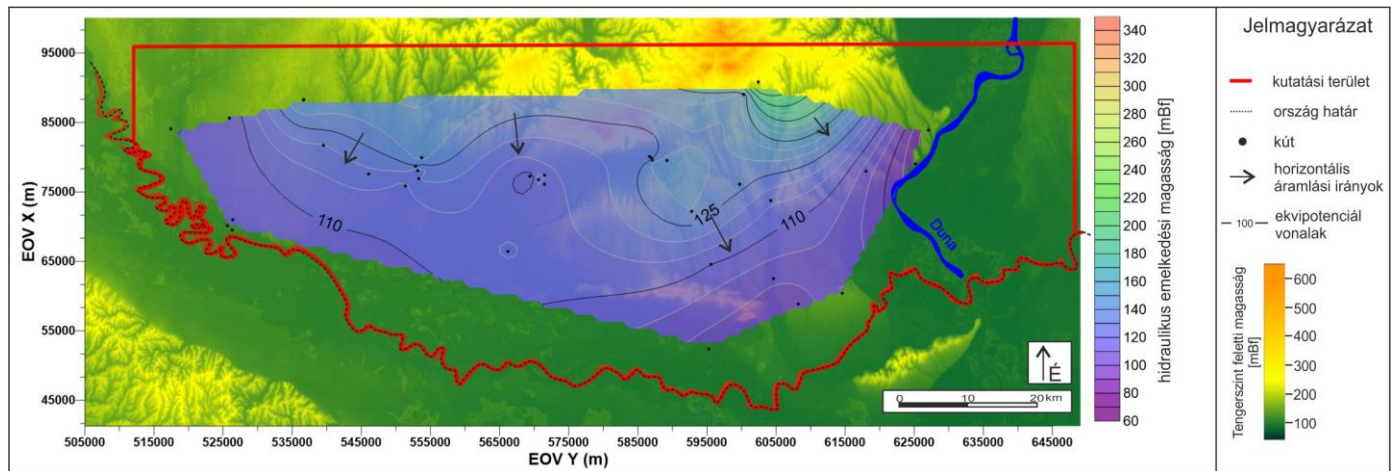
A  $T_2$  jelű 0 és (-100) mBf eleváció között készült térkép a  $T_1$  térképhez hasonlóan lefedi a teljes kutatási területet (24. ábra). A felszínalatti vizek horizontális áramlási irányai továbbra is követik a topográfiát és É-D-i, illetve ÉNy-DK-i áramlások a jellemzőek, azonban már jóval kevesebb adat állt rendelkezésre a korábbi térképhez képest.



24. ábra: A  $T_2$  (0-(-100) mBf) eleváció szelet tomografikus folyadékpotenciál térképe

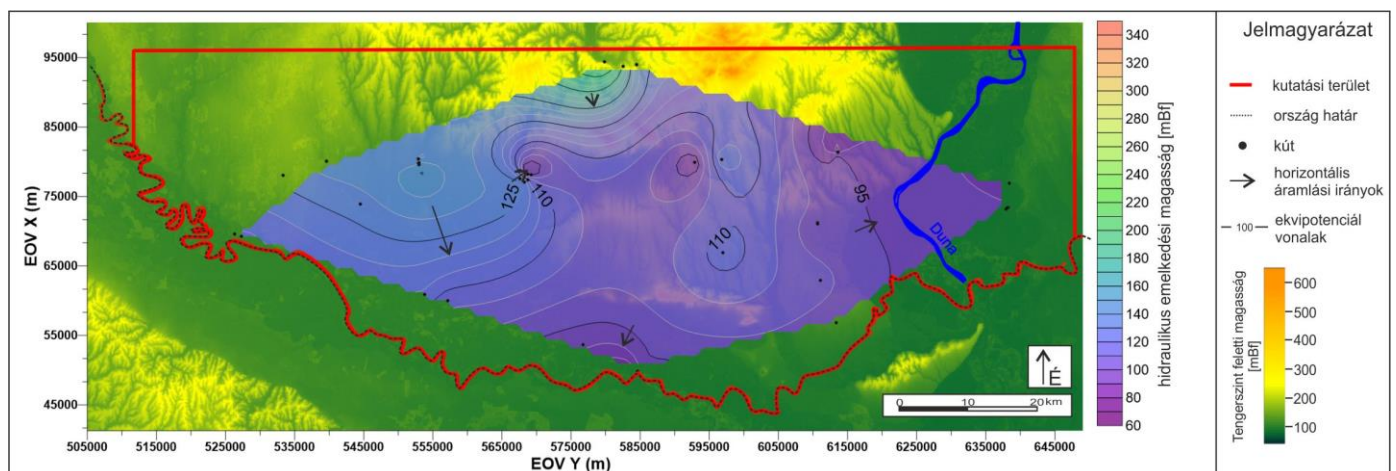


A következő térkép szelet ( $T_3$ ) már kisebb területi lefedettséggel rendelkezik (-100) és -(-220) mBf eleváció tartományon belül (25. ábra). A felszínalatti vizek horizontális áramlási irányai továbbra is É-D-i irányúak a kutatási terület északi és középső részein. A vízáramlási irányok továbbra is a topográfia hatását tükrözik, így a tengerszint felett magasabban fekvő területek felől áramlanak az alacsonyabban fekvő területek felé. Az adateloszlást figyelembe véve gyakorlatilag a terület középső részét mondhatjuk jobban megalapozottnak, a többi területen kirajzolódó potenciál tér fenntartásokkal kezelendő.



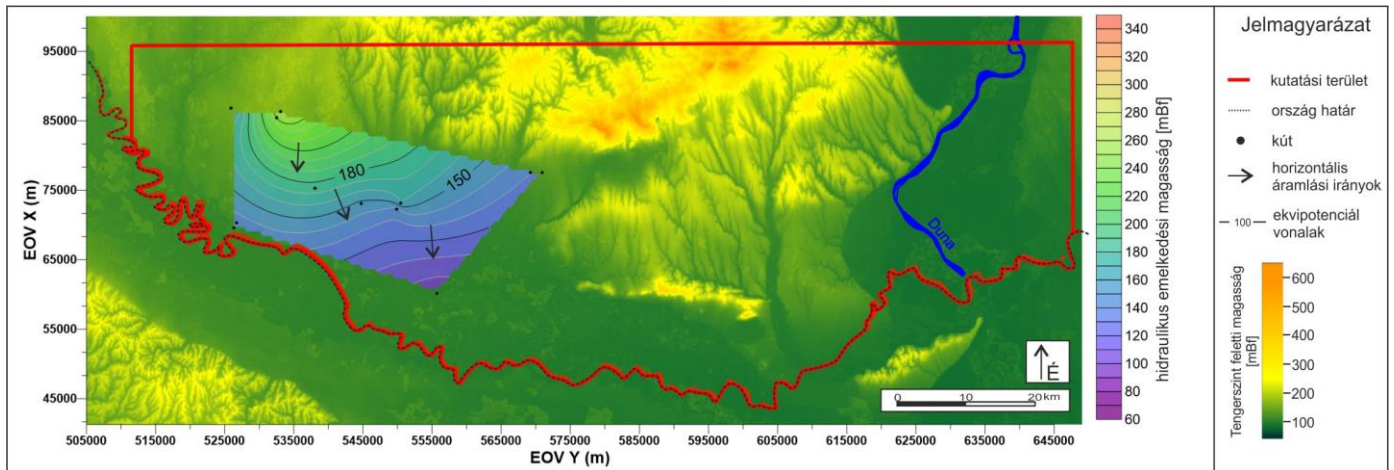
25. ábra: A  $T_3$  ((-100)-(-220) mBf) eleváció szelet tomografikus folyadékpotenciál térképe

A negyedik térkép szelet ( $T_4$ ) a -220 és -1000 mBf eleváció tartomány közötti potenciál teret jeleníti meg. Az adateloszlás ebben az eleváció tartományban nagyon egyenetlen, a terület nyugati, déli és keleti részéről állnak rendelkezésre adatok. A terület középső részének potenciál tere nagy területen nincs alátámasztva adatokkal. A regionális áramlási irányok továbbra is a topográfiai hatásokat tükrözik és döntően D-i, illetve DK-i, K-i horizontális irányok a jellemzőek.



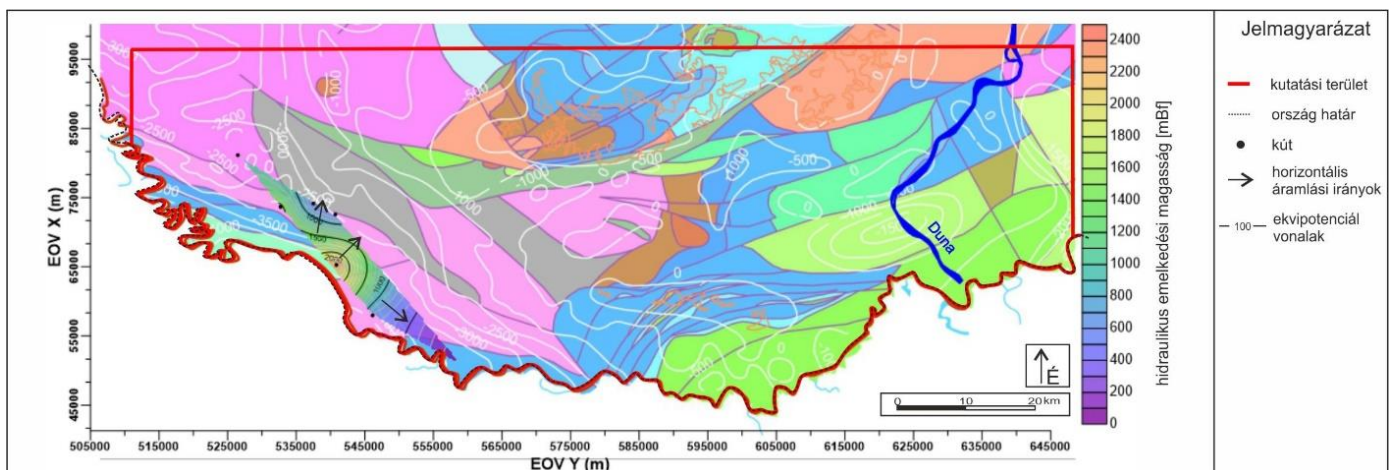
26. ábra: A  $T_4$  ((-220)-(-1000) mBf) eleváció szelet tomografikus folyadékpotenciál térképe

A -1000 és -2000 mBf eleváció tartományt lefedő T<sub>5</sub> térkép a Dráva-medencei részterület északi és középső részét fedi csak le, a kutatási terület más részeiről ilyen eleváció tartományból már nem állnak rendelkezésre adatok. A hidraulikus emelkedési magasság értékek alapján még ebben az eleváció tartományban is É-D-i áramlási viszonyok a jellemzőek. Szembetűnő azonban, hogy a potenciál tér északi részén magasabb hidraulikus emelkedési magasság értékek jelennek meg (h=240-256 mBf).



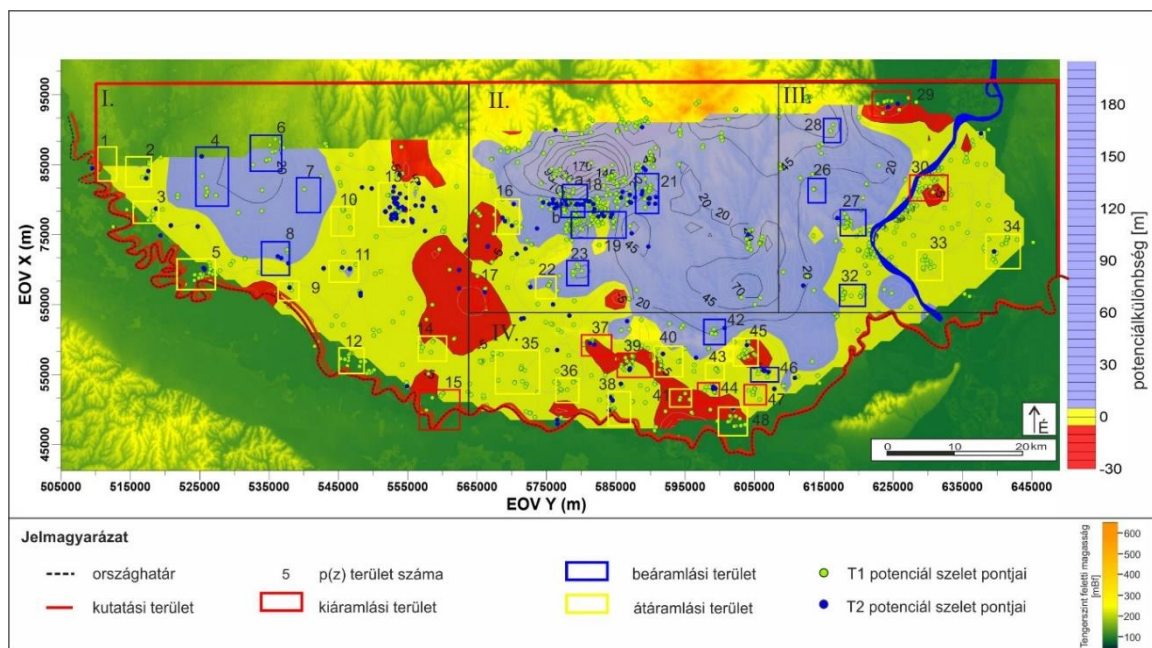
27. ábra: A T4 ((-1000)-(-2000) mBf) eleváció szelet tomografikus folyadékpotenciál térképe

A legmélyebb térkép -2000 és -3500 mBf eleváció közötti tartományt ölel fel, azonban itt nagyon kis területről van adat a Dráva-medence nyugati területén. Ebben a mélységben az áramlási irányok már függetlenek a topográfiai hatásoktól. A terület aljzat térképét figyelembe véve az áramlások iránya a mélyebb medence területek felől a medence peremei felé tartanak, tehát északkelet-, kelet-, illetve délkelet felé. Ebben az eleváció tartományban a hidraulikus emelkedési magasság értékek is magasabb értékeket vesznek fel (max.: 2342 mBf) a sekélyebb tartományok értékeihez képest (max.: 1478 mBf).



28. ábra: A T5 ((-2000)-(-3500) mBf) eleváció szelet tomografikus folyadékpotenciál térképe (Haas 2010 alapján módosítva)

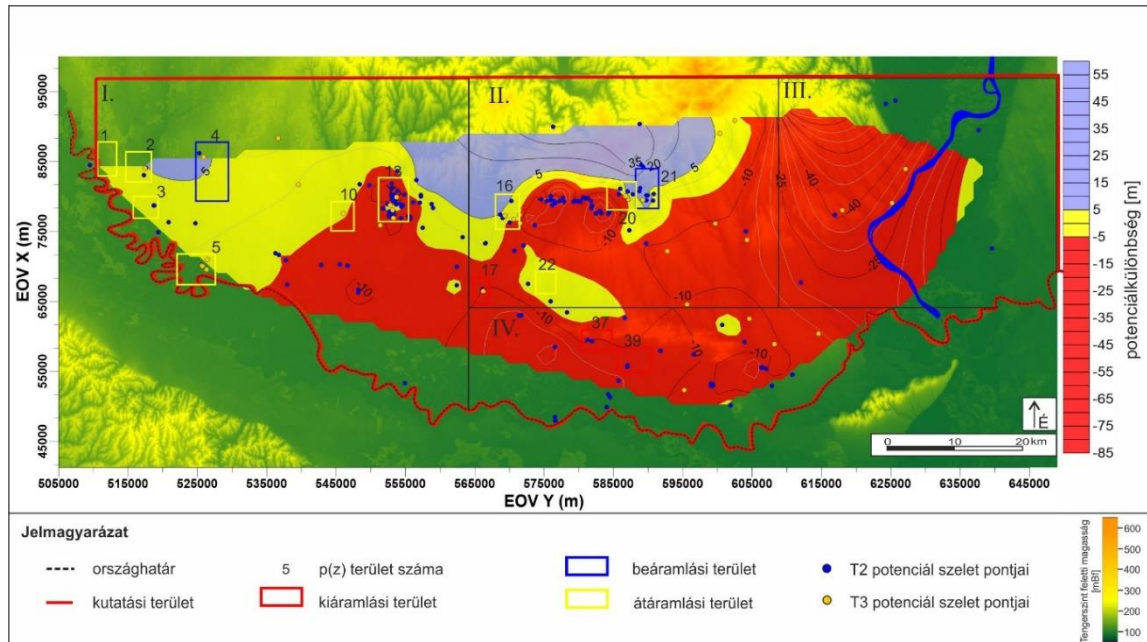
A tomografikus különbség térképek segítségével lehetőségünk nyílik nem csak a horizontális, hanem a vertikális áramlási irányok meghatározására is a két térkép szelet között. Ezáltal a nyomás-eleváció profilok eredményei validálhatók. A térképek megjelenítésére a különböző rezsím területeket eltérő színnel jelöltem. A beáramlási területeket (potenciálkülönbség > 5 méter) kék színnel, az átáramlási zónákat (potenciálkülönbség 5 – (-5) méter között) sárga színnel, míg a kiáramlási területeket (potenciálkülönbség < -5 méter) piros színnel jelenítettem meg. Az 5-5 méteres toleranciát a potenciálkülönbségekben a hidrosztatikushoz képest CZAUNER 2012 és TÓTH 2018 hasonló területeket készített hidraulikai feldolgozásuk alapján választottam. A felső két szelet közötti különbség térkép eredményét mutatja be a 29. ábra. Az így készült térkép összesen 400 méter elevációt fed le 300 mBf és -100 mBf között, és itt összesen 45 darab p(z) profil adatai tartoznak ehhez az elevációhoz. A profilok és a különbség térkép összevetése nagyon jó egyezést mutat, így a vertikális áramlási irányok jól validálhatók és a két módszer jól kiegészíti egymást. A különbség térkép jól mutatja a terület nagy részére jellemző hidrosztatikus viszonyokat (sárga területek), a Dráva-medencei terület északnyugati részén és a Mecsek területén a beáramlási területeket (kék területek), illetve a sekély mélységben is megmutatkozó kiáramlási területeken a Villányi-hegység déli előterében és a Duna mentén.



29. ábra: A  $T_1$  és  $T_2$  tomografikus potenciáltérképek különbség térképe kiegészítve az azonos mélység tartományra készített p(z) profilok eredményeivel

A  $T_2$  és  $T_3$  térkép szeletek közti különbség térképet a 30. ábra mutatja be. Ebben a tartományban már jóval kevesebb adatpont állt rendelkezésre, így csak 14 darab p(z) profil eredményével vethető össze. Bár a különbség térkép a kutatósi terület nagy részét lefedi,

azonban a kevés adat és az adateloszlás miatt csak néhány része értelmezhető biztonsággal a térképnek. Ilyen a Dráva-medence nyugati területe ahol továbbra is a hidrosztatikus viszonyok a meghatározóak, a Mecsek déli területének ki- és átáramlási területe, illetve a Villányi-hegység déli előtere.



30. ábra: A  $T_2$  és  $T_3$  tomografikus potenciáltérképek különbség térképe kiegészítve az azonos mélység tartományra készített  $p(z)$  profilok eredményeivel

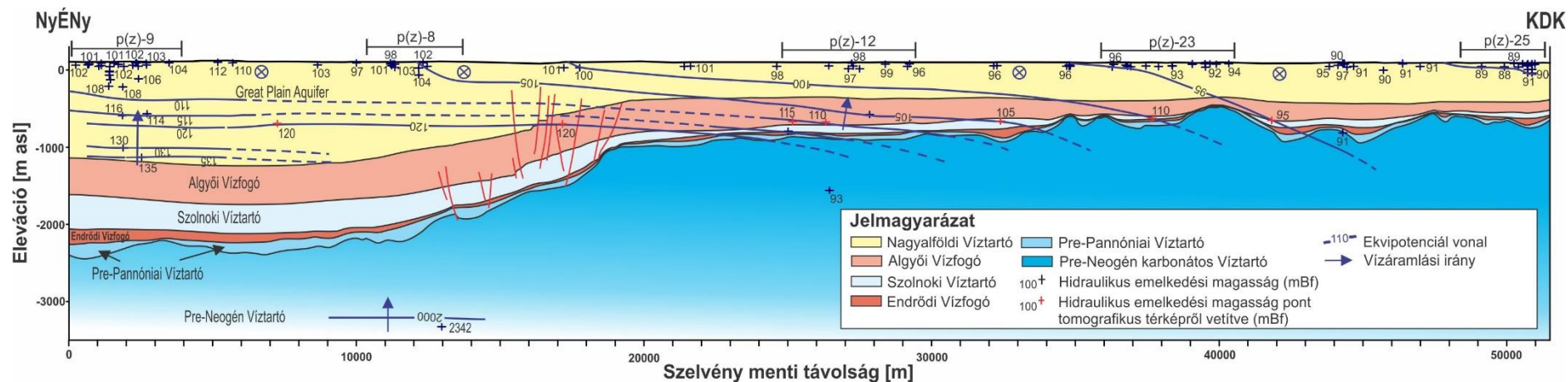
### 5.1.2.2.1. Tomografikus potenciáltérképek eredményeinek összegzése

A tomografikus térképek eredményei alapján az alábbi megállapítások tehetők. A sekélyebb térképek ( $T_1$ ,  $T_2$ ,  $T_3$ ,  $T_4$ ) nagyjából lefedik a kutatási területet és ezek a térképeken a felszínalatti vizek áramlási irányai a topográfiai hatásokat tükrözik, tehát a vízáramlási irányok a magasabban fekvő területek felől az alacsonyabb területek felé tartanak. Ezek eredménye alapján megállapítható, hogy a regionális horizontális áramlási irányok dél, illetve a terület keleti oldalán délkelet felé tartanak. A mélyebb térképeken ( $T_5$ ,  $T_6$ ) az adateloszlás alapján csak a terület Dráva-medencei része volt analizálható. A  $T_5$ -ös térkép áramlási irányai továbbra is a topográfia hatását tükrözik és a regionális áramlási irány dél felé mutat. A  $T_6$ -os térkép ezzel szemben már csak egy nagyon kis területre korlátozódik, itt azonban a felszínalatti vizek áramlási iránya már nem tükrözi a topográfiát. Figyelembe véve az aljzattérképet és a Pre-Neogén aljzat morfológiáját az áramlási irányok a medence területek felől a medence peremek felé tartanak ÉK – K - DK irányba. Mindezekon kívül a hidraulikus emelkedési magasság értékekben is jelentős növekedés tapasztalható a sekélyebb térképek értékeihez képest. A vertikális áramlási irányok pontos meghatározásához hozzájárultak a különbség térképek

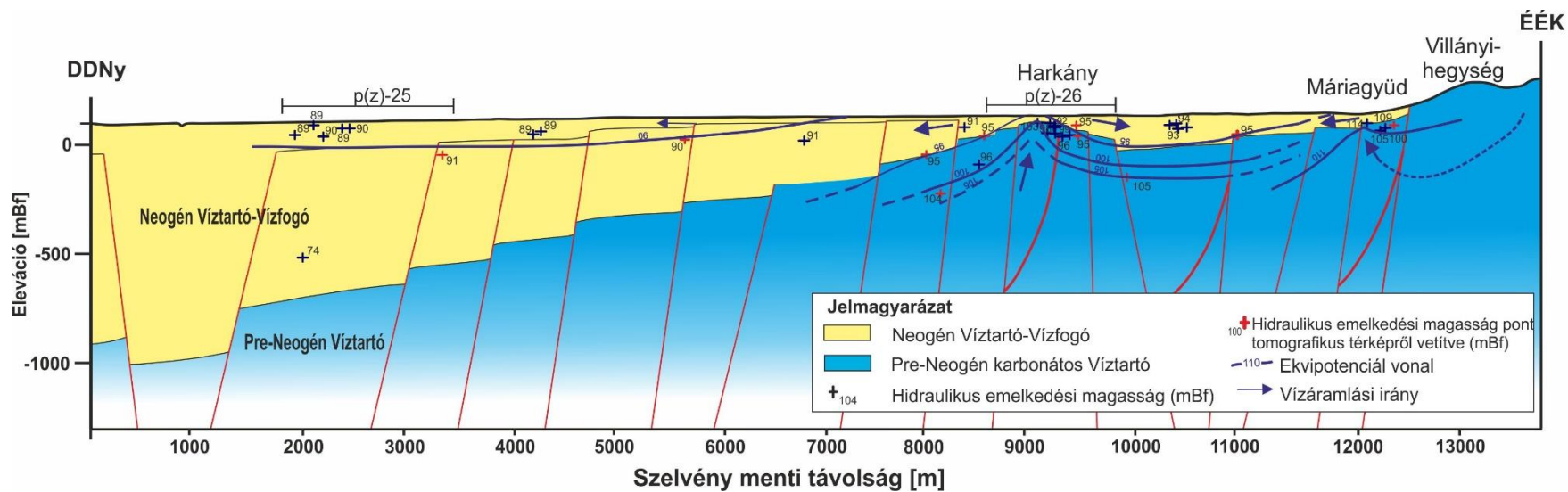
egészen -220 mBf eleváció szintig. Ezalatt a mélység alatt is azonosíthatók a felfelé tartó áramlások főként a sekély beáramlási területek alatt (Dráva-medence), míg -2000 mf eleváció alatt feláramlás azonosítható.

### **5.1.2.3. Hidraulikus keresztmetszvények értékelése és eredményeinek összegzése**

A kutatási területen a horizontális és vertikális áramlási irányok ábrázolásához két hidraulikus keresztmetszvény készült, melynek nyomvonalát a 20. ábra tartalmazza. Az „A” jelű szelvény ÉNy-DK irányú és a Dráva-medencei területet szemlélteti, míg a „B” jelű szelvény DDNY-ÉÉK lefutású a Villányi-hegység déli előterének nyugati részén helyezkedik el. Az „A” jelű szelvény sekély részében hidrosztatikus viszonyok az uralkodók, így horizontális áramlási irányok jellemzőek (31. ábra). A szelvény keleti részén kelet felé tartó horizontális áramlások figyelhetők meg, néhány helyen felfelé irányuló vertikális komponensekkel. A szelvény nyugati részén ahol Pre-Neogén aljzat mélyebben található a Nagyalföldi Vízirtó szintén mélyebben elhelyezkedő rétegeiben felfelé irányuló vízmozgás figyelhető meg. A Pre-Neogén Vízirtóból csekély számú adat áll rendelkezésre a szelvény mentén, így a -3000 mBf alatti eleváció tartományt egy adatpont képviseli -2000 méteres hidraulikus emelkedési magasság értékkel. A „B” szelvény (32. ábra) mentén az adatok -200 mBf eleváció felett helyezkednek el, így ennek a szelvénynek az értelmezése csak a sekély régióban lehetséges. Ebben a sekély régióban a jellemzően hidrosztatikus viszonyok uralkodnak, ennek megfelelően az áramlási irányok horizontálisak és regionálisan dél felé tartanak. Mindemellett Harkány környékén egy pozitív fluid potenciál anomália figyelhető meg a kiemelt helyzetben lévő Pre-neogén vízirtó mezozoos karbonátos közeteiben található vető zónák mentén. A harkányi termálfürdő vízellátására szintén ebben a zónában mélyült egy kút 1873-ban, mely az akkori mocsaras területen foglalta be a feltörő termálvizet. Ennek a potenciál csóvának köszönhetően északi és déli áramlások is beazonosíthatók. Ezek a mélyből feltörő vizek találkoznak a regionálisan dél felé tartó áramlásokkal és egy lokális megcsapolódási területet hoznak létre Máriagyűd és Harkány között. Mindemellett a Máriagyűd térségében észlelhető kiáramlási terület összefüggésben lehet a Villányi-hegység területén beszivárgó, majd a hegység lábánál megcsapolódó hideg lokális vizekkel is. A területen két hidegvízű forrás (10 °C) is azonosítható volt (VADÁSZ 1949; KESSLER 1959), melyek ma már csak időszakosan szolgáltatnak vizet, ezek a lokális áramlási rendszerek kiáramlási területeinek jelenségeként értelmezhetők.



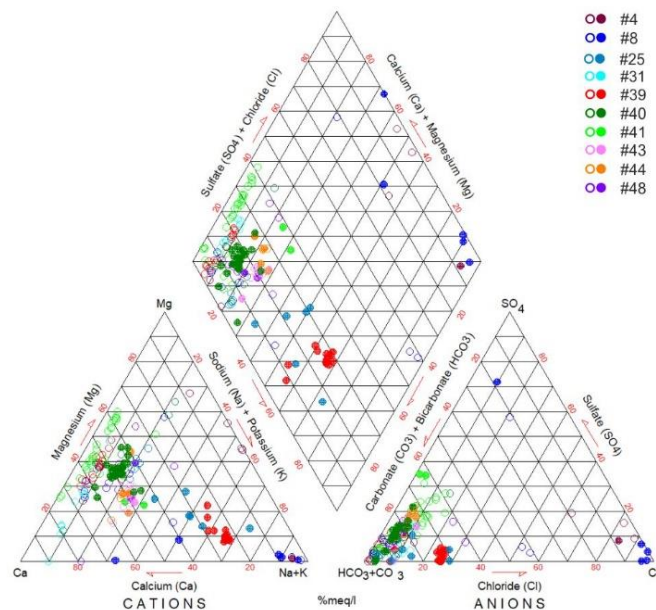
31. ábra: Az "A" jelű hidraulikai keresztmetszvény



32. ábra: A "B" jelű hidraulikus keresztmetszvény

### 5.1.3. Regionális hidrogeokémiai feldolgozás eredményei

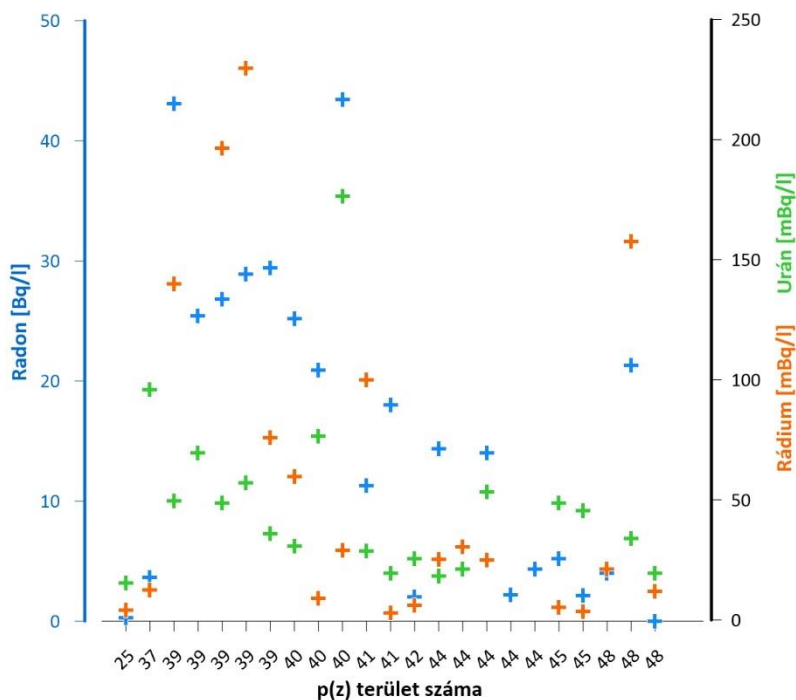
A regionális hidrogeokémiai vizsgálatok célja a medence eredetű fluidumok azonosítása volt a Villányi-hegység déli előterében. Ennek tükrében a feldolgozásba a Villányi-hegység déli előterén kívül eső területekről, csak a Dráva-medence mély kútjainak ( $z=-1392 - -2526$  mBf) adatait vontam be a feldolgozásba, mivel innen álltak rendelkezésre csak mély adatok, illetve a Villányi-hegység déli előteréből származó összes kémiai adatot (a kutak megegyeznek a hidraulikai feldolgozásba bevont kutakkal (13. ábra). Így a regionális hidrogeokémiai feldolgozásba 193 kút archív kémiai adatait használtam fel, melyek 10 p(z) profil területére estek. A kutatási terület felszínalatti vizeinek vízkémiai jellemzését Piper-diagram segítségével szemléltetem (33. ábra). A kutak többsége hasonló kémiai tulajdonsággal rendelkezik és Ca-Mg – HCO<sub>3</sub> dominanciával jellemezhető. Összehasonlítva a legjellemzőbb fáciesekkel a 25 és 39 p(z) profilok mély kútjai Ca-Na, HCO<sub>3</sub>-Cl-SO<sub>4</sub> faciést képviselnek. Ezeknél a profiloknál a domináns kationok a Na és Ca, míg a többi kútnál Ca dominancia a jellemző. Anionok tekintetében bár a HCO<sub>3</sub> a domináns, ezek a kutak elkülönülnek a többitől és eltolódnak a klorid felé. A mélyebb medencéből származó kutak Na-K, Cl-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub> és Na-K, Cl-SO<sub>4</sub> faciessel jellemezhetőek a p(z)4 és p(z)8 profilok területéről (13. ábra). A Harkány környéki vizek fácies (p(z) 9) és magasabb klorid és nátrium tartalma átmenetet jelent a Ca-Mg, HCO<sub>3</sub> fáciesű karsztvizek és a Cl-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub> és Na-K fáciesű mély medence fluidumok között. Más szóval ez egy kevert víz mély medence komponenssel.



33. ábra: A p(z) profilok területén található kutak Piper-diagramja. A különböző színek az egyes profil területeken található kutakat jelölik, az üres körök a Neogén-Vízirtó-Vízfogóba mélyült kutakból, a teli körök a Pre-Neogén-Vízirtóból származnak.

A hagyományos kémiai feldolgozás kiegészítéseként 9 p(z) profil területén radionuklidos vizsgálatokat végeztünk a Villányi-hegység déli előterére fókuszálva, a medence felől érkező fluidumok azonosítása céljából. A radionuklid mérések helyszíneit, eredményeit és a mintázott kutak terepi paramétereit a **II. Melléklet** tartalmazza. A kutak kijelölésénél arra törekedtem, hogy sekélyebb és mélyebb eleváció közökből is legyenek minták, így a különböző áramlási rendszereket megcsapoló kutak is bekerüljenek a feldolgozásba. A radionuklidok fontos kiegészítést szolgáltathatnak a mélyebb eredetű medence fluidumok igazolására eltérő geokémiai viselkedésük révén, mivel a különböző rendű áramlási rendszerekben más lesz a jellemzően jelen lévő radionuklid. A radon, rádium és urán aktivitáskoncentráció értékeket a *34. ábra* mutatja be. A radon aktivitás <5-43 Bq/l, a rádium aktivitás <5-230 mBq/l, illetve az urán aktivitás értékek 12-173 mBq/l között mozogtak, melyek általánosságban véve alacsony értékeknek számítanak. A legmagasabb radon (43-,29-,27-,25 Bq/l) illetve legmagasabb rádium (230-, 196-,140 mBq/l) aktivitás koncentráció értékeket a 39-es harkányi p(z) profil területén voltak. Emellett 158 mBq/l rádium aktivitás koncentráció értéket mutatott a Beremendi Cementmű területén mélyült mély kút (170 méter mély). A legmagasabb urán aktivitást (173 mBq/l) a 40-es p(z) profil területén a büdöstopolcai kutaknál mértünk. A többi p(z) profil területén markáns, kiugró adattal nem találkoztunk. A radionuklidok eredményeit összevetve a kémiai eredményekkel azt láthatjuk, hogy ahol a mélyebb medence eredetű fluidumok hatása látszik a vizek vízgeokémiai fáciesén ott magasabb a rádium és radon koncentráció, ami szintén mélyebb eredetű fluidumok jelenlétére utal, mivel a rádium redukív közegben mobilis, ami ezekre a vizekre jellemző, a radon pedig a rádium leányeleme. Ezen kutak terepi redox potenciál értékei is negatív tartományba estek (**II. Melléklet**). A magasabb urán aktivitás koncentráció oxidatívabb viszonyokat jelez, ahol a felszín felől beszivárgó vizeknek van nagyobb hatása, illetve Büdöstopolca esetében az egykori mocsári üledékekből újra mobilizálódva is bekerülhet a felszínalatti vizekbe.





34. ábra: A mintázott vizek radionuklidok aktivitáskoncentráció értékei

#### 5.1.4. Barlangok hidrogeológiai szempontú felmérése

A Villányi-hegység azon különleges karszterületek közé tartozik, ahol a feláramló termálvizek munkája alakította ki a barlangokat és azok ásványait (VIGASSY és mtsi. 2010). Felfedezéseik antropogén tevékenységekhez kapcsolódnak, hiszen genetikájuknál fogva ritkán nyílik bejáratuk közvetlenül a felszínen. Ezek a hipogén barlangok világszerte ritkaságnak tekinthetők, azonban hazánk földrajzi és földtani adottságainál fogva bővelkedik ezekben a barlangokban. Jelen fejezet a Villányi-hegységben és annak előterében található nagyobb barlangok felméréssel foglalkozik. A barlangok felméréseinek egyik célja a felszínalatti vizek áramlási rendszereinek múltbeli és recens hatásának vizsgálata volt a barlangok kialakulására és jelenlegi folyamataira. Emellett a melegvizes barlangképződési hatások azonosítása, a feláramló termálvíz nyomainak feltérképezése és megértése, illetve a barlangok állapotának egyidejű felmérése volt a cél, melynek során a hidegvizes- és melegvizes barlangképződési környezetek, morfológiai elemek meghatározására törekedtem az egyes barlangoknál, esetlegesen ezek határának beazonosítását tűztem ki célul. Az egyes barlangok formakincsének elemzésével a *Hiba! A hivatkozási forrás nem található. fejezetben* bemutatott tanulmányok foglalkoztak, azonban ezekben részletesen csak a Nagyharsányi-kristálybarlang és a Beremendi-kristálybarlang melegvizes formakincseinek részletes elemzése történt meg. A Villányi-hegységben az Országos Barlangnyilvántartás szerint 23 barlang ismert, melyek közül 5 éri el az 50 méter feletti hosszúságot. A hegység barlangjainak többségénél azonosítható a

melegvíz általi járatképződés, a tektonikai preformáció hatása, illetve néhány barlang kialakulásában a felszín felől szivárgó hideg vizeknek volt jelentős szerepe (LORBERER és RÓNAKI 1978; RÓNAKI 2000; VIGASSY és mtsi. 2010). A felmérésbe a hegység 50 métert meghaladó 5 db barlangját vontam be (35. ábra), melyek: Máriagyüdi-barlang, Nagyharsányi-kristálybarlang, Beremendi-kristálybarlang, Váraljai-barlang, Borpince-barlangját. Ezen kívül a Siklós vár kútjának I.-II.-III. számú barlangjai kerültek felmérésre, mivel a kút eléri a karsztvízszintet. A felmérés során fotó dokumentációt készítettünk, ahol a járatok elérték a vízszintet ott megtörtént a terepi paraméterek (hőmérséklet, vezetőképesség, pH, oldott oxigén, redox potenciál) rögzítése és vízmintát vettünk későbbi laboratóriumi elemzésre, általános- és nyomelem kémiára, illetve radionuklidokra.

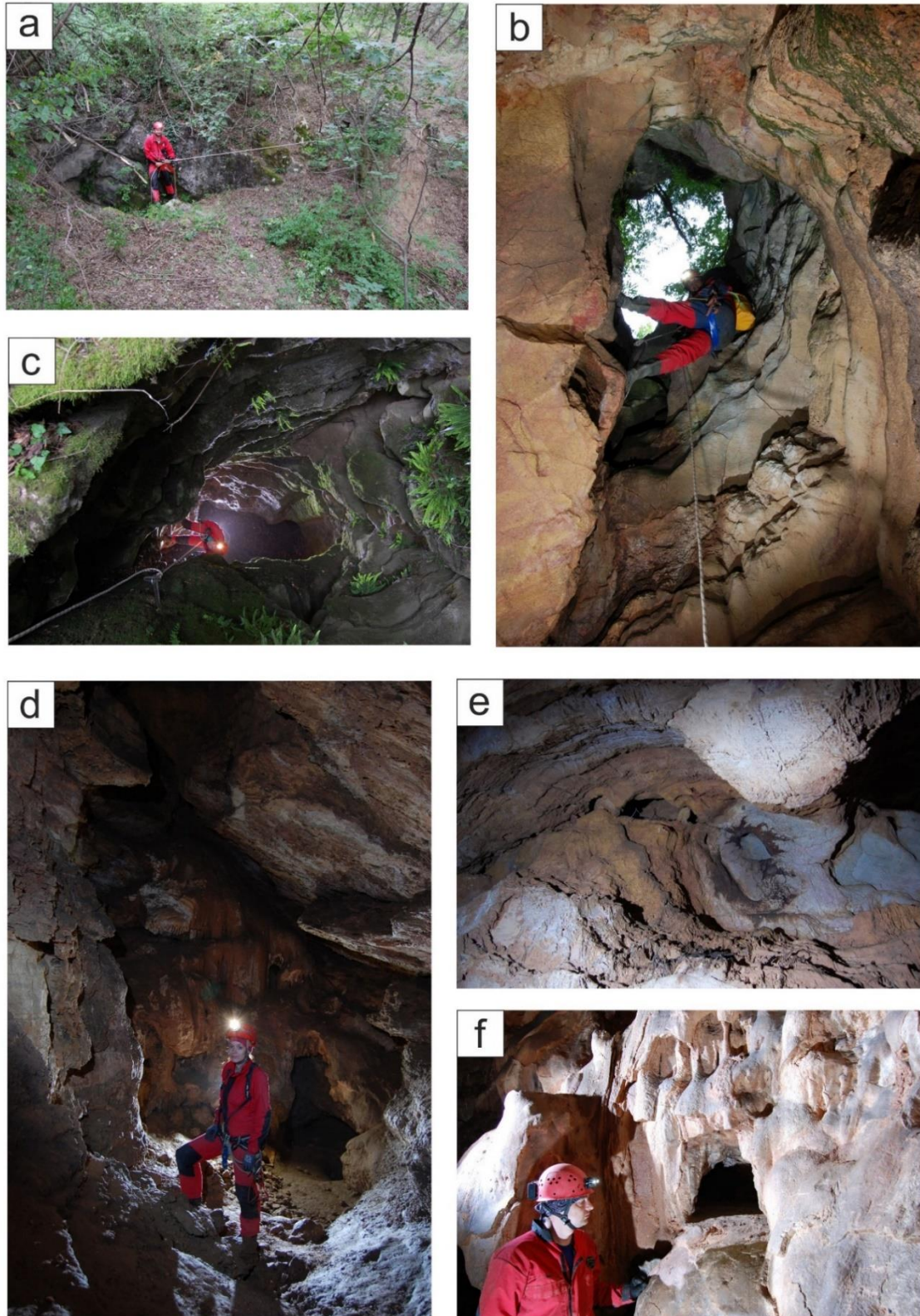


35. ábra: A felmérésbe bevont barlangok elhelyezkedése a Villányi-hegység déli előterében

#### 5.1.4.1. Máriagyüdi-barlang

A Máriagyüdi-barlang (kat.sz.:4150-17) a Villányi-hegység harmadik leghosszabb barlangja, Siklós-Máriagyüd településtől északnyugatra helyezkedik el, anizusi korú vastagpados mészkőben jött létre, a Villányi-hegység nyugati részén. A barlang bejárata egy függőleges, körülbelül 8 méter mély aknával indul. Az akna alján (Zsomboly-terem) egy szűk lebújáson keresztül lehet a barlang egy nagyobb termébe jutni (Litoklázis-terem), ahonnan szintén egy szűkületen át lehet a barlang legnagyobb termét elérni (Denevér-terem). A bejárati akna formakincsét tekintve hidegvizes barlangképződésre utal. A falakon hidegvizes oldásformák – karrok találhatók, emellett a bejárati akna zsomboly szerű (36. ábra, **Hiba! A hivatkozási forrás nem található.** a-c.). A litoklázis terem egy keleti dőlésű, meredek litoklázis mentén alakult ki, a tektonikus preformációnak köszönhetően (RÓNAKI 2000). A terem falait hidegvizes formák díszítik, cseppkő kérgekkel és cseppkő maradványokkal. Utóbbiakat a barlang könnyű megközelíthetősége miatti sok helyen megrongálták. A hidegvizes formák felületei nagy

mértékben átalakultak, amely melegvizes hatásnak tulajdonítható. Ennek a hatásnak a nyomai a Denevér-teremben szintén megfigyelhetők, ahol a cseppkő képződmények és a barlang befoglaló kőzete nagyobb mértékben átalakult. A termálvizes hatásra a kőzet mállott felületű, könnyen kaparható, morzsolható. Szintén melegvizes barlangképződésre, illetve hatásra utal a teremben található nagyobb gömbfülkék megléte is (36. ábra, d-f.). A terem morfológiája nagyban hasonlít a Budai Termálkarszton található hipogén barlangok járatainak morfológiájára. A tisztán hidegvizes formák és a melegvizes hatást tükröző formák körülbelül a bejárathoz képest 10 méter mélységben váltanak 208 méter tengerszint feletti magasságban. A barlang bejárata kapcsolatban áll a felszínnel, mely szintén az epigén barlangképződésre utal. Mivel a barlang nyílt karsztos területen helyezkedik el így mai formakincsét a beszivárgó esővíz formálja, ami egy kis vízfolyás formájában meg is jelenik a barlang jelenlegi végpontján.



36. ábra: A Máriagyüdi-barlang; a. bejárat; b-c. bejárat akna; d-e. oldott, kerekített formák; f. visszaoldott cseppkő képződmények (Fotók: Hegedűs András)

#### 5.1.4.2. Siklós vár kútjának barlangjai

Siklós település központjában a triász időszi *Csukmai Dolomitból* felépülő Vár-hegyen – ami az alaphegység egy kiemelt helyzetű karbonátos rögét képviseli – helyezkedik el a Siklói vár, melynek udvarán található egy kút, melyben vaslétra segítségével lehet a mélybe ereszkedni (37. ábra a-b). A vár vízellátásának biztosítására ásott 38 méter mély kút tárja fel az I., II.- és III. számú barlangokat (kat.sz.:4150-20-21-22). Korábban a vár vízellátását egy búvárszivattyú segítségével oldották meg, ami a mai napig megtalálható a kútban, azonban már nem üzemel. A III. sz. barlang 38 méteres mélységben eléri a karsztvízszintet (37. ábra c.), az itt található víz hőmérséklete 20,1 °C. A barlangi víz fiziko-kémiai paramétereinek és általános vízkémiai összetételének adatait a 10. táblázat tartalmazza. A kút összesen 3 barlangot tár fel, azonban egyik barlang sem haladja meg a 10 méter hosszúságot. Az I. és II. számú barlang gyakorlatilag két egymással párhuzamos hasadék, melyek falát borsókövek és cseppkőképződmények borítják (37. ábra e-g.). A III. számú barlang a kút alján található hasadék, melyre nem jellemzőek a másik két barlangban látható formák, falai képződmény-mentesek. A kútban található barlangok a kút mélyítése közben tárultak fel, melyek kialakulását legnagyobb mértékben a tektonikus preformáció befolyásolta. Bár a kút alján a harmadik számú barlang megközelíti a langyos karsztvízszintet az az üreg recens fejlődésében nem játszik szerepet. A barlangban található melegvizes barlangképződésre utaló kiválások (borsókő) a mészkő repedéseit egykoron átjáró víz jelenlétére utalnak. A felméréskor a vízszint 85 méter tengerszint feletti magasságban helyezkedett el.

10. táblázat: A siklói vár kút barlangjának terepi és általános vízkémiai paramétere

Dátum	Hőm. [°C]	Vezető képesség [μS/cm]	pH	Oldott oxigén [mg/l]	Oldott oxigén [%]	Redox potenciál [mV]
2020.07.15	20,1	1075	6,81	31	7	254,6
HCO <sub>3</sub> [mg/l]	Ca <sup>2+</sup> [mg/l]	Mg <sup>2+</sup> [mg/l]	K <sup>+</sup> [mg/l]	Na <sup>+</sup> [mg/l]	Cl <sup>-</sup> [mg/l]	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> [mg/l]
410	99,3	44	13	33	31,5	111



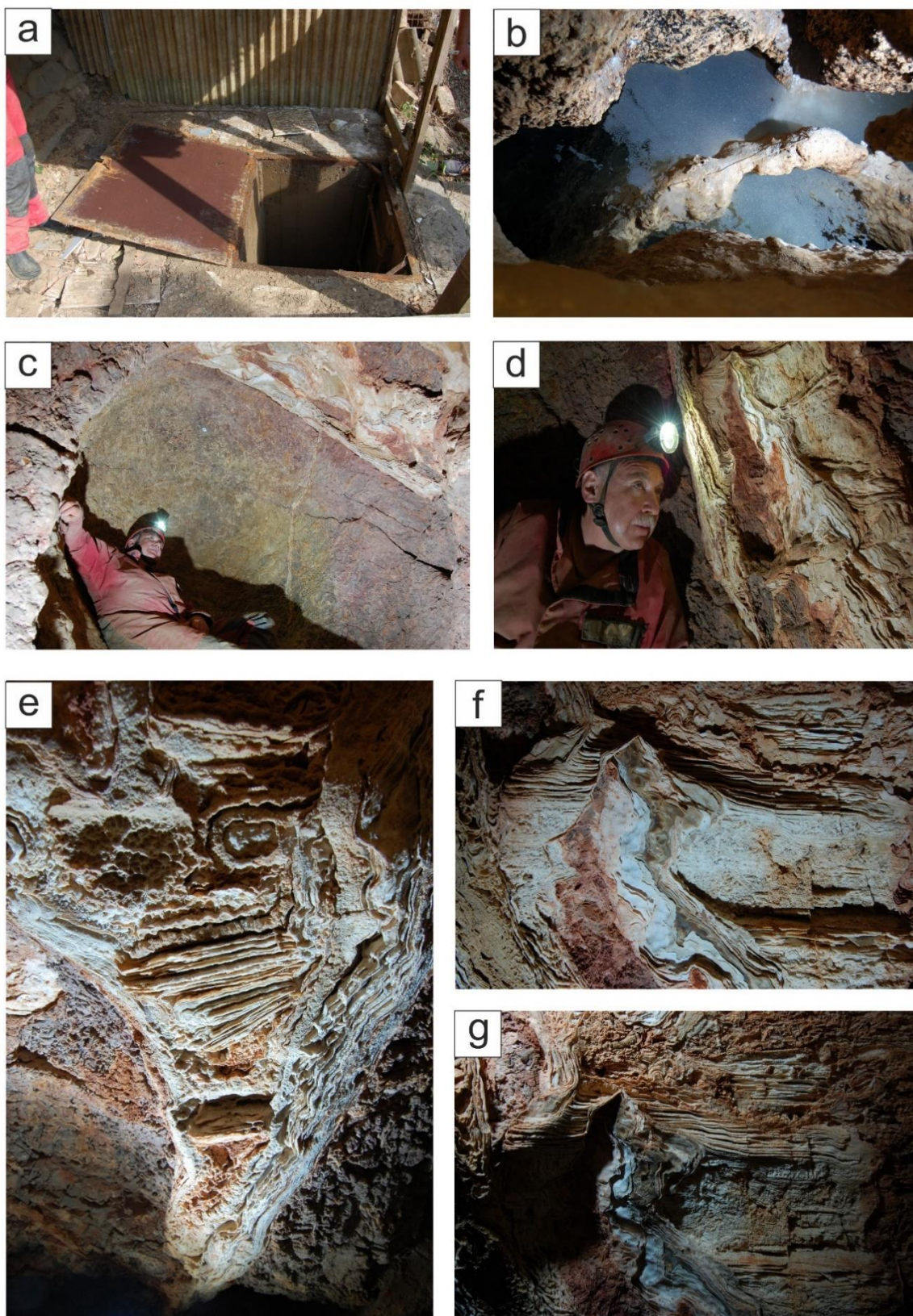
37. ábra: A Siklősi vár kútjának barlangjai; a. a kút bejárata; b. a kútban található vaslétra és a vízkitermeléshez tartozó vascsövek; c. és d. a kút fenekén található karsztvíz és a III.-barlang hasadéka; e. I.-barlang; f. és g. II.-barlang (Fotók: Hegedűs András)

### 5.1.4.3. Váraljai-barlang

A Váraljai-barlang (kat.sz.:4150-18) Siklós belterületén, a Várhegy DNy-i oldalában, a Váralja u. 38. sz. alatt nyílik 106 m tengerszint feletti magasságban, nem messze a Siklósi vár kútjának barlangjaitól. A barlang a vár kútjának barlangjaihoz hasonlóan az alaphegyég egy kiemelt rögében található, középső Triász időszi *Csukmai Dolomitban* keletkezett. A Váraljai-barlangot 2000-ben fedezték fel, ez előtt a barlangnak nem volt kapcsolata a felszínnel, ma bejáratát egy akna fedél zárja le (38. ábra a.). A barlang jelenleg ismert hossza 60 méter, mélysége 24 méter - ami a karsztvízszint ingadozásától változik. A barlang a karsztvízszint szintje alatt is folytatódik körülbelül 10-12 méter mélységig. A barlang vízszintes kiterjedése mindössze 14 méter. Járatai főként beépítetlen terület alatt húzódnak. A barlang jelenlegi végpontja eléri a karsztvízszintet, melynek hőmérséklete 20 °C-os, terepi paramétereinek és általános vízkémiájának adatait a 11. táblázat tartalmazza. A barlang egy markáns É-D-i irányú tektonikus hasadék mentén alakult ki, szép példája a Villányi-hegység langyos- illetve melegvizes barlangképződésének. Legjellegzetesebb formái a gömbüstök, borsó kövek, kalcit lemezek, melyek melegvizes barlangképződésre utalnak. A barlangi tó felszínén jelenleg is kalcit lemezek képződnek (38. ábra b.). A barlang melegvizes formáihoz tartoznak továbbá a gömbfülkék, melyek genetikájával, kitöltési viszonyaival korábbi tanulmányok részletesen is foglalkoztak (Dezső és Tóth 2006). Egy hasadék mentén a gömbfülkék kapcsolatban vannak egymással. A barlangban található legnagyobb gömbfülke átmérője eléri a 3 métert (38. ábra c.). A barlang leglátványosabb formái közé tartoznak azok a kalcit lemezek, melyek hasadék kitöltő módon jelennek meg a barlangban (38. ábra d-g.). A barlang befoglaló kőzetét ért melegvizes hatásra az oldódni kezdett, következményeként a barlang aljzatát dolomitliszt borítja, mely a befoglaló kőzetből származik. A felméréskor a karsztvízszint körülbelül 85-90 mBf magasságban volt, mely megegyezik a Vár kútjának vízszintjével. A két barlangban található víz kémiai elemzésének eredményei is nagy hasonlóságot mutatnak, így feltételezhető a hidraulikai kapcsolat a két barlang között, mindkettő a térség karsztvízszintjét tárja fel

11. táblázat: A Váraljai-barlang terepi és általános vízkémiai paramétere

Dátum	Hőm. [C°]	Vezető képeség [μS/cm]	pH	Oldott oxigén [mg/l]	Oldott oxigén [%]	Redox potenciál [mV]
2020.07.15	20,1	1055	6,86	18	1,6	257
HCO <sub>3</sub> [mg/l]	Ca <sup>2+</sup> [mg/l]	Mg <sup>2+</sup> [mg/l]	K <sup>+</sup> [mg/l]	Na <sup>+</sup> [mg/l]	Cl <sup>-</sup> [mg/l]	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> [mg/l]
417	95	46	12	33	29	113



38. ábra: A siklósi Váraljai-barlang; a. bejárat; b. karsztvízszint; c. gömbfülke; d-g. üreg kitöltő kalcit lemez kiválások (Fotók: Hegedűs András)



#### 5.1.4.4. Borpince-barlangja

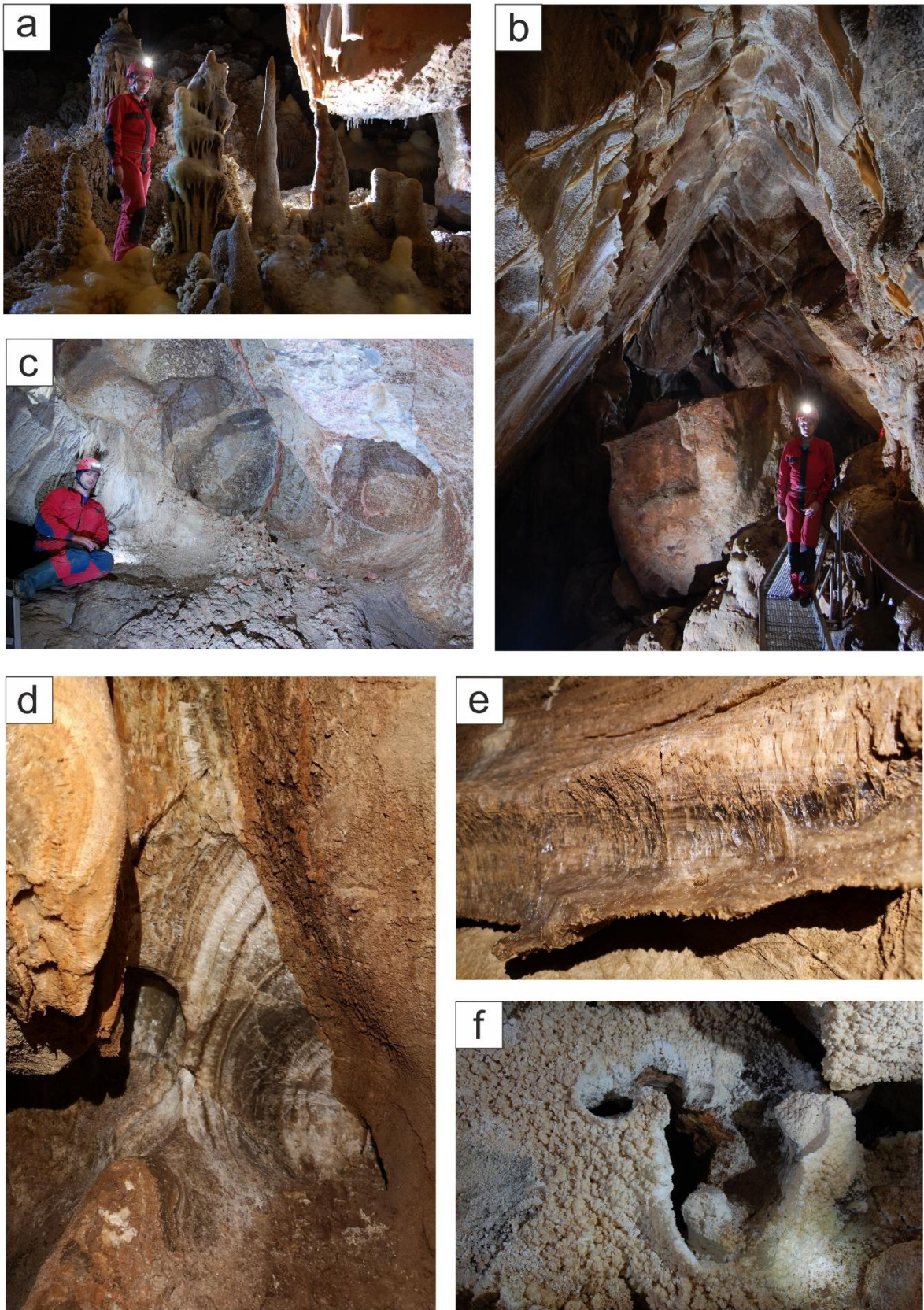
A barlang (kat.sz.:4150-13) a Villányi-hegység vonulatának keleti oldalán helyezkedik el, Villány település belterületén. Jelenleg a Csányi Pincészet pincesorán keresztül közelíthető meg, a pince építésének munkálatai tárták fel 1968-ban, ahol egy fülke kialakítása közben találták meg a barlangot, a barlang nem állt kapcsolatban a felszínnel. A barlang a mai napig a pincészetén keresztül közelíthető meg, a fülkében egy használaton kívüli 35 méter mély karsztkút is található (39. ábra a.). A barlang falai képződményekben gazdagok – cseppkövek és főként fehéres-sárgás-barnás-vöröses borsókövek borítják (39. ábra b-e.). A barlang egy tektonikus törés mentén alakult ki, azonban a hideg- és melegvizes képződmények egyaránt megfigyelhetők falain, legmagasabb pontja 12 méter magasra nyúlik fel egy kürtő formájában. A falakat gazdagon borítják cseppkövek, melyek hidegvizes hatásokra utalnak, azonban ezeket szinte mindenhol gazdag borsókő kéreg fedi, mely a barlangot ért melegvizes hatásról tanúskodik. Emellett a barlangban fél gömbfülke morfológiai elemek is láthatók. A repedéseket sok helyen töltik ki kalcit telérek, illetve a barlang aljzata is kalcit lemezekből épül fel, melyek több helyen kőgombákat formálnak. Ezek a lemezek a barlangban korábban jelen lévő szabad víz felszínén képződtek, majd lesüllyedtek. A barlangban egykor jelen levő meleg vagy langyos víz tavat alkotott, az egykori vízszintet is ezek a kőgombák jelzik (39. ábra f.). A barlang jelenlegi aljzata, illetve a kőgombák gallérja ~ 115 méter tengerszint feletti magasságban helyezkednek el. A barlangban ma már nem található meg a meleg víz. A morfológiai elemek és a képződmények elhelyezkedése alapján a barlang kialakulásának első fázisa tektonikai mozgásokhoz köthető, majd ezután érte melegvizes hatás. A képződmények elhelyezkedése alapján valószínűsíthetően a barlangot teljesen szelvényben kitöltötte a meleg víz, nem állapítható meg határvonal a hidegvizes és melegvizes barlangformák között.



39. ábra: A Borpince-barlang; a. bejárat; b-d. borsóköves kiválások; f. kőgombák (Fotók: Hegedűs András)

#### 5.1.4.5. Nagyharsányi-kristálybarlang

A Nagyharsányi-kristálybarlang (kat.sz.:4150-4) a Villányi-hegység leghosszabb barlangja 1500 méter hosszúságával, Nagyharsány község területén a Duna-Dráva Cement Kft. által működtetett mészkő bányában nyílik. A barlangot a bányaművelés közben találták meg. A barlang – eltérően a térség többi barlangjának É-D-i irányultságától – egy kelet-nyugati irányú tektonikai törésvonal mentén alakult ki a Nagyharsányi Mészkő Formációban. A barlang formakincsére a hidegvizes és melegvizes formák egyaránt jellemzőek. A hidegvizes formák, főként a barlang nyugati ágára jellemzőek (a bejáratától számítva), itt azonban nagyon gazdagon borítják a falakat álló- és függő cseppkövek, szalma cseppkövek, cseppkő lefolyások és cseppkőzászlók (40. ábra a.). A cseppkő-képződményekre és a falakra sok helyen borsókő települt. A tektonikai hatásoknak köszönhetően a barlang felső járataiban jellegzetes keresztmetszelvények alakultak ki, melyek a leszakadt nagy mészkő tömböknek köszönhetőek (40. ábra b.). A barlangot ért melegvizes hatás főként a keleti, mélyebb részben, illetve a barlang középső szakaszának mennyezetén figyelhető meg. Jellegzetes és jelentős méretű gömbfülkék és gömbfülke sorok alakultak ki a főtében (40. ábra c.). A mélyebb részek formakincse azt igazolja, hogy ezt a részt nagyobb fokú termálvizes hatás érte, mint a barlang keleti részét. Túlnyomóan a melegvizes formák a jellemzőek, úgy mint borsókővek, kalcitkitöltések. A repedéseket kitöltő kalcit erek vastagsága általában több tíz centiméteres (40. ábra d-e.), de sok helyen meghaladja akár az egy métert is. Színük az átlátszótól a sötétvörösig változik. A barlang alsóbb részeinek oldás formái erős korróziós hatást feltételeznek (40. ábra f.). A barlang ezen részének járat szerkezete labirintus szerű, zezugos, a járatok egymás alatt és felett helyezkednek el, a hipogén barlangok tipikus jegyének megfelelően. Jelenleg a barlangban csak a felszín felől beszivárgó csapadékvíz található meg. A barlang kialakulásában a hideg és melegvizes barlangképződésnek is szerepe volt, azonban a melegvizes hatás az egész barlangot érte, nincs éles határ a két keletkezési típus között, de ez a hatás a keleti részben és a mélyebb régiókban jelentősebb.



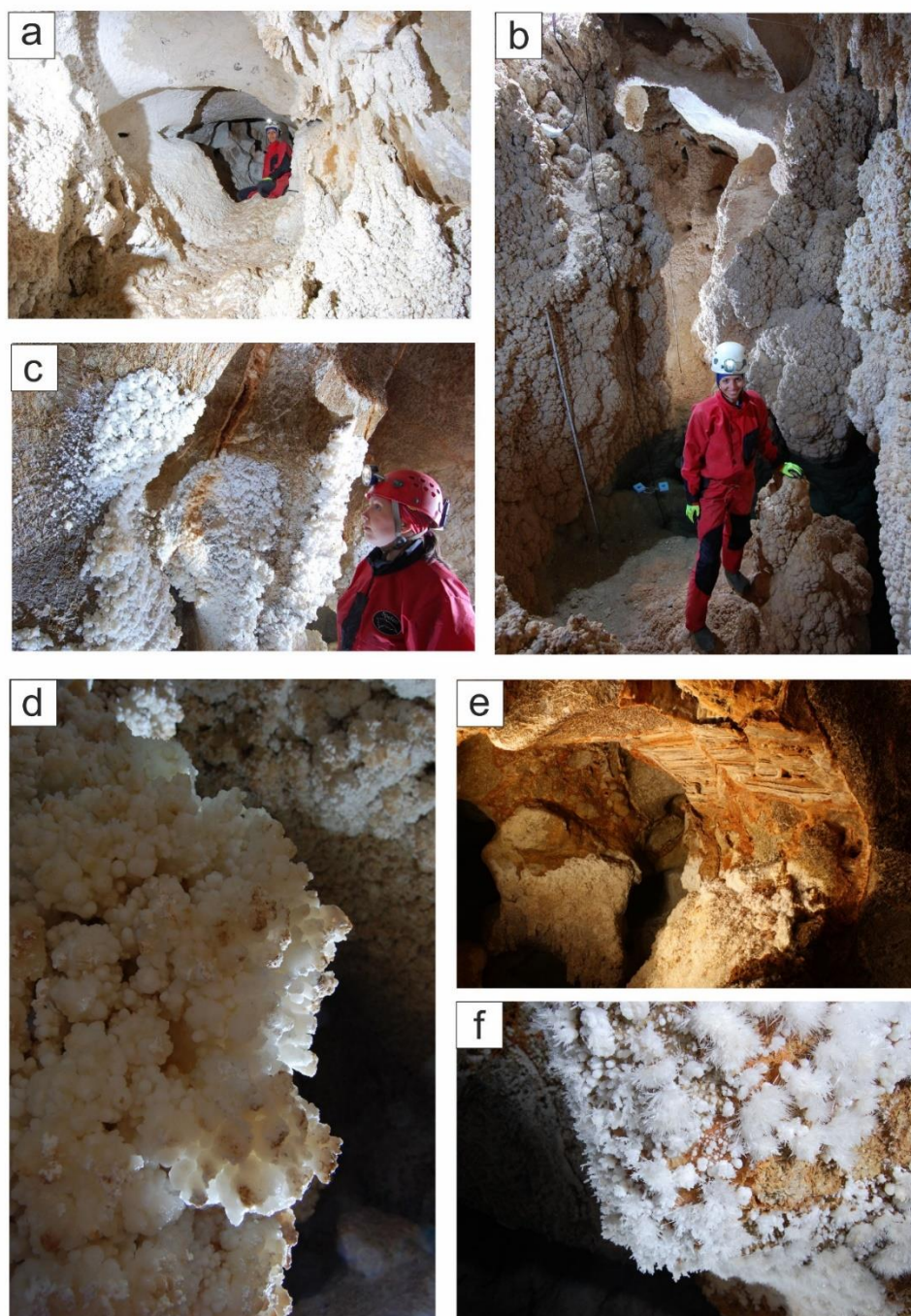
40. ábra: A Nagyharsányi-kristálybarlang; a. álló- és függő cseppkövek; b. jellegzetes járatszelvény; c. gömbfülke sor; d-e. kalcit kiválások; f. korróziós hatást mutató képződmény (Fotók: Hegedűs András)

#### 5.1.4.6. Beremendi-kristálybarlang

A Beremendi-kristálybarlangot (kat.sz.:4150-1) a Nagyharsányi-kristálybarlanghoz hasonlóan bányaművelés közben fedezték fel a Duna Dráva Cement Kft. beremendi bányájában. Mivel a Beremendi-kristálybarlang a lokális feldolgozás részét is képezi így a barlang vizének elemzésével az 5.2.2 fejezetben foglalkozom részletesen, ez az alfejezet a többi barlanghoz hasonlóan csak a barlang kiválásaira és morfológiai sajátosságaira fókuszál. A barlang a Villányi-hegységtől távolabb a kiemelt helyzetben lévő Beremendi-rög Nagyharsányi Mészkö formációjában alakult ki. Járatainak elhelyezkedése labirintus-szerű, bejáratának nincs kapcsolata a felszíni topográfiával és a bányaművelés előtt sem volt. A felmérésbe bevont barlangok közül ez a barlang leggazdagabb formakincsekben. Sok helyen található a barlangban gömbfülkék és lekerekített formák, melyek intenzív oldódásra utalnak (41. ábra a.). A barlang Déli-szakaszának legmélyebb pontján a Tavasz-teremben a járatok elérik a langyos karsztvízszintet (41. ábra b.), melynek hőmérséklete 18,4 °C-os, terepi paramétereit, illetve általános vízkémiáját a 12. táblázat tartalmazza. A falakat a tó körül is mindenütt borsókövek tarkítják, melyek a vízszint ingadozásának zónájában enyhe visszaoldódást mutatnak. A barlang magasabban fekvő járatainak falát sok helyen a fehér borsókő kiválások foltokban tarkítják (41. ábra c.). A barlangra jellemző egyedi ásványtársulás a huntit sok helyen jelenik meg a hófehér kiválásokon (41. ábra d.), amely szintén melegvizes hatásra utal. A siklói Váraljai-barlanghoz és a Nagyharsányi-kristálybarlanghoz hasonlóan számos helyen találunk repedést kitöltő kalcit lemezeket, melyek színe a fehértől a vörösig változik (41. ábra e.). Ezek a barlangot ért melegvizes hatás előtt keletkezettek, mivel sok helyen a kalcit-teléreken is látszik az oldódás és a gömbszerű képződmények részét képezik ezek a kiválások. A barlangot ért korrózív melegvizes hatás a barlang befoglaló kőzetén is látható, melynek felszíne erősen mállott. A barlang leglátványosabb kiválásai a tús aragonit kristályok, melyek az Északi-szakasz kristály termében találhatóak (41. ábra f.). A barlang kialakulásában és formálásában nagy szerepe volt a meleg víznek, a térség leglátványosabb melegvízhez köthető formái találhatóak itt. A képződmények elhelyezkedése alapján a barlang teljes kiterjedését érte a melegvíz. A barlangban jelen lévő langyos víz recens barlangformáló tevékenysége az 5.2.2 fejezetben kerül részletesen bemutatásra.

12. táblázat: A Beremendi-kristálybarlang terepi és általános vízkémiai paramétereit

Dátum	Hőm. [C°]	Vezető képesség [μS/cm]	pH	Oldott oxigén [mg/l]	Oldott oxigén [%]	Redox potenciál [mV]
2020.07.15	18,4	462	7,4	80	7,4	171
HCO <sub>3</sub> [mg/l]	Ca <sup>2+</sup> [mg/l]	Mg <sup>2+</sup> [mg/l]	K <sup>+</sup> [mg/l]	Na <sup>+</sup> [mg/l]	Cl <sup>-</sup> [mg/l]	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> [mg/l]
177	34	26	4	21	15	62



41. ábra: A Beremendi-kristálybarlang; a. gömbfülkék és lekerekített, oldott formák; b. karsztvízszint; c-d. borsókő kiválások; e. üreg kitöltő kalcit kiválások; f. tűs aragonit kiválások (Fotók: Hegedűs András)

#### 5.1.4.7. Barlangi felmérések összegző eredményei

A felmért barlangok közül a Máriagyüdi-barlang helyezkedik el a legmagasabb topográfiai helyzetben. Csak ebben a barlangban van nyoma a hideg és melegvizes barlangképződés határának, vagyis annak, hogy mi lehetett a melegvíz legmagasabb előfordulása. Az összes többi barlang alacsonyabb tengerszint feletti magasságon helyezkedik el, így a barlangok legmagasabb helyzetben lévő pontjain is van nyoma melegvizes barlangképződésnek. A barlangokban azonban keveredik a hideg- és melegvizes formák megjelenése. Mindegyik barlangra jellemző a korábban hidegvízből kiváló cseppkövek jelenléte, melyeket később melegvizes hatás ért. A legmarkánsabb melegvizes hatás eredményeként létrejött hasadék kitöltő kalcit erek a Beremendi-, Nagyharsányi- és Siklós Váraljai-barlangokban a legszembetűnőbbek. Ezen barlangok járatai helyezkednek el a legnagyobb mélységben (13. táblázat). A térségben található barlangok nagy többségére jellemző a hipogén barlangok több tulajdonsága is. A szövevényes járatszerkezet a Beremendi-kristálybarlangra a legjellemzőbb, de a Nagyharsányi-kristálybarlang keleti ágára is jellemző. Szintén közös tulajdonság a bejárat függetlensége a felszíni topográfiától – ez alól a Máriagyüdi-barlang képez kivételt, ami természetes bejáratokkal rendelkezik – a többi barlangot építkezések, illetve bánya munkálatok tárták fel és tették ismertté. A felmérésben szereplő összes barlangban megjelennek a melegvizes formák, úgy mint gömbfülkék, borsókövek, kalcit-lemezek. A melegvíz egykori legmagasabb helyzete a Máriagyüdi-barlangban volt meghatározható 208 méter tengerszint feletti magasságban, ez felett már tisztán epigén hatás volt megfigyelhető.

13. táblázat: A felmért barlangok vertikális kiterjedésének adatai az aktuális vízszint adatokkal  
(Adatok forrása: Országos Barlangnyilvántartás)

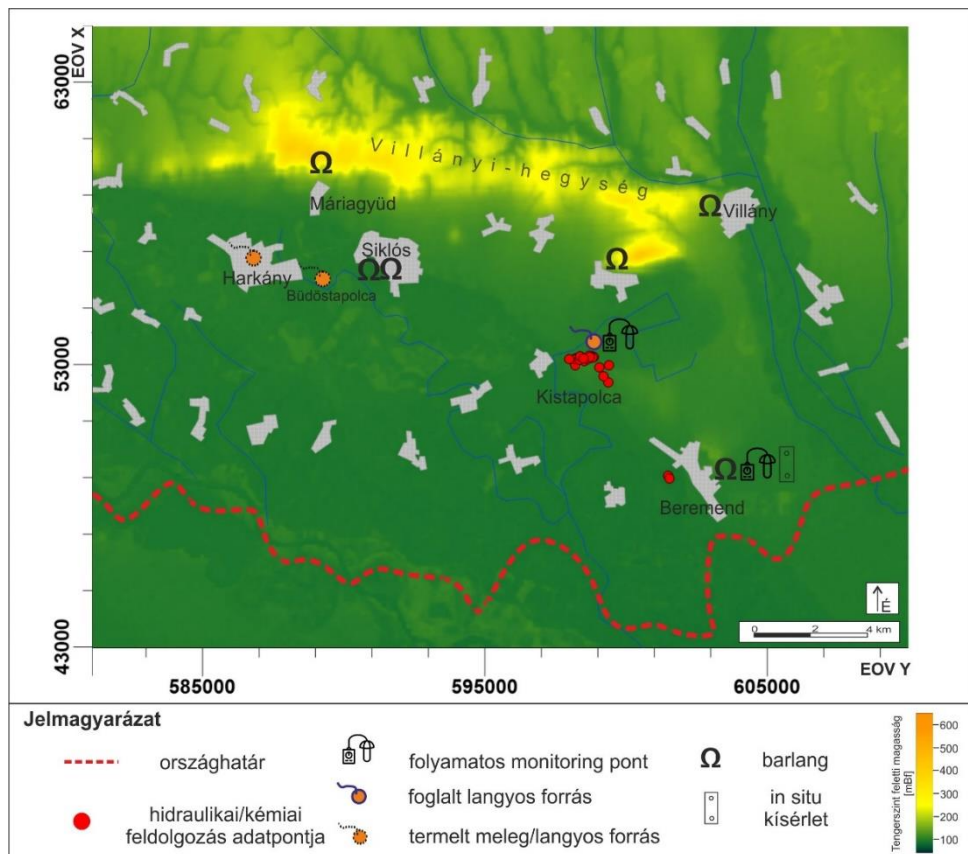
Barlang neve	Helyzet Max. [mBf]	Helyzet Min. [mBf]	Mélység [m]	Vízszint [mBf]
Beremendi-kristálybarlang	141,9	97,8	-44	85-98
Borpince-barlangja	166,7	153,4	-13	-
Máriagyüdi-barlang	218,8	196	-22,8	-
Nagyharsányi-kristálybarlang	165,5	101,2	-64	-
Váraljai-barlang	106	94,2	-12	85-90
Siklós vár-kút barlangjai	123	83	-40	85

A felmért barlangok közül a Beremendi-, a Siklós vár kútjának III.-as számú-barlangja és a Váraljai-barlang éri el a vízszintet vízállástól függően körülbelül ~ 85-100 mBf tengerszint feletti magasságban. A vízszinteket a barlang poligonjainak készítésekor állapotokat tükrözik,

de megközelítőleg ugyanott helyezkednek el. A Siklóson található barlangok vízkémiája hasonló, tehát ugyanazt a vízszintet tárják fel, azonban a Beremendi-kristálybarlangban található víz kémiai összetétele erősen eltér ezektől.

## 5.2. Lokális feldolgozások

A lokális feldolgozások keretében a Villányi-hegység déli előterében a természetesen megcsapolódó felszínalatti vizekhez köthető jelenségekre, illetve a felszínalatti vizeket feltáró Beremendi-kristálybarlangra fókuszáltam. A feldolgozásba Kistapolca településen található langyos vízű forrás hidrogeológiai háttere került részletes vizsgálatra, illetve a Beremendi-kristálybarlangban található langyos víz és ennek aktuális, balrangképződést befolyásoló szerepét vizsgáltam egy *in situ* kísérlet segítségével (42. ábra).

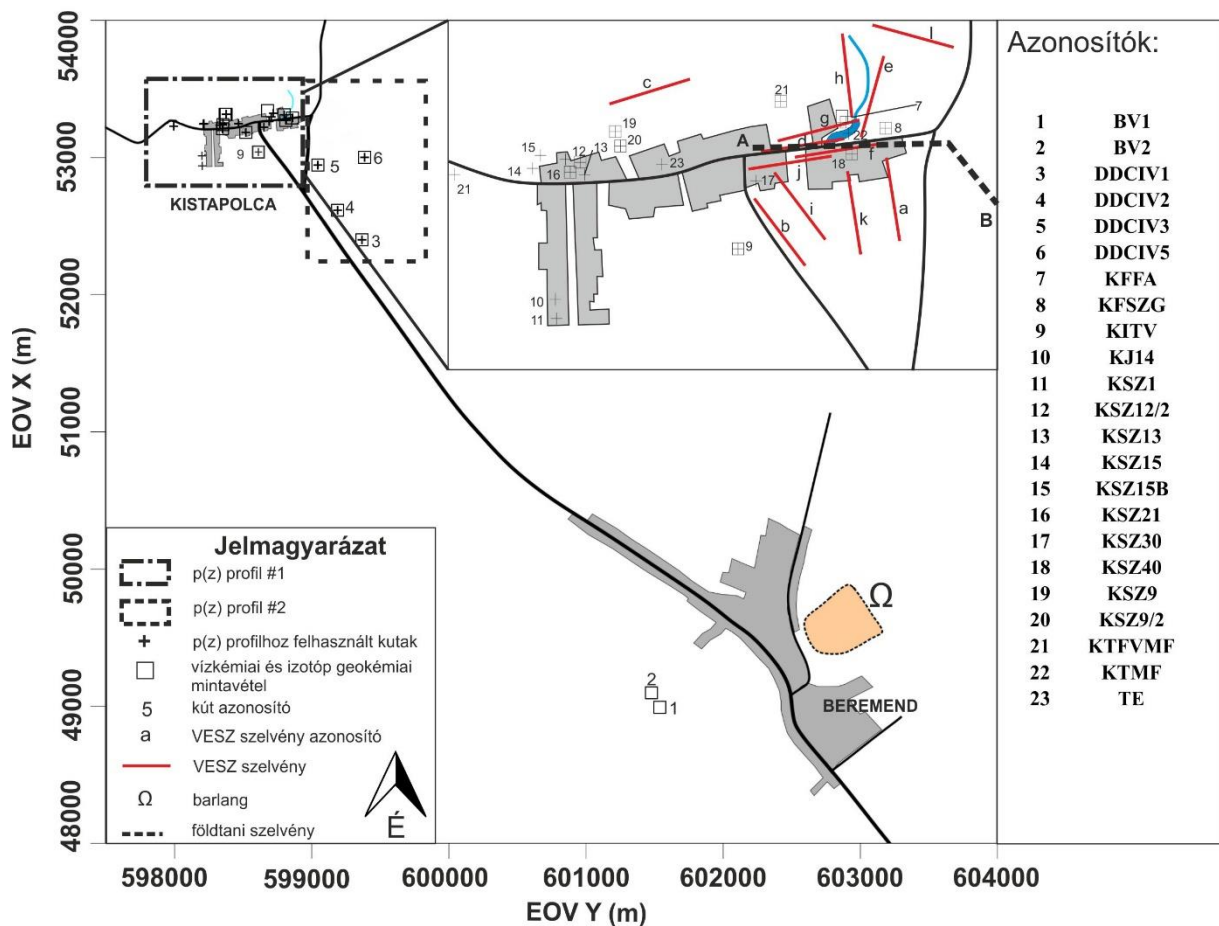


42. ábra: A lokális vizsgálatokhoz kapcsolódó helyszínek bemutató ábrája



### 5.2.1. A kistapolcai lokális terület eredményeinek bemutatása és értékelése

A kistapolcai forrás a Villányi-hegység előterében az egyedüli szabad kifolyású (foglalt, de nem termelt) langyos forrás, mely kiemelt, felszín közeli alaphegységi röghöz kapcsolódik (42. ábra). A forrás és környezetének vizsgálatára azért került sor, mert a források a felszínalatti vízáramlási rendszerek végpontjait képviselik, segítségükkel könnyebben megérthetjük az őket tápláló felszínalatti vizek áramlási rendszerét. A fő cél a forrás emelkedettebb hőmérsékletének (22-24 °C) megértése és eredetének feltárása volt, azaz annak a kérdésnek a tisztázása, hogy a forrás vizének magasabb hőmérséklete két különböző rendű áramlási rendszer keveredésének eredményeként jelenik meg, mint ahogyan korábbi kutatások, így például CSICSÁK és mtsi. 2008 is gondolta, vagy egy magasabb rendű áramlási ág végpontját képviseli. A kérdés megválaszolása a térség aktív barlangképződési folyamatainak a megértésében is segítségünkre lehet, hiszen a közelében helyezkedik el egy másik kiemelt alaphegységi rög (5. ábra), a beremendi, amely esetében karsztvízszintet elérő barlang is ismert (42. ábra). A forrás segítségével a térség karsztvízkészletének dinamikája, a csapadékeseményekre adott reakciója is tanulmányozható. A forrás egy tavat táplál, mely felszínalatti vízhez kapcsolódó ökoszisztémaként jellemezhető. Ezért a vizsgálatok ezen ökoszisztéma érzékenységére is választ adnak. A fejezet eredményeinek értékelésénél felhasználtam GODÁNYI 2018 diplomamunkájának adatait, melynek társtémavezetője voltam, és részt vettem az adatok gyűjtésében, terepi mérésekben is. A kistapolcai lokális feldolgozás különböző módszerek segítségével történt, úgy mint geofizikai, vízgeokémiai (általános- és nyomelem kémia) és stabil izotópos mérések illetve idősoros monitoring, mely vízszint, vezetőképesség, és hőmérséklet méréseket foglalt magába. A feldolgozásba bevont kutakat és geofizikai nyomvonalakat a 43. ábra mutatja be, a feldolgozásba bevont kutak részletes adatait a **III/A. melléklet** tartalmazza.

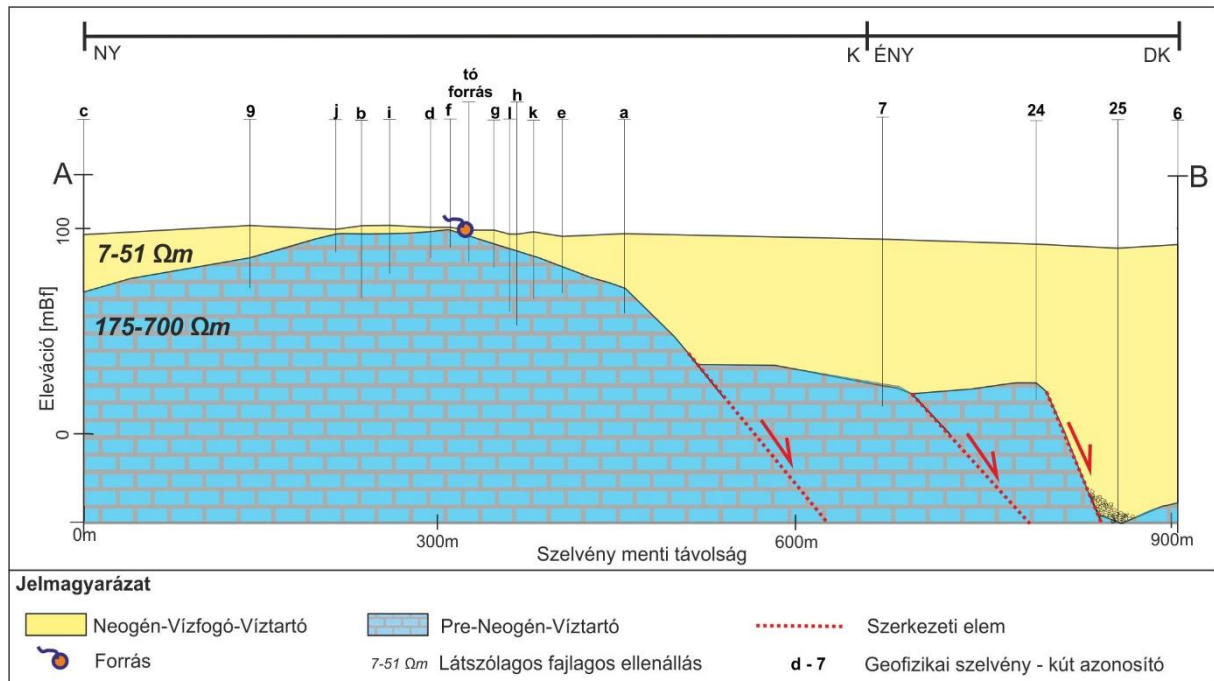


43. ábra: A kistapolcai lokális feldolgozás részletes térképe, mely tartalmazza a nyomás-eleváció profilokba bevont kutakat, a geokémiai feldolgozásba bevont kutakat és a geofizikai szelvények nyomvonalát

### 5.2.1.1. Geofizikai mérések

A vertikális elektromos szondázás célja az volt, hogy feltérképezzük a kiemelt karbonátos aljzatot részletesen, a fedő üledékek vastagságát meghatározzuk és beazonosítsuk a szerkezeti elemeket. A területen készült korábbi geoelektromos mérések (RÓNAKI és mtsi. 1967; DEÁK és mtsi. 1969) csak egy kevésbé részletes feldolgozást tartalmaztak. A vertikális elektromos szondázást (VESZ) gyakran használják arra, hogy a különböző képződmények mélységét és vastagságát- vagy a törések eloszlását meghatározzák. A feldolgozásban a VESZ mérésekhez Schlumberger elrendezésben végeztük 10 VESZ állomáson Kistapolcán a tó körül (43. ábra), ahol  $AB/2=70$  méter volt. A VESZ látszólagos ellenállás értékeiből a felszínalatti térrész ellenállás eloszlása került meghatározásra. Ezek alapján a réteg vastagságát és ellenállás értékeit kapjuk meg. A méréseket a közeli kutak sztratigráfiai adataival egészítettük ki. Az eredményeket összevetettük a korábbi mérésekkel (RÓNAKI és mtsi. 1967). A karbonátos aljzatot fedő üledékes rétegek ellenállás értékei 7-51  $\Omega$ m közötti látszólagos ellenállás értékeket

vettek fel. A karbonátos aljzat értékei ezzel szemben 175 és 700  $\Omega\text{m}$  közötti értékeket mutattak. Ezáltal az alaphegység egyértelműen elkülöníthető volt a fedő üledékektől. A szondázások alapján a fedő üledék vastagsága 1 és 130 méter között változik Kistapolca környékén. Legkiemeltebb helyzetben a tó közvetlen környezetében található – ahol a forrás is fakad. Ez a karbonátos kőzet felület meredeken mélyül kelet és délkelet felé (130 méterig), ezért itt szerkezeti elemek feltételezhetők. Nyugat felé a karbonátos rétegek egyenletesen lejtnek, a település határánál elérve a 40 méter mélységet (44. ábra).

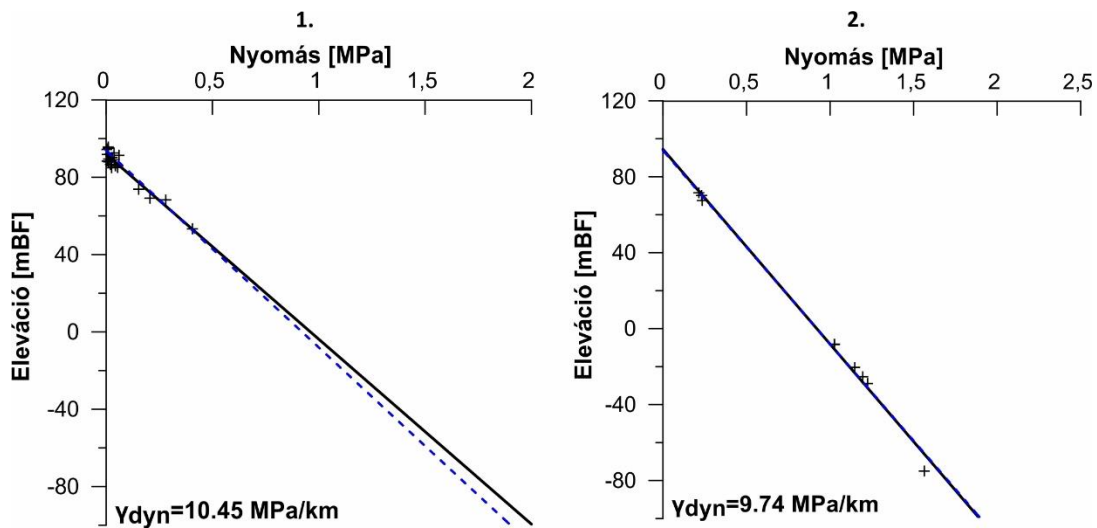


44. ábra: Egyszerűsített koncepcionális keresztmetszvény Kistapolcán át a geofizikai felmérés- és kútadatok alapján

### 5.2.1.2. Hidraulikai feldolgozás

A regionális feldolgozást kiegészítve 2 db nyomás-eleváció profilt készítettem a kistapolcai területen. A profilok területi lehatárolását és a feldolgozásba bevont kutakat a 43. ábra mutatja be. Az első  $p(z)$  profil a településen található ásott és fúrt kutak adatait dolgozza fel, melyek eleváció tartománya 53 és 96 mBf közé esik. A vertikális nyomásgradiens értéke  $\gamma=10,45$  MPa/km, amely meghaladja a hidrosztatikus nyomásgradiens értékét, így superhidrosztatikus nyomásviszonyokkal jellemezhető a terület, ami felfelé irányuló vertikális vízmozgásra utal (45. ábra a.). A második terület a település DK-i részén található, mely a Beremendi Cementmű kútjait is magába foglalja szélesebb eleváció tartományban -75 és 72 mBf között. A vertikális nyomásgradiens értéke itt  $\gamma=9,74$  MPa/km (45. ábra b.), amely szubhidrosztatikus nyomásviszonyokra jellemző, így lefelé irányuló vertikális vízmozgásra utal, bár a

hidrosztatikushoz közeli, így horizontális áramlás azonosítható vertikális áramlási komponens nélkül.

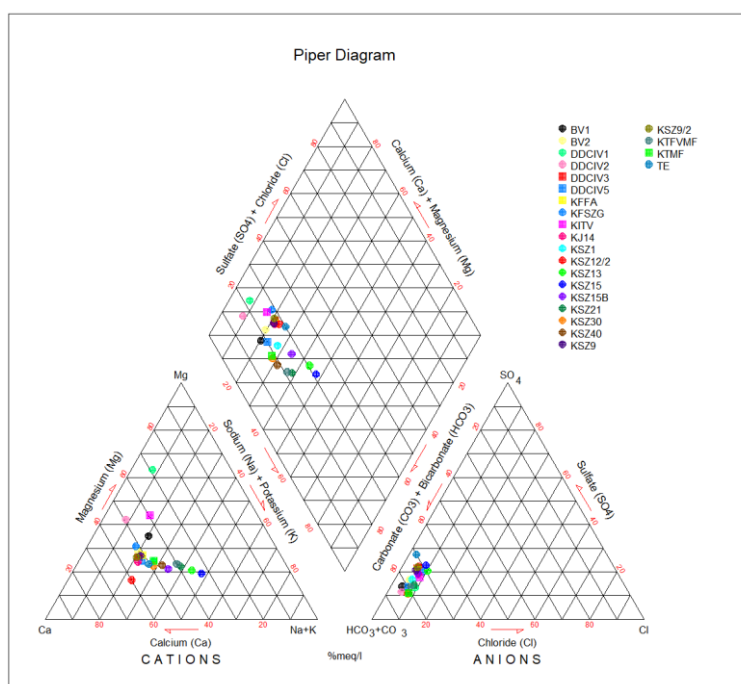


45. ábra: A kistapolcai lokális feldolgozáshoz készített nyomás-eleváció profilok a. a településen belüli kutak  $p(z)$  profilja; b. a település DK-i részének  $p(z)$  profilja

### 5.2.1.3. Hidrogeokémiai és idősoros feldolgozás

A hidrogeokémiai vizsgálatokhoz összesen 23 különböző mintavételi pontból vettünk mintát, ezek közül 17 mintából készült stabil izotópos elemzés is. Az egyes mintavételi helyek adatait tartalmazó táblázatot, illetve a leíró statisztikát a *III/A., III/B. és III/C. Mellékletek* tartalmazzák.

Az eredmények bemutatását a terepi paraméterekkel kezdem. A minták hőmérséklet értékei 13,9 – 26,1 °C között alakultak. A pH értékek 6,85 és 7,78 közé estek, míg az oldott oxigén koncentrációja és a százalékos értékei 0,1-8,5% és 1-91 mg/l közötti tartományban mozogtak. A redox potenciál -152 mV és 148 mV közötti értékeket mutatott. A főelemek közül a kalcium 60,6-152,5 mg/l, a magnézium 18,5-80,1 mg/l, a kálium 1,0-176,0 mg/l, a nátrium 17,0-115,0 mg/l, a klorid 9,6-48,1 mg/l, a hidrogén-karbonát 378-686 mg/l és végül a szulfát 49,0-174,0 értékek között változik. A vízminták fő kation és anion összetételét Piper-diagramon ábrázoltam és megállapítottam a vízkémiai fácieseket (46. ábra). A diagram alapján a vízminták két vízkémiai fáciesekbe sorolhatók: Ca+Mg – HCO<sub>3</sub>+Cl+SO<sub>4</sub> (21 db minta) és Ca-Mg – HCO<sub>3</sub>-Cl-SO<sub>4</sub> (2 db minta (DDCIV1, DDCIV2)) fáciesekbe. Anionok tekintetében az összes minta HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> Cl+SO<sub>4</sub> anion fácieset mutat. A vízminták csak a kationok tekintetében különböznek egymástól. Két csoport különíthető el, a Ca+Mg és a Ca+Mg, Na+K kation fáciesek. A legtöbb mintában a Ca dominál, míg két esetben a Mg a domináns kation.



46. ábra: A kistapolcai lokális feldolgozási terület vízmintáinak Piper-diagramja

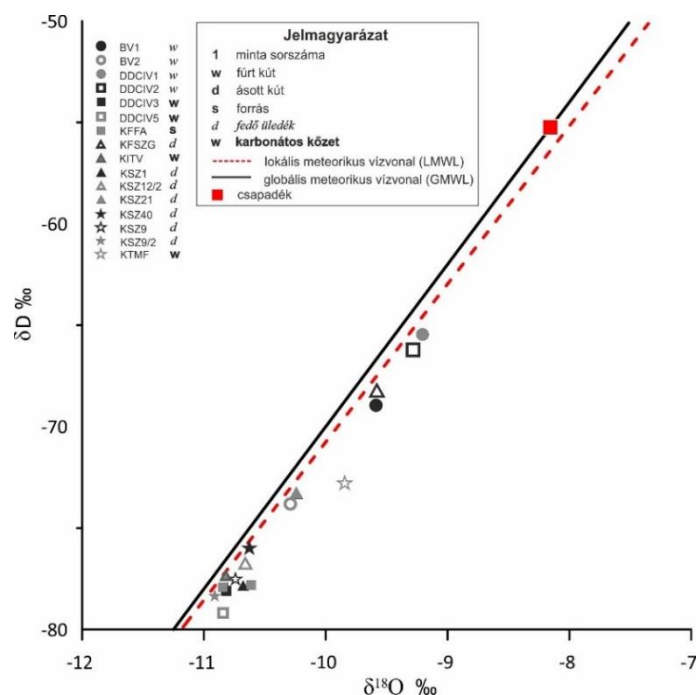
A kémiai eredmények alapján elmondható, hogy a mintázott kutak függetlenül attól, hogy a fedő üledékes kőzetbe vagy a karbonátos kőzetbe mélyültek vízkémiai összetételük hasonlít egymáshoz – ezt az azonos vízkémiai fácies is alátámasztja. Ez a mélyből felfelé törő karsztvizek fedő üledékbe való átszivárgását igazolja, tehát a kutaknál a víz fő utánpótlódási forrása a mélyebb áramlási ágak. Ezt a megállapítást támasztja alá a  $Ca+Mg/HCO_3$  arány, amely a karbonátos kőzetekre szűrőzött kutakhoz hasonló értéket mutat olyan kutaknál is, melyek a fedő üledékbe vannak szűrőzve (14. táblázat). A  $Ca+Mg/HCO_3$  arány 1-hez közeli értéke azt mutatja, hogy a vizek eredete olyan környezetre utal, ahol karbonát oldódás zajlik (ZAIDI és mtsi. 2015). Egyes kutak esetében (KFSZG, KSZ15, KSZ15B, KSZ21) a kiugró fajlagos elektromos vezetőképesség és szulfát értékek antropogén hatásra utalnak.

14. táblázat: A kistapolcai vízminták  $Ca+Mg/HCO_3$  arányai

Azonosító	$Ca+Mg/HCO_3$	Litológia
BV1	0,5	fedő üledék
BV2	0,5	fedő üledék
DDCIV1	0,8	fedő üledék
DDCIV2	0,6	fedő üledék
DDCIV3	0,5	karbonátos kőzet
DDCIV5	0,4	karbonátos kőzet
KFFA	0,5	karbonátos kőzet
KFSZG	0,5	fedő üledék
KITV	0,6	karbonátos kőzet

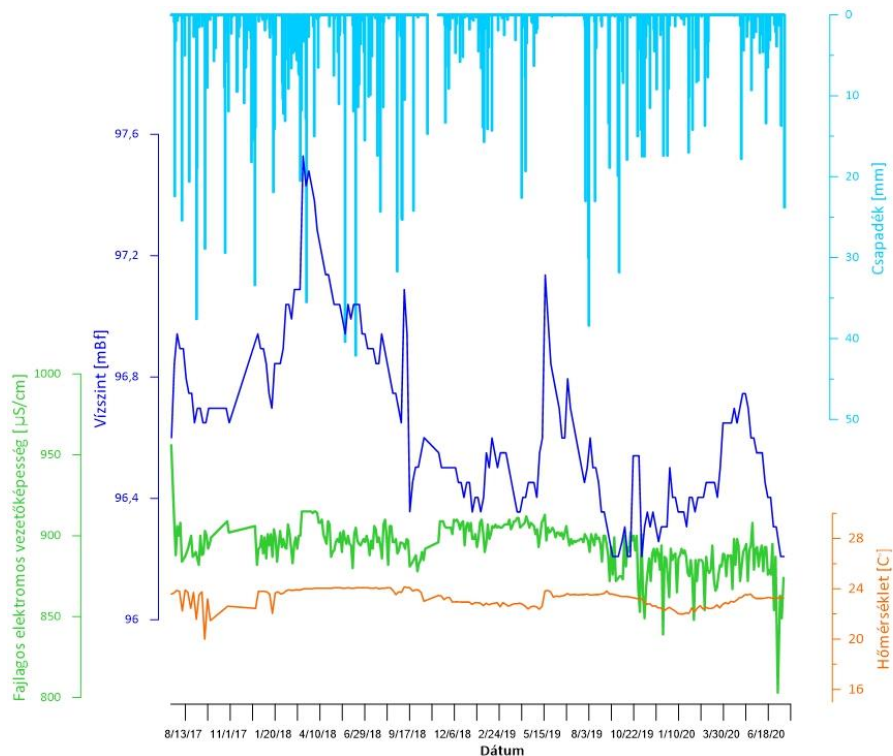
<i>Azonosító</i>	<i>Ca+Mg/HCO<sub>3</sub></i>	<i>Litológia</i>
<b>KJ14</b>	0,6	fedő üledék
<b>KSZ1</b>	0,5	fedő üledék
<b>KSZ12/2</b>	0,4	fedő üledék
<b>KSZ13</b>	0,5	fedő üledék
<b>KSZ15</b>	0,5	fedő üledék
<b>KSZ15B</b>	0,5	fedő üledék
<b>KSZ21</b>	0,5	fedő üledék
<b>KSZ30</b>	0,5	fedő üledék
<b>KSZ40</b>	0,5	fedő üledék
<b>KSZ9</b>	0,5	fedő üledék
<b>KSZ9/2</b>	0,5	fedő üledék
<b>KTFVMF</b>	0,4	karbonátos kőzet
<b>KTMF</b>	0,5	fedő üledék
<b>TE</b>	0,6	fedő üledék

A stabil izotópos mérések alapján a  $\delta D$  és  $\delta^{18}O$  értékei nagy szórással rendelkeznek, de közel esnek a helyi csapadék vonalhoz (LMWL) (47. ábra), melyet CZUPPON és mtsi. 2018 határoztak meg. Az értékek  $\delta D \sim (-65,45 \text{ ‰}) - (-78,41 \text{ ‰})$  és  $\delta^{18}O \sim (-8,87 \text{ ‰}) - (-10,87 \text{ ‰})$  közötti intervallumban mozogtak. A minták mindegyikénél az izotóp értékek alacsonyabbak az éves csapadék súlyozott átlagánál és a minták többsége közel helyezkedik el a lokális meteorikus vízvonalhoz. A forrás vizének (KFFA) és néhány ásott kút (KSZ, KSZ12/2, KSZ40, KSZ9, KSZ9/2) vizének izotópos összetétele alacsony hidrogén és oxigén értékeket mutatott, ami hosszabb felszín alatti tartózkodási időre utal, izotópos összetételük távolabb helyezkedik el a csapadék értékétől. Ezek alapján az izotópos adatok is alátámasztják a forrás vizének (KFFA) mélyebb eredetét, viszont keveredést nem támaszt alá. A kémiai összetétel alapján erősebb antropogén hatással rendelkező minták (KFSZG, KSZ21) izotópos értékei közelebb helyezkednek el a csapadék értékhez, így ezek esetén az izotópos összetétel is igazolja a lokális eredetű fluidumok jelenlétét.



47. ábra: A kistapolcai lokális területen mintázott vizek izotópos összetétele.

A forrás működésének minél jobb megértéséhez egy folyamatosan észlelő műszert helyeztünk el a forrásban, amely 2017.07.18 óta folyamatosan rögzítette a vízszintváltozást, a hőmérséklet, illetve a fajlagos elektromos vezetőképesség értékeket. Ezeket az adatokat kiegészítettem csapadék adatokkal, az ezt ábrázoló diagramot a 48. ábra mutatja be. Az észlelési idő alatt sajnos több esetben volt olyan helyzet, hogy a műszer szárazra került, így nem a forrás vizének paramétereit mérte. Ezeket az adatokat a fajlagos elektromos vezetőképesség, a vízszint illetve a külső levegő hőmérséklet adatokkal összevetve töröltem a végleges adatok közül. Mindegyik paraméter közül azok a kiugró adatok, melyek csak egy-egy mérés alkalmával jelentkeztek szintén szűrésre kerültek. A szűrt adatokban az észlelési idő alatt a hőmérséklet 20,0-24,2 °C, a fajlagos elektromos vezetőképesség 833-922  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , a vízszint változás pedig 96,2-97,5 mBf között változott. A paraméterek a vízszint változásától függetlenül nagyon szűk tartományban mozognak, közel stabilnak tekinthetők. A vízszintváltozásokat összevetve a csapadék adatokkal jól látható, hogy a forrás vízszintje dinamikusan reagál a csapadékban történő változásokra. Az egyéb paraméterek, mint a vezetőképesség, illetve hőmérséklet adatok azonban akkor is stabilak maradnak, ha a vízszint megnő a forrásban. Ez arra enged következtetni, hogy a lokális áramlási ágaknak nincs direkt hatása a forrásra, azaz nem érkezik frissen beszivárgó víz (hidegebb, alacsony oldott anyag tartalmú) a forráshoz.



48. ábra: A kistapolcai forrás idősoros adatai

#### 5.2.1.4. Eredmények összegzése

A forrásban, ásott és fűrt kutakban mért hőmérsékleti értékek alapján a vizsgált területen anomália figyelhető meg a településen belül. A magasabb hőmérsékleti értékek (20,1-25,7 °C) a település központi és keleti részén fordulnak elő, már sekély mélységben is, ezzel szemben a település nyugati részén alacsonyabb hőmérséklet értékek jelennek meg. Ennek háttérében a geofizikai mérésekkel is kimutatott szerkezetek (44. ábra) hatása állhat, melyek mentén a kiemelt karbonátos egységben található magasabb hőmérsékletű karsztvizek a felfelé irányuló áramlás következtében a sekélyebb régiókban is megjelennek. A feláramló karsztvíz hatását a fedő üledékekbe mélyített kutak kémiai karaktere is alátámasztja, ugyanis ezen kutak kémiai összetétele hasonló a karbonátos aljzatba mélyített kutak kémiai összetételéhez. Azon kutaknál, ahol megfigyelhető a karsztvizek feláramló hatása a  $\text{HCO}_3$  és a kalcium dominancia lesz jellemző emellett a  $\text{Ca}+\text{Mg}/\text{HCO}_3$  arány 1-hez közeli értéket vesz fel (14. táblázat), ami karbonát oldódásra utal, tehát a forrás kőzet karbonát. Az ásott kutak magasabb vezetőképesség értékei antropogén hatásokat tükröznek (KFSZG, KSZ21), melyek a település és a térség mezőgazdasági-, állattenyésztési tevékenységeinek hatására jelenhetnek meg.

A geofizikai felmérés eredményei alapján finomításra kerültek a területen korábban végzett mérések eredményei (RÓNAKI és mtsi. 1967), mely alapján a karbonátos aljzat a forrás környezetében megközelíti a felszínt, ezzel lehetővé téve a forrás kialakulását (44. ábra). A



hidraulikai feldolgozás keretein belül elkészült lokális  $p(z)$  profil (mely a település kút adatai alapján készült) szuperhidrosztatikus nyomásviszonyai is alátámasztják a forrás jelenlétét. Ezek a módszereket, melyek a medence léptékű gravitációsan vezérelt regionális vízáramlási rendszerek vizsgálatára irányulnak (TÓTH 2009) korábban főként üledékes medencék vizsgálatára használták, azonban az elmúlt évek vizsgálatai (MÁDL-SZÖNYI és TÓTH 2015, ERHARDT és mtsi. 2017) rávilágítottak arra, hogy karsztos területen is sikerrel alkalmazhatók. ERHARDT és mtsi. 2017 munkájukban egy hasonló karsztos területen igazolták  $p(z)$  profilok segítségével a kiáramlási területek és a források létezését. A kistapolcai területen kapott eredmények tovább erősítik az áramlási rendszer vizsgálatának ezen módszertanát karsztos területeken.

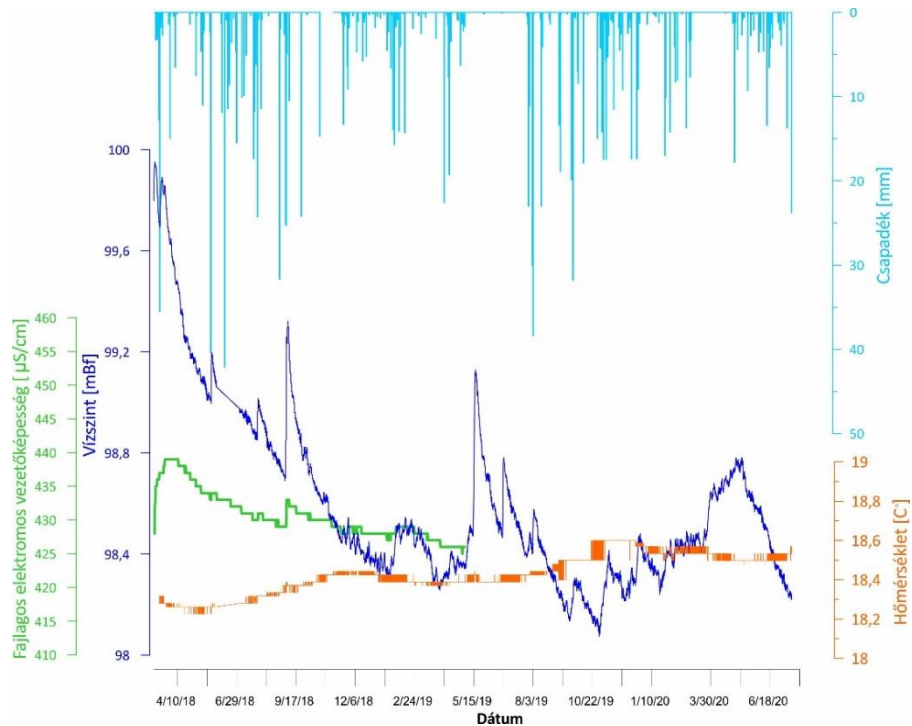
A karsztos víztartók hidraulikai viselkedése és karaktere nagyban eltér más víztartók tulajdonságaitól, mivel komplex repedés rendszerekkel jellemezhetőek (GOLDSCHIEDER és DREW 2007). Ezeknek a karsztos rendszereknek a csapadékeseményekre adott válasza intenzív, és a források hozamváltozásában is észlelhető, valamint a vezetőképesség értékek csökkenését is okozza (KIRÁLY és MÜLLER 1979, GROVES 2007). A kistapolcai forrás vízszint változása és a csapadékesemények között van kapcsolat, az értékek a vastag karbonátos összlet reakcióját jelzik a csapadékeseményekre, regionális vízszint emelkedés formájában. A fajlagos elektromos vezetőképesség értékek és a hőmérséklet kvázi stabilitása arra enged következtetni, hogy a helyi csapadék beszivárgás és a lokális áramlási ágak nem állnak közvetlen kapcsolatban a forrással, azaz nem ezek a vizek adják a megcsapolódó víz fő tömegét. Ezt a forrás és a kutak alacsonyabb izotópos értékei is igazolják. Összességében tehát a kémiai, illetve izotópos eredmények is egybe vágnak azzal a megállapítással, hogy a forrás egy magasabb rendű áramlási ággal van kapcsolatban, nem pedig a lokális rendszerek felszínalatti vizeivel, és keveredés, illetve mély eredetű termálvizek hatása sem azonosítható.

## 5.2.2. Beremend

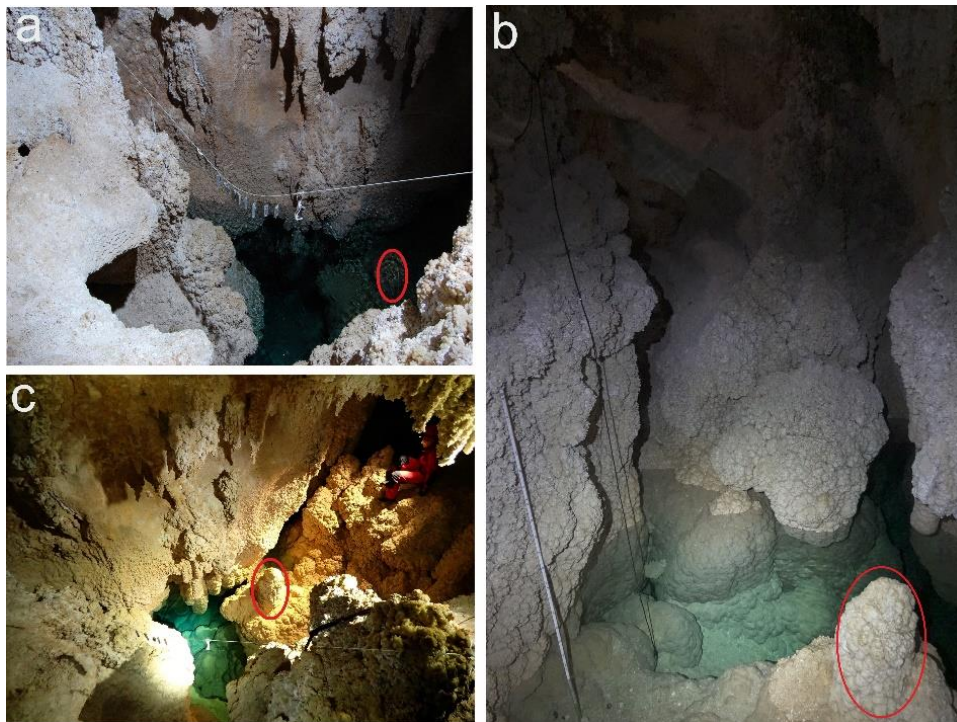
A dolgozat egyik fő célkitűzése a Villányi-hegység déli előterében kialakult hipogén barlangok keletkezésének és recens folyamatainak a megértése volt. A Beremendi-kristálybarlang járatai érik még most is el legnagyobb mértékben a karsztvízszintet, ezért ebben a barlangban került sor az *in situ* kísérlet megvalósítására, mely a barlangban zajló aktuális oldódási, ásványkiválási folyamatoknak a bizonyítására szolgált. A kísérlet által szolgáltatott adatokat vízkémiai, és a barlangban található víz paramétereinek idősoros elemzésével egészítettem ki a minél pontosabb kép felállításához.

### 5.2.2.1. A Beremendi-kristálybarlang idősoros- és kémiai adatainak feldolgozása és eredményeinek összegzése

A barlangban történt vizsgálatok leírását a 4.6 fejezetben ismertett és a barlangba telepített műszerek eredményeinek a bemutatásával kezdem. A barlangba telepített Dataqua műszer által 2018.03.09 és 2020.07.17 idő intervallumból állt rendelkezésre adat a barlang vízszintjének és vízhőmérsékletének változásáról (49. ábra). Ezeket az adatok egészítette ki egyrészt egy Diver műszer, mely a víz fajlagos elektromos vezetőképességének értékeit is rögzítette az *in situ* kísérlet indulásától 2018.03.09.-étől 2019.05.03.-áig. A fajlagos elektromos vezetőképesség értékek 425-439  $\mu\text{S}/\text{cm}$  értékek között, míg a hőmérséklet értékek 18,2-18,6 °C között mozogtak, melyek mindkét paraméter esetén nagyon kicsi változást jelentenek. Ezzel szemben a vízszint tengerszint feletti magassága 98 és 100 mBf között változott. A 2 méter körüli vízszintváltozások az egyes mintavételi alkalmak során is szembetűnőek voltak, melyet a 50. ábra felvételei is tükröznek.



49. ábra: Folyamatosan rögzített vízszint, fajlagos elektromos vezetőképesség, hőmérséklet értéke a Beremendi-kristálybarlangban és csapadék értékek (Nagyharsány)

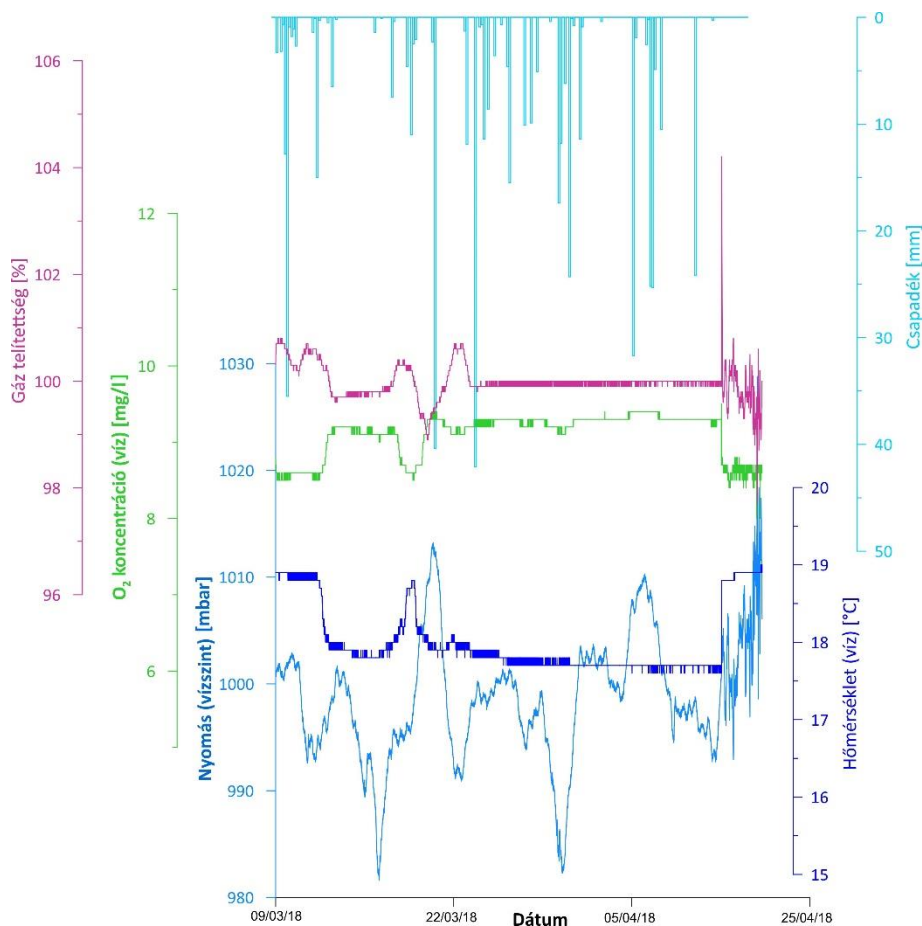


50. ábra: A Beremendi-kristálybarlang tavának vízszint magasságai az egyes mintavételi alkalmak során. a. 2018.03.09 – normál vízállás; b. 2019.05.03 – alacsony vízállás; c. 2019.09.06 – alacsony vízállás

Jól látható, hogy a jelentős vízszint változások sem a vezetőképesség, sem pedig a hőmérséklet értékekben nem idéznek elő jelentős változást. Azonban a vezetőképesség értékekben látszik

enyhe változás. A nagyobb csapadékesemények hatására a vezetőképesség értékek magasabbak lesznek. A vízszint változás kiegészítéseként a csapadék adatokat is feldolgoztuk. A csapadékesemények hatása látható a vízszint változásokon (pl. 2018. szeptember, 2019 május), azonban nincs direkt hatása, amit a hőmérséklet és a vezetőképesség értékek stabilitása is igazol.

A Dataqua és Diver műszereken kívül egy kísérleti, barlangi környezetre fejlesztett műszer is telepítésre került a barlangba, melyet a **4.6. fejezetben** mutattam be részletesen. A kísérleti jelleggel fejlesztett műszer idősoros adatait a **51. ábra** mutatja be. A műszer rövidebb idő intervallumban volt a barlangban 2018.03.09 és 2018.04.18 között. Ez idő alatt rögzítette a víz hőmérsékletét, oldott oxigén tartalmát, gáz telítettségét illetve a vízszint változását. A víz hőmérséklete 17,4-18,7 °C között változott. A gáztelítettség 97,7-100,42 %, a vízben oldott oxigén mennyisége pedig 8-9,5 mg/l közötti értékeket vett fel. A víz hőmérséklete és a vízben oldott gázok telítettsége ugyanúgy változott, míg az oxigén mennyiség ezekkel fordítottan arányosan.



51. ábra: A Beremendi-kristálybarlang vizének gáz telítettsége,  $O_2$  koncentrációja, hőmérséklete és vízszint ingadozása kiegészítve a csapadék adatokkal

A Beremendi-kristálybarlangban végzett *in situ* kísérletet kémiai analízissel egészítettem ki, melynek eredményeit felhasználtam a kísérlet kiegészítéséhez és értelmezéséhez. Az *in situ* kísérlethez tartozó leszállások alkalmával minden esetben vettünk vízmintát a barlang tavából a főelemek meghatározásához, három alkalommal került meghatározásra stabil izotóp, illetve két alkalommal történt a gyűjtött vízmintákból nyomelem és egy alkalommal teljes radionuklid vizsgálat is. Elsőként a terepi paraméterek alakulását mutatom be a különböző mintázási alkalmak során, melyek értékeit a 15. táblázat tartalmazza. A terepi paraméterek leíró statisztikáját a **III/D. Melléklet** tartalmazza. Az egyes mintavételi alkalmak esetében a vezetőképesség 421-479  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , a pH 7,3 és 8,3, az oldott oxigén 49-103 mg/l és 4,6-10,1%, a redox potenciál pedig 38 és 193 mV értékek közötti tartományt vett fel.

15. táblázat: A Beremendi-kristálybarlang vizének terepi paraméterek az egyes mintavételi időpontokban

Azonosító	Dátum	Hőm. [°C]	Vez.kép. [ $\mu\text{S}/\text{cm}$ ]	pH	Oldott ox. [mg/l]	[%]	Redox pot. [mV]
<b>BERB1</b>	2018.03.09	18,1	425,0	8,3	89	8,4	118
<b>BERB2</b>	2018.06.01	18,1	428,0	8,3	103	10,1	38
<b>BERB3</b>	2018.10.19	18,3	423,0	8,3	90	9,1	51
<b>BERB4</b>	2019.05.03	18,3	421,0	7,3	84	7,9	n.a.
<b>BERB5</b>	2019.09.06	18,3	477,6	8,0	77	7,3	192
<b>BERB6</b>	2020.02.28	18,4	478,5	8,2	49	4,6	140
<b>BERB7</b>	2020.07.17	18,4	462,5	7,4	80	7,4	171

A főelemek kémiai analízise alapján a barlang vizének kémiai fáciese minden mintázási időpontban Ca-Mg – Na-K –  $\text{HCO}_3\text{-Cl-SO}_4$ , ahol a domináns anion a hidrogénkarbonát, azonban a kationoknál nincs dominancia. A főelemek leíró statisztikáját a **III/E. Melléklet** tartalmazza. A kalcium 34,3-58,2 mg/l, a magnézium 14,8-27,8 mg/l, a kálium 2,6-4,0 mg/l, a nátrium 19,0-26,0 mg/l, a klorid 8,0-20,9 mg/l, a hidrogén-karbonát 177,0-242,0 mg/l és végül a szulfát 25,0-65,0 értékek között változik. Összességében elmondható, hogy az egyes főelemek koncentrációja a különböző mintázási időpontok között nem változik jelentősen. Az egyetlen csökkenés a hidrogén-karbonát ion esetében figyelhető meg 2019.09.06 után (BERB5), mely egybe esik a Dataqua által szolgáltatott vízszint adatokban látható csökkenéssel (49. ábra).

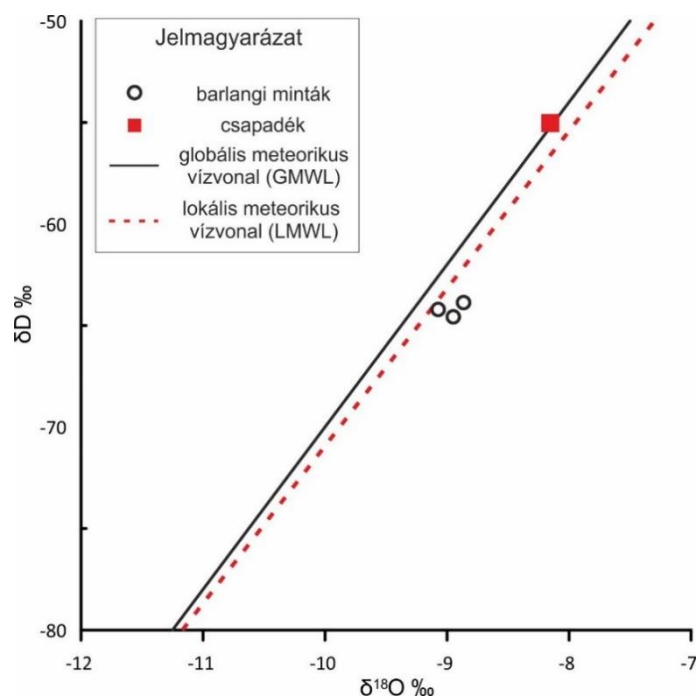
16. táblázat: A Beremendi-kristálybarlang vizének fő ion koncentrációi az egyes mintavételi időpontokban

Azonosító	Dátum	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> [mg/l]	Ca <sup>2+</sup> [mg/l]	Mg <sup>2+</sup> [mg/l]	Cl <sup>-</sup> [mg/l]	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> [mg/l]	K <sup>+</sup> [mg/l]	Na <sup>+</sup> [mg/l]	TDS [mg/l]
<b>BERB1</b>	2018.03.09	210,0	37,0	21,9	8,0	35,5	2,6	19,8	334,8
<b>BERB2</b>	2018.06.01	202,0	37,6	20,5	9,6	25,0	3,0	26,0	323,7
<b>BERB3</b>	2018.10.19	215,0	58,2	14,8	11,8	30,0	3,0	19,0	351,8
<b>BERB4</b>	2019.05.03	242,0	34,3	22,0	20,9	33,0	3,0	19,0	374,2
<b>BERB5</b>	2019.09.06	196,0	34,4	22,0	20,9	33,0	3,0	19,0	328,3
<b>BERB6</b>	2020.02.28	177,0	36,3	27,8	14,6	65,0	3,0	21,0	344,7
<b>BERB7</b>	2020.07.17	189,0	36,9	17,4	18,4	41,0	3,0	22,0	327,7

A mintázási alkalmak közül három alkalommal történt mintavétel stabil izotópos mérésekre melyek eredményét a 17. táblázat tartalmazza. Az izotópos adatok közel helyezkednek el egymáshoz, nem látható nagy változás az izotóp értékekben az egyes mintázási alkalmak között. A minták közel helyezkednek el a lokális meteorikus vízvonalhoz is (LMWL), és értékük kisebb az éves csapadék súlyozott átlagánál (52. ábra). Az értékek  $\delta D \sim (-63,8 \text{‰}) - (-64,42 \text{‰})$  és  $\delta^{18}O \sim (-8,90 \text{‰}) - (-9,08 \text{‰})$  közötti intervallumban mozogtak. Az izotóp értékek alapján a barlang vizének izotóp összetétele közel helyezkedik el a csapadék izotópos összetételéhez, így feltételezhető, hogy a barlangban található víz nem töltött el sok időt a felszín alatt a beszivárgás óta, így a regionális áramlási pályák által szállított fluidumok jelenléte kizárható.

17. táblázat: A Beremendi-kristálybarlang vizének stabil izotópos összetétele az egyes mintavételi időpontokban

Azonosító	Dátum	dD	d <sup>18</sup> O
<b>BERB01</b>	2018.03.09	-63,84	-8,90
<b>BERB02</b>	2016.07.22	-64,28	-9,08
<b>BERB03</b>	2019.05.03	-64,42	-8,92



52. ábra: A Beremendi-kristálybarlang vízének izotópos összetétele

A barlangban mért radionuklidok aktivitás koncentráció értékei a  $^{234}\text{U}+^{238}\text{U}$  esetében 16 mBq/l $\pm$  4 mBq/l, a  $^{226}\text{Ra}$  esetében 12 mBq/l $\pm$  3 mBq/l értékeket adtak, míg a  $^{222}\text{Rn}$  esetében kimutatási határ alatti értéket kaptam. Mindhárom radionuklid aktivitás koncentrációja nagyon alacsony. A radionuklid koncentrációk értékei alapján megállapítható, hogy egyik nuklid forrása sincs közel.

A nyomelemek vizsgálatára 2 alkalommal került sor, az egyes elemek koncentrációinak összefoglaló táblázatot a **III/F. Melléklet** tartalmazza. A két mintázási időpont között a nyomelemek koncentrációiban nem voltak nagy változások. A legmagasabb koncentrációkat az alábbi elemek érték el: Li (25  $\mu\text{g/l}$ ), B (84  $\mu\text{g/l}$ ), Al (11  $\mu\text{g/l}$ ), Sr (571-580  $\mu\text{g/l}$ ), Ba (30  $\mu\text{g/l}$ ). A többi nyomelem kimutatási határ alatti értéket vett fel.

Az *in situ* kísérlet eredményeinek értékeléséhez szükség volt a víz egyéb paramétereinek a vizsgálata úgy, mint a különböző ásványokra nézett telítettségi indexre (18. táblázat). Az egyes mintázási alkalmakkor gyűjtött vízminták kémiai paramétereiből az aragonit, kalcit és gipsz telítettségi indexeket tudtam meghatározni. A gipsz esetében minden időpontban a telítettségi értékek negatív tartományba estek (-2,05 – -2,42), ami azt jelenti, hogy a víz az adott ásványra nézve alul telített így azt az ásványt oldja. Az aragonit és kalcit esetében tapasztaltam negatív értéket a BERB4 (kalcit: -0,17; aragonit: -0,32) és BERB7 (kalcit: -0,21; aragonit: -0,36) mintánál, a többi minta pozitív telítettségi indexet mutat. Ez alapján a másik 5 esetben a víz túltelített volt aragonitra és kalcitra, ami azt jelenti, hogy kiválás történik.

18. táblázat: A Beremendi-kristálybarlangból származó vízminták telítettségi indexe aragonitra, kalcitra és gipszre

Azonosító	Dátum	$SI_{aragonit}$	$\Omega_{aragonit}$	$SI_{kalcit}$	$\Omega_{kalcit}$	$SI_{gipsz}$	$\Omega_{gipsz}$
<b>BERB1</b>	2018.03.09	0,62	4,20	0,77	5,92	-2,28	0,005
<b>BERB2</b>	2018.06.01	0,62	4,17	0,77	5,87	-2,42	0,004
<b>BERB3</b>	2018.10.19	0,83	6,72	0,98	9,47	-2,17	0,007
<b>BERB4</b>	2019.05.03	-0,32	0,48	-0,17	0,67	-2,35	0,005
<b>BERB5</b>	2019.09.06	0,28	1,92	0,43	2,71	-2,34	0,005
<b>BERB6</b>	2020.02.28	0,48	3,01	0,63	4,23	-2,05	0,009
<b>BERB7</b>	2020.07.17	-0,36	0,44	-0,21	0,62	-2,08	0,008

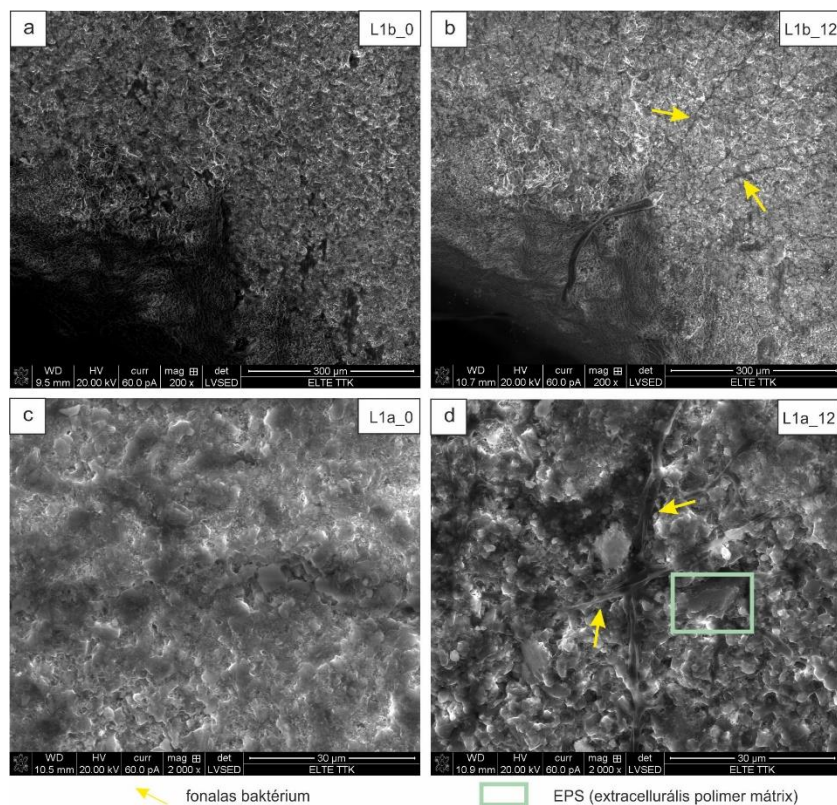


### 5.2.2.2. In situ kísérlet eredményei

A következő fejezetben a Beremendi-kristálybarlangban zajlott *in situ* kísérlet eredményeit mutatom be. A 125 hetes kísérlet ideje alatt összesen 18 darab, a kísérletbe bevont mészkő lemez vizsgálata történt meg. Az egyes mintavételi pontokhoz tartozó lemezek kísérlet előtti és utáni részletes összehasonlító fotó tábláit a **IV/C., IV/D és IV/E Melléklet** tartalmazza, jelen fejezetben az egyes helyszínek legrelevánsabb felvételeit mutatom be. A lemezek elnevezésében az L – LV – V a levegőben (L), a levegő víz határon (LV) vagy a víz alatti (V) helyzetre utal, az ezt követő szám a minta sorszáma a mintán belüli terület azonosítóval (a,b,c), az utolsó szám pedig a kísérletben eltelt hetekre utal (0 (kezdeti állapot), 12, 32, 62, 80, 105, 125 hét). A levegő-víz határon elhelyezkedő lemezek esetében a minta azonosítója kiegészül egy „l” mint levegő és „v” mint víz azonosítóval is, attól függően, hogy a lemezen kijelölt hely hol helyezkedett el a kísérlet alatt. Ezen lemezeknél azonban nem minden esetben volt egyértelműen meghatározható a határvonal helyzete, mivel a felfüggesztés miatt nem pontosan a kőzetlemez közepén volt a levegő-víz határvonal, a határvonal jelölésére pedig nem volt lehetőség. Így jobbra azoknál a lemezeknél lehetett ezt meghatározni, melyeknél egyértelműen valamelyik közegben volt a lemez egyik-egyik fele. A levegőben található minták biológiai kiválásainak értékelésében Makk Judit és Lange-Enyedi Nóra az Eötvös Loránd Tudományegyetem Mikrobiológiai Tanszékének munkatársai, míg az ásványi kivások értékelésében Molnár Zsombor a Pannon Egyetem Bio-nanotechnológiai és Műszaki kémiai Kutatóintézetének munkatársa volt segítségemre.

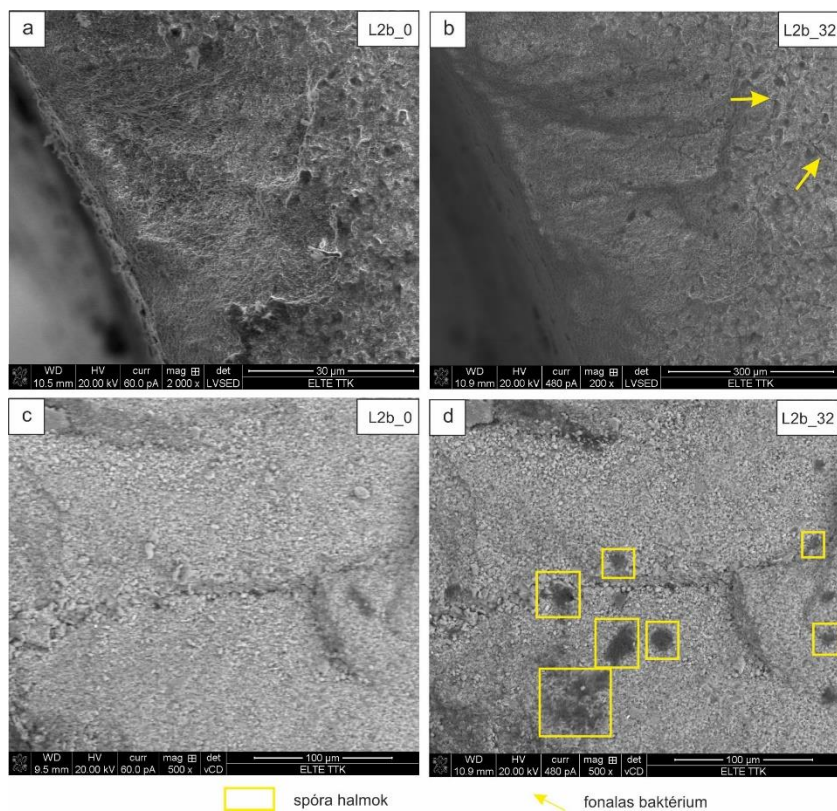
#### ***Levegőbe helyezett mészkő lemezek eredményei***

A levegőbe kihelyezett minták a barlangban a barlang falától minimum 1 méterre, vízállástól függően a víz szintjétől pedig 3-4 méterre helyezkedtek el. A levegőbe kihelyezett mészkő lemezek pásztázó elektronmikroszkópos képei alapján a lemezeken baktériumokra jellemző sejtképleteket fedezhetünk fel már az első 12 hét után megvizsgált mintán is (L1), melyek az eredeti lemezen nem voltak láthatóak (53. ábra). A fonalas, micéliumos (gombafonalak összessége) baktériumok az egész kőzet lemezt behálózzák rács szerűen, gyakran keresztezik egymást (**IV/C/1. Melléklet**), vastagságuk néhány  $\mu\text{m}$ -es tartományba esik. A lemez felületén látható a kolonizáló baktériumok által termelt, összeszáradt extracelluláris polimer mátrix, amely beburkolja a lemez felületét (53. ábra d.).

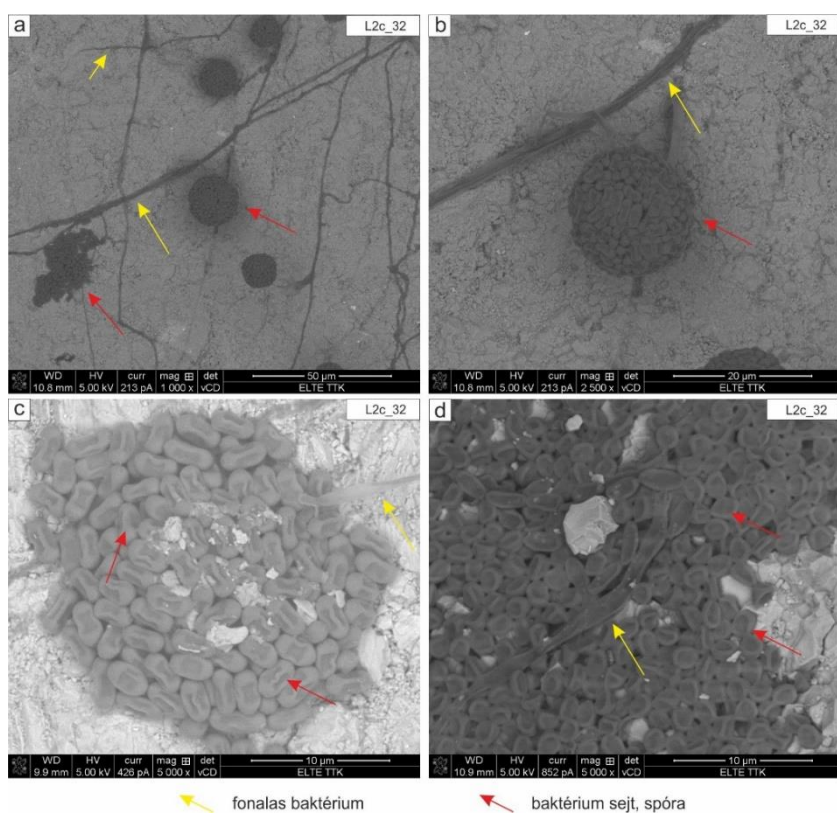


53. ábra: Az L1 minta (12. hét) FIB-SEM felvétele. a. és c. kezdeti állapot; b. és d. 12 hét utáni állapot a lemezen megtelepedő fonalas baktériumokkal

A kísérlet előre haladtával a fonalas baktériumok mellett más biológiai képletek is felfedezhetők. A 32 hét eltelte után kihozott lemezt (L2) a 54. ábra és 55. ábra szemlélteti, melyeken a fonalas baktériumok mellett spóra telepek is megjelentek a lemez felületén. A lemezek felületén nagyon hosszú, elágazó fonalas (micéliumos) baktériumokat láthatunk spóra halmokkal (55. ábra). A micéliumok mentén megfigyelhető spóra halmok (55. ábra a.,c.) megjelenése jellemző egyes Actinobacteria filogenetikai törzsbe tartozó baktérium fajokra (pl. *Streptomyces sporangiiformans*, *Actinoplanes lutulentus*, *Micromonospora spp.*). A 55. ábra c. és d. felvételén látszanak bakteriális mérettartományba (néhány  $\mu\text{m}$ -es vastagság) eső képletek, melyek feltételezhetően kerek sejtek voltak, amik a kiszáradás után összeestek és lapos formát vettek fel. A baktériumokon kívül a lemezek felületén ásvány kiválások vagy oldódás nyoma nem látszódott.



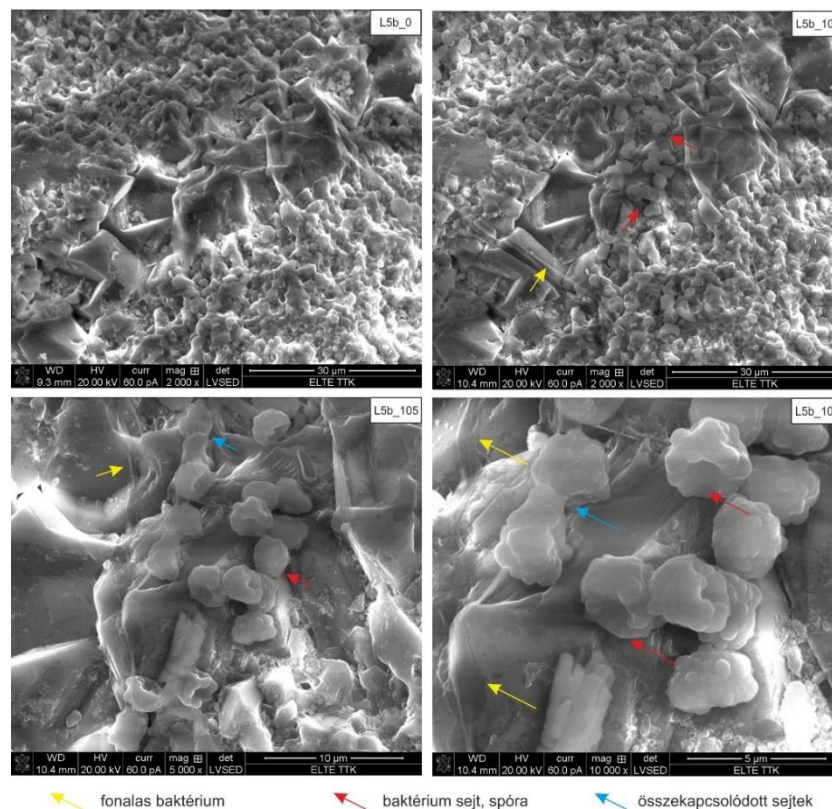
54. ábra: Az L2 minta (32. hét) FIB-SEM felvétele: a. és c. kezdeti állapot; b. és d. 32 hét utáni állapot a lemezen megtelepedő fonalas baktériumokkal és spóra telepekkel.



55. ábra: Az L2 minta FIB-SEM felvétele 32 hét eltelté után: a. és b.: micéliumos baktériumok spóra halmokkal; c. és d. kiszáradt és behorpadt baktériumok

A 62. (L3) és 80. (L4) heti lemezek az első két lemezhez hasonló megjelenésű bakteriális képleteket mutatnak, ezek a *IV/C/3. és IV/C/4. Mellékletekben* találhatóak. A 62. heti lemezeken az L2-es mintához hasonlóan fonalas baktériumok és spóra telepek helyezkednek el a lemez felszínén, a 80. heti mintán úgyszintén ezek a képletek láthatók.

A 105 hétig a kísérletben lévő lemez (L5) eredményeit a *56. ábra* szemlélteti. Az ábrán látható piros nyilak baktérium sejteket, kitaró képleteket, spórákat jeleznek. A spórák nagysága maximum 2,5 µm-ig terjed. A spórák sok esetben málnára, illetve behorpadt üreges félgömbre hasonlítanak. Ezek a spórák a *Micromonospora* nemzetségbe tartozó fonalas baktériumok spóráira emlékeztetnek, melyek átmérője, mint ahogy a lemezen is megfigyelhető a 2,5-3 mm-t is elérhetik. A *Micromonospora* spóráira jellemző, hogy felületük nem sima, hanem „szemölcsök” találhatóak rajta, mely a lemezeken megfigyelhető spórákra is igaz, ez adja a málna szerű alakot. A spórák horpadt felületét azok kiszáradása okozza. Ezek a képletek szerves anyag tartalmúak, mivel a VCD felvételeken nem világítanak fehér színnel, tehát nem tartalmaznak nehézfémeket. Ezen kívül a lemezen látható fonalas baktérium szálak keresztbe futnak sok helyen, illetve van ahol a spórák összekapcsolódnak (kék nyíl).



*56. ábra: Az L5 minta FIB-SEM felvétele: a. kezdeti állapot; b-d. 105 hét utáni állapot*

A 125. hét elteltével kihozott minta (L6) felvételeit a *IV/C/6. Melléklet* tartalmazza. A lemez felületén főként a fonalas, micéliumos baktériumok figyelhetők meg.

A 125 hét alatt a lemezek felületén bekövetkező változásokat a 19. táblázat foglalja össze. A levegőben elhelyezkedő mintákon biológiai kiválások jelentek meg, az idő előrehaladtával egyre nagyobb számban borították be a lemez felületét. A kezdeti időszakban megjelenő fonalas, micéliumos baktériumok és a baktériumok által termelt extracelluláris polimer mátrix mellett megjelentek spóra telepek majd összekapcsolódott sejtek is. A fonalas baktériumok jól tűrik az olyan környezeteket, ahol időszakosan kiszáradhatnak, mivel spórákat képeznek és akkor aktiválódnak, amikor számukra kedvezővé alakul a környezet. Ezt a körülöttük kialakuló EPS vagy biofilmben elraktározott szerves anyag fogyasztásával tudják megoldani. Egyéb ásvány kiválás, a mészkő felület oldódása ezeknél a mintáknál nem volt jellemző.

19. táblázat: A levegőbe kihelyezett minták változásainak összefoglaló táblázata

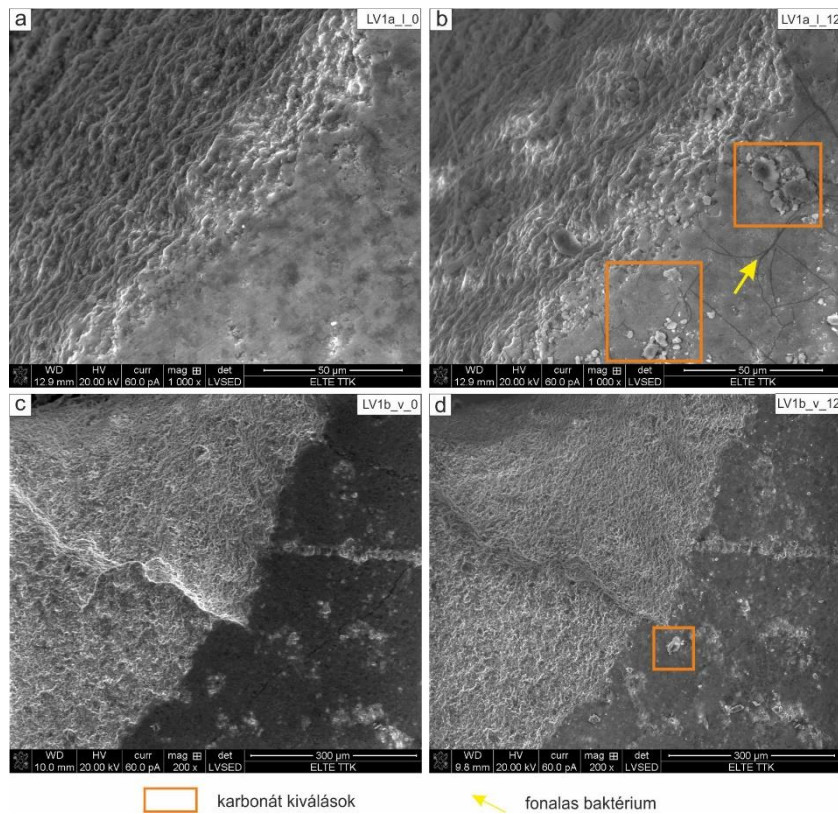
Minta azonosító	Kísérletben eltöltött hetek száma	Megjelenő forma
L1	12	Fonalas, micéliumos baktériumok, EPS
L2	32	Fonalas baktériumok, spóra telepek, EPS
L3	62	Fonalas baktériumok, spóra telepek, EPS
L4	80	Fonalas baktériumok, spóra telepek, EPS
L5	105	Fonalas baktériumok, spóra telepek, összekapcsolódott sejtek, EPS
L6	125	Fonalas baktériumok, EPS

### **Levegő-víz határra helyezett mészkő lemezek eredményei**

A levegő-víz határra elhelyezett minták esetében fontos megjegyezni, hogy a mészkő lapok levegőben lévő része maximum 2-2,5 cm-re helyezkedett el a víz felszínétől, és ugyanígy maximum 2-2,5 cm-re mélyültek a vízbe, azonban ez minden lemeze esetében egyedi. A leírásokban tehát a levegőre utaló rész nem jelent egyet a ténylegesen a levegőbe elhelyezett minták környezetével, mivel azok távol helyezkedtek el a vízfelszíntől. A későbbi fejezetben bemutatásra kerülő lemezek, melyek a víz alatt voltak, a víz felszínétől számítva körülbelül fél méterre helyezkedtek el, így ezek környezete sem egyezik a levegő-víz határon elhelyezett lemezek víz alatti részével.

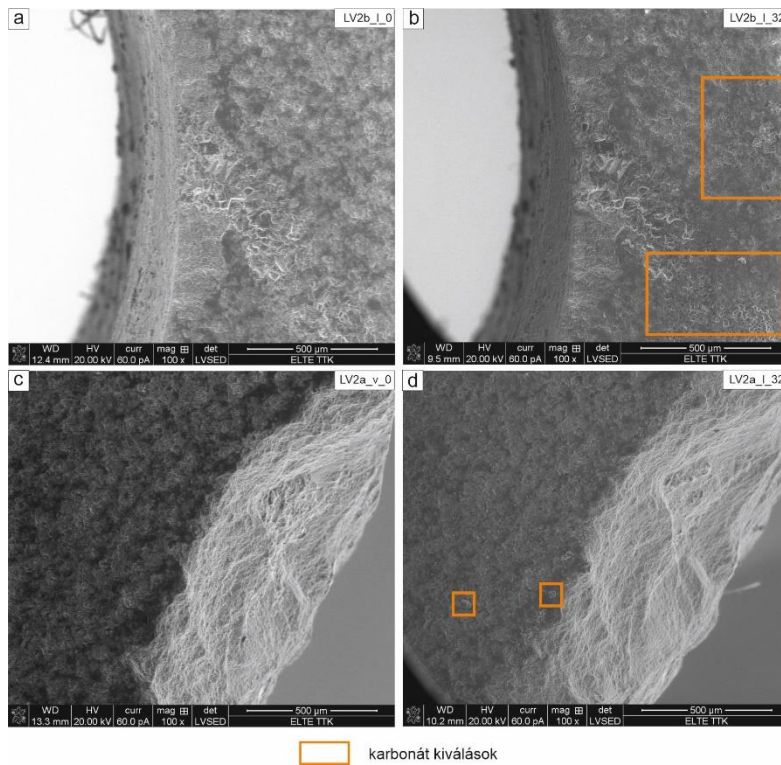
A kísérletben 12 hetet eltöltött lemez (LV1) felvételeit mutatja be az 57. ábra. A lemez felső szakasza (LV1a\_1\_12) a vízszinthez közel, de a levegőben helyezkedett el. Felületén a levegőben elhelyezett mintákhoz hasonlóan megjelentek a fonalas baktériumok, melyek vastagsága néhány  $\mu\text{m}$  vastagságú, és gyakran keresztezik egymást (57. ábra b., sárga nyíl). A biológiai képletek mellett azonban megjelennek egyéb, karbonát kiválások. A kiválások anyaga  $\text{CaCO}_3$  az EDS detektorral végzett kémiai összetétel meghatározás eredménye alapján, morfológiája alapján feltételezhetően kalcit. A karbonát kiválások nem fedik be a lemez teljes

felületét, csak kisebb csoportokat alkotva jelennek meg, melyek területe pár  $\mu\text{m}$ -tól 20-30  $\mu\text{m}$ -ig terjednek (57. ábra b. és d.)

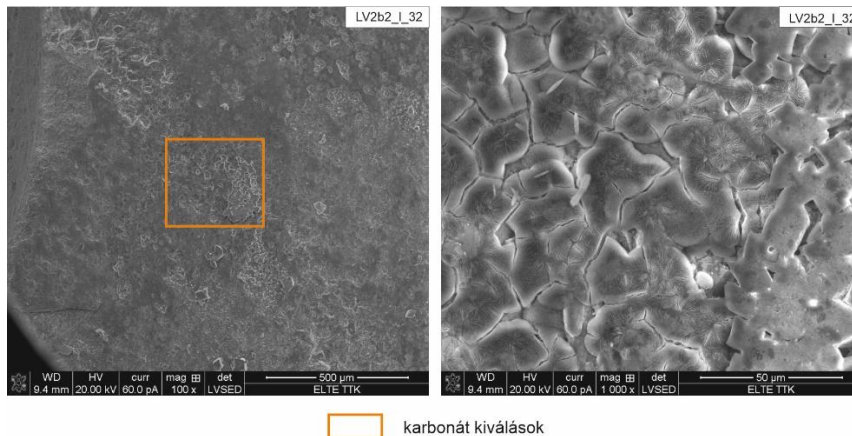


57. ábra: Az LV1 minta (12. hét) FIB-SEM felvétele. a. és c. kezdeti állapot; b. és d. 12 hét utáni állapot. A narancssárga négyzetek a karbonát kiválások helyét jelölik

32 hét eltelte után a levegő-víz határon elhelyezkedő lemezek (LV2) felületén – a 12 hetet a kísérletben eltöltött lemezekhez képest – összefüggő karbonát kiválások figyelhetők meg a lemez levegőhöz közeli részén (58. ábra b.). A lemez víz alatti részén is megjelennek kiválások, azonban kisebb mértékben (58. ábra d.). A kiválások anyaga szintén  $\text{CaCO}_3$ . A lemez egyéb területén (nem az előre kijelölt helyen) készült felvételen jól látható a kiválás morfológiája, amely vékony felületként borítja be a lemez felületét (59. ábra). Tipikus ásvány morfológia nem rajzolódik ki, az összenőtt kiválások közepén szálas formák látszanak.



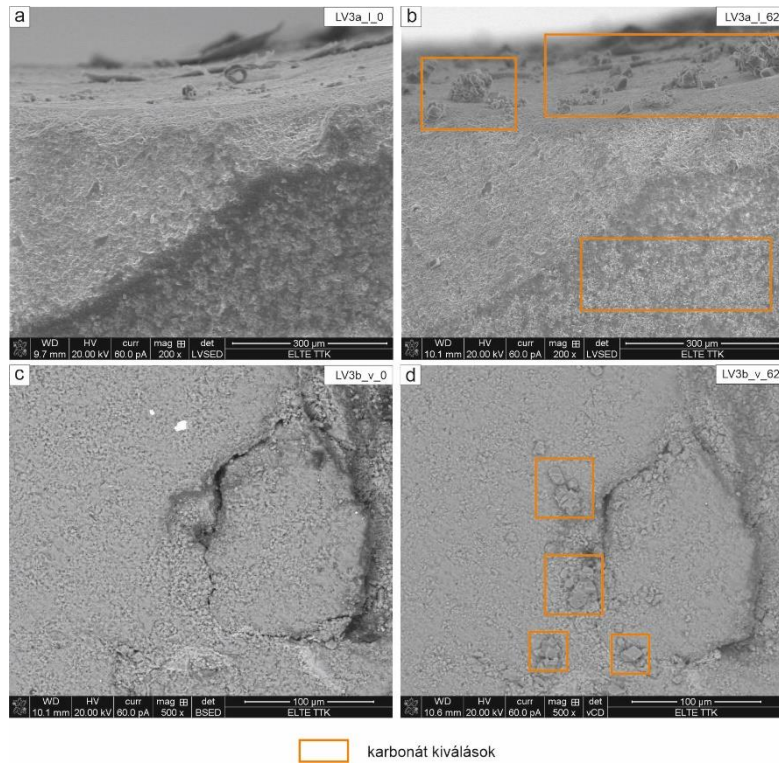
58. ábra: Az LV2 minta (32. hét) FIB-SEM felvétele. a. és c. kezdeti állapot; b. és d. 12 hét utáni állapot. A narancssárga négyzetek a karbonát kiválások helyét jelölik



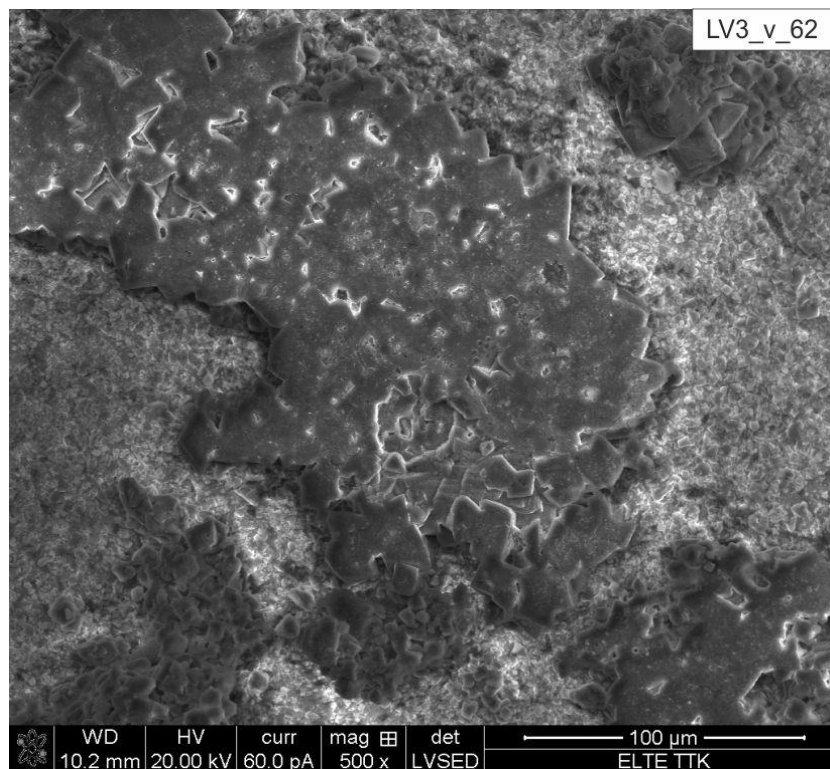
59. ábra: Az LV2 minta egyéb területén készült FIB-SEM felvétel 32 hét eltelté után. A narancssárga négyzet a karbonátt kiválás helyét jelöli.

A következő lemez 62 hetet töltött a barlangban a kísérlet részeként (LV3). A lemez felületén az előző lemezhez (LV2) hasonlóan összefüggő karbonát kiválások felületét láthatunk főként a lemez levegő felőli oldalán (60. ábra b.). Szintén a lemez felső részén a lemezbe fűrt lyuk mentén romboédes kalcit aggregátumokat láthatunk. A kalcit kristályoknak kedvezőbb egymás felületén nőni, így aggregátumokat formálnak. A lemez víz alatt elhelyezkedő részén is megjelennek karbonát kiválások, de csekélyebb mértékben (60. ábra d.). A 61. ábra szintén a lemez egy, a levegőben elhelyezkedő felének másik területét mutatja be, ahol jól látszanak a romboédes kalcit aggregátumok, melyek az LV2 mintán látott (59. ábra) egybefüggő felületet

is alakítják. A romboédres formák nyoma leginkább az egybefüggő terület szélein látszik, a közepe homogén, mely valószínűsíthetően visszaoldódásnak köszönhető.



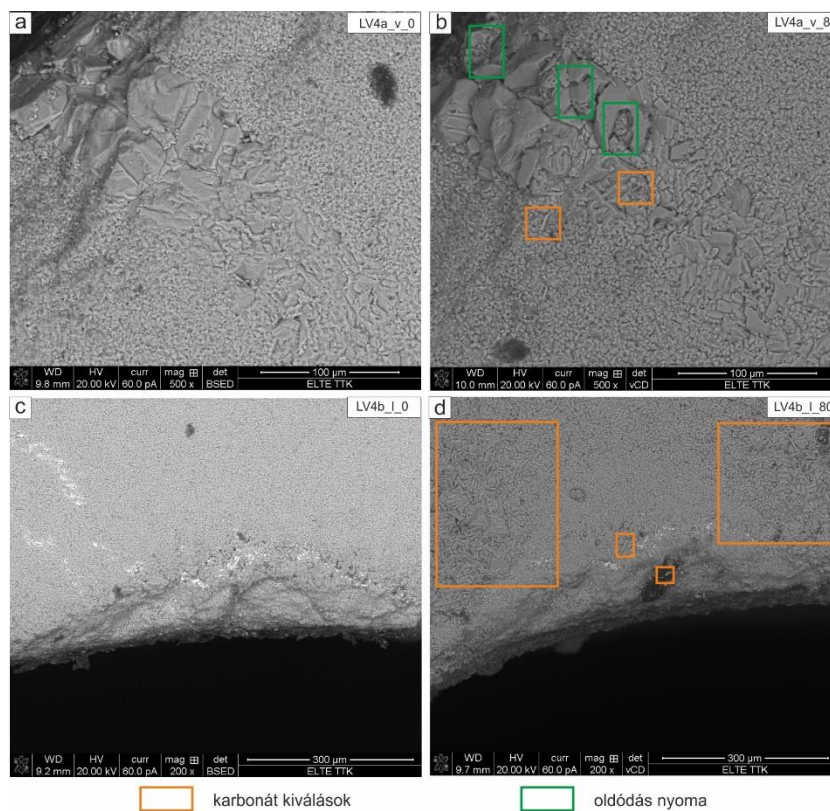
60. ábra: Az LV3 minta (62. hét) FIB-SEM felvétele. a. és c. kezdeti állapot; b. és d. 12 hét utáni állapot. A narancssárga négyzetek a karbonát kiválások helyét jelölik



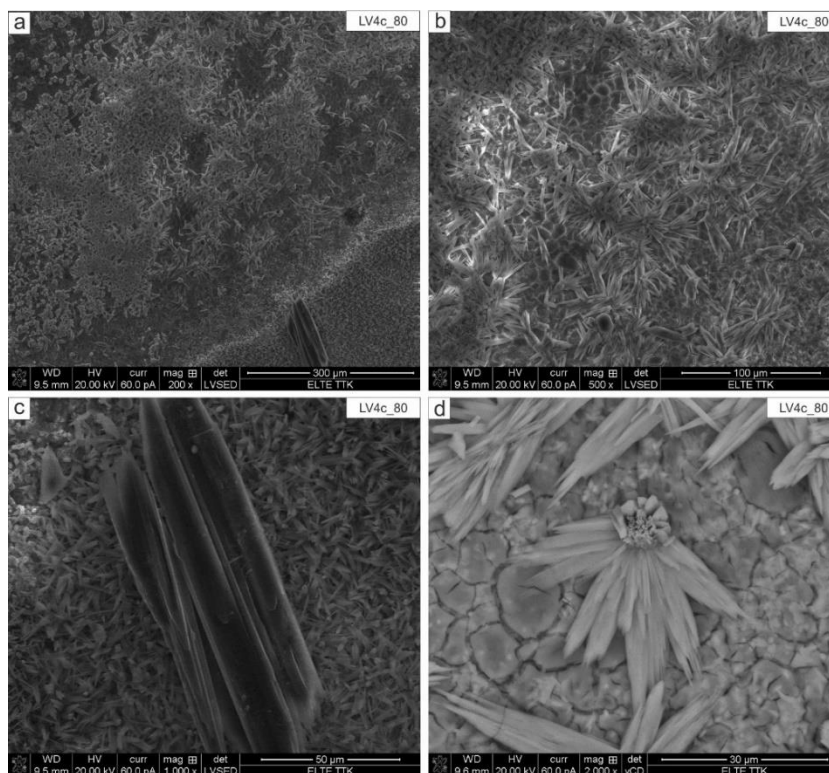
61. ábra: Az LV3 minta egyéb területén (c terület) készült FIB-SEM felvétel 62 hét eltelté után.



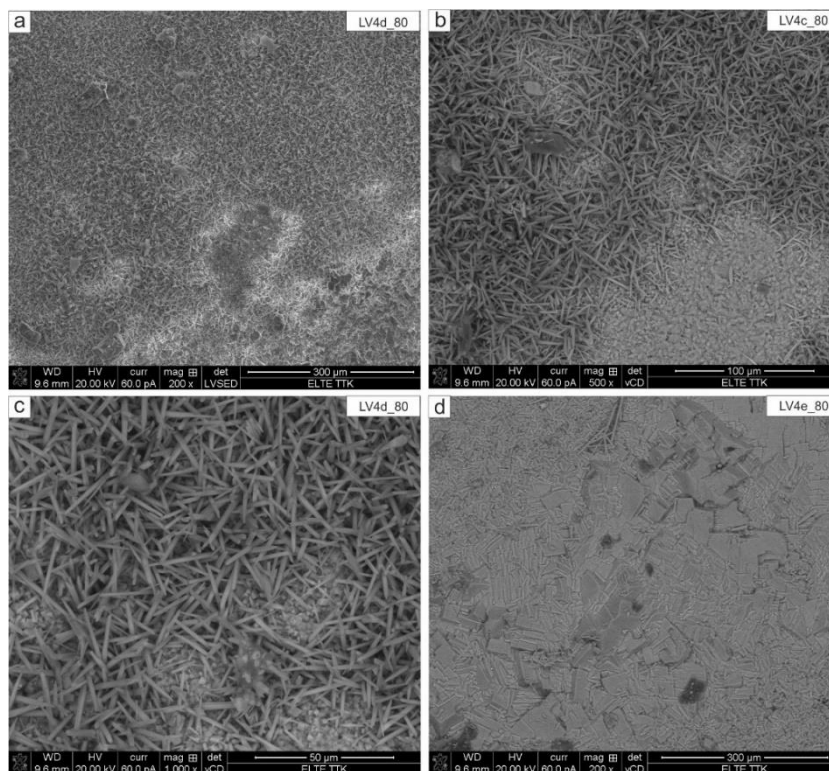
A leglátványosabb változások az eredeti állapotokhoz képest a 80. hét elteltével kihozott lemezek (LV4) felületén voltak megfigyelhetők. A 62. ábra b. és d. felvételein látható, hogy a lemez felületét teljesen beborító romboédeses kalcit kristályok fejlődtek ki. A romboéderek megjelenése mellett tús kristályok is megjelennek, melyek anyaga szintén  $\text{CaCO}_3$ , morfológiája alapján feltételezhetően aragonit (62. ábra d.). A lemez más területeiről is készültek felvételek, ahol változatosabb morfológiával fejlődtek ki kristályok. A romboédeses kristály aggregátumokkal borított területek mellett megjelennek olyan zónák, ahol tús kristályok fedik be a lemez felületét (63. ábra, 64. ábra). A tús mérete a néhány  $\mu\text{m}$ -es tartománytól egészen a több száz  $\mu\text{m}$ -es nagyságig terjed. A tús megjelenés mellett virágra hasonlító formák is megjelennek (63. ábra d.). Ezek anyaga szintén  $\text{CaCO}_3$ , feltehetően aragonit. A kiválások mellett – az LV3 mintánál is tapasztalható – oldódás nyomai is látszanak (62. ábra b.).



62. ábra: Az LV4 minta (80. hét) FIB-SEM felvétele. a. és c. kezdeti állapot; b. és d. 12 hét utáni állapot. A narancssárga négyzetek a kiválások helyét jelölik



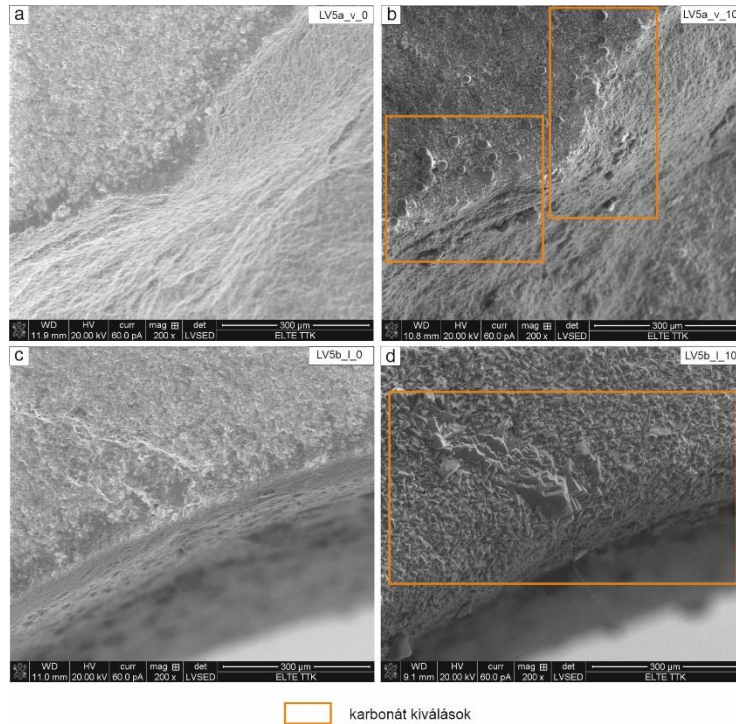
63. ábra: Az LV4 minta egyéb területén (c terület) készült FIB-SEM felvétel 80 hét eltelte után.



64. ábra: Az LV4 minta egyéb területén (d és e terület) készült FIB-SEM felvétel 80 hét eltelte után.

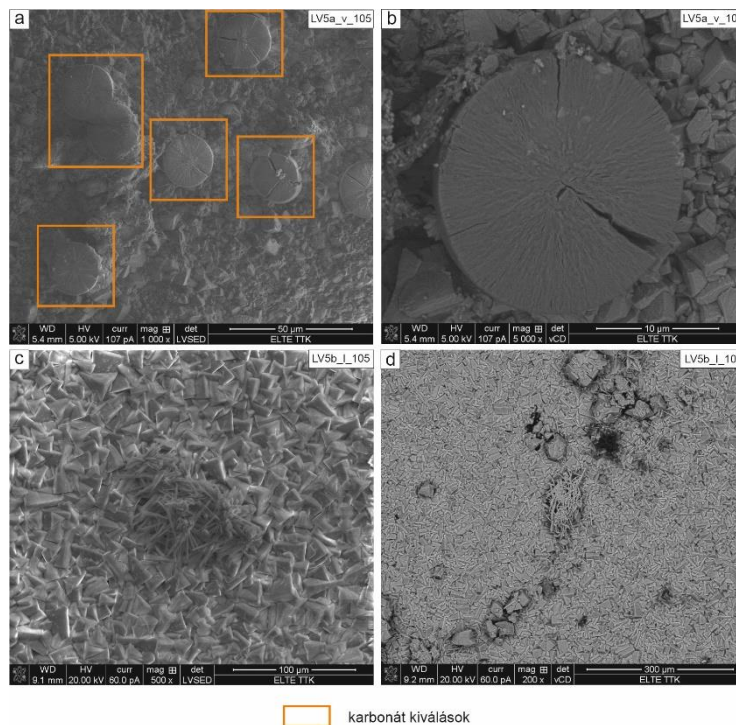
A 105. héten (LV5) az előző lemezhez hasonlóan, az egész felületet beborító romboéderecs formák figyelhetők meg, az eredeti felszínből szinte semmi nem látszik (65. ábra d.). A romboéderecs és tűs formákon túl korongra hasonlító kiválások is megjelentek a lemez azon

részen melyet már a romboéderekes formák fednek le (66. ábra a., b.). Ennél a lemeznél is a gazdagabb kiválások a lemez levegő felőli részén alakultak ki (66. ábra b.). A romboéderekkel beborított felszínre ezen kívül néhány helyen tús kiválás halmok telepedtek meg (66. ábra c., d.).



☐ karbonát kiválások

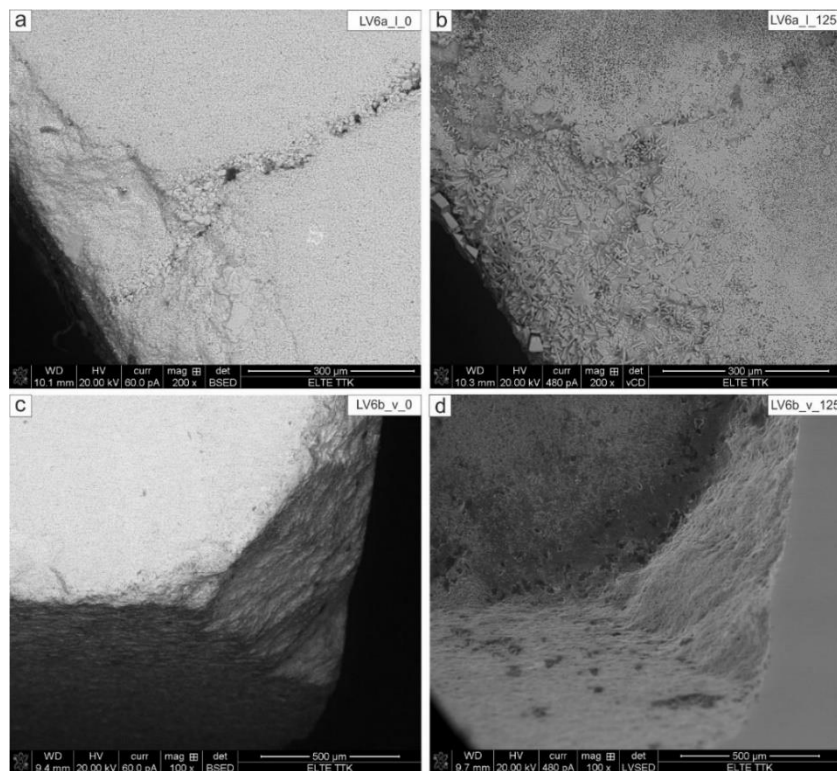
65. ábra: Az LV5 minta (105. hét) FIB-SEM felvétele. a. és c. kezdeti állapot; b. és d. 12 hét utáni állapot. A narancssárga négyzetek a kiválások helyét jelölik



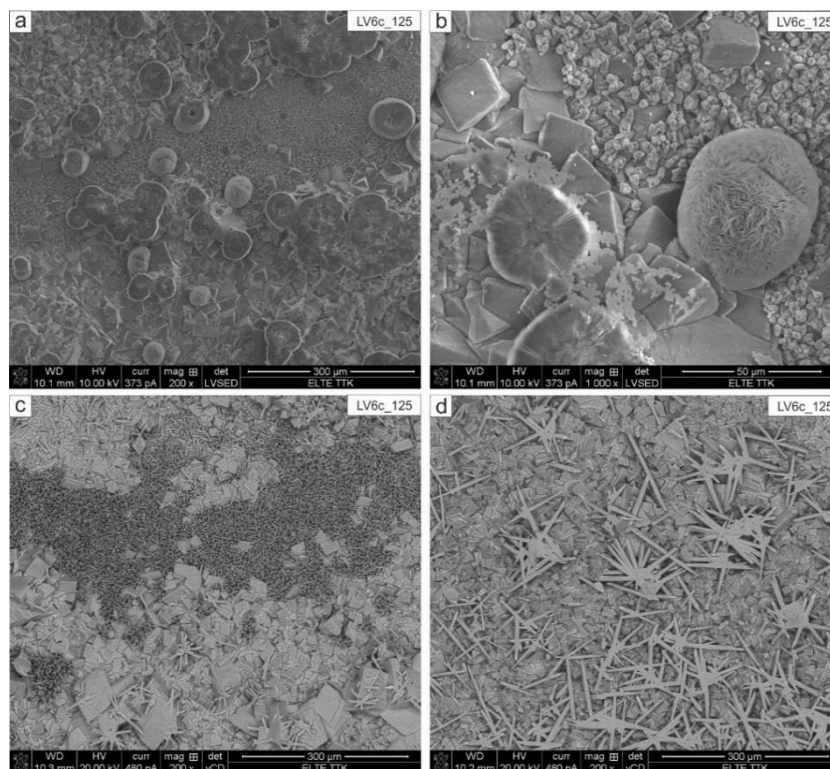
☐ karbonát kiválások

66. ábra: Az LV5 minta egyéb területén (c terület) készült FIB-SEM felvétel 105 hét eltelté után. A narancssárga négyzet a kiválás helyét jelöli

Az utolsó alkalommal kikerülő lemez (LV6) összesen 125 hetet töltött a barlangban. A lemez felületét szintén teljesen befedik a kalcit romboéderek és tús kristály halmok, de a többi lemezhez hasonlóan a víz alatti rész kiválásokban szegényebb (67. ábra, 68. ábra). Az eddigi morfológiai megjelenéseken túl új formát képviselnek a „bolyhokra, pamacsokra” hasonlító képződmények megjelenése (68. ábra). Ezek a képződmények is szintén már a bevont lemez felületén váltak ki. Az 68. ábra „a.” felvételén láthatók olyan pamacsok melyek teljesen, illetve olyanok is, melyek még valószínűsíthetően nem fejlődtek ki teljesen. Ezen formák összetétele is  $\text{CaCO}_3$  az EDS detektorral végzett kémiai összetétel meghatározás alapján.



67. ábra: Az LV6 minta (125. hét) FIB-SEM felvétele. a. és c. kezdeti állapot; b. és d. 12 hét utáni állapot. A narancssárga négyzetek a kiválások helyét jelölik



68. ábra: Az LV6 minta egyéb területén (c terület) készült FIB-SEM felvétel 125 hét eltelte után. A narancssárga négyzet a kiválás helyét jelöli

A levegő-víz határra elhelyezett lemezek felületén bekövetkező változások sokszínűbbek voltak a levegőbe helyezett mintákhoz képest. A lemezek levegő felőli oldalán hasonló szálas, micéliumos baktériumok jelentek meg mint a levegős minták esetében. Ezek mellett elszórtan karbonát kiválások jelentek meg a lemezek felületén. A kísérleti hetek múlásával ezek a karbonát kiválások nagyobb területet borítottak be és változatosabb formák jelentek meg. A kiválások anyaga az EDS detektorral mért kémiai összetétel meghatározás alapján minden esetben  $\text{CaCO}_3$  volt. Az egyes  $\text{CaCO}_3$  kiválások pontos meghatározása további műszeres vizsgálatokkal (Raman-spektroszkópia) lenne lehetséges, ez azonban nem képezte a kutatás részét, így a kiválások ásványainak azonosítása morfológia alapján történt. Ez alapján a kiválások között kalcit és aragonit jelent meg. A kiválások mellett a lemezek felületén több alkalommal oldódás nyoma is megmutatkozott.

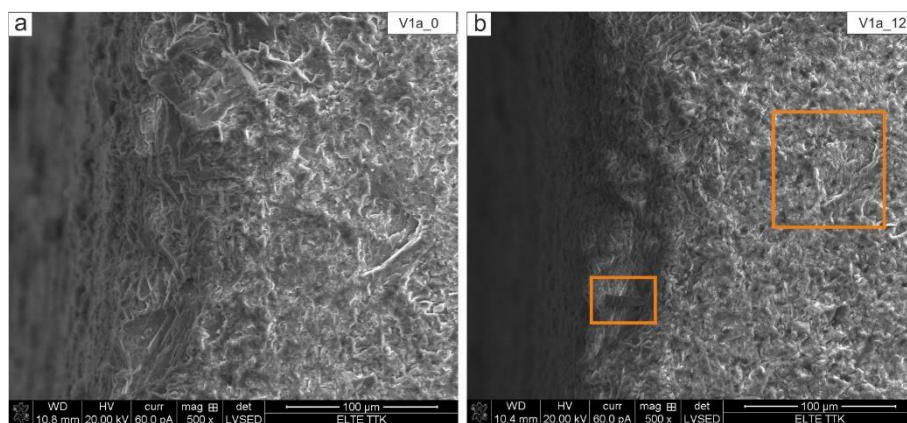
20. táblázat: A levegő-víz határra kihelyezett minták változásainak összefoglaló táblázata

Minta azonosító	Kísérletben eltöltött hetek száma	Megjelenő forma	Ásvány
LV1	12	Kevés, amorf kiválás; fonalas, micéliumos baktériumok,	Kalcit
LV2	32	Teljes felületet beborító kiválás	Kalcit

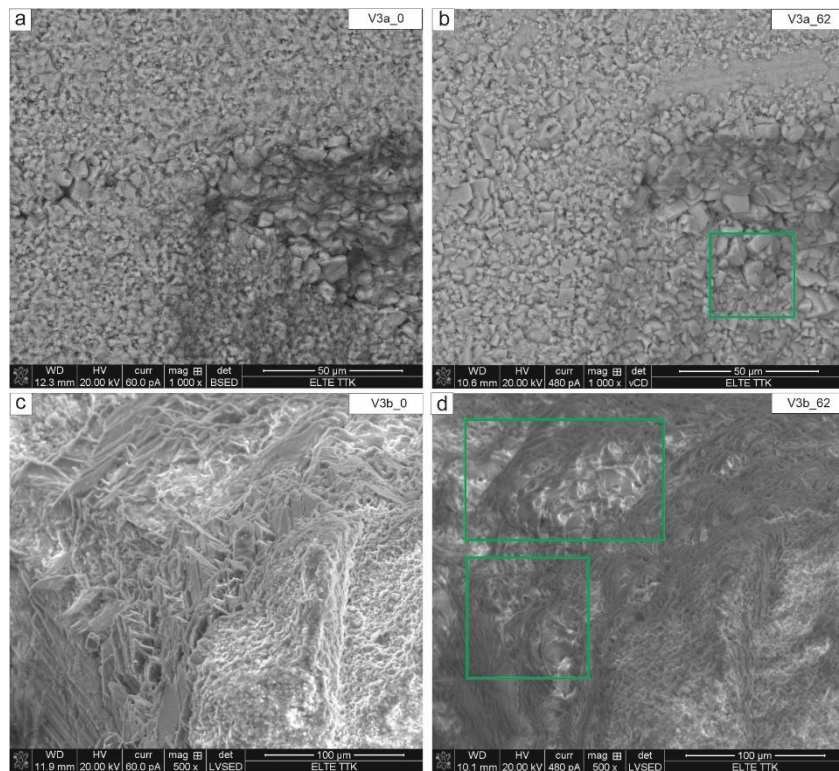
<b>LV3</b>	62	Teljes felületet beborító kiválás + romboéderes formák, visszaoldódás nyomok	Kalcit
<b>LV4</b>	80	Teljes felületet beborító kiválás + romboéderes formák + tús és virág formák	Kalcit/aragonit
<b>LV5</b>	105	Teljes felületet beborító kiválás + romboéderes formák + tús formák	Kalcit/aragonit
<b>LV6</b>	125	Teljes felületet beborító kiválás + romboéderes formák + tús, pamacs formák	Kalcit/aragonit

### *Víz alá helyezett mészkő lemezek eredményei*

A kísérlet során a víz alá elhelyezett lemezek körülbelül fél méterrel helyezkedtek el a víz felszíne alatt. A víz alá helyezett lemezek első példányát (V1) az 69. ábra mutatja be. A kezdeti állapothoz képest karbonát kiválások jelentek meg elszórtan a lemez felületén, de a változások mértéke sokkal csekélyebb, mint a levegő-víz határon elhelyezett lemezek esetében. A következő lemez (V2) felületén is az elsőhöz hasonlóan elszórtan jelennek meg karbonátos kiválások, ezek felvételeit a *IV/E/2. Melléklet* tartalmazza. A 62. heti mintán (V3) néhány helyen található karbonát kiválásokat, azonban a lemezek felületén oldódás nyoma látszik leginkább (70. ábra). Az eredeti lemez felvételéhez képest sok helyen a markáns élek eltűntek, ezeken látható legjobban az oldódás nyoma.



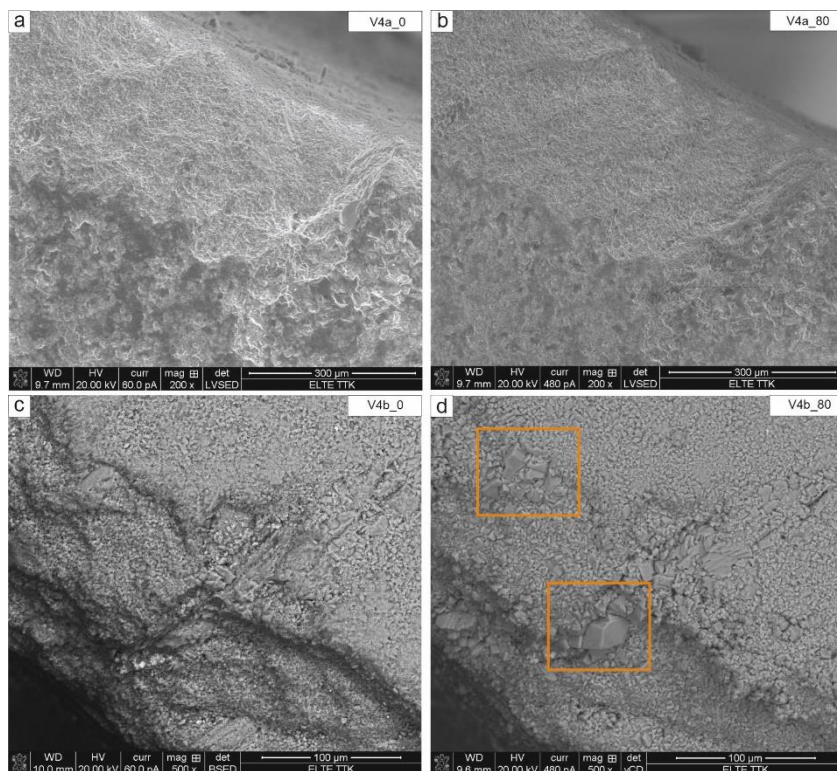
69. ábra: Az V1 minta (12. hét) FIB-SEM felvétele. a.. kezdeti állapot; b. 12 hét utáni állapot. A narancssárga négyzetek a kiválások helyét jelölik



 oldódás nyoma

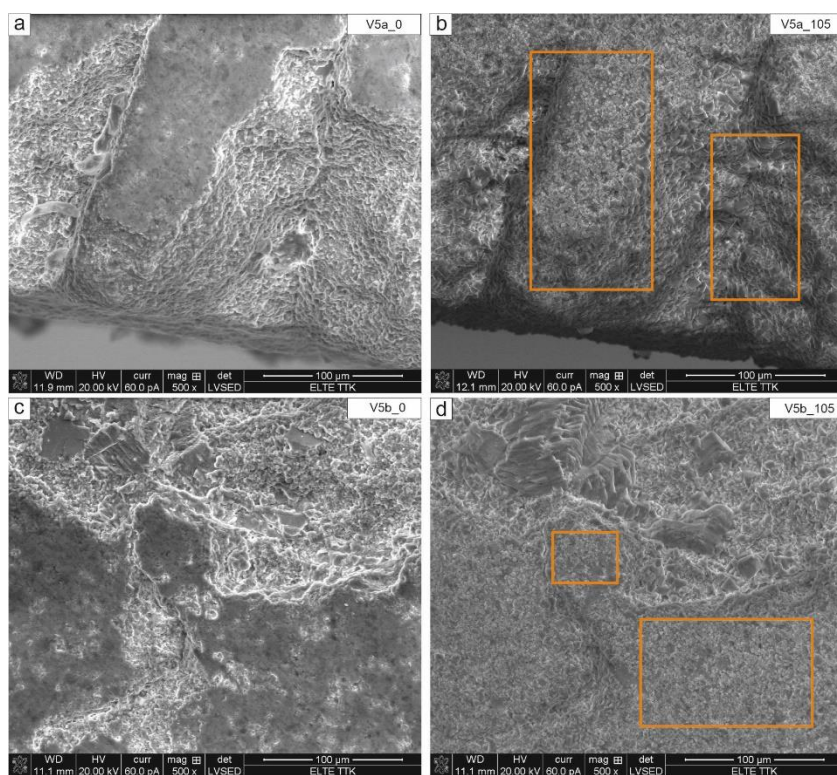
70. ábra: Az V3 minta (62. hét) FIB-SEM felvétele. a. és c. kezdeti állapot; b. és d. 12 hét utáni állapot. A narancssárga négyzetek a kiválások helyét jelölik

A 80. (V4) és 105. (V5) héten kihozott lemezek változásai hasonlóak egymáshoz. A kezdeti állapotokhoz képest már jelentősebb karbonát, főként romboéderes kiválások figyelhetők meg (71. ábra, 72. ábra). A kiválások mellett jól látszanak a visszaoldódás nyomai is a lemezeken. Az utolsó minta (V6) felvételei hasonló változásokat mutatnak, mint a 105. heti lemez, így ennek felvételeit a **IV/E/6. Melléklet** tartalmazza.



☐ karbonát kiválások

71. ábra: Az V4 minta (80. hét) FIB-SEM felvétele. a. és c. kezdeti állapot; b. és d. 12 hét utáni állapot. A narancssárga négyzetek a kiválások helyét jelölik



☐ karbonát kiválások

72. ábra: Az V5 minta (105. hét) FIB-SEM felvétele. a. és c. kezdeti állapot; b. és d. 12 hét utáni állapot. A narancssárga négyzetek a kiválások helyét jelölik



A kísérlet során a víz alá helyezett mészkő lemezek változásai a levegő-víz határra elhelyezett lemezek víz alatti területeivel mutattak hasonlóságot. A kísérlet kezdeti fázisában elszórtan  $\text{CaCO}_3$  kiválások jelentek meg a lemezek felületén, de kisebb mértékben, mint a levegő-víz határra helyezett mintákon. Morfológia alapján a lemezeken megjelenő ásványok kalcitok, amik szinte csak romboéderes formában jelentek meg. A levegő-víz határra helyezett minták esetében azonosított oldódás azonban nagyobb mértékben jelenik meg ezeken a mintákon, főként a mészkő lemezek felületén.

21. táblázat: A víz alá kihelyezett minták változásainak összefoglaló táblázata

Minta azonosító	Kísérletben eltöltött hetek száma	Megjelenő forma	Ásvány
V1	12	Elszórtan kiválás	Kalcit
V2	32	Elszórtan kiválás	Kalcit
V3	62	Elszórtan kiválás + visszaoldódás	Kalcit
V4	80	Romboéderes kiválás + visszaoldódás	Kalcit
V5	105	Romboéderes kiválás + visszaoldódás	Kalcit
V6	125	Romboéderes kiválás + visszaoldódás	Kalcit

A kísérlet előtt a lemezek tömegét is megmértem és a tömegvesztés, illetve gyarapodást vizsgáltam segítségükkel. A lemezek kiinduló, majd a kísérlet utáni tömegeit a *IV/A. Melléklet* tartalmazza. A levegőben található minták -0,048 és 0,005 gramm között változtak, az első minta esetében volt csak pozitív a változás. A változás mértéke azonban egy minta esetében sem haladta meg a 0,05 %-ot így ezeket az eredményeket úgy értelmezem, hogy nem történt változás. A levegő-víz határra elhelyezett minták esetében az idő előrehaladtával a kezdeti tömeghez képest tömegnövekedés történt, a változás -0,018 és 2,380 gramm között változott. A 125 hét eltelte után kikerülő minta esetében már 2,4 %-os növekedés volt tapasztalható. Fontos azonban itt megjegyezni, hogy a SEM felvételek oldódás nyomait is mutatták a lemezeken, így a lemezek tömegének pontos változása nem adható meg, mivel egy-egy tömegnövekedést követhetett tömegvesztés is. A víz alatti minták esetében a változás 0,226 és -8,187 gramm között alakult. Itt egyértelműen a mintáknál tömegvesztés látszik, melynek legnagyobb változása 8 %-os.

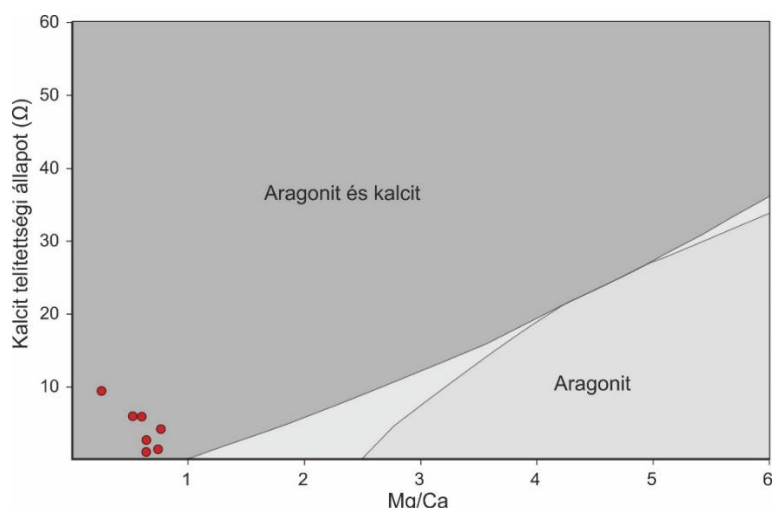
#### 5.2.2.2.1.1. Az in-situ kísérlet eredményeinek összegzése

Az in situ kísérlet 125 hete alatt a kihelyezett lemezek felületén biológiai és kémiai kiválások képződtek. Elsőként a kiválások megjelenését értelmezem, majd összevetem főként hazánkban a Budai Termálkarszton elvégzett in situ kísérletek eredményeivel, illetve nemzetközi irodalmakkal.

A levegőbe kihelyezett mintákon biológiai képleteket tudtam azonosítani, melyek kezdetben fonalas baktériumokból, majd spórákból és baktérium sejtekből épültek fel. A baktériumok pontos meghatározására további vizsgálatokra lenne szükség, így csak néhány jellegzetes nemzetséget lehetett beazonosítani, melyek az Actinobacteria törzs *Streptomyetaceae* és *Micromonosporaceae* családba tartozó baktériumok. Külföldi barlangokban cseppkövek felületén figyeltek meg hasonló spórákkal rendelkező baktériumokat (CUEZVA és mtsi. 2009; JONES 2010; HATHAWAY és mtsi. 2014; BASKAR és mtsi. 2016; LI és mtsi. 2016).

A leglátványosabb és legösszetettebb kiválások a levegő víz határon alakultak ki. A lemezek levegő felőli oldalán a víztől távoli részeken a levegős mintákon azonosított bakteriális képletek jelentek meg. A lemezek felületén kiváló látványos formák karbonát kiválások.

A természetesen megcsapolódó felszínalatti vizek – főként források – karbonát kiválásainak, legfőképpen a kalcit és aragonit képződési körülményeiről JONES 2017 összefoglaló munkája áll rendelkezésre. A tanulmány részletezi a különböző paraméterek kiválásokra gyakorolt hatását, úgy mint víz hőmérséklet, pH, CO<sub>2</sub> tartalom, víz telítettsége. A kalcit és aragonit képződését nagyban meghatározza a víz Mg/Ca aránya. Ez alapján összevettem a barlang vizének kalcitra számított telítettségi indexét és a Mg/Ca arányát (73. ábra) (DE CHOUDENS-SANCHEZ és GONZALEZ 2009; JONES 2017). A kalcit telítettségi indexét és a barlang vizének Mg/Ca arányát a 22. táblázat mutatja be. Az értékek alapján a barlangban különböző időpontokban vett minták abba a tartományba esnek, ahol a kalcit és aragonit kiválásoknak is kedvező feltételek biztosítottak (73. ábra).



73. ábra: Aragonit és kalcit kiválása a Mg/Ca arány és a telítettség függvényében a Beremendi-kristálybarlangban (DE CHOUDENS-SANCHEZ és GONZALEZ 2009 és JONES 2017 alapján)

22. táblázat: A Beremendi-kristálybarlang vizének terepi paramétereit, kalcit telítettségét illetve Mg/Ca arányait

Azonosító	Eltelt hetek száma	Hőm. [°C]	Vez.kép. [ $\mu\text{S}/\text{cm}$ ]	pH	$\Omega_{\text{kalcit}}$	Mg/Ca [mol/mol]
BERB1	0	18,1	425,0	8,3	5,92	1,0
BERB2	12	18,1	428,0	8,3	5,87	0,9
BERB3	32	18,3	423,0	8,3	9,47	0,4
BERB4	62	18,3	421,0	7,3	0,67	1,1
BERB5	80	18,3	477,6	8,0	2,71	1,1
BERB6	105	18,4	478,5	8,2	4,23	1,3
BERB7	125	18,4	462,5	7,4	0,62	1,2

Több tanulmány is foglalkozik egyes barlangi körülmények között végbemenő karbonát kiválásokkal, többnyire csepegő vizekből. A különböző, barlangok csepegő vizeiből kiváló karbonát formák (kalcit, aragonit) megjelenésénél nem a hőmérséklet változásnak van nagy szerepe, hanem a Mg/Ca arálynak (ROSSI és LOZANO 2016). A magasabb Mg/Ca arány a kalcium kiválásának gátlásával kedvez az aragonit kiválásának, melyet több laboratóriumi kísérlet bizonyított (BISCHOFF 1968; BERNER 1975; BURTON és WALTER 1987). ROSSI és LOZANO 2016 -os tanulmányában, bár a csepegő vizek karbonát kiválásait vizsgálta, a környezeti körülmények hasonlóak voltak a saját kísérletéhez. Aragonit formák 1,1 Mg/Ca arány felett, kalcit formák ezen érték alatt jöttek létre. A Beremendi-kristálybarlang vizének Mg/Ca arányának értékei alapján a barlang vizének Mg/Ca aránya először a 62. hétnél érte el az 1,1 mol/mol arányt, mely arány kedvez az aragonit kiválásának (22. táblázat). Ezen eredmények összevágtnak a lemezek felületén megjelenő karbonát kiválásokkal, mivel aragonit formát először a 80. heti mintánál azonosítottam. Fontos megjegyezni, hogy a Mg/Ca

arányokról csak egy-egy időpillanatban van adatom, így az arány pontos időbeli változásáról nem kaptunk információt. Az adatok alapján az aragonit kiváláshoz kedvező környezet a 62. héttől állt rendelkezésre, ez előtt a víz kémiai összetétele a kalcit kiválások kialakulásához és megjelenéséhez volt kedvező. A csepegő vizek esetében a kalcium és aragonit kiválások átmenetét két fő tényező befolyásolja, a víz tartózkodási ideje a vadózus zónában, illetve a korábbi  $\text{CaCO}_3$  kiválások az áramlási pálya mentén (FAIRCHILD és mtsi. 2000; MUSGROVE és BANNER 2004). A Mg/Ca arány megváltozásának okára nem sikerült bizonyítékot találni és háttér folyamatot beazonosítani, ennek pontosításához további, részletesebb vizsgálatokra lenne szükség.

A térség többi barlangjából származó vízminták Mg/Ca aránya nem érte el az 1,1 mol/mol határt, a Siklósi vár kútjának barlangjában 0,73, míg a Váraljai-barlangban 0,80 volt a Mg/Ca arány. Ezeket a vízkémiai eltéréseket a kőzet-víz kölcsönhatás során végbemenő folyamatok eredményezhetik, melynek egyik alapvető pontja, hogy a víz milyen kőzettel érintkezik. Esetemben a Beremendi-kristálybarlang kréta korú *Nagyharsányi Mészke Formációban* található, míg a siklósi rögben triász korú *Csukmai Dolomit Formáció* a befoglaló kőzet. A Beremendi-kristálybarlang ásványkiválásai, különösképpen a hazánkban egyedülálló aragonit formák, illetve a Nagyharsányi-kristálybarlang kiválásai – mely barlang szintén a *Nagyharsányi Mészke Formációban* alakult ki – ennek a kőzet-víz kölcsönhatás nyomán létrejövő magas Mg/Ca arálynak köszönheti egyedülálló ásványvilágát. Ez a formáció hazánkban csak a Villányi területen található meg felszínen (CSÁSZÁR 1998).

A kísérlet 125 hete alatt a kihelyezett lemezek közül a levegő-víz határ folyamatai voltak a legintenzívebbek. Minden terület esetében elmondható, hogy az idő előre haladtával a mészkő lemezek felületén megjelenő változások, kiválások egyre intenzívebbek lettek. Az időbeli változás a különböző formák megjelenésében és méretében is megfigyelhető volt. A levegőbe elhelyezett minták esetében a baktériumok általi kolonizáció egyre erőteljesebbé vált, a fonalas baktériumok mellett megjelentek komplexebb spóra és baktérium sejt telepek is. A mintákon nem volt megfigyelhető területi elkülönülés, minden részére ugyanúgy jellemzőek voltak a megjelenő formák. A levegő-víz határon elhelyezett lemezek kiválásai mutatták a legnagyobb változékonyságot. A kísérlet előre haladtával változott a  $\text{CaCO}_3$  kiválások morfológiája és mennyisége is, a 80. hétre a lemez teljes felületét beborították a kiválások. A kiválás a levegő-víz határ közelében volt a legintenzívebb, attól távolodva csökkent az intenzitás. Ezen belül is a levegő felőli részek gazdagabbak kiválásokban a víz alatti részekhez képest. Az *in situ* kísérlet eredményei is alátámasztják azt a megállapítást, hogy a Beremendi-kristálybarlangban a

hipogén barlangképződés már nem egy aktív folyamat, a térségben a hipogén barlangképződés tehát nem azonosítható. A kísérlet eredményei alátámasztják, hogy az enyhe oldódási folyamatok mellett párhuzamosan a barlangban a karbonát kiválás is zajlik, a karbonát egyensúly tolódik kiválás vagy oldódás irányába mikroskálán zajló, lokális folyamatok hatására.

## 6. Értelmezés és diszkusszió

Az alábbi fejezetekben a regionális hidraulikai feldolgozás, illetve a lokális feldolgozások eredményeit értelmezem és diszkutálom. Az eredmények alapján kitérek a térség karsztfejlődésére és az eredmények gyakorlati vonatkozásait is ismertetem, mely kiterjed a szénhidrogénekre, a felszínalatti vizek geotermikus és balneológiai, valamint ipari- és ivóvíz célú termelésének fenntartható hasznosítására.

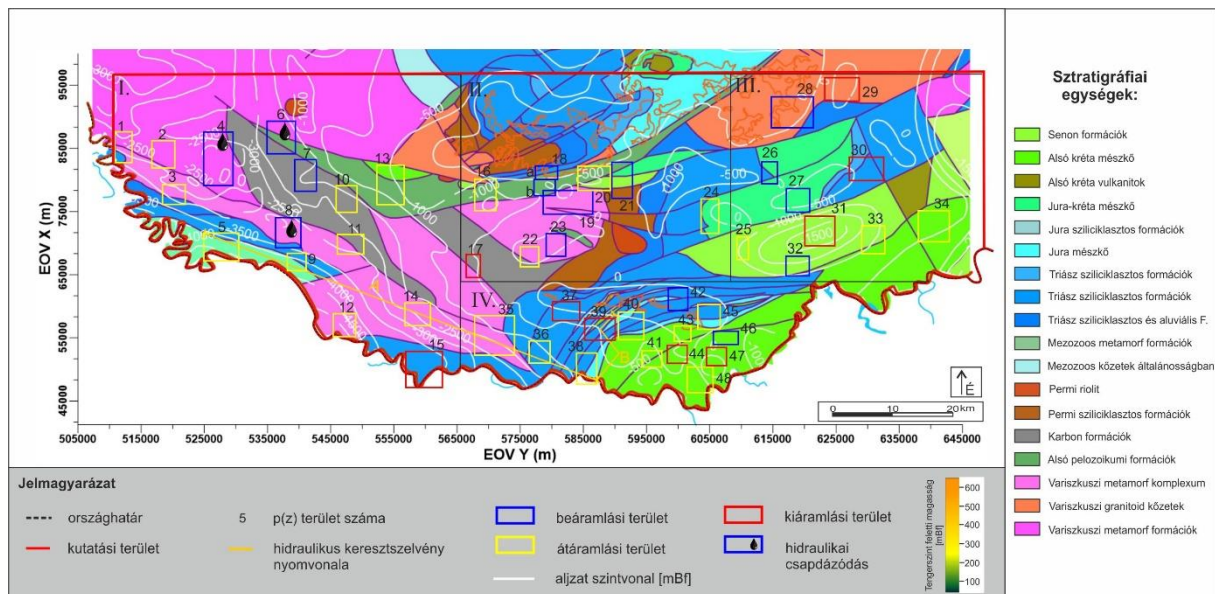
### 6.1. Regionális feldolgozás értékelése

Ebben a fejezetben a regionális felszínalatti áramlási rendszerek és hozzájuk kapcsolódó jelenségek magyarázatát tárgyalom a regionális hidraulikai feldolgozás eredményeként. A területre készült regionális szintű hidraulikai értékelés a mért adatokon alapuló hidraulikai feldolgozás és a regionális hidraulikai folytonosság elvét követve készült el, mely az első ilyen szemléletű feldolgozás a térségre. A nyomás eleváció profilok, tomografikus potenciáltérképek és a hidraulikus keresztmetszvények eredményeinek együttes értelmezésével az alábbi következtetések vonhatók le. A kutatási terület sekély régióiban -500 mBf eleváció szintig a vertikális áramlási irányok a topográfia hatását tükrözik. Lefelé irányuló vertikális vízmozgás jellemző a topográfiailag magasabb területeken, emellett pedig horizontális és vertikálisan felfelé irányuló vízmozgás jellemző a topográfiailag alacsonyabb területeken (20. ábra). Következésképpen a gravitációs áramlási rendszer elemei azonosíthatók, beleértve a beáramlási-, átáramlási- és kiáramlási rezsim területeket. A rendelkezésre álló adatok alapján a beáramlási területeken a behatolási mélység -400 és -500 mBf eleváció közé tehető. Ennél mélyebb eleváció tartományokban, -500 és -1000 mBf elevációk között, főként horizontális áramlások jellemzőek néhány esetben vertikálisan felfelé irányuló komponenssel a sekély beáramlási területek alatt illetve a kiáramlási területeken. Ezek a felfelé irányuló áramlások szintén a gravitációsan vezérelt áramlási rendszer részét képezik figyelembe véve a hidraulikus emelkedési magasság értékek nagyságát (a hidrosztatikus tartományt kevéssel meghaladó értékek: 10,3-10,6 MPa/km) és a túlnyomás hiányát. Összességében elmondható, hogy ebben a gravitációsan vezérelt áramlási rendszerben hidrosztatikus körüli nyomásviszonyok, tehát dominánsan horizontális áramlási irányok jellemzők az egész kutatási területen. A regionális áramlási irányok követik a topográfia lefutását és D-DK felé tartó áramlási irányok alakulnak ki, a hegységi területek felől a Duna és a Dráva felé haladnak. Fontos megjegyezni, hogy a Dráva mentén nem alakulnak ki kiáramlási területek, a Duna menti területeken viszont ezek jellemzőek. A Dráva mentén a nyomásviszonyok hidrosztatikushoz közeli, illetve a

topográfiai adottságok nem kedvezőek a kiáramlási területek kialakulásához – széles területen hasonló topográfiai magasságok, távol a topográfiailag magasabb régióktól, nincs markáns mély pont – így itt nem alakult ki regionális erózióbázis. Mindemellett a mélyebb eleváció tartományokban – melyekhez csak a Dráva medencei részterületről állnak rendelkezésre adatok – -1500 és -2000 mBf között túlnyomásos területek azonosíthatók jelentős túlnyomással (max. 66 %) és felfelé mutató vertikális nyomásgradienssel (max. 41,58 MPa/km). Az áramlások vertikális komponense dominánsan felfelé irányuló, miközben a felszínalatti vízáramlások a mélyebb medence részek felől a peremek felé haladnak oldalirányban. Az áramlási irányok átalakulnak ÉK-K-DK irányúvá és már nem tükrözik a topográfia lefutását. A gravitációsan vezérelt áramlási rendszerek és a túlnyomásos áramlási rendszerek átmeneti zónája -1500 és -2000 mBf eleváció körülre tehető, ahol a túlnyomás teljesen disszipálódik.

A kutatási terület keleti részein, a II. – III. – IV. részterületeken (13. ábra), csak sekély mélységből -200 mBf eleváció felett álltak rendelkezésre adatok, ahol nagyrészt gravitációsan vezérelt áramlási rendszerhez tartozó átáramlási területek azonosíthatók, illetve felfelé irányuló vízmozgás a jellemző főként a Villányi-hegység déli előterében (20. ábra). Ezeken a területeken is feltételezhető a túlnyomásos rendszer megléte -2000 mBf eleváció alatt különösen az üledékes medence egyes részein, főként a Dráva-medence délkeleti folytatásában, tehát a Villányi-hegység déli előterében, illetve a Nagy Alföld délnyugati sarkának folytatásában. Ezt a feltételezést alátámasztja a Dráva-medencében kimutatott túlnyomásos áramlási rendszerek jelenléte, mely a Nagy Alföld részmedencéiben is általánosan jellemző, melyek geológiai értelemben hasonlóak (TÓTH és ALMÁSI 2001a, MÁDL-SZŐNYI és TÓTH 2009, CZAUNER és MÁDL-SZŐNYI 2013).

A Villányi-hegység déli előterében Harkány település és térsége az a terület, ahol azonosítani lehet a túlnyomásos rendszerek hatását és a felszínalatti vizekben a Dráva-medencéből származó komponensek jelenlétét (magasabb  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $^{226}\text{Ra}$  koncentrációk). A 39-es p(z) profilon felfelé irányuló vertikális vízmozgás azonosítható (20. ábra), emellett a „B” jelű hidraulikai keresztmetszelyen tektonikai elemekhez köthető potenciál anomália figyelhető meg a hidraulikus emelkedési magasság értékekben (31. ábra). Itt a Pre-Neogén Vízartó kiemelt helyzetben van, így a szerkezeti elemek mentén feláramlás tapasztalható, melyen keresztül a túlnyomásos rendszer által hajtott fluidumok meg tudják közelíteni a felszín közeli területeket. Mindemellett figyelembe véve az aljzat morfológiáját Harkány helyezkedik el legközelebb a mélyebb medence területek pereméhez, illetve ezen a területen az aljzat öböl szerű beugrása is megfigyelhető a -1000 mBf aljzat szintvonal esetében a 39-es profil közelében (74. ábra).



74. ábra: Nyomás-eleváció profilok eredményei a Pre-Neogén aljzat térképen (térkép forrás: Haas 2010 után módosítva)

A medence eredetű, mélyebbről származó fluidumok hatása a harkányi vizek hőmérsékletében és kémiai összetételében nyilvánul meg. Itt található a Villányi-hegység déli előterének legmagasabb hőmérsékletű vizei, 62°C-os hőmérséklettel. Ezután a következő legmagasabb hőmérsékletű vizek maximum 33 °C fokosak a 40-43-as és a 48-as profilok területein (74. ábra). A kémiai adatok feldolgozásának eredményeiből is jól látszik, hogy a Harkány környéki vizek fáciése (Na-Ca, HCO<sub>3</sub>-Cl-SO<sub>4</sub>) és magasabb klorid és nátrium tartalma átmenetet jelent a Ca-Mg, HCO<sub>3</sub> fáciésű karsztvizek és a Cl-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub> és Na-K fáciésű mély medence fluidumok között (33. ábra). Az általános kémiai feldolgozás eredményein túl ezek a vizek rendelkeztek a legmagasabb rádium (196-230 mBq/l) aktivitás koncentráció értékekkel (34. ábra), mely értékek szintén a magasabb rendű áramlási rendszerek vizeinek jelenlétét, redukív viszonyok dominanciáját bizonyítják.

Korábbi kutatások (LORBERER és RÓNAKI 1978; LIEBE és LORBERER 1981; LORBERER 1986) a harkányi vizek eltérő vízgeokémiai karakterét egy É-ÉK felől jövő áramlási ágból származtatták. Későbbi kutatások (CSICSÁK és mtsi. 2008) már feltételezték a kapcsolatot a Villányi-hegység pikkelyei és a Dráva-medence között, amit a vizek δ<sup>18</sup>O és δD értékeivel, a C<sup>14</sup>-es vízkor adatokkal és a szerves anyagok (szénhidrogén nyomok) jelenlétével igazoltak a harkányi termálvizekben. Emellett a teljes Villányi-hegység déli előterében feltételezték a keveredést a mélymedence eredetű fluidumok és lokális karsztvizek között. A mért adatokon alapuló hidraulikai feldolgozással igazoltam ezeket a feltételezett áramlási irányokat, mind É-ÉK felől, a Nyugat-Mecsek irányából, mind a Dráva-medence felől. A Nyugat-Mecsek felől érkező felszínalatti áramlásokat azonban csak -200 mBf elevációig tudtam igazolni, nagyobb



mélységből sem hidraulikai, sem kémiai adat nem állt rendelkezésre. A Villányi-hegység déli előterében csak Harkánynál bizonyítható a nyomás-eleváció profilok, hidraulikus keresztmetszvény, hőmérsékleti és a kémiai adatok alapján, hogy a Dráva-medence felől érkező mélyebb eredetű fluidumok megjelennek. Az előtér távolabbi részében azonban a hidraulikai és kémiai adatok alapján ez nem igazolható. Ahogyan arra már LIEBE ÉS LORBERER (1981) is utalt, az előtér langyos forrásainak (Büdöstopolca, Siklós) hozamát a Villányi-hegység területen történő beszivárgás is fenn tudja tartani. A potenciáltérképek alapján a Villányi-hegység déli előterébe a Mecsek felől is érkeznek vizek, amihez a Villányi-hegység beszivárgási területére hulló csapadék is hozzáadódik. A harkányi termálvizek kivételével a térség felszínalatti vizeinek hőmérséklete és „egyszerű” (domináns fácies: Ca-Mg; HCO<sub>3</sub>-Cl-SO<sub>4</sub> és Ca-Na; HCO<sub>3</sub>-Cl-SO<sub>4</sub>) kémiai összetétele szintén magyarázható a Mecsek ill. Villányi-hegység felől érkező áramlással. A kistapolcai lokális kutatási területen végzett numerikus modellezéssel ezt alá is támasztottuk.

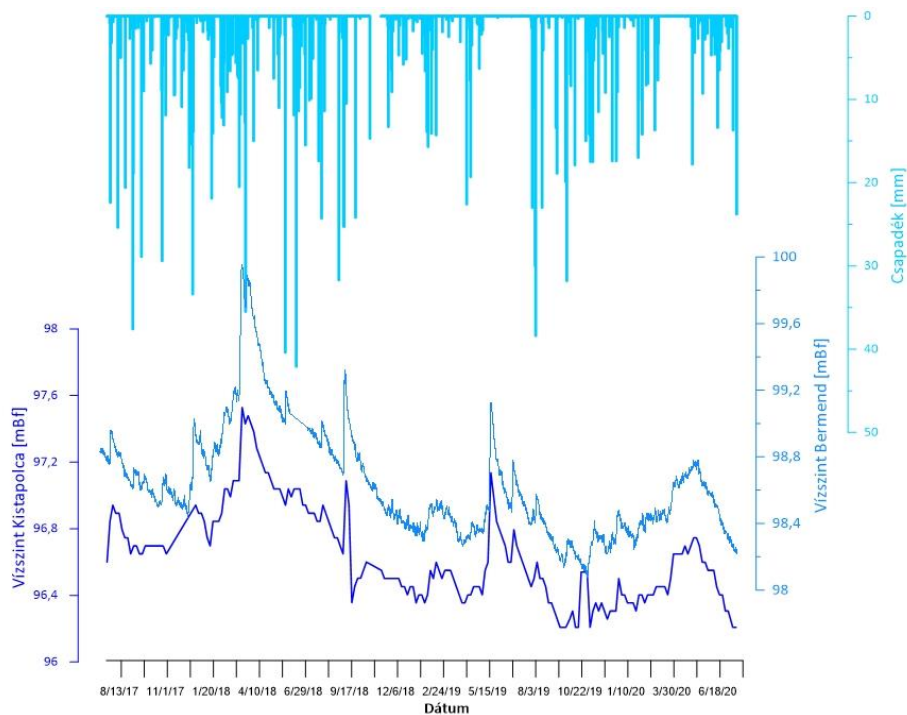
Magyarország több részén találkozhatunk a földtani felépítéssel, mikor a kiemelt helyzetben lévő karbonátos kőzetek a szomszédos medence aljzatában vastag üledékekkel eltemetve folytatódnak. Ilyen helyzetre példa többek között a Bükk-hegység és annak déli-, délnyugati előtere, a Dunántúli-középhegység számos része beleértve a Budai-termálkarsztot, illetve jelen dolgozat fókuszában álló Villányi-termálkarszt is. Dolgozatomban a Villányi-termálkarszt eredményeit a Budai-termálkarszttal hasonlítom össze, mivel ezen a területen készült olyan átfogó, mért adatokon alapuló hidraulikai feldolgozás, mely szintén a medence léptékű regionális áramlási rendszerek és a hidraulikus folytonosság szemléletében dolgozta fel a területet (ERHARDT és mtsi. 2017; MÁDL-SZŐNYI és mtsi. 2019; MÁDLNÉ SZŐNYI 2020). Ennek eredményeként gravitációsan vezérelt áramlási rendszereket, hidraulikus folytonosságot és a vízfogó képződmények és tektonikai elemek áramlási képet módosító hatását mutatták ki a területen, a Villányi-hegység déli előteréhez hasonlóan. Vastag sziliciklasztos fedő magasabb vertikális nyomás gradienseket okoz, mely elősegíti a felszínalatti vizek felfelé irányuló mozgását az alatta található karbonátos víztartóban. Erre a villányi regionális kutatási területen is számos példát láthatunk. A kutatási területen a vízfogó képződmények jelenléte és hatása leginkább a Dráva-medencei részen volt igazolható a mélyebb régiókban a 4, 5, 6, 7, 9 p(z) profilok területein (20. ábra). A vastag fedő üledékek hatására kialakuló magasabb nyomás gradiens értékek szintén ezen a területen voltak jelentősek, itt jelentek meg a túlnyomásra utaló értékek is ( $\gamma = 20,5-41,6$  MPa/km). Felfelé irányuló vízmozgásra jellemző nyomás gradiens értékek ezen kívül még a Villányi-hegység déli előterében jelentek meg a 37, 39, 44, 47 profilok területein  $\gamma = 10,3-12,7$  MPa/km értékek között. Ezeken a területeken a p(z) profilok (20. ábra),

illetve a hidraulikus keresztmetszvények (31. ábra; 32. ábra) eredményei alapján azonosítható a tektonikai elemek áramlási képet befolyásoló hatása is, melyek mentén a mélyebb medence fluidumok sekély mélységbe kerülnek és akár természetes módon meg is csapolódnak. Erre legjobb példa Harkány térsége, ahol mocsaras terület létezett (ZSIGMONDY 1873). Mindezek mellett különbségek is vannak a két terület között. A Villányi terület esetében normális és túlnyomásos környezeteket azonosítottam horizontális és felfelé irányuló vízmozgással, míg a Budai-termálkarszt esetében normál és alulnyomásos környezeteket határoztak meg (MÁDL-SZÖNYI és mtsi. 2019). Az itt kialakuló alulnyomásos környezetek létrejötte geológiai okokra vezethető vissza, a területen zajló kiemelkedés és ezzel egy időben zajló erózió hatására, melynek eredményeként változás következett be az áramlási térben és megnőtt a sziliciklasztos fedőben található képződmények vízfogó hatása is. Ezzel szemben a Dráva-medencében létrejövő túlnyomás okai lehetnek 1) a tektonikai kompresszió és az üledékek vertikális kompaktiója a medencében, mint a fluidumok hajtó ereje, ahogyan CSICSÁK és mtsi. 2008 is gondolták, ill. 2) a vízfogó rétegek átáramlást lassító hatása a sziliciklasztos fedő üledékekben, hasonlóan a Nagyalföld D-DK-i almedencéihez (TÓTH és ALMÁSI 2001b; CZAUNER és MÁDL-SZÖNYI 2013). Véleményem szerint a Dráva-medencében az áramlási mintázat alakulására a kompresszióknak van legnagyobb hatása a Pannon-medence többi részmedencéjéhez képest, mivel a medence inverziója a Dráva-medence DNy-i részén vette kezdetét a kora miocénben (BADA és mtsi. 2007). Ezután az inverzió folyamatosan haladt tovább a medence középső területei felé, ahol lokális rövidüléseket (transzpressziót) okozott a Nagyalföld nyugati részén, míg a keleti részekén a transztenzió dominál. Következésképpen az eltérő nyomásviszonyoknak köszönhetően a két területen nagy lesz a különbség a medence eredetű fluidumok eredetét illetően. A Budai-termálkarszt – Paleogén-medence esetében az alulnyomásos helyzetben lévő fedett karbonátokba a fedő sziliciklasztos üledékekből vertikális szivárgás által érkeznek a medence eredetű fluidumok. A Villányi-hegység déli előtere – Dráva-medence rendszer esetében a fedő üledékek alatt elhelyezkedő túlnyomásos fedett alaphegységből érkeznek a medence eredetű fluidumok, melyek a medence peremek felé, illetve kiemelt alaphegységi magaslatok irányába mozognak.

## **6.2. Lokális feldolgozások együttes értékelése, regionális feldolgozás lokális léptékű vonatkozásai**

A regionális feldolgozáson túl a kistapolcai és a beremendi területek lokális feldolgozásának eredményei nagyban hozzá járultak a térség felszínalatti vízáramlási rendszereinek és

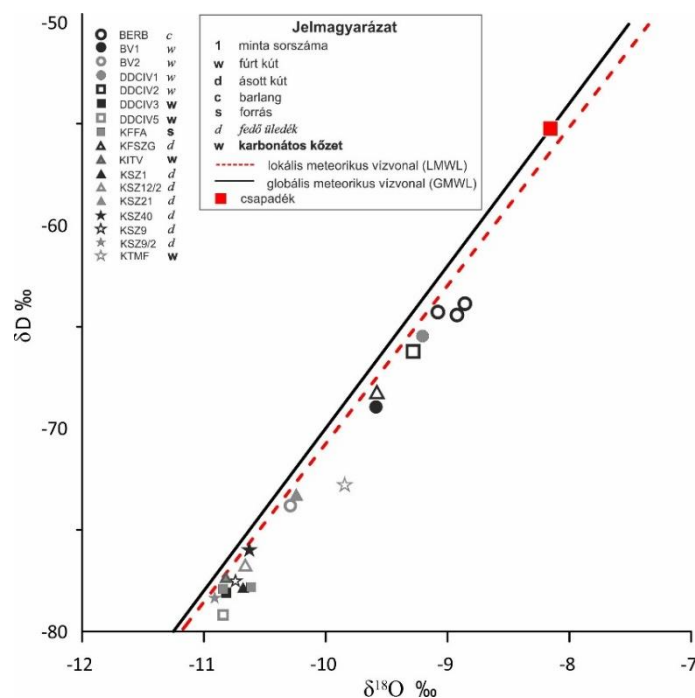
hatásainak megértéséhez. A két lokális terület eredményeit összevetve, az idősoros adatok vizsgálatával azt a következtetést tudtam levonni, hogy a vízszintek dinamikusan reagálnak a csapadék eseményekre, azonban minden más paraméter stabilitást mutat (hőmérséklet, vezetőképesség) (48. ábra; 49. ábra). A két terület vízszint adatait egybe vetve az látszik, hogy a csapadék események hatására a két vízszint hasonlóan viselkedik és együtt mozog (75. ábra). Ez azt bizonyítja, hogy a két terület között hidraulikai értelemben kapcsolat van és egy rendszerhez tartoznak, tehát nincs hidraulikai gát a két terület között. Ennek a ténynek a tisztázása fontos, ha a barlang környezetében lévő víztartót és a barlangban aktuálisan zajló folyamatokat szeretnénk vizsgálni, mivel a forráshoz sokkal könnyebb a hozzáférés, így annak vizsgálata a barlang környezetének hidrogeológiai megértéséhez is releváns információt szolgáltat.



75. ábra: A kistapolcai tó és a Beremendi-kristálybarlang idősoros adatainak összehasonlítása

A regionális hidraulikai feldolgozás során mindkét területre készítettem nyomás-eleváció profilokat, mely alapján Kistapolcát kiáramlási-, míg Beremendet átáramlási területként azonosítottam enyhe felfelé irányuló vízmozgással (20. ábra). Lokális léptékben megvizsgálva Kistapolca esetében a nyomás értékek a település egyik részén mutattak csak hidrosztatikusnál magasabb értékeket, tehát felfelé irányuló vízmozgást (45. ábra). A két terület kémiai adatait összehasonlítva más-más vízkémiai fáciesek a jellemzőek, míg Kistapolca esetében a Ca-Na – HCO<sub>3</sub>-Cl-SO<sub>4</sub> a jellemző fácies, addig Beremenden Ca-Mg – Na-K – HCO<sub>3</sub>-Cl-SO<sub>4</sub> fácies, összes oldott anyag tartalmát tekintve a beremendi vizeknek alacsonyabb az összes oldott anyag

tartalma is (Beremend: 323-374 mg/l; Kistapolca: 615-1360 mg/l). A két lokális terület stabil izotópos eredményeit összevetve kirajzolódik, hogy a Beremendi-kristálybarlangból származó vízminták eredményei a legpozitívabb értékekkel jellemezhetők ( $\delta D \sim (-63,8 \text{ ‰}) - (-64,42 \text{ ‰})$  és  $\delta^{18}O \sim (-8,90 \text{ ‰}) - (-9,08 \text{ ‰})$ ), így ezek helyezkednek el legközelebb a csapadék értékéhez ( $\delta D \sim (-55,24)$  és  $\delta^{18}O \sim (-8,16 \text{ ‰})$ ). Ezzel szemben a kistapolcai minták izotópos értékei negatívabb tartományba esnek (76. ábra). Mindezek alapján megállapítható, hogy a barlangban található víz izotópos összetétele közelebb áll a csapadék értékekhez, tehát a frissen beszivárgó vizeknek nagyobb hatása van, mint a mélyebb áramlási rendszerek által szállított vizeknek. Utóbbiak hatása elenyésző vagy teljes mértékben hiányzik. A mért  $\delta^{18}O$  értékek megegyeznek a barlangban korábban mért izotópos értékekkel (VIGASSY és mtsi. 2010). A barlangban mért alacsony vezetőképesség értékek (421-479  $\mu\text{S/cm}$ ) és a csapadék izotópos összetételéhez közel álló stabil izotóp értékek együttesen alátámasztják azt a megállapítást, hogy a beszivárgó, lokális áramlási rendszerek felszínalatti vizei vannak hatással a barlangban megtalálható vízre.

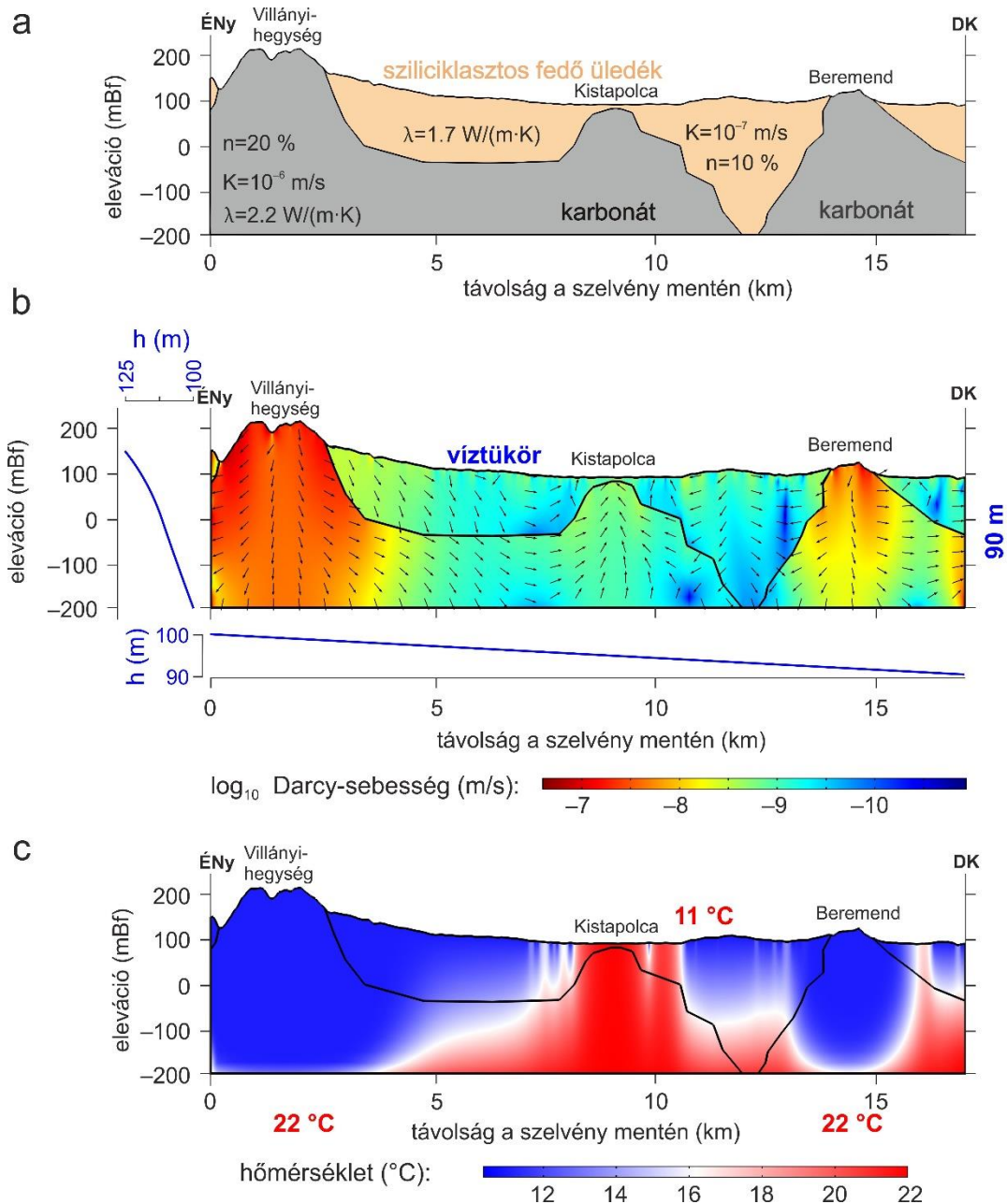


76. ábra: A lokális feldolgozások vízmintáinak együttes stabil izotóp eredményei

A két lokális terület kémiai, stabil izotópos és idősoros adatainak vizsgálatát numerikus szimulációval egészítettük ki. A 2 dimenziós modell COMSOL Multiphysics 5.1 vége-selemes numerikus szimulációs szoftverben készült, mely Tóth Ádám közreműködésével készült el. A modell elkészítésénél a program folyadékáramlás-porózus közeg és felszínalatti áramlás Darcy törvény moduljai kerültek felhasználásra (ZIMMERMAN 2006). A modell stacionárius a relatív sekély vizsgálati terület (vastagság  $\sim 300$  méter, hosszúság  $\sim 17$  km), illetve a peremek

hőmérséklet különbsége miatt, a vízáramlások fő hajtóereje pedig a vízszint különbségekből (nagy hidraulikus emelkedési magasság gradiensek) adódik, ahogy ez SZIJÁRTÓ és mtsi. 2019 munkájában is szerepel. Következésképpen csak a kondukciót és az advekciót vettük figyelembe. A peremfeltételek kijelölése a kutakban mért hidraulikai és hőmérsékleti adatok alapján került meghatározásra. A modell felső határán a hidraulikus emelkedési magasság értékek a megfigyelt vízszintek alapján változnak. A hőtranszport felső peremfeltétele az éves átlagos középhőmérséklet értéke (11 °C), míg az alsó hőmérsékleti határt az észlelt vízhőmérsékletek adták (22 °C). Az oldalsó határokon szimmetria határfeltételeket alkalmaztunk, ami azt jelenti, hogy a határon a hőáram nem értelmezett. A modell két hidrosztratigráfiai egységből épül fel, a fedő sziliciklasztos rétegből és az alatta elhelyezkedő vastag karbonátos rétegből, melynek alsó határa ismeretlen. A hidraulikai vezetőképességet egy nagyságrend különbséggel határoztunk meg (a vízszintes 10-szer nagyobb, mint a függőleges hidraulikus vezetőképesség). A modell hidraulikus (porozitás és hidraulikus vezetőképesség) tulajdonságait és az egységek hővezető képességét analógiák és irodalmi hivatkozások alapján határoztuk meg (CLARK 1966; FREEZE és CHERRY 1979; BEARDMORE és CULL 2001; MÁDL-SZÖNYI és TÓTH 2015).

A modellezett területen a felszínen lévő karbonátos területek (Villányi-hegység, Beremendi-rög) beszivárgási területként funkcionálnak, ahol a felszínalatti vizek utánpótlódása történik és ezeken a területeken jellemzően lefelé irányuló vertikális vízmozgás azonosítható. A modell számítások alapján a felszínalatti víz áramlásának sebessége 1-2 egységgel magasabb ezeken a fedetlen karbonátos területeken (-7 – -8 m/s), mint a környezetében található fedő üledékekben (-9 – -10 m/s) (77. ábra b.). A víz mozgását normált áramlási vektorok képviselik, ami egy konvergencia zónát és kiáramlási területet mutat Kistapolcánál a kiemelt helyzetben lévő karbonátos összletnél. A modell alapján a kistapolcai forrás északi és déli irányból is kap víz utánpótlást. A felszín alá beszivárgó meteorikus vizek advekció által hajtottak és behatolnak a modellezett terület alsó határáig. Azonban a langyos felszínalatti víz felfelé irányuló mozgásával eléri a felszínt. A sziliciklasztos fedő réteg alatt a felszínalatti víz hőmérséklete eléri a 15-20 °C-ot (77. ábra c.), ami a forrásnál, illetve a településen észlelhető is. Beremend esetében az áramlási sebességek a Villányi-hegység fedetlen karbonátos részeihez hasonlóan intenzívebb beszivárgást jeleznek (77. ábra b.). A területen a csapadék beszivárgásának van nagyobb hatása, a mélyről érkező fluidumok nem közelítik meg a felszíni régiókat. A hőmérséklet értékek itt elmaradnak a Kistapolcánál tapasztalt emelkedett hőmérsékleti értékekhez képest (77. ábra c.).



77. ábra: A felszínalatti vizek áramlási- és hőtranszportjának numerikus szimulációjának eredménye. Jelmagyarázat: a. a modellezett terület geometriája a fedett és fedetlen területek paramétereivel:  $K$  – hidraulikus vezetőképesség,  $n$  – porozitás,  $\lambda$  – hővezető képesség. b. az áramlási sebességek intenzitások normalizált vektora. c. Hőmérséklet eloszlás (ERŐSS és mtsi. 2020 alapján módosítva)

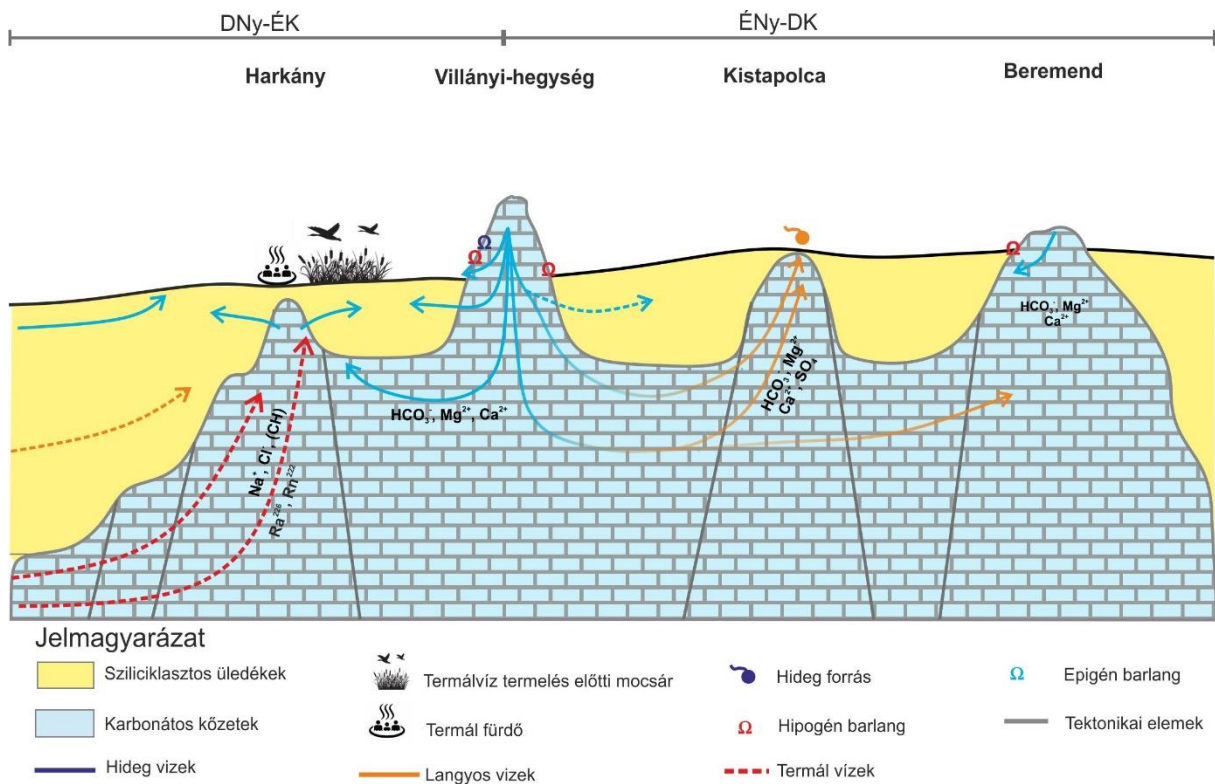
A lokális feldolgozások eredményei a Beremendi-kristálybarlanghoz kapcsolódóan azt mutatják, hogy a barlangot inkább helyi folyamatok befolyásolják, ezeket azonban fontos ismerni és hatásukat értékelni mivel a barlang sajátos, Magyarországon egyedülálló termálvizes formákkal és ásványegyüttesekkel rendelkezik, melyek védelme elengedhetetlen. Megállapítható, hogy a hipogén barlangképződés, a mélyből jövő, magasabb rendű áramlási rendszerek és a lokális vizek keveredése ma inaktív. A Beremendi-kristálybarlangban végzett *in situ* kísérlet eredményei is ezt támasztják alá, melynek során a barlangban olyan folyamatokat sikerült azonosítani, melyek mikroskálán mozognak. A kísérletben alkalmazott mészkő

lemezeken a levegő-víz határon karbonát kiválásokat és a víz alatt enyhe oldódás nyomait észleltem, melyeket a kémiai eredmények is igazoltak. Mindezek a változások csekély mértékűek és nem nevezhetők barlangformálónak, így a kísérlet eredményei is azt bizonyították, hogy a barlangban jelenleg a hipogén barlangképződés nem aktív folyamat.

### **6.3. A Villányi-termáلكarsztra felállított általános vízföldtani modell**

A felszínalatti vizek regionális léptékű hidraulikai feldolgozása hozzájárult a lokális léptékű jelenségek magyarázatához is. Ez főként a Villányi-hegység déli előterében valósult meg, ahol a hidraulikai feldolgozás, a karsztos- és a hidrogeokémiai jelenségek együttes értelmezésére adott lehetőséget. Geológiai értelemben a Pre-Neogén víztartó karbonátos kőzetekből épül fel, melyek fedetlen helyzetben találhatók meg a Villányi-hegység területén, annak déli előterében azonban már fedett helyzetben találhatók és fokozatosan mélyülnek a Dráva-medence irányába, egyre vastagabb üledék takaróval fedve. A regionális hidraulikai feldolgozás eredményeként gravitációsan vezérelt horizontális-, és felfelé irányuló vertikális vízmozgás jellemző a területre. Horizontális áramlási irányok azokon a területeken jellemzőek, ahol a karbonátos aljzat (Pre-Neogén víztartó) fedetlen helyzetben van, vagy nagyon vékony üledékes rétegek fedik (mint például a 28, 30, 32 és 34 nyomás-eleváció profilok esetében) (20. ábra). Felfelé irányuló vertikális vízmozgás azokon a területeken azonosítható, ahol a karbonátos aljzatra vastagabb sziliciklasztos rétegek települtek úgy, mint a 27, 28, 29 és 31 profilok esetében. Mivel a sziliciklasztos fedő üledékek hidraulikai vezetőképessége alacsonyabb, mint a karbonátos aljzaté ezért megállapítható, hogy a vastag fedő jelenléte magasabb vertikális nyomás gradienst vezet, ezáltal felfelé irányuló vertikális vízmozgást indukál az alatta elhelyezkedő karbonátos víztartóban.

A regionális és lokális feldolgozások eredményeit alapul véve elkészítettem Harkány, illetve a Villányi-hegység déli előterének felszínalatti vízáramlási koncepcionális modelljét (78. ábra). A koncepcionális modellt a mért adatokon alapuló feldolgozás, a kémiai adatok és a lokális feldolgozások eredményei alapján készítettem el. A modell összegzi a felszínalatti vizek áramlási irányait, a vizek hőmérsékletét és kémiai karakterét és megjeleníti a felszínalatti vizekhez kapcsolódó jelenségeket, úgy mint mocsarak, források, barlangok, ezzel egy általános képet adva a Villányi-hegység déli előterének vízföldtani viszonyairól.



78. ábra: A Villányi-hegység déli előterének koncepcionális felszínalatti vízáramlási modellje

#### 6.4. Az eredmények értékelése a terület karsztfejlődésének tükrében

A felszínalatti vizek regionális hidraulikai elemzése a barlangképződési folyamatok jobb megértéséhez is értékes információkat szolgáltat. A térség azon barlangjai, melyek a feláramló termálvizek hatásának jegyeit hordozzák magukon a Villányi-hegység fedetlen karbonátos területein (Nagyharsányi-kristálybarlang, Máriagyüdi-barlang), illetve az aljzat kiemelt karbonátos részein (Siklós váraljai-barlang, Beremendi-kristálybarlang) találhatóak. Kialakulásuk nem hozható összefüggésbe a mai áramlási rendszerekkel, mivel ezeken a területeken a hidraulikai feldolgozás alapján hidrosztatikushoz közeli nyomás értékek, tehát átáramlási területek azonosíthatók horizontális áramlási irányokkal (28.-, 31.- és 32. profilok) (17. ábra), mindemellett ma már többnyire a karsztvízszint felett találhatóak. A vízszintet elérő barlangok közül a Beremendi-kristálybarlangban folyt in situ kísérlet, a folyamatos észlelések, a vízkémiai és a stabil izotópos adatok arra utalnak, hogy jelenleg nincs aktív hipogén barlangképződés, mikroskálán zajló oldódási és karbonátkiválási folyamatok szintere a barlang. Mivel az áramlási rendszerek fejlődnek és változnak a tektonikai hatásoktól függően is, ezért feltételezhető, hogy a korábbi áramképnek volt szerepe a barlangok melegvizes kialakításában. A térség barlangjainak kialakulása a Pannon-medence inverziójához köthető inkább, a



kompresszió hatására kialakuló feszültség mező a Mecsek-hegység, a Villányi-hegység és néhány alaphegységi blokk kiemelkedését eredményezte, melyek még fedett állapotban voltak. Ezután a kiemelkedés hatására meginduló meteorikus beszivárgás nyomán a fedetlen hegyvidéki és karbonátos területeken gravitációsan vezérelt áramlási rendszerek alakultak ki, amelyek találkoztak a túlnyomás által vezérelt feláramló medence eredetű termálvizekkel a Villányi-hegység peremterületein és a kiemelt blokkokban, a tektonikusan leginkább igénybevett zónákban. Ezeknek a vizeknek a találkozása keveredési korróziót hozott létre, ami a karbonátok oldódását, ezáltal a barlangok kialakulását okozta. A fedetlen hegyvidéki részeken egyre hangsúlyosabb lett a direkt csapadékbeszivárgás, a medenceeredetű fluidumok hatása az egyre nagyobb mennyiségben áramló "friss" karsztvíz mellett csökkent, így a hipogén barlangképződés leállt, amiben szerepet játszott az is, hogy néhány barlang összeköttetése megszakadt a vízszinttel. Ezt az állapotot képviseli a jelenlegi helyzet is, melyet a lokális hidraulikai, vízgeokémiai és stabil izotópos vizsgálatok is alátámasztották a kistapolcai és beremendi területen. Kijelenthető tehát, hogy a hipogén barlangképződés jelenleg már nem egy aktív folyamat a Villányi-hegység déli előterében. A terület karsztfejlődése és a barlangok kialakulása (a Pannon-medence inverziójához köthető kiemelkedés hatására a topográfiailag vezérelt áramlási rendszerek fejlődése), illetve a szénhidrogén nyomokat is tartalmazó medence eredetű fluidumok megjelenése hasonlóságot mutat a Budai-termálkarszt fejlődésével (POROS és mtsi. 2012; MÁDL-SZŐNYI és mtsi. 2018). Mindkét területen a Pannon-medence inverziójának volt a legnagyobb hatása ezekre a karbonátos perem területekre, és a hozzájuk köthető barlangképződési folyamatok kialakulására.

A Budai-termálkarszt a recens folyamatok vizsgálatának összehasonlításához is jó analógiát szolgáltat, így az *in situ* kísérletek eredményeinek összehasonlításához is. A barlangban végzett *in-situ* kísérletek világszerte bevált módszerei az aktuálisan zajló barlangképződési folyamatok tanulmányozásához, azonban többnyire epigén barlangokban alkalmazzák őket (PRELOVŠEK 2012; GALDENZI 2012; D'ANGELI és mtsi. 2019; BLATNIK és mtsi. 2020). Hasonló, hipogén barlangok aktuális folyamatainak feltérképezésére végzett kísérleteket a Budai-termálkarszton végeztek (BURKUS 2017; ERŐSS 2010, KOVÁCSNÉ BODOR 2020). A Török-forrás forrásbarlangjánál és a Molnár János-barlangban hasonlóan az általam elvégzett kísérlethez közet lemezek kerültek a vízbe 40 napra, illetve 40 hónapra a forrásbarlang aktív oldódásának vizsgálatára (ERŐSS 2010). Az oldódási folyamat beazonosítására tömegmérést, illetve SEM felvételek elemzését használták, melyek segítségével egyértelműen beazonosítható volt az oldódás folyamata. Ezzel párhuzamosan azonban kalcit, aragonit és gipsz kiválások, illetve

baktériumok is megjelentek a lemezeken, mely bebizonyította, hogy az oldódás mellett párhuzamosan zajlik ezeknek a képződményeknek a kiválása. A biológiai kiválások ez esetben a lemezek víz alatti részén képződtek, formáik eltérőek a Beremendi-kristálybarlangban megjelenő baktériumokhoz képest. A Török-forrásban, majd később a Gellért-táróban kialakított kísérletben üveg lemezeket helyeztek a vízbe, melynek segítségével a kiválási rátát és a megjelenő formákat tanulmányozták (BURKUS 2017; ANDA 2019; ANDA és mtsi. 2020; KOVÁCSNÉ BODOR 2020). A Török-forrásban hálózatos szerkezetű biogeokémiai kiválásokat azonosítottak, melyek már 9-12 hét elteltével kialakultak az üveg lemezek felületén (ANDA és mtsi. 2020). A Gellért-táróban zajló hasonló kísérlet szintén az üveg lemezek felületén kialakuló formák mennyiségi és időbeli változását vizsgálta, melynek eredményeként bizonyított a mikrobiológiai és fizikai-kémiai folyamatok együttes jelenlétét a víz alatt elhelyezett mintákon (KOVÁCSNÉ BODOR 2020). Hazánkban a Budai-termáلكarszton túl főként epigén genetikájú barlangok csepegő vizeinek recens ásványtani kiválásairól és mikrobiális tevékenységeiről készültek tanulmányok (CZUPPON és mtsi. 2018; ENYEDI és mtsi. 2020; DEMÉNY és mtsi. 2021).

A Budai-termáلكarszt és a Villányi-termáلكarszt között jelentős különbség a megcsapolódó vizek hőmérsékletében illetve oldott anyag tartalmában van, így intenzívebb a kiválások megjelenése a Budai-termáلكarszt esetében mint a Villányi-hegységben, illetve a hipogén barlangképződés is tart (ERŐSS 2010). Az általam végzett oldódási kísérlet a Budai-termáلكarszton végzett korábbi kísérletekkel szemben abban egyedülálló, hogy nem csak a víz alatt bekövetkező folyamatokat vizsgáltam, hanem a levegőben és a levegő-víz határfelületen is. Mindemellett a kísérlet hosszúságában és kivitelezésében (folyamatos monitoring) is egyedi volt hazánkban.

### **6.5. Az eredmények gyakorlati vonatkozásai**

A felszínalatti vizek regionális szintű áramlási rendszer értékeléséből jelentős következtetések vonhatók le a terület szénhidrogén- és geotermikus potenciáljáról. Hidrodinamikai szempontból a horizontális- vagy felfelé irányuló vízmozgással rendelkező régiókban geotermikus fűtési célú termálvíz kivételhez kevesebb energia befektetésre van szükség, folyamatosan biztosítható a szükséges hozam, míg a túlnyomásos áramlási rendszerek nem biztosítanak hosszútávú megújuló energiaforrást. A gravitációsan vezérelt áramlási rendszerek felszínalatti vizeinek termelése fenntartható, azonban hosszútávú termelésük és hasznosításuk során szükség lehet a visszasajtolásra, bár kisebb energia befektetést igényel az át-, illetve beáramlási területeken

(MÁDL-SZŐNYI és SIMON 2016). A regionális hidraulikai feldolgozás alapján kijelölhetők azok a területek és mélység intervallumok, ahol a termelés és a visszasajtolás működőképes és hatékony lehet. A 45. nyomás-eleváció profil ábrázolja Bóly város nyomás viszonyait, ahol egy geotermikus kaszkád rendszer működik egy azonos rezervoárba mélyült 1500 méter mély termelő és visszasajtoló kúttal, ami a város távfűtés ellátását biztosítja. A nyomás adatok alapján a területen horizontális áramlási irányok jellemzőek (átáramlási terület) -1500 mBf eleváció tartományig. A terület topográfiaiilag egy köztes helyzetben található a Mecsek-hegység topográfiaiilag magasabb (beáramlási terület) és a Duna és Dráva folyók alacsonyabb (kiáramlási terület) térszínei között. Mindemellett a horizontális áramlási viszonyok lehetővé teszik a viszonylag magas hozamú termelést és az alacsony nyomással történő visszasajtolást. A fenti példát alapul véve termelő és visszasajtoló kútpárok létesítéséhez az átáramlási területek a hidraulikailag kedvező környezetek. Ilyen területen fekszenek a 9-, 10-, 12- és 14 nyomás-eleváció profilok, ahol átáramlási területek jellemzőek, rendre -1100, -800, -1600 és -1600 mBf eleváció szintig.

Szénhidrogén előfordulások és felhalmozódások tekintetében azok a területek potenciálisak, ahol a túlnyomásos és a hierarchikusan fészkelte gravitációsan vezérelt áramlási rendszerek beáramlási területei találkoznak és egy regionális fluid potenciál minimum zóna alakul ki, ami a szénhidrogének hidraulikai csapdázódásának kedvez (31. ábra) (TÓTH 1988). A kutatási területen a 4, 6 és 8 nyomás-eleváció profil területén határozhatók meg hidraulikus csapdázódáshoz kedvező területek -500 mBf eleváció környékén. Másszóval egyben ez a zóna jelöli ki a szénhidrogének vertikális migrációjának felső határát, így az ilyen formában csapdázódott szénhidrogének is nagyobb valószínűséggel található ezeken a területeken, mint nagyobb mélységben. Néhány szénhidrogén mező ismert ezeken a területeken, illetve a szénhidrogének kitermelése és kutatása a mai napig aktív a térségben.

A terület egészére általános jellemző hidrosztatikushoz közeli nyomásviszonyok, ezáltal az átáramlási területek az ipari-, ivóvíz és fürdővíz célú vízkivételeknek is kedveznek. Ezek a hidraulikai környezetek biztosítanak elegendő mennyiségű vizet, melyek megbízhatóan termelhetők. A lakossági célú vízkivételeknek kevésbé kedvező környezetek a beáramlási területek, ahol az esetleges magasabb hozammal való termelés könnyedén a vízszint drasztikus csökkenését okozhatja. Emellett a kiáramlási területek vizei sekély mélységben is jó minőségű ivóvizet szolgáltathatnak, pl. a felfelé áramló karsztvizeknek köszönhetően, mint ahogy Kistapolca esetében is tapasztalhattuk. A Villányi-hegység déli előterében az ipari célú vízkivételek mennyisége sem elhanyagolható a különböző ipari létesítmények és borászatok

fokozott vízigényének kielégítése miatt. Ezeken a területeken a víztermelés hosszútávú fenntarthatósága fontos szempont, melyhez a hidraulikai eredmények fontos adalékot szolgáltathatnak.

## 7. Összegzés

Doktori kutatásom során a Villányi-hegység és déli előterében a barlangképződési folyamatok megismerése volt a célom, melyhez a felszínalatti víz földtani hatótényező szerepét alapul véve hidrogeológiai megközelítést alkalmaztam. Ezen cél eléréséhez regionális, medence léptékű hidraulikai és vízkémiai feldolgozást, illetve lokális léptékű vizsgálatokat végeztem a fluidumok áramlási irányának, eredetének, tulajdonságainak feltérképezésére. Különös figyelmet fordítottam a Villányi-termálkarszt recens barlangképződési folyamataira, melyet egy, a Beremendi-kristálybarlangban kialakított *in situ* kísérlettel vizsgáltam. A kutatásom legfőbb eredményeit az alábbi tézisekben foglalom össze:

1. A vizsgálati területen, így a Villányi-hegységben, a hozzá kapcsolódó Dráva-medencei területeken és a Mecsek előterében megjelenő földtani képződményekre irodalmi adatok alapján formáció szintű hidrosztratigráfiai egységeket határoztam meg és alkalmaztam a medence léptékű regionális felszínalatti vízáramlási rendszerek megértéséhez. Összesen 54 formációt 17 hidrosztratigráfiai egységbe soroltam, majd elkészítettem a területre vonatkozó egyszerűsített hidrosztratigráfiai besorolást, mely szerint 6 csoportba kategorizáltam a formációkat.
2. A medence léptékű hidraulikai feldolgozással meghatároztam a kutatási területre jellemző áramlási irányokat, rezsím területeket és fluidumok áramlásának fő hajtó erőit. Ennek során 48 nyomás-eleváció profilt készítettem el, melyek segítségével meghatároztam a fluidumok vertikális áramlási irányát, így 14 beáramlási-, 9 kiáramlási- és 25 átáramlási területet azonosítottam. A nyomás-eleváció profilok eredményét 6 tomografikus potenciáltérképpel, 2 különbség térképpel és 2 hidraulikus keresztzelvénnyel egészítettem ki. Ezek alapján megállapítottam, hogy a terület sekély régióiban ( $z=-500$  mBf-ig) a topográfia által vezérelt gravitációs áramlási rendszerek jelenléte jellemző, ahol főként hidrosztatikushoz közeli nyomásállapotok uralkodnak, tehát jellemzően átáramlási területek jelennek meg. A felszínalatti vizek regionális áramlási iránya ebben a zónában É-D-i, mely követi a topográfiát. A mélyebb területeken ( $z=-1500 - -2500$  mBf) túlnyomást tudtam azonosítani a terület Dráva-medencéhez tartozó részein, melynek jelenlétét az egész kutatási területen feltételezem. A túlnyomás hatására felfelé irányuló vertikális vízmozgás a jellemző, és a regionális áramlási irányok ebben a mélységben függetlenek a topográfiától és a medenceperemek felé, zömében ÉK felé mutatnak. A gravitációsan vezérelt áramlási rendszerek és a túlnyomásos áramlási

rendszerek átmeneti zónája -1500 és -2000 mBf eleváció körülre tehető, ahol a túlnyomás teljesen eltűnik.

3. A regionális léptékű hidraulikai feldolgozás, az áramlási viszonyok meghatározása a térség természeti erőforrásainak kiaknázásával kapcsolatos, gyakorlati vonatkozású eredményeket is hozott. A gravitációsan vezérelt áramlási rendszerek és az alatta elhelyezkedő túlnyomásos rendszerek határánál (-1500 mBf és -2000 mBf között) potenciál minimum zónákat tudtam azonosítani, melyek kedvező környezetek a szénhidrogének csapdázódásának, egyúttal kijelölhető segítségükkel a szénhidrogének előfordulásának legfelső határa. Az áramlási- és nyomásviszonyok alapján a termálvizek geotermikus célú hasznosítása szempontjából potenciális területeket is kijelöltem, melyek a terület azon részeire jellemzőek, ahol átáramlási viszonyok uralkodnak, hidrosztatikus nyomásviszonyokkal.
4. A mért adatokon alapuló hidraulikai feldolgozás eredményeit kiegészítve vízkémiai és hőmérsékleti adatokkal igazoltam, hogy a Villányi-hegység déli előterében, Harkánynál megjelenő magasabb hőmérsékletű vizek egy része a Dráva-medence felől érkezik.
5. A mért adatokon alapuló regionális hidraulikai feldolgozás alapján a Villányi-hegység déli előterébe -500 mBf elevációig a Mecsek és a Villányi-hegység felől, ÉD-i áramlással érkeznek fluidumok. A regionális feldolgozást lokális léptékű hidraulikai és vízgeokémiai feldolgozásokkal kiegészítve megállapítottam, hogy a Dráva-medencétől távolodva csökken a medencéből érkező fluidumok hatása. A Villányi-hegység déli előterében sekély mélységben jelen levő vagy természetesen megcsapolódó vizek (pl. Kistapolca, Beremend) magasabb hőmérsékletüket akkor is elérhetik, ha a Mecsek- vagy a Villányi-hegységet tekintjük beszivárgási területnek. Ezt a feltételezést numerikus szimulációval, illetve vízkémiai és izotópos adatokkal is megerősítettem. Mindezek alapján elkészítettem a Villányi-hegység déli előterének DNy-ÉK – ÉNy-DK irányú koncepcionális vízföldtani szelvényét, melyen megjelennek a felszínalatti vízhez köthető jelenségek is, úgy mint a források, barlangok.
6. A kutatási területen található nagyobb barlangok hidrogeológiai szempontú felmérésével azonosítottam a barlangokban megjelenő olyan formákat, melyek a termálvízzel való kontaktus nyomait őrzik és azonosítottam a felszín felől szivárgó hideg vizek epigén

- hatásait. A felmérés eredményeként meghatároztam azt a zónát, ahol az epigén és hipogén jegyek találkoznak, ezzel kijelöltem a termálvíz hatásának egykori legmagasabb szintjét.
7. A lokális feldolgozások keretében két helyen idősoros adatgyűjtést és elemzést végeztem, melyek eredménye alapján a két lokális terület - Kistapolca és Beremend - között igazoltam a hidraulikai kapcsolatot. Emellett az adatok elemzésével megállapítottam, hogy ezek a rendszerek nincsenek közvetlen kapcsolatban az egyes csapadékesemények hatására közvetlenül beszivárgó lokális vizekkel, csak dinamikus választ adnak a megemelkedő vízzszinttel a csapadékeseményekre.
  8. A Beremendi-kristálybarlangban végzett *in situ* kísérlettel beazonosítottam a barlangban aktuálisan zajló folyamatokat és megállapításokat tettem a különböző közegekben zajló folyamatokra:
    - a. A barlangi levegőben mikrobiológiai folyamatok jelenlétét mutattam ki. A kísérlet alatt fonalas baktériumok mellett megjelentek komplexebb spóra és baktérium sejt telepek is a lemezek felületén.
    - b. A levegő-víz határon mikrobiológiai folyamatokat, oldódást és karbonát kiválást tapasztaltam. A mikrobiológiai folyamatok a levegőben elhelyezkedő lemez részeken voltak markánsan kimutathatók, míg az oldódás a víz alatti részeken jelent meg. A levegő-víz határ legerőteljesebb folyamatát a karbonát kiválás képviselte, mely a kísérlet előrehaladtával egyre nagyobb mértékű és változatosabb formájú kiválásokat eredményezett. Ezen a határfelületen kimutattam az oldási- és kiválási folyamatok időbeni váltakozását.
    - c. A víz alatti részen karbonát kiválást és oldódási folyamatokat azonosítottam.  
Az *in situ* kísérlettel kimutattam, hogy a barlangban mikrobiológiai és fizikai-kémiai folyamatok egyidőben zajlanak, de egymástól elkülönülten, más közegekben.
  9. A Beremendi-kristálybarlang vizében folyamatosan mért paraméterek (hőmérséklet, fajlagos elektromos vezetőképesség) stabilitása, a stabil izotópos adatok csapadékhoz közeli értéke, és az *in situ* kísérlet eredménye alapján megállapítottam, hogy a barlangban a hipogén barlangképződés már nem egy aktív folyamat, a térségben a hipogén barlangképződés tehát nem azonosítható. Emellett megállapítottam, hogy az enyhe oldódási folyamatok mellett párhuzamosan a barlangban karbonát kiválás is zajlik, azaz

a karbonát egyensúly tolódik kiválás vagy oldódás irányába mikroskálán zajló, lokális folyamatok hatására.

10. A Beremendi-kristálybarlangban elvégzett *in situ* kísérlettel komplexen, a barlang minden közegét vizsgáltam, mely nem csak a Villányi-termáلكarszt esetében egyedülálló, hanem hazánkban is. Az *in situ* kísérlet tapasztalatai és eredményei hasznos információt szolgáltatnak és alapját képezhetik más, hasonló kísérletek sikeres megtervezésének és lebonyolításának. Tapasztalataim alapján kijelenthető, hogy az ilyen jellegű kísérletbe bevont mészkő lemezek vizsgálatára a FIB-SEM mikroszkóp alkalmas, melyet elsőként alkalmaztam ilyen céllal hazánkban.



## 8. Abstract

The outcropping Mesozoic carbonates and their subsurface continuation covered by sediments in the adjacent basin basement form a thick karst reservoir in the Villány Hills (South Hungary). At the boundary of outcropping carbonates and adjacent sedimentary basin there are hypogene caves, some of them are situated at the karstwater level. Following the recent developments of cave research, which is focusing on the hydrogeological aspects of cave formation, the aim of the present work is to investigate the caves in the Villány Hills and in its southern foreland from that point of view. By applying the concept of regional hydraulic continuity, a basin-scale hydraulic assessment of the area - involving the sedimentary basin - was accomplished, based on preproduction archival measured data. During the research, hydrostratigraphic classification, pressure-elevation ( $p(z)$ ) profiles, tomographic fluid-potential maps and hydraulic cross-sections were constructed to determine the vertical and horizontal fluid-flow conditions. Geochemical composition of the waters was used to identify different fluid components. Based on hydraulic data evaluation, two kinds of fluid flow systems could be identified. In the shallower regions (down to  $z = -500$  masl) gravitational flow systems could be recognized with recharge, midline and discharge areas. At the level  $z = -500$  to  $-1000$  masl, dominantly lateral flow with some vertically upward flow component prevails. Generally, horizontal flow conditions with S–SE flow directions are dominant. In the deeper regions (below  $z = -1500$  to  $-2000$  masl), an overpressured flow system could be identified. Its vertical flow component is dominantly upward, whilst fluids are driven laterally from the deeper sub-basins towards their margins. These results can be directly applied in the exploration and sustainable utilization of thermal waters and hydrocarbons. In the southern foreland of the Villány Hills waters originate dominantly from the Mecsek and Villány Hills. The higher groundwater temperatures can be achieved in this area without deep-sourced fluid contribution, which was confirmed by numerical simulation. Only in the Harkány area can the fluid contribution from the adjacent deep sedimentary basin, be confirmed based on hydraulic, geochemical and temperature data. Local scale studies are aimed the understanding of groundwater flow related phenomena. The lukewarm water of spring of Kistapolca is originated from the Villány Hills, shows no influence of other fluid components, which was confirmed by hydrogeochemical, stable isotope data, and evaluation of continuous-time series data. In addition an in situ experiment revealed the actual processes in the Beremend Cave, in the air, at the water table and in the water. It can be concluded that micro-scale dissolution and carbonate precipitation processes are dominating, the cave is not actively forming recently, rather influenced by local, epigene processes. Thus, hypogene cave formation in the area cannot be related to the present-day flow systems.

## 9. Köszönetnyilvánítás

Szeretnék köszönetet mondani mindazoknak, akik a doktori dolgozatom elkészítésében segítségemre voltak.

Elsőként témavezetőmnek Erőss Anitának tartozom nagy hálával és köszönettel. BSc-s korom óta terelgetett, segített, mindig ösztönzött a tudományos munkára. Bátorított, hogy az elvégzett munkát mutassam be akár versenyeken, akár konferenciákon, melyek mentén rengeteg tapasztalatot szerezhettem. Az első pillanatoktól partnerként bevont minden részfeladatban, így a kezei alatt egy nagyon széles spektrumú tudásra tehettem szert. Nélküle nem készülhetett volna el ez a dolgozat. Hálásan köszönöm a belém fektett sok bizalmat és segítséget!

Köszönettel tartozom az Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar, Általános és Alkalmazott Földtani tanszékének, és tanszékvezetőjének Dr. Kovács Józsefnek, hogy megfelelő és tudásban gazdag háttérrel biztosított doktori kutatásom elkészítéséhez. Mindemellett köszönettel tartozom a Környezettudományi Doktori iskolának, hogy doktori tanulmányaimat elvégezhettem. Külön köszönettel tartozom Dr. Jánosi Imrének és Dr. Szabó Csabának, akik mindig támogatók és segítőkészek voltak a Doktori Iskolához kapcsolódó ügyek intézésében.

Köszönettel tartozom Mádlné Szőnyi Juditnak és a Tóth József és Erzsébet Hidrogeológia Professzúra valamennyi egykori és jelenlegi munkatársának a szakmai támogatásért: Baják Petra, Zentainé Czauner Brigitta, Kovácsné Bodor Petra, Tóth Ádám, Szkolnikovics Simon Szilvia. Emellett köszönettel tartozom Müller Imre professzornak a terepgyakorlatokért, a terepen végzett geofizikai mérésekben való segítségért és a szakmai támogatásáért. Külön köszönettel tartozom Zentainé Czauner Brigittának a hidraulikai feldolgozásban való segítségért, illetve a szakmai segítségeiken túl baráti támogatásukért is köszönet illeti Kovácsné Bodor Petrát, Tóth Ádámot és Baják Petrát. A tanszékhez kapcsolódóan köszönöm Budai Soma és Győri Orsolya szakmai segítségét.

Köszönet illeti Prof. Heinz Surbecket, aki lehetővé tette számunkra az alpha-spektrometriás méréseket, illetve az in situ kísérlethez használt műszer fejlesztéséért, folyamatos szakmai támogatásáért.

Köszönettel tartozom Leél-Őssy Szabolcsnak, aki segítette és barlangi kutatásvezetőként támogatta a barlangok kutatási engedélyének megszerzését, és segítette a barlangi felmérések munkálatait.

Köszönettel tartozom Dezső Józsefnek, hogy rendelkezésünkre bocsátotta a mérési adatait, segített az in situ kísérlet felállításában és mindvégig nem csak szakmai, hanem baráti segítségünkre volt.

Köszönettel tartozom barlangász barátainak és társaimnak, akik segítettek a barlangi kísérlet felállításában és a barlangok felmérésében: Balázs Gergely, Csépe Zoltán, Csépe-Muladi Beáta, Dezső József, Kunisch Gyöngyvér, Lukács Kata, Mede Márton, Tarczi Zsófia, Szilvási Tamara, Vörös Péter.

Nagy köszönettel tartozom Hegedűs Andrásnak a barangi leszállások alkalmával nyújtott segítségéért, a barlangok dokumentálásáért és a doktori évek alatt nyújtott támogatásáért, türelméért.

Hálás köszönettel tartozom Szép Józsefnek és Kistapolca Polgármester Asszonyának, hogy lehetővé tették a kistapolcai forrás folyamatos monitoringozását, és segítették a műszereink biztonságos elhelyezését, illetve a terepgyakorlat során nyújtott segítségükért. Emellett köszönettel tartozom Balogh Richárdnak a Beremendi bánya munkatársának, hogy lehetővé tette a barlangi leszállásokat. Köszönettel tartozom a Tenkes víz és a DDRV Zrt. munkatársainak, akik segítették bejutásunkat a vízművek területére. Emellett köszönettel tartozom Takács Mariettának és Réger Andrásnak, hogy biztosították bejutásunkat a Siklósi vár kútjának barlangjába, illetve a Váraljai-barlangba. Köszönöm a Csányi Pincészetnek, hogy lehetővé tették a Borpince-barlang felmérését.

Köszönettel tartozom Szikszay Lászlónak a laboratóriumban végzett vízkémiai elemzésekért, a terepi kiszállások előkészítésében való segítségéért.

Köszönöm Makk Juditnak, Lange-Enyedi Nórának, Mindszenty Andreának, Szabó Ábelnek és Molnár Zsombornak a biológiai- illetve karbonát kiválások értékelésében való segítségüket.

Köszönet illeti Bénikné Kulcsár Máriát és Fehér Juditot az Országos Vízügyi Főigazgatóság és a Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat munkatársait az adattári adatok szolgáltatásáért.

Köszönet illeti Havasi Ildikót, a Duna-Dráva Nemzeti Park Barlangtani referensét, aki segítette a kutatásainkat és biztosította a kutatási engedély megszerzését.

Köszönettel tartozom a Campus Mundi Ösztöndíj, a Nemzet Fiatal Tehetségeiért Ösztöndíj, az ELTE Utazási pályázati Ösztöndíjának, hogy támogatásukkal lehetővé tették, hogy kutatásaim eredményeit nemzetközi konferenciákon is prezentálhassam. Emellett köszönettel tartozom a szakMOLgozat pályázatnak, hogy támogatták doktori kutatásaimat.

Köszönettel tartozom a Tóth József és Erzsébet Hidrogeológia Professzúra predoktori Ösztöndíjának, hogy támogatásával befejezhettem doktori kutatásaimat.

Végül köszönöttem tartotom barátaimnak és családomnak, akik támogattak abban, hogy ez a dolgozat elkészüljön: Anya, Apa, Csépe Zoltán, Csépe-Muladi Beáta, Győri Orsolya, Hegedűs András, Izápy Viktor, Kovácsné Bodor Petra, Papp Barbara, Sáfrán Evelin, Tarczai Zsófia.

Doktori dolgozatom a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Hivatal – NKFIH, 116227 számú PD OTKA pályázatának keretében valósult meg.

## 10. Irodalomjegyzék

- ANDA, D. (2019). A BUDAI TERMÁLKARSZT VÍZ ÉS BIOFILM PROKARIÓTA KÖZÖSSÉGEINEK SOKFÉLESÉGE ÖSSZEFÜGGÉSBEN A HIPOGÉN KARSZTOSODÁSSAL.
- ANDA, D, SZABÓ, A, KOVÁCS-BODOR, P, MAKK, J, FELFÖLDI, T, ÁCS, É, MÁDL-SZŐNYI, J, BORSODI, AK. (2020). IN SITU MODELLING OF BIOFILM FORMATION IN A HYDROTHERMAL SPRING CAVE. *Scientific reports*, 10(1), 1-9.
- APPELO P., DIEKE C. (2005). *Geochemistry, groundwater and pollution*: Leiden, The Netherlands: AA Balkema Publishers.
- BACK, W. (1960). HYDROCHEMICAL FACIES AND GROUND-WATER FLOW PATTERNS IN NORTHERN ATLANTIC COASTAL PLAIN. *AAPG Bulletin*, 44(7), 1244-1245.
- BADA, G, HORVÁTH, F, DÖVÉNYI, P, SZAFIÁN, P, WINDHOFFER, G, CLOETINGH, S. (2007). PRESENT-DAY STRESS FIELD AND TECTONIC INVERSION IN THE PANNONIAN BASIN. *Global and Planetary Change*, 58(1-4), 165-180.
- BASKAR, S, ROUTH, J, BASKAR, R, KUMAR, A, MIETTINEN, H, ITÄVAARA, M. (2016). EVIDENCES FOR MICROBIAL PRECIPITATION OF CALCITE IN SPELEOTHEMS FROM KREM SYNDAI IN JAINTIA HILLS, MEGHALAYA, INDIA. *Geomicrobiology Journal*, 33(10), 906-933.
- BÉRCZI, I, JÁMBOR, Á. (1998). MAGYARORSZÁG GEOLÓGIAI KÉPZŐDMÉNYEINEK RÉTEGTANA. *MOL Rt. and MÁFI, Budapest*.
- BERNER, R. (1975). THE ROLE OF MAGNESIUM IN THE CRYSTAL GROWTH OF CALCITE AND ARAGONITE FROM SEA WATER. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39(4), 489-504.
- BISCHOFF, JL. (1968). KINETICS OF CALCITE NUCLEATION: MAGNESIUM ION INHIBITION AND IONIC STRENGTH CATALYSIS. *Journal of Geophysical Research*, 73(10), 3315-3322.
- BLATNIK, M, CULVER, DC, GABROVŠEK, F, KNEZ, M, KOGOVŠEK, B, KOGOVŠEK, J, LIU, H, MAYAUD, C, MIHEVC, A, MULEC, J. (2020). Measurements of Present-Day Limestone Dissolution and Calcite Precipitation Rates with Limestone Tablets in Stream Caves (with the Case Study of Škocjanske Jame) *Karstology in the Classical Karst* (pp. 115-126): Springer.
- BOURDON, B, TURNER, S, HENDERSON, GM, LUNDSTROM, CC. (2003). INTRODUCTION TO U-SERIES GEOCHEMISTRY. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 52(1), 1-21.
- BÖGLI, A. (1964). MISCHUNGSKORROSION—EIN BEITRAG ZUM VERKARSTUNGSPROBLEM. *Erdkunde*, 83-92.
- BRASSINGTON, R. (2017). *Field hydrogeology*: John Wiley & Sons.
- BUDAI, T, KONRÁD, G. (2011). MAGYARORSZÁG FÖLDTANA. *Egyetemi jegyzet, Pécsi Tudományegyetem, Természettudományi Kar, Pécs*, 1-102.
- BURKUS, V. (2017). TERMÁLVÍZBŐL TÖRTÉNŐ BIOFILM KÉPZŐDÉS FOLYAMATAINAK ÉRTÉKELÉSE A TÖRÖKFORRÁSBAN ZAJLÓ IN SITU KÍSÉRLETBEN. ELTE TTK ÁLTALÁNOS ÉS ALKALMAZOTT FÖLDTANI TANSZÉK, MSc DIPLOMAMUNKA. 77.
- BURTON, EA, WALTER, LM. (1987). RELATIVE PRECIPITATION RATES OF ARAGONITE AND MG CALCITE FROM SEAWATER: TEMPERATURE OR CARBONATE ION CONTROL? *Geology*, 15(2), 111-114.
- CLARK, SP. (1966). *Handbook of physical constants* (Vol. 97): Geological Society of America.
- CUEZVA, S, SANCHEZ-MORAL, S, SAIZ-JIMENEZ, C, CAÑAVERAS, JC. (2009). MICROBIAL COMMUNITIES AND ASSOCIATED MINERAL FABRICS IN ALTAMIRA CAVE, SPAIN. *International Journal of Speleology*, 38(1), 9.
- 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 disszertáció, ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 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.
- CZUPPON, G, DEMÉNY, A, LEÉL-ŐSSY, S, ÓVARI, M, MOLNÁR, M, STIEBER, J, KISS, K, KÁRMÁN, K, SURÁNYI, G, HASZPRA, L. (2018). CAVE MONITORING IN THE BÉKE AND BARADLA CAVES (NORTHEASTERN HUNGARY): IMPLICATIONS FOR THE CONDITIONS FOR THE FORMATION CAVE CARBONATES. *International Journal of Speleology*, 47(1), 2.
- CSÁSZÁR, G. (1998). A DUNÁNTÚLI-KÖZÉPHEGYSÉG ALSÓ-ÉS KÖZÉPSŐ-KRÉTA KÉPZŐDMÉNYEINEK RÉTEGTANA. *BÉRCZI I., JÁMBOR Á.(szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. A MOL Rt. és a MÁFI kiadványa, Budapest, 337-352.*
- CSÁSZÁR, G. (2002). *Urgon formations in Hungary: with special reference to the Eastern Alps, the Western Carpathians and the Apuseni Mountains (Vol. 25): Geological Institute of Hungary.*
- CSÁSZÁR, G. (2005). MAGYARORSZÁG ÉS KÖRNYEZETÉNEK REGIONÁLIS FÖLDTANA, I. PALEOZOIKUM-PALEOGÉN. *ELTE Eötvös kiadó, Budapest, pp. 213-133.*
- CSÁSZÁR, G, COTA, L, HORVÁTH, Z, KRIZMANIĆ, K, NUSSZER, A, PAVELIĆ, D, SZINGER, B, SZUROMI-KORECZ, A. (2011). NEW RESULTS IN THE MESOZOIC STRATIGRAPHY OF THE EAST DRAVA BASIN. *Mol Magazin*, 2011/3, pp. 106-119.
- CSICSÁK, J, GONDÁR, K, MAJOROS, G. (2008). A HARKÁNYI GYÓGYFÜRDŐ ZRT. TULAJDONÁBAN LÉVŐ HARKÁNYI, MATTYI ÉS BÜDÖSTAPOLCAI VÍZBÁZISOK ÁLLAPOTÉRTÉKELÉSE ÉS BIZTONSÁGBA HELYEZÉSI TERVE. *Smaragd GSH és Mecsekérc Zrt.*, p. 197.
- CSOBAJ, L. (2018). A DRÁVA-MEDENCE REGIONÁLIS HIDRAULIKAI ÉS HIDROGEOKÉMIAI FELDOLGOZÁSA. *Diplomamunka, Eötvös Loránd Tudományegyetem*, 96.
- CSONDOR, K, BAJÁK, P, SURBECK, H, IZSÁK, B, HORVÁTH, Á, VARGHA, M, ERÖSS, A. (2020). TRANSIENT NATURE OF RIVERBANK FILTERED DRINKING WATER SUPPLY SYSTEMS-A NEW CHALLENGE OF NATURAL RADIOACTIVITY ASSESSMENT. *Journal of environmental radioactivity*, 211, 106072.
- D'ANGELI, IM, PARISE, M, VATTANO, M, MADONIA, G, GALDENZI, S, DE WAELE, J. (2019). SULFURIC ACID CAVES OF ITALY: A REVIEW. *Geomorphology*, 333, 105-122.
- DE CHOUDENS-SANCHEZ, V, GONZALEZ, LA. (2009). CALCITE AND ARAGONITE PRECIPITATION UNDER CONTROLLED INSTANTANEOUS SUPERSATURATION: ELUCIDATING THE ROLE OF CaCO<sub>3</sub> SATURATION STATE AND Mg/CA RATIO ON CALCIUM CARBONATE POLYMORPHISM. *Journal of Sedimentary Research*, 79(6), 363-376.
- DEÁK, I, KARÁCSONY, S, GY, S. (1969). VÍZFÖLDTANI TAPASZTALATOK BEREMEND KÖRNYÉKÉN. *Hidrológiai Közöny*, 11, 503-515.
- DEMÉNY, A, RINYU, L, NÉMETH, P, CZUPPON, G, ENYEDI, N, MAKK, J, LEÉL-ŐSSY, S, KESJÁR, D, KOVÁCS, I. (2021). BACTERIAL AND ABIOGENIC CARBONATES FORMED IN CAVES—NO VITAL EFFECT ON CLUMPED ISOTOPE COMPOSITIONS. *Plos one*, 16(1), e0245621.
- DEZSŐ, J. (2011). A DÉL-DUNÁNTÚLI KARSZTOS TERÜLETEK MORFOLÓGIAI, ÜLEDÉKFÖLDTANI VIZSGÁLATA ÉS ÖSSZEHASONLÍTÓ ÉRTÉKELÉSÜK ANALÓG KÉPZŐDMÉNYEKSEL.
- DEZSŐ, J, TÓTH, J. (2006). GÖMBFÜLKÉK ÉS KITÖLTÉSI VISZONYAIK A VILLÁNYI-HEGYSÉGBEN. *Földrajzi Értesítő*, 55. évf. 1-2. füz.
- DEZSŐ, J, SEBE, K, HORVÁTH, G. (2004). *Villányi-hegység útikalauz: Pécsi Tudományegyetem Földrajzi Intézetének.*
- 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.

- EMSZT, K. (1927). HARKÁNYI HÉVFORRÁSOK ÚJABB CHEMIAI ELEMZÉSE. *Hidrológiai Közlöny, 7-8. évfolyam*, pp. 78-79, 98-100.
- ENYEDI, NT, MAKK, J, KÓTAI, L, BERÉNYI, B, KLÉBERT, S, SEBESTYÉN, Z, MOLNÁR, Z, BORSODI, AK, LEÉL-ÖSSY, S, DEMÉNY, A. (2020). CAVE BACTERIA-INDUCED AMORPHOUS CALCIUM CARBONATE FORMATION. *Scientific reports, 10*(1), 1-12.
- ERHARDT, I, ÖTVÖS, V, ERŐSS, 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.
- ERŐSS, A. (2010). CHARACTERIZATION OF FLUIDS AND EVALUATION OF THEIR EFFECTS ON KARST DEVELOPMENT AT THE RÓZSADOMB AND GELLÉRT HILL. *Buda Thermal Karst, Hungary-Doktori disszertáció, ELTE, 171p.*
- ERŐSS, A, CSONDOR, K, CZUPPON, G, DEZSŐ, J, MÜLLER, I. (2020). GROUNDWATER FLOW SYSTEM UNDERSTANDING OF THE LUKEWARM SPRINGS IN KISTAPOLCA (SOUTH HUNGARY) AND ITS RELEVANCE TO HYPOGENE CAVE FORMATION. *Environmental Earth Sciences, 79*(6), 1-15.
- 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.
- 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.
- FAIRCHILD, IJ, BORSATO, A, TOOTH, AF, FRISIA, S, HAWKESWORTH, CJ, HUANG, Y, McDERMOTT, F, SPIRO, B. (2000). CONTROLS ON TRACE ELEMENT (SR–MG) COMPOSITIONS OF CARBONATE CAVE WATERS: IMPLICATIONS FOR SPELEOTHEM CLIMATIC RECORDS. *Chemical Geology, 166*(3-4), 255-269.
- FREEZE, R. A., CHERRY J.A. (1979). Groundwater. Printice-Hall Inc, Englewood Cliffs, 604 p.
- GAINON, F, SURBECK, H, ZWAHLEN, F. (2007). *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.
- GALDENZI, S. (2012). CORROSION OF LIMESTONE TABLETS IN SULFIDIC GROUND-WATER: MEASUREMENTS AND SPELEOGENETIC IMPLICATIONS. *International Journal of Speleology, 41*(2), 3.
- GÁLFI, J, KORIM, K. (1967). HARKÁNYFÜRDŐ FELSZÍN ALATTI HIDROLÓGIAI ÉS TERMIKUS VISZONYAI. *Vízügyi Közlemények, 49. évfolyam, 4. füzet*, pp. 476-499.
- GERŐ, G. (1980). AZ OSZMÁN-TÖRÖK ÉPÍTÉSZELET MAGYARORSZÁGON (DZSÁMIK, TÜRBÉK, FÜRDÖK). *Akadémiai Kiadó, Budapest*, 140.
- GODÁNYI, J. (2018). *Kistapolca térségének komplex hidrogeológiai és geofizikai feldolgozása*.
- GOLDSCHIEDER, N, DREW, D. (2007). METHODS IN KARST HYDROGEOLOGY. *IAH Book Series (no. 26th)*. Taylor and Francis Group, London.
- GOLDSCHIEDER, N, MÁDL-SZŐNYI, J, ERŐSS, A, SCHILL, E. (2010). THERMAL WATER RESOURCES IN CARBONATE ROCK AQUIFERS. *Hydrogeology journal, 18*(6), 1303-1318.
- GROVES, C. (2007). METHODS IN KARST HYDROGEOLOGY.
- GYALOG, L. (1996). *A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása*: Magyar Állami Földtani Intézet.
- GYALOG, L. (2005). MAGYARÁZÓ MAGYARORSZÁG FEDETT FÖLDTANI TÉRKÉPÉHEZ. . *Magyar Állami Földtani Intézet Térképmagyarázói, 188 p.*
- HAAS, J. (1994). *Magyarország földtana: Mezozoikum: Egyetemi jegyzet*: Eötvös Loránd Tudományegyetem.

- HAAS, J. (2004). MAGYARORSZÁG GEOLÓGIÁJA - TRIÁSZ. *ELTE Eötvös Kiadó, Budapest,*, pp. 309-353.
- HAAS, J, BUDAI, T. (2014). MAGYARORSZÁG PREKAINOZOOS MEDENCEALJZATÁNAK FÖLDTANA. *Magyarózó „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.)—Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest.*
- HAAS, J, BUDAI, T, CSONTOS, L, FODOR, L, KONRÁD, G. (2010). MAGYARORSZÁG PREKAINOZOOS FÖLDTANI TÉRKÉPE [PRE-CENOZOIC GEOLOGIC MAP OF HUNGARY]. 1:500 000. MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET, BUDAPEST.
- HÁMOR, G. (1997A). MIOCÉN. BUDAFAI FORMÁCIÓ. *Császár G. (szerk.): Magyarország litosztratigráfiai alapegységei – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest,* pp. 78.
- HÁMOR, G. (1997B). MIOCÉN. SZÁSZVÁRI FORMÁCIÓ. *Császár G. (szerk.): Magyarország litosztratigráfiai alapegységei.*
- HATHAWAY, JJM, GARCIA, MG, BALASCH, MM, SPILDE, MN, STONE, FD, DAPKEVICIUS, MDLN, AMORIM, IR, GABRIEL, R, BORGES, PA, NORTHUP, DE. (2014). COMPARISON OF BACTERIAL DIVERSITY IN AZOREAN AND HAWAIIAN LAVA CAVE MICROBIAL MATS. *Geomicrobiology Journal, 31(3),* 205-220.
- 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.
- HOEHN, E. (1998). RADIONUCLIDES IN GROUNDWATERS: CONTAMINANTS AND TRACERS. *IAHS Publication(International Association of Hydrological Sciences)(250),* 3-9.
- HORVÁTH, F. (2007). A PANNON-MEDENCE GEODINAMIKÁJA, ESZMETÖRTÉNETI TANULMÁNY ÉS GEOFIZIKAI SZINTÉZIS - AKADÉMIAI DOKTORI ÉRTEKEZÉS. 227.
- HORVÁTH F., PAP N., REMÉNYI P., TÓTH T. (2012). Geothermal Resource Assessment of the Drava Basin. ID Research Kft./PublikonPublishers, Pécs, 222 p.
- HORVÁTH, F, MUSITZ, B, BALÁZS, A, VÉGH, A, UHRIN, A, NÁDOR, A, KOROKNAI, B, PAP, N, TÓTH, T, WÓRUM, G. (2015). EVOLUTION OF THE PANNONIAN BASIN AND ITS GEOTHERMAL RESOURCES. *Geothermics, 53,* 328-352.
- JONES, B. (2010). THE PREFERENTIAL ASSOCIATION OF DOLOMITE WITH MICROBES IN STALACTITES FROM CAYMAN BRAC, BRITISH WEST INDIES. *Sedimentary Geology, 226(1-4),* 94-109.
- JONES, B. (2017). REVIEW OF CALCIUM CARBONATE POLYMORPH PRECIPITATION IN SPRING SYSTEMS. *Sedimentary Geology, 353,* 64-75.
- JUHÁSZ, G, POGÁCSÁS, G, MAGYAR, I, VAKARCS, G. (2007). TECTONIC VERSUS CLIMATIC CONTROL ON THE EVOLUTION OF FLUVIO-DELTAIC SYSTEMS IN A LAKE BASIN, EASTERN PANNONIAN BASIN. *Sedimentary Geology, 202(1-2),* 72-95.
- KESSLER, H. (1959). AZ ORSZÁGOS FORRÁSNYLIVÁNTARTÁS [SPRING REGISTER OF HUNGARY]. *Vízgazdálkodási Tudományos Kutatóintézet, Budapest.*
- KEVI, L. (1956). DÉL-DUNÁNTÚLI BARLANGOK. *Gévelt kézirat - Pécs,* 20.
- KIRÁLY, L, MÜLLER, I. (1979). HÉTÉROGÉNÉITÉ DE LA PERMÉABILITÉ ET DE L'ALIMENTATION DANS LE KARST: EFFET SUR LA VARIATION DU CHIMISME DES SOURCES KARSTIQUES.
- KLIMCHOUK, AB. (2007). HYPOGENE SPELEOGENESIS: HYDROGEOLOGICAL AND MORPHOGENETIC PERSPECTIVE. *Special Paper No. 1, National Cave and Karst Research Institute, Carlsbad, NM.*
- KOLOSZÁR, L. (2004). A TENGELICI FORMÁCIÓ KIFEJLŐDÉSEI A DK-DUNÁNTÚLON. *Földtani Közlöny, 134(3),* 345-369.
- KONRÁD, G. (1998). A NY-MECSEK KÉSŐ-KAINOZOOS FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE. *Jelentés a Bodai Aleurolit Formáció, 1998.*



- KONRÁD, G, SEBE, K, HALÁSZ, A, HALMAI, Á. (2010). A DÉLKELET-DUNÁNTÚL FÖLDTANI FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE–RECENS ANALÓGIÁK. *Földrajzi közlemények*, 134(3), 251-265.
- KORDOS, L. (1991). VILLÁNYI-HEGYSÉG, CSARNÓTA, PLIOCÉN ÖSGERINCES LELŐHELYEK. *Magyarország Geológiai Alapszelvényei*, 148(MÁFI, Budapest), 6.
- KOVÁCS-BODOR, P, CSONDOR, K, ERÖSS, A, SZIEBERTH, D, FREILER-NAGY, Á, HORVÁTH, Á, BIHARI, Á, MÁDL-SZŐNYI, 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.
- KOVÁCS-BODOR, P, ANDA, D, JURECSKA, L, ÓVÁRI, M, HORVÁTH, Á, MAKK, J, POST, V, MÜLLER, I, MÁDL-SZŐNYI, 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.
- KOVÁCS, S, HAAS, J, CSÁSZÁR, G, SZEDERKÉNYI, T, BUDA, G, NAGYMAROSY, A. (2000). TECTONOSTRATIGRAPHIC TERRANES IN THE PRE-NEOGENE BASEMENT OF THE HUNGARIAN PART OF THE PANNONIAN AREA *Acta Geologica Hungarica*, 43(3), 225.
- KOVÁCS, Z, GYURICZA, G. (2016). DRÁVASZABOLCS SZÉNHYDROGÉN KONCESSZIÓRA JAVASOLT TERÜLET KOMPLEX ÉRZÉKENYSÉGI ÉS TERHELHETŐSÉGI VIZSGÁLATI JELENTÉSE. 224.
- KOVÁCSNÉ BODOR, P. (2020). TERMÁLVÍZ MEGCSAPOLÓDÁSHOZ KÖTHETŐ VÍZKÉMIAI ÉS KIVÁLÁSI FOLYAMATOK KÍSÉRLETI TANULMÁNYOZÁSA. *ELTE, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék - Doktori disszertáció*, 173.
- KUBINYI, F. (1854). A BEREMENDI MÉSzkÉPLET ÉS AZ ABBANI CSONTTÁRLAT. *Magyar és Erdélyország képekben, II. kötet*, pp. 56-58.
- LEÉL-ÖSSY, S. (2017). Caves of the Buda Thermal karst *Hypogene Karst Regions and Caves of the World* (pp. 279-297): Springer.
- LENKEY, L, RAÁB, D, GOETZL, G, LAPANJE, A, NÁDOR, A, RAJVER, D, ROTÁR-SZALKAI, Á, SVASTA, J, ZEKIRI, F. (2017). LITHOSPHERIC SCALE 3D THERMAL MODEL OF THE ALPINE–PANNONIAN TRANSITION ZONE. *Acta Geodaetica et Geophysica*, 52(2), 161-182.
- LI, Q, CHEN, X, JIANG, Y, JIANG, C. (2016). MORPHOLOGICAL IDENTIFICATION OF ACTINOBACTERIA. *Actinobacteria-Basics and Biotechnological Applications. Rijeka, Croatia: InTech*, 59-86.
- LIEBE, P, LORBERER, Á. (1981). A BARANYAI TERMÁLIS KARSZTTRENDSZEREK HIDROGEOLOGIAI ÉS TERMODINAMIKAI JELLEMZŐI. *A Magyar Hidrológiai Társaság 2. Országos Vándorgyűlése 2. kötet, Hidrogeológia (Pécs, 1981. július 1-2.)*, pp. 74-83.
- LIS, G, WASSENAAR, L, HENDRY, M. (2008). HIGH-PRECISION LASER SPECTROSCOPY D/H AND 18O/16O MEASUREMENTS OF MICROLITER NATURAL WATER SAMPLES. *Analytical chemistry*, 80(1), 287-293.
- LÓCZY, L. (1912). A VILLÁNYI ÉS BÁNI-HEGYSÉG GEOLÓGIAI VISZONYAI. *Földtani Közlöny*, 42. kötet, 9-10. füzet, pp. 672-695.
- LORBERER, Á. (1986). A HARKÁNYI HÉVÍZTÁROLÓ ÁLLAPOTVÁLTOZÁSAINAK FELMÉRÉSE ÉS ÉRTÉKELÉSE, KÜLÖNÖS TEKINTETTEL A HÉVÍZ-VISSZASAJTOLÁSI LEHETŐSÉGEKRE II. *Összefoglaló jelentés Vízgazdálkodási Tudományos Kutatóközpont, Budapest*, p. 18.
- LORBERER, Á. (1989). A HARKÁNYI HÉVÍZTÁROLÓ VÍZKÉSZLET-VISZONYAINAK VIZSGÁLATA, KÜLÖNÖS TEKINTETTEL A HÉVÍZ-VISSZASAJTOLÁSI LEHETŐSÉGEKRE *Összefoglaló jelentés, Vízgazdálkodási Tudományos Kutatóközpont Budapest*, p. 97.
- LORBERER, Á, RÓNAKI, L. (1978). A VILLÁNYI-HEGYSÉGI KARSZT VÍZFÖLDTANI ÉS SZPELEOLÓGIAI VISZONYAI. *Összefoglaló jelentés, Magyar Karszt-és Barlangkutató Társulat*, 35-64.
- MÁDL-SZŐNYI, J, TÓTH, J. (2009). A HYDROGEOLOGICAL TYPE SECTION FOR THE DUNA-TISZA INTERFLUVE, HUNGARY. *Hydrogeology journal*, 17(4), 961-980.

- MÁDL-SZŐNYI, J, ERŐSS, A. (2013). *Effects of regional groundwater flow on deep carbonate systems focusing on discharge zones*. Paper presented at the Proceedings of the International Symposium on Regional Groundwater Flow: Theory, Applications and Future development.
- MÁDL-SZŐNYI, J, TÓTH, Á. (2015). BASIN-SCALE CONCEPTUAL GROUNDWATER FLOW MODEL FOR AN UNCONFINED AND CONFINED THICK CARBONATE REGION. *Hydrogeology journal*, 23(7), 1359-1380.
- MÁDL-SZŐNYI, J, SIMON, S. (2016). INVOLVEMENT OF PRELIMINARY REGIONAL FLUID PRESSURE EVALUATION INTO THE RECONNAISSANCE GEOTHERMAL EXPLORATION—EXAMPLE OF AN OVERPRESSURED AND GRAVITY-DRIVEN BASIN. *Geothermics*, 60, 156-174.
- MÁDL-SZŐNYI, J, ERŐSS, A, TÓTH, Á. (2017). Fluid flow systems and hypogene karst of the Transdanubian Range, Hungary—with special emphasis on Buda Thermal Karst *Hypogene karst regions and caves of the world* (pp. 267-278): Springer.
- MÁDL-SZŐNYI, J, ERŐSS, A, HAVRIL, T, POROS, Z, GYŐRI, O, TÓTH, Á, CSOMA, AÉ, RONCHI, P, MINDSZENTY, A. (2018). FLUIDUMOK, ÁRAMLÁSI RENDSZEREK ÉS ÁSVÁNYTANI LENYOMATAIK ÖSSZEFÜGGÉSEI A BUDAI-TERMÁLKARSZTON. *Földtani Közlöny*, 148(1), 75-96.
- MÁDL-SZŐNYI, J, CZAUNER, B, IVÁN, V, TÓTH, Á, SIMON, S, ERŐSS, A, BODOR, P, HAVRIL, T, BONCZ, L, SÓREG, V. (2019). CONFINED CARBONATES—REGIONAL SCALE HYDRAULIC INTERACTION OR ISOLATION? *Marine and Petroleum Geology*, 107, 591-612.
- MÁDLNÉ SZŐNYI, J. (2020). *Felszínalatti vízáramlások mintázata fedetlen és kapcsolódó fedett karbonátos víztartó rendszerekben, a Budai-termáلكarszt tágabb környezetének példáján*. ELTE.
- MAROSI, S, SOMOGYI, S. (1990). MAGYARORSZÁG KISTÁJAINAK KATASZTERE I-II. MTA FÖLDRAJZTUDOMÁNYI KUTATÓ INTÉZET, BUDAPEST. 1023.
- MATTYASOWSKY, J. (1891). SZAKVÉLEMÉNY A HARKÁNYI HÉV FORRÁS FÜRDŐVÉDTERÜLETÉRE VONATKOZÓLAG. 12 oldalas kézzel írt anyag, Pécs.
- MUSGROVE, M, BANNER, JL. (2004). CONTROLS ON THE SPATIAL AND TEMPORAL VARIABILITY OF VADOSE DRIPWATER GEOCHEMISTRY: EDWARDS AQUIFER, CENTRAL TEXAS. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(5), 1007-1020.
- NAGYMAROSY, A, HÁMOR, G. (2013). GENESIS AND EVOLUTION OF THE PANNONIAN BASIN. – IN HAAS J (ED) GEOLOGY OF HUNGARY. SPRINGER, BUDAPEST. *In Haas J (ed) Geology of Hungary. Springer, Budapest*, 149-200.
- PETRIK, AB. (2009). A VILLÁNYI-HEGYSÉGI MEZOZOOS KÉPZŐDMÉNYEK MIKROTEKTONIKAI MÉRÉSEINEK ÉRTELMEZÉSE. *Földtani Közlöny*, 139(3), 217-236.
- PORCELLI, D, SWARZENSKI, PW. (2003). THE BEHAVIOR OF U-AND TH-SERIES NUCLIDES IN GROUNDWATER. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 52(1), 317-361.
- PRELOVŠEK, M. (2012). THE DYNAMICS OF THE PRESENT-DAY SPELEOGENETIC PROCESSES IN THE STREAM CAVES OF SLOVENIA,(CARSOLOGICA, 15). *Ljubljana: Založba ZRC*.
- RÓNÁKI, L. (2000). A VILLÁNYI-HEGYSÉG ÉS A BEREMENDI-RÖG BARLANGJAI. 118.
- RÓNÁKI, L, SZEDERKÉNYI, T, KASSAI, M. (1967). SZAKVÉLEMÉNY KISTAPOLCA-OLD KÖRNYÉKÉNEK TERMÁLVÍZ FELTÁRÁSI LEHETŐSÉGEIRŐL. - *Pécs, 1967.XII.20*, 20.
- ROSSI, C, LOZANO, RP. (2016). HYDROCHEMICAL CONTROLS ON ARAGONITE VERSUS CALCITE PRECIPITATION IN CAVE DRIPWATERS. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 192, 70-96.
- ROTÁR-SZALKAI, A, NADOR, A, SZÓCS, T, MAROS, G, GOETZL, G, ZEKIRI, F. (2017). OUTLINE AND JOINT CHARACTERIZATION OF TRANSBOUNDARY GEOTHERMAL RESERVOIRS AT THE WESTERN PART OF THE PANNONIAN BASIN. *Geothermics*, 70, 1-16.
- ROYDEN, L, HORVÁTH, F, NAGYMAROSY, A, STEGENA, L. (1983). EVOLUTION OF THE PANNONIAN BASIN SYSTEM: 2. SUBSIDENCE AND THERMAL HISTORY. *Tectonics*, 2(1), 91-137.

- SCHEUER, G. (2012). A HAZAI EGYES LEMEZ-TEKTONIKAI SZERKEZETI EGYSÉGEK KARSZTOS HÉVIZEINEK ELŐZETES ÖSSZEHASONLÍTÓ NYOMELEM VIZSGÁLATA. *Hidrológiai Közlöny, 92. ÉVF. 1. SZÁM. 2012.*, 1-12.
- SCHULHOF, Ö. (1957). MAGYARORSZÁG ÁSVÁNY-, ÉS GYÓGYVIZEI. *Bp.: Akadémiai Kiadó*, pp. 258-310.
- SIMOR, F, KÉRI, M. (1974). *A Mecsek hegység éghajlata*: Magyar Tudományos Akadémia.
- STRÁZSAY, J. (1825). A HARKÁNYI FERDŐK. *Tudományos Gyűjtemény 12. kötet, Pest*, pp. 13-25.
- SURBECK, H. (2000). ALPHA SPECTROMETRY SAMPLE PREPARATION USING SELECTIVELY ADSORBING THIN FILMS. *Applied Radiation and Isotopes, 53(1-2)*, 97-100.
- SWARZENSKI, P. (2007). U/TH SERIES RADIONUCLIDES AS COASTAL GROUNDWATER TRACERS. *Chemical Reviews, 107(2)*, 663-674.
- SZABÓ, PZ. (1961). A MECSEK ÉS A VILLÁNYI-HEGYSÉG BARLANGJAI. *Karszt és BARlangkutatás, 1961 I. félév*, pp. 3-20.
- SZANYI, J, KOVÁCS, B, SCHAREK, P. (2009). GEOTHERMAL ENERGY IN HUNGARY: POTENTIALS AND BARRIERS. *European Geologist, 27*, 15-18.
- SZEDERKÉNYI, T. (2001). GEOLOGY OF HUNGARY. *Monography. Eötvös University Press, Budapest, 1308*.
- SZEDERKÉNYI, T, HAAS, J, NAGYMAROSY, A, HÁMOR, G. (2013). Geology and history of evolution of the Tisza Mega-unit *Geology of Hungary* (pp. 103-148): Springer.
- SZIJÁRTÓ, M, GALSA, A, TÓTH, Á, MÁDL-SZÖNYI, J. (2019). NUMERICAL INVESTIGATION OF THE COMBINED EFFECT OF FORCED AND FREE THERMAL CONVECTION IN SYNTHETIC GROUNDWATER BASINS. *Journal of Hydrology, 572*, 364-379.
- SZŐCS, T, RMAN, N, ROTÁR-SZALKAI, Á, TÓTH, G, LAPANJE, A, ČERNÁK, R, NÁDOR, A. (2018). THE UPPER PANNONIAN THERMAL AQUIFER: CROSS BORDER COOPERATION AS AN ESSENTIAL STEP TO TRANSBOUNDARY GROUNDWATER MANAGEMENT. *Journal of Hydrology: Regional Studies, 20*, 128-144.
- TAKÁCSNÉ-BOLNER, K. (2003A). A BEREMENDI-KRISTÁLYBARLANG. *Székely K (ed) Magyarország fokozottan védett barlangjai. Mezőgazda Kiadó, Budapest*, p 399-404.
- TAKÁCSNÉ-BOLNER, K. (2003B). AGYHARSÁNYI-KRISTÁLYBARLANG. *Székely K (ed) Magyarország fokozottan védett barlangjai. Mezőgazda Kiadó, Budapest*, p 404-407.
- THAN, K. (1869). A HARKÁNYI KÉNES HÉVVIZ VEGYI ELEMZÉSE. *Értekezések a Természettudományi Osztály köréből 14. szám*, pp. 3-31.
- 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 Thesis, Eötvös Loránd University, Budapest.
- TÓTH, J. (1971). GROUNDWATER DISCHARGE: A COMMON GENERATOR OF DIVERSE GEOLOGIC AND MORPHOLOGIC PHENOMENA. *Hydrological Sciences Journal, 16(1)*, 7-24.
- TÓTH, J. (1988). GROUND WATER AND HYDROCARBON MIGRATION. IN: , CO, PP 485–502. *Back W, Rosenshein JS, Seaber PR (eds) The geology of North America., vol O-2: hydrogeology. The Geological Society of America, Boulder*, 485-502.
- TÓTH, J. (1999). GROUNDWATER AS A GEOLOGIC AGENT: AN OVERVIEW OF THE CAUSES, PROCESSES, AND MANIFESTATIONS. *Hydrogeology journal, 7(1)*, 1-14.
- TÓTH, J. (2009). *Gravitational systems of groundwater flow: theory, evaluation, utilization*: Cambridge University Press.
- TÓTH, J, ALMÁSI, I. (2001A). INTERPRETATION OF OBSERVED FLUID POTENTIAL PATTERNS IN A DEEP SEDIMENTARY BASIN UNDER TECTONIC COMPRESSION: HUNGARIAN GREAT PLAIN, PANNONIAN BASIN. *Geofluids, 1(1)*, 11-36.

- TÓTH, J, ALMÁSI, I. (2001B). INTERPRETATION OF OBSERVED FLUID POTENTIAL PATTERNS IN A DEEP SEDIMENTARY BASIN UNDER TECTONIC COMPRESSION: HUNGARIAN GREAT PLAIN, PANNONIAN BASIN. *Geofluids*, 11-36.
- TÖRÖK, Á. (1998). A MECSEK–VILLÁNYI EGYSÉG TRIÁSZ KÉPZŐDMÉNYEINEK RÉTEGTANA. *Stratigraphy of the Triassic formations of the Mecsek–Villány Unit.*—In: BÉRCZI, I., JÁMBOR, Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. MÁFI–Mol kiadvány, Budapest, 253-280.*
- VADÁSZ, E. (1949). TERMÁLIS KARSZTVÍZ DÉL-BARANYÁBAN. *Hidrológiai Közlöny, 29. évfolyam, 3-4. szám, 81-83.*
- VARGA, V. (2013). A SIKLÓSI ÜZEMELŐ SÉRÜLÉKENY VÍZBÁZIS BIZTONSÁGBA HELYEZÉSI TERVÉNEK FELÜLVIZSGÁLATA. *AQUAPLUS Kútfúró, Építő és Termál-energetikai Kft., Budapest, p.70.*
- VENDÉG, J. (1961). HARKÁNY GYÓGYFÜRDŐRŐL. *Hidrológiai Tájékoztató, 2. szám, pp. 36-38.*
- VIGASSY, T, LEÉL-ÖSSY, S, DEMÉNY, A. (2010). A NAGYHARSÁNYI-ÉS A BEREMENDI-KRISTÁLYBARLANG ÉS KÉPZŐDMÉNYEIK GENETIKAI VIZSGÁLATA. *Földtani Közlöny, 140(1), 73-88.*
- VÖRÖS, A. (1972). A VILLÁNYI-HEGYSÉG ALSÓ ÉS KÖZÉPSOJURA KÉPZŐDMÉNYEINEK ÜLEDÉKFÖLDTANI VIZSGÁLATA. *Sedimentological Analysis of Lower and Middle Jurassic Formations of Villány Mountains) Földtani Közlöny, 102, 12-28.*
- ZAIDI, FK, NAZZAL, Y, JAFRI, MK. (2015). REVERSE ION EXCHANGE AS A MAJOR PROCESS CONTROLLING THE GROUNDWATER CHEMISTRY IN AN ARID ENVIRONMENT: A CASE STUDY FROM NORTHWESTERN SAUDI ARABIA. *Environ Monit Assess, 187, 607.*
- ZIMMERMAN, WB. (2006). *Multiphysics modeling with finite element methods* (Vol. 18): World Scientific Publishing Company.
- ZSIGMONDY, V. (1873). MITTHEILUNGEN ÜBER DIE BOHRTHERMEN ZU HARKÁNY, AUF DER MARGARETHENINSEL NÄCHST OFEN UND ZU LIPPIK, UND DEN BOHRBRUNNEN ZU ALCSÚTH., pp. 5-23.

### Internetes hivatkozások

[https://www.met.hu/eghajlat/magyarorszag\\_eghajlata/eghajlati\\_adatsorok/Pecs/adatok/napi\\_adatok/index.php](https://www.met.hu/eghajlat/magyarorszag_eghajlata/eghajlati_adatsorok/Pecs/adatok/napi_adatok/index.php)

[https://www.triskem-international.com/scripts/files/59bd7516ed9ad0.51609836/me\\_app\\_note\\_u\\_disc.pdf](https://www.triskem-international.com/scripts/files/59bd7516ed9ad0.51609836/me_app_note_u_disc.pdf)

[https://www.triskem-international.com/scripts/files/59bd7516ece726.39933096/me\\_app\\_note\\_ra\\_disc.pdf](https://www.triskem-international.com/scripts/files/59bd7516ece726.39933096/me_app_note_ra_disc.pdf)

## 11. Ábrajegyzék

1. ábra: Fedetlen és csatlakozó fedett karbonátos területek koncepcionális felszínalatti vízáramlási modellje (MÁDL-SZÖNYI ÉS TÓTH 2015 alapján módosította TÓTH 2018).....	10
2. ábra: A Villányi-hegység déli előterére készített első vízföldtani szelvény, GÁLFI ÉS KORIM 1967.....	13
3. ábra: A Villány-hegység déli előterének feltételezett regionális áramlási rendszerének koncepcionális ábrája a Papuk- és a Villányi-hegység között (CSICSÁK ÉS mtsi. 2008).....	14
4. ábra: A kutatási terület földrajzi elhelyezkedése (kistájak forrása:MAROSI ÉS SOMOGYI 1990 ).....	19
5. ábra: A Villányi-hegység pikkelyes szerkezete (módosítva RAKUSZ ÉS STRAUSZ 1953 ÉS BUDAI ÉS KONRÁD 2011 alapján) Jelmagyarázat: 1-neogén üledékek, 2-felső-kréta márga,3- alsó-kréta mészkő, 4-alsó-kréta bauxit,5- felső-jura mészkő, 6- középső-jura ammoniteszes mészkő, 7- alsó-jura homokos mészkő, 8- felső-triász homokkő, 9- középső-triász dolomit, 10-középső-triász mészkő, 11-középső-triász tarka dolomit, 12-középső-triász agyagkő, aleurolit, dolomit, 13- a földtani keresztaszelvény nyomvonala a térképen, 14-pikkelyhatár, 15- feltolódás; 16 - barlang.....	25
6. ábra: A Tiszai-főegység prekainozoos képződményeinek elvi rétegsora (HAAS ÉS BUDAI 2014). Jelmagyarázat: 1. pelágikus márga, flis; 2. flis; 3. szárazföldi, sekély- és mélytengeri képz.; 4. márga és törmelékes lejtőüled.; 5. mészkő; 6. bázisos vulkanitok és áthalm. teng.-i üledékei; 7. pelág. márga, mészkő; 8. pelág. mészkő, márga; 9. pelág. mészkő, tűzköves mészkő; 10. pelág. finom sziliciklasztos összl.; 11. sekélyteng. és kondenz. pelág. mészkő összl.; 12. kőszéntartalmú szilicikl. összl. 13. sekélyteng. szilicikl. és karb. összl.; 14. folyóvízi és delta fáciesű szilicikl. képz.; 15. kisfokú metamorf mezozoos képz.; 16. mezozoos képz. tagolás nélkül; 17. riolit; 18. szárazf.-i törm. összl.; 19. szárazf.-i törm. összl.; 20. kist. metamorf képz.; 21. közepes metam. fokú képz.; 22. granitoid kőzetek; 23. metamorfit összl.; 24. krist. kőzetek tagolás nélk. ....	26
7. ábra: A nyomás-eleváció profilok p(z) kiegészítve a hidrosztatikus és a litosztatikus nyomásprofilal (MÁDL-SZÖNYI ÉS mtsi. 2018) .....	32
8. ábra: Radionuklidok a felszínalatti vízáramlási rendszerekben (Erőss és társai 2014 után módosítva).....	37
9. ábra: A Beremendi-kristálybarlangban folytatott in situ kísérlet körülményei; a. a kísérlet során használt mészkő lemezek; b. víz alatt elhelyezett lemezek; c. levegő-víz határon elhelyezkedő lemezek; d. levegőben elhelyezett lemezek .....	41
10. ábra: A levegő-víz határon elhelyezkedő minták technikai kivitelezése egy hungarocell "csónak" segítségével .....	42
11. ábra: A Beremendi-kristálybarlangba épített kísérleti műszer. a. a műszer betelepítés előtt; b. a műszer energiaellátását biztosító napelem; c. a műszer központi egységének helye a barlangban; d. a napelem elhelyezkedése a barlang bejáratánál; e. a műszer szenzorai a barlang vizében .....	44
12. ábra: A kutatási terület egyszerűsített hidrosztratigráfiai besorolása. Jelmagyarázat: VT – víztartó, VF – vízfogó .....	47
13. ábra: A hidraulikai feldolgozásba bevont adatok mélység szerinti eloszlása és a p(z) - profilok elhelyezkedése a kijelölt kutatási területen .....	48
14. ábra: A Dráva-medencei részterület p(z) profiljai #1-8 .....	53
15. ábra: A Dráva-medencei részterület p(z) profiljai #9-15 .....	54

16. ábra: A Mecsek-hegységi részterület p(z) profiljai #16-24.....	57
17. ábra: A Villányi-hegységtől keletre fekvő részterület p(z) profiljai #25-33.....	60
18. ábra: A Villányi-hegységtől keletre fekvő részterület (#33-34)-és a Villányi-hegység részterület p(z) profiljai #34-41.....	64
19. ábra: A Villányi-hegység részterület p(z) profiljai #42-47.....	65
20. ábra: A vizsgált terület különböző hidraulikai rezsímmellegű területei.....	66
21. ábra: A rendelkezésre álló adatok szűrőközep elevációjának eloszlása.....	69
22. ábra: A tomografikus potenciáltérképekhez használt kutak szűrőközep elevációinak területi eloszlása.....	70
23. ábra: A T <sub>1</sub> (300-0 mBf) eleváció szelet tomografikus folyadékpotenciál térképe.....	71
24. ábra: A T <sub>2</sub> (0-(-100) mBf) eleváció szelet tomografikus folyadékpotenciál térképe.....	71
25. ábra: A T <sub>3</sub> ((-100)-(-220) mBf) eleváció szelet tomografikus folyadékpotenciál térképe.....	72
26. ábra: A T <sub>4</sub> ((-220)-(-1000) mBf) eleváció szelet tomografikus folyadékpotenciál térképe.....	72
27. ábra: A T <sub>4</sub> ((-1000)-(-2000) mBf) eleváció szelet tomografikus folyadékpotenciál térképe.....	73
28. ábra: A T <sub>5</sub> ((-2000)-(-3500) mBf) eleváció szelet tomografikus folyadékpotenciál térképe (Haas 2010 alapján módosítva).....	73
29. ábra: A T <sub>1</sub> és T <sub>2</sub> tomografikus potenciáltérképek különbség térképe kiegészítve az azonos mélység tartományra készített p(z) profilok eredményeivel.....	74
30. ábra: A T <sub>2</sub> és T <sub>3</sub> tomografikus potenciáltérképek különbség térképe kiegészítve az azonos mélység tartományra készített p(z) profilok eredményeivel.....	75
31. ábra: Az "A" jelű hidraulikai keresztmetszvény.....	77
32. ábra: A "B" jelű hidraulikus keresztmetszvény.....	77
33. ábra: A p(z) profilok területén található kutak Piper-diagramja. A különböző színek az egyes profil területeken található kutakat jelölik, az üres körök a Neogén-Vízartó-Vízfogóba mélyült kutakból, a teli körök a Pre-Neogén-Vízartóból származnak.....	78
34. ábra: A mintázott vizek radionuklidok aktivitáskoncentráció értékei.....	80
35. ábra: A felmérésbe bevont barlangok elhelyezkedése a Villány-hegység déli előterében.....	81
36. ábra: A Máriagyüdi-barlang; a. bejárat; b-c. bejáratú akna; d-e. oldott, kerekített formák; f. visszaoldott cseppkő képződmények (Fotók: Hegedűs András).....	83
37. ábra: A Siklósi vár kútjának barlangjai; a. a kút bejárata; b. a kútban található vaslétra és a vízkitermeléshez tartozó vascsövek; c. és d. a kút fenekén található karsztvíz és a III.-barlang hasadéka; e. I.-barlang; f. és g. II.-barlang (Fotók: Hegedűs András).....	85
38. ábra: A siklósi Váraljai-barlang; a. bejárat; b. karsztvízszint; c. gömbfülke; d-g. üreg kitöltő kalcit lemez kiválások (Fotók: Hegedűs András).....	87
39. ábra: A Borpince-barlang; a. bejárat; b-d. borsóköves kiválások; f. kőgombák (Fotók: Hegedűs András).....	89
40. ábra: A Nagyharsányi-kristálybarlang; a. álló- és függő cseppkövek; b. jellegzetes járatszelvény; c. gömbfülke sor; d-e. kalcit kiválások; f. korróziós hatást mutató képződmény (Fotók: Hegedűs András).....	91
41. ábra: A Beremendi-kristálybarlang; a. gömbfülkék és lekerekített, oldott formák; b. karsztvízszint; c-d. borsókő kiválások; e. üreg kitöltő kalcit kiválások ;f. tús aragonit kiválások (Fotók: Hegedűs András).....	93
42. ábra: A lokális vizsgálatokhoz kapcsolódó helyszínek bemutató ábrája.....	95
43. ábra: A kistapolcai lokális feldolgozás részletes térképe, mely tartalmazza a nyomás-eleváció profilokba bevont kutakat, a geokémiai feldolgozásba bevont kutakat és a geofizikai szelvények nyomvonalát.....	97

44. ábra: Egyszerűsített koncepcionális keresztmetszvény Kistapolcán át a geofizikai felmérés- és kútadatok alapján .....	98
45. ábra: A kistapolcai lokális feldolgozáshoz készített nyomás-eleváció profilok a. a településen belüli kutak p(z) profilja; b. a település DK-i részének p(z) profilja .....	99
46. ábra: A kistapolcai lokális feldolgozási terület vízmintáinak Piper-diagramja.....	100
47. ábra: A kistapolcai lokális területen mintázott vizek izotópos összetétele. ....	102
48. ábra: A kistapolcai forrás idősoros adatai .....	103
49. ábra: Folyamatosan rögzített vízszint, fajlagos elektromos vezetőképesség, hőmérséklet értéke a Beremendi-kristálybarlangban és csapadék értékek (Nagyharsány) .....	106
50. ábra: A Beremendi-kristálybarlang tavának vízszint magasságai az egyes mintavételi alkalmak során. a.2018.03.09 – normál vízállás; b. 2019.05.03 – alacsony vízállás; c. 2019.09.06 – alacsony vízállás.....	106
51. ábra: A Beremendi-kristálybarlang vizének gáz telítettsége, O <sub>2</sub> koncentrációja, hőmérséklete és vízszint ingadozása kiegészítve a csapadék adatokkal .....	107
52. ábra: A Beremendi-kristálybarlang vizének izotópos összetétele.....	110
53. ábra: Az L1 minta (12. hét) FIB-SEM felvétele. a. és c. kezdeti állapot; b. és d. 12 hét utáni állapot a lemezen megtelepedő fonalas baktériumokkal.....	113
54. ábra: Az L2 minta (32. hét)FIB-SEM felvétele: a. és c. kezdeti állapot; b. és d. 32 hét utáni állapot a lemezen megtelepedő fonalas baktériumokkal és spóra telepekkel. ....	114
55. ábra:Az L2 minta FIB-SEM felvétele 32 hét eltelté után: a. és b.:micéliumos baktériumok spóra halmokkal; c. és d. kiszáradt és behorpadt baktériumok .....	114
56. ábra: Az L5 minta FIB-SEM felvétele: a. kezdeti állapot; b-d. 105 hét utáni állapot.....	115
57. ábra: Az LV1 minta (12. hét) FIB-SEM felvétele. a. és c. kezdeti állapot; b. és d. 12 hét utáni állapot. A narancssárga négyzetek a karbonát kiválások helyét jelölik .....	117
58. ábra: Az LV2 minta (32. hét) FIB-SEM felvétele. a. és c. kezdeti állapot; b. és d. 12 hét utáni állapot. A narancssárga négyzetek a karbonát kiválások helyét jelölik .....	118
59. ábra: Az LV2 minta egyéb területén készült FIB-SEM felvétel 32 hét eltelté után. A narancssárga négyzet a karbonátt kiválás helyét jelöli.....	118
60. ábra: Az LV3 minta (62. hét) FIB-SEM felvétele. a. és c. kezdeti állapot; b. és d. 12 hét utáni állapot. A narancssárga négyzetek a karbonát kiválások helyét jelölik .....	119
61. ábra: Az LV3 minta egyéb területén (c terület) készült FIB-SEM felvétel 62 hét eltelté után. ....	119
62. ábra: Az LV4 minta (80. hét) FIB-SEM felvétele. a. és c. kezdeti állapot; b. és d. 12 hét utáni állapot. A narancssárga négyzetek a kiválások helyét jelölik .....	120
63. ábra: Az LV4 minta egyéb területén (c terület) készült FIB-SEM felvétel 80 hét eltelté után. ....	121
64. ábra: Az LV4 minta egyéb területén (d és e terület) készült FIB-SEM felvétel 80 hét eltelté után. ....	121
65. ábra: Az LV5 minta (105. hét) FIB-SEM felvétele. a. és c. kezdeti állapot; b. és d. 12 hét utáni állapot. A narancssárga négyzetek a kiválások helyét jelölik .....	122
66. ábra: Az LV5 minta egyéb területén (c terület) készült FIB-SEM felvétel 105 hét eltelté után. A narancssárga négyzet a kiválás helyét jelöli .....	122
67. ábra: Az LV6 minta (125. hét) FIB-SEM felvétele. a. és c. kezdeti állapot; b. és d. 12 hét utáni állapot. A narancssárga négyzetek a kiválások helyét jelölik .....	123
68. ábra: Az LV6 minta egyéb területén (c terület) készült FIB-SEM felvétel 125 hét eltelté után. A narancssárga négyzet a kiválás helyét jelöli .....	124

69. ábra: Az V1 minta (12. hét) FIB-SEM felvétele. a.. kezdeti állapot; b. 12 hét utáni állapot. A narancssárga négyzetek a kiválások helyét jelölik .....	125
70. ábra: Az V3 minta (62. hét) FIB-SEM felvétele. a. és c. kezdeti állapot; b. és d. 12 hét utáni állapot. A narancssárga négyzetek a kiválások helyét jelölik .....	126
71. ábra: Az V4 minta (80. hét) FIB-SEM felvétele. a. és c. kezdeti állapot; b. és d. 12 hét utáni állapot. A narancssárga négyzetek a kiválások helyét jelölik .....	127
72. ábra: Az V5 minta (105. hét) FIB-SEM felvétele. a. és c. kezdeti állapot; b. és d. 12 hét utáni állapot. A narancssárga négyzetek a kiválások helyét jelölik .....	127
73. ábra: Aragonit és kalcit kiválása a Mg/Ca arány és a telítettség függvényében a Beremendi-kristálybarlangban (DE CHOUDENS-SANCHEZ és GONZALEZ 2009 és JONES 2017 alapján) .....	130
74. ábra: Nyomás-eleváció profilok eredményei a Pre-Neogén aljzat térképen (térkép forrás: Haas 2010 után módosítva) .....	135
75. ábra: A kistapolcai tó és a Beremendi-kristálybarlang idősoros adatainak összehasonlítása .....	138
76. ábra: A lokális feldolgozások vízmintáinak együttes stabil izotóp eredményei .....	139
77. ábra: A felszínalatti vizek áramlási- és hőtranszportjának numerikus szimulációjának eredménye. Jelmagyarázat: a. a modellezett terület geometriája a fedett és fedetlen területek paramétereivel: K – hidraulikus vezetőképesség, n – porozitás, $\lambda$ – hővezető képesség. b. az áramlási sebességek intenzitások normalizált vektora. c. Hőmérséklet eloszlás (ERŐSS és mtsi. 2020 alapján módosítva) .....	141
78. ábra: A Villányi-hegység déli előterének koncepcionális felszínalatti vízáramlási modellje .....	143

## 12. Táblázatjegyzék

1. táblázat: A Villányi-hegység déli előterében található kutak vízkor adatai (LORBERER 1989, CSICSÁK és mtsi. 2008) .....	15
2. táblázat: A Villányi-hegység déli előterében található néhány kút $^{226}\text{Ra}$ , $^{222}\text{Rn}$ és $^{234+238}\text{U}$ koncentrációja (Lorberer 1986) .....	16
3. táblázat: A radionuklidok vizsgálatához használt diszkek paramétereinek .....	39
4. táblázat: A FIB-SEM készülék mérési beállításai .....	43
5. táblázat: A Dráva-medence részterület p(z)-profiljainak összesítő táblázata .....	51
6. táblázat: A Mecsek-hegység részterület p(z)-profiljainak összesítő táblázata .....	56
7. táblázat: A Villányi-hegységtől keletre fekvő részterület p(z)-profiljainak összesítő táblázata .....	59
8. táblázat: A Villányi-hegységi részterület p(z)-profiljainak összesítő táblázata .....	63
9. táblázat: A kutatási területen létrehozott potenciometrikus térképek adatai .....	70
10. táblázat: A siklósi vár kút barlangjának terepi és általános vízkémiai paramétereinek .....	84
11. táblázat: A Váraljai-barlang terepi és általános vízkémiai paramétereinek .....	86
12. táblázat: A Beremendi-kristálybarlang terepi és általános vízkémiai paramétereinek .....	93
13. táblázat: A felmért barlangok vertikális kiterjedésének adatai az aktuális vízszint adatokkal (Adatok forrása: Országos Barlangnyilvántartás) .....	94
14. táblázat: A kistapolcai vízminták Ca+Mg/HCO <sub>3</sub> arányai .....	100



15. táblázat: A Beremendi-kristálybarlang vizének terepi paraméterek az egyes mintavételi időpontokban.....	108
16. táblázat: A Beremendi-kristálybarlang vizének fő ion koncentrációi az egyes mintavételi időpontokban.....	109
17. táblázat: A Beremendi-kristálybarlang vizének stabil izotópos összetétele az egyes mintavételi időpontokban.....	109
18. táblázat: A Beremendi-kristálybarlangból származó vízminták telítettségi indexe aragonitra, kalcitra és gipszre .....	111
19. táblázat: A levegőbe kihelyezett minták változásainak összefoglaló táblázata .....	116
20. táblázat: A levegő-víz határra kihelyezett minták változásainak összefoglaló táblázata.	124
21. táblázat: A víz alá kihelyezett minták változásainak összefoglaló táblázata .....	128
22. táblázat: A Beremendi-kristálybarlang vizének terepi paraméterei, kalcit telítettsége illetve Mg/Ca arányai .....	130

## ADATLAP

### a doktori értekezés nyilvánosságra hozatalához\*

#### I. A doktori értekezés adatai

A szerző neve: Csondor Katalin

MTMT-azonosító: 10054824

A doktori értekezés címe és alcíme: A Villányi-termálkarszt hidrogeológiai vizsgálata: regionális felszínalatti áramlási rendszerek és barlangi szubmikronos folyamatok összefüggései

DOI-azonosító<sup>46</sup>: 10.15476/ELTE.2021.104

A doktori iskola neve: Környezettudományi Doktori Iskola

A doktori iskolán belüli doktori program neve: Környezeti földtudomány Doktori Program

A témavezető neve és tudományos fokozata: Dr. Eröss Anita, PhD

A témavezető munkahelye: Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék

#### II. Nyilatkozatok

##### 1. A doktori értekezés szerzőjeként

a) hozzájárulok, hogy a doktori fokozat megszerzését követően a doktori értekezésem és a tézisek nyilvánosságra kerüljenek az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban. Felhatalmazom a Természettudományi kar Dékáni Hivatali Doktori, Habilitációs és Nemzetközi Ügyek Csoportjának ügyintézőjét, hogy az értekezést és a téziseket feltöltse az ELTE Digitális Intézményi Tudástárba, és ennek során kitöltse a feltöltéshez szükséges nyilatkozatokat.

b) kérem, hogy a mellékelt kérelemben részletezett szabadalmi, illetőleg oltalmi bejelentés közzétételéig a doktori értekezést ne bocsássák nyilvánosságra az Egyetemi Könyvtárban és az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban;

c) kérem, hogy a nemzetbiztonsági okból minősített adatot tartalmazó doktori értekezést a minősítés (*dátum*)-ig tartó időtartama alatt ne bocsássák nyilvánosságra az Egyetemi Könyvtárban és az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban;

d) kérem, hogy a mű kiadására vonatkozó mellékelt kiadó szerződésre tekintettel a doktori értekezést a könyv megjelenéséig ne bocsássák nyilvánosságra az Egyetemi Könyvtárban, és az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban csak a könyv bibliográfiai adatait tegyék közzé. Ha a könyv a fokozatszerzést követően egy évig nem jelenik meg, hozzájárulok, hogy a doktori értekezésem és a tézisek nyilvánosságra kerüljenek az Egyetemi Könyvtárban és az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban.

