

SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM

Természettudományi és Informatikai Kar

Földtudományok Doktori Iskola

Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék

TENGERVÍZ PARTMENTI VÍZADÓBA TÖRTÉNŐ BEHATOLÁSÁNAK  
CSÖKKENTÉSÉRE SZOLGÁLÓ MŰSZAKI BEAVATKOZÁSOK ÉRTÉKELÉSE  
NUMERIKUS MODELLEZÉS SEGÍTSÉGÉVEL

Allow Khomine

Témavezető:

Dr. Szanyi János

Konzulens:

Dr. Kovács Balázs

SZEGED

2012

## TARTALOMJEGYZÉK

<b><i>I. BEVEZETÉS</i></b>	7
<b><i>II. ÁTTEKINTÉS, SÓSVÍZ BEHATOLÁS ÉS VIZSGÁLATA</i></b>	8
<b>2.1 Sósvíz behatolás</b>	8
<b>2.2 A tengervíz behatolás okai</b>	8
2.2.1 A sűrűség hatása az áramlásra	9
2.2.2 Hidrodinamikai diszperzió	11
2.2.3 Intenzív felszín alatti vízkivétel	11
<b>2.3 Tengervíz behatolás vizsgálata</b>	13
2.3.1 Geofizikai vizsgálatok	13
2.3.1.1 Felszíni geofizikai módszerek	13
2.3.1.2 Lyuk-geofizikai módszerek	13
2.3.2 Geokémiai vizsgálatok	14
2.3.2.1 Néhány felhasználható elem és izotóp	14
2.3.3 Tengervíz behatolás szimulációja	15
2.3.3.1 FEFLOW	15
2.3.3.2 SEAWAT	16
<b><i>III. SÓSVÍZ BEHATOLÁS MEGAKADÁLYOZÁSÁNAK LEHETSÉGES MEGOLDÁSAI</i></b>	17
<b>3.1 Felszín alatti gát építése</b>	17

3.1.1 Mély talajkeveréses technológia .....	17
3.1.2 Gyors besajtolás .....	18
3.1.3 Waterloo akadályok .....	18
3.1.4 Föld fagyasztás .....	18
3.1.5 Geomembrán falak .....	19
3.1.6 Mély falak .....	19
<b>3.2 Mesterséges dúsítás .....</b>	<b>19</b>
3.2.1 Visszasajtolással járó problémák .....	22
3.2.1.1 A permeabilitás csökkenése a fúrési műveletek során--	22
3.2.1.1.1 Fizikai rongálódás .....	22
3.2.1.1.2 Vegyi károsodás .....	22
3.2.1.1.2.1 Az agyagásványok szétesése.....	22
3.2.1.2 Az eredeti permeabilitás csökkenése a visszasajtolás során .....	23
3.2.1.2.1 A részecskékkel keletkező problémák és megoldásaik .....	23
3.2.1.2.2 Vegyi problémák és megoldásaik .....	24
3.2.1.3 A visszasajtoló kutak stimulációja .....	24
3.2.1.3.1 Hidraulikus repesztés .....	24
3.2.1.3.2 Kémiai stimuláció .....	25
<b>3.3 A termelőkutak áthelyezése, alternatív megoldások .....</b>	<b>26</b>
3.3.1 A termelőkutak áthelyezése .....	26
3.3.2 Kitermelt vízmennyiség csökkentése .....	26
3.3.3 Sós víz kitermelése .....	27
3.3.4 Öblítő kút .....	28

<b>IV. SÓSVÍZ BEHATOLÁS MODELLEZÉSÉNEK DOLGOZATBAN HASZNÁLT MÓDSZERE</b>	30
<b>4.1 SEAWAT program</b>	30
4.1.1 Talajvízáramlást leíró egyenlet	30
4.1.2 A permeabilitás fő irányával párhuzamos koordináarendszer	33
4.1.3 Darcy-törvény az ekvivalens édesvízszint szempontjából	35
4.1.4 Az áramlást leíró egyenlet az ekvivalens édesvízszint alapján	36
4.1.5 Az oldott anyag transzport leíró egyenlete	37
<b>V. A KUTATOTT TERÜLET ISMERTETÉSE</b>	38
<b>5.1 Bevezetés</b>	38
<b>5.2 Damsarkho alföld általános jellemzői</b>	39
<b>5.3 Damsarkho alföld földtani felépítése</b>	41
<b>VI. A KUTATOTT TERÜLET MODELLJE</b>	42
<b>6.1 A modell bemeneti adatai</b>	42
6.1.1 Rácsháló	42
6.1.2 Peremfeltételek és a modell feltételezései	46
<b>6.2 Paraméterek érzékenysége a tengervíz behatolás szimulációjában</b>	48
6.2.1 Modell felépítése és paraméterei	48
6.2.2 Szivárgási tényező	50
6.2.3 Effektív porozitás	51
6.2.4 Szivárgási tényező anizotrópiája, porozitás változása	52
6.2.5 Fajlagos tárolási tényező	53
6.2.6 Fajlagos vízleadás	55



6.2.7 Következtetések .....	56
<b>6.3 A kutatott terület modelljének kalibrálása .....</b>	<b>57</b>
6.3.1 Bevezetés .....	57
6.3.2 A Paraméter becslési algoritmus .....	57
6.3.3 A modell kalibrálása .....	58
6.3.4 Eredmények .....	59
<b>VII. A KUTATOTT TERÜLET KÉMIAI ADATAINAK ÉRTÉKELÉSE.....</b>	<b>62</b>
7.1 Bevezetés .....	62
7.2 Kémiai adatok .....	62
7.3 A tengervíz behatolással leginkább szennyezett területek.....	63
7.4 A klorid koncentráció és a talajvízszint közötti kapcsolat .....	64
7.5 SAR kritérium .....	66
7.6 Az oldott só koncentrációja a vízkitermelő terület meghatározására .....	68
<b>VIII. TENGERVÍZ BEHATOLÁS VALAMINT A JAVASOLT MEGOLDÁSOK MODELEZÉSE .....</b>	<b>69</b>
8.1 A tengervíz behatolásnak szimulációja 2010-ig.....	69
8.2 A sós víz behatolás elleni védekezési lehetőségek .....	73
8.2.1 A várható helyzet beavatkozás nélkül .....	73
8.2.2 Felszín alatti gát használatával .....	76
8.2.3 Visszasajtoló kutak használatával .....	78
8.2.4 A termelő kutak áