

SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM

ÁSVÁNYTANI, GEOKÉMIAI ÉS KÖZETTANI TANSZÉK

FÖLDTUDOMÁNYOK DOKTORI ISKOLA

**A BATTONYA–PUSZTAFÖLDVÁRI-HÁT HIDRODINAMIKAI ÉS
HŐTRANSPORT MODELLVIZSGÁLATA AZ ENERGIA- ÉS
PÓRUSTÉR-HASZNOSÍTÁS TÜKRÉBEN**

DOKTORI (PhD) ÉRTEKEZÉS

KUN ÉVA

Témavezető:

DR. habil. SZANYI JÁNOS

egyetemi adjunktus

Konzulens:

DR. ZILAHÍ-SEBESS LÁSZLÓ



SZEGED

2021

Tartalomjegyzék

Tartalomjegyzék.....	ii
Ábrajegyzék.....	iv
Táblázatok jegyzéke.....	vii
1 Bevezetés, a kutatás aktualitása, célkitűzések.....	1
1.1 Célkitűzés.....	5
1.2 A vizsgálatba vont terület.....	5
1.3 A pórusterrel való gazdálkodás elméleti alapjai.....	6
1.4 A pórusterrel való gazdálkodás jogi háttere	9
1.5 Magyarország geotermikus potenciáljának számítása.....	11
2 Elméleti háttér, alkalmazott módszerek, a modellvizsgálat lépései	13
2.1 Hidrodinamikai paraméterek	13
2.1.1 Permeabilitás, szivárgási tényező.....	13
2.1.2 Porozitás.....	16
2.2 Hőterjedés törvényszerűségei, a geotermikus hasznosítás alapfogalmai	21
2.2.1 Konduktív hőátadás.....	22
2.2.2 Konvektív hőátadás	25
2.2.3 Hőátadás radiációval	25
2.2.4 Hőátadás alapegyenlete	26
2.3 A Föld hőjelenségei	26
2.4 A hidrodinamikai és hőtranszport modellezés módszertana.....	28
2.4.1 Hidrodinamikai modellvizsgálat	28
2.4.2 Hőtranszport modellezés	29
2.4.3 Kiindulási és peremfeltételek definiálása.....	34
2.4.4 Attribútumok specializálása (áramlási, anyag és transzport folyamatokhoz).....	35
2.5 A geotermikus energiahasznosítás.....	35
2.5.1 Fenntarthatóság	36

2.5.2	Geotermikus energiaforrás	36
2.5.3	Geotermikus energiatermék	36
2.5.4	Geotermikus energiakészlet.....	37
2.6	A UNFC-2009 módszer rövid ismertetése	37
3	A Battonyai–Pusztaföldvári-hát földtani, vízföldtani és geotermikus jellemzése, specifikumai	42
3.1	Geológiai adottságok.....	42
3.2	Szerkezetföldtan.....	50
3.3	Vízföldtani és áramlási viszonyok.....	52
3.3.1	A régió vízádóinak rövid áttekintése	53
3.3.2	A térségi víztestek mennyiségi jellemzése	55
3.3.3	Termálvízádók jellemzése	57
3.3.4	A térség objektumai, geomanifesztációs térkép	59
3.4	Túlnyomásos zónák, abnormális rétegnyomások jelenléte	62
3.5	Geotermikus helyzetkép.....	66
4	A Battonya–Pusztaföldvári-hát hidrodinamikai és hőtranszport modellvizsgálata	70
4.1	A modellvizsgálat folyamata	70
4.2	Konceptcionális modell.....	71
4.3	A modelltér geometriája	72
4.4	A modell adatrendszere, a kiindulási modell eredményei	75
5	Rezervoárhasznosítási szimulációk és készletszámítás	81
5.1	A célrezervoár helyszínének kiválasztása.....	81
5.2	A modellezett scenáriók meghatározása.....	82
5.3	A modellezett scenáriók eredményei	85
5.4	A kivehető hőmennyiség fuzzy becslése	93
5.5	UNFC-2009 kód szerinti készletszámítás.....	97
6	A modellvizsgálat-sorozat eredményei, konklúziók	97
	Összefoglalás	102

Summary	104
Köszönetnyilvánítás.....	106
Felhasznált szakirodalom	107
Internetes hivatkozások	116

Ábrajegyzék

1. ábra. Geotermális villamos kapacitás alakulása (https://www.irena.org/geothermal)	1
2. ábra. A Battonya-Pusztaföldvári hát modellezési területe.....	6
3. ábra. A Pannóniai üledékes medence elterjedése (részmedencék feltüntetésével) az 1 m ² -re eső hőtartalom eloszlásának megadásával [GJ/m ²] (ZILAHÍ-SEBESS, 2013).....	12
4. ábra. Bázis konglomerátum (alaphegység) és mállott zónájának elterjedése az 1 m ² -re eső hőtartalom eloszlásának megadásával [GJ/m ²]. (ZILAHÍ-SEBESS, 2013).....	12
5. ábra. Különböző kőzet és üledék típusokra jellemző hidraulikus vezetőképesség (K) értékek (FREEZE & CHERRY, 1979 nyomán MÁDLNÉ SZŐNYI et al. 2013)	14
6. ábra. A hővezető képesség [λ] változása a porozitás függvényében kőzetkategóriánként /ČERMAK & RYBACH, 1982; * BALKAN et al. 2017 publikált értékei alapján/	17
7. ábra. Sűrűség és sebesség mélységtömörödési trendek (ZILAHÍ-SEBESS 2013).....	18
8. ábra. Porozitás és litológiai komponensek a mélység függvényében (ZILAHÍ-SEBESS et al. 2017). Litológiai komponensek: sárga szín: homok komponens, zöld szín: agyag komponens	19
9. ábra. Kőzetmátrix és a pórustér szerkezete a porozitás típusok feltüntetésével (ZILAHÍ-SEBESS 2013 alapján módosítva).....	20
10. ábra. Porozitás értékek mélységfüggése egyes kőzetfajták esetében (DÖVÉNYI, 1994)	21
11. ábra. Az elemi térrészen, x irányban átáramló hőmennyiség	23
12. ábra. Vertikális hőmérséklet eloszlás az év folyamán a felső 15 m mélységben. (TARI & KUN 2010).....	27
13. ábra. Sematikus ábra a Föld hőjelenségeiről (TARI & KUN 2010)	28
14. ábra. Vonalas elem (pl. töréshálózat) hatása a hálókiosztásra (erőteljes sűrítés esetében)	29
15. ábra. Áramvonalkép hőmérsékleti skála színezéssel (KUN et al. 2013).....	34

16. ábra. Egy adott térrész permeabilitásának függvényében Monte-Carlo szimulációval, 10000 realizációból számolt különböző valószínűségi szintek szerint (P10, P50 és P90 értékek) kinyerhető hőmennyisége (NÁDOR & ZILAHÍ-SEBESS 2016 alapján)	40
17. ábra. Trapéz alakú fuzzy számok (a); háromszög alakú fuzzy számok (b); (vízszintes tengely a mért paraméter; függőleges tengely tagságérték) (Rezessy et al. 2005)	41
18. ábra. A tanulmányozott terület műholdfelvételen ábrázolva ([m] EOv-koordináta rendszerben)..	43
19. ábra. A vizsgált terület magyarországi részének prekainozoos térképkivágata (HAAS et al. 2010)	44
20. ábra. A prekainozoos aljzat tetőszint térképe a Battonya–Pusztaföldvári-hát térségében [mBf] Szanyi et. al. 2015 alapján.....	45
21. ábra. A Makói-árok, a Battonya–Pusztaföldvári-hát és a Békési medence elvi rétegoszlopa (HAAS & BUDAI, 2014 módosítva SELMECZI, PIROS, KUN in RMAN et al. 2021)	49
22. ábra. A PGT-4 kéregkutató szelvény tektonikai újraértelmezése; a szelvény nyomvonala a 19. ábrán látható (POSGAY 1996; TARI 1999)	50
23. ábra. A neogén szerkezetek csapásirányára merőleges, regionális földtani szelvényvázlat a Pannon-medence DK-i részén, a PGT–4 mélyszeizmikus szelvény nyomvonalán (19. ábra) (TARI et al. 1999 alapján módosítva KISS et al. 2015).....	51
24. ábra. A pre-kainozoos aljzat új mélységtérképének 3D nézete (KOROKNAI et al. 2018).....	52
25. ábra. Az Alföld sematikus sztratigráfia szelvénye (ALMÁSI, 2001 alapján)	54
26. ábra. A porózus víztestek térképi eloszlása Battonyai pilotterületen	56
27. ábra. A porózus termálvíztestek térképi eloszlása Battonyai pilotterület térségében.....	57
28. ábra. A Battonya–Pusztaföldvári-hát releváns tárolókőzetek	58
29. ábra. A Battonya–Pusztaföldvári-hát geomanifestációs térképe a magyarországi térrészre (RMAN et al. 2021).....	60
30. ábra. Szénhidrogén telepek a Battonya–Pusztaföldvári-háton (BABINSZKY & KOVÁCS, 2018)	61
31. ábra. A hidrosztatikus és a közetnyomás változása a mélységgel BARKER 1972	64
32. ábra. Rétegyomásokból extrapolált túlnyomásos térkép (TÓTH et al. 2003).....	66
33. ábra A Pannon-medence és környezete hőáramsűrűsége –részlet (HORVÁTH et al. 2005).....	67
34. ábra Geotermikus potenciáltérkép. Az alaphegység tetején (konduktív modell által) becsült hőmérséklet és a mért hőmérsékleti értékek összehasonlítása, amelyet az alapkőzet tetejére extrapolált/a DARLINGE projekt eredménye: modellezett területre nagyítva, ROTÁR et al. 2018.....	68
35. ábra A Battonya–Pusztaföldvári-hát fűrésainak hőmérséklet–mélységprofilja (24 objektum; 62 mérés)	69

36. ábra. Földrengések helyszínei 2002-2018 Magyar Nemzeti Szeizmológiai Bulletin /HU ISSN 2063-854X/ Kövesligethy Radó Szeizmológiai Obszervatórium adatai alapján	69
37. ábra. A modellvizsgálat főbb állomásai	70
38. ábra. A Battonya–Pusztaföldvári-hát és árokrendszerének elvi áramlási modellje a koncepcionális modellalkotás részeként	72
39. ábra. A Battonya–Pusztaföldvári-hát hidrodinamikai modelljének határa a prekainozoos aljzattérképen ábrázolva	73
40. ábra A modellezett tér hálókiosztása D-i nézetből (feltüntetve a prekainozoos aljzat felületének csomópontjait [sárga] és az az x, y és z irányú kiterjedést [m])	73
41. ábra. Az első modellréteg (terep) felszíne [mBf]	74
42. ábra. A pannóniai rétegösszlet modellfelszíne [mBf]	75
43. ábra. Modellezett vízszinteloszlás (40 ezer év futtatási idő, termelés nélküli állapot) vertikális szelvényen [mBf]	76
44. ábra. Mért–modellezett vízszint értékek kalibrációs diagramja (66 rekord; statisztikai eredmény: $\bar{E}=8,46$; $RMS=11,32$; $\sigma=11,41$)	77
45. ábra. A modellben alkalmazott hővezető képesség értékei 3D tömbszelvényen ábrázolva, a Makói-árok (DNy) felőli nézet	79
46. ábra. Modellezett hőmérséklet(°C) eloszlása DNy-ÉK-i szelvény mentén / szürke vonal: réteghatár, illetve hálókiosztás, színes vonal: izoterma (magassági torzítás: 4×)	80
47. ábra. Mért–modellezett hőmérsékleti értékek kalibrációs diagramja (29 talphőmérsékleti rekord; statisztikai eredmény: $\bar{E}= 15,66$; $RMS=18,82$; $\sigma=19,15$)	81
48. ábra. A célréteg szivárgási tényező kategória tartománya: ”A” a teljes modell rétegben, ”B” kinagyítva a rezervoár léptékben Pitvaros régiójában (lila: mátrix, piros: zseb, sárga: köztes zóna)	83
49. ábra Modellezett hidraulikus emelkedési magasság [mBf] a termelőkúttól 200 m-re található csomó-pontban /1. forgatókönyv; x-tengely: szimulációs idő [nap], y-tengely: modellezett vízszint [mBf]/	86
50. ábra. Az 1. scenárió hőmérséklet–üzemelési idő diagramja mindhárom hozamvariáns feltüntetésével	88
51. ábra. Az 1. scenárió hőmérséklet–üzemelési idő diagramja (50 év szakaszos termelés és az azt követő 50 év felhagyás) a: termelőkút, b: visszasajtoló kút	89
52. ábra. Az 1. scenárió 5000 m ³ /nap hozamrátaival kialakított modellváltozat visszafelé indított áramvonalképe [nap]	90
53. ábra A 9. scenárió 2000 m ³ /nap hozamrátaival kialakított modellváltozat visszafelé indított áramvonalképe [nap]	91

54. ábra. A célrezervoárban a doublet környezetében Peclet-szám értéke termeléses (a) és leállási időszakban (b)	91
55. ábra. Az egyes modellverziókban kétutas rendszerrel kinyerhető hőmennyiség [Joule] 35 év és 50 után	93
56. ábra. A 35 év illetve 50 év alatt kivehető hőmennyiség fuzzy háromszögei, a defuzzifikált értékek (S) feltüntetésével.....	94
57. ábra. A teljes közettérfogatból kitermelhető hőmennyiség Monte-Carlo szimulációjának diagramja	96
58. ábra. "A": Az 1. scenárió hőmérséklet–üzemelési idő diagramja közelítő függvény illesztéssel; "B": Az 1. scenárió hőmérséklet – log idő visszamelegedési diagramja a leállás időpontjától ($Q = 5000 \text{ m}^3/\text{nap}$; 50 év termelés és 50 év leállás; eredeti zsebméret, narancssárga vonal: megnövelt négyszeres zsebméret)	100

Táblázatok jegyzéke

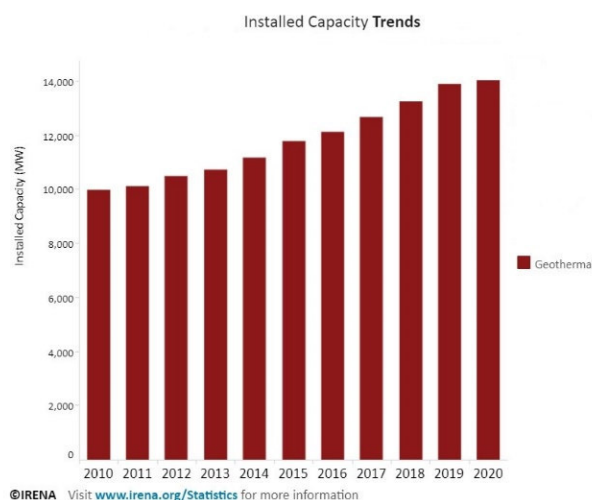
1. táblázat. A világ geotermikus iparának statisztikái 2015-2020 között.....	2
2. táblázat. Szivárgási tényező értékei közettípusonként irodalmi adatok alapján.....	15
3. táblázat. A leggyakoribb közetek hővezetését meghatározó paraméterek (λ = hővezetési tényező, n = teljes hézagterfogat, cm és c_p = fajhő) értékei (*szárazon mért)	31
4. táblázat. A hőkapacitás és hőmérséklet leggyakoribb kapcsolata (Clauser, 2003)	32
5. táblázat. A tiszta víz hővezetését meghatározó legfontosabb paraméterek értékei (CLAUSER, 2003)	32
6. táblázat. A tiszta víz paramétereinek hőmérséklet/nyomás függése (CLAUSER, 2003)	32
7. táblázat. A modellben alkalmazott szivárgási tényező értékek tartományai	75
8. táblázat. Hőtranszport modellezés bemeneti paraméterei	78
9. táblázat. Modellvariánsok szivárgási tényezői ($K_{xx} = K_{yy} = K_{zz}$).....	84
10. táblázat. A modellvariánsok hidrodinamikai eredményei /A piros háttérszín a termelőkút, a kék háttérszín a visszasajtoló kút 20 bárnál nagyobb nyomásváltozását szemlélteti, ezek a hidraulikus kritériumnak nem megfelelő modellváltozatok/.....	87
11. táblázat. A modellverziók hőtranszport eredményei a scenáriónként a termelőkutak szempontjából (Piros színnel a hőmérsékleti kritériumnak nem megfelelő verziók vannak feltüntetve $\Delta T > 25 \text{ }^\circ\text{C}$).....	88
12. táblázat. Scenáriónként számított hőmennyiség értékek 35 és 50 évre [Joule]	92

1 Bevezetés, a kutatás aktualitása, célkitűzések

A klímaváltozás következményeként a gazdaság fókuszra, a társadalom figyelmére az olcsóbb és fenntartható előállítású karbonsemleges energia kutatására és hasznosítására irányul. Az *IEA – International Energy Agency* – közlése alapján 2020-ban a megújuló energiaforrások felhasználása 3%-kal nőtt, míg a fosszilis energiatípusok iránti kereslet csökkent. Az elsődleges hajtóerőt a megújuló forrásokból származó villamosenergia-termelés közel 7%-os növekedése jelentette. A hosszú távú szerződések, a hálózathoz való elsőbbségi hozzáférés és az új erőművek folyamatos telepítése támogatta a megújuló energiaforrások növekedését. Mindez bekövetkezett az anomális 2020-as évben tapasztalt alacsonyabb villamosenergia-kereslet, az ellátási lánc kihívásai és a világ számos részén tapasztalható építési késedelmek ellenére. Ennek megfelelően a megújuló energiaforrások részaránya a globális villamosenergia-termelésben a 2019-es 27%-ról 2020-ra 29%-ra nőtt. <https://www.iea.org/reports/global-energy-review-2021/renewables/>

Ugyanakkor a geotermikus energia szektor növekedése nemzetközi szinten is elmaradt más megújuló energia fajták hasznosításának mértékétől, különösen a nap és szélenergia tekintetében (RYBACH 2010). A nap és szélenergia szektor exponenciális növekedésével szemben a geotermikus energiahasznosítás utóbbi éveit lassú, monoton növekedés jellemzi (1. ábra). Ennek számokban kifejezhető paramétereit az 1. táblázat mutatja be.

Geothermal Energy Data



1. ábra. Geotermális villamos kapacitás alakulása (<https://www.irena.org/geothermal>)

A földhő helyben található, időjárásfüggetlen energiaforrás, így egységnyi beépített teljesítmény hatékonyabban hasznosítható más megújuló energiákhoz képest (REN21 2019, SZANYI 2019). Ez az energiatípus a földkéreg minden pontján jelen van, kinyerése fluidumhoz kötött. Bár a geotermikus energia kimeríthetetlennek tűnik – a Földön kitermelhető nem fosszilis energiafajták mintegy kétharmadát képviseli (WEA 2000) – csak részlegesen tekinthető megújulónak.

1. táblázat. A világ geotermikus iparának statisztikái 2015-2020 között

Az energetikai projektekhez fúrt kutak száma összesen	1159
Energetikai projektekre fordított millió dollár	10,367
Az energetikai projektekre fordított személyi évek száma	30,491

/Forrás: <https://www.geothermal-energy.org/pdf/IGAstandard/WGC/2020/01017.pdf/>

Magyarországon a geotermikus energia részaránya az energiaellátásban – az ország potenciáljához képest – alacsony, lassú növekedésnek lehetünk tanúi (SZANYI et al. 2021).

A geotermikus energiahasznosítás, a pórusterrel való gazdálkodás egyik formája. A pórusteret hasznosítjuk a termálvíz termelés–visszasajtolás, a CH tárolás, CO₂ elhelyezés által, de a felszínközeli bányáüregek, bányák másodlagos hasznosítása is ebbe a témakörbe tartozik. A póruster, mint hasznosítható véges térfogat a jövőben várhatóan jelentősen fel fog értékelődni.

A különböző energiafajták versenyeznek egymással, beleértve mind a fosszilis mind a megújuló energiákat. Ez megteremtette az igényt, hogy a különböző típusú energiakészletek és vagyonosztályozási rendszerek pénzügyi, környezeti és társadalmi szempontból egyaránt összemérhetők legyenek. Az Egyesült Nemzetek Európai Gazdasági Tanácsa (*United Nations Economic Commission for Europe* – UNECE 2016) ezt felismerve, a fosszilis energiahordozó- és ásványi nyersanyagkészletre és vagyonra vonatkozó osztályozási keretrendszert dolgozott ki UNFC-2009 kód néven (*The United Nations Framework Classification for Fossil Energy and Mineral Reserves and Resources 2009*), majd ezt kiterjesztette a megújuló energia fajtákra is (*Classification of renewable energy resources* – UNECE 2016).

Alkalmazásával harmonizálhatók és összevethetők az ásványvagyongazdálkodási tevékenységek, üzleti folyamatok, miközben a keretrendszer megfelel a

pénzügyi jelentések sztenderdjeinek is. Maga az értékelés alapvetően statikus, bár valószínűségi alapon kezeli a bizonytalanságot (NÁDOR 2016, NÁDOR et al. 2019). Ugyanakkor lehetővé teszi, de nem írja elő a dinamikus készletbecslést, a numerikus szimulációk használatát. A geotermális folyamatok jobb megértését a numerikus szimulációk nagyban segítik. Emellett a hidrodinamikai és hőtranszport modulok, lehetővé teszik a dinamikus készletek becslését akár többféle forgatókönyv szerint.

Jelen tanulmány vizsgált területe a hazai EGS kialakítás egyik célterületének tartott Battonya–Pusztaföldvári-hát (más néven Battonyai-hát) (DÖVÉNYI et al. 2005, MÁDLNÉ SZÖNYI et al. 2008). Az Alföld aljzati képződményeiről alkotott ismeretanyag jelentősen bővült az utóbbi évtizedben (M. TÓTH et al. 2021) beleértve DK-magyarországi régiót is, ennek ellenére továbbra is szükséges modellvizsgálatok során bizonyos előfeltevésekkel élni, analógiákat használni. Erre a legjobb példa az atomerőművi kis és közepes radioaktivitású hulladékok végleges elhelyezését célzó földtani kutatás (Bátaapáti és térsége), ahol egy sekély mélységű eltemetett paleozoos rögnek a részletes és széles méretskálán végzett geológiai, hidrogeológiai célú vizsgálatosorozata történt meg (BALLA et al. 2004). Az aljzati kiemelkedéseknek, hátságoknak – köztük a Battonya–Pusztaföldvári hátnak – már évtizedek óta kiemelt szerepe van a szénhidrogén bányászatban, és a tendenciák is azt mutatják, hogy a geotermikus kutatások (HORVÁTH et al. 2015, VASS et al. 2018), ill. koncessziós tanulmányok (Érzékenységi és terhelhetőségi vizsgálatok – Gádoros, Battonya, ZILAHISEBESS & GYURICZA, 2012, 2013) is kiemelten fókuszálnak ezekre a térségekre, pl. az EU-FIRE Battonya projektje (<http://www.eu-fire.hu/pages/egs-hungary>, ÁDÁM & CLADOUHOS, 2016), Fábiánsebestyén–Nagyszénás lehetséges térsége (SZÜCS et al. 2017) vagy Tótkomlóson a mezozoos aljzatra újonnan telepített kutakra épülő hőhasznosítás (<https://www.totkomlos.hu/palyazatok/KEHOP-5.3.2-17-2017-00013/>).

A felszínközeli porózus, zömmel kainozoos üledékek geotermikus hasznosítási lehetősége mellett a kettős vagy akár hármas porozitással rendelkező repedezett és/vagy karsztosodott, magmás, metamorf és karbonátos kőzetek is alkalmasak:

- geotermális energia hasznosítására (az energiaellátástól az üvegházak fűtésén keresztül a balneológiai hasznosításig);
- olaj, gáz és (termál)víz kinyerésére;

- a póruster hasznosítás témakörét érintő szén-dioxid (SZABÓ-KRAUSZ et al. 2017) és további gázok, fluidumok elhelyezésére.

A repedezett, hasadozott és vagy karsztosodott tárolókban – ellentétben a porózus kőzetekben kvázi egyenletesen áramló vízmozgásától – bonyolult struktúrában történik a fluidum áramlása, mely matematikailag egyértelműen nem leírható, valamint több mérettartományban történő folyamatok is nagyban befolyásolják. A földtani–vízföldtani kutatás elsődlegesen az információszerzésről szól, hiszen nincs tökéletesen ismert közeg, pontról pontra változhat az áramló fluidum sűrűsége, fajhője stb. A hiányzó ismeretek "pótlása" modellvizsgálatokon keresztül is történhet, egyrészt maga a folyamat logikája segít az adatok értelmezésében, másrészt rámutathat területi információ hiányokra, meghatározva akár a továbbkutatás irányát.

E tanulmány tágabb értelemben vett előzményeként a vízbázisvédelmi programban [123/1997. (VII. 18.) Korm. rendelet a vízbázisok, a távlati vízbázisok, valamint az ivóvízellátást szolgáló vízellátási létesítmények védelméről] szerzett tapasztalatok nevezhetők meg. Ennek keretén belül merült fel először a csatolt hőtranszport alkalmazása termálkarsztos vízkivételek esetében, mint pl. Harkány és Siklós, Egerszalók, Eger, Petőfi-téri, Miskolc város termálkútjai stb. (Smaragd-GSH Kft). Az MBFSZ munkatársaival fejlesztett Pannon-XL határon túlnyúló nagyregionális modellvizsgálat is szemléletformáló tapasztalatszerzést jelentett. Közvetlen előzményként a Mezősas–Furta térség szimulációja (KUN et al. 2011) tekinthető, melyben a potenciális geotermális energiamezők kinyerési és kutatási módozatainak vizsgálata történt, többléptékű földtani vizsgálatra alapozva.

A robusztus hidrodinamikai és hőtranszport modellvizsgálatok lehetővé teszik viszonylag nagyszámú scenáriók kidolgozását, sokszorosára növelve a lehetőséget, hogy ezeket a tárolókat minél jobban megértsük (KUN et al. 2019)

A Battonya–Pusztaföldvári-hát, mint aljzati kiemelkedés repedezett kristályos kőzeteiben kialakuló folyadék- és hőáramlási viszonyainak vizsgálata történt meg végelem módszer alkalmazó, modellező szoftver segítségével. Úgy, hogy a nagyfokú földtani és áramlástan bizonytalanságok – melyek a geotermikus fejlesztések elmaradásának egyik fő oka – csökkentésének lehetséges módjai is bemutatásra kerüljenek.

1.1 Célkitűzés

Jelen disszertáció célkitűzése a meghatározó áramlási és hőtranszport folyamatok leképzése a Battonya–Pusztaföldvári-hát környezetében, figyelembe véve az Alföld nagy regionális áramláshoz kötött hidrodinamikai tulajdonságait, valamint a potenciális hőhasznosítások lehetőségeit. A következő kérdésekre kerestem választ: mennyi ideig tudunk gazdaságosan hőt termelni termálvíz-kivétellel egy aljzati típusú tárolóból; milyen hasznosítások lehetségesek; alkalmas-e a vizsgált rezervoár áramtermelésre, ha igen melyek ennek a kritériumai. További célom volt, hogy hidrodinamikai és hőtranszport szimuláció alkalmazásán keresztül dinamikus készletbecsléssel meghatározzam EGS-hasznosítások (növelt hatékonyságú geotermikus rendszer) peremfeltételeit, illetve ennek adott térségre vonatkoztatott létjogosultságát, (az egy kútpárral kitermelhető hőmennyiség nagyságrendjét), figyelembe véve a rendelkezésre álló technológiák korlátait.

A célkitűzés megvalósításához egyrészt modellezett kapcsolt hőtranszport folyamatokkal leképeztem az anomálishan felfűtött aljzati kiemelkedés hidrogeológiai és hőmérsékleti viszonyát, másrészt egy fiktív, nagy entalpiájú hőhasznosítás (doublet – kétkutas rendszer) példáján bemutattam az aljzat és a fölötte települő medenceüledék hidraulikai egymásrahatását több lehetséges hasznosítási scenárió mellett. Ehhez végesem módszert alkalmazó, modellező szoftvert használtam

Mivel az alaphegységi kutatások leginkább csak költséges fúrások által kivitelezhetők, a hidrodinamikai és hőtranszport modellezés és scenáriók futtatásának eredményei mind elméleti, mind gyakorlati szempontból támogatást nyújthatnak a heurisztikus kérdésektől a döntéshozatalig.

1.2 A vizsgálatba vont terület

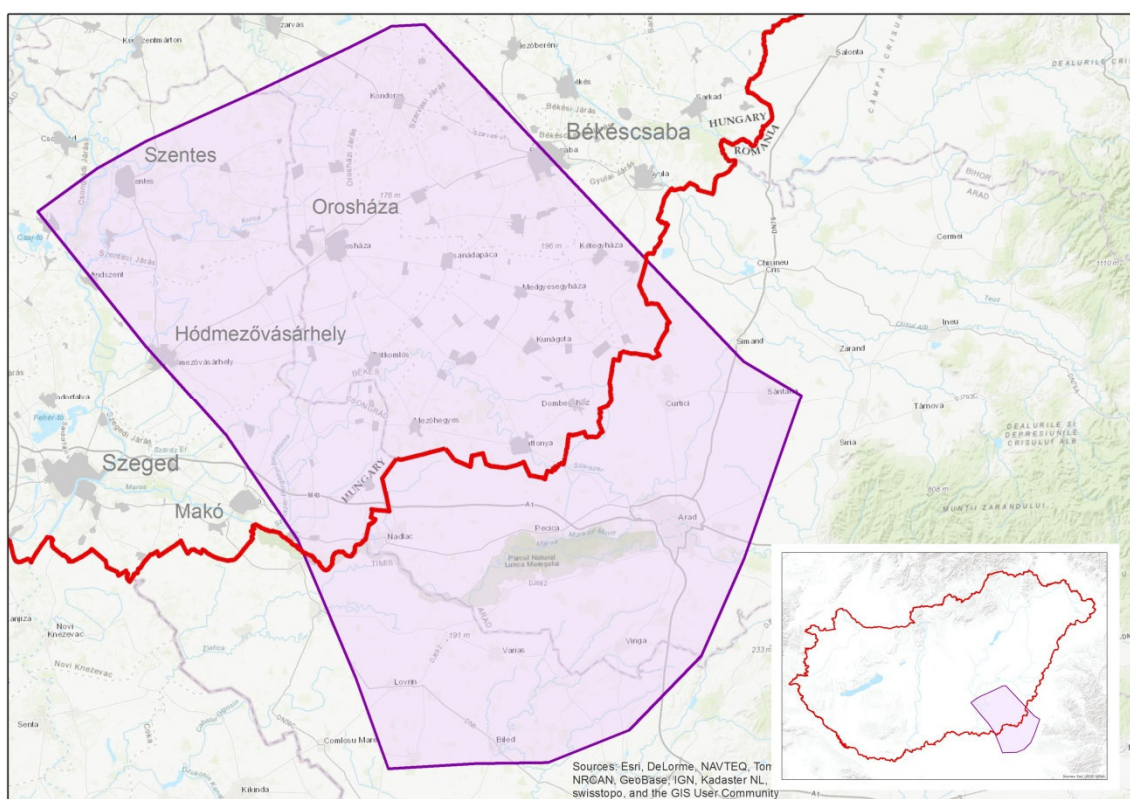
Az Alföld vastag medenceüledéke alatt húzódó prekainozoos aljzat kutatása visszanyúlik a múlt század közepére és jelentős mennyiségű dokumentáció áll rendelkezésre. A kutatások egyik fő hajtóereje a szénhidrogén ipar volt és még a mai napig is az egyik legdominánsabb szereplő, mely mellé fokozatosan nő fel a geotermikus kutatás. A vizsgált terület, a Battonya–Pusztaföldvári-hát, (2. ábra) és azt körülvevő mély helyzetű aljzati mélyedések tengelyében húzódik. Délkeleti része átnyúlik Romániába, ahol az aljzat egyre sekélyebb helyzetből végül a felszínre is bukkan. Egyszerűsítve a terület földtani felépítésében a hátság paleozoos gránitból, metamorfitokból, perm és triász korú

törmelékes és karbonátos üledékekből és perm vulkanitokból álló medencealjzata és azt fedő, 1000–1500 m vastag prekainozoos – neogén medenceüledék vesz részt.

A Battonyai–Pusztaföldvári-hát régiójának főbb vízáadó/tároló típusai:

- a) porózus medenceüledékek,
- b) aljzat mállási zónája,
- c) gránitos / karbonátos aljzat repedésekkel átjárt zónája

A kutatási területen közel 800 fúrászt lehetett azonosítani, melynek jelentős hányada elérte az aljzatot főként a hát területén, ugyanakkor csak alig néhány 10 m-ben harántolták a gránitot. A Makói-árokban és a Békési-medencében található Magyarországon rekord mélységgel rendelkező objektumai.



2. ábra. A Battonya-Pusztaföldvári hát modellezési területe

1.3 A pórusterrel való gazdálkodás elméleti alapjai

A pórusterrel való gazdálkodás témakörének jelentőségét a jövőbeni hasznosítások tömegessé válása fogja igazolni: a póruster ugyanis, mint hasznosítható, de véges térfogat

várhatóan a jövőben kimagaslóan nagy értéket fog képviselni. Már napjainkban is a pórusteret hasznosítjuk a termálvíz termelés-visszasajtolás, a CH tárolás, CO₂ elhelyezés által, valamint a felszínközeli bányáüreg, bányák másodlagos hasznosítása is ebbe a témakörbe tartozik.

A póruster-gazdálkodás igényli egyrészt a fogalmak tisztázását, jogi hátterét, másrészt Magyarország felszín alatti térrészen belül a releváns (használható) térrészek lehatárolását, tipizálását és az ebből levonható közetfizikai paraméterek számbavételét. FIELD et al. (2018) megállapítja a pórusterek stratégiai jelentősége idővel változhat, amint azt tanúsítja az áremelkedésre reagáló nem hagyományos olaj/gázkitermelés növekedése, vagy a geotermikus erőforrások iránti fokozott érdeklődés és a CO₂-tároló tér iránti igény növekedése az éghajlatváltozás mérséklése érdekében.

A mélységi póruster leggyakoribb hasznosítási formái:

- CH kutatás, termelés, felhagyás
- geotermikus hasznosítás visszatáplálással (vagy anélkül); meglévő, vagy kialakított, javított (pl. EGS rendszer) póruster esetében,
- hévízhasznosítás, közvetlen, vagy kaszkádos, vagy részben visszatáplált vizekkel (csatolt geotermikus hasznosítással, ezen belül a hasznosítási formák külön, vagy összekapcsolt módon),
- geotermikus, vagy hévízhasznosítás, a vízben lévő, vagy a munka-fluidum segítségével oldatba vitt hasznosítható anyagok bányászatával vagy termelésével, (ideértve a különleges gyógyvíz alkotókat, iparilag hasznosítható anyagokat, sókat, fémeket, pl. lítiumot),
- CH gáztárolások
- CO₂ geológiai tárolásai,
- tiszta szén technológia pórusteret érintő folyamatai,
- felhagyott bányászati üregrendszerek tárolási, hőkinyerési, ásványianyag-kinyerési esetei, (ismeretterjesztési, bűvároktatási stb.)
- felhagyott bányászati és más mélyépítési üregrendszerek általi veszélyeztetések, öregségi vizek szennyeződése, védelmi, tisztítási, hasznosítási kérdései.

A fenti felsorolásban a póruster azonosítása hasznosításuk szerint történik, de szem előtt kell tartani a jelenleg nem hasznosított, így kategórián kívül eső pórustereteket is. Az egyes használatok között sok esetben pillér (nem hasznosítható térrész) kialakítása szükséges, ezek alkotják a nem hasznosítható póruster egy csoportját.

Speciális pórusterek:

- pillérek
- barlangok
- antropogén környezet sekélymélységű pórusterei (ide tartoznak a mélygarázsok, pincék, közműalagutak stb.)

A pórusterre és az azzal való gazdálkodásra célszerű úgy tekinteni, mint stratégiai eszközre, amelynek a jövőben valószínűleg lesznek potenciális felhasználási lehetőségei, és amelynek közvetlen és közvetett kölcsönhatásait értékelni és rangsorolni kell. (FIELD et al., 2018).

HÁMOR-VIDÓ et al. (2021) rámutat, hogy az öröklött jogok, a *“first-come-first-serve”* az "érkezési sorrend elve" a közösségi vívmányokban (létfontosságú infrastruktúra, közös érdekű energiainfrastruktúra) és a nemzeti jogszabályokban meghatározott meglévő prioritások blokkolhatják azokat az új projekteket, amelyek földalatti erőforrásokat vagy teret használnának (pl. pórusteret).

A geotermikus mélységi pórusterhasznosításnak elengedhetetlen feltétele a visszasajtolás sikeressége, melynek fő gátló tényezői a szűrő kolmatációja és az indukált szeizmicitás lehet. SHERBURN et al. (2015) szerint az alábbi kitételek növelhetik az indukált szeizmicitás valószínűségét:

1. Mélyen, ~1,5 km alatt történő újbóli betáplálás.
2. A természetes tározóhőmérsékletnél lényegesen hidegebb folyadékok befecskendezése ($>100\text{ }^{\circ}\text{C}$ hőmérsékletkülönbség).
3. Befecskendezés megfelelő nyomáson vagy áramlási sebességgel ahhoz, hogy a pórufolyadék nyomása nagy tározó térfogatú ($>1\text{ km}^3$) tározóba növekedjen.
4. Befecskendezés kritikusan terhelt területre, ahol nagyfokú természetes szeizmikus aktivitás tapasztalható.
5. Olyan aktív törések és kapcsolódó törések jelenléte, amelyek a feszültségmezőben bekövetkező zavarok vagy a kőzet kohéziós szilárdságának változásai esetén könnyen megcsúszhatnak.

A geotermikus energiahasznosítás módját a hordozó közeg mennyisége és hőmérséklete határozza meg. A magasabb hőmérsékletektől kiindulva – és a gazdaságos és fenntartható üzemeltetést szolgálva – lehetőség szerint egymás után felfűzve, ún. kaszkádrendszerben, az alábbi főbb hasznosítások ismertek (villamos áram-termelés és közvetlen hőhasznosítás beleértve a hőszivattyúzást és balneológiai hasznosítást).

A geotermikus energiatermelés során is alkalmazni kell a szénhidrogén-termelés bevált technológiáit, illetve a meddő szénhidrogén-kutak geotermikus célú hasznosítását. A termelő és visszasajtoló technológiák fejlesztése a cél, illetve a megfelelő kútfej és csővezeték tervezés termál energia szállítási veszteség csökkentésére, és a korrózió és vízkőkiválás kezelésére.

A javított hatékonyságú geotermikus rendszerek (EGS) fejlesztése ipari méretű villamos energia előállítása céljából meghatározó fontosságú. 2050-ig célként megjelölhető, hogy a földhő alapú villamosenergia-termelésben az EGS legyen a domináns technológia. A zárt rendszerű EGS-technológia körütekintő alkalmazása megfelel a vízvédelmi elvárásoknak, hiszen nem természetes rétegvizet hasznosít. A 'Nemzeti Energiastratégia 2030'¹ deklarálja a külső költségek, gazdasági hatások (externáliák) számszerűsítését, és a különböző energiatermelési-módok reális összehasonlítása érdekében életciklus szemléletű költségelemzésekben kell értékelni a technológiákat. A feltételesen megújuló energiaforrások (biomassza és geotermikus energia) hasznosításának területén szükséges környezeti szempontok fokozott figyelembevétele és fenntarthatósági kritériumok alkalmazása, amelyek kiemelten kezelik a vízgazdálkodási és talajvédelmi kérdéseket.

1.4 A pórustérrel való gazdálkodás jogi háttere

A pórustérrel való komplex gazdálkodás szükségességét már a múlt század 70-es éveiben felismerték. (EVERDINGEN & FREEZE, 1971). Az, hogy a pórustér földtani értelmezésben önállóan definiált fogalomként, illetve a gazdasági tevékenység során körülírható objektumként jelenik meg, az egységes szabályozás kialakításának szükséges, de nem elégséges feltétele. Oka ennek elsősorban az, hogy a technológiai előírások legnagyobb része a használati területenként eltérő igények és feltételek miatt nem fedhető le közvetlenül a jelenlegi jogi szabályozással.

A pórustér fogalma a jelenlegi jogalkotásban nem ismert, de az érvényben lévő jogszabályok jelentős része közvetve vonatkoztatható a pórustérre is. A nemzeti vagyonról szóló 2011. évi CXCVI. törvény (Nvtv.) II. fejezete rendelkezik a nemzeti vagyon körébe

¹ /Nemzeti Energiastratégia 2030 (Nemzeti Fejlesztési Minisztérium., 2012), <https://2010-2014.kormany.hu/download/4/f8/70000/Nemzeti%20Energiastrat%C3%A9gia%202030%20teljes%20v%C3%A1ltozat.pdf> /

tartozó egyes vagyontípusokról. Itt a 4. § (1) bekezdése alapján az állam kizárólagos tulajdonába tartozik:

c) a föld méhének kincsei természetes előfordulási helyükön, illetve:

l) a földgáz biztonsági készletezéséről szóló 2006. évi XXVI. törvény szerinti biztonsági földgáztároló.

Belátható, hogy bár igen közvetett úton, de a rendelkezés két pontjának együttes értelmezésében megjelenik a póruster kezelésével kapcsolatos szabályozás. Abban az esetben, ha a c) pontot a teljes közettestre vonatkoztatjuk — más értelmezés nem igazán indokolható — akkor nyilvánvaló, hogy ebben benne foglaltatik a közettest akár $\frac{1}{4}$ -ét is kitevő póruster, függetlenül annak jellegétől (mint pl. a szemcsék közötti üres terek a homokköves, vagy a szemcséközi tereken kívül lévő repedések, üregek a karbonátos képződmények esetében), függetlenül attól, hogy tartalmaz-e gazdasági szempontból értékelendő fluidumokat vagy gázokat.

Önmagával a pórusterrel kapcsolatban általános rendelkezés még közvetett értelemben sincs. Ugyanakkor a pórusterben lévő anyagok kitermeléséről vagy a visszamaradt tér használatáról szakterületenként több jogszabály is fellelhető.

A pórusterrel történő gazdálkodás jelentősége akkor nyilvánul meg határozottabb formában, amikor nem egyszerű vízkivétel történik, hanem a művelet az energiatartalom kinyerésére irányul, ami a rétegnyomás fenntartását, vagyis visszasajtolást igényel (ÁDÁM, 2011). A vízkészlet védelme érdekében a rezervoárba csak olyan víz sajtolható vissza, mely nem okoz minőségromlást, erre legalkalmasabb a felhasznált, lehűlt termásvíz.

A pórusterrel történő gazdálkodás másik fontos eleme a földtani közegnek tározóként történő alkalmazási lehetőségeit foglalja magában. Az alkalmazási területek elsősorban két tevékenységre összpontosulnak: az első a póruster gáztározóként történő használata, a másik, nemzetgazdasági szempontból egyelőre alárendelt formája a szén-dioxid tároláshoz kapcsolódik (TÓTH & BÓDI 2012).

Tárolásra alkalmas pórusterrek akkor jöhetnek létre, amikor a közettest szénhidrogéntartalmát letermelik. A visszamaradó pórusternek olyan állapotban kell lennie, hogy a fluidumok benne szabadon áramolhassanak. A zárt, szárazgáz tartalmazó telepek lényegesen gazdaságosabban használhatók gáztározóként, mint a gázcsapadék, illetve kőolajtelepekben kialakított tározók. Utóbbiaknál a gázkondenzátum és az olaj illékony

komponenseinek visszatermelése bonyolultabb, a gáz előkészítése szállításra költségesebb. Vizes tárolóban történő tárolásnál esetenként háromszor nagyobb költséggel kell számolni, mint a leművelt gáztelepek esetében.

Ahol tehát a jogi szabályozás előtérbe léphet, az a felhagyás/átadás folyamata, vagyis a póruster, mint nemzeti vagyon megőrzése a későbbi tevékenység számára. A másik hasonló terület a felismerten alkalmas, de használatba gazdasági vagy egyéb okok miatt átmenetileg, vagy hosszú távra beláthatóan nem vett pórusterek védelmének kérdése. Tehát itt felmerül a prioritás kérdése: melyek azok a tevékenységek, melyek gazdasági szempontból a leghatékonyabbak, melyek számára kell elsőbbséget biztosítani a póruster-gazdálkodásban.

A szén-dioxid felszín alatti tárolásánál ez utóbbi probléma azonnal a felszínre kerül. A szén-dioxid elhelyezésére elsősorban nyilvánvalóan a lemerült, zárt gáztározók lehetnek alkalmasak. Ez technikailag megoldott kérdés, azonban a tároláshoz felhasznált közettest pórustere a későbbiekben akár a későbbi szénhidrogén-termelés (a keveredés miatt a tározóban maradt földgáz fűtőértéke leromlik), akár a földgáztárolás szempontjából alkalmatlanná válik.

Összességében belátható, hogy a pórusterek kezelése egy olyan, nemzetgazdasági és szakmai szempontból fontos, komplex tevékenység, mely a fogyasztói igények és a környezetvédelem szempontjából is egyértelmű, a probléma minden részletére kiterjedő szabályozást igényel.

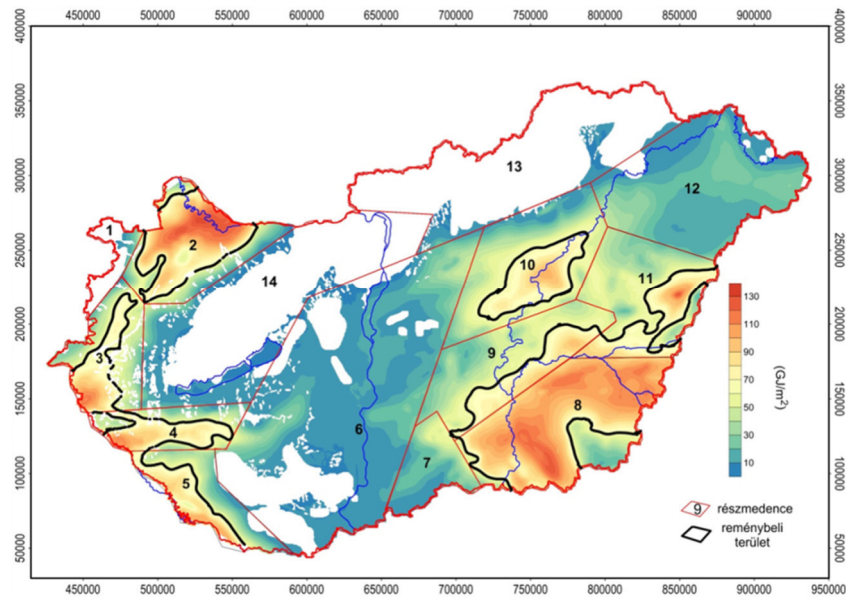
1.5 Magyarország geotermikus potenciáljának számítása

Az elmúlt évek tanulmányai alapján Magyarországon a geotermikus potenciál alulról közelítő becslések szerint is legalább ~60 PJ/év (REZESSY et al. 2005; MÁDLNÉ SZÖNYI ET AL. 2008).

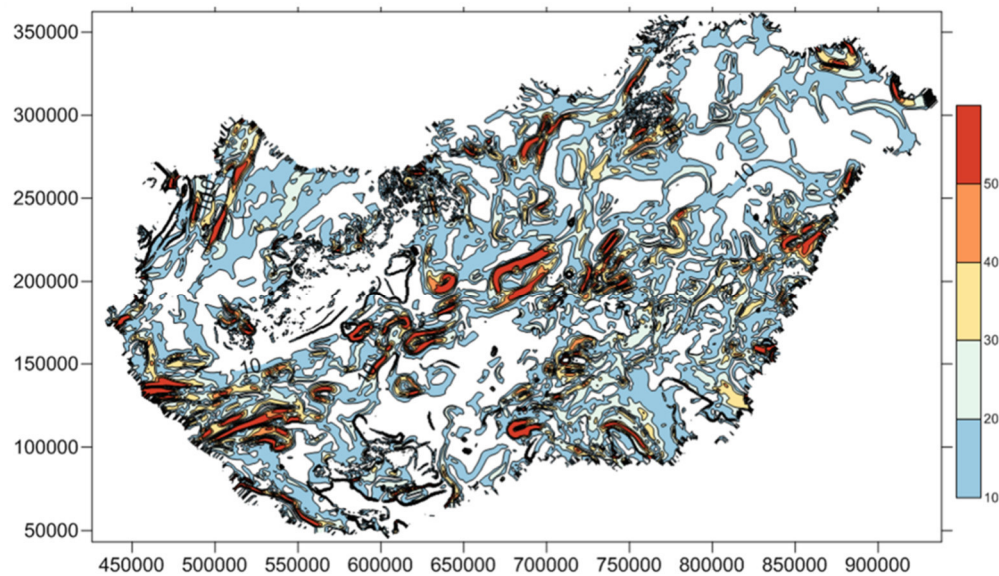
Reálisan kitermelhető vagyonként ZILAHÍ-SEBESS et al. (2012) 130 PJ/év (a prepannóniai rétegekből vízzel kitermelhető), illetve 60 PJ/év (a pannóniai porózus rétegekből vízzel kitermelhető) értéket számolt, melyet NÁDOR (2016) „felderített vagyon” kategóriájának feleltetett meg.

ZILAHÍ-SEBESS tanulmányában (2013) tárolótípusonként vizsgálta a porozitáshoz és a rétegvastagsághoz kötődő hőtartalmat (3. ábra, 4. ábra). A pórusterek befoglaló közegének főbb csoportosítása:

- medenceüledékek
- alapkonglomerátum + mállási kéreg
- karbonátos (karsztosodó) kőzetek
- tektonikai zónák



3. ábra. A Pannóniai üledékes medence elterjedése (részmedencék feltüntetésével) az 1 m²-re eső hőtartalom eloszlásának megadásával [GJ/m²] (ZILAHÍ-SEBESS, 2013)



4. ábra. Bázis konglomerátum (alaphegység) és mállott zónájának elterjedése az 1 m²-re eső hőtartalom eloszlásának megadásával [GJ/m²]. (ZILAHÍ-SEBESS, 2013)

A tároló kapacitást az effektív porozitás nagyban befolyásolja, a mérési módszerek közül a porozitáskövető módszerek azok, amelyeknek indikációi elsősorban a kőzet pórustérfogatával arányosak, vagyis porozitásra hitelesíthetők, míg a mátrix anyaga, valamint a póruskitöltő fluidum medence kitöltő üledékes kőzetekben egy adott szakaszon belül helytől függetlenül állandó paraméterekkel jellemezhetőek. A hasznosítások egy részében egyszerre kell figyelembe venni a kőzetösszet, rezervoár tulajdonságait (porozitás, permeabilitás), és a lehetséges műszaki megoldásokat, beleértve a lakott területek jelenlétét is, melyek lehetnek gátló (pl. CO₂ tárolás), illetve elősegítő (pl. hőpiac) faktorok egyaránt. Sokszor az együttes alkalmazás lehet a legcélravezetőbb, jó példa erre a sós vizet rezervoárok CO₂-tárolásra történő hasznosítása során rezervoárok geotermikus hasznosításának vizsgálata. (FALUS et al. 2011)

2 Elméleti háttér, alkalmazott módszerek, a modellvizsgálat lépései

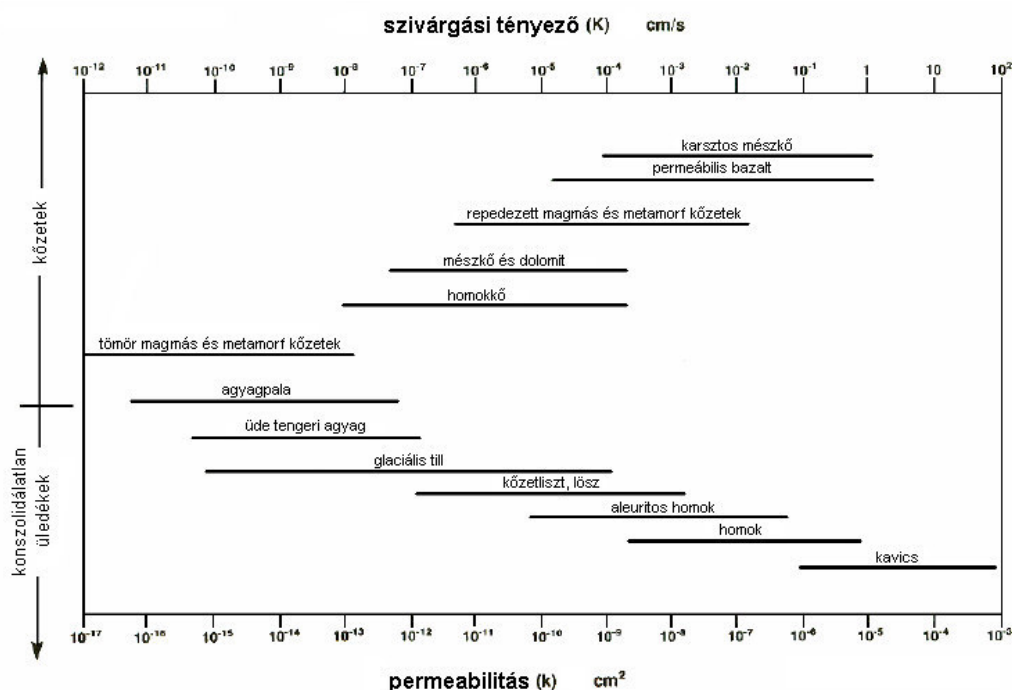
A hidrodinamikai és hőtranszport folyamatok elméleti háttérének és alkalmazásának teljes körű bemutatása kifizetné e dolgozat kereteit, viszont vázlatos ismertetésük szükségszerű, kiemelve a modellvizsgálatoknál alkalmazott megfontolásokat, főbb szempontokat és döntési mechanizmusokat.

2.1 Hidrodinamikai paraméterek

A porozitás és a permeabilitás, illetve szivárgási tényező a felszín alatti áramlás meghatározó fő paraméterei. A permeabilitás mérettartománya több nagyságrend, míg a porozitás gyakorlati határai kb. 40%-tól 0,1%-ig terjednek.

2.1.1 Permeabilitás, szivárgási tényező

Az alkalmazott FEFLOW® modellező szoftver, sok más szoftverhez hasonlóan, a szivárgási tényező értékét alkalmazza a permeabilitás helyett, ugyanis ebben a paraméterben már benne foglaltatik nemcsak a kőzet, hanem az áramló fluidum tulajdonsága is. Az egyes kőzetek és konszolidálatlan üledékek szivárgási tényező és permeabilitás értékei a 5. ábra szemlélteti (FREEZE ÉS CHERRY, 1979 nyomán, MÁDLNÉ SZŐNYI et al. 2013.)



5. ábra. Különböző kőzet és üledék típusokra jellemző hidraulikus vezetőképesség (K) értékek (FREEZE & CHERRY, 1979 nyomán MÁDLNÉ SZÖNYI et al. 2013)

A permeabilitás a kőzetek folyadék vezetőképessége, amely nem függ az áramló folyadék tulajdonságaitól. Definíció szerint 1 Darcy permeabilitása van a kőzetnek egyfázisú, 1 centipoise viszkozitású, a teljes rendelkezésre álló pórusteret kitöltő folyadékáramlás esetén, ha a folyadék 1cm/sec sebességgel áramlik át a kőzet 1cm² keresztmetszetű felületén 1 atm/cm hidraulikus gradiens mellett. Más szóval 1 Darcy permeabilitás mellett 1 másodperc alatt 1cm² felületen 1cm³ térfogatú folyadék áramlik át, vagyis az 1D permeabilitás esetén 10^{-2} m/s az áramlás sebessége 1 mD esetén pedig 10^{-5} m/s áramlási sebességgel számolhatunk. 1D permeabilitású közeg szivárgási tényezője 10^{-5} m/s.

Míg a permeabilitás csak a kőzetre, addig a szivárgási tényező mind a kőzetre, mind az áramló közegre jellemző paraméter.

Jelen vizsgálatsorozatban a pannóniai és negyedidőszaki összletek szivárgási tényező értékeinek definiálása analóg területek és szakirodalmi adatok révén történt (FREEZE & CHERRY 1979, és SZILIN–BEKCSURIN (1965), BOUWER (2002) IN MARTON 2009). Mint az alábbi irodalmi adatok táblázatából látszik (2. táblázat) a szivárgási tényező értékek nagyon tág határok között mozognak.

2. táblázat. Szivárgási tényező értékei kőzettípusonként irodalmi adatok alapján

Kőzettípusok (főbb kategóriánként összevonva)	Szivárgási tényező (FREEZE & CHERRY 1979)	Szivárgási tényező (SZILIN–BEKCSURIN 1965 IN MARTON 2009)	Szivárgási tényező (BOUWER 2002 in MARTON 2009)
Kavics	1,0E–1,0E–03 m/s	>1,2E–03 m/s	–
Homok	1,0E–02–1,0E–06 m/s	5,8E–04–5,8E–06 m/s	3,5E–06–1,2E–04 m/s
Aleurolit, kőzetliszt, iszap,	5,0E–05–5,0E–08 m/s	5,8E–06–1,2E–07 m/s	2,3E–06–3,5E–06 m/s
Agyag	<1,0E–09	<1,2E–08 m/s	<1,2E–07 m/s

Az MBFSZ és elődintézményeiben fejlesztett Pannon–XL modellben (TÓTH et al. 2010) a pannóniai üledékes összletek szivárgási tényezőinek vertikális komponensét (K_v) három nagyságrenddel csökkentették a horizontálishoz (K_h) képest (TÓTH et al. 2013). Kivétel volt ez alól az Endrődi Márga Formáció – amely a termálvizes rendszer fekéjeként kiemelt jelentőségű – ahol a horizontális szivárgási tényező értéke: $K_h = 1,0E-09$ m/s és az anizotrópia (K_h/K_v) mindössze egy nagyságrend. Ehhez képest, az említett robusztus modellben a vízáadó rétegek medence léptékű horizontális szivárgási tényező értékei nagyságrendileg $K_h = 6,0E-06 - 10,0E-06$ m/s közötti értékűek. 1D-s kinetikus modellvizsgálatban SZABÓ-KRAUSZ et al. (2017; 2018) üledékes termálvizes rezervoároknál az $1,33E-02$ (káros migráció esetében, *worst case scenario*) – $6,67E-04$ m/s értékekre kalibrált. A medenceösszletek fekéjében található repedezett vagy karsztosodott kőzetkifejlődések legjellemzőbb szivárgáshidraulikai vonása, hogy eltűnik a nagyfokú anizotrópia, azaz a vertikális és horizontális szivárgási tényezők nagyságrendje azonos, sőt esetenként a vertikális irányú repedések gyakorisága nő meg, amely a z-irányú szivárgási tényezőt növeli meg.

TAKÁCS et al. (2002) in BALLA et al. 2004 Bábaapátira fókuszáló munkájában megállapította, hogy a mállott gránit szivárgási tényezője 2–3 nagyságrenddel múlja felül a mélyebben települő üde gránit vízvezető képességét. BALLA et al. (2004) Bábaapáti térségében, kalibrálást követően a dombtetőkre $1,5E-07$, domboldalakra $2,5E-07$ és völgyekre $1,0E-06$ m/s horizontális szivárgási tényezőt kaptak (ez utóbbira ennél magasabb, pl. $1,0E-5$ m/s érték is elfogadható volt). KUN et al. (2011) a Mezősas–Nyugat metamorf rezervoár példáján a különböző kifejlődésű, rezervoárnak tekinthető törésekkel átjárt térrészekben (”zsebekben”) $4,4E-07 - 8,41E-06$ m/s közötti szivárgási tényezőkkel számolt. A mátrix szivárgási tényezője ettől több nagyságrenddel elmaradt.

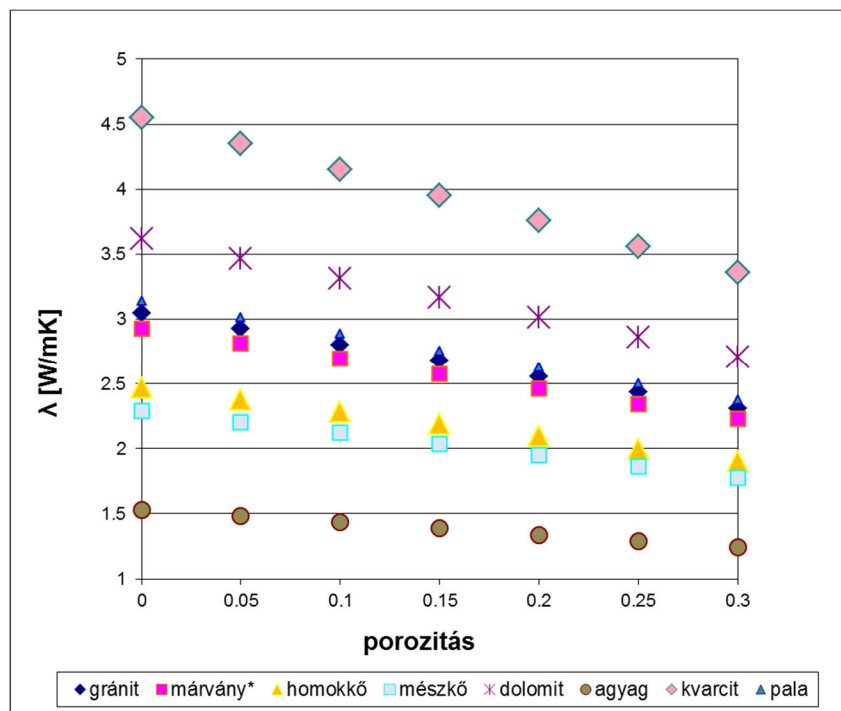
2.1.2 Porozitás

A kőzet keletkezésével egyidejűleg létrejött porozitás (például a szemcsékből álló üledékes kőzeteké vagy a korallzátonyoké, mikor a kőzet kialakulásakor a közetszemcsék nem töltik ki tökéletesen a rendelkezésükre álló teret) az elsődleges porozitás, utólagos tektonikai folyamatok miatt a kőzet megrepedezik, töredezik ez a másodlagos porozitás. Harmadlagos porozitás mikor a repedéseket átjáró felszín alatti vizek egyes repedéseket kitöltenek, cementálnak (pl.: agyagosodás, kalciteresedés), másokat üregekké, karszttá oldanak (GALSA, 2018). Más szerzőknél utóbbi két kategória egyformán a másodlagos porozitás fogalmába tartozik.

Repedezett másodlagos porozitásúak azok a kőzetek, amelyek porozitásának egy része a kőzetté válást követően utólag mechanikai hatásra vagy a felszíni mállásból eredő hatásokra jött létre. A másodlagos porozitású kőzeteken belül megkülönböztethetünk elsődleges porozitással nem rendelkező kőzeteket, mint például a mélységi magmás kőzetek és elsődleges porozitással is rendelkező kőzeteket, amilyen a karbonátok egy része. A durva törmelékes és homokos üledékek egyszemcsés szerkezete (JUHÁSZ 1987) statikailag merev, nyomásra kevésbé tömörödik.

A pórusok, függetlenül attól, hogy összeköttetésben állnak-e egymással együttesen jelentik a teljes vagy totál porozitást. Az egymással kapcsolatban lévő, tehát a folyadékáramlás számára nyitott pórusok a rendszer hatékony (effektív) porozitás értékét határozzák meg. A teljes és hatékony porozitás paraméterének a hidrodinamikai és a hőtranszport számításokban egyaránt jelentős szerepe van. A hatékony porozitás áramlástani szempontból egyfajta szűkítő funkcióként lényegben definiálja magát az áramlási teret, míg a teljes porozitás például a hőterjedés tekintetében – a víz és a kőzetek jelentősen eltérő fajhő és hővezető képességeik okán – a folyamatok időbeliségére hat számottevő mértékben.

A 6. ábra a hővezető képesség porozitás függését szemlélteti (ČERMAK & RYBACH 1982 és BALKAN et al. 2017 publikált értékei alapján) az egyes tiszta anyagi minőségű nagy kőzetkategóriák és tiszta víz esetén.



6. ábra. A hővezető képesség [λ] változása a porozitás függvényében kőzetkategóriánként /ČERMAK & RYBACH, 1982; * BALKAN et al. 2017 publikált értékei alapján/

A porozitás érték a megismerés munkamódszerétől függően más és más tartalommal bírhat. Míg a hidrodinamikában alapvetően a teljes és az effektív porozitás vagy hézagterfogat használata az általános, a geofizikai karotázsvizsgálatok porozitáskövető mérései további ilyen típusú paramétert különböztetnek meg. Ilyen a neutron-porozitás, mely a hézagterfogaton túl a kőzetmátrix OH- ionok formájában jelenlévő hidrogéntartalmát is érzékeli, tehát egyfajta túlbecslésnek lehetünk tanúi hidrodinamikai szempontból. A neutronporozitás-mérés a neutronok atommagokon való szóródásán alapul. Mivel a neutron tömege közel azonosnak tekinthető a protonéval, így a legerősebb energiaveszteség a hidrogéntartalmú anyagokon van.

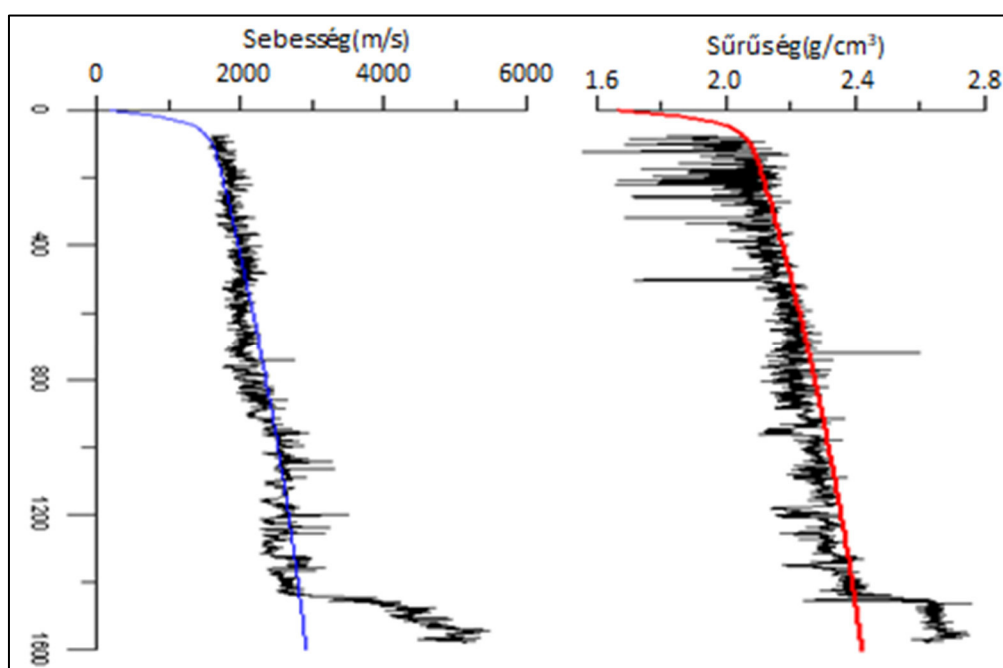
A látszólagos mészkőporozitás definíció szerint neutronfizikai szempontból ekvivalens egy adott 100%-ban vízzel telített porozitású mészkővel. Agyag jelenlétében, annak kötött víz tartalma miatt, a valóságos totálporozitásnál is nagyobb neutron-porozitásokat (ekvivalens mészkőporozitás) mérhetünk, noha elenyésző az effektív porozitás. Repedezett kőzetek esetében a kőzetminőség változásából eredő látszólagos mészkőporozitás változása nagyobb mérvű lehet, mint a tényleges porozitás változásból adódó. A repedésrendszer többnyire csak kis porozitást képvisel (néhány %), így a látszólagos porozitás anomália az elváltozott szakaszon főleg az agyagásványos bontásra lesz jellemző.

További porozitást mérő módszer a sűrűségmérés és az akusztikus hullámkép regisztrálás. Ez utóbbi módszerrel meghatározott sebességek a szemcsés kőzetben alkalmasak a porozitás meghatározására, repedezett kőzetben a repedések, töredezett zónák kimutatására, mivel a terjedési idő erősen függ a kőzet repedezettségétől. A legerősebben fellazult zónákban a transzverzális hullám el is tűnhet, mivel ott a nyíróerőkkel szembeni ellenállás rendkívül erősen lecsökken. Az ellenállásméréseken kívül az akusztikus módszer a legérzékenyebb a repedezettségre (<https://www.geo-log.hu/index.php/services/page/methods/>).

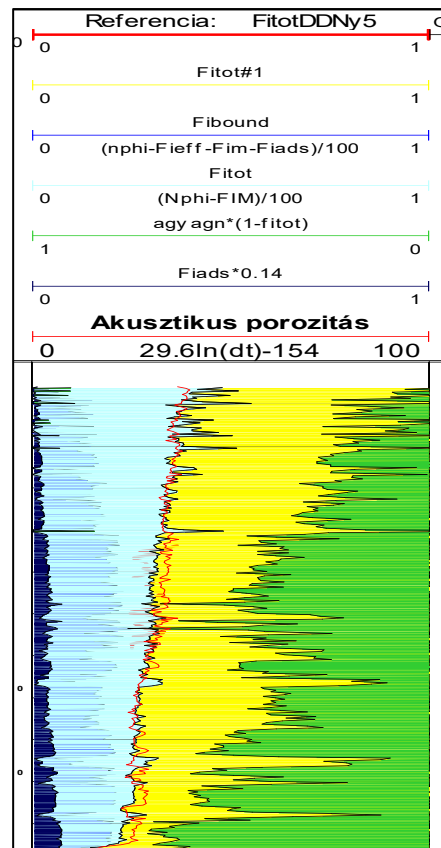
Az üledékekben első közelítésben az ásványok átlagos sűrűsége és a rájuk jellemző akusztikus terjedési sebesség nem függvénye a mélységnek (statisztikailag azonos), csak a totál porozitásnak.

Az üledék tömörödése miatt mélységgel növekvő sűrűség és akusztikus sebesség (7. ábra, ZILAHÍ-SEBESS 2013) alapján számított totál porozitás a mélységgel csökken.

A totál porozitás becslését 100 m mélységtől lefelé a Magyar Alföld esetében MÉSZÁROS & ZILAHÍ-SEBESS (2001) a $46,5 \times \exp(-0,00068h)$ függvénnyel írta le. A tömörödési trendek csak a medence üledékekre érvényesek az aljzatnál a fizikai paraméterek általában mélységgel a trendtől eltérően gyorsan változnak (ZILAHÍ-SEBESS et al. 2017, 8. ábra). Hidrogeológiai szempontból azonban csak az effektív porozitás a lényeges, amelyet a totál porozitás és az agyagosság ismeretében lehet kiszámítani.



7. ábra. Sűrűség és sebesség mélységtömörödési trendek (ZILAHÍ-SEBESS 2013)



8. ábra. Porozitás és litológiai komponensek a mélység függvényében (ZILAHİ-SEBESS et al. 2017).
Litológiai komponensek: sárga szín: homok komponens, zöld szín: agyag komponens

A porozitás komponensek az ábrán balról jobbra:

- adszorpciósan kötött víz: amely általában az agyag térfogati mennyiségével, ha eltekintünk a hőmérsékletváltozás okozta hatásoktól a mélységtől független,
- szubkapilláris kötött víz: ami lényegében az agyaghoz kapcsolódó kiszárítható rész, effektív porozitás, amely a mozgatható vizet tartalmazza

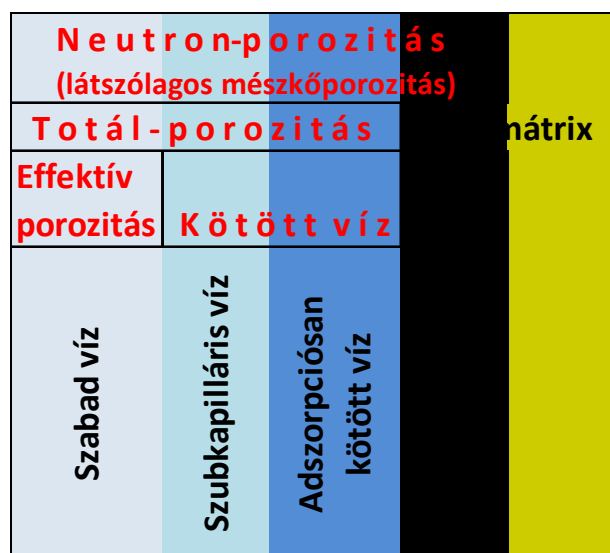
Modellvizsgálati tapasztalatok alapján a repedezett, helyenként breccsásodott metamorfítok porozitása 5% körüli, de igen ritkán eléri a 15–22%-ot is. A mezozoos karbonátokból, főként dolomitból álló medencealjzat karsztosodott, repedezett, breccsásodott felső részének porozitása kb. 5–9%.

A prepannóniai miocén tárolók porozitása 5% körüli, az „alsó-pannóniai” összleten belül a báziskonglomerátumok, bázishomokkövek porozitása általában 7–10%, de ritkán eléri a 20%-ot is, a repedezett mészmárgáké kb. 5–7%, a homokköveké többnyire 13 és 22% között mozog. A „felső-pannóniai” homokkövek porozitása 13–33%.

A repedezett kristályos–metamorf rezervoárokban lokálisan igen magas porozitás értéket is tapasztalhatunk, de a repedések eloszlása és összeköttetése, azaz a tortuozitása

okán a REV (reprezentatív elemi térfogat) méretének elérésekor már leggyakrabban csak pár százalék. A Mezősas–Furta modellvizsgálatban a mátrix 0,2, a rezervoárok (zsebek) 2% porozitás értékkel voltak definiálva (KUN et al. 2011).

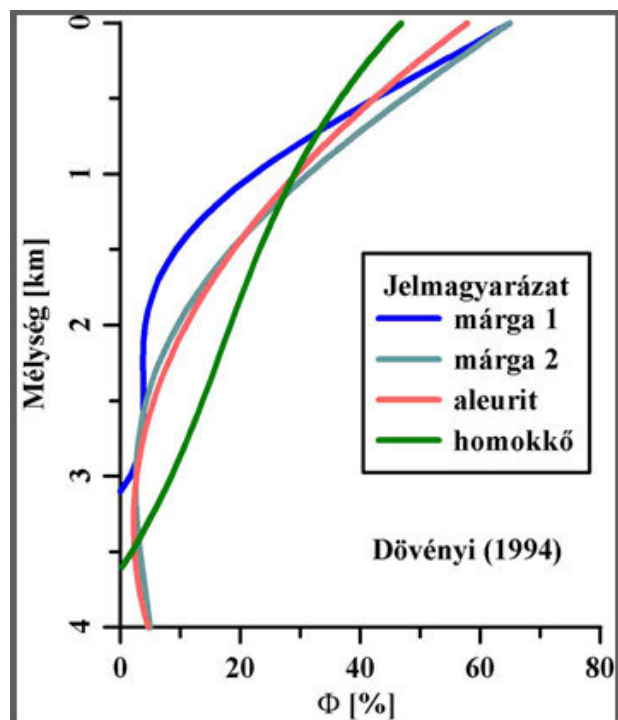
Az alábbi 9. ábra a különböző porozitás értékek magyarázatául szolgál, feltüntetve a mátrix és a pórustér főbb részeit. A szabad víz tekinthető az effektív vagy hatékony hézagtérfogatnak.



9. ábra. Kőzetmátrix és a pórustér szerkezete a porozitás típusok feltüntetésével (ZILAHÍ-SEBESS 2013 alapján módosítva)

A porozitás mélységfüggése sok mérés és tanulmány alapján egyértelmű, azonban például a Battonyai régióban nagyobb mélységben is megjelennek kiugró porozitás értékekkel jellemezhető kőzettestek, ilyen pl. az idősebb miocén és karbonátok, törmelékes üledékek (preneogén aljzat) az *Endrődi Márga* alatt, illetve az *Algyői Formáció* fekvésében a Szolnoki Formáció is jobb, tárolóképes porozitással rendelkezik.

A modellvizsgálatokban, amennyiben releváns a fedő üledékek hidrodinamikája, célszerű egy-egy formáción belül több segédrétegre bontva alkalmazni mélységbeli függvény-closzlást, viszont elképzelhető olyan robusztus modellváltozat pl. aljzatra koncentrált tárolómodell esetében, ahol elegendő egy összefüggéssel teljes medenceüledék porozitását leképezni. A következő ábrán (10. ábra) teljes porozitás–mélység függvénye kőzettípusonként, DÖVÉNYI (1994) nyomán.



10. ábra. Porozitás értékek mélységfüggése egyes kőzetfajták esetében (DÖVÉNYI, 1994)

2.2 Hőterjedés törvényszerűségei, a geotermikus hasznosítás alapfogalmai

Az energia egyik formája a hő. Ennek mélységbeli eloszlásával és mennyiségének vizsgálatával a geotermia (vagy más szóhasználatnál geotermika) foglalkozik. Mivel a Föld hőmérsékleteloszlása nem homogén, ezért a különböző hőmérsékletű régiók között hőáramlás indukálódik. A hőátmenet a különböző hőmérsékletű testek közötti energia átmenet hőenergia formájában. A hő (hőmennyiség) egyik testről vagy helyről más testre vagy helyre lényegében háromféle módon juthat: hővezetés (kondukció); hőáramlás (hőkonvekció) és a hősugárzás (radiáció). A valóságban a hőátmenet egyes formái külön-külön ritkán fordulnak elő, e folyamatok egyidejűleg vannak jelen (VÖLGYESI, 2002.)

A hőcserélődés hajtóereje a magasabb és az alacsonyabb hőmérsékletű test közötti hőmérsékletkülönbség, melynek hatására a magasabb hőmérsékletű test – a termodinamika második főtételének értelmében – átadja energiájának egy részét az alacsonyabb hőmérsékletű testnek. Általánosságban elmondható, hogy a hőtranszportmodellezés célja a mélységi hőmérsékleteloszlások térbeli és időbeli meghatározása, valamint a hőátmenet időbeni folyamatának a leírása.

A földi hőáram által felmelegített kőzettérfogot igen jelentős energiát jelent, de a földkéregben, azaz a mélységi térrészben kicsi az energiasűrűsége.

A geotermikus energiaforrásokat kis (< 90 °C), közepes (90–150 °C) és nagy entalpiájú (> 150 °C) csoportba sorolják. (MUFFLER és CATALDI, 1978, in MÁDLNÉ SZÖNYI J., 2006). Nagy entalpiájú energiatermelésre alkalmas rezervoárnál mind a hőmérsékletnek, mind a fluidum hozamnak kellően magasnak kell lenni legalább 50 évig a gazdaságossághoz. A termikus feltételt a vulkanikus területek, a lemezszegélyek, valamint az elvékonyodó litoszféra által megnövekedett anomálishoz magasabb hőáram-sűrűséggel jellemezhető térségek biztosítják. Ahhoz, hogy ez a "híg"energia koncentráltan a rendelkezésre álljon, az áramló fluidum konvektív hőátadásához is szükség van, e nélkül ugyanis rövid időn belül kihűl a rendszer, azaz a kútkörnyezet.

A szerkesztett hőáram-térképek a felszínközeli hőáram-eloszlásra (~1000 m) jellemzőek, tehát tükrözik a regionális kiterjedésű konvektív hőzavarokat és tartalmazzák mindazon konduktív eredetű hatást, amely a tényleges földtani felépítésnek egy horizontálisan rétegzett modelltől való eltéréséből származik (pl. topográfia, medencealjazat-morfológia). A fluidum hozamának elégséges volumene porozitás és permeabilitás és utánpótlás függő, azaz szükség van aktív áramlási rendszerre.

Hőtranszport modellezés során a cél leképezni a felszín alatti közeg hőmérséklet-eloszlását, térbeli és időbeli alakulásának változását. Ez matematikailag a hőátadás alapegyenletének megoldását jelenti, mely magában foglalja a konduktív, konvektív és radiációs hőátadást, akár stabil, akár átmeneti állapotban.

2.2.1 Konduktív hőátadás

A térben és időben változó hőmérsékletmező leírható a termodinamika első és második főtétele és a Fourier-törvény alapján.

A Fourier-törvény kimondja, hogy egymástól dx távolságban lévő rétegek között a kondukcióval átadott hőmennyiség egyenesen arányos a hőmérsékleti gradienssel, a hővezetési tényezővel, és azzal a keresztmetszettel, amin a hőátadás megvalósul:

$$Q = -\lambda \cdot S \cdot \frac{dT}{dx}$$

Ez a törvény analógiát mutat a hidrogeológiában és a konvektív hőtranszport modellezés során szintén fontos szerepet játszó Darcy-törvénnyel, ahol egy porózus

közeggel kitöltött hengerben az egységnyi idő alatt átáramló vízmennyiség egyenesen arányos a szivárgási tényezővel, a henger keresztmetszetével, és a hidraulikus gradienssel.

A hővezetési tényező (λ) skalármennyiség, a test hővezető-képességére jellemző szám. Számérték szerint megadja az izotermikus felületre merőleges 1 m vastagságú réteg, egységnyi felületén, 1 K hőmérséklet-különbség hatására az időegység alatt átáramlott hőmennyiséget.

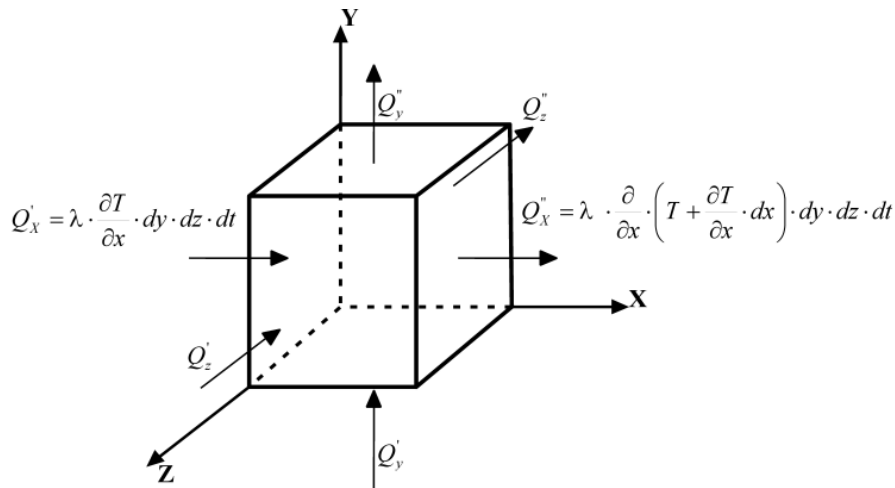
$$\lambda = \frac{Q}{S \cdot t \cdot \text{grad}T}$$

Porózus közetek esetén, a hővezetési tényező két részből tevődik össze, egyrészt áll a szilárd közetváz hővezetési tényezőjéből (λ_s), másrészt pedig a pórust kitöltő folyadék hővezetési tényezőjéből (λ_w). A hővezetési tényező eredő értéke a porozitástól (n) függ.

$$\lambda = (1 - n) \cdot \lambda_s + n \cdot \lambda_w$$

A termodinamika első főtétele kimondja, hogy a rendszerrel közölt energia egyenlő a belső energia növekedésével és a rendszer által végzett munka összegével; másképpen megfogalmazva a testtel közölt hő mennyisége egyenlő a test entalpiájának változásával.

Vegyük az ábrán látható, dx , dy , dz oldalú, szilárd anyagban található elemi térfogati hasábot, és számoljuk ki a ki és beáramló hőmennyiségek összegét (11. ábra).



11. ábra. Az elemi térrészen, x irányban átáramló hőmennyiség

A Fourier törvény szerint az x tengely irányában, a $dz \cdot dy$ felületen, melynek hőmérséklete T , az elemi térrészbe beáramló hőmennyiség:

$$Q'_x = \lambda \cdot \frac{\partial T}{\partial x} \cdot dy \cdot dz$$

Mivel a hőmérsékleti gradiens a tételemben helyileg változik. A bekövetkezett változás (megváltozott hőmérséklet) dx út után:

$$T + \frac{\partial T}{\partial x} \cdot dx$$

Ugyanezen tengely mentén a térfogatelemből kiáramló hőmennyiség:

$$Q''_x = \lambda \cdot \frac{\partial}{\partial x} \cdot \left(T + \frac{\partial T}{\partial x} \cdot dx \right) \cdot dy \cdot dz$$

A térfogatelemben x irányban felhalmozódott hőmennyiség:

$$dQ_x = Q'_x - Q''_x = -\lambda \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \cdot dx \cdot dy \cdot dz$$

Az elemi hasámban felhalmozódott hőmennyiség felírható a hőkapacitás (c) segítségével is. A hőkapacitás az anyagi minőségre jellemző fizikai mennyiség, ami megadja, az egységnyi tömegű anyag 1°C -kal való felmelegítéséhez szükséges hőmennyiséget.

$$dQ = c \cdot \rho \cdot V \cdot \frac{dT}{dt}$$

Porózus közetek esetén, a hőkapacitás két részből tevődik össze, egyrészt áll a szilárd közetváz hőkapacitásából (c_s), másrészt pedig a pórust kitöltő folyadék hőkapacitásából (c_w). A hőkapacitás eredő értéke, a porozitástól (n) függ.

$$c = (1 - n) \cdot c_s + n \cdot c_w$$

A $\frac{dT}{dt} \rightarrow \frac{\partial T}{\partial t}$ határátmenetet figyelembe véve térfogategységben x irányban felhalmozódott hőmennyiség a fajhő segítségével fölírva:

$$c \cdot \rho \cdot V \cdot \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_x = -\lambda \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} dx \cdot dy \cdot dz \cdot dt$$

Az egyenletet rendezve megkapjuk a hővezetés differenciálegyenletét egydimenziós esetre:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_x = -\frac{\lambda}{c \cdot \rho} \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} = -\kappa \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial x^2}$$

Ahol, κ a hődiffúzitási tényező, ami jellemzi az egyenlőtlen hőmérséklet-eloszlású test hőmérséklet-kiegyenlítődsének sebességét.

$$\kappa = \frac{\lambda}{c \cdot \rho};$$

Hasonlóképpen felírhatóak az y és z irányú hőmennyiségek:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_y = \kappa \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial y^2}; \quad \left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_z = \kappa \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2};$$

A hővezetés differenciálegyenlete háromdimenziós esetre megadja az összefüggést a hőmérséklet időbeli és térbeli változásai között (MORAN et al., 2003).

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_z = \kappa \cdot \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}\right)$$

2.2.2 Konvektív hőátadás

Hőáramlás során a hő a fluidum makroszkopikus részeinek áramlása, helyváltoztató mozgása következtében terjed, vagyis ilyenkor anyagáramlással járó energiatranszportról beszélünk. A konvektív hőátadás differenciál egyenletének levezetéséhez vegyünk egy elemi hasábot, melyet porózus közet tölt ki. A pórustérfogatban áramló folyadék hőmérsékletének teljes változás egyenlő, a tér egyik pontból a másik pontba való elmozdulás következtében fellépő hőmérsékletváltozással.

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right) = -\underline{u} \cdot \text{grad}T,$$

ahol $\underline{u}$ a folyadék sebesség vektora. Tehát anizotróp porózus telített közegben a permanens vízmozgást a következő differenciálegyenlet írja le:

$$u_x \frac{\partial T}{\partial x} + u_y \frac{\partial T}{\partial y} + u_z \frac{\partial T}{\partial z} = 0$$

2.2.3 Hőátadás radiációval

Radiáció, vagy hőszugárzás útján hőenergia juthat egyik testről a másikra anélkül, hogy a testek közti teret anyag töltené ki, vagy, hogy az anyagi közeg észrevehetően felmelegedne. A hő a sugárzó test molekuláinak vagy atomjainak hőmozgása

következtében kibocsátott különböző hullámhosszú elektromágneses rezgések formájában terjed.

Hőtermelés (H) esetén az elemi hasámban a hőmennyiség:

$$dQ = H \cdot V \cdot d\tau$$

Ahol H az egységnyi térfogatban egységnyi idő alatt termelt hőmennyiség. A hőkapacitásra vonatkozó összefüggést felhasználva felírható a hőmérséklet változása hőtermelés esetén

$$\left(\frac{\partial T}{\partial \tau}\right) = \frac{H}{\rho \cdot c}$$

2.2.4 Hőátadás alapegyenlete

A hőátadás differenciálegyenlet mely az adott elem teljes hőtartalmának megváltozása. Permanens esetben, a vizsgált térfogategység és környezet közötti hőforgalom nulla. Ilyenkor ugyan annyi hő áramlik ki a rendszerből amennyi be. Tehát a konvektív, konduktív és radiatív hőátadás összege egyenlő nulla.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \left(u_x \frac{\partial T}{\partial x} \cdot u_y \frac{\partial T}{\partial y} \cdot u_z \frac{\partial T}{\partial z}\right) - \frac{\lambda}{\rho \cdot c} \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial x^2}\right) + \frac{H}{\rho \cdot c} = 0$$

Tranziens esetben a térfogategység hőmennyiségének megváltozása ∂t idő alatt:

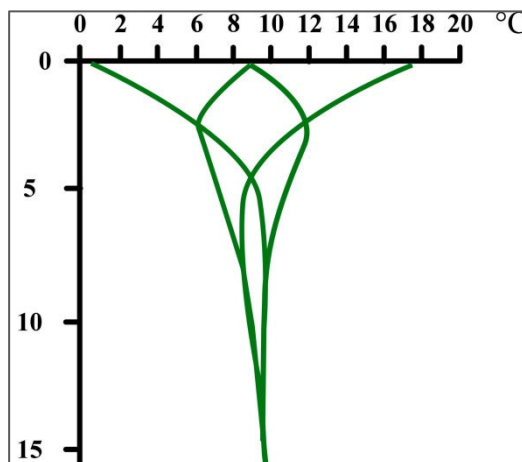
$$\frac{\partial T}{\partial t} \cdot \rho \cdot c = \rho \cdot c \left(u_x \frac{\partial T}{\partial x} \cdot u_y \frac{\partial T}{\partial y} \cdot u_z \frac{\partial T}{\partial z}\right) - \lambda \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial x^2}\right) + H$$

Ha tehát ismert a testben a hőmérséklet eloszlás $\tau = 0$ pillanatban (kezdeti feltétel), továbbá a test határfelületén a környezettel való hőcserélődés mértéke (határfeltétel), akkor az egyenlet megoldása szolgáltatja a hőmérséklet eloszlást bármely későbbi időpillanatban (AL-KHOURY et al. 2005).

2.3 A Föld hőjelenségei

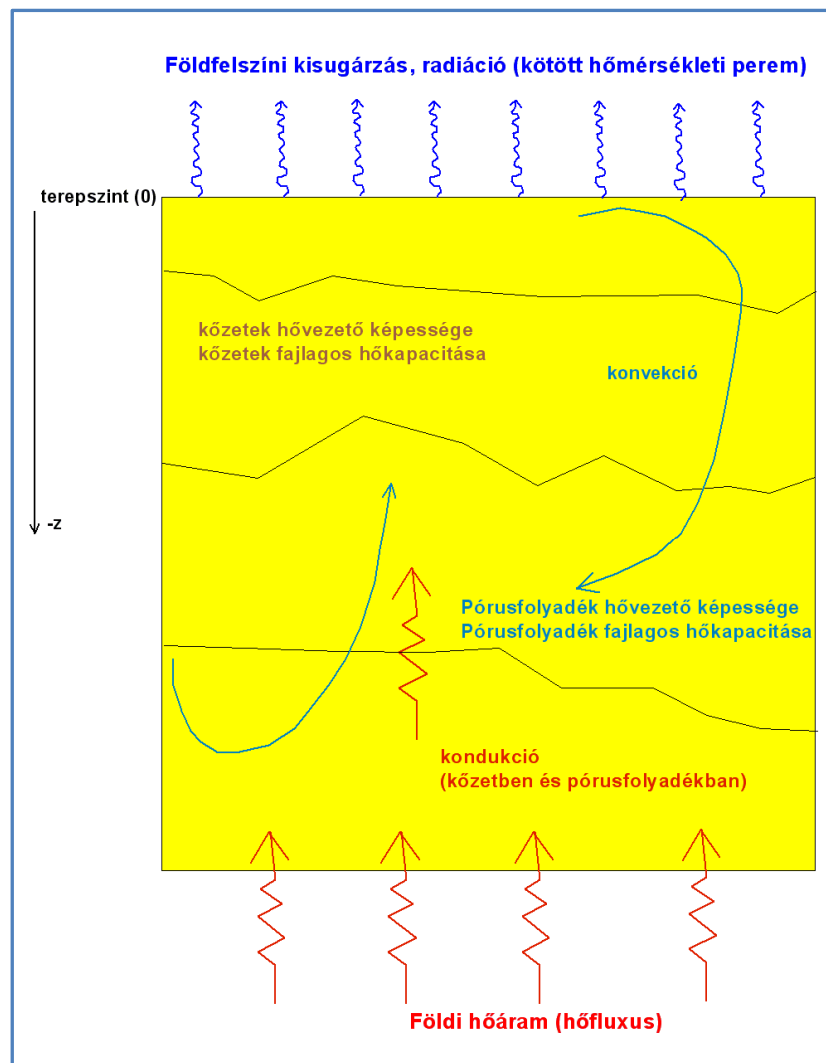
A felszín közeli rétegekben a hőátmenet radiációval történik a légkör irányába és konduktíóval a mélyebb rétegek felől. Mivel mennyiségileg a Naptól sugárzással fölvetett hőmennyiség sokszorosa a mélyebb rétegekből felvett hőmennyiségnek, ezért a legfelső rétegek hőmérséklete évszakos ingadozást mutat. Ez az ingás Magyarországon 1200 cm

mélységben egyenlítődik ki. A legfelső állandó hőmérsékletű zóna hőmérséklete 9–10 °C, ami a geotermikus gradiensnek megfelelően inntól kezdve nő (12. ábra).



12. ábra. Vertikális hőmérséklet eloszlás az év folyamán a felső 15 m mélységben. (TARI & KUN 2010)

A földkéreg hőmérséklete a mélységgel növekszik. (13. ábra) Ezt a növekedést a geotermikus gradienssel jellemezhetjük. A növekedés oka a földi hőáram, melynek értéke Magyarországon átlagosan 90 mW/m^2 . Ezen kívül léteznek olyan helyek a földkéregben, ahol a radioaktív elemek bomlása során keletkező sugárzás elnyelődése okoz hőtermelést (VÖLGYESI, 2002).



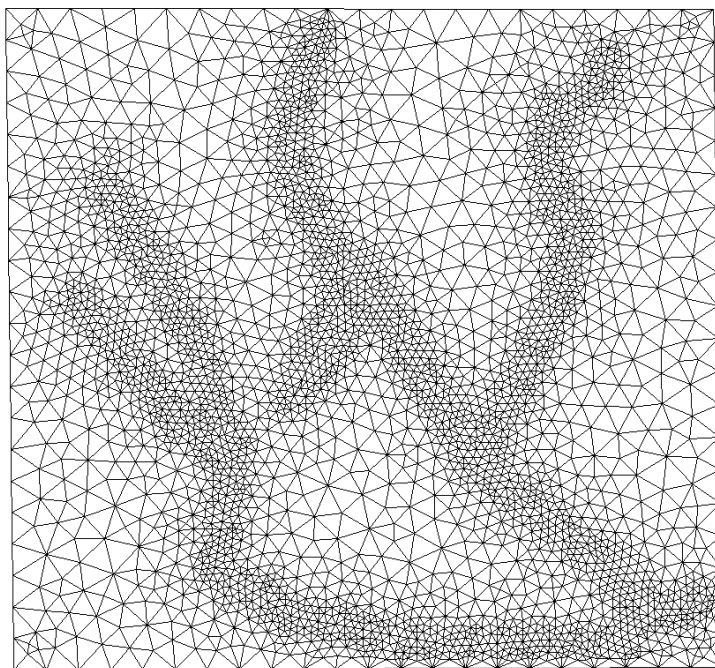
13. ábra. Sematikus ábra a Föld hőjelenségeiről (TARI & KUN 2010)

2.4 A hidrodinamikai és hőtranszport modellezés módszertana

2.4.1 Hidrodinamikai modellvizsgálat

Hidrodinamikai és hőtranszport folyamatok vizsgálatánál mind a véges differencia mind a véges elem módszert alkalmazó numerikus szoftverek használata elterjedt. A Battonya–Pusztaföldvári-hát termelés nélküli és rezervoárszimulációs modellvizsgálata a véges elemes módszert alkalmazó FEFLOW® 7.x szoftverrel (Copyright© 1979–2009, DHI-WASY GmbH) készült, mely esetében a térbeli diszkretizációnak (hálógenerálásnak) hangsúlyos szerep jut.

A véges elem módszer lehetővé teszi a modellezett tér tetszőleges csomópontú felosztását, ezáltal a fontos térrészeket nagy, míg a kevésbé lényeges területeket kis hálósűrűséggel fedhetjük le (14. ábra).



14. ábra. Vonalas elem (pl. töréshálózat) hatása a hálókiosztásra (erőteljes sűrítés esetében)

Számítás során az egyes elemek mentén az adott attribútum értékét előre felvett paramétereket tartalmazó függvényekkel közelíti, majd ezt a szomszédos elemek határai mentén valamilyen hibaelv alapján illeszti (lokális approximáció elve) (KOVÁCS & SZANYI 2004).

A programmal felszínalatti folyadékszivárgás, oldott szennyeződések transzportfolyamata és vagy hőtranszport folyamatok modellezhetők (DIERSCH, 2005). A program rendelkezik elő- és utófeldolgozó képességekkel, valamint hatékony szimulációs kóddal. A FEFLOW képességei bővíthetők nyílt programozási interfész révén.

A hőtranszport modellezést célszerű hidrodinamikai modellezéssel kezdeni. Az áramlási folyamatok minél pontosabb leképzése különösen a konvektív hőtranszport folyamatok szempontjából releváns.

2.4.2 Hőtranszport modellezés

Modellezés hőátadás alapegyenletének numerikus megoldásához szükséges kívánt térrész geometriai lehatárolása, és alegységekre bontása. Ez olyan elemek létrehozásával történik, melyekben a közegjellemzők értéke állandónak tekinthető, és az elemek közötti hőforgalom az oldalakon keresztül valósul meg (véges differencia módszer), vagy a hőforgalom az elemek csomópontjain keresztül történik (véges elem módszer).

A konvektív hőátadás releváns volta miatt, szükségszerű a pórusfolyadék áramlási sebességének minél precízebb leképezése, a kalibrált hidrodinamikai modell felépítése.

Az alapegyenletben szereplő paraméterek lesznek azok a modell inputok, melyek a cellák közti végső hőforgalmat eredményezik. A telített közet hővezető képessége a közetmátrix hővezető képességétől és a porozitásától is függ (8.ábra). A víz hővezető képessége lényegesen kisebb, mint a közetmátrixé, ezért azonos anyagú vízzel telített közet esetén a nagyobb porozitású közet hővezető képessége alacsonyabb. A szerkezeti árkokban, mély medencékben a kompakció miatt az üledékek porozitása csökken, így a vízzel telített közet hővezető képessége a mélységgel nő. A porozitás csökkenéséből adódó hővezető képesség változása a mély árkokban akár számottevő is lehetne, de a konduktív hőáram "hatásossága" messze elmarad a konvektív, azaz a fluidum áramlásához köthető hőátviteltől, tehát az áramló fluidum felfűtheti vagy lehűtheti az adott összetet, a fluidum hőmérsékletétől függően.

A hővezető képesség alakulásában a következő tendenciák figyelhetők meg: a pélites kőzetek hővezető képessége kisebb, mint a pszammitosoké. A felső-pannóniai összetekben ennek elsőszámú oka, hogy a pszammitos kőzeteknek jóval nagyobb a szivárgási tényezője, miközben a teljes porozitás alig különbözik. A hőmérséklet kezdőértékeinek meghatározása a korábbi hőtranszport modellezés tapasztalataira támaszkodva GONDÁRNÉ et al. 2004 egerszalóki példája, valamint a Mezősas–Furta (KUN et al. 2011) hőtranszport vizsgálata alapján történt, mivel a vizsgált területen erre vonatkozó adat nagyobb mélységekre nem állt rendelkezésre. A hővezetést alapvetően meghatározó paraméter, a közetre jellemző hődiffuzivitási tényező (κ), ami egyenesen arányos a szilárd anyag hővezetési tényezőjével (λ), és fordítottan arányos sűrűségének (ρ) és fajhőjének (c) szorzatával.

A 3. táblázatban a leggyakoribb kőzetek hővezetést meghatározó paraméterei láthatók, melyek a hővezetési tényező és a fajhő hőmérsékletfüggő tulajdonsága miatt 20°C-os referencia hőmérsékletre értendők (DOMENICO & SCHWARTZ, 1990 és HELLSTRÖM, 1991 IN CHIASSON 1999, ČERMAK & RYBACH 1982).

3. táblázat. A leggyakoribb kőzetek hővezetését meghatározó paraméterek (λ = hővezetési tényező, n = teljes hézagterfogat, c_m és c_p = fajhő) értékei (*szárazon mért)

kőzet	$\lambda \left[\frac{W}{m \cdot K} \right]$ HELLSTRÖM, 1991*	$\lambda \left[\frac{W}{m \cdot K} \right]$ ČERMAK & RYBACH 1982	$n [-]$ DOMENICO AND SCHWARTZ, 1990	$c_m \left[\frac{KJ}{m^3 \cdot K} \right]$ HELLSTRÖM, 1991*	$c_p \left[\frac{KJ}{kg \cdot K} \right]$ ČERMAK & RYBACH 1982
kavics	0,70–0,90	–	0,24–0,38	1,4E+03	1,97–3,18
durva homok	0,70–0,90	0,1–2,8	0,31–0,46	1,4E+03	1,97–3,18
finomhomok	0,70–0,90		0,26–0,53	1,4E+03	
kőzetliszt, iszap	1,20–2,40	–	0,34–0,61	(2,4–3,30) E+03	–
agyag	0,85–1,10	0,6–2,7	0,34–0,60	(3,00–3,60) E+03	0,89–3,56
mészkö, dolomit	1,5–3,30	1,3–4,5	0–0,20	5,50E+03 – 2,13E+04	0,82–1,72
karsztosodott mészkö	2,50–4,30	–	0,05–0,50	5,50E+03 – 2,13E+04	–
homokkő	2,30–6,50	1,3–5,5	0,05–0,30	(2,13–5,00) E+03	0,75–3,35
agyagpala	1,50–3,50	1,7–3,4	0–0,10	(2,38–5,50) E+03	0,82–0,93
repedezett magmás és metamorf kőzetek	2,50–6,60	1,4–6,9	0–0,10	2,2 E+03	0,67–1,38
tömör magmás és metamorf kőzetek	2,50–6,60		0–0,05	2,2 E+03	

A hővezetési tényező kapcsolatára a hőmérséklettel (CHIASSON, 1989) nyomán:

$T < 400^\circ\text{C}$ esetén (robosztus, uniformizált, csak a hőmérséklettől függő hővezetési tényező, viszont kőzetfajtatól függően bearányosítható):

$$\lambda_h(T \leq 400^\circ\text{C}) = \frac{770}{350 + T} + 0.07$$

$T > 400^\circ\text{C}$ esetén:

$$\lambda_h(T \geq 400^\circ\text{C}) = \left(\frac{770}{350 + T} + 0.07 \right) \cdot \left[\left(\frac{\lambda_h(20^\circ\text{C})}{\frac{770}{350 + 20}} \right) - \left(\frac{\lambda_h(20^\circ\text{C})}{\frac{770}{350 + 20}} - 1 \right) \cdot \left(\frac{T - 20}{400 - 20} \right) \right]$$

A hőkapacitás és hőmérséklet kapcsolatára kísérleti úton meghatározható, általánosságban elmondható, hogy a kőzetek hőkapacitása az alábbi másodfokú függvény alakjában írható fel (CLAUSER, 2003):

$$c_s(T) = A_0 + A_1 \cdot T + A_2 \cdot T^2$$

A változók legvalószínűbb értékeit a 4. táblázat tartalmazza.

4. táblázat. A hőkapacitás és hőmérséklet leggyakoribb kapcsolata (Clauser, 2003)

<i>A hőkapacitás és hőmérséklet leggyakoribb kapcsolata</i>	
Változó	Leggyakoribb érték
A_0	700–800
A_1	1.4–2.2
A_2	–0.0033 – –0.0016

A porózus közetek esetén az eredő hőkapacitás és fajhő a pórusokat kitöltő folyadékok és a közetváz értékeiből tevődik össze. Meghatározandó a pórusfolyadékra jellemző érték is, ami bár nem tisztavíz, a paraméter-értékek (5. táblázat) közelítőleg elfogadhatók.

5. táblázat. A tiszta víz hővezetését meghatározó legfontosabb paraméterek értékei (CLAUSER, 2003)

<i>A tiszta víz hővezetését meghatározó legfontosabb paraméterek értékei</i>			
anyag	$\lambda_h \left[\frac{W}{m \cdot K} \right]$	$\rho \left[\frac{kg}{m^3} \right]$	$c_w \left[\frac{kJ}{kg \cdot K} \right]$
tiszta víz	0.61	998	4.179

A víz hővezetésének, és fajhőjének változása a hőmérséklet és nyomás emelkedésével nem olyan jelentős, mint a közeteknél. (6. táblázat).

6. táblázat. A tiszta víz paramétereinek hőmérséklet/nyomás függése (CLAUSER, 2003)

<i>A tiszta víz paramétereinek hőmérséklet/nyomás függése</i>			
hőmérséklet/nyomás	$[Pa \cdot s]$	$\lambda_h \left[\frac{W}{m \cdot K} \right]$	$c_w \left[\frac{kJ}{kg \cdot K} \right]$
20 °C / 1,013MPa	0,001	0,6	4,187
80 °C / 19 MPa	0,00036	0,67	4,154

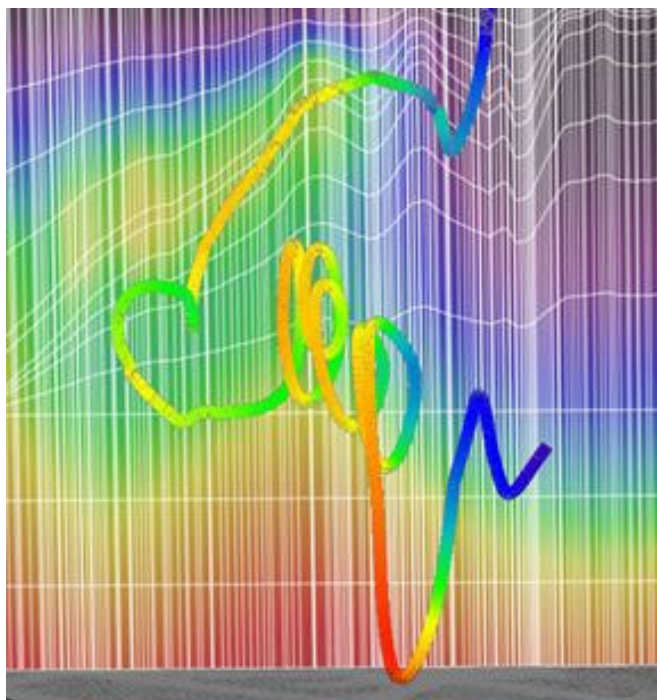
A modellben minden egyes csomópontra a kiindulási hőmérsékleteloszlást és referencia hőmérsékletet (T_0) szükséges definiálni, amire például a hőmérsékletfüggő paraméterek (fajhő, viszkozitás stb.) értelmezve vannak (CLAUSER, 2003).

Ahhoz, hogy modell hőeloszlása közelítsen a sematikusan ábrázolt földi szituációhoz (13. ábra), a földi hőáramot és a felszín közeli rétegek hőmérsékleti viszonyait definiálni kell, amit peremfeltételekként adhatunk meg. Ezen kívül peremfeltételre a modell szélein van szükség, mivel itt a vizsgált cellában (csomópontban) nem ismerjük a beáramló hőmennyiséget. A hőmennyiség definiálására több lehetőség van (DIERSCH, 2005).

- Állandó hőmérsékletű perem (DIRICHLET): adott cellába (csomópontba) mindig annyi hő áramlik be, vagy ki, hogy a hőmérséklet egy előre definiált értéket vegyen föl. Például a felszín közeli állandó hőmérsékletű zóna hőmérsékletét lehet így megadni.
- Állandó hőfluxusú perem (NEUMANN): adott cellába (csomópontba) egy előre megadott fluxus áramlik be vagy ki. Például a hőfluxust esetében bevett eljárás.
- ”Puha” perem, (CAUCHY) ahol a hőmérséklet átadódás egy kevésbé áteresztő réteg közbeiktatásával valósul meg (pl. falak, hőcserélők mentén).
- Pontszerű perem, ahol általában egy kút vagy egy forrás által képviselt hőmennyiség be és ki áramlását modellezzük (DIERSCH, 2005).

Ha konvektív és konduktív hőtranszport folyamatokat akarunk szimulálni, a következőket kell figyelembe vennünk: mivel konvektív hőtranszport során ki kell számolnunk, a pórufolyadék sebességét, ezért először egy hidrodinamikai modellt kell készítenünk. A hidrodinamikai potenciálra számos hőmérsékletfüggő fizikai paraméter hat. Amennyiben a számítás során változik a modell hőmérséklete, az visszacsatolásként hat a hidrodinamikára. Lehetőség van e hőmérsékletfüggő fizikai paraméterek konstansra állítására. Amennyiben a paraméterek bármelyikét nem állítjuk konstansra, a hőtranszport és folyadékáramlás szimuláció minden számítási lépcsőben hat egymásra (CLAUSER, 2003).

A Rayleigh-szám: a felhajtóerő (mely a nehézségi gyorsulástól, a sűrűségtől, a térfogati hőtágulási együtthatótól, a réteg felső és alsó határa közötti hőmérsékletkülönbségtől (ΔT) és térfogattól (V) függ) és a konvekciót akadályozó erők (melyek együtt a hődiffúzióviskozitás (k) és a dinamikai viszkozitás (η) szorzataként adhatók meg). A 15. ábra egy konvekciós cella áramképét szemlélteti, hőmérsékleti színezéssel (KUN et al. 2013)



15. ábra. Áramvonalkép hőmérsékleti skála színezéssel (KUN et al. 2013)

2.4.3 Kiindulási és peremfeltételek definiálása

A hőtranszport modul a hidrodinamikai modullal teljesen hasonló hármas felépítésben definiálható:

- kezdeti hőmérsékleti értékek
- hőmérsékleti peremfeltételek
- hőtranszport paraméterek

A referencia hőmérséklet, melyre a kiindulási szivárgási tényező értékek értelmezve vannak, és amelyre a

$$\theta = \frac{\theta_0 \cdot \rho_0 \cdot g}{\mu_0}$$

összefüggés segítségével a különböző hőmérséklet tartományokra átszámítja a szivárgási tényezőt. A hőmérsékleti peremfeltételek hasonló szabályszerűségeket követnek, mint az áramlási peremfeltételek. Időben állandó, ill. tranziens peremeket, ill. azok korlátozásai definiálhatók, ahogy a korlátozhatjuk is a peremeket.

2.4.4 Attribútumok specializálása (áramlási, anyag és transzport folyamatokhoz)

A hőtranszport egyenleteinek numerikus megoldásához az alábbi paraméterek szükségesek, az egyes megoldó modellező szoftver esetében változhat az igényelt mértékegység:

1. rétegvastagság,
2. porozitás (n),
3. fajlagos hőkapacitás (áramló folyadék és kőzet) [$J\ m^{-3}\ K^{-1}$]
4. hővezetési tényező (áramló folyadék és kőzet) [$J\ m^{-1}\ s^{-1}\ K^{-1}$]
5. hővezetési tényező anizotrópia faktora $[-]$
6. longitudinális diszperzitás [m]
7. transzverzális diszperzitás [m]
8. források és nyelők (áramló folyadék, ill. kőzet) [$J\ m^{-3}\ d^{-1}$]
9. rekesztő réteg hőáteresztő képessége [$J\ m^{-2}\ d^{-1}\ K^{-1}$]

2.5 A geotermikus energiahasznosítás

A geotermikus hasznosító rendszerek esetében meghatározó, hogy a hordozó közegeként szolgáló fluidum rendelkezésre áll-e vagy sem. BREEDE et al. 2013 ezen az alapon a geotermikus rendszereket két részre osztja, hidrotermális (fluidum rendelkezésre áll), illetve petrotermális rendszerekre (itt a fluidum nem elégséges a hőkivételhez). Az utóbbiakat korábban HDR-rendszereknek nevezték (Hot Dry Rock).

Az osztályozást tovább finomítva, azokat a rendszereket, ahol a hőforrás, a rezervoár és a munkaközeg is természetes, hagyományos vagy konvencionális geotermikus rendszernek, míg, amelyben a hőforrás természetes, de a rezervoár és vagy a munkaközeg mesterséges, vagy mesterségesen befolyásolt, növelt hatékonyságú (enhanced), nem konvencionális geotermikus rendszereknek nevezzük. Innen ered az EGS elnevezés (Enhanced Geothermal System). E szerint a termálvízadó kutak mesterséges hozamnövelése kémiai kezeléssel vagy repesztéses technológiával már a nem-konvencionális termelési módok közé tartozik. (SZANYI 2019).

Jelen tanulmány geotermikus vizsgálata a UNFC-2009 osztályozásán keresztül történik, így a következőkben ennek főbb fogalmait (UNECE, 2016) mutatom be.

2.5.1 Fenntarthatóság

A fenntarthatóság alatt nagyon sokszor csak környezeti szempontokat értünk, pedig általában véve bármely tevékenység fenntarthatóságának három pillére van: környezeti, társadalmi, pénzügyi. Ha csak környezeti szempontokat veszünk figyelembe, az adott projekt léte már középtávon is veszélyeztetett. Tehát ha egy projekt környezetvédelmi szempontból fenntartható, de pénzügyileg finanszírozhatatlanul drága vagy vállalkozhatatlan társadalmi hatásokkal jár, akkor összességében nem fenntartható. Geotermikus energia esetében, ha csak a klímavédelemre koncentrálnunk, és a gazdaságosság háttérbe szorul, (pl. túl hosszú távvezetékkel kell építeni), vagy nincs meg a társadalmi elfogadottság, (pl. lakossági tiltakozás megakadályozza a fúrás befejezését), akkor a környezeti szempontból kedvező projekt is kudarca van ítélve.

Az EU Víz Keretirányelve, valamint az arra épülő hazai jogszabályok előírják, hogy azokon a víztesteken, ahol a jó állapot fennáll, azt továbbra is biztosítani és fenntartani szükséges, ahol pedig az állapot gyenge, ott intézkedésekkel javítani kell. Ezért a nagy mélységű geotermikus energia hasznosítás vagy a koncesszióköteles szénhidrogén-bányászat során előírás (pl. a MÜT által), hogy a nyomásszintek és vízkémiai paraméterek kedvezőtlen változása a sekélyebb termálvíz- és ivóvíz hasznosításokat ne érintse.

2.5.2 Geotermikus energiaforrás

Geotermikus energiaforrás a kőzetben, üledékben és/vagy talajban található hőenergia, beleértve a benne levő fluidumokat is, amely kivonásra és energiatermékekké (hő- és villamos energia) történő átalakításra rendelkezésre áll. A geotermikus energiaforrás egyenértékű a kőolaj- és szilárd ásványi nyersanyagok esetében használt „telep” vagy „felhalmozódás” kifejezésekkel. A fő különbség a fosszilis tüzelőanyagokkal vagy a szilárd ásványi nyersanyagokkal szemben, hogy a projekt élettartama alatt a geotermikus energiaforrás meghatározható ütemben pótlódik.

2.5.3 Geotermikus energiatermék

A geotermikus energiatermék közvetlenül hasznosítható a meglévő energia rendszerben és eladható az energiapiacra. Az energiatermékekre példa a villamos- és hőenergia. A geotermikus energiaforrásból ugyanazon kitermelési eljárás során kinyerhető egyéb termékek (például szilícium-dioxid, lítium, mangán, cink, kén vagy a termelés során felszínre hozott víz és gáz) nem minősülnek megújuló energiatermékeknek, mindazonáltal

hozzájárulhatnak a projekt gazdasági életképességéhez, a befektetés gyorsabb megtérüléséhez. Így, ha ezeket értékesítik, a bevételi forrásokat be kell vonni a gazdasági értékelésbe.

2.5.4 Geotermikus energiakészlet

Geotermikus energia készlet a geotermikus energiaforrásból kinyerhető energiatermékek kumulált mennyiségei, melyet az értékelés hatálybalépésének időpontjától a projekt élettartama vagy határideje végéig számítanak a referenciaponton. A referenciapont egy meghatározott hely a termelési láncban, ahol a geotermikus energiatermék mennyiségét mérik vagy becsülik. Általában az a pont, ahol az energiát harmadik személyeknek értékesítik, vagy ahol átkerül a gazdálkodó egység hasznosító részlegébe.

2.6 A UNFC-2009 módszer rövid ismertetése

Az energiakészletek kategorizálásához és összemérhetőségéhez kidolgozott keretrendszer a UNFC-2009, melyet az Egyesült Nemzetek Európai Gazdasági Tanácsa (*United Nations Economic Commission for Europe* – UNECE, 2016) dolgozott ki, majd alkalmazása kiterjedt a megújuló fajtákra is. UNFC-2009 osztályozás alapja egy háromdimenziós rendszer, melynek tengelyei az adott projekt gazdasági-társadalmi életképességét, illetve a szabályozási környezetet és a környezeti aspektusokat (E tengely), a projekt állapotát és megvalósíthatóságát – a technológia rendelkezésre állását is beleértve – (F tengely), valamint a földtani ismeretesség megbízhatóságát (G tengely) jellemzik.

E tényezők alapján a meghatározott (számszerűsített) nyersanyagmennyiség egy háromjegyű kóddal jellemezhető (E, F, G kategóriák), amely egzaktan használható bárhol a világon (NÁDOR & ZILAHÍ-SEBESS 2016). A G-kategóriába besorolt vagyonmennyiség az értékelés időpontjától a projekt befejezéséig rendelkezésre álló kitermelhető vagyonra vonatkozik, így az E, F, G kategóriák besorolása tehát az értékelés időpontjától függően értelemszerűen változik.

A UNFC-2009 értékelés a készletbecslés bizonytalansága szerinti kategóriái:

- P90=G1 (bizonyított) konzervatív/ magas valószínűségű becslés – P90: 90% a valószínűsége, hogy a kitermelhető vagyon elér egy megadott értéket, vagy ennél több.
- P50=G1+G2 (bizonyított + valószínű) legjobb valószínűségű becslés – P50: 50% a valószínűsége, hogy a kitermelhető vagyon elér egy megadott értéket, vagy ennél több.

- $P_{10}=G_1+G_2+G_3$ (bizonyított + valószínű + lehetséges) legalacsonyabb valószínűségű becslés – P_{10} : 10% a valószínűsége, hogy a kitermelhető vagyon elér egy megadott értéket, vagy ennél több.

A hőmennyiség (készlet) becslésének bizonytalansága a bemeneti, illetve számítási paramétereinek becslési bizonytalanságaiból ered. Mind a szilárd ásványi nyersanyag, mind a fluidumok esetében a készletbecslés első lépése a térfogatszámítás. A közettérfogat számítását követő lépés a térfogaton belüli, a vagyonmennyiséget meghatározó valamilyen „minőségi” paraméter eloszlásának a meghatározása.

A geotermikus energia esetében ilyen paraméter a tároló (rezervoár) effektív porozitása, valamint a kitermelhető hozam és hőmérséklet értéke, illetve a szivárgási tényező. Hőmennyiség, illetve készlet számításakor e paraméterek átlagértékeinek becslése a feladat. A geotermális hasznosítás esetében mivel elsődlegesen csak az effektív porozitás hő tartalmát termelik a vízzel együtt a statikus becslésnél a bizonytalanság forrása az effektív porozitás és a hőmérséklet becslésének bizonytalanságából adódik. Mivel a földtani és fizikai paraméterek helyről helyre változnak és a fúrásból származó adatok lényegében csak a vizsgált tér töredék részét képviselik minden egyes adat valószínűségi változónak tekinthető, beleértve a térfogatot is.

A fúrások közti térben a mérésgörbék közti korreláció, az ősmaradvány-tartalom, felszíni geofizikai mérések és földtani észlelések stb. együttes értelmezése alapján azonosítható egy képződmény, vagy ami még fontosabb, megbecsülhető annak fizikai paramétere. Ennek megfelelően a bemenő adatokhoz hozzá kell rendelni valamilyen bizonytalansági sávot (szórást), amellyel a modell paraméterek reprezentativitása jellemezhető, azaz a kiértékelés során a szerzett információkat úgy kell kezelni, mint mintavételi eredményeket. Ezek reprezentativitása nagymértékben magától a földtani közegtől függ, emiatt kiterjesztéséhez valamilyen apriori információra van szükségünk.

A modell (és a bemenő paraméterek) reprezentativitása az *a priori* információkon és az arra alapozott mintavételi stratégián múlik. A bizonytalanság meghatározását többféle módon lehetséges aszerint, hogy milyen és mennyi információ áll rendelkezésre. Ezeket ismeretességi vagy informatikai szint szerint osztályozhatjuk. Fúrások hiányában a modell paramétereinek bizonytalansági mértéke és átlaga csak *a priori* ismeretek alapján, vagy valamilyen elméleti megfontolás alapján állapítható meg. Ez az *a priori* információ lehet annyi, hogy tudjuk, milyen földtani közegben vagyunk, ami már önmagában eligazodást

adhat arra, hogy milyen korrelálhatóságra, mekkora paraméter átlagértékre és szórásra számíthatunk (KUN et al. 2022b). Ez nevezhető a becslés 0.-ik szintjének. Egyetlen fúrás esetében a megmért értékhez elméleti szórásérték rendelhető. Informatikai szempontból ez a becslés 1. szintje, mivel rendelkezésre áll mérési adat

Ennél értékesebb az információ, ha több fúrásban korreláció alapján azonosítható egy képződmény, ekkor mért adatok alapján kapható információ a földtani közeg fizikai paramétereinek a szórásáról. Az erre alapozott statisztikai alapú készletbecslés a 2. szint, ahol már van a modellezés bemenő paramétereinek mérésre alapozott várható értéke és szórása. A szórást ekkor nem a mérésekre jellemző szórásból, hanem több fúrás alapján a földtani közeget jellemző változatosságból származtatjuk. Valószínűségi változónak a rétegvastagság is tekinthető, mert az is helyről helyre változik.

A becsült átlag érték és szórás is a földtani közeget jellemzi, nem a mérési hibák szórásáról van szó. Ha a modell valóságos mérésadatokra épül, akkor az egységes hitelesítési rendszert (pl. akkreditált mérés) eleve feltételezhető. A modellezett réteg felületeit felszíni észlelések során vagy fúrásokban mért adatok (lyukgeofizika), illetve azok földtani szelvények mentén végzett korrelációja segítségével szerkesztjük meg. Jelentős segítséget ad a fúrásokból szerzett részletes információ térbeli kiterjesztéséhez a felszíni geofizika ezen belül is főleg a szeizmika.

A reprezentativitás kérdését összefoglalva meghatározható három szint, mely a rendelkezésünkre áll egy készletbecslési folyamatban, szem előtt tartva azt a tényt, hogy a fúrásos adat lényegében 1 dimenziósnak tekinthető a kiterjedt 3D térrészek jellemzésére:

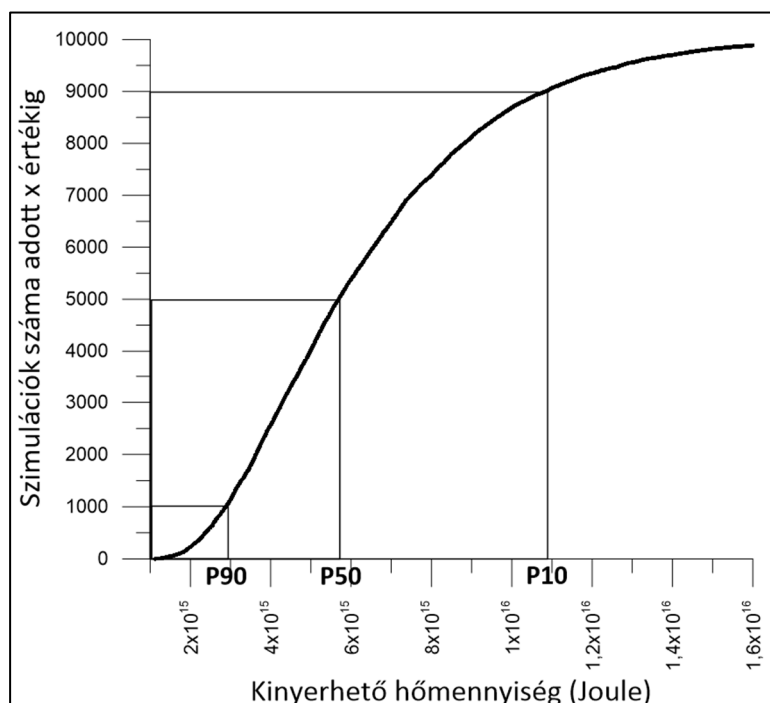
- 0. szint: a priori nincs fúrásos információnk, becslésekre, területi analógiák alkalmazására vagyunk kényszerítve
- 1. szint: kevés számú adatunk van, szintetikus adatokkal kibővítve vagyunk kénytelenek szórást meghatározni
- 2. szint: megfelelő számú fúrásos adat van a birtokunkban, ami által saját szórási adattal rendelkezünk

A hidrogeológiai modellezés paraméterei a bemenő paraméterek valamilyen kombinációjából származnak. A bemenő paraméterek mindegyike valamilyen eloszlás meghatározott átlagértékkel és szórással. A bemenő paraméterek egy része, az effektív porozitás és a szivárgási tényező elvileg egy komplex területi feldolgozás esetében Monte-Carlo modellezés végeredménye lehet. Egy adott geotermikus rezervoár esetén a bemenő

paraméterek többsége, pl. az effektív porozitás és a szivárgási tényező, rétegvastagság bizonytalanságának kezelésére a leggyakrabban alkalmazott módszer a Monte-Carlo szimuláció (VON NEUMANN, 1951, NÁDOR et al. 2019).

Az ásványvagyon és készlet osztályozás során a különböző kategóriákba soroláshoz szükség van a bizonytalanság mértékének magadására. Egy megadott paraméterek szerint elvégzett determinisztikus készletbecslésből még nem tudjuk megmondani, hogy milyen valószínűséggel van egy bizonyos értéknél nagyobb vagy kisebb készletünk. A Monte-Carlo módszer lényege, hogy mért adatok helyett azok szimulált (véletlenszámként generált) értékeit alkalmazzuk az adott paraméter megadására (egy konkrét értéket szórással látunk el), s az így kapott eredményeket értékeljük ki a mért hatás helyett (ZILAH-SEBESS 2016).

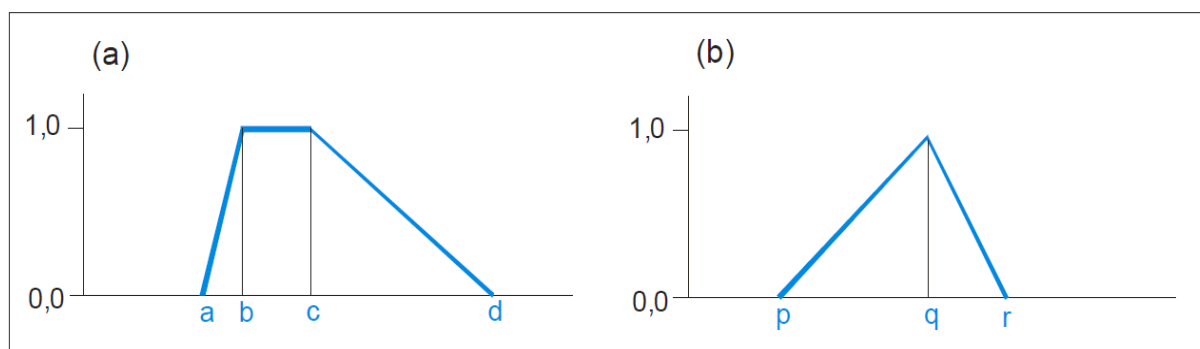
A Monte-Carlo eljárás szerinti becslésnél véletlenszám generátorral végrehajtott számítást sokszor – legalább ezerszer – elvégezve és utána megoldásokat nagyságszerinti sorrendbe állítva egy jellemző eloszlás lesz az eredmény. A később bemutatott statikus hőmennyiség számítás esetében a bizonytalanság kezelésére Monte-Carlo módszer alkalmazható (16. ábra, KUN et al. 2022b).



16. ábra. Egy adott térrész permeabilitásának függvényében Monte-Carlo szimulációval, 10000 realizációból számolt különböző valószínűségi szintek szerint (P10, P50 és P90 értékek) kinyerhető hőmennyisége (NÁDOR & ZILAH-SEBESS 2016 alapján)

Azonban modellezésénél az előbb említett 1000 eset, esetenként 5 változó paraméter hatalmas $10E+8$ darab modell futtatását tenné szükségessé, ami jelen kapacitások mellett nem lehetséges. A paraméterek, fuzzy számokat alkotva lettek modell inputok. Ugyanis bármely konkrét paraméterhez, pl. szivárgási tényező, definiálható egy tartomány melynek két szélső értéke még 0 tagságértékű (valószínűtlen esemény), míg a legvalószínűbb érték tartomány 1 tagságértékű, ezeket összekötve kapjuk az adott tulajdonságot leíró fuzzy számot (ZADEH, 1965). Ezt a fuzzy számot derékszögű koordináta rendszerben ábrázolva háromszög vagy trapéz alakú fuzzy számot kapunk, ahol a vízszintes tengely a mért paramétert, a függőleges tengely a valószínűséget jelenti.

A 17. ábra (a) rész jelölésével az a–d tartományt tartónak, míg a b–c tartományt magnak nevezzük. Ha b és c értékek egybeesnek, háromszög alakú fuzzy számról beszélünk (17. ábra (b) része). A fuzzy számokkal való műveletekre is igaz a kiterjesztési elv, azaz ugyanazok a műveletek végezhetők velük, mint a valós számokkal (FANG & CHEN, 1990, BÁRDOSSY et al. 2000). Ha trapéz alakú és háromszög alakú fuzzy számok között végzünk aritmetikai műveletet, akkor az adott operátor a trapéz szám b és c értékéhez is a háromszög szám q értékét rendeli hozzá (17. ábra, jelölése alapján). Konstans számmal (crisp szám) való művelet esetén a fuzzy szám alkotóihoz ugyanaz a konstans szám rendelődik hozzá. A fuzzy szám visszaalakítható „crisp számmá”, ezt nevezzük defuzzifikálásnak. Ennek legáltalánosabb módja a fuzzy szám súlypontjának x koordinátáját megadni a defuzzifikált értéknek (REZESSY et al. 2005).



17. ábra. Trapéz alakú fuzzy számok (a); háromszög alakú fuzzy számok (b);
(vízszintes tengely a mért paraméter; függőleges tengely tagságérték)
(Rezessy et al. 2005)

A később bemutatott modellvizsgálat-sorozat esetében a bemenő paraméterek P90, P50, P10 értékei és kombinációi.

3 A Battonyai–Pusztaföldvári-hát földtani, vízföldtani és geotermikus jellemzése, specifikumai

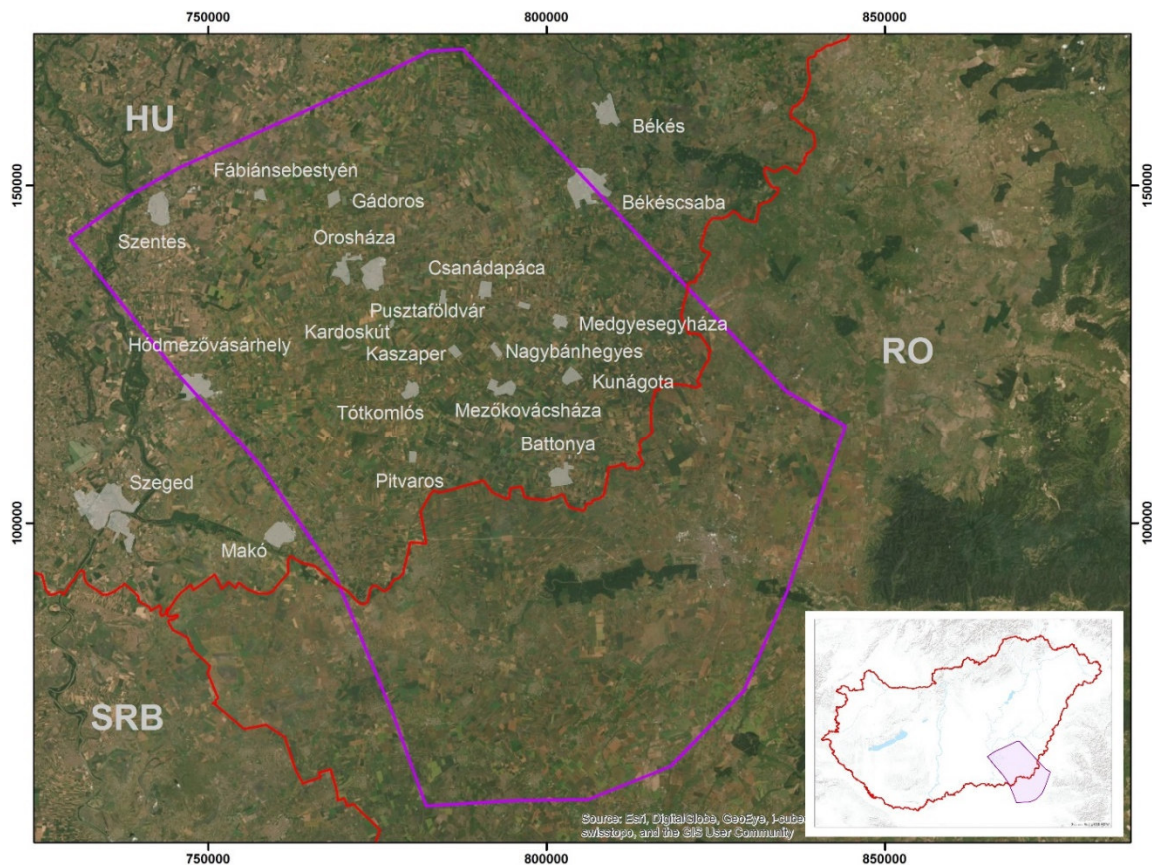
A kutatási célterület, a Battonyai–Pusztaföldvári-hát az ország délkeleti részén helyezkedik el, legszembetűnőbb specifikuma a két mély prekainozoos árok közötti aljzati kiemelkedés. A vizsgálat fókuszában az aljzat és a felette helyezkedő üledékes összlet áramlási viszonyainak leképzése és numerikus szimulációval megoldott lehetséges geotermikus hasznosítás mechanizmusának scenáriókon keresztüli vizsgálata.

A magyarországi térrész földtani, szerkezetföldtani és vízföldtani-áramlástanai sajátosságainak bemutatásán keresztül fog kirajzolódni a koncepcionális modellalkotás. Az alaphegységben tektonikai folyamatok következtében repedezett, mállott, tárolóként értelmezhető térrészek jöttek létre, mint a karbonátos, repedezett sziliciklasztos, vagy granitoid és metamorf képződmények melyek rendelkezhetnek lokálisan magasabb porozitás- és permeabilitás értékekkel, és válhattak ezáltal potenciális rezervoárokká (VASS et al. 2018). A vizsgált terület 7160 km², melyből 59,4%-a Magyarországra, 40,6 %-a Románia területére esik. A teljes modellezési tér hidrodinamikai és hőtranszport vizsgálatát követően a rezervoár szimuláció fókusza Pitvaros szűkebb régiójához tartozik.

3.1 Geológiai adottságok

A vizsgált terület (18. ábra), a Battonya–Pusztaföldvári-hát medencealjzata (19. ábra) a Tiszai-Főegységhez (FÜLÖP 1994), Magyarország nagyszerkezeti pásztái közül a takarós felépítésű Békés–Kodruai nagyszerkezeti egységbe tartozik (HAAS ET AL. 2010). Az aljzati kiemelkedés DK felé enyhén emelkedő gerince az országhatár mentén –1000 m-es tengerszint feletti magasságba emelkedik.

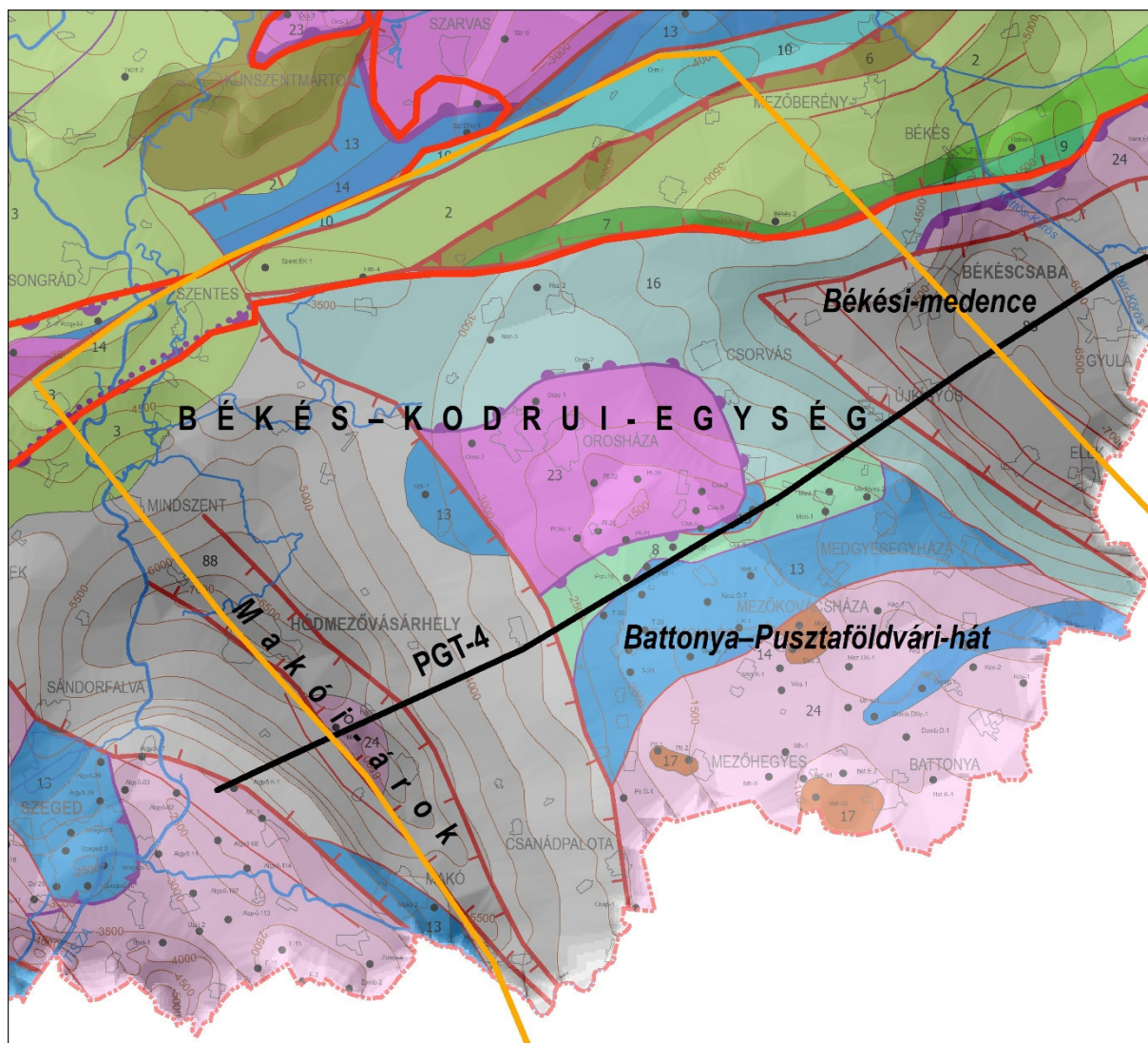
Az eltemetett rög ÉK-i és DNy-i szomszédságában Magyarország két legmélyebb, – 6500, illetve –7000 m-es mélységet is meghaladó neogén süllyedéke helyezkedik el, a Békési-medence és a Makói-árok. (FÜLÖP 1994). DANK & BÁN (1966) a metamorf képződményekből és gránitból álló alaphegységi maximum ÉNy–DK-i morfológiai csapásirányára hívták fel a figyelmet.



18. ábra. A tanulmányozott terület műholdfelvételen ábrázolva ([m] EOv-koordináta rendszerben)

A prekainozoos aljzatot egymással ismeretlen genetikai kapcsolatban álló, közepes fokú metamorfitek és variszkuszi granitoid (Battonyai Komplexum) építik fel, melyet K-ról és Ny-ról a Makói-árok, illetve a Békési-medence fog közre (20. ábra).

Pusztaföldvár környékén az üledékes eredetű metamorfitek dominálnak (Pusztaföldvári Csillámpala F.). A formációt csillámpala, kvarccsillámpala, csillámos kvarcit közettársaság alkotja, uralkodó típusnak inkább a kvarccsillámpala nevezhető. A földpátok helyenkénti erősebb felszaporodásával, a csillámtartalom csökkenésével gneisz jellegű közetsávok, lencsék is előfordulnak (NUSSZER, 1985). Szerkezetileg határolódik el a Battonyai Komplexum tömege, melyre uralkodóan a migmatitok, granitoidok valamint a mikroklin – blasztézises kőzetek jellemzők. (NUSSZER, 1985)



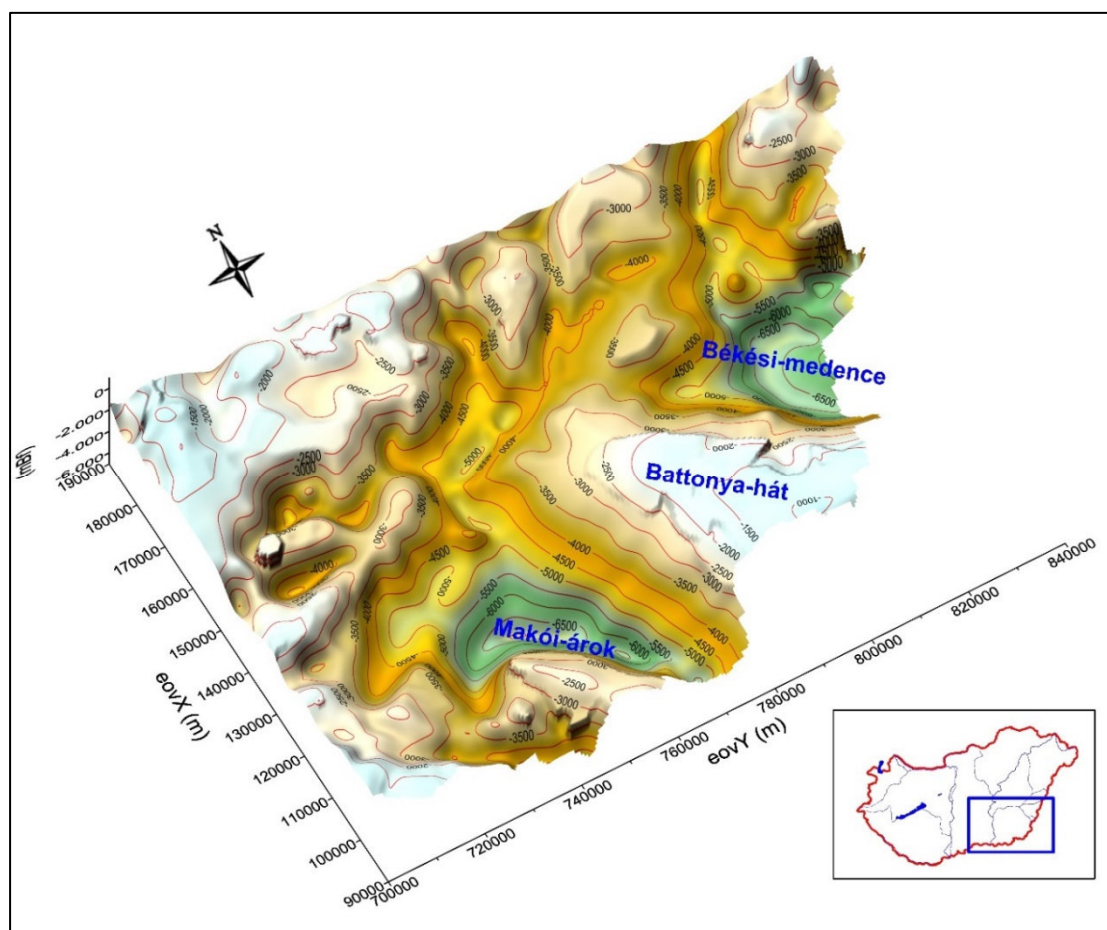
19. ábra. A vizsgált terület magyarországi részének prekainozoos térképkivágata (HAAS et al. 2010)

Jelkulcs: narancssárga vonal, modellhatár magyarországi képe; fekete: PGT-4 Pannon Geotraverz mélyreflexiók szelvény nyomvonal

A Pitvaros–Mezőkovácsháza–Kunágota települések vonalától D-re, az országhatárig terjedő terület aljzatát a Battonyai Komplexum közetei alkotják (FÜLÖP 1994): a fúrások intruzív granitoidot tártak fel. A granitoidból szeparált monacit Th–Pb kora 306–336 millió év, cirkon U–Pb kora 356 M év (lényegében egyidős a Mórággyi röggel [340 M év]), azaz variszkuszi (STEGENA & KISS, 1967). A komplexum tömegében keskeny sávként megjelenő alsó-triász rétegsor (Jakabhegyi Homokkő F.) É-i vergenciájú takarók közé csípődött be.

A Tótkomlós–Kaszaper–Nagybánhegyes–Medgyesbodzás–Medgyesegyháza települések mentén, 10–15 km széles vonulatban kora- és középső-triász, illetve jura korú kifejlődések (homokkő, mészkő, pelágikus mészkő, márgaképződmények és dolomit)

alkotják az aljzat felszínét, melyek felnyúlnak az alsó krétaig. Csanádapáca–Kardoskút–Orosháza térségében újra a metamorf aljzatkomplexum (tektonikusan erősen igénybevett, gyüredezett, milonitosodott gneisz és csillámpala – magkomplexum, melyről a Pannon-medence kialakulása során takarók csúsztak le), majd tovább ÉÉNy felé újra mezozoos képződmények alkotják az aljzatot.



20. ábra. A prekainozoos aljzat tetőszint térképe a Battonya–Pusztaföldvári-hát térségében [mBf]
Szanyi et. al. 2015 alapján

A Szentese–Békés településektől északra már a Villány–Bihari-egység mezozoos képződményei az aljzat felszínalkotói.

A vizsgált területen a permet elsősorban a Gyűrűfüi Lapillitufa (korábban Riolit) Formáció képviseli, amely sok helyen áttöri a gránitot kora ~ 260 M év (RAUCSIK et al. 2019). Ennek kialakulása az alpi ciklus kezdetéhez, a Neotethys-óceán felnyílását megelőző kontinentális riftesedéshez kapcsolódik. SZEMERÉDI (2020) megállapította, hogy a variszkuszi battonyai gránit és a battonyai permi savanyú vulkanitok nem állhatnak

egymással plutoni–vulkáni kapcsolatban. A riolit repedezett, tetőzónája mállott; a területen általában a pannóniai bázisképződmények fekvésében található.

Az alsó-triász Jakabhegyi Homokkő Formáció folyóvízi és deltaüledékekből felépülő, sziliciklasztos összlete helyenként bizonyítottan diszkordánsan települ a gránitos aljzatkomplexumra. A medence további süllyedésének köszönhetően a középső-triász anisusi emeletét már a sekélytengeri lagúnakörnyezetben lerakódott Szegedi Dolomit Formáció képviseli (BÉRCZINÉ MAKK, 1993a; 1998). Általánosan elterjedt, sötétszürke vagy fekete, erősen breccsás. A ladin–karni emeletet a szintén lagúnakörnyezetben képződött Csanádapácai Dolomit Formáció képviseli BÉRCZINÉ MAKK, 1993b, alsó részén barnásszürke breccsás dolomit, efölött világosszürke dolomit. A Csanádalberti–Tótkomlós–Pusztaszőlős–Kaszaper, Csanádapáca–Medgyesbodzás településeken keresztül húzott vonalban a Kodrui kifejlődésű mezozoikum minden tagja megtalálható. (SZEPESHÁZY 1978 in BÉRCZINÉ MAKK 1985).

A jura kifejlődést a triász dolomit rétegsor fedőjében helyenként crinoideás „menyházai mészkő” (Moneasai F.) nagy vastagságú alsó-jura mészmárgaösszlet alkotja. Ismert a területen a felső-jura–alsó-kréta calpionellás, radioláriás Pusztaszőlősi Márga Formáció, valamint a Pusztaföldvári Márga Formáció is.

A vizsgálatba vont terület északi részén a Villány–Bihari-egység mezozoos képződményei találhatók az aljzatban: a törmelékes alsótriász (Jakabhegyi Homokkő Formáció), a sekélytengeri sziliciklasztos és karbonátos középső-triász (Csanádapácai Dolomit Formáció) és az alsó–középső-jura pelágikus képződmények mellett alsó-kréta pelágikus márga és platform mészkő is megjelenik egy vékony pásztában.

Az aljzathoz tartozó képződmények gyakran a felszínen is megtalálhatók (vagy földtani, hidrodinamikai analógiák alapján megismerhetők), tanulmányozásuk ezért nem csak mélyfúrásokban lehetséges. Az aljzat fő tömegét alkotó metamorfizálódott paleozoos kőzetek mellett helyenként mezozoos karbonátos képződmények is előfordulnak, melyek jó vízádók is lehetnek. Továbbá a bátaapáti kutatást is meg kell említenünk, ahol egy sekély mélységű eltemetett paleozoos rögnek a nagyon részletes és széles méretskálán végzett vizsgálatsorozata történt.

A prekainozoos aljzat eróziós felszínére jelentős üledékhézaggal települnek a miocén képződmények. Kifejlődési jellegüket, elterjedésüket és vastagságukat az aljzat miocén szerkezetalakulása, morfológiája határozta meg.

A miocén végi szárazulattá válás következményeként lepusztulásukkal is számolni kell. A magmás és metamorf komplexumokból felépülő medencealjzat felszínén a szerkezeti zónákhoz kapcsolódóan felszíni egyenetlenségek alakultak ki. A kora-badeni szerkezeti mozgásokra utal a prebadeni diszkordancia és a badeniben újrainduló üledékképződés.

A badeni rétegsor bázisképződményét durvatörmelékes konglomerátum képezi, amely a szétcsúszó aljzatlökök közötti árkokban rakódott le. Települési helyzete változatos, többnyire alaphegységi kőzetek törmelékanyagát tartalmazza, kötőanyaga rendszerint vörösiszap. A badeni tengeri üledékképződés szigettengeri környezetben zajlott, amelyet változatos fáciesek képviselnek.

A transzgressziós rétegsor bázisán konglomerátum, karbonátos homokkő, aleurit jelenik meg. Néhány fúrás feltárt biogén mészkövet is. A badeni képződmények szerkezetföldtani szempontból lényeges tulajdonsága a rendkívül változatos kifejlődési vastagság és települési mélység. A Battonya–Pusztaföldvári-háton a színrift süllyedés során képződött üledékek közül a szarmata durvatörmelékes kőzetek kevés fúrásból ismertek, és mélységintervallumukat tekintve is rendkívül széles az előfordulásuk.

A pannóniai üledékképződés kezdetén a Battonya–Pusztaföldvári-hát szárazulat volt. (MAGYAR et al. 2004). A pannóniai üledékek vagy közvetlenül a paleozoos-mezozoos alaphegységre települtek vagy a feltörekvés előforduló alsó-középső miocén képződményekre transzgredáltak.

Az alaphegységi kiemelkedések fölött általában, így a Battonya–Pusztaföldvári-hátságon is, az első pannóniai képződmény a Békési Konglomerátum Formáció (JUHÁSZ et al. 2006). Távol a behordási területektől, a medence legbelső részén, éhező medence alakult ki kondenzált rétegsorokkal (mészmárga, márga, agyagmárga, az úgynevezett „bázális márgák”). A medencékben ezek alkotják a pannóniai bázisát képező Endrődi Márga Formációt (JUHÁSZ et al. 2006). A Tótkomlói Mészmárga Tagozat mészmárga-, márga rétegeivel indul, majd fölfelé fokozatosan a mélyvízi agyagmárgába megy át (JUHÁSZ, 1994). A mészmárga összletre egyedül a Magyarbányhegyes Mbh-1 fúrásban (2431–2443

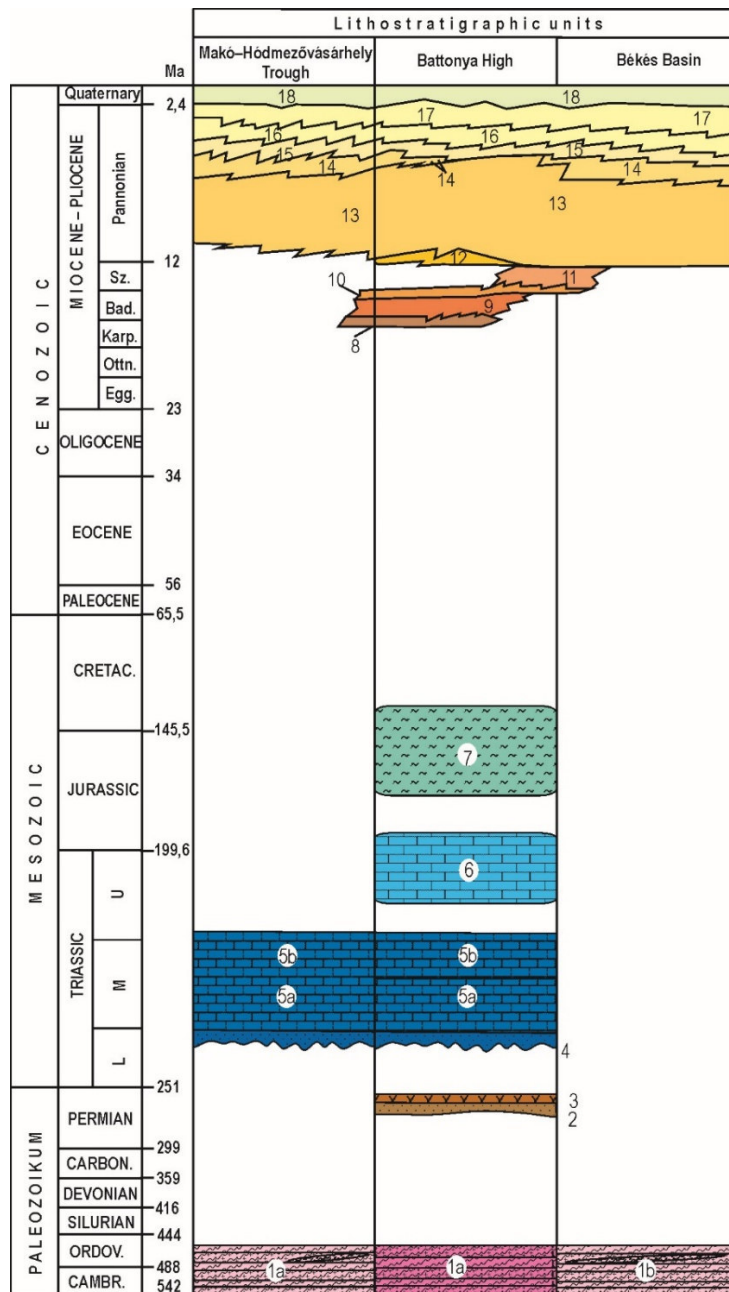
m) települ vékony bazalt agglomerátum (Keceli Bazalt Formáció), amely a pliocén eleji vulkanizmus első jele a Battonya–Pusztaföldvári-háton (SZENTGYÖRGYI et al. 2010). A mélyvízi márgák fölött a finomszemcsés homokkő és agyagmárga váltakozásából álló Szolnoki Homokkő Formáció turbidit összelete települ. A formáció a kiemelt háton redukált vastagságban fejlődött ki (kb. 100 m), helyenként kiékelődik de a környező árkok területén igen jelentős, több mint 1000 m-es vastagságban is megjelenik. A turbiditerekre a körülbelül 5–20° lejtésű medencelejtőn, illetve selflejtőn lerakódott Algyői Formáció települ.

Összességében a korábban ”alsó-pannóniainak”, jelenleg Alföldi (Peremartoni) Formáció-csoportnak nevezett képződmény együttes az alábbi formációkra tagolható: Békési Konglomerátum, Endrődi Márga, Szolnoki Homokkő és Algyői Formáció. Ezen összlet a Battonya–Pusztaföldvári-hát területén mintegy 600-800 méter vastag, míg a Makói-árok irányában az 2500–3500 métert, a Békési-medence felé pedig a 3000 méter vastagságot is eléri.

A Pannon-tó fokozatos feltöltődésével a pannóniai üledékgyűjtő peremei mentén partközeli környezetben zajlott az üledékképződés. Ennek során uralkodóan deltaüledékek, majd ezt követően folyósíksági üledékek rakódtak le. Az Újfalvi és Zagyvai, Formációk, mint a Dunántúli Formációcsoport tagjai együttesen a Battonya–Pusztaföldvári-hát területén mintegy 600-800 m vastagságúak, a medencék irányában azonban együttesen elérhetik a 2000 métert is.

Ezen rétegek általánosságban jó vízvezető és víztároló képességgel jellemezhetők, nagy számú termelőkút szűrője itt található. A pliocénban és a negyedidőszakban a területen folytatódott a folyóvízi, tavi, mocsári üledékképződés. A mélymedencékben az üledékképződés folyamatos volt, a negyedidőszaki üledékek vastagsága a 600-800 métert is elérheti, míg a kiemelt hátságon a rétegsor a kitett helyzetének és a lepusztulásnak is köszönhetően sokkal vékonyabb (alig 150 méter). A késő-pleisztocén során a Maros épített hordalékkúpot a területen (SÜMEGHY et al. 2013). A würm folyamán lösz, löszös homok halmozódott fel (URBANCSEK, 1977).

A holocénban a folyóvízi üledékképződés mellett a lösz áthalmozódása zajlik. Három külön oszlopba tagolva látható a Makói-árok – Battonya–Pusztaföldvári-hát – Békési-medence összesített földtani felépítése (21. ábra).



21. ábra. A Makói-árok, a Battonya-Pusztaföldvári-hát és a Békési medence elvi rétegoszlopa (HAAS & BUDAI, 2014 módosítva SELMECZI, PIROS, KUN in RMAN et al. 2021)

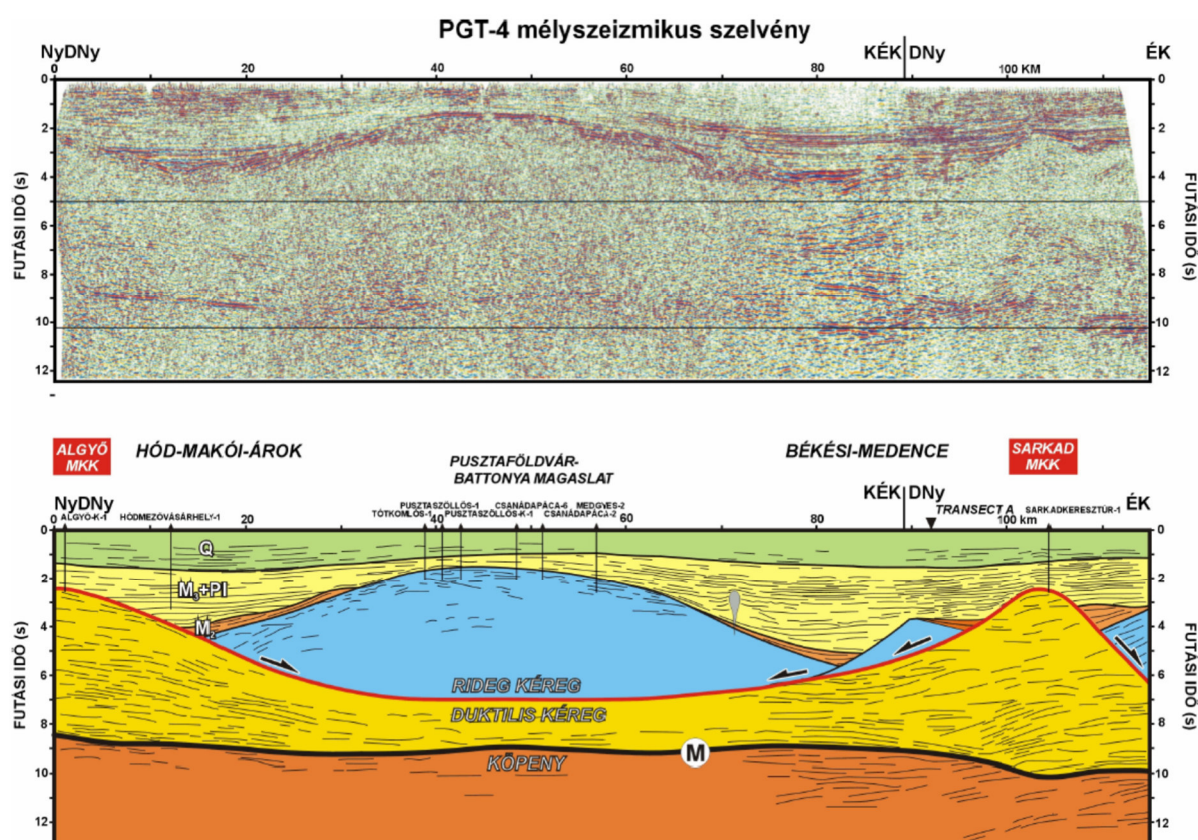
Jelmagyarázat: V V V – vulkáni tevékenység nyomai. A szelvényen szereplő képződmények: 1.a, b, Variszkuszi metamorfit és kristályos összlet (gneisz, csillámpala, amfibolit, gránit) [Battonyai Komplexum F.]; 2. Permi szárazföldi törmelékeny összlet [Korpádi Homokkő F.]; 3. Permi riolit [Gyűrűfüi Lapillitufa F.]; 4. Alsó-triász folyóvízi és delta eredetű sziliciklasztos képződmények [Jakabhegyi Homokkő F.]; 5a, 5b. Középső-triász sekélytengeri, sziliciklasztos és karbonátos összlet [Csanádapácai Dolomit F. és Szegedi Dolomit F.]; 6. Jura sekélytengeri és kondenzált pelágikus mészkőösszlet; 7. Jura-alsó-kréta pelágikus mészkő, márga [Pusztaszőlősi Márga F.]; 8. Alsó-badeni breccsa-konglomerátum [Lajtai Mészkő F., Abonyi T.]; 9. Badeni sekélytengeri biogén mészkő [Lajtai Mészkő Formáció]; 10. Szarmata bázistörmelék [Tinnyei Mészkő Formáció Dombegyházi Tagozat]; 11. Szarmata sekélytengeri karbonátos és sziliciklasztos összlet [Tinnyei Mészkő Formáció és Kozárdi Formáció]; 12. Pannóniai litorális konglomerátum, homokkő [Békési Konglomerátum F.]; 13. Pannóniai nyílttavi mészmárga, márga, agyagmárga [Endrődi Márga F., Tótkomlósi Mészmárga T.]; 14. Pannóniai mélyvízi turbidit eredetű összlet [Szolnoki F.]; 15. Pannóniai víz alatti lejtőkörnyezetben lerakódott üledékek [Algyői F.]; 16. Pannóniai delta eredetű sziliciklasztos összlet [Újfalu F.]; 17. Pannóniai folyóvízi és ártéri eredetű sziliciklasztos összlet [Zagyvai F.]; 18. Negyedidőszaki ártéri és meder üledékek

3.2 Szerkezetföldtan

A kora miocén szinrift fázis nagymértékű tágulást eredményezett, minek következtében az alaphegység kőzettömegei laposszögű normál vetők mentén gravitációsan lecsúsztak egymásról (TARI et al. 1999).

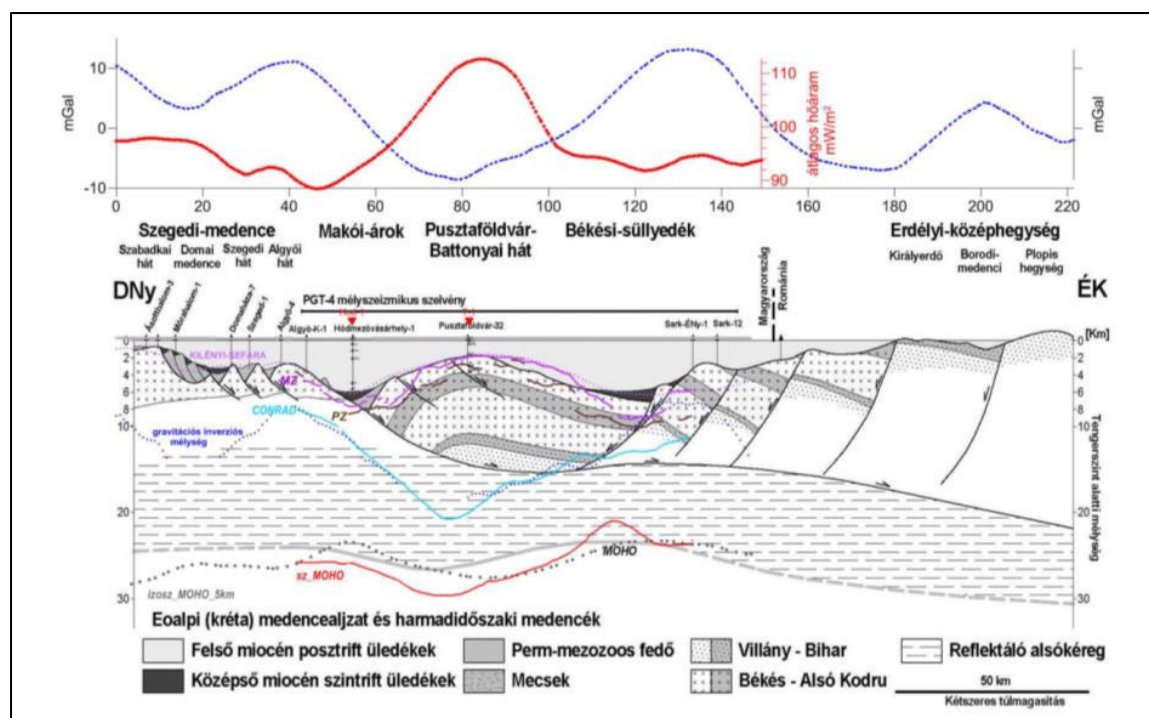
Az így képződött mély medencék (nyomvonalát a 19. ábra szemlélteti) a PGT-4 mélyszeizmikus szelvény tanúsága szerint (POSGAY et al. 1996; HAJNAL et al. 1996), mint pl. a Makói-árok és a Békési-medence, félárok szerkezetek (BALÁZS et al. 2016), így a medencét az egyik oldalról határoló szerkezeti vonalak nagy elvetésű és kisszámú síkból, másik oldal szerkezeti vonalai több kisebb vetőből állnak (22. ábra).

Ez a szerkezet hatással van a süllyedékek közötti hátaik szerkezetére is, így a Battonyai hát DNy-i lejtői több kisebb vetővel szakadnak le a Makó-árok felé. Lehetnek azonban a szinrift tágulásra merőleges (ÉNy–DK) félárkok, árkok is, ezekben a szinrift üledékek akár nagyobb vastagságban is megőrződhettek.



22. ábra. A PGT-4 kéregkutató szelvény tektonikai újraértelmezése; a szelvény nyomvonala a 19. ábrán látható (POSGAY 1996; TARI 1999)

A Battonya–Pusztaföldvári-hát aljzati kiemelkedésének morfológiáját a Pannon-medence neogén riftesedésében is döntő szerepet játszó ÉNy–DK-i csapású, többségében normálvetőként működött szerkezeti elemek határozzák meg (23. ábra).

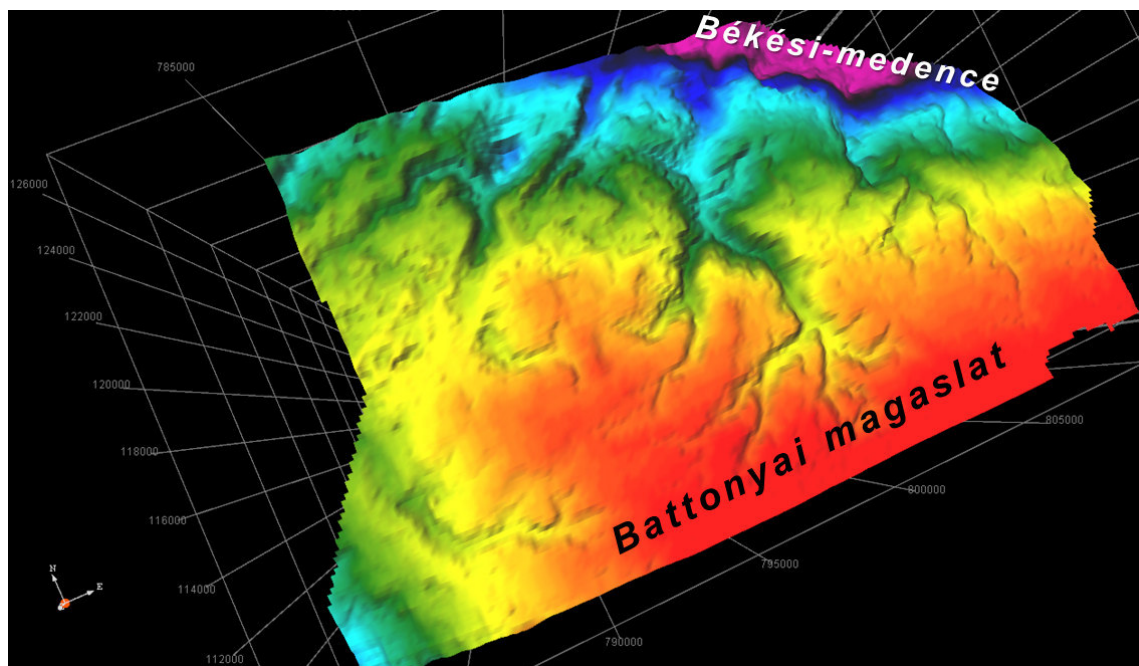


23. ábra. A neogén szerkezetek csapásirányára merőleges, regionális földtani szelvényvázlat a Pannon-medence DK-i részén, a PGT-4 mélyszeizmikus szelvény nyomvonalán (19. ábra) (TARI et al. 1999 alapján módosítva KISS et al. 2015)

Jelmagyarázat: a Moho és a Conrad felület piros, kék vonal: KISS et al. 2015, fekete vonal: TARI et al. 1999, lila vonal: KILÉNYI & SEFARA, 1991

A Bouguer anomália görbe (23. ábra; felül) és a gravitációs mélységinverzió eredménye (alul) is feltüntetésre került, amely a szeizmikus Conrad (reflektáló alsókéreg) és/vagy Moho felület menetével hozható összefüggésbe. Az átlagos hőáramgörbe maximumot jelez a Battonya–Pusztaföldvári-hát felett (KISS et al. 2015).

KOROKNAI et al. 2018 alapján a preneogén aljzatmorfológiát kiterjedt, alapvetően eróziós eredetű völgyrendszer jellemzi (24. ábra). A bevágódása a középső-miocén előtti lepusztulás során (paleogén–kora-miocén) történt.



24. ábra. A pre-kainozoos aljzat új mélységtérképének 3D nézete (KOROKNAI et al. 2018)

3.3 Vízföldtani és áramlási viszonyok

A Pannon-medence termásvíz kitermeléssel érintett zónájában a felszínalatti vizek mozgását több hajtóerő határozza meg: a gravitáció és az áramló fluidum sűrűségkülönbsége, valamint a medence összepréselődését okozó kompresszió és kompaktáció. A gravitációs és a nyomás alatti két áramlási rendszer vertikálisan elkülönül, az alsó kompressziós tartomány torzítja a felső gravitációs rendszer geometriáját, mintegy alulról megtámasztva azt.

A gravitáció által meghatározott áramlást leegyszerűsítve, a magaslatokon a víz beszivárog, a mély részekben a felszín felé áramlik. (ERDÉLYI, 1979; MARTON, 1982; TÓTH & ALMÁSI, 2001). A közbetelepülő agyagos rétegek lassítják a vízáadó rétegek közötti szivárgást, de nem gátolják meg.

Hidrogeológiai és hévíztermelési szempontból célszerű külön választani a medence aljzatát adó repedezett olykor karsztosodott kőzeteket a medencét kitöltő nagy áramlási rendszerrel jellemezhető üledékösszletektől (SZANYI & KOVÁCS, 2010; HORVÁTH et al. 2015; VASS et al. 2018).

A vizsgált terület K-i és Ny-i peremeit adó mély árkokban az alsó áramlási rendszerhez tartozó mélytengeri üledékekben extrém túlnyomás tapasztalható, mely érték elérheti a 40 MPa-t is, pl. a Makó–7 fúrásban 6054 m-ben 100 MPa nyomást mértek.

Ugyanakkor az alsó áramlási rendszerhez tartozó, magasabb helyzetű aljzati képződményekben is előfordulhat hidrosztatikushoz közeli nyomás, mint a Battonya–Pusztaföldvári-hát esetében.

A területen korábban végzett szénhidrogén-kutatások (BALÁZS et al. 1999, TÓTHNÉ MEDVEI et al. 1999, ALMÁSI 2001, SZENTGYÖRGYI K.-NÉ. et al. 2010) alapján az alsó mezozoos–paleozoos zóna képződményeiben a tárolóképességet leginkább a tektonika alakította ki, ahol az aljzat felső mállott zónája is tárolóvá válhatott. Karbonátos aljzat esetén a paleokarsztos, hipogén karsztos (GOLDSCHIEDER et al. 2010) folyamatok következtében kitágult repedéshálózat, üreg-járat rendszer mérete, állapota határozza meg a víztároló képességet.

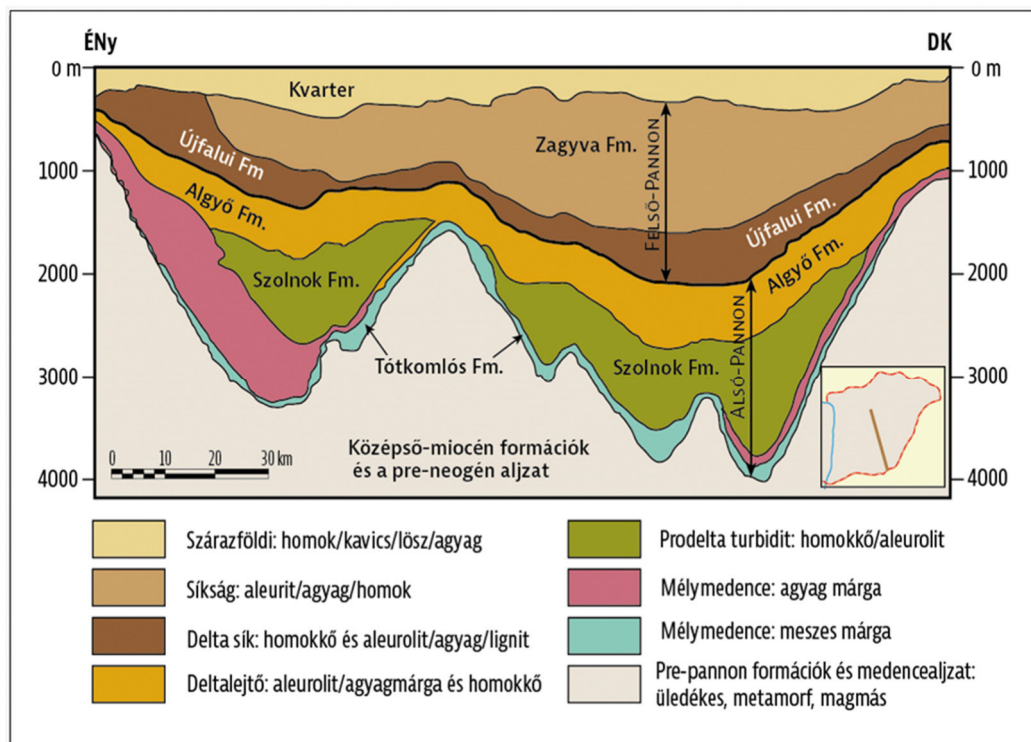
A lemélyült szénhidrogén kutató fúrások adatai alapján a rétegnyomás hidrosztatikus közeli, vagy a hidrosztatikusnál kisebb pl. Medgyesbodzás Med-4 jelű fúrás 2730 m-es mélységében az egyensúlyi telepnymás $P_{wst}=25,1$ MPa volt, és a sótartalom meghaladta a 10 g/l értéket (ZILÁHI-SEBESS & GYURICZA, 2013), ami az ülepedéssel közel egyidős eredetre utal. Az alsó áramlási rendszeren belül is vannak köztes (oldalirányban 1–10 km) és kis helyi áramlási rendszerek, melyek kapcsolatban lehetnek egymással, általában kis fluxussal.

3.3.1 A régió vízádóinak rövid áttekintése

A térségben talajvíztartó képződmények a területen a holocén és a felső pleisztocén korú folyóvízi képződmények homokos, illetve infúziós löszös rétegeiben alakultak ki. A talajvíztartó vastagságát néhány méterre, estenként néhány tíz-méterre tehetjük. A talajvízdomborzat alakulása követi a felszíni domborzatot, mélysége 3–4 m-rel a felszín alatt jellemző.

A regionális elterjedésű hideg- és termális rétegvizeket tároló víztartó összleteket folyóvízi, ártéri üledék alkotja, melynek vastagsága a hát területétől a medencék felé fokozatosan növekszik. (25. ábra). A települések vízmű-kútjainak nagy része elsősorban a felső 100–200 m vastag homokosabb, relatíve sekély kutakkal könnyen elérhető, megfelelő vízminőségű rétegeire települ. Ez szoros kapcsolatban áll az alatta települő, a hátság kiemelt térszínén 600–800 m, míg a Makói-árok és a Békési-medence irányában 1200–1500 m-es vastagságot is elérő felső pannóniai korú, alluviális síksági összlet egymásra

települő és egymásba fogazódó–kiékelődő homokos–agyagos rétegeinek víztartójával (Zagyvai és Újfalu Formációk).



25. ábra. Az Alföld sematikus sztratigráfia szelvénye (ALMÁSI, 2001 alapján)

A Zagyvai Formációban határolhatjuk el a medence porózus üledékeiben kialakult köztes, (intermedier) áramlási rendszert. Az összlet mintegy 400–500 méternél mélyebb részein lévő homoktestek már 30 °C-nál melegebb vizet, termálvizet szolgáltathatnak. Hévízbeszerzés szempontjából legjelentősebb regionális rétegvízadó az Újfalu Formáció, annak is a homokosabb deltaüledékei.

A pannóniai rétegösszlet felső részén a vízkémiai jelleg főként NaHCO_3 -os, kivéve az üledékösszlet mélyebb (az aljzatkiemelkedés feletti) rétegeiből származó vizeket, melyek NaHCO_3Cl -os, esetenként NaClHCO_3 -os jellegűek. Az Alföldi Formációcsoport tárolt vizeinek kémiai jellege jellemzően NaCl -os, kivéve a vastagabb homokkő és konglomerátum formációból származó vizeket, mely lokális vízadók NaHCO_3 -os, NaHCO_3Cl -os, NaClHCO_3 -os jellegűek (ZILÁHI-SEBESS & GYURICZA, 2013). E tanulmányban a vízgeokémiai jellemzőkre külön nem készült modellvizsgálati szempontú elemzés, de az összes oldott anyag és egyes alkotók (pl. klorid-tartalom) változása, izotópok pl. oxigén, deutérium, ^3He ($^3\text{He}/^4\text{He}$) értékek jó indikátorai áramlási út vonalak, mélységi keveredések tisztázására (SZÖCS et al. 2017).

Az aljzat mélysége erősen változó, a hátság területén a felszín alatt már akár 1000 m-rel is nyomozható, míg a hátság peremei felé egyre nagyobb mélységbe, 3000 m, vagy akár 6000 m-es mélységbe is lezökken.

Rezervoárként egyrészt a karbonátos formációk jöhetnek számításba amennyiben hosszabb ideig felszíni hatásnak, tehát mállásnak és karsztosodásnak voltak kitéve. Az ilyen helyzetek esetében néhányszor tíz, esetleg száz méteres vastagságban is lehet megnövekedett pórus- és repedéstérrel, valamint permeabilitással számolni.

Másrészt a tektonika következtében kialakult repedezett, mállással érintett sziliciklasztos, vagy granitoid és metamorf képződmények rendelkezhetnek magasabb porozitás és permeabilitás értékekkel, illetve válhatnak rezervoárokká.

Az aljzati képződmények repedezettsége nemcsak a tárolt vizek áramlásában játszik szerepet, hanem a területen előforduló szénhidrogének migrációjában és csapdázódásában is (Czauner, 2012). A csekély szervesanyag-tartalommal rendelkező, mélyebb helyzetben található karbonátok megfelelő termikus körülmények esetén szén-dioxid gáz anyakőzetei lehetnek. Az itt keletkezett gáz migrációjában elsősorban a kőzet repedéshálózata, a tektonizáltsága (vertikális migráció), valamint az aljzat eróziós felszíne (horizontális migráció) játszanak szerepet, melynek következtében a gáz a sekélyebb, a karbonátos képződmények felső zónáiba, vagy a pannóniai fekvő közelébe juthat. Az ebben a szintben kialakult telepek nyomása általában kisebb a hidrosztatikusnál.

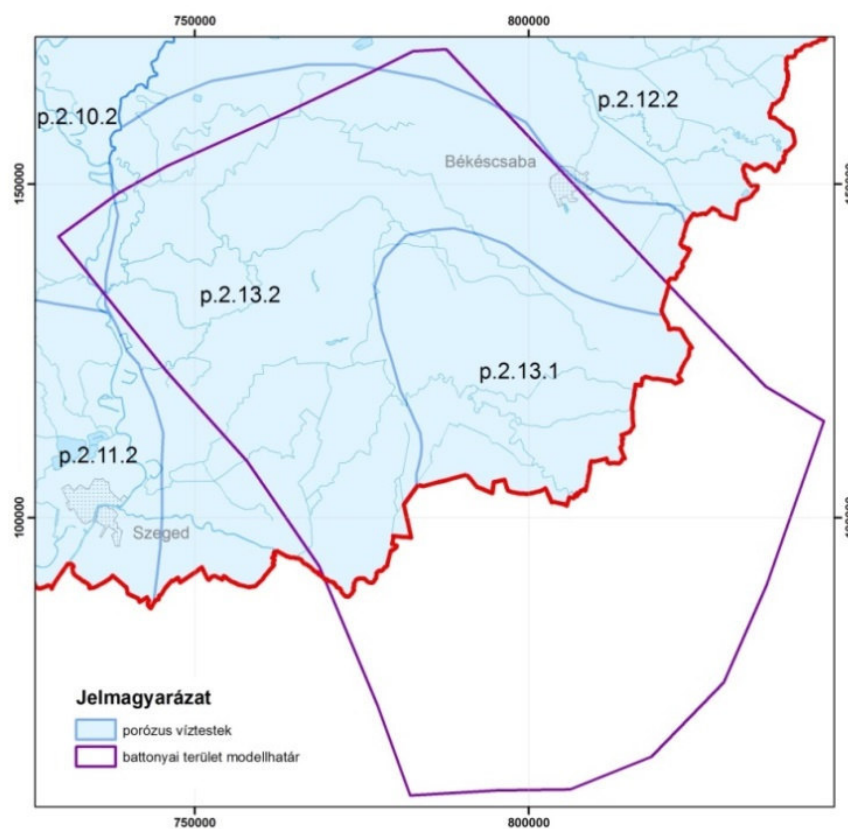
3.3.2 A térségi víztestek mennyiségi jellemzése

Az EU Víz Keretirányelve (VKI)², valamint az arra épülő hazai jogszabályok előírják, hogy azokon a víztesteken, ahol a jó állapot fennáll, azt biztosítani és fenntartani szükséges, ahol pedig gyenge az állapot, ott intézkedésekkel javítani kell. Szükséges, hogy például a mélységi geotermikus hasznosítás folytatása során a nyomásszintek kedvezőtlen változása a termálvíz-hasznosításokat ne érintse.

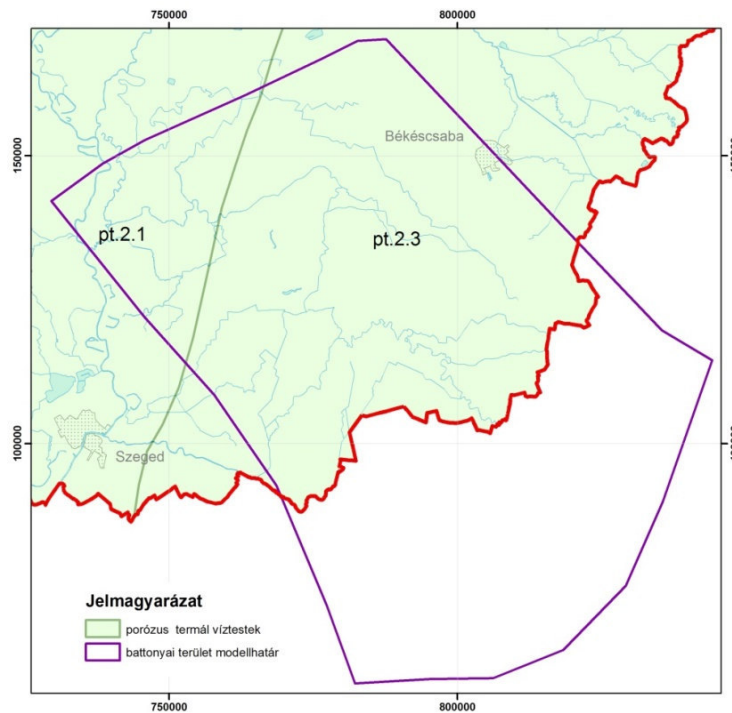
² A VKI előírásai jogi keretet adnak az Európai Unió tagállamainak a szárazföldi felszíni és felszín alatti vizek, az átmeneti vizek, a parti tengervizek védelméhez. A VKI végrehajtásának első lépéseként Magyarország első vízgyűjtő-gazdálkodási terve (VGT1) 2010 áprilisában készült el. A VKI előírásai szerint a vízgyűjtő-gazdálkodási terveket 6 évente felül kell vizsgálni, ezért 2015. év végére elkészült a VGT1 első korszerűsített, felülvizsgált változata, a VGT2, amely a 2016–2021 közötti időszakra vonatkozó intézkedési programot határozta meg. A VKI szerinti VGT felülvizsgálati kötelezettségnek megfelelően 2021. december 22-ig kell elkészülnie Magyarország felülvizsgált, 2022–2027 időszakra vonatkozó, harmadik vízgyűjtő-gazdálkodási tervének (VGT3). A terv nem csak Magyarország területére, hanem a Duna folyam teljes, nemzetközi vízgyűjtőjére is elkészül.

Ennek a hatásnak a detektálására lenne szükséges a jól megválasztott monitoring, mely bányatelken túlmutat és a regionális és/vagy több lokalitás együttes hatását reprezentálja.

A vizsgálatban vont területen nagyjából két porózus (p.2.13.1 és p.2.13.2), és két termál porózus (pt. 2.1 és pt.2.3) víztest alkotja a sekély rétegek alatt. A VGT2 minősítése alapján mennyiségi szempontból mindkét porózus víztest jó minősítést kapott, míg a pt.2.1 termál víztest jó, de fennáll a gyenge állapot kockázata besorolású, ugyanis a túltermelés jelei mutatkoztak a süllyedéstezst eredményeképp. (26. ábra, 27. ábra)



26. ábra. A porózus víztestek térképi eloszlása Battonyai pilotterületen



27. ábra. A porózus termálvíztestek térképi eloszlása Battonyai pilottérület térségében

A túltermelés jelei, még lokálisan is azt mutatja, hogy az utánpótlás sebessége tartósan elmarad a kitermelés ütemétől. Ugyanis hévízkút létesítésekor, lokálisan lecsökken a víznyomást, ennek következtében mind rétegirányból, mind vertikálisan a felső és alsó rétegekből a víz a kút irányába áramlik. Az áramlás sebessége annál nagyobb, minél nagyobb nyomáscsökkenést (depressziós teret) idézünk elő.

Ennek következtében az egész víztest lefelé mozdul el, ugyanis a nyomáscsökkenés terjedése nagyságrendekkel gyorsabb, mint a víz szivárgási sebessége. Így emberi behatásra vízmérleg elemei megváltoznak, több víz szivárog a mélybe, mint a víztermelés előtt. A mélységi vízkivétel helyétől felfelé haladva, csillapítottan ugyan, vízszint csökkenést tapasztalható.

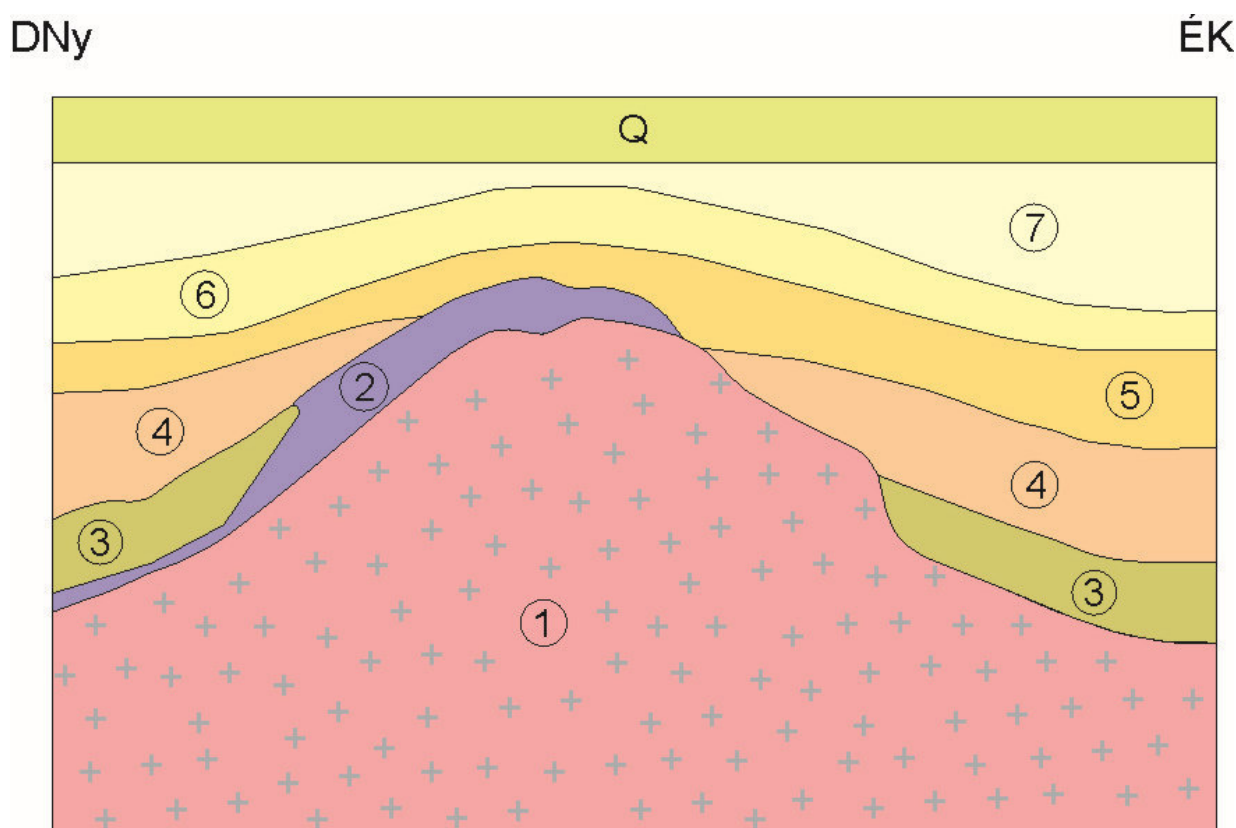
A vízszintcsökkenés mértékét, a fenntarthatóság kérdéskörét járják körbe SZANYI és szerzőtársai (2013). A probléma nagyrészt elkerülhető vagy mérsékelhető takarékos, pl. kaszkádos hasznosítással, kontingens alapú elosztással, vagy ha a kitermelt és lefűtött termálvíz visszasajtolásra kerül.

3.3.3 Termálvízadók jellemzése

A korábbi szerkezetalakulási folyamatok szükségszerűen hatást gyakorolnak termálvíztartó összetek rétegeinek horizontális és vertikális szivárgáshidraulikai

jellemzőire. A földtani eredetű áramlási kényszerpályák alapvetően meghatározzák az utánpótlódási útvonalakat, a jelenlévő vizek összetételét, korát, sok esetben a mélyebb régiók sós vizének sekélyebb szintekbe jutását.

A vizsgált területen megismert legfontosabb tárolókőzetek (28. ábra) a következők (TATÁR A.-NÉ et al. 1999, SZENTGYÖRGYI K.-NÉ et al. 2010) [frissítve a jelenlegi formáció és korjelző nevekkal; sorszámukkal megjelenítve az ábrán, a Magyar Rétegtani Bizottság jegyzőkönyvei alapján; https://foldtan.hu/mrb_munkabizottsagok]:



28. ábra. A Battonya–Pusztaföldvári-hát releváns tárolókőzetei

1. Alaphegységi paleozoos metamorfitok, gránit (Battonyai Komplexum F.), permi riolit, riolittufa (Gyűrűfüi Lapillitufa F.) felső, repedezett zónája és töredezett, mállott felszíne;
2. Alsó-triász repedezett homokkő (Jakabhegyi Homokkő F.), középső-triász repedezett, breccsásodott dolomit (Szegedi és Csanádapácai Dolomit F.);
3. Középső-miocén, badeni és szarmata konglomerátum, homokkő, biogén mészkő (Abonyi F., Lajtai Mészkő F., Tinnyei F, Kozárdi F.);
4. Felső-miocén (pannóniai) báziskonglomerátum, bázishomokkő (Békési Konglomerátum F.);

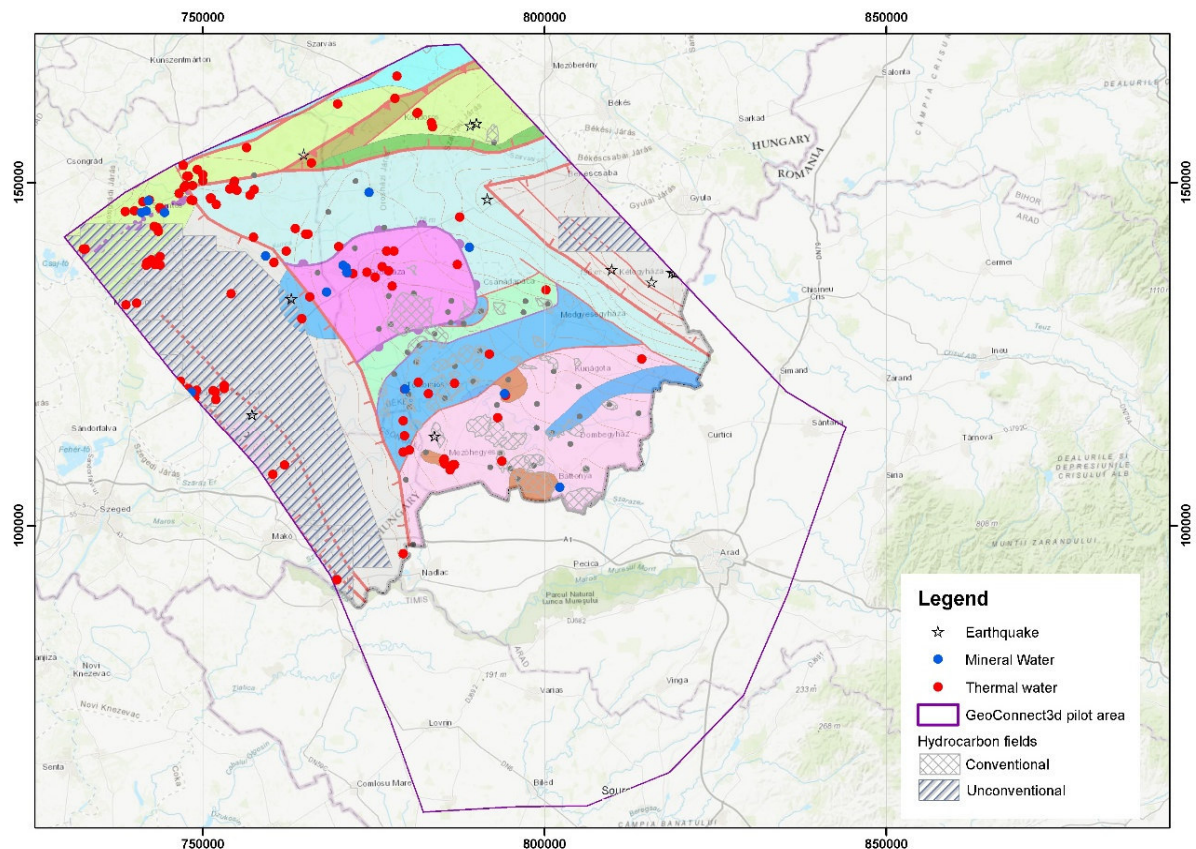
5. Felső-miocén (pannóniai) aleuritos bazális mészmárga repedezett zónái (Endrődi Márga F, Tótkomlói Mészmárga Tagozat);
6. Felső-miocén (pannóniai) deltaelőtér kifejlődésű, turbidites homokkő-összlet homokos részei (Szolnoki F);
7. Pannóniai deltasíkság kifejlődésű, különböző típusú zátony- és mederhomokkő testek, gyengén konszolidált (Újfalui F.)

E felsorolás szénhidrogén kutatások alapján összegződött, termálvízutak viszont ezekre a formációkra, illetve rétegekre zömmel nem települtek, kivételt jelent ez alól a mezozoos aljzat (pl. Tótkomlós) és a pannóniai rétegösszlet, az ok általában alacsony vízhozam és nagy sótartalom. Az alaphegységben tektonikai folyamatok következtében kialakulhat repedezett, mállással nem érintett „üde” karbonátos részek, repedezett sziliciklasztos, vagy granitoid és metamorf képződmények rendelkezhetnek magasabb porozitás- és permeabilitás értékekkel, illetve válhatnak rezervoárokká.

3.3.4 A térség objektumai, geomanifesztációs térkép

A GeoERA GeoConnect^{3d} projekt (<https://geoera.eu/projects/geoconnect3d6/>) újítása a geomanifesztáció (BARROS et al. 2021) fogalma. Ez a fogalom a földtani, vízföldtani, geotermikus stb. okokra visszavezethető jelenségeket veszi számba. Ilyen módon egy intenzív feláramlási területen megjelenő szikes tavak, a pozitív hőanomália, a magas összes oldott anyag tartalom és a felszínközeli vízszint mind geomanifesztációnak minősülnek.

A leáramlási térségekben a negatív hőanomális mélyebben fekvő talajvízszint a jellemző. A következő ábrán a modellezett terület magyarországi részén látható geomanifesztációk láthatók (29. ábra).



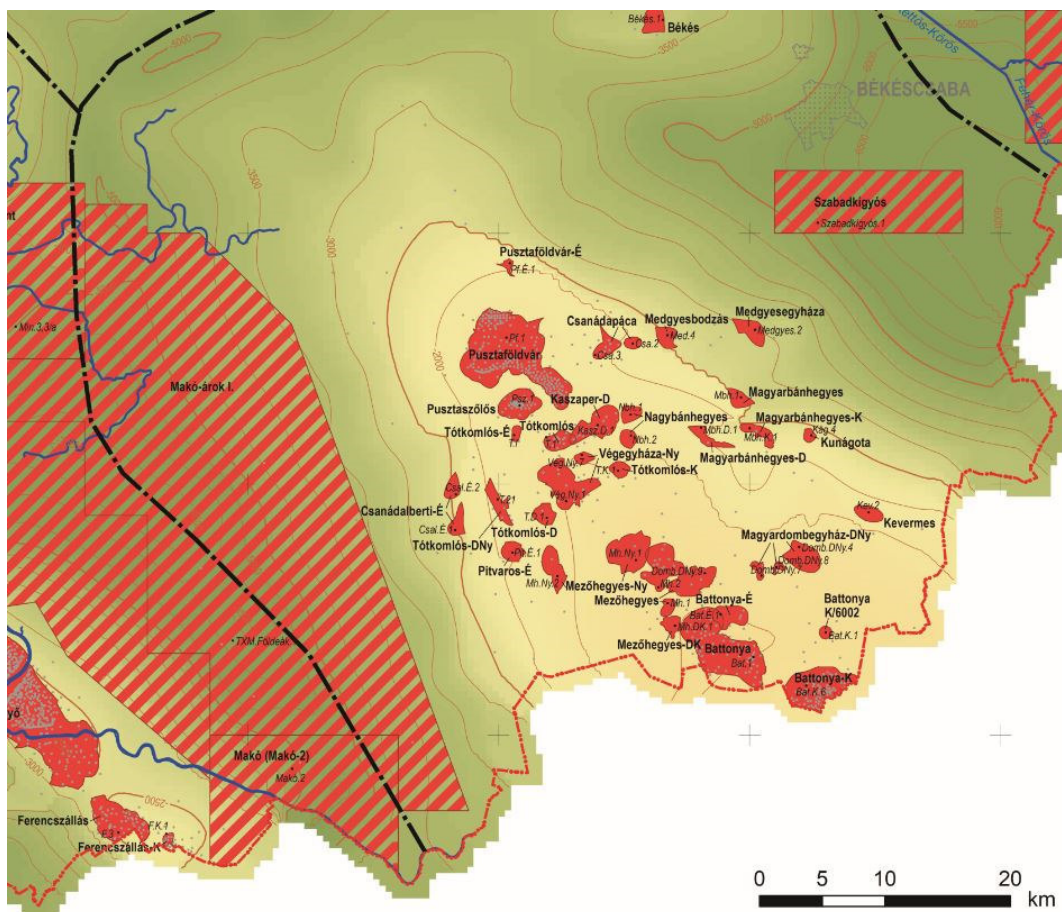
29. ábra. A Battonya–Pusztaföldvári-hát geomanifesztációs térképe a magyarországi térrészre (RMAN et al. 2021)

Forrás: https://geoera.eu/wp-content/uploads/2021/07/GeoConnect3d_D4.2_Joint-report-on-geomanifestations-in-the-Pannonian-Basin.pdf

Mélységbeli geomanifesztációk a Battonya–Pusztaföldvári-hát területén:

- Jelentős termákvíztározók, hőmérsékleti anomáliák
- Szénhidrogén felhalmozódások (olaj- és gázmezők: több mint 700 fúrás készült el ezen a területen)
- A gravitációs áramlási rendszer alatt a túlnyomásos áramlási rendszer helyezkedik el, mintegy megtámasztva azt
- Az aljzati kiemelkedés áramkép módosító hatása

A szénhidrogén mezők jelenléte hangsúlyos a területen (30. ábra) és az aljzati magaslát tetőzónájához, illetve annak gerincvonalához kötődik.



30. ábra. Szénhidrogén telepek a Battonya–Pusztaföldvári-háton (BABINSZKY & KOVÁCS, 2018)

Jelkulcs: piros kitöltött: hagyományos szénhidrogénmező, sraffozott: nem hagyományos szénhidrogénmező

A terület fő szénhidrogén-tároló szintje a paleo–mezozoos medencealjzat repedezett tetőzónája és a rá legtöbbször közvetlenül települő pannóniai báziskonglomerátum–homokkő–mészmárga rétegsora, illetve kisebb mértékben a prepannóniai miocén és az „alsó-pannóniai” bázistörmelék üledéksora (az ismert szénhidrogénvagyron 60%-a, a kőolaj készlet 96,5%-a ehhez a szinthez kapcsolódik, BABINSZKY & KOVÁCS, 2018).

A Földvár-alsó telepek kivételével kőolaj csak a Békési Konglomerátum Formációban és az Endrődi Formáció Tótkomlói Mészmárga Tagozatában, valamint a velük hidrodinamikailag összefüggő preneogén fekvő kőzeteiben van, halmaztelepek formájában. Regionálisan jellemző tárolókőzet a Tótkomlói Mészmárga Formáció. Kisebb a jelentősége a miocén törmelékes és karbonátos, valamint a középső-triász tárolókőzeteknek. A csapdák a mészmárga áteresztőképességének változása miatt alakultak ki, illetve tektonikusak (PAP et al. 1998 in KOVÁCS, 2018). Az anyakőzetekből a szénhidrogének a medencealjzat töredezett, repedezett kőzetblokkjaiba, valamint a gyűrődés és kompakció nyomán kialakult antiklinálisok homokkőveibe, és azok

sztratigráfiai és diszkordancia csapdáiba migráltak (DANK 1988, HORVÁTH & TARI, 1999). A mélyebbről elvándorolt szénhidrogének a tárolókőzetbe jutva az aktuális morfológiai viszonyoknak megfelelően jutottak el a végleges csapdázódási helyeikre. Az Alföldön elsősorban szerkezeti csapdáknál akkumulálódtak a szénhidrogének (CLAYTON et al. 1994). A területen a leggyakoribb csapdászervezet az esetenként litológiai zárással is kombinált kompakciós boltozat (JUHÁSZ et al. 1997 in KOVÁCS (2018)). A területre jellemző csapdatípusok: települt boltozatú csapdák alatt kialakult rétegtelepek, tektonikailag és/vagy litológiai zárt réteg- és halmaztelepek.

3.4 Túlnyomásos zónák, abnormális rétegnyomások jelenléte

Számos területen leírtak már olyan zónákat, ahol a felszín alatti nyomás a hidrosztatikus nyomás felett és alatt is rendellenes. A nyomás és a sótartalom nagyon hirtelen változása, valamint a magas nyomású zónák alultömörödött jellege arra utal, hogy ezek a zónák hatékonyan elszigeteltek a környezetüktől. Ha ez az elszigeteltség a jelenleginél kisebb mélységben történt, akkor az elszigetelt térfogat lefelé haladva növekvő hőmérsékletnek lett volna kitéve. A vízre vonatkozó P–T–sűrűség diagram azt mutatja, hogy minden olyan geotermikus gradiens esetén, amely nagyobb, mint kb. 15 °C/km, az izolált térfogatban a nyomás a hőmérséklet növekedésével gyorsabban nő, mint a környező folyadékokban. Ez a túlnyomást előidéző mechanizmus a legtöbb más javasolt folyamat mellett is működik, de a teljes hatás egy adott területen attól függ, hogy a rendszer mennyire marad elszigetelt. Ha egy normális nyomás alatt álló rendszer elszigetelődik, majd hőmérsékletcsökkenésnek van kitéve (például, ha az erózió jelentős mennyiségű fedőréteget távolít el), a rendszerben a nyomás a külső hidrosztatikai nyomás alá fog esni. Ez megtörténhetett néhány olyan területen, ahol most szokatlanul alacsony a nyomás. (BARKER, 1972).

A Makói-árokban, illetve a Békési-medencében a túlnyomásos zónák jelenléte detektált. Általánosságban elmondható, hogy míg a felső-pannóniai rétegösszlet (*Újfalui Formáció*) aljáig tartó térrész hidrosztatikus állapotú egységes nyitott hidrodinamikai rendszert alkot, ahol a domináns hajtóerő a gravitáció, addig az alatt megjelennek a normál hidrosztatikus többszörösére ugró nyomásértékek változatos mintázatot alkotva. A legnagyobb nyomásnövekedés mintegy 30–35 MPa/km. (ALMÁSI, 2001).

Az extrém nagy nyomású elzárt térrészek áramlástani szempontból holt terek. VARSÁNYI & Ó. KOVÁCS (2009) termálvizek eredetével foglalkozó tanulmányukban mély

árkok feletti a mélységi kemizmust mutató termálvíz komponensek hiányáért a rekesztő zónák, nagy vastagságú *Endrődi Formáció* alacsony permeabilitású összlete mellett az extrém túlnyomásos zónák is felelősök. Az aljzati kiemelkedések felett éppen ezért sokkal nagyobb volumetrikus arányban található mélységi eredetű vízkomponens.

Az abnormális rétegnyomások kialakulásának szakirodalma sok lehetséges okot valószínűsít: a tektonikai feszültség, a gyors leülepedés mellett szükséges nagyon kis permeabilitású kőzettestek jelenléte szigetelő funkciójukkal egyetemben. (DEJU, 1973 in DOMENICO & SCWARTZ, 1990). A tapasztalatok azt mutatják, hogy a harmadidőszaki üledékes kőzetekben fordulnak elő anomálishan nagy rétegnyomások, az ettől idősebb kőzetekben már volt elég idő disszipálódni a túlnyomásnak (MARTON, 2009). A rétegnyomás kompakció miatti növekedése mellett egy másik nézet szerint a túlnyomás elsődleges oka a kőzetlemezek mozgása miatti kompresszió (TÓTH & ALMÁSI, 2001; ALMÁSI 2003).

Külön kitérőt érdemel BARKER (1972) elmélete. Számítása szerint a sekélyebb térbeli helyzetben történő izolációt követően mélyebbre süllyedve már 25 °C/km geotermikus gradiens mellett, 50 °C hőmérsékletemelkedés egy elzárt kőzettestben 300 bar túlnyomást okoz, feltéve, hogy a kőzetmátrixot teljesen merev környezetűnek tekintjük.

Részletezve BARKER (1972) számítását (meghagyva az eredeti mértékegységet, de átkonvertálva SI-re):

Ha a D1 mélységnél és T1-hőmérsékletnél (A pont) az izoláció bekövetkezik, és a rendszer ezután a T2-nek megfelelő D2 mélységbe süllyed:

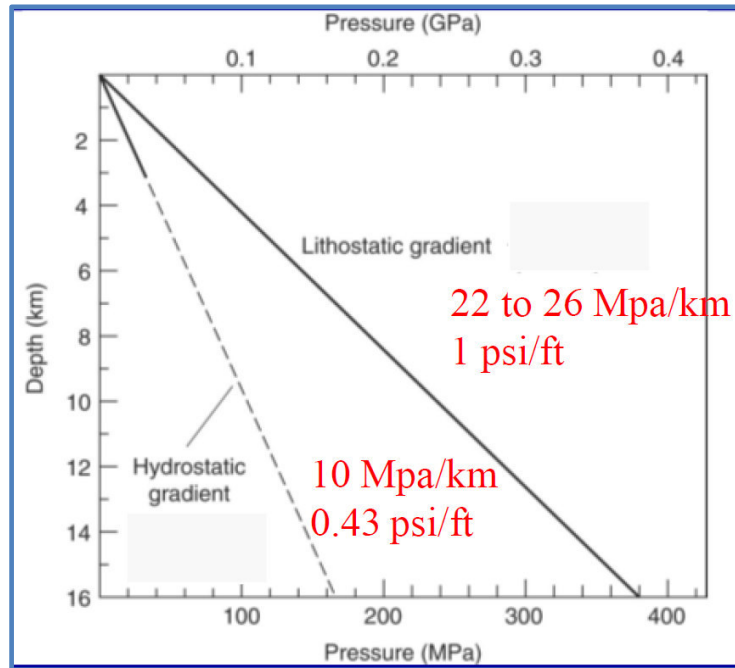
- 50 °C-os hőmérséklet emelkedésekor, akkor a normál képződési folyadékokban a nyomás 6000 psi-re (**414 bar**) emelkedik.
- Ugyanez a hőmérsékletemelkedés izolált térfogatban 10 400 psi-re (**717 bar**) emeli a nyomást.
- Így a normál hidrosztatikus érték feletti 4 400 psi (**303 bar**) nyomású túlnyomásos zónát 50 °C hőmérsékleti emelkedés hozza létre.
- Ez 3500 láb (**1066,8 m**) megnövekedett mélységnek felel meg, ha a geotermikus gradiens 25 °C/km.

A világ számos részén leírtak abnormális nyomású zónákat, mind a hidrosztatikus felett és alatt is. A magas nyomású övezetek közül a Mexikói-öböl északi partvidéke különösen jól tanulmányozott, és ott a normál hidrosztatikus értékek feletti 5000 psi nyomás nem ritka. Ezeket a túlnyomásokat kifejezhetjük a geosztatikus arányban, amely a megfigyelt folyadéknomás és az azonos mélységű litosztatikus nyomás aránya (31. ábra):

$P_{\text{folyadék}}/P_{\text{kőzetnyomás}} = 0,47$ normál hidrosztatikus nyomás;

ahol a $P_{\text{kőzetnyomás}}$ 1-hez közelít.

Szakirodalomban magas nyomású zónák esetén 0,95-nél nagyobb litosztatikus arányokkal találkoztak.



31. ábra. A hidrosztatikus és a kőzetnyomás változása a mélységgel BARKER 1972

$$\sigma_{\text{Lith}} = \rho \cdot g \cdot Z$$

$$\text{Kőzetsűrűség} = 2000\text{--}3000 \text{ kg/m}^3$$

$$\sigma_{\text{Lith}} = 2500 \text{ kg/m}^3 \times 9.8 \text{ m/s}^2 \times 1000 \text{ m} \approx 25 \text{ MPa/km} \approx 1 \text{ psi/ft}$$

Általában a nagynyomású zónákat az alultömörődés jellemzi a palákban, és olyan vizet is tartalmaznak, amely kevésbé sós, mint a zónán kívüli fluidum.

Számos helyen hirtelen változhat normál nyomásról nagy nyomásra, ami azt jelzi, hogy a nyomás alatt álló térségek elszigetelődnek a környezetüktől. DICKINSON (1953) arra a következtetésre jutott, hogy „egy nagy nyomású rezervoár hatékonyan elkülönül minden egyéb porózus formációtól, amely normál hidrosztatikus nyomást tartalmaz, különben a nyomás eloszlik (disszipálódik)”.

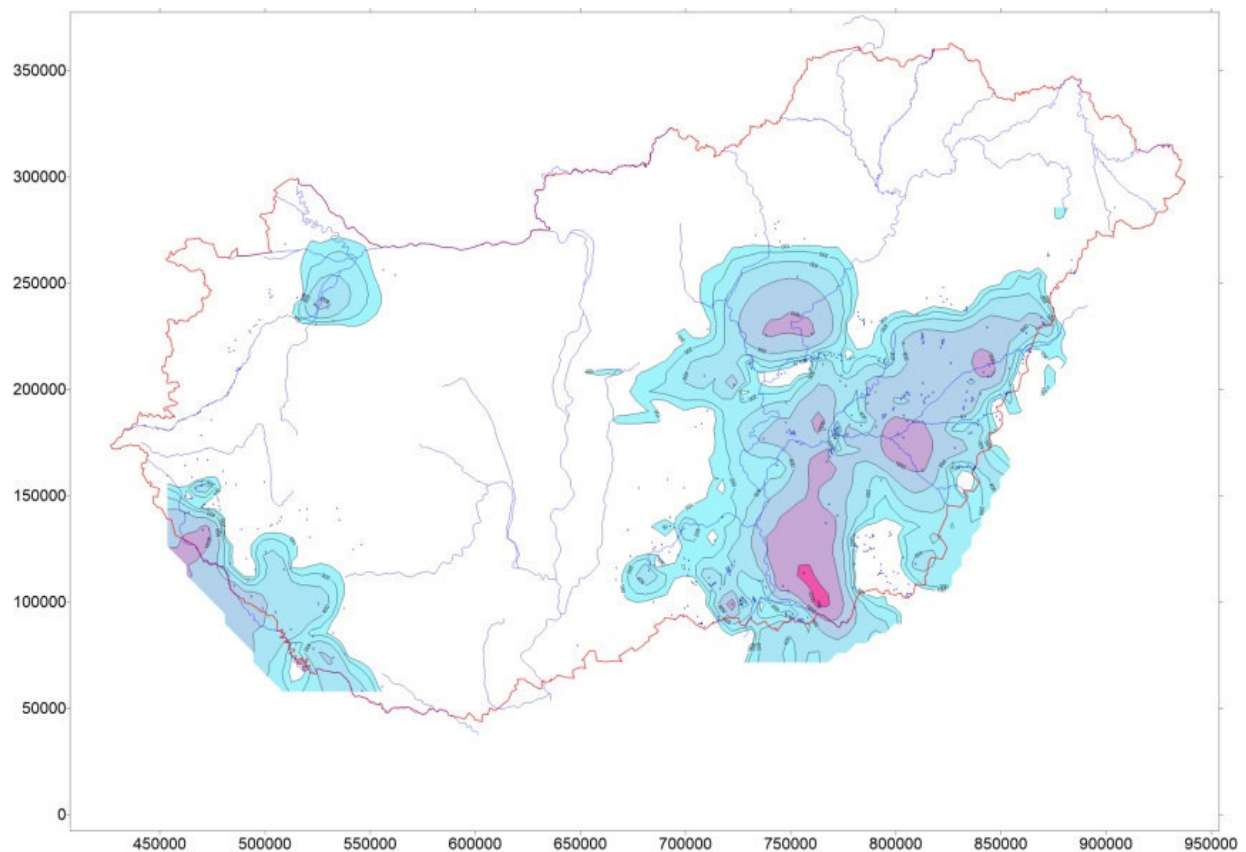
A vízkibocsátással járó ásványi átalakulások szintén növelhetik a nyomást, vagy alternatívaként megoldást adhatnak a szivárgás miatti veszteségek ellensúlyozására. A gipsz–anhidrit konverzió fontos lehet sekély mélységben, de a montmorillonit

dehidratációja valószínűleg a legfontosabb diagenetikus folyamat lesz a mélység növekedésével. A felszabaduló víz mennyisége jelentős, és az izolált üledék térfogatának akár 10% -át is elérheti (BURST, 1969).

A dehidratációs folyamat endoterm, és 100 °C-ot meghaladó hőmérsékletet igényel. Káliumionok jelenlétében a montmorillonit illitté alakul, és ez a folyamat olyan vízmennyiséget szabadít fel, amely megegyezik a megváltozott montmorillonit térfogatának körülbelül felével (POWERS, 1967). Mivel az ásványi átalakulások által felszabaduló víz friss, csökkenti a bezárult folyadékok sótartalmát. A szerző által aquathermális nevezett nyomás egy lehetséges mechanizmus a rendellenes felszín alatti nyomások létrehozására, és a hatást fokozza a kissé magasabb hőmérsékletek a magas nyomású zónában és az ásványi átalakulások, amelyek a víz felszabadulásával járnak. Még ha egyes szerzők túlzónak is állítják ezt az értéket, tekintve a közetmátrix rugalmasságát, a Pannon-medence esetében, ahol a geotermikus gradiens jóval magasabb az átlagnál ez lehetséges forgatókönyve esetleg releváns komponense lehet a túlnyomás kialakulásának.

A rétegnyomásokból származtatott túlnyomás térkép (32. ábra) szemlélteti azt a jól ismert tényt, hogy a túlnyomások jelenléte leginkább a mélyárkokhoz kapcsolódóan az alföldi területrészen maradt fenn. Gyakran a nagyobb mélységben kompaktálódott, hidraulikailag záró agyagrétegek alatt jó áteresztőképességű homokrétegek vagy repedezett karbonátos kőzetek települnek, megtartva porozitásukat és áteresztőképességüket. Egy ilyen nagy mélységű (3800 m), túlnyomásos tárolóból tört ki a gőz-víz keverék a fábiánsebestyéni Fáb-4 szénhidrogén-kutató fúrásból (Bobok&Tóth, 2010).

A Kisalföldön neotektonikus mozgások révén a túlnyomásos zónák nagy része disszipálódott (TÓTH et al. 2003).

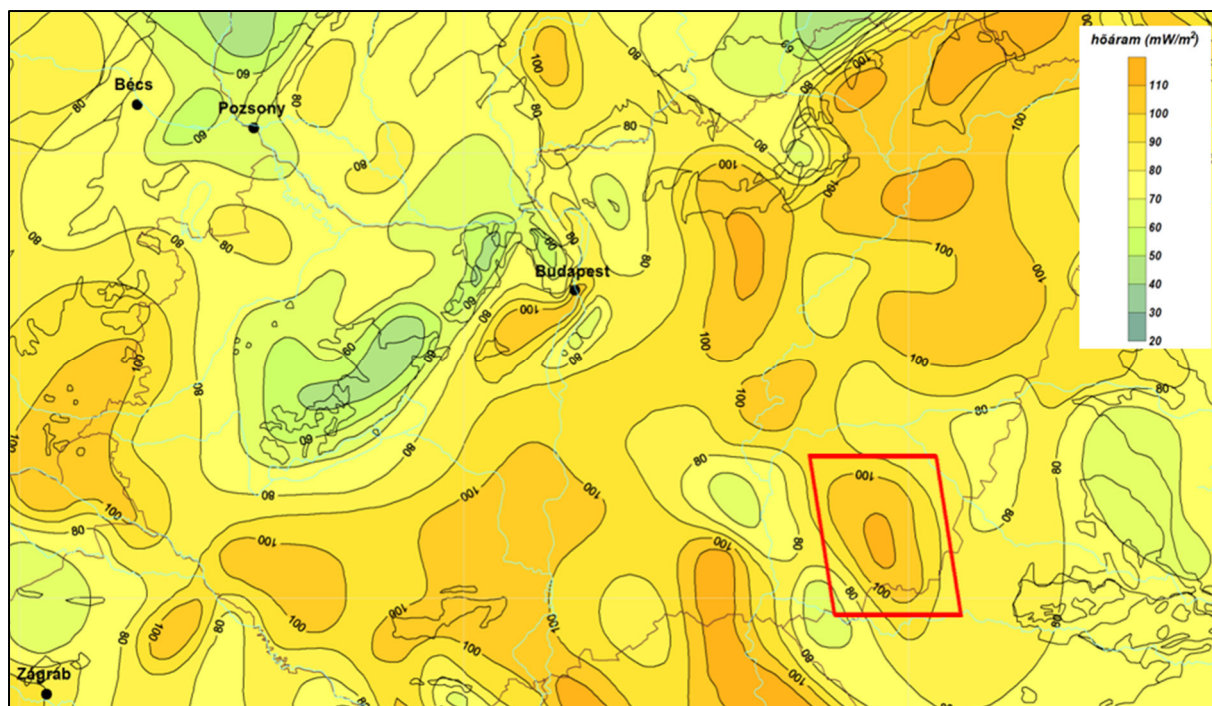


32. ábra. Rétegyomásokból extrapolált túlnyomásos térkép (TÓTH et al. 2003)

3.5 Geotermikus helyzetkép

A Pannon-medence közismert jó geotermikus potenciáljáról (DÖVÉNYI & HORVÁTH, 1988; LENKEY et al. 2002; SZANYI et al. 2009; HORVÁTH et al. 2015), amely kedvező geológiai adottságainak köszönhetően termálvizekben gazdag.

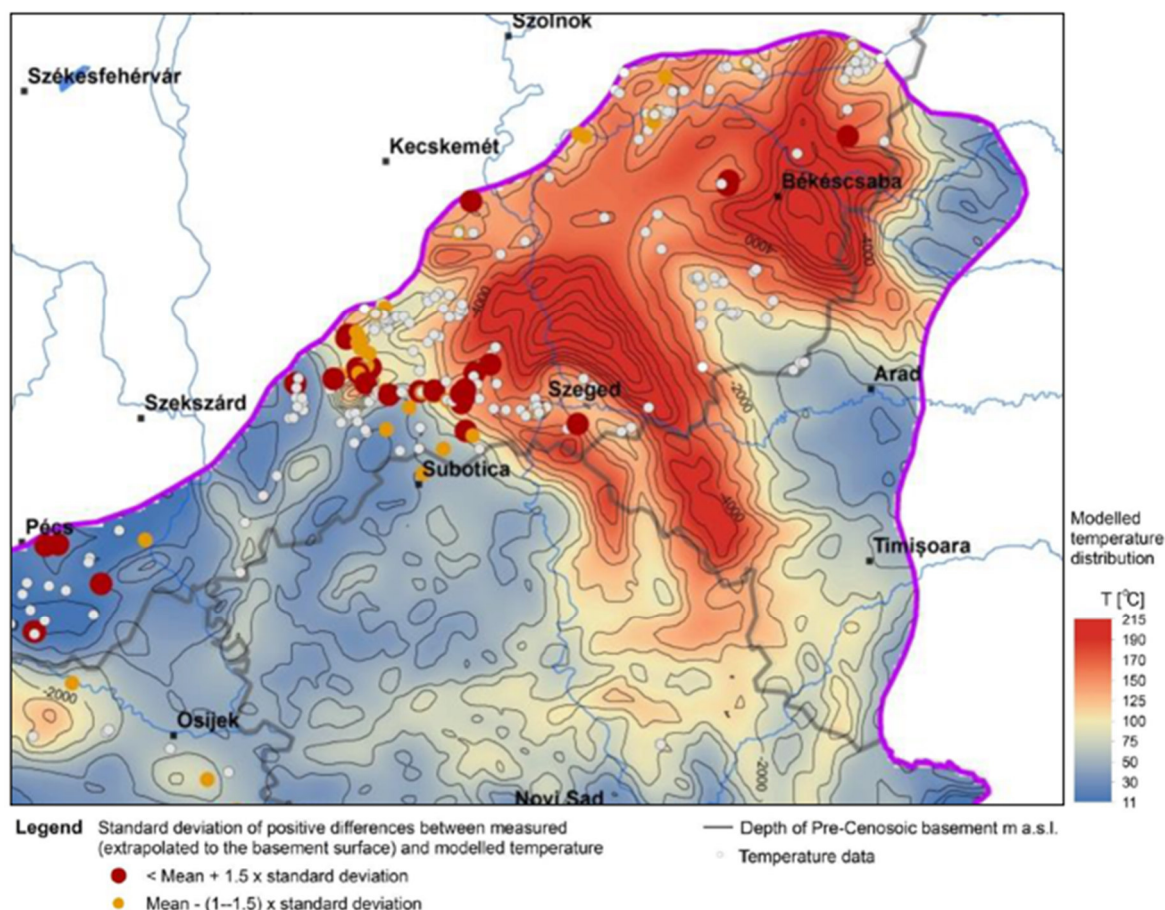
A Pannon-medencét pozitív geotermikus anomália jellemzi, a hőáramlási sűrűség 50 és 130 mW/m² között mozog, átlagértéke 90–100 mW/m² (HURTER & HAENEL, 2002; LENKEY et al. 2002; HORVÁTH et al. 2015) a geotermikus gradiens pedig 45 °C/km körüli (DÖVÉNYI & HORVÁTH, 1988).



33. ábra A Pannon-medence és környezete hőáramsűrűsége –részlet (HORVÁTH et al. 2005)

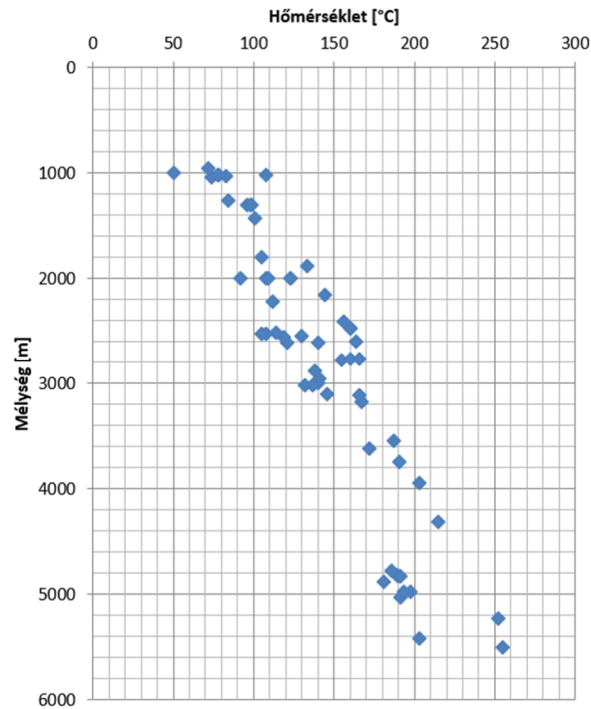
A megfigyelt hőáramsűrűséget a gyors üledékképződés, erózió és talajvízáramlás zavarhatja (ALFÖLDI et al. 1985; POWELL et al. 1988; BÉKÉSI et al. 2018). A pozitív anomália a viszonylag sekélyen fekvő preneogén alapkőzetben lévő konvekciós zónáknak tulajdonítható, ami a prekainozoos magaslaton megközelítőleg 100–120 mW/m² értéket eredményez konvekciós feláramlási ágának következményeként. Alacsonyabb értékek az árok feletti részen találhatók és a hordalékkúp intenzív beszívargási zónájában.

A DARLINGE projekt keretében analitikus modellt készült a perspektivikus geotermikus területek kijelölésére (ROTÁR et al. 2018). A becült hőmérséklet egy konduktív geotermikus modell eredménye, de a legtöbb esetben a konvekció az elsődleges folyamat az alaphegység képződményekben (különösen a karsztos képződményekben), és konvekció esetén a számított adatok jelentősen eltérhetnek a valós értékektől. A modell által számított értékek összehasonlítása az alaphegység-képződményben mért hőmérsékleti értékekkel geotermikus potenciál szempontjából nagyon fontos, mivel az anomáliák az intenzív termikus konvekcióra utaló területeket jelzik (34. ábra).



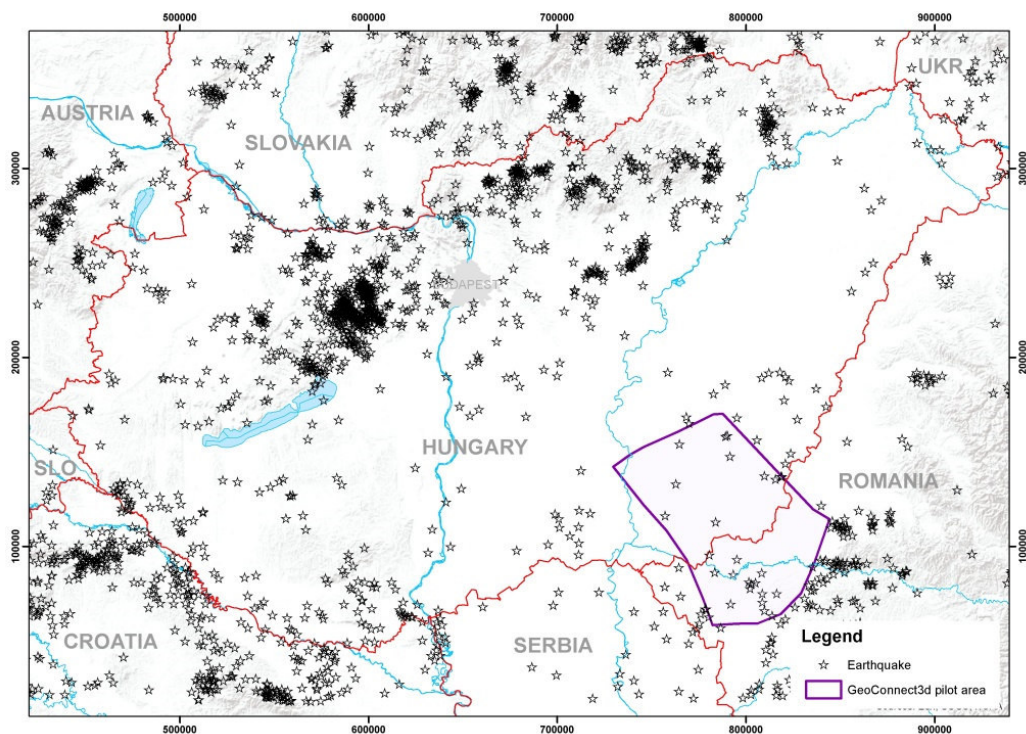
34. ábra Geotermikus potenciáltérkép. Az alaphegység tetején (konduktív modell által) becsült hőmérséklet és a mért hőmérsékleti értékek összehasonlítása, amelyet az alapkőzet tetejére extrapolált/a DARLINGe projekt eredménye: modellezett területre nagyítva, ROTÁR et al. 2018.

Az elmúlt 30–40 évben számos hőmérsékletmérést történt a legkülönbözőbb mélységű fúrásokban. Egy grafikonon összefoglalva (35. ábra) a terület geotermikus gradiensének átlaga körülbelül 43,9 °C/100 m. Látható, hogy nagyobb mélységben, az árok mélyebb részein gradiens csökken az értéke, míg egyes mélységintervallumokban konvektív komponens okoz pozitív hőanomáliát.



35. ábra A Battonya–Pusztaföldvári-hát fúrásainak hőmérséklet–mélységprofilja (24 objektum; 62 mérés)

A földrengések jó indikátorai lehetnek annak, hogy vannak-e nyitott vetők a rendszerben, ebben a tekintetben a célterület alacsony szeizmikus aktivitást mutat (36. ábra).

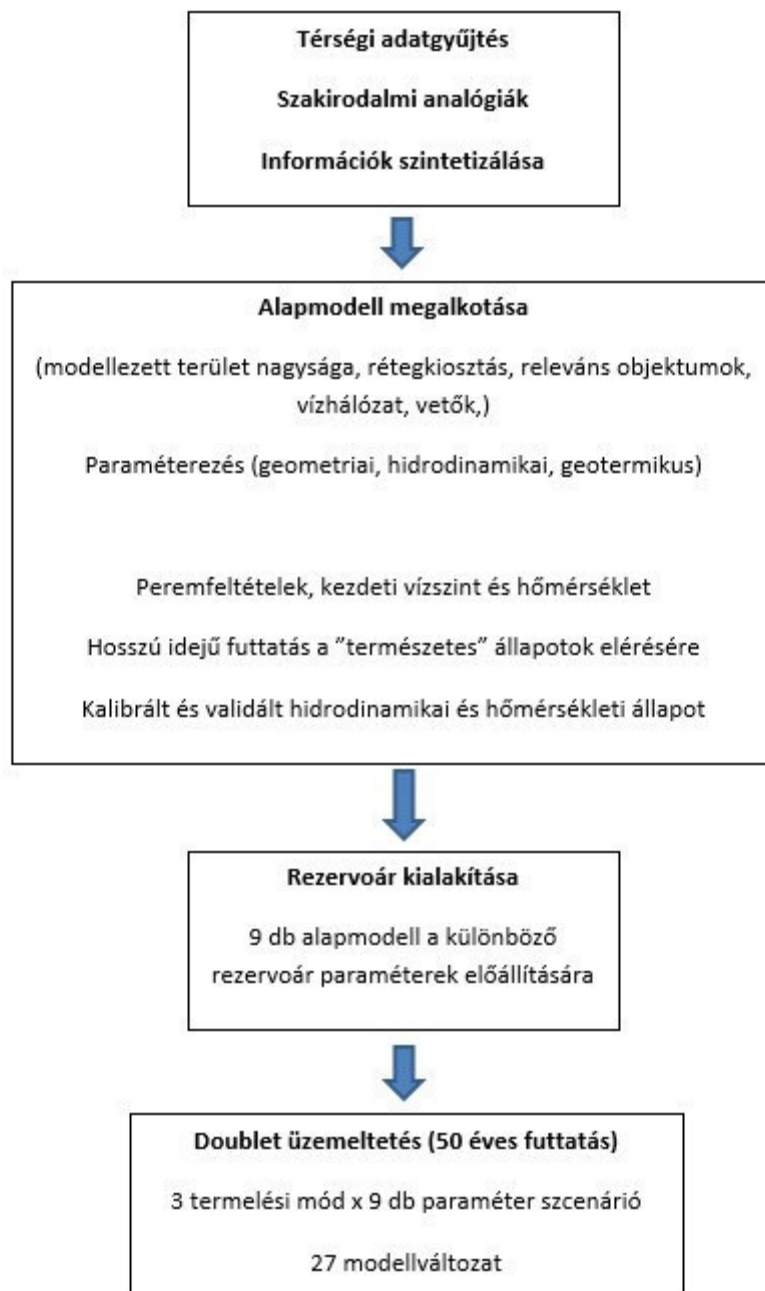


36. ábra. Földrengések helyszínei 2002-2018 Magyar Nemzeti Szeizmológiai Bulletin /HU ISSN 2063-854X/ Kövesligethy Radó Szeizmológiai Observatórium adatai alapján

4 A Battonya–Pusztaföldvári-hát hidrodinamikai és hőtranszport modellvizsgálata

4.1 A modellvizsgálat folyamata

Jelen tanulmányban végigvezetett regionális hidrodinamikai és hőtranszportra alapozott kétkutas kitermelésű geotermikus hasznosítás szimuláció teljes folyamatát a 37. ábra szemlélteti.



37. ábra. A modellvizsgálat főbb állomásai

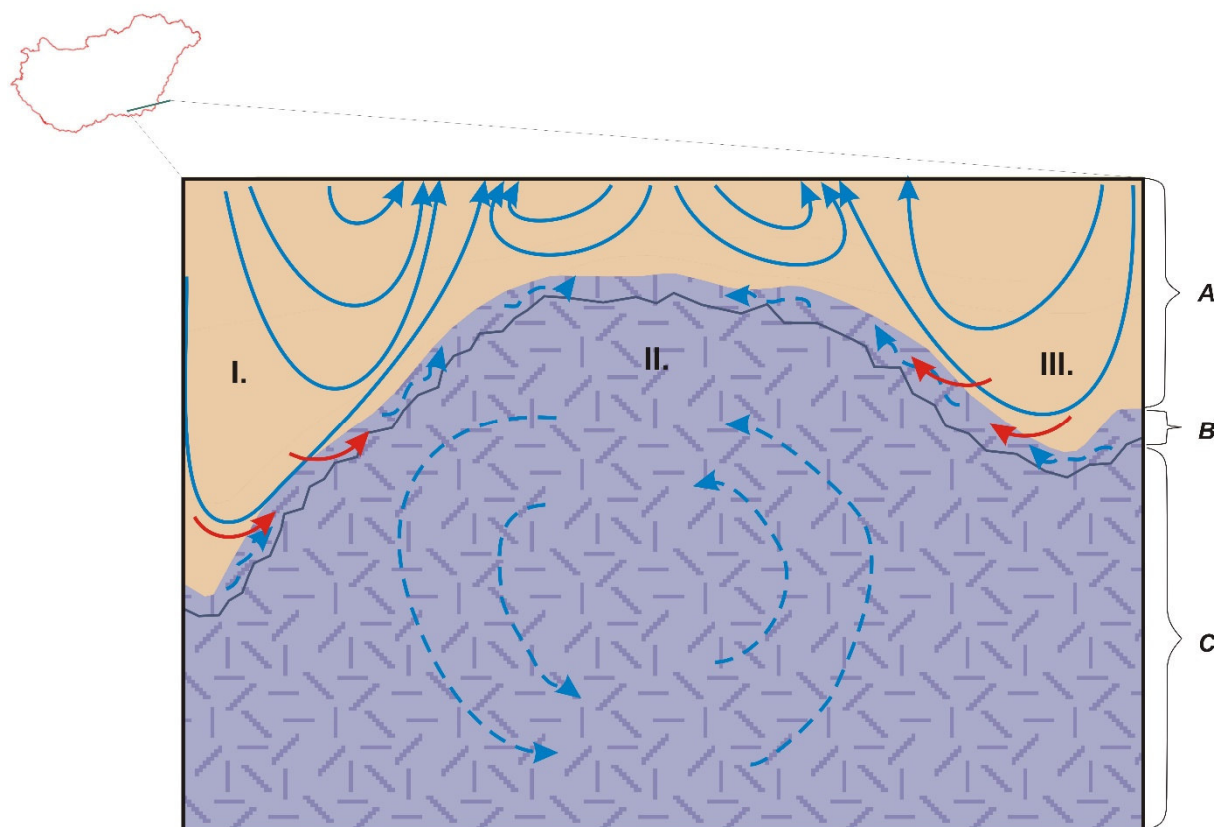
4.2 Koncepcionális modell

A Battonya–Pusztaföldvári-hát környezete magasabb geotermikus gradienssel jellemezhető, miután az aljzati kiemelkedés kiváltképp annak fellazult zónája közvetítő közegként működik. KISS et al. 2015 szerint medenceméretben általában igaz, hogy a vékonyabb litoszférához nagyobb hőáram társul – a köpeny relatív közelsége miatt – azonban, ha kisebb részmedencéket nézünk, akkor ez nem mindig teljesül. Például a Battonya–Pusztaföldvári-hát felett nagyobb hőáramok mérhetők, mint a mellette levő árok felett. LENKEY et al. 2021 szerint a jelenség azzal magyarázható, hogy a medence üledékeknek még nem volt ideje átmelegedni. A jelenség kialakulásában további szerepe lehet annak is, hogy az árokban lévő üledék hőellenállása nagyobb, mint a hátat felépítő gránit hőellenállása, amihez még az áramló fluidum hatása is hozzátesz.

Az Alföld DK-i részén, ÉNy –DK irányban, nagyjából egymással párhuzamosan húzódik két, nagymélységű üledékgyűjtő medence: a Makói-árok és a Békési-süllyedék. Ezekben az üledékes közettömeg vastagsága meghaladja a 6000 m-t. A rögvonulat és a két oldalán elhelyezkedő árok geometriai változatossága önmagában is különleges.

Szénhidrogén termelési adatokból ismert (LEMBERKOVICS et al. 2020), hogy az árokban áramló nagy nyomású fluidum benyomulhat a paleo-mezozoos rög fellazult, mállott zónájába, majd onnan tovább szivároghat a rög alacsonyabb nyomású felső, apikális térsége felé. A mállott zóna (jelenléte és vastagsága bátaapáti példájára alapul), mint egyfajta szállítószalag, lehetővé teszi magasabb hőmérsékletű és nagyobb mélységre jellemző ásványos összetételű fluidumok sekélyebb mélységbe áramlását. Ezen áramlási pályán megvalósulhat mind a termálvíz áramlása, mind a szénhidrogén migrációja, a nyomásgradienstől és permeabilitástól függő sebességgel. Eszerint az önálló áramlási rendszerrel rendelkező üledékes összletek és repedezett-hasadozott aljzati képződmények, a hátság kémiai és mechanikailag egyaránt bontott, mállott és valószínűsíthetően erősen repedezett zónáján keresztül hidraulikusan csatlakoznak egymáshoz (38. ábra). A rög tetőrésze fölött lévő üledékes átmeneti zónában, a vertikális szivárgás irányára, illetve sebességére csak becsléseink lehetnek. Repedésdús, átjárhatóbb (porózus, vetőzóna, virágszerkezet stb.) és kompakt zónákat egyaránt valószínűsíthetünk; így a rögben mozgó víz tovább szivároghat a felszín irányába (VASS et al. 2018). CZAUNER & MÁDLNÉ SZÖNYI (2013) ugyanerre a térségre végzett tanulmányukban az adatok alapján arra a megállapításra jutottak, hogy mind a folyadékáramlási mintázatokat, mind a szénhidrogén-

becsapódás lehetőségét túlnyomórészt a túlnyomás disszipációs útjai irányítják. Az egyes törések hidraulikus szerepét csak néhány esetben tudták azonosítani, de a törésövezetek hidraulikai funkciója és regionális heterogenitásokban betöltött szerepe meghatározható volt. Jelen robusztus modellvizsgálatban a törésövezeteket a fellazult-mállott zóna és annak geometriája, a beágyazott lokális rezervoár vizsgálatban pedig a "zseb" és "köztes zóna" fogalommal jelzett szivárgáshidraulikai egységek (bővebben 5.2 fejezet) reprezentálja.



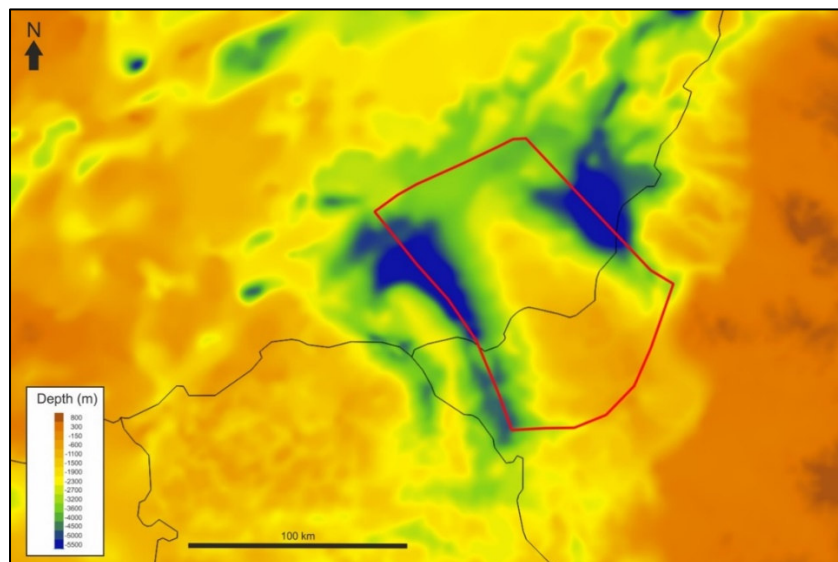
38. ábra. A Battonya–Pusztaföldvári-hát és árokrendszerének elvi áramlási modellje a koncepcionális modellalkotás részeként

Jelmagyarázat: *I.: Makói-árok, II.: Battonya–Pusztaföldvári-hát, III.: Békési-medence; A: medencekitöltő üledéksorozat, B: Aljzati hátság fellazult zónája, C: Mezozoos, paleozoos aljzat, piros nyíl: a kristályos aljzatba belépő áramvonalak.*

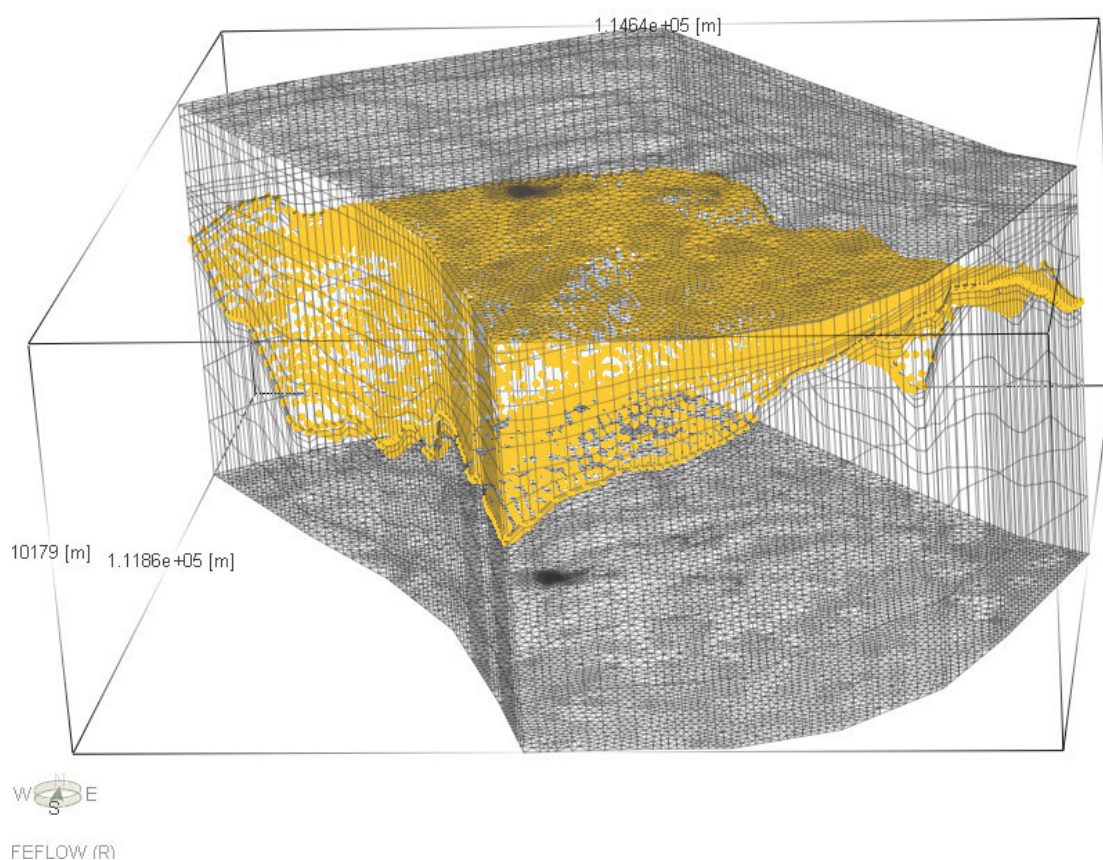
4.3 A modelltér geometriája

A Battonya–Pusztaföldvári-hát modell területének lehatárolásakor a szándék az volt, hogy a peremeken lehetőleg minimális legyen a vízforgalom és kellő távolság legyen a vizsgált területtől (perem-hatás minimalizálása = *no flow boundary*). A központi hátságot két oldalról körülvevő mély helyzetű árkok tengelyének vonala alkotja a K-i és Ny-i modellhatárt. Északon az ÉK-Dny-i nagyszerkezeti vonal mentén, míg a romániai területrészen a modellezett területtől kellően távol, némiképp önkényesen lett a határ

kijelölve (KUN et al, 2022a). A lehatárolt kb. 107×67 km-es viszonylag kiterjedt modellterület (39. ábra) (7 160.08 km²) a nagy mélységű áramlások szimulációja szempontjából is előnyös volt. (40. ábra).



39. ábra. A Battonya–Pusztaföldvári-hát hidrodinamikai modelljének határa a prekainozoos aljazattérképen ábrázolva



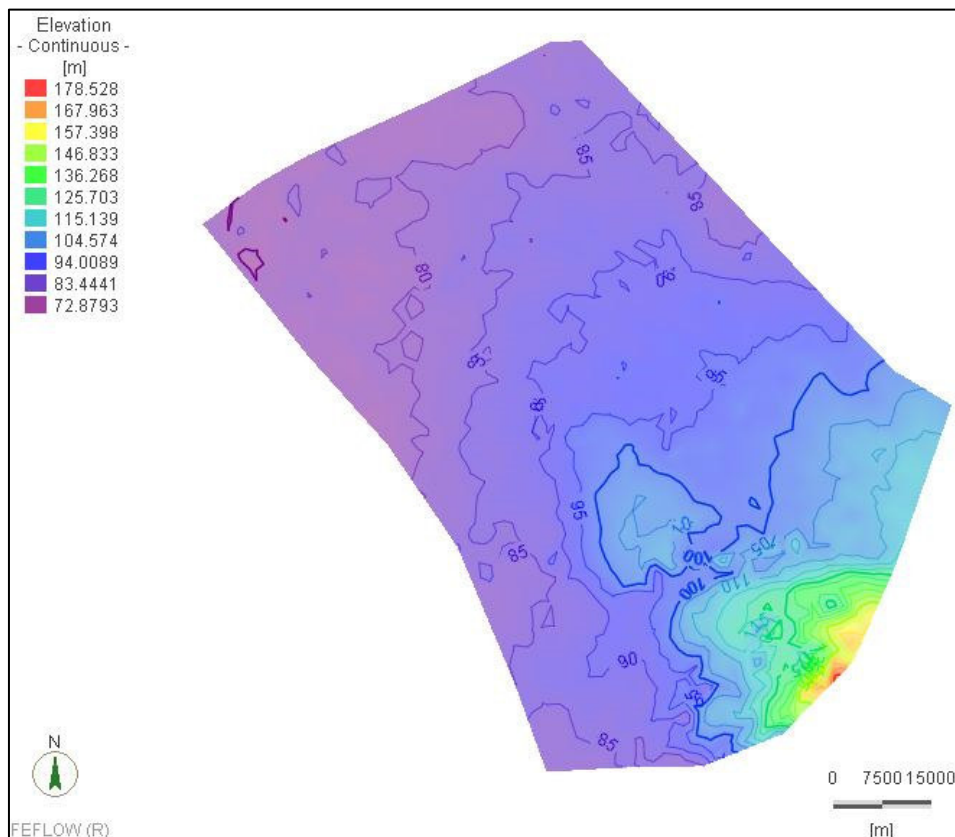
40. ábra A modellezett tér hálókiosztása D-i nézetből (feltüntetve a prekainozoos aljzat felületének csomópontjait [sárga] és az az x, y és z irányú kiterjedést [m])

A modelldomén 277 326 térelemet (rétegenként 15 407) és 148 903 csomópontot (rétegenként 7 837) tartalmaz.

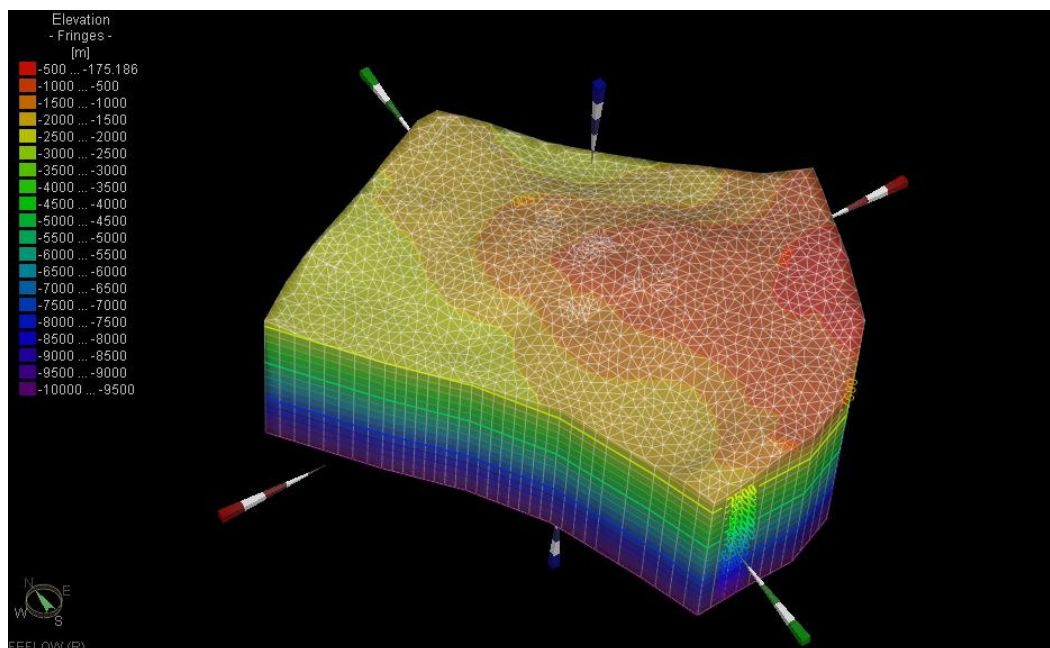
A modell főbb hidrosztratigráfiai felületei (és egyben modell főbb rétegeit, az ún. mesterfelületeket) az MBFSZ és elődintézményeinek kapcsolódó hatósági és pályázati feladatainak végrehajtása során készült regionális térképekből és modellekből származnak (41. és 42. ábra).

A modellben 19 felület határol 18 réteget, melyből a felső 9 réteg a porózus üledékes, illetve prepannóniai képződményeket, a következő 5 réteg a kristályos, karbonátos (prekainozoos) alaphegység mállott, repedezett zónáit, míg az alsó 4 réteg a kevésbé repedezett kifejlődését reprezentálja.

Üledékes rétegek esetében a valós földtani rétegek voltak az irányadók (változatos vastagsággal esetenként több részre bontva, kiékelődés nélkül), míg az aljzat leképzésében segédretegekre bontással lehetett a vertikális változatosságot visszaadni.



41. ábra. Az első modellréteg (terep) felszíne [mBf]



42. ábra. A pannóniai rétegösszlet modellfelszíne [mBf]

4.4 A modell adatrendszer, a kiindulási modell eredményei

Az előző fejezetekben ismertetett korábbi tanulmányok és irodalmi hivatkozások alapján meghatározott kiindulási modell paraméterek a hidrodinamikai és hőtranszport futtatások során finomhangolásra és kalibrálásra kerültek.

A hidrodinamikai peremfeltételeket mért értékeken alapulnak, bár ezek mérési körülményei sok esetben nem voltak ismertek. A kiugró értékek miatt sok esetben modellezési szempontból lekövethetetlen változatosságot kellett volna visszaadni. A vizsgált térrészt felépítő összletek szivárgási tényező értékei széles skálán, kb. 5 nagyságrend tartományban mozognak. Míg az üledékes összletekben a kavicsos, durva törmelékes kifejlődések, addig az alaphegységi kőzetekben a nagy repedezettségű és/vagy karsztosodott térrészek alkotják a maximumot. (7. táblázat).

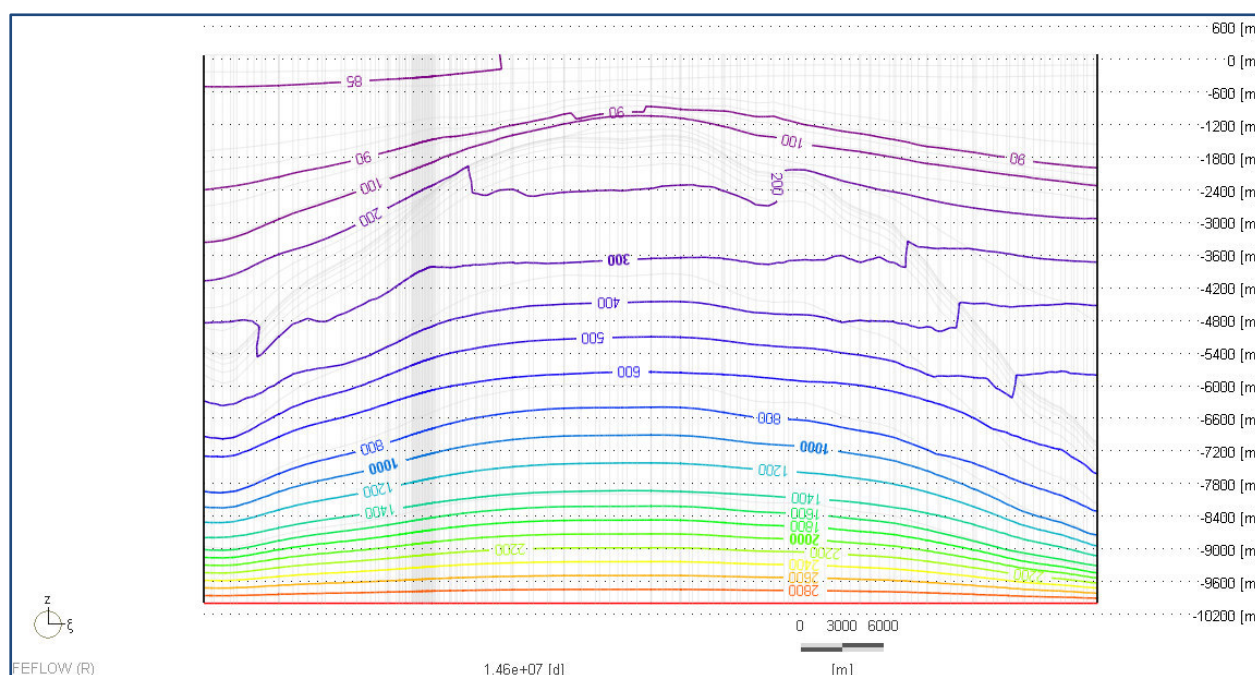
7. táblázat. A modellben alkalmazott szivárgási tényező értékek tartományai

Rétegek	Kőzettani háttér	Szivárgási tényező (tartomány, nagyságrend)
1–10. modellréteg	lefelé finomodó zömmel homok, homokos agyag, agyag	$K_{xx} = K_{yy} = 1,0 \times E-4 - 1,0 \times E-9$ m/s $K_{zz} = 1,0 \times E-6 - 1,0 \times E-10$ m/s
11–18 modellréteg	különböző repedezettségű kristályos, sziliciklasztos és karbonátos kőzetek	$K_{xx} = K_{yy} = K_{zz} = 1,6 \times E-7 - 1,0 \times E-10$ m/s

A porózus üledékek szivárgási tényező minimumát a regionális vízzárónak tekinthető Endrődi Márga testesíti meg, míg a legjobb vízvezető képességgel a pleisztocén homokos (hidegvizes) rétegösszletek jellemezhetők, ezeket a pannóniai korú delta eredetű homokkövek követik.

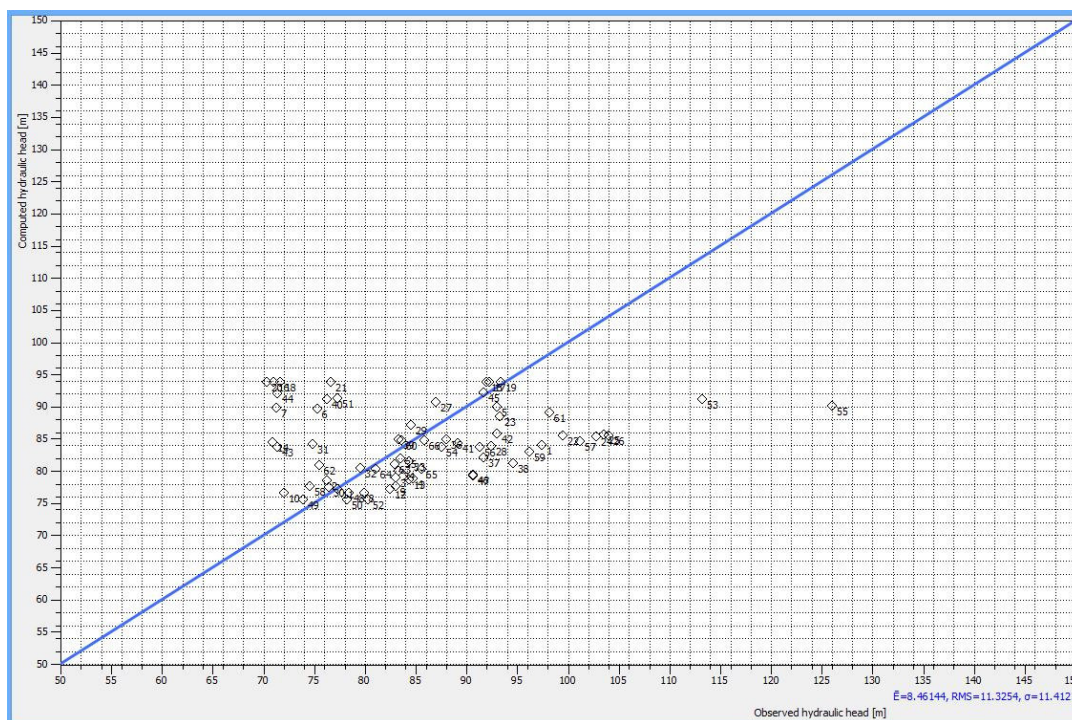
Az alaphegységi repedezett kőzetek esetében is van anizotrópia. Sokszor éppen a vertikális irányú repedések okán a "z" irányú szivárgási tényező akár több nagyságrenddel is nagyobb lehet a horizontálisnál. Mivel az aljzati kifejlődés meglehetősen heterogén és a feszültségtér eltérő lehet, ezért tartva magunkat a robosztus megközelítéshez, az aljzat kőzeteire izotróp megközelítést alkalmaztunk.

A modell alján (10 km-es mélységben) 3000 mBf vízszint (az árkok alján ez megfelel 30 MPa túlnyomásnak), míg az első réteg esetében a terepszintből 3 m-t levonva lett a talajvízszint definiálva. Pitvaros településen keresztül húzott DNY-ÉK-i irányú szelvényen bemutatva a kalibrált vízszint-eloszlást látható, hogy a jobb vezetőképességű fellazult zóna a hátság tetején (mállási kéreg) némi ellapultságot okoz a vízszint. (43. ábra).



43. ábra. Modellezett vízszinteloszlás (40 ezer év futtatási idő, termelés nélküli állapot) vertikális szelvényen [mBf]

A hidrodinamikai kalibráció a területen fűrt termálkutak létesítéskori nyugalmi vízszintértékén alapult, összesen 66 db rekord alapján. (44. ábra)



44. ábra. Mért–modellezett vízszint értékek kalibrációs diagramja (66 rekord; statisztikai eredmény: $\bar{E}=8,46$; $RMS=11,32$; $\sigma=11,41$)

A terepszinten alkalmazott hőmérsékleti peremfeltétel $11,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, ami megfelel a térség éves középhőmérsékletének, míg a modell alapján ($-10\ 000\text{ mBf}$), 100 mW/m^2 (HORVÁTH et al. 2005) földi hőáram értékkel számolva, a hőmérséklet $420\text{ }^{\circ}\text{C}$ -nak adódott, az első futtatások során. A végleges futtatási változatokban alsó peremfeltétel fluxus helyett kötött hőmérsékleti értékkel lett kiváltva

A FEFLOW[®] szoftver, más modellező programoktól eltérően, külön inputként igényli a száraz közet és az áramló fluidum hőtranszport paramétereit, mert azokat a porozitás függvényében módosítja. A hővezető képesség értékek meghatározásakor nagyobbrészt irodalmi adatokra lehet támaszkodni, értéke szűk skálán mozog, így ez számottevően nem befolyásolta a szimuláció eredményét.

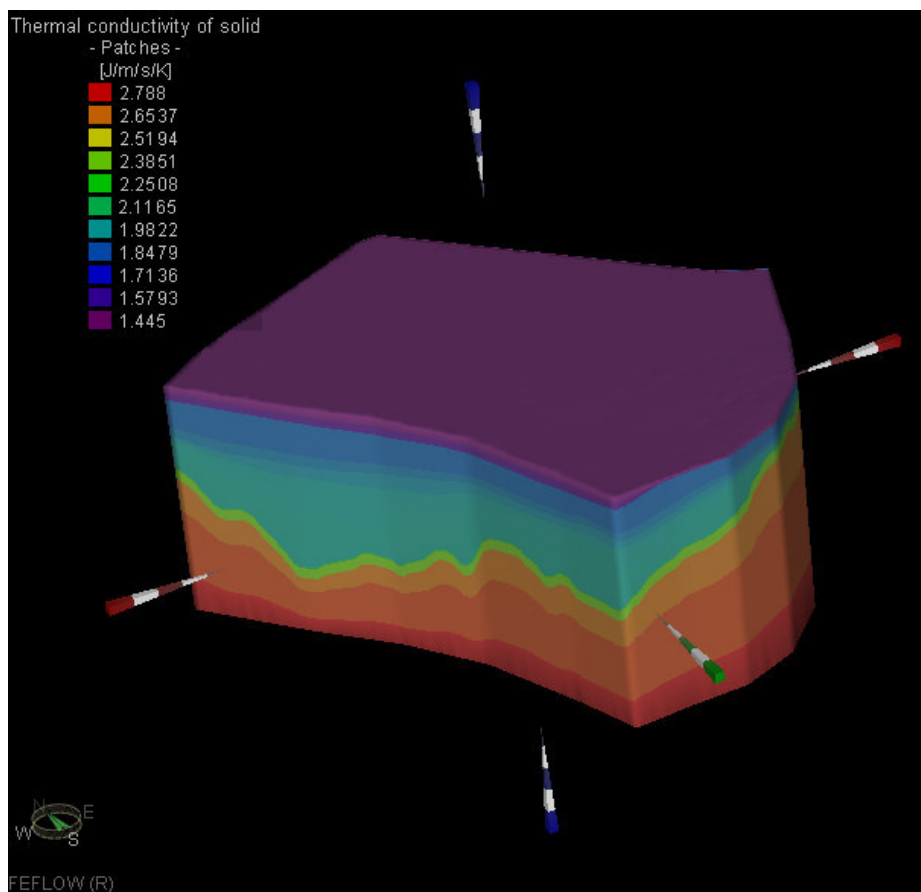
A Battonya–Pusztaföldvár-hát térségéről az információink zömmel a fúrások és kutak adataira épülnek és battonyai, gádorosi koncessziós jelentésekben (HORVÁTH & MAROS, 2012; ZILAHÍ-SEBESS & GYURICZA, (2012; 2013) és kútkönyvekben lettek publikálva. Ismert tény a hátság hőanomáliája a peremi árkokhoz képest: átlag hőáram érték Tótkomlós T–I fúrásban $106\pm15\%\text{ mW/m}^2$, míg a Makói-árokban mélyített Hód–I fúrásban mintegy 30%-kal kisebb $82\pm10\%\text{ mW/m}^2$ (DÖVÉNYI & HORVÁTH 1988, LENKEY et al. 2021).

A modellben alkalmazott kezdeti paraméterek értékeit, ill. értéktartományait a 8. táblázat mutatja be, míg a véglegesített modellváltozatban alkalmazott hővezetőképesség térbeli eloszlását a 45. ábra szemlélteti.

8. táblázat. Hőtranszport modellezés bemeneti paraméterei

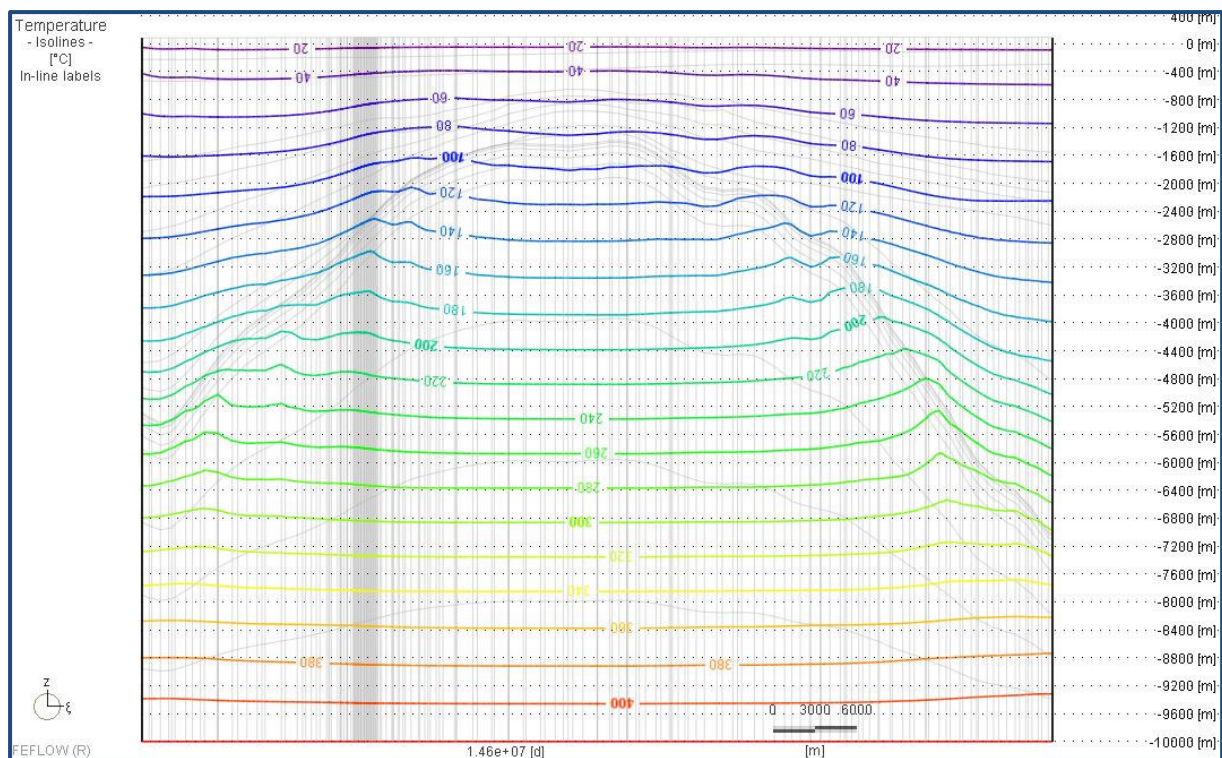
Kezdeti hőmérséklet (rétegenként):	11,5–420 °C
Porozitás:	0,005–0,3
Áramló folyadék térfogati fajhője:	4,2 MJ/m ³ K
Kőzetmátrix térfogati fajhője:	2,52 MJ/m ³ K
Áramló folyadék hővezető képessége:	0,65 J/m/s/K [W/mK]
Kőzetmátrix hővezető képessége:	1,4 – 2,8 J/m/s/K [W/mK]
Longitudinális diszperzitás:	5 m
Transzverzális diszperzitás:	0,5 m
Hőmérsékleti peremfeltétel:	
Hőmérséklet (1. típus) – terep felszín	11,5 °C
Hőmérséklet (1. típus) – modell alja: –10 000 mBf	420 °C

A hővezetőképesség esetében a mért értékekhez képest (DÖVÉNYI et al. 1983) a modellben 10–15%-kal alacsonyabb értékek az irányadók, kiküszöbölendő a mérés során hozzámért konvektív komponenst és figyelembe véve azt a körülményt, hogy nagy térségek esetében a modellezendő térrészt nem tiszta és homogén ásványtársulások és kőzetek alkotják. E megközelítés összhangban áll hasonló regionális léptékű hőtranszport modellvizsgálatokkal: VOLPI et al. (2018) 5 km mély Torre Alfina térségének modellvizsgálatában $\lambda = 2,0 - 2,4$ W/mK közötti értékeket alkalmazott. NOACK et al. (2010) É-Német medence nagyregionális kéreg-léptékű modelljében (terület: 52 500 km², mélység: 9 km) az anomálisnak tekinthető sókőzetek kivételével (3,50 W/mK) a granitoid kőzetek alkotják a maximumot (2,55 W/mK); a minimumot a negyedidőszaki homok, kőzetliszt és agyag képviseli 1,50 W/mK értékkel.



45. ábra. A modellben alkalmazott hővezető képesség értékei 3D tömbszelvényen ábrázolva, a Makói-árok (DNy) felőli nézet

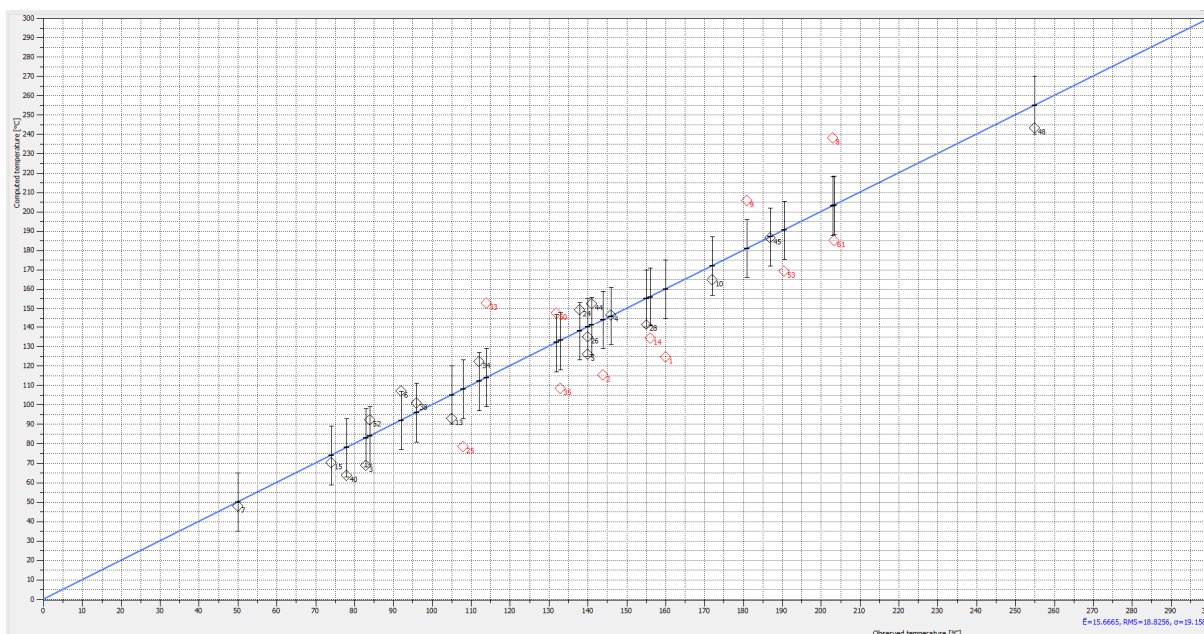
A természetes hidrodinamikai és termikus állapot előállítása egy termelésmentes hosszúidejű futtatás eredménye, mely a modellezett referencia értékek (vízszint, hőmérséklet) változását figyelembe véve megközelítőleg 40 000 év futtatás időt igényelt. Ez idő alatt a kezdeti peremfeltételi anomáliák elsimultak, továbbá az áramló fluidum hőszállító hatása (konvektív hőtranszport) is érvényesülhetett a hőmérsékleteloszláson (46. ábra). Ezzel sikerült – a következő fejezetben bemutatott – scenáriók alkalmazásánál a kezdeti peremfeltételek zavaró hatását kiküszöbölni.



46. ábra. Modellezett hőmérséklet(°C) eloszlása DNE-ÉK-i szelvény mentén / szürke vonal: réteghatár, illetve hálókiosztás, színes vonal: izoterma (magassági torzítás: 4×)

A hőmérsékleti keresztelvényen kivehető, hogy az aljzati hátság mállott, repedezett felső zónája az árkok mélyéről mintegy meghúzza a hátság tetejének irányába a felmelegedett fluidumot. Mindez diszkrét vetők alkalmazása nélkül jött létre, pusztán a geometriai és szivárgási tényezők kombinációjaként. A környezetéhez képest a pozitív anomália a Békési-süllyedék felé kifejezettebben jelentkezik, mint a Makói-árok felé, melynek valószínűsíthető oka a két oldal meredeksége közti különbség

Ez a hőmérsékleteloszlás jó egyezést mutat a területen mélyült szénhidrogén termelő kutakban mért talphőmérséklet adatoknak (47. ábra) és a termálkutak létesítéskori vízszintjének.



47. ábra. Mért–modellezett hőmérsékleti értékek kalibrációs diagramja (29 talphőmérsékleti rekord; statisztikai eredmény: $\bar{E}=15,66$; $RMS=18,82$; $\sigma=19,15$)

Az így kapott hőmérséklet és vízszint-eloszlás adja az input paramétereit a geotermikus kútpár különböző termelési forgatókönyvek szerinti vizsgálatának.

5 Rezervoárhasznosítási szimulációk és készletszámítás

Az előzőekben ismertetett kalibrált modellbe ágyazva egy lehetséges geotermikus hasznosítás kinyerhető energia mennyiségét számítom ki UNFC-2009 kód szerint egy termelő–visszasajtoló kútpáron (doublet) keresztül.

A véges elemes modellezés nagy előnye, hogy lokálisan sűrítve egy szubregionális modellbe rezervoár léptékű vizsgálat történhet kihasználva mindkettő előnyeit pl. peremfeltételi problémák eliminálása, részletgazdag sebességtér, nagy felbontású kútkörnyezeti hőmérséklet és vízszint eredmény.

5.1 A célrezervoár helyszínének kiválasztása

A helyszín kiválasztásának előzetesen definiált feltétele volt, hogy a potenciális termelőkút talphőmérséklete meghaladja a 150 °C-os értéket. A másik fontos kitétel volt, hogy a hely alkalmas legyen egy hipotetikus EGS erőmű létesítésére, vagyis a Battonya–Pusztaföldvári-hát feletti medence üledékek kizárásra kerültek. A kristályos aljzat belül kérdés volt, hogy belül, nagyobb mélységben vagy a felső, repedésekkel átjárt mállott

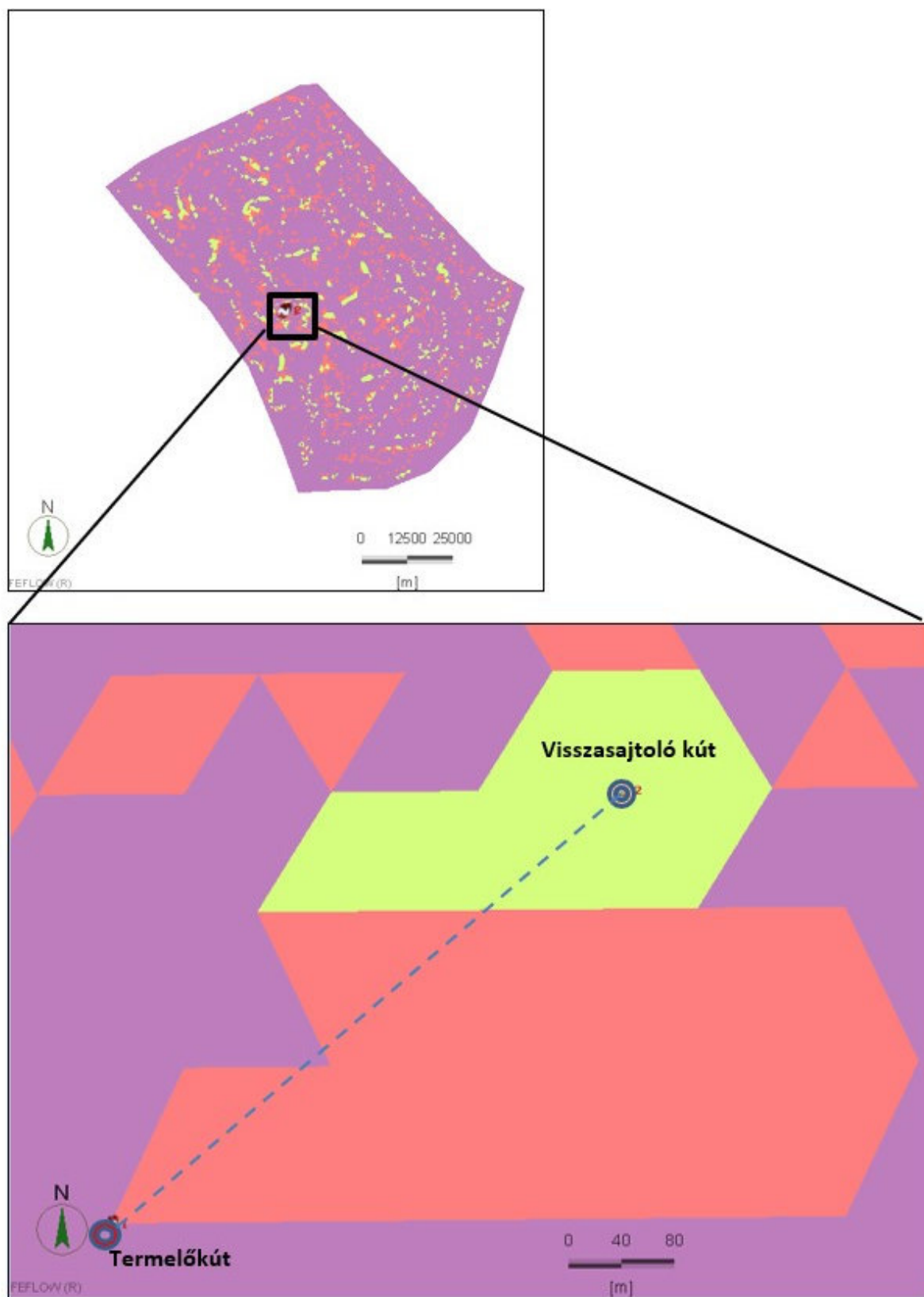
zónájában kerüljön a tervezett kútpárt, mérlegelve mind az előnyeit, illetve hátrányait például állékonyság tekintetében.

Felmérve a mechanikus stimulációkban rejlő bizonytalanságokat (irányíthatóság, megfelelő méretű hőcserélő felület kialakítása) a kristályos aljzat felső, a természetes folyamatok által „megviselt” zónája került kijelölésre, amely esetenként hidraulikai kapcsolatban lehet a felette települő báziskonglomerátummal. Ilyen térrész, a meglévő fúrások dokumentációi alapján, több is akadt a szubregionális modellterben.

A kívánt mélységközött elért fúrások alapján Fábiansebestyén, Medgyesbodzás, Békés és Pitvaros települések környezete tűnt potenciálisan megfelelőnek. De míg Fábiansebestyén és Békés az alapmodell kiterjedésének szempontjából peremi helyzetű, Medgyesbodzás térségében pedig mezozoos karbonát alkotja az alaphegységet, Pitvaros térsége lett a rezervoárvizsgálat helyszíne, mélységköze: –2840 – –3143 mBf.

5.2 A modellezett scenáriók meghatározása

A szimulált scenáriók elsősorban szivárgási tényező variánsokon alapulnak, ahol a repedezettség fokát a szivárgási tényező nagyságrendje hordozza (ekvivalens porózus módszerként). Az adott réteg, nevezzük célrétegnek, az alaphegység kissé fellazult zónája egy tetszőleges szivárgási tényező eloszlással lett definiálva három fő kategória mentén. Az intakt, repedésmentes kifejlődés a mátrix, a repedezett tartományok a zsebek. A két övezet közötti térrész lett a köztes zóna (48. ábra). Ezek változatos elrendezésben helyezkednek el a térben, különböző kapcsolódási szituációkban, de fontos kiemelni, hogy véletlenszerűen és minden változatban ugyanaz a mintázat. A mátrix szivárgási tényezője változatlan maradt az összes scenárióban; míg a zsebek és a köztes zónák minimum, medián és maximum értékei kombinálódtak az összes lehetséges esetben.



48. ábra. A célrétég szivárgási tényező kategória tartománya: "A" a teljes modell rétegben, "B" kinagyítva a rezervoár léptékben Pitvaros régiójában (lila: mátrix, piros: zseb, sárga: köztes zóna)

Mivel egy rezervoár által tartalmazott hőmennyiség számításához szükséges paraméterek, mint porozitás, szivárgási tényező, a közetmátrix, ill. a víz fajhője, sűrűsége, valamint hőmérséklete nem határozható meg egyértelműen (a bemenő adatok különböző mértékű bizonytalansággal terheltek). Ennek figyelembevételét viszont el lehet végezni valószínűség elméleti alapon.

A Monte-Carlo paraméterbecslés értéksokaságára mennyiségi okokból nem lehet modellfuttatásokat végezni, viszont a fuzzy aritmetika segítségével a különböző paramétereket háromszög alakú fuzzy számokkal megadva azok kitüntetett értékeire futtatható modell. A szimuláció során a víz fajhője konstans ($4200 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$). Ebben az esetben a végeredményül kapott fuzzy háromszög kezdő nulla tagságértékéhez tartozó száma adja a magasan megbízható, egy tagságértékhez tartozó száma a legjobb, míg a záró nulla tagságértékéhez tartozó száma az alacsony megbízhatóságú becslést.

A geometriai kialakítás (rétegszám, vastagság) az egyértelmű összehasonlíthatóság kedvéért változatlan maradt a vizsgálsorozat folyamán. A mátrix porozitása 0,02; a zsebé 0,04; ennek megfelelően a köztes zónát pedig 0,03 értéket kapott. A kilenc darab szivárgási tényező variánst (9. táblázat) három termelési változatban összesen 27 modellváltozatot eredményezett. Minden esetben 1 db termelő és 1 db visszasajtoló kút került kialakításra melyek hozamai:

$$Q_1 = 2000 \text{ m}^3/\text{nap}; Q_2 = 3000 \text{ m}^3/\text{nap} \text{ és } Q_3 = 5000 \text{ m}^3/\text{nap}.$$

9. táblázat. Modellvariánsok szivárgási tényezői ($K_{xx} = K_{yy} = K_{zz}$)

Sorszám	Alapmodell elnevezése	Szivárgási tényező értékek ($K_{xx} = K_{yy} = K_{zz}$)		
		mátrix	zseb (jobb rezervoár)	köztes zóna (gyengébb rezervoár)
1.	1_am_max_zseb_max_koztes.fem	2,0E-08 m/s	P10 (max) = 3,0E-04 m/s	P10 (max) = 7,92E-06 m/s
2.	2_am_med_zseb_max_koztes.fem	2,0E-08 m/s	P50 (med) = 7,9E-05 m/s	P10 (max) = 7,92E-06 m/s
3.	3_am_min_zseb_max_koztes.fem	2,0E-08 m/s	P90 (min) = 3,0E-06 m/s	P10 (max) = 7,92E-06 m/s
4.	4_am_max_zseb_med_koztes.fem	2,0E-08 m/s	P10 (max) = 3,0E-04 m/s	P50 (med) = 3,0E-06 m/s
5.	5_am_med_zseb_med_koztes.fem	2,0E-08 m/s	P50 (med) = 7,9E-05 m/s	P50 (med) = 3,0E-06 m/s
6.	6_am_min_zseb_med_koztes.fem	2,0E-08 m/s	P90 (min) = 3,0E-06 m/s	P50 (med) = 3,0E-06 m/s
7.	7_am_max_zseb_min_koztes.fem	2,0E-08 m/s	P10 (max) = 3,0E-04 m/s	P90 (min) = 8,0E-7 m/s
8.	8_am_med_zseb_min_koztes.fem	2,0E-08 m/s	P50 (med) = 7,9E-05 m/s	P90 (min) = 8,0E-7 m/s
9.	9_am_min_zseb_min_koztes.fem	2,0E-08 m/s	P90 (min) = 3,0E-06 m/s	P90 (min) = 8,0E-7 m/s

A visszasajtolás minden esetben 50 °C-ra lehűlt fluidummal valósult meg, tehát a termelt víz modellezett hőmérsékletéből 50 °C-ot levonva majd ezt a ΔT értéket a tömegárammal és a víz fajhőjével szorozva kapjuk meg a hőhasznosítás volumenét.

A különböző forgatókönyveket bemutató táblázatban (9. táblázat) látható két „kakukktójas” eset is: a 3. esetben a zsebnek kisebb a szivárgási tényezője, mint a köztes zónának, tehát itt egy olyan esetet tanulmányozhatunk, amikor a fúrás nem találja el a legjobb szivárgási tényezőjű összletet (vagy felfoghatjuk úgy is, hogy az esetleges mechanikai stimuláció nem volt sikeres). Míg a 6-os számú esetben a zseb és a köztes zóna értéke megegyező, tehát a jó áteresztőképességű tartomány mérete nagyobb.

A termelt és a visszasajtoló víz mennyisége mindegyik modellezett esetben azonos volt. A modell tranziens módban futott úgy, hogy éves szinten 300 nap termelést 65 nap leállás követte végig a teljes 50 éves üzemenélési időtartam alatt. Ez a termelési metodika 82%-os éves kihasználtságot jelent, ami megfelel a jelenleg alkalmazott üzemenélési technológiának (REN21 2019). Természetesen sok féle termelési menetrend létezik a gyakorlatban, ezekben tervezett és eseti karbantartási időszakok rendszeresen előfordulnak.

A futtatás hosszának meghatározásakor a jelenlegi szabályozásból kiindulva, miszerint a koncesszió időtartamán belül a tervezett ásványi nyersanyag, illetve a geotermikus energia esetében a kutatási időszak 4 évnél hosszabb nem lehet. Ez a geotermikus energia és nem hagyományos eredetű szénhidrogén esetében, két alkalommal, az eredeti kutatási időszak felével meghosszabbítható. Az elnyert szénhidrogén koncesszió 20 évre, a geotermikus koncesszió 35 évre szól, ez az időtartam újabb pályázat kiírása nélkül egy alkalommal, a koncessziós szerződés eredeti időtartamának felével meghosszabbítható. Tehát egy pályázati eljárásban a maximális üzemeneltetési időtartam hozzávetőleg 50 év geotermikus hasznosítás esetén, de – ahogy később látható – a futtatások során pl. a termelőkutak hőmérséklet–idő diagramja már korábbi időpontban és egyértelműen mutatja a továbbtermelés esetén várható hűlési trendet, azaz a gyengülő üzemenelési kilátásokat.

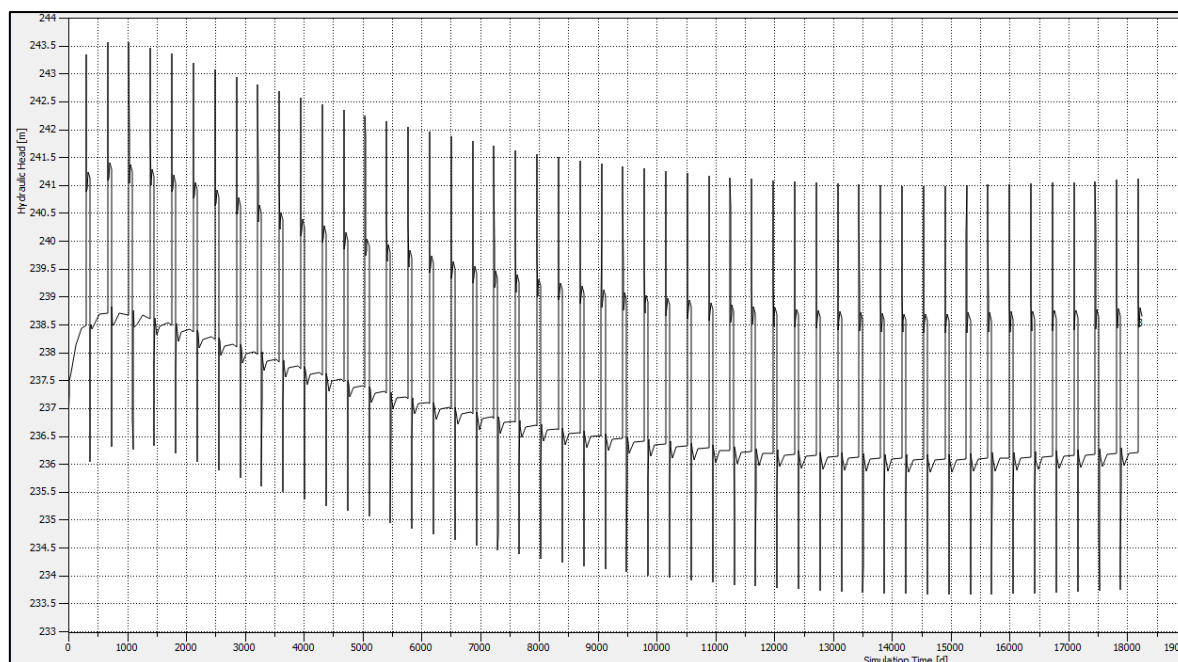
5.3 A modellezett szcenáriók eredményei

Ahogy az előző fejezetben ismertettem: összesen 27 db modellvariánst futtattam. Ezek eredményeinek kiértékelése egyrészt a visszasajtoló kút nyomásemelkedésének, másrészt a termelőkút depressziójának és hűlésének a mértékén alapult. Kiindulásként a

maximum 200 méteres (20 bar) vízszintváltozás (mind a termelő, mind a visszasajtoló kútban), illetve a termelőkútban a még ideálisnak tekinthető 25 °C hőmérséklet csökkenés volt az üzemelési és termikus végállapot kritérium. Ennél nagyobb mértékű nyomásváltozás már gazdaságtalanná tenné a geotermikus projektet, míg a hőmérséklet még elfogadható csökkenése a tömegfluxus függvénye. Azaz a 25 °C hőmérséklet csökkenést jelzés értékűnek tartjuk, de a projekt még ennél nagyobb hőmérséklet csökkenés esetén is termelhet profitot.

A vízszintváltozást, jelen esetben a termelőkút 300 nap termelését és az azt követő 65 nap leállítását jelentő időbeli ciklus hidraulikai hatását egy modellbeli észlelőpontban (200 m-re a termelőkúttól) a 49. ábra szemlélteti.

Ha a burkolóját nézzük, az első kb. 800 napban látunk egy enyhe felfutást a visszasajtolás hatásaként, összességében egy enyhén csökkenő vízszinttartományt kapunk stagnáló trenddel a végén.



49. ábra Modellezett hidraulikus emelkedési magasság [mBf] a termelőkúttól 200 m-re található csomópontban /1. forgatókönyv; x-tengely: szimulációs idő [nap], y-tengely: modellezett vízszint [mBf]/

A 10. táblázat alapján látható, hogy a futtatott verziók közül a termelőkút szempontjából 9 db, a visszasajtoló kút szempontjából pedig 13 db verzió nem teljesítette az előzetes hidrodinamikai feltételt – figyelembe véve az átfedéseket – ez összesítve 17 verzió.

Elemelve a számításokat, a szivárgási tényezők esetében, ha legalább a zseb vagy a köztes réteg minimum értékkel szerepel, akkor a rendszer üzemeltetése vízszintváltozás szempontjából az optimális értéken kívül esik. A visszasajtolás szempontjából a nagy hozam (legalább 5000 m³) is kockázatos lehet, ha a köztes zóna közepes vagy annál kisebb szivárgási tényezővel jellemezhető.

10. táblázat. A modellvariánsok hidrodinamikai eredményei /A piros háttérszín a termelőkút, a kék háttérszín a visszasajtoló kút 20 bárnál nagyobb nyomásváltozását szemlélteti, ezek a hidraulikus kritériumnak nem megfelelő modellváltozatok/

Sorszám	Szivárgási tényező variánsok zseb_köztes zóna	Változatok	Termelőkút maximális depressziója [m]	Visszasajtoló kút maximális vízszint-növekedése
1	max max	sc1 2000	-6,9	37,7
2	max max	sc1 3000	-10,6	55,2
3	max max	sc1 5000	-17,4	90,4
4	med max	sc2 2000	-20,1	38,3
5	med max	sc2 3000	-30,2	56,2
6	med max	sc2 5000	-50,3	92,2
7	min max	sc3 2000	-460,3	51,1
8	min max	sc3 3000	-690,8	69,4
9	min max	sc3 5000	-1152,3	106,0
10	max med	sc4 2000	-10,6	94,5
11	max med	sc4 3000	-15,2	140,7
12	max med	sc4 5000	-24,7	233,2
13	med med	sc5 2000	-23,3	95,4
14	med med	sc5 3000	-34,7	141,8
15	med med	sc5 5000	-57,9	234,8
16	min med	sc6 2000	-463,7	113,6
17	min med	sc6 3000	-696,2	168,1
18	min med	sc6 5000	-1161,3	277,1
19	max min	sc7 2000	-22,7	340,7
20	max min	sc7 3000	-32,2	509,8
21	max min	sc7 5000	-53,8	848,5
22	med min	sc8 2000	-35,9	341,4
23	med min	sc8 3000	-52,6	510,6
24	med min	sc8 5000	-87,1	849,6
25	min min	sc9 2000	-476,0	360,4
26	min min	sc9 3000	-714,5	538,3
27	min min	sc9 5000	-1191,3	894,2

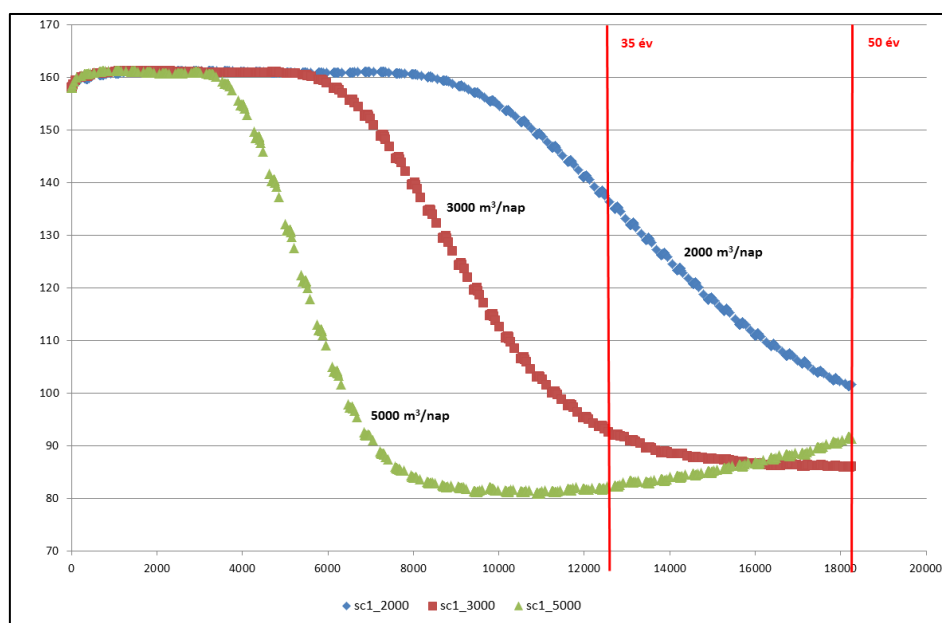
A termelőkútban modellezett hőmérsékleti eredmények szerint az előzetes maximum 25 °C-os hőmérséklet csökkenési kritérium csak a 35 éves időintervallumban teljesült, de ott is csak 2000 m³/nap hozam esetén (11. táblázat).

Az 50 éves ciklus esetében a hőmérsékletváltozás átlaga 64 °C, a legkisebb (2000 m³/nap) hozamráták esetén 55 °C az átlag, a minimum érték is 49 °C, ami egy műszaki tervezésnél már nehezen fogadható el. A 35 éves üzemelés esetén lényegesen kedvezőbb a helyzet, bár az átlag meghaladja az 50 °C-t, a minimum hozamvariációk átlaga 22 °C, legkisebb hőmérséklet különbség 15 °C.

11. táblázat. A modellverziók hőtranszport eredményei a szenáriónként a termelőkutak szempontjából
(Piros színnel a hőmérsékleti kritériumnak nem megfelelő verziók vannak feltüntetve $\Delta T > 25\text{ }^{\circ}\text{C}$)

Termelési variánsok	Termelési variáns [m ³ /nap]	Kezdeti T [°C]	T _{35 év múlva} [°C]	$\Delta T_{0_35\text{ év}}$ [°C]	T _{50 év múlva} [°C]	$\Delta T_{0_50\text{ év}}$ [°C]
1. szenárió	2000	158	135	23	102	56
	3000	158	92	66	86	72
	5000	158	82	76	91	67
2. szenárió	2000	158	136	22	102	56
	3000	158	92	65	86	72
	5000	158	82	75	91	66
3. szenárió	2000	154	139	15	105	48
	3000	154	95	58	84	70
	5000	154	80	74	88	65
4. szenárió	2000	158	136	22	102	56
	3000	158	111	47	89	69
	5000	158	82	76	91	67
5. szenárió	2000	158	136	21	102	55
	3000	158	93	65	86	72
	5000	158	82	75	91	67
6. szenárió	2000	154	139	15	105	49
	3000	154	95	59	84	70
	5000	154	78	76	88	66
7. szenárió	2000	158	138	20	105	54
	3000	158	95	63	87	71
	5000	158	82	76	90	68
8. szenárió	2000	158	138	19	104	53
	3000	158	94	64	87	71
	5000	158	82	76	89	68
9. szenárió	2000	154	139	15	105	49
	3000	154	95	59	84	70
	5000	154	78	76	85	69

A termelőkútban számított hőmérsékletváltozás időbeli lefutása látható (50. ábra) az 1. szenáriónak megfelelő hidrodinamikai feltételek mindhárom hozamváltozata esetén.

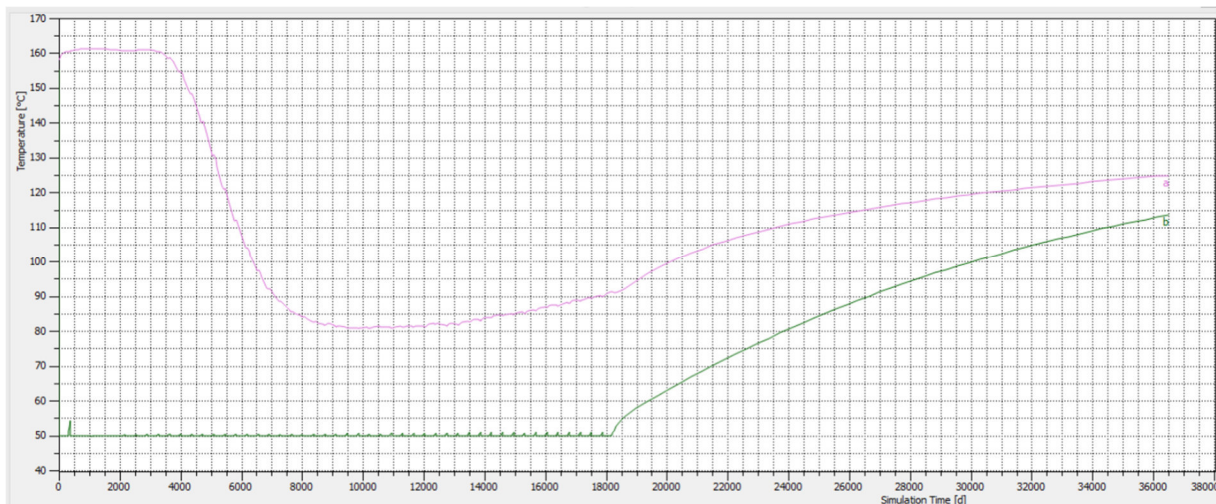


50. ábra. Az 1. szenárió hőmérséklet–üzemelési idő diagramja mindhárom hozamvariáns feltüntetésével

A kisebb termelési ráták esetén a "hődepressziós front" helyett egy monoton függvény szerinti átmenet jön csak létre; a zseb egyenletesen hűl az egyensúlyi hőmérsékletig.

Elgondolkodtató jelenség, hogy az 5000 m³/nap termelések esetében 32 év (11 680 nap) után a lehűlt kútkörnyezet újból melegedni kezd. Valószínűsíthetően az első időszakban túlhűlés történik, mert a rezervoárt megtestesítő zseb túl gyorsan lehűl, így az hidegebbé válik, mint a végső statikus hőmérséklet lenne. Az utánpótlás nagy része ekkor a visszasajtolásból oldalról (alárendelten felülről és alulról) érkezik, azaz a nagyobb szivárgási tényezőjű és hidegebb környezetből. Az időtengelyen leghidegebb minimumpont után (kb. 32 év) az utánpótlást oldalirányból, a termelési depressziós front által még nem érintett melegebb környezetből kapja.

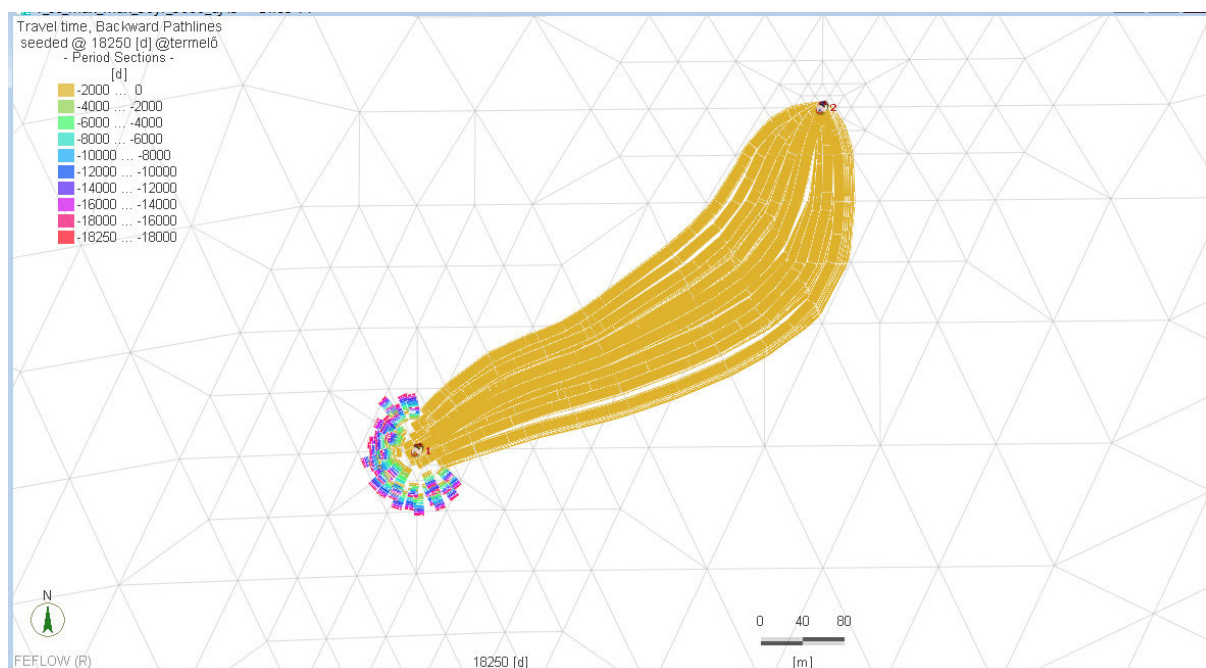
Feltételezhető, hogy hosszabb termelés szimulációja esetén, a maximum után újra hűlési trend következne be, majd egy kisebb mértékű újabb melegedést megint egy hűlési szakasz követné. Megközelítőleg egy lecsengő amplitúdójú függvény szerinti változás várható és idővel valószínűleg a periódusok hossza is növekszik. A tároló időbeli hőmérsékleti regenerálódását az alábbi 51. ábra szemlélteti.



51. ábra. Az 1. szcenárió hőmérséklet-üzemelési idő diagramja (50 év szakaszos termelés és az azt követő 50 év felhagyás) a: termelőkút, b: visszasajtoló kút

Mint az látható a rezervoár visszamelegedése csak kb. 50%-ban történik meg, erre viszont, gyakorlati tapasztalatok híján, nem történt kalibráció.

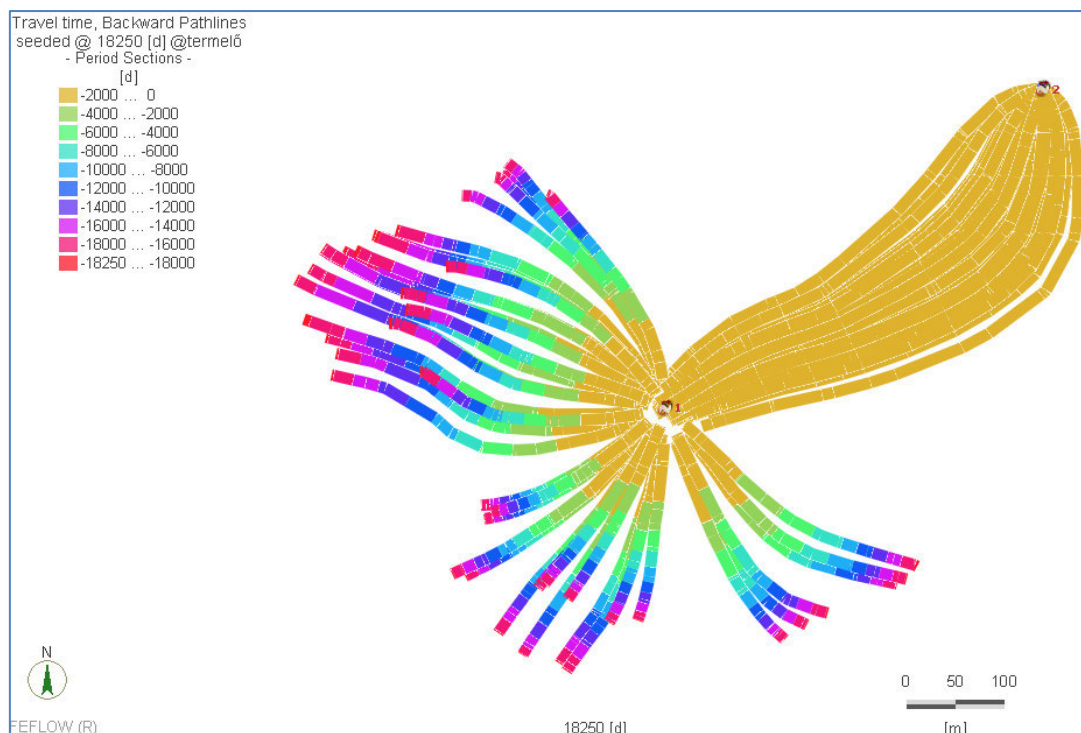
Az utánpótlódási irányok a felülnézeti áramvonalképen szemrevételezhetők (52. ábra), melynek kirajzoltatása a termelőkútból (mélységbeli pontjából) visszafelé indított részecskék (100 db) alkalmazásával történt.



52. ábra. Az 1. scenárió 5000 m³/nap hozamrátaival kialakított modellváltozat visszafelé indított áramvonalképe [nap]

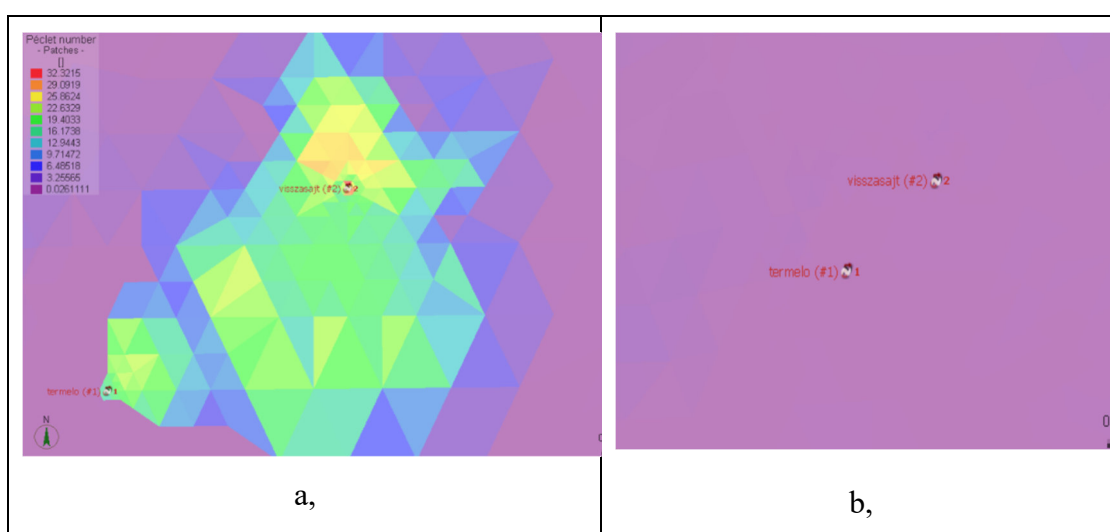
A kirajzolt áramvonalkép a termelőkút környezetéből viszonylag nagy rádiusszal (45 m) 100 csomópontból lett indítva. Az okkersárga szín a 2000 napnál kisebb idejű pályákat mutatja be és látható, hogy a rosszabb szivárgási tényezőjű háttérterület felől is érkezik utánpótlás jelentős időbeni késleltetéssel.

Összehasonlításképpen és szemléltetésül a 9. scenárió 2000 m³/nap termelési verziójú áramképét is kirajzoltattam (53. ábra). Ez a verzió a hidrodinamikai kritériumoknak nem felelt meg (irreálisan nagy vízszintváltozás miatt), de jól demonstrálja, hogy a rezervoár alacsony szivárgási tényezőjének okán a háttér mennyivel jobban bekapcsolódik az utánpótlásba.



53. ábra A 9. szcenárió 2000 m³/nap hozamrátaival kialakított modellváltozat visszafelé indított áramvonalképe [nap]

A Peclet szám, a konvektív és a konduktív hővezetés viszonyosszáma. A vártnak megfelelően a legnagyobb közvetlenül a termelőkút környezetében, mert ott a legnagyobb a hézagterben a folyadékáramlási sebesség, attól távolodva a konduktív hővezetés aránya egyre nő, mivel az áramlási sebesség úgy lecsökken, hogy a kőzetvázon keresztül szállított hő lokálisan nagyobb lesz. A modell két állapotában a célréteg Peclet-szám eloszlását mutatja be az 54. ábra.



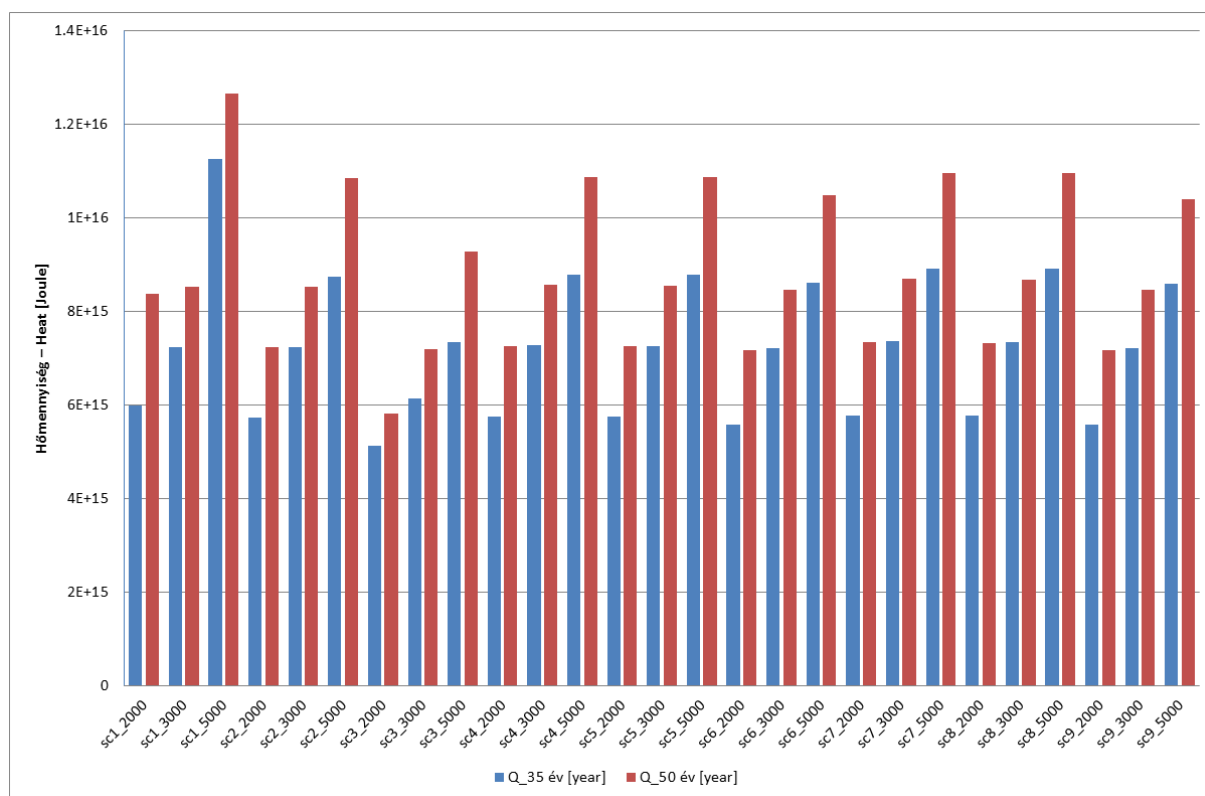
54. ábra. A célrezervoárban a doublet környezetében Peclet-szám értéke termelés (a) és leállási időszakban (b)

A leállási szakaszban, miután nincs folyadékmozgás szinte csak a kondukciós hővezetés dominál. Mint látható, önmagában a Peclet-szám eloszlása, az áramvonalképhez hasonlóan kijelöli azt a hasznos térfogatot, a hőátadás konvektív része végbemegy. A Peclet szám értéke tartalmazza egyrészt a porózus geológiai környezet szemcséinek termális tulajdonságait, másrészt pórusfolyadék áramlási sebességét, tehát egyszerre jellemzi a környezet geotermális és hidrogeológiai tulajdonságait is. (TARI 2011)

A vizsgálatsorozat eredeti célja a megvalósítható hőtermelés szimulációja, ezért kihasználva a FEFLOW® szoftver numerikus kiértékelési funkcióját a termelő kút által kitermelt hőmennyiséget is kiszámítottam 35 és 50 évre (12. táblázat és 55. ábra). A szimuláció a fluidum teljeskörű visszasajtolással történt 50 °C-on. A kivett hőmennyiség meghatározásakor elhanyagoltam a feláramló fluidum kútban történő, hozamfüggő lehülését, ami akár 10–15 °C-ot is elérhet a talpi hőmérséklethez képest. Továbbá meghatároztam, hogy 35 év alatt mekkora része vehető ki a hőmennyiségnek 50 évhez képest. Ha ez az érték 0,7-nél nagyobb, akkor a rezervoár elkezdett lehűlni, azaz bekövetkezett a termális áttörés.

12. táblázat. Szenáriónként számított hőmennyiség értékek 35 és 50 évre [Joule]

Szenáriók	Q_ Termelő 35 év [J]	Q_ Termelő 50 év [J]	Hőmennyiség arány [35 év/50 év]
sc1_2000	5,9796E+15	8,3608E+15	0,72
sc1_3000	7,2291E+15	8,5174E+15	0,85
sc1_5000	1,1260E+16	1,2653E+16	0,89
sc2_2000	5,7275E+15	7,2223E+15	0,79
sc2_3000	7,2317E+15	8,5180E+15	0,85
sc2_5000	8,7428E+15	1,0845E+16	0,81
sc3_2000	5,5749E+15	7,1620E+15	0,78
sc3_3000	7,2222E+15	8,4715E+15	0,85
sc3_5000	8,6479E+15	1,0593E+16	0,82
sc4_2000	5,7502E+15	7,2507E+15	0,79
sc4_3000	7,2638E+15	8,5671E+15	0,85
sc4_5000	8,7773E+15	1,0875E+16	0,81
sc5_2000	5,7383E+15	7,2421E+15	0,79
sc5_3000	7,2544E+15	8,5517E+15	0,85
sc5_5000	8,7683E+15	1,0871E+16	0,81
sc6_2000	5,5774E+15	7,1579E+15	0,78
sc6_3000	7,2170E+15	8,4603E+15	0,85
sc6_5000	8,5987E+15	1,0484E+16	0,82
sc7_2000	5,7697E+15	7,3279E+15	0,79
sc7_3000	7,3541E+15	8,6944E+15	0,85
sc7_5000	8,8999E+15	1,0960E+16	0,81
sc8_2000	5,7591E+15	7,3162E+15	0,79
sc8_3000	7,3396E+15	8,6719E+15	0,85
sc8_5000	8,8966E+15	1,0961E+16	0,81
sc9_2000	5,5805E+15	7,1618E+15	0,78
sc9_3000	7,2079E+15	8,4562E+15	0,85
sc9_5000	8,5905E+15	1,0388E+16	0,83



55. ábra. Az egyes modellverziókban kétkutas rendszerrel kinyerhető hőmennyiség [Joule] 35 év és 50 után

5.4 A kivehető hőmennyiség fuzzy becslése

Jelen számításokban sem a mátrix és a köztes zóna szivárgási tényezője, sem a kút vízhozama nem változott. Továbbá a vizsgált térfogat, és annak hatékony porozitása is változatlan maradt. Így 9 különböző szivárgási tényező kombinációt kapva, kombinációnként 3–3 hozamadattal, azaz 27 modell esetben adható meg a kivehető hőmennyiség.

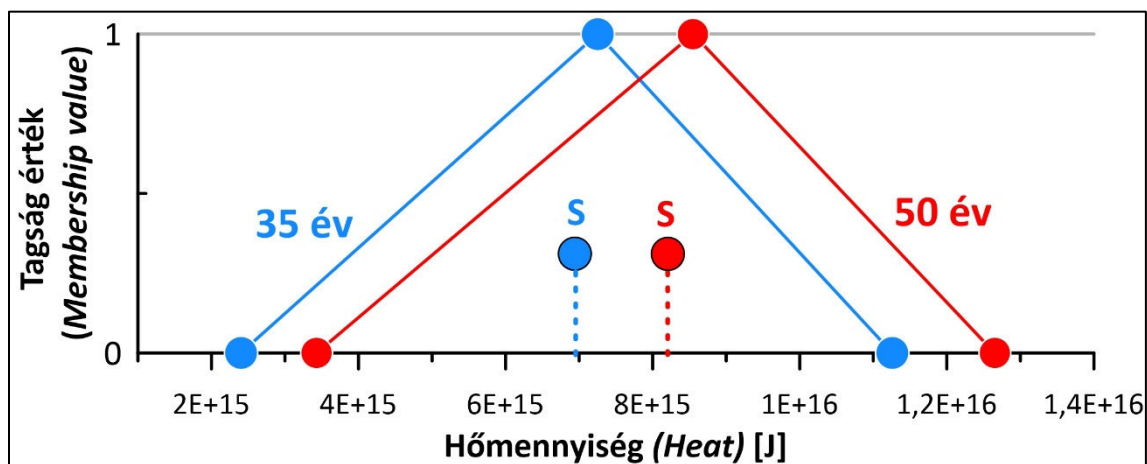
Az adott változatokat fuzzy háromszögben megadva, a két szélsőérték (0 tagságértékű pont) a legnagyobb kitermelhető hőmennyiség és a legkisebb kitermelhető hőmennyiséghez tartozó érték. A legnagyobb értéket akkor kapjuk, ha a szivárgási tényező értékek a legnagyobbak és a hozam is a legnagyobb, ez az első forgatókönyv 5000 m³/napos hozamához tartozik (12. táblázat 3. sor).

A legkisebb érték meghatározása nehézséget okoz, mert a legrosszabb forgatókönyv mellett legkisebbnek vett 2000 m³/napos hozam esetén a még elfogadhatónak választott 200 m-es depresszió több mint duplája adódik (10. táblázat 25. sor). Ezért további futtatások eredményezték azt a hozamértéket, mely esetben a termelőkút depressziója nem

haladja meg a 200 m-t. A kívánt hozam próbálgatással (*trial and error*) 850 m³/napnak adódott.

Ezekkel a paraméterekkel futtatott modellben a 35 év alatt kivehető hőmennyiség: 2,40E+15 J, míg 50 év esetén: 3,43E+15 J.

A legvalószínűbb érték (1 tagsáértékű pont) az 5. forgatókönyv 3000 m³/nap-os hozamához tartozik (12. táblázat 14. sor). Ez alapján megrajzolható a 35 év, illetve 50 év alatt kivehető hőmennyiség fuzzy háromszögei. Ha egy konkrét értéket (*crisp value*) akarunk a kivehető hőmennyiségre meghatározni (*defuzzification*), akkor azt a háromszög súlypontjának x koordinátájával adhatjuk meg (56. ábra, REZESSY et al. (2005), KUN et al. 2022b).



56. ábra. A 35 év illetve 50 év alatt kivehető hőmennyiség fuzzy háromszögei, a defuzzifikált értékek (S) feltüntetésével

Mindezek alapján a fuzzy háromszög csúcsait tekintve a kitermelhető hőmennyiség P90, P50, P10 valószínűségű szintű értékének, 35 évre elvégzett modellből számolva az alábbiak:

- P90: 2,40E+15
- P50: 7,25E+15
- P10: 1,126E+16

A célkitűzés érdekében – miszerint a dinamikus készletbecslés előnyét szeretném bizonyítani a statikus eljárással szemben – a kivehető energia mennyiségének meghatározását a UNFC-2009 módszerhez készült segédanyagban lefektetett statikus készletszámítási módszerrel végeztem. Az alábbi módszer a kutatás első szakaszában

alkalmazható, általában annak eldöntése érdekében, hogy érdemes-e elkötelezni magunkat a tervezett projekt megvalósítására.

A kivethető hőmennyiséget (Q) a kitermelési tényezővel (recovery factor = R) vesszük figyelembe az alábbi összefüggés szerint:

$$Q = R \int [(1-\varphi)\rho_r c_r \Delta T + \varphi \rho_w c_w \Delta T] dV$$

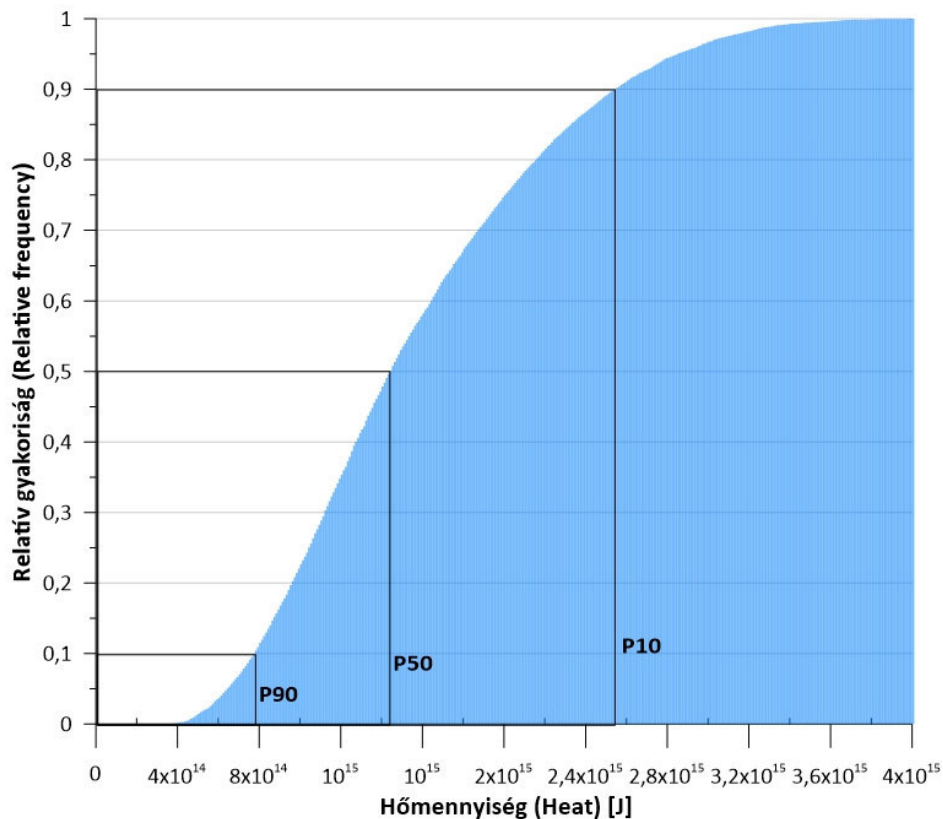
- dV : terület x vastagság: (158391,65 m² x 200 m)
- φ : porozitás: 0,04 (r: kőzet; w: víz)
- ρ : sűrűség, w (víz): 1000 kg/m³; r (kőzet): 2700 kg/m³
- c : fajhő, w (víz): 4,2E+3 kJ/m³*K, r (kőzet): 0,8E+3 kJ/m³*K
- ΔT : ~ 160 °C – 50 °C = 110°C
- $R = 0,2$ (kitermelési tényező / recovery factor)

A fenti adatokat alapul véve Monte-Carlo szimulációt futtatás történt az alábbi paraméterekkel:

- Terület: eredeti terület (m²): 158 391,65+–5% (egyenletes eloszlás),
- Vastagság (m): 100–300 (egyenletes eloszlás),
- Hézagterfogat (%): 0,01–0,07 (egyenletes eloszlás),
- Delta T (°C): 100–120 (egyenletes eloszlás),
- Kitermelési tényező /Recovery factor/: 0,1–0,3 (egyenletes eloszlás)

A számolás alapján a teljes kőzettérfogatból kitermelhető hőmennyiség (55. ábra)

- P90: 7,82E+14 J
- P50: 1,45E+15 J
- P10: 2,55E+15 J



57. ábra. A teljes közettérfogatból kitermelhető hőmennyiség Monte-Carlo szimulációjának diagramja

Ez a teljes közettérfogatból kitermelhető hőmennyiség, és mint korábban látható volt a modellezés során ennél hozzávetőleg fél nagyságrenddel nagyobb értékek jöttek ki.

Ennek magyarázata, 2000 m³/nap termelésnél kb. 80 km² terület hőáramával egyenlő hőmennyiséget veszünk ki, azaz a zseb területén bejövőnek majdnem az 500 szorosát ezért a hőáram első közelítésben elhanyagolható, lényegében a tárolt hőt aknázzuk ki.

Statikus számítás szerint:

- a $158\,391.65\text{ m}^2 \times 200\text{ m}$ térfogat teljes hőmennyisége
- 0,2 kitermelési hatásfok esetén
- 22 év alatt
- 50 °C-ra

kellene hűlnie, ha nem lenne a térfogaton kívülről utánpótlás.

De mivel van kívülről is vízutánpótlódás, ez a vízmennyiség viszont a mélységnek megfelelő hőmérsékletű, ami jelentősen lassítja is a rezervoár lehűlését. A vizsgált térfogaton kívüli utánpótlódást igazolja, igaz alárendelt mértékben az 1. szcenárió áramvonalképe is (52. ábra)

5.5 UNFC-2009 kód szerinti készletszámítás

A módszertani fejezetben leírtak alapján a UNFC-2009 kód definíciója szerint egy adott geotermikus projekt háromjegyű kóddal jellemezhető (E, F, G kategóriák).

Olyan projektek esetén melyek előkészítési fázisban vannak és az adott rezervoárban még egyetlen projekt sem valósult meg csak E3 kategóriájú lehet. Mivel a Battonya–Pusztaföldvári-hát térségében a geotermikus energiatermelés gazdasági életképessége még nem állapítható meg, bár a geotermikus energiatermelésre már készült tanulmány, az elégtelen információk miatt az E3.2 kategóriába sorolandó (Kun et al. 2022b). A vizsgált térségében a kitermelés megvalósíthatósága a korlátozott műszaki adatok miatt nem értékelhető, mivel az adott célképződményt még nem próbálták feltárni, ezért az F tengelyen a 3. kategóriába tartozik. A kutatási területen regionális geológiai vizsgálatok kedvező geotermikus adottságokat mutatnak, de nincs konkrét helyre vonatkozó vizsgálat, így a végső besorolás az F3.3 kategóriát adja. A G tengely meghatározása során figyelembe kell venni, hogy csak néhány fúrás érte el a gránitos aljzatot, és azok is csak néhány 10 m-es vastagságban (pl. Tótkomlós–I fúrás), de termelés azokból sem történt. A projekt helyszínén a célképződmény pontos mélysége nem ismert, tehát elsősorban közvetett bizonyítékon alapul a kitermelhető geotermikus energia mennyiségének meghatározása, így a számított készletek csak G4 kategóriájúak lehetnek.

A G4.1, G4.2, G4.3 szerinti hőmennyiségeket a megadott fuzzy háromszögszám adatai alapján kerül megadásra. Mivel az 50 éves üzemidő alatt a modellszámítások a tárolótér jelentős lehűlését valószínűsítik, így a 35 év üzemidőre számított értékek a mérvadók, melyek a következők:

$$G4.1=2,4E+15$$

$$G4.2=4,85E+15$$

$$G4.3=4,01 E+15$$

Mindezek alapján a vizsgált projekt UNFC-2009 osztályozás szerinti besorolása: 3.2, 3.3, 4, ami a kutatási (reménybeli) projekt kategóriát jelenti.

6 A modellvizsgálat-sorozat eredményei, konklúziók

A hozamvariációkat hőmérséklet diagramokon bemutatva látható (55. ábra), – és ez ennek a vizsgálat-sorozatnak a fő tanulsága – hogy a vizsgált aljzati kiemelkedés még

kedvező és kvázi optimális feltételek mellett is csak korlátozott időtartományban (ideális konfigurációban kb. 30–35 év) alkalmas geotermikus hasznosításra. Bár a 35 év időtartam az 50 évnek 70%-a, mégis az esetek döntő többségében 80% fölé emelkedik a 35 év alatt kitermelhető hőmennyiségek aránya az 50 év alatt kitermelhető hőmennyiségekhez képest (12. táblázat). Tehát kijelenthető, hogy az ilyen típusú geotermikus rendszerek optimális üzemelési ideje nem éri el az 50 évet.

Jelen vizsgálathoz a battonyai gránitból sem magvizsgálat sem szivattyú teszt nem állt rendelkezésre, analógiaként a Mórágyi rög kutatása vehető alapul, ahol a Bátaapáti kutatás keretében a legszélesebb méretskálán történtek vizsgálatok (ZILAHÍ-SEBESS et al. 2007). A mórágyi gránit esetében a mechanikai paraméterek a repedéssűrűséggel korrelálnak azonban ez nem feltétlenül jelent nagyobb permeabilitást is. Bátaapáti kőzetminták és karotázs mérések összevetése alapján megállapítást nyert (ZILAHÍ-SEBESS et al. 2007), hogy a kőzetek mechanikai jellemzői in situ állapotban jóval szilárdabbnak mutatkoznak, mint a magméréseknél.

Ennek legfőbb oka, hogy azok a repedések, amelyek magon áteresztőképességnek bizonyultak in situ körülmények közt nagyobb nyomáson összezáródnak. Ebből következik, hogy mindazok a paraméterek, amelyek mechanikai bontottsághoz kapcsolódnak hasonlóan viselkednek. A nagyobb nyomás jobban összezáródó repedéseket és ezzel nagyobb tortuozitást és emiatt kisebb permeabilitást és emiatt rosszabb konvektív hővezető képességet jelent. Ezt semmiképpen nem ellensúlyozza a konduktív hővezetőképeség rendkívül kismértékű javulása. A mállási zóna alatti ép gránit bár törésszónákkal tagolt hidrogeológiai szempontból ezeknek a zónáknak a túlnyomó része mégis impermeábilisnak bizonyult. A törésszónák általában elagyagosodottak a kevésszámú vizet adó repedés a törésszónák szélé felé a szinte teljesen ép kőzetben található

Bátaapáti analógia alapján a mállási zónán túli alaphegységi kőzet repedéseinek nagy része zárt, impermeábilis. A Battonya–Pusztaföldvári-hát granitoid kőzetei 1000 m-nél nagyobb mélységben jóval nagyobb nyomásnak vannak kitéve, ezért mikrorepedések még inkább zártabbaknak kell lenniük, mint a Mórágyi gránité. Az alaphegységi kőzetből való hőtermelés sikeressége attól függ, mekkora felületen történik a hőcsere és fontos, hogy mekkora az a térfogat, amelyet az összefüggő repedések feltárnak.

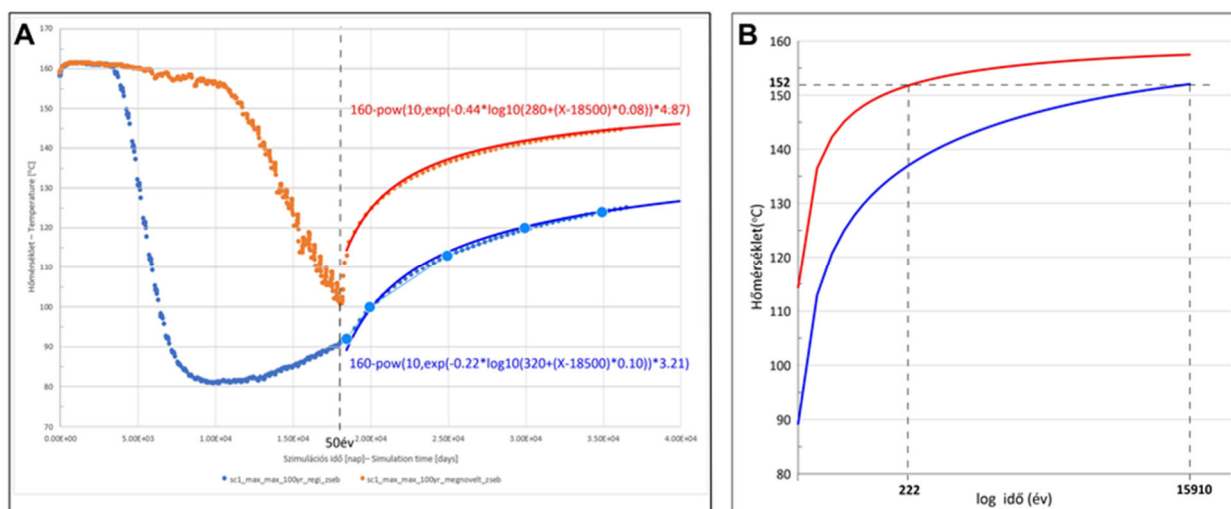
Jelen tanulmányban egy hozzávetőleg $400 \times 400 \times 200$ m-es, azaz $0,032 \text{ km}^3$ repedezett térfogat kétkutas hasznosításának a szimulációs modellfuttatása történt meg (ami megfelel

1000×1000×32 m kiterjedésű rezervoárnak) 27 változatban. A lefuttatott modellverziókból eredményadataiból megállapíthatjuk, ha a termelt zóna szivárgási tényezője nem éri el legalább az E-05 (m/s) nagyságrendet, akkor a minimum 2000 m³/napos (23 l/s) termelés mellett is irreálisan magas depresszió értékeket adódnak (6. és 7. táblázat), azaz a kútpár üzemeltetése nem fenntartható.

A számítási eredményekből következik, hogy egy lehatárolt térfogattal leírható mező még egy pár termelő–visszasajtoló kúttal is hamar kimerülhet, ha nem tud rácsatlakozni egy nagyobb, folyamatos hőszállítást biztosító rendszerre (nagyobb rezervoár, vetőrendszer), mint amilyenek neotektonikai mozgásokkal fel-fel nyíló mélységi vetőrendszerek vagy az ezekkel kapcsolatos vulkanikus övezetek. A legismertebb áramtermelő geotermikus hőhasznosítások vulkanikus területeken, illetve lemezszegélyek mentén találhatók, vagy kiterjedt repedésrendszer.

Ennek szemléltetésére újabb futtatást készítettem. A legkedvezőbb hidrodinamikai eset (sc1 – 5000 m³/nap, 50 év termelés – 50 év regenerálódás) mintáján demonstrálható a megnövelt (négyeszeres) térrész és a csökkentett izoláció pozitív hatása. Változatlan rétegvastagság mellett a rezervoár felületi oldalai a kétszeresére (négyeszeres térfogat), a két kút távolsága pedig $\sqrt[3]{4}$ szeresére nőtt ebben az esetben.

Összehasonlítva a megnövelt rezervoár termelőkútjának hőmérsékleti diagramját a korábban vizsgált kisebb és izoláltabb típusúval (58. ábra), szemrevételezhető a lényegesen jobb hőmérsékleti kondíció és ennek kedvezőbb időbeli lefutása. Az 58. ábra "B" részében az illesztett függvénnel továbbszámolva meghatároztam, hogy a leállás után mennyi időnek kell eltelnie ahhoz hogy a rezervoár az eredeti állapot 95 %-ra, 152 °C-ra visszamelegedjen.



58. ábra. "A": Az 1. szcenárió hőmérséklet–üzemelési idő diagramja közelítő függvény illesztéssel; "B": Az 1. szcenárió hőmérséklet – log idő visszamelegedési diagramja a leállás időpontjától ($Q = 5000 \text{ m}^3/\text{nap}$; 50 év termelés és 50 év leállás; eredeti zsebméret, narancssárga vonal: megnövelt négyszeres zsebméret)

Függvényillesztési eredmény:

Régi zseb: $T = 160 - \text{pow}(10, \exp(-0.22 * \log_{10}(320 + (X - 18500) * 0.10))) * 3.21$

Új zseb: $T = 160 - \text{pow}(10, \exp(-0.44 * \log_{10}(280 + (X - 18500) * 0.08))) * 4.87$

X : a termelés kezdetétől számított idő.

A regenerálódást a teljes leállástól alakjában az $a \times (1 - e^{-bx}) + c$ jellegű korlátos függvénnyel írható le.

- A régi zsebnél a leállást követően 15913 év 14 nap után éri el 152°C -t.
- Az új, megnövelt méretű zsebnél a termelés kezdetétől eltelt 272 év 86 nap, azaz a leállást követően mintegy 222 év (ez az üzemelési idő [50 év] 4,5-szerese) után történik meg a visszamelegedés /az értékeknél figyelembe kell venni, hogy a függvényillesztésnek és az extrapolálásnak is van hibásávja/.

Tehát megközelítőleg azonos hidraulikai helyzetben, de negyedakkora rezervoárterfogat esetében 68-szorosára nő a regenerálódáshoz szükséges időtartam. Az eredmény leginkább a viszonylag jó permeabilitással rendelkező rezervoár és a szinte csak konduktív hővezetésű környezet viszonyát fejezi ki. A kisebb zseb esetében valójában a környezet is nagy mértékben lehűl, míg az új zseb (nagyobb rezervoár) önmagában is csak kevésbé lett lehűtve, tehát a környezetéből sokkal kevesebb az a hőmennyiség, amit pótolni kell.

Konklúzióként megállapítható, hogy magyarországi alaphegységi kőzetekből való hőbányászattal kapcsolatos beruházások nagy gazdasági kockázatot hordoznak, ha nincs közvetett ismeretünk egy természetes permeabilitással rendelkező repedésrendszeréről, melyre a tervezett rendszer rácsatlakozhat.

Ugyanakkor, ha a kezdeti hőmérsékleti érték kellően magas, és az itt bemutatott 0,03 km³-nél legalább egy nagyságrenddel nagyobb térfogatot tudunk hatékonyan stimulálni, akkor petrotermális esetben is (jelentős fluidum pótlással üzemelő rendszer) lehet esély fenntartható geotermikus energiahasznosításra (RYBACH, 2021).

A modell eredménye, a bemutatott paraméter tartományok esetén, nem kecsegtet potenciálisan megtérülő geotermikus hasznosítással. Egy magyarországi kísérleti geotermikus mező pl. a Battonya–Pusztaföldvári-hátság térségében elhelyezve hasonlóképpen, mint európai példaként a Soultz-sous-Forêts geotermikus projekt, nagy lökést adhatna a geotermikus kutatásnak, verifikálhatná a paramétereket; a földtani kockázatok pontosabb meghatározását, az optimális megoldások keresését.

Összefoglalás

Tanulmányomban egy természetes repedésrendszerrel rendelkező, hidrotermális (a hőtermeléshez elegendő fluidummal rendelkező), viszont meglehetősen izolált rendszer modellvizsgálatát végeztem el 27 scenárió változatban. Célkitűzés volt a releváns áramlási és hőtranszport folyamatok leképzése a DK-Alföld térségében, figyelembe véve a medenceüledékek nagy regionális áramláshoz kötött hidrodinamikai tulajdonságait, az aljzati képződmények sajátosságait, valamint a potenciális hőhasznosítások lehetőségeit. A modellezett terület magába foglalja a Battonya–Pusztaföldvári-hátat és a két oldalán lévő Makói-árok és Békési süllyedék tengelyéig tartó résztérségeket mind a magyarországi, mind a romániai oldalon.

A regionális léptékű hőtranszporttal kiegészített numerikus modell paraméterezését elsősorban szakirodalmi adatokra és saját, a vízbázisvédelmi program feladatainak megoldása kapcsán szerzett gyakorlati tapasztalatokra alapoztam. A célkitűzés megvalósításához regionális léptékű hidrodinamikai és hőtranszport modellvizsgálatot végeztem a véges elemes módszert alkalmazó FEFLOW® modellező szoftverrel. Az általam alkalmazott modellvizsgálatban a nagy bizonytalanságot hordozó konkrét repedésrendszert ekvivalens porózus közegként közelítettem. A modellfuttatások során a kalibráció szimulált vízszint és hőmérséklet értékekre történt, mely a területen mélyült termálkutak létesítéskori vízszintjeinek és a szénhidrogénfúrások talphőmérsékleti adatainak segítségével végeztem.

Leképeztem az anomálisan felfűtött aljzati kiemelkedés, a Battonya–Pusztaföldvári-hát és környezetének hidrogeológiai és hőmérsékleti viszonyát. Ezt követően nagy rácssűrűségű beágyazott rezervoár modell segítségével egy fiktív, nagy entalpiájú hőhasznosítás (doublet – kétkutas rendszer) esetét szimuláltam Pitvaros térségében. Bemutattam szivárgási tényező és hozam változatokon keresztül a kivehető hőmennyiség értékek eloszlását, majd összevettem a UNFC-2009 metódusú volumetrikus készletszámítással.

A pórusterhasznosítás meglévő és jövőbeni hasznosítások egymásra gyakorolt negatív hatások előrejelzéséhez, védendő termelésekhez hasznos eszköz a geotermikus védőidom kijelölése. A szimulációs vizsgálatok során outputként megkapott Peclet szám jó támpontot nyújt az utánpótlásba bevont térrészről, így a geotermikus védőidom meghatározást is jól kiegészítheti.

Ahogy a modellszimuláció-sorozat is illusztrálta, a magyarországi alaphegységi kőzetek hőbányászatával kapcsolatos beruházások nagy gazdasági kockázatot hordoznak, ha nincs közvetett ismeretünk egy természetes permeabilitással rendelkező repedésrendszerről, melyre a tervezett rendszer rácsatlakozhat. Ha az ilyen izolált zsebeket mesterségesen össze lehet kötni (pl. mechanikai stimulációval), azaz a rezervoárt megnövelni, vagy az aljzat felületéhez közel, a báziskonglomerátummal, esetleg jól vezető karbonátos képződménnyel hidraulikai kapcsolatba hozni, akkor a kivehető hőmennyiségre a számítottnál lényegesen jobb értéket kaphatunk, ahogy azt a megnövelt (négyeszeres) térfogatú rezervoár példája is szemlélteti.

A modell eredménye, a bemutatott paraméter tartományok esetén, nem kecsegtet potenciálisan megtérülő geotermikus hasznosítással, a UNFC-2009 kód szerint, a modellezett projekt nagy kockázatú kísérleti projektnek minősül. A modellezési vizsgálatssorozattal bizonyított, hogy a statikus készletbecsléshez képest a numerikus szimuláción alapuló hőmennyiség számítás jelentősen segíti, illetve kiegészíti a korai tervezési szakaszt, valamint időbeli lefutást, azaz dinamikai faktort is hozzáad.

A geológiai adottságokon túl a megtérülést, társadalmi elfogadottságot (szocioökonómiai tényezők) és műszaki lehetőségek összességét együtt kell számba venni, azaz a UNFC-2009 osztályozás mindhárom pillérét.

Egy magyarországi kísérleti helyszín pl. a Battonya–Pusztaföldvári-hátság térségében elhelyezve, hasonlóképpen, mint európai példaként említhető a *Soult-Sous-Forêts geotermikus projekt*, nagy lökést adhatna a hazai geotermikus kutatásnak, verifikálhatná a paramétereket; a földtani kockázatok pontosabb meghatározását és az optimális megoldások keresését.

Summary

In this study, I carried out a model analysis of a hydrothermal (with sufficient fluid for heat production) but rather isolated system with a natural fractured system in 27 scenarios. The objective was to model the relevant flow and heat transport processes in the SE-Alföld region, taking into account the hydrodynamic properties of the basin sediments linked to high regional flow, the specificities of the basin formations and the potential heat recovery potential. The modelled area includes the Battonya-Pusztaföldvár High and the sub-areas up to the axis of the Makói Trough and the Békés Basin on both sides, both in Hungary and Romania.

The parameterisation of the numerical model, supplemented with a regional scale heat transport, was based mainly on literature data and my own practical experience in solving the tasks of the aquifer protection programme. In order to achieve this objective, regional scale hydrodynamic and heat transport modelling was carried out using the finite element method in FEFLOW® modelling software. In my model study, I approximated the concrete fractured system with high uncertainty as an equivalent porous medium. The model runs were calibrated to simulated water level and temperature values using water levels at the time of establishment of the deepened thermal wells in the area and bottom temperature data from hydrocarbon wells.

I have described the hydrogeological and thermal conditions of the anomalously heated sub-basement elevation, such as the Battonya-Pusztaföldvár High and its surroundings. Subsequently, I simulated a fictitious high enthalpy heat recovery (doublet) case in the Pitvaros area using a high grid density embedded reservoir model. I have presented the distribution of the extracted heat values through variations of hydraulic conductivity and value of water production and compared them with the volumetric reserve calculation using the UNFC-2009 method.

To predict the negative effects of pore space utilization on each other of existing and future utilizations, a useful tool for the production to be protected is the geothermal protection zone delineation. The Peclet number obtained as an output from simulation studies provides a good indication of the area involved in the recharge and can thus complement the geothermal protective boundary definition.

As illustrated by the model simulation series, investments in thermal mining of basement rocks in Hungary carry a high economic risk if there is no indirect knowledge of a fracture system with natural permeability that the planned system can connect to. If such isolated pockets can be artificially connected (e.g. by mechanical stimulation), i.e. the reservoir can be enlarged, or hydraulically connected to the base conglomerate, possibly with a well-conducting carbonate formation, close to the bedrock surface, then the heat extraction rate can be significantly better than calculated, as illustrated by the example of an enlarged (four times) reservoir volume.

The model results, for the parameter ranges presented, do not promise a potentially profitable geothermal recovery, and the modelled project is classified as a high-risk pilot project according to the UNFC-2009 code. The modelling test series demonstrates that, compared to static volumetric estimation, the heat quantity calculation based on numerical simulation significantly aids and complements the early design phase, and adds a time-horizon, i.e. a dynamic factor.

In addition to the geological conditions, the return on investment, social acceptance (socio-economic factors) and technical potential should be taken into account, i.e. all three pillars of the UNFC-2009 classification.

For example, a pilot site in Hungary, located in the Battonya-Pusztaföldvár-High area, could be considered as a European example of *Soult-Sous- Forêts geothermal project*, could give a big boost to geothermal research in Hungary, verifying the parameters, defining the geological risks more precisely and finding optimal solutions.

Köszönetnyilvánítás

Széles körben lehetek hálás a dolgozat létrejöttéért. Értekezésem fáradhatatlanul segítőkész konzulenseim, Szanyi János és Zilahi-Sebess László folyamatos támogatása nélkül nem készült volna el. Tanszékvezetőmnek, M. Tóth Tivadarnak köszönöm bizalmát, támogatását és segítségét.

A földtudományokkal való első élményeket Hevesi Attilának, Kozák Miklósnak és Rózsa Péternek köszönhetem. Alma materem, a Miskolci Egyetem sok kiváló oktatójának lehetek hálás kiemelve néhányukat: a néhai Juhász Józsefnek, Szabó Imrének, Kovács Balázsnak, Lénárt Lászlónak, Szűcs Péternek és a néhai Mecci Józsefnek.

Korábbi és jelenlegi munkahelyem kollégái sokat formáltak szemléletmódomon az idők során. Köszönöm a pályakezdésemet támogató VITUKI-s kollégáimnak a néhai Lorberer Árpádnak, néhai Sárváry Istvánnak, néhai Maucha Lászlónak, Csepregi Andrásnak, Révi Gézának, Davideszné Dömötör Katalinnak, Albert Kornélnak, Liebe Pálnak, Ágotai Györgynénak, Ágotai Györgynek, Izápné Zsókának és Izápy Gábornak, Deák Józsefnek, valamint Klecskó Bernadettnek.

A Smaragd-GSH Kft munkatársainak sok minden mellett köszönöm a vízbázisvédelmi munkákban és hőtranszport modellezésben nyújtott fejlődési lehetőséget és szakmai segítséget: Gondárné Sőregi Katalinnak, Gondár Károlynak, Székvölgyi Katalinnak, Könczöl Anikónak, Zachar Juditnak, Ács Viktornak, Weiser Lászlónak és Makai Csillának, valamint Horváth Adorjának és Péntekné Ötvös Dorottyának. Köszönöm Viszok Jánosnak a sok éve tartó kitüntető figyelmet és bevonásomat a Mezősas-Furta aljzati modellezési projektbe és e projekt kapcsán köszönöm Bartucz Dorottyának szakmai inspirációit.

A Doktori iskola számos tagja segítette tanulmányaimat, kutatásaimat. Köszönöm Pier (Tari) Csillának, Barcza Mártonnak, Papp Mártonnak és Kiss Sándornak.

Munkahelyemen a Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat vezetőinek köszönöm a teljeskörű támogatást: Fancsik Tamásnak, Czira Tamásnak és Szőcs Teodórának. Közéleti és távolabbi kollégáimnak hálás vagyok, hogy segítették munkámat, ötletekkel láttak el. A dolgozathoz kapcsolódóan sok szakmai, tudományterületi, technikai, ábrakészítési és mindenféle ügyes-bajos segítséget és fontos szakmai beszélgetéseket köszönhetek a Vízföldtani osztály tagjainak, a MODRI, a Geoconnect3d és a Pórusteres projekt csapatának és további kollégáimnak: Tóth Györgynek, Gál Nórának, Szűcs Andreának, Selmeczi Ildikónak, Piros Olgának, Demény Krisztinának, Pálfi Évának, Tihanyiné Szép Eszternek, Maros Gyulának, Szabó-Krausz Zsuzsannának, Nádor Annamáriának, Király Editnek, Falus Györgynek, Szamosfalvi Ágnesnek, Maigut Verának, Gulyás Ágnesnek, Gyuricza Györgynek, Bereczki Lászlónak, Markos Gábornak, Furi Juditnak, Szlepák Tímeának, Püspöki Zoltánnak, Kiss Jánosnak valamint Gáspár Emesének, Lajtos Sándornak, Kerékgyártó Tamásnak és Varga Bálintnak.

Köszönöm a DHI Magyarország és Nagy Zsuzsanna szakmai támogatását és a tanulói licenc lehetőségét.

Munkám nem jöhetett volna létre családom tagjainak: Kun Lajosné Bódi Magdolna, Kun Lajos Alpra, Kun Ágnes, Emi és Nati, valamint Nagy Endréné Bódi Ili támogatása nélkül. Végezetül köszönöm baráti támogatásukat Sárváry Katalinnak, Sárváry Gabriellának, Szulimán Szilviának, Bán Csillának, Matolay Katalinnak, Bertalan Évának és Gurabi Orsolyának.

Felhasznált szakirodalom

- ÁDÁM B. 2011: Energiaellátás, alternatív energiaforrások hasznosítása. – Szent István Egyetem https://regi.tankonyvtar.hu/hu/tartalom/tamop412A/2010-0019_Energiaellatas_alternativ_energiaforrasok_hasznositasa/index.html
- ÁDÁM L. & CLADOUHOS, T. 2016: Challenges of South Hungarian EGS Demonstration Project. *September 2016 Conference: European Geothermal Congress*, https://www.researchgate.net/publication/309642993_Challenges_of_South_Hungarian_EGS_Demonstration_Project
- ALFÖLDI, L., J. GÁLFI, J., LIEBE, P. 1985: Heat flow anomalies caused by water circulation. – *Journal of Geodynamics* **4/1–4**, 199–217. ISSN 0264-3707, [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(85\)90060-2](https://doi.org/10.1016/0264-3707(85)90060-2).
- AL-KHOURY, R., BONNIER, P. G., BRINGREVE, R. B. J. 2005: Efficient finite element formulation for geothermal heating systems. Part I: steady state. – *International Journal for Numerical Methods in Engineering* **63**, 988–1013 March 2005 <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/nme.1313>
- ALMÁSI, I. 2001: Petroleum Hydrogeology of the Great Hungarian Plain, Eastern Pannonian Basin, Hungary. – *PhD thesis*, University of Alberta, Canada, 312 p. <https://www.collectionscanada.gc.ca/obj/s4/f2/dsk3/ftp04/NQ60365.pdf>
- ALMÁSI, I. 2003: Evaluation of the possible mechanisms able to generate and maintain the overpressured regime in the Pannonian Basin, Eastern Hungary. – *Journal of Geochemical Exploration* **78 (8)**, 139–142. [https://doi.org/10.1016/S0375-6742\(03\)00084-0](https://doi.org/10.1016/S0375-6742(03)00084-0)
- BABINSZKI E. & KOVÁCS ZS. 2018: A Battonya–Pusztaföldvári-hát és a Békési neogén medence In: KOVÁCS ZS. (szerk.) 2018: *Szénhidrogének Magyarországon*. – Magyar Energetikai és Közmű-szabályozási Hivatal, Budapest 318 p.
- BALÁZS, A., MATENCO, L., MAGYAR, I., HORVÁTH, F., CLOETINGH, S. 2016: The link between tectonics and sedimentation in back-arc basins: New genetic constraints from the analysis of the Pannonian Basin. *Tectonics*, **35/6**, 1526–1559. ISSN 0278-7407 <http://real.mtak.hu/46161>
- BALÁZS E.-NÉ, TIRPÁK I., GOMBOS CS., NAGY GY.-NÉ, NAGY L. PUSZTAI J., SZENTGYÖRGYI K.-NÉ, TATÁR A.-NÉ. TÖRÖK J.-NÉ VADÁSZ GY.-NÉ, TÓTH Z., TÓTHNÉ MEDVEI ZS. & VARGÁNÉ TÓTH I. 1999: Zárójelentés A 4. sz. Battonya–Pusztaföldvári gerinc K–I szárny kutatási területén végzett szénhidrogén-kutatási tevékenységről (Medgyesegyháza, Medgyesbodzás, Nagyegyháza) I–II. – *Kézirat*, MOL 1999. T.19938
- BALKAN, E., ERKAN, K. & ŞALK, M. 2017: Thermal conductivity of major rock types in western and central Anatolia regions, Turkey. – *Journal of Geophysics and Engineering* **14/4**, 909–919, <https://doi.org/10.1088/1742-2140/aa5831>
- BALLA Z., HORVÁTH I., TÓTH GY., BENEDEK K., MEZŐ GY. & MOLNÁR P. 2004: A Bátaapáti (Üveghutai)–telephely vízföldtani képe. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2003**, 465–472 oldal http://epa.oszk.hu/02900/02934/00036/pdf/EPA02934_mafi_evi_jelentes_2009.pdf
- BÁRDOSSY, GY., FODOR, J., MOLNÁR P. & TUNGLI, GY. 2000: A bizonytalanság értékelése a földtudományokban. – *Földtani Közlemény* **130/2**, 291–323. http://real-j.mtak.hu/8945/2/Foldtani_Kozlony_2000_130_2.pdf
- BARKER, C. 1972: Aquathermal Pressuring – Role of Temperature in Development of Abnormal-Pressure Zones: Geological Notes. – *AAPG Bulletin* **56**, 2068–2071.
- BARROS, R., PIESSENS, K. & GEOCONNECT³D TEAM 2021: GeoConnect³d: transforming geological data into a knowledge system in support of the clean energy transition EGU21-1218. – <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-1218> EGU General Assembly 2021
- BÉKÉSI, E., & LENKEY, L., LIMBERGER, J., PORKOLÁB, K., BALÁZS, A., BONTE, D., VRIJLANDT, M. & HORVÁTH, F., CLOETINGH, S. & VAN WEES, J. 2017: Subsurface temperature model of the Hungarian part of the

- Pannonian Basin. – *Global and Planetary Change* **171**, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.09.020>
- BÉRCZINÉ MAKK A. 1985: A Nagyalföld mezozoos kifejlődési típusai. – *Általános földtani szemle* **21**, 3–47
- BÉRCZINÉ MAKK A. 1993a: Szegedi Dolomit Formáció. In: Haas J. (szerk.) 1993: *Magyarország litosztatográfiai alapegységei, Triász*. Földt. Int, Budapest, 265–267.
- BÉRCZINÉ MAKK A. 1993b: Csanádapácai Dolomit Formáció. In: Haas J. (szerk.) 1993: *Magyarország litosztatográfiai alapegységei, Triász*. Földt. Int., Budapest, 268–269.
- BÉRCZINÉ MAKK A. 1998: Az Alföld és a Tokaji-hegység triász és jura képződményeinek rétegtana. (Stratigraphy of the Triassic and Jurassic formations of the Great Plain and the Tokaj Mountains.) — In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MÁFI–Mol kiadvány, 281–298.
- BOBOK E. & TÓTH A.: A geotermikus energia helyzete és perspektívái, *Magyar Tudomány* **2010/8**, pp: 926-937
- BREDEE, K., DZEBISASHVILI, K., LIU, X. & FALCONE, G. 2013: A systematic review of enhanced (or engineered) geothermal systems: past, present, and future. *Geothermal Energy* **1**, Article no.4. <https://doi.org/10.1186/2195-9706-1-4>
- BURST, J. F. 1969: Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration. *AAPG Bulletin*. **53**, 73–93. <https://doi.org/10.1306/5D25C595-16C1-11D7-8645000102C1865D>
- ČERMAK, V. & RYBACH, L. 1982: Thermal conductivity and specific heat of minerals and rocks. – In: ANGENHEISTER, G. (ed.): *Bronstein: Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology*. New Series, Group V (Geophysics and Space Research), **Vol. 1a** (Physical Properties of Rocks), Springer, Berlin, 305–343.
- CHIASSON, A. D. 1999: Advances in modeling of ground-source heat pump systems. – *Master thesis*, School of Aerospace and Mechanical Engineering, Oklahoma State University, USA. https://hvac.okstate.edu/sites/default/files/chiasson_thesis.pdf
- CLAUSER, C. (ed.) 2003: Numerical Simulation of Reactive Flow in Hot Aquifers SHEMAT and Processing SHEMAT. – Springer-Verlag Berlin Heidelberg, ISBN 978-3-540-43868-7 <https://doi.org/10.1007/978-3-642-55684-5>
- CLAYTON, J. L., KONCZ, I., KING, J. D., TATÁR, E. 1994: Organic Geochemistry of Crude Oils and Source Rocks, Békés Basin. – In: TELEKI, P. G., MATTICK, R. E., KÓKAI, J. (eds): *Basin Analysis in Petroleum Exploration. A case study from the Békés basin, Hungary*. – Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, 161–186.
- CZAUNER B. 2012: Szerkezeti elemek és alacsony permeabilitású képződmények felszínalatti folyadékáramlási rendszerekben és szénhidrogén csapdázódásban betöltött regionális hidraulikai szerepe Kelet-Délkelet Magyarországon, PhD értekezés, ELTE
- CZAUNER B. & MÁDLNÉ SZÖNYI, J. 2013: Regional hydraulic behavior of structural zones and sedimentological heterogeneities in an overpressured sedimentary basin. *Marine and Petroleum Geology*. **48**. 260–274. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.08.016>
- DANK, V. 1988: “Petroleum Geology of the Pannonian Basin, Hungary: An Overview” – In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): *The Pannonian Basin, A Study in Basin Evolution*. – *AAPG Memoir* **45**, Tulsa & Hungarian Geological Soc., Budapest, 319–332. <https://doi.org/10.1306/M45474C23>
- DANK V. & BÁN J. 1966: Az algyői kőolaj és földgáz-előfordulás földtani viszonyai és termeltetése termeltetésének elvei. – *Földtani Kutatás* **1966/Különszám**, 1–25.
- DEJU, R. A. 1973: Global look at high pressures. – *AAPG Bulletin* **57**, p. 775. <https://doi.org/10.1306/819A4374-16C5-11D7-8645000102C1865D>
- DICKINSON, G. 1953, Geological aspects of abnormal reservoir pressures in Gulf Coast Louisiana. – *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **37/2**, 410–432. <https://doi.org/10.1306/5CEADC6B-16BB-11D7-8645000102C1865D>

- DIERSCH, H.-J. G. 2005: *FEFLOW Software—Finite Element Subsurface Flow and Transport Simulation System—Reference Manual*. WASY GmbH, Berlin.
<https://www.springer.com/gp/book/9783642387388>
- DOMENICO, P. A. & SCHWARTZ, F. W. 1990: *Physical and Chemical Hydrogeology*. – New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore: John Wiley & Sons, 681–682.
<https://doi.org/10.1017/S0016756800019890>
- DÖVÉNYI P. 1994: Geofizikai vizsgálatok a Pannon-medence litoszféra fejlődésének megértéséhez. – Kandidátusi értekezés, ELTE Geofizikai Tanszék, Budapest, 120 p.
- DÖVÉNYI, P. & HORVÁTH, F. 1988: A review of temperature, thermal conductivity, and heat flow data for the Pannonian Basin. – In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): *The Pannonian Basin; a study in basin evolution*. – *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **45**, 195–233.
- DÖVÉNYI, P., HORVÁTH, F., LIEBE, P. & ERKI, I. 1983: Component parts of the World Heat Flow Data Collection. – PANGAEA, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.808029>
- DÖVÉNYI, P., HOMOLA, V., HORVÁTH, F., KOHL, T. & RYBACH, L. 2005: *European HDR/EGS resources: Future potential development in Hungary*. Order no: **G109/05-22.13**. – Final Report, GEOWATT AG (May 26, 2005), 1–41.
- ERDÉLYI M. 1979: A Magyar Medence hidrodinamikája (Hydrodynamics of the Hungarian Basin). — *VITUKI Közlemények* **18**, Budapest, 82 p.
- VAN EVERDINGEN, R. O. & FREEZE, R. A. 1971: Subsurface disposal of waste in Canada. – *Technical Bulletin* **49**, p. 62.
- FALUS GY., SZAMOSFALVI Á., VIDÓ M., TÖRÖK K., JENCSEL H. 2011: A hazai földtani szerkezetek felmérése a szén-dioxid visszasajtolás szempontjából. – *Magyar Tudomány* **2011/4**, 450–458.
http://epa.oszk.hu/00600/00691/00088/pdf/mtud_2011_04_0450-0458.pdf
- FANG, J. H. & CHEN, H. C. 1990: Uncertainties are better handled by fuzzy arithmetic. – *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists* **74**, 1228–1233. <https://doi.org/10.1306/0c9b246b-1710-11d7-8645000102c1865d>
- FIELD, B., BARTON, B., FUNNELL, R., HIGGS, K., NICOL, A. & SEEBECK, H. 2018: Managing potential interactions of subsurface resources. – *Proc. IME J. Power Energy* **232/1**, 6–11.
<https://doi.org/10.1177/0957650917717628>
<https://journals.sagepub.com/doi/full/10.1177/0957650917717628>
- FREEZE, R. A. & CHERRY, J. A. 1979: *Groundwater: Englewood Cliffs*. – NJ, Prentice-Hall, 604 p.
<http://hydrogeologistswithoutborders.org/wordpress/1979-english/>
- FÜLÖP J. 1994: *Magyarország geológiája. Paleozoikum II*. – Akadémia Kiadó, Budapest, 447 p.
- GALSA A. 2018: Földi áramlások fizikája. – TÁMOP 4.2.4.A/1-11-1-2012-0001
<http://gali.web.elte.hu/assets/f%C3%B6ldi-%C3%A1raml%C3%A1sok-fizk%C3%A1ja.pdf>
- GOLDSCHIEDER N., MÁDL-SZŐNYI, J., ERŐSS, A. & SCHILL, É. 2010: Review: Thermal water resources in carbonate rock aquifers. — *Hydrogeology Journal* **18**, 1303–1318. <https://doi.org/10.1007/s10040-010-0611-3>.
- GONDÁRNÉ SÖREGI K., GONDÁR K., KUN É. & SZÉKVÖLGYI K. 2004: A DNy-Bükk felszín alatti vízrendszerének modellezése. – „A felszín alatti víz, mint földtani tényező.” Földtani Társulat Vándorgyűlés. Egerszalók, 2004, október 1–3, absztraktkötet p. 5.
- HAAS, J. BUDAI, T. CSONTOS, L., FODOR, L., KONRÁD, GY. 2010: *Magyarország prekainozoos aljzattérképe, 1:500 000*. – Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa

- HAAS J., BUDAI T., CSONTOS L., FODOR L., KONRÁD GY., KOROKNAI B. 2014: Magyarország prekainozoos medencealjzatának földtana. *Magyarázó Magyarország prekainozoos földtani térképéhez (1:000 000)*. — Magyar Földtani és Geofizikai Intézet kiadványa, 71 p.
https://mbfsz.gov.hu/sites/default/files/file/2018/03/23/aljzat_magyarazo.pdf
- HAJNAL, Z., REILKOFF, B., POSGAY, K., HEGEDŰS, E., TAKÁCS, E., ASUDEH, I., MUELLER, S., ANSORGE, J. & DEIACO, R. 1996: Crustal scale extension in the Central Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **264/ 1–4**, 191–204, ISSN 0040-1951, [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00126-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00126-6)
- HÁMOR-VIDÓ M., HÁMOR T. & CZIROK L. 2021: Underground space, the legal governance of a critical resource in circular economy. — *Resources Policy* **73**/ October – Elsevier
<https://doi.org/10.1016/j.resourpol.2021.102171>
- HELLSTRÖM, G. 1991: *Ground Heat Storage. Thermal Analyses of Duct Storage Systems*. — Lund, Sweden: University of Lund, Department of Mathematical Physics 250 p.
<https://portal.research.lu.se/portal/files/6178678/8161230.pdf>
- HORVÁTH, F. & TARI, G. 1999: Pannonian basin: new results; benefits for hydrocarbon exploration. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SERANNE, M. (eds): *The Mediterranean Basins: tertiary extension within the Alpine Orogen*. — *Geological Society of London Special Publication* **156**, 195–213. ISBN: 1862390339
- HORVÁTH F., BADA G., WINDHOFFER G., CSONTOS L., DÖVÉNYI P., FODOR L., GRENERCZY G., SÍKHEGYI F., SZAFIÁN P., SZÉKELY B., TIMÁR G., TÓTH L. & TÓTH T. 2005: A Pannon-medence jelenkori geodinamikájának atlasza: Euro-konform térképsorozat és magyarázó. — OTKA T034928 sz. projekt, zárójelentés. Budapest.
- HORVÁTH, F., MUSITZ, B., BALÁZS, A., VÉGH, A., UHRIN, A., NÁDOR, A., KOROKNAI, B., PAP, N., TÓTH, T. & WÖRUM, G. 2015: Evolution of the Pannonian basin and its geothermal resources. — *Geothermics* **53**, 328–352. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.07.009>
- HORVÁTH Z. & MAROS GY. (szerk.) 2012: *Battonya–Pusztaföldvár terület szénhidrogén koncessziós jelentése*. — *Kézirat*, Magyar Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, 163 p.
https://mbfsz.gov.hu/sites/default/files/file/2018/03/14/ch_battonya_103_2011_jelentes_jav130131.pdf
- HURTER, S. & HAENEL, R. (eds.) 2002: *Atlas of geothermal resources in Europe*, Luxemburg: European Commission Office for Official Publications of the European Communities, 93 p. Component parts of the World Heat Flow Data Collection. PANGAEA, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.808050>
- JUHÁSZ GY. 1994: Magyarországi neogén medencéreszek pannóniai s.l. üledéksorának összehasonlító elemzése. — *Földtani Közlöny* **124**, 341–365.
http://epa.oszk.hu/01600/01635/00277/pdf/EPA01635_foldtani_kozlony_1994_124_3_341-365.pdf
- JUHÁSZ GY., POGÁCSÁS GY., MAGYAR I. & VAKARCS G. 2006: Integrált-sztratigráfiai és fejlődéstörténeti vizsgálatok az Alföld pannóniai s.l. rétegsorában. — *Földtani Közlöny* **136/1**, 51–86.
http://epa.oszk.hu/01600/01635/00315/pdf/EPA01635_foldtani_kozlony_2006_136_1_051-086.pdf
- JUHÁSZ J. 1987: *Hidrogeológia*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 972 p.
- KILÉNYI, É. & SEFARA, J. 1991: Pre-Tertiary Basement Contour Map of Carpathian Basin Beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary. — *Geophysical Transactions* **36/1–2**, 15–36.
https://epa.oszk.hu/02900/02941/00075/pdf/EPA02941_geofizikai_kozlomenyek_1991_36_1-2_015-036.pdf
- KISS J., GÚTHY T. & ZILAHÍ-SEBESS L. (2015): A Mohorovičić határfelület magyarországi kutatása – módszerek, mérések, eredmények. — *Magyar Geofizika* **56/3**, 152–178.
http://real.mtak.hu/33741/1/KissJ_MGF_56_3_u.pdf

- KOROKNAI B., WÓRUM G., KÁDI Z., SZÁNTÓ É., KÓBOR M., KOROKNAI ZS. & TÓTH T. A Battonya geotermikus koncesszió pre-neogén aljzatának földtani-tektonikai és reservoir viszonyai. – *NosztalGEO 2018: „Fókuszban a Pre-neogén aljzat”* Szeged, 2018. nov. 16.
- KOVÁCS B. & SZANYI J. 2004: *Hidrodinamikai és transzportmodellezés (Processing MODFLOW és Surfer for Windows környezetben)*. – Páskum Kiadó, Szekszárd, 159 p.
- KOVÁCS ZS. (szerk.) 2018: *Szénhidrogének Magyarországon*. – Magyar Energetikai és Közmű-szabályozási Hivatal, Budapest 318 p.
- KUN É., M. TÓTH T., FÖLDES T. & VISZKOK J. 2011: Geotermális vízáram- és hőtranszport-modellezés repedezett kőzetekben a Mezősas–Nyugat metamorf rezervoár példáján. – *Projekt jelentés*, https://www.researchgate.net/publication/286923181_Geotermalis_vizaram_es_hotranszport_modellez_es_repedezett_kozetekben_a_Mezosas-Nyugat_metamorf_rezervoar_peldajan
- KUN, É., SZÉKVÖLGYI, K., GONDÁRNÉ SÖREGI, K. & GONDÁR K 2013: Inferences from 3D modelling of thermalkarstic reservoir (SW Bükk Mountain) – *Poster session. IAH CEG* (Mórahalom, 2013. május 7-10.) http://real.mtak.hu/9013/1/CEG_BOOK.pdf p.14
- KUN, É., SZANYI, J., VRANJEŠ, A., OLÁH, S., SZŐCS, T., GÁL, N., ... ÉZSIÁS, T. 2019. The Hungarian–Romanian–Serbian pilot area. In: *Nádor, A. (ed.): Cascades and Calorics* ISBN 978-86-7352-355-2 -2019, pp. 79–97. https://www.researchgate.net/publication/342260537_Cascades_and_Calorics_Geothermal_Energy_in_the_Pannonian_Basin_for_the_21st_Century_-_cap_71_-_The_Hungarian-Romanian_Serbian_pilot_area_p79-97_ISBN_978-86-7352-355-2_-2019
- KUN É., ZILAHÍ-SEBESS L., SZANYI J. 2022a. Battonya–Pusztaföldvári-hát térségének nagy entalpiájú geotermikus energia vagyona (I. rész): hidrodinamikai és hőtranszport modell (The high enthalpy geothermal energy resource of the Battonya-Pusztaföldvár High (Part I): hydrodynamic and heat transport model) – *Földtani Közlöny* (in press)
- KUN É., ZILAHÍ-SEBESS L., SZANYI J. 2022b. A Battonya–Pusztaföldvári-hát térségének nagy entalpiájú geotermikus energia vagyona (II. rész): kútpárral történő hasznosítás UNFC-2009 kód szerinti osztályozása (The high enthalpy geothermal energy resource of the Battonya-Pusztaföldvár High (Part II): UNFC-2009 code classification in case of well-doublet utilization) – *Földtani Közlöny* (in press)
- LEMBERKOVICS V., KISS K., VÁRY M., KISS B. & KOVÁCS G. 2020: A jó, a rossz és a csúf? – avagy a szénhidrogén-kutatás dicső múltja, (még) létező jelene és bizonytalan jövője a Pannon-medencében – Szemle. – *Földtani Közlöny* **150/4**, 571–610. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2020.150.4.571>
- LENKEY, L., DÖVÉNYI, P., HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. A. P. L. 2002: Geothermics of the Pannonian basin and its bearing on the neotectonics. – In: CLOETINGH, S. A. P. L., HORVÁTH, F., BADA, G. & LANKREIJER, A. C. (eds): *Neotectonics and surface processes: the Pannonian basin and Alpine/Carpathian system*, European Geosciences Union. *Stephan Mueller Special Publication Series*, **3**, 29–40. [10.5194/smsps-3-29-2002](https://doi.org/10.5194/smsps-3-29-2002).
- LENKEY, L. MIHÁLYKA, J. & PARÓCZI, P. 2021: Review of geothermal conditions of Hungary. – *Földtani Közlöny* **151/1**, 65–78. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2021.151.1.65>
- M. TÓTH, T., FISHER-NAGY, Á., KONDOR, H., MOLNÁR, L., SCHUBERT, F., VARGÁNÉ TÓTH, I. & ZACHAR, J. 2021: Az Alföld metamorf aljzata: a köztes tömegtől a tarka mozaikig. – *Földtani Közlöny* **151/1**, 3–26. <http://dx.doi.org/10.23928/foldt.kozl.2021.151.1.3>
- MÁDLNÉ SZÖNYI J. 2006: *A geotermikus energia – Készletek, kutatás, hasznosítás*. – Grafon Kiadó, Nagykovácsi, 144 p.
- MÁDLNÉ SZÖNYI J., RYBACH L., LENKEY L. & HÁMOR T. 2008: A geotermikus energiahasznosítás nemzetközi és hazai helyzete, jövőbeni lehetőségei Magyarországon. – MTA, Budapest, 105 p. http://www2.sci.u-szeged.hu/geotermika/dokumentumok/MTA_geotermika.pdf

- MÁDLNÉ. SZŐNYI J., CZAUNER B., SIMON SZ., ERŐSS A., ZSEMLE F., PULAY E. & HAVRIL T. 2013: *Hidrogeológia*. – Eötvös Loránd Tudományegyetem TÁMOP-4.1.2 A1 és a TÁMOP-4.1.2 A2 https://regi.tankonyvtar.hu/hu/tartalom/tamop412A/2011-0073_hidrogeologia/ch04s03.html
- MAGYAR, I., JUHÁSZ, GY., SZUROMI-KORECZ, A. & SÜTŐ-SZENTAI, M. 2004: A pannóniai Tótkomlói Mészmárga Tagozat kifejlődése és kora a Battonya–Pusztaföldvári-hátság környezetében. The Tótkomlós Calcareous Marl Member of the Lake Pannon sedimentary sequence in the Battonya–Pusztaföldvár region, SE Hungary. – *Földtani Közöny* **133**, 521–540. http://epa.niif.hu/01600/01635/00310/pdf/EPA01635_foldtani_kozlony_2004_134_4_521-540.pdf
- MARTON L. 1982: Izotóphidrológiai modellek és számítási eljárások a felszín alatti vizek mozgásának tanulmányozásához. – *Hidrológiai Közöny* **12**, 525–533.
- MARTON L. 2009: *Alkalmazott hidrogeológia*. – ELTE Eötvös kiadó, Budapest, 626 p.
- MÉSZÁROS, F. & ZILAHÍ-SEBESS, L. 2001: Compaction of the sediments with great thickness in the Pannonian Basin (Nagyvastagságú üledékek kompakciója a Pannon medencében). – *Geophysical Transaction* **44/1**, 21–48. https://www.researchgate.net/publication/286976570_Compaction_of_sediments_with_great_thickness_in_the_Pannonian_Basin
- MORAN, M., SHAPIRO, H., MUNSON, B., DEWITT, D. 2003: *Introduction to Thermal Systems Engineering: Thermodynamics, Fluid Mechanics, and Heat Transfer*. – Wiley and Sons ISBN: 978-0-471-20490-9 January. 576 p. ISBN-13: 978-0471204909
- MUFFLER, L. J. P. & CATALDI, R. 1978: Methods for Regional Assessment of Geothermal Resources. – *Geothermics* **7**, 53–89. [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(78\)90002-0](https://doi.org/10.1016/0375-6505(78)90002-0)
- NÁDOR A. 2016: A geotermikus energiavagyon nemzetközi osztályozási és jelentési rendszerei, harmonizációs lehetőségek és a hazai adaptáció első lépései. – *Földtani Közöny* **146/2**, 123–134. <https://ojs.mtak.hu/index.php/foldtanikozlony/article/view/86/63>
- NÁDOR, A. & ZILAHÍ-SEBESS, L. 2016: Entering geothermal energy into the UNFC-2009 classification system: case studies of direct-use projects from Hungary. – *European Geothermal Congress, Strasbourg, France, 19–24 Sept. 2016 (extended abstract)*. 8 p.
- NÁDOR, A., ZILAHÍ-SEBESS, L., ROTÁR-SZALKAI, Á., GULYÁS, Á., & MARKOVIC, T. 2019: New methods of geothermal potential assessment in the Pannonian basin. – *Netherlands Journal of Geosciences*, **98**, e10. <https://doi.org/10.1017/njg.2019.7>
- VON NEUMANN, J. 1951: Various Techniques Used in Connection with Random Digits. – National Bureau of Standards symposium, NBS, *Applied Mathematics Series* **12**, 36–38, National Bureau of Standards, Washington, D.C
- NOACK, V., CHERUBINI, Y., SCHECK-WENDEROTH, M., LEWERENZ, B., HÖDING, T., SIMON, A. & MOECK, I. 2010: Assessment of the present-day thermal field (NE German Basin) – Inferences from 3D modelling. – *Geochemistry* **70**, **Supplement 3**, 47–62. ISSN 0009-2819, <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2010.05.008>.
- NUSSZER A. 1985: Pusztaföldvári metamorfit területi egység képződményei. – *Általános Földtani Szemle* **21**, 49–78. http://epa.oszk.hu/02700/02751/00021/pdf/EPA02751_alt_foldt_szemle_1985_21_049-078.pdf
- PAP S., MONORI L.-NÉ., NAGY L., VARGÁNÉ TÓTH I., KAZÁR A., TÓTH J., BENKŐ A., FOGAS Z., TÖRÖK J.-NÉ., PAPNÉ HASZNOS I. et al. 1998: Csanádalberti-Észak szénhidrogénkutatási terület kutatási zárójelentése (Csanádpalota–Pitvaros–Tótkomlós kutatási terület). – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, T.20118.
- POSGAY, K., TAKÁCS, E., SZALAY, I., BODOKY, T., HEGEDŰS, E., KÁNTOR, I., TÍMÁR, Z., VARGA, G., BÉRCZI, I., SZALAY, Á., NAGY, Z., PÁPA, A., HAJNAL, Z., REILKOFF, B., MUELLER, S., ANSORGE, J., DEIACO, R.,

- ASUDEH, I. 1996: International deep reflection survey along the Hungarian Geotraverse. – *Geofizikai Közlemények /Geophysical Transactions* **40/ 1–2**, 1–44. http://real-j.mtak.hu/12586/1/EPA02941_geofizikai_kozlemenyek_1996_40_1-2.pdf
- POWELL, W. G., CHAPMAN, D. S., BALLING, N. & BECK, A. 1988: Continental Heat-Flow Density. – In: HAENEL, R., RYBACH, L. & STEGENA, L. (eds): *Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination*. Kluwer Academic Publishers, Norwell, Ma, 504 p.
- POWERS, M. C. 1967: Fluid-release mechanisms in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration. – *AAPG Bulletin* **51**, 1240–1254. <https://www.semanticscholar.org/paper/Fluid-Release-Mechanisms-in-Compacting-Marine-and-Powers/f0db26ef7224fc9002756b1f4a4cfc71df237cef>
- RAUCSIK B., SZEMERÉDI M., MÉSZÁROS E., VARGA A., DUNKL I., LUKÁCS R., PÁL-MOLNÁR E. & HARANGI SZ. 2019: Kisfokú metamorfózis nyomai permiai aljzati képződményekben (Kelebia, Békés–Codruu Egyeség). – *Absztraktkötet*, 10. Közzétani és Geokémiai Vándorgyűlés 2019. szeptember 5–7. http://10kgvgy.elte.hu/wp-content/uploads/10KGvGY_AbstractBook.pdf
- REN21 2019: Renewables 2019 Global Status Report. – Paris: REN21 Secretariat, p. 336. ISBN 978-3-9818911-7-1, https://www.ren21.net/wp-content/uploads/2019/05/gsr_2019_full_report_en.pdf
- REZESSY G., SZANYI J. & HÁMOR T. 2005: Jelentés a geotermikus energiavagyon állami nyilvántartásának előkészítéséről. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár. 85 p.
- RMAN, N., KUN, É., SAMARDŽIĆ, N., ŠRAM, D., ATANACKOV, J., MARKIĆ, M., LAPANJE, A., RAJVER, D., SELMEČI, I. S., MAROS, GY., MARKOVIĆ, T., BUDAI, T., BABINSZKI, E. (2021) A joint report on geomanifestations in the Pannonian basin, /Deliverable 4.2/ https://geoera.eu/wp-content/uploads/2021/07/GeoConnect3d_D4.2_Joint-report-on-geomanifestations-in-the-Pannonian-Basin.pdf
- ROTÁR-SZALKAI, Á., MAROS, GY., BEREČKI, L., MARKOS, L., BABINSZKI, E., ZILAHÍ-SEBESS, L., GULYÁS, Á., KUN, É., SZŐCS, T., KERÉKGYÁRTÓ, T., NÁDOR, A., RAJVER, D., LAPANJE, A., ŠRAM, D., MARKOVIĆ, T., VRANJEŠ, A., FARNOAGA, R., SAMARDŽIĆ, N., HRVATOVIĆ, H., SKOPLJAK, F. & JOLOVIĆ, B. 2018: Identification, ranking and characterization of potential geothermal reservoirs. – Report of the DARLINGe project: 82 p. <https://www.interreg-danube.eu/approved-projects/darlinge/outputs>
- RYBACH, L. 2010: The future of Geothermal Energy and Its Challenges. – *Proceedings World Geothermal Congress, Bali, Indonesia 2010*, 1–4. <https://www.geothermal-energy.org/pdf/IGAstandard/WGC/2010/3109.pdf>
- RYBACH, L. 2021: Geothermal Sustainability or Heat Mining? – *International Journal of Terrestrial Heat Flow and Applied Geothermics* **4/1**, 15–25. ISSN: 2595-4180 <https://doi.org/10.31214/ijthfa.v4i1.61>
- SHERBURN, S., BROMLEY, C., BANNISTER, S., SEWELL, S. & BOURGUIGNON, S. 2015: New Zealand Geothermal Induced Seismicity: an overview. *Conference paper*, World Geothermal Congress 2015 Melbourne, Australia https://www.researchgate.net/publication/284578912_New_Zealand_Geothermal_Induced_Seismicity_an_overview
- SÜMEGHY B., KISS T., SIPOS GY. & TÓTH O. 2013: A Maros hordalékkúp felső-pleisztocén–holocén fluvialis képződményei. – *Földtani Közöny* **143/3**, 265–278. <https://ojs.mtak.hu/index.php/foldtanikozlony/article/view/2285/1653>
- STEGENA L. & KISS J. 1967: A kálium-argon módszer és néhány hazai alkalmazása. – *Geofizikai Közlemények* **16**, 101–107. http://epa.oszk.hu/02900/02941/00030/pdf/EPA02941_geofizikai_kozlemenyek_1967_1-2_101-108.pdf
- SZABÓ-KRAUSZ, ZS., GÁL, N., KUN, É., SZŐCS, T. & FALUS, GY. 2017: Geochemical modeling possibilities of CO₂ and brine inflow to freshwater aquifers. – *Central European Geology* **60**, 289–298. <https://doi.org/10.1556/24.60.2017.014>

- SZABÓ-KRAUSZ, ZS., GÁL, N., KUN, É., SZŐCS, T. & FALUS, GY. 2018: Accessing effects and signals of leakage from a CO₂ reservoir to a shallow freshwater aquifer by reactive transport modelling. – *Environmental Earth Sciences* **77/12**, p. 460 <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7637-6>
- SZANYI J. 2019: *Geotermikus energia komplex hasznosítása*. – Habilitációs Dolgozat, SZTE 20 p.
- SZANYI, J. & KOVÁCS, B. 2010: Utilization of geothermal systems in South-East Hungary. – *Geothermics* **39**, 357–364. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2010.09.004>
- SZANYI, J., KOVÁCS, B. & SCHAREK, P. 2009: Geothermal Energy in Hungary: potentials and barriers. – *European Geologist* **27**, 15–1
https://www.researchgate.net/publication/285705187_Geothermal_energy_in_Hungary_potentials_and_barriers
- SZANYI J., KURUNCZI M., KÓBOR B. & MEDGYES T. (szerk.) 2013: *Korszerű technológiák a termálvíz visszasajtolásban: Kutatási eredmények és gyakorlati tapasztalatok*. – InnoGeo Kft. Szeged, Magyarország, 202 p.
- SZANYI, J., MEDGYES, T., KÓBOR, B., PÁL-MOLNÁR, E. (ed) 2015: *Technologies of injection into sandstone reservoirs: best practices, case studies* — GeoLitera; Institute of Geosciences, University of Szeged, ISBN 978-963-306-370-5, 156 p <http://publicatio.bibl.u-szeged.hu/13471/>
- SZANYI J., NÁDOR A. & MADARÁSZ, T. 2021: A geotermikus energia kutatása és hasznosítása Magyarországon az elmúlt 150 év tükrében. – *Földtani Közöny* **151/1**, 79–102.
<https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2021.151.1.79>
- SZEMERÉDI M. 2020: A Gyűrűfői Riolit Formáció komplex vizsgálati eredményei a Tiszai-Főegységben. – Szegedi Tudományegyetem, PhD értekezés. http://doktori.bibl.u-szeged.hu/id/eprint/10580/2/Szemeredi_Mate_tezisfuzet_magyar.pdf
- SZENTGYÖRGYI K.-NÉ, AMRAN A., ÁRVAI L., BALÁZS E.-NÉ, BELOVAI I.-NÉ., BERECS F., ESZES I.-NÉ, GYERGYÓI L., KISS B., KISS K., MAGYAR I., MÉSZÁROS VINCE CS., MILOTA K., PAPP I., PÓCSIK M., PUSZTAI J., SPITZMÜLLER Á., SÖREG V., SZABÓ I., SZALAINÉ BÁNLAKI E., SZÁSZFAI J., TATÁR A.-NÉ., TÓTH D., TÖRÖK J.-NÉ., UJSZÁSI K., VARGÁNÉ TÓTH I., VERPECZ A., VINCZE M., VINCZÉNÉ TÓTH M., ZAHUCZKI P. & ZSUPPÁN GY. 2010: Zárójelentés a 101. Battonya–Pusztaföldvár kutatási területen végzett szénhidrogén-kutatási tevékenységről I–V. — MOL Nyrt., *Kézirat*, MOL, MÁFGBA Budapest, SZBK.3406
- SZŐCS T., FRAPE S., GWYNNE R., PALCSU L. 2017: Chlorine Stable Isotope and Helium Isotope Studies Contributing to the Understanding of the Hydrogeochemical Characteristics of Old Groundwater, *Procedia Earth and Planetary Science*, **17**, 877-880, ISSN 1878-5220,
<https://doi.org/10.1016/j.proeps.2017.01.004>.
- SZÜCS P, BOBOK E, TÓTH A, KOLENCSEKNÉ TÓTH A, MADARÁSZ T, ZÁKÁNYI B, DEBRECZENI Á, SZILÁGYI J. E. 2017: Geotermikus erőműfejlesztés lehetősége az ásványvizek földjén, Magyarországon. – In: MÁTHÉ I., SZÉKELY G., SZÉP R. (szerk.): Kárpát-medence ásványvizei: XIII. Nemzetközi Tudományos Konferencia Sepsiszentgyörgy, Románia, Hargita Kiadóhivatal 15–25.
- TARI CS. 2011: Földhőszondás hőszivattyús rendszerek primer oldali hőtranszport folyamatainak vizsgálata numerikus modellezéssel. – *Doktori (PhD) értekezés* <http://doktori.bibl.u-szeged.hu/id/eprint/760/>
- TARI CS. & KUN É. 2010: Hő terjedésének törvényszerűségei porózus közegben: Bevezetés a numerikus hőtranszport modellezés elméletébe és gyakorlatába. –In: *Szemelvények a geotermikus energia hasznosítás hidrogeológiai alkalmazásaiból*, 2010 InnoGeo Kft, Szeged.
- TARI, G., DÖVÉNYI, P., DUNKL, I., HORVÁTH, F., LENKEY, L., STEFANESCU, M., SZAFIÁN, P. & TÓTH, T. 1999: Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. – In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): *The Mediterranean Basins: tertiary Extension within the Alpine Orogen*. – *Geological Society, London, Special Publications* **156**, 215–250.

- TATÁR A.-NÉ, BALÁZS E.-NÉ, TIRPÁK I., GOMBOS CS., NAGY GY.-NÉ, NAGY L., PUSZTAI J., SZENTGYÖRGYI K.-NÉ, TÖRÖK J.-NÉ, VADÁSZ GY.-NÉ, TÓTH Z., TÓTHNÉ MEDVEI ZS. & VARGÁNÉ TÓTH I. 1999: Zárójelentés a 4. Battonya–Pusztaföldvári gerinc K-i szárny területén végzett szénhidrogén-kutatási tevékenységről, I–II. – Mol Rt. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, T.19938.
- TÓTH GY., ROTÁRNÉ SZALKAI Á. & HORVÁTH I. 2003: A Kárpát-medence magyarországi részének hidrológiai modellezése. A Magyar Állami Földtani Intézet hozzájárulása a feladat megoldásához. – LIEBE P. (ed.): Felszín alatti vizeink kutatása, feltárása, hasznosítása és védelme / A Felszín Alatti Vizekért Alapítvány által kiadott tanulmánykötetek 2003-ban felülvizsgált változatai I., *Szemelvények a kutatás és az oktatás munkáiból. X. FAVA Konferencia*, Balatonfüred, 1–15.
https://fava.hu/publikaciok/jubileumi_kiadvanyok/tanulmanyok_pdf/toth_mafi.pdf
- TÓTH GY., HORVÁTH I., MURÁTI J., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZŐCS T. & VETŐ I. 2010: XL Pannon hidrogeológiai modell fejlesztése és lehetőségei a vízgőjtő gazdálkodásban. — Felszín alatti vizeink kutatása, feltárása, hasznosítása és védelme, „XVII. Konferencia a felszín alatti vizekről” 2010. március 24–25. Siófok <https://docplayer.hu/5869195-XL-pannon-hidrogeologiai-modell-fejlesztese-es-lehetosegei-a-vizgyujto-gazdalkodasban.html>
- TÓTH GY., SZŐCS T., NÁDOR A., ZILAHÍ-SEBESS L., MERÉNYI L., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., GÁSPÁR E. & KOVÁCS A. 2013: MFGI: Fenntartható hévíz- és geotermikus energia-gazdálkodást támogató kutatások. – *Kézirat*, Fenntartható hévíz- és geotermikus energia-gazdálkodást támogató kutatások. Új utak a földtudományban, 2013. október 16., <https://docplayer.hu/1034946-Fenntarthato-heviz-es-geotermikus-energia-gazdalkodast-tamogato-kutatasok.html>
- TÓTH JÁNOS & BÓDI T. 2012: Földgázok és szén-dioxid földalatti tárolása. – Miskolci Egyetem, Miskolc.
- TÓTH, JÓZSEF & ALMÁSI, I. 2001: Interpretation of observed fluid potential patterns in a deep sedimentary basin under tectonic compression: Hungarian Great Plain, Pannonian Basin. – *Geofluids* **1/1**, 11–36.
- TÓTHNÉ MEDVEI ZS., NAGY GY.-né, SZENTGYÖRGYI K.-né, TATÁR A.-né 1999: Zárójelentés a 7.sz. Battonya–pusztaföldvári gerinc DNy-i szárnya területén végzett szénhidrogénkutatási tevékenységről. 1999. január. I–II. – *Kézirat*, MOL, MÁFGBA T.19940.
- UNECE 2016, <https://unece.org/2016-23>; Discussing the application of Resource Classification to renewable energy sources: <https://unece.org/sustainable-energy/news/discussing-application-resource-classification-renewable-energy-sources>
- URBANCSEK J. 1977: Magyarország mélyfűrésű kútjainak katasztere, VII. kötet. A pannóniai medence mélységi víztározói. – *Országos Vízügyi Hivatal Vízgazdálkodási Intézet kiadása*, Budapest, 546 p.
- VASS, I., M. TÓTH, T., SZANYI, J. & KOVÁCS, B. 2018: Hybrid numerical modelling of fluid and heat transport between the overpressured and gravitational flow systems of the Pannonian Basin. – *Geothermics* **72**, 268–276. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2017.11.013>
- VARSÁNYI, I. & Ó. KOVÁCS, L. 2009: Origin, chemical and isotopic evolution of formation water in geopressed zones in the Pannonian Basin, Hungary. — *Chemical Geology* **264**, 187–196.
https://www.researchgate.net/publication/248360641-Origin_chemical_and_isotopic_evolution_of_formation_water_in_geopressed_zones_in_the_Pannonian_Basin_Hungary
- VÖLGYESI L. 2002 *Geofizika*. – Műegyetemi Kiadó, Budapest 129–139.
- WORLD ENERGY ASSESSMENT (WEA) 2020: Energy and the challenge of sustainability. – United Nations Development Programme Bureau for Development Policy One United Nations Plaza New York, NY 10017, 506 p. ISBN: 92-1-126126-0 <https://www.undp.org/publications/world-energy-assessment-energy-and-challenge->

[sustainabilityhttps://mbfsz.gov.hu/sites/default/files/file/2018/03/14/battonya_geotermikus_2013majus.pdf](https://mbfsz.gov.hu/sites/default/files/file/2018/03/14/battonya_geotermikus_2013majus.pdf)

VOLPI, G., MAGRI, F., COLUCCI, F., FISHER, T., CARO, M. & CROSTA, G. 2018: Modeling Highly Buoyant Flows in the Castel Giorgio: Torre Alfina Deep Geothermal Reservoir. – *Geofluids* **2018**, 1–19.
<https://www.hindawi.com/journals/geofluids/2018/3818629/>

ZADEH, L. 1965: Fuzzy sets. – *Information and Control* **8**, 338–353.

ZILAHÍ-SEBESS, L. 2013: Geothermal potential estimation. – 5th HR-HU and 16th HU geomathematical congress “*Geomathematics as Geoscience*”, 30. May-01 June, 2013, Mórahalom, extended abstract 4 p.

ZILAHÍ-SEBESS L. 2016: Geotermikus potenciálbecslés Monte-Carlo módszerrel. – *A Magyarhoni Földtani Társulat Földtudományi Vándorgyűlése és kiállítása, Természeti erőforrásaink az Észak-magyarországi térségben 2016. augusztus 24–27., absztrakt*, 102–103.

ZILAHÍ-SEBESS L. & GYURICZA GY. (szerk.) 2012: Gádoros geotermikus koncesszióra javasolt terület komplex érzékenységi és terhelhetőségi vizsgálati jelentése. – MÁFGBA, Budapest, 150 p.
https://mbfsz.gov.hu/sites/default/files/file/2018/03/20/gadoros_geotermikus_koncesszios_jelentes_2012okt.pdf

ZILAHÍ-SEBESS L. & GYURICZA GY. (szerk.) 2013: Battonya geotermikus koncesszióra javasolt terület komplex érzékenységi és terhelhetőségi vizsgálati jelentése. – MÁFGBA, Budapest, 173 p.
https://mbfsz.gov.hu/sites/default/files/file/2018/03/14/battonya_geotermikus_2013majus.pdf

ZILAHÍ-SEBESS L., FANCSIK T., TÖRÖK I. & KOVÁCS A. CS. 2007: Szivárgási tényező becslés lehetőségei geofizikai mérések alapján. – *Magyar Geofizika* **48/3**, 99–111. http://real-j.mtak.hu/12381/1/EPA03436_magyar_geofizika_2007_3.pdf

ZILAHÍ-SEBESS L., MERÉNYI L., PASZERA GY., TÓTH GY., BODA E. & BUDAI T. 2012: Nyersanyag készletek, A hazai ásványi nyersanyagpotenciál, 5. Geotermikus energia, (Háttér tanulmány). – *Kézirat*, Nemzeti Energiastratégia, Készletgazdálkodási és hasznosítási cselekvési terv, 84 p.

ZILAHÍ-SEBESS L. GULYÁS Á., JENCSEL H., KISS J., MERÉNYI L., NÁDOR A. & SZABÓ K. 2017 Geotermikus potenciál-felmérés, koncessziós pályázatokat előkészítő földtani-geofizikai feladatok végzése jelentés az MBFH megbízásából. – *Kézirat*, MÁFGBA, Budapest, 83 p

Internetes hivatkozások

<https://www.iea.org/reports/global-energy-review-2021/renewables>

<https://www.irena.org/geothermal>

<https://www.geothermal-energy.org/pdf/IGAstandard/WGC/2020/01017.pdf>

<http://www.eu-fire.hu/pages/egs-hungary>

<https://www.totkomlos.hu/palyazatok/KEHOP-5.3.2-17-2017-00013/>

<https://2010-2014.kormany.hu/download/4/f8/70000/Nemzeti%20Energiastrat%C3%A9gia%202030%20teljes%20v%C3%A1ltozat.pdf>

<https://www.geo-log.hu/index.php/services/page/methods>

https://foldtan.hu/mrb_munkabizottsagok

<https://geoera.eu/projects/geoconnect3d6/>

Témavezetői nyilatkozat

Tanúsítom, hogy **Kun Éva**, A BATTONYA–PUSZTAFÖLDVÁRI-HÁT HIDRODINAMIKAI ÉS HŐTRANSPORT MODELLVIZSGÁLATA AZ ENERGIA- ÉS PÓRUSTÉRHASZNOSÍTÁS TÜKRÉBEN című doktori értekezésben foglaltak a doktorjelölt önálló munkáján alapulnak, az eredményekhez önálló alkotó tevékenységével meghatározóan hozzájárult. Az értekezés anyagát szakmai szempontból támogathatónak ítélem meg, elfogadását javaslom.

Szeged, 2021. december 9.



.....
Dr. Szanyi János
(témavezető)