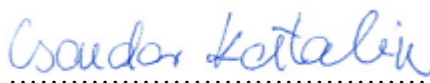
##### 2. A doktori értekezés szerzőjeként kijelentem, hogy

a) az ELTE Digitális Intézményi Tudástárba feltöltendő doktori értekezés és a tézisek saját eredeti, önálló szellemi munkám és legjobb tudomásom szerint nem sértem vele senki szerzői jogait;

b) a doktori értekezés és a tézisek nyomtatott változatai és az elektronikus adathordozón benyújtott tartalmak (szöveg és ábrák) mindenben megegyeznek.

3. A doktori értekezés szerzőjeként hozzájárulok a doktori értekezés és a tézisek szövegének plágiumkereső adatbázisba helyezéséhez és plágiumellenőrző vizsgálatok lefuttatásához.

Kelt: 2021.07.12



a doktori értekezés szerzőjének aláírása

\*ELTE SZMSZ SZMR 12. sz. melléklet

## MELLÉKLET

### TARTALOM

I. Melléklet: Tiszai nagy szerkezeti egység hidrosztratigráfiája .....	3
II. Melléklet: A regionális geokémiai feldolgozásba bevont kutak terepi paramétereit és a radionuklidok aktivitás koncentrációi .....	6
III. Melléklet: A lokális feldolgozásokba bevont adatok .....	8
III/A. A kistapolcai lokális feldolgozásba bevont kutak és források terepi-, főelem kémiai és izotópos adatai .....	8
III/B. A kistapolcai lokális feldolgozásba bevont kutak terepi paramétereinek leíró statisztikája .....	10
III/C. A kistapolcai lokális feldolgozásba bevont kutak általános kémiai paramétereinek leíró statisztikája .....	10
III/D. A Beremendi-kristálybarlangban vett minták terepi paramétereinek leíró statisztikája .....	10
III/E. A Beremendi-kristálybarlangban vett minták általános kémiai paramétereinek leíró statisztikája .....	10
III/F. A Beremendi-kristálybarlangban vett minták nyomelem kémiai paramétereit .....	11
IV. Az In-situ kísérlethez kapcsolódó mellékletek .....	12
IV/A. Az in situ kísérletbe bevont mészkő lemezek tömegei .....	12
IV/B. Az in situ kísérletbe bevont mészkő lemezek sztereomikroszkópos felvételei a kijelölt pontokkal .....	13
IV/C. Az in situ kísérletbe bevont, levegőben elhelyezett mészkő lemezek összehasonlító ábrái a kísérlet előtti- és utáni állapotokról .....	16
IV/C/1. Levegőben elhelyezett lemez változásai 12. hét elteltével .....	16
IV/C/2. Levegőben elhelyezett lemez változásai 32. hét elteltével .....	17
IV/C/3. Levegőben elhelyezett lemez változásai 62. hét elteltével .....	18
IV/C/4. Levegőben elhelyezett lemez változásai 80. hét elteltével .....	19
IV/C/5. Levegőben elhelyezett lemez változásai 105. hét elteltével .....	20
IV/C/6. Levegőben elhelyezett lemez változásai 125. hét elteltével .....	21
IV/D. Az in situ kísérletbe bevont, a levegő-víz határon elhelyezett mészkő lemezek összehasonlító ábrái a kísérlet előtti- és utáni állapotokról .....	22
IV/D/1. Levegő-víz határon elhelyezett lemez változásai 12. hét elteltével .....	22
IV/D/2. Levegő-víz határon n elhelyezett lemez változásai 32. hét elteltével .....	23
IV/D/3. Levegő-víz határon n elhelyezett lemez változásai 62. hét elteltével .....	24
IV/D/4. Levegő-víz határon elhelyezett lemez változásai 80. hét elteltével .....	25

<i>IV/D/5. Levegő-víz határon elhelyezett lemez változásai 105. hét elteltével.....</i>	<i>26</i>
<i>IV/D/6. Levegő-víz határon elhelyezett lemez változásai 125. hét elteltével.....</i>	<i>27</i>
<i>IV/E. Az in situ kísérletbe bevont, a víz alatt elhelyezett mészkő lemezek összehasonlító ábrái a kísérlet előtti- és utáni állapotokról .....</i>	<i>28</i>
<i>IV/E/1. A víz alatt elhelyezett lemez változásai 12. hét elteltével .....</i>	<i>28</i>
<i>IV/E/2. A víz alatt elhelyezett lemez változásai 32. hét elteltével .....</i>	<i>29</i>
<i>IV/E/3. A víz alatt elhelyezett lemez változásai 62. hét elteltével .....</i>	<i>30</i>
<i>IV/E/4. A víz alatt elhelyezett lemez változásai 80. hét elteltével .....</i>	<i>31</i>
<i>IV/E/5. A víz alatt elhelyezett lemez változásai 105. hét elteltével .....</i>	<i>32</i>
<i>IV/E/6. A víz alatt elhelyezett lemez változásai 125. hét elteltével .....</i>	<i>33</i>

**I. Melléklet: Tiszai nagy szerkezeti egység hidrosztratigráfiája**

Kronosztratigráfiai időszak	Kronosztratigráfiai kor	Üledékképződési környezetek	Formáció	Hidrosztratigráfiai besorolás	Hidraulikus Vezetőképesség K [m/s]	Egyszerűsített hidrosztratigráfiai besorolás	Hidraulikus Vezetőképesség K [m/s]
Kvarter	Pleisztocén-holocén	Szárazföldi folyóvízi, tavi, eolikus környezetek	Kvarter képződmények 60	Kvarter Sziliciklasztos Vízirtó	10 <sup>-5</sup>	Nagyalföldi Vízirtó	10 <sup>-5</sup>
Neogén	Pliocén	Alluviális síkság	Zagyvai Formáció	Nagyalföldi Vízirtó			
		Delta síkság és delta front	Újfalu Homokkő Formáció				
		Delta lejtő	Algyői Formáció	Algyői Vízfogó	10 <sup>-8</sup> - 10 <sup>-7</sup>	Algyői Vízfogó	10 <sup>-8</sup> - 10 <sup>-7</sup>
		Prodelta	Szolnoki Homokkő	Szolnoki Vízirtó	10 <sup>-7</sup> - 10 <sup>-6</sup>	Szolnoki Vízirtó	10 <sup>-7</sup> - 10 <sup>-6</sup>
	Mély medence	Endrődi Márga	Endrődi Vízfogó	10 <sup>-10</sup> -10 <sup>-8</sup>	Endrődi Vízfogó	10 <sup>-10</sup> -10 <sup>-8</sup>	
	Miocén	Folyóvízi, ártéri	Szászvári Formáció	Szászvári Vízirtó	10 <sup>-6</sup> - 10 <sup>-5</sup>		
Paleogén	Eocén	Szárazföldi törmelék	Szentlőrinci Formáció	Pre-pannóniai Vízirtó		Pre-Pannóniai Vízirtó	10 <sup>-6</sup> - 10 <sup>-5</sup>
		Sekélytenger	Lajtai Mészke				
Kréta	Felső	Batiális	Vékényi Márga Formáció	Felső kréta Sziliciklasztos Vízfogó	10 <sup>-8</sup> -10 <sup>-7</sup>	Pre-Neogén Vízirtó	10 <sup>-7</sup> -10 <sup>-4</sup>
		Mélytengeri	Bólyi Homokkő				
		Mélytengeri	Bissei Formáció				
		Sekélytenger	Nagyharsányi Mészke	Kréta Karbonátos Vízirtó			
		Szárazföld/Karszt	Harsányhegyi Bauxit				
Kréta	Alsó	Atoll	Magyaregregyi Konglomerátum	Alsó kréta Sziliciklasztos Vízfogó	10 <sup>-5</sup> -10 <sup>-4</sup>	Pre-Neogén Vízirtó	10 <sup>-7</sup> -10 <sup>-4</sup>
		Tengeralatti hasadékvulkán	Mecsekjános Bazalt Formáció				
		Batiális medence	Hidasvölgyi Márga Formáció				
Jura	Felső	Mélybatiális, pelágikus, bazaltvulkánosság	Márévári Mészke Formáció	Jura Karbonátos Vízirtó	10 <sup>-5</sup> -10 <sup>-4</sup>	Pre-Neogén Vízirtó	10 <sup>-7</sup> -10 <sup>-4</sup>
		Mélybatiális, pelágikus	Kisújányi Mészke Formáció				
		Pelágikus	Szársomlyói Mészke Formáció				
		Mélybatiális, pelágikus	Várkonyi Mészke Formáció 40				
		Mélybatiális, pelágikus	Fonyásói Mészke Formáció				

	Középső	Mélybatiális, pelágikus	Dorogói Mészmárga Formáció									
		Szublitorális	Villányi Mészke Formáció									
		Mélybatiális, pelágikus	Óbánya Mészke Formáció									
		Nyíltvízi batiális	Komlói Mészmárga Formáció									
	Alsó	Sekélytengeri, partközeli	Pusztakisfalui Mészke Formáció									
		Nyíltvízi, sekély batiális	Óbányai Aleurolit Formáció									
		Mély szublitorális	Mecseknádasdi Homokkő Formáció									
		Sekélytenger	Somsicshegyi Mészke Formáció									
		Sekélytenger	Hosszúhetényi Mészmárga Formáció 30									
		Sekélytenger	Vasasi Márga Formáció									
	Lápi, nyílt lagúna környezet	Mecseki Kőszén Formáció										
	Triász	Felső - középső	Lagúna – delta síksági, tavi					Karolinavölgyi Homokkő Formáció	Triász Karbonátos Vízartó	10 <sup>-9</sup> -10 <sup>-6</sup>		
			Homokos part					Mészhegyi Homokkő Formáció				
			Zárt lagúna					Kantavári Mészmárga Formáció				
Árapályöv síkság			Templomhegyi Dolomit Formáció									
Ooidos homokdomb és háttér üledéki részben dolomitosodott			Csukmai Formáció									
Árapályöv alatti mélyebb helyzetű és árapályöv közeli			Zuhányai Mészke Formáció									
Árapályöv alatti sekély tengeri			Lapisi Mészke Formáció									

		Árapályövi	Rókahegyi Dolomit Formáció 20				
		Árapályöv környéki	Viganvári Mészkö Tagozat				
		parti sabkha	Hetvehelyi Dolomit Formáció				
		Árapályöv feletti és árapályövi síkság	Patacsi Aleurolit Formáció				
Triász	Alsó	Parti síkság, folyóvízi sodorvonal és ártér	Jakabhegyi Homokkő	Triász sziliciklasztos Vízartó	10 <sup>-6</sup>		
Perm	Lopingi – guadalupai - ciszuráli	Hordalékkúp, alluviális, mocsári	Kővágószőlősi Homokkő Formáció	Permi Vízfogó	10 <sup>-7</sup> -10 <sup>-8</sup>	Paleozoos Vízfogó	10 <sup>-7</sup> - 10 <sup>-9</sup>
		Tavi és alluviális	Bodai Aleurolit Formáció				
		Hordalékkúp	Cserdi Formáció				
		Vulkanizmus	Gyűrűfői Riolit Formáció				
		Alluviális	Korpádi Homokkő Formáció				
		Tavi	Turonyi Formáció				
Karbon	Karbon	Szárazföldi alluviális és mocsári	Tésenyi Homokkő	Tésenyi homokkő Vízartó	10 <sup>-7</sup>		
Paleozoikum	Karbon?	kisfokú metamorfózison átcsatott tavi és tengeri fáciesek	Ófalui-, Szalatnaki-, Horváthertelendi-, Tázlári-, Álmosdi komplexumok, Gyódi-, Helesfai Szerpentinit	Ópaleozoos Vízfogó	10 <sup>-8</sup>		
Paleozoikum	Devon?	Pre-alpi polimetamorfózison átcsatott kőzetek	Baksai Komplexum	Variszkuszi Vízfogó	10 <sup>-9</sup>		

**II. Melléklet: A regionális geokémiai feldolgozásba bevont kutak terepi paramétereit és a radionuklidok aktivitás koncentrációit**

<i>Azonosító</i>	<i>Helyszín</i>	<i>dátum</i>	<i>Hőm.</i>	<i>Vez.kép.</i>	<i>pH (YSI)</i>	<i>oldott ox.</i> <i>mg/l</i>	<i>%</i>	<i>redox</i> <i>pot.</i>	<i>Rn [Bq/l]</i>	<i>Ra</i> <i>[mBq/l]</i>	<i>U[mBq/l]</i>	<i>p(z) terület</i> <i>száma</i>
BG	Bóly geotermikus kút	2017.08.31	76	686	6,8	-	-	-	0	4	12	25
MRF1	Márfa vízmű	2017.05.25	21,2	690	7,1	6,1	71	612	4	13	93	37
HAF6	Harkány fürdő	2016.03.16	58,9	1127	6,82	-	-	-354	43	140	46	39
HAF3	Harkány fürdő	2016.03.16	59,1	1142	6,82	-	-	-345	25	69	66	39
HAF4	Harkány fürdő	2016.03.16	59,5	1137	6,88	-	-	-347	27	196	45	39
HAF5	Harkány fürdő	2016.03.16	57,7	1145	6,8	-	-	-365	29	230	54	39
MAT	Matty vízmű	2016.03.16	26,2	1004	7,33	3,6	45	-46,39	29	76	33	39
BUD2	Büdöstopolca	2016.03.16	23,1	829	7,23	5,88	67	-60,46	25	60	27	40
SIK2	Siklós II. sz. vízműkút	2017.05.26	23,4	785	7,0	-	-	569	21	9	73	40
BUD1	Büdöstopolca	2017.05.26	15,7	656	7,0	11,5	117	-224	43	29	173	40
SIF	Siklósi Fürdő. Egyházasharazsti kút	2016.03.17	33,5	1050	7,33	4,8	65	-34	11	100	25	41
EHV	Egyházasharazsti vízmű	2017.05.26	14,0	721	7,3	0,3	3	-50,2	18	3	16	41
VILK	Villánykövesd	2017.05.26	19,3	797	7,1	1,6	17	174	2	6	22	42
KITT	Kistapolca tó	2017.05.26	23,1	956	7,1	2,8	34	-140	14	25	15	44
KITV	Kistapolca vízmű	2017.08.29	23,7	968	6,9	0,1	17	-28	-	30	18	44
KSZ36	Kistapolca szabadság út	2017.08.30	23,5	968	6,92	1,1	13	-111	14	25	50	44
KF2	Kistapolca középső forrás	2017.08.31	19,5	849	7,37	2,8	31	47	2	-	-	44
KFFH	Kistapolca főforrás ház	2018.03.09	23,3	965	7,07	26	2,2	261	4	-	-	44
BOCK	Bock pince	2016.03.16	16,5	969	7,33	7,6	77,4	149,6	5	5	45	45
GERE	Gere pince	2016.03.17	15,3	796	7,8	-	-	137,6	2	3	42	45
BERBK	Beremendi bánya kút	2017.05.29	26,5	975	6,8	0,4	5	6,8	21	158	30	48



<i>Azonosító</i>	<i>Helyszín</i>	<i>dátum</i>	<i>Hőm.</i>	<i>Vez.kép.</i>	<i>pH (YSI)</i>	<i>oldott ox.</i> <i>mg/l</i>	<i>%</i>	<i>redox</i> <i>pot.</i>	<i>Rn [Bq/l]</i>	<i>Ra</i> <i>[mBq/l]</i>	<i>U[mBq/l]</i>	<i>p(z) terület</i> <i>száma</i>
BERB1	Beremendi-Kristálybarlang	2016.06.22	18,3	443	7,96	-	-		4	21	-	48
BERB2	Beremendi-Kristálybarlang	2017.05.29	26,5	975	6,8	0,4	5	6,8	21	158	30	48
BERB3	Beremendi-Kristálybarlang	2018.03.09	18,1	425	8,28	89	8,4	118	0	12	16	48

### III. Melléklet: A lokális feldolgozásokba bevont adatok

#### III/A. A kistapolcai lokális feldolgozásba bevont kutak és források terepi-, főelem kémiai és izotópos adatai

Azonosító	Minta helyszíne	Dátum	Hőm. [°C]	Vez.kép. [μS/cm]	pH	Oldott ox. [mg/l]	Oldott ox. [%]	Redox pot. [mV]	HCO <sub>3</sub> [mg/l]	Ca [mg/l]	Mg [mg/l]	Cl [mg/l]	SO <sub>4</sub> [mg/l]	K [mg/l]	Na [mg/l]	TDS [mg/l]	dD [‰]	d <sup>18</sup> O [‰]	Litológia
BV1	Beremend vízmű	2017.08.30	13,9	722	75	7,5	7,13	-4,1	468	82,8	39,7	14	62	21	31	718,5	-68,72	-9,59	fedő üledék
BV2	Beremend vízmű	2017.08.30	14,2	855	1	0,1	7,03	-111	493	98	33	20	83	5	40	772,0	-73,76	- 10,29	fedő üledék
DDCIV1	Cementgyár	2017.08.29	15,2	652	7,34	18,9	108	42,6	378	60,6	80,1	26	51	1	18	614,7	-66,21	- 9,286	fedő üledék
DDCIV2	Cementgyár	2017.08.29	19,9	772	7,21	6,7	77	112,6	449	89,3	46,3	16	49	1	17	667,6	-65,44	-9,21	fedő üledék
DDCIV3	Cementgyár	2017.08.29	23,6	962	6,9	3,9	42	-52,6	536	111,1	33	26	124	10	45	885,1	-77,96	- 10,89	karbonátos kőzet
DDCIV5	Cementgyár	2017.08.29	15,8	950	7,24	0,1	1	-152,8	549	102,4	29,1	26	74	8	47	835,5	-78,40	- 10,81	karbonátos kőzet
KFFA	Kistapolca főforrás akna	2017.08.28	23,7	968	6,85	0,1	1	37,2	524,0	106,7	34,4	26,0	119,0	9,0	48,0	867,1	-77,76	- 10,79	karbonátos kőzet
KFSZG	Kistapolca gémes kút	2017.08.30	17,2	1361	7,09	1,4	15	61,6	686,0	152,5	55,5	47,4	152,0	42,0	36,0	1171,4	-68,32	-9,59	fedő üledék
KITV	Kistapolca vízmű	2017.08.29	23,7	968	6,9	0,1	17	-28,0	536,0	103,9	69,6	36,0	102,0	9,0	44,0	900,5	-77,46	- 10,82	karbonátos kőzet
KJ14	Jókai utca 14	2018.06.02	15,8	1074	7,35	4,5	46	48,3	486,0	122,1	33,1	28,8	100,0	5,0	54,0	829,0	-	-	fedő üledék
KSZ1	Kistapolca szabadság út	2018.06.02	20,5	982	7,6	0,3	3	147,8	518,0	110,8	34,2	25,0	89,0	8,0	68,0	853,0	-77,55	- 10,74	fedő üledék
KSZ12/2	Kistapolca szabadság út	2017.08.29	26,1	975	6,90	1,0	13	-90,5	511,0	111,1	18,5	25,0	125,0	10,0	44,0	844,6	-76,86	- 10,68	fedő üledék
KSZ13	Szabadság utca 13	2018.06.02	17,6	1077	7,74	8,5	91	45,0	505,0	114,6	39,9	43,5	117,0	130,0	83,0	1033,0	-	-	fedő üledék
KSZ15	Kistapolca szabadság út	2018.06.02	15,9	1641	7,60	5,0	50	68,0	669,0	131,5	46,7	48,1	174,0	176,0	115,0	1360,3	-	-	fedő üledék
KSZ15B	Kistapolca szabadság út	2018.06.02	16,6	1361	7,60	6,5	68	67,0	637,0	133,4	38,8	36,5	132,0	63,0	82,0	1122,7	-	-	fedő üledék

<i>Azonosító</i>	<i>Minta helyszíne</i>	<i>Dátum</i>	<i>Hőm. [°C]</i>	<i>Vez.kép. [µS/cm]</i>	<i>pH</i>	<i>Oldott ox. [mg/l]</i>	<i>[%]</i>	<i>Redox pot. [mV]</i>	<i>HCO<sub>3</sub> [mg/l]</i>	<i>Ca [mg/l]</i>	<i>Mg [mg/l]</i>	<i>Cl [mg/l]</i>	<i>SO<sub>4</sub> [mg/l]</i>	<i>K [mg/l]</i>	<i>Na [mg/l]</i>	<i>TDS [mg/l]</i>	<i>dD [‰]</i>	<i>d<sup>18</sup>O [‰]</i>	<i>Litológia</i>
<b>KSZ21</b>	Kistapolca szabadság út	2018.06.02	20,7	1268	7,32	4,9	55	72,6	492,0	95,8	33,1	30,8	72,0	62,0	72,0	857,7	-73,34	- 10,24	fedő üledék
<b>KSZ30</b>	Kistapolca szabadság út	2018.06.02	20,1	1012	7,66	5,2	58	-21,8	518,0	118,4	33,1	28,8	54,0	10,0	73,0	835,3	-	-	fedő üledék
<b>KSZ40</b>	Kistapolca szabadság út	2018.06.02	16,5	1065	7,77	6,4	66	28,2	543,0	112,7	34,2	30,8	58,0	41,0	65,0	884,7	-76,00	- 10,63	fedő üledék
<b>KSZ9</b>	Kistapolca szabadság út	2017.08.30	21,8	966	6,94	0,2	2	-33,0	518,0	108,9	34,4	24,0	115,0	10,0	46,0	856,3	-77,95	- 10,83	fedő üledék
<b>KSZ9/2</b>	Kistapolca szabadság út	2017.08.30	25,1	969	6,93	1,5	18	-96,0	518,0	115,4	34,4	24,0	124,0	10,0	45,0	870,8	-77,86	- 10,83	fedő üledék
<b>KTFVMF</b>	Falu végi megfigyelőkút	2018.06.03	15,2	980	7,54	2,4	24	-49,0	637,0	112,7	39,9	34,6	87,0	87,0	67,0	1065,2	-	-	karbonátos kőzet
<b>KTMF</b>	Tónál lévő megfigyelőkút	2018.06.03	19,1	1015	7,78	1,7	18	-75,0	536,0	120,2	37,6	30,8	57,0	11,0	73,0	865,6	-72,79	-9,84	fedő üledék
<b>TE</b>	Templom előtti kút	2018.06.02	21,7	1056	7,63	4,2	47	59,0	429,0	122,1	34,2	9,6	132,0	11,0	67,0	804,9	-	-	fedő üledék

**III/B. A kistapolcai lokális feldolgozásba bevont kutak terepi paramétereinek leíró statisztikája**

	<i>Hőm.</i> [°C]	<i>Vez.kép.</i> [μS/cm]	<i>pH</i>	<i>Oldott oxigén</i> mg/l	<i>%</i>	<i>Redox pot.</i> [mV]
<b>Átlag</b>	19	1028	10,0	4	36	3
<b>Szórás</b>	4	216	14,2	4	31	77
<b>Minimum</b>	14	652	1,0	0	1	-153
<b>Maximum</b>	26	1641	75,0	19	108	148

**III/C. A kistapolcai lokális feldolgozásba bevont kutak általános kémiai paramétereinek leíró statisztikája**

	$\text{HCO}_3^-$ [mg/l]	$\text{Ca}^{2+}$ [mg/l]	$\text{Mg}^{2+}$ [mg/l]	$\text{Cl}^-$ [mg/l]	$\text{SO}_4^{2-}$ [mg/l]	$\text{K}^+$ [mg/l]	$\text{Na}^+$ [mg/l]	<b>TDS</b> [mg/l]
<b>Átlag</b>	528	110	40	29	98	32	56	892
<b>Szórás</b>	73	18	13	10	35	45	23	165
<b>Minimum</b>	378	61	19	10	49	1	17	615
<b>Maximum</b>	686	153	80	48	174	176	115	1360

**III/D. A Beremendi-kristálybarlangban vett minták terepi paramétereinek leíró statisztikája**

	<i>Hőm.</i> [°C]	<i>Vez.kép.</i> [μS/cm]	<i>pH</i>	<i>Oldott ox.</i> mg/l	<i>%</i>	<i>Redox pot.</i> [mV]
<b>Átlag</b>	18,3	445	8,0	82	7,8	123
<b>Szórás</b>	0,1	27	0,4	17	1,7	59
<b>Minimum</b>	18,1	421	7,3	49	4,6	38
<b>Maximum</b>	18,4	479	8,3	103	10,1	193

**III/E. A Beremendi-kristálybarlangban vett minták általános kémiai paramétereinek leíró statisztikája**

	$\text{HCO}_3^-$ [mg/l]	$\text{Ca}^{2+}$ [mg/l]	$\text{Mg}^{2+}$ [mg/l]	$\text{Cl}^-$ [mg/l]	$\text{SO}_4^{2-}$ [mg/l]	$\text{K}^+$ [mg/l]	$\text{Na}^+$ [mg/l]	<b>TDS</b> [mg/l]
<b>Átlag</b>	202,7	38,9	22,1	14,3	40,5	3,1	20,7	342,3
<b>Szórás</b>	22,8	8,6	4,1	5,1	16,1	0,4	2,5	17,0
<b>Minimum</b>	177,0	34,3	14,8	8,0	25,0	2,6	19,0	323,7
<b>Maximum</b>	242,0	58,2	27,8	20,9	65,0	4,0	26,0	374,2

**III/F. A Beremendi-kristálybarlangban vett minták nyomelem kémiai paramétere**

Azonosító	dátum	Li (µg/l)	Be (µg/l)	B (µg/l)	Na (mg/l)	Mg (mg/l)	Al (µg/l)	K (mg/l)	Ca (mg/l)	Ti (µg/l)	V (µg/l)	Cr (µg/l)	Mn (µg/l)	Fe (µg/l)	Co (µg/l)	Ni (µg/l)
<b>BERB1</b>	2018.03.09	-	-	-	19,8	21,9	-	2,59	37	-	-	<1,1	0,0006	<0,0005	<1,0	<1,0
<b>BERB7</b>	2020.07.21	25	<1,0	84	20	22	11	3	31	<1,0	<1,0	<1,0	<5,0	<10	<1,0	<1,0

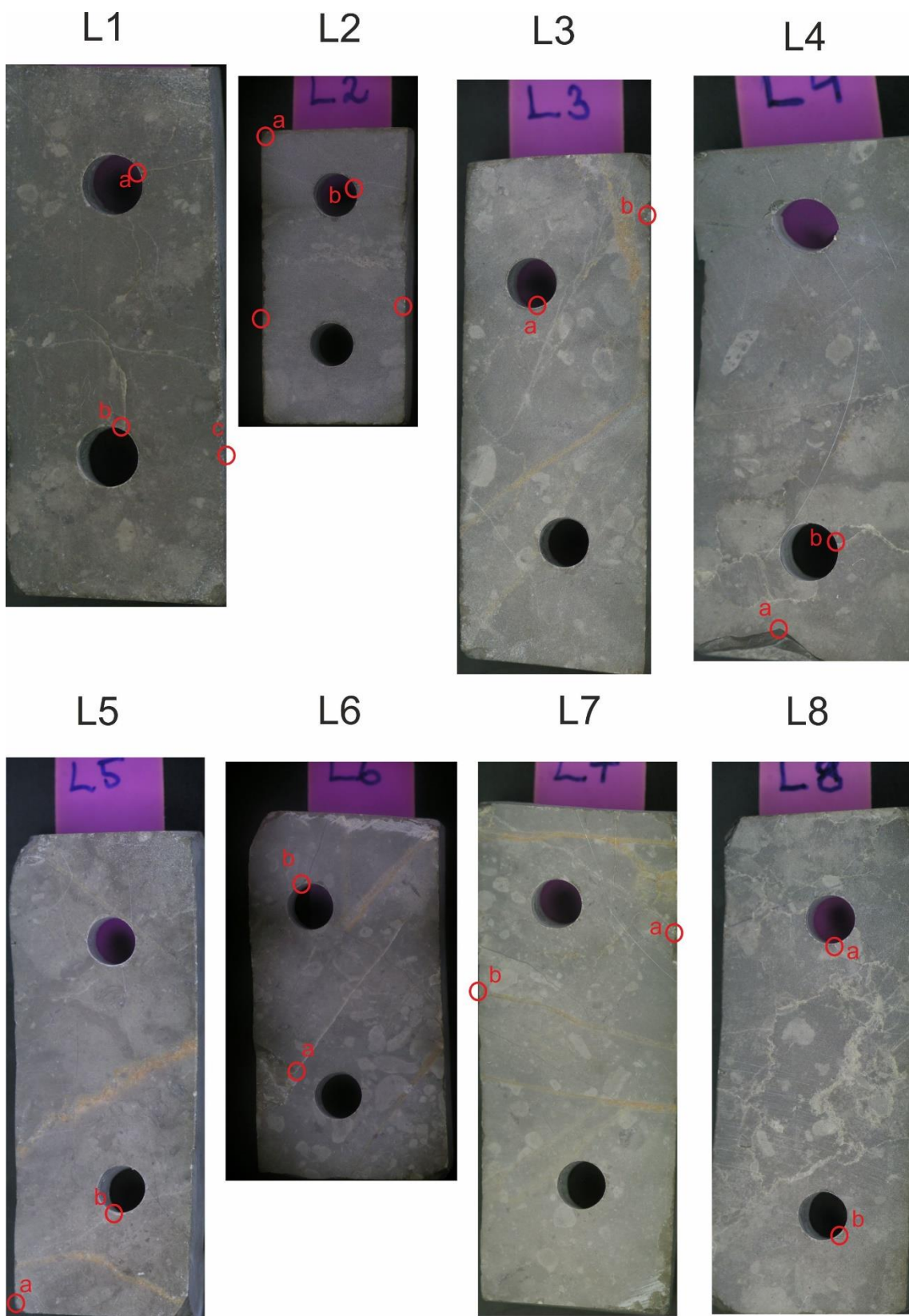
Azonosító	Cu (µg/l)	Zn (µg/l)	As (µg/l)	Se (µg/l)	Sr (µg/l)	Mo (µg/l)	Cd (µg/l)	Sn (µg/l)	Sb (µg/l)	Ba (µg/l)	Pb (µg/l)	U (µg/l)	Cl mg/l	NO2 mg/l	NO3 mg/l	SO4 mg/l	NH4 mg/l
<b>BERB1</b>	<10	<10	<1,0	-	571	<1,0	<0,3	-	-	30,2	<1,0	-	7,98	<0,1	15,8	35,5	-
<b>BERB7</b>	<10	<10	<1,0	<1,0	580	<1,0	<0,4	<0,4	<0,4	30	<1,0	<1,0	8	<0,030	14	35	<0,020

**IV. Az In-situ kísérlethez kapcsolódó mellékletek**

**IV/A. Az in situ kísérletbe bevont mészkő lemezek tömegei**

Azonosító	Eredeti tömeg [g]	Kezdő dátum	Kísérlet utáni tömeg [g]	Kihozatali dátum	Eltelt idő [hét]	Tömeg különbség [g]	Tömeg különbség [g]	Tömeg különbség [%]	Tömeg különbség [%]
L1	20,1982	2018.03.06	20,1983	2018.06.01	12	-0,0001	+0,001	0,005	0,005
L2	21,3705	2018.03.06	21,3633	2018.10.19	32	0,0072	-0,0072	-0,034	0,034
L3	27,6261	2018.03.06	27,6144	2019.05.03	62	0,0117	-0,0117	-0,042	0,042
L4	26,4933	2018.03.06	26,4806	2019.09.06	80	0,0127	-0,0127	-0,048	0,048
L5	25,7934	2018.03.06	25,7871	2020.02.28	105	0,0063	-0,0063	-0,024	0,024
L6	27,211	2018.03.06		2020.07.17	125			0,000	0,000
LV1	33,7684	2018.03.06		2018.06.01	12	33,7684	-33,7684	-100,000	100,000
LV2	26,6702	2018.03.06	26,6653	2018.10.19	32	0,0049	-0,0049	-0,018	0,018
LV3	27,1984	2018.03.06	27,2154	2019.05.03	62	-0,0170	+0,170	0,625	0,625
LV4	30,9178	2018.03.06	30,9377	2019.09.06	80	-0,0199	+0,199	0,644	0,644
LV5	24,5794	2018.03.06	24,6379	2020.02.28	105	-0,0585	+0,585	2,380	2,380
LV6	26,8137	2018.03.06		2020.07.17	125			0,000	0,000
V1	23,1306	2018.03.06		2018.06.01	12	23,1306	-23,1306	-100,000	100,000
V2	24,0192	2018.03.06	24,0121	2018.10.19	32	0,0071	-0,0071	-0,030	0,030
V3	26,8709	2018.03.06	26,8693	2019.05.03	62	0,0016	-0,0016	-0,006	0,006
V4	28,842	2018.03.06	26,4806	2019.09.06	80	2,3614	-2,3614	-8,187	8,187
V5	30,5367	2018.03.06	30,5436	2020.02.28	105	-0,0069	+0,069	0,226	0,226
V6	27,1462	2018.03.06		2020.07.17	125			0,000	0,000

**IV/B.** *Az in situ kísérletbe bevont mészkő lemezek sztereomikroszkópos felvételei a kijelölt pontokkal*



LV1



LV 2



LV 3



LV 4



LV 5



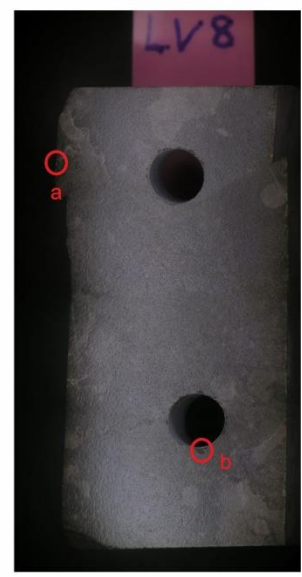
LV 6



LV 7



LV 8

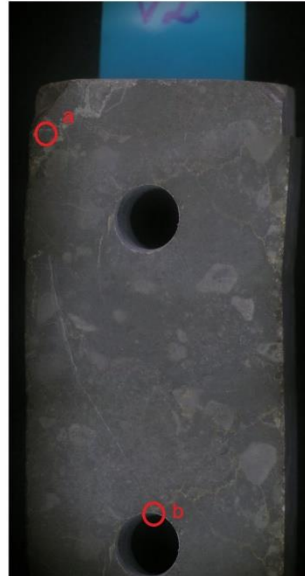




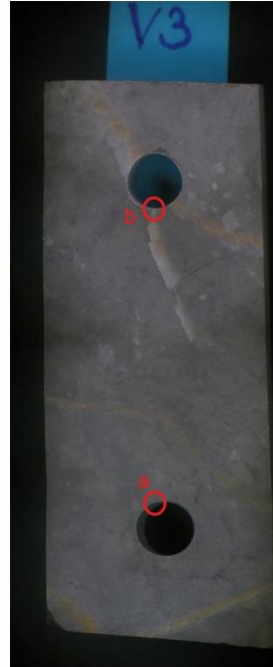
V1



V2



V3



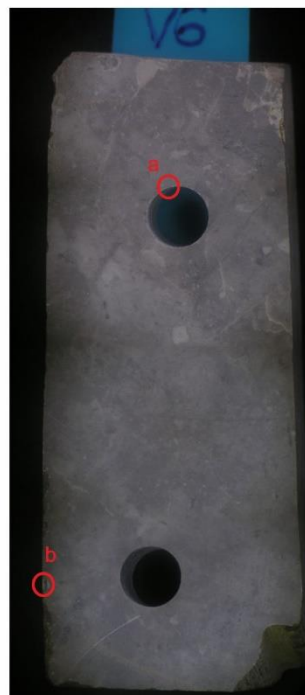
V4



V5



V6



V7

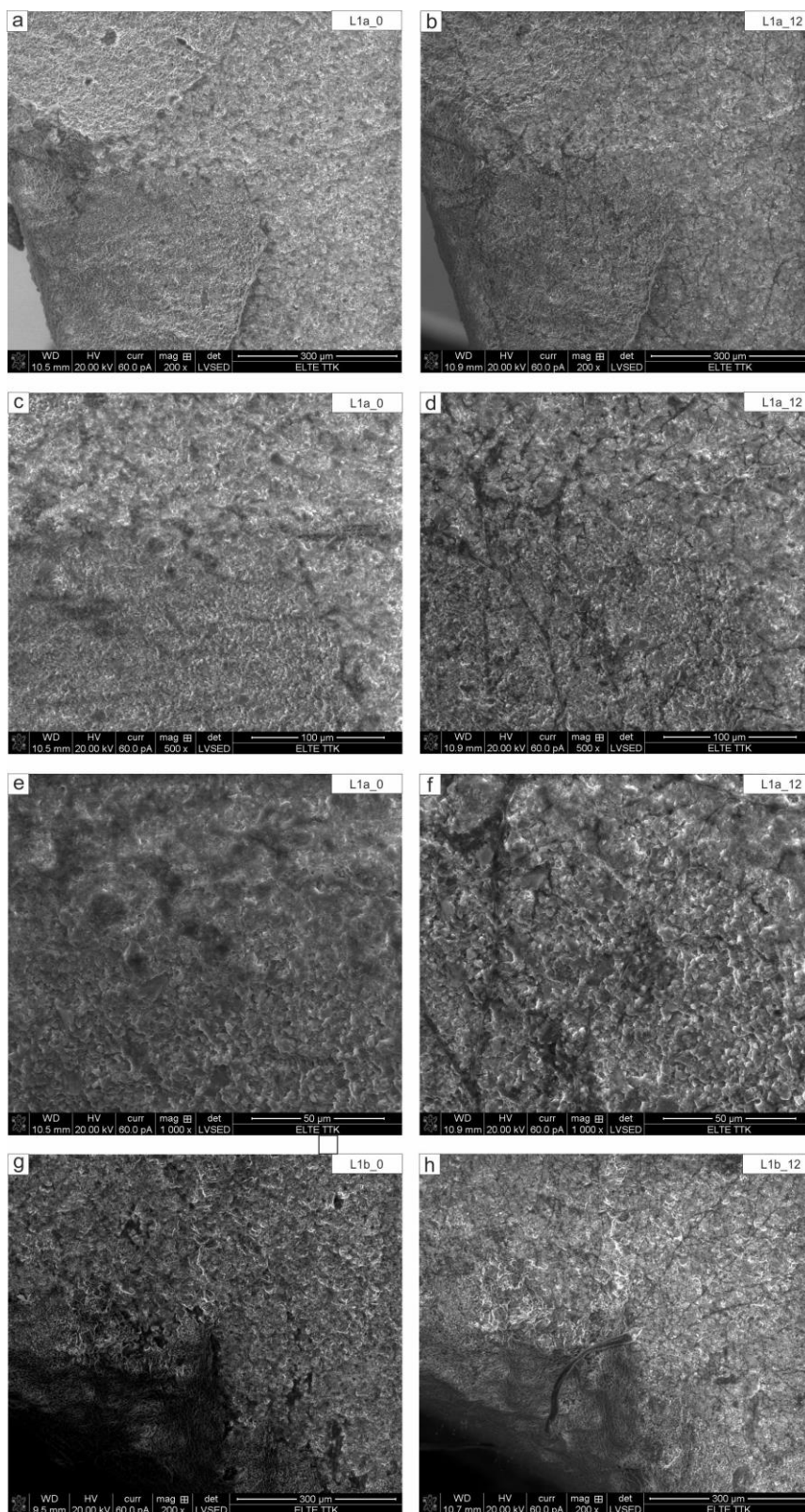


V8



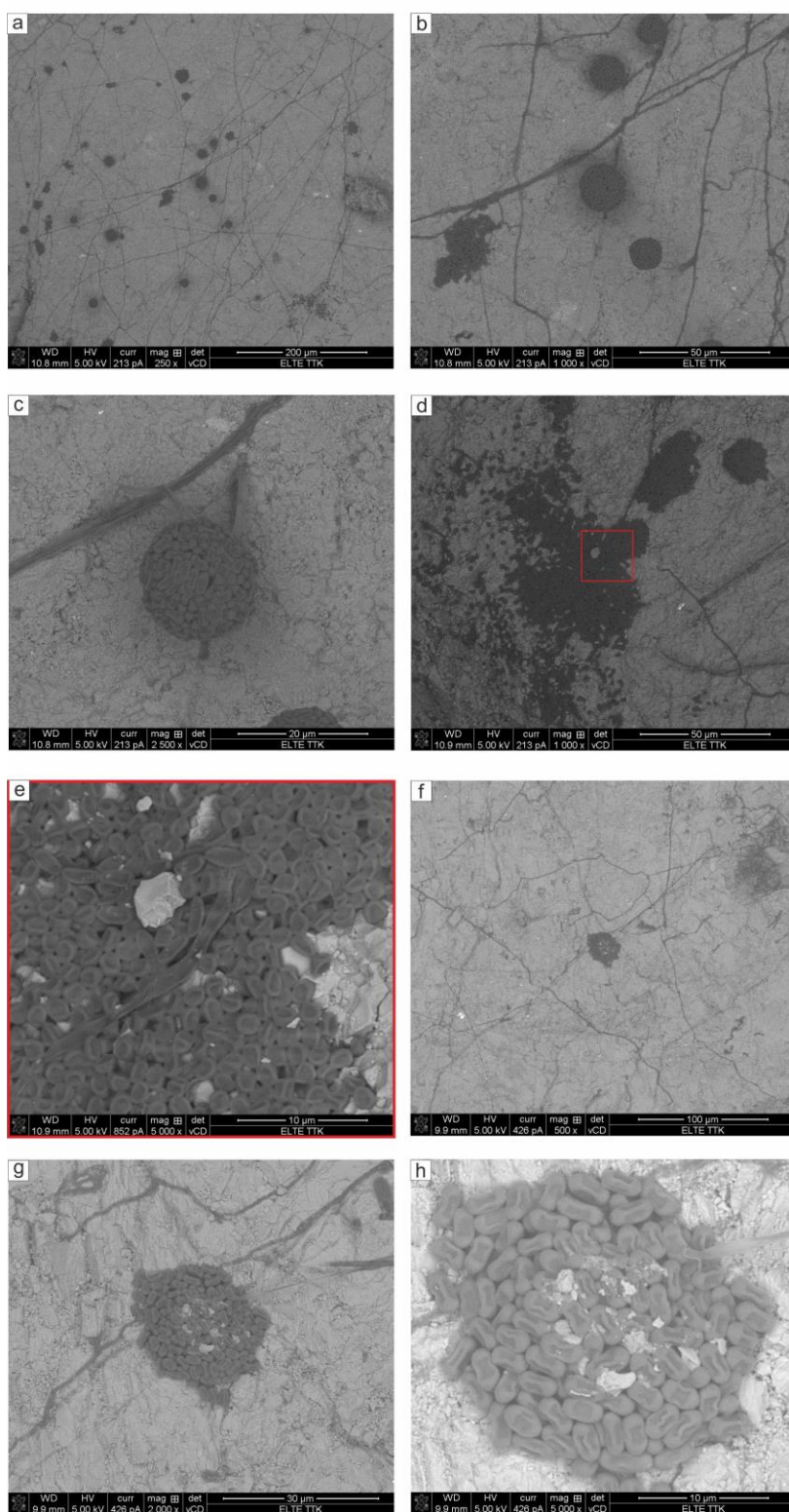
**IV/C. Az in situ kísérletbe bevont, levegőben elhelyezett mészkő lemezek összehasonlító ábrái a kísérlet előtti- és utáni állapotokról**

**IV/C/1. Levegőben elhelyezett lemez változásai 12. hét elteltével**

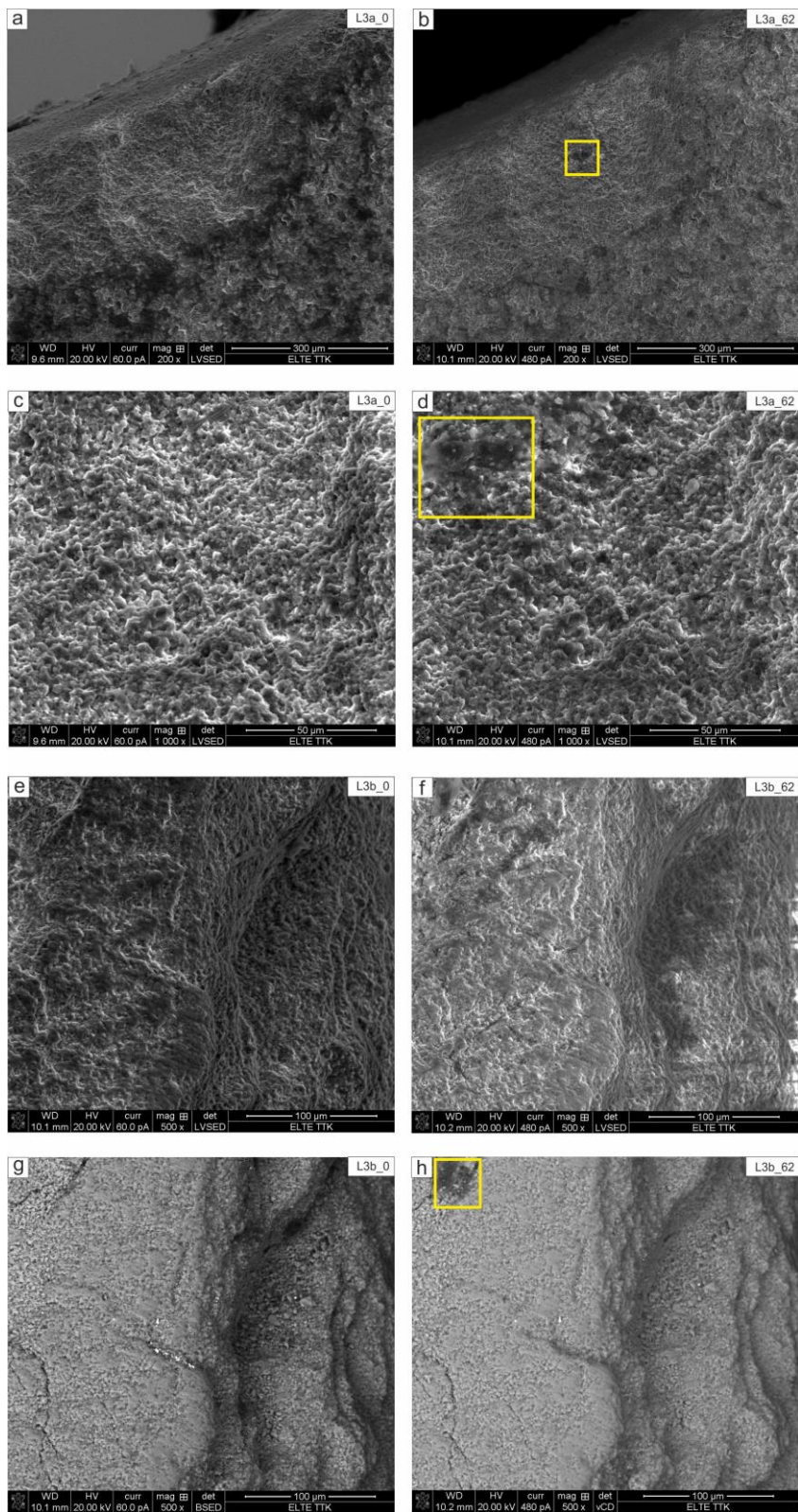


## IV/C/2. Levegőben elhelyezett lemez változásai 32. hét elteltével

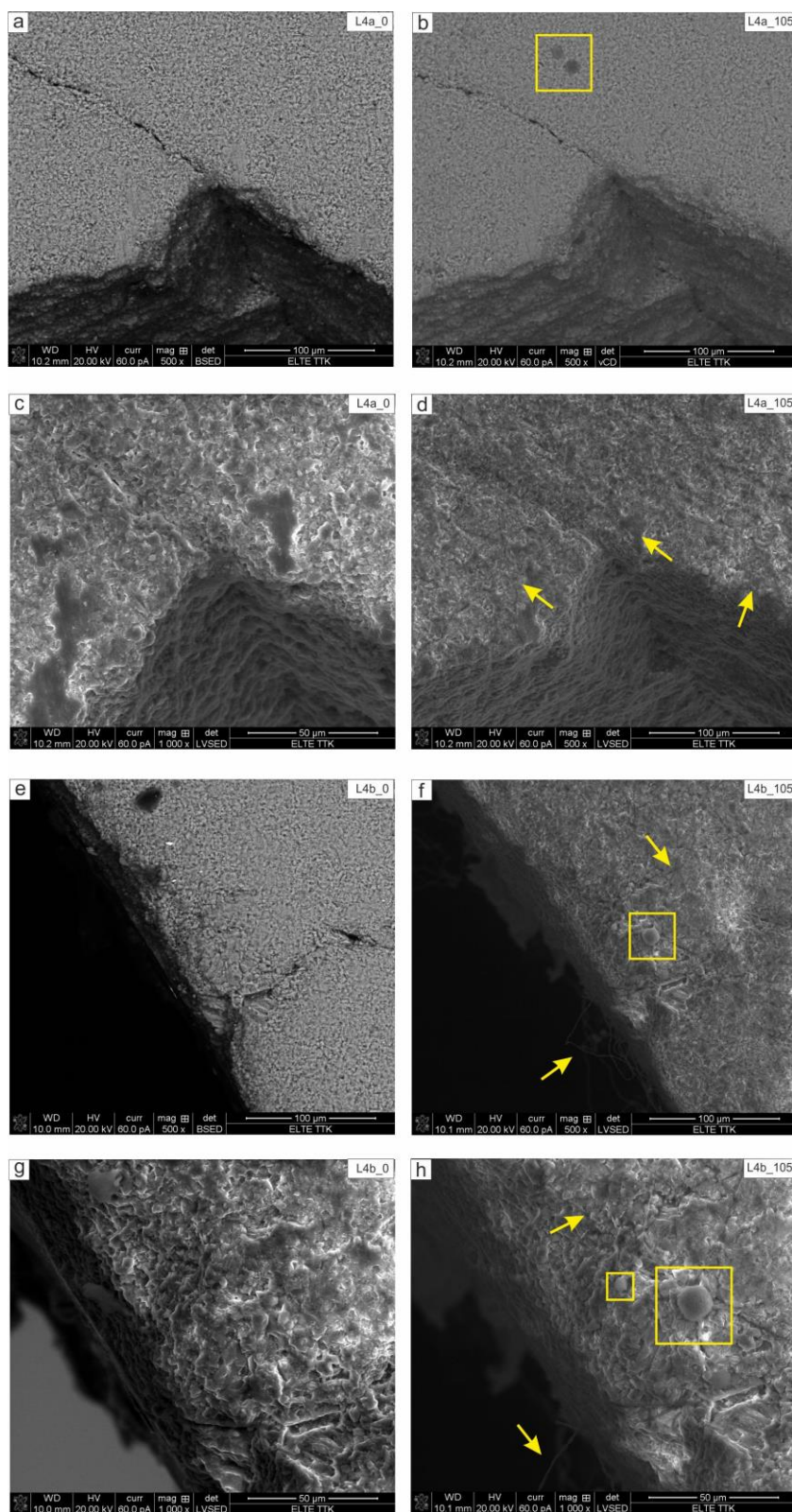
32. hét



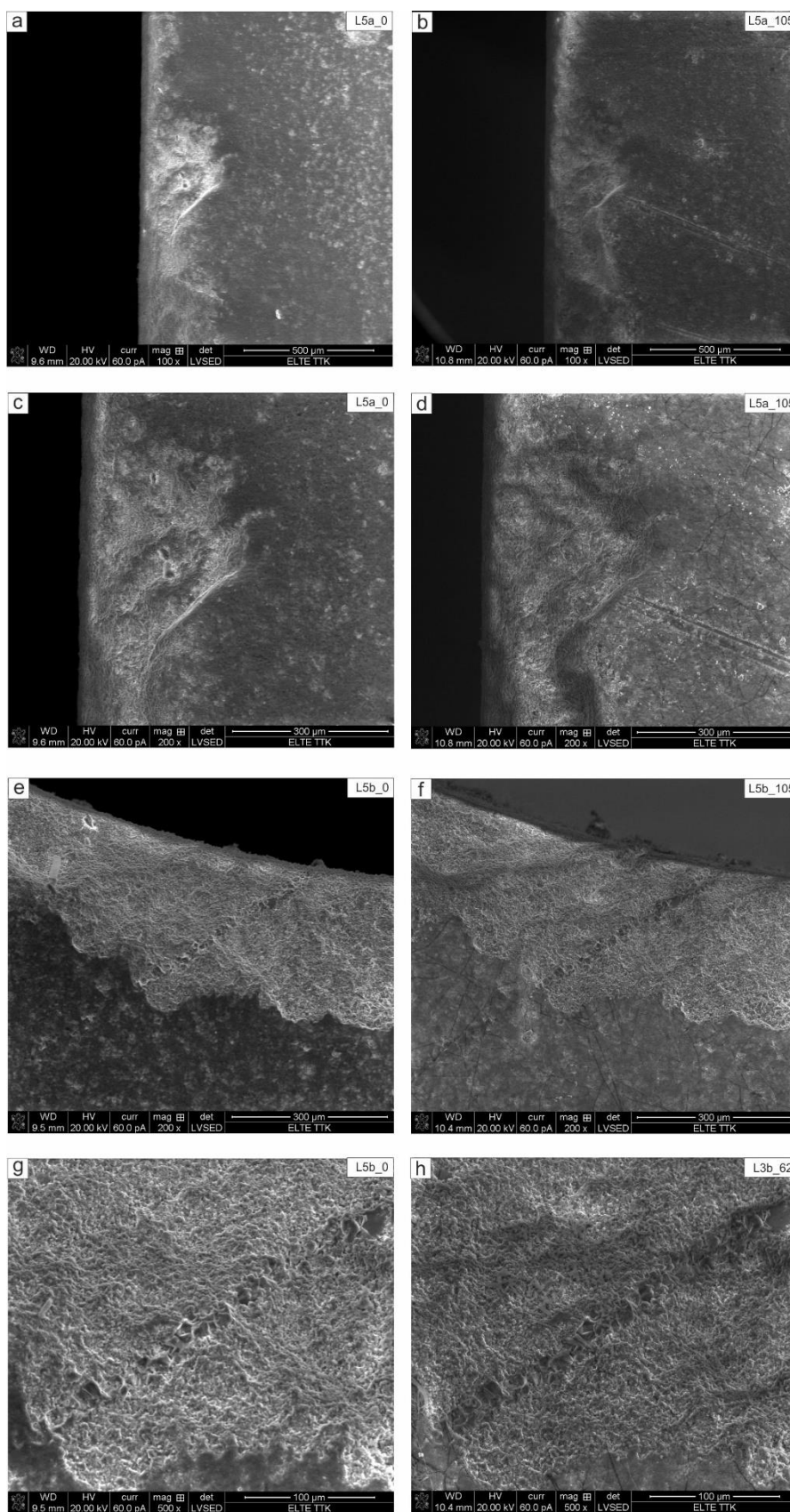
*IV/C/3. Levegőben elhelyezett lemez változásai 62. hét elteltével*



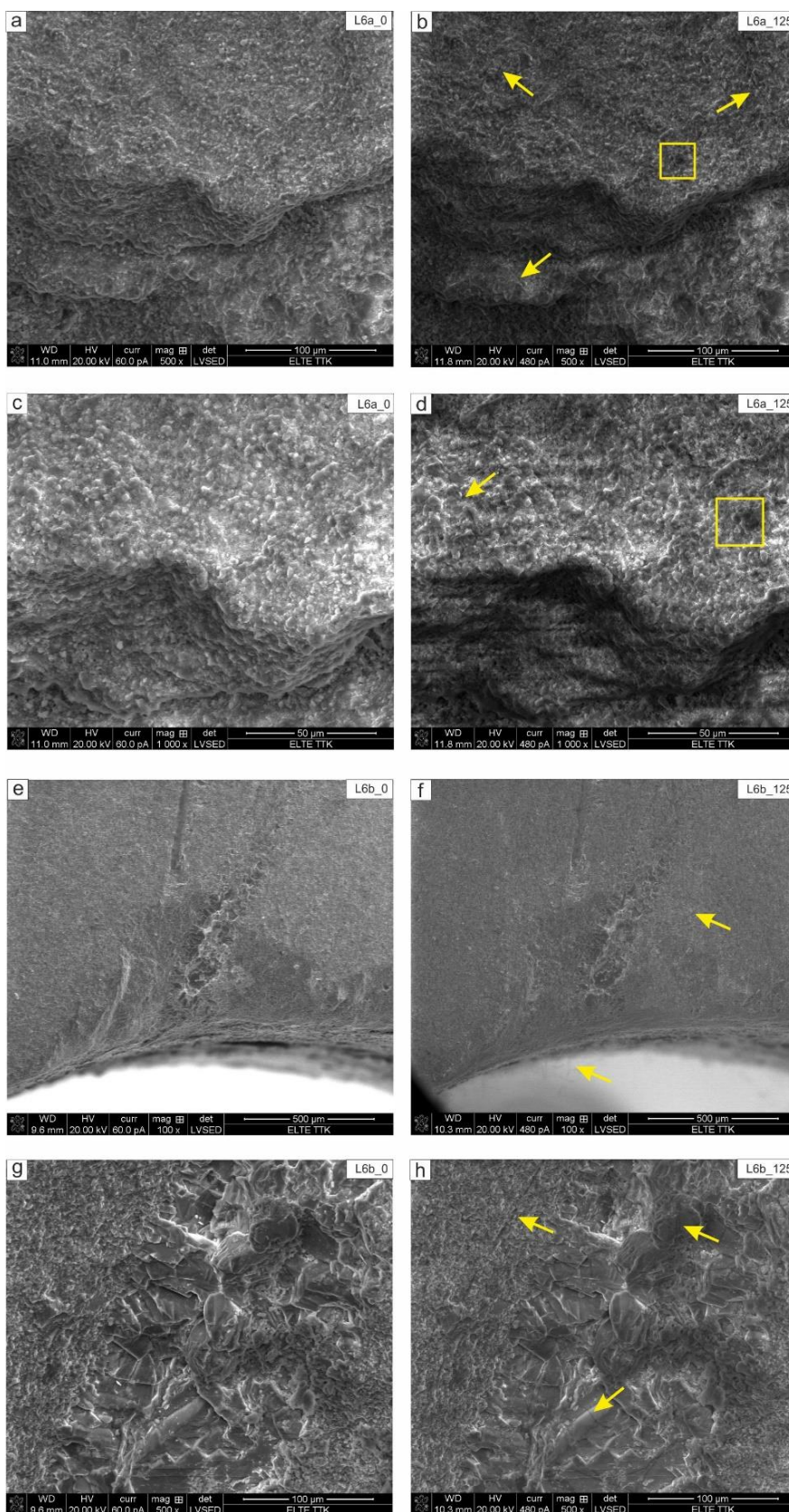
**IV/C/4. Levegőben elhelyezett lemez változásai 80. hét elteltével**



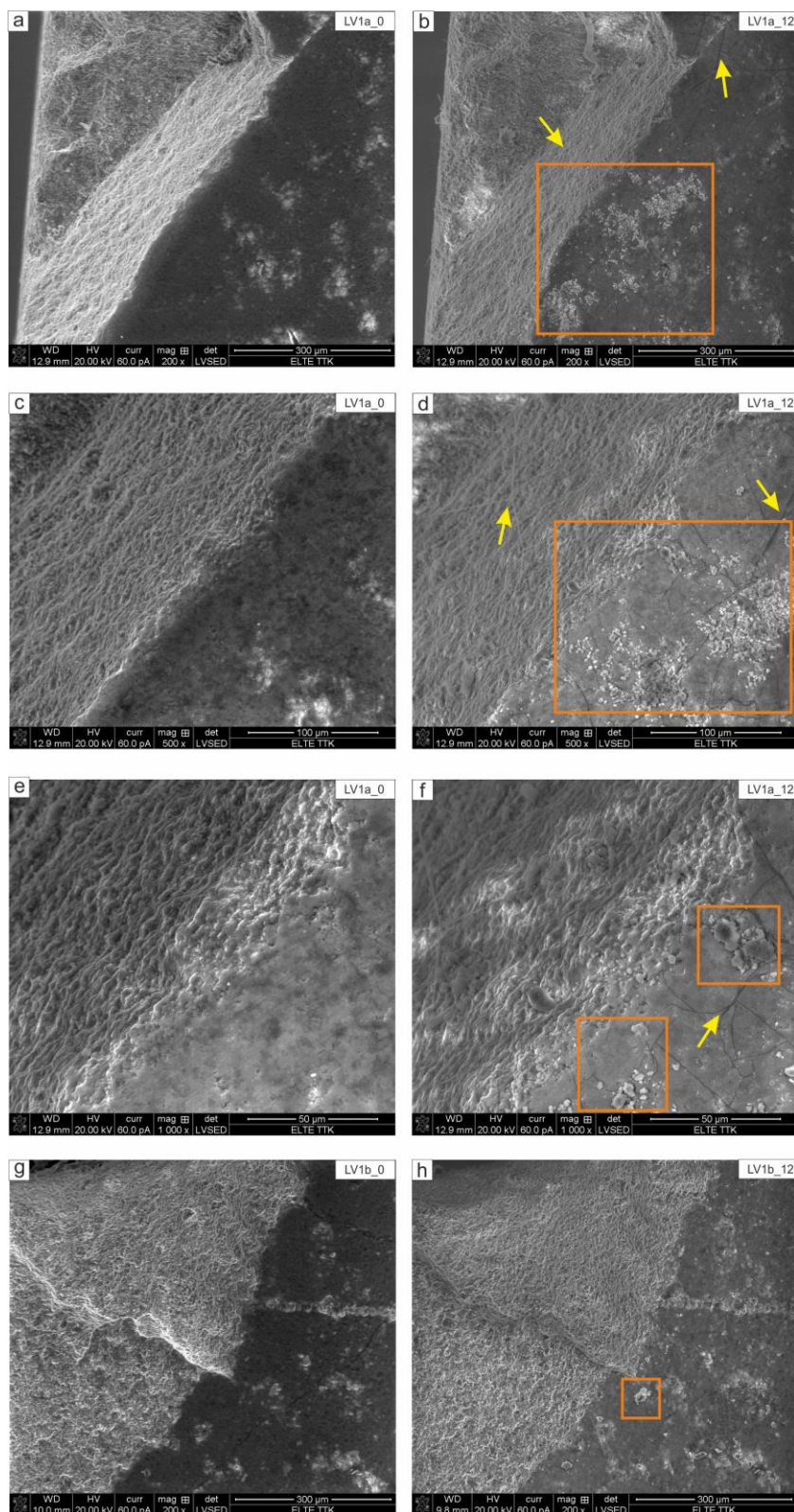
*IV/C/5. Levegőben elhelyezett lemez változásai 105. hét elteltével*



*IV/C/6. Levegőben elhelyezett lemez változásai 125. hét elteltével*

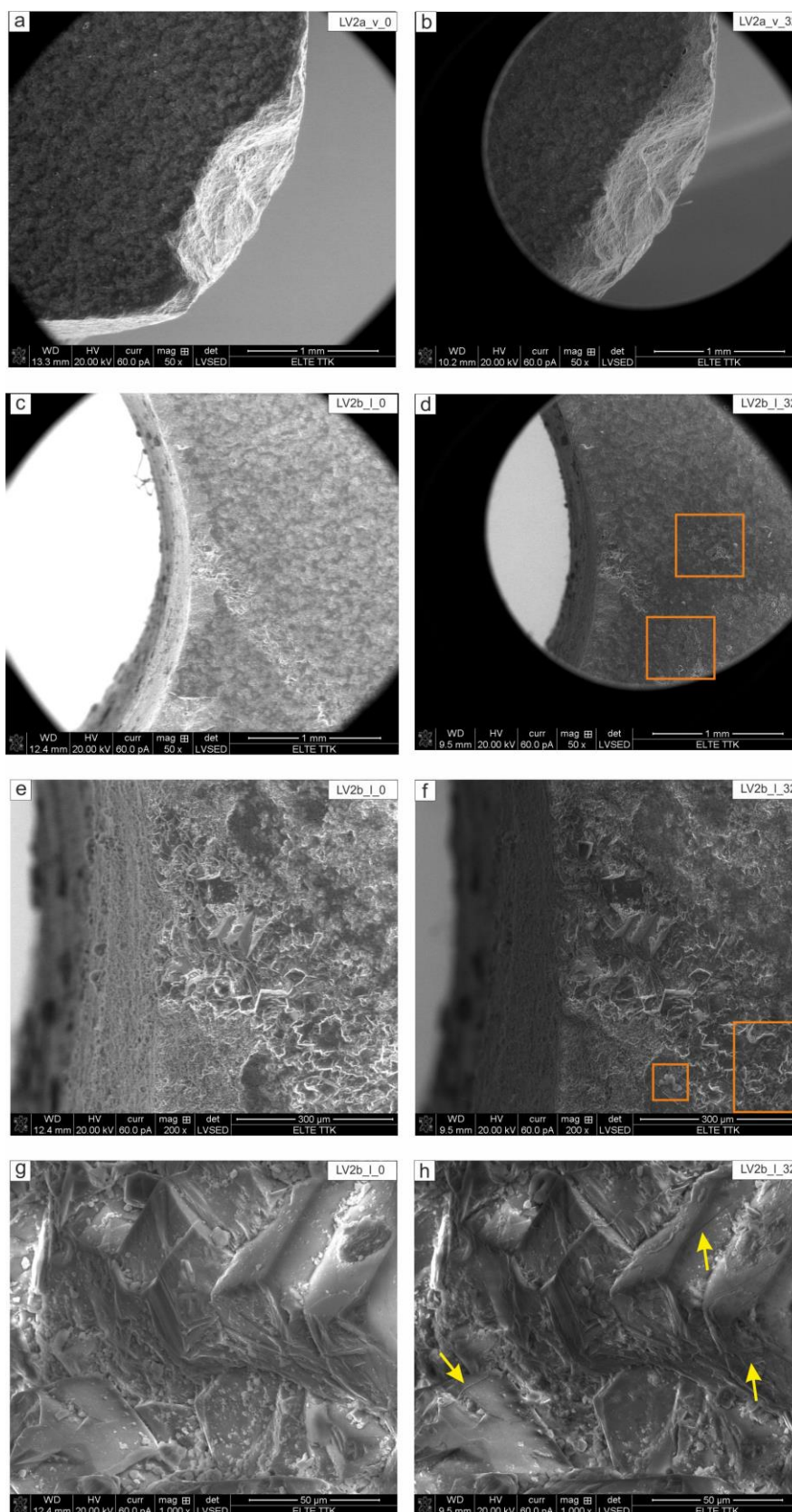


**IV/D. Az in situ kísérletbe bevont, a levegő-víz határon elhelyezett mészkő lemezek összehasonlító ábrái a kísérlet előtti- és utáni állapotokról**  
**IV/D/1. Levegő-víz határon elhelyezett lemez változásai 12. hét elteltével**

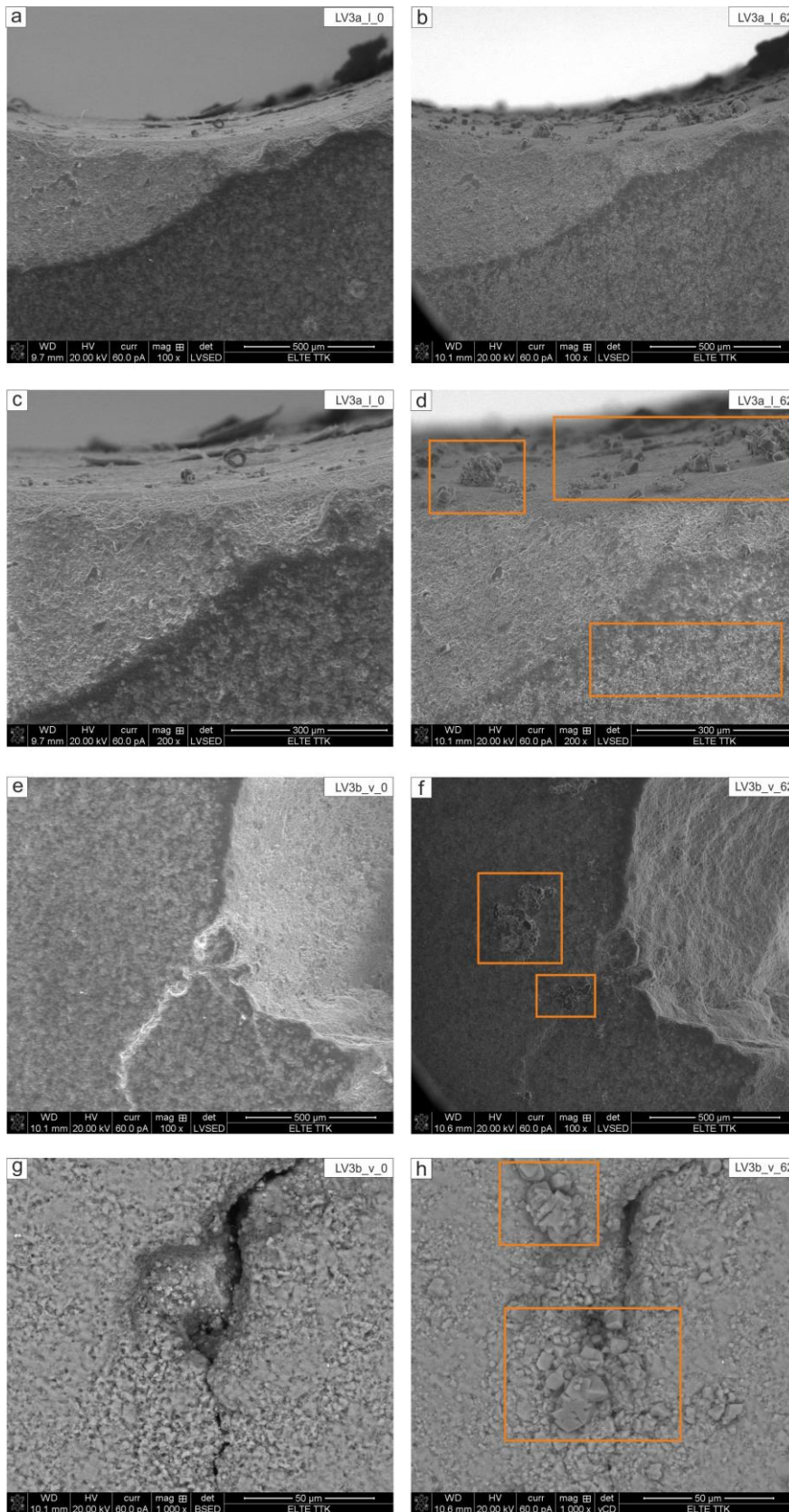




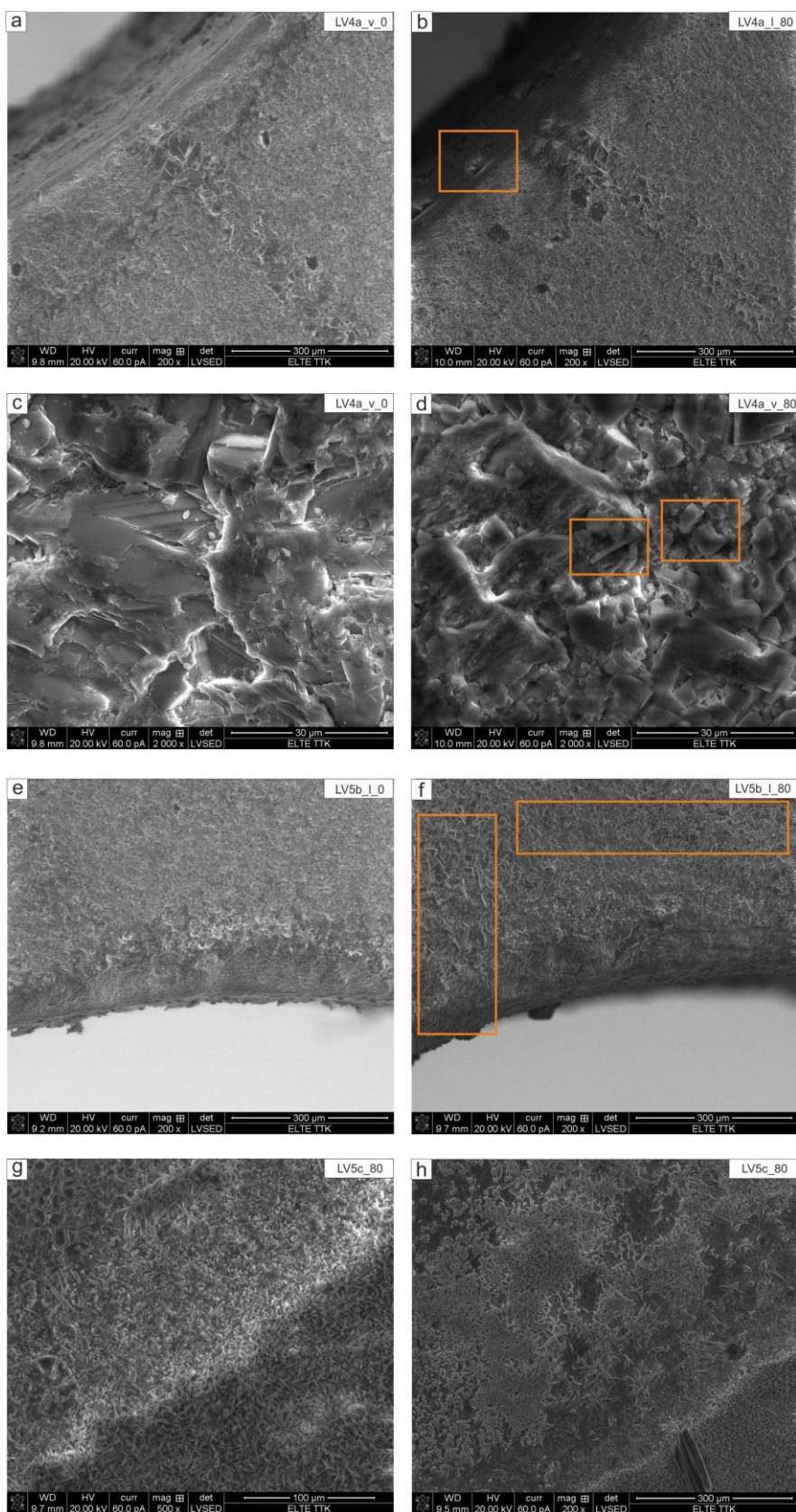
*IV/D/2. Levegő-víz határon n elhelyezett lemez változásai 32. hét elteltével*



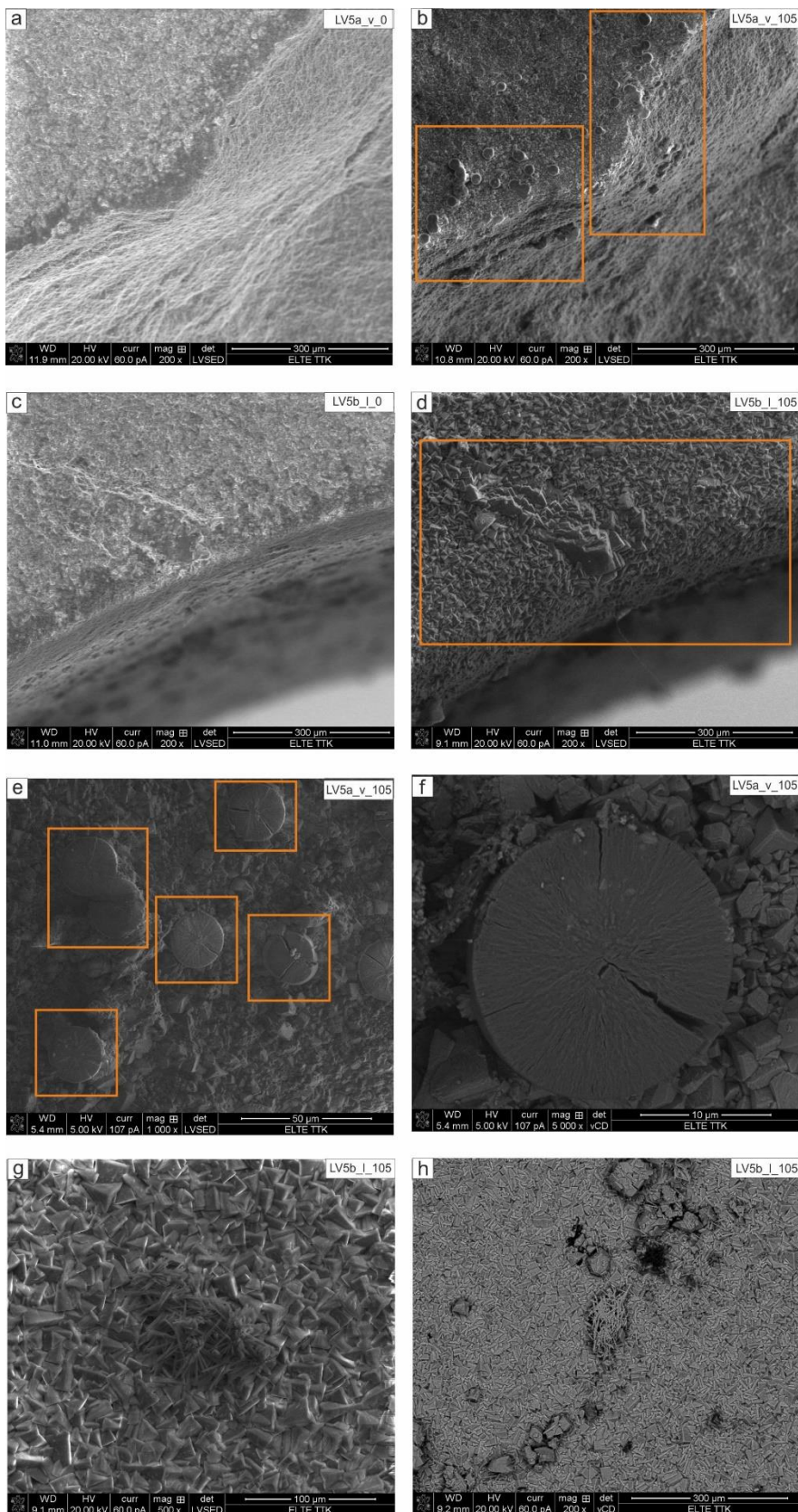
**IV/D/3. Levegő-víz határon n elhelyezett lemez változásai 62. hét elteltével**



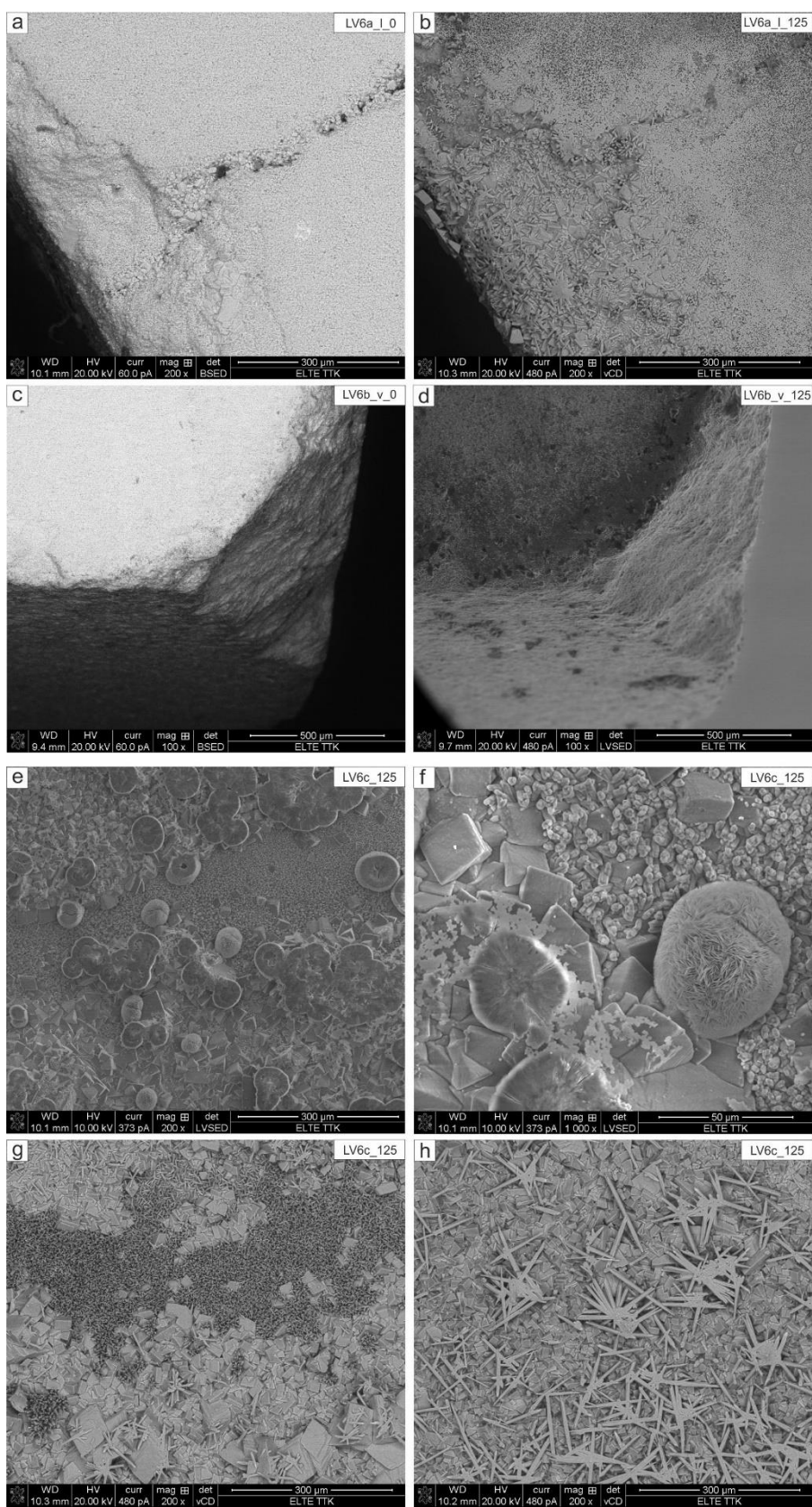
*IV/D/4. Levegő-víz határon elhelyezett lemez változásai 80. hét elteltével*



*IV/D/5. Levegő-víz határon elhelyezett lemez változásai 105. hét elteltével*

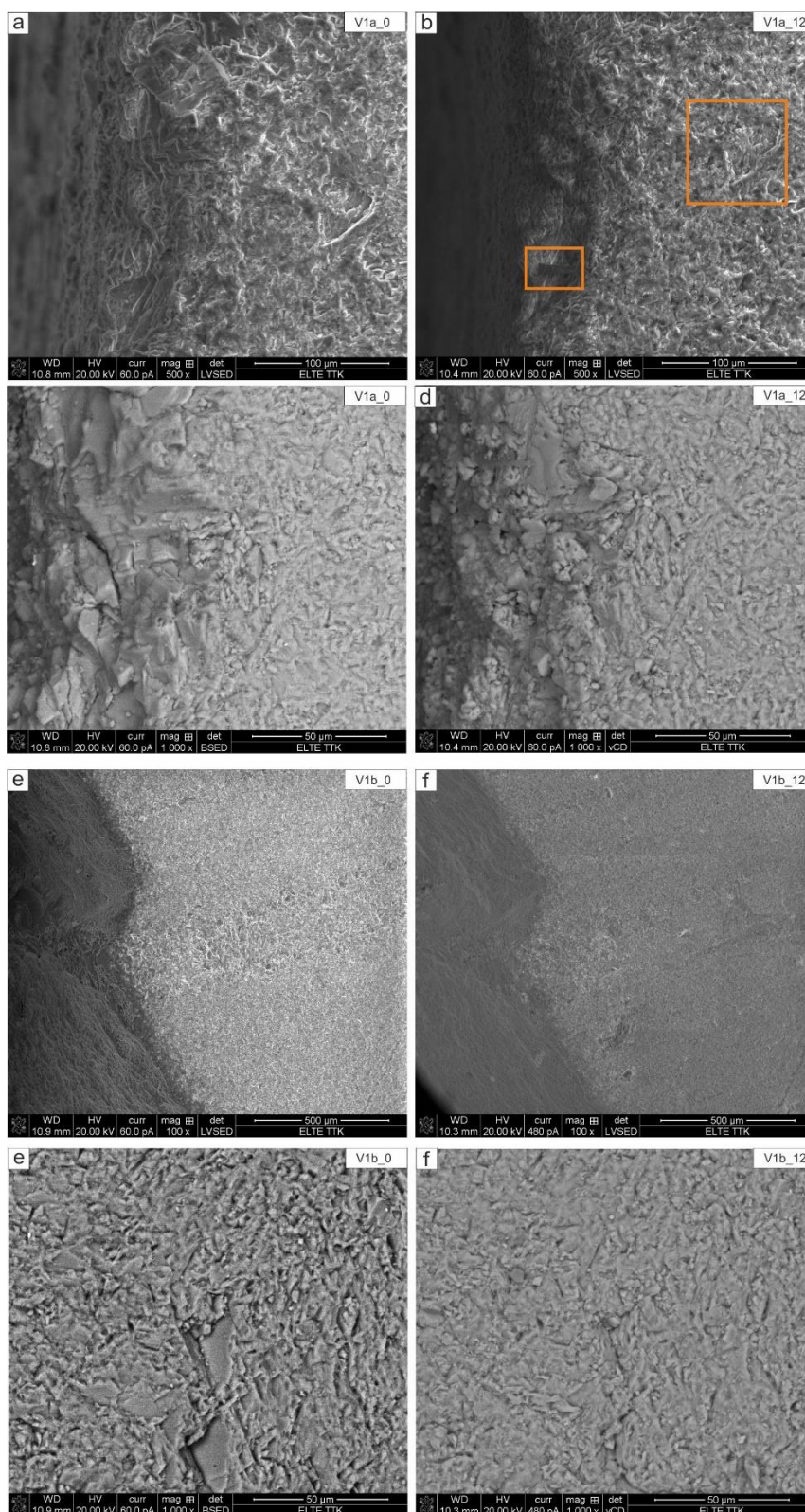


**IV/D/6. Levegő-víz határon elhelyezett lemez változásai 125. hét elteltével**

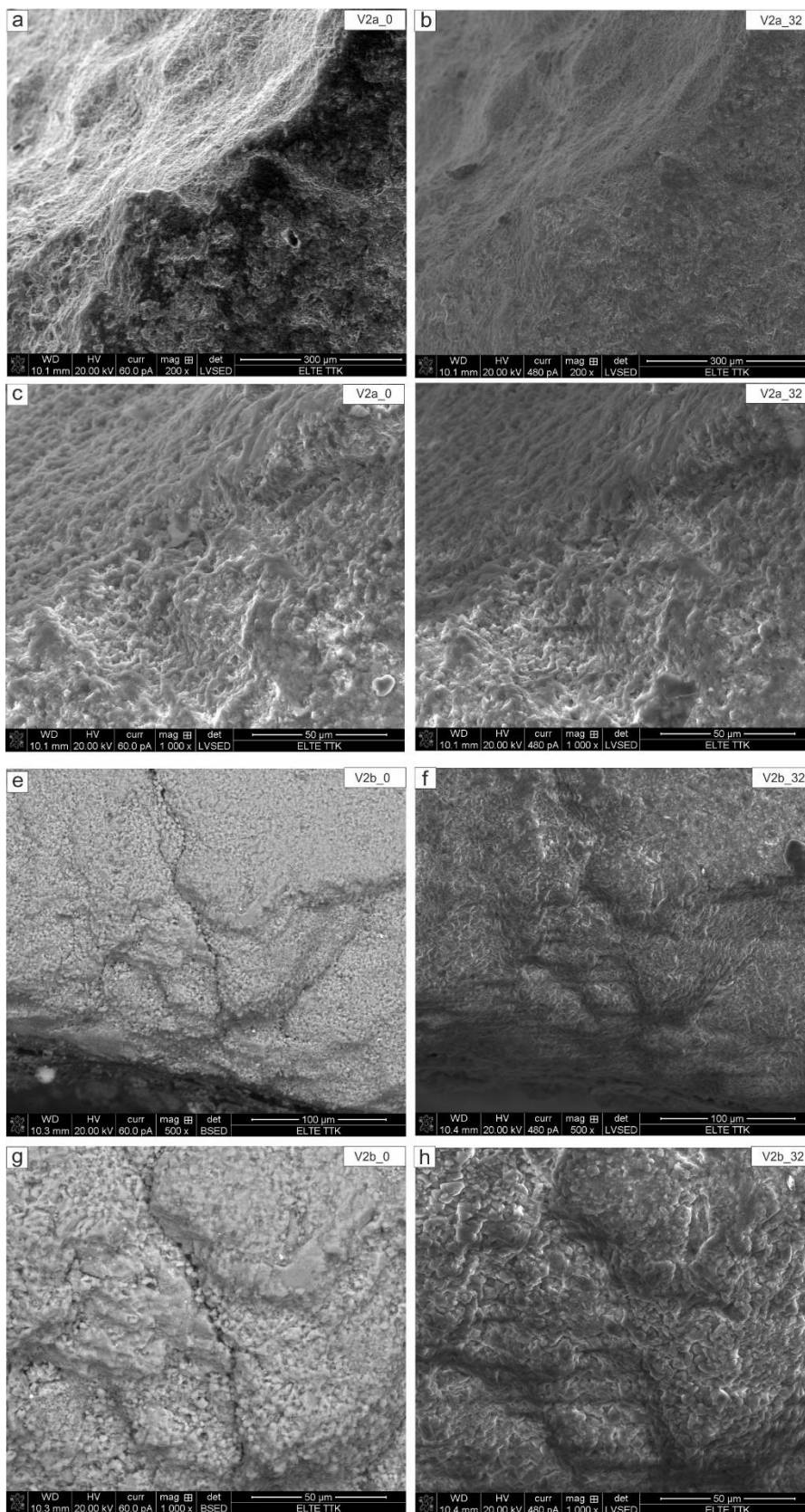


**IV/E.** *Az in situ kísérletbe bevont, a víz alatt elhelyezett mészkő lemezek összehasonlító ábrái a kísérlet előtti- és utáni állapotokról*

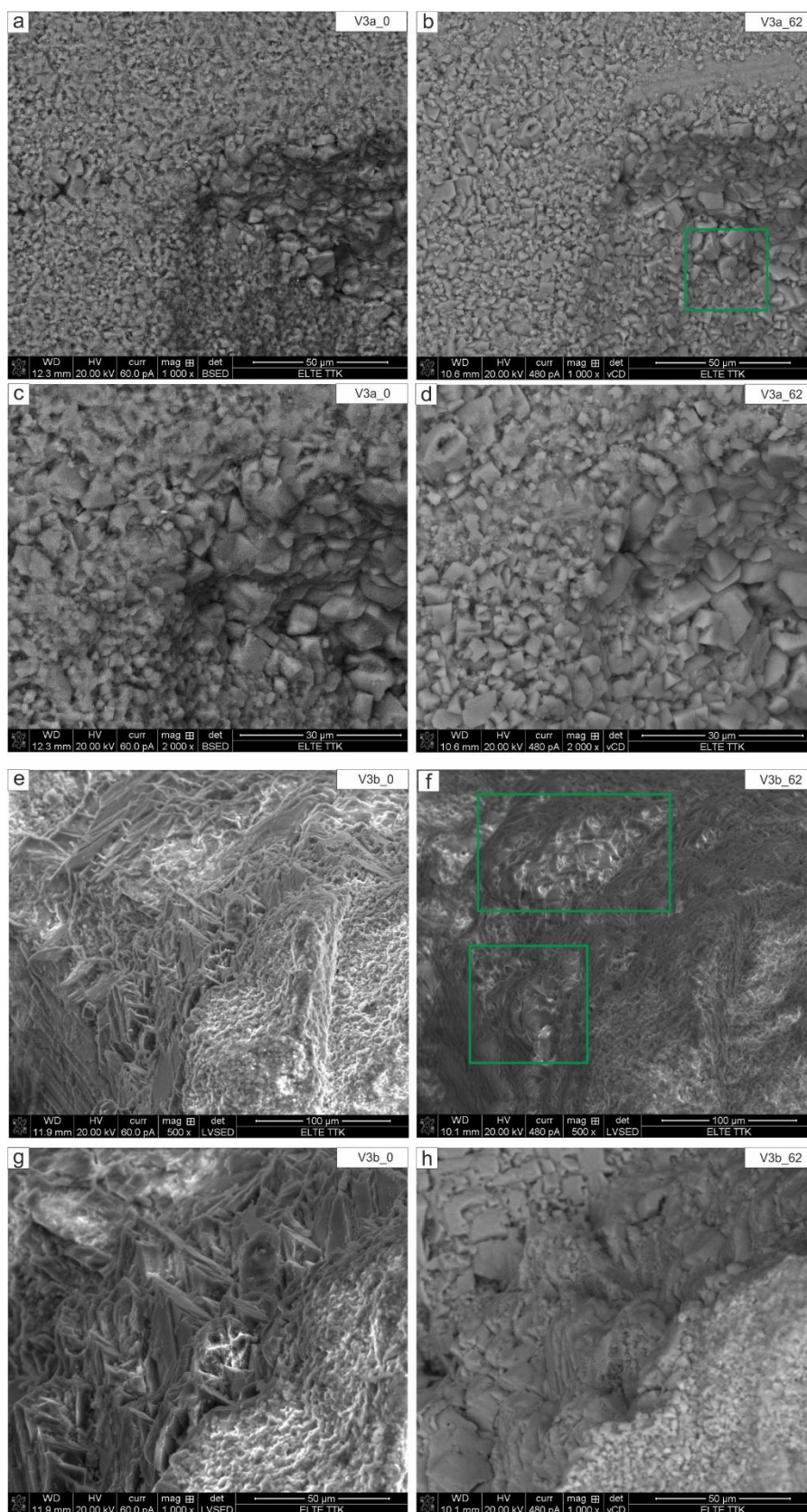
**IV/E/1.** *A víz alatt elhelyezett lemez változásai 12. hét elteltével*



*IV/E/2. A víz alatt elhelyezett lemez változásai 32. hét elteltével*

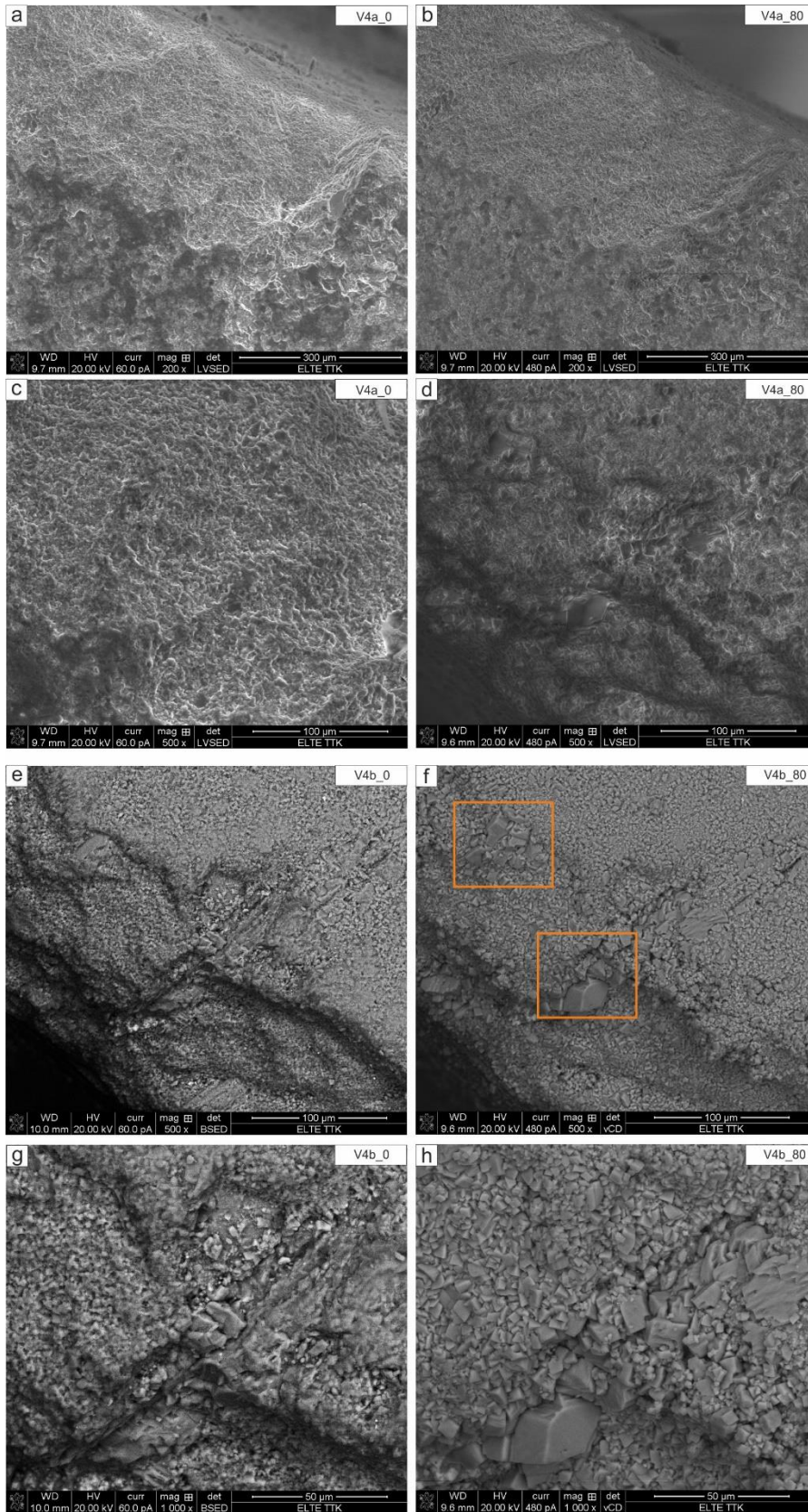


**IV/E/3. A víz alatt elhelyezett lemez változásai 62. hét elteltével**

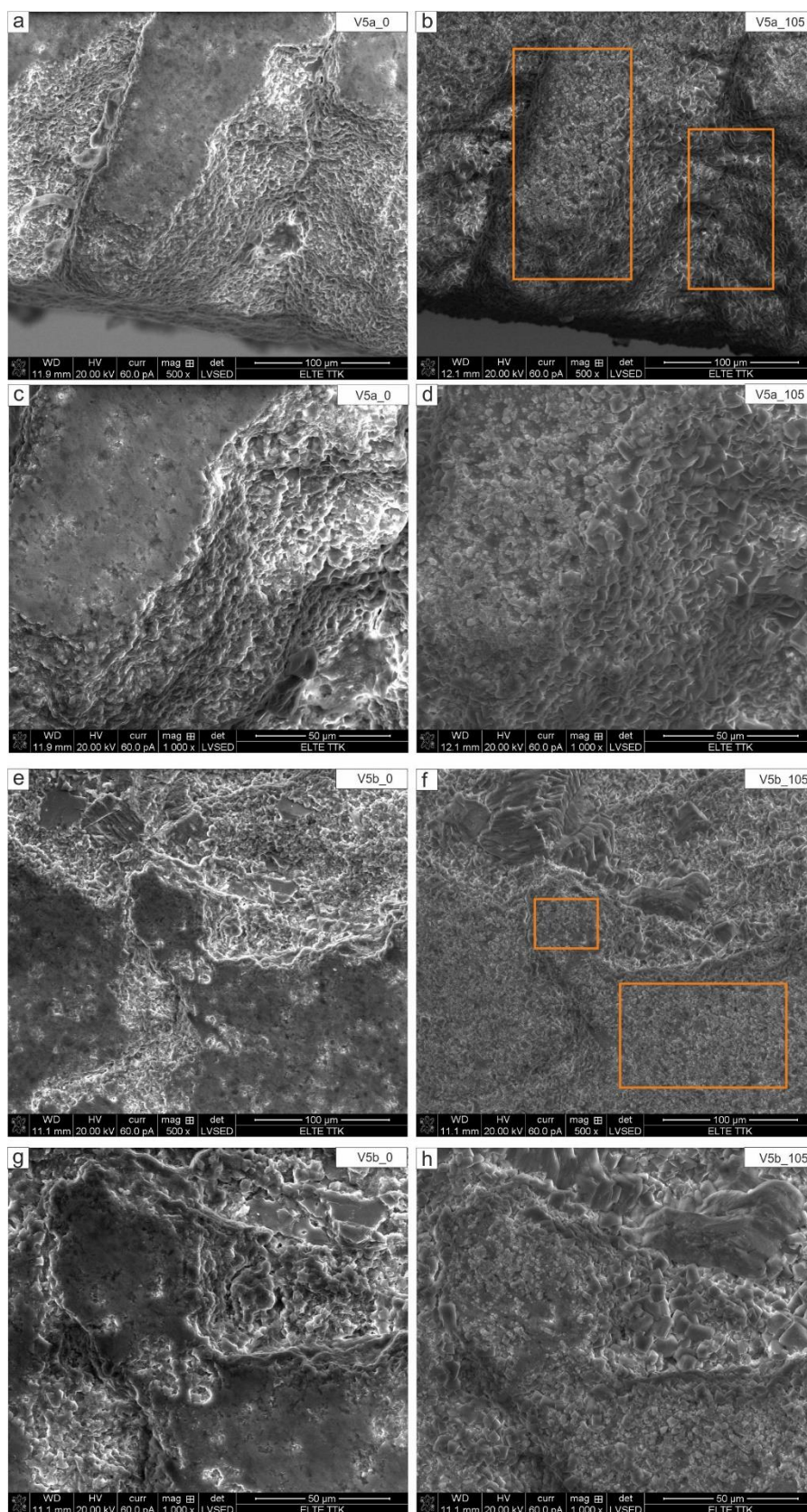




**IV/E/4. A víz alatt elhelyezett lemez változásai 80. hét elteltével**



*IV/E/5. A víz alatt elhelyezett lemez változásai 105. hét elteltével*



*IV/E/6. A víz alatt elhelyezett lemez változásai 125. hét elteltével*

