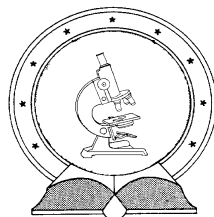


DE TTK



1949

**A FELSŐ KÉREGBELI HŐTERJEDÉS MODELLEZÉSE ÉS
ALKALMAZÁSI LEHETŐSÉGEI
KELET-MAGYARORSZÁGON**

Egyetemi doktori (PhD) értekezés

Buday Tamás

témavezető: Dr. Kozák Miklós

DEBRECENI EGYETEM
Természettudományi Doktori Tanács
Földtudományok Doktori Iskola
Debrecen, 2015

Ezen értekezést a Debreceni Egyetem Természettudományi Doktori Tanács Földtudományok Doktori Iskola "A lito- és hidroszféra természetes és antropogén folyamatai" programja keretében készítettem a Debreceni Egyetem természettudományi doktori (PhD) fokozatának elnyerése céljából.

Debrecen, 2015. szeptember 12.

a jelölt aláírása

Tanúsítom, hogy Buday Tamás doktorjelölt 2007 - 2010 között a fent megnevezett Doktori Iskola "A lito- és hidroszféra természetes és antropogén folyamatai" programjának keretében irányításommal végezte munkáját. Az értekezésben foglalt eredményekhez a jelölt önálló alkotó tevékenységével meghatározóan hozzájárult. Az értekezés elfogadását javasolom.

Debrecen, 2015. szeptember 12.

a témavezető aláírása

A FELSŐ KÉREGBELI HŐTERJEDÉS MODELLEZÉSE ÉS ALKALMAZÁSI
LEHETŐSÉGEI KELET-MAGYARORSZÁGON

Értekezés a doktori (Ph.D.) fokozat megszerzése érdekében
a földtudományok tudományágban

Írta: Buday Tamás okleveles geográfus

Készült a Debreceni Egyetem Földtudományok Doktori Iskolája
(A litó- és hidroszféra természetes és antropogén folyamatai programja) keretében

Témavezető: Dr. Kozák Miklós

A doktori szigorlati bizottság:

elnök:	Dr. Lóki József
tagok:	Dr. Földessy János
	Dr. Rózsa Péter

A doktori szigorlat időpontja: 2015. június 29.

Az értekezés bírálói:

Dr.
Dr.

A bírálóbizottság:

elnök:	Dr.
tagok:	Dr.
	Dr.
	Dr.
	Dr.

Az értekezés védésének időpontja: 200.....

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	1
2. A geotermikus energiahasznosítás történeti vázlata és jelenlegi helyzete	3
2.1. A geotermikus energia fogalma	3
2.2. A geotermikus energia hasznosításának fejlődése	5
2.3. A geotermikus energia helye a világ energiaellátásában	7
2.4. A geotermikus energiahasznosítás jövőbeni fejlődési irányai	12
3. A legfontosabb geotermikus energiakinyerési módok technológiai jellemzése	13
3.1. A geotermikus energia hasznosításának földtani háttere	13
3.2. Kis hőmérsékletű zónák hőtartalmának kinyerése	17
3.3. A termálvizes zónákból történő hőkinyerés technikai feltételei és a megvalósítás módjai	20
3.4. Nagy mélységű vízmentes zónák bevonása a geotermikus energiatermelésbe (zárt rendszerek, EGS, GEOHIL és egyébek)	20
3.5. A geotermikus energia fenntartható hasznosítása	23
4. A felső kéreg termikus folyamatainak és energiataralmának modellezése	27
4.1. A hőterjedés és a készletbecslés módszertani kérdései	27
4.1.1. A hőterjedés matematikai leírása	27
4.1.2. Készletszámítási módszerek	28
4.2. A disszertációban alkalmazott módszerek	32
4.2.1. A hővezetés analitikus modelljei	32
4.2.1.1. A hővezetéssel jellemezhető földtani közeg hőmérséklete	32
4.2.1.2. Hővezetés vertikális kialakítású hőcserélőfelület környezetében	33
4.2.1.3. A hőmérsékletértékek elemzésére használt módszerek	39
4.2.2. A hővezetés modellezésére kifejlesztett numerikus szoftvercsomag	40
4.2.3. A hőszivattyú hatékonyságának meghatározása numerikus modell alapján	43
4.3. Kis mélységű terepi hőmérsékletmérések	45
4.3.1. A debreceni Megújuló Energia Alkalmazási Központ monitoring-rendszere	45
4.3.2. A Ruukki vállalat energia-cölöpalap vizsgálata Hämeenlinna településen	47
4.3.3. A debreceni Megújuló Energiapark talajhőmérséklet-mérései	47
4.3.4. A Debreceni Egyetem Agrometeorológiai Obszervatóriumának talajhőmérséklet-mérései	48
4.4. Földtani, hidrodinamikai és geotermikus modellezés	49
5. A maximális és optimális hőtáncpótlódás feltételei különböző rendszerekben	52
5.1. Elméleti összefüggések és a terepen mért értékek összehasonlítása	52
5.1.1. A kifejlesztett numerikus modell validálása analitikus eredményekkel	52
5.1.2. A kifejlesztett numerikus modell validálása mérési adatok alapján – az energiakitermelés és energiabesajtolás hatásának vizsgálata)	53
5.1.3. A 100 méternél sekélyebb zónák hőmérsékletének vizsgálata	55
5.1.3.1. MEAK adatsorok 100 m mélységig	55
5.1.3.2. Hőmérsékletváltozás 20 m mélységig (MEP, Agrometeorológiai Obszervatórium)	57
5.1.3.3. Hőmérsékletprofil Debrecen környezetében	61

5.1.4. A szondateszt adatainak kiértékelése	62
5.2. Sekély zárt rendszerek utánpótlódása	64
5.2.1. A maximálisan kitermelhető energia értelmezése és meghatározása	64
5.2.1.1. A hőmérsékletcsökkenés és következményei	64
5.2.1.2. A lyukkiépítés hatása a termelés során kialakuló hőmérsékletre	65
5.2.1.3. Az üzemelési feltételek hatása a termelés során kialakuló hőmérsékletre	67
5.2.2. Hőraktározás sekély rendszerekben	69
5.2.3. Hőmérsékletváltozás szondamezők hatóterében	72
5.3. Mély zónából termelő zárt rendszerek optimalizálása	75
5.4. Termálvizes rendszerek hőtartalmának fenntartható hasznosítása	77
6. A geotermikus energiahasznosítás lehetőségei hazai kisvárosi környezetben (Létavértes)	79
6.1. A terület általános jellemzése	79
6.1.1. A terület elhelyezkedése és földrajzi jellemzése	79
6.1.2. Az aljzat földtani felépítése	79
6.1.3. Medencekitöltő üledékek	81
6.1.4. Hidrodinamikai és geotermikai megfigyelések	85
6.2. A földtani közeg hőtartalmának kitermelési lehetőségei Létavértes környezetében	87
6.2.1. Az aljzat geotermikus hasznosítási lehetőségei	87
6.2.2. A termálvizes zónák hasznosítási lehetőségei	90
6.2.3. A kis mélységek geotermikus hasznosítási lehetőségei	90
6.3. A kapott eredmények alkalmazhatósága Kelet-Magyarországon	93
7. Összefoglalás	97
8. Summary	100
9. Köszönetnyilvánítás	104
10. Irodalomjegyzék	106
11. Függelék	119

1. BEVEZETÉS

A megújuló energiák egyre fokozódó használatának legfontosabb okai az energiatermelés környezeti hatásainak, elsősorban a szén-dioxid kibocsájtásának csökkentése, a versenyképesség növelése, valamint a centralizált ellátórendszerek problémáinak mérséklése (NFM 2010). Alkalmazásuk abszolút értékeinek és részarányának növelése társadalmi érdek, mely kifejeződik a hazai támogatási és ösztönzési rendszerben. Egyúttal a zöldgazdaság-fejlesztés a gazdasági kitörés egyik irányaként jelenik meg, melynek eredményeként 2020-ra a megújuló energia részaránya a bruttó energiafogyasztásból a tervdokumentumok szerint legalább 14,65 % lesz, meghaladva a 2009/28/EC direktívában minimumként megfogalmazott 13 %-ot. A megújuló részarányának növelése mellett kiemelt cél a szén-dioxid kibocsájtásának, valamint az energiafelhasználásnak 20 %-kal való csökkentése. Ez utóbbi egyrészt az energiaigény csökkentésével, másrészt a primerenergia hatékonyabb felhasználásával érhető el.

A fenti cél eléréséhez szükséges többek között a 2010-es biomassza-hasznosítás 1,5-szeresét, a geotermikus energiahasznosítás közel 4-szeresét, a napenergia-hasznosítás 15-szörösét és a hőszivattyús hasznosítás 24-szeresét elérni (NFM 2010). A fejlődés nagyobb hányadát a 2016-2020-as időszakra ütemezték, de egyelőre a geotermikus és hőszivattyús adatokból a 2015-ös előirányzatot sem sikerült megközelíteni. Ennek oka a gazdasági válság mellett az alkalmazni kívánt technológiák fejlődésének világtendenciáiban, a hazai jogszabályi környezetben, illetve a hazai támogatási rendszerben is kereshető.

A geotermikus energia hasznosításának fejlődése az elmúlt időszakban megtorpanni látszik, különösen más megújuló energiaforrások adataihoz hasonlítva (RYBACH 2010; LI et al. 2015). A növekedés ütemének stagnálása visszavezethető arra, hogy a klasszikusnak tekinthető hasznosítási módok eléggé fejlettek, és emiatt az új technológiák fejlesztésének igénye viszonylag későn jelentkezett. Számos nagy jövő előtt álló technológia jelenleg is intenzív fejlesztés alatt áll: a kutatások eltolódtak az áramtermelés, mélyhőbányászat, hőszivattyúk és más megújuló energiaforrásokkal összekapcsolt rendszerek felé (ZHENG et al. 2015).

Más konvencionális vagy megújuló energiaforrással szemben a geotermikus energia esetén a készletbecslés sokkal költségesebb és bizonytalanabb feladat. A helyi geotermális adottságok és a földhőhasznosítás vizsgálata kiterjed a felső kéregben lehetséges kölcsönhatásokra, az esetlegesen jelenlévő inhomogenitásokra, a hatásmechanizmusok térbeli és időbeli kiterjedésének jellemzésére. A vizsgálati terület nagysága és földtani jellege meghatározza, hogy milyen részletességgel tehetőek meg a vizsgálatok és a kapott eredmények mennyire terjeszthetők ki.

A nagy energiatartalmú rezervoárok általában nagy mélységben találhatók, és feltártságuk korlátozott, a közvetlen méréseket lehetővé tevő kutatófúrások létesítése pedig költséges (TESTER 2006), ami a felszíni megújulókkal szemben jelentős hátrány.

A geotermikus energia kinyerése – szemben pl. a napenergiával – egy adott termelő rendszeren belül különböző kitermelési technikákkal fokozható, azaz technológiaváltás nélkül is elérhető nagyobb hőteljesítmények. Ennek viszont hosszú távon negatív hatásai lehetnek, így a geotermikus célú kutatások jelentős részének célja az is, hogy a hosszabb távú fenntarthatóságot figyelembe véve tervezzék meg a kitermelés paramétereit. A beruházások megtérülése szempontjából azonban nem a hosszú távú

termelési biztonság, hanem a rövid megtérülési idő, valamint a jövedelmezőség fontos, így a két pozitív hatás egyszerre ritkán éhető el.

A geotermikus energiahasznosítás egyik legjelentősebb ágazata a sekély zónák hőtartalmának kinyerését megcélzó hőszivattyús hasznosításhoz köthető (LUND et al. 2010, RYBACH 2010). E rendszerek viszonylag könnyen és olcsón telepíthetők más geotermikus termelőegységekhez képest, ráadásul hőraktározásra is alkalmasak lehetnek (LEE 2013). Ennek kutatása és a gyakorlatban való elterjesztése napjainkban is aktuális, már nem feltétlenül önálló épületek fűtését és hűtését kiszolgálva, hanem települési szintű energiaellátás tekintetében is. A nagy rendszerek fenntartható működésével kapcsolatban azonban egyelőre kevés hosszútávú működési adatsor érhető el, így a szondamezők biztonságos üzemeltetésének feltételei egyelőre elméleti jellegűek.

A rendszerváltást követő években a nemzetközi felsőoktatási gyakorlat változását követve a Debreceni Egyetem Ásvány- és Földtani Tanszékén indult meg hazánkban először „geotermika” néven a kapcsolódó alapismeretek beépítése a földtudományi tantárgyi választékba. E folyamatba kapcsolódtam be szakdolgozóként, majd tanársegédként és doktoranduszként. Az ismeretek mélyítését nagyban segítette a Miskolci Egyetem geotermikus szakmérnöki posztgraduális szakának elvégzése. Tanszékünk – több esetben a Műszaki Kar megkeresésére – az elmúlt 6 évben több geotermikus kutatási projekt résztvevője volt, melyek részben alapkutatási kérdéseket, részben regionális földtani kérdéseket, részben konkrét méretezési kérdéseket vizsgáltak. A területi bemutatás, modellezés és a hidrogeotermikai számítások mintaterületei a Tiszántúl, valamint annak néhány kisebb területi egysége volt.

Jelen dolgozatban a Jelöltnek az ezekhez a projektekhez kapcsolódó, elsősorban a hőterjedés dinamikáját vizsgáló kutatásai kerülnek bemutatásra. A disszertációban a felszínközeli zónák energiatartalmára, a bennük végbemenő hővezetési folyamatokra és az energia kinyerhetőségére vonatkozó kutatások kerülnek részletes bemutatásra. Ennek oka elsősorban az, hogy a geotermikus hőtermelő, áramtermelő és hőszivattyús rendszerek elvárt fejlődésében ez a szektor az, melyre a legnagyobb fejlődés vár mind összeteljesítményben mind a beépített rendszerek számát tekintve (RYBACH 2010), így a vizsgálandó kérdések is első sorban ezekkel kapcsolatban merültek fel. Tematikai okokból a vízkitermelésen és besajtoláson alapuló termálvizes rendszerek a dolgozatban csupán a geotermikus energiahasznosítás komplexitásának szemléltetésére jelennek meg, a körülöttük kialakuló hőterjedési folyamatok nem képezik a disszertáció tárgyát.

A doktori kutatás célkitűzései:

- természetes hővezetési folyamatok vizsgálata a földkéregben;
- hőszondák környezetében a termelés hatására kialakuló hőmérséklet- és hőárammezők analitikus és numerikus vizsgálata;
- numerikus hővezetési szoftvercsomag fejlesztése;
- sekély szondák esetében a maximálisan kitermelhető energia mennyiségének meghatározása, a kitermelés során kialakuló környezetterhelés számszerűsítése különböző szondakiépítések esetén;
- egy tiszántúli mintaterületen a kapott adatok, illetve a földtani adottságokból következő tapasztalatok általánosítása.

2. A GEOTERMIKUS ENERGIAHASZNOSÍTÁS TÖRTÉNETI VÁZLATA ÉS JELENLEGI HELYZETE

2.1. A geotermikus energia fogalma

A geotermikus energián – bár a köznap szóhasználat több más paraméterhez is hozzákapcsolja a fogalmat – a Föld belső öveinek belsőenergiáját („hőenergiáját”) értjük (2009/28/EC direktíva, 1993. évi XLVIII. törvény). Az energia nagysága a vizsgált térrész pozíciója (hőmérséklete) mellett függ annak térfogatától, valamint anyagi összetételétől, kiemelten a porozitástól és a pórusfluidum minőségétől. Egy V térfogatú térrész esetében a teljes belsőenergia-többlet:

$$E_b = [\phi c_f \rho_f + (1 - \phi) c_m \rho_m] (T_r - T_0) V \quad J \quad (2.1.)$$

Ebből definiálható a geotermikus energia lokális változata, mely energiasűrűség jellegű:

$$u = [\phi c_f \rho_f + (1 - \phi) c_m \rho_m] (T_r - T_0) \quad \frac{J}{m^3} \quad (2.2.)$$

ahol: E_b – belsőenergia [J]; u – belsőenergia-sűrűség [J/m^3]; ϕ – porozitás [–]; c_f – fluidum fajhője [$J/(kg \cdot K)$]; ρ_f – fluidum sűrűsége [kg/m^3]; c_m – kőzetmátrix fajhője [$J/(kg \cdot K)$]; ρ_m – kőzetmátrix sűrűsége [kg/m^3]; T_r – rezervoár hőmérséklete [K]; T_0 – felszíni átlaghőmérséklet [K].

A kedvező geotermikus adottságokkal gyakran azonosított paraméter a geotermikus gradiens és a hőáram-sűrűség (földi hőáram), melyeket az alábbi módon definiálunk:

$$\gamma = \frac{\Delta T}{\Delta z} \quad \text{vagy általánosabban} \quad \gamma = \frac{\partial T}{\partial z} \quad \frac{^\circ C}{m} \quad (2.3.)$$

$$q = \frac{Q}{At} = \lambda \gamma \quad \frac{W}{m^2} \quad (2.4.)$$

ahol: γ – geotermikus gradiens [K/m]; q – hőáram-sűrűség [W/m^2]; t – idő [s]; T – hőmérséklet [K]; z – mélység [m]; Q – hőenergia [J]; A – terület [m^2]; λ – hővezetőképesség [$W/(m \cdot K)$].

Mindkét paraméter változik a mélységgel, a geotermikus gradiens esetében a rezervoárig mérhető átlagértéket, a hőáram-sűrűség esetében pedig a felszíni értéket szokták a leggyakrabban megadni. A bemutatott három paraméter egyike sem alkalmas arra, hogy egy területről kitermelhető geotermikus energiát közvetlenül meghatározzuk.

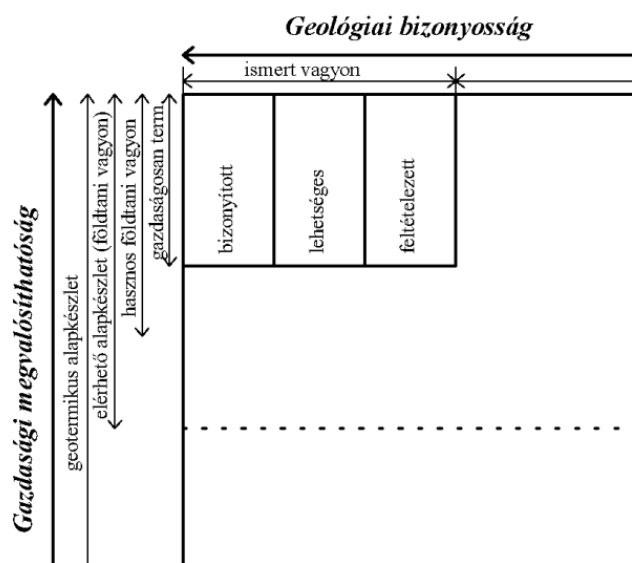
A geotermikus energia mennyiségének vizsgálatakor néhány olyan jelenséggel találkozunk, mely a szilárd ásványvagyon esetén nem lép fel:

- a geotermikus energia a felszín alatt található kőzetekben (üledékekben) a Föld belsejében mindenhol megjelenik, a kőzetvázban és a pórusfluidumban egyaránt;
- a pórusfluidum felszínre hozható és az energiája kitermelhető, míg a kőzetmátrix esetében ez csak hővezetéssel vagy közvetett módon (hideg fluidum lejuttatásával és kitermelésével) lehetséges;
- a geotermikus energia egy része a távolabbi vagy mélyebb zónákból hőterjedéssel újul meg, a megújulás dinamikája a kitermelés fokozásával növelhető;
- a radioaktivitás miatt helyben képződő hő a rendszer „megújulásában” csak földtani léptékben vesz részt;

- egy adott rezervoárban a geotermikus energia teljes mértékű kinyerése azt jelentené, hogy a felszín hőmérsékletére hűtjük a teljes rezervoárt, ami sem technológiailag sem elméletileg nem lehetséges;
- a hőszivattyús rendszereknél nincs klasszikus értelemben vett rezervoár.

Ezek ellenére a geotermikus készletek osztályozása a szilárd ásványvagyonhoz hasonlóan a McKelvey-féle diagram módosított változata alapján történik (1. ábra, MUFFLER & CATALDI 1978; REZESSY et al. 2005; MÁDLNÉ 2006; RYBACH 2005).

A geotermikus alapkészlet egy adott terület alatti teljes térrész (illetőleg a kéreg) geotermikus energiáját jelenti egy adott referenciahőmérséklethez viszonyítva. Ez a referenciahőmérséklet nem hőszivattyús hasznosítások esetében általában az adott terület évi középhőmérséklete vagy 15 °C, de más technológiai határhőmérséklet is lehet (pl. hőszivattyús rendszerekben 0 °C). Ennek jelentős része gazdasági és technológiai okok miatt a nem elérhető alapkészlethez sorolható. Az elérhető alapkészlet, azaz a *földtani vagyon* a kéreg felső, feltárható részének geotermikus energiája. A kitermelhetőséget jellemzően mélységhez kötik, ami a terület földtani felépítésétől függ és a technológiák fejlődésével egyre mélyebbre tolódik. Az alapkészletnek azt a részét, mely gazdaságilag és jogilag a közeli vagy távoli jövőben kinyerhető, *hasznos földtani vagyonnak* hívják. Aránya függ a választott technológiától és a jogi, gazdasági környezet helyzetétől és változásaitól.



1. ábra A geotermikus készletek osztályozása (MUFFLER & CATALDI 1978; REZESSY et al. 2005; MÁDLNÉ 2006 alapján)

A hasznos földtani vagyon egy része a jelenlegi gazdasági feltételek között nem termelhető ki gazdaságosan, ez az ún. *tartalékvagyon*. A meghatározás időpontjában legalisan, más energiahordozókkal és energiaforrásokkal összehasonlítva is gazdaságosan kitermelhető földtani vagyon a *gazdaságos földtani vagyon*. A megkutatottság szempontjából létezik *feltáratlan* és *ismert vagyon*. Ez utóbbi geológiai, geofizikai, geokémiai szempontból megismert. Az ismert gazdaságos földtani vagyon az

ipari vagyon, mely a megkutatottság részletességétől függően tovább bontható bizonyított, lehetséges és feltételezett ipari vagyonra. Míg a feltételezett vagyon esetében a geotermikus energia minőségére és mennyiségére nem célzott kutatások alapján lehet becsléseket tenni, addig a lehetséges vagyon esetében az ismertség foka jelentősebb, a *bizonyított geotermikus ipari vagyon* pedig a kis bizonytalansággal meghatározható készleteket jelenti.

2.2. A geotermikus energia hasznosításának fejlődése

A geotermikus energia kiaknázása a természetes **hévforrások hőjének hasznosítása** révén egyidős az emberiséggel. A geotermikusan felfűtött területeken vagy termogravitatív cirkuláció révén felszínre jutó forró és meleg vizet fürdésre és más egészségügyi célokra, később főzésre és mosásra, közvetve fűtésre használták. A hévforrások emellett gyakran kultikus, vallási szerepet is kaptak (CATALDI 1993; LUND 1996; CATALDI et al. 1999).

A hasznosítás korai, bizonyított példái az észak-amerikai indiánokhoz, valamint a maorikhoz köthetőek, írott és épített emlékek őrzik a kínai, japán, római, török, izlandi korai hő- és vízhasznosítást (STOBER & BUCHER 2013). A rómaiak számos helyen a hévforrások vizét már közvetlenül használták az épületek padlófűtésére is.

Európában a középkor során a termálvizek felhasználása a korábbinál kisebb hangsúlyt kapott, csupán a XVIII. századtól lendült fel ismét egészségügyi és fürdőipari célú hasznosítás. A XIX. század fordulójára a természettudományok és a bányászat fejlődése lehetővé tette, hogy a hőmérséklet mélység szerinti növekedését bebizonyítsák, előrevetítve a fűréssel elérhető termálvizes rezervoárok feltárását is.

Az amerikai kontinensen, Hot Springsben 1830-ban nyitották meg az első közfürdőt [1]. 1864-ben az oregoni La Grande Hot Lake Hoteljében a hévforrások hőjét már jelentősen használták, míg 1892-ben az idahói Boise-ban létrehozták a világ első **geotermikus távhőrendszerét**. 1930-tól megindul Reykjavík geotermikus távhőszolgáltatása, melynek fejlesztésével 2005-re az izlandi főváros és környékének kb. 190000 lakosa geotermikus távhővel ellátott, és Izland primerenergia-felhasználásának fele geotermikus eredetű (JONASSON 2008). A magyarországi termálvízhasznosítás a XX. század első felében elvégzett szénhidrogén-kutatás „melléktermékeként” jelentősen fejlődött, mert a meddő kutakat gyakran kiképezték és átadták közcélra vagy **mezőgazdasági** hasznosításra. Hazánkban világviszonylatban is jelentős többlépcsős közüzemi-gyógyászati-mezőgazdasági célú geotermikus energiatermelő központ épült ki Szentes környezetében az 1970-es évek elején (KORIM & LIEBE 1973, SZANYI & KOVÁCS 2010).

A geotermikus energia **ipari** hasznosítása kezdetben a hévforrások környezetében kiülepedett ásványok bányászatát jelentette, de az iparosodás és a gőzgépekre épülő technológiák fejlődése utat nyitott a fumarolák ipari hasznosításának is. Ezek közül kiemelendő a Larderello környéki geotermikus energia és kísérőjelenségek hasznosítása (2. ábra). A hőhasznosítás kezdetben a források vizének bepárlását segítette a borkinyerés meggyorsításában, de a terület az első **geotermikus erőművel** is büszkélkedhet (LUND 2004; DIPIPPO 2015). 1904-ben egy 10 kW teljesítményű kísérleti egységgel termeltek, majd 1913-tól 250 kW-os turbinával elindult az első geotermikus erőmű. A hangsúly továbbra is a bór kitermelésén volt, az áramtermelés csupán másodlagos célt jelentett. 1943-ra a többszöri bővítéseknek köszönhetően a beépített kapacitás 132 MW-ra nőtt, de 1944 tavaszán gyakorlatilag teljesen lebombázták a körzet

geotermikus erőművi egységeit, melyeket csak néhány éve alatt tudtak helyreállítani. Az olaszországi sikereken felbuzdulva Japán és az USA is kis teljesítményű erőműveket hozott létre az 1920-as években. Az első segédközegezes erőművet 250 kW kapacitással 1942-ben Ischia szigetén létesítették. Az első nedves gőz erőművet Új-Zélandon állították üzembe, 1958-ban két 6,5 MW beépített teljesítményű turbinával (CAREY 2000). 1960-ban egy 11 MW-os egység megnyitásával elkezdődött a The Geysers, az USA és a világ legjelentősebb geotermikus erőműrendszerének kiépítése. Részben az olajválságnak köszönhetően 1987-re a nettó beépített teljesítmény 1640 MW-ra nőtt, és a rezervoár túlermelte vált (SANYAL & ENEDY 2011; DiPIPPPO 2007).

A nagy mélységű vízmentes zónák hasznosítására vonatkozó első kutatások az új-mexikói Fenton Hill területén, a Los Alamos National Laboratory vezetésével az 1970-es évek közepén kezdődtek (TENZER 2001; TESTER 2006). Közel 10 év kutatás után 1986-ban indulhatott meg a fluidum betáplálása és cirkuláltatása, az eredmények biztatóak voltak. A besajtolás során a repedéshálózat kedvezően változott és 4 MW hőteljesítménnyel termelték ki a geotermikus energiát. Európában 1977-ben indult el a rosemanowes-i projekt, de eredményei nem hozták áttörést. 1987-ben több európai projekt közül az Európai Gazdasági Közösség a Soultz-sous-Foretsben indultat választotta ki támogatásra. A többszöri problémák miatt csak 2006-ra sikerült egy 5000 m mély rezervoárt kialakítani, majd az indukált szeizmikus rengések miatt a fejlesztést időlegesen felfüggesztették. 2010-ben kezdte meg az erőmű a hálózatba táplálást [2].

Az elmúlt időszak fejlesztései elősegítették, hogy a geotermikus energia egyes régiókban fontos vagy elsődleges energiaforrássá válhasson, míg a fejlett országokban a hőszivattyúk révén az épületenergetika és hőraktározás egyik fontos lehetőségévé váljon.

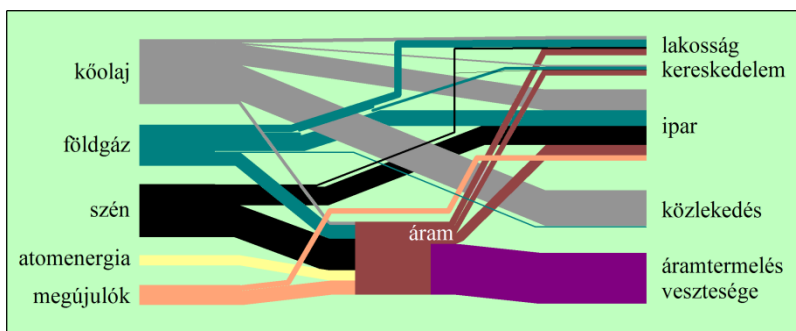


2. ábra Fumarolák, termálkutal és hűtőtorony Larderello térségében (Monterotondo, Olaszország)

2.3. A geotermikus energia helye a világ energiaellátásában

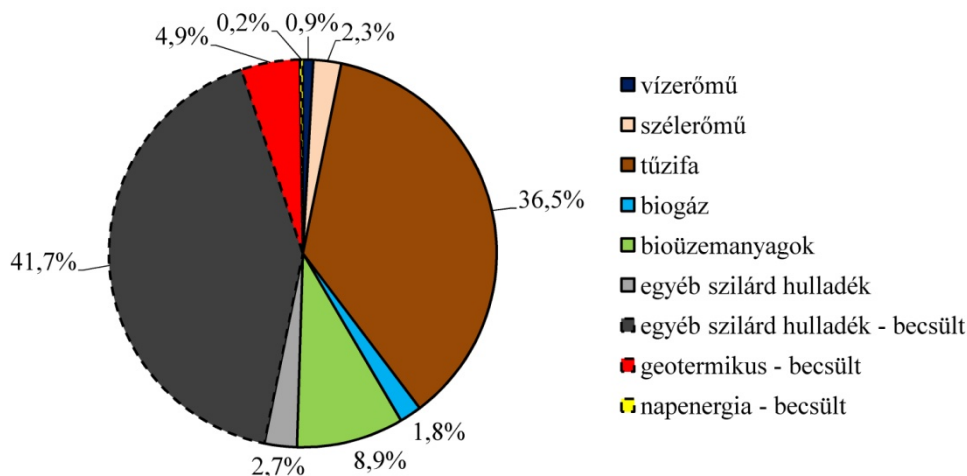
A geotermikus eredetű energiatermelés helyének és lehetőségeinek megítéléséhez szükséges áttekinteni a témakörhöz kapcsolódó legfontosabb statisztikai adatokat. Mivel a geotermikus energiahasznosításra vonatkozó adatok összegzése az ötvenként megtartott World Geothermal Congress (WGC) keretében történik, és a viszonylag részletes adatok 2009. december 31-ig állnak rendelkezésre (BERTANI 2010; LUND et al. 2010), valamint az energetikai statisztikák is utólag kerülnek összesítésre, így a dolgozatban bemutatott adatok 2009-re és 2010-re vonatkoznak. Az adatok meghatározása az energiahordozók esetében a termelési értékekből a minőségi paraméterek figyelembevételével történik, a hálózatok és az erőművek esetén szintén rendelkezésre állnak. A megújuló energiaforrások decentralizált felhasználása esetén (pl. egyéni fűtés) az adatok részben becslésen alapulnak.

2009-ben a *világ primerenergia-felhasználása* 525,9 EJ volt, melyből 180,7 EJ a folyékony fosszilis energiahordozókból, 146,8 EJ szénfeleségekből, 114,7 EJ földgázból, 28,2 EJ atomenergiából származott (3. ábra, IEA 2013a; [3]). A primerenergia 38,8 %-át, 204 PJ-t használták fel a 68,7 EJ (19,1 PWh) éves áramtermelés biztosítására. Az erőművi beépített kapacitás 32,33 %-a szénerőművi, 25,8-25,8 %-a földgázra és megújuló energiaforrásokra települt. A megújuló energiaforrásokra telepített erőművek között legjelentősebb a vízerőművek (71,2 %) és a szélerőművek (12,0 %) szerepe, a geotermikus erőművek beépített kapacitása a megújulókon belül 0,8 %, a világ teljes erőművi kapacitásának 0,21 %-a. A megtermelt villamosenergia aránya, az erőművek mérete és rendelkezésre állása alapján az a jól szabályozható teljesítményű atomerőműveket és szénerőműveket jellemzően alaperőműként használják.



3. ábra A világ primerenergia-felhasználásának forrás és ágazat szerinti eloszlása (adatok forrása: IEA 2013a; [3])

Magyarország primerenergia felhasználása 2009-ben 1055,6 PJ volt (MEH & MAVIR 2011), mely a világ éves primerenergia-felhasználásának 0,2 %-a. A termelt primerenergia 36,6 %-a földgáz, 31,5 %-a kőolaj felhasználásából származott, 14,1 %-a a Paksi Atomerőműben került hasznosításra, 9,4 %-ra tehető a szénfelhasználás, míg a maradék 8,4 % (99,5 PJ) kapcsolódik a megújuló és egyéb energiaforrásokhoz, illetve energiahordozókhoz. A megújuló energiaforrások megoszlását a 4. ábra tartalmazza (MEH & MAVIR 2010). Az adatsorban szereplő mennyiségek kb. 50 %-a – köztük a teljes geotermikus energia felhasználás – becslést ad.



4. ábra A hazai megújuló energiaforrásokból származó energia megoszlása, 2009 (adatok forrása: MEH & MAVIR, 2010)

A 2009-es áramtermelésben a primerenergia 36,84 %-át (388 PJ) használták fel, a nettó elektromos energiafogyasztás 129,27 PJ (35,25 TWh) volt (1. táblázat, MEH & MAVIR 2011). Az összes beépített erőművi kapacitás 8699 MW, melyből fosszilis és egyéb hőerőművek kapacitása 6647 MW, a nukleáris erőműé 1870 (1940) MW, a szélenergia-erőművéké 127 MW, a vízenergia-erőművéké 55 MW. A fosszilis erőművek közül a legfontosabbak közé a Dunamenti Erőmű (földgáz: 1290 MW), a Mátrai Erőmű (lignit+biomassza: 884 MW, szénhidrogének: 66 MW) és a Tiszai Hőerőmű (földgáz: 900 MW) tartozott. Alaperőműként a Paksi Atomerőművet és a Mátrai Erőművet használták.

energiahordozó	primerenergia szükséglet (PJ)	termelt energia (PJ)
szén	71,14	22,85
folyékony	7,37	2,12
földgáz	105,68	37,68
hasadóanyag	168,14	55,53
hulladék és megújulók	36,41	11,08
összesen	388,75	129,27

1. táblázat A Magyarországon termelt villamosenergia primerenergia-szükséglete és mennyisége energiahordozók szerint, 2009 (MEH & MAVIR 2011)

2009-ben 0,82 PJ a vízenergia-erőművek, 1,19 PJ a szélenergia-erőművek és 7,82 PJ a biomassza-erőművek által termelt villamosenergia, a fotovoltaikus energia részesedése még elenyésző és geotermikus eredetű áramtermelés nincs Magyarországon. A bruttó energiatermelés átlagos hatásfoka 33 %, az önfogyasztást és a hálózati veszteséget figyelembe vevő hatásfok 30 % alatti (MEH & MAVIR 2011).

A *geotermikus energia hasznosításának* nemzetközi statisztikái alapján (BERTANI 2010; LUND et al. 2010) Földünk országainak geotermikus eredetű áramtermelése 2009-ben 10715 MW beépített kapacitás mellett 242,1 PJ (67246 GWh), míg a közvetlen hasznosítás 50583 MW beépített kapacitásból 438,1 PJ volt. Az előbbi a világ áramtermelésének 0,35 %-a, az utóbbi a lakossági, kereskedelmi és ipari végfelhasználás 0,15 %-a, így globális szinten jelentősége jelenleg elenyésző.

2010-re a világ 24 országa rendelkezett geotermikus erőművel, de az így termelt villamosenergia nagy része csupán néhány országhoz köthető (2. táblázat). Ezek közül némelyiknél (pl. Izland, Új-Zéland, El Salvador, Costa Rica, Fülöp-szigetek) országos vagy regionális szinten jelentős arányt képvisel a geotermikus eredetű áramtermelés, illetve néhány esetben a geotermikus erőmű elszigetelt helyek áramellátását teszi lehetővé (Alaszka, Tibet, Goudeloupe). A geotermikus erőművek maximális kihasználhatósága 95 % körül van, amivel kiemelkedik a más energiahordozóra és energiaforrásra települő erőművek közül. A 2. táblázatban található ennél alacsonyabb értékek azt mutatják, hogy az adott országban vannak tartósan lezárt erőművi blokkok. A termelt áram nagy része „single flash” (egyszeres szeparációs nedves gőz) (42 %) vagy „dry steam” (száraz gőz) (24 %) típusú erőművekből származik, de az egységek 44 %-a segédközegees, csupán 27 %-a „single flash” és 12 %-a „dry steam”. Ennek oka, hogy a segédközegees erőművek kevésbé kedvező adottságok esetén is telepíthetők, de átlagos teljesítményük és hatásfokuk kb. tizede a „dry steam” egységekének.

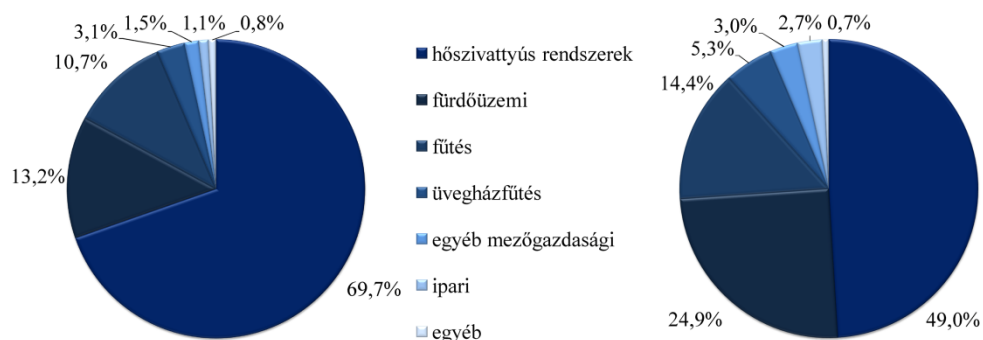
	összkapacitás (MW)	termelt áram (PJ)	kihasználtság	jellemző erőműtípus*	tektonikai helyzet
1. USA	3093	59,77	0,61	DS, WS, B	lemezszegély, extenziós medencék
2. Fülöp-szigetek	1904	37,12	0,62	WS	lemezszegély
3. Indonézia	1197	34,56	0,92	WS, DS	lemezszegély
4. Mexikó	958	25,37	0,84	WS	lemezszegély
5. Olaszország	843	19,87	0,75	DS	orogén magmatizmus
a többi ország	2720	65,39	0,76		
Összesen	10715	242,09	0,72		

*DS: szárazgőz erőmű; WS: nedvesgőz erőmű; B: segédközegees erőmű

2. táblázat A világ legjelentősebb, geotermikus eredetű áramot termelő országai
(BERTANI 2010)

Közvetlen geotermikus energia hasznosítás 78 országban történik, a legfontosabb hasznosítási mód 2010-re a hőszivattyús lett (5. ábra), megelőzve a korábban első fürdőüzemi hasznosítást (ez utóbbi alatt a kitermelt víz hőtartalmát értették, nem a tényleges hasznosítást). A termálvizek tényleges energetikai hasznosítása legnagyobb arányban a fűtésben és különböző mezőgazdasági folyamatokban valósult meg.

A legtöbb közvetlen hasznosítás esetén a hőigény az év folyamán változik, azaz nincs folyamatosan szükség a teljes beépített kapacitásra. Emiatt az átlagos kihasználtsági fok 0,27, a viszonylag egyenletes hőigényű ipari alkalmazásoknál értéke 0,70, míg a hőszivattyús rendszereknél csupán 0,19.



5. ábra A világ geotermikus kapacitásainak (balra) és a kinyert energiának (jobbra) a felhasználási mód szerinti eloszlása (adatok forrása: LUND et al. 2010)

A hőszivattyúk részarányának fokozott növekedése következtében a világ vezető geotermikus energia hasznosítói között olyan országok is megjelennek, melyek nem rendelkeznek klasszikusan jó geotermikus adottságokkal (3. táblázat).

	2009					1999			
	kapacitás (MW)		termelt energia (TJ)	fő hasznosítás *		kapacitás (MW)		termelt energia (TJ)	
USA	12611	1.	56552	2.	HSZ	5366	1.	20302	2.
Kína	8898	2.	75348	1.	HSZ, F, TH	2814	2.	31403	1.
Svédország	4460	3.	45301	3.	HSZ kizárólag	377	8.	4128	10.
Norvégia	3300	4.	25200	5.	HSZ kizárólag	6	42	32	46.
Németország	2485	5.	12765	9.	HSZ	397	6.	1568	23.
Törökország	2084	6.	36886	4.	F, ÜH, DH	820	4.	15756	4.
Izland	1826	7.	24361	6.	TH, M, I	1469	3.	20170	3.
Magyarország	655	15.	9767	10.	F, ÜH, TH	328	9.	2825	14.
összesen	50583		438071			16211		162009	

*HSZ: földhőszivattyú, F: fürdőüzem, ÜH: üvegházak fűtése, TH: távhőellátás, I: ipar, M: mezőgazdaság

3. táblázat A legjelentősebb földhő-hasznosító országok 2009-ben, és 1999-es földhő-hasznosításuk (LUND et al. 2010, LUND & FREESTON 2000)

A termálvíz hazai energetikai hasznosítása egyértelműen az üvegházak fűtéséhez kapcsolódik (4. táblázat, TÓTH et al. 2010), melyben világsők is voltunk (6. ábra). A távhő és egyéni fűtés mennyisége 1999 és 2009 között jelentősen nőtt, az ipari és mezőgazdasági termékfeldolgozásunk még kis mennyiségben használja a geotermikus energiát. A legjelentősebb szektor a fürdőüzemi hasznosítás, itt azonban nem lehet egyértelműen megadni, hogy a kitermelt víz energiatartalmának hány százaléka hasznosul energetikailag. A hazai energiamixben – figyelembe véve, hogy az éves energiafelhasználás az elmúlt 15 évben érdemben nem változott – 1999-ben a geotermikus energia aránya 0,27 %, 2009-ben a MEH & MAVIR adatok alapján 0,38 %, a WGC adatok alapján 0,92 %.



6. ábra Geotermikusan fűtött üvegház, Pálmonostora, Kurucsai Kertészet

	2014		2009		1999	
	kapacitás (MW) ^a	termelt energia (TJ/év) ^a	kapacitás (MW) ^b	termelt energia (TJ/év) ^b	termelt energia (%) ^c	termelt energia (TJ/év) ^d
fűtés (egyéni+távhő)	33+154	326+1700	24+95	232+930	3,8	
ipari	19	220	12	159		
üvegház	271	3024	196	2388	29,6	
egyéb mezőgazdasági	35	390	16	184	–	
fűdő	352	3912	272	5356	36,7	
hőszivattyú	42	698	40	518	<1	
ivóvíztermelés	–	–	–	–	29,9	
összesen	906	10268	654,6	9767		2825

4. táblázat Magyarország földhő-hasznosítása az elmúlt másfél évtizedben adatai alapján
(^a TÓTH 2015; ^b TÓTH 2010; ^c ÁRPÁSI et al. 2000; ^d LUND & FREESTON 2000)

Míg a világ primerenergia-felhasználása évenként 2–3 %-kal nő, a geotermikus energia közvetlen hasznosításának növekedése 2004 és 2009 között 79 % volt, az áramtermelési célú hasznosításé 20 %, ami évi 12,3 %-os, illetve 3,8 %-os fejlődésnek felel meg (LUND et al. 2010; BERTANI 2010). A legdinamikusabbnak tekinthető hőszivattyús alkalmazások esetében a 2009-es megtermelt energia 2,5-szerese a 2004-esnek, így az évi növekedés hozzávetőlegesen 20 %.

A világszerte látványos növekedése mellett a hazai geotermikus növekedés kevésbé kedvező képet mutat. A teljes hasznosítás értéke alig növekedett, de a fejlesztéseknek és az adatgyűjtési módszerek változásának köszönhetően az energetikai célú hasznosítás esetében a változás jelentős (4411 PJ-ról 6356 PJ-ra), a Megújuló Energia Hatékonysági Cselekvési Tervnek megfelelő (NFM 2011). Továbbra sincs geotermikus áramtermelés Magyarországon és az elvárt háromszoros hőszivattyús növekedés helyett alig egyharmadnyi növekedést sikerült véghezvinni. Ezek az adatok is rámutatnak arra, hogy szükséges a mély- és sekélygeotermikát mind a K+F+I, mind a megvalósítás terén hatékonyabban támogatni.

2.4. A geotermikus energiahasznosítás jövőbeni fejlődési irányai

A világtendenciák és a regionális viszonyok figyelembevételével a geotermikus energia hasznosítása a világ túlnyomó részén a közvetlen hasznosítás esetében a hőszivattyús rendszerekhez kapcsolódik, míg az áramtermelés terén a 150 °C-nál alacsonyabb rezervoárok energiáját kitermelő segédközegeges erőműveké lesz a vezető szerep (BANKS 2008, RYBACH 2010, MOECK 2014). Ezek a jelenlegi legfiatalabb technológiák, így földtani, gépészeti, épületgépészeti oldalról is számos fejlődési lehetőség rejlik bennük.

A geotermikus erőművek szerepe a villamosáram előállításában néhány országot kivéve legfeljebb lokálisan lesz jelentős, de e rendszerek pilot projektjei rendszerint időben elhúzódnak és számos nehézséget rejtenek (MOECK 2014). A rendszerek elterjedéséhez további lépések szükségesek a hőforrás oldaláról:

- a segédközegeges erőművekhez kapcsolható mélyrezervoárok azonosítása és termelésbe vonása;
- a kitermelt fluidum energiájának minél nagyobb arányú kihasználása;
- a visszasajtolás/besajtolás lehetőségeinek és korlátainak feltárása;
- a beruházások pénzügyi kockázatának csökkentése.

Ezek mellett természetesen további nagy mélységű, víztartalmú rezervoárok felkutatása és művelésbe vonása a nagyobb hatásfokú erőművek kiépítését is lehetővé teheti.

A termásvíz hasznosítása esetén az alábbi lépések tehetik hatékonyabbá és rentábilissá a termelést:

- a kitermelt termásvíz többlépcsős hasznosítása, ennek technológiai, jogi, közgazdasági kérdéseinek tisztázása, beleértve a balneológiai hasznosítást is;
- a rezervoár nyomásállapotának megtartása visszasajtolással, ahol lehetséges/szükséges.

A geotermikus hőszivattyús rendszerek nagyarányú elterjedéséhez a lakosság bevonása is szükséges. Ebben a beruházói körben fokozottan lényeges a beruházó anyagi helyzete és szemlélete, így fontos a beruházások anyagi, illetve eszmei támogatása. Ezek mellett a kiépítés és az üzemeltetés egyes paramétereinek optimalizálása jelentősen javíthatja a hőutánpótlódást és a hőraktározást, így a rendszerek működésének gazdaságosságát. Jelen disszertáció egyik kitüntetett célja ez utóbbi kérdéskör részletes elemzése.

A geotermikus energia kitermelésének fejlődése nem szakadhat el a regionális gazdasági és természeti-földtani adottságtól. Ezek közé tartozik az aljzat anyagi felépítése, vastagsága, tektonikája, a medencekitöltő üledékek kifejlődése, a felszín alatti vízáramlás rendszere. Így más irányú hazai viszonyok között az Alföld északi, középső és déli zónájának potenciális fejlődési iránya, a karsztos hegységperemek adottságaiból következő anomáliák, vagy a vulkanikus területek kutatása és hasznosítása. Ennek megfelelően a disszertáció egy földtani alapú területi szűkítést tartalmaz a kapott eredmények általánosíthatóságának vizsgálatában.

3. A LEGFONTOSABB GEOTERMIKUS ENERGIAKINYERÉSI MÓDOK TECHNOLÓGIAI JELLEMZÉSE

3.1. A geotermikus energia hasznosításának földtani háttere

A geotermikus energia hasznosításának három feltétele van: a rezervoár és a fluidum megléte, ahonnan és amivel az energia kitermelhető, valamint az energia megfelelő ütemű utánpótlódása (ARMSTEAD 1973). Az egyes rendszerekben a három tényező eltérő fontosságú, a hosszútávú gazdaságos termeléshez elsősorban az utóbbit kell szem előtt tartani.

A kitermelés során a felszín alatt található, vagy a rezervoárral megegyező hőmérsékletű fluidumot hozzák fel a felszínre, vagy a rezervoár hőtartalmát a rezervoár-fluidum felhozatala nélkül nyerik ki (STOBEL & BUCHER 2013). Az előbbi nyílt kitermelésnek, az utóbbiakat zárt kitermelési módnak tekintjük. A **nyílt kitermelés** elsősorban akkor perspektivikus, ha a kőzetek, üledékek szilárd fázisai közötti térben jelentős mennyiségű fluidum található (ARMSTEAD 1973). A fluidum hőmérséklete megegyezik a rezervoáréval, összetétele általában a hőmérséklet, nyomás és kőzettani viszonyok közötti egyensúlyt jelzi. A termelés során csökken a rezervoár nyomása, ami hosszabb távon a termelés lehetőségeinek jelentős csökkenésével járhat. Ha ezek a folyamatok előrehaladtak, akkor szükséges fluidumot lejuttatni a felszín alá (STOBER & BUCHER 2013). Ebben az esetben nem szükséges, sőt bizonyos földtani közegekben nem kívánatos, hogy a bejuttatott, alacsonyabb hőmérsékletű fluidumot termeljék ki, annak a szerepe elsősorban a rezervoárparaméterek javításában van.

Abban az esetben, ha a zóna vízmentes, de a természetes vagy mesterséges repedéshálózatba fluidum juttatható le, szintén van lehetőség nyílt rendszerű kitermelésre (STOBER & BUCHER 2013). A felszín alá juttatott, a környezeténél jelentősen hidegebb fluidum (jellemzően folyékony halmazállapotú víz) a repedéseken keresztülráramolva felmelegszik, de hőmérséklete a rezervoár hőmérsékleténél mindig alacsonyabb marad. A víz oldott anyag tartalma megnő, de általában nem éri el az egyensúlyi koncentrációértéket. A vízmentes kőzetek esetében a besajtott víz termelése történik meg, emiatt ezt a módszert a dolgozat tárgyalásmódjától eltérően egyes nevezéktanokban zárt vagy zárt hurkú rendszernek tekintik.

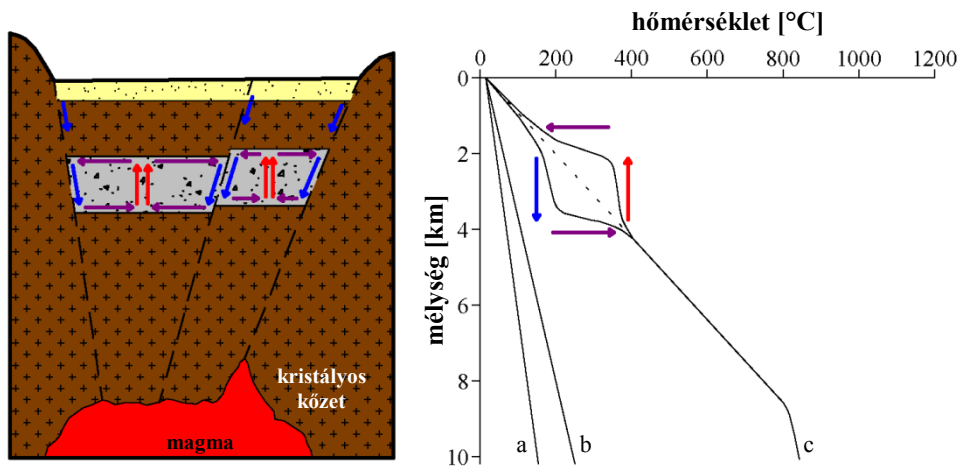
Zárt kitermelés esetén a rezervoárba a legtöbb kiépítésben csővezetékkel vagy kútszerkezetként hőcserélő felületet építenek be, mely falán keresztül átjutó hő felmelegíti a rendszer belsejében található fluidumot (STOBER & BUCHER 2013). A fluidum közvetlenül nem érintkezik a földtani közeggel, kiválasztásában hőtechnikai, hidraulikai megfontolások játszanak szerepet. Az így elérhető hőmérséklet alacsonyabb a rezervoárhőmérsékletnél, a hővezetéssel történő hőutánpótlódás kisebb a hőáramláshoz képest. A rezervoár paraméterei csak kis mértékben módosulnak, és az üzemelés egyéb környezeti hatásai is kisebbek a nyílt termeléshez viszonyítva.

Vízmentes, kompakt zónákban béléscsővezetés nélkül sem keveredik a fúrásban cirkuláltatott fluidumhoz semmilyen külső fluidum. Ezeket a rendszereket **kvázi-zárt kitermelési módnak** tekintjük.

A kitermelés lehetőségét, majd a hűtőanyagotlódást figyelembe véve a rezervoárokat az alábbi módon osztályozhatjuk (ARMSTEAD 1973; BOBOK 1987; LUND 2007; MOECK 2014):

- porózus vagy hasadékos rezervoárok kitermelhető termálfluidum-tartalommal,
 - konvektív hűtőanyagotlódású porózus vagy hasadékos tározók,
 - konduktív hűtőanyagotlódású porózus vagy hasadékos tározók,
- fluidummentes kompakt kőzetek (konduktív hűtőanyagotlódással),
- kis mélységű, kis hőmérsékletű rezervoárok,
- egyéb tározók (speciális földtani képződmények konvektív fűtéssel).

A világ legjelentősebb geotermikus rezervoárjai **konvektív hűtőanyagotlódással** rendelkeznek (MOECK 2014). Ezekben a rezervoároknak a forró fluidum a nagyobb nyomású helyről a kisebb nyomású hely felé tud mozogni, az ilyen módon szállított hő jelentősebb, mint a hőmérsékletkülönbségből adódó hővezetés. A nyomáskülönbség legtöbb esetben a fluidum sűrűségének hőmérsékletfüggéséből adódik. A hidrotermikus rendszerekben a nagyobb mélységben levő melegebb fluidum nagyobb oldott anyag tartalma ellenére is kisebb sűrűségű, mint a felette található hidegebb fluidum, így a gravitációs térben elindul a két folyadék helycseréje. Ez a legkönnyebben úgy mehet végbe, hogy a melegebb felszálló fluidum más repedés vagy pórusrendszert használ, mint a hidegebb leszálló ág, így tartós ún. termokonvekció vagy termogravitatív cirkuláció jön létre (7. ábra). A termokonvekció feltétele a nagy geotermikus gradiens, a rezervoár nagy permeabilitása, a fluidum kis viszkozitása. A nagy geotermikus gradiens kialakulhat kis mélységű plutonit vagy aktív vulkanizmus miatt, vagy a litoszféra kivékonyodása is okozhatja, míg a nagy permeabilitás általában durvatörmelék üledékekre vagy repedezett, karsztosodott kőzetekre jellemző. Hazai viszonyok között a jelentős konvektív hűtőanyagotlódás kapcsolódik a kiemelt karszthegeységeink és a velük kapcsolatban álló fedett karsztok termogravitatív cirkulációjához.



7. ábra A termokonvekció kialakulásának elvi modellje (BOBOK 1987) és a különböző hőforrások hatására kialakuló hőmérséklet-eloszlás
 a. 100 km-es vastagságú litoszféra és a felszín között hővezetéssel kialakult elvi hőmérséklet-eloszlás;
 b. 50 km-es vastagságú litoszféra és a felszín között hővezetéssel kialakult elvi hőmérséklet-eloszlás;
 c. sekély mélységű magmakamra hatására kialakuló hőmérséklet konvekciós cellával

A hőt szállító fluidum lehet juvenilis és meteorikus is. Tartós vízutánpótlódás általában a meteorikus vizek kis mélységbe történő beszivárgásával és felmelegedésével biztosítható, a magmából származó vizek viszont segíthetik a rezervoár hűtőutánpótlódását is. A rezervoárban a hőmérséklet-eloszlás a mélységgel nem lineárisan változik, a konvekciós cellák felfelé és lefelé tartó ágának hőmérsékletértékei jelentősen eltérhetnek egymástól. A felszálló ág nagy hőmérséklete és a kis mélységben mérhető kisebb hidrosztatikus nyomás miatt gyakran gőz halmazállapotú a fluidum, mely hasadékrendszeren keresztül akár a felszínre is juthat. Ilyen jelenség figyelhető meg a szigetívek (pl. Japán) vagy az orogén vulkáni övek (pl. Andok) esetében, ahol a szubdukciós árokban alábukó nagy nedvességtartalmú üledékekből származik a fluidum.

Konduktív hűtőutánpótlódású rezervoár akkor alakul ki, ha a termokonvekció beindulása nem lehetséges (BOBOK 1987). Ennek leggyakoribb oka a porózus és hasadékos rezervoároknak a geotermikus gradiens kis értéke vagy a függőleges cellák kialakulását gátló tényezők, például horizontális agyagbetelepülések. Ezekben a tározókban a hőenergia mind a mátrixban, mind a fluidumban hővezetéssel tejed. A fluidum a természetes folyamatok során nem, vagy alig mozog, mennyisége a kitermelés hatására jelentősen csökkenhet. A vízutánpótlást általában azok a földtani objektumok gátolják, amik már a konvekció kialakulásának gátlásában is szerepet kaptak. Ha nincs jelentős különbség a rezervoárt alkotó kőzetek vagy üledékek hővezetőképessége között, akkor a konduktív tározókban a geotermikus gradiens a mélységgel lineárisan nő.


A **konduktív hűtőutánpótlódású** rendszerekben bizonyos földtani feltételek teljesülése esetén **túlnyomásos rezervoárok** alakulhatnak ki (TÓTH & ALMASI 2001; LUND 2007; HORVÁTH et al. 2014): a márgás, agyagos rétegek a kompakció során a víztartalmukat nehezen veszítik el, ráadásul az alattuk települt tömörödő üledékek víztartalma csak lassan tud átszivárogni ezeken az összleteken; a gyorsan süllyedő medencékben nincs elég idő a kompakcióra és a nyomásegyensúly kialakulására, így az adott mélységre jellemző hidrosztatikus nyomás helyett annak többszöröse is kialakulhat, amit tovább fokozhat a szénhidrogén-érés, valamint az aljzat tektonikus hatásai. Bár a gyors süllyedés miatt környezetüknél valamivel kisebb a hőmérsékletük, de a nagy nyomás miatt entalpiájuk nagyobb az azonos mélységében található nem túlnyomásos tározókéénál. Az ilyen rezervoároknak nincs jelentős természetes vízutánpótlódása, így a termelés kezdetén még kedvező hőmérséklet- és nyomásértékek hamar csökkenhetnek. A rezervoárfluidum közel teljes mennyiségének kitermelése csak vízbesajtolással lehetséges.

A nagy hőmérsékletű, **fluidummentes kompakt kőzetek** (HDR, Hot Dry Rock; petrothermal/basement type) néhány ezer méter alatt már általános elterjedtségűek az aljzatban (STOBER & BUCHER 2013, MOECK 2014). Anyaguk változatos, az idős, helyenként metamorfizálódott kristályos kőzetek mellett egyes területeken fiatalabb korú, nagyméretű gránitbatolitok is megjelennek. A kőzetek vagy eleve pórusmentesek, vagy a képződéskor a kőzetben meglévő pórusok a litosztatikus nyomás miatt összezáródnak, így a kőzetek víztartalma minimális. Az ilyen zónák geotermikus energiatermelésbe történő bevonása a szárazföldi területek nagy részén perspektivikus, a nagy hőmérséklet miatt akár áramtermelésre is alkalmas egységek telepíthetők rájuk. A hűtő utánpótlódása a nem termelt rezervoároknak a mélyebb zónákból hővezetéssel történik, így a hőmérséklet-eloszlás a mélységgel lineáris kapcsolatban van.

A **kis mélységű, kis hőmérsékletű rezervoárok** esetében a felszín közeli zónák energiatartalmát használják (BANKS 2008, STOBER & BUCHER 2013). A rezervoárokat alföldi és egyes dombosági területeken általában a laza, porózus üledékek alkotják, míg a hegyvidékeken, hegyláb felszíneken kompaktabb, gyakran vízmentes kőzetek állnak a legfeljebb vékony laza üledék alatt. Mivel a sekély hasznosításban leggyakoribbak a zárt rendszerű megoldások, így gyakorlatilag bármilyen földtani közeg használható ilyen célra, ahol a hőcserélő felület műszaki földtani szempontból kiépíthető. A kiépítést inkább építésügyi, természetvédelmi, vízbázisvédelmi, kulturális örökségvédelmi szempontból korlátozhatják. A hűtőanyag-utánpótlás iránya itt elsődlegesen horizontális, de azokban az esetekben, ahol a hőcserélő felület 5 m-nél nem ér mélyebbre, a napsugárzás általi hűtőanyag-utánpótlás, vagy az épületek felől érkező hőmennyiség is lényeges lehet. A nyílt rendszerek esetén a kitermelt víz hőmérséklete megegyezik a rezervoárhőmérséklettel, a hűtőanyag-utánpótlás iránya megegyezik a víz utánpótlási irányával. Amennyiben a rezervoár nyílt (pl. folyó menti allúvium) és természetes áramlással rendelkezik, akkor a kitermelés tervezhető úgy, hogy a vízbesajtolás ne zavarja a hűtőanyag-utánpótlást.

Speciális földtani körülmények között más jellegű, **konvekcióval fűtött rezervoárok** is kialakulhatnak (LUND 2007). Ezek közül legjelentősebb a magmatestekben kialakuló konvekció, mivel ezekben több százezer éven keresztül lehetséges a hőkiáramlás (RANALLI & RYBACH 2005). Korlátozott földtani elterjedtségük, valamint a kitermeléshez szükséges speciális anyagok és technológiák okán az értekezés nem tér ki ezekre a rendszerekre.

Magyarország geotermikusan perspektivikus alföldi területei fejlődéstörténeti különbségeik ellenére nagyon hasonló adottságokkal rendelkeznek. Ennek megfelelően egy általános földtani szelvényen bemutatathatók a medenceterületek energiatartalmának kinyerési lehetőségei (8. ábra). Az eltérő típusú rezervoárok és eltérő típusú mélységek különféle kitermelési technikákat igényelnek, melyeket a következő fejezetek mutatnak be.

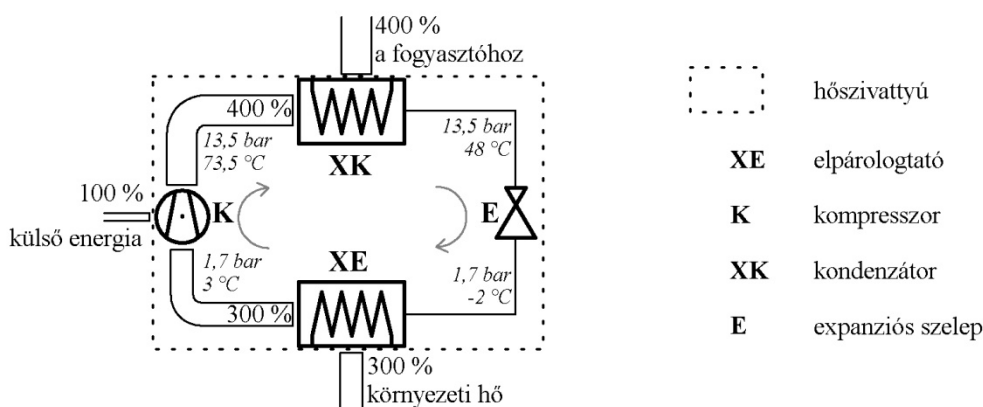


mélység	hőmérséklet	rezervoártípus	hasznosítási mód
0 m – 100 m	<15 °C	kis mélységű, kis hőmérsékletű	hőszivattyúval: horizontális, vertikális hőcserélők, talajvíz-kitermelés
100 m – 500 m	15–30 °C	hidegvizes	néhány speciális eset
500 m – 2500 m	30 °C <	porózus és hasadékos rezervoárok	hévíz-kút vertikális hőszonda
2500 m –	100 °C <	hasadékos rezervoárok zárt, vízmentes rezervoárok	hévíz-kút EGS, zárt rendszer, GEOHIL

8. ábra Hazai medenceterületek egyszerűsített rétegsora és a potenciális geotermikus hasznosítási módok

3.2. Kis hőmérsékletű zónák hőtartalmának kinyerése

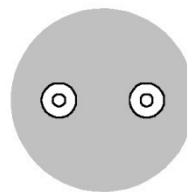
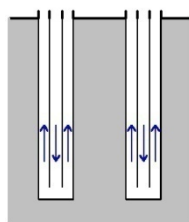
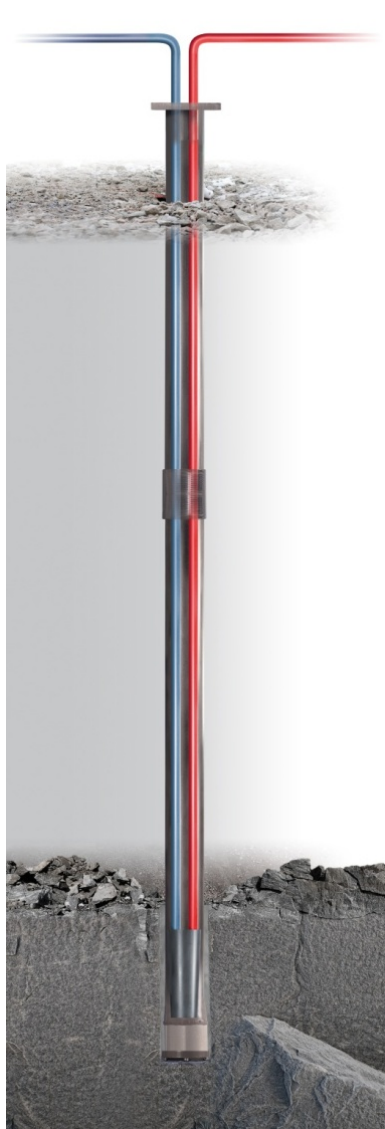
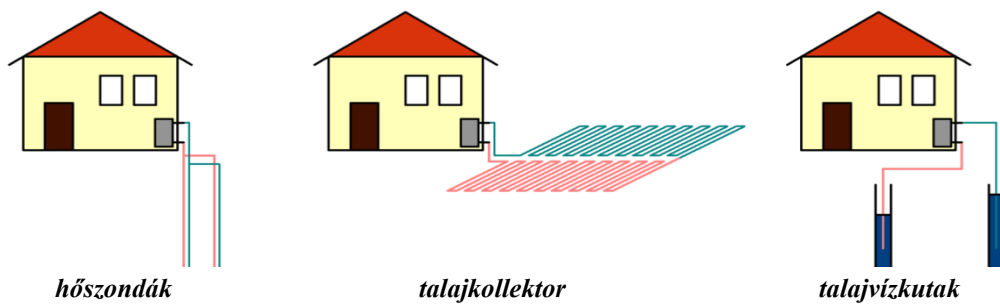
A kis hőmérsékletű zónák energiatartalmának kinyerése jelenleg hőszivattyús rendszerek segítségével történik (OCHSNER 2007, KOMLÓS et al. 2008, BANKS 2008). A hőszivattyú külső energia felhasználásával képes a kisebb hőmérsékletű térrészek hójét nagyobb hőmérsékletű térrészekbe juttatni. A környezeti energia származhat a levegőből, felszíni és felszín alatti vízből és a felszín alatti térrészből. Az értekezés témájának megfelelően csak a talajvizes (nyílt) és „talajhős” (zárt) primeroldali rendszerek kerülnek bemutatásra. A leggyakrabban használt kompresszoros hőszivattyúk munkaciklusába (9. ábra) a környezeti hő az elpárolgató hőcserélőn keresztül lép be, ahol a környezeti hőmérsékletnél alacsonyabb hőmérsékletű fluidumot elpárolgattatja. Ezután a kompresszor a gáz halmazállapotú munkaközeget összenyomja, megemelve annak hőmérsékletét és nyomását. Ennek következtében a munkaközeg a kondenzátor hőcserélőn keresztül az alacsonyabb hőmérsékletű szekunderoldali fűtési körnek energiát ad át, miközben a munkaközeg folyékonyvá válik. A munkaközeg egy expanziós szelepen keresztül jut vissza a kisebb hőmérsékletű és nyomású elpárolgatóba. A kompresszióhoz szükséges energiát a legtöbb típusban az elektromos hálózat szolgáltatja.



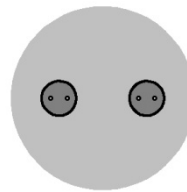
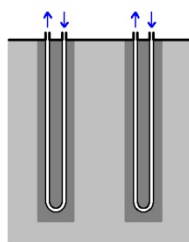
9. ábra Kompresszoros hőszivattyú működési elve a munkakör jellemző hőmérséklet- és nyomásértékeivel (OCHSNER 2007), valamint az energiaáramokkal COP=4 esetén

A felszín alól energiát kitermelő primeroldal kiépítése alapvetően háromféle lehet (10. ábra). A hőszondás primeroldali kialakításnál zárt hőcserélő csőrendszert helyeznek el a jellemzően 50–150 m mélységet elérő fúrásokba, a csövekben vizet vagy fagyálló folyadékot keringetnek. A csőrendszer kialakítása sokféle módon történhet, ezek közül a leggyakoribb a szimpla vagy dupla U elrendezésű PE (polietilén) csöves megoldás, ahol a leszálló és felszálló csővezetékek egymástól külön helyezkednek el, és a leszálló és felszálló ág a fúrás alján össze van kötve egy toldócsővel. Ritkább megoldásként elképzelhető koaxiális kialakítás, ahol a két cső koncentrikusan helyezkedik el.

Nagyobb mélységek, hőmérsékletek vagy egyéb speciális igények esetén a csövek készülhetnek PE-X (térhálósított polietilén), réz stb. anyagból is. A szondakiépítés hagyományos fúrás technikával történik, a furatot nem bélés csövezik, és általában a fúrás közben kitermelt anyaggal, vagy cementtel, termikusan javított anyagokkal tömedékelik.



hőszondák - koaxiális kiépítés



hőszondák - U csöves kiépítés



dupla U szondák lyuktalpának kialakítása

cölöpalappal egybeépített U szonda (balra)

10. ábra Geotermikus hőszivattyús rendszerek jellemző primeroldali kiépítési típusai (BUDAY et al. 2014c)

Az 5 m-nél kisebb mélységek energiájának kiaknázására számos megoldást fejlesztettek ki az elmúlt időszakban. Ennek elsődleges oka az, hogy a hagyományos talajkollektoros vagy hurkos kiképzés esetén az adott hőigényhez szükséges földterület nagy és a kiépítéshez kapcsolódó földmunka jelentős, így egyrészt viszonylag költséges, másrészt nagy méretű, korlátozottan beépíthető/felhasználható területek jönnek létre. Ezek helyett az építkezés során kialakítható, gyakran a statikai elemekkel összeépített hőcölöpök, hőkosarak alkalmazása kedvezőbb feltételeket jelent, de ezek hőtermelésbe való bevonhatóságának vizsgálata – több megoldás esetében jelenleg is – tesztelési fázisban van.

Az összes zárt rendszerre jellemző, hogy a cirkuláltatott fluidum a környezeténél hidegebb, így hőt von el a környezetből, ezáltal lehűti azt. Minél jelentősebb az egységnyi csőhosszra eső hőelvonás, annál jelentősebb a lehűlés, ez viszont azzal jár, hogy a hőkivétel hatékonysága idővel romlik, illetve az elpárologtatóra is egyre kisebb hőmérsékletű fluidum érkezik. Ez a jelenség határozza meg a zárt rendszerekből kinyerhető maximális energiát, mivel a hőszivattyúk nem tudnak akármilyen hőmérsékletű fluidumot befogadni, illetve a hőszivattyú hatékonysága is csökken. Az elvi modellek és a tapasztalatok alapján a nyári pihentetés önmagában nem elegendő arra, hogy a kivett energia pótlódjon, így a következő fűtési idény már rosszabb paraméterekkel indulhat, így a rendszer nem fenntartható.

A talajvizes rendszerek esetében hagyományosan kiképzett kutak szükségesek a víz kitermeléséhez, valamint a rezervoárba történő visszajuttatáshoz. A rezervoár és a kitermelt víz hőmérséklete jó méretezés mellett a kitermelés hatására nem csökken. A talajvíz – megfelelő minőség esetén – közvetlenül az elpárologtatóba vezethető, ahol általában 2–3 °C-kal csökken a hőmérséklete. Az elegendő mennyiségű víz kitermeléséhez homokos-kavicsos rezervoár az ideális, melynek elterjedtsége hazánkban korlátozott.

A hőszivattyús rendszerek hatékonyságát fűtési üzemmódban két paraméterrel szokás jellemezni. A teljesítménytényező (COP, coefficient of performance) jellemzően adott üzemállapothoz tartozó értékek viszonyszáma, míg a szezonális teljesítménytényező (SPF, seasonal performance factor) egy teljes fűtési idényhez tartozó, vagy éves értékeké.

$$COP = \frac{P_{leadott}}{P_{külső}} \quad [-] \quad SPF = \frac{Q_{leadott, éves}}{Q_{külső, éves}} \quad [-] \quad (3.1.-3.2.)$$

ahol: COP – teljesítménytényező (aktuális vagy nominális) [-]; $P_{leadott}$ – a szekunderoldalnak leadott teljesítmény [W]; $P_{külső}$ – a hőszivattyú működéséhez szükséges felvett teljesítmény [W]; SPF – éves teljesítménytényező [-]; $Q_{leadott, éves}$ – a szekunderoldalnak egy év alatt leadott energia [W]; $Q_{külső, éves}$ – a hőszivattyú működéséhez szükséges felvett energia [W].

A COP értéke termodinamikai okok miatt arányos a kondenzátor hőmérsékletével, és fordítottnan arányos a két hőcserélő közötti hőmérsékletkülönbséggel, azaz célszerű minél nagyobb primeroldali hőmérsékletet minél kisebb szekunderoldali hőmérséklettel kombinálni. Ez magával vonja az alacsony hőmérsékletű hőleadók alkalmazását az épületben (padló-, fal- és mennyezetfűtés, szerkezettemperálás, stb.). Értelmezhető a leadott energia/teljesítmény és a külső energia megtermeléséhez szükséges primerenergia hányadosa is, mely nem csak a gépet, hanem a teljes rendszer hatékonyságát minősíti – áram használata esetén az erőművi rendszert is.

3.3. A termálvizes zónákból történő hőkinyerés technikai feltételei és a megvalósítás módjai

Nagyobb mélységből történő vízkitermelés esetén fűrt kutakat használnak. A kutakat csökkenő átmérőjű bélésű csöveket segítségével képezik ki, a felhasznált átmérők száma a rezervoár mélységétől függ. A bélésű cső és a lyukfal közötti térrészt cementtel töltik ki, mely mechanikai és termikus kapcsolatot jelent a kút és a kőzet/üledék között, továbbá gátolja a bélésű cső külső fala mentén történő vízáramlást. A bélésű csövet a megfelelő mélységben perforálják, vagy a furat alsó részét nem bélésű csövezik, így a rezervoárból a fluidum a bélésű csövön belülről jut (BOBOK 1987, RABIA 2002, DIPIPO 2007).

A bélésű csőbe akkor történik vízbeáramlás, ha a rezervoárnyomás nagyobb, mint a bélésű csövön belüli nyomás. Ha a nyitott bélésű csőben a hidrosztatikai nyomás és a légköri nyomás összege megegyezik a rezervoárnyomással, akkor a kútban beáll a nyugalmi vízszint (negatív kút). Amennyiben a rezervoárnyomás nagyobb, mint a légköri nyomás és a maximális hidrosztatikai nyomás összege, akkor a kút szabad kifolyású (pozitív kút). A több szintben történő szűrés eltérő hőmérsékletű rezervoárokat termel, a kialakuló keverék hőmérséklete a feljutás során tovább csökken, amit a termelés tervezési fázisában figyelembe kell venni és a végleges kiépítés előtt próbatermelés során célszerű vizsgálni.

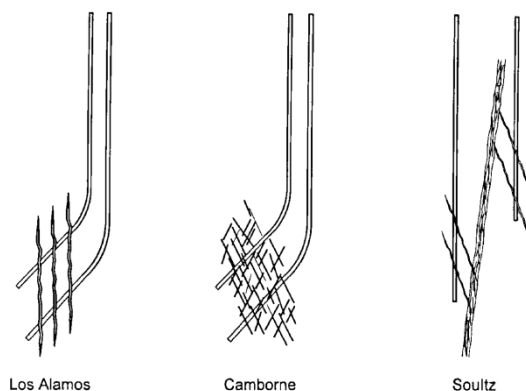
Negatív kutak esetében a fluidum felszínre hozása miatt, pozitív kutak esetében a termelés fokozása miatt búvárszivattyúkat alkalmaznak, melyek a vizet a termelőcsövön keresztül juttatják a felszínre. A fluidumot a felszínen gáztalanítják, mechanikailag szűrik, és puffertartály(ok) közbeiktatásával a felhasználási hely felé vezetik, ahol energetikai hasznosítás esetén hőcserélők segítségével veszik le a hőenergiát (LUND 1998). Fürdőüzemi hasznosítás esetén a kitermelt vizet vagy közvetlenül, vagy hígítva vezetik a medencébe.

3.4. Nagy mélységű vízmentes zónák bevonása a geotermikus energiatermelésbe (zárt rendszerek, EGS, GEOHIL és egyebek)

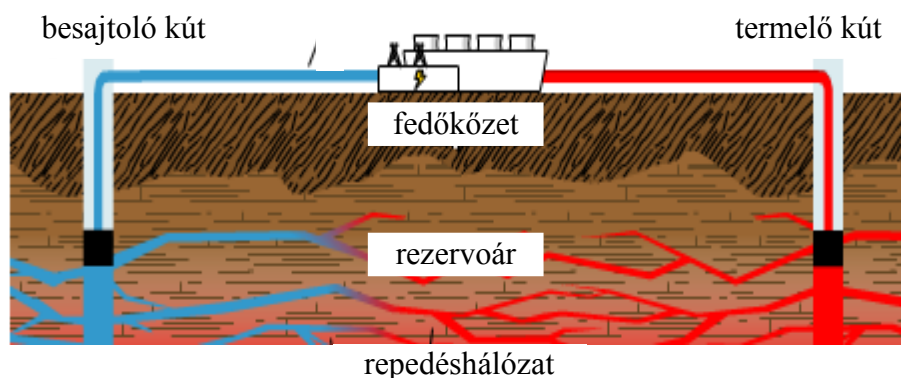
A nagy mélységű vízmentes zónák geotermikus termelésbe bevonása szintén fúrások segítségével lehetséges. A rezervoárok tulajdonságait csak korlátozottan ismerik, a kutatófúrással történő feltárás költsége jelentős, így az anyagi kockázat is nagy. A nagy nyomás és hőmérséklet a kutak kiképzésében a sekélyebb mélységekhez képest eltérő anyagok és fúrástechnológiák alkalmazását igényli. A gyakorlati megvalósítások így az elméleti számításokhoz és a szabadalmakhoz képest lemaradásban vannak.

A rezervoárok hőtartalmának kinyerése mind zárt, mind nyílt rendszerrel lehetséges. Bár az előbbi kialakítása az egyszerűbb, a nyílt rendszerek hatékonysága e rezervoárok esetén is jobb. A **zárt rendszerek** jellegzetes kialakítása koaxiális, a bélésű csövön belüli térrészt a termelőcső osztja ketté. A fluidum általában a gyűrűstérben áramlik lefelé és a termelőcsőben felfelé. Az ilyen viszonylag egyszerű kiépítésben két viszonylag jelentős probléma áll fenn: a visszatérő fluidum hőmérséklete általában magasabb, mint a kis mélységben mérhető középhőmérséklet, így a kút felső szakaszán előfordulhat, hogy a víz hőmérséklete csökken; illetve a termelőcsőben felfelé áramló víz hűlése viszonylag jelentős lehet a termelőcső falán keresztül. Mindkét esetben a kútszerkezet módosítása (pl. KOVÁCS & KOZÁK 2007), hőszigetelő anyagok beépítése, akár nagy teherbírású, de kis hővezető-képességű anyagok termelőcsőként történő alkalmazása lehet a megoldás.

Az úgynevezett **EGS** (Enhanced Geothermal System, Engineered Geothermal System) **módszer** lényege, hogy vízmentes forró kőzetrezervoárba nagy nyomáson fluidumot sajtolnak be, így abban a meglévő feszültségtérnek megfelelő repedéshálózat alakul ki (11. ábra). A besajtoló nyomás megfelelő értéken tartásával, illetve részecskék (homok, kerámiagolyók stb.) rezervoárba juttatásával a repedéshálózat nyitottan tartható. A besajtoló fluidum az így megnövelt hőcserélő felület mentén a kitermelő kút felé szivároghatva felmelegszik (12. ábra). A kitermelt energia a rezervoár hőmérsékletének csökkenéséből származik, a vezetéssel történő hőtáncpótlódás nem képes a rendszer hőigényét a távolabbi területekről pótolni (TENZER 2001, TESTER 2006). A rendszerek kialakítása ugyanakkor földrengésekkel jár (MAJER et al. 2007).



11. ábra Három EGS kutatási helyen kialakult hasadékrendszer szeizmikus felhője (TENZER 2001)



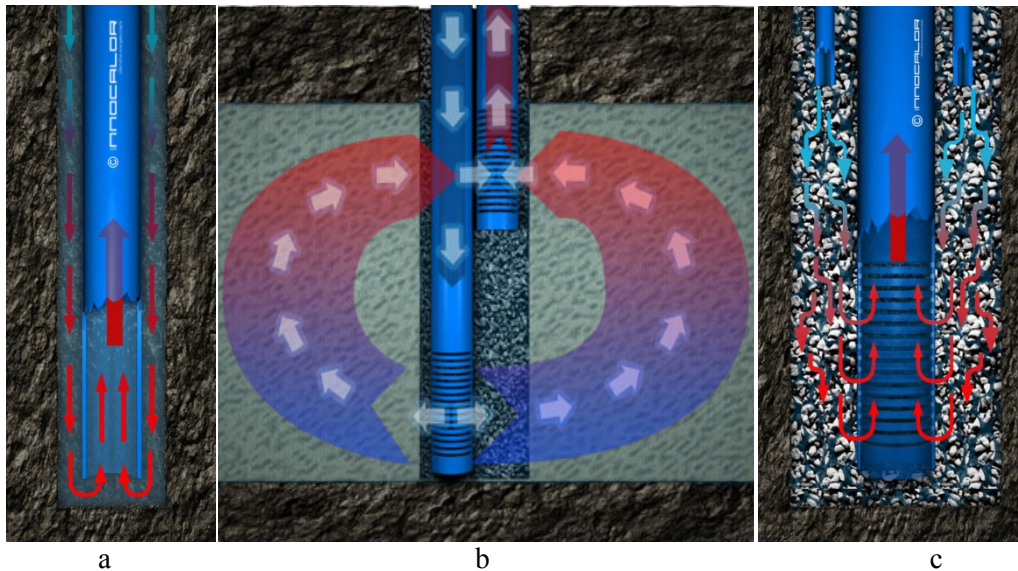
12. ábra Az EGS rendszerek elvi vázlata [4]

A kitermelhető energia függ a rezervoárhőmérséklettől, a besajtoló víz hőmérsékletétől, a rezervoár méretétől, a repedések távolságától, nagyságától és a fluidum hozamától. Az EGS projektek hosszútávú működésének a hő mennyiségén és kinyerhetőségén túl az is feltétele, hogy a besajtoló víz – lehetőség szerint – teljes mértékben visszatermelhető legyen, azaz ne alakuljanak ki olyan repedések, melyek a rendszerből kivezetik a vizet.

A nevadai Desert Peak EGS projekt modellezése során (SANYAL & BUTLER 2005) egy 210 °C-os, kis porozitású és kis permeabilitású rezervoárból különböző számú és elhelyezkedésű termelő és besajtoló kutak, valamint repedéshálózat esetére meghatározták, hogy 82 °C-os víz besajtolása esetén milyen teljesítményű geotermikus erőmű telepíthető. A 30 éves szimuláció alapján kinyerhető átlagos hőteljesítmény 26 MW/km³ értékűnek adódott, így a rezervoárok energiájának átlagosan 40–50 %-a kinyerhető.

A kapott eredményeket a hasonló típusú tározókra általánosíthatónak tekintik, bár a kialakuló repedéshálózatban kialakuló csatornák, hidraulikai rövidzárlatok miatt a kitermelhetőség értéke akár egy nagyságrenddel kisebb is lehet egy konkrét kiépítés esetén (TESTER 2006). A jellemző nagyságú rezervoárok (1–3 km³) és erőművi hatások ($\eta=8\text{--}15\%$) esetén a várható elektromos teljesítmény 2–12 MW, amit az alkalmazott technológiától és az igényektől függően akár további 22–72 MW felhasználható hőteljesítmény egészít ki.

Léteznek olyan megoldások is, melyekben a cirkuláltatott folyadék a nyitott lyukból a kőzet impermeabilitása miatt nem tud kifolyni. Egy ilyen szabadalom született a 2010-ig működő GEOHIL Technologies AG-nál, melyet emiatt **GEOHIL** technológiaként neveztek meg (HILDEBRAND 2009, [5]). A rendszerek alapja az adott mélység alatt nyitott falú furat, melynek közepébe egy termelő és egy vagy több besajtoló csövet telepítenek, a kőzetes részt pedig kavicssal töltik fel (13. ábra). Ennek szerepe kettős, a fluidum cirkuláltatásának paramétereit lehet vele szabályozni, miközben a lyukfalat mechanikailag tartja. A perforált besajtoló csövek általában a megcélzott mélységtartomány felső részéig érnek, innen a fluidum a kavicsolt térrészben szivárog lefelé, miközben a kompakt kőzettesttel érintkezve felmelegszik.



13. ábra A GEOHIL jellegű kútkiépítések elvi vázlata (a) koaxiális jellegű kiépítés egy termelőcsővel [6], (b) két csöves változat [7], (c) több besajtoló és egy termelőcsöves változat [8]

A hőátadás hatékonyságát segíti, hogy a modellek alapján a kőzettest a fúrás miatt repedezett lesz, és a fluidum ezeken a (vertikális) repedéseken keresztül szintén áramolhat. A termelőcső a furatban végig ér, az alsó, perforált részén így a kavicsolt furat legnagyobb hőmérsékletű fluiduma áramlik be. A termelőcsövön felfelé áramló fluidum hűl, miközben előmelegíti a lefelé áramló fluidumot. Ez a hatása a termelőcső szigetelésével jelentősen csökkenthető. A nyitott lyukszakasznál csak kompakt, repedésmentes kőzet lehet, tehát elsősorban kristályos kőzetek jöhetnek számításba. Ez meggátolja a horizontális vízszivárgást, így a vízkeveredést és a vízvesztést is, valamint a lyukfal omlásával és erodálódásával sem kell számolni. A technológiát Svájcban néhány száz méteres mélységekre már több projektben alkalmazták. 2010-ben szerettek volna egy nagyobb léptékű projektet elindítani 4500 m-től 8600 m mélységig nyitott furattal, 260–265 °C talphőmérséklettel, 130 m³/h-s fluidumhozammal. A bemenő vízhőmérséklet 75 °C lett volna, a modellezések alapján a kitermelt fluidum hőmérséklete 155 °C-nak, a hőtéljesítmény 12–12,8 MW-nak adódott (HILDEBRAND 2009, [5]). A projekt előrehaladásáról nincs nemzetközi szinten bemutatott publikáció, bár az elképzelés ígéretes. A rendszer kiépítésének és üzemeltetésének földtani és gazdasági viszonyait Debrecen környezetében VARGA (2012) vizsgálta.

3.5. A geotermikus energia fenntartható hasznosítása

A geotermikus energia kitermelésének legtöbb módja a helyi hőmérséklet- vagy nyomásmező csökkentésén alapul, és a hatás tartósan fent is maradhat. Ez alól a természetes rendszerek (hévforrások, fumarolák stb.), valamint egyes talajvizes hőszivattyús rendszerek tekinthetők kivételnek, de ezek esetében is a hozamnövelés a helyi paraméterek kedvezőtlené válásához vezethet. A fentiekből következik, hogy a Brundtland Jelentésben megfogalmazott fenntarthatósági definíció [9] nem használható geotermikus termelőegységekre. Hasonló szellemben, de geotermikus rendszerekhez illesztve készült el az Orkustofnun munkacsoport (Orkustofnun Workig Group 2001; AXELSSON et al. 2004) állásfoglalása, melynek magyar nyelvű fordítása az alábbi: „Minden geotermikus rendszerhez és minden kitermelési módhoz létezik egy meghatározható teljesítményszint (E_0), amelynél alacsonyabb teljesítménnyel nagyon hosszú ideig (100–300 év) lehetséges állandó értékű energia-kitermelés. Ha a termelés nagyobb, mint E_0 , akkor a termelés nem folytatható ilyen hosszú ideig. Az E_0 -nál kisebb teljesítményű geotermikus energiatermelés fenntartható termelésnek tekinthető, míg az ennél nagyobb túlzott termelésnek.”

A definíció nem tartalmazza a határérték meghatározásának módját, de a legtöbb rendszer esetében ez az érték a dinamikusan megújuló készletet jelenti. Ha nem a dinamikusan megújuló készlet termelése történik, akkor a potenciál (időlegesen) csökken, melynek regenerációja a kitermelés módjától, ütemétől, a rendszer nagyságától és a forrás jellegétől függ (RYBACH 2007). A termelés leállta után a kialakult hőmérsékleti és nyomás depresszió miatt az energia a kitermelő egység irányába áramlik, és a termeléssel összemérhető idő alatt a paraméterek megközelítik az eredeti értékeket. A termelés közben folyamatosan a kitermelőegységbe áramló energia és a regenerálódási jelenség miatt tekinthető megújulónak a geotermikus energia. A definíció szintén nem kezelheti azt, hogy számos geotermikus rendszer élettartama rövidebb, mint 100–300 év, valamint a beruházók által elvárt megtérülési idő és nyereség miatt a kitermelést nem a megújulás alapján optimalizálják, hanem gazdasági szempontok szerint.

A régóta hasznosított, nagy entalpiájú rezervoárok esetében a termelhetőség kérdése sokáig nem került előtérbe. A fokozódó kitermelés azonban számos rezervoárban kedvezőtlen folyamatokat indított be, melyet kezdetben újabb kutak fúrásával, mélyebb produktív térrészek feltáráásával oldottak meg, később felismerték a vízbesajtolás fontosságát is (pl. CAPETTI et al. 1995; BARKER et al. 1995; STEFÁNSSON 1997; KAYA et al. 2011). A termelés így gazdaságos maradt, de ez nem jelenti azt, hogy a rezervoárokat fenntartható módon termelik, sőt a vízbesajtolás jelentősen növelheti a kitermelhető energiát, és az emiatt bekövetkező hőmérsékletcsökkenés tönkretelheti a termelhetőséget.

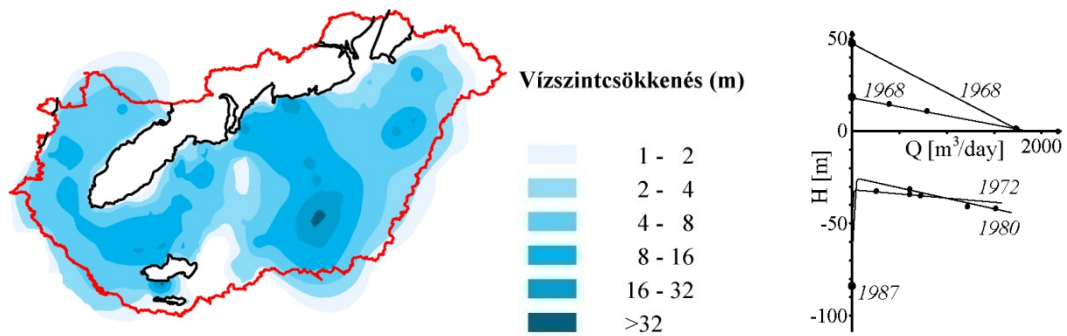
Definiálva a termelési arányt, mint a termelt energia és a természetes hűtőanyagpótlódás arányát, az új-zélandi Wairakei-Tauhara mezőre 4,8 adódik (O'SULLIVAN et al. 2010), míg az olaszországi Larderello esetén ez az érték egy nagyságrenddel nagyobb. Ez a paraméter azt is megmutatja, hogy 100 év termelés után a Wairakei-Tauhara mező kb. 400 év alatt regenerálódik, míg Larderello hozzávetőlegesen 2000–3000 év alatt. A kapott értéket persze csak tájékoztatónak kell tekinteni, ugyanis egyrészt a termelés volumene valószínűleg tovább nő, míg a rezervoár hőmérsékletcsökkenése növeli a természetes hőáramot, így csökkenti a regenerálódási időt.

A nagyentalpiájú felszínközeli rezervoárok környezetében számos hidrotermás jelenség található. A geotermikus energiatermelés beindultával több helyen jelentősen csökkent a hévforrások hozama, gejzírek működése szűnt meg (pl. WHITE & HUNT 2005). Ez elsősorban természetvédelemi kérdéseket vet fel, valamint a turizmus szempontjából hátrányos.

A nagy mélységű vízmentes zónák esetében a hőáramok nem kiemelkedőek, így az utánpótlódás a termeléshez viszonyítva lassú. Az ausztráliai Copper Basin EGS rendszerére számolt termelési arány 1300, így 100 év termelés után a rezervoár 130000 év alatt éri el az eredeti állapotát (O'SULLIVAN et al. 2010). Ez az időlépték már kellően nagy ahhoz, hogy a gránitban található radioaktív izotópok bomlása során keletkező hő mennyisége is jelentősen segíti a visszamelegedést. Azokban a rendszerekben, ahol a rezervoár nem teljesen repedésmentes, és a repedéseken keresztül beindulhat egy konvektív hűtőanyagpótlódás is, regeneráció jelentősen gyorsabb lehet. A zárt rendszerű kitermelési módoknál a hatásterület jelentősen kisebb, így a vertikális hűtőanyagpótlódás nem jön számításba a regenerációban, azaz a kőzetkörnyezet felmelegedése csak a horizontális hőáramok segítségével történhet. Ennek dinamikája elvben a kis mélységbe telepített hőszondás megoldásokhoz hasonló.

Kis entalpiájú területek termálvizes rendszereinek nyílt termelése esetében általános probléma a nyugalmi, illetve az adott hozamhoz tartozó üzemi vízszintek csökkenése (14. ábra, TÓTH et al. 2010; SZANYI & KOVÁCS 2010; Buday et al. 2015a). Ennek következtében nagyobb szivattyúteljesítmények szükségesek, azaz a termelés költségesebb. A horizontális vízutánpótlódás miatt a víz hőmérséklet általában nem csökken, de az intenzív termelés vertikális szivárgást és hűlést jelenthet. A nyomáscsökkenés vízbesajtolással vagy visszasajtolással mérsékelhető, de a lejtuttatott fluidum meggyorsítja a rezervoár hűlését. Ilyen rendszerek tervezésénél alapvető, hogy a környezeténél hidegebb fluidum a termelés várható időtartama alatt ne érje el a termelő kutat.

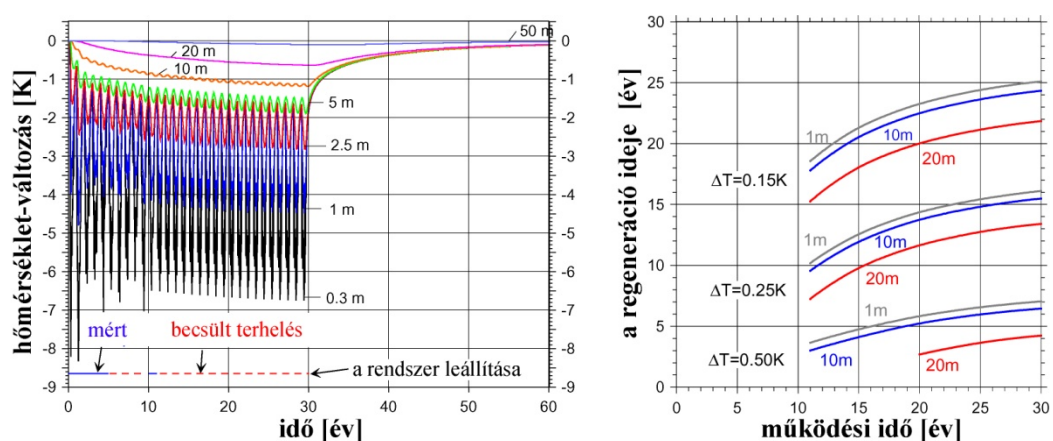
Termálvizes rendszerek esetében is vizsgálható a kitermelt hőteljesítmény és a területre jellemző hőáram összefüggése, ami alapján megadható egy hatóterület, mely szükséges lenne a kitermelt energia biztosítására. A hazai viszonyok között a nagy termálközpontoknál a kútsűrűség termikus túltermeléshez is vezethet.



14. ábra Számolt vízszintsökkenés a felső-pannóniai rétegek feksüztjén (TÓTH et al. 2010 alapján) és egy debreceni termálkút hozamgörbéjének változása

A sekély mélységek energiájának zárt rendszerű kitermelése során a hőcserélő felület környezete jelentősen lehülhet. A lehülés következtében a hőt közvetítő fluidum hőmérséklete is lehül, ami a rendszer hatékonyságát csökkenti. Az ilyen rendszereket elsősorban a téli fűtés biztosítására telepítik, így működésük sem az év folyamán nem folyamatos, sem a fűtési szezon egy átlagos napján (hiszen a monovalens rendszerek méretezési hőmérséklete kisebb, mint a leghidegebb nap átlagos minimum-hőmérséklete). A szonda környezete a pihentetési szakaszokban a horizontális hőáram következtében visszamelegszik, de a kezdeti hőmérsékletet nem éri el.

A visszamelegedés elsősorban a működés fajlagos teljesítményétől és a működés óta eltelt időtől függ. Egy átlagos üzemű monovalens rendszerben csak fűtés és használati melegvíz előállítás esetén a rendszer környezete évről évre lassan hűl, és így a hatékonysága csökken. A rendszer hosszabb távú vagy végleges leállítása után az üzemelés előtti hőmérséklet eléréséhez szükséges idő hozzávetőlegesen megegyezik a működés idejével (15. ábra, EUGSTER & RYBACH 2000; RYBACH & EUGSTER 2002). Az 5 méternél sekélyebb rendszerek esetében a felszín felől érkező napenergia vagy a beépítés jelentősen segíti a rendszerek regenerálódását.



15. ábra Hőszondák környezetének hőmérsékletváltozása és a regenerációs idő hossza (RYBACH & EUGSTER 2002)

A sekély zónák energiájának zárt rendszerű kitermelésénél elfogadott gyakorlat, hogy a hőcserélő felületeket egymáshoz közel helyezik el (BANKS 2008, LEE 2013, STÖBER & BUCHER 2013). Hőszondák esetén ún. szondamezőket alakítanak ki, ahol a hőkinyerést és még inkább a szondák regenerálódását alapvetően meghatározza a szondák távolsága. Minél nagyobb a belső szondák aránya és minél kisebb a szondatávolság, annál kisebb a fenntarthatóan kitermelhető energia nagysága, ami a rendszerek újratervezéséhez is vezethet (BANKS 2008, BAYER et al. 2014).

A geotermikus energiatermelés teljesítménye a legtöbb kitermelési mód esetén különböző technikákkal fokozható, ez azonban az esettanulmányok alapján a rezervoárparaméterek gyors romlásához vezethet. Éppen ezért a geotermikus energiatermelés a rezervoárt lokálisan kimerítheti, de a mélyebb zónákból és a rezervoár pereméről az energia a kitermelés helyére áramlik, és így a legtöbb módszer esetén a kitermeléssel közel összemérhető idő alatt megtörténik a rezervoár regenerálódása.

A sekély rendszerek regenerálódása segíthető, ha a nyári hűtés során a felesleges hőenergiát a felszín alá vezetik (LEE 2013). Ez az úgynevezett felszín alatti hőtárolás két módon mehet végbe: az ún. aquifer hőtárolással, mely nyílt rendszerekben lehetséges, vagy a hőszonda körüli hőtárolással. Elméleti számításokkal és terepi mérésekkel rámutattunk (BUDAY et al. 2014a; BUDAY & TÖRÖK 2011), hogy a megfelelően tervezett nyári hőbetáplálás nem csak a hűtés energiaigényét, hanem a fenntartható kitermelést is elősegítheti. Szondamezők esetén ez az energiaegyensúly a hőszondák sűrűbb telepíthetőségét, azaz a koncentráltabb vagy nagyobb mennyiségű energia kivételét jelentheti.

A geotermikus energia tehát minden mélységszinten túltermelhető, mellyel a kezdeti kedvező teljesítményszintet próbálják fenntartani. A hő utánpótlódása azonban néhány speciális földtani esetet kivéve a kitermelésnél több nagyságrenddel kisebb, így tartós üzemelés esetén a potenciál csökken. Mivel a kiépítések költségesek, ezért csak indokolt, gyors megtérülésű beruházások esetén jellemző, hogy újabb rezervoárokat tárnak fel. Így a termelés optimalizálásával lehet/kell elérni a hosszú távú termelhetőséget is – akár a rendszerek jövedelmezőségének csökkentése árán is.

4. A FELSŐ KÉREG TERMIKUS FOLYAMATAINAK ÉS ENERGIATARTALMÁNAK MODELLEZÉSE

4.1. A hőterjedés és a készletbecslés módszertani kérdései

4.1.1. A hőterjedés matematikai leírása

A hőterjedés a felszín alatt alapvetően hővezetéssel és hőáramlással történik. Hővezetés során a belső energia a nagyobb hőmérsékletű helyről a kisebb hőmérsékletű hely irányába történő hőtranszportja a részecskék makroszkópikus mozgása nélkül történik. A jelenségekört Fourier I. és II. törvénye írja le (CARSLAW & JAEGER 1959):

$$\vec{q} = -\lambda \text{grad}T \quad \frac{W}{m^2} \quad (4.1.)$$

$$c\rho \frac{\partial T}{\partial t} = \text{div}(\lambda \text{grad}T) \quad \frac{W}{m^3} \quad (4.2.)$$

ahol: \vec{q} – hőáramsűrűség [W/m^2]; λ – hővezető-képesség [$W/(m \cdot K)$]; T – hőmérséklet [K]; c – fajhő [$J/(kg \cdot K)$]; ρ – sűrűség [kg/m^3]; t – idő [s].

1 dimenziós, x irányú permanens hővezetésben 4.1. egyenlet egyszerűsödik:

$$q = -\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \quad \frac{W}{m^2} \quad (4.3.)$$

A legtöbb tárgyalt kérdéskör hengersizmetrikus és időben változó hőmérséklettel jellemezhető, így a 4.2 egyenletet henger-koordináták segítségével is meg szokták adni. A hődiffuzivitást definiálva mint

$$\alpha = \frac{\lambda}{c\rho} \quad \frac{m^2}{s} \quad (4.4.)$$

homogén és izotróp teret feltételezve Fourier II. törvényét az alábbi alakba írhatjuk át:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \alpha \left(\frac{1}{r} \frac{\partial T}{\partial r} + \frac{\partial^2 T}{\partial r^2} + \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad \frac{K}{s} \quad (4.5.)$$

ahol: r – radiális távolság [m]; z – mélység [m].

A geotermikus energia kitermelése során a kialakuló hőárammező horizontális gradiense nagyságrendekkel nagyobb, mint a vertikális gradiens, így az egyenlet közelíthető a

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \alpha \left(\frac{1}{r} \frac{\partial T}{\partial r} + \frac{\partial^2 T}{\partial r^2} \right) \quad \frac{K}{s} \quad (4.6.)$$

egyenlettel.

Hőáramlás az energia az anyag (itt a geotermikus fluidum) elmozdulása révén történik:

$$\vec{q} = c_f \rho_f \vec{v} \Delta T \quad \frac{W}{m^2} \quad (4.7.)$$

ahol: \vec{q} – hőáramsűrűség [W/m^2]; T – hőmérséklet [K]; c_f – a fluidum fajhője [$J/(kg \cdot K)$]; ρ_f – a fluidum sűrűsége [kg/m^3]; \vec{v} – sebesség [m/s]; ΔT – a fluidum és a környezet hőmérsékletének különbsége.

Lassan vagy egyáltalán nem mozgó pórus- és hasadékfluidum hőmérséklete a kőzetmátrix hőmérsékletével megegyezik. A természetes folyamatok által üledékes medencékben és hőforrásoktól távol kialakított hőmérsékletmező horizontális gradiense általában nagyságrendekkel kisebb a vertikális gradiensnél, így elsősorban a vertikálisan szivárgó fluidumok vesznek részt a hőmérsékletmező változtatásában. Ezek közül a geotermikus rendszerek tanulmányozásában fontos a termogravitatív cirkuláció, a kiemelt aljzatrögökben történő szivárgás, a medenceszintű természetes leáramlási és feláramlási rendszerek, a vízkitermelés hatására kialakuló indukált vertikális szivárgás, míg a horizontális hőáramlás elsősorban a vissza/besajtoló kutak környékén fontos jelenség.

4.1.2. Készletszámítási módszerek

Felületi hőáram módszer

A felületi hőáram módszer (MUFFLER & CATALDI 1978) megmutatja a kiválasztott terület felszínén keresztül távozó hőenergia hőtéljesítményét, ami a konduktív és a konvektív hőáram összege. A konduktív hőáram az átlagos konduktív hőáramsűrűség és a vizsgált terület felszínének szorzata, ilyen formán nem jelent kitermelhető hőmennyiséget. A konvektív hőáram a vizsgált területen természetes vagy mesterséges úton felszínre jutó termálvizek és gázok hőtéljesítményének összege, mely ténylegesen kitermelhető energiát jelent, függetlenül attól, hogy mekkora hányadát hasznosítják (4.10. egyenlet).

$$P_{\text{felületi}} = P_{\text{kond}} + P_{\text{konv}} \quad W \quad (4.8.)$$

$$P_{\text{kond}} = \int_A q \, dA = \hat{q}_{\text{kond}} \cdot A \quad W \quad (4.9.)$$

$$P_{\text{konv}} = \sum_i P_i = \sum_i Q_i \cdot c_f \cdot \rho_f \cdot \Delta T \quad W \quad (4.10.)$$

ahol: $P_{\text{felületi}}$ – felületi hőáram [W]; P_{kond} – konduktív hőáram [W]; P_{konv} – konvektív hőáram [W]; q – hőáramsűrűség [W/m^2]; \hat{q}_{kond} – átlagos konduktív hőáramsűrűség [W/m^2]; A – a vizsgált terület nagysága [m^2]; Q – hozam [m^3/s]; c_f – fluidum fajhője [$J/(kg \cdot K)$]; ρ_f – fluidum sűrűsége [kg/m^3]; ΔT – a kifolyó víz és a felszín hőmérsékletének különbsége [K].

Térfogati energiasűrűség módszer

A térfogati energiasűrűség módszer (MUFFLER & CATALDI 1978) a geotermikus energiának a 2. fejezetben bemutatott definícióján alapszik (2.1. és 2.2. egyenlet). Ha a rezervoár minden pontján ismert vagy becsült a térfogati energiasűrűség, akkor az egész rezervoárra integrálva megkapjuk a rezervoár teljes energiatartalmát.

$$u = [\phi c_f \rho_f + (1 - \phi) c_m \rho_m] (T - T_0) \quad J / m^3 \quad (4.11.)$$

$$E_b = \int_V u \, dV \quad J \quad (4.12.)$$

ahol: u – belsőenergia-sűrűség [J/m^3]; ϕ – porozitás [-]; c_f – fluidum fajhője [$J/(kg \cdot K)$]; ρ_f – fluidum sűrűsége [kg/m^3]; c_m – kőzetmátrix fajhője [$J/(kg \cdot K)$]; ρ_m – kőzetmátrix sűrűsége [kg/m^3]; T_r – rezervoár hőmérséklete [K]; T_0 – felszíni átlaghőmérséklet [K]; E_b – belsőenergia [J]; V – a rezervoár térfogata [m^3].

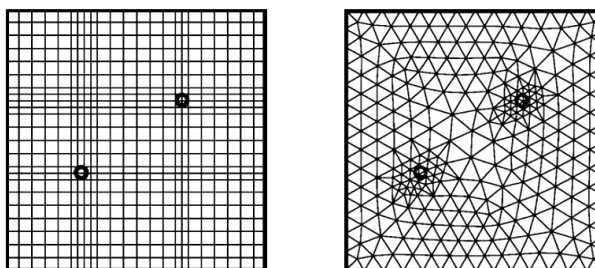
Ennek az energiának csupán töredéke termelhető ki, mert a legtöbb kitermelési mód nem tudja egyenletesen lehűteni a teljes rezervoárt, illetve a nagyobb mélységű rezervoárokat nem lehet a felszíni hőmérsékletre lehűteni. Matematikai modellek, termelési tapasztalatok és analógiák alapján a kitermelhető hányad függ például a rezervoár típusától, a kitermelési módtól, a hőmérséklet- és hőteljesítmény-igényektől (MÁDLNÉ 2006). E paraméterek alapján meghatározható korrekciós tényező adja meg, hogy a teljes energiataralomnak mekkora hányada nyerhető ki. Ehhez hozzá tartozik a maximálisan kinyerhető hőteljesítmény időbeli lefutásának meghatározása is. Ilyen formán a földtani készletből az ipari készlet mennyisége kapható meg.

Készletszámítás modellezési eljárások segítségével

Egy területről pontos termelhetőségi adatokat csak analitikus és numerikus modellezés segítségével lehet meghatározni. Optimális esetben a modell eredményeként a hőt szállító fluidum hozama és hőmérséklete adható meg. Ebből közvetlenül számítható az aktuális hőteljesítmény, aminek az idő szerinti határozott integráltja a kinyert energia. A földtani és technikai paraméterek változatossága miatt általában numerikus modellezést használnak, mely során mind a teret, mind az időt véges szakaszokra kell felosztani, így a differenciálegyenletekből úgynevezett differenciaegyenletek lesznek. Egy adott lépés alatt az időben változó adatokat konstansnak tekintik, így számolják ki az egyes cellák vagy adatpontok közötti energiaáramokat, majd ezek felhasználásával kiszámolják a hőmérsékletadatokat minden egyes pontban.

A numerikus modellezések többféle felosztáson alapulhatnak, a két legjelentősebb a véges differenciás és a véges elemes felosztás (pl. CHIANG & KINZELBACH 2001, DIERSCH 2014). Függőleges irányban a felosztást geológiai, hidrosztratigráfiai felületek adják, míg a cellák vertikális falait egy horizontális rácsháló határozza meg.

Véges differenciás modellezésben a horizontális rácsháló alapja egy egybevágó téglalapokból álló rácsháló, melyeket bizonyos sorokban és oszlopokban tovább sűrítenek (16. ábra). Az egyes cellák magassága lehet azonos, vagy bizonyos határfelületeknek megfelelően változó magasságú. Az egyes sorok és oszlopok a teljes modellezési területen végigfutnak.



16. ábra Végesdifferenciás (balra) és végeselemes (jobbra) horizontális rácsfelosztás megjelenése két pontszerű objektum környezetében

A véges elemes felosztásban a rácsháló általában háromszögekből áll, ezek mérete tetszőleges helyen sűríthető anélkül, hogy annak hatása az egész modellre érvényes lenne (16. ábra). Ennek következtében a sűrítés nem jár jelentősebb elemszám-növekedéssel. Az elemek a felosztás csomópontjai és a közöttük levő hőmérséklet számolja a program.

A hőterjedés modellezésére számos kereskedelmi forgalomban elérhető szoftver alkalmas. A szoftverek alapvetően két részből állnak, a tényleges számításokat végző programokból, valamint az adatok bevitelét és kiértékelését segítő ún. pre- és posztprocesszor programrészekből. Utóbbiak használata jelentősen megkönnyíti a modellezés előkészítését és az eredmények értelmezését, így fejlesztésük legalább annyira fontos, mint a számításokat végző programrészeké, és az árképzésnek is lényeges elemei (pl. a Processing MODFLOW ingyenesen elérhető, de nem tartalmaz könnyen használható posztprocesszort). A szoftverek eltérő fejlesztési irányokból érkeztek a hővezetés modellezéséhez, ami az alkalmazhatóságukban is megjelenik.

Klasszikus véges differenciás hidrodinamikai modellezőprogram a MODFLOW, melyhez számos pre- és posztprocesszort fejlesztettek (CHIANG & KINZELBACH 2001). Az alpprogramhoz kapcsolódó egyes kiegészítő programok alkalmasak a hővezetés vizsgálatára is (MT3DMS: ANGELOTTI et al. 2014).

A véges differenciás módszerek közül a dolgozatban is felhasznált SHEMAT (CLAUSER 2003) az egyik leggyakrabban használt program, melyhez pre- és postprocesszor tartozik. A hővezetés és vízmozgás külön és kapcsolatosan is futtatható, jellemzően a termásvíztermelés kapcsán felmerülő kérdések megválaszolására használják (KÜHN et al. 2002). Hőszondák környezetében bekövetkező hőmérséklet-változások számítására ritkábban alkalmazzák (pl. MOTTAGHY & DIJKHOORN 2008).

A TOUGH2 véges differenciás szoftver alkalmas a porózus és hasadékos kőzetekben végbemenő nem izoterm, többfázisú 3D fluidum- és hőtranszport modellezésre, a kifejlesztés egyik célja a geotermikus rezervoárok modellezése volt (PRUESS et al. 2012). Elsősorban a nagy hőmérsékletű rendszerek modellezésére alkalmazzák (USA, Izland, Új-Zéland, EGS rendszerek) [10].

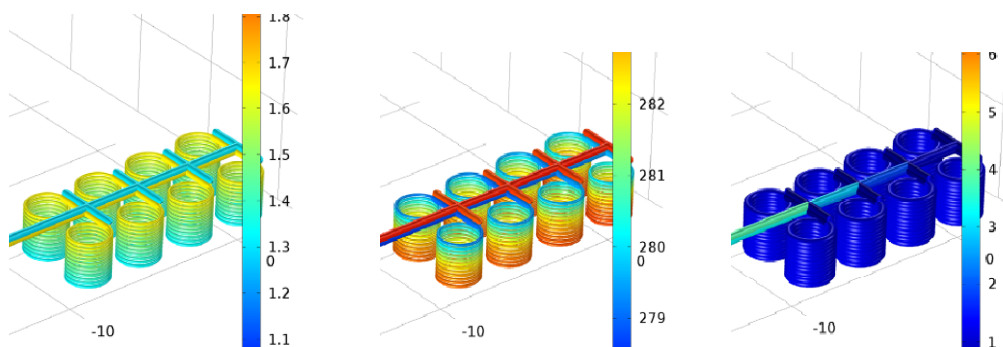
Szintén hidrodinamikai modellezés oldaláról közelít a FEFLOW végeselemes szoftver, melynek bizonyos csomagjai tartalmazzák a hőterjedési számításokat is (DIERSCH 2014; DIERSCH et al. 2010). A FEFLOW a hőterjedési számítások között kiemelten kezeli a hőszondák kérdéskörét. A hőszonda beépíthető teljes diszkretizációval, vagy egy csomópontra, ahol a kiépítés paramétereinek alapján a program számolja a hőszonda termikus ellenállását. A numerikus modellezés az analitikus megoldásokhoz képest különösen a hőszonda-rendszerek, rétegzett vízadók esetén előnyös (pl. LUO et al. 2014). Emellett a vízkitermelés, vízbesajtolás kapcsán kialakuló hőmérséklet-eloszlás modellezésére is nagy mélységtartományokig alkalmas.

Szondák, szondamezők modellezésénél gyakori, hogy a számítások támaszkodnak korábbi elméleti vagy numerikus modellezéssel meghatározott értékekre. Ezek közül a sekély geotermikában a legfontosabb az úgynevezett Eskilson-féle g -függvény használata, mely a lyukfal hűlését adja meg adott q , λ értékek mellett a kútszerkezet és az eltelt idő függvényében (ESKILSON 1987). Ez az érték analitikusan és numerikusan is meghatározható, az egy szonda esetére kapott értékek jól közelíthetők egyszerű függvénykapcsolatokkal is. A g -függvény meghatározható tetszőleges számú és pozíciójú szonda esetén is, így a modellszámítások ideje jóval gyorsabb lesz, így jelenleg is fontos kutatási irány ezen értékek pontosítása, terepi kísérletekben történő tesztelése, valamint újabb konfigurációk g -függvényének meghatározása.

Az Earth Energy Designer szoftver (BLOCON 2008) kifejezetten a hőszondák energetikai modellezésére és a kivethető hőteljesítmény és fluidum-hőmérsékletek meghatározására készült, jelenleg a tervezésben általánosan elterjedt szoftver. 3.0 verziószámú változata 798 konfigurációt tud kezelni, valamint 6385 g -függvényt tartalmaz.

Kifejezetten tranziens folyamatok modellezésére fejlesztették a TRNSYS programot. A modellt moduláris egységek építik fel [11], melyeket az ún. Simulation Studioban mint fekete dobozokat kapcsolják egybe (input, output és paraméter értékekkel). A moduláris egységek szabadon hozzáférhetők, és módosíthatók, így a rendszer rugalmasan igazítható a modellezendő feladat igényeire. Több modul is foglalkozik a hőszondákkal, például a Type 451: Vertical Borehole Heat Exchanger EWS Model [12], vagy a Type 557 Duct Ground Heat Storage Model [13]. Gyakran alkalmazzák akkor, ha a hőszondát felszíni rendszerekkel együtt modellezzik (pl. PAHUD et al. 2012; LHENDUP et al. 2014; PÄRISCH et al. 2015).

A COMSOL Multiphysics egy végeses elemes modellező szoftvercsomag fizikai és mérnöki modellezésekhez, melyhez felszín alatti vízáramlási modul, csőben történő áramlást leíró modul és hőterjedési modul is tartozik. A szoftvercsomag a különböző fizikai jelenségeket egyszerre vizsgálja (17. ábra), így a folyamatok, például a hőátadás, az áramlási nyomásvesztésből adódó kérdéskörök sokkal részletesebben vizsgálhatók. (ACUÑA & PALM 2009; PRIARONE et al. 2009; ZANCHINI et al. 2012; TEZA et al. 2012; MARCOTTE & PASQUIER 2008, 2014; LOVERIDGE & POWRIE 2014; PÄRISCH et al. 2015; EROL et al. 2015).



17. ábra Nyomás, hőmérséklet és Reynolds-szám egy tőba helyezett spirálcöves hőcserélő rendszerben (balról jobbra), COMSOL szoftver segítségével modellezve [14]

A bemutatott szoftverekkel a megadott földtani adottságok és kiépítés mellett meghatározható a rendszer működtetése során kitermelhető összes energia, annak teljesítménye adott vagy bármely időpontban, valamint a kialakuló környezeti változások. Szerepük így az ipari vagyoni megadásában mára elsődlegessé vált a korrekciós tényezőkkel történő becslésekhez képest.

Az analitikus és a numerikus modellek a készletbecslésen és kitermelhetőségi vizsgálatokon felül számos problémakör leírására, a kitermelés optimális paramétereinek meghatározására alkalmasak, érzékenyséjük azonban nagyon eltérő lehet. A disszertáció témájához választott kutatás egyes kérdései, valamint a rendelkezésre álló erőforrások miatt szükségessé vált egy saját, rugalmasan fejleszhető szoftver kialakítása.

4.2. A disszertációban alkalmazott módszerek

4.2.1. A hővezetés analitikus modelljei

4.2.1.1. A hővezetéssel jellemezhető földtani közeg hőmérséklete

A dominánsan hővezetéssel jellemezhető kéregrészekben a hőmérsékletet a litoszféra két határfelületének közel konstans hőmérséklete határozza meg: a litoszféra alsó határfelületének hőmérséklete 1300 °C-nak vehető (HAMZA & VIEIRA 2012), míg a felszín átlagos hőmérséklete 14 °C-os (JONES et al. 1999). Mivel a litoszféra vastagsága a Föld sugarához képest elhanyagolható, így a felszín és a litoszféra-asztenoszféra határa a regionális és lokális modellezésnél párhuzamos síknak tekinthető, melyek távolsága Z . Homogén térrészben az egydimenziós hővezetési egyenlet (4.3. egyenlet) megoldása alapján a hőmérsékletnövekedés lineáris a mélységgel.

$$q = \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \quad W/m^2 \quad (4.13.)$$

$$T(z) = T_0 + \gamma z \quad K \quad (4.14.)$$

$$\gamma = \frac{T_a - T_0}{Z} \quad K/m \quad (4.15.)$$

ahol: q – hőáram-sűrűség [W/m^2]; λ – hővezető-képesség [$W/(m \cdot K)$]; T – hőmérséklet; z – mélység [m]; γ – geotermikus gradiens [K/m]; T_a – a litoszféra-asztenoszféra határ hőmérséklete; T_0 – felszíni hőmérséklet; Z – a litoszféra vastagsága [m].

A felszín felől érkező napenergia következtében a felszín hőmérsékletváltozása napi és éves periódusú szinuszos függvények összegével közelíthető. Figyelembe véve a Föld belseje felől érkező hőmennyiséget is a hővezetési egyenlet megoldása (CARSLAW & JAEGER 1959):

$$T(z, t) = T_0 + \gamma z + A_y e^{-z\sqrt{\omega_y/2\alpha}} \cos(\omega_y t + \phi_y - z\sqrt{\omega_y/2\alpha}) + A_d e^{-z\sqrt{\omega_d/2\alpha}} \cos(\omega_d t + \phi_d - z\sqrt{\omega_d/2\alpha}) \quad (4.16.)$$

ahol: T – hőmérséklet [K]; z – mélység [m]; t – idő [s]; T_0 – felszíni hőmérséklet [K]; γ – geotermikus gradiens [K/m]; α – hődiffuzivitás [m^2/s]; A_y, A_d – éves és napi hőmérsékleti amplitúdó [K]; ω_y, ω_d – éves és napi körfrekvencia [rad/s]; ϕ_y, ϕ_d – éves és napi fázisszög [rad].

A mérési eredmények az elméleti modellel összhangban azt mutatják, hogy a napi hőmérséklet-ingadozások behatolási mélysége néhányszor tíz cm, míg az éves változásoké 10–20 m, mely mélységek jelentősen függenek a vizsgált anyag hődiffuzivitásától, inhomogenitásától. A kapott eredményt számos kutatás validálta (pl. ADAMS et al. 1976; LEMMELÄ et al. 1981; SMERDON et al. 2003; KOO & SONG 2008). A hődiffuzivitás megkapható a z_1 és z_2 mélységekben mért hőmérsékletek maximumának csúszásából, illetve az éves amplitúdó csökkenéséből:

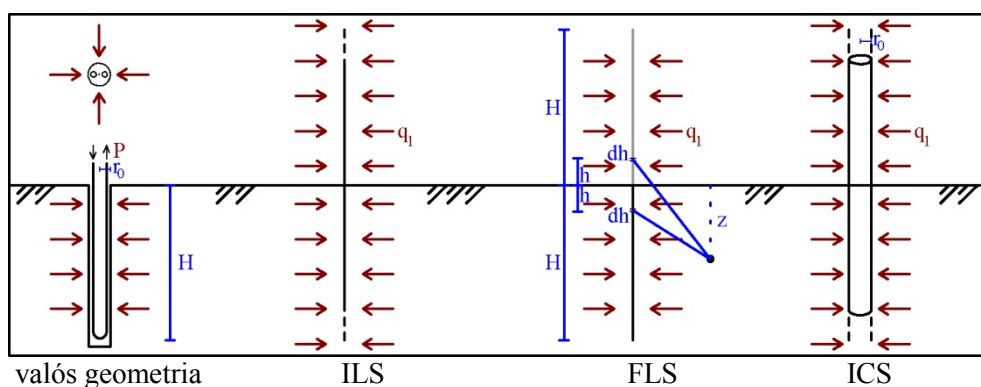
$$\alpha(A) = \frac{(z_2 - z_1)^2 \omega_y}{2[\ln A_y(z_1) - \ln A_y(z_2)]^2} \quad m^2/s \quad (4.17.)$$

$$\alpha(\phi) = \frac{(z_2 - z_1)^2 \omega_y}{2[\phi_y(z_2) - \phi_y(z_1)]^2} \quad m^2/s \quad (4.18.)$$

4.2.1.2. Hővezetés vertikális kialakítású hőcserélő felület környezetében

Egyszerű analitikus megközelítések

A vizsgált rendszerek esetében a hőterjedés kiváltó folyamata az, hogy a hőcserélő felület hengerpalástjának hőmérséklete eltér a környezetétől, így a hengerpaláston keresztül hőáram indul (18. ábra). A legtöbb közelítő számításban a határfeltétel vagy állandó felületi hőmérséklet, vagy állandó hőáram. Mivel a vertikális kiterjedés több nagyságrenddel nagyobb, mint a horizontális kiterjedés, így e rendszerek analitikusan közelíthetők egy vonalforrással. Ezekben a modellekben a hőforrás tekinthető végtelen hosszúságúnak (ILS: infinite line source), illetve véges hosszúságúnak (FLS: finite line source model), a hőforrás mentén a hőmérséklet, illetve hőáram konstans (18. ábra, PHILIPPE et al. 2009).



18. ábra A valós és modellezett szondák geometriai adatai és a generált hőáram

Végtelen vonalforrás vagy nyelő esetén a probléma leírása mélységfüggetlen, a hővezetési egyenlet hengerkoordinátákban felírt 2D változatának megoldását kell keresni. Az energiakinyerés vertikálisan homogén hőmérsékletcsökkenést, míg a besajtolás vertikálisan homogén hőmérsékletnövekedést jelent.

Definiálva a $\beta = \frac{r^2}{4\alpha t}$ változót és az exponenciális integrál $E_1(\beta) = \int_{\beta}^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du$ formáját

használva az egyenlet megoldása (CARSLAW & JAEGER 1959):

$$T(r, t) = \frac{q_l}{4\pi\lambda} \int_{\beta}^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du + T(r=0, t=0) = \frac{q_l}{4\pi\lambda} E_1(\beta) + T(r=0, t=0) \quad K \quad (4.19.)$$

ahol: $T(r, t)$ – hőmérséklet [K] mint r és t függvénye; $T(r=0, t=0)$ – kiindulási hőmérséklet [K]; q_l – lineáris hőáram [W/m].

Az exponenciális integrál értékét több numerikus megközelítéssel ki lehet számolni. A disszertációban az alábbi három megközelítést alkalmazom (CARSLAW & JAEGER 1959, ESKILSON 1987, ABRAMOWITZ & STEGUN 1972). Megjegyzendő, hogy egyes szoftverek tartalmazzák az exponenciális integrál közelítő értékét, így a bemutatott számítások elhagyhatók.

(1) $0 \leq \beta \leq 1$ esetén az Allen megközelítés alkalmazható:

$$E_1(\beta) + \ln(\beta) = a_0 + a_1\beta + a_2\beta^2 + a_3\beta^3 + a_4\beta^4 + a_5\beta^5 + \varepsilon(\beta) \quad (4.20.)$$

ahol $a_0 = -0,57721566$; $a_1 = 0,99999193$; $a_2 = -0,24991055$; $a_3 = 0,05519968$; $a_4 = -0,0097600$; $a_5 = 0,00107857$; $|\varepsilon(\beta)| < 2 \cdot 10^{-7}$.

(2) Az Allen megközelítés $\beta \leq 0.5$ estén:

$$E_1(\beta) = \int_{\beta}^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du = \ln\left(\frac{1}{\beta}\right) - \gamma + \beta - \frac{\beta^2}{4} \quad (4.21.)$$

ahol: $\gamma = 0,5772$ (Euler konstans), így

$$T(r, t) - T(r = 0, t = 0) = \frac{q_l}{4\pi\lambda} \left[\ln\left(\frac{1}{\beta}\right) - \gamma + \beta - \frac{\beta^2}{4} \right] K \quad (4.22.)$$

(3) $1 \leq \beta$ értékekre a Hastings megközelítést használható:

$$\beta e^{\beta} E_1(\beta) = \frac{\beta^2 + a_1\beta^3 + a_2\beta^2 + a_3\beta + a_4}{\beta^2 + b_1\beta^3 + b_2\beta^2 + b_3\beta + b_4} + \varepsilon(\beta) \quad (4.23.)$$

ahol $a_1 = 8,5733287401$; $a_2 = 18,0590169730$; $a_3 = 8,6347608925$; $a_4 = 0,2677737343$;
 $b_1 = 9,5733223454$; $b_2 = 25,6329561486$; $b_3 = 21,0996530827$; $b_4 = 0,9584969228$;
 $|\varepsilon(\beta)| < 2 \cdot 10^{-8}$.

Ha a q_l érték az időben változik, akkor a tényleges hőmérsékletváltozás a különböző lépcsők által kialakított hőmérsékletváltozások szuperpozíciójaként adódik (ESKILSON 1987):

$$\beta_i = \frac{r^2}{4\alpha(t - t_i)} \quad [-] \quad (4.24.)$$

$$q_{l,i}^* = q_{l,i} - q_{l,i-1} \quad W/m \quad (4.25.)$$

$$T(r, t) - T(r = 0, t = 0) = \sum_i \frac{q_{l,i}^*}{4\pi\lambda} \left(\int_{\beta_i}^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du \right) K \quad (4.26.)$$

Ennek speciális esete, a q_l lineáris teljesítménysűrűség, ami t_1 időpontban kezdődött és t_2 időpontig tartott, mely t_2 után értelmezhető, mint a t_1 -kor kezdődött q_l és a t_2 -kor kezdődött $-q_l$ szuperpozíciója:

$$\beta_1 = \frac{r^2}{4\alpha(t - t_1)} \quad [-] \quad (4.27.)$$

$$\beta_2 = \frac{r^2}{4\alpha(t-t_2)} \quad [-] \quad (4.28.)$$

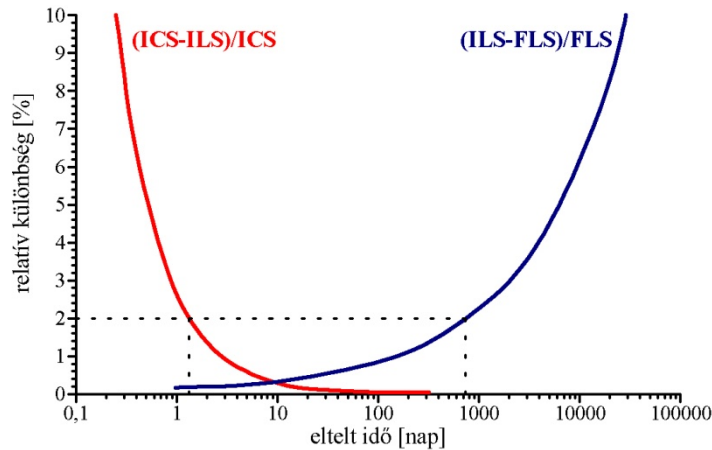
$$T(r,t) - T(r=0,t=0) = \frac{q_l}{4\pi\lambda} \left(\int_{\beta_1}^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du - \int_{\beta_2}^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du \right) \quad K \quad (4.29.)$$

A véges vonalforrás modellben a forrás hossza meghatározott. A felszín hőmérséklete konstans, amit egy negatív virtuális vonalforrás biztosít. A hőmérséklet-eloszlás a forrástól való távolságtól, a mélységtől és az időtől függ. A vonalforrás és a virtuális vonalforrás pontjainak hatását összegezve kapható meg a hőmérsékletváltozás:

$$T(r,t,z) - T_0 = \frac{q_l}{4\pi\lambda} \int_0^H \frac{\operatorname{erfc}\left(\sqrt{r^2 + (z-h)^2} / 2\sqrt{\alpha t}\right)}{\sqrt{r^2 + (z-h)^2} / 2\sqrt{\alpha t}} - \frac{\operatorname{erfc}\left(\sqrt{r^2 + (z+h)^2} / 2\sqrt{\alpha t}\right)}{\sqrt{r^2 + (z+h)^2} / 2\sqrt{\alpha t}} dh \quad (4.30.)$$

Az integrálás numerikus összegzéssel közelíthető adott r, t és z értékekre.

A hengerforrás módszer esetében a jelenségek Bessel-függvények segítségével lehet leírni. A dolgozatban vizsgált kérdések jellegéből adódóan ezt a leírást nem vizsgáltam. A három módszerrel kapott értékek alapján PHILIPPE et al. (2009) szerint a kezdeti fázisban (1 napnál rövidebb időszakban) a végtelen vonalforrás módszerrel számolt értékek a hengerforrás modell értékeitől 2 %-nál jobban eltérnek, 1 nap és 2 év időtartam között a végtelen vonalforrás módszerrel számolt értékek kellően pontosak, míg ennél hosszabb időtartományban a véges vonalforrás módszer a leginkább megfelelő analitikus közelítési eljárás (19. ábra). A disszertációban az elméleti (analitikus) megközelítések használatakor egységesen a végtelen vonalforrás összefüggéseit használtam fel.



19. ábra A három modell összehasonlítása (PHILIPPE et al. 2009)

A tranziens hővezetési jelenségek leírásánál számos dimenzió nélküli paraméter alkalmazható hasonlósági invariánsként. Ezek közül a legfontosabb az exponenciális integrál változójaként szereplő, dimenzió nélküli időként is értelmezhető Fourier-szám

(Fo), mely a vizsgált problémának megfelelően szondakörnyezetre alkalmazva az alábbi módon értelmezhető:

$$Fo = \frac{\alpha t}{r^2} \quad [-] \quad (4.31.)$$

ahol α – hődiffuzivitás [m^2/s]; t – idő [s]; r – távolság a szondától sugara/a rendszer jellemző hosszmérete [m].

Ennek megfelelően adott q_l/λ hányados mellett a hőmérsékletváltozás csak a Fo értékétől függ, melyet az analitikus és numerikus modellezés bizonyos fázisaiban fel lehet használni.

Szondateszt

A földtani közeg hővezető-képességének meghatározására általánosan elfogadott eljárás az úgynevezett szondateszt (thermal response test, TRT, SANNER et al. 2008; BANKS 2008). E folyamat során állandó hőteljesítményt közlünk a primeroldali fluidummal, melynek jelentős részét a fluidum a környezetének átadja, a megmaradó rész pedig a fluidum hőmérsékletét növeli. Minél nagyobb a környezet hővezető-képessége, annál több energiát tud a rendszer leadni a környezetének, azaz a fluidum hőmérséklete annál kevésbé nő. A szondateszt során folyamatosan rögzítik a folyadéknak átadott hőteljesítményt, a fluidum előremenő és visszatérő hőmérsékletét, valamint a fluidum tömegáramát. A kapott adatokat ILS modellre illesztik, a hővezető-képesség és a furat termikus ellenállása meghatározható a kapott adatokból.

A hőszonda által leadott hőteljesítmény:

$$P = c_f \cdot \rho_f \cdot \dot{V} \cdot (T_{in} - T_{out}) \quad W \quad (4.32.)$$

ahol P – leadott hőteljesítmény [W]; c_f – fluidum fajhője [J/(kg·K)]; ρ_f – a fluidum sűrűsége [kg/m³]; \dot{V} – térfogatáram [m³/s]; T_{in} – befolyó fluidum hőmérséklete [K]; T_{out} – kifolyó fluidum hőmérséklete [K].

Mivel a szondában keringtetett fluidum hőmérséklete a mérés során nem ismerhető pontról pontra, ezért a modellbe a szonda átlaghőmérsékletét, mint a kifolyó és befolyó hőmérséklet átlagát használják becslésként és feltételezik, hogy a leadott lineáris hőáram konstans a szonda teljes hosszában. Ekkor a várható hőmérséklet (SANNER et al. 2008 alapján):

$$T = \frac{T_{in} + T_{out}}{2} \quad K \quad (4.33.)$$

$$T = \frac{P}{4\pi\lambda H} \left(\ln \left(\frac{4\alpha t}{r_b^2} \right) - \gamma \right) + \frac{P}{H} R_b + T_0 \quad \text{ha } t \geq \frac{5r_b^2}{\alpha} \quad K \quad (4.34.)$$

$$\frac{dT}{d \ln t} = \frac{P}{4\pi\lambda H} = \frac{q_l}{4\pi\lambda} \quad K \quad (4.35.)$$

ahol H – szondahossz [m]; λ – hővezetési tényező [W/(m·K)]; α – hődiffuzivitás [m^2/s]; t – idő [s]; r_b – a szonda sugara [m]; γ – Euler-állandó; R_b – fúróluk termikus ellenállása [(m·K)/W]; q_l – lineáris hőáram [W/m].

Kút hűlése – teljes mélységben egységesen kiképzett kútszerkezet esetén (TÓTH 2004)

Léteznek olyan analitikus megoldások is, melyek tartalmazzák a kútban, illetve a hőszondában végbemenő anyag- és energiaáramokat is. Ezek bonyolultabbak és általában pontosabb eredményeket adnak, tartalmazzák a mélységtől való függést is.

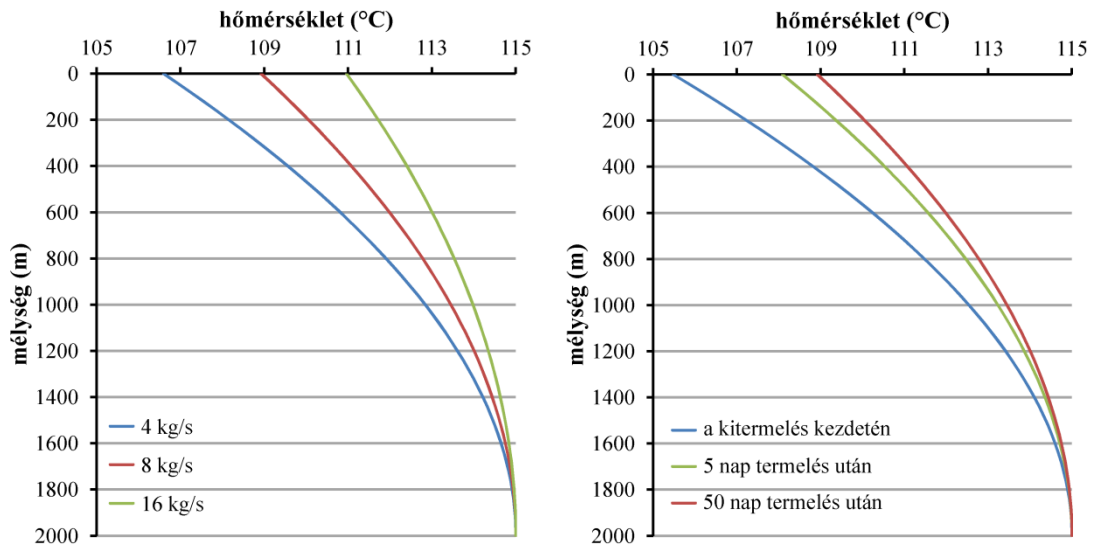
A termelő kutak esetén az anyag- és energiaáramok számítása az alábbi megfontolások alapján adható meg. A termelőcsőben felfelé áramló víz a környezeténél mindig melegebb, így annak hőt ad át. A hőátadás függ a fluidumáramtól, a kútszerkezet alkotóinak geometriai és hőtani adataitól, a kőzet hővezető-képességétől, valamint az eltelt időtől. Általánosságban elmondható, hogy a hőmérséklet kevésbé csökken, ha a tömegáram nagyobb, a környezet hővezető-képessége és a kútszerkezet hőátbocsájtási tényezője kisebb, valamint ha a termelés hosszabb ideje tart (20. ábra).

$$T(z) = T_0 + m\xi - m\xi \cdot e^{-\frac{(z-H)}{A}} \quad K \quad (4.36.)$$

ahol:

$$\xi = \frac{\dot{m}c(k_k + \ln \frac{R_\infty}{R_F} \cdot R_{1B}U_{1B})}{2\pi R_{1B}U_{1B}k_k} \quad m \quad (4.37.)$$

(Az egyes paraméterek magyarázata megtalálható a Függelék 11.3. fejezetében.)



20. ábra 2000 m mélyről termelt víz hűlése a kútban adott kútszerkezet és földtani adottságok mellett, különböző tömegáramok és termelési idők esetén (rezervoárhőmérséklet 115 °C)

Zárt szonda – teljes mélységben egységesen kiképzett kútszerkezet esetén (BOBOK & TÓTH 2002, 2009)

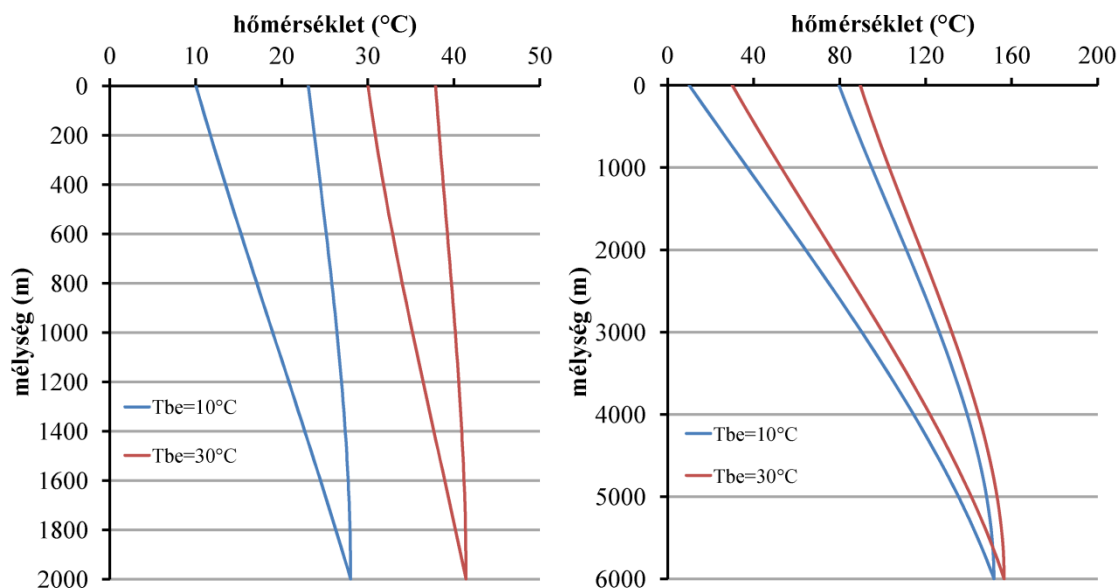
Nagymélységű zárt szondák esetében általában koaxiális kiépítést használnak. Energetikai szempontból kedvezőbb, ha a gyűrűstérben megy lefelé a fluidum és a termelőcsőben felfelé. Ekkor a hőmérséklet mélységfüggése:

$$T_{GY}(z) = T_0 + \gamma z + \frac{D_3}{D} e^{x_1 z} + \left(T_B - T_0 - \frac{D_3}{D} \right) e^{x_2 z} \quad K \quad (4.38.)$$

$$T_T(z) = T_0 + \gamma(z + B) + \frac{1}{D} (D_1 e^{x_1 z} + D_2 e^{x_2 z}) \quad K \quad (4.39.)$$

(Az egyes paraméterek magyarázata megtalálható a Függelék 11.3. fejezetében.)

Átlagos kútkiképzés esetén a kútba előremenő és visszatérő fluidum hőmérsékletkülönbsége annál kisebb, minél nagyobb a bemenő hőmérséklet (21. ábra). A nagyobb tömegáram kisebb hőmérsékletkülönbséget, de összességében nagyobb kivehető teljesítményt jelent. A termelés előrehaladtával a termelő cső kútfejhőmérséklete, így a kivehető energia folyamatosan csökken. A hőmérsékletváltozás a mélységnek nem lineáris függvénye, azaz a hőfelvétel fajlagos teljesítménye nem állandó a hőszonda teljes hosszában, és különböző az egyes szárazokban is. Ez felhívja a figyelmet a legtöbb analitikus és 2D numerikus modell kiindulási feltételének (q -állandó) korlátaira.



21. ábra Zárt szondában kialakuló hőmérséklet-eloszlás adott kútszerkezet, eltelt idő és földtani adottságok mellett, különböző belépő hőmérsékletek és talpmélység esetén (rezervoárhőmérséklet 115 °C, illetve 315 °C)

A hőszivattyúk szakaszos termeléséhez kapcsolódóan a kvázistacionárius jelenségek leírása után a kutatások a rövid idő alatt lejátszódó folyamatok minél pontosabb leírása irányában tolódtak el (pl. LAMARCHE & BEAUCHAMP 2007, BEIER 2014). E jelenségek pontos ismerete segíthet a sokszondás és esetleg többfokozatú vagy több hőszivattyúval rendelkező rendszerek optimális üzemeltetésében, mert eldönthető, hogy időben vagy térben szakaszoltan lehet gazdaságosabban üzemeltetni a rendszert.

Az analitikus megközelítés általában csak korlátozottan tudja figyelembe venni a földtani inhomogenitásból, valamint a kitermelés sajátosságaiból adódó finomabb különbségeket. Ezek egy része numerikus eljárásokkal, a modellter megfelelő kialakításával orvosolható, de ez sem oldhatja meg az összes modellezési nehézséget, melyek a kapott eredmény használhatóságát befolyásolják. Ezek közül a legfontosabbak az alábbiak:

- a várható földtani rétegsor a tervezési folyamatban általában nem ismert részletesen, csak a közeli fúrások rétegsora alapján valószínűsíthető;
- a hővezető-képesség nem ismerhető meg minden egyes pontban, értéke időben is változhat, például a sekély zónákban az aktuális víztartalomtól jelentősen függ;
- a felszín alatti térrészben hőáramlás is előfordulhat;
- a felszíni berendezésekben és a felszín alatti hőcserélőben a hőmérsékletváltozás dinamikája sokkal jelentősebb, mint a hőcserélőtől távoli felszín alatti térrészben (fontos az időbeli illesztés);
- a geotermikus modellezés sok esetben nem tartalmazza a gépészeti, épületgépészeti rendszer hidraulikai jellemzőit;
- számos modell sehogyan, korlátozottan vagy nehézkesen tudja kezelni a fúróluk-mezőket, ráadásul az áramlási paraméterek fúrásoként eltérhetnek, ami szintén tovább bonyolítja a modellezést;
- az időjárási adatok változásának megfelelően változik a hőigény, így előre csak bizonyos korlátok között lehet megadni a hőkitermelés és hőraktározás során kialakuló hőmérsékletváltozásokat.

4.2.1.3. A hőmérsékletértékek elemzésére használt módszerek

Az aknákban és fúrásokban mért hőmérséklet adatsorokat a legtöbb esetben valamely elméleti modellnek megfelelő görbével lehetett közelíteni. Az összefüggésnek megfelelő egyenletek paramétereinek meghatározását az alábbi eljárásokkal végeztem:

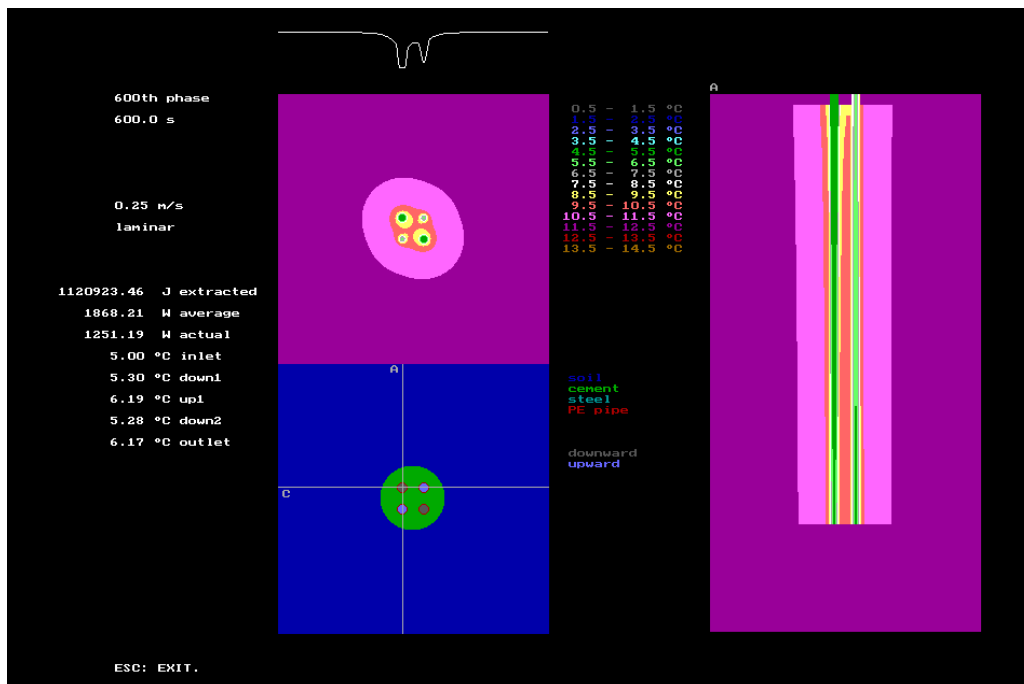
- lineáris, linearizálható, exponenciális, logaritmikus egyváltozós kapcsolat (pl. 4.3., 4.34. egyenletek) esetén MS Excel trendvonal illesztést;
- többváltozós függvények (pl. 4.16., 4.19., 4.29. egyenletek) illesztése az MS Excel Solver bővítménye [15] segítségével történt úgy, hogy a bővítmény azokat a paraméterértékeket kereste meg, melyek mellett a mért és a modellezett értékek eltéréseinek négyzetösszege minimális.

Az eljárások során nem, vagy csak korlátozottan lehetett figyelembe venni, hogy mérés-technikai okokból a függő változók eloszlása nem folytonos és a független változó eloszlása nem mindig egyenletes.

4.2.2. A hővezetés modellezésére kifejlesztett numerikus szoftvercsomag

A kutatás egyik célja olyan alprogramok kifejlesztése, melyek alkalmasak a hőszondában és környezetében az üzemelés hatására kialakuló hőmérséklet meghatározására. Ezáltal információt adnak a hőszivattyú működési paramétereiről, megadják a hőmérsékletmező változásait, különös tekintettel a maximálisan kitermelhető energia mennyiségére, a nyári hőbetáplálás és a hőraktározás lehetőségeire. Az alprogramoknak a tranziens hővezetési folyamatok széles tartományában alkalmazhatónak kell lennie.

A különböző geometriáknak megfelelően alprogramok készültek 1D, 2D és 3D környezetekre, derékszögű és henger-koordináta rendszerekben, ez utóbbiakban forgási szimmetriát feltételezve. Az alprogramokat FreePascal környezetben írtam. Minden modell két fő részből áll, a számítást végző részhez – mely különbözik a különböző geometriák esetén – egy grafikus megjelenítést (22. ábra) és adatexportálást végző alprogramrészt kapcsolódik. A programkódban az összes paraméter szabadon beállítható, köztük a rácsméret, az időlépték, a cellák anyaga, az egyes anyag típusok fizikai paramétereit, a hőigény (mint az idő függvénye). A program képes külső adatok beolvasására is (pl. kiindulási hőmérsékletmező, hőigény időfüggése).



22. ábra Részlet a doktori program keretében fejlesztett hővezetést modellező program grafikus képernyőjéből

A program véges differenciás módszert alkalmaz, a hőmérsékletváltozás meghatározása az oldalfalon történő hőmérlegsámítás alapján történik (AL-KHOURY 2011), ahol a pozitív érték a hőáramsűrűség cellába történő irányulását jelenti. Az oldalfalon történő hőáram számítása +z irányban a 4.40. egyenlet szerinti, míg a többi ezzel analóg.

$$Q_{+z} = \lambda^* \frac{T(x, y, z+1, t) - T(x, y, z, t)}{\Delta z} \Delta A_z \cdot \Delta t \quad J \quad (4.40.)$$

ahol: λ^* – átlagos hővezető-képesség a cellák között [W/(m·K)]; Δz – távolság a cellák középpontja között [m]; ΔA_z – cella hőáramra merőleges oldalfalának területe [m²]; Δt – időlépcső [s].

A hőmérsékletváltozás az időlépcső végén:

$$T(x, y, z, t + \Delta t) = T(x, y, z, t) + \frac{\sum Q}{c\rho} \quad K \quad (4.41.)$$

ahol: $\sum Q$ – a cella összes oldalfalán keresztül hővezetéssel érkező hő [J]; c – fajhő [J/(kg·K)]; ρ – sűrűség [kg/m³].

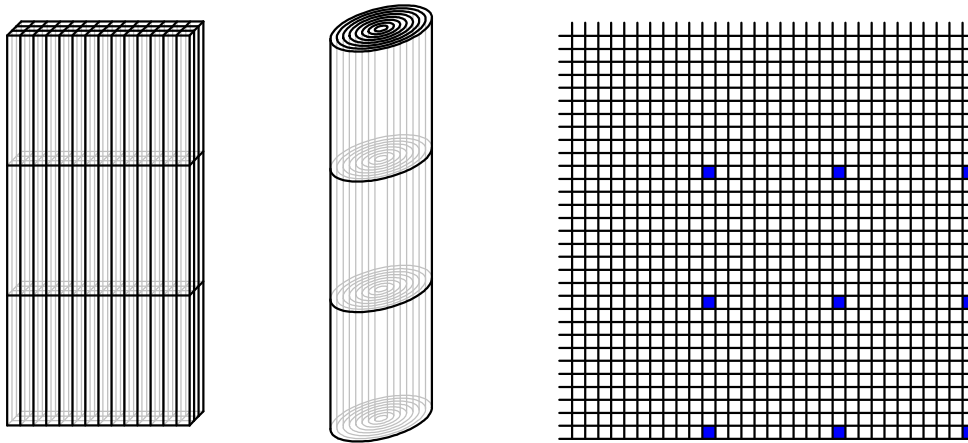
Az energia kinyerését többféle módon lehet modellezni. Nyílt rendszerek esetében a rezervoárból a csőbe beáramló fluidum hőmérsékletét kell megadni, és a kinyerhető hőteljesítményt a kifolyó víz hőmérsékletének és a hozamnak a segítségével lehet számolni. Zárt rendszerek esetén, ha a csőrendszer és a folyadékáramlás részleteiben is modellezett, akkor a befolyó és kifolyó fluidum hőmérsékletének különbsége és a hozam adja meg a kitermelhető energiát (4.32. egyenlet). A rendszert módosítani a beáramló folyadék hőmérsékletével lehet. Ha a fluidumáramlás nem képezi részét a modellezésnek, akkor a csövek helyén található cellák hőmérsékletének egyenkénti változtatása révén lehet a hőkitermelést vagy hőbetáplálást modellezni. Mindkét esetben alkalmazható állandó hőmérsékletű vagy állandó hőteljesítményű kivételi mód, melyek értékei a modellezés során változtathatók.

A folyadék áramlását is tartalmazó modellekben felépíthető a koaxiális, egyszerű U, párhuzamos kötésű dupla U, soros kötésű dupla U (másként W) csatlakozási típus (lásd 10. ábra), ez utóbbiak többféle összekötési móddal. A csövek keresztmetszete és a hozam együttesen meghatározza az átlagos sebességet, és más fizikai paraméterekkel együtt az áramlástípust. A használt eljárás a fluidumon belüli hővezetést is számolja, turbulens áramlás esetén egy adott mélységben kapott hőmérsékleteket átlagozza. Az időlépcső végén az adott cellára jellemző sebesség alapján modellezi a vertikális áramlás miatt történő hőmérsékletváltozást is.

A véges kiterjedésű, téglalap alakú modellezési terület 3D felosztása téglalaprakokat eredményez Δx , Δy , Δz oldalhosszúsággal, ami a cellaközéppontok távolságát is jelenti (23. ábra). E modell alkalmas a hőszállító folyadék áramlásának részletes modellezésére, vagy a szondamező hőmérsékletének számítására. Ez utóbbi esetében horizontális 2D modell is alkalmazható, melyben a hőszondák csak egy rácsba esnek bele. Speciális esetekben, például a besugárzás hatásának vizsgálatokor 1D modell is használható. A rács távolságot a modellezett rendszer legkisebb megadott elemének a méretéhez célszerű igazítani (pl. a PE cső falvastagságához), vagy lehetséges a cső keresztmetszetével megegyező méretű rácsot létrehozni. A modellterület szélein nagyobb rácsot lehet alkalmazni, amely meggyorsítja a számolás idejét. A hőszondák

csöveinek helyét meg lehet határozni a modellépítés első fázisában, de a felszíni berendezéseket és a lyuktalpi összekötést nem modellezi a program.

A hengersizmetrikus rendszerek vizsgálatakor (pl. hőmérséklet-eloszlás egy hőszonda vagy kút környezetében) a hengersizmetrikus modell alkalmazása sokkal hatékonyabb. Egyrészt a 3D problémák redukálhatók 2D számításokra, a 2D problémák pedig 1D számításokra, hiszen a hőmérséklet-eloszlás nem függ a szögtől (23. ábra), másrészt a modellgeometria sokkal rugalmasabb. Mindkét tulajdonság a szükséges műveletek számának csökkenését jelenti, így a hőmérséklet-eloszlás kiszámítása gyorsabb. A cellák közül az első (a legbelső) egy henger, míg a többi hengergyűrű. A hőbetáplálás az első cellaoszlopban történik, mivel a nem hengersizmetrikus hőszondák ebben a modellben nem jeleníthetők meg részletesebben. Az utolsó cellaoszlop tekinthető a szondától végtelen távoli pontnak, melyre a határfeltételt meg kell határozni. Vízszintes rétegződés megadható, de a rétegek horizontális változatosságát csak hengersizmetrikus geometria esetén tudja figyelembe venni (pl. acél védőcső, tömedékelés). A modell futtatható mélységfüggetlen változatban is.



23. ábra 3D hasáb, 3D henger alapú modellek jellemző felépítése (balra és középen) és egy 2D téglalap alapú modell képe egy 5·5-ös szondamező negyedének szimulációja esetén (jobbra, a szondák helye kék színnel jelölve)

A legfontosabb kezdeti feltétel a hőmérséklet-eloszlás megadása. Egyes esetekben semmilyen információ nincs a talaj kezdeti hőmérsékletéről, míg más esetekben a hőmérséklet-eloszlás viszonylag pontosan ismert. Emiatt vagy mindenhol azonos hőmérsékletet (pl. elvi és 2D modellek) vagy a geotermikus gradiensnek megfelelő, a mélységgel lineárisan növekvő hőmérsékletet adtam meg.

A kapott eredményeket alapvetően befolyásolja, hogy a modell a hőterjedés szempontjából milyen határfelületekkel rendelkezik, és ezek a határfelületek a vizsgálati területtől milyen távol esnek. A határfeltételek matematikailag jól leírhatóak (pl. CARSLAW & JAEGER 1959, AL-KHOURY 2011, DIERSCH 2014) és a legtöbb esetben a programba megfelelően beágyazhatónak bizonyultak. Egy ideális geotermikus modellnek adiabatikus határai vannak. Földtani értelemben azonban ilyen problémák nincsenek, így szükséges a határfeltételt is valamilyen módon modellezni. Az adiabatikus határt kétféle módon illeszthetjük az alprogramba. Az egyik módszer a határon történő energiaáram kihagyása az összegzésből, a másik módszerben pedig a

határcellák hőmérsékletét egyenlővé tesszük a velük érintkező belső cella hőmérsékletével, így a határ felől jövő hőáram nulla lesz. Ez a határfeltétel a valóságban ritkán fordul elő, de nagy méretű modellek esetében használható (DIERSCH 2014).

Az állandó hőmérsékletű határ (Dirichlet vagy 1. rendű határfeltétel, CARSLAW & JAEGER 1959, DIERSCH 2014) szintén ritka a földtani közegekben. Elsősorban akkor fordulhat elő, ha a rezervoár határán konvektív hűtőáramlás van, és emiatt vagy ténylegesen konstans a határcella hőmérséklete, vagy a vizsgált modellben történő hőmérsékletváltozásokhoz képest a határcella hőmérséklete lassan változik. A határfeltétel jól programozható, így becslés jellegű számításoknál alkalmazható. A tényleges eredmények az adiabatikus határfeltétellel futtatott modell eredményei és az állandó határhőmérséklettel futtatott modell eredményei közé fognak esni. A Neumann vagy 2. rendű határfeltétel állandó hőáramot biztosít a határfelületen keresztül, ez szintén könnyen beépíthető az alprogramba, de a hőáram értéke általában csak pontatlanul és csak vertikális irányban ismert. Matematikailag ennek speciális esete az adiabatikus határ (DIERSCH 2014).

Speciális határfeltétel írható elő olyan esetekben, amikor nem a teljes területet, hanem annak csupán valamely hányadát modellezzük, mert a hőmérséklet-eloszlás szimmetrikus (pl. szondamezők fele-negyede-nyolcada). Ekkor az ilyen típusú határfelület hőmérsékletét úgy kell kiszámolni, hogy a modell belseje felé irányuló kiszámolt hőáramérték kétszerese használható a 4.41. egyenletben az összegzésben.

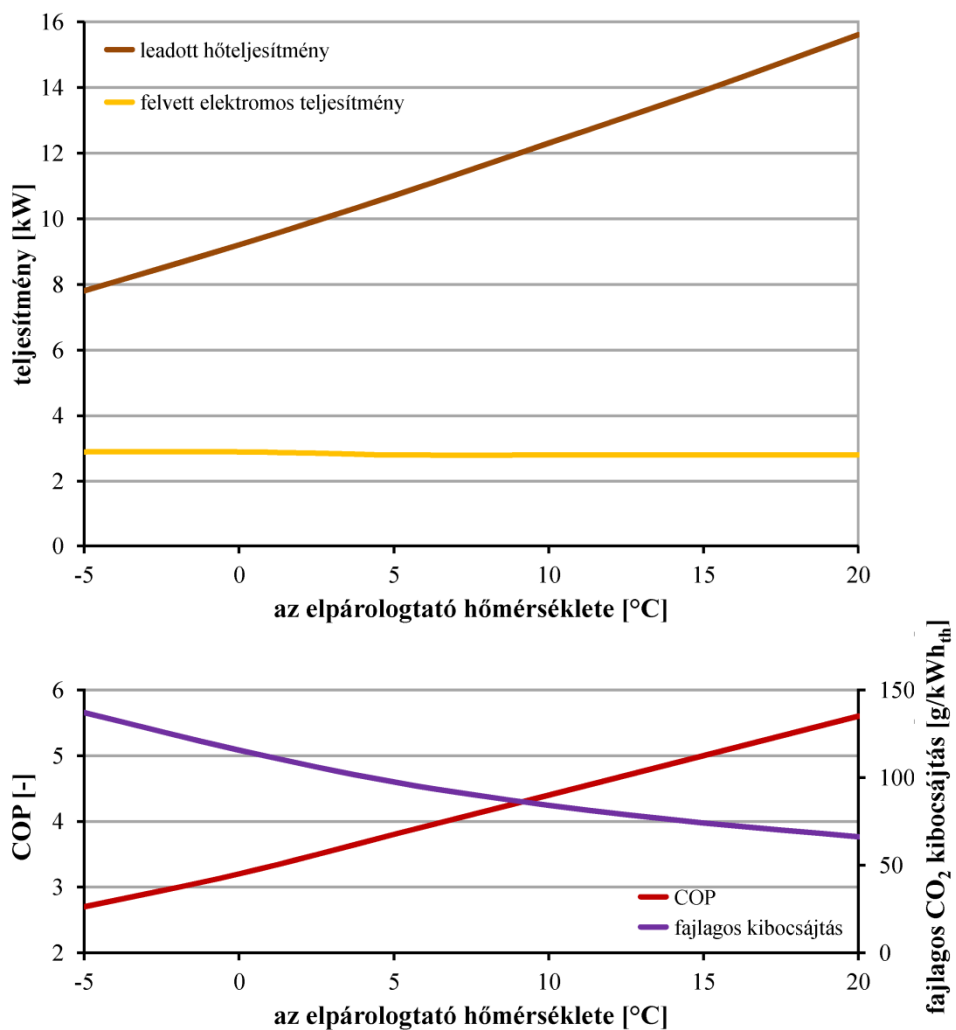
A legtöbb modellben a felső határfelület a felszín, ahol a nem beépített területeken a legjelentősebb hatás a szoláris sugárzás, de a mélyben ez a hatás elenyésző. Az alsó határfelület az összes modellben a hőkivételtől mélyebben helyezkedik el, így állandó hőmérsékletű határfeltételt alkalmaztam. Bár a határfeltétel elvben minden cellára külön beállítható, de a futtatott modellekben a modell egy-egy oldalfalán a határfeltétel megegyezik.

4.2.3. A hőszivattyú hatékonyságának meghatározása numerikus modell alapján

A hőszondából kifolyó víz eljut a hőszivattyú elpárologtatójába, miközben a hőmérséklete megfelelő hőszigetelés esetén nem változik. A hőszivattyú hatásfoka termodinamikai okok miatt a hőforrás hőmérsékletének függvénye (OCHSNER 2007). A számításokhoz a WPF 10 E talaj-víz hőszivattyú gyárilag megadott műszaki adatait használtam fel (Stiebel Eltron 2012), a felvett teljesítmény, a leadott teljesítmény és a COP hőmérséklet-függését a 24. ábra tartalmazza. A megadott pontokra -5 °C és 20 °C között illesztett regressziós egyenes egyenlete ($R^2=0,9992$):

$$COP=0.1171 \cdot T_e+3.2381 \quad [-] \quad (4.42.)$$

A hőszivattyúkkal kapcsolatos egyik legfontosabb környezetterhelés az üzemelés áramigényéhez kapcsolódó erőművi károsanyag-kibocsájtás (SANER et al. 2010). A COP és az áramtermelés paraméterei alapján (IEA 2013b) meghatározható az adott primeroldali hőmérséklethez tartozó aktuális CO_2 -kibocsájtás (24. ábra). Ha analitikus vagy numerikus módszerekkel a primeroldali hőmérséklet éves változása megadható, esetleg becsülhető, akkor az éves CO_2 -kibocsájtás szintén megadható, így egyes rendszerek között nem csak gazdasági, hanem környezetvédelmi szempontból is lehet választani. Hazai viszonyok között az olcsóbb üzemeltetés és a kisebb kibocsájtás hasonló paraméterek mellett jelentkezik (BUDAY et al. 2014a, b).



24. ábra A leadott hő, a felvett külső (elektromos) teljesítmény, a COP és az áram megtermelésének fajlagos CO₂ kibocsájtása az elpárologtató hőmérsékletének függvényében a választott hőszivattyú adatai alapján

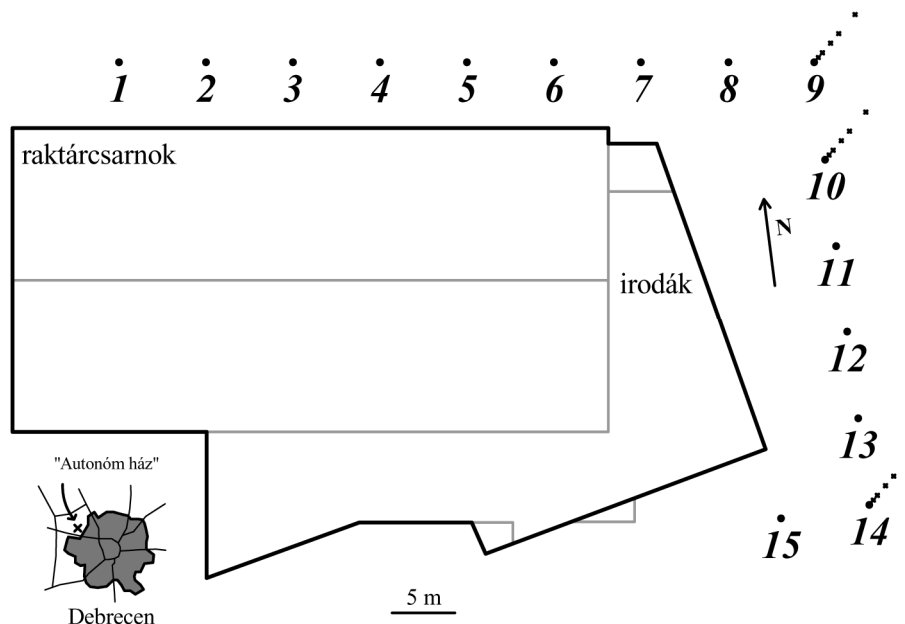
4.3. Kis mélységű terepi hőmérsékletmérések

4.3.1. A debreceni Megújuló Energia Alkalmazási Központ monitoringrendszer

A Megújuló Energia Alkalmazási Központ (MEAK) 2005–2007 között épült Debrecen nyugati részén. Az elkészült iroda és raktárépület energiaellátásához hőszondás és talajkollektoros hőszivattyús rendszert, vegyestüzelésű kazánt, napkollektorokat, napelemeket és ezekhez kapcsolódóan padló és falfűtési rendszert telepítettek. Ezek segítségével a téli (fűtési), a nyári (hűtési) üzemmódban és a használati melegvíz előállításban mellőzhetik a hagyományos energiaforrásokat. A rendszerhez kapcsolódó napkollektorok fel nem használt hőjét és a passzív hűtés során elvezetett hőt a felszín alá juttatják, mely energiatöbbletet a fűtési idényben termelik ki. A kutatás tárgyát képező felszín alatti hőcserélő rendszerhez 2 db 16 kW névleges teljesítményű hőszivattyú csatlakozik.

A hőszondák közül 15 db DN 32-es négycsöves, míg 1 db DN 40-es kétsöves típusú. A szondák közül az 1-9-es számúak 50 m-esek, és az épület északi oldalán helyezkednek el, míg a 10–15-ös szondák az épület keleti oldalán találhatók és 100 m mélységűek, az egymás mellett elhelyezkedő szondák távolsága 7 m (25. ábra). Minden szonda hozama külön szabályozható, így a szondák hőtermelése nem azonos és időben nem állandó.

A harántolt rétegek pontos összetételére vonatkozóan a fúrési információk sajnos hiányosak, de a környék általános felszínközeli földtani felépítésében a közeli vízműkutak adatai alapján a felső löszös üledékek alatt jó és közepes vízadóképességű rétegek váltakoznak.



25. ábra Az Ing-Reorg Kft. által üzemeltetett épület és a környezetében telepített szondák és vakszondák elhelyezkedése

A telepítés során összesen 81 db szondahőmérséklet-érzékelő és 82 db talajhőmérséklet-érzékelő eszköz került bekötésre (DIBÁCSI & SZEMÁN 2008). A hőmérséklet-mérések 5 percenként történnek, melyekből óránként átlagot számítanak, amit rögzítenek. A rendszeres mérés 2007. augusztus 30-án 8:00-tól indult, ez előtt csak néhány tájékoztató mérés történt. A mért adatok az Ing-Reorg Kft. engedélyével, az ING-REORG Épületfelügyeleti rendszer használatával, internetes kapcsolaton keresztül voltak elérhetők. A kutatásba az első három év (2007 szeptember – 2010 augusztus) adatait vontam be, a részletes vizsgálatokat az első évre végeztem el. A nagyszámú adat kezelése miatt MS Excel illetve MS Access programokban óránkénti vagy napi átlagokat határoztam meg (BUDAY 2009; BUDAY 2010).

Az adatbázisból ki kellett emelni a hibás értékeket:

- a 30 °C-nál nagyobb, vagy -10 °C-nál kisebb értékek;
- az idősorokból kieső értékek;
- az azonos szondán elhelyezett érzékelők esetében azokat, melyek a többihez képest eltérő dinamikával mutatták a hőmérsékletet;
- azokat az értékeket, melyek jelentősen eltértek az azonos mélységben, kis horizontális távolságban mért értékektől.

Miután a cél a távolhatás részletesebb vizsgálata volt, így a 9., 10. és 14. szonda, valamint a közelükbe telepített hőmérők adatainak elemzésére fektettem a hangsúlyt.

2011. április 4. és 12. között a 10 A jelű szondán szondatesztet (TRT) végeztünk. A vizsgálathoz szükséges berendezést (26. ábra) és mérőműszereket Kiss László geotermikus szakmérnök biztosította. A méréssel az összlet átlagos hővezetési tényezőjét kívántuk meghatározni, melyet kiegészített a monitoringrendszer és a TRT rendszer által mért értékek összehasonlítása, a korábbi mérési adatok értelmezése, valamint általános tanulságok levonása működő rendszereken végezhető szondatesztről. A 9-es és 10-es szondákat március közepén lezártuk, a hőmérsékletek visszaálltak a bolygatatlan állapot értékeire.



26. ábra TRT berendezés bekötése a hőszivattyúk helyére, MEAK

A rendszerben található fagyálló folyadékot 1320 l/h hozammal cirkuláltattuk, miközben a leadott energiát, az előremenő és visszatérő kör hőmérsékletét percenként rögzítettük. A szondateszt kisebb problémák után kb. 17 óra körül indult. 2011. április 6-án reggel, kb. 40 órányi fűtés után kiderült, hogy a 13-as szondán vízmozgás jelentkezik annak ellenére, hogy a szondát lezártuk. A fluidummozgást 2011. április 7-én 11 órakor egy harmadik csap segítségével lehetett elzárni. A teszt 2011. április 12. délelőtt zárult, a teljes mérés hossza 184 óra lett.

4.3.2. A Ruukki vállalat energia-cölöpalap vizsgálata Hämeenlinna településen

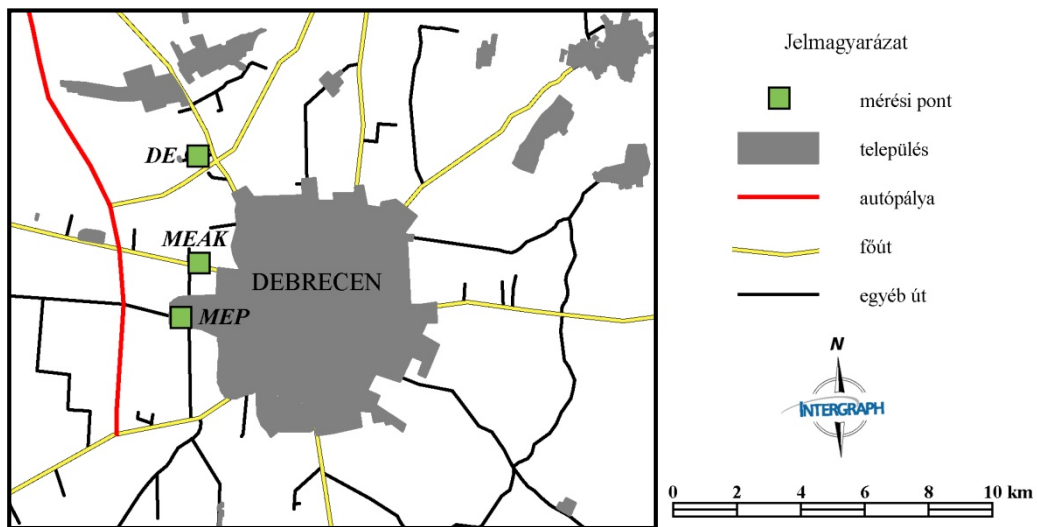
A ZEMUSIC (Zero Energy Solutions of a Multifunctional Steel Intensive Commercial Buildings) projekt keretében a projektet vezető Ruukki vállalat egy terepi kísérletet folytatott a finnországi Hämeenlinnában (é.sz. 61,0°, k.h. 24,5°), melynek célja az úgynevezett energia-cölöpalapok hatékonyságának tesztelése, a maximálisan kitermelhető energia meghatározása és a hőtárolás hatékonyságának vizsgálata volt. A projekt keretében hőkivétel, több ciklusú hőbetáplálás, végül pedig egy hőkinyerési kísérlet zajlott.

A RUUKKI engedélyével bemutatott adatokat (BUDAY et al. 2014c) az 5. szondán mérték, mely egyszerű U típusú, hossza kb. 19,2 m, PE-Xa anyagú 25 mm átmérővel és 2,3 mm falvastagsággal. A szonda körül egy 170 mm átmérőjű és 10 mm falvastagságú acélcső található, mely a cölöpalapot modellezi. A talaj hővezető-képességét korábbi szondatesztek segítségével határozták meg. Az előremenő és visszatérő hőmérsékletet, a hozamot és a teljesítményt 10 percenként rögzítették. A mérési eredmények értelmezésében a szondától 1 m távolságra 5 m, 10 m, 15 m és 22 m mélységben hőmérőket helyeztek el.

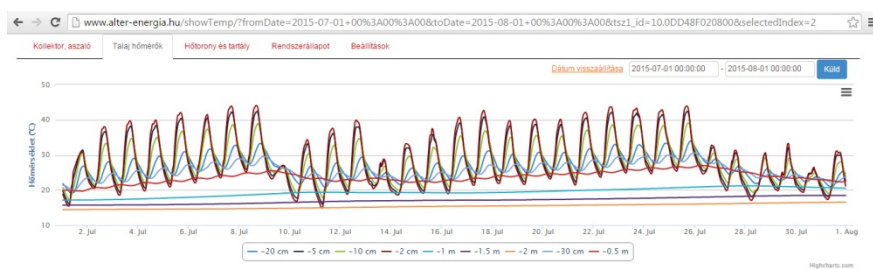
Az első vizsgált mérési időszak 2012. május 2–9. között zajlott, a talajhőmérsékletet 4,73 °C-nak mérték, a geotermikus gradiens 0,093 °C/m. Az átlagos hozam 0,1 dm³/s volt, ami lamináris áramlást jelent 0,3 m/s-os átlagsebességgel. A kitermelt energia mennyisége 0, 100, 300 és 400 W között ingadozott. A második elemzett mérési időszakban 2012. július 30-tól 2012. augusztus 29-ig tartott, és a hőenergiát 240 W teljesítménnyel juttatták be a felszín alá.

4.3.3. A debreceni Megújuló Energiapark talajhőmérséklet-mérései

A Megújuló Energiapark (MEP) 2013-ban létesült Debrecen nyugati részén (27. ábra). Vezetője lehetővé tette a részletes talajhőmérséklet-mérést 2 m mélységig (2 cm, 5 cm, 10 cm, 20 cm, 50 cm, 1 m, 1,5 m, 2 m). Ez az adatsor kiegészül napsugárzás-, léghőmérséklet- és csapadékméréssel is. 2013 novembere óta a mérés viszonylag folyamatos, az adatok interneten keresztül lekérdezhetők 10 perces bontásban (28. ábra). Az 5 m és 20 m között 2,5 méterenként mért hőmérsékletadatok csak néhány hónapos időszakokra érhetők el, de azokból az időszakokból megbízható adatokat szolgáltatnak.



27. ábra A vizsgált debreceni hőszondás monitoringrendszerek és talajhőmérséklet-mérési pontok elhelyezkedése
 (DE: Debreceni Egyetem Agrometeorológiai Observatóriuma, MEAK: Megújuló Energia Alkalmazási Központ, MEP: Megújuló Energiapark)



28. ábra Sekély talajhőmérséklet adatok megjelenése a MEP webes felületén

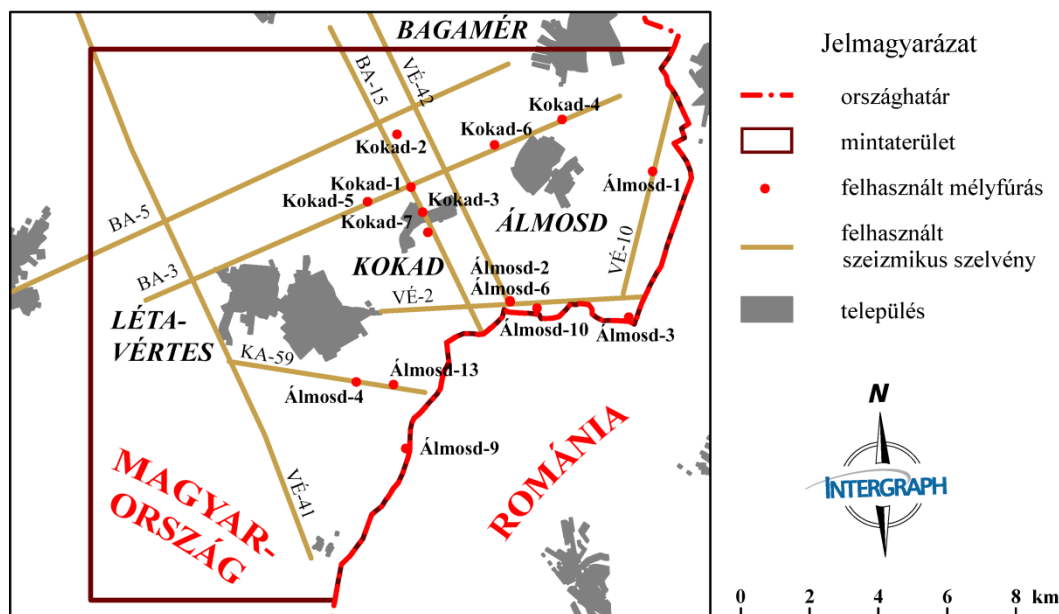
4.3.4. A Debreceni Egyetem Agrometeorológiai Observatóriumának talajhőmérséklet-mérései

A Debreceni Egyetem Agrometeorológiai Observatóriuma Debrecen külterületén, a várostól északnyugatra helyezkedik el (27. ábra). Az observatórium területén 2011-ig történt automatizált talajhőmérséklet-mérés, az utolsó két év adatait használtam fel az elemzésekhez. A 2 cm, 5 cm, 10 cm, 25 cm mélységben mért adatok 1 óraker, 7 óraker, 13 óraker és 19 óraker kerültek leolvasásra, ebben az esetben a napi átlagokat vizsgáltam. 50 cm, 75 cm, 1 m és 2 m mélységben 13 óraker történt leolvasás, így ebben az esetben ezeket lehet napi értéknek tekinteni. A külterületi mérési pontot a kertvárosi-ipari területen található mérési pontokhoz (MEAK, MEP) képest városi hőszigetehatástól mentes referenciának tekintettem.

4.4. Földtani, hidrodinamikai és geotermikus modellezés

A földtani modellépítés alapja a kiválasztott területre vonatkozó geológiai információk összegyűjtése, ami a létavértesi kutatási terület esetében a HURO/0801/006 számú projekt és TÁMOP-4.2.2-08/1-2008-0017 projekt keretében történt (KOZÁK & BUDAY 2010; KOZÁK et al. 2010a; PÜSPÖKI et al. 2010; BUDAY et al. 2011a; KOZÁK et al. 2011a). Az adatgyűjtés első lépése a felszíni geofizikai adatok, valamint a mélyfúrási információk összegyűjtése volt. A területre elérhető a gravitációs és mágneses térképek 1:100000-es változatai (69-es és 610-es szelvények) [12], az aljzat 1:500000-es arányú térképe (HAAS et al. 2010). A szeizmikus felmérés alapján a területről 8 db szeizmikus szelvényt választottunk ki. Ezek egy része szakirodalmi forrásokban kronosztratigráfiai értelmezéssel hozzáférhető (ALBU et al. 1978; ALBU & TÍMÁR 1983), más részüket a Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattárból vásároltuk meg egy részüket szkennelt, más részüket segy formátumban. A területen található mélyfúrások geofizikai és egyéb dokumentációját szintén a Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár szolgáltatta. Ezek léptéke, felbontása, az ábrázolt geofizikai görbék és használhatóságuk igen változatos volt, így végül közülük 15 darab került bele a modellbe (29. ábra, 5. táblázat).

A felszín közeli térrész földtani felépítéséről az ivóvízes fúrások rétegsora nyújtott információt, melyeknek a geofizikai dokumentációja hiányos volt. Mivel a sekély térrészre nem készítettem hidrodinamikai modellt, így ez a probléma nem akadályozta a geotermikus hasznosítás értékelését. A sekély fúrások a település belterületén és környezetében mélyültek, míg a szénhidrogén-kutató fúrások a kutatási terület közepén és keleti felén, így külön értelmeztük a belőlük nyerhető adatokat.



29. ábra A fúrások és szeizmikus szelvények elhelyezkedése a mintaterületen

A földtani és műszaki adatokat Microsoft Office Excel és Access programokkal dolgoztuk fel. A mélyfúrás geofizikai szelvények digitalizálása és egységesítése Adobe PhotoShop 7.0 programmal történt, az átrajzolt görbék a Debreceni Egyetem Ásvány- és Földtani Tanszékén fejlesztett GeoGörbe 1.0 szoftverrel (GYULA & NÉMETH 2005) kiolvastatva az értékeket TXT szövegfájlba exportáltuk. Ezeket a fájlokat Access adatbázisba rendeztük, majd GeoPlot 1.0 programban egységes szemléletben szelvényekbe rendeztük és kirajzoltuk.

A geofizikai görbék alakja alapján a rétegsor beosztását és a karotázskorrelációt Püspöki Zoltán, a szeizmikus sztratigráfiai értelmezésből a földtani modellt Bódi Erika készítette GOCAD szoftverben (PÜSPÖKI et al. 2010; BUDAY et al. 2011b; BÓDI 2012; BÓDI & BUDAY 2012; GÖRZ et al.). A kapott TWT felszíneket mélységgé transzformálva és az 1:10000-es térképek felszínre vonatkozó adatait bedigitalizálva az első kutatási fázisban FEFLOW szoftverrel végeztem a hidrodinamikai modellezést, hőtranszport modul nélkül (BUDAY et al. 2011a).

név	EOV X	EOV Y	Z (m)	mélység (m)	befejezés éve
Álmosd-1	234443,48	874343,96	128,1	2826	1977
Álmosd-2	230683,29	870202,56	128,7	2481	1977
Álmosd-3	230214,30	873652,53	139,35	2358	1977
Álmosd-4	228254,39	866808,97	125,5	2650	1979
Álmosd-6	230656,47	870206,84	128,8	2497,5	1978
Álmosd-9	226400,50	867170,31	131,0	2190	1981
Álmosd-10	230472,05	870990,06	132,14	2800	1980
Álmosd-13	228335,75	865726,52	121,13	3280	1981
Kokad-1	233985,06	867319,52	119,4	1700	1985
Kokad-2	235523,59	866913,53	117,7	1900	1985
Kokad-3	232679,27	867813,11	117,66	1500	1985
Kokad-4	235950,43	871718,07	122,92	1500	1988
Kokad-5	233565,09	866060,04	116,7	1500	1987
Kokad-6	235211,32	869750,98	118,87	1510	1987
Kokad-7	233262,58	867663,21	118,87	1500	1987

5. táblázat A mintaterület földtani és geotermikai vizsgálatában felhasznált CH-kutató fúrások fúráspontjainak EOV koordinátái, mélysége és a fúrás befejezésének éve

A hidrodinamikai és hőtranszport modellhez szükséges a litológia minél pontosabb ismerete. Mivel a szénhidrogén-kutató fúrások a produktívnak ítélt rétegeknél kisebb mélységben a rétegsorokat általában elnagyoltan írják le, így a geofizikai görbék alapján határoztuk meg a litológiát, illetve az egyes litológiai egységek paramétereinek becslése is a geofizikai görbék, elsősorban a TG, SP és ellenállásgörbék segítségével történt (PÜSPÖKI et al. 2010; KOZÁK et al. 2011a; BUDAY & BULÁTKÓ 2012; BUDAY et al. 2015a).

A hőmérsékletadatok kinyerése több különböző módszerrel történt (BUDAY et al. 2012a). Ennek oka, hogy pontos hőmérsékletméréshez – különösen nagy mélységű és ezért nagy talphőmérsékletű fúrások esetén – meg kellene várni a hőmérsékleti egyensúly beálltát, ami viszonylag lassan megy végbe. A T(z) függvény meghatározása csak lezárt figyelőkutakban lehetséges, kutatófúrásokban és termelő kutakban nem. Gyakran csupán egy talphőmérséklet-mérés történik, mely jellemzően alulról becsli a valós réteghőmérsékletet, hiszen a talp a beavatkozások (például a fúróiszap hűtő

hatása) miatt kisebb hőmérsékletű, mint a réteg. Mivel a legtöbb fűrésban a karotálások több lépésben történtek, így lehetőség nyílt arra, hogy a lyuktalp (vagy aktuális lyuktalp) visszamelegedését figyelembe véve határozzuk meg a réteg hőmérsékletét. Ilyenkor a legkésőbb mért adatot vettem figyelembe. Hőmérsékletmérés történhet termeltetés közben is, ilyenkor általában a termeltetett mélységszint felett helyezkedik el a hőmérsékletmérő eszköz, így annak mélységétől mélyebben található rétegek hőmérsékletét kapjuk meg. Ez a módszer tehát felülről becsli a tényleges réteghőmérsékletet a hőmérsékletmérés mélységében.

A HURO/0801/006 számú projekt keretében elkészült Létavértesnek és a kistérség településeinek energetikai átvilágítása (pl. HALÁSZ GYNÉ 2010; CSÁKI & KALMÁR 2010; KALMÁR & CSÁKI 2011; CSOMÓS 2011; KULCSÁR 2011). A potenciális hőigények kielégítése céljából különböző típusú, elsősorban zárt rendszerű hőkivételi egység telepítési lehetőségeit vizsgálok meg az előző fejezetekben bemutatott analitikus és numerikus modellezési eljárások segítségével. A kapott adatok kiértékeléséhez elsősorban a létavértesi területről északra elhelyezkedő Hajdúszoboszló–Debrecen modellterület analógiái nyújtottak segítséget (BUDAY 2009, 2010, 2011; BUDAY & PÜSPÖKI 2011; BUDAY et al. 2009, 2015a), és egyes részei már több tanulmányban összefoglalásra kerültek (KOZÁK et al. 2010b; KOZÁK et al. 2011b; BUDAY 2012a; BUDAY et al. 2012a, 2013).

A sekély zónák energetikai bevonására vonatkozó megállapításokat a nem megfelelő adatsűrűség miatt csak általánosan, tervezési segédletekben (Stiebel Eltron 2012, Ochsner 2007), más országok szabványaiban megfogalmazott ajánlások (VDI 4640) alapján teszem meg.

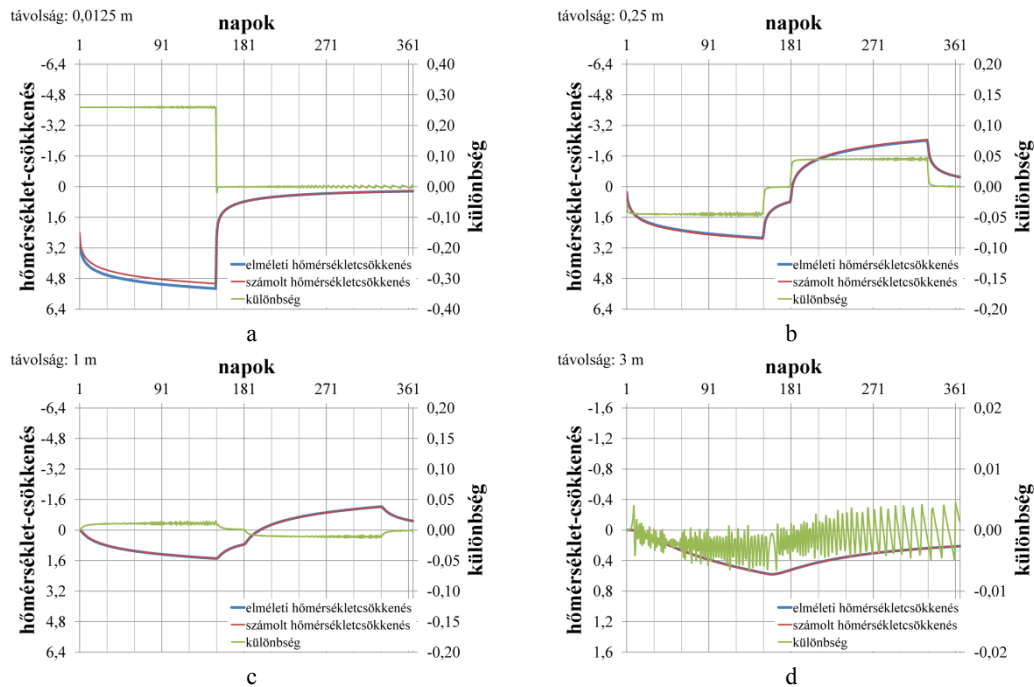
5. A MAXIMÁLIS ÉS OPTIMÁLIS HŐUTÁNPÓTLÓDÁS FELTÉTELEI KÜLÖNBÖZŐ RENDSZEREKBEN

5.1. Elméleti összefüggések és terepen mért értékek összehasonlítása

5.1.1. A kifejlesztett numerikus modell validálása analitikus eredményekkel

Először a 2D hengersizmetrikus modell és a végtelen vonalforrás modellből kapott eredmények kerültek összehasonlításra. A talajra vonatkozó paramétereket a Függelék 11.2. fejezete tartalmazza. A modellezett lineáris hőáram 10 W/m 150 napon keresztül, majd (a) nincs további hőbetáplálás, illetve (b) 30 nap pihentetés után 150 napig 10 W/m lineáris hőárammal betáplálás történik. A kapott napi átlaghőmérsékletek változását, valamint az eltéréseiket a hőcserélőtől 4 különböző távolságban vizsgáltam. Az első oszlop ($r=0,0125$ m) hőmérséklete esetében a numerikus modell jelentős, ugyanakkor a hőkivétel és a hőbetáplálás teljes időszakában konstans 0,26 °C-os eltérést mutat a hőkivétel és a hőbetáplálás időszakában az elméleti értéktől, ami kisebb, mint 8 %-os különbséget jelent két modell között. A pihentetési időszakban a hőmérsékletek különbsége a numerikus adatrögzítés kerekítésén ($\pm 0,005$) belül marad (30. ábra). 0,25 m és 1 m távolságban a termelési időszakra számolt különbség már kisebb, mint 0,050 °C és 0,015 °C (1,5 %-os, illetve 0,5 %-os eltérés). 3 m távolságban a különbség a kerekítés pontosságából származik, és kisebb mint 0,010 °C.

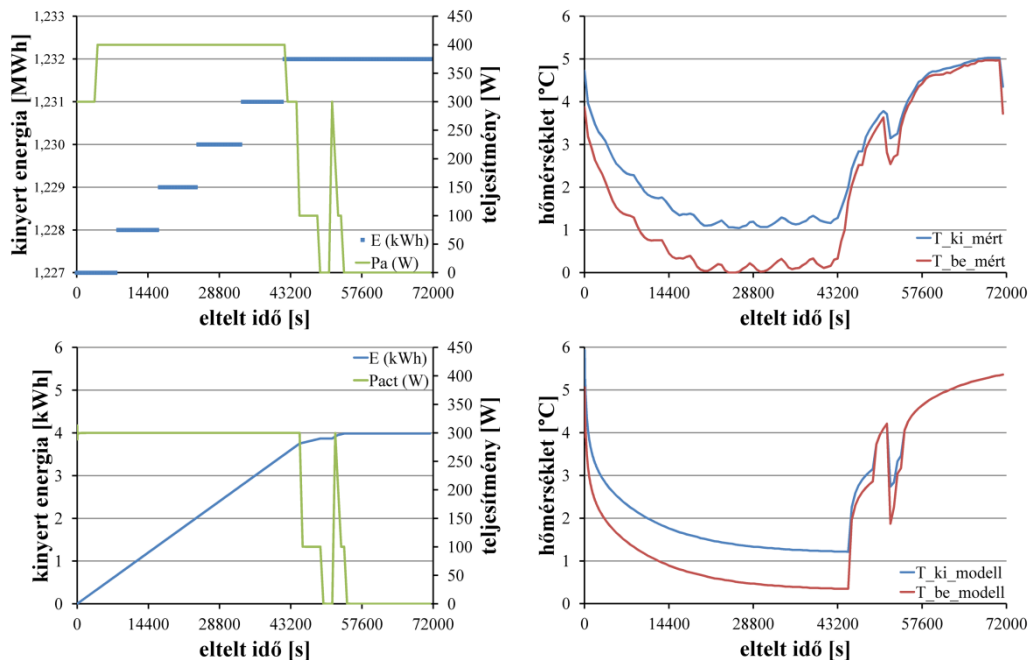
A doktori képzés keretében fejlesztett numerikus modellező program tehát az elméleti modellnek megfelelő eredményt ad. A numerikus modell használható összetettebb hőkivétel és hőbetáplálási séma, változatos földtani felépítés és technológiai kiépítés esetén is, elsősorban a szondáktól távolabbi cellákban.



30. ábra Az elméleti és modellezett napi átlaghőmérsékletek és eltéréseik (a) 0,125 m távolságban, hővisszatáplálás nélkül, (b) 0,25 m távolságban hővisszatáplálással, (c) 1 m távolságban hővisszatáplálással és (d) 3 m távolságban hőbetáplálás nélkül

5.1.2. A kifejlesztett numerikus modell validálása mérési adatok alapján – az energiakitermelés és energiabesajtolás hatásának vizsgálata

A Ruukki vállalat által elvégzett terepi mérések első hőkinyerési periódusában az 5. szonda adatait dolgoztam fel. Az előremenő és visszatérő hőmérsékletek mellett a rendszer a fluidumáramot, a teljesítményt és a betáplált összenergiát is rögzítette. Méréstechnikai okok miatt a teljesítmény csak „kvantáltan” volt mérhető, 0 W, 100 W, 300 W, 400 W értékeket vett fel. A mérés első fázisában rövid ideig 300 W, majd tartósan 400 W energiát rögzített a berendezés, míg a konstans fázis után volt még egy rövid idejű bekapcsolás (31. ábra). A legfontosabb megállapítás az adatok elemezhetőségével kapcsolatban, hogy a hőmérsékletekben megfigyelhető ciklicitás nem következik a rögzített teljesítményből. A hőmérsékletingadozás a leadott teljesítmény ingadozására utal, így feltételezhető a 400 W maximális teljesítmény 300 W átlagos teljesítmény mellett.



31. ábra Mért energia, teljesítmény és hőmérsékletadatok (fent) és egy közelítő numerikus modell (lent) a Ruukki terepi mérési adatai alapján

A modellezéshez a 3D hasábmódellet választottam, melyben a szimpla U csöves szonda és a benne kialakuló lamináris áramlás is részletesen leírt. A rendszer teljesítményvezérelt volt, a befolyó víz hőmérsékletét a kifolyó víz hőmérséklete és az aktuális teljesítményérték kinyeréséhez szükséges hőmérsékletcsökkenés határozta meg. A modellezett hőmérsékletcsökkenés 20 %-kal, azaz 1 °C-kal nagyobb, mint a mért értékek, így elvégeztem több különböző teljesítményfüggvénnyel a modellezést. Ezek közül a konstans 300 W-os modell hasonlít leginkább a mért értékekre (31. ábra).

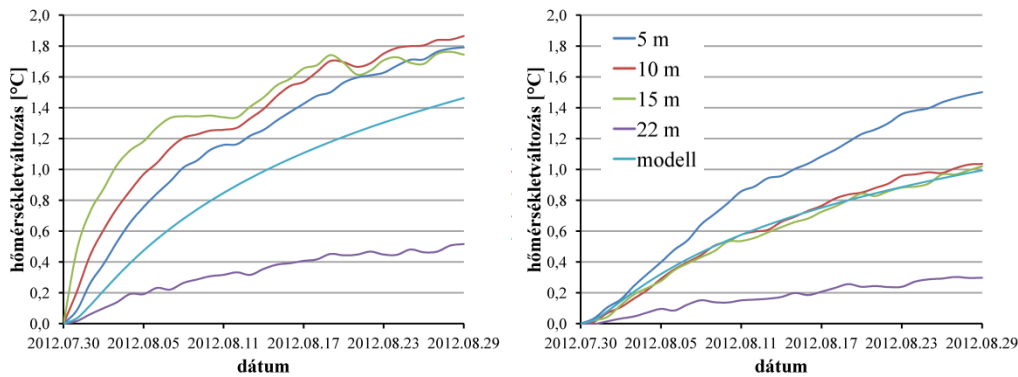
Megjegyzendő azonban, hogy a PE csövek között nincs távtartó, így a távolságuk nem állandó, és a nagyobb távolság kisebb hőmérsékletcsökkenést okoz. A hatás az egész szondát figyelembe véve valószínűleg kiegyenlítődik, de az adatok értelmezhetősége csökkenhet.

Egy következő vizsgálati fázisban a hőbetáplálás távolhatását vizsgáltam a 4. és 5. kör környezetében, a szondáktól 1 m távolságra. Mivel a hőmérséklet mélység szerinti változását nem lehetett beépíteni a modellbe (pl. a hőmérséklet 10 és 15 m-en majdnem azonos volt), így a hőmérsékletek változását 2D hengermodellben vizsgáltam. Mindkét esetben az egyik hőmérő a kitermelés mélységénél mélyebben helyezkedik el, így ennek hőmérsékletét csak tájékoztatóként adom meg.

A 4. szonda mellett 5 m, 10 m és 15 m mélységben mért hőmérsékletváltozások a mérés első fázisában egymástól kissé eltérnek, de a mérés végére ezek a különbségek csökkennek. A görbék lefutása teljesítményingadozásra utal. A modellezett érték a mért értékek alatt fut. Az 5. szonda környezetében a közepes mélységben elhelyezett hőmérők és a modellezett érték hasonló értékeket ad (32. ábra).

Az eltérésekre több magyarázat is adható. Az alkalmazott modell nem vette figyelembe a felszín felől érkező hőmennyiséget, a nem egyenletes talajhőmérsékletet, a földtani közeg esetleges inhomogenitásait. A modellezett értékek meredeksége adott Fo mellett a q/λ hányadostól függ. Ennek kis mértékű pontatlansága már jelentős különbséget okozhat a numerikus modellek között.

A numerikus számítások és a mért értékek összehasonlítását egyéb esetekben is meghatároztuk (BUDAY & TÖRÖK 2012), és ez alapján a numerikus modell eredményeit az összetettebb folyamatok esetében is alkalmasnak találom a jelenség leírására.



32. ábra Mért és modellezett hőmérsékletváltozás a 4. (bal) és 5. (jobb) körben ($P_4=379$ W, $l_4=20,6$ m, $P_5=240$ W, $l_5=19,2$ m, $\alpha=9,23 \cdot 10^{-7}$ m²/s, $\lambda=1.8$ W/(m·K))

5.1.3. A 100 méternél sekélyebb zónák hőmérsékletének vizsgálata

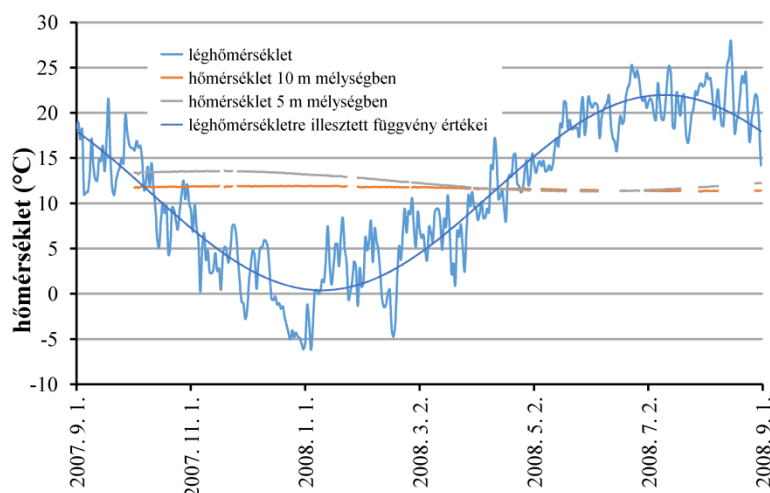
5.1.3.1. MEAK adatsorok 100 m mélységig

A MEAK-ban az első fűtési szezon 2007 októberében kezdődött, a rendszeres mérések beindulása után kb. 1,5 hónappal. Mivel a hőkivétel hatása a szondákhoz közeli zónákban már viszonylag kis idő eltelte után jelentős lehet, így a zavartalan hőmérséklet tanulmányozásához vagy a 2007 szeptemberi, vagy a szondától távolabb mért hőmérsékletértékeket vettem figyelembe. Az értekezésben részletesen csupán a 10. számú szonda esetében kívánom az összefüggéseket bemutatni (33. ábra), mivel a szondatesztet is ezen végeztük el. Bár a felszín alatti hőmérsékletmező kialakulása az általam vizsgált mélységben sok év felszíni hőmérsékletváltozásából adódik, a vizsgált időszak napi középhőmérsékleteit és az adatokra illeszthető szinuszos görbét is megadom. A mért adatokra legjobban illeszkedő függvények egyenlete:

$$\text{levegő:} \quad T(t) = 11.16 + 10.79 \cdot \cos(\omega_y \cdot t + 2.98) \quad ^\circ\text{C} \quad (5.1.)$$

$$5 \text{ m mélységben:} \quad T(t) = 12.40 + 1.14 \cdot \cos(\omega_y \cdot t + 0.65) \quad ^\circ\text{C} \quad (5.2.)$$

$$10 \text{ m mélységben:} \quad T(t) = 11.65 + 0.26 \cdot \cos(\omega_y \cdot t + 0.08) \quad ^\circ\text{C} \quad (5.3.)$$



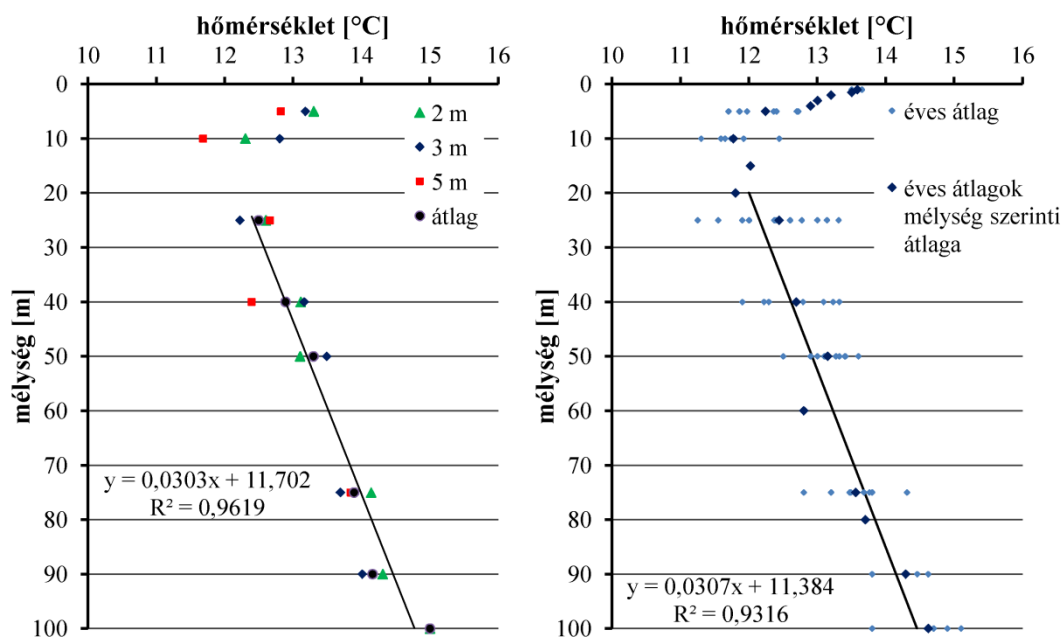
33. ábra A levegő és a 10. szonda mellett 5 m és 10 m mélységben mért hőmérsékletének évi járása (hőmérsékletadatok forrása SZALAI et al. 2013)

A módszertani részben megadott egyenletek alapján elkészült a hődiffúzió számítása a felső 5 m-re, valamint az 5–10 m-es mélységközre. A kapott eredmények közül 3 hasonló nagyságrendű, míg a negyedik egy nagyságrenddel nagyobb a többinél (6. táblázat). A kisebb értékek a száraz üledékekre, míg a nagyobb értékek a nedves üledékekre jellemzőek. A területen nem ismert a talajvízszint mélysége és éves járása, de az adatok alapján feltételezhető, hogy 5 m-nél sekélyebb az éves átlagos szint, így az 5–10 m közötti értékek a telített zónára vonatkoznak.

	0 m és 5 m között	5 m és 10 m között
az amplitúdók csökkenése alapján (4.17.)	$1,77 \cdot 10^{-7}$	$2,66 \cdot 10^{-7}$
a fázistolódás alapján (4.18.)	$7,35 \cdot 10^{-8}$	$1,22 \cdot 10^{-6}$

6. táblázat A zavartalan hőmérséklet-eloszlásból számolt hődiffuzivitás (m^2/s -ban)

A 10-es szonda környezetében 10 m-nél mélyebben 25 m, 40 m, 50 m, 75 m, 90 m és 100 m mélységben történt hőmérsékletmérés. Már 20 m mélységben sem lehet a hőmérséklet évi járását kimutatni, e zónák természetes hőmérsékletét már a hőáram, a hővezető-képesség és az esetleges vízmozgás befolyásolja. A szonda melletti geotermikus gradiens meghatározását a 2007. szeptember 28-ai adatok alapján végeztem, a 25 m és 90 m közötti mérések átlagára illesztett egyenes alapján a geotermikus gradiens $26 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$ (34. ábra). Az összes szonda esetében elvégeztem az éves átlaghőmérséklet meghatározását. Az értékelhető adatokra 10 m és 100 m között illesztett egyenes meredeksége $30 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$, míg a 10 m-nél sekélyebb zónákban több $^\circ\text{C}$ -os éves átlaghőmérséklet emelkedés mutatható ki.

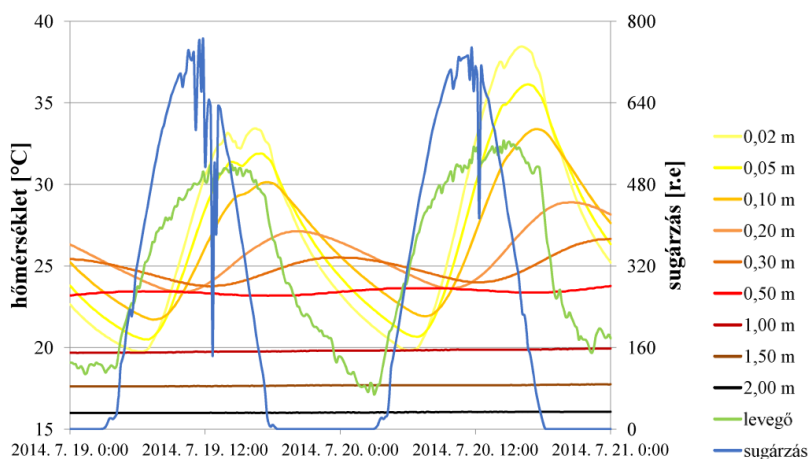


34. ábra 2007. szeptember 28-i napi átlaghőmérséklet a 10. hőszonda körül a mélység függvényében (balra) és az éves átlaghőmérsékletek mélységfüggése (jobbra) a MEAK monitoringadatai alapján

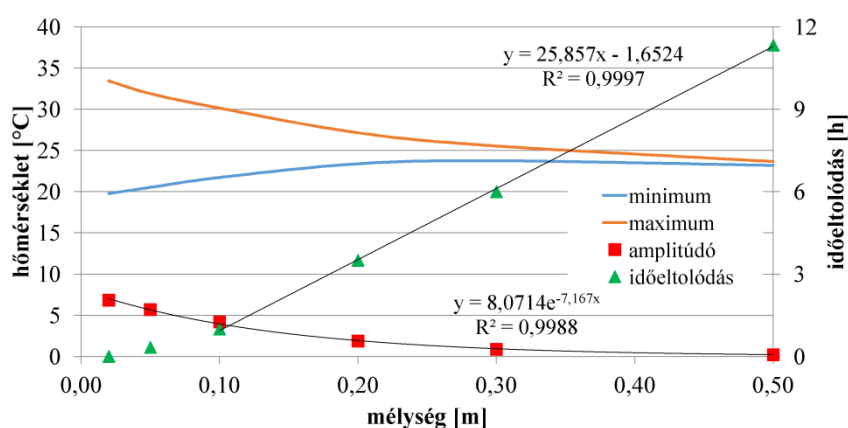
5.1.3.2. Hőmérsékletváltozás 20 m mélységig (MEP, Agrometeorológiai Obszervatórium)

A Megújuló Energiapark mérési adatai segítségével jelenleg 2 m mélységig lehet a hőterjedés dinamikáját vizsgálni, az előző alfejezetben bemutatotthoz képest jobb felbontásban, és a kutatóhelyen mérhető sugárzással és levegőhőmérséklettel is összevethető módon. Nyári napok adatai (35-36. ábra) alapján a modellhez képest a következő tanulságok vonhatók le:

- napi szinten nem igazolható a szinuszos hőmérsékletváltozás;
- a 2 cm mélységben elhelyezett hőmérő esetében a lokális szélsőértékek a besugárzáshoz és a levegőhőmérsékletéhez képest késnek;
- a napsugárzás intenzitásának kismértékű napi ingadozása a talaj felső 10 cm-ében mutatható ki;
- a napi hőmérsékletingás behatolási mélysége a vizsgált területen 1 m.



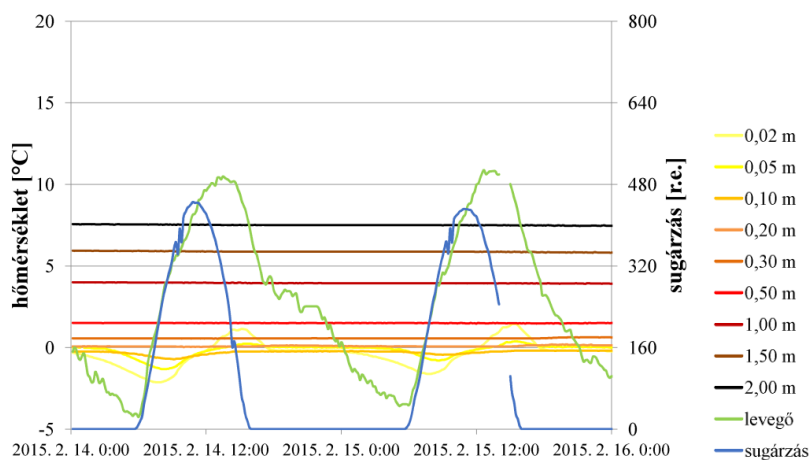
35. ábra Mért sugárzás, levegő és talajhőmérséklet értékek, Megújuló Energiapark, 2014. július 19–20.



36. ábra Napi minimum és maximum hőmérséklet és hőmérséklet-amplitúdó változása a mélységgel, Megújuló Energiapark, 2014. július 19.

A kiválasztott napra elvégeztem a maximumok és minimumok helyének, nagyságának, különbségének mélység szerinti vizsgálatát (36. ábra), mely alapján a napi hőmérsékletváltozásokra meghatározható a hődiffúzitás, értéke $7,079 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ -nak adódott. A fáziseltolódásból meghatároztam a félnapnyi eltolódás mélységét (0,52 m), valamint a hődiffúzitást ($7,935 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$).

A téli időszakban a hőmérséklet napi járása (37. ábra) néhány tulajdonságában jelentősen eltér. Ezek közül kiemelendő a kisebb behatolási mélység, valamint a szinuszos jelleg elvesztése – mindkettő visszavezethető a talajnedvesség halmazállapot-változásához szükséges időtartamra. Az érzékelők tanulsága alapján nem elsősorban szabad víz, hanem kötött víz fagyásáról és olvadásáról lehet szó, ugyanis az olvadáspont hőmérséklete $-0,2 \text{ }^\circ\text{C}$.



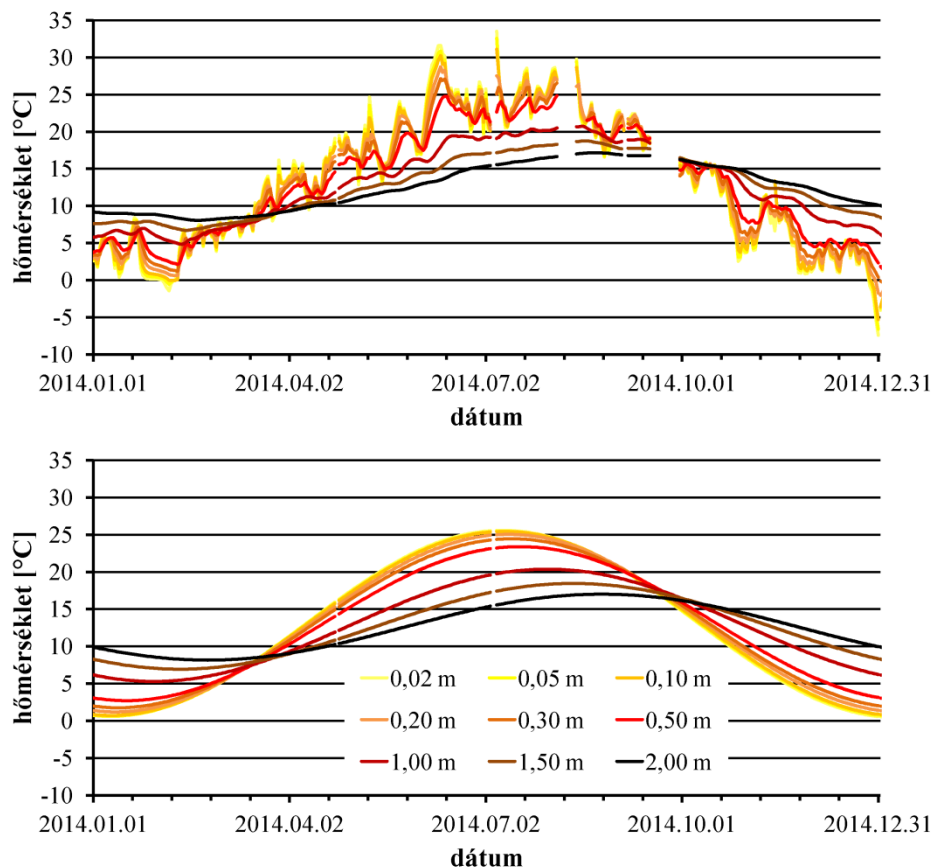
37. ábra Mért sugárzás-, levegő- és talajhőmérséklet értékek, Megújuló Energiapark, 2014. február 14–15.

A különböző időjárási viszonyok között kialakuló hőmérséklet-eloszlások alapján bizonyított, hogy a sekély hőmérsékletek érzékenyen reagálnak a csapadékhullásra is. Eső esetén a beszivárgás viszonylag gyorsan kiegyenlíti a felső 10 cm hőmérsékletkülönbségeit. Ónos eső és hó esetén a felszín közeli hőmérsékletek $0 \text{ }^\circ\text{C}$ körüliek lesznek, lassú olvadás esetén ez az érték több napra állandósul. E jelenség legfontosabb következménye, hogy a hóval borítottság csökkenti a felső rétegek hőleadását, ezzel elősegíti a rendszerek hőmérsékletének regenerálódását (BUDAY et al. 2015b). E jelenség a mezőgazdaságban is jól ismert és az őszi vetés megmaradásának záloga.

A napi középhőmérsékletek éves változása annak ellenére alkalmas a szinuszos függvények illesztésére (38. ábra) és a függvényparaméterek meghatározására, hogy a több hetes időtartamú időjárási anomáliák hatásai 2 m mélységben még kimutathatók. A számított paraméterértékek alapján meghatároztam az egyes mélységtartományok jellemző hődiffúzitását (7. táblázat). Mivel a kapott adatok alapján a 0,2 m-nél mélyebb adatokra a paraméterek mélységfüggését leíró függvények jól illeszthetők, így erre a mélységtartományra e függvények paramétereiből is meghatároztam a hődiffúzitást.

mélység	T_0 (°C)	A_v (°C)	ϕ (rad)	mélységköz (m)	$\alpha(A_v)$ (m ² /s)	$\alpha(\phi)$ (m ² /s)
0,02	13,015	12,565	3,002	0,02–0,05*	$6,623 \cdot 10^{-7}$	$1,110 \cdot 10^{-6}$
0,05	13,032	12,420	2,993	0,05–0,10*	$9,370 \cdot 10^{-6}$	$2,344 \cdot 10^{-6}$
0,10	13,074	12,356	2,982	0,10–0,20*	$7,782 \cdot 10^{-7}$	$9,931 \cdot 10^{-7}$
0,20	13,119	11,921	2,951	0,20–0,30*	$4,139 \cdot 10^{-7}$	$1,655 \cdot 10^{-6}$
0,30	13,100	11,351	2,926	0,30–0,50*	$4,588 \cdot 10^{-7}$	$9,286 \cdot 10^{-7}$
0,50	13,047	10,341	2,861	0,50–1,00*	$2,491 \cdot 10^{-7}$	$5,209 \cdot 10^{-7}$
1,00	12,826	7,537	2,642	1,00–1,50*	$3,433 \cdot 10^{-7}$	$5,735 \cdot 10^{-7}$
1,50	12,694	5,758	2,434	1,50–2,00*	$3,605 \cdot 10^{-7}$	$4,904 \cdot 10^{-7}$
2,00	12,585	4,427	2,209	0,10–2,00**	$3,188 \cdot 10^{-7}$	$5,737 \cdot 10^{-7}$
5,00	12,80	1,70	0,1	* a mélységtartomány határait jellemző paraméterértékek alapján ** a mélységtartományba eső adatpontokra illesztett görbe paraméterei alapján		
7,50	12,35	0,53	5,1			
10,00	11,90	0,25	3,8			
12,50	11,75	0,14	3,4			
15,00	11,75	0,06	2,1			
17,50	11,75	0	nem releváns			
20,00	11,87	0				

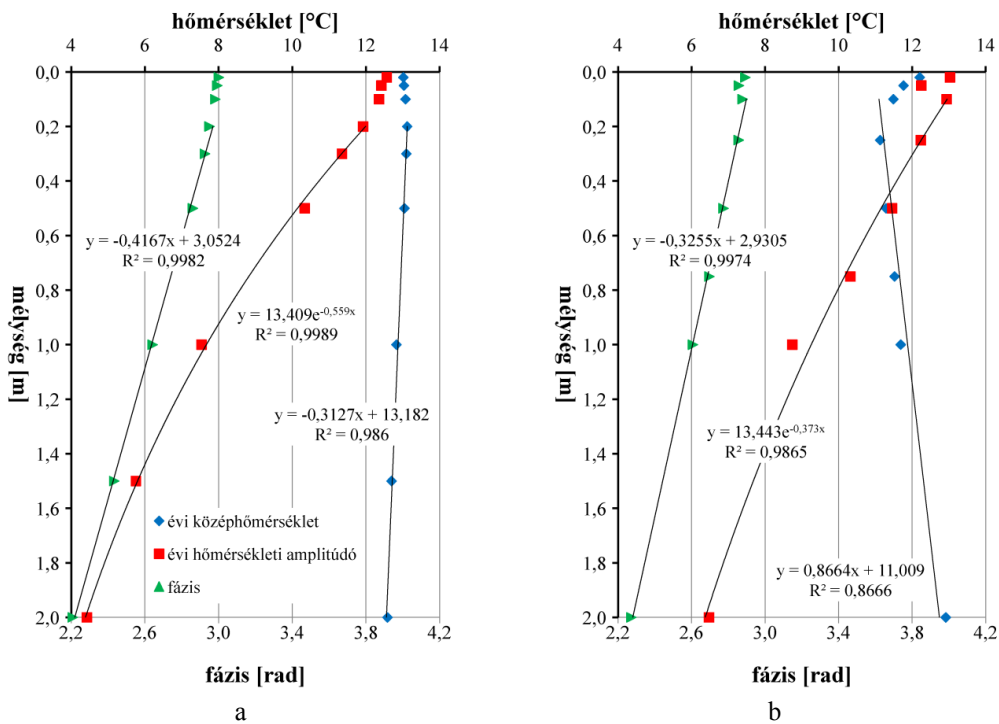
7. táblázat A meghatározott paraméterek és a számolt hődiffuzivitás értékek



38. ábra Mért (fent) és modellezett (lent) hőmérséklet-eloszlás, Megújuló Energiapark, Debrecen

A kisebb mélységek esetén az elméleti függvényektől való eltérés véleményem szerint a pórusvíz hiányával és a hőáramlás (talajlevegő cseréje) jelenlétével magyarázható. A kapott értékek a $2,5 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s} - 2,5 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ értéktartományba esnek. Ez megfelel a Debrecen környezetében a felszínen és a felszín közeli mélységekben előforduló finomhomokos-lösszős üledékekre jellemző értékeknek. Az eredmények mélység szerinti változása a rétegek homok-, agyag- és víztartalmának kismértékű különbségéből adódhat.

A sekély zónák hőmérséklet-eloszlása a fáziseltolódás és az amplitúdócsökkenés tekintetében megfelelt a matematikai modellnek, ugyanakkor a napi, valamint az éves átlaghőmérsékletek a felső 10 méterben mind a MEAK, mind a MEP területén csökkennek (33., 34., 36. és 39.a ábra), majd körülbelül 10 m és 20 m között az értékük konstans. Referenciaként elvégeztem a Debreceni Egyetem Agrometeorológiai Obszervatóriumában mért adatok elemzését, ahol a 2 m-ig meghatározott paraméterek (39.b ábra) alapján a 10 cm és 2 m mélységtartományban az évi középhőmérséklet az elméleti modellnek megfelelően nő, míg a felszíni hőmérséklet a városperemi értéktől 1–3 °C-kal kisebb. Következésképpen a külterületi mérőállomás és a városperemi mérőállomásokon mért hőmérsékletprofilok eltérőek, és egyik esetben sem alakult ki permanens hővezetés.



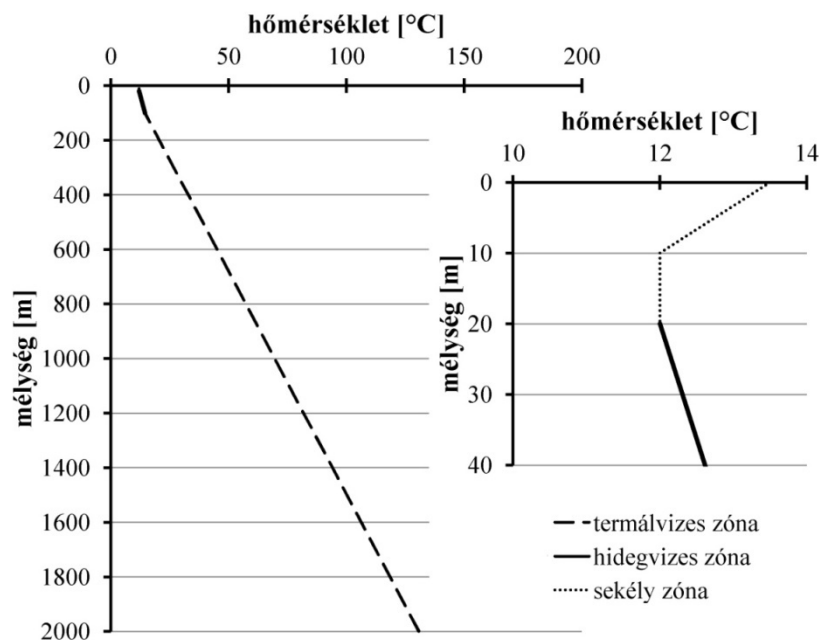
39. ábra Talajhőmérséklet-adatsorra illesztett közelítő szinuszos függvények paramétereinek függése a mélységtől, Debrecen
(a) Megújuló Energiapark, 2014; (b) Agrometeorológiai Obszervatórium, 2009-2011

E jelenségek egyik oka az, hogy a felszín átlaghőmérséklete változik, mely kapcsolódhat a globális klímaváltozáshoz és a városi hősziget jelenségéhez egyaránt. Mindkét esetben a felszín alatti térrész hőmérsékletprofilja is megváltozik, a felszín

közeli zónák melegednek (pl. CERMAK 1971; POLLACK & HUANG 2000; HUANG et al. 2000; BANKS et al. 2009; FERGUSON & WOODBURY 2007; AROLA & KORRKA-NIEMI 2014; EGGLESTON & MCCOY 2015). Ez utóbbi Debrecenben részletesen megkutatott és kimutatott (SZEGEDI et al. 2014a,b), rövid távú hatása a sekély rétegekben klímaváltozás hatásainál jelentősebb, így – figyelembe véve az Agrometeorológiai Observatóriumból származó adatokat – a városi hősziget hatásnak biztosan jelentős szerepe van a felszínközeli rétegek hőmérsékletének növekedésében és a negatív hőmérsékleti gradiens kialakulásában.

5.1.3.3. Hőmérsékletprofil Debrecen környezetében

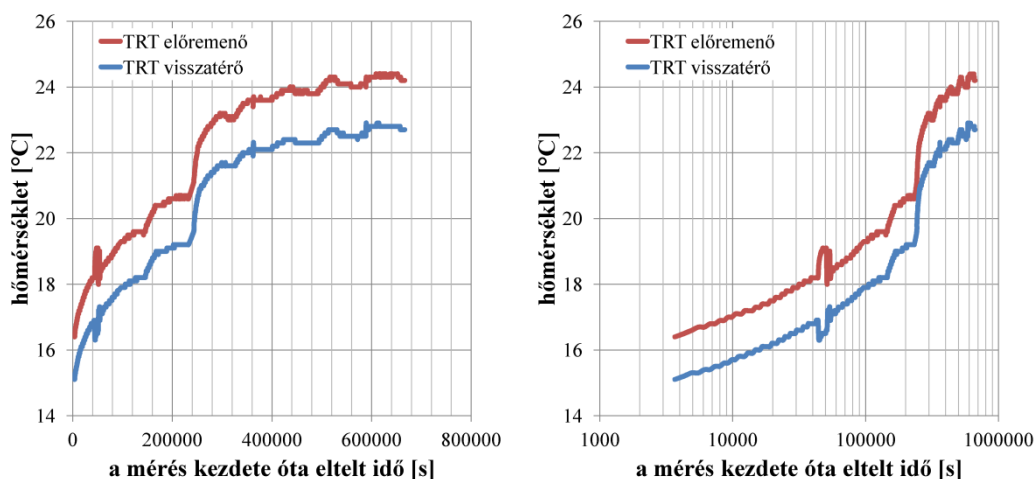
A 100 m-nél sekélyebb zónákra elvégzett kutatásaim, az ivóvízes kutak talphőmérsékleteit és a termálvízes zónák hőmérsékletadatait feldolgozó tanulmányok (pl. BUDAY 2011; BUDAY et al. 2015a,b) adatai alapján Debrecen környékén a hőmérsékletprofilon az aljzatig 4 zóna különíthető el (40. ábra). A zónák határai és a rájuk jellemző értékek lokálisan kis mértékben változhatnak. A termálvízes zónában kimutatott 61 °C/km-es gradiensű zóna felett egy csökkent gradiensű, kb. 30 °C/km-es értékkel jellemezhető zóna alakult ki. Ennek kialakulásában a bemutatott városi hőszigethez és klímaváltozáshoz köthető okok mellett megjelenhet az intenzív ivóvíztermelés miatti vertikális víz- és hőáramlás hatása is, mely elsősorban az ivóvízbázisok közelében jelentős. A két zóna határa 100–200 m között húzható meg. A felszínközeli, 20 m-nél sekélyebb rétegekben kialakulhat egy konstans hőmérsékletű zóna, ami felett egy negatív geotermikus gradiensű öv található. Ez utóbbiban a hőmérséklet évi járása is megfigyelhető.



40. ábra Debrecen környezetében kialakult, 2000 m-ig igazolt hőmérsékletprofil és annak a talajvízes zónában kinagyított része

5.1.4. A szondateszt adatainak kiértékelése

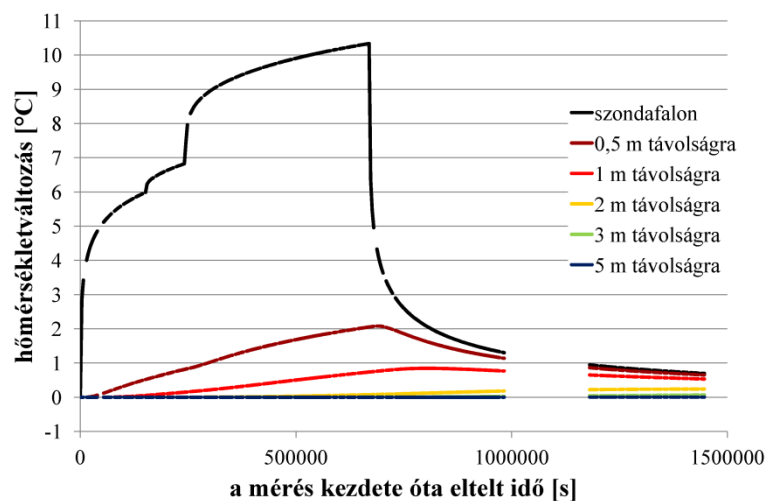
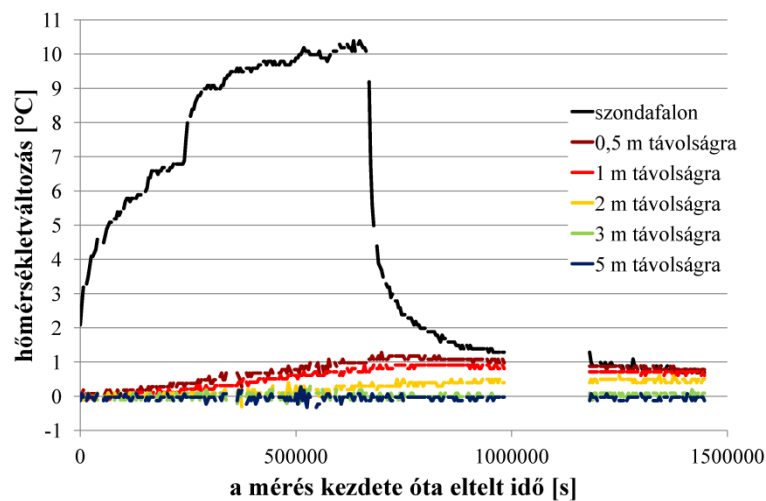
A MEAK-ban elvégzett mérés során bekövetkező problémák miatt nem lehetett a szondateszt kiértékelésének szokásos összefüggését alkalmazni (SIGNORELLI et al. 2007). Bár az egyes fűtési fázisokban a hőmérséklet az idő logaritmusával arányosan nőtt (41. ábra), de az adatok nem voltak elég pontosak ahhoz, hogy csak a 10. szonda bemenő és visszatérő hőmérsékletére vonatkozóan legyenek elfogadhatóak. Ehelyett a földtani közegben mért hőmérsékletváltozásokra illesztettem egy olyan függvényt, mely négy különböző hőteljesítményű fűtés szuperpozíciója, így összesen egy adott távolságban 9 változótól függ az érték. Ezek egy része nagy pontossággal megadható (különösen egyes időpontok), így a paraméterek száma csökkenthető. Az MS Excel Solver bővítménye segítségével elvégzett ($r=0.016$ m-re optimalizált) illesztés eredményeit a 8. táblázat és a 42. ábra tartalmazza.



41. ábra A szondateszt során mért hőmérsékletváltozások ekvidisztáns és szemilogaritmikus diagramban

az első fázis kezdete	0 s
a második fázis kezdete	151500 s
a harmadik fázis kezdete	244000 s
a zárás időpontja	670000 s
az első fázis teljesítménye	1380 W
a második fázis teljesítménye	110 W
a harmadik fázis teljesítménye	510 W
a negyedik fázis teoretikus teljesítménye	-2000 W
a földtani közeg hővezető-képessége	1.3 W/(m·K)
a földtani közeg hődiffúziivitása	$9 \cdot 10^{-7}$ m ² /s

8. táblázat A szondateszt kiértékelése során meghatározott paraméterek



42. ábra A szondateszt során mért hőmérsékletváltozás 10 m mélységben (fent) és a modellezett hőmérsékletváltozás 10 m mélységben (lent), különböző távolságokban

A kapott adatok alapján megadható az összes távolságra a hőmérsékletváltozás, mely 1 m és 3 m távolságban a mért adatoknak megfelelő, míg a 0,5 m távolságban a modellértéknél jóval kisebb változások mérhetők, a 2 m esetében pedig kevéssel kisebbek.

Az elvégzett vizsgálatok eredmények alapján a működő szondarendszerek monitoringhálózata által szolgáltatott adatok a TRT berendezés által mért adatokat kiegészítik, a kapott eredmények kiértékelését elősegítik és a kapott eredmény megbízhatóságát jelentősen javítják. A rendszerek hőtani viselkedésének hasonlósága miatt azonban a monitoringadatok egyedül nem alkalmasak a hővezető-képesség megállapítására, csak ha az elnyelt energia értéke pontosan ismert.

5.2. Sekély zárt rendszerek hőutánpótlódása

5.2.1. A maximálisan kitermelhető hőenergia értelmezése és meghatározása

5.2.1.1. A hőmérsékletcsökkenés és következményei

A hővezetési egyenletek megoldásai megmutatják, hogy adott fajlagos hőteljesítmény és hővezető-képesség esetén mekkora hőmérsékletcsökkenés alakul ki a szonda környezetében. Megfordítva az ok-okozati összefüggéseket, ugyanez az egyenlet megmondja, hogy mekkora fajlagos hőteljesítmény vehető ki, ha maximalizált a hőmérsékletcsökkenés a szonda felületén. Ez az elsődleges közelítésként használható végtelen vonalforrás modell (4.19. – 4.29. egyenletek) esetében:

$$\Delta T = \frac{q_l}{4\pi\lambda} \int_{\beta}^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du = \frac{q_l}{4\pi\lambda} E_1(\beta_{r_0}) \quad K \quad (5.4.)$$

$$q_{l,\max} = \frac{4\pi\lambda\Delta T_{\max}}{E_1(\beta_{r_0})} \quad K \quad (5.5.)$$

Bár az összefüggés érvényessége a szonda felületénél korlátozott, arra vonatkozóan informatív, hogy a $q_{l,\max}$ értékét milyen módon értelmezhetjük. A maximális kivehető hőteljesítmény tehát függvénye a hővezető-képességnek, az exponenciális integrálon keresztül az eltelt időnek és a hődiffuzivitásnak, valamint a méretezés során maximálisan megengedett hőmérsékletcsökkenésnek.

A hőszivattyús rendszerekben egy adott kiépítés (pl. szondahossz) és földtani adottságok mellett a maximálisan kivehető energiát további két tényező határozza meg. Az egyik gazdasági feltétel, ugyanis a megnövekedő energiakinyerés a primeroldal hűlését vonja maga után, ez pedig a hőszivattyú aktuális COP értékét rontja (OCHSNER 2007; BUDAY et al. 2014a, 2014b), adott energiamennyiség megtermelése így drágább lesz. Ez a feltétel inkább elvi jelentőségű, mert sok esetben még így is olcsóbb, mint egy kiegészítő fűtés használata.

Tényleges műszaki határt a primeroldalon keringtetett fluidum hűlése okoz. Ha a folyadék tiszta víz, akkor 0 °C megközelítése sem ajánlott, hogy ne fagyjon meg a hőközvetítő fluidum, de fagyálló folyadék használata esetén sem lehet tartósan 0 °C alatt a hőmérséklet. Ennek oka, hogy a földtani közeg túlhűlését okozhatja, másrészt a csővezetékekre a pára kifagyhat, ezáltal a hőátadás lehetősége csökken, s esetleg a hőszivattyú hibát érzékelve leáll.

Az egyik legjelentősebb, általunk is változtatható érték tehát a maximálisan megengedhető hőmérsékletcsökkenés, mellyel a kivehető fajlagos hőteljesítmény egyenesen arányos. Első megközelítésben ez az érték fagyállóval töltött rendszerek esetén megegyezik a földtani közeg °C-ban kifejezett átlagos hőmérsékletével. Ez a megközelítés csak a folyamatosan azonos teljesítménnyel működő rendszerekre igaz, például ipari hőigény kielégítése esetén.

Az E_1 értéke átlagos földtani adottságokat és 30 éves folyamatos működést feltételezve 14. Megengedve a hazai körülmények közötti 11 °C-os maximális hőmérsékletcsökkenést, a maximálisan kitermelhető fajlagos teljesítmény $q_l=17.76$ W/m. Az ugyanilyen anyagú üledékekre vonatkozóan a méretezési táblázatok (VDI 4640; OCHSNER 2007; Stiebel Eltron 2012) ennek az értéknek legalább a dupláját (30 W/m – 35 W/m) javasolják a számításokban felhasználni. Ez az érték egy 1800 órás

éves üzemidejű fűtésnél számításokkal igazoltan elegendő (DÖRING és REGER modelljei BUDAY et al. 2014c-ben). Ennek elsődleges oka, hogy a legtöbb rendszerben a hőigény nem folytonos működést eredményez, ugyanis a fűtési szezonon kívül csupán a használati melegvíz előállítás történik, a fűtési szezonon belül is eltérő a napi hőigény.

5.2.1.2. A lyukképzés hatása a termelés során kialakuló hőmérsékletre

A lyukképzés hatásainak vizsgálata egy összetett, acélcsőben elhelyezett hőszonda esetében történt, kezdetben a ZEMUSIC, majd részben a DENZERO projekt keretében. A térben kevésbé részletes modellezés 2D hengermodellben történt. A disszertációban bemutatott modellekben (BUDAY 2014) a hőkivétel alapértéke 20 W/m, a kiindulási hőmérséklet alapértéke 11 °C. Az alapmodellben szereplő anyagok fizikai tulajdonságai megegyeznek a dolgozatban több helyen használt értékekkel (Függelék, 11.2. fejezet). Emellett a földtani közeg kiindulási hőmérsékletét és hővezető-képességét változtatva a helyszín paramétereinek hatását, a tömedékelés és béléscső paramétereinek változtatásával a kiépítés hatását, míg a fajlagos energia változtatásával a méretezési elvek hatását vizsgáltam (9. táblázat). Az értékek hazai viszonyok között átlagos adottságú területeken létesíthető szondák, valamint egy 10 kW teljesítményű, Magyarországon forgalomban levő hőszivattyú adatai alapján kerültek meghatározásra.

modell no.	λ_{talaj} [W/(Km)]	kiindulási hőmérséklet [°C]	fajlagos energia ^a [W/m]	szonda-hossz [m]	hőszivattyú által leadott energia [kWh]
0.0	1,8	11	20	500	43200
0.1	2,1	11	20	500	43200
0.2	1,5	11	20	500	43200
2.1	1,8	11	30	334	43200
2.2	1,8	11	40	250	43200
4.1	1,8	9	20	500	43200
4.2	1,8	13	20	500	43200

^a a hőszivattyú által leadott teljesítmény és a szondahossz hányadosa

modell no.	λ_{talaj} [W/(m·K)]	acélcső sugara [mm]	$\lambda_{töm}$ [W/(m·K)]	$c_{töm}$ [J/(kg·K)]	hőszivattyú által leadott energia [kWh]
3.0	1,8	200	2,1	880	43200
3.3	1,8	400	2,1	880	43200
3.400	1,8	600	2,1	880	43200
3.401	1,8	600	2,1	1760	43200
3.410	1,8	600	2,4	880	43200
3.411	1,8	600	2,4	1760	43200
3.420	1,8	600	2,7	880	43200
3.421	1,8	600	2,7	1760	43200
3.5	1,8	200	1,8	1500	43200
3.6	1,8	–	2,1	880	43200

9. táblázat A lyukképzés és üzemeltetés hatását vizsgáló modellek legfontosabb paramétereit

A vizsgálat tárgya a modell középpontjában található cella hőmérsékletének és ebből következően az aktuális COP értéknek a változása egy 180 napos fűtési szezonban, valamint az SPF érték meghatározása. A COP és SPF értékek ismeretében a külső energia megtermeléséhez kapcsolódó CO₂-kibocsájtás is kiszámolható, a hazai áramtermelés fajlagos CO₂-kibocsájtását 316 g/kWh értéknek véve (IEA 2013b).

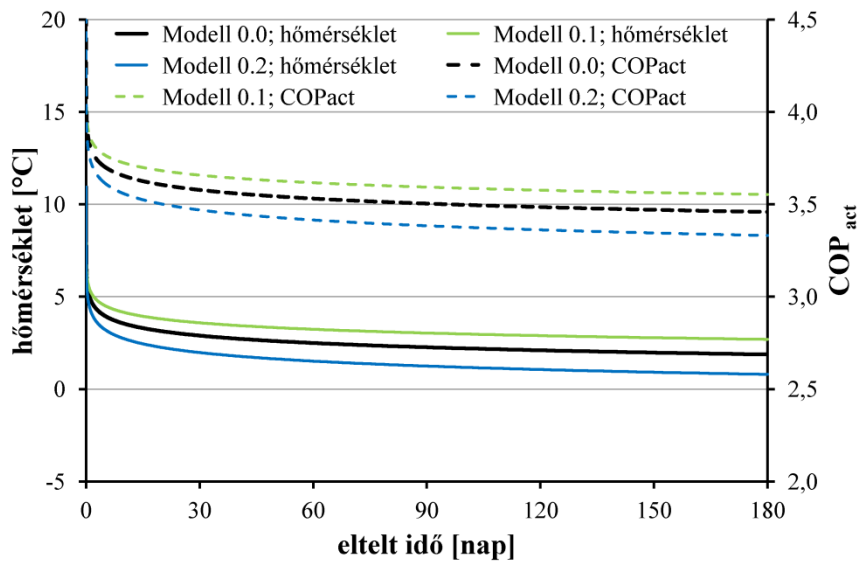
A modellek alapján (43. ábra, 10. táblázat) az alábbi megállapításokat teszem:

- A földtani közeg hővezető-képessége és kiindulási hőmérséklete alapvető fontosságú a maximális hőmérsékletesésben, de ez a hatás az SPF értékekben, illetve a relatív kibocsájtásokban csak 2–6 %-os változást jelent.
- Az acélső és tömedékelés használata kedvező a hőmérsékletcsökkenés és az SPF érték szempontjából, hatásuk összegződik és az alkalmazott fizikai paraméterek esetén csak kis mértékben függ a csőátmérőtől.
- A tömedékelő anyag hővezető-képességének növekedése növeli a kinyerhető energiát, míg a fajlagos hőkapacitás változtatása nem módosítja azt lényegesen. Ennek oka, hogy a hőszivattyú 600 mm-es átmérőjű környezetéből kinyert energia a modellek (pl. 3.400) alapján a teljes kinyert energiának kb. 30-ad része, azaz a teljes energiamennyiséget csak kis mértékben befolyásolja.
- A kisebb fajlagos hőtéljesítmény nagyobb SPF értéket és kisebb fajlagos CO₂-kibocsájtás jelent.
- A hőmérsékletváltozások alapján a csak hőkitermelésre használt rendszerek által maximálisan kinyerhető energia kb. 20 %-kal növelhető megfelelő tömedékelés és acélső használatával.

A kapott eredmények alapján a rendszerek kismértékű túlméretezése a fenntartható üzemeltetés és a földtani közeg szempontjából kedvező. A kiépítés és az üzemeltetés költségeit ez ugyan növeli, de ennek értéke a túlhűlő rendszerek üzemeltetési költségeinél egy nagyságrenddel kisebb (ÁDÁM 2012).

modell	maximális hőmérséklet-esés [°C]	SPF [-]	környezeti energia [MWh]	külső energia [MWh]	CO ₂ kibocsájtás [kg/év]	relatív fajlagos CO ₂ kibocsájtás [-]
0.0	9,13	3,52	30,94	12,26	3874,72	1,000
0.1	8,31	3,61	31,24	11,96	3780,45	0,976
0.2	10,21	3,41	30,52	12,68	4008,18	1,034
2.1	12,88	3,10	29,26	13,94	4400,22	1,14
2.2	16,01	2,74	27,45	15,75	4975,59	1,28
3.0	8,65	3,58	31,13	12,07	3813,79	0,984
3.3	8,61	3,58	31,15	12,05	3807,97	0,983
3.400	8,56	3,59	31,17	12,03	3802,68	0,981
3.401	8,53	3,60	31,20	12,00	3791,89	0,979
3.410	8,17	3,64	31,32	11,88	3754,03	0,969
3.411	8,13	3,65	31,35	11,85	3743,85	0,966
3.420	7,86	3,67	31,44	11,76	3716,64	0,959
3.421	7,82	3,68	31,47	11,73	3706,92	0,957
3.5	8,98	3,54	31,00	12,20	3855,57	0,995
3.6	8,80	3,56	31,07	12,13	3832,93	0,989
4.1	9,34	3,31	30,16	13,04	4119,27	1,063
4.2	8,89	3,73	31,63	11,57	3655,07	0,943

10. táblázat A lyukkiépítés hatását vizsgáló modellekben számított paraméterek



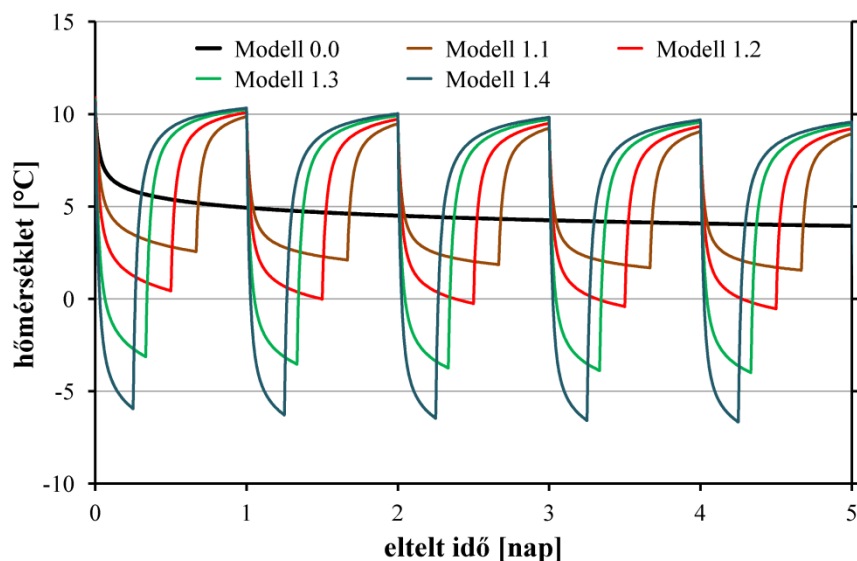
43. ábra Azonos leadott hőszivattyú teljesítmény hatására kialakuló hőmérsékletcsökkenés és COP érték különböző adottságok esetén

A kapott adatok kvalitatívan általánosíthatók más sekély kiépítésekre is, így például a hőcölöpökre, hőkosarakra, illetve egyéb, alapozásban elhelyezett hőcserélő rendszerekre. Amennyiben a kiépítés során a talaj, altalaj paramétereikhez képest termikusan javított anyagok építhetők be, akkor a kitermelhető energiamennyiség nagyobb, az üzemeltetési költségek alacsonyabbak, az energiaraktározás hatékonyabb. Optimális esetben a termikusan javított tömedékelés a környezetre nem ártalmas, nagy a térfogati fajhője és jó a hővezető-képessége, esetlegesen képes izoterm hőraktározásra az érintett hőmérsékleti tartományban (10–15 °C).

5.2.1.3. Az üzemelési feltételek hatása a termelés során kialakuló hőmérsékletre

Egy adott nap hőigényének kielégítése számos módon megtörténhet. Az egyik véglet a folyamatos üzemelés viszonylag kis fajlagos teljesítménnyel, míg a másik egy rövid, de intenzív hőkivétel. Ez utóbbi intenzívebb hőmérsékletcsökkenést és hosszabb regenerációs szakaszt jelent. 2D hengermodellben számítottam a hőszivattyú hőleadását figyelembe véve 20 W/m folyamatos fajlagos érték mellett kialakuló hőmérsékletcsökkenést; a napi 16 órán keresztül történő 30 W/m, a napi 12 órán át történő 40 W/m, a napi 8 órán keresztül 60 W/m és a napi 6 órán át történő 80 W/m hőkivétel hatását (44. ábra). A hőszivattyú által leadott energia mennyisége minden esetben 43,2 MWh.

Az intenzív hőkivétel miatt már kis napi energiamennyiség kivétele is rövid ideig tartó fagyást okozhat a földtani közegben. Energetikailag legkedvezőbb a folyamatos hőkivétel, ekkor a legnagyobb a hőszivattyú SPF értéke. A négyszeres hőtéljesítmény az alapesethez képest 37 %-kal több külső energia igényt, CO₂-kibocsájtást és üzemeltetési költséget jelent.



44. ábra Eltérő intenzitású és hosszúságú, de azonos energiamentiségű hőkivétel hatása a hőmérséklet csökkenésére

modell no.	maximális hőmérséklet-esés [°C]	SPF [-]	környezeti energia [MWh]	külső energia [MWh]	CO ₂ kibocsajtás [kg/év]	relatív fajlagos CO ₂ kibocsajtás [-]
0.0	9,13	3,52	30,94	12,26	3874,72	1,000
1.1	11,39	3,33	30,24	12,96	4096,04	1,057
1.2	13,34	3,14	29,46	13,74	4342,28	1,121
1.3	16,50	2,82	27,91	15,29	4832,77	1,247
1.4	18,90	2,57	26,40	16,80	5307,34	1,370

11. táblázat Az üzemeltetés hatását vizsgáló modellekben számított paraméterek

A valóságban a rendszereket a méretezési hőmérsékletre (Északkelet-Magyarországon -15 °C, MSZ-04-140/3-87) tervezik, azaz ezeken a napokon megy csak a hőszivattyú folyamatosan, az összes többi napon ugyanakkora hőtéljesítménnyel rövidebb ideig működik. Kis rendszerek esetében gyakori, hogy összesen egy szonda van, így a fajlagos hőtéljesítményt nem lehet változtatni. Nagy rendszerek esetén lehet többfokozatú vagy nagyobb számú hőszivattyút alkalmazni, így ezekben a rendszerekben a napi energiaigényhez jobban illeszkedő hőkivételt lehet megvalósítani. Ha a primeroldal több szondából áll, akkor a szondák váltott használatával is optimalizálható a rendszer működése.

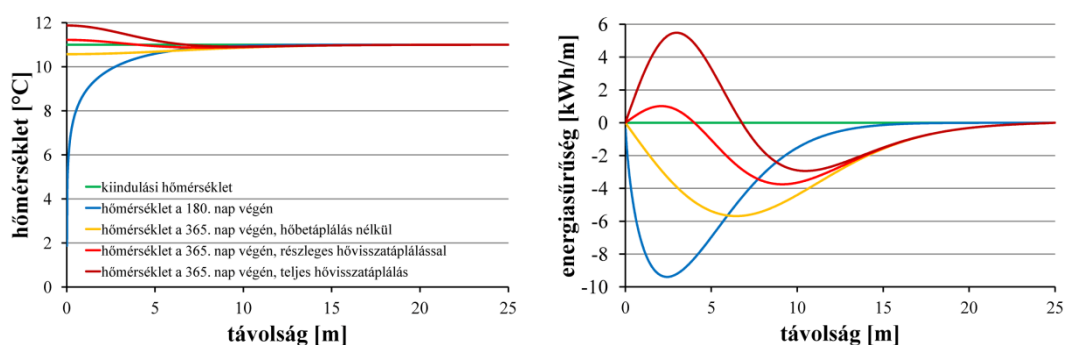
5.2.2. Hőraktározás sekély rendszerekben

A hosszútávú elemzések azt mutatják, hogy a termelés során a szonda környezetének hőmérséklete még a szondától távolabbi zónában is jelentősen csökkenhet (pl. RYBACH & EUGSTER 2002; BUDAY & TÖRÖK 2011; BUDAY et al. 2014c). Ennek hatása van a rendszer fenntartható működésére, további szondák telepítésére, és az 5.2.3. fejezetben bemutatott szondamezők kiépítésére is. A télen kitermelt energia teljes vagy részleges visszatáplálásával a környezet hűlési problémája feloldható, sőt a nyári hűtés során a hőfelesleg földtani közegbe történő juttatása gazdasági előnyt jelenthet.

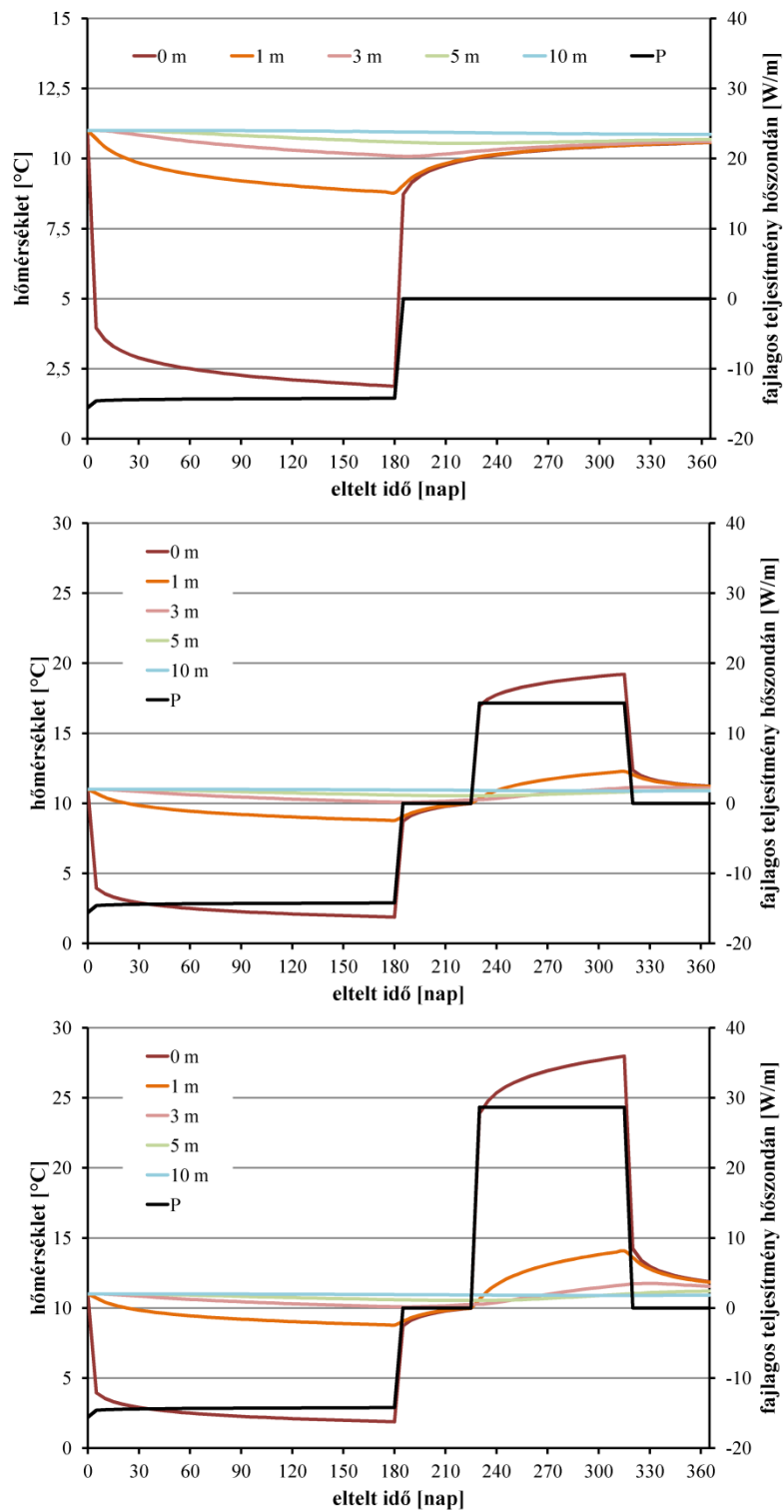
A hővisszatáplálás környezeti hőmérsékletre gyakorolt hatását egyszerű 2D hengermodelleken vizsgáltam. Azonos fűtési hőigény mellett (folyamatos 20 W/m hőleadáshoz szükséges energia kitermelése 6 hónapon keresztül) három különböző típusú nyári hőbetáplálást modelleztem:

- az első modellben nincs nyári hőbetáplálás;
- a második modellben a hőbetáplálás 3 hónapig tart konstans hőteljesítménnyel úgy, hogy a teljes betáplált energiamennyiség a kitermelt energiának a fele;
- a harmadik modellben a hőbetáplálás 3 hónapig tart konstans hőteljesítménnyel úgy, hogy a teljes energiamennyiség a kitermelt energiával megegyező értékű.

A kapott eredmények (45-46. ábra) azt mutatják, hogy a kitermelés során a szonda környezetéből hiányzó energiát a természetes hőáramlás csak részben pótolja. A 2. és 3. modell a fűtési szezon végéhez képest az energiatöbblet a szonda közeli zónákban megjelenik, de a szondától távol megmarad. A hosszabb távú elemzések kimutatják, hogy a szondaközeli hőmérsékletek már a rövidebb idejű energia-visszatáplálás során nagyobbak a kiindulási hőmérsékletnél, de a távoli zónák mérsékelt hőmérsékletcsökkenése – azok nagyobb kiterjedése miatt – e hatást ellensúlyozza és a kitermelés hatására kialakuló hőmérsékletértékek évről évre kisebbek. A harmadik modell esetén az évek során a hőmérsékletminimumok nem változnak. A hőmérséklet csökkenésével csökken az SPF érték, azaz nagyobb üzemeltetési költség és nagyobb környezetterhelés jellemzi a csak hőkivétellel működő rendszereket – adiabatikus modellhatár, 25 m-es sugarú modell esetén az SPF érték az első 5 évben 3 %-ot, a következő 25 évben újabb 3 %-ot esik.

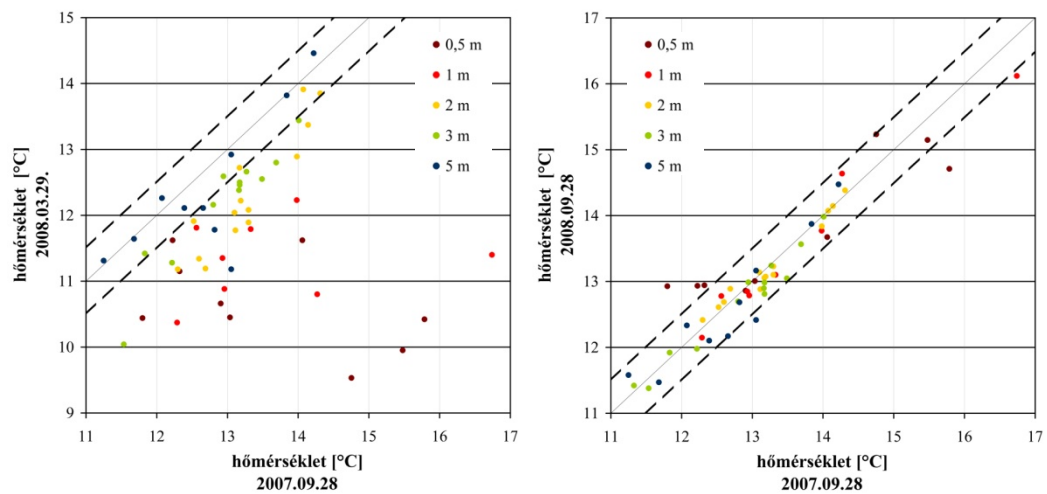


45. ábra A hőmérséklet és a fajlagos energia értéke a szondától való távolság függvényében a fűtési idény első és utolsó napján, valamint a regenerációs periódus végén

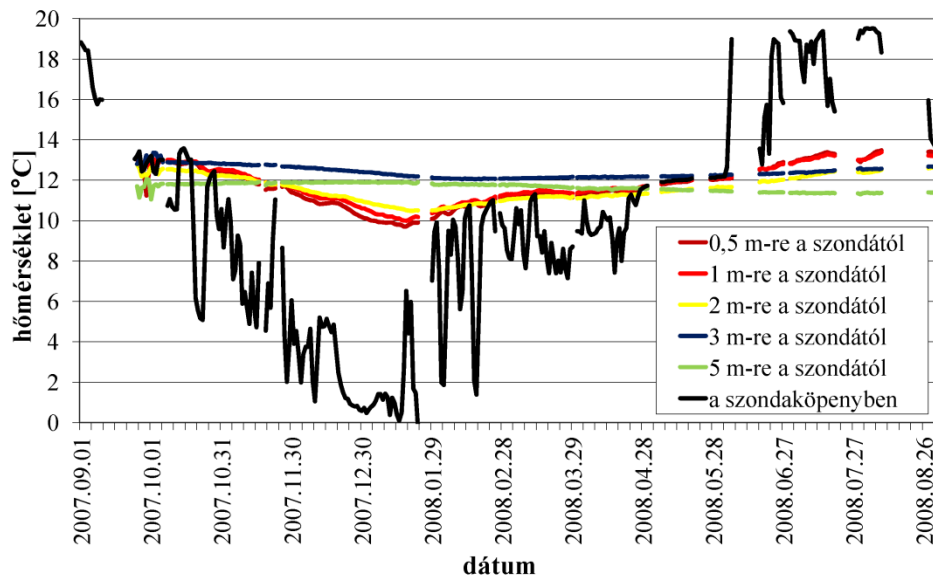


46. ábra A hőmérséklet éves változása a szondától különböző távolságokra a fűtés és hűtés különböző ütemezése esetén

Vizsgálatainkat kiterjesztettük a működő rendszerek hőmérsékletének regenerációjára is (BUDAY & TÖRÖK 2011). A MEAK monitoringrendszere által mért adatok azt mutatják, hogy a hőmérsékletcsökkenés a fűtési idény végére (tehát nem a legintenzívebben használt időszakban) a szondától 0,5 m távolságra akár 5 °C is lehet (47. ábra). A hőbetáplálás hatásának következtében a hőmérsékletértékek visszatértek a kiindulási hőmérséklet közelébe, a 2 m-nél közelebbi zónák esetében meg is haladták azt, annak ellenére, hogy a nyári hőbetáplálás során lejtuttatott energia nem érte el a kitermelt energia értékét (48. ábra). A 3m és 5 m távolságban meghatározott hőmérsékletértékek túlnyomó része az eredeti értékeknél néhány tized fokkal kevesebb volt, ami az elméleti modellekből kapott hőmérséklet-eloszlásnak (45. ábra) megfelelő.



47. ábra Hőmérsékletváltozás a fűtési szezon végére (balra) és a következő fűtési szezon elejére (jobbra) a 10. szonda környezetében



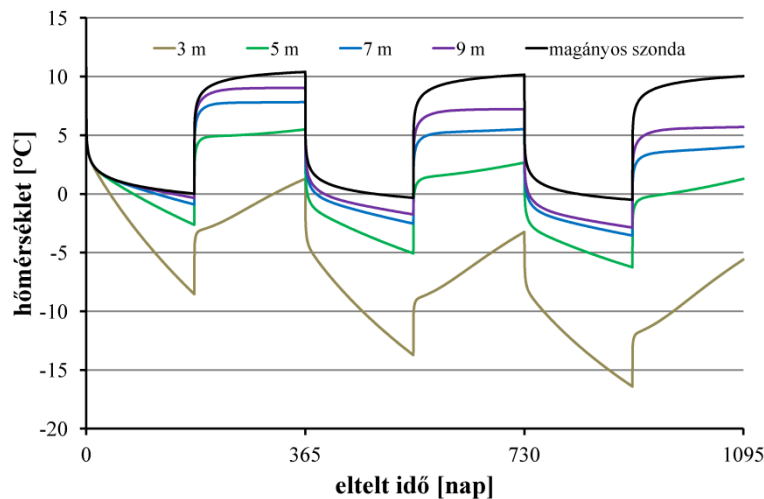
48. ábra Hőmérsékletváltozás a 10. szonda környezetében az idő és távolság függvényében 2007. szeptember 1. és 2008. augusztus 31. között

5.2.3. Hőmérsékletváltozás szondamezők hatóterében

A jelentős teljesítményű geotermikus energia kitermelés nagy méretű felszín alatti hőcserélők kialakítását igényli. Ezt területhatékonyan csak úgynevezett hőszondamezők kialakításával lehet elérni, ahol a szondák egymástól meghatározott távolságban egy vagy több csoportban helyezkednek el. A hőszondák hűtőtelődése ezekben a rendszerekben korlátozott, ez a korlátozódás annál jelentősebb, minél közelebb vannak egymáshoz a szondák, illetve minél több van belőlük. A belső szondák környezetében a korlátozott hűtőtelődés miatt a túlhűlés jelentős lehet.

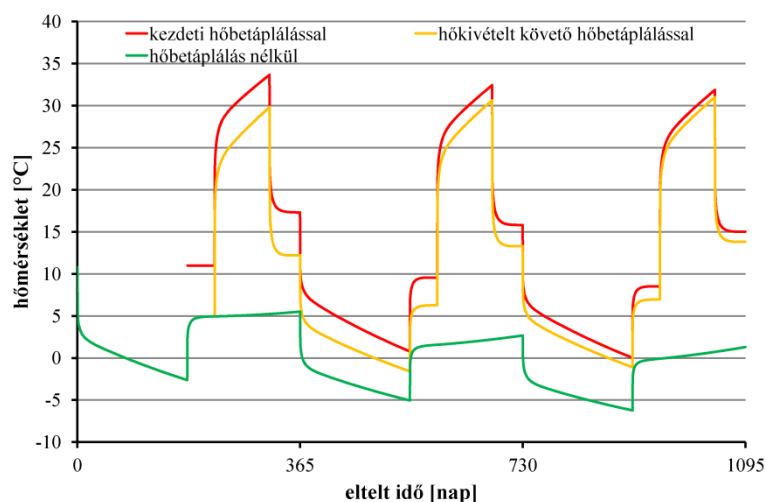
A túlhűlés hatásainak meghatározására 5 cm-es rácstávolságú 2D téglatest modellel numerikus számításokat végeztem különböző fűtési és hőbetáplálási periódusok alkalmazásával egy 5·5 szondás szondamezőben 3 év alatt bekövetkező hőmérsékletváltozás meghatározására. A hőkivétel minden esetben 6 hónapig tartó konstans 20 W/m, a hőbetáplálás vagy hiányzott, vagy 3 hónapig tartó 40 W/m értékű volt. A választott szondatávolságok 3 m, 5 m, 7 m, illetve 9 m, a szondamező határán állandó hőmérsékletű határfelülettel, ami a hőkivételi hőmérsékletek esetében felülbecslést jelent. A kapott eredmények olyan területekre általánosíthatók, ahol a talajvízáramlás miatti hőáramlás elhanyagolható.

Az üzemelés során a szondák környezetében kialakul a hőmérsékleti depresszió, melynek átmérője a termelés előrehaladtával nő, így a szondatávolságtól függő időtartam után a hatásterületek összeérnek. Ez az időtartam a modellek alapján 20 W/m-es hőkivétel esetén 3 m-es szondatávolságnál kb. 5 nap, 5 m-es szondatávolságnál 18 nap, 7 m-es szondatávolságnál 30 nap, míg 9 m-es szondatávolságál 60 nap. A 49. ábrán látható módon a 3 és 5 méteres szondatávolság még egy kis méretű szondamező belsejében is jelentős, akár 5 °C-os túlhűlést jelenthet, a hatás rákövetkező években egyre jelentősebb.

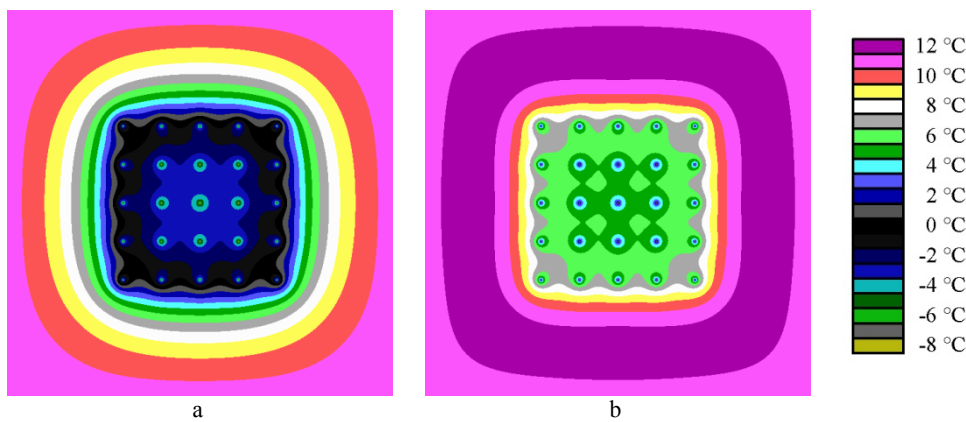


49. ábra A középső hőszonda hőmérsékletének változása különböző szondatávolságok esetén a modellezett időszakban (5·5-ös szondamező, évente 180 nap 20 W/m-év értékű hőkivétel)

A szondák közötti térrész hűlése az első évben mérsékelt, de az évek előrehaladtával egyre jelentősebb. A nyári hőbetáplálás a szondamezők esetében is elősegítheti a fenntartható energia-kitemelést, melynek következtében az egyes fűtési szezonok végén elért hőmérsékletek azonosak (50. ábra). Amennyiben a ciklus hőbetáplálással (nyáron) indul, a fűtési idény végén elért hőmérsékletek nagyobbak (51. ábra)., így az üzemeltetés kedvezőbb feltételek mellett történhet.



50. ábra A középső hőszonda hőmérsékletének változása különböző üzemelési módok esetén a modellezett időszakban (5·5-ös szondamező, 5 m szondatávolság)



51. ábra Hőmérséklet-eloszlás az első fűtési szezon végén, 3 méteres szondatávolság esetén

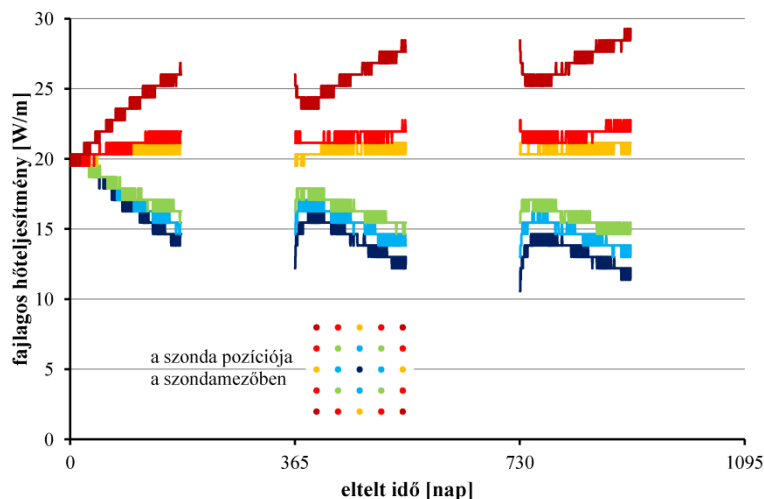
a: nincs a fűtési szezon előtt kezdeti hőbetáplálás; b: van a fűtési szezon előtt hőbetáplálás

A modellezett hőbetápláláshoz szükséges hőmérsékletek meghaladják a 30 °C-ot, így elsősorban aktív hűtés és/vagy más rendszerekből, pl. napkollektorból származó fel nem használt energiát szükséges bevezetni a hőszondákba. Emellett hazai hőmérsékleti viszonyok között egy átlagos épület esetén a hűtési igény a fűtési igénynél kisebb (CSÁKY & KALMÁR 2014, VERBAI et al. 2014), a fűtési és hűtési igények évenként jelentősen változnak, így az ilyen rendszerek esetén a visszatáplált energia mennyiségét kontrollálni kell, és szükség esetén a különbséget más energiaforrásból kell pótolni.

A nagyobb szondamezők kialakítása jellemzően nagyobb hőigényű (>50 kW) és nagyobb területigényű beruházás esetén fordul elő. A legnagyobb kiépített európai hőszondás rendszerek akár 100–200 db hőszondát tartalmaznak (SANNER 2008), míg a legnagyobb projektben 350 db 200 m-es szonda található (így a hőcserélő felületek összhosszúsága 70 km). A legnagyobb hazai rendszer a Telenor székház parkolója alatt található 180 db 100 m-es mélységű szonda (ÁDÁM 2012).

A primeroldal kialakítása során – különösen akkor, ha a hőigény és a hűtési igény jelentősen különbözik – egyedi modellezés segítségével lehet meghatározni a rendszer optimális üzemeléséhez szükséges paramétereket (pl. BAYER et al. 2014). Elegendő hely esetén a szondatávolság növelése mellett a szondamező kisebb részekre tagolása is segítheti a regenerációt, mert így a belső szondák aránya csökkenthető. Az üzemeltetés szükség esetén elképzelhető úgy is, hogy a szondamezőnek az őszi vagy tavaszi átmeneti napokon csak a könnyebben utánpótlódó (pl. külső) részét használják, és csak a leghidegebb napokon történik a teljes mező működésbe vonása. Ezekhez a nagyméretű rendszerekhez általában több hőszivattyú vagy többfokozatú hőszivattyú kapcsolódik, amellyel rugalmasabban kezelhető az eltérő üzemeltetett szondaszámból adódó eltérő tömegáramot, eltérő hőteljesítmény, stb.

A szondakörnyezetek jelentősen eltérő hőmérséklete a teljes rendszert figyelembe véve épületgépészetileg kezelendő problémákat vet fel. Amennyiben a hőkivétel jelentős és a szondatávolság 5 m-nél kisebb, a hőszivattyúból előremenő, azonos hőmérsékletű folyadék a szondamező különböző részein elhelyezkedő szondákban eltérő módon fog felmelegedni, azaz eltérő fajlagos hőteljesítményt vesz fel (52. ábra). Ez a különbség a domináns hőkivétellel rendelkező rendszereknél a működési idő előrehaladtával fokozatosan nő. Ebből következően a méretezéskor elvárt összteljesítményt a rendszer nem, vagy csak jelentősebb áramfelvétel mellett fogja kielégíteni.



52. ábra A 3 m-es szondatávolság esetén kialakuló fajlagos hőteljesítmények a szondamező különböző pozíciójú szondáiban az első három évben, hőbetáplálás nélkül

A hőraktározás tehát a rendszerek hosszútávú működtetése szempontjából alapvető fontosságú. Célszerű már a tervezési fázisban figyelembe venni a jelenséget nem lehetséges jóként, hanem a rendszer hosszútávú működéséhez szükséges kötelezettségként.

5.3. Mély zónából termelő zárt rendszerek optimalizálása

A mély zárt rendszerek kiépítését jellemzően kis entalpiájú vagy vízmentes zónákban tervezik. Ennek elsődleges oka az, hogy egy nagy entalpiájú területről, amennyiben az kitermelhető fluidumot tartalmaz, sokkal perspektivikusabb a fluidumot kitermelni, mert ezáltal nagyobb hőmérséklet és hőteljesítmény érhető el, így a megtérülés sokkal gyorsabb. A csökkenő mélységi vízkészletek ugyanakkor rákényszerítik az üzemeltetőt a technológiaváltásra.

Mint erre több kutatócsoport is rámutatott (pl. BOBOK & TÓTH 2002, 2009; MORITA et al. 2005; SAPINCZKA-SLIWA et al. 2015) a zárt rendszerű kitermelés esetében egy egyszerű kútkiképzés csak kis hőteljesítmény kivételére alkalmas. Ennek okai az alábbiakban foglalhatók össze:

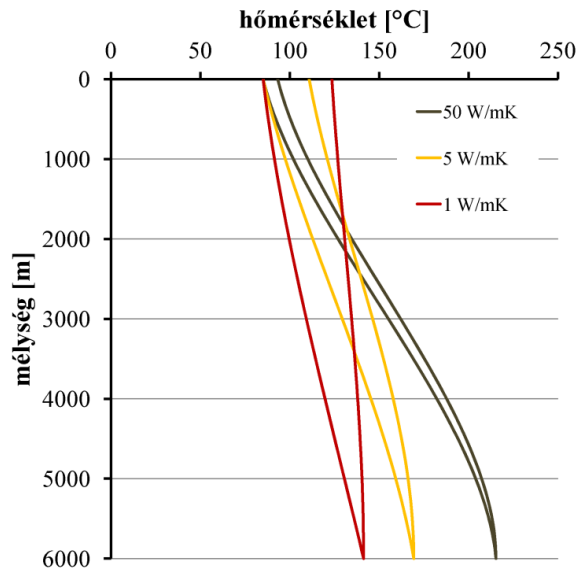
- A harántolt térrész felső szakaszának hőmérséklete 10–15 °C, így ha ennél nagyobb hőmérsékletű fluidum jut a csőbe, akkor a kezdeti szakaszokon hőt ad le.
- A kútszerkezetben általában mechanikai és pénzügyi megfontolások alapján alkalmazott anyagok jó hővezető-képességűek, így a termelőcső és a béléscső között is jelentős a hőátadás.
- A kőzetkörnyezetben a hőutánpótlódás hővezetéssel történik, mely korlátozott teljesítménnyel szállítja a hőt. (Konvekcióval utánpótlódó rezervoároknál a kitermelés sokkal hatékonyabb lehet.)

A rendszerek hatékonyságának növelésére az alábbi megoldások lehetségesek:

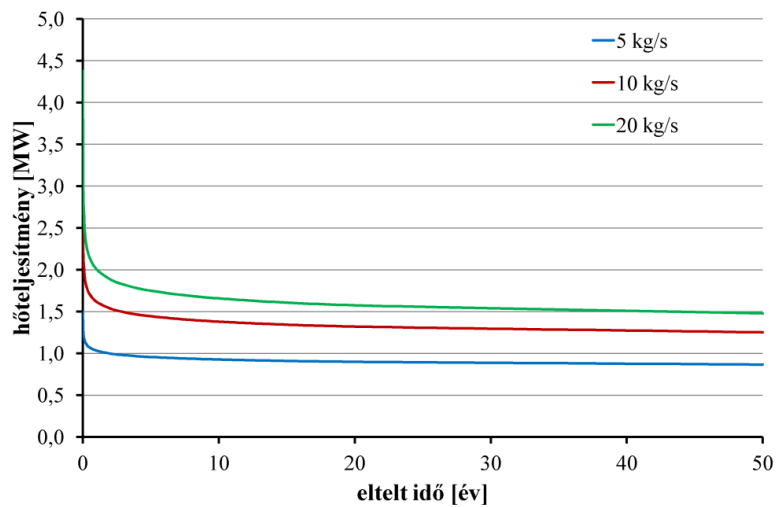
- Kisebb hővezetési tényezőjű termelőcső használata, mellyel a termelőcsőben felfelé áramló anyag hűlése megakadályozható (pl. zárt cellás fémhából, többrétegű csőből készült rendszerek vagy több csőből és köztük szigetelőanyagból álló rendszerek). Ezek alkalmazásának lényeges feltétele, hogy a kútban fellépő mechanikai hatásokat elviseljük (szükséges innováció).
- A felső térrész kizárása a hőcserélésből a béléscső megfelelő szigetelésével, akkor magasabb hőmérsékletű fluidum is visszajuttatható a gyűrűstérbe.
- A rendszer egyes részein a tömegáramok változtatásával változtatni lehet a hőterjedés nagyságán (például a keresztmetszetek alkalmas megválasztása segítségével).

A 4.38. és 4.39. egyenletek által leírt zárt koaxiális hőcserélő paramétereinek megfelelő megválasztásával az egyes paraméterek hatása a kútfejhőmérsékletre és kinyerhető energiára meghatározható. Az alaphoz tekintett kút kútszerkezetének és az anyagok paramétereit a Függelék 11.3. fejezete tartalmazza. 85 °C-os belépő vízhőmérséklet és 10 kg/s tömegáram esetén az acél anyagú, 50 W/(m·K) hővezető-képességű termelőcsőben áramló és a gyűrűstérben áramló folyadék hőmérséklete között a felszínen 8,2 °C különbség alakul ki. Ha a termelőcső hővezető-képessége 5 W/(m·K), akkor a hőmérsékletkülönbség már közel 25,7 °C-os, míg 1 W/(m·K) hővezető-képességű csőfal esetén a különbség 38,5 °C. A kialakuló hőmérséklet-eloszlásokat az 53. ábra tartalmazza. A kinyerhető hőteljesítmény a kútfej hőmérsékletkülönbségétől és a hozamtól is függ. Nagyobb hozam esetén a nagyobb áramlási sebesség miatt a hőátadás kisebb, így a fluidum felmelegedése mérsékeltebb. A kisebb tömegáram esetén a teljesítmény csökkenésének üteme gyorsabb, az éves teljesítménycsökkenés a számolt 5 kg/s, 10 kg/s és 20 kg/s tömegáram esetén az első év után csupán rendre 3 %, 5 % és 6 %, mely értékek az idő előrehaladtával tovább

csökkennek (54. ábra). Figyelembe véve a szükséges leállási időszakok során bekövetkező hőmérsékleti regenerációt, ezek a teljesítményértékek már konstansnak tekinthetők és a tervezésben felhasználhatók.



53. ábra Zárt hőszonda hőmérséklet-eloszlása különböző hővezető-képességű termelőcső esetén 1 év üzemidő után, 10 kg/s hozam esetén

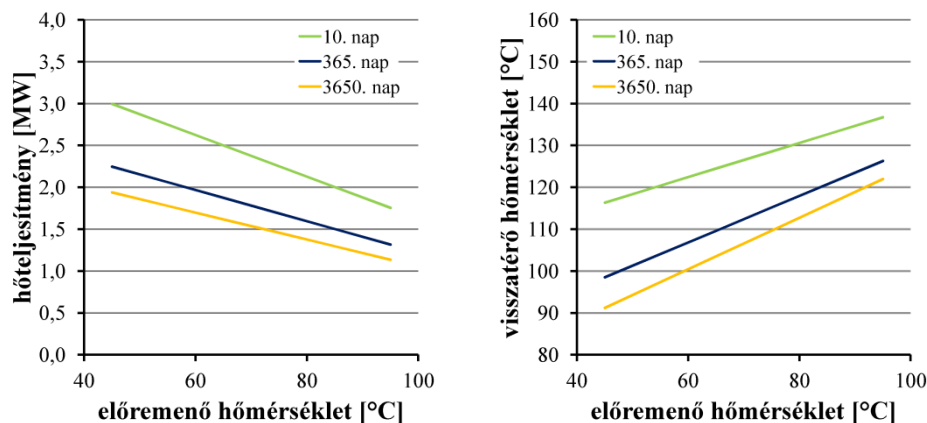


54. ábra Zárt hőszonda hőteljesítményének változása a működés kezdete óta eltelt idő és a tömegáram függvényében

A keresztmetszetek arányának változtatása a kapott eredményeket a többi paraméterhez képest kisebb mértékben módosította, a gyűrűstérben nagyobb fluidumsebesség csökkenő kivethető teljesítményt jelent. A hőkivétel szempontjából kedvezőbb nagy átmérőjű gyűrűstérben kis tömegáram esetén kevert használatokor

átmeneti, vagy akár lamináris áramlás is kialakulhat, melyekre az alkalmazott analitikus modell nem alkalmazható, ezek vizsgálatára a disszertáció nem terjed ki.

Az előremenő hőmérséklet szintén befolyásolja a kinyerhető teljesítményt és a visszatérő hőmérsékletet. A számítások alapján 10 kg/s tömegáram esetén a visszatérő hőmérséklet és teljesítmény lineáris függvénye az előremenő hőmérsékletnek (55. ábra). A hőfelhasználás hőmérséklet- és teljesítményigénye alapján a rendszer optimális előremenő hőmérséklete meghatározható.



55. ábra Zárt hőszonda hőteljesítménye és visszatérő hőmérséklete a bemenő fluidum függvényében a működés kezdetétől számított három időpontban

A hőcserélő felület hosszával, azaz a fűréssel elért mélységgel a kitermelhető teljesítmény másodfokú összefüggésben áll. A 85 °C-os bemenő hőmérséklet és 10 kg/s tömegáram esetén 1 éves üzemelés után egy 4000 m-es kút 0,47 MW, egy 6000 m-es kút 1,62 MW, egy 8000 m-es kút pedig 3,03 MW teljesítményt szolgáltat. A mélység növekedésével a fűrési költség exponenciálisan nő, azaz a megtérülési idő a mélység növekedésével nő. 6000 m-es mélységű kutak költsége jellemzően 10–30 millió USD közé esett (2004-es USD értéken, TESTER 2006), a beruházás kockázata a korlátozott földtani ismeretesség miatt a mélység növekedésével szintén nő.

5.4. Termásvizes rendszerek fenntarthatóságának hasznosítása

A porózus közegek termásvíz-készletének kitermelésével járó technológiák esetén a rezervoárhőmérséklet hosszú idő alatt nem változik. Ennek oka, hogy a rezervoárok geometriája miatt elsősorban síkradiális áramlás alakul ki, és horizontálisan nem jellemző a hőmérséklet jelentős változása. Amennyiben azonban a csökkenő nyomás miatt alulról vagy felülről is megindulhat a vízutánpótlódás, a rezervoárban eltérő hőmérsékletű és oldottanyag-tartalmú vizek keveredhetnek. Ezek hőmérsékleti zavarát azonban a kőzetmátrix hőtehetetlensége a kezdeti időszakban csökkenti. Egyes kis kiterjedésű rezervoárokban a termelés hatására a tápterület felől intenzív fluidumáramlás indulhat be, ami a tároló és kitermelt víz gyors hűléséhez vezethet.

A termálkút környezetében kialakuló hőterjedési folyamatok miatt a kútban a víz kezdetben jelentősebben hűl, majd a kútkörnyezet felfűtésével annak hűtő hatása egyre kevésbé érvényesül, így a termálkútak kifolyó vizének hőmérséklete a termelés során általában fokozatosan nő, a rezervoárhőmérsékletet aszimptotikusan közelítve.

A túlermelés megakadályozásának lehetséges módja, hogy egy adott rezervoárból csak annyi vizet termelünk ki, amelyre feltétlenül szükség van. Ez azzal járhat, hogy egy adott hőhasznosítónak több kút kell furatni, de hosszú távon ez a saját érdekeit szolgálja. Abban az esetben pedig, ha egy kút a víz mennyiségét tekintve amúgy sem lenne elegendő, a több kút fúrása nem feltétlenül jelent többletköltséget a beruházás során.

A problémát egy fürdő tekintetében a legegyszerűbb szemléltetni. A fürdőüzem során az alábbi víztípusokra lehet szükség:

- gyógyvíz minősítésű, mélyebb rezervoárból származó, nagyobb hőmérsékletű és oldott anyag tartalmú termálvíz,
- nem gyógyvíz minősítésű, sekélyebb rezervoárból származó, közvetlenül hűtés nélkül a medencékbe vezethető termálvíz,
- használati minőségű hideg víz (akár hálózatról).

A vízkezelési előírások miatt a gyógyvízes medencékben folyamatos vízellátás szükséges (átfolyás). A langyos vizes rendszerek esetében a feszített víztükrű medencék alkalmazása miatt a vízigény minimális. A meleg vizes, nem minősített gyógyvízes medencék esetében az üzemeltető bizonyos keretek között dönthet a vízpótlás mikéntjéről. A kitermelt gyógyvíz geotermikus energiája elegendő lehet arra, hogy a langyos vizű medencék hőmérsékletét temperálja, a használati melegvíz készítésébe és a térfűtésbe besegítsen, a rezervoárt mégsem terheli meg annyira, mintha minden meleg és langyos medence vizét ugyanabból a rezervoárból biztosítanák (BUDAY 2012b).

A rétegyomás csökkenése mérsékelhető a használt termálvíz, vagy bármilyen eredetű megfelelő minőségű víz besajtolásával. Ennek vízminősége azonban nem ronthatja a felszín alatti víztest minőségét, így például a fürdési céllal kitermelt vizek visszasajtolását a fertőzöttség miatt tiltják. A besajtolás/visszasajtolás összetett hatásokat okoz, melyek közül most csak a termikus hatást mutatom be. A besajtoló víz hőmérséklete kisebb a rezervoár hőmérsékleténél, így hűti azt. A kialakuló nyomástérben a környezetüknél hidegebb részecskék a kisebb nyomású hely felé áramlanak, mely gyakran a kitermelő kút. Ha az áramlás gyors, akkor a lejuttatott víz nem tud annyi idő alatt felmelegedni, amíg a kitermelő kútig eljut, így annak hőmérsékletét jelentősen csökkentheti. Ha az eredeti nyomásfelszín lejt valamely irányban, akkor megtervezhető úgy a besajtoló kút helye, hogy a bejuttatott víz nagy része ne a termelő kút felé áramoljon (pl. BUDAY 2011). Ekkor is számolni kell azonban a hővezetésen alapuló hűléssel, melynek frontja az áramlási hűlési frontnál sokkal lassabban halad.

6. A GEOTERMIKUS ENERGIAHASZNOSÍTÁS LEHETŐSÉGEI HAZAI KISVÁROSI KÖRNYEZETBEN (LÉTAVÉRTES)

6.1. A terület általános jellemzése

6.1.1. A terület elhelyezkedése és földrajzi jellemzése

A geotermikus energia kitermelésének maximalizálhatóságára vonatkozó vizsgálatok gyakorlatba ültetéséhez kijelölt mintaterület Létavértes körzete. Ez a terület magában foglalja még Kokad és Álmosd teljes belterületét, Bagamér belterületének közel felét, valamint ezek és néhány szomszédos település teljes vagy részleges külterületét. Északi határa az EOY $X=238000$, nyugati határa az EOY $Y=858000$, déli határa az EOY $X=222000$ koordinátáknál húzódik, keleti határa az országhatár, kiterjedése 206 km^2 .

A vizsgált térség három kistáj, a Dél-Nyírség, az Érmelléki löszös hát és a Berettyó–Kálló köze határán fekszik (DÖVÉNYI 2010). Felszíni felépítése változatos, északon parabola alakú homokbuckák és buckaközi mélyedések jellemzik, a buckatetőik tszf.-i magassága meghaladhatja a 125 m-t, a relatív magasságuk jellemzően 3–5 m. Létavértes belterülete, mely a tőle északra és keletre fekvő területektől kissé mélyebben fekszik, alföldi viszonylatban szintén változatos domborzatú. A terület általános ÉK-DNy-i lejtésének megfelelően a legmélyebb fekvésű részeket a vizsgált egység DNY-i peremén, kb. 99 m-en találjuk.

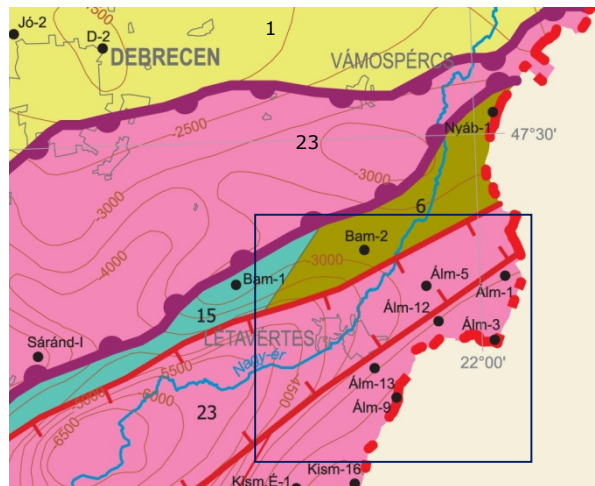
A területen a felszíni vízfolyások sűrűsége nagy, de ezek elsősorban a nyírvizek lecsapolását elősegítő csatornák, melyek csapadékmentes időben akár ki is száradhatnak. Létavértes környezetében több víztárolót is létesítettek, melyek a vízháztartás szempontjából lényegesen nem különböznek a vízelvezető csatornákat kísérő mocsaras területektől. A buckatetőkön maradvány- és ültetett erdők, illetve szőlők és gyümölcsösök találhatók, a buckaközi laposokban döntően rétgazdálkodás jellemző. Létavértestől keletre és délre, a terület nagyobb hányadán szántóföldek találhatók.

Létavértes 1996 óta város, lakóinak száma meghaladja a 7000 főt, a lakások száma 2665. A teljes mintaterületen Kokad és Álmosd adatainak figyelembevételével 9429 lakos lakik 3649 lakóházban (KSH 2014). Létavértes tipikus mezőváros, a természeti potenciálját a talajtani, illetve mezőgazdasági adottságai adják. A mezőgazdaság fokozatos háttérbe szorulásával és a határmentiség kialakulásával szükséges további lehetőségek feltárása, melyek közül e doktori disszertáció keretében a felszín alatti víz- és hőkészlet kitermelésének lehetőségeit vizsgálom.

6.1.2. Az aljzat földtani felépítése

Modellezési mintaterületem a Tiszai Nagyszerkezeti Egységen (HAAS 2012; HAAS et al. 2010) található. Az aljzatképződmények kora a többszörös metamorfizáció miatt nehezen meghatározható, de a terrénumok a paleozoikumban forrtak össze, így koruk paleozoósnak tekinthető (SZEDERKÉNYI 1998; CSÁSZÁR 2005). Létavértes-Álmosd térsége a Kunsági-terrénum területén, a Körös-egységen található, melyek kialakulása a variszkuszi (hercyniai) orogén ciklus során történt meg. A késő jura – kréta időszakban indult alpi orogenezis több, ma is aktív szerkezeti vonalat és pikkely-takarós szerkezetet hozott létre, ÉK-DNy-i csapású pászták alakultak ki, melyek közül a mintaterület a Villány-Bihari Szerkezeti Övre esik.

A Körösi Komplexum, mely a Körösi-egység kristályos képződményeit tartalmazza (CSÁSZÁR 2005), észak felé rátolódott a Villány-Bihari Szerkezeti Övtől északra található Mecseki-zóna mezozoós képződményeire. E jelenség több helyen is előfordul az aljzatban (PAP 1990), kialakulását az alpi fázis kétirányú erőhatásai (KOZÁK et al. 2001, MCINTOSH 2014) tették lehetővé. Az időben elsődleges hatás DNy-i irányú volt, több fázisban érve a területet erőteljes gyűrődéseket hozva létre. Ennek hatására palásodás és törésrendszerek (frontális törések, haránttörések és konjugált litoklázisok) alakulhattak ki a Tiszai-egység közeteiben. Az időben másodlagos törésrendszer DK-i irányú volt, így ÉK-DNy-i csapású ÉNy-i vergenciájú szerkezeteket hozott létre, melyek az aljzatot markánsabban jellemzik a korábbi erőrendszer képződményeinél. Az erőrendszerek hatására kialakult szerkezetek kimutathatók mind a szeizmikus szelvényeken (pl. POSGAY et al. 2009), mind az aljzatképződményekben, mind felszíni kibukkanásokban (MCINTOSH 2014).



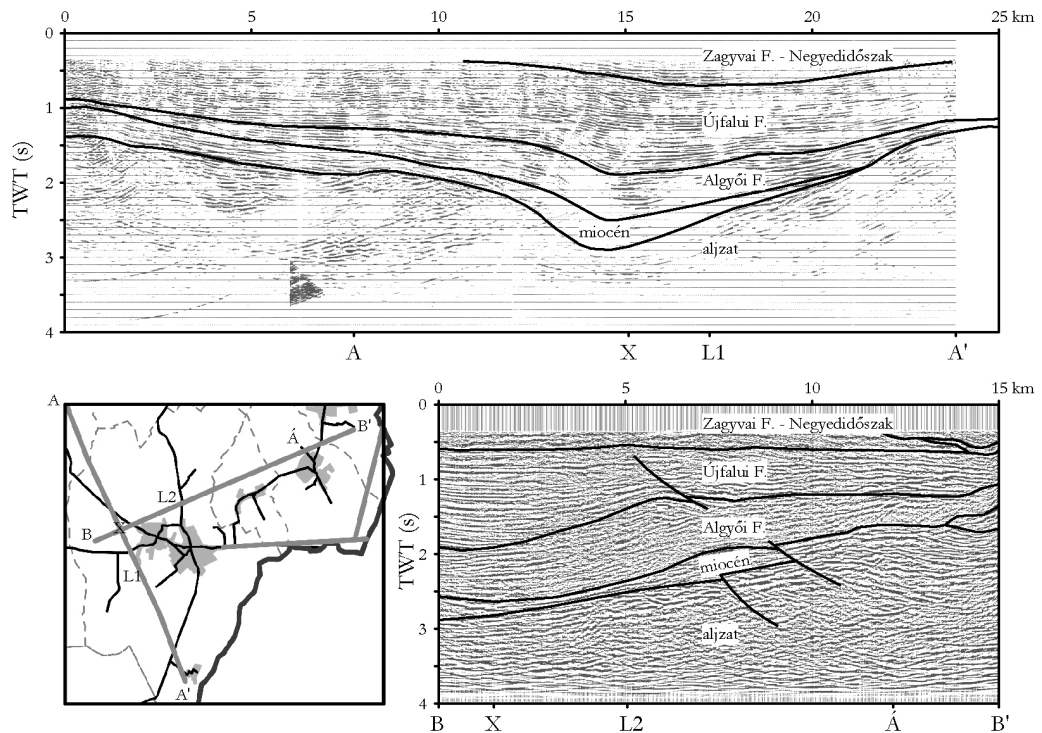
56. ábra Az aljzat felépítése a mintaterület környezetében (HAAS et al. 2010)
 Jelmagyarázat: 1. szenon-paleogén flis; 6. alsó kréta bázikus vulkanitok és áthalmazott üledékei;
 15. kifsokú metamorf mezozoikumi képződmények; 23. variszkuszi metamorfitt összlet

A mintaterület aljzatát így Kunsági tere-numon kialakult, metamorfizálódott, majd az alpi orogenezis során többszörösen metamorfizálódott kőzetek alkotják (56. ábra). Ezek korát a fúrásleírások prekambriumnak tekintik, de erre vonatkozóan nincs megbízható koradat. A mintaterület aljzata az Álmosdi egység része, mely Barrow típusú közepes hőmérsékletű metamorfózison esett át. Uralkodó kőzetei a csillámpalák és a gneisz, a migmatitosodás hiányzik a mintákból (SZILI 1985). SZEDERKÉNYI (1998) egy a késő-kréta idején kialakult takaró roncsaként értelmezi. A Formációban a csillámpala kétsillámú, erősen palás, kloritosodott, erősen szericitesedett és gyakori pirithintésekkel jellemezhető (pl.: Álmosd-3, Álmosd-7, Álmosd-13).

A mintaterület mélyfúrásainak rétegsorában hiányoznak a mezozoikumi kőzetek, melyek Partiumban és Erdélyben a felszínre bukkannak. Ez arra utal, hogy az elsődleges erőrendszer által kiemelt térszínekről a mezozoikumi képződmények lepusztultak a kréta–paleogén szerkezeti kéregtagolódás során.

Az aljzatmorfológiát a felszíni geofizikai mérések, valamint a mélyfúrások adatai alapján határoztuk meg. A kutatási terület középtengelyében húzódik a Derecskei-árok

ÉK-i vége. Mélysége a mintaterület Ny-i határán meghaladja a 4500 m-t, amely K-i irányban enyhén emelkedve eléri a tengerszint alatti 2000 m-t: a Sacuieni-4055 mélyfúrás az aljzatot 2042 m mélységben érte el, az Álmosd-7 fúrásban mélysége csupán 1917 m. A terület szeizmikus szelvényei egyértelműen mutatják az aljzat felszínének szerkezeti elemek által kialakított tagoltságát (több fázisú gyűrődés vagy pikkelymaradványok) és az árok vályús szerkezetét is (57. ábra). Ilyen alpi méretű vertikális differenciálódást csakis igen erőteljes kompressziós folyamatok idézhettek elő (KOZÁK et al. 2010).



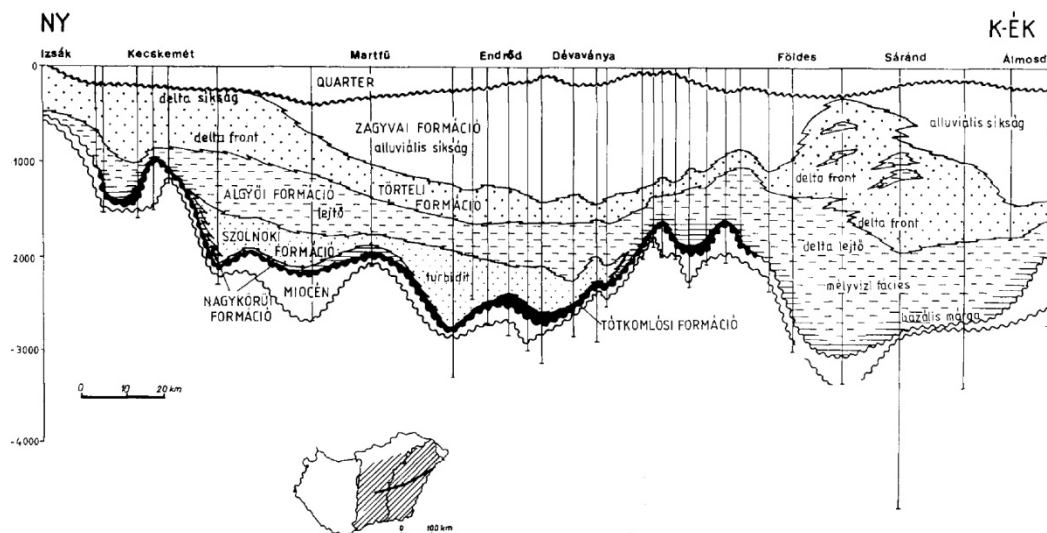
57. ábra Szeizmikus szelvények (VÉ-41 fent, BA-3 lent) a létavértesi mintaterületről

6.1.3. Medencekitöltő üledékek

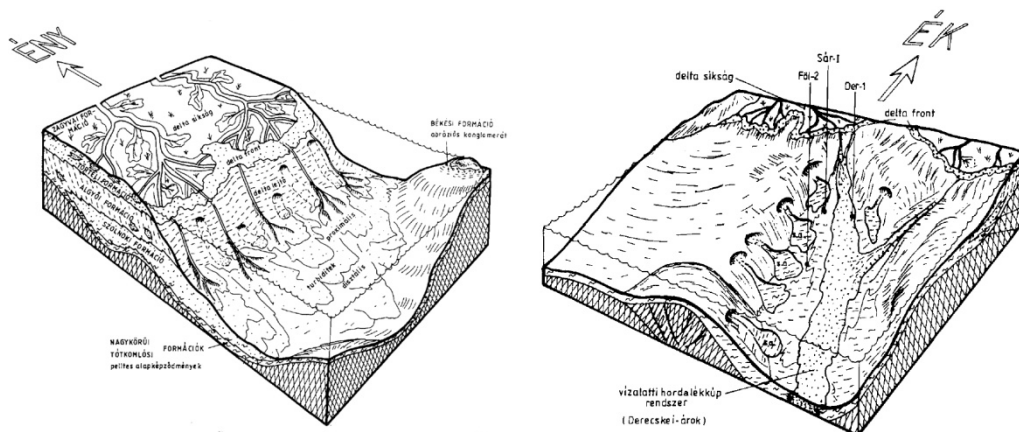
A mintaterület aljzatot ért mélyfúrásai alapján a neogén képződmények – prepannóniai miocén homokos, agyagos, tufitos összletek (Álmosd-1, Álmosd-3, Álmosd-5) vagy pannóniai márgás, agyagos, homokos üledékek (Álmosd-2, Álmosd-4, Álmosd-6) – közvetlenül a proterozoikum-paleozoikum képződményekre települnek (58. ábra). Kialakulásuk a bádeni-szarmata-kora-pannóniai vulkanizmushoz (SZÉKY-FUX et al. 2007) valamint a tó feltöltődéséhez köthető (JUHÁSZ 1992, 1993, 1994; MAGYAR 2010).

A Pannon-medencében kialakult, majd lefűződött beltengerbe a környező, szakaszosan emelkedő hegységkeretből nagy vízhozamú folyók érkeztek. Ennek következtében ÉNy-, ill. ÉK-felől ciklikusan hatalmas mennyiségű törmelékanyag érte el a beltengert, és rakódott le a partján és a medencebelsőben, miközben a vize fokozatosan kiédesedett. A parttól távoli mélyzónákba csak kevés és finomszemű üledékanyag jutott be, így hemipelágikus mészmárga és agyagmárga rétegsorok

alakultak ki, melyekben az aljzatmorfológia által meghatározott helyeken turbiditösszletek rakódtak le. A behordott anyag nagy része nagyméretű deltarendszerek különböző környezetében ülepedett ki (59. ábra). A selfperemen és a deltalejtőkön pélitek halmozódtak fel, a parti részeken deltafront homokok jelentek meg ártéri-mocsári üledékekkel összefonódva. Mögöttük, a szárazföld irányában már uralkodóan szárazföldi fluviális és lakusztrikus üledékek képződtek. Ebben a rétegrendben alakultak ki a térség fontos rezervoárjai és vízrekesztő összletei, így lényeges szerepük van a hidrodinamika és teleptan regionális formálódásában.



58. ábra A Pannon-medence pannóniai s.l. litofációs egységeinek kifejlődési vastagsága az Alföldön és megjelenése Almosd térségében (JUHÁSZ 1992)



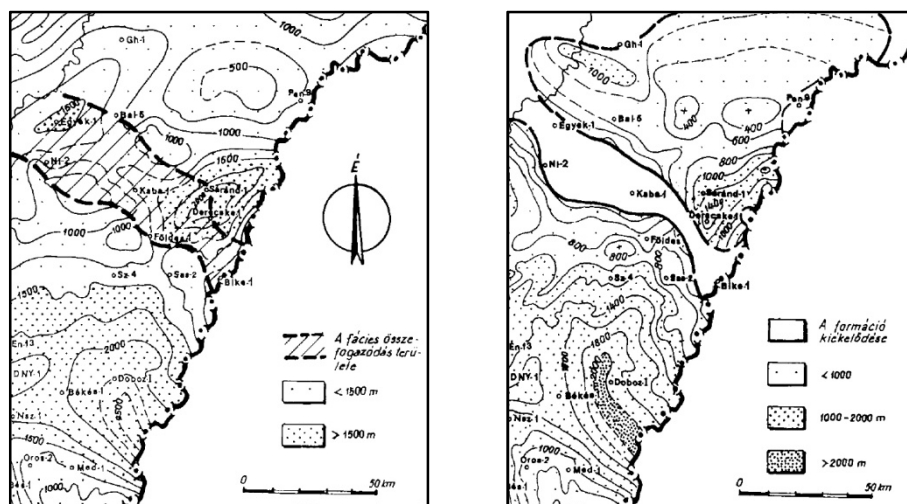
59. ábra a Pannon-tó feltöltődésének általános feltöltődési modellje (balra) és a Szolnoki Formáció felhalmozódásának öskörnyezeti körülményei a Derecskei-árok környezetében (jobbra) (JUHÁSZ 1992)

Az Endrődi Márga Formáció üledékei nyíltvízi, mélytengeri képződmények, vastagságuk 100–200 m. Alsó részükön általában mészmárga, márga anyagúak, mely fölfelé agyagmárgába, agyagba megy át. A teljes medencében általános elterjedtségűek,

de a kiemelt hátakon erősen elvékonyodva jelennek meg vagy teljesen hiányoznak. A mintaterületen a mészszegény üledékváltakozatok települtek. Hidrogeológiai szempontból a bányanedvesen még kváziplasztikus agyagos-márgás üledékek vízzárónak tekinthetők (TÓTH & ALMÁSI 2001).

A medence mélyebb részein kialakult finomszemcsés homokkő és agyagmárga váltakozásából álló mélyvízi turdibitrendszer alkotja a Szolnoki Formáció üledékeit. Vastagsága az aljzatmorfológiát követi, értéke akár 1000 m is lehet, míg a kiemelt részeken nem képződött. A mintaterületen a Derecskei árok központi tengelyében jelentős felhalmozódást képez, míg a kapcsolódó hátakon és az árok ÉK-i végén hiányzik (JUHÁSZ 1992). Hidrogeológiai szempontból közepes vízáradó-képességű összletnek tekinthető (TÓTH & ALMÁSI 2001)

A péltites selfperemi, illetve deltalejtő fácies asszociáció az úgynevezett Algyői Formáció, mely nagyrészt aleurolit és agyagmárga anyagú, amibe helyenként gravitációs vagy mederben lerakódott homokkőtestek települnek. Vastagsága 200–1000 m. A Formáció felső határa (60. ábra) a korábban izokrón felületnek tekintett alsó–felső-pannóniai határ, mely a markáns agyag-homok átmenet miatt jól térképezhető. A határ kora a feltöltődés menetének megfelelően a medencebelső felé folyamatosan fiatalodik. Hidrogeológiai szempontból vízzárónak tekinthető (TÓTH & ALMÁSI 2001).



60. ábra Az Algyői Formáció tetőtérképe (balra) és a Zagyvai Formáció fekéümlésége (jobbra) az Alföldön (JUHÁSZ 1992)

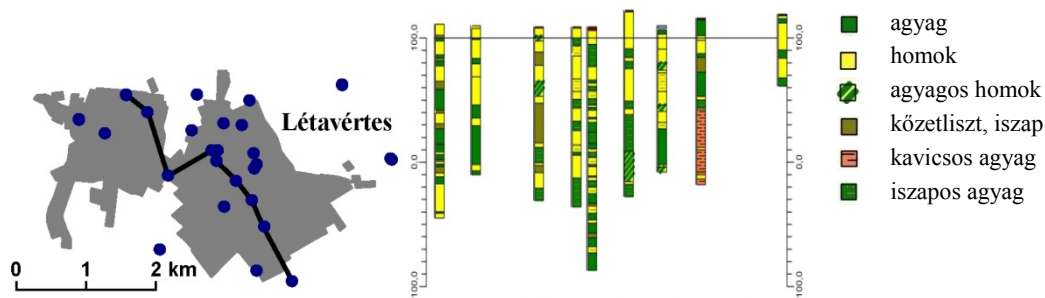
Parti, partközeli környezetet képviselő litorális és delta fácies asszociáció anyagát az Újfalui Formációba sorolják. Ennek anyaga finom- és középszemű homokkő, amibe agyagmárga és aleurit rétegek települhetnek. Ez utóbbiak aránya kicsi, a formáció elterjedése egységes. A homokkőtestek torkolati zátony, delta-ág mederkitöltés fáciesben, illetve a gátszakadásokhoz köthető üledékfoltokban, míg a finomszemű üledékek a deltaágak közötti mocsári-ártéri fáciesekben, lagúnákban, morotvákban képződtek. A deltafront homokkőtestjei a tengerpart előrenyomulásának megfelelően fokozatosan durvulnak, míg a bevágódó deltaágak esetén a szemeloszlás markánsan változik meg. Az ártéri képződmények homoktestjei fölfelé finomodnak (zátonyok), a gátszakadások üledékei vékony homokrétegek. Hidrogeológiai szempontból jó vízáradó-képességű rezervoároknak tekinthetők (TÓTH & ALMÁSI 2001). A mintaterület nyugati

határán, az Újfalui és az Algyői Formáció összefogazódása figyelhető meg (JUHÁSZ 1993, BUDAY & PÜSPÖKI 2011, KOZÁK et al. 2011a), amit az akkomodációs ráta (üledékbehordódás/akkomodációs tér) ciklikus változása okozhat (JUHÁSZ 1993).

A Zagyvai Formáció anyagát az alluviális síkság ártéri környezetében, illetve folyómedreiben lerakott fluviolakusztikus, tavi üledékek adják. Anyagában az aleurolit, az agyagmárga és a homokkő váltakozik, de tarkaagyag illetve lignit is megjelenhet. Elterjedése általános, de az Újfalui és Algyői Formáció összefogazódási zónájában kiékelődik, más helyeken pedig az Újfalui Formáció rovására kivastagszik. Hidrogeológiai szempontból az Újfalui Formációnál rosszabb vízáadó-képességű, heterogénebb rezervoár. A mintaterületen nem elsődleges cél az Újfalui és Zagyvai Formáció elkülönítése, így modelljeimben összevontan kezeltem.

A mintaterületen a Pannon-tó feltöltődése után a fluviális felszínformálás volt a legjelentősebb hatás (HAAS 2012). A közeli és emelkedő hegységkeret miatt a folyók hordalékszállító-képessége és hordalékhozama továbbra is jelentős volt, a mederben ennek megfelelően kavics és homok, az ártereken iszap és agyag rakódott le. A jégkorszak során az Ós-Tisza a területtől délre folyt, így a mai Bodrogot kialakító folyók ősei egymással párhuzamosan, észak-déli irányban folyva hatalmas hordalékkúpot építettek, melynek déli peremei a mai Létavértesig tart (BORSY 1989, MIKE 1991). Az Ós-Tisza áthelyeződésével a hordalékkúp elvált, így rajta a gyér növényzet miatt homokmozgás alakulhatott ki. Ennek következtében félig kötött futóhomokformák képződtek, valamint löszképződés is beindult. Ez utóbbi elsősorban infúziós lösz, melyben a mésztartalom kisebb aránya miatt nem alakul ki a jellegzetes löszszerkezet, így hidraulikai szempontból nem szükséges megkülönböztetni a hasonló szemcseméretű fluviális és lakusztikus összletektől.

A terület süllyedési és feltöltődési ütemének megfelelően a sekély hőhasznosítás a területen kizárólag a kvarter rétegeket érinti, telepíthetőségi okokból elsősorban a folyóvízi összleteket. Ezek Létavértes területén viszonylag jól feltártak (61. ábra), jellemzésük elsősorban a vízföldtani naplók rétegsorai alapján tehető meg, de sajnos anyagszámítás nem áll rendelkezésre. A rétegsorok alapján a vízvezető és vízfogó összletek vastagsága és térbeli elhelyezkedése igen változatos.



61. ábra A létavértesi sekély kutak elhelyezkedése és a jelölt szelvénybe eső kutak rétegsora

A felszíni üledékek a Nyírség területén eolikusan áthalmozott homokok, Létavértesen a morfológiai és hidrológiai viszonyoknak megfelelően öntésiszap, és -agyag, a mintaterület déli részén löszrel fedetten fluviális üledékek települtek (KUTI 2005). A pleisztocén üledékek vastagsága viszonylag kicsi. Az alsó-pleisztocén durvahomokos összletből 4 kút termel 104,0–146,2 m mélységből [16], melynek a

fedőrétegét középső-pleisztocén korú finomabb szemcseösszetételű üledékek adják, így van kimutatott kapcsolat a talajvízes zóna és az ivóvízbázis között.

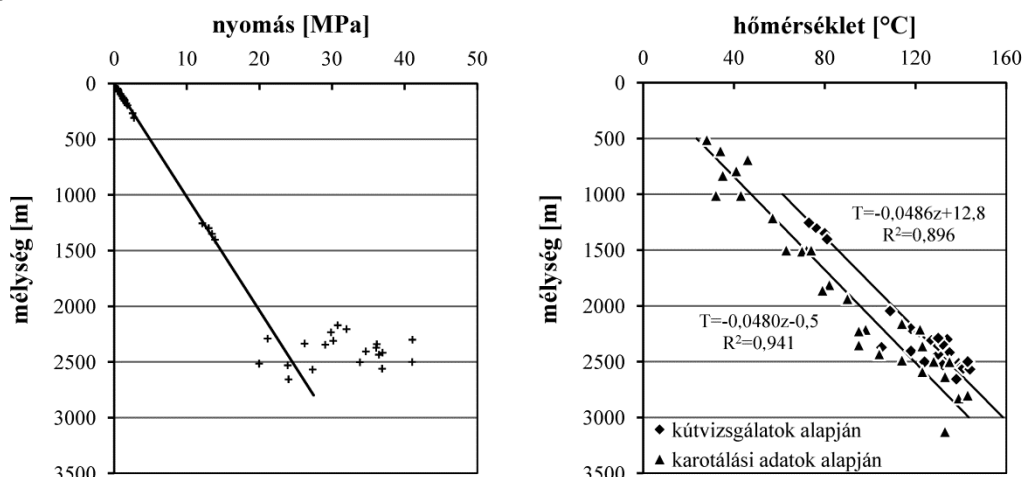
A jobb hővezető tulajdonságokkal rendelkező homokos és kavicsos összetetek a legtöbb fúrásban dominánsak, vastagságuk több tíz méter is lehet. Az iszap- és agyarétegek vastagsága kisebb, több fúrásban elsősorban 70–100 méter mélységben válnak dominánssá. Mivel az ivóvíztermelés ennél kisebb zónából történik, így az ivóvízbázist csak a kisebb vertikális kiterjedésű agyag- és iszaptestek védik, melyek horizontális összekapcsoltsága nem bizonyított. A földtani felépítés így 3 fontos információt szolgáltat a sekély kitermelő rendszerekkel kapcsolatban:

- nyílt rendszer legfeljebb az ivóvízes kutakkal összekapcsoltan lehetséges;
- hővezetési szempontból a több sekélyebb hőszonda kedvezőbb;
- vízbázisvédelmi szempontból a több sekélyebb szonda kedvezőbb.

6.1.4. Hidrodinamikai és geotermikai megfigyelések

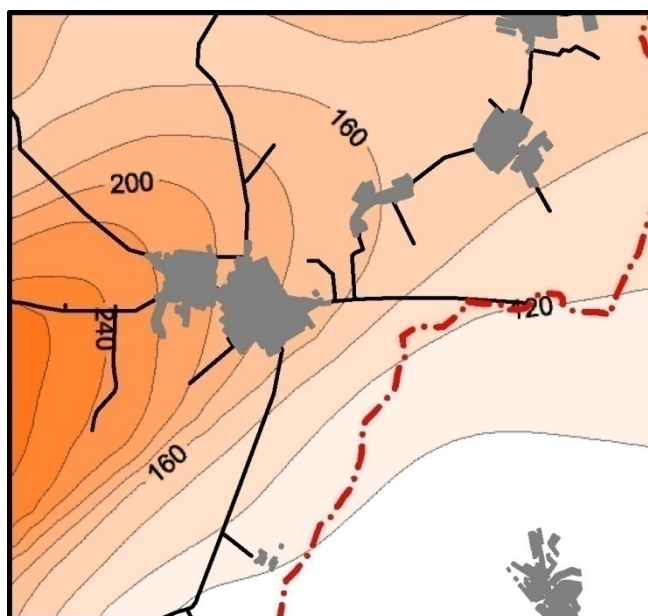
A talajvízszint, valamint a sekély kutakban mért nyugalmi vízszintek alapján korábbi kutatások megállapították, hogy Létavértes környezete lokális feláramlási zóna, a kisebb mélységben található pleisztocén összetetek a hidrosztatikai nyomáshoz képest enyhe túlnyomással rendelkeznek (RÓNAI 1961; MARTON & MIKÓ 1990; MARTON 2002), és a debreceni rétegvíztermelés következtében a talajvízszint csökkenése Létavértes környezetében is kimutatható (MARTON 2009; MARTON & SZANYI 2000). A vízföldtani naplók alapján a nyugalmi vízszintek a felszín alatt jellemzően 1–4 m-en találhatóak.

A mélyebb fúrások nyomásadataira nem a nyugalmi vízszintekből, hanem pórusnyomás-adatokból lehet következtetni. Bár a fúrások felszíni eloszlása és a feltárt mélységek nem egyenletesek, de a jellegzetes tendenciák kimutathatók. A területen 1300 m mélységig hidrosztatikus nyomásnövekedés és gravitáció által irányított szivárgás bizonyítható („Kokad” fúrások), míg 2000 m-nél mélyebben a hidrosztatikus és szubhidrosztatikus nyomásértékek mellett extrém túlnyomásos nyomásértékek is megjelennek (62. ábra). A TÓTH & ALMÁSI (2001) által a medence több területén bizonyított túlnyomásos zóna felső határa az adatok eloszlása alapján pontosan nem jelölhető ki, értéke 2000 m körül lehet.



62. ábra A nyomás és a hőmérséklet összefüggése a mélységgel a mintaterületen

Az ivóvízes kutak kútfejhőmérséklete 11–17 °C, a mért maximális ivóvízes rezervoárhőmérséklet az Aranykalász Tsz. területén fűrt kútban 171–184 m-ből termelt víz alapján 20 °C. A mélyebb zónák hőmérsékletértékeinek eloszlása a 62. ábrán látható módon elkülönül a termelési és a karotálási adatok alapján, az adott mélységben a két érték különbsége akár 10 °C is lehet. Mivel az egyes kutakra külön elvégzett vizsgálatok további részletező vagy területi összefüggéseket nem tártak fel, így a módszertani részben bemutatott indokok miatt a két összefüggés átlagát tekintem becslés jellegű mélység szerinti hőmérsékletfüggvénynek. Ennek alapján a geotermikus gradiens a kutatási területen 48 °C/km, mely a közeli területeken meghatározott 61 °C/km-es értéknél (DÖVÉNYI & HORVÁTH 1988; BUDAY 2011, BUDAY et al. 2015a) kedvezőtlenebb. A kapott összefüggés segítségével meghatároztam az aljzat felszínének hőmérsékletét (63. ábra). A maximális hőmérsékletértékek az aljzatmorfológiát követve a terület nyugati határán, a Derecskei-árok tengelyében adódnak, értékük a 250 °C-ot is meghaladhatja, míg a kiemelt hátakon, így a terület déli részén az aljzat felszínén a hőmérséklet 100 °C körüli.



63. ábra Az aljzat felszínének várható hőmérséklet-eloszlása (aljzattmélység: HAAS et al. 2010 alapján)

6.2. A földtani közeg hőtartalmának kitermelési lehetőségei Létavértes környezetében

6.2.1. Az aljzat geotermikus hasznosítási lehetőségei

Jelen kutatásban az aljzat vízmentes képződményeit és az ezekre rátelepülő, vízrekesztőnek tekinthető miocén vulkanitokat együtt kezeltem, mivel geotermikus szempontból hasonlóan viselkednek, és a miocén vulkanitok feltártsága csekély. A szórványosan gyűjtött fűrőmagok leírásaiból számos, a geotermikus potenciál meghatározásában lényeges következtetés vonható le, melyek közül a legfontosabbak az alábbiak.

Több metamorfit minta erősen töredezett, a palásodás dőlése $35^\circ - 45^\circ$ közötti (pl. Álmosd-3, Álmosd-4). Több fúrásban ennél meredekebb, $50^\circ - 60^\circ$ -os törésvonalak is megjelennek (Álmosd-1, Álmosd-4). A kőzetek erős breccsásodása, morzsoltsága szintén több fúrásban kimutatható (Álmosd-1, Álmosd-2, Álmosd-3). A paláság és irányítottság mikroszkópi szinten is megjelenik több magmintán, de ezek iránya ritkán tekinthető térségi szintűnek, így a mikroszkópikusan anizotrópikus hővezetés makroszinten izotrópnak tekinthető. A kőzetek enyhe mállottsága a fluidummozgás lehetőségére utal, melyek elsődleges szinterei a szubvertikális feltolódási síkok és breccsásodott zónái lehetnek.

A porozitásvizsgálatok alapján a 2000–2500 m mélységben található homokkő, tufa, tufit minták porozitása 5–15 %, szélsőséges esetben akár 20 % is lehet, míg a metamorfitokban ez az érték már 1 % alatti. Következésképpen a prepannoniai miocén összletekben a földhő 6–20 %-a a fluidumhoz köthető, míg a metamorfitokban az energiának csupán töredéke (<1 %). Az előbbieket esetében a rezervoár fluidumtartalmának egy része kitermelhető, a kitermelést ugyanakkor nehezítik a túlnyomásos zónák. Ezek energiatartalma a kezdeti fázisban akár áramtermelésre is alkalmas lehet, de az utánpótlódás üteme nem ismert, így előfordulhat, hogy a rezervoárfluidumok segítségével kitermelhető teljesítmény értéke időben drasztikusan csökken.

A törésekkel osztott vagy karsztosodott aljzatban a kőzetmátrix kis porozitása ellenére kialakulhat rezervoár. A mintaterületen több kutatófúrás feltárt ilyen potenciális rezervoárokat, melyek közül a legbiztosabb az Álmosd-13 fúrás, melynek 3280 m-ben található talpzonája a próbatermelés során $360 \text{ m}^3/\text{nap}$ hozammal 93°C -os vizet, $2990 \text{ m}^3/\text{nap}$ hozammal vizgőzt és $24100 \text{ m}^3/\text{nap}$ hozammal vegyes gázt szolgáltatott (LORBERER & LORBERER 2010), mely eredmények akár egy segédközege vagy egy hibridermű kialakítását is lehetővé tennék. Ezekbe a túlnyomásos rendszerekbe a fluidum visszajuttatása gazdaságtalan, így energetikailag célszerű a kitermelt fluidum teljes hőmennyiségét kaszkádrendszerben kitermelni. A visszasajtolás hiánya csökkenő rezervoárnyomáshoz, romló termelési feltételekhez vezethet, de ennek következtében szükség és lehetőség szerint át lehet térni a visszasajtolásos rendszerre.

A kutatófúrások potenciálisan karsztosodott és/vagy töredezett karbonátos üledékeket is feltártak a mintaterületen. Ezek kapcsolata a felszíni karsztos egységekkel ismeretlen, bizonytalan, így feltételezhető, hogy vízutánpótlódásuk csekély és csak a fiatalabb üledékek felől történhet. A rezervoárfluidum kitermelésével járó technológiák így ezekre az összletekre bizonytalanul fenntartható hozammal és költségesebben telepíthetők, mint a felettük található törmelékes üledékekre. E rendszerek ugyanakkor alkalmasak lehetnek olyan technológiák alkalmazására, ahol a rezervoárba juttatott hidegebb víz veszi fel a kőzetmátrix hőjét, és az így hosszú távú termelés során is

kinyerhető. Ilyen rendszerek telepítésének feltétele az összlet kiterjedésének pontos ismerete, mely az áttolt és részben lepusztult mezozoikumi roncsok és pikkelyesen feltolt aljzatblokkok esetén nehezen meghatározható. A térképezést tovább nehezíti, hogy az aljzat felszínén csupán kisebb foltban jelennek meg (pl. az Ebesi-pikkely déli peremén) akkor is, ha egyébként vertikálisan nagyobb kiterjedésűek.

A mintaterület keleti részére 2003-ban készült egy komplex geotermikus energiahasznosítási tanulmány (TANCZENBERGER 2003). Az Érmelléki geotermikus erőmű alapja az improduktív Álmosd és Kokad jelű kutakra (kiegészítve az Ujl-1-gyel) alapozott visszasajtolásos rendszer, mely elektromos áram és használati meleg víz előállítására is képes lenne. A rendszer egyik tagja a kiemelt alaphegységi rezervoárookra építene, melyek hőhídként tudnák a mélyebb részek energiáját kitermelni. E rezervoárokból valószínűnek tartják a 150 °C-os fluidum kitermelését, ami segédközegezes erőművekben felhasználható. A sekélyebb kutakkal a felső-pannóniai homokkövek mátrixának hőtartalmát is felszínre lehet hozni a 80 °C-os kútfejhőmérsékletű kutakon keresztül. A rendszer a tervek szerint összesen 21 MWh/d villamosenergiát és 56 MWh/d termikus energiát lehetne kitermelni.

A Derecskei-árok, mely a mintaterület nyugati oldalán húzódik, valamint az Álmosdi egység a hazai EGS rendszerek egyik potenciális területe (GENTER et al. 2003; DÖVÉNYI et al. 2005). A rendszerek kiépítéséhez szükséges repeszthető kőzet és magas hőmérséklet a területen az aljzatmorfológiának megfelelően különböző mélységekben érhető el, így itt a legfontosabb kérdés a kőzetrepesztés hatékonysága és a kialakuló repedéshálózat paraméterei. A kialakuló másodlagos porozitás iránya függ a metamorfizáció során kialakuló jelenségek (pl. lineáció és foláció) irányultságától, valamint a földtani tömb uralkodó feszültségterének fő nyomásirányaitól és tönkremeneteli törésrendszerének fejlettségétől, nyitottságától (BUDAY & KOZÁK 2007).

Az aljzat litoklázisainak a fűrőmagokból meghatározható dőlése az EGS rendszerek szempontjából kedvezőtlen, mivel szubvertikális kinyíláshoz vezethet. Ebben az esetben az egyetlen gazdaságos kútkiképzés az aljzat csapásirányában elhelyezett, azonos mélységben szűrőzött dubletek (tripletek) alkalmazása, melyekben a lejtuttatott fluidum nem dőlésirányban, hanem csapásirányban, horizontálisan áramlik. Ezek potenciális szinterei a vetők menti breccsaövek. E zónák kiterjedése és jellege bükki, valamint réz-hegységi analógiák alapján becsülhető. A felszíni feltárásokban nem ritkák a több méter vastag és több száz méter szélességben térképezhető breccsaövek, alakjuk gyakran lencseszerű. Cementáltságuk foka és a cementáló anyag is jelentősen eltérhet egymástól: a karbonátos kőzetekben a kioldódó és újra kiváló kalcit erősen cementál, míg a szilikátos metamorfitek és palingén gránitok esetén káliföldpát erzet, kova vagy agyag cementálhat. Ez utóbbi gyenge cementációt is jelenthet, egy mállott metamorfitek esetén a breccsaöve anyaga akár morzsolható állagú is lehet.

Kőzetrepesztés hatására a breccsaövek kinyílhatnak, mert a kompakt kőzetekhez képest még egy erősen cementált breccsaöv is könnyebben repeszthető. Így a bejuttatott fluidumok az aljzat eredeti orientációjának irányába áramlanak, melynek sebessége nagyságrenddel gyorsabb lehet, mint a többi irányban. E természetes vízáramlási övek meghatározzák a besajtoló és kitermelő kutak elhelyezhetőségét.

A fentiek figyelembevételével területen kialakítható egy kb. 5 km mélységben elhelyezkedő, körülbelül 250 °C átlaghőmérsékletű rezervoár, mely csapásirányban több km hosszúságú, 200 m széles és 250 m vastagságú. Ennek térfogata elérheti az 0,1 km³-t, melyből analógiák alapján (SANYAL & BUTLER 2005, TESTER 2006) 2,6 MW teljesítményű, 150–200 °C-os hőmérsékletű hőenergia nyerhető ki. A projekt további

fejlesztését meghatározza, hogy az első fúrás milyen mélységben éri el a breccszónát, az mennyire repeszthető és a kialakuló repedéshálózat milyen paraméterekkel rendelkezik. Kedvező eredmények esetén a második fúrás csapásirányban lemélyíthető, a termelésbe bevont térfogat akár többszörözhető.

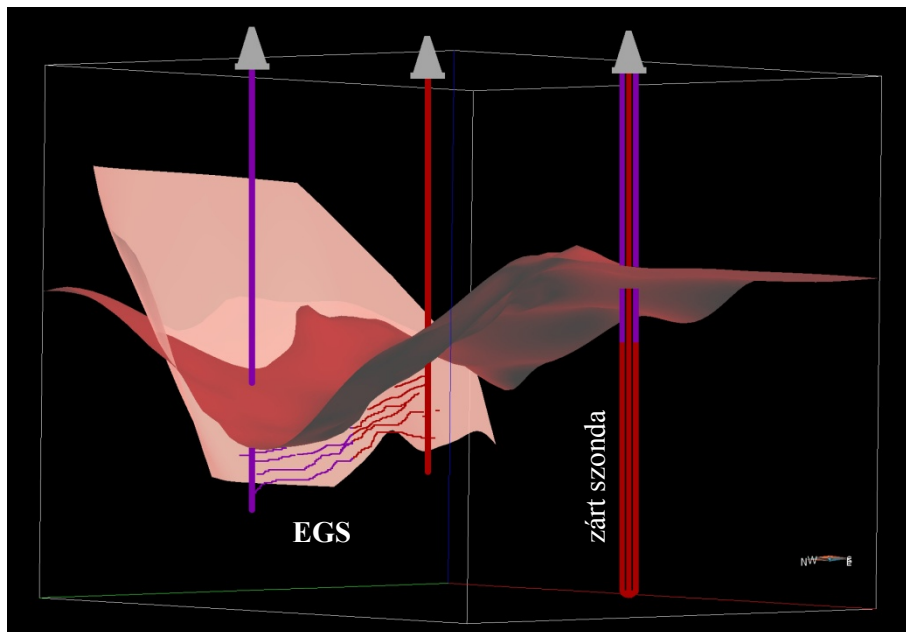
Amennyiben a breccsaöv nem eléggé kompakt és a kialakuló repedéshálózat túl sűrű és hidraulikus rövidzár kialakulásának veszélye áll fenn, érdemes a második fúrást a csapásirányra merőlegesen lefúrni. Ekkor a breccszónában mélyült kút környezetében nem lesz zártnak tekinthető a rendszer, de a nyomásviszonyok megfelelő kialakításával vagy a kút megfelelő mélységéből indított ferdített fúrással elkerülhető a fluidumvesztés. Ez utóbbi geometria a kutatási területen az aljzat erős töredezettsége miatt kockázatosabb.

Ha csak áramtermelési céllal létesítik e rendszereket, akkor a kitermelést a törésrendszerekhez célszerű elhelyezni a felszínen is, ha a fluidum energiáját több célból kívánjuk használni, akkor a felhasználási helyhez kell közelebb telepíteni. Figyelembe véve az aljzat geometriáját, és a potenciális felhasználók elhelyezkedését, a rendszer kiépítésére a Létavértes belterületének északi határa lenne alkalmas, ahonnan az árok északi vetője elérhető (64. ábra).

A **GEOHIL** technológia alkalmazásának az aljzat relatíve nagy mélységben történő elérése kedvezőtlen. A metamorf aljzat felett települt lazább pannóniai és kvarter üledékeket harántoló részeket, esetleg az aljzat felső, repedezett zónáját bélésűvel kell ellátni, megakadályozva a rétegfluidumok beáramlását, illetőleg a keringtetett folyadék kiáramlását. Ennek következtében a hőcserélés hatékonyságát javító, a fúrás tengelyével párhuzamos köztrésekben történő áramlás a fúrásnak csupán a legalsó részén lehetséges. Amennyiben az aljzat másodlagos porozitással rendelkező zónáját harántolja a fúrás, akkor fluidumvesztés léphet fel, ami szintén nem kedvező a termelhetőség szempontjából. Kialakítása így elsősorban az aljzatrepedésektől és az EGS rendszerektől távoli zónákban lehetséges. A litoszféra termelésbe bevonható vastagsága elérheti a 8000 m-t, ebben a mélységben a rezervoárhőmérséklet minden bizonnyal meghaladja a 300 °C-ot. A svájci kísérleti kutak paraméterei alapján feltételezhető, hogy 100 m³/h-nál nagyobb hozammal termelhető ki 150 °C-os víz a kőzetváz lényeges lehűtése nélkül, így a várható hőteljesítmény elérheti a 10 MW-ot. Amennyiben az aljzat hasadékrendszere a megfelelő irányban (szubvertikálisan) nyitott, az tovább növelheti a hőkitermelés teljesítményét anélkül, hogy jelentős vízvesztés lépne fel.

A vízmentes rezervoárok esetében a kőzetmátrixban tárolódó energiát elsősorban a **zárt rendszerű technológiákkal** lehet nagy bizonyossággal kitermelni. A zárt rendszerű hőkitermelés esetében is célszerű olyan helyeken kialakítani a rendszert, ahol az aljzat viszonylag kis mélységtől megjelenik (64. ábra). Ennek elsődleges szerepe abban van, hogy a kompakt kőzetben a hővezetési tényező jellemzően nagyobb, mint a víztartalmú porózus üledékeké (EGERER & KERTÉSZ 1993), így a hőbeáramlás is jelentősebb. A kitermelés lényege az elméleti részben megfogalmazott hőszigetelés kivitelezhetőségén múlik. A szerepük ilyen kiépítésben megnövekedhet, mert a zárt rendszerek jellemző hátrányai mellett ez a kiépítés a konkrét földtani adottságokra kevésbé érzékeny, kevesebb kutat kell építeni (nem kell visszasajtoló kutakra költeni).

A 4.38. és 4.39-es egyenletek alapján 6000 m-es hosszal, 85 °C-os előremenő hőmérséklettel és 10 kg/s-os tömegárammal egy zárt szonda 1,62 MW hőteljesítményt és 123 °C-os vizet szolgáltat. E rendszerek távolhatása 50 év alatt néhány tíz méter nagyságrendűnek adódott az analitikus modell alapján, így hőtani szempontból több is elhelyezhető a kutatási területen, telepítési korlátai elsősorban jogiak és pénzügyiek.



64. ábra Az EGS és zárt hőszondák potenciális kiépítési helyei Létavértes környezetében az aljzatmorfológia (piros) és az ároktól északra található vető (rózsaszín) geometriája alapján

6.2.2. A termálvizes zónák hasznosítási lehetőségei

A mintaterület pannóniai üledékeiben három jelentős vastagságú homoktest azonosítható. Az alsó homoktestet alulról és felülről vastag agyagösszletek határolják. E homoktestet az árok középpontja felé dőlő határfelületek jellemzik, a mintaterület keleti részén ugyanakkor a fedő agyagtest kivékonyodik. Az alsó homoktestet az 59. ábrán jelölt víz alatti hordalékkúp fácies üledékeivel lehet azonosítani. E réteg a Szolnoki Formáció üledékeinek megfelelően közepes vízáradóképességű.

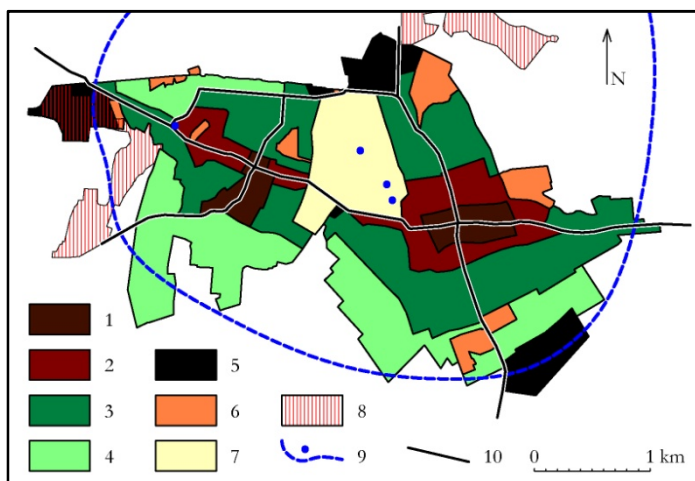
Az Újfalui Formáció üledékeit, a középső és felső homoktestet már a Kokad jelű fúrások is harántolják, így feltártsága jelentősebb. Fekülmélysége keleten 1500 m körüli, ami a mintaterület középső részétől nyugat felé 2000 m-re változik. A szeizmikus szelvényeken kirajzolódik, hogy a homokrétegek egy része nem laterális, hanem DK felé lejtő határfelületekkel rendelkezik. A homoktestek alkalmasak akár több termálkút létesítésére, melyek energiáját létavértesi közintézmények, valamint egy tervezett fürdő tudná hasznosítani (PÁLFALVI 2008, BUDAY et al. 2011a).

6.2.3. A kis mélységek geotermikus hasznosítási lehetőségei

A földtani adottságok alapján a vizsgálati területen a zárt rendszerű, sekély mélységű energia-kitermelés bárhol lehetséges, míg a nyílt rendszerű módszerek alkalmazhatósága korlátozott. Normál vagy alacsony hőigényű házak esetén mindhárom forrás alkalmas arra, hogy környezeti energia kitermelésére használhassuk, így a földtani adottságokon túl a telek adottságai (méret, alak, beépítettség, domborzati viszonyok) és a beruházási költségek határozzák meg a választást (BUDAY 2012a; BUDAY et al. 2012a, 2013).

A **horizontális talajkollektorok** kialakításához viszonylag nagy terület szükséges, átlagos adottságok mellett 25–50 m²/kW. A szükséges csővezeték hossz 55–110 m/kW, a telepítési mélység jellemzően 1,5–2,5 m. Ez utóbbi miatt a telepítési költség viszonylag olcsó, bányakapitánysági engedély nem kell a rendszer kiépítéséhez. A telepítés mélysége és a rendszer sérülékenysége miatt a terület további használata korlátozott, a ráépítések csak megfelelő alapozással végezhetők, a zöldfelületként történő hasznosítása gyakorlatilag lágyszárúakra, sekély gyökerű bokrokra korlátozódik. Telepítésük az érintett nagy területigény miatt a beruházás kezdeti fázisa, így meglévő rendszerek épületenergetikai rehabilitációjában ritkán hasznosítható.

A létavértesi városközpontban és kisvárosias övezetben (65. ábra) a talajkollektorok kiépítését a kis telekméret és a sűrű beépítettség akadályozza. A kertvárosias és falusias övezetben a telekméret kedvezőbb, de a falusias övezetben gyakori, hogy a telek jelentős részén mezőgazdasági művelés folyik, mely kizárja a talajkollektorok telepítését (mezőgazdasági gépek közlekedése, föld előkészítése, gyümölcsfák és bokrok telepítése, stb.). A település peremi részén levő telkek esetében gyakrabban fordul elő, hogy a telek nem vízszintes. Ezekben az esetekben a kollektorok telepítése és üzemeltetése közben is jelentkezhetnek problémák.



65. ábra Létavértes övezetei, vízbázisvédelmi és NATURA 2000-es területeinek elhelyezkedése (CÍVISTERV 2007; [16]; [17] alapján)

Jelmagyarázat: 1. településközpont vegyes terület; 2. kisvárosias lakóterület; 3. kertvárosias lakóterület; 4. falusias lakóterület; 5. gazdasági terület; 6. különleges és zöldterületek; 7. strand és gyógyfürdő tervezett helye; 8. NATURA 2000-es területek; 9. vízbázisvédelmi terület és vízműkút; 10. főbb utak

A közintézmények esetében a telkek jelentős méretűek, így előfordulhat, hogy a hőigény ellátásához elegendő lenne, ráadásul az építési szabályzat alapján a telek minimum 20, illetve 30 %-át zöldfelületként kell fenntartani és a beépítettség maximális értéke 50 % lehet. Ezek az értékek lehetővé teszik a rendszerek későbbi kiépítését is, ha valamilyen felületcsökkentő telepítési módszert alkalmaznak.

A talajvíz mélysége a sekély kialakítású hőcserélők hatékonyságát befolyásolja, ugyanis az épületek szempontjából kedvezőtlen magas talajvízállás a hőcserélés hatékonyságát jelentősen javítja. Ennek megfelelően kedvező adottságú helyek a település középső, legmélyebb részén jelölhetők ki, ahol a talajvízmélység kevesebb, mint 2 m [18]. Ezzel szemben a homokbuckákon, illetve az országhatár menti löszháton

a talajvízszint 5 m alá is süllyedhet, így itt már a kapilláris zóna is a hőcserélő felület jellemző mélysége alá kerül, azaz száraz üledékekkel, és kis hővezető-képességgel számolhatunk a méretezés és az üzemelés során.

A **vertikális kialakítású hőszondák** (fűrólyuk-hőcserélők) esetében a telepítés horizontális helyigényét a szondaszám és a javasolt telepítési távolság határozza meg. Létavértes környezetének üledékeiből maximálisan 40–70 W/m fajlagos hőigény biztosítható. Ez egy normál vagy alacsony hőigényű lakóház esetében 1 vagy 2 hőszonda fűrésát, míg nagyobb hőigény esetében akár egy kiterjedtebb szondamezőt is jelenthet. A fűrés kiépítése kisebb helyigényű, így utólag, felújítás keretében is kialakítható. Míg 1-2 szonda biztosan elhelyezhető a telken minden hasznosítási övezet esetén, legfeljebb a hatásterület ér át a szomszédos telekre, addig a kiterjedt szondamezők esetében előfordulhat, hogy a telekméret, vagy a már meglévő épület korlátozza a kiépítést.

A **nyílt primeroldalra** (termelő-nyelető kutakra) alapozott hőszivattyús rendszerekhez szükséges jó vízáadó képességű homokrétegek Létavértes környezetében több helyen megtalálhatók. A jellemző rezervoárhőmérséklet 11–17 °C, a víz kémiai jellege alapján a hőszivattyú primer oldali hőcserélőjére közvetlenül rávezethető. A talajvízből termelt víz szikkasztható vagy a rezervoárba visszavezethető, míg a rétegvizek esetében célszerű a nyeletés, mely területileg általában szintén korlátozott. Lehetséges a meglévő ivóvízes kutak hőmérsékletének csökkentése néhány fokkal, de ez a viszonylag alacsony hőmérsékletek miatt korlátozott erőforrást jelent, bár fontos előnye, hogy átlagos víz- és hőigényű időszakokban nem szükséges nyeletni.

A település környezetében megtalálhatók természetvédelmi oltalom alatt álló területek és vízbázis védelmi terület is (65. ábra). A Hajdúsági Tájvédelmi Körzet közeli területegységein a geotermikus hőtermelés igénye nem lép fel, így a konfliktus elhanyagolható. Natura 2000-es területek húzódnak Létavértes északi és nyugati határában, a település külterületén. A nyugati peremen található Natura 2000-es terület a létavértesi 2007-es szabályozási tervben mint gazdasági (ipari) terület szerepel, így itt felmerülhet geotermikus hőhasznosítás. Ilyen esetben a konfliktus az ipari létesítmények kialakítása és a természetvédelmi cél között alakul ki.

A település területe majdnem egészében beleesik a saját Hidrogeológiai B védőzóna felszíni vetületébe, mely az 50 éves elérési idővel jellemezhető. A vonatkozó kormányrendelet (123/1997. Korm. rendelet) egyértelműen meghatározza, hogy ebben a zónában milyen tevékenységeket milyen feltételek mellett lehet folytatni, és a mélyebb fűrésok létesítése az „Új vagy meglévő létesítménynél, tevékenységnél a környezeti hatásvizsgálat, illetve a környezetvédelmi felülvizsgálat, illetve az ezeknek megfelelő tartalmú egyedi vizsgálat eredményétől függően megengedhető” kategóriába tartozik, továbbá a sekélyebb rendszerek esetében a hőszállító fluidum anyagától függően szintén lehetnek korlátozások. Az engedélyezés feltételei az engedélyező hatóságok döntéseitől függenek, és nincs még egységesen kialakult joggyakorlat.

A kapott eredmények alapján Létavértes területén a hőszondák kedvezően telepíthetők a település egészén és a külterületeken is. Telepítésük egyetlen számottevő korlátja a vízbázisvédelmi szabályozás, mely a vízbázisvédelmi területeken a szondák hosszát és a cirkuláltatott fluidum anyagát szabályozhatja. A horizontális kiépítések nagy helyigényük miatt elsősorban a falusias és kertvárosias területeken helyezhetők el. A vízkitermelésen alapuló hőszivattyús rendszerek létesítéséhez megfelelő zónákat a jelenlegi felmérés és ismeretesség alapján a mintaterületen nem lehet biztosan kijelölni.

6.3. A kapott eredmények alkalmazhatósága Kelet-Magyarországon

A Létavértes környékére meghatározott eredmények a regionális földtani adottságoknak megfelelően általánosíthatók Kelet-Magyarországon. Az általánosítás földtani határai északon a Szolnok-Máramarosi öv északi határa, délen a Békésmedence mélysüllyedéke, nyugaton a Tisza vonalában található mezotektonikai haránttörés, lényegében megegyezik a GEOREN projekt 3. munkacsoportjánál területével (KOZÁK et al. 2011a). Az aljzat anyaga és pontos mélysége a terület északi részén nem ismert, csupán felszíni geofizikai mérések és néhány mélyfúrás analógiái alapján tehetők megállapítások. Az aljzat jellemzően 2000 méternél mélyebben húzódik. A felső-kréta–paleogén flisöv üledékei alatt az aljzat valószínűsíthetően triász és jura tengeri üledékes kőzetekből áll, az aljzat felszíne ebben az övben 1200–2000 méter mélységben található. A flisöv déli pereme elsőrendű mezozoikum végi takaróhatár, ettől délre a Villány-Bihari egység alpi metamorfózison is átesett variszkuszi kristályos kőzetei alkotják a medencealjzat felszínét. E területen az aljzatmorfológia az északi részhez viszonyítva tagoltabb, a kiemelt aljzathátak (Kismarja, Szeghalom-Füzesgyarmat, Kaba) tetőszintjének mélysége 1500–2000 méter, míg a vetők mentén bezökent árokstruktúrák (pl. Derecskei-árok, Békésmedence) legnagyobb mélysége az aljzattérkép (HAAS et al. 2010) szerint meghaladja a 6500 métert.

Az erőhatások következtében az aljzat ÉK-DNy-i fő szerkezeti irányai mellett megjelennek az erre merőleges, ÉNy-DK-i irányú haránttörések. A szerkezeti elemek által határolt blokkok mozgása és deformációja az aktuálisan jelentkező feszültségtér mértéke, kiterjedése és iránya szerint lehet együttes, részlegesen együttes és lehet egymástól különböző mértékben független. Mivel számos aktivitási periódusban ismétlődő differenciált mozgások játszódtak le, ezért gyakran kerülhettek egymás mellé eltérő mélységből származó, különböző genetikájú, összetételű, kompressziójú és metamorfizációjú kéregrészek.

A vizsgált terület aljzatában szeizmikus szelvényeken megjelenő tektonikai elemek értelmezése több medenceszintű elemzés (pl. POSGAY et al. 1996, 2009, TARI et al. 1999, HORVÁTH et al. 2014), valamint regionális és lokális kutatás (pl. KOZÁK 2010, BÓDI et al. 2014, 2015, KOVÁCS 2015) keretében történt. A gyakran vitatható vagy ellentmondásos értelmezések oka a jelenségek egymást felülbélyegző ismétlődése. A fő tektonikai elemek értelmezése alapvetően kétféle (KOZÁK et al. 2010b):

- Az aljzatban túlnyomórészt jellemzően észak (északnyugat) felé dőlő, máshol déli (délkelet) felé dőlő vertikális, szubvertikális mélytörések dominálnak, melyek elérhetik a kéreg és a köpeny határát, és amelyek mentén (nagy méretű?) horizontális eltolódások mehettek végbe. Ezek a mélytörések intenzív fluidumáramlás helyszínei lehetnek.
- Az aljzat pikkelytakarós szerkezetű, a takaróhatárok, tektonikai felszínek dél-délkelet felé dőlnek, szögük kevésbé meredek. A takaróhatárok, feltolódási felületek visszapikkelyeződésként jelennek/jelhetnek meg meredekebb szögű, északias dőlésű szerkezeti elemek, melyek az előbbi pontban bemutatottakhoz képest mind vertikálisan, mind horizontálisan kisebb kiterjedésűek.

A geotermikus kitermelő rendszerek számára a repeszthetőség és a kiépített rendszerek stabilitása miatt az extenzióval jellemezhető, alacsony szeizmicitású területek kedvezőek. A húzásos jelenségekkel származtatható medencék megfigyelésünk szerint kis méretűek, maximum 10–20 km hosszúságúak, az egymás melletti

horizontális lemezeltolódás mértékének megfelelő szerkezetekként. A nagyobb méretű, hosszan elnyúló, hasonló csapású medenceszerkezetek kompresszióval is származtathatók, mivel egymásra torlódó, feltolódó mozgásoknál gyakori a megterhelt frontelőtér megsüllyedése, ahol így hosszan elnyúló lineáris aszimmetrikus süllyedék alakulhat ki.

A szeizmikus szelvények alapján egyértelműen látszik, hogy az aljzat geometriája, anyaga, hőeloszlása és hűtőanyagotólódása szerkezetorientált, így máshogy viselkedik, mint egy homogén közeg. Az elsősorban az árkok peremén megnövekedő vetősűrűség alapvetően meghatározhatja az aljzat geotermikus energiahasznosításának lehetőségeit. Emellett egyes helyeken a tektonikai mozgások fiatalok, jelenlétük a pannóniai rezervoároknál is kimutathatók (BUDAY & KOZÁK 2007; BÓDI et al. 2014, 2015).

Az aljzatra a Pannon-tó feltöltődése során lerakódott üledékek eltérő vastagságban halmozódtak fel (JUHÁSZ 1992). A tómedence süllyedése és a feltöltődés üteme regionális léptékben lépést tartott egymással, ami megmagyarázza a nagy vastagságú, közel azonos jellegű üledék-lerakódásokat. Lokálisan voltak az általános ütemtől eltérő vertikális mozgások is. Ilyen területnek tekinthető a Derecskei-árok, mely az Endrődi és Algyői Formációk képződése idején süllyedt intenzívebben, így a flisövtől északra található területekkel együtt itt az Újfalu Formáció fekvésének maximális mélysége 1000–1500 méter, egyes területeken kifejlődése a Zagyvai Formációtól nem különböztethető meg. Ezzel szemben a Békési-medence területén a süllyedés az Újfalu Formáció lerakódása idejétől („felső-pannóniai”) egészen a holocénig tart, így itt az Újfalu Formáció vastagabb és fekvése mélyebben is található, mint az északabbi területeken. Ez az oka annak, hogy a dél-alföldi területek termálvízhez kapcsolódó geotermikus potenciálja sokkal jelentősebb, mint a flisövtől északra található területeké, mert a felső-pannóniai produktív víztartó összletek eltérő mélységben találhatók.

A Pannon-tó feltöltődését követően elsősorban folyóvízi felszínformálás jellemezte Kelet-Magyarországot (HAAS 2012). Időben és térben is alárendelten megjelent a tavi, illetve az eolikus felszínfejlődés is, de összességében a területen a pleisztocén és holocén idején is törmelékeny üledékek rakódtak le. A folyók pleisztocén hegységperemi hordalékkúpjai jelentős mennyiségű kavicsot tartalmaznak (Felső-Tisza-, Sajó–Bodrog- és Körös-hordalékkúp) a felszínközépen, de a belső területeken a folyómedrekhez és zátonyokhoz köthető homoktestek, valamint az árterekhez köthető finomabb üledékek, például agyagok mozaikos foltjai jellemzőek.

A fentiek alapján az aljzat hőtermelésbe bevonásával kapcsolatban a további földtani megállapításokat teszem:

- Az aljzat elégtelen feltártsága komoly kockázati tényezőt rejt, elsősorban az EGS és GEOHIL rendszerek szempontjából. Elsődleges problémát jelent, hogy nincs elegendő adat a medencealjzat feltolódási öveinek pontos helyéről, a kompressziós-extenziós jellegéről, nyitottságáról, a becsípett karsztosodott kőzettestek víztartalmáról és ennek utánótlódásáról, a metamorfitek szöveti szerkezeti tagoltságáról. A földtani ismertség szükséges fokát egy vizsgálati területen csak költséges kutatásokkal lehetne elérni.
- A jelenlegi jogi szabályozás szerint (1993. évi XLVIII. tv- és kapcsolódó jogszabályok) a 2500 m-nél mélyebb kéregrészek geotermikus energiatermelés szempontjából zárt területnek minősülnek, kutatásuk és hasznosításuk csak koncessziós jog megváltásával lehetséges. Jelenleg két területre született pozitív koncessziós elbírálás (Jászberény, Battonya) a

meghirdetett négy területből [19]. Új területek bevonása a koncessziós eljárásokba indokolt lenne, figyelembe véve, hogy az eljárás több évig is eltarthat. A sikeres kutatás esélyeit és a pályázatokon való részvételek esélyét növelné, ha az ígéretes területeken folyamatosan készítenék elő a koncessziós pályázati lehetőségeket. Ezek között említendő a Derecskei-süllyedék területe is.

- Az EGS telepítéséhez tektonikailag jól definiált, kellő mélységben és részletességgel ismert szerkezeti egységek alkalmasak leginkább. Ismerve a hazai területek több hullámban történt szerkezeti igénybevételét (variszkuszi orogén, alpi orogén) és az ezek során kialakult deformációs és tönkremeneteli jelenségek bonyolultságát, helyenként kaotikus voltát, a mélyen húzódó fedett aljzat esetében a szükséges ismeretesség megszerzése és kivitelezhetőség modellezése körülményes, kockázatos és költséges. Ezért itt messzemenően támaszkodnunk kell az alaphegység felszíni kibúvásain elvégzett mikrotektonikai és morfotektonikai vizsgálatok analógiáira (MCINTOSH 2014), valamint az aljzapot feltáró kisszámú mélyfúrás adataira. A területen jelenlévő extenziós zónákon túl a kőzetrepesztés a törésrendszerekhez kapcsolódó feltolódási övekben lehet hatékony. A könnyebb és olcsóbb kivitelezés miatt a vastag üledékekkel kitöltött aljzatsüllyedékek peremei perspektivikusak.
- A GEOHIL típusú rendszerek és zárt szondák telepíthetősége az aljzathátak területén jobb. Az aljzat ezekben az esetekben nem rendelkezhet számottevő másodlagos porozitással, tehát a nagyobb, kompakt közettömegek helyének meghatározására van szükség. Mivel legkedvezőbb hőtani adottságokkal a kvarc, kvarcit, nagy kvarctartalmú kőzetek rendelkeznek, így célszerű lenne kataszterszerűen összegyűjteni az ilyen előfordulásokra vonatkozó anyagokat és ezek alapján kijelölni a leginkább perspektivikus területeket.

A egyes tájegységeken elvégzett fúrások rétegsorának és geofizikai görbéinek vizsgálatán alapuló kutatásaink (DEMETER et al. 2010; BUDAY et al. 2012b; PÜSPÖKI et al. 2014) alapján nincs sarkalatos különbség a felső 100 métert megcélzó zárt rendszerű geotermikus energiatermelés szempontjából az egyes területek között. Az eltérő adottságok különböző méretű felszín alatti hőcserélő felületeket, eltérő kiépítési stratégiákat jelenthetnek, de e sekély rendszerek földtani szempontból a Kelet-Tiszántúlon bárhol kiépíthetőek.

A Létavértes esetében kimutatott hőszonda telepíthetőségi és vízbázisvédelmi érdekütközés (6.2.3. fejezet) általánosíthatósága érdekében Kelet-Tiszántúl vízbázisvédelmi területeit [20; 21] és a települések területi eloszlását vizsgáltam (66. ábra), s ilyen szempontból a Hajdú-Bihar megyében található településeket 4 csoportba soroltam:

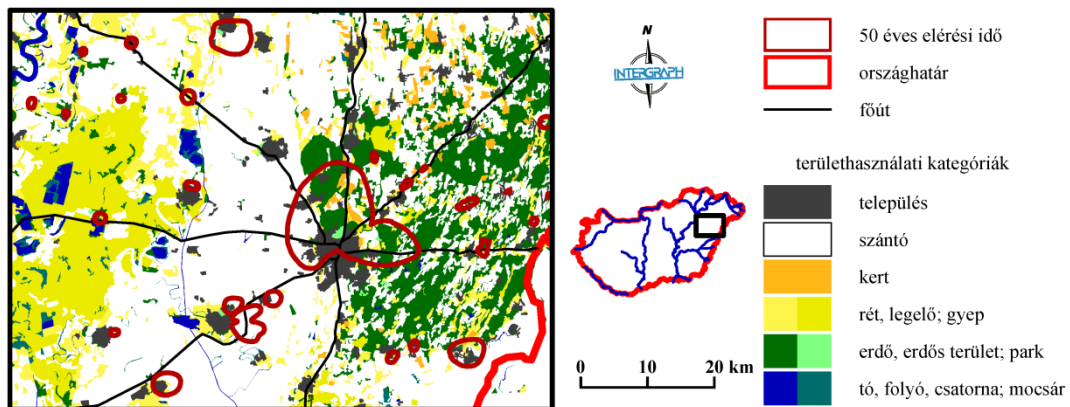
- a település belterületének/lakosságának legalább 80 %-a vízbázisvédelmi terület által szondatelepítésben korlátozott (Debrecen, Polgár, Görbeháza, Hajdúsámson, Létavértes, Kaba, Ebes, Told).
- a település belterületének/lakosságának 50–80 %-a vízbázisvédelmi terület által szondatelepítésben korlátozott (Hortobágy, Egyek, Folyás, Gáborján).
- a település belterületének/lakosságának 20–50 %-a vízbázisvédelmi terület által szondatelepítésben korlátozott (Hajdúnánás, Nyírmártonfalva,

Monostorpályi, Újszentmargita, Újtikos, Biharkeresztes, Komádi, Berekböszörmény).

- a település belterületének/lakosságának legfeljebb 20 %-a érintett, de a vízbázisvédelmi terület a település valamely részét érinti (Hajdúszoboszló, Nádudvar, Hajdúböszörmény-Pród teljes területe, Nyíracsad, Nyírábrány, Fülöp, Hosszúpályi, Pocsaj, Kismarja, Körösszakáll, Körösszegapáti, Bedő).

Több település esetében a vízadó rétegek mélysége a létavértesi értékekhez hasonló, 80–200 m, így a hosszabb hőszondák akár a tényleges vízadót is elérhetnék. A jelenlegi engedélyezési gyakorlat és kiépítési fegyelem mellett a rezervoárt vertikálisan megközelítő és az esetlegesen jelenlevő szigetelő rétegeket harántoló rendszerekre nagy valószínűség szerint a vízbázisvédelmi területeken nem fognak engedélyt kiadni.

Bár az arány meghatározása nem részletes kataszteri és településföldrajzi adatbázison nyugszik, de jól látható, hogy a megyeszékhely, több kis- és néhány középváros területe is jelentősen egybeesik saját vízbázisvédelmi területével. Becslés jelleggel megadható az érintett területen lakók száma (215000–225000 fő), ami a megyei lakosság kb. 40–42 %-át jelenti (lakosságszám adatok forrása: KSH 2014). A környező megyékben ez az arány jelentősen kisebb, mert a nagy- és középvárosok vízbázisainak központjai a lakott területektől több település esetében távolabb esnek (pl. Nyíregyháza, Békéscsaba, Békés), vagy nem rétegvizet termelnek (Szolnok). A Kelet-Magyarországon a korábban bemutatottak települések mellett jelentősebb belterületi vízbázisvédelmi területtel rendelkezik Mátészalka, Nagyhalász, Ibrány, Tiszaújváros, Tiszalök, az érintett lakosságszám 50000–60000 fő, ami Szabolcs-Szatmár Bereg megye lakosságának 10–11 %-a.



66. ábra A vízbázisvédelmi területek elhelyezkedése és területhasználat Debrecen környezetében

Áttekintve Kelet-Magyarország felszínközeli földtani adottságait, talajvíz-viszonyait, természetvédelmi és vízbázisvédelmi területeinek elhelyezkedését és felmérve a hőszondás rendszerek potenciális alkalmazási helyeit kijelenthető, hogy a vízbázisvédelmi területek eloszlása – különösen Hajdú-Bihar megyében – jelentősebben befolyásolhatja a szondakiépítést, mint a földtani adottság vagy más védelmi kategória. A szondahosszúság maximalizálása a szondamezők kialakítása, a minél hatékonyabb energiakivétel biztosító kiépítések és a nyári hőbetáplálás irányába fogja elmozdítani a tervezői gyakorlatot, mely az 5.2. fejezetben bemutatott eredményeket is felhasználhatja.

7. ÖSSZEFOGLALÁS

A geotermikus energia hasznosítása az elmúlt évtizedekben dinamikusan fejlődik, melynek elsődleges oka, hogy olyan területeket is be lehet vonni a hőkinyerésbe, melyek klasszikus értelemben nem rendelkeznek kiváló, vagy jó geotermikus adottságokkal. Ennek két lehetősége a sekély rendszerek energiatartalmának hőszivattyús hasznosítása, illetve az ún. EGS módszer (jövőbeni) elterjedése. Ezáltal nem csak azért fontos megújuló a földhő, mert folyamatosan rendelkezésre áll, hanem azért is, mert majdnem mindenhol kinyerhető valamilyen formában a felső kéreg különböző mélységi szintjeiből. Ezek további terjedése a geotermikus energia hasznosításának gyors előretörését elősegítheti, egyelőre elsősorban közvetlen felhasználás céljából, ugyanakkor a jelenleg alkalmazott technológiák nagy része a földtani környezet hosszútávú hűlését eredményezi. A rendszerek termelhetősége általában több tíz év, de a kőzetek hűléséből származó etikai, jogi, gazdasági és földtani problémák megismerése szükségszerű és időszerű.

Hazai és nemzetközi energetikai kutatások egyre gyakrabban fordulnak a geotermikus energia kinyerésének optimalizálása felé, mely elsősorban földtani, hőtani, épületgépészeti megfontolásokon alapul. A doktori disszertációban bemutatott kutatásoknak az alapját olyan projektek adták, melyekben kutatóként, esetenként a geotermikus témárész vezetőjeként-koordinátoraként vettem részt. E projektekben elvégzett munkék alapján a disszertáció kutatási céljaként az elméleti hőmérsékleti modellek és terepi mérések összehasonlítását és értelmezését, kiépítések és üzemeltetési gyakorlatok hatásának elvi modellekben történő vizsgálatát tűztem ki, bemutatva a kapott eredmények alkalmazhatóságát egy kelet-magyarországi mintaterületen.

A természetes hővezetési folyamatok és a zárt rendszerű hőkivétel hatására kialakuló hőmérséklet-eloszlást a Fourier I. törvény differenciálegyenletének különböző peremfeltételek közötti megoldásai segítségével vizsgáltam. Ehhez négy különböző helyen elvégzett mérés sekély zónákra vonatkozó hőmérsékleti adatsorát elemeztem.

Az összetettebb geometriák és hőszondás hőkivételek hatásának meghatározására véges differenciás numerikus modellt fejlesztettem Free Pascal környezetben, amit az egyszerű hőmérséklet-eloszlások segítségével validáltam. Ezután ezt a numerikus modellt használva a modell paramétereinek változtatásával meghatároztam a kiépítés és az üzemeltetés hatását a hőközvetítő fluidum várható hőmérsékletváltozására, és ebből következően a hőszivattyú működéséhez szükséges áram előállításakor keletkező CO₂ mennyiségére.

Létavértes környezetében kijelölt 206 km²-nyi mintaterületen a rendelkezésre álló szeizmikus szelvények, kútdokumentációk és szakirodalom alapján vizsgáltam az aljzat és a sekély, 100 m-ig tartó felszínközeli zóna geotermikus energiatermelésbe vonhatóságát EGS, GEOHIL, zárt hőszondák, talajkollektorok és talajvizes hőszivattyús rendszerek esetében.

A fejlesztett numerikus modell az elméleti eredményekből meghatározható értékeket a vizsgálatok szintjének megfelelő pontossággal írja le hőkivételek szuperpozíciója esetén is. A természetes rendszerekben mért folyamatok modellezésében a modell kvalitatív leírásra minden esetben alkalmas volt, a kvantitatív leírás azonban nem minden esetben volt pontos. Ennek oka – figyelembe véve az elméleti modellek

hőmérséklet-eloszlásával való egyezőséget – elsősorban a terepi monitoringrendszerek adatait jellemző hibákra vezethető vissza. Ilyen lehet a rétegsort, felszín alatti vízmozgást leíró ismeretek hiánya, a szondák mélységének vagy távolságának nem megfelelő megválasztása és kivitelezése, a kezdeti feltételek nem megfelelő részletességű ismerete, stb.

A mélyből érkező közel állandó értékű hőfluxus és a felszín felől érkező periodikus hőmennyiség hatására kialakuló hőmérsékleti eloszlást több sekély monitoringrendszer adatainak a segítségével vizsgáltam. A modellben leírt fáziseltolódás és amplitúdócsökkenés a vizsgált területeken kimutatható, de a hőmérséklet növekedése nem. Ennek oka a felszíni átlaghőmérséklet változása, melynek következtében a felszínen nem alakul ki hőmérsékleti egyensúly. Ezt a mérések során igazoltan a városi hősziget jelenség okozza. Meghatároztam Debrecen környékének jellemző hőmérsékleti profilját, melyben a korábbi mélységfüggetlen geotermikus gradiensű modellek finomításaként 4 különböző geotermikus gradiensű szakaszt tudtam kimutatni.

A sekély rendszerek környezetében kialakuló hőmérsékletmező vizsgálatának segítségével az elméleti modell illesztésével elvégeztem egy többlépcsős szondateszt felszín alatti monitoringadatokon alapuló kiértékelését, melyre a szakirodalomban nem találtam példát. A módszer segítségével a mérés közbeni hibák kiküszöbölhetők, ezáltal a kapott eredmény megbízhatósága növekszik.

A hőszondás rendszerek környezetében kialakuló hőmérséklet-eloszlást vizsgálva bizonyítottam, hogy a hagyományos kiépítési módszerek a működés paramétereit (egy vizsgált hőszonda esetén) csak néhány százalékkal befolyásolják. Ez a földtani adottságokra is igaz olyan területeken, mint a Tiszántúl, ahol viszonylag nagyfokú a kifejlődés hasonlósága és nincs lokáli termikus felfűtöttség a sekély zónákban. Ezekben az esetekben a kiépítés költségeinek növekedése és a rendszerek üzemelési költségeinek csökkenése alapján kell meghatározni azt, hogy a beruházó milyen kiépítést támogat (pl. termikusan javított tömedékelő használata). Az üzemeltetési módszerek változtatása (kivett fajlagos hőteljesítmény növelése) jelentősen (több tíz százalékkal) ronthatja az üzemeltetés feltételeit és drasztikus túlhűlésekhez vezethet.

A szondamezők esetében vizsgáltam a telepítési távolság hatását a hőkivétel során kialakuló hőmérsékletcsökkenésre és a hőtánpótlódás dinamikájára. Megállapítható, hogy egy csak hőtermelésen alapuló szondamező esetében még 9 méteres szondatávolság esetén is jelentős az eltérés a magányos szondák üzemeltetése során kialakuló hőmérsékletekhez képest, és ennél a szondatávolságnál is kialakulhat túlhűlés. Kisebb szondatávolság esetén ez rövidebb idő alatt és nagyobb hőmérsékletcsökkenéssel jelentkezik, melyet azonban megfelelő hőbetáplálási módszerekkel mérsékelni lehet. Ezek közül kiemelném a hőkivételt megelőző hőbetáplálás szerepét, illetve azt, hogy a hőbetáplálás olcsó és könnyen felszín alá juttatható többlethőt igényel, ami aktív hűtéssel, illetve napkollektoros rendszerek alkalmazásával teljesíthető.

Az aljzat szerkezeti elemeinek és közeteinek vizsgálatával kimutattam, hogy az EGS rendszerű technológiák esetében kedvező feltétel az aljzat meglévő feszültségtere, melynek elsődleges irányai a nagyszerkezeti vonalakkal igazodóan esetünkben ÉK-DNy-i orientációjúak. A vizsgált területen a vetősűrűség és a vetőmenti breccsaövek jelenléte miatt a kinyílások a feltolódási síkok és a haránttörések mentén várhatók. Főként ez utóbbiak gyakran szubvertikális pozíciója azonban kevésbé kedvező, mert így az áramlási útvonalak egy része a kisebb hőmérsékletű, kisebb mélységű zónákban

alakul ki. A breccsaövek eltérő kompaktsága miatt könnyebben kialakulhatnak hidraulikus rövidzárak (sebességanomáliák) is melyek a termelést lehetetlenné tehetik.

A GEOHIL rendszerek esetében a telepítés a kiemelt aljzathátak környezetében perspektivikus, de az eredeti kiépítést a hazai földtani viszonyoknak megfelelően módosítani szükséges. Ennek legfontosabb eleme, hogy a felső zónában szükséges a bélésű beépítése, ami a laza üledékek megtartását szolgálja. A fúrás helyének kijelölése során kerülni kell az ismert törésrendszereket és vetőzónákat, melyek jelenléte gátolja a nyitott falú lyukkiépítést. Ha a fúrás mégis feltár ilyen zónákat, úgy az aljzatban is szükséges a bélésű használata, ami kisebb kitermelhető hőmennyiséget fog jelenteni. Az energetikai hatékonyság növelhető, ha a termelőcső hővezető-képessége csökkenthető.

A zárt sekély rendszerek a földtani adottságokra kevésbé érzékenyek, elterjedésüknek elsősorban gazdasági gátjai vannak. Kimutatható azonban, hogy a vízbázisvédelmi területek több település esetében átfedésben vannak a hőszondás rendszerek potenciális telepítési helyeivel, mely esetekben a hazai jogszabályok a szondák kiépítését környezeti hatásvizsgálat elkészítésén alapuló engedélyeztetéshez kötik. Ez a vizsgált vízbázisok többségében maximalizált, 50 m-es szondahosszakot és a fagyálló folyadék használatának tiltását jelentheti, de akár a teljes rendszer kiépítését is megtilthatják. E területek a közeljövőben tehát a hőszondás rendszerek kiépítésének jelentős korlátaivá válhatnak.

A szondahosszak csökkenésével egyre inkább előtérbe kerül a felszíni hűtőanyagcserélés geotermikus potenciálra gyakorolt szerepe, a szondamezők kiépítésének és üzemeltetésének hőraktározás révén történő optimalizálása.

A geotermikus energia termelésének optimalizálása vonatkozó eljárások úgy növelik a rendelkezésre álló potenciált (a földtani vagyont), hogy a rezervoárokat nem terhelik túl, azaz a rendszerek működésének fenntarthatósága javul. A sekély zónák esetében egyre inkább felértékelődik a hőraktározás szerepe, mely segítségével a rendszerek regenerálódása segíthető.

Az általam választotthoz hasonló modellterületek ilyen típusú feldolgozása: az adat- és szakirodalmi forrásgyűjtés, a különböző módon termelhető mélységzónák elkülönítése, a hidrogeotermikus potenciál kiaknázásának földtani és technikai behatárolása előkészítő fázisa a konkrét területi energetikai tervezésnek és lehetőségét nyújt a hasonló körzetek adottságainak összehasonlítására.

A megfelelő tervezői, kivitelezői, üzemeltetői és jogalkotói hozzáállással a hazai geotermikus adottságokhoz még jobban illeszkedő geotermikus energia szektor fejleszthető, mellyel a tervdokumentációkban megfogalmazott energetikai, környezetvédelmi és egyéb célok hatékonyabban elérhetők.

8. SUMMARY

Geothermal energy utilization has been dynamically developing in the last decades. The primary reason for this is that areas having neither excellent nor good geothermal potential, in a traditional sense, can also be involved into heat power exploitation. It can be achieved in two ways: (1) heat pumps using the heat stored in shallow systems, (2) EGS power plants, so far with the possibility of future installation. Thereby, another reason for the importance of geothermal energy beside that it is persistently available, is that it can be exploited from different depths of the upper crust nearly everywhere. Most of the currently applied technologies cause the long-term cooling of the surrounding geological space. The spreading of the mentioned technologies may conduce to the boom of geothermal energy primarily for direct use. The lifetime of such systems lasts several decades but to learn more about ethical, legislative, economic and geological problems resulted by the cooling of the rocks is urgent and necessary.

Both Hungarian and international energy research more often focus on geothermal energy exploitation optimization which is mainly based on geological, thermodynamical and building engineering considerations. All research presented in the thesis are related to projects in which the candidate participated as a researcher and in some cases also as the leader or coordinator of the geothermal part. The research aim were the interpretation and comparison of theoretical models and field measurements, the study of the effects of different constructions and operational practices by theoretical models, presenting the results and the possible applications on a research area situated in NE Hungary.

Applied methods

The temperature distribution caused by the natural thermal conductivity and closed-circuit heat exploitation was studied by the application of solutions of differential equation of Fourier's Law (I.) by different boundary conditions. For this reason shallow depth temperature values measured in four different areas were studied.

To define the effects of complex geometries and heat exploitation with borehole heat exchangers finite different numerical model was developed in Free Pascal which was validated by simple temperature distributions. Afterwards, using this numeric model with changed model parameters the effects of the installation and the operation on the expecting temperature changes of the heat carrier fluid, in addition the amount of CO₂ related to the electricity required by the heat exchanger were defined.

The possibility of geothermal energy utilization from the basement and shallow depths (from the top to -100 m) in the surroundings of Létavértes was studied based on seismic sections, well documentation and literature. The EGS, GEOHIL, deep and shallow borehole heat exchangers, soils collectors and wells were studied in detail.

Results – theoretical models

The developed numerical model can describe the values derived from the theoretical results with proper accuracy even in the case of the superposition of heat exploitation. The model was appropriate for qualitative description of the modelling processes measured in natural systems in every case, but the quantitative description was not always accurate. Its reason – considering the similarity with the distribution of the temperature values from the theoretical model – can be attributed to the data errors of

the field monitoring system, such as the lack of description of the geological column and the subsurface water movement, the disadvantageous designing of lengths and distances of the borehole heat exchangers, lack of knowledge about initial conditions, etc.

The temperature distribution formed by the nearly constant heat flux coming deep from the Earth and the heat periodically coming from the surface was studied based on data of several monitoring system. Unlike the temperature increase, both the phase shift and amplitude decrease described in the model are detected/shown in the focus area. It is explained by changes of the average surface temperature, due to which the temperature equilibrium cannot be reached on the surface. This is caused by the urban heat island (UHI) substantiated by measurements. Subsurface temperature profile of Debrecen was defined in which 4 intervals having different geothermal gradient values became separated with the refining of previous models where the geothermal gradient was independent of depth (Fig. 67.).

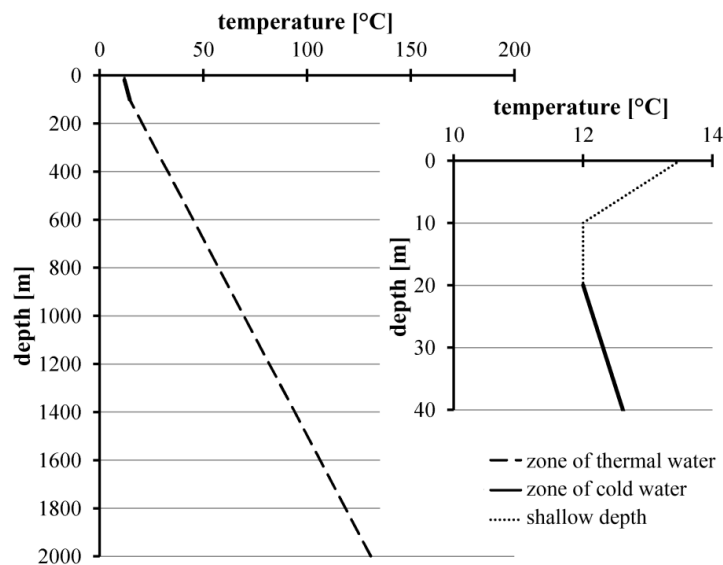


Figure 67. Temperature profile of the upper crust around Debrecen, consists of four parts

Multi-stage BHE thermal response test was carried out based on data from the subsurface monitoring system by studying the temperature field in the surroundings of shallow systems. For this no example has been found in literature. The errors during measurements can be eliminated by applying this method, therefore the reliability of the results increases.

By the numerical modelling of temperature distributions formed around operating BHEs it was proven that traditional installation methods affect the parameters of the operation (in the case of a studied BHE) only by a few percents (Fig. 68.). It can also be stated in the case of the geological properties in areas like Trans Tisza Region where the similarity of the geological development is so high spatially and there is no local positive temperature anomaly in shallow depths. In such cases the investor chooses the installation (e.g. use of thermal grouting) based on the relation of increasing installation costs and decreasing operation costs. By altering the operation methods (e.g. by increasing the extracted power per length) can significantly worsen (by tens of percent) the operation parameters and lead to a drastic overcooling.

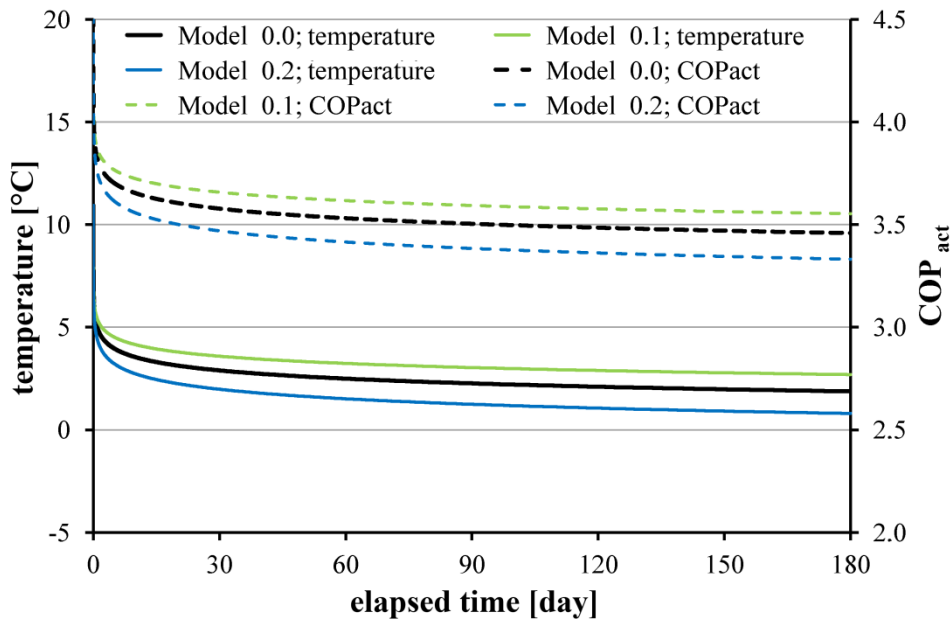


Figure 68. Modelled temperature of the evaporator and the actual COP of a given heat pump in the case of constant heat extraction

Model 0: thermal conductivity of the soil was 1.8 W/(m·K); Model 2: thermal conductivity of the soil was 2.1 W/(m·K) Model 3: thermal conductivity of the soil was 1.5 W/(m·K)

The effects of installation distance both on temperature drop and dynamism of heat recovery were also studied in the case of BHE fields during heat extraction. It can be concluded that there is a considerable difference between the forming temperature values in the case of a BHE field installed with 9 m between each BHE (overcooling occurs also in such distances) and a single BHE. In the case of smaller BHE distance, overcooling is formed earlier and with greater temperature decrease that, however, can be moderated by appropriate heat injection applications from which the option of heat injection before extraction should be highlighted. Since it requires cheap extra heat which can be easily injected into the subsurface space (thus its temperature is significantly higher than the underground temperature), it can be fulfilled/achieved by involving solar collectors into the system or by active cooling.

Results – installation of systems

The fact that the already existing stress field in the basement may be favourable condition for EGS technology was shown in the focus area by studying the rocks and structural elements of the basement with NE-SW striking. Here due to high density faulting and presence of brecciated zones tectonic extension can be expected along reverse and transverse faults. Transverse faults in subvertical positions are usually less favourable since these do not reach deeper zones and as a result flow units are less heated and warming up is less intense. In addition, due to the heterogeneity of the compactness of brecciated zones hydraulic short circuits (anomalies in rate of flow) can be developed easier which may make extraction impossible.

Installation of GEOHIL is promising where uplifted basement blocks (ridges) occur but the original installation methods should be slightly altered according to the Hungarian conditions from which the most important is the application of drill pipes through the semi-consolidated sedimentary rocks. In the course of the identifying the location of a drilling, it is advisable to avoid such areas where fault systems may inhibit building open drillings. Drill pipes must be built in the basement, as well, if such zones are drilled, though by this the amount of the extractable heat decreases. Nevertheless, energy efficiency can be improved by applying pipes of less thermal conductivity values.

Heat extraction parameters of closed shallow systems depend less on geological conditions, their spreading is inhibited for economic reasons. It was shown that water source protection zones and potential places of BHE systems overlap each other in several settlements (Fig. 69.), and in such cases according to Hungarian law, environmental impact assessment is required for licenses. This can mean that the length of BHE cannot exceed 50 m, and antifreezes cannot be applied or even the whole project may be prohibited. Therefore, the presence of such areas may become the hindrance of installation of BHEs.

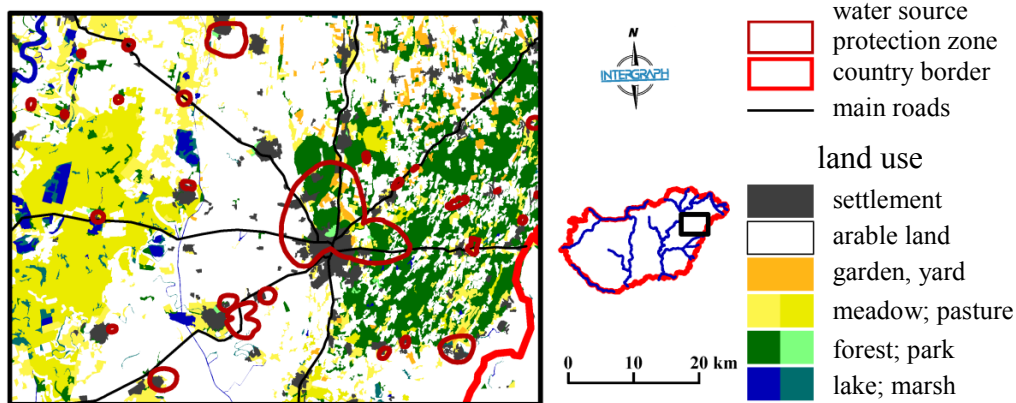


Figure 69. Land use and the location of the water source protection zones around Debrecen

New methods aiming the optimization of geothermal energy extraction increase the available (technical) potential without overloading the reservoirs, consequently the sustainability of the extraction improves. The role of heat storage in shallow depths, which help regeneration, is highly appreciated.

Such study of model areas like the present focus area: the data and literary source collection, the division of the different depth zones, the set up of the geological and technical conditions of extraction possibilities of hydrogeothermal potential are the part of the preparatory phase of the energy planning of a given area, in addition, great help to compare the conditions of similar areas.

By adequate engineering design, construction, operation and legislative attitude a power generation sector fitting better to the Hungarian geothermal endowment could be improved. Thereby all the energetic, environmental and other goals drawn up in planning documents can be achieved more effectively.

9. KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Az egyetemi éveim alatt – mind hallgatóként, mind témavezettként, mind munkatársként – meghatározó volt Dr. Kozák Miklós viszonyulása a kutatáshoz, az oktatáshoz és a hallgatókhoz. A doktori disszertáció témájának kialakításával és az általa képviselt szemlélettel nemcsak a tudományos életben való elindulásomat segítette, tanársegédi kinevezésem is az ő tanszékvezetése alatt következett be. Doktoranduszaira még a legnehezebb időkben is tudott időt szakítani, meglátásaival terelgetve minket a helyes irányba. Témavezetését e helyen is szeretném megköszönni.

Köszönöm Dr. Kalmár Ferenc főiskolai tanárnak a disszertáció munkahelyi vitája és a doktori védés során nyújtott opponenciáját, továbbá a projektvezetői munkáját, melynek következtében több projektben kapcsolódhatott össze a földtudomány és a műszaki tudományterületek. Ezek biztosították a határidőket, melyek a munkafolyamatok lezárásának biztos feltételei.

Köszönöm Dr. Bobok Elemér professzor emeritusznak, hogy elvállalta a disszertáció opponálását. Vezetője volt a geotermikus szakmérnöki képzésemnek, mely során a korábbi geotermikus ismereteim jelentősen kiteljesedtek.

Hálával tartozom Dr. Szűcs Péter egyetemi tanárnak, aki a szakmérnöki képzésben témavezettként segített elsajátítani a hidrodinamikai modellezés fortélyait, és aki a tanszékünk hidrológus szakmai közösségbe történő beilleszkedéséért is sokat tett.

Szeretnék köszönetet mondani mindazok munkájáért, akik a doktori disszertáció elkészítése és a doktori eljárás során segítettek. Közülük is kiemelném Dr. Rózsa Péter tanszékvezetőt és a Debreceni Egyetem Ásvány- és Földtani Tanszékének dolgozóit; a doktori iskolánk vezetőit: Dr. Kerényi Attilát, Dr. Csorba Pétert és Dr. Lóki Józsefet; valamint hivatalos és nem hivatalos projektvezetőim közül a korábban megnevezetteken túl Dr. Zöld Andrást és Dr. Karácsonyi Zoltánt, akik ismeretlenül is bizalmat szavaztak nekem.

Hálával tartozom Dr. Rybach Lászlónak, akinek a hőszivattyús rendszerek fenntartható üzemeltetésével kapcsolatos publikációi a kutatások alapját adták. A személyes konzultációk során adott szakmai tanácsai és bátorítása elősegítette a disszertáció fejlődését is.

Az elemzések során felhasznált adatokhoz történő hozzáférést szeretném megköszönni Jyrki Kestinek (Ruukki), Török Imrének (MEAK), Csákerényi-Nagy Gergelynek (MEP), valamint Rácz Csabának (Agrometeorológiai Obszervatórium). Az adatok szolgáltatásán túl Török Imre jelentős segítséget nyújtott abban, hogy az általam vizsgált felszín alatti térrész épületgépészeti szempontból hogyan kapcsolódik (tudományosan és hidraulikusan) a felszíni épületgépészeti egységekhez. Csákerényi-Nagy Gergely az adatszolgáltatás mellett lehetőséget nyújtott a Megújuló Energiapark keretén belül saját mérési programok kifejlesztésére, mely a sekély geotermikus potenciál és a városi hősziget hatás közötti összefüggés tisztázására lesz alkalmas.

Hálával tartozom a néhai Kiss Lászlónak, geotermikus szakmérnök csoporttársamnak, aki a szondateszthez szükséges berendezést rendelkezésemre bocsájtotta.

Köszönöm szerzőtársaimnak az általam kevésbé ismert tudományterületek irányából érkező segítségét a közös publikálások során. Közülük is kiemelném a korábban megnevezett szerzőtársakon túl Dr. Püspöki Zoltánt, Dr. Tóth Tamást és Lázár Istvánt, valamint a DENZERO projekt Környezeti hatások munkacsoportjának tagjait.

Köszönettel tartozom családomnak, kiemelten édesanyámnak. Támogattak, elviseltek, (fel)neveltek – mikor melyiknek érezték nagyobb szükségét. Feleségem, Budayné Bódi Erika közvetváz-modellezési, Dr. McIntosh Richard William tektonikai-kőzettani tudásával közvetlenül is hozzájárult a disszertációban megfogalmazott eredmények fejlődéséhez. Mindkettőjük szakfordítói végzettsége az angol nyelvű anyagok nyelvi ellenőrzésében is nagy segítség volt.

Köszönöm Dr. Tóth Imrének, hogy több mint 20 évvel ezelőtt egy kicsit szélesítette a földtudományi érdeklődési körömet. Ez az akkor kis változás idővel a disszertáció elkészültéhez vezetett. Ezúton is kívánok neki erőt és egészséget 80. születésnapja alkalmából.

A disszertációban felhasznált kutatási anyagok elkészültét az alábbi projektek támogatták:

INTERREG IVC kiírás GEOPOWER „Geothermal energy to address energy performance strategies in residential and industrial buildings” (2010. november 1. – 2012. december 31.) – Deep Delegation tag
HURO/0801/121 „Szekvencia-sztratigráfiai alapú vízföldtani modellezés Nyíregyháza-Szatmárnémeti térségében” project (2009. november 1. – 2010. október 31.) – kutató
TÁMOP-4.2.2-08/1-2008-0017 „Geotermikus rendszerek fenntarthatóságának integrált modellezése” project (2009. július 1. – 2011. június 30.) – kutató
HURO/0801/006 „Geotermikus energia hosszútávú felhasználása maximális hatékonysággal Sacuieni-Létavértes területén” project (2010. január 1. – 2011. április 30.) – kutató
HURO/0802/083_AF „Hozzájárulások a regenerábilis energiaforrások hatékony felhasználására Bihar és Hajdú-Bihar megyékben” project (2011. március 1. – 2012. december 31.) – kutató
TÁMOP-4.2.1.B-10/2/KONV-2010-0001 „A felsőoktatás minőségének javítása kiválósági központok fejlesztésére alapozva a Miskolci Egyetem stratégiai kutatási területein” (2011. március 1. – 2013. május 31.) – kutató
TÁMOP-4.2.2.A-11/1/KONV-2012-0041 „Fenntartható energetika megújuló energiaforrások optimalizált integrálásával” (2013. január 1. – 2014. december 31.) – kutató
RFSR-CT-2011-00032 „Zero Energy Solutions for Multi-use Steel Intensive Commercial Buildings” project (2011. július 1. – 2014. június 30.) – kutató
TÁMOP-4.2.2.B-15/1/KONV-2015-0001 „A Debreceni Egyetem tudományos képzési műhelyeinek támogatása” projekt – doktorjelölti ösztöndíjas

A disszertáció elkészítését a TÁMOP-4.2.2.B-15/1/KONV-2015-0001 számú projekt támogatta. A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósult meg.

10. IRODALOMJEGYZÉK

- ABRAMOWITZ, M. & STEGUN, I. A. (ed.) 1972: Handbook of Mathematical Functions with Formulas, Graphs, and Mathematical Tables. – National Bureau Standards Applied Mathematics Series 55, 10th printing with corrections, 227–237.
- ACUÑA, J. & PALM, B. 2009: Local Conduction Heat Transfer in U-pipe Borehole Heat Exchangers. – Excerpt from the Proceedings of the COMSOL Conference 2009 Milan, 6 p.
- ÁDÁM B. 2012: Földhőszondák hőtechnikai viszonyai hőszivattyús rendszereknél. – doktori értekezés, Szent István Egyetem, Gödöllő, 114 p. + mell.
- ADAMS, W.M., WATTS, G. & MASON, G. 1976: Estimation of thermal diffusivity from field observations of temperature as a function of time and depth. – *American Mineralogist* **61**, 560–568.
- ANGELOTTI, A., ALBERTI, L., LA LICATA, I. & ANTELMINI, A. 2014: Energy performance and thermal impact of a Borehole Heat Exchanger in a sandy aquifer: Influence of the groundwater velocity. – *Energy Conversion and Management* **77**, 700–708.
- ALBU I., BODOKY T., GYÖRGY L., PINTÉR A., SZEIDOVITZ GY.-NÉ & TIMÁR Z. 1978: Geofizikai kutatás az Alföldön. – MÁELGI 1977. évi jelentése, 54–56.
- ALBU I. & TIMÁR Z. 1983: Hajdúsági szeizmikus mérések újrafeldolgozásának eredményei. – MÁELGI 1982. évi jelentése, 87–88.
- AL-KHOURY (2011): Computational Modeling of Shallow Geothermal Systems. – CRC Press, 254 p.
- ARMSTEAD, C.H. 1973: Geothermal energy. Review of research and development. – UNESCO, Paris, 186 p.
- AROLA, T. & KORKKA-NIEMI, K. 2014: The effect of urban heat islands on geothermal potential: examples from Quaternary aquifers in Finland. – *Hydrogeology Journal* **22**, 1953–1967
- ÁRPÁSI, M., KOVÁCS, L. & SZABÓ, G. 2000: Geothermal Development in Hungary - Country Update Report 1995-1999, Proceedings of the World Geothermal Congress 2000, Kyushu, Tohoku, Japan, May 28–June 10, 59–69.
- AXELSSON, G., STEFÁNSSON, V. & BJÖRNSSON, G. 2004: Utilization of geothermal resources for 100 – 300 years. – PROCEEDINGS, Twenty-Ninth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, January 26-28, 2004, SGP-TR-175, 9 p.
- BANKS, D. 2008: An Introduction to Thermogeology: Ground Source Heating and Cooling. – Blackwell Publishing, Oxford, 339 p.
- BANKS, D., GANDY, C. J., YOUNGER, P. L., WITHERS, J. & UNDERWOOD, C. 2009: Anthropogenic thermogeological ‘anomaly’ in Gateshead, Tyne and Wear, UK. – *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* **42**, 307–312.
- BARKER, B.J., KOENIG, B.A., & STARK, M.A. 1995: Water injection management for resource maximization: observations from 25 years at The Geysers, California. – Proceedings, World Geothermal Congress, 1959–1964.
- BAYER, P., DE PALY, M. & BECK, M. 2014: Strategic optimization of borehole heat exchanger field for seasonal geothermal heating and cooling. – *Applied Energy* **136**, 445–453.
- BEIER, R.A. 2014: Transient heat transfer in a U-tube borehole heat exchanger. – *Applied Thermal Engineering* **62**, 256–266.

- BERTANI, R. 2010: Geothermal Power Generation in the World 2005–2010. Update Report. – Proceedings World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia, 25-29 April 2010, 5 p.
- BLOCON (2008): EED 3.0. Earth Energy Designer. – user guide, 60 p.
- BOBOK E. 1987: A geotermikus energiatermelés. – Tankönyvkiadó, Budapest, 246 p.
- BOBOK E. & TÓTH A. 2002: Geothermal Energy from Dry Holes: A Feasibility Study. – *Geothermal Resources Council Transactions* **26**, 275–278.
- BOBOK E. & TÓTH A. 2009: A geotermikusenergia termelés hőmérsékletviszonyai zárt rendszerbeli kút esetében – kézirat, kutatási jelentés, DE Ásvány- és Földtani Tanszék adattára, ME Kőolaj és Földgáz Intézet adattára, p. 1-28.
- BÓDI E. 2012: Pannóniai vízadók képződési környezetének geomorfológiai rekonstrukciója és közetváz modellje Létavértes térségében. – kézirat, diplomamunka, Debrecen, 80 p.
- BÓDI E. & BUDAY T. 2012: Az adatsűrűség hatásának vizsgálata a modellfejlődés és rentabilitás szempontjából két 3D közetvázmodell példáján. – In: LÓKI J. (szerk.): Az elmélet és a gyakorlat találkozása a térinformatikában III. Debreceni Egyetemi Kiadó, Debrecen, 67–74.
- BÓDI, E., BUDAY, T. & MCINTOSH, R.W. (2014): Consequences of tectonic events on porous thermal water reservoirs, NE Hungary. – 5th European Geothermal PhD Day, 31.03–02.04.2014, Darmstadt, Abstracts, pp. 14–15.
- BÓDI, E., BUDAY, T., KOVÁCS, R.L. & MCINTOSH, R.W. (2015): Sequence stratigraphic based modeling and geothermal potential estimation in the case of Neogene thermal water reservoirs, central Trans Tisza Region, Hungary. – 6th Geothermal PhD Day, Delft, The Netherlands, 25–27 February 2015, pp. 19–20.
- BORSY Z. 1989: Az Alföld hordalékkúpjainak negyedidőszaki fejlődéstörténete. – *Földrajzi Értesítő* **38**, 211-223.
- BUDAY, T. 2009: Temperature changes of the upper crust based on operation of borehole heat exchangers (Debrecen). In: KALMÁR F. (szerk.): 15th „Building Services, Mechanical and Building Industry days” GEOREN International Conference, 15-16 October 2009, Debrecen, Hungary, 113–118.
- BUDAY, T. 2010: Effects of operating heat pump systems on the underground temperature based on a case study in Debrecen. – In: KALMÁR F., CSOMÓS GY. & CSÁKI I. (szerk.): 16th „Building Services, Mechanical and Building Industry Days” GEOREN International Conference, 14-15 October 2010, Debrecen, Hungary, 107–114.
- BUDAY T. 2011: A termálvíz kivétel hatása Hajdúszoboszló–Debrecen környezetében, diplomamunka, Miskolci Egyetem, Hidrogeológiai–Mérnökgeológiai Intézeti Tanszék, p. 70.
- BUDAY T. 2012a: A felszín alatti hőt hasznosító hőszivattyús rendszerek primeroldali kiépítésének korlátozó tényezői alföldi kisvárosokban, Létavértes példáján. – In: FAZEKAS I., SZABÓ V. (ed): A környezettudatos települések felé, Meridián Alapítvány, Debrecen, 45–51.
- BUDAY, T. 2012b: Possible reduction of environmental impacts of geothermal energy extraction in a theoretical spa. – *AGD Landscape & Environment* **6**, 68–75.
- BUDAY, T. 2014: Reduction of environmental impacts of heat pump usage with special regard on systems with borehole heat exchangers. – *AGD Landscape & Environment* **8**, 66–77.

- BUDAY T. & BULÁTKÓ K. 2012: Szekvenciasztratigráfiai vizsgálatok szerepe a hidrogeológiai modellezésben egy hazai termálvíz-kitermelő centrumpár példáján. – In: POKORÁDI L. (szerk.): Műszaki Tudomány az Észak-Kelet Magyarországi Régióban 2012, elektronikus konferenciakötet, DAB Műszaki Szakbizottsága, Szolnok, 241–247.
- BUDAY, T. & KOZÁK, M. 2007: Necessity, experiences and abilities of deep heat mining. – *Acta GGM Debrecina Geology, Geomorphology, Physical Geography Series 2*, 199–207.
- BUDAY, T. & PÜSPÖKI, Z. 2011: Facies Variations Detected by Well Log Correlation in a Geothermal Reservoir (Újfalu Formation) around Debrecen, Hungary. – 6th Congress of Balkan Geophysical Society – Budapest, Hungary, 3-6 October 2011, 5 p.
- BUDAY T. & TÖRÖK I. 2011: Működő hőszivattyús rendszerek hatása a felszínközeli üledékek hőmérsékletére egy Debreceni példa alapján. – *Magyar Épületgépészet 59/1-2*, 21–24.
- BUDAY, T. & TÖRÖK, I. 2012: Possibilities and problems in the modelling of operating borehole heat exchanger (BHE) systems based on field studies. – In: Proceedings of 18th Building Services, Mechanical and Building Industry days, International Conference, EUG-12-02, 8 p.
- BUDAY T., KOZÁK M. & KOVÁCS S. 2009: Földhő hasznosítási alternatívák Debrecen energiaellátásában. – In: OROSZ Z. – SZABÓ V. – FAZEKAS I. (szerk.): Környezettudatos energiatermelés és -felhasználás, konferenciakötet, Debrecen, 99–104.
- BUDAY T., PÜSPÖKI Z. & KOZÁK M. 2011a: Szilárd közetváz és hidrogeológiai transzport modellezés Létavértes - Székelyhid környezetében. – kutatási jelentés, HURO/0801/006 „Geotermikus energia hosszútávú felhasználása maximális hatékonysággal Sacuieni-Létavértes területén”, Debrecen, 43 p.
- BUDAY T., PÜSPÖKI Z., KOVÁCS ZS., BÓDI E. & FEKETE CS. 2011b: Geotermikus modellezés térinformatikai követelményei és létavértesi project alapján. – In: LÓKI J. (szerk.): Az elmélet és a gyakorlat találkozása a térinformatikában II., Debrecen, 2011. május 19–20., 397–404.
- BUDAY, T., KOZÁK, M., MCINTOSH, R. W. & PÜSPÖKI, Z. 2012: Possibilities of geothermal energy utilization around Létavértes. – *ACTA GGM Debrecina, Geology, Geomorphology, Physical Geography Series 6-7*, 63–70.
- BUDAY T., HILGERT L., FÜLÖP N., VINCZE-GÁL SZ. & FARAGÓ E. (2012): Fialat üledékek belső energiájának geotermikus energiatermelésbe történő bevonásának lehetőségei Hajdú-Bihar megyében. – In: FAZEKAS I., SZABÓ V. (szerk.): A környezettudatos települések felé, Meridián Alapítvány, Debrecen, 56–61.
- BUDAY, T., BÓDI, E. & MCINTOSH, R.W. 2013: Possible simultaneous heat extraction from geothermal reservoirs at various depths in East Hungary, a case study of Létavértes. – European Geothermal Congress 2013, Pisa, Italy, 3–7 June 2013, 7 p.
- BUDAY T., FAZEKAS I., SZABÓ GY., PALÁDI M., SZABÓ SZ., SZABÓ G. & KERÉNYI A. 2014a: A talajhőt primeroldali forrásként használó hőszivattyús rendszerek környezeti hatásainak csökkentési lehetőségei. – In: SZABÓ V. – FAZEKAS I. (szerk.): Környezettudatos energiatermelés és -felhasználás III., MTA DAB Megújuló Energetikai Munkabizottsága, Debrecen, 57–63.

- BUDAY, T., SZABÓ, GY., FAZEKAS, I., PALÁDI, M., SZABÓ, SZ., SZABÓ, G. & KERÉNYI, A. 2014b: Annual pattern of the coefficient of performance considering several heat pump types and its environmental consequences. – *International Review of Applied Sciences and Engineering* **5**, 173–179.
- BUDAY, T., KESTI, J., DÖRING, B., REGER, V. & NIEMINEN, J. 2014c: The role of an energy pile system in the heat extraction and heat storage. – kutatási jelentés, ZEMUSIC WP5 report, 66 p.
- BUDAY, T., SZÜCS, P., KOZÁK, M., PÜSPÖKI, M., MCINTOSH, R. W., BÓDI, E., BÁLINT, B. & BULÁTKÓ, K. 2015a: Sustainability aspects of thermal water production in the region of Hajdúszoboszló-Debrecen, Hungary. – *Environmental Earth Sciences*, DOI: 10.1007/s12665-014-3983-1
- BUDAY, T., LÁZÁR, I., CSÁKBERÉNYI-NAGY, G., BÓDI, E. & TÓTH, T. 2015b: Effect of solar radiation on underground temperature values and heat supply in case of the ground coupled loop of a heat pump system based on meteorological data, Debrecen. – Perspectives of Renewable Energy in the Danube Region International Conference 26-27 March 2015, Pécs - Hungary.
- CAPPETTI, G., PARISI, L., RIDOLFI, A. & STEFANI, G. 1995: Fifteen years of reinjection in the Larderello-Valle Secolo area: analysis of the production data. – In: Proceedings of World Geothermal Congress, 18–31 May 1995, 1997–2000.
- CAREY, B. 2000: Wairakei 40 plus years of generation. – In: Proceedings of the World Geothermal Congress 2000, Kyushu, Tohoku, Japan, May 28–June 10, 3145–3149.
- CATALDI, R. 1993: Review of historiographic aspects of geothermal energy in the Mediterranean and Mesoamerican areas prior to the modern age. – *GHC Bulletin* **14/3**, 13–16.
- CATALDI, R., HODGSON, S.F. & LUND, J.W. (ed.) 1999: Stories from a Heated Earth. Our Geothermal Heritage – Geothermal Resources Council, International Geothermal Association, Sacramento, 588 p.
- CARSLAW, H. S. & JAEGER, J. C. 1959: Conduction of Heat in Solids. – London, Oxford University Press, 510 p.
- CERMAK, V. 1971: Underground temperature and inferred climatic temperature of the past millenium. – *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* **10**, 1–19.
- CHIANG, W-H. & KINZELBACH, W. 2001: 3D-groundwater modeling with PMWIN. – Springer, Berlin
- CÍVISTERV 2007: Létavértes szabályozási terve. Belterület szabályozási terv. Létavértes Város Önkormányzati Képviselő-testületének 9/2007 (V.29.) Ör. sz. rendelete, melléklet
- CLASUSER, C. (ed) 2003: Numerical Simulation of Reactive Flow in Hot Aquifers. – Springer, 332 p.
- CSÁKI E. & KALMÁR T.K. 2010: Létavértes Önkormányzati Arany János Általános Iskola középületének primerenergia fogyasztásának számítása. KUTATÁSI JELENTÉS HURO 0801/006 számú project. – kutatási jelentés, 71 p.
- CSÁKY I. & KALMÁR T. 2014: Analysis of degree day and cooling energy demand in educational buildings. *Environmental Engineering and Management Journal* **13**, 2765–2770.
- CSÁSZÁR G. 2005: Magyarország és környezetének regionális földtana I. paleozoikum–paleogén. – Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 328 p.

- CSOMÓS GY. 2011: Termásvíz hasznosítására épülő elméleti kistérségek elláthatósága. – kutatási jelentés, 43 p.
- DEMETER G., PÜSPÖKI Z., LAZÁNYI J. & BUDAY T. (szerk.) 2010: Szekvencia-sztratigráfiai alapú földtani kutatás Nyíregyháza-Szatmárnémeti térségében. – Dominium Könyvkiadó, Debrecen–Miskolc, 287 p.
- DIBÁCSI Z. & SZEMÁN I. 2008: Geotermikus és napenergia hasznosítására épülő fűtési/hűtési rendszer bemutatása. – *Magyar Épületgépészet* **57/4**, 9–11.
- DIERSCH, H-J.G. 2014: FEFLOW. Finite Element Modelling of Flow, Mass and Heat Transport in Porous and Fractured Media. – Springer, 996+35 p.
- DIERSCH, H-J. G., BAUER, D., HEIDEMANN, W., RÜHAAK, W. & SCHÄTZL, P. 2010: Finite element formulation for borehole heat exchangers in modelling geothermal heating systems by FEFLOW. – In: DHI-WASY: White Papers Vol. V., 7–96.
- DIPIPO, R. 2007: Geothermal Power Plants. – Butterworth-Heinemann, 520 p.
- DIPIPO, R. 2015: Geothermal power plants: Evolution and performance assessments. – *Geothermics* **53**, 291–307.
- DÖVÉNYI Z. (szerk.) 2010: Magyarország kistájainak katasztere. – Budapest, MTA FKI, 876 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. ed.: The Pannonian Basin. A Study In Basin Evolution, AAPG Memoir 45, 195–233.
- 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), 41 p.
- EGERER F. & KERTÉSZ, P. 1993: Bevezetés a közetfizikába. – Akadémiai Könyvkiadó, Budapest, 424 p.
- EGGLESTON, J. & MCCOY, K. J. 2015: Assessing the magnitude and timing of anthropogenic warming of a shallow aquifer: example from Virginia Beach, USA. – *Hydrogeology Journal* **23**, 105–120.
- EROL, S., HASHEMI, M. A. & FRANÇOIS, B. (2015): Analytical solution of discontinuous heat extraction for sustainability and recovery aspects of borehole heat exchangers. – *International Journal of Thermal Sciences* **88**, 47–58.
- ESKILSON, P. 1987: Thermal Analysis of Heat Extraction Boreholes. PhD thesis
- EUGSTER, W. J. & RYBACH, L. (2000): Sustainable production from borehole heat exchanger systems. – Proceedings World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku, Japan, 28 May 28-June 10, 2000, 825–830.
- FERGUSON, G. & WOODBURY, A. D. 2007: Urban heat island in the subsurface. – *Geophysical Research Letters* **34**, L23713
- GENTER, A., GUILLOU-FROTTIER, L., FEYBESSE, J-L., NICOL, N., DEZAYES, C. & SCHWARTZ, S. 2003: Typology of potential Hot Fractured Rock resources in Europe. – *Geothermics* **62**, 701–710.
- GÖRZ, I., HIELSCHER, P. & APEL, M.: Introduction to Gocad. – kézirat, 46 p., http://tu-freiberg.de/fakult3/geo/mageo/lehre_3d/vorlesung/gocad_script_neu.pdf (letöltve 2011. március 20.)
- GYULA G. & NÉMETH G. 2005: Szoftverfejlesztés a vízázó képződmények adatbázis építéséhez és lekérdezéséhez. – In: Püspöki Z. – Lazányi J. (szerk.). A fenntartható vízgazdálkodás eszköztárának bővítése Mátészalka–Beregszász

- térségében, Westsik Vilmos Nyírségi Tájfejlesztési Alapítvány, Nyíregyháza, p. 9-36.
- HAAS, J. ed. 2012: *Geology of Hungary*. – Springer, Berlin, Heidelberg, 264 p.
- HAAS, J., BUDAI, T., CSONTOS, L., FODOR, L. & KONRÁD, GY. 2010: Pre-Cenozoic geological map of Hungary, 1:500 000. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest
- HALÁSZ GY-NÉ 2010: Geotermális energia hasznosítás Létavértesen. – kutatási jelentés, 42 p.
- HAMZA, V. M. & VIEIRA, F. P. (2012): Global distribution of the lithosphere-asthenosphere boundary: a new look. – *Solid Earth* **3**, 199–212.
- HILDEBRAND, H. 2009: Geothermieoffener Bohrungen. – Tiefen- und oberflächennahe Geothermie. Neue Projekte und Erfahrungen. Linz, 19. November 2009
- HORVÁTH, F., MUSITZ, B., BALÁZS, A., VÉGH, A., UHRIN, A., NÁDOR, A., KOROKNAI, B., PAP, N., TÓTH, T. & WÖRUM, G. (2014): Evolution of the Pannonian basin and its geothermal resources. – *Geothermics* **53**, 328–352.
- HUANG, S., POLLACK, H. N. & SHEN, P.-Y. 2000: Temperature trends over the past five centuries reconstructed from borehole temperatures. – *Nature* **403**, 756–758.
- IEA 2013a: *International Energy Outlook 2013*. – U.S. Department of Energy, Energy Information Administration, 310 p.
- IEA 2013b: *CO₂ emissions from fuel combustion, highlights*, IEA, Paris, France, p. 110.
- JONASSON, TH. 2008: Historical overview of geothermal heating of Iceland. – In: 14th „Building Services, Mechanical and Building Industry days” International Conference, 30-31 October 2008, Debrecen, Hungary, 5–22.
- JONES, P. D., NEW, M. G., PARKER, D. E., MARTIN, S. & RIGOR, I. 1999: Surface air temperature and its changes over the past 150 years. – *Reviews of Geophysics* **37**, 173–199.
- JUHÁSZ GY. 1992: A pannóniai s.l. formációk térképezése az Alföldön: elterjedés, fácies és üledékes környezet. – *Földtani Közlöny* **122**, 133–165.
- JUHÁSZ GY. 1993: Relatív vízszintingadozások rétegtani-szedimentológiai bizonyítékai az Alföld pannóniai s.l. üledékösszetételében – *Földtani Közlöny* **123**, 379–398.
- JUHÁSZ GY. 1994: Magyarországi neogén medencerészek pannóniai s.l. üledéksorának összehasonlító elemzése. – *Földtani Közlöny* **124**, 341–365.
- KALMÁR, T. K. & CSÁKI E. 2011: Önkormányzati épületek primerenergia felhasználása Létavértesen. – kutatási jelentés, 63 p.
- KAYA, E., ZARROUK, S. J. & O’SULLIVAN, M. J. 2011: Reinjection in geothermal fields: A review of worldwide experience. – *Renewable and Sustainable Energy Reviews* **15**, 47–68.
- KOMLÓS F., FODOR Z., KAPROS Z. & VASZIL L. 2008: Hőszivattyúzás. Csináljuk jól! energiahatékonysági sorozat 22. – Energia Központ Kht., Budapest, 52 p.
- KOO M. & SONG Y. 2008: Estimating apparent thermal diffusivity using temperature time series: A comparison of temperature data measured in KMA boreholes and NGMN wells. – *Geosciences Journal* **12**, 255–264.
- KORIM, K. & LIEBE, P. 1973: A szentesi hévíztározó rendszer. – *Vízügyi Közlemények* 1973/3, 290–311.
- KOVÁCS R. L. 2015: Felső-pannóniai rétegek geometriájának vizsgálata geofizikai adatok alapján az Észak-Hortobágy, Hajdúhát és Nyugat-Nyírség területén. – kézirat, OTDK dolgozat, Debreceni Egyetem Ásvány- és Földtani Tanszék, Debrecen

- KOVÁCS, S. & KOZÁK, M. 2007: A new application of geothermal energy. *ACTA GGM Debrecina, Geology, Geomorphology, Physical Geography Series* **2**, 209–216.
- KOZÁK M. (szerk.) 2010: Hidrogeotermikus rendszerek és földtani vetületeik. A 3. munkacsoport 1. féléves jelentése a Geotermikus rendszerek fenntarthatóságának integrált modellezése című projekt keretében. – kézirat, 165 p.
- KOZÁK M. & BUDAY T. 2010: Geotermális adottságok kutatása Létavértes és Székelyhíd között a határ mentén. – kutatási jelentés, HURO/0801/006 „Geotermikus energia hosszútávú felhasználása maximális hatékonysággal Sacuieni-Létavértes területén”, Debrecen, 38 p.
- KOZÁK, M., PÜSPÖKI, Z. & MCINTOSH, R.W. 2001: Structural development outline of the Bükk Mountains reflecting recent regional studies. – *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* **35**, 135–174.
- KOZÁK M., BUDAY T. & MCINTOSH R.W. 2010a: Sekély és mélyhőbányászati lehetőségek Létavértes és Székelyhíd területén. – kutatási jelentés, HURO/0801/006 „Geotermikus energia hosszútávú felhasználása maximális hatékonysággal Sacuieni-Létavértes területén”, Debrecen, 48 p.
- KOZÁK M., MCINTOSH R.W. & BUDAY T. 2010b: A mélyszerkezetek szerepe a tiszántúli regionális geotermikus potenciál és annak kiaknázási lehetőségei szempontjából. – In: LÓKI J. (szerk.): Interdiszciplinaritás a természet- és társadalomtudományokban. Tiszteletkötet Szabó József geográfus professzor 70. születésnapjára. Debrecen, 181–188.
- KOZÁK M., MCINTOSH R.W. & BUDAY T. (szerk.) 2011a: Geotermikus rendszerek fenntarthatóságának integrált modellezése. 3. munkacsoport. Hidrogeotermikus rendszerek és földtani vetületeik. – Debreceni Egyetem, Debrecen, 140 p.
- KOZÁK M., MCINTOSH R.W. & BUDAY T. 2011b: A Tiszántúl aljzatszerkezete és ennek termoenergetikai jelentősége. – In: SZABÓ V. – FAZEKAS I. (szerk.): Környezettudatos energiatermelés és -felhasználás, konferenciakötet, MTA DAB Megújuló Energetikai Munkabizottság, Debrecen, 120–126.
- KSH 2014: Magyarország közigazgatási helységnévkönyve. 2014. január 1. – Központi Statisztikai Hivatal, Budapest, 255 p.
- KULCSÁR B. 2011: HU-RO 1. A geotermikus energia hosszútávú felhasználása maximális hatékonysággal Săcueni – Létavértes területén 2010 - 2011. BESZÁMOLÓ 4. szakasz. Research report, 39 p.
- KUTI L. 2005: Magyarország földtani térképe, L-34-20, Debrecen, fedett földtani térkép 1:100000. MÁFI
- KÜHN, M. – BARTELS, J. – IFFLAND, J. 2002: Predicting reservoir property trends under heat exploitation: interaction between flow, heat transfer, transport, and chemical reactions in a deep aquifer at Stralsund, Germany. – *Geothermics* **31**, 725–749.
- LAMARCHE, L. & BEAUCHAMP, B. 2007: New solutions for the short-time analysis of geothermal vertical boreholes. – *International Journal of Heat and Mass Transfer* **50**, 1408–1419.
- LEE, K.S. 2013: *Underground Thermal Energy Storage*. – Springer-Verlag, London, 151 p.
- LEMMELÄ, R., SUCKSDORFF, Y. & GILMAN, K. 1981: Annual Variation of Soil Temperature at Depths 20 to 700 cm in an Experimental Field in Hyrylä, South-Finland during 1969 to 1973. – *Geophysica* **17**, 143–154.
- LHENDUP, T., AYE, L. & FULLER, R.J. 2014: Thermal charging of boreholes. – *Renewable energy* **67**, 165–172.

- LI, K., BIAN, H., LIU, CH., ZHANG, D. & YANG, Y. 2015: Comparison of geothermal with solar and wind power generation systems. – *Renewable and Sustainable Energy Reviews* **42**, 1464–1474.
- LORBERER Á. & LORBERER Á. F. 2010: Hazai karsztos tárolókra alapozott geotermális erőmű-telepítési lehetőségek. – In: PÁL–MOLNÁR E. (szerk.): *Medencefejlődés és geológiai erőforrások*, GeoLitera, Szeged, 76–80.
- LOVERIDGE, F. & POWRIE, W. 2014: 2D thermal resistance of pile heat exchangers. – *Geothermics* **50**, 122–135.
- LUND, J.W. 1996: Balneological use of thermal and mineral waters in the U.S.A. – *Geothermics* **25**, 103–147.
- LUND, J. W. 1998: Geothermal Direct-Use Equipment Overview. – *GHC Bulletin* **19/1**, 1–6.
- LUND, J. W. 2004: 100 years of geothermal power production. – *GHC Bulletin* **25/3**, 11–19.
- LUND, J. W. 2007: Characteristics, Development and Utilization of Geothermal Resources. – *GHC Bulletin* **28/2**, 1–11.
- LUND, J. W. & FREESTON, D. H. 2000: World-wide Direct Uses of Geothermal Energy 2000. – *Proceedings World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku, Japan, 28 May–10 June, 2000*, 21 p.
- LUND, J. W., FREESTON, D. H., & BOYD, T. L. 2010: Direct Utilization of Geothermal Energy 2010 Worldwide Review. – *Proceedings World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia, 25-29 April 2010*, 23 p.
- LUO, J., ROHN, J., BAYER, M., PRIESS, A. & XIANG, W. 2014: Analysis on performance of borehole heat exchanger in a layered subsurface. – *Applied Energy* **123**, 55–65.
- MÁDLNÉ SZÖNYI J. 2006. A geotermikus energia, készletek, kutatás. hasznosítás, Grafon Kiadó, Nagykovács, p. 1-144.
- MAGYAR I. 2010: A Pannon-medence ősföldrajza és környezeti viszonyai a késő miocénben. – *Geolitera*, Szeged, 140.
- MAJER, E. L., BARIA, R., STARK, M., OATES, S., BOMMER, J., SMITH, B. & ASANUMA, H. 2007: Induced seismicity associated with Enhanced Geothermal Systems. – *Geothermics* **36**, 185–222.
- MARCOTTE, D. & PASQUIER, P. 2008: On the estimation of thermal resistance in borehole thermal conductivity test. – *Renewable Energy* **33**, 2407–2415.
- MARCOTTE, D. & PASQUIER, P. 2014: Unit-response function for ground heat exchanger with parallel, series or mixed borehole arrangement. – *Renewable Energy* **68**, 14–24
- MARTON L. 2002: Hidrogeológiai szakvélemény Létavértes ivóvízbázis vizsgálatához. – kézirat
- MARTON L. 2009: Energiaszint-változások az ÉK-Alföld fő vízadó rétegeiben. – *Debreceni Műszaki Közlemények* **8**, 15–28.
- MARTON L. & MIKÓ L. 1990: Izotóphidrogeológiai kutatások az Alföldön. – MÁFI Évi jelentés 1988-ról, 135–152.
- MARTON L. & SZANYI J. 2000: A talajvíztükör helyzete és a rétegvíztermelés kapcsolata Debrecen térségében. – *Hidrologiai Közlemény* **80**, 3–13.
- MCINTOSH, R. W. 2014: A Bükkium morfológiájának. – kézirat, doktori disszertáció, Debreceni Egyetem
- MEH & MAVIR 2010: A magyar villamosenergiarendszer (VER) 2009. évi statisztikai adatai. – MEH, MAVIR, Budapest, 71 p.

- MEH & MAVIR 2011: A magyar villamosenergiarendszer (VER) 2010. évi statisztikai adatai. – MEH, MAVIR, Budapest, 68 p.
- MIKE K. 1991: Magyarország ösvízrajza és felszíni vizeinek története. – Aqua Kiadó, Budapest, 698 p.
- MOECK, I. S. 2014: Catalog of geothermal play types based on geologic controls. – *Renewable and Sustainable Energy Reviews* **37**, 867–882.
- MORITA, K., TAGO, M., & EHARA, S. 2005: Case Studies on Small-Scale Power Generation with the Downhole Coaxial Heat Exchanger. – Proceedings World Geothermal Congress 2005 Antalya, Turkey, 24-29 April 2005, 8 p.
- MOTTAGHY, D. & DIJKSHOORN, L. 2008: Implementing a new effective finite difference formulation for borehole heat exchangers into a heat transport code. – PROCEEDINGS, Thirty-Third Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California, January 28-30, 2008, SGP-TR-185, 4 p.
- MUFFLER, P. & CATALDI, R. 1978: Methods for regional assessment of geothermal resources. – *Geothermics* **7**, 53–89.
- NFM 2010: Magyarország Megújuló Energia Hasznosítási Terve 2010–2020. – Nemzeti Fejlesztési Minisztérium, Budapest, 224 p.
- OCHSNER, K. 2007: Geothermal Heat Pumps. A Guide for Planning and Installing. – Earthscan, London, 146 p.
- Orkustofnun Working Group 2001: Sustainable production of geothermal energy: suggested definition. – *IGA News* **42**, 1–2.
- O’SULLIVAN, M., YEH, A. & MANNINGTON, W. 2010: Renewability of geothermal resources. – *Geothermics* **39**, 314–320
- PAHUD, D., BELLIARDI, M. & CAPUTO, P. 2012: Geocooling potential of borehole heat exchangers’ systems applied to low energy office buildings. – *Renewable Energy* **45**, 197–204.
- PÁLFALVI F. 2008: Létavértes geotermikus energia ellátás termelő és visszajutató hévízkutakkal. – Előzetes környezeti hatásvizsgálat, kézirat
- PAPP S. 1990: Felpikkelyezett rétegsorok a Közép-Tiszántúlon. – MÁFI, Budapest, 33 p.
- PÄRISCH, P., MERCKER, O., OBERDORFER, PH., BERTRAM, E., TEPE, R. & ROCKENDORF, G. 2015: Short-term experiments with borehole heat exchangers and model validation in TRNSYS. – *Renewable Energy* **74**, 471–477.
- PHILIPPE, M., BERNIER, M. & MARCHIO, D. 2009: Validity ranges of three analytical solutions to heat transfer in the vicinity of single boreholes. – *Geothermics* **38**, 407–413.
- POLLACK, H. N. & HUANG, S. 2000: Climate reconstruction from subsurface temperatures. – *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **28**, 339–365.
- POSGAY K., TAKÁCS E., SZALAY I., BODOKY T., HEGEDŰS E., JÁNVÁRINÉ KÁNTOR I., TÍMÁR Z., VARGA G., BÉRCZI I., SZALAY Á., NAGY Z., PÁPA A., HAJNAL Z., REILKOFF, B., MUELLER, S., ANSORGE, J., DE IACO, R. & ASUDEH, I (1996): International deep reflection survey along the Hungarian Geotraverse. – *Geofizikai Közlemények* **40**, 1–44.
- POSGAY K., FALUS GY., KOVÁCS I., KOVÁCS A. Cs., BODOKY T. & HEGEDŰS E. 2009: A Tisza nagyszerkezeti egység takaróinak litoszféra méretű vázlat. – In: M. TÓTH T. (szerk.): Magmás és metamorf képződmények a Tiszai Egységben, GeoLitera, Szeged, 11–27.

- PRIARONE, A., LAZZARI, S. & ZANCHINI, E. 2009: Numerical Evaluation of Long-Term Performance of Borehole Heat Exchanger Fields. – Excerpt from the Proceedings of the COMSOL Conference 2009 Milan, 6 p.
- PRUESS, K., OLDENBURG, C. & MORIDIS, G. 2012: TOUGH2 User's Guide, Version 2. – UCLA, Berkeley, 197+13 p.
- PÜSPÖKI Z., BUDAY T. & KOZÁK M. 2010: A termákvíz-termelés lehetőségei és korlátai Létavértes környezetében. – kutatási jelentés, HUORO/0801/006 „Geotermikus energia hosszútávú felhasználása maximális hatékonysággal Sacuieni-Létavértes területén”, Debrecen, 41 p.
- PÜSPÖKI, Z., DEMETER, G., TÓTH-MAKK, Á., KOZÁK, M., DÁVID, Á., VIRÁG, M., KOVÁCS-PÁLFFY, P., KÓNYA, P., GYURICZA, GY., KISS, J., MCINTOSH, R. W., FORGÁCS, Z., BUDAY, T., KOVÁCS, Z., GOMBOS, T. & KUMMER, I. (2013): Tectonically controlled Quaternary intracontinental fluvial sequence development in the Nyírség–Pannonian Basin, Hungary. – *Sedimentary Geology* **283**, 34–56.
- RABIA, H. 2002: Well Engineering & Construction. – Entrac Consulting, 776 p.
- RANALLI, G. & RYBACH, L. (2005): Heat flow, heat transfer and lithosphere rheology in geothermal areas: Features and examples. – *Geothermics* **148**, 3–19.
- REZESSY G., SZANYI J. & HÁMOR T. 2005: Jelentés a geotermikus energia állami nyilvántartásáról, I. fázis. – kézirat, MGSZ, 85 p.
- RÓNAI A. 1961: Az Alföld talajvíztérképe. – MÁFI alkalmi kiadványa, Budapest, 103 p.
- RYBACH, L. 2007: Geothermal sustainability. – *GHC Quarterly Bulletin* **28(3)**, 2–7.
- RYBACH, L. 2010: Status and Prospects of Geothermal Energy. – Proceedings World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia, 25-29 April 2010, 5 p.
- RYBACH, L. 2005: Classification of geothermal resources by potential. – *Geothermal Energy Science* **3**, 13–17
- RYBACH, L. & EUGSTER, W.J. 2002: Sustainability aspects of geothermal heat pumps. – Proceedings, Twenty-Seventh Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, SGP-TR-171, 6 p.
- SANER, D., JURASKE, R., KÜBERT, M., BLUM, PH., HELLWEG, S. & BAYER, P. 2010: Is it only CO₂ that matters? A life cycle perspective on shallow geothermal systems. – *Renewable and Sustainable Energy Reviews* **14**, 1798–1813.
- SANNER, B. 2008: Geothermal heat pump – Ground source heat pumps. – European Geothermal Council, Brussels, 16 p.
- SANNER, B., MANDS, E., SAUER, M. K. & GRUNDMANN, E. 2008: Thermal Response Test, a routine method to determine thermal ground properties for GSHP design. – 9th International IEA Heat Pump Conference, Zürich, 12 p.
- SANYAL, S.K. & BUTLER, S. J. (2005): An Analysis of Power Generation Prospects From Enhanced Geothermal Systems. – Proceedings World Geothermal Congress 2005, Antalya, Turkey, 24-29 April 2005
- SANYAL, S.K. & ENEDY, S.L. 2011: Fifty years of power generation at The Geysers geothermal field, California – The lessons learned. – PROCEEDINGS, Thirty-Sixth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California, January 31 - February 2, 2011, SGP-TR-191, 9 p.
- SAPINSKA-SLIWA, A., ROSEN, M. A., GONET, A. & SLIWA, T 2015: Deep Borehole Heat Exchangers – A Conceptual Review. – Proceedings World Geothermal Congress 2015 Melbourne, Australia, 19-25 April 2015, 11 p.
- SIGNORELLI, S., BASSETTI, S., PAHUD, D. & KOHL, T. 2007: Numerical evaluation of thermal response tests. – *Geothermics* **36**, 141–166.

- SMERDON, J. E., POLLACK, H. N., ENZ, J. W. & LEWIS, M.J. 2003: Conduction-dominated heat transport of the annual temperature signal in soil. *Journal of Geophysical Research*, 108(B9), 2431, doi:10.1029/2002JB002351
- Stiebel Eltron 2012: Tervezési segédlet, 347 p.
- STEFÁNSSON, V. 1997: Geothermal reinjection experience. – *Geothermics* **26**, 99–139.
- STOBER, I. & BUCHER, K. 2013: Geothermal Energy. – Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 291 p.
- SZALAI, S., AUER, I., HIEBL, J., MILKOVICH, J., RADIM, T., STEPANEK, P., ZAHRADNICEK, P., BIHARI, Z., LAKATOS, M., SZENTIMREY, T., LIMANOWKA, D., KILAR, P., CHEVAL, S., DEAK, GY., MIHIC, D., ANTOLOVIC, I., NEJEDLIK, P., STASTNY, P., MIKULOVA, K., NABYVANETS, I., SKYRYK, O. & KRAKOVSKAYA, S. 2013: Climate of the Greater Carpathian Region. Final Technical Report. www.carpatclim-eu.org.
- SZANYI, J. & KOVÁCS, B. 2010: Utilization of geothermal systems in South-East Hungary. – *Geothermics* **39**, 357–364.
- SZEDERKÉNYI T. 1998: A Dél-Dunántúl és az Alföld kristályos aljzatának rétegtana. – In Bérczi I – Jámor Á. (szerk.). Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, Mol Rt és a MÁFI kiadványa, Budapest, 93–106.
- SZEGEDI, S., TÓTH, T. & LÁZÁR, I. 2014a: Role of urban morphology in development of the thermal excess in the city of Debrecen, Hungary. – *Environmental Engineering and Management Journal* **13**, 2805–2808.
- SZEGEDI, S., CSÁKBERÉNYI-NAGY, G., LÁZÁR, I. & TÓTH, T. 2014b: Examinations on development of thermal excess in suburban areas of Debrecen, Hungary. – *Air and Water Components of the Environment*, Cluj-Napoca, Romania;
- SZÉKY-FUX, V., KOZÁK, M. & PÜSPÖKI, Z. 2007: Covered Neogene magmatism in eastern Hungary. – *ACTA GGM DEBRECINA Geology, Geomorphology, Physical Geography Series* **2**, 79–104.
- SZILI GY-NÉ 1985: A tiszántúli Körös-Berettyó, Álmosdi Egységek metamorf képződményeinek közettani jellemzése szénhidrogén kutató fúrások alapján. – *Általános Földtani Szemle* **21**, 79–115.
- TANCZENBERGER S. 2003: Érmelléki Geotermikus Erőmű. – kézirat, megvalósíthatósági tanulmány
- TARI, G., DÖVÉNYI, P., DUNKL, I., HORVÁTH, F., LENKEY, L., SZAFIÁN, P. & TÓTH T. 1999: Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic; gravity; geothermal data. – In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SERANNE, M. (szerk.): *The Mediterranean Basins: tertiary extension within the Alpine Orogen*. London, Geological Society, 215–250.
- TENZER H. 2001: Development of Hot Dry Rock Technology. – *GHC Bulletin* **22/4**, 14–22.
- TESTER J.W. (szerk.) 2006: *The Future of Geothermal Energy. Impact of Enhanced Geothermal Systems (EGS) on the United States in the 21st Century*. – Massachusetts Institute of Technology, 372 p.
- TEZA, G., GALGARO, A. & DE CARLI, M. 2012: Long-term performance of an irregular shaped borehole heat exchanger system: Analysis of real pattern and regular grid approximation. – *Geothermics* **43**, 45–56.
- TÓTH A. 2004: Geotermikus energiatermelő rendszerek hőmérsékleti viszonyai. – kézirat, PhD értekezés, Miskolc, 87 p.

- TÓTH, A. 2010: Hungary Country Update 2005-2009. – Proceedings World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia, 25-29 April 2010, 13 p.
- TÓTH, A. 2015: Hungarian Country Update 2010-2014. – Proceedings World Geothermal Congress 2015, Melbourne, Australia, 19-25 April 2015, 8 p.
- TÓTH, J. & ALMÁSI, I. 2001: Interpretation of observed fluid potential patterns in a deep sedimentary basin under tectonic compression. – *Geofluids*, 1, 11–36.
- TÓTH GY., HORVÁTH I., MURÁTI J., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZÓCS T. & VETŐ I. 2010: XL Pannon hidrogeológiai modell fejlesztése és lehetőségei a vízgyűjtőgazdálkodásban. – XVII. Konferencia a felszín alatti vizekről. Siófok, Hungary, 24–25 March 2010
- VARGA A. 2012: Alternatív lehetőségek a hazai energetikai fejlesztésben, különös tekintettel Debrecen környezetének geotermikus energiapotenciáljára. – kézirat, szakdolgozat, Debreceni Egyetem, 99 p.
- VERBAI Z., LÁZÁR I. & KALMÁR F. 2014: Heating degree day in Hungary. – *Environmental and Engineering Management Journal* **13**, 2887–2892.
- WHITE, P.A. & HUNT, T.M. 2005: Simple modelling of the effects of exploitation on hot springs, Geyser Valley, Wairakei, New Zealand. – *Geothermics* **34**, 184–204.
- ZANCHINI, E., LAZZARI, S. & PRIARONE, A. 2012: Long-term performance of large borehole heat exchanger fields with unbalanced seasonal loads and groundwater flow. – *Energy* **38**, 66–77.
- ZENG, H., DIAO, N. & FANG, Z. 2003: Heat transfer analysis of boreholes in vertical ground heat exchangers. – *International Journal of Heat and Mass Transfer* **46**, 4467–4481.
- ZHENG, B., XU, J., NI, T. & LI, M. 2015: Geothermal energy utilization trends from a technological paradigm perspective. – *Renewable Energy* **77**, 430–441.

- [1] A History of Geothermal Energy in America.
<http://energy.gov/eere/geothermal/historygeothermalenergyamerica>, letöltve 2015. január 8.
- [2] <http://www.brgm.eu/projects/deep-geothermal-energy-the-soultz-sous-forets-site-has-reached-the-sustainable-production>. – letöltve 2015. január 17.
- [3] <http://www.eia.gov/oiaf/aeo/tablebrowser/> felületen keresztül elérhető adatok; letöltve 2015. január 10.
- [4] <http://www.renewablegreenenergypower.com/wp-content/uploads/2012/07/EGS-large.png>, letöltve 2015. január 17.
- [5] <http://www.bassfeld.ch/resources/Home/Thermodynamicstopower.pdf>, letöltve 2015. január 17.
- [6] <http://www.geohil.de/Bildgrossscw.html>, letöltve 2015. január 17.
- [7] http://ww2.innocolor.de/images/geohil_brunne.jpg, letöltve 2015. január 17.
- [8] <http://www.geohil.de/Bildgrossgeo.html>, letöltve 2015. január 17.
- [9] Report of the World Commission on Environment and Development: Our Common Future, <http://www.un-documents.net/our-common-future.pdf>, letöltve 2015. január 18.
- [10] <http://esd.lbl.gov/research/projects/tough/documentation/publications.html>, letöltve 2015. január 25.
- [11] <http://web.mit.edu/parmstr/Public/Documentation/01-GettingStarted.pdf>, letöltve 2015. január 24.

- [12] http://www.transsolar.com/_software/download/de/ts_type_451_de.pdf, letöltve 2015. január 24.
- [13] <http://repository.supsi.ch/3041/1/28-Pahud-1996-DSTP.pdf>, letöltve 2015. január 24
- [14] http://www.comsol.com/model/download/197863/models.pipe.geothermal_heating.pdf, letöltve 2015. január 25.
- [15] <http://www.solver.com/content/basic-solver-algorithms-and-methods-used>, letöltve 2015. január 24.
- [16] http://www.tivizig.hu/uzemelo_vizbazisok, utoljára letöltve 2015. március 16.
- [17] http://www.termeszetvedelem.hu/_user/browser/File/TIR/Natura2000.zip, letöltve 2015. március 16.
- [18] http://map.mfgi.hu/tvz_251020/, letöltve 2015. március 16.
- [19] <http://www.mbfh.hu/home/html/index.asp?msid=1&sid=0&hkl=752&lng=1>
- [20] <http://www.tikovizig.hu/gmap/servizm.php>, letöltve 2015. szeptember 6.
- [21] [http://www.vizugy.hu/uploads/files/orsz_0301\(1\).jpg](http://www.vizugy.hu/uploads/files/orsz_0301(1).jpg), letöltve 2015. szeptember 6.
1993. évi XLVIII. törvény a bányászatról
- 123/1997. (VII. 18.) Korm. rendelet a vízbázisok, a távlati vízbázisok, valamint az ivóvízellátást szolgáló vízilétesítmények védelméről
- Létavértes Város Önkormányzati Képviselő-testületének 9/2007.(V. 29.) Ör.sz. rendelete A helyi építési szabályzatról és szabályozási tervéről
- MSZ-04-140/3-87 Épületek és épülethatároló szerkezetek hőtechnikai számításai. Fűtési hőszükségletszámítás
- Az Európai Parlament és a Tanács 2009/28/EK irányelve (2009. április 23.) a megújuló energiaforrásból előállított energia támogatásáról, valamint a 2001/77/EK és a 2003/30/EK irányelv módosításáról és azt követő hatályon kívül helyezéséről

11. FÜGGELÉK

11.1. A dolgozatban alkalmazott jelölések

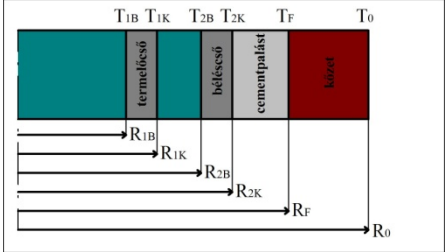
A	[m ²]	terület;
A_y, A_d	[K]	éves és napi hőmérsékleti amplitudó;
c	[J/(kg·K)]	fajhő;
c_f	[J/(kg·K)]	fluidum fajhője
c_m	[J/(kg·K)]	közetmátrix fajhője;
COP	[-]	teljesítménytényező, jóságfok (coefficient of performance)
E_b	[J]	belsőenergia;
H	[m]	szondahossz;
P	[W]	leadott hőteljesítmény
$P_{felületi}$	[W]	felületi hőáram;
P_{kond}	[W]	konduktív hőáram;
P_{konv}	[W]	konvektív hőáram;
$P_{leadott}$	[W]	a szekunderoldalnak leadott teljesítmény;
$P_{külső}$	[W]	a hőszivattyú működéséhez szükséges felvett teljesítmény
q	[W/m ²]	hőáram-sűrűség;
\dot{q}_{kond}	[W/m ²]	átlagos konduktív hőáramsűrűség;
Q	[J]	hőenergia;
$Q_{leadott,éves}$	[J]	a szekunderoldalnak egy év alatt leadott energia;
$Q_{külső,éves}$	[J]	a hőszivattyú működéséhez szükséges felvett energia;
q_l	[W/m]	lineáris hőáram;
r	[m]	radiális távolság;
r_b	[m]	a szonda sugara;
R_b	[(m·K)/W]	fűrőlyuk termikus ellenállása;
SPF	[-]	éves teljesítménytényező (seasonal performance factor);
t	[s]	idő;
T	[K]	hőmérséklet;
T_0	[K]	felszíni átlaghőmérséklet;
T_e	[°C]	evaporátor hőmérséklete;
T_{in}	[K]	befolyó fluidum hőmérséklete;
T_{out}	[K]	kifolyó fluidum hőmérséklete;
T_r	[K]	rezervoár hőmérséklete;
u	[J/m ³]	belsőenergia-sűrűség;
u	[-]	változó az exponenciális integrállal kapcsolatos számításokban
v	[m/s]	sebesség;
V	[m ³]	térfogat;
\dot{V}	[m ³ /s]	térfogatáram;
z	[m]	mélység;
Z	[m]	a litoszféra vastagsága;
ΔA_z	[m ²]	cella hőáramra merőleges oldalfalának területe;
Δt	[s]	időlépcső;
ΔT	[K]	a fluidum és a környezet hőmérsékletének különbsége;
Δz	[m]	távolság a cellák középpontja között;

α	[m ² /s]	hődiffuzivitás;
β	[-]	segédváltozó az exponenciális integrál kiszámításához;
γ	[-]	Euler-állandó (a vonalforrás módszer egyenleteiben);
γ	[K/m]	geotermikus gradiens;
λ	[W/(m·K)]	hővezető-képesség;
λ^*	[W/(m·K)]	átlagos hővezető-képesség a cellák között;
ρ	[kg/m ³]	sűrűség;
ρ_f	[kg/m ³]	fluidum sűrűsége;
ρ_m	[kg/m ³]	kőzetmátrix sűrűsége;
ϕ	[-]	porozitás;
ϕ_y, ϕ_d	[rad]	éves és napi fázisszög
ω_y, ω_d	[rad/s]	éves és napi körfrekvencia;

11.2. A dolgozatban felhasznált numerikus modellek alapadatai

	fajhő J/(kg·K)	sűrűség kg/m ³	térfogati fajhő kJ/(K·m ³)	hővezető- képesség W/(m·K)
talaj	1500	1300	1950	1.8
beton	880	2200	1936	2.1
acél	469	7850	3682	50
PE-Xa	2300	938	2157	0.35
hőszállító folyadék	3680	960	3532	0.5

11.3. Analitikus modellek
(TÓTH 2004, BOBOK & TÓTH 2002, 2009)

$T_{GY} = T_0 + \gamma z + \frac{D_3}{D} e^{x_1 z} + \left(T_B - T_0 - \frac{D_3}{D} \right) e^{x_2 z}$ $T_T = T_0 + \gamma(z + B) + \frac{1}{D} (D_1 e^{x_1 z} + D_2 e^{x_2 z})$ $D = \alpha x_1 (\beta \delta - \beta + \alpha) - \beta x_2 (\alpha \delta - \beta + \alpha)$ $D_1 = m(\beta \delta - \beta + \alpha) - \beta x_2 (\varepsilon \delta - \varphi(\beta - \alpha))$ $D_2 = \alpha x_1 (\varepsilon \delta - \varphi(\beta - \alpha)) + m(\alpha \delta - \beta + \alpha)$ $D_3 = \alpha x_1 (\beta \varphi - \varepsilon) - \beta x_2 (\alpha \varphi - \varepsilon) - m(\alpha - \beta)$ $\alpha = e^{x_1 H}$ $\beta = e^{x_2 H}$ $\gamma = \frac{G}{m c_f}$ $\delta = \gamma \left(\frac{\alpha - 1}{x_1} - \frac{\beta - 1}{x_2} \right)$ $\varepsilon = \beta(T_B - T_0) - mB$ $\varphi = (T_B - T_0) \left(1 - \gamma \frac{\beta - 1}{x_2} \right) - mB$ $G = \frac{2\pi R_{2B} U_{2B} k_k}{f R_{2B} U_{2B} + k_k}$ $A = \frac{m c_f (k_k + R_{2B} U_{2B} f)}{2 R_{2B} U_{2B} k_k}$ $B = \frac{m c_f}{2\pi R_{1B} U_{1B}}$ $x_{1,2} = -\frac{1}{2A} \left(1 \mp \sqrt{1 + \frac{4A}{B}} \right)$	<p>T_{GY}: a gyűrűstér hőmérséklete [K] T_T: a termelőcső hőmérséklete [K] T_B: a besajtott víz hőmérséklete [K] T_0: felszíni hőmérséklet [K] H: szonda hossza [m] m: geotermikus gradiens [$^{\circ}\text{C}/\text{m}$] \dot{m}: tömegáram [kg/s] k: hővezető-képesség (W/m/K) a, c, f, k: acél, cement, fluidum, kőzet h: hőátadási tényező (W/m²/K) U: eredő hőátbocsátási tényező (W/m²/K)</p> <p>D, D₁, D₂, D₃, α, β, γ, δ, ε, φ: származtatott mennyiségek x_1, x_2: a karakterisztikus egyenlet gyökei</p> $\frac{1}{U_{2B}} = \frac{1}{h_{2B}} + \frac{R_{2B}}{k_a} \ln \frac{R_{2K}}{R_{2B}} + \frac{R_{2B}}{k_c} \ln \frac{R_F}{R_{2K}}$ $h_{2B} = \frac{0,015 \cdot k \cdot \text{Re}_{GY}^{0,83} \cdot \text{Pr}^{0,42}}{2R_{1B}}$ $\frac{1}{U_{1B}} = \frac{1}{h_{1B}} + \frac{R_{1B}}{k_a} \ln \frac{R_{1K}}{R_{1B}} + \frac{R_{1B}}{R_{1K} h_{1K}}$ $h_{1B} = \frac{0,015 \cdot k \cdot \text{Re}_T^{0,83} \cdot \text{Pr}^{0,42}}{2R_{1B}}$ $h_{1K} = \frac{0,015 \cdot k \cdot \text{Re}_{GY}^{0,83} \cdot \text{Pr}^{0,42}}{2R_{1K}}$ 
--	--

A tranziens függvény (f) értékei

Fo	β	$R_{1B} \cdot U_{1B} / k_k$						
		0	0,01	0,02	0,05	0,1	0,2	0,5
0,1	2,5000	0,000	0,313	0,313	0,314	0,316	0,318	0,323
0,2	1,2500	0,200	0,423	0,423	0,424	0,427	0,430	0,439
0,5	0,5000	0,679	0,616	0,617	0,619	0,623	0,629	0,644
1	0,2500	1,075	0,802	0,803	0,805	0,810	0,820	0,842
2	0,1250	1,631	1,020	1,021	1,030	1,042	1,055	1,070
5	0,0500	2,469	1,358	1,366	1,372	1,384	1,405	1,439
10	0,0250	3,137	1,650	1,655	1,659	1,667	1,688	1,725
20	0,0125	3,818	1,955	1,969	1,975	1,987	2,000	2,045
50	0,0050	4,726	2,390	2,395	2,402	2,418	2,437	2,475
100	0,0025	5,417	2,725	2,731	2,742	2,750	2,769	2,805

Fo	$R_{1B} \cdot U_{1B} / k_k$							
	1	2	5	10	20	50	100	végtelen
0,1	0,330	0,345	0,373	0,396	0,417	0,433	0,438	0,445
0,2	0,452	0,473	0,511	0,538	0,568	0,572	0,578	0,588
0,5	0,666	0,698	0,745	0,772	0,790	0,802	0,806	0,811
1	0,871	0,911	0,959	0,985	1,000	1,009	1,011	1,020
2	1,107	1,150	1,211	1,223	1,239	1,240	1,245	1,250
5	1,475	1,519	1,555	1,575	1,581	1,585	1,590	1,590
10	1,767	1,807	1,835	1,855	1,859	1,866	1,871	1,875
20	2,085	2,125	2,155	2,162	2,165	2,169	2,175	2,175
50	2,509	2,535	2,559	2,571	2,575	2,578	2,581	2,585
100	2,835	2,859	2,875	2,888	2,890	2,891	2,893	2,897

Az 53. ábra modelljeiben felhasznált paraméterek:

k	0,647 W/(m·K)	R_{1B}	0,05 m
k_a	50 W/(m·K)	R_{1K}	0,08 m
k_c	2 W/(m·K)	R_{2B}	0,17 m
k_k	2,7 W/(m·K)	R_{2K}	0,2 m
c_f	4200 J/(kg·K)	R_f	0,25 m
c_k	2000 J/(kg·K)	H	6000 m
ρ_f	988 kg/m ³	T_b	85 °C
ρ_k	2700 kg/m ³	T_0	15 °C