

TUDOMÁNYOS DIÁKKÖRI DOLGOZAT

Kettőt egy csapásra? felszín alatti csapadékvízpótlás mint lehetséges hőtárolás

Tóthi Tamara

Földtudományi alapszak,
Geofizika szakirány

Témavezetők:

^{1,3}Markó Ábel – PhD hallgató

^{1,3}Mádlné Dr. Szőnyi Judit – egyetemi docens

^{2,3}Dr. Szijártó Márk – tudományos munkatárs

Eötvös Loránd Tudományegyetem,

¹Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék és

²Geofizikai és Űrtudományi Tanszék

³Tóth József és Erzsébet Hidrogeológia Professzúra



Budapest, 2022

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	3
2. Elméleti felvezetés	4
2.1. ATES= Aquifer Thermal Energy Storage – víztartókban tárolt hőenergia	4
2.2. MAR = Managed Aquifer Recharge avagy célzott felszín alatti vízpótlás	6
3. Problémafelvetés és hipotézis	10
4. A kerekgyházai projektterület rövid bemutatása	11
4.1. Földrajzi helyzet és hidrogeológiai környezet.....	11
4.2. MAR rendszer és a földtani felépítés bemutatása	12
5. Kutatásmódszertan	15
5.1. A konduktív hatások kiszámítása az egyes kutak mélységében a bevezetett csapadékvíz hatásának figyelmen kívül hagyásával	15
5.2. A bevezetett csapadékvíz tényleges hatásainak vizsgálata	17
6. Eredmények	19
6.1. A hőmérsékleti idősorok kvalitatív elemzése	19
6.2. A szezonális hőmérséklet-ingadozás hatása a megfigyelőkutak mélységében	21
6.3. A szezonális hőmérséklet-ingadozás hatása az ásott kút mélységében	25
6.4. A bevezetett csapadékvíz hőmérsékleti hatásának vizsgálata	26
6.5. A kútba juttatott elméleti hőtöbblet /hőhiány gazdasági értékének elemzése	34
7. Összefoglalás	35
8. Kitekintés és a kutatás folytatása.....	37
9. Irodalomjegyzék.....	38
10. Abstract.....	41
11. Köszönetnyilvánítás	42

1. Bevezetés

A Duna-Tisza közti homokhátság területén sok helyen lecsökkent a felszín alatti víz szintje az emberi tevékenység és a klímaváltozás hatása miatt. Ez negatív hatást gyakorol a felszín alatti vizektől függő ökoszisztémákra, illetve tavak kiszáradását vonja maga után. Emiatt nagy hangsúlyt kap a területen a helyben keletkező vizek megtartása. Ebben a régióban található Kerekegyháza is, ahol az Eötvös Loránd Tudományegyetem Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékén működő Tóth József és Erzsébet Hidrogeológia Professzúra kutatóinak, valamint az ENeRAG (Excellency Network Building for Comprehensive Research and Assessment of Geofluids) H2020 és RRF (Recovery and Resilience Facility) projektjeinek köszönhetően kutatások folynak 2020 januárja óta a fent említett problémák megértése és lehetséges megoldási javaslatok kidolgozása érdekében. Ennek keretében egy olyan rendszert telepítettek egy családi ház kertjébe, mely összegyűjti a csapadékvizet a ház tetőfelületén, és egy ásott kúton keresztül bevezeti a felszín alá (Szabó et al., 2021). A projekt során mért hőmérsékleti idősorok tanulmányozása során felmerült a kérdés, hogy a bevezetett csapadékvíz hogyan változtatja meg a felszín alatti térrész hőmérsékletét. Ez a gondolat felveti a célzott felszín alatti vízpótlási (Managed Aquifer Recharge - MAR) rendszerek és a felszín alatti hőenergia-tárolás (Aquifer Thermal Energy Storage - ATES) összekapcsolását. Dolgozatom tehát e kérdést kívánja körüljárni szakirodalmi adatok és a kerekegyházai megfigyelési adatok feldolgozásával.

Tudományos diákköri munkámban először vázlatosan bemutatom a felszín alatti víztartó rétegben történő hőtárolás illetve a mesterséges felszín alatti vízutánpótlás működését külön-külön, s ez alapján vonok le következtetéseket a két rendszer elméleti összekapcsolásáról. Ezt követően megvizsgálom a Kerekegyházán működő rendszerben rejlő lehetőségeket. Nevezetesen: célom a rendelkezésre álló hőmérsékleti, vízszintre vonatkozó mérési adatok kvalitatív és kvantitatív elemzésével meghatározni a bevezetett csapadékvíz hőmérsékleti hatását, és ezáltal képet kapni az esővízpótlás hőtárolási hatásairól. A MAR és az ATES rendszerek összekapcsolásával lehetőség nyílik a rendszerekből származó előnyök, hasznok maximalizálására, hiszen mindkét rendszer hozzájárul a fenntarthatósághoz, bizonyos mértékben a felmelegedéssel járó problémák enyhítéséhez – éppen emiatt is választottam ezt a kutatási témát.

2. Elméleti felvezetés

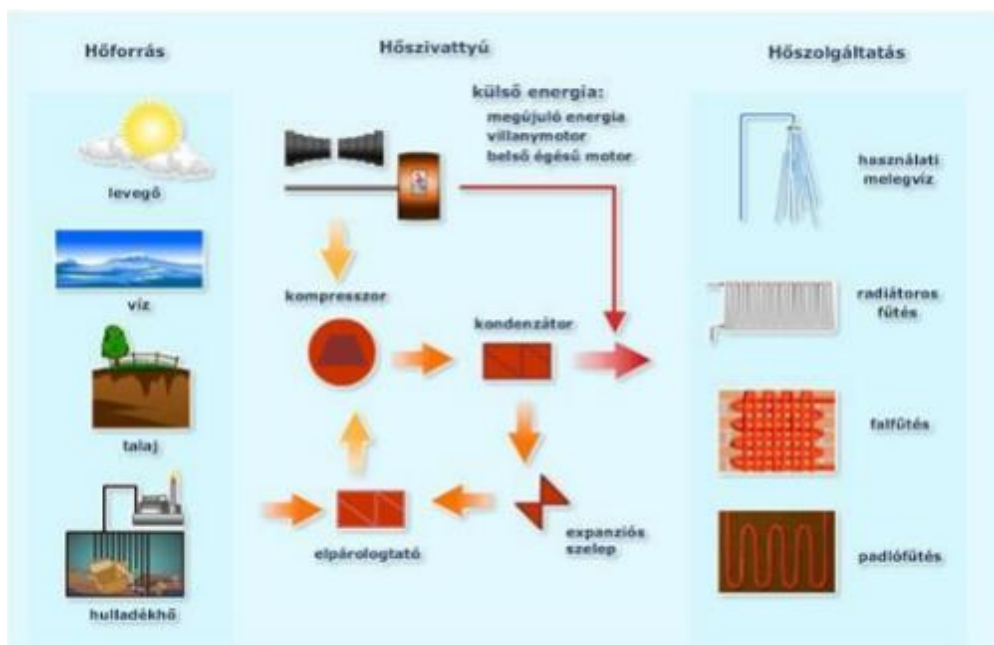
2.1. ATES= Aquifer Thermal Energy Storage – víztartókban tárolt hőenergia

Az ATES betűszó jelentése Aquifer Thermal Energy Storage= Hőenergia-tárolás Víztartó Rétegben. Az ATES az STES=Seasonal Thermal Energy Storage=Szezonális hőenergia-tárolás egyik típusa, mely, ahogy a neve is mutatja, évszaktól függő energiatárolást, a hideg vagy a meleg víz több hónapig tartó felszín alatti „raktározását” jelenti. Jelentőségét az adja, hogy a hőenergia összegyűjtésének és felhasználásának ideje időben elkülönülhet.

A mérsékelt éghajlaton épült épületek általában hőtöbbletet mutatnak nyáron, télen pedig hőhiányt. Ahol megfelelő kapacitású víztározók, víztartó rétegek vannak jelen, ez az eltérés kihasználható a szezonális nyári hő és a téli "hideg" felszín alatti tárolásával és visszanyerésével. Ilyenkor lehet hasznos az ATES rendszer. Egy ATES-rendszer általában egy vagy több kútpárból, egy melegvizes és egy hidegvizes felszín alatti víztartóban található tározóból áll. A meleg vizes tározóban tárolt víz hőmérséklete általánosságban nem haladja meg a 25-30 °C-ot (Bloemendal et al., 2019), de ennél az esetek többségében alacsonyabb hőmérsékletű (15–18 °C). Ebből látható is, hogy a tározók nem túl nagy mélységben helyezkednek el. A 200 méteres mélység tekinthető a legkedvezőbbnek az alacsonyentalpiájú tározók telepítéséhez (Seibt - Kabus, 2003). Mivel a tárolt víz hőmérséklete nem elegendő egy épület téli fűtéséhez, ilyenkor hőszivattyú használata is beépül a rendszerbe. „A hőszivattyúk olyan berendezések, melyek a környezetből, levegőből, vízből, talajból és a kőzetekből közvetlenül nem hasznosítható szintű hőenergiát vonnak el, melyet külső energia felhasználásával nagyobb hőmérsékletű hasznosítható hővé alakítanak.” (Mádlné Szőnyi, 2006, 31. old.) Működési elvük a hűtőgépekéhez hasonló, a Carnot-körfolyamat tulajdonságait használják ki. A hőszivattyú működési ciklusának elemei a következők (1.ábra - Haval cég - Komlós, 2005 nyomán Mádlné Szőnyi, 2006):

- I. A környezeti hőforrás az eredetileg cseppfolyós munkaközeget légneművé alakítja az elpárologtatóban. Ez a folyamat annak köszönhetően megy végbe, hogy az alkalmazott munkaközeg forráspontja az adott nyomáson alacsonyabb, mint a hőforrás hőmérséklete.
- II. A kompresszor az elpárologtatott munkaközeget összenyomja, és megemeli annak kondenzációs hőmérsékletét. A kompresszort vagy villanymotor, földgázzal táplált belső égésű motor hajtja. (A kompressziós hőszivattyúk mellett léteznek gázzal működő abszorpciós hőszivattyúk is).

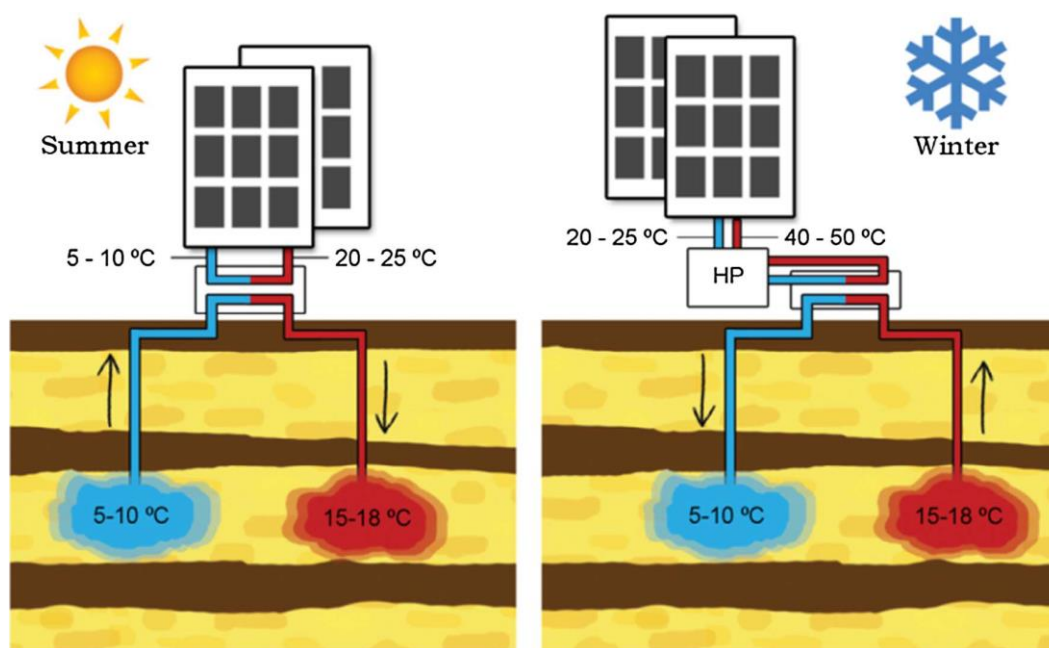
- III. A munkaközeg nagy nyomású gőze a kondenzátorban adja át hőjét a nála kisebb hőmérsékletű hőfelvevő közegnek, miközben maga a munkaközeg cseppfolyósá válik és lecsapódik.
- IV. A munkaközeg az expanziós szelepen keresztül csökkent nyomáson, cseppfolyós állapotban kerül vissza az elpárolgatóba, ahol a folyamat újraindul.



1. ábra: A hőszivattyúk működési elve (Haval cég és Komlós 2005 nyomán Mádlné Szőnyi, 2006)

Az ATES-rendszer elemei közé tartoznak a kutak és a víztározó közetek mellett a hőcserélők, hőszivattyúk, a szállítócsövek, valamint az ATES-rendszer fűtési, szellőztetési és légkondicionáló rendszerrel való integrálásához szükséges mechanikai rendszerek és vezérlések (Underground Energy, 2022). A 2. ábrán látható egy ATES-rendszer vázlatos működése. Ennek során nyáron a hideg kút vizének felszínre hozásával történik az épület hűtése. Ez a víz – a példa esetén - a tározóban 5–10 °C hőmérsékletű, de az épület hűtése során felmelegszik 15–18 °C-ra. A hűtés történhet akár szabad hűtésként, ami azt jelenti, hogy nincs szükség egyéb berendezésre, csak az előző télen eltárolt hideg víz felszínre hozására, keringtetésére (azaz csak egy keringető szivattyúra, hőszivattyú nélkül). Ez a szabad hűtés nem mindig lehetséges, például amiatt, hogy a hidegvizes tározó a nyári meleg hatására felmelegedhet akár 10 °C fölé. Ilyenkor szükség lehet hőszivattyú kiegészítő működésére, mely ilyenkor hűtőgépként működik. A felmelegített vizet injektáló kúton keresztül a melegvizes tárolóba irányítják, hogy aztán ott tárolják 15–18 °C-on a következő téli évszakig (Bloemendal et al., 2018).

Télen a 15–18 °C hőmérsékletű vizet szivattyúzzák ki a melegvizes tározóból. A téli fűtéshez mindig szükség van a hőszivattyúra, mely a hőmérsékletet olyan szintre emeli, mely szükséges az épület fűtéséhez; körülbelül 40 °C-ra. Az épület fűtése során a fűtési rendszer magát a felszín alatti vizet 5–10 °C hőmérsékletűre hűti, melyet ezután a hideg vizes tározóba visszasajtolnak (Bloemendal et al., 2018). A tározók lehetnek ugyanabban a rétegben, abban az esetben, ha a alacsony a tározó hidraulikus vezetőképessége. A ciklus szezonálisan ismétlődik.



2.ábra: Az ATES-rendszer működési elve (Bloemendal et al. (2018))

Az ATES-rendszer működéséből látszik a rendszer további jelentősége: csökkenti az épületek fűtésére és hűtésére felhasznált fosszilis energia nettó fogyasztását (Bloemendal et al., 2018). Nyilvánvalóan továbbra is szükség van a rendszer egyes elemeinek működéséhez külső, gyakran fosszilis energiahordozók használatára is. Például a hőszivattyú kompresszorát villanymotor vagy földgázzal táplált belső égésű motor hajtja. Azonban a megfelelő klimatikus körülmények között és körültekintő tervezéssel elérhető, hogy a hasznosított energia a hőszivattyúk esetében 4-5-szöröse legyen a felhasznált fosszilis energiának. Ennek következtében az ATES több mint 60-as szezonális energiahatékonysági mutatót képes elérni - ez körülbelül négyszer-hatszor hatékonyabb, mint a hagyományos fűtési és hűtési rendszerek (Underground Energy, 2022).

2.2. MAR = Managed Aquifer Recharge avagy célzott felszín alatti vízpótlás

Definíció szerint a MAR=Managed Aquifer Recharge a víztartók céltudatos utánpótlása későbbi vízkivétel vagy környezeti haszon elérése érdekében (NRMMC, EPHC és NHMRC,

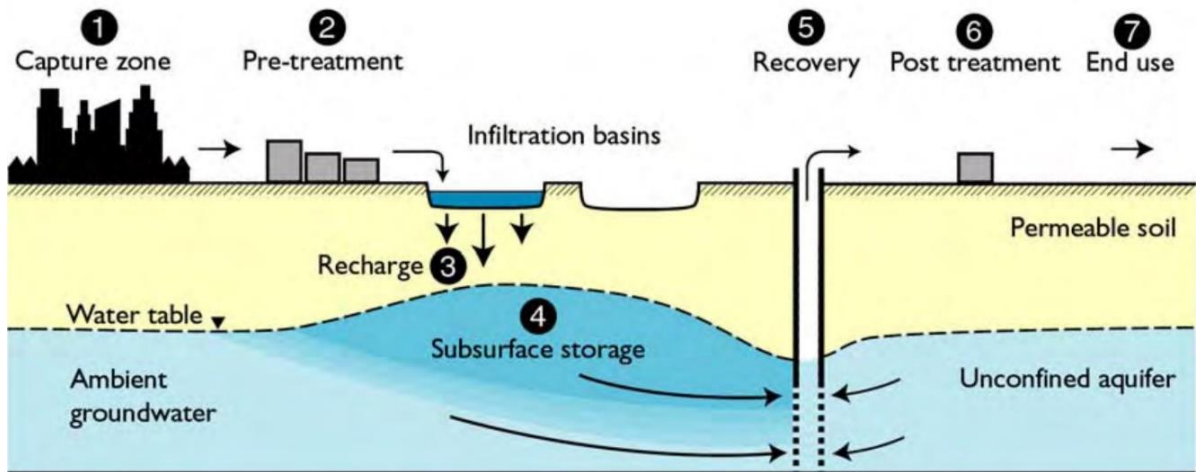
2009). Jelentősége, hogy hozzájárul a megfelelő vízminőség és vízmennyiség eléréséhez (Dillon et al., 2009). A célzott felszínalatti vízutánpótlást végző rendszerek esetében szükséges a környezeti hatások előzetes felmérése, és így a kialakításával összefüggő kockázatok csökkentése (Szabó et al., 2020).

Kicsit konkrétabb példákat tekintve, a MAR hosszú távon számos pozitív környezeti hatással bírhat. Ilyenek például a vízellátás hosszú távú biztonsága, a víztartalékok növelése, az evaporációs vízveszteség, árvizek káros hatásainak, illetve a lefolyási vízveszteség csökkentése, a vízminőség javítása. Emellett csökkentheti a víztartók sótartalmát, növelheti az adott terület turisztikai értékét és biodiverzitását (Dillon et al., 2009). Alkalmazását az is indokolja, hogy a felszíni víztározáshoz képest kisebb a területigénye, városokban és síkvidéki területen is létesíthető, illetve kisebb léptékben is gazdaságos lehet (Dillon, 2005, Dillon et al., 2009). Segíthetnek kiegyensúlyozni a szélsőséges éghajlati állapotokat, így például megakadályozni az aszály vagy az árvizek kialakulását, egyensúlyt teremteni vízhiány és vízbőség között (Szabó et al., 2020). Szerepe lehet a talajvízszint jelentős csökkenésének megakadályozásában, a felszín alatti víztől függő ökoszisztémák (FAVÖKO) helyreállításában, fenntartásában (Nagy et al., 2016), valamint a stabilabb vízellátás biztosításában (Szabó et al., 2020).

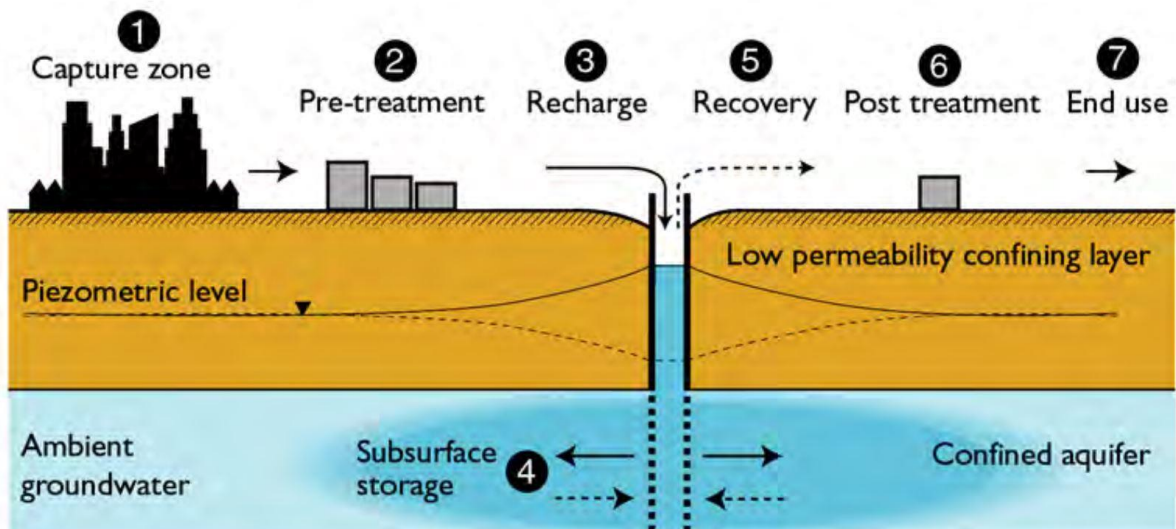
A MAR alkalmazási lehetőségei jelentősen függenek az adott terület földtani felépítésétől, topográfiai és hidrogeológiai viszonyaitól, éghajlati adottságaitól, az épített környezettől és a kitermelt víz felhasználási módjától (Dillon et al., 2009). Ezek alapján többféle MAR rendszer létezik, melyeket nem lehet egyértelműen elkülöníteni egymástól, hiszen van közöttük átfedés (Szabó et al., 2020).

A MAR rendszerek két fő típusa: (1) az elsősorban a víz beszivárogtatására, illetve (2) a víz felfogására és összegyűjtésére, majd később beszivárogtatására irányuló módszerek. Az (1) típusú rendszerek közé tartozik a parti szűrés, a kúton, aknán, fűrőlyukon keresztül történő vízutánpótlás. A (2) módszerek közé pedig a medermorfológia-módosítás, az esővíz és a felszíni lefolyás összegyűjtése, felszín alá juttatása sorolható (Szabó et al., 2020).

A 3. és 4. ábra a fedetlen és a fedett víztartók vízutánpótlásának alapeseteit mutatják. Előbbi beszivárogtató medencén, utóbbi kúton keresztül történik. A valóságban a nyílt tükrű



3. ábra: Fedetlen nyílt tükrű víztartó vízpótlása (Dillon et al., 2009)



4. ábra: Fedett leszorított tükrű víztartó vízpótlása (Dillon et al., 2009)

víztartóknál is lehetséges kúton történő vízpótlás. Viszont fordítva, fedett víztartóknál a beszivárgtatás a fedőréteg kis hidraulikus vezetőképessége miatt nem működik.

A célzott felszínalatti vízutánpótlás csak bizonyos feltételek teljesülése esetén alkalmazható egy adott területen. Így például szükséges, hogy legyen igény további víz kitermelésére, használatára a területen; legyen megfelelő forrása az utánpótlásra szánt víznek; legyen megfelelő víztartó, melyben a víz tárolható és melyből ki is termelhető; legyen megfelelő terület a létesítmények számára; legyen meg a megfelelő tudás a létesítmények létrehozásához és fenntartásához (Dillon et al., 2009). Erre azért van nagy szükség, mert ha a rendszer nem működik megfelelően, annak súlyos következményei lehetnek, például a pórusok eltömődéséhez, szennyezéshez, túlzott vízszint-emelkedéshez, vízelöntéshez, műszaki földtani problémákhoz vezethet (Gale, 2005, Dillon et al., 2009). Még az is előfordulhat, hogy adott

területen egy MAR rendszer kiépítése kifejezetten ellenjavallt (Dillon, 2005). A MAR rendszer tervezésének lépései:

- (1) Meg kell határozni a célt és a kívánt hatást.
- (2) Biztosítani kell a megfelelő minőségű, mennyiségű, felszín alá juttatható víz meglétét.
Ez lehet brakkvíz, felszín alatti víz, folyóvíz, tóvíz, tisztított szennyvíz vagy esővíz (Dillon et al., 2009).
- (3) Fel kell mérni az utánpótlásra alkalmas területeket geológia, domborzat, éghajlat, hidrogeológiai viszonyokat tekintve (Szabó et al., 2020).
- (4) Meg kell határozni az alkalmazni kívánt MAR módszert és a víz kitermelésének módját (Dillon et al., 2009).
- (5) Meg kell vizsgálni a hatásokat, előre kell jelezni a víztartóban várhatóan lejátszódó folyamatokat, és kockázatelemzést kell végezni (Dillon et al., 2009).

3. Problémafelvetés és hipotézis

Dolgozatom indítéka a Kerekegyháza 2020 januárja óta működő esővíz sekély kútba juttatását célzó kísérleti MAR projekt volt, ahol egy sekély, ásott kútba, fedetlen víztartó rétegbe történik a vízutánpótlás két és fél éve. A vízpótlással a mi mérsékelt éghajlatunkon nyáron a sekély felszín alatti víz hőmérsékletéhez képest melegebb, télen pedig hidegebb csapadékvizet juttatunk és tárolunk el a felszín alatti víztartóban. Azaz felmerül a következő kérdés: vajon a MAR tevékenység, azaz a tetőn összegyűjtött csapadékvíz víztartóba juttatása révén szezonális, víztartóban történő „hőtárolás” (STES, ATES) zajlik pozitív (nyáron) és negatív (télen) értelemben?

Dolgozatomban ezt a kérdéskört jártam körül, melynek keretében megvizsgáltam a kísérleti rendszerben rögzített adatokat és elvégeztem azok kiértékelését. A kerekegyházi kísérletben részt vevő rendszer megfeleltethető a sekély kúton keresztül történő vízutánpótlási rendszer egy változatának, a víztartó rétegbeli tározás, szállítás és kitermelés (Aquifer Storage, Transfer and Recovery = ASTR) rendszerének. Ennek során egy ásott kúton keresztül bevezetik a vizet a víztartóba, ahol a víz részt vesz a felszín alatti vízáramlásban, és egy másik kúthoz érve kitermelhető. Eközben pedig fizikai és kémiai változásokon esik át (Szabó et al., 2020). Ami most a kutatás szempontjából a legfontosabb, hogy a víz az áramlás közben a közeggel termikus kölcsönhatásba lép (hővezetés, hőszállítás), és módosítja a felszín alatti közeg hőmérsékletét, miközben a felszín alatti közeg is módosítja a bevezetett víz hőmérsékletét.

Vajon a nyáron bejuttatott, a felszín alatti közegnél magasabb hőmérsékletű csapadékvíz képes mérhető mértékben felmelegíteni a felszín alatti kőzetalkotókat és a hézagokat kitöltő vizet? Hasonlóan: a hideg téli csapadékvíz betározása kiaknázható a nyári meleg kiküszöbölésére? Ezekre a kérdésekre keresem a választ a következő fejezetekben.

4. A kerekegyházai projektterület rövid bemutatása

4.1. Földrajzi helyzet és hidrogeológiai környezet

Kerekegyháza a Duna-Tisza közti homokhátság területén, 130-140 mBf tengerszint feletti magasságon elhelyezkedő kisváros. A vízszint 112-106 mBf közötti magasságon található, a vízáramlás iránya ÉK-DNy-i (Szabó et al., 2022). A klíma mérsékelt, meleg és száraz, körülbelül 12 °C átlagos évi középhőmérséklettel (Szabó Zsóka adatai szerint). A kísérlet helyszíne egy kerekegyházai családi ház kertje (5. ábra). Az esővíz bejuttatására a kertben található ásott kút szolgált, a hatások vizsgálata érdekében két sekély megfigyelőkút is létesült az áramlás irányában (Szabó et al., 2021). A kutak adatait az 1. táblázat foglalja össze.



5. ábra: A kutak közvetlen környezetének földrajzi helyzete műholdképen, illetve a felszín alatti vízáramlás iránya

	EOV Y [m]	EOV X [m]	Tengerszint feletti magasság [mBf]	Távolság SW-től [m]
Ásott kút (SW)	682453,3	176706,9	114,02	0
Megfigyelőkút 1 (P1)	682451,4	176698,5	113,73	8,3
Megfigyelőkút 2 (P2)	682446	176697	113,73	12,3

1.táblázat: A kísérletbe bevont kutak földrajzi (EOV) koordinátái

4.2. MAR rendszer és a földtani felépítés bemutatása

A Kerekegyházaán működő rendszer az esővíz összegyűjtésének és felhasználásának kategóriájába sorolható (Rainwater and Rain-off Harvesting). A létrehozott MAR rendszer a tetőfelületről gyűjti össze az esővizet. A tető hasznosított felülete 115 m², de dőlése miatt csak 80 m²-nyi vízszintes felületre érkezik a csapadék. Innen kerül bevezetésre a 6,3 m mélységű, 80 cm átmérőjű ásott kútba (SW) az esővíz PVC gégecső tömlőkön keresztül, melyek mechanikai szűrést végeznek (Szabó et al, 2022).

A beavatkozás hatásának nyomon követése különböző módszerekkel történik. A vízszint, a fajlagos elektromos vezetőképesség és a hőmérséklet folyamatos mérése 30 percenként automatikusan zajlik az ásott kútban (SW) és a bevezetett csapadékvíz hatásának nyomon követésére telepített két megfigyelőkútban (P1 és P2) (Szabó et al, 2021). Ezek a megfigyelőkutak 6,7 m mélységűek, átmérőjük pedig 4 cm (Szabó et al., 2022). Évszakosan vízmintavétel is történik a főelemek, nyomelemek és izotópok meghatározására, hogy nyomon követhető legyen a bejuttatott esővíz hatása a felszín alatti víz minőségére (Szabó et al., 2021).

A 6. és 7. ábrákon két fénykép látható, melyek terepi mérés alkalmával készültek a kutatási területről, azaz a kísérletbe vont családi ház kertjéről – és az ott található MAR rendszerről.

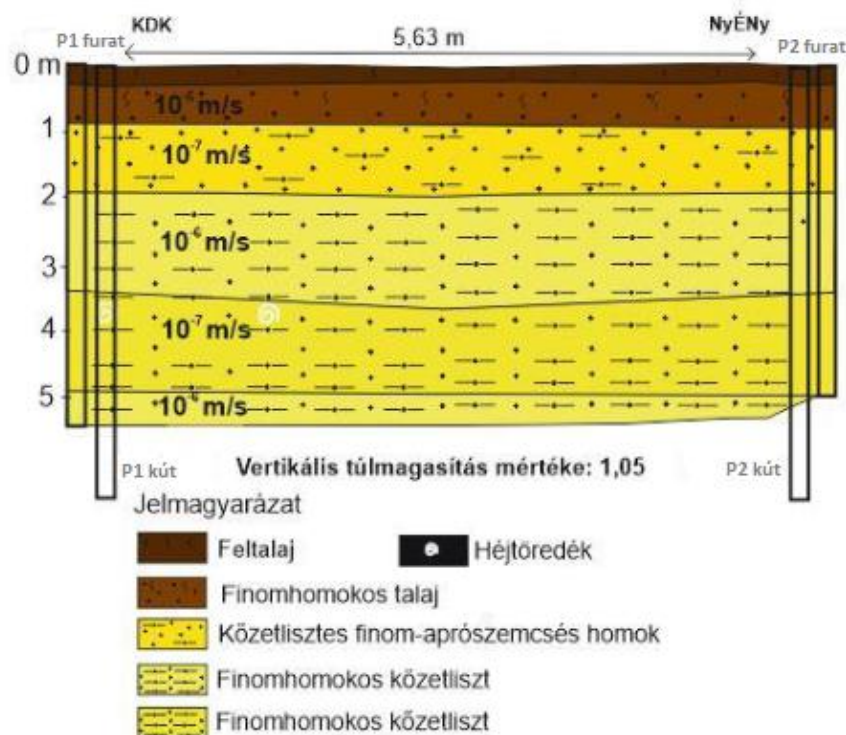


6.ábra: Adatgyűjtés a 2022 nyári terepgyakorlat során: a képen látható az ásott kút és a víz bevezetését szolgáló PVC csövek



7.ábra: Adatgyűjtés a 2022 nyári terepgyakorlat során: a képen látható az ásott kút és a víz bevezetését szolgáló PVC csövek

A víztartó sekély, fedetlen, főként homok, kőzetliszt, agyag és karbonátiszap alkotja (Szabó et al., 2022). A sekély földtani felépítést mutatja be a 8.ábra, 5,4 (P-1), illetve 5méteres (P-2) mélységig a két megfigyelőkút közötti szakaszon.



8.ábra: Földtani szelvény a két megfigyelőkút között, az egyes rétegek hidraulikus vezetőképességével (Ridavits, 2020)

5. Kutatásmódszertan

Munkám során kvantitatív és kvalitatív elemzéseket végeztem a megelőző kutatás (Szabó et al., 2022) révén egyéb célból rendelkezésre álló és 2022 nyár és ősz során közreműködésemmel gyűjtött kerekgyházai mérési adatok segítségével. A mérési adatok közül a kutatásom szempontjából releváns hőmérsékleti, vízszint - és csapadékadatokat használtam fel. A következőkben bemutatom ezen adatok feldolgozásának lépéseit.

5.1. A konduktív hatások kiszámítása az egyes kutak mélységében a bevezetett csapadékvíz hatásának figyelmen kívül hagyásával

Először is kvalitatív módon értelmeztem a rendelkezésemre álló hőmérsékleti és vízszintre vonatkozó adatokat, majd a kvalitatív elemzés által megfigyelt jelenségekre kerestem a választ az elvégzett analitikus számításokkal.

Első körben azt vizsgáltam meg, hogy a jelenséget milyen szinten befolyásolja a szezonális léghőmérséklet-ingadozás konduktió útján, hogy értelmezsem azt a hipotetikus esetet, mely szerint nem foglalkozunk a bevezetett csapadékvíz hatásával – mintha az nem is lenne. Azaz kizárólag a léghőmérsékletből kiindulva a hődiffúziós egyenlettel számított modellszerű eredményt hasonlítottam össze a valós mérési adatokkal. A hődiffúziós egyenlet alakja a következő:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (1)$$

ahol κ a hődiffúziós tényező =

$$\kappa = \frac{\lambda}{c_p \cdot \rho} \quad (2)$$

melyben λ a közeg hővezető-képessége $\left[\frac{W}{m \cdot ^\circ C} \right]$, C_p a közeg fajlagos hőkapacitása (fajhője) $\left[\frac{J}{kg \cdot ^\circ C} \right]$, ρ a közeg sűrűsége $\left[\frac{kg}{m^3} \right]$.

Ez egy másodrendű parciális, parabolikus differenciálegyenlet, melynek megoldásához szükség van egy olyan peremfeltételre, amely a felszínen adott időpontra vonatkozóan megadja a hőmérsékleti értékeket. Ennek érdekében a felszíni léghőmérsékleti értékek idősorára egy trigonometrikus függvényt illesztettem, melynek alakja a következő:

$$T(t) = T_0 + \Delta T \cdot \sin(\omega t) \quad (3)$$

ahol $T(z=0, t)$ = a hőmérséklet értéke $^\circ C$ -ban t [s] időpillanatban a felszínen, t = az eltelt idő értéke napokban (ahol $t_0=2020.02.06.$), T_0 = az éves átlagos hőmérséklet = $12^\circ C$ (a vizsgált egyéves periódusra az éves átlaghőmérséklet $11,7^\circ C$, kerekítve $12^\circ C$), ΔT = az éves közepes

hőingás fele, az éves hőmérséklet-változás amplitúdója = 12 °C, ω = a körfrekvencia = $\frac{2\pi}{\tau}$, ahol τ = periódusidő = 1 év $\approx 3 \cdot 10^7$ s.

A kondukciót leíró differenciálegyenlet (1) megoldásával az adott felszíni határfeltétel (2) alkalmazásával megkapjuk, hogy a felszíni léghőmérséklet kondukcióval történő felszín alá terjedése útján a megfigyelőkutak mélységében milyen időtől függő függvény szerint fog változni a hőmérséklet. A függvény alakja a következő (Turcotte – Schubert, 2002):

$$T(z, t) = T_0 + \Delta T \cdot e^{-\sqrt{\frac{\omega}{2\kappa}} \cdot z} \cdot \sin(\omega t - \sqrt{\frac{\omega}{2\kappa}} \cdot z), \quad (4)$$

ahol t = eltelt idő értéke napokban (ahol $t_0=2020.02.06.$), $T_0=12$ °C, $\Delta T=12$ °C, ω = a körfrekvencia = $\frac{2\pi}{\tau}$, ahol τ = periódusidő = 1 év $\approx 3 \cdot 10^7$ s, $d_p = 6,7$ m, mely a megfigyelőkutak mélysége, illetve $d_{sw} = 6,3$ m, mely az ásott kút mélysége. Ezen d értékeket pedig behelyettesítettem a z változó helyébe.

A levezetés részletesen megtalálható Turcotte, D. - Schubert, G. (2002) könyvében (271-276. old.) azzal a különbséggel, hogy ott a peremérték-feltételt cosinus függvény írja le, és így a megoldásban is cosinus függvény szerepel.

A κ hődiffúziós tényező értékére is kellett adnom egy becsült számértéket, melyet a következő módon határoztam meg. A víztartó kőzetanyaga, azaz a mátrix főként homok, porozitása körülbelül 30% (Szabó et al., 2022). A 2. táblázat tartalmazza a vízre és homokra vonatkozó – a térfogatátlagolt κ számításához szükséges – értékeket:

	Holocén, eolikus homok	Víz
$\lambda \left[\frac{\text{W}}{\text{m}^0\text{C}} \right]$	1,8 (Rman et al., 2011)	0,6 (Galsa, 2018)
$c_p \left[\frac{\text{J}}{\text{kg}^0\text{C}} \right]$	840 (Eppelbaum et al., 2014)	4200 (Galsa, 2018)
$\rho \left[\frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \right]$	2000 (Eppelbaum et al., 2014)	1000 (Galsa, 2018)

2. táblázat: A kőzetmátrix κ értékének számításához használt alapadatok és forrásaik összefoglalása

Így a közegre kapott átlagos κ érték $\approx 4,5837 \cdot 10^{-7} \frac{\text{m}^2}{\text{s}} \approx 0,0396 \frac{\text{m}^2}{\text{nap}}$

Továbbra is a konduktív hatásokat elemezve, a csapadékvíz bevezetésének hatásait figyelmen kívül hagyva vizsgáltam. Mivel az adott mélységben nem csak a Föld felszíne felől érkező hőáram határozza meg a hőmérsékletet, hanem a Föld belsejéből származó hő is,

mely szintén megváltoztathatja adott mélységben a hőmérsékletet. Ezt a konduktív hőterjedést a geotermikus gradiens számszerűsíti. A mélység függvényében a hőmérsékletprofilt az (5) lineáris függvény jellemzi:

$$T(z) = \frac{q_{\text{felszíni}}}{\lambda} \cdot z \quad (5)$$

ahol a $q_{\text{felszíni}} = 80 \frac{\text{mW}}{\text{m}^2}$ = felszíni hőáramsűrűség (Lenkey et al., 2008), $\lambda = 1,44 \frac{\text{W}}{\text{m}^{\circ}\text{C}}$, mely térfogatátlagolt érték a 2. táblázat paramétereinek behelyettesítésével.

Ilyen sekély mélységben elsősorban a szezonális hatások határozzák meg adott időpillanatban a hőmérsékletet, de látható, hogy ha figyelembe vesszük, hogy maximálisan mekkora hatást várhatunk a Föld belsejéből származó hőnek köszönhetően, az kis érték, néhány tized $^{\circ}\text{C}$.

5.2. A bevezetett csapadékvíz tényleges hatásainak vizsgálata

A kvantitatív jellegű vizsgálatok elvégzése után a csapadékadatok, rendelkezésre álló hőmérsékleti és vízszintre vonatkozó adatok segítségével kvalitatív elemzéseket, illetve egyszerűbb számításokat végeztem, melyeknek célja a felszín alá a kúton keresztül bevezetett csapadékvíz közvetlen hatásainak elemzése volt. Ennek során a következő konkrét számításokat végeztem el:

- a) A ház tetőfelületére érkező napi csapadékmennyiség kiszámítása a következő képlet segítségével:

$$V_{\text{tetőre érkező}} = A_{\text{tető}} \cdot H \quad (6)$$

ahol $V_{\text{tetőre érkező}}$ = a ház tetőfelületére érkező napi csapadékmennyiség [m^3], $A_{\text{tető}}$ = a ház hasznosuló tetőfelülete [m^2] = 80 m^2 , H = napi csapadékmennyiség [mm] $\rightarrow$ [m]

- b) A kútba érkező csapadékvíz mennyiségének becslése a kútban mért vízoszlopmagasságok változásának segítségével:

$$V_{\text{kútba érkező}} = (h_2 - h_1) \cdot r^2 \cdot \pi \quad (7)$$

ahol $V_{\text{kútba érkező}}$ = a kútba érkező csapadékvíz becsült mennyisége [m^3], h_1 = a csapadékos napon a kútban a hirtelen vízszintemelkedés előtt mért vízoszlopmagasság [m], h_2 = a csapadékos napon a kútban a hirtelen vízszintemelkedés után mért vízoszlopmagasság [m], r = az ásott kút sugara [m] = $0,8 \text{ m}$

- c) A kútba érkező csapadékvíz és a ház tetőfelületére érkező csapadékvíz arányának becslése a két érték hányadosaként [%]
d) A kútba érkező elméleti hőtöbblet/hőhiány becslése:

$$Q = m \cdot C_p \cdot \Delta T$$

(8)

ahol Q = az ásott kútba érkező hőtöbblet (+) /hőhiány (-) [J], m = a kútba érkező csapadékvíz tömege [kg],

$$m = V_{kútba\ érkező} \cdot \rho_{víz}$$

ahol $\rho_{víz}$ = a víz sűrűsége $\left[\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}\right] = 1000 \left[\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}\right]$, C_p = a víz állandó

nyomáson vett fajhője $\left[\frac{\text{J}}{\text{kg}^\circ\text{C}}\right] = 4200 \left[\frac{\text{J}}{\text{kg}^\circ\text{C}}\right]$, ΔT = a csapadékvíz

becsült hőmérsékletének és a kútvíz hirtelen hőmérsékletváltozás előtti hőmérsékletének különbsége [$^\circ\text{C}$].

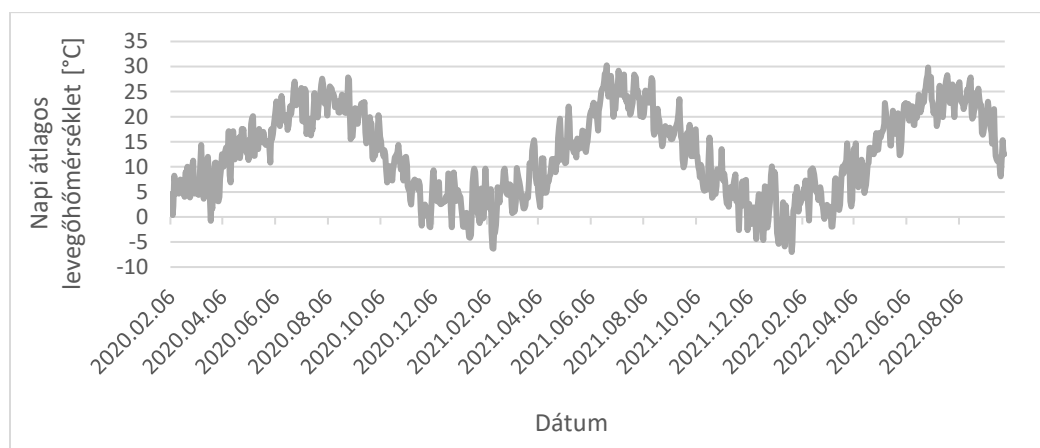
6. Eredmények

A számítások bemutatását követően először az adatok rövid kvalitatív elemzését ismertetem (6.1.). Utána a konduktív hatások eredményeit a megfigyelőkutak mélységére vonatkoztatva (6.2.) mutatom be – beleértve a szezonális felszíni és a Föld belső hőjéből származó hatásokat. Ezt követően tárgyalom a konduktív hatásokat az ásott kút mélységére vonatkoztatva (6.3.), beleértve a szezonális felszíni és a Föld belső hőjéből származó hatásokat. Végül pedig a csapadékadatok, rendelkezésre álló hőmérsékleti és vízszintre vonatkozó adatok segítségével végzett kvalitatív elemzéseket mutatom be, illetve az ezen adatok felhasználásával elvégzett számításokat, becsléseket tárgyalom (6.4.).

6.1. A hőmérsékleti idősorok kvalitatív elemzése

Négy hőmérsékleti idősor adatainak vizsgálatára volt lehetőségem. Ezek a következők: a léghőmérséklet, az ásott kút és a két megfigyelőkút hőmérsékleti idősora a vizsgált két és fél éves időszakra.

A léghőmérsékletet ábrázoló idősoron (9. ábra) láthatóak a szezonális és a napi ingadozások Kerekegyházán és Fülöpházán, mely Kerekegyházával szomszédos település – így kerekegyházai adathiány esetén fülöpházai adatokat használtam fel az adathiány pótlására. A léghőmérséklet éves szinten nagy (megközelítőleg 12 °C-os) amplitúdóval változik, és értelemszerűen július-augusztus környékén maximális, míg januárban éri el minimumát.

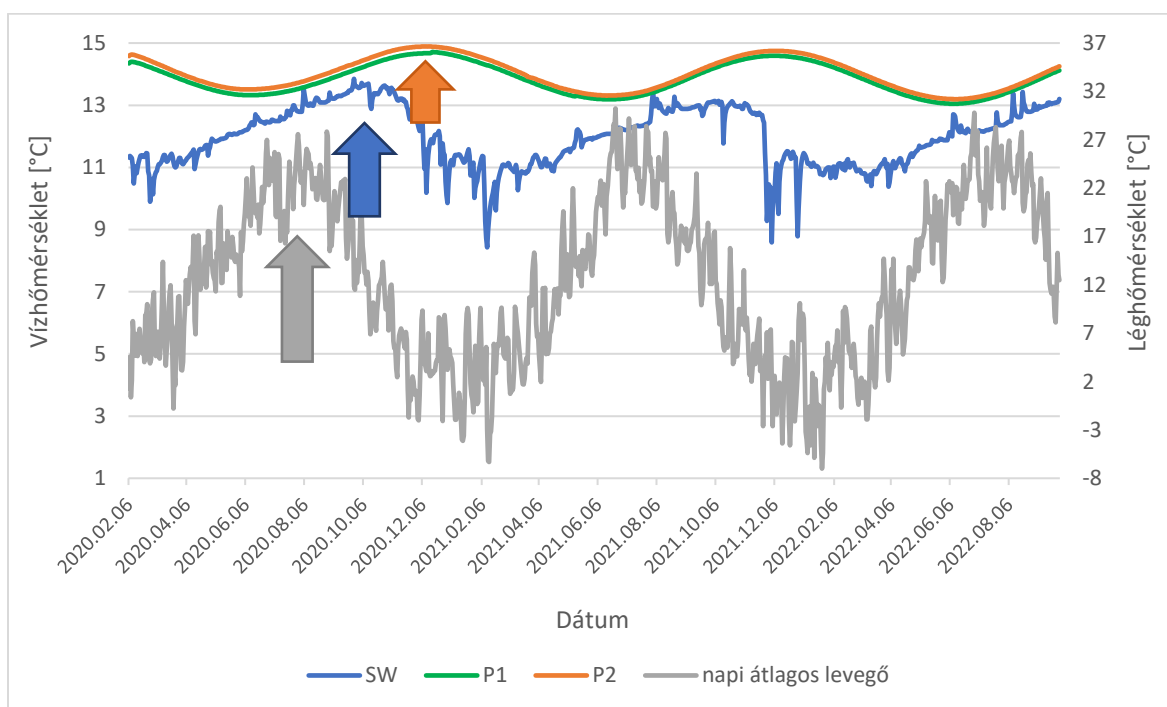


9. ábra: Az átlagos napi léghőmérséklet Kerekegyházán illetve Fülöpházán
2020.02.06. és 2022.09.27. között

A 10. ábra mutatja be az egyes kutakban mért hőmérsékleti értékeket. A sötétkéssel jelölt idősor jellemzi az ásott kút hőmérsékleti profilját. Erről kvalitatív módon az állapítható meg, hogy – a léghőmérséklethez hasonlóan – itt is megjelennek kis frekvenciájú változások – így

például napi szintű ingadozások, melyeknek amplitúdója a téli időszakban nagyobb, mint a nyári meleg hónapokban. Ennek az lehet az oka, hogy az ásott kút vize, melyen keresztül bevezetik a csapadékvizet a felszín alá, közvetlenül ki van téve a felszínen zajló változásoknak. Továbbá szezonális trendek itt is megfigyelhetők, azonban a léghőmérséklethez képest 2–2,5 hónapos fáziseltolódással, melyet a következőkben ϕ -vel fogok jelölni. Ennek értelmében a vízhőmérséklet trendszerűen októberben éri el a maximumát. Az adatsor abszolút maximumát 2020.09.26-án érte el, amikor is 13,85 °C volt a napi átlagos hőmérséklet a kútban, minimumát pedig 2021.02.11-én, amikor a napi átlagos vízhőmérséklet 8,43 °C volt.

A megfigyelőkutakban mért hőmérsékleti adatokat a narancssárga és a zöld görbék mutatják be (10. ábra). Ezeken nem láthatóak kis frekvenciájú változások, inkább csak a szezonális változások. A változások amplitúdója jelentősen kisebb, mint a léghőmérséklet esetében (kevesebb mint 1 °C), és a maximumok és a minimumok körülbelül 5 hónapos fáziskéséssel jelentkeznek a léghőmérséklethez képest, így a vízhőmérséklet decemberben maximális, és júniusban minimális.



10.ábra: Az átlagos napi levegőhőmérséklet Kerekegyházán és Fülöpházán, vízhőmérséklet az ásott kútban (SW), illetve a megfigyelőkutakban (P1 és P2) 2020.02.06. és 2022.09.27. között (adatsor forrása: Szabó Zsóka)

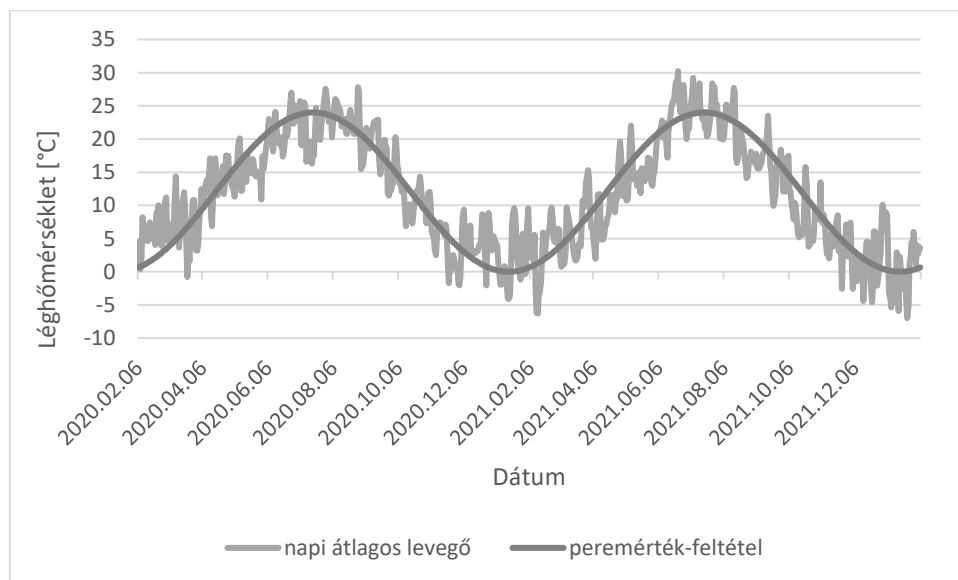
A továbbiakban ennek a fáziseltolódásnak (ϕ) és amplitúdócsökkenésnek háttérét mutatom be a kvantitatív számításaim eredményeként.

A kutak vízhőmérsékletében mért fáziseltolódást okozhatja a bevezetett csapadékvíz, mely eltérő hőmérséklettel rendelkezik mint a felszín alatti víz, illetve a felszín alatti közeget alkotó kőzet, így módosíthatja annak hőmérsékletét. Idő míg a csapadékvíz szétterjed a felszín alatt, és eléri a megfigyelőkutakat. A rendszert eleve úgy tervezték meg, hogy a megfigyelőkutak a vízáramlás irányába essenek, így kiszámítható, hogy nagyjából mikorra ér el a bevezetett csapadékvíz a megfigyelőkutakhoz.

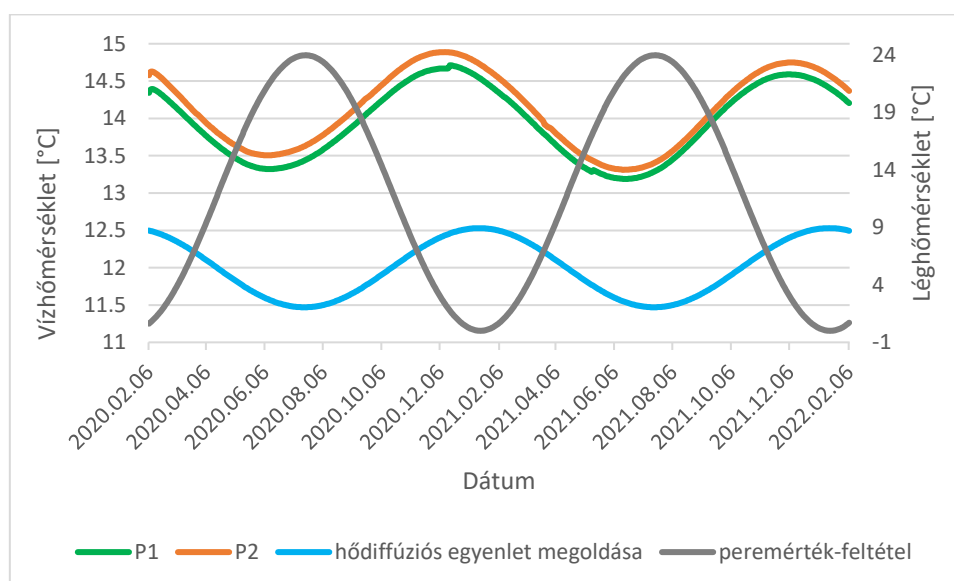
Emellett a fáziskésést okozhatja azonban a levegőben tárolt, időben változó hőmennyiség felszín alá hatolása is, kondukció útján ((1) egyenlet). Ezt az esetet részletes vizsgálat alá is vontam, hiszen ezzel modellezhető az a hipotetikus eset, melyben figyelmen kívül hagyjuk a bevezetett csapadékvíz hatását.

6.2. A szezonális hőmérséklet-ingadozás hatása a megfigyelőkutak mélységében

A 11. ábrán látható a léghőmérséklet adatsora (világosszürke) és az adatsort közelítő trigonometrikus (sinus) függvény a (3) összefüggés alapján (sötétszürke), mely megadja a hődiffúziós egyenlet peremérték-feltételét. Látszik, hogy a függvény jól követi a léghőmérséklet szezonális trendjét, azonban a napi kisebb ingadozásokat figyelmen kívül hagyja, de az ilyen nagy frekvenciájú változások hatása a felszín alatti tér hőmérsékletében elhanyagolható.



11. ábra: A napi átlagos mért léghőmérséklet-értékek és azok sinus függvénnyel közelítése 2 periódusra (2020.02.06 – 2022.02.06.)



12. ábra: A léghőmérsékletet leíró peremérték-feltétel, a megfigyelőkutakban mért hőmérsékleti idősorok és a differenciálegyenlet megoldásaként kapott sinusfüggvény 2 periódusra

A 12. ábrán a megfigyelőkutak víz hőmérsékletének mért értékei, illetve a kutak mélységére a hődiffúziós egyenlet megoldása látható a (4) -es összefüggés alapján a fenti peremérték-feltétel mellett.

Látható az ábrán, hogy a mért adatok amplitúdója (A) és fáziskésése (φ) jól közelítik a mért értékek ezen paramétereit (3. táblázat):

	Mért értékek	Számított értékek
A [°C]	$\approx 0,8$	$\approx 0,5$
φ [hónap]	≈ 5	≈ 6

3. táblázat: a mért és számított adatsorok amplitúdója (A) és fáziskésése (φ)

Az amplitúdóban és a fáziseltolódásban tapasztalható eltéréseket akár a hődiffúziós együttható értéke (κ érték $\approx 4,5837 \cdot 10^{-7} \frac{\text{m}^2}{\text{s}}$) is okozhatja, hiszen olyan közelítéssel éltem a számítás során, mely szerint a közeg, melyben a hő terjed, 70%-ban homok, 30%-ban pedig víz. Azonban a földtani felépítés ennél természetesen jóval bonyolultabb; homokon kívül más anyagok is részt vesznek a felszín alatti közeg felépítésében: így például kőzetliszt, agyag és karbonátiszap (Szabó et al., 2022). Az eltérést pedig okozhatják a felszín alatti víz áramlásából származó advektív hatások is, melyekkel itt nem számoltam, hiszen csak a konduktívot vettem figyelembe. Az azonban biztosan megállapítható, hogy az eltérések összhangban vannak,

hiszen a fáziskésés nagyobb, az amplitúdó pedig kisebb a számított adatsor esetében. Ez amiatt van, hogy a fáziskésés és az amplitúdócsökkenés ugyanabból az okból következik be: minél kisebb a közeg hődiffúziós tényezője, és minél nagyobb mélységben vizsgálódunk, annál nagyobb a fáziskésés és az amplitúdócsökkenés. A megfigyelőkutak mélységére ($d_p=6,7$ m) kiszámítottam, hogy különböző κ értékek mellett mekkora lenne az egyenlet megoldásaként kapott függvények amplitúdója (A), illetve fáziskésése (ϕ), melyet a következő, 4.táblázatban táblázatban mutatok be (a modell szerinti κ érték $\approx 4,5837 \cdot 10^{-7} \frac{m^2}{s}$).

	modell szerinti κ	κ 25%	κ 50%	κ 200%	κ 400%
A [°C]	0,5280	0,0232	0,1448	1,3181	2,5171
ϕ [rad]	3,1236	6,2472	4,4174	2,2087	1,5618

4. táblázat: A megfigyelőkutak mélységére ($d_p=6,7$ m) megoldásként kapott függvény különböző κ értékek esetén

Ebből látható, hogy ha az általam használt κ értéket negyedére csökkentem, akkor a ϕ értéke megközelítőleg 1 év, az amplitúdó pedig több mint egy nagyságrenddel csökkent. Ha pedig a κ értéket négyszeresére növelném, az azt jelentené, hogy az amplitúdó mintegy ötszörösére nő, a ϕ értéke pedig mindössze negyed év lenne.

Nagyobb mélységekben ez a szezonális hatás pedig egyre kisebb és kisebb lesz. Ennek számszerűsítése a következő, 5.táblázatban látható a κ értékekhez hasonló módon:

	modell szerinti z	z 25%	z 50%	z 150%	z 200%	z 400%
z [m]	6,70	1,7	3,4	10	13,4	27
A [°C]	0,53	5,5	2,52	0,11	0,02	0,000045
ϕ [rad]	3,1236	0,7809	1,5618	4,6854	6,2472	12,4944

5. táblázat: A megfigyelőkutak mélységére megoldásként kapott függvény különböző z értékek esetén

Ebből látható, hogy 1,7 méteres mélységben a függvény amplitúdója 5,5 °C, azaz éves szinten körülbelül 11 °C-ot változik a hőmérséklet ebben a mélységben a modellben használt hődiffúziós tényező mellett. A fáziskésés ez esetben mindössze 1,5 hónap. Azonban már 13,4 méteres mélységben is csak 0,02 °C-os amplitúdó várható, mely gyakorlatilag elhanyagolható. A fáziskésés ez esetben nagyjából egy év. Azt a zónát, ahol még van mérhető hatása a szezonális hőmérséklet-ingadozásnak, heterotermális zónának nevezzük. Ennek vastagsága a kőzetanyagtól függően 5-50 m (Badino, 2018).

Jelen esetben összességében kijelenthető, hogy a felszíni hőmérséklet-ingadozásnak van jelentős hatása a megfigyelőkutak mélységében. Azonban a mért és a számított adatok között

azonosítható egy állandó, körülbelül 2 °C-os pozitív eltérés, melyet csupán a hődiffúziós egyenlet megoldásával nem sikerült megmagyarázni. Emiatt a továbbiakban a bevezetett csapadékvíz hatását fogom megvizsgálni, hogy az okozhatja-e ezt a megfigyelőkutakban észlelt hőtöbbletet.

A 10. ábra tanulmányozásával megállapítható, hogy az ásott kút vízhőmérsékletének átlagos hőmérséklete mindvégig kisebb, mint a megfigyelőkutaké (körülbelül 2 °C-kal alacsonyabb középhőmérséklet körül ingadozik) – ha feltételezzük, hogy a mért adatok helyesek. Ennek következménye, hogy az ásott kútból a megfigyelőkút felé induló víz közvetlenül nem fogja tudni felmelegíteni a megfigyelőkút környezetét. Az elméleti (tisztán konduktív) modell szerint nem is tud felmelegedni nagyjából 14–15 °C-ra, hiszen a közeg hőmérséklete ennél alacsonyabb. A megfigyelőkutak mélységében a hőmérsékletet a modell szerinti trigonometrikus függvény határozza meg, melyet még módosíthat a Föld belsejéből származó hő is, melyet a geotermikus gradiens számszerűsít. Ez a kiszámított érték $T(z=6,7\text{ m})=0,3722\text{ °C}$ ((5)-ös összefüggés alapján). Ez az időben konstans érték hozzáadódik a trigonometrikus függvény által meghatározott évszakosan változó elméleti hőmérsékleti értékhez minden időpillanatban, azonban látható, hogy a számított érték elmarad a megfigyelőkutakban mért 14–15 °C-os hőmérséklettől. A pozitív hőmérsékleti anomáliákra a következő magyarázatok adhatók:

- (1) a területen van egy egyelőre nem ismert pozitív hőmérsékleti anomália;
- (2) valamilyen mérési hiba okozza a megfigyelőkutakban mért hőmérsékleti értékeknek várakozáson felüli magasságát;
- (3) a felszín közelében lévő kőzetanyag (8.ábra) gátolja a hőcserét a felszínnel, és szigeteli, bent tartja a hőt a fedett megfigyelőkutak esetében. Lehetséges, hogy ez a hatás azért nem jelenik meg az ásott kút vizének hőmérsékletében, mert az nyitott az atmoszféra felé;
- (4) éppen a felszín alatti vízáramlási rendszer következménye ez a nem várt hőmérsékleti anomália: lehetséges, hogy az ásott – de 0,4 méterrel sekélyebb tartományban lévő – kút felől a megfigyelőkutak irányába a vízáramlás által advekciónal szállított hő okozza a megfigyelőkutaknál mért hőtöbbletet.

Egyelőre nem egyértelmű, hogy mi okozza ezt a pozitív hőmérsékleti anomáliát, emiatt pedig a továbbiakban azt fogom megvizsgálni, nyomon követni a rendelkezésre álló adatok alapján, hogy milyen és mekkora hatást képes mégis kifejteni a kútba irányított csapadékvíz; hol vész el, hol és meddig képes hatást kifejteni. Mindezt annak érdekében, hogy

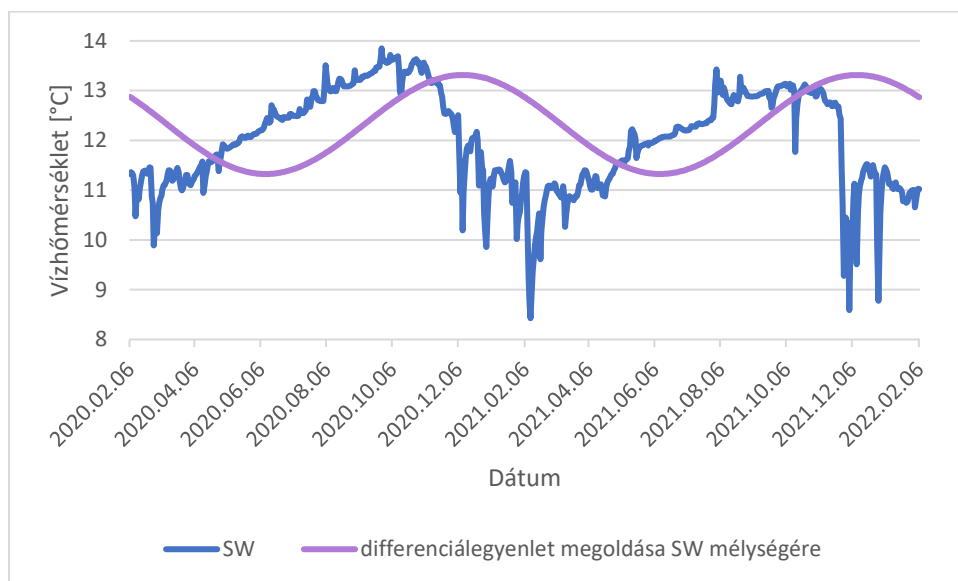
meghatározhasam, hogy mi történik például több csapadék esetén, illetve folyamatos/időszakos nagyobb mennyiségű vízbevezetés esetén.

6.3. A szezonális hőmérséklet-ingadozás hatása az ásott kút mélységében

Az előzetes feltételezést, miszerint a csapadékvíz bevezetése többlethőt okoz a felszín alatti közegben, az alapozta meg, hogy a csapadékvíz hőmérséklete jelentősen meghaladja nyáron a felszín alatti közeg hőmérsékletét. Mi történt akkor ezzel a hőtöbblettel? A továbbiakban ezt fogom megvizsgálni.

Első körben az ásott kút hőmérsékleti adatait vizsgálom, hiszen itt kezdődik a bevezetett csapadékvíz felszín alatti útja. Ennek részeként először az ásott kút mélységére vonatkozó hődiffúziós differenciál-egyenlet megoldást ((4)-es összefüggés) elemzem és hasonlítom össze a mért adatokkal. Ezt a számított hőmérsékletet még módosíthatja minden időpillanatban a geotermikus gradiens hatása a korábbiakban kiszámított $T(z = 6,3 \text{ m}) = +0,35 \text{ °C}$ konstans értékkel ((7)-es összefüggés).

A 13. ábrán látható, hogy az ásott kút mért hőmérsékleti adatai szabálytalan idősort rajzolnak ki, melyre már kevésbé illeszkedik jól egy trigonometrikus függvény. A fáziskésés értéke a modell szerint a mért értékekhez képest nagyobb: a mért adatok esetében hozzávetőlegesen 4 hónap, míg a számított adatok esetében körülbelül 6 hónap. Ennek oka lehet, hogy a kút nem csak a bevezetett csapadékvíz közvetlen hatásának van kitéve, hanem a léghőmérséklet is direkt módon kifejti a hatását – hiszen a nagy átmérőjű kút gyakorlatilag nyitott a légkör felé. Emiatt nem is meglepő, hogy a valóságban hamarabb jelentkeznek a felszíni hatások ahhoz az esethez képest, melyben a kút zárt és tömör kőzetanyag található a felszín közelében. Ez esetben tehát kijelenthető, hogy a hődiffúziós egyenlet csak közelítőleg írja le a valós a fizikai problémát.



13. ábra: Az ásott kútban mért hőmérsékleti idősor és a differenciálegyenlet megoldásaként kapott sinusfüggvény 2 periódusra

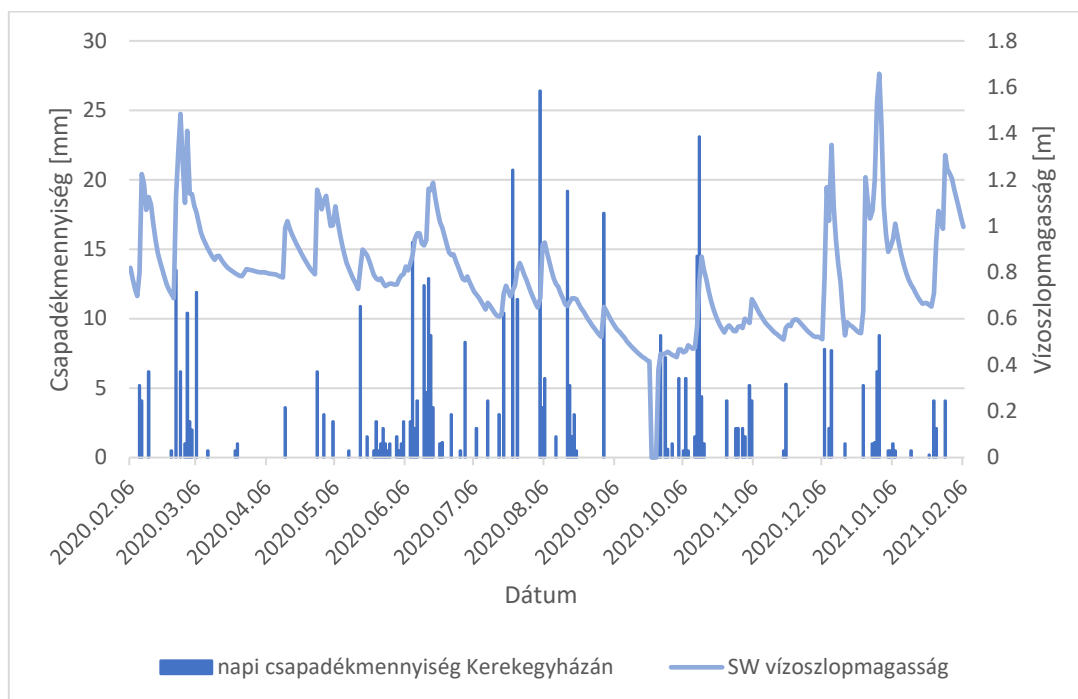
A hőmérsékletben tapasztalható amplitúdót a modell alapvetően – szezonális szinten – jól közelíti, azonban vannak olyan kisebb frekvenciájú változások, melyeket a modell nem tud kezelni. Ez természetes, hiszen itt is megjelennek a levegő és a csapadékvíz hőmérsékletének közvetlen hatásai.

A modell fő tanulsága az, hogy a szezonális konduktív hatások az ásott kút esetében is jelentkeznek, de nagyobb amplitúdóval és kisebb fáziskéséssel mint a megfigyelőkutak esetében a kisebb mélység és a változásoknak való közvetlen kitettség miatt. Utóbbi tulajdonsága miatt a mért adatok és a számított adatok között jelentős különbség van. Azonban ez idáig nem számoltam a bevezetett csapadékvíz hatásával, így emiatt a továbbiakban ennek hatását fogom megvizsgálni, mely magyarázatot adhat erre az eltérésre.

6.4. A bevezetett csapadékvíz hőmérsékleti hatásának vizsgálata

A következőkben tehát a csapadékadatok, rendelkezésre álló hőmérsékleti és vízszintre vonatkozó adatok segítségével vizsgálom meg a bejuttatott csapadék tényleges, a mérési eredményekből is látható valós hatását.

A 14. ábra a 2020.02.06 és 2021.02.06 közötti egyéves időszakra mutatja be a napi csapadékmennyiségre vonatkozó, illetve az ásott kútban mért napi átlagos vízszintadatokat. Látható, hogy Kerekegyházán a lehullott napi csapadék 0 és 30 mm közé esett a vizsgált időszakban. A naponta átlagosan hullott csapadék mennyisége azonban csak 1,33 mm. A melegebb időszakban (április közepétől október közepéig) hullott átlagos napi



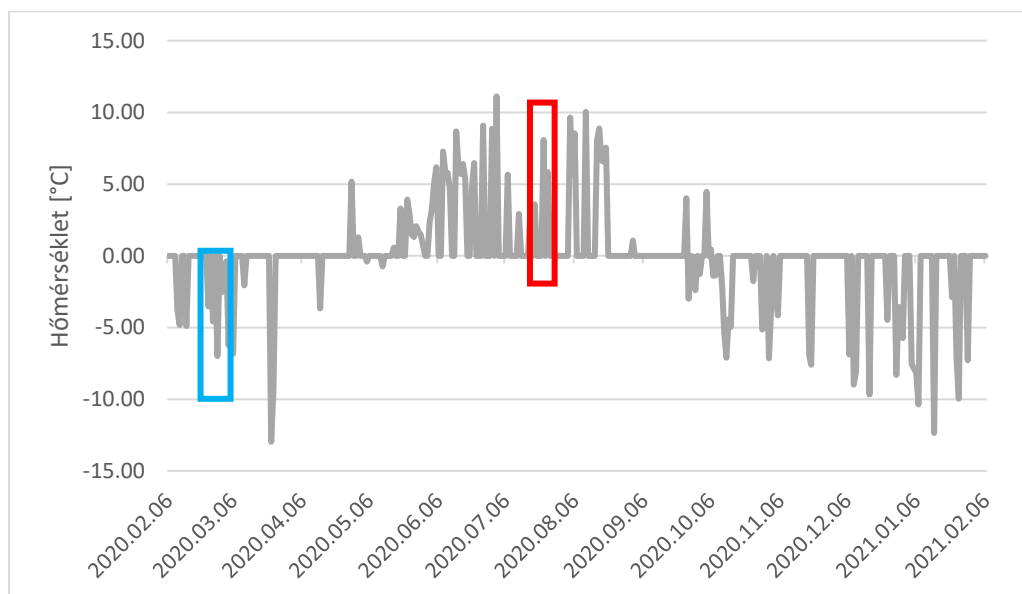
14. ábra: A napi lehullott csapadék mennyisége mm-ben Kerekegyházaán 2020.02.06. és 2021.02.06. között

(csapadékadatok forrása: <https://www.idokep.hu/automata/faragomuvek>; vízsztintadatok forrása: Szabó Zsóka)

csapadékmennyiség az átlagnál nagyobb: 1,83 mm, míg a hidegebb időszakban (október közepétől április közepéig) hullott csapadék mennyisége átlagosan napi 0,82 mm. A vízsztintadatok tanulmányozásakor pedig látható, hogy egy-egy nagyobb csapadékesemény alkalmával jelentősen megemelkedik a vízszint. A vízszint jelen esetben a kúttalptól mért vízszlopmagasság alapján kerül jellemzésre.

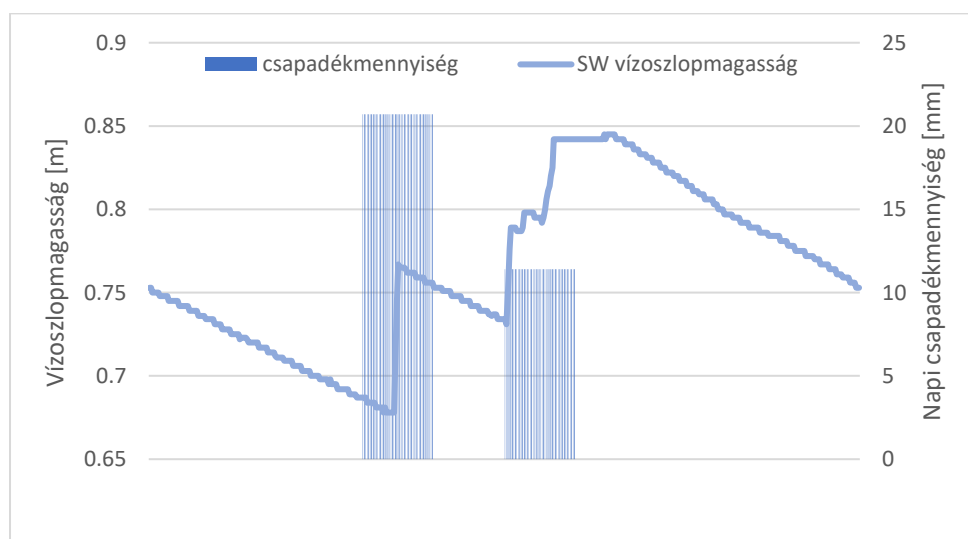
A csapadék hatásának részletesebb vizsgálata érdekében kiválasztottam egy nyári és egy téli néhány napos időszakot, melyen keresztül megvizsgáltam a csapadék hatását a kút vízszintjének emelkedésére és a kútvíz hőmérsékletére. A nyári és téli rövid időszakot úgy választottam meg, hogy a lehető legnagyobb legyen a csapadékvíz és a kút vízhőmérséklete közötti különbség, és több – átlagnál jelentősen – csapadékosabb nap essen bele. Mivel a csapadék hőmérsékletére nem állt rendelkezésemre közvetlen adat, így becslést adtam rá a napi átlagos léghőmérséklet adatainak segítségével. A 15. ábrán látható az esővíz becsült hőmérsékletének és az ásott kút vízhőmérsékletének különbsége a vizsgált időszakra. Látható, hogy az adatsor július végén – augusztus elején éri el maximumát, tehát akkor nyerhető ki a legtöbb hőtöbblet a rendszerből. Illetve január környékén veszi fel a minimális értékeket a tárgyalt adatsor, tehát ekkor termelődik a legtöbb „negatív hőtöbblet”. Az adatsoron a

kiválasztott téli időszakot türkizkék kerettel jelöltem, a kiválasztott nyári időszakot pedig pirossal.



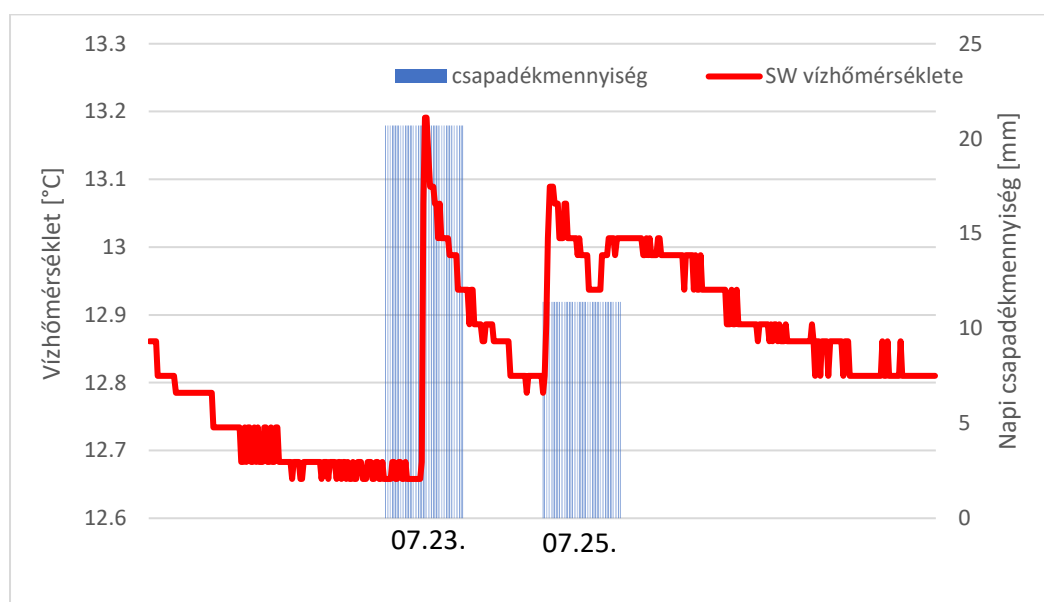
15. ábra: Az esővíz becsült hőmérsékletének és az ásott kút vízhőmérsékletének különbsége 2020.02.06. és 2021.02.06. között

A vizsgált időszakban két napon esett eső. Az ásott kútban mért vízoszlop-magasság adatsorán, a 16. ábrán egyértelműen látszik is a két esős nap hatása, amikor is megemelkedett a kútban a vízszint néhány cm-es nagyságrendben.



16. ábra: Az ásott kútban mért vízoszlop-magasság méterben, illetve a napi csapadékmennyiség (H) mm-ben 2020.07.20. és 2020.07.29. között

A hőmérsékleti hatás is látszik az adatsoron (17. ábra): a nyári meleg csapadékvíz hatására néhány tized $^{\circ}\text{C}$ -kal megemelkedett a kútban mért vízhőmérséklet. Azonban az is megállapítható az adatok elemzésének segítségével, hogy az enyhe hőmérséklet-emelkedést egy annál kicsivel kisebb mértékű hőmérséklet-csökkenés követi, melyből arra lehet következtetni, hogy a hőmérséklet igyekszik gyorsan beállni a „szezónális referenciaszintre” a kisebb frekvenciájú ingadozások után, azonban 0,1-0,2 $^{\circ}\text{C}$ -kal magasabb marad az esőzés előtti állapothoz képest. Így ekkora hőmérsékleti hatása lehet körülbelül a bevezetett csapadékvíznek a kútvíz hőmérsékletére nézve. Ez a kis érték magyarázható azzal, hogy a kis mennyiségű melegebb csapadékvíz által okozott pozitív hőmérsékleti anomália rövid ideig mérhető a kút vizében, azonban a meleg csapadékvíz gyorsan elkeveredik a nála hidegebb felszín alatti vízzel, mely önmagában is jelentősen nagyobb mennyiségű a csapadékvíznél – de emellett még a nagy köztömeg is hűtő hatást fejt ki a melegebb esővízre. Emellett – mivel a kút nem zárt rendszer – a felszín alatti vízáramlási rendszerben már el is kezd terjedni a bejuttatott csapadékvíz, és nem marad hosszú ideig a kútban – ez látható például abból, hogy a vízszint az esőzések után ugyan megemelkedik, de hamar vissza is csökken egy alacsonyabb értékre. Mindezek miatt valószínűleg ilyen kis mennyiségű csapadék nem képes jelentős hőtöbbletet elraktározni a felszín alatt.



17.ábra: Az ásott kútban mért vízhőmérséklet $^{\circ}\text{C}$ -ban, illetve a napi csapadékmennyiség (H) mm-ben 2020.07.20. és 2020.07.29. között

A fenti állításokat kvantitatívabb oldalról megközelítve: 2020. július 23-án számításaim szerint $1,656 \text{ m}^3$ csapadékvíz érkezett a tetőfelületre ((6)-os összefüggés alapján). Ez a maximális csapadékvíz, ami a kútba bevezetésre kerülhet, egy becsült mennyiség. Ebből valamennyi víz nem fogja elérni a kutat, mert például benne marad a víz kútba vezetését szolgáló PVC csövekben vagy az ereszcatornában. Emellett nem vettem figyelembe a párolgást sem, mely szintén jelentős vízvesztést jelenthet ebben az esetben. A 6. táblázat foglalja össze az ásott kútba érkező becsült csapadékmennyiséget, ennek kiszámításához szükséges értékeket, illetve a kútba jutott ((7)-es összefüggés) és a tetőfelületre hullott csapadékmennyiség ((6)-os összefüggés) százalékos arányát:

Dátum	H [mm]	$\Delta h = h_2 - h_1$ [m]	$V_{\text{kútba érkező}}$ [m ³]	$V_{\text{tetőre érkező}}$ [m ³]	Bejutott víz %-os aránya
2020.07.23.	20,7	0,089	0,0447	1,656	2,701
2020.07.25.	11,4	0,111	0,05579	0,912	6,118

6. táblázat: Néhány csapadékos nyári napra vonatkozó becsült adat a bevezetett csapadék mennyiségére vonatkozóan

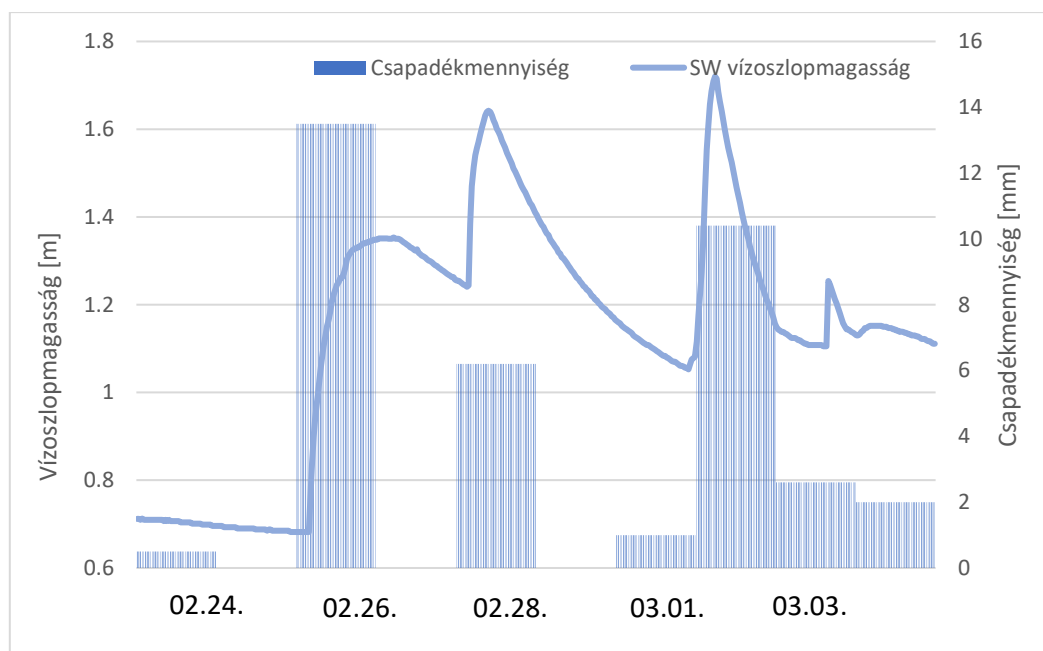
Ebből látható, hogy ez egy elég kicsi arány. Ennek tehát oka lehet a nagy mértékű párolgás, a víz elakadása a PVC csövekben és az, hogy a víz nagyon rövid ideig marad kútban, így az utóbbi miatt a bejuttatott víz mennyisége alul van becsülve.

Ezt követően azt vizsgáltam meg, hogy mekkora többlethőt képes bevinni a felszín alá a bevezetett csapadékvíz. A két vizsgált nyári csapadékos napon a napi átlagos levegőhőmérséklet $21,93 \text{ }^\circ\text{C}$ illetve $19,84 \text{ }^\circ\text{C}$ volt. Mivel a csapadék-hőmérséklet általánosságban $1-1,5 \text{ }^\circ\text{C}$ -kal alacsonyabb a léghőmérsékletnél (Jeney, 1977), így a csapadékvíz hőmérsékletének becsült értéke $20,5 \text{ }^\circ\text{C}$ illetve $18,5 \text{ }^\circ\text{C}$. Ez érkezik bele az ásott kút vizébe, melynek hőmérséklete a július közepe és augusztus közepe közötti időszakban átlagosan $12,89 \text{ }^\circ\text{C}$. Ebben az időszakban a mért vízhőmérséklet minimuma $12,53 \text{ }^\circ\text{C}$, maximuma pedig $14,08 \text{ }^\circ\text{C}$. Ebből $6-8 \text{ }^\circ\text{C}$ -os eltérés adódik a csapadékvíz és a kútvíz hőmérséklete között. A 7. táblázat foglalja az ezzel kapcsolatos összes számításaim eredményeit a (8)-as összefüggés alapján.

Dátum	Csapadék mennyisége [mm]	$V_{\text{kútba ér}}$ [m ³]	$T_{\text{csapadék}}$ (becsült) [°C]	$T_{\text{kút víz}}$ [°C]	ΔT [°C]	m [kg]	Q [kJ]
2020.07.23	20,7	0,0447	20,93	12,658	8,36	44,7	1570
2020.07.25	11,4	0,05579	18,84	12,785	6,06	55,79	1419

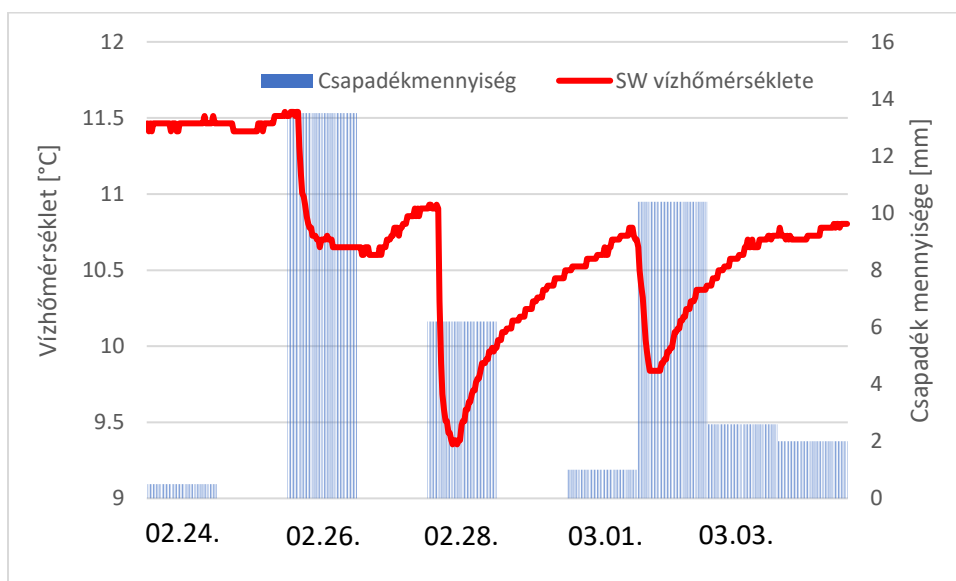
7.táblázat: Néhány csapadékos nyári napra vonatkozó becsült adat a bevezetett csapadék által a felszín alá juttatott hő mennyiségére vonatkozóan

A következőkben a téli időszak elemzésével folytatom. A vizsgált téli időszak 11 napjából 7 napon esett az eső, és a kút vízszintadatai (18.ábra) ezt tükrözik is: a csapadékos napokon megemelkedett a vízszint.



18. ábra: Az ásott kútban mért vízszint-magasság méterben, illetve a napi csapadékmennyiség (H) mm-ben 2020.02.24. és 2020.03.04. között

A hőmérsékleti idősort (18. ábra) megvizsgálva itt is látható, hogy a csapadékos napokon – ezúttal a felszín alatti közeghez képest alacsonyabb hőmérséklettel rendelkező csapadékvíz hatása miatt – a kútban (legfeljebb 1,5 °C-kal) alacsonyabb hőmérsékleti adatokat rögzített a mérőműszer az azokat megelőző napokhoz képest. A nyári folyamatokhoz hasonlóan itt is az látható, hogy a kis amplitúdójú változások időben gyors lefutásúak, a csapadékos eseményt követően igyekszik hamar visszaállni a hőmérséklet arra a szintre, amely elsősorban a konduktív hatásoknak megfelelően – szezonálisan – várható. A nyári folyamatokhoz hasonló okokból kifolyólag itt egy kicsit alacsonyabb szintre áll be a hőmérséklet az esőzés előtti állapothoz képest.



18.ábra: Az ásott kútban mért vízhőmérséklet °C-ban illetve a napi csapadékmennyiség (H) mm-ben 2020.02.24. és 2020.03.04. között

A 8. táblázat tartalmazza az elemzett téli időszak csapadékosabb napjaira elvégzett becsléseket a bejuttatott csapadék mennyiségére vonatkozóan – a nyári időszak adataival végzett számításokhoz hasonlóan ((6)-os és (8)-as összefüggések alapján).

Dátum	H [mm]	$\Delta h = h_2 - h_1$ [m]	$V_{\text{kútba ér}}$ [m ³]	$V_{\text{tetőre ér}}$ [m ³]	Bejutott víz %-os aránya
2020.02.26	13,5	0,666	0,335	1,080	31,00%
2020.02.28	6,2	0,401	0,202	0,496	40,64%
2020.03.02	10,4	0,604	0,304	0,832	36,49%

8. táblázat: Néhány csapadékos téli napra vonatkozó becsült adat a bevezetett csapadék mennyiségére vonatkozóan

Az értékek azt mutatják a nyári adatokhoz képest, hogy a kútban mért vízszlopmagasságból számított bevezetett csapadékvíz és a hullott csapadékmennyiségből számított elméletileg a kútba vezetett maximális csapadékvíz aránya jóval magasabb: 30–40%. Ennek oka lehet, hogy nyáron a magasabb hőmérséklet miatt nagyobb a párolgás. Azonban a tendencia stabilitását bizonyítandó, több adat megvizsgálására lenne szükség.

A nagyobb arányú vízszintemelkedés miatt lehet az, hogy a csapadéknak a megfigyelt adatsoron nagyobb hőmérsékleti hatása van, mint a nyári adatsor esetében. A csapadék előtti hőmérséklet, illetve a csapadék után fellépő hőmérséklet-csökkenés és azt követő hőmérséklet-emelkedés után mért két hőmérsékleti érték különbsége itt akár kb. 0,5 °C is lehet. Ez értelemszerűen függ a csapadékmennyiségtől és annak hőmérsékletétől is.

A részletesebb elemzésre kiválasztott téli időszak adataira vonatkozóan is kiszámoltam a bejuttatott hőtöbbletet (a (8)-as összefüggés alapján), mely ez esetben értelemszerűen negatív. A kútban mért víz hőmérséklet február közepe és március közepe között úgy alakult, hogy ezen adatok számtani átlaga 11,04 °C, minimuma 9,36 °C, maximuma pedig 11,54 °C volt. Ebből az látható, hogy a kút víz és a csapadékvíz között a vizsgált időszakban körülbelül 0–8 °C eltérés volt. Az eredményeket a 9. táblázat foglalja össze. A táblázatból kiolvasható, hogy télen – az eddigi megállapításokból is következően – abszolút értékben nagyobb negatív hőmennyiség tárolható el felszín alatt a nyári hőtöbbletchez képest.

Dátum	Csapadék mennyisége [mm]	$V_{\text{kútba ér}}$ [m ³]	$T_{\text{csapadék}}$ (becsült) [°C]	$T_{\text{Kút víz}}$ [°C]	ΔT [°C]	m [kg]	Q [kJ]
2020.02.26	13,5	0,335	6,28	11,54	-5,26	335	-7401
2020.02.28	6,2	0,202	2,89	10,905	-8,02	202	-6800
2020.03.02	10,4	0,304	9,48	10,702	-1,22	304	-1560

9. táblázat: Néhány csapadékos téli napra vonatkozó becsült adat a bevezetett csapadék által a felszín alá juttatott hő mennyiségére vonatkozóan

6.5. A kútba juttatott elméleti hőtöbblet /hőhiány gazdasági értékének elemzése

A következőkben azt fogom bemutatni, hogy mit is jelent az előbbiekben kiszámolt energiamennyiség. Összehasonlítva például egy átlagos teljesítményű családi házas szinten használt levegő-hőszivattyú $P=10\text{ kW}$ hőteljesítményével (Geoconcept, 2022), a következő állapítható meg: egy ilyen hőszivattyú $1\cdot500\cdot000\text{J}/10\cdot000\text{ W}=150\text{ s}$ (mely 2,5 percet jelent) alatt állítja elő azt az energiamennyiséget, melyet egy meleg, csapadékos nyári nap során be tudunk juttatni a felszín alá a csapadékvíz bevezetésével. Ennél értelemszerűen még kevesebb időre van szüksége egy 200 kW-os tisztán geotermikus hőszivattyúnak (Geoconcept, 2022) – néhány másodpercre. Ez nem nevezhető soknak, de ezt a természetes úton, „többlet energia igénybevétele nélkül” elraktározott hőtöbbletet felhasználhatjuk, és akár növelni lehet vele a hőszivattyús rendszerek hatékonyságát. Emellett pedig, ha városi léptékben sok családi házban alkalmaznák a csapadékvíz felszín alatti tárolását, az már jelentős mennyiségű hőenergiát jelenthetne. Kerekegyházán korábbi számítások alapján a települési szinten a háztetőkről éves szinten összegyűjthető csapadék mennyisége $283\cdot250\text{ m}^3$ (Yousif, 2022). A csapadékvíz felszín alá vezetésének hatékonyabb megoldási módszerével is lehetne növelni a felszín alá bejuttatható víz mennyiségét, s így a hőtöbblet értékét is. Azonban még azzal is számolni kell, hogy ez a hőtöbblet a több hónapon át tartó felszín alatti útja során lecsökken a diffúzió és az advekció révén, és csak egy része fog megjelenni azon a helyen, ahol ki szeretnénk termelni hónapokkal később.

7. Összefoglalás

Kutatásom során a Kerekegyházaán működő MAR projekt kapcsán korábban és általam gyűjtött adatokat dolgoztam fel és használtam annak érdekében, hogy megvizsgáljam, milyen lehetőségek vannak a MAR és ATES rendszerek összekapcsolására. Dolgozatom fő kérdése az volt, hogy a csapadékvíz felszín alatti vízpótlásra történő hasznosítása milyen lehetőséggel bír a hőtárolás tekintetében.

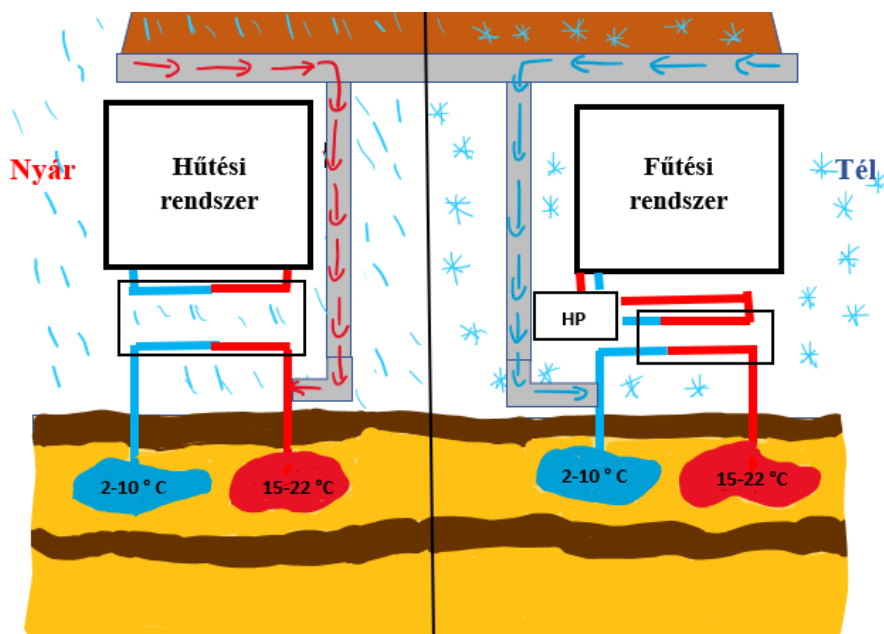
Kutatásom egyik eredménye, a sekély mélységű felszín alatti közeg hőmérsékletére hatást gyakorló, a felszínen tapasztalható levegő-hőmérséklet, illetve annak szezonális ingadozásának konkrét példán keresztüli számszerűsítése. Ez alapján megállapítottam, hogy a mélységtől és anyagi jellemzőktől függően a maximális és minimális felszín alatti hőmérséklet késleltetve jelenik meg a felszín alatti közegben a levegő hőmérsékletéhez képest. Minél nagyobb mélységben vagyunk, annál kisebb a minimum és a maximum közötti különbség, és annál nagyobb a fáziskésés.

A Kerekegyházaán mért hőmérsékleti adatok tükrözik az adott mélységben, adott anyagi közegben várható értékeket, így megállapítható, hogy a fáziseltolódás nem a bevezetett csapadékvíznek köszönhető – az legfeljebb módosíthatja a hőmérsékleti értékeket.

A kerekegyházai adatok kvalitatív értékelése alapján a bevezetett csapadékvíz hatása kis mértékben fejti ki hatását, a bevezetés helyéül szolgáló kútban is csak néhány tized °C eltérést okoz, amely még kisebbre csökken a víz terjedése során. Több csapadékvíz hatékonyabb megtartása esetén nyílhat esély nagyobb hőtöbblet eltárolására. Ennek egyik módja lehet az, ha a csapadékvizet hatékonyabb módon, azaz a vízveszteség csökkentésével és koncentráltan juttatjuk a kútba. Ehhez alapot a közösségi, városi szinten több helyen alkalmazott csapadékvízgyűjtő csatornák adhatnak.

Kutatásomból arra következtetek, hogy sekély mélységben, nyitott víztartóval az ATES és a MAR összekapcsolása sok nehézségbe ütközik, hiszen egy sekély MAR rendszerből kevés hőtöbblet nyerhető ki. Azonban további vizsgálatokat igényel annak megállapítása, hogy milyen mértékben lehetne összekapcsolni a két rendszert fedett víztartó esetén, illetve a felszín alatti nagyobb mélységekben például egy fűrőlyukon keresztül történő vízutánpótlás esetén. Ez abban jelentene változást a Kerekegyházaán működő és megvizsgált rendszerhez képest, hogy ebben a mélységben már egy időben konstansnak tekinthető hőmérséklet van, amely magasabb a felszínhez közeli éves átlaghőmérsékletnél. Az ATES rendszereknél gyakori a 200 méteres mélység. Ebben a mélységben megközelítőleg 18-22 °C-os a hőmérséklet – ha a magyarországi geotermikus viszonyokat vesszük figyelembe: $12\text{ °C} + 200\text{ m} \cdot (0,03-0,05\text{ °C/m})$. Ebbe a

mélységbe lehetne lejuttatni a felszínen összegyűjtött csapadékvizet. Ez a rendszer akár működhetne egy átlagos ATES rendszerhez hasonlóan úgy, hogy a rendszerben keringtetett víz a csapadék, vagy akár az összegyűjtött csapadékkal kiegészült eredetileg használt víz. A téli hideg vizet be lehetne sajtolni a hidegvizes tározóba, a nyári meleg vizet pedig a melegvizes tározóba. Ennek relevanciáját az adja, hogy egy ATES rendszerben a télen besajtolt víz hőmérséklete 5-10 °C, melynél a téli csapadék hőmérséklete alacsonyabb is lehet. Az ATES rendszereknél nyáron bejuttatott 15-18 °C-os víznél pedig magasabb is lehet a csapadékvíz hőmérséklete nyáron. Mindezek miatt a csapadékvíz felhasználásával lehetne növelni az ATES rendszer hatékonyságát. Ennek természetesen vannak felmerülő költségei is, hiszen egy ilyen rendszert ki kell építeni, és működtetni kell. Ennek részletesebb vizsgálata ugyan már egy másik dolgozat tárgyát képezheti, a 19. ábra bemutatja a rendszer egy általam elképzelt lehetséges működési módját:



19.ábra: Az ATES és a MAR összekapcsolásának egy lehetséges megoldása

8. Kitekintés és a kutatás folytatása

A kutatás további lépéseként koncentrált esővízgyűjtés és kúton keresztüli felszín alá juttatás numerikus modellezése további információkat szolgáltathat arról, hogy adott mennyiségű csapadék, adott anyagi jellemzőkkel rendelkező közegbe érkezve, adott áramlási, terjedési körülmények között milyen egyensúlyi hőmérséklet beállítását eredményezi a bevezetést szolgáló kútban, illetve mikor és milyen mértékben fejti ki hatását a megfigyelőkutakban, illetve a megfigyelőkutaktól eltérő egyéb pontokon.

A numerikus modellezés során a következő tényezők hatását tervezem megvizsgálni:

- a felszíni hőmérséklet-változás,
- a geotermikus gradiens,
- az ásott kút felől érkező, és a környezetétől eltérő hőmérsékletű, állandó intenzitású vízáramlás;

melyek hatását elkülönítve és együtt is tervezem elemezni.

9. Irodalomjegyzék

- Badino, G. (2018): Geothermal flux and phreatic speleogenesis in gypsum, halite, and quartzite rocks. *International Journal of Speleology*. 47. 1-11. 10.5038/1827-806X.47.1.2098.
- Bloemendal, M., Beernink, S.; Hartog, N.; Meurs, B. (2019). Transforming ATES to HT-ATES, Insights from dutch pilot project
- Bloemendal, M., Jaxa-Rozenc, M., Olsthoorna, T. (2018): Methods for planning of ATES systems, In: *Applied Energy* Vol. 216, p. 534-557
- Dillon, P. (2005). Future management of aquifer recharge. *Hydrogeology Journal*, 13(1), pp. 313-316.
- Dillon, P. - Pavelic, P. - Page, D., Beringen, H. - Ward, J. (2009): Managed aquifer recharge. *An introduction waterlines report series* 13, 86 p.
- Eppelbaum, L. - Kutasov, I. - Pilchin, A. – (2014): *Applied Geothermics*, 1th ed. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, ISBN: 978-3-642-34022-2., p. 751
- Gale, I. (2005): Strategies for managed aquifer recharge in semi-arid areas. *UNESCO-IHP Publications*, p. 30
- Galsa, A. (2018): Földi áramlások fizikája, Eötvös Lóránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar, Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, Budapest, p. 201
- Jeney, Cs. (1977): A csapadékvíz, valamint a talaj hőmérsékleti állapotának hatása a beszivárgás és az elfolyás feltételeire. In: *Agrokémia és Talajtan*, Tom. 26., No. 3-4., Agrártudományi Egyetem, Gödöllő
- Komlós, F. (2005): Fűtéstechika a környezetbarát hőszivattyúval (Épület-energia-Európa-emberibb élet). – Belügyminisztérium Településüzemeltetési Iroda. Kézirat.1-49.
- Lenkey, L. - Zsemle, F. - Mádl-Szőnyi, J. - Dövényi, P. - Rybach, L. (2008): Possibilities and limitations in the utilization of the Neogene geothermal reservoirs in the Great Hungarian Plain, Hungary. *Central European Geology*. 51. 241-252. 10.1556/CEuGeol.51.2008.3.6.
- Mádlné Dr. Szőnyi Judit (2006): A geotermikus energia - Készletek, kutatás, hasznosítás, GRAFON kiadó, Nagykovácsi, p. 144
- Nagy, I. - Tombácz, E., László, T. - Magyar, E., Mészáros, Sz. - Puskás, E. - Scheer, M. (2016): Vízvisszatartási mintaprojektek a Homokhátságon: "Nyugati és Keleti" mintaterületek. *Hidrológiai Közöny*, 96. évf. 4. szám, pp. 42-60.
- NRMMC, EPHC, NHMRC (2009): Australian Guidelines for water recycling, managing health and environmental risks (Phase 2): Managed aquifer recharge. *Natural Resource*

Management Ministerial Council, Environment Protection and Heritage Council, National Health and Medical Research Council, 237 p.

- Ridavits, T. (2020): Célzott felszínalatti vízutánpótlás tetővízből Kerekegyházán, a Duna-Tisza közti Homokhátság területén, MSc diplomamunka, Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kar Földrajz- és Földtudományi Intézet Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest
- Rman, N. – Tóth, Gy. – Lapanje, A. – Fuks, T. – Muráti, J. (2011): VÍZFÖLDTANI KONCEPCIONÁLIS MODELL, a Geotermikus hasznosítások számbavétele, a hévízadók értékelése és a közös hévízgazdálkodási terv előkészítése a Mura-Zala medencében projekt keretében, T-JAM, Budapest, Ljubljana, 2011.02.28.
<https://adoc.pub/szlovenia-magyarorszag-operativ-program-vizfldtani-koncepcio.html>
(Letöltve: 2022. 11. 13.)
- Seibt, P. - Kabus, F. (2003): Aquifer Thermal Energy Storage in Germany
<https://orkustofnun.is/gogn/flytja/JHSSkjol/UNU%20Visiting%20Lecturers/PSLecture03.pdf>
(Letöltve: 2022.04.25.)
- Szabó, Zs. - Pedretti, D. - Masetti, M. - Ridavits, T.; Csiszár, E. - Falus, Gy. - Palcsu, L. - Sütő, V. - Mádl-Szőnyi, J. (2021): Sekély kutas célzott felszínalatti vízutánpótlás – Környezeti hatások és lehetőségek kísérleti vizsgálata Kerekegyházán, Almássy Endre XXVII. Konferencia a felszín alatti vizekről, 10.13140/RG.2.2.20086.73280.
- Szabó, Zs. - Pedretti, D. - Masetti, M.; Ridavits, T. - Csiszár, E. - Falus, Gy. - Palcsu, L. Mádl-Szőnyi, J. (2022): Rooftop rainwater harvesting by a shallow well–Impacts and potential from a field experiment in the danube-tisza interfluve, Hungary. *Groundwater for Sustainable Development*, 100884
- Szabó, Zs. - Tahy, A. - Mádl-Szőnyi, J. (2020): A célzott felszín alatti vízutánpótlás nemzetközi trendjei és hazai alkalmazási lehetőségei (Managed Aquifer Recharge – State of the art, needs and possibilities in Hungary), *Hidrológiai Közlöny* 2020.100.évf. 4. sz., p. 40-51., 10.5281/zenodo.4313285.
- Turcotte, D. - Schubert, G. (2002): Heat Transfer. In: *Geodynamics - 2nd Edition*, by Donald L. Turcotte and Gerald Schubert, Cambridge University Press, April 2002. ISBN-10: 0521661862. ISBN-13: 9780521661867. LCCN: QE501.T83 2002. 10.2277/0521661862, p. 271-276.

Yousif, Noor (2022): Potential of rooftop-rainwater harvesting through shallow wells for Kerekegyháza, MSc Thesis, Eötvös Loránd University Department of Environmental Science, Budapest

Internetes oldalak:

Underground Energy (2022)

<https://underground-energy.com/our-technology/ates/#what-is-ates>

(Letöltve: 2022.04.25.)

<https://www.idokep.hu/automata/faragomuvek>

(Letöltve: 2022.11.25.)

<https://geoconcept.hu/geotermia/>

(Letöltve: 2022.12.20.)

10. Abstract

The broader question raised by my study is: is it possible to combine ATES (Aquifer Thermal Energy Storage) and MAR (Managed Aquifer Recharge) systems? Do MAR systems have a natural potential for thermal storage? The focus of my research was, first of all, to study the thermal effects of shallow rainwater recharge in the Danube-Tisza area. The data required for this work (water level and temperature time series) were provided by a MAR pilot system established in Kerekegyháza.

I used the temperature time series to analyse the air temperature in the area, the water temperature in the dug well where the water replenishment was performed, and the water temperature in two monitoring wells drilled in order to study the effects of the MAR system. Water level data also refer to the three wells. Using these data, I analysed two different cases: (1) the hypothetical, theoretical case where I did not take into account the effect of water replenishment, and (2) the empirical effect of water recharge through the data on the dug wells. In (1), I used the air temperature data to calculate, using analytical mathematical methods, the expected temperature profile at the depth of the monitoring wells and the dug well without water replenishment. In (2), I used water level and temperature data to estimate the amount of water entering the dug wells and the heat gain/heat loss that this can cause in summer/winter due to the temperature of precipitation water being different from groundwater.

The calculations concluded that the conductive model ignoring the precipitation water is a good approximation of the temperature time series recorded at the depth of the observation. Further calculations showed that the thermal effect of the precipitation water infiltration is already limited at the point of water replenishment - in the dug wells, and therefore the effect is not clearly detectable in the two observation wells installed in the direction of the water flow. This may be due to several reasons (for example: the groundwater flow rate is too low, so it takes a long time for the water to reach the monitoring wells). In the light of the results, I stated that the effectiveness of combining unique shallow MAR with ATES systems is inferior to solar collectors, solar PV systems and geothermal heat pump systems. However, the feasibility of interconnecting non-individual and deeper systems should also be explored which may have the potential to increase efficiency.

11. Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretnék köszönetet mondani témavezetőimnek, akik a környezet védelme érdekében innovatív technológiák feltárásán fáradoznak, és lehetővé teszik a hallgatók számára a részvételt az ilyen nemes célú kutatásokban, illetve lehetőséget nyújtanak számukra a szakmában történő elmélyülésre.

A kutatás az Éghajlatváltozás Nemzeti Multidiszciplináris Laboratórium RRF-2.3.1-21-2022-00014 számú projekt keretében valósult meg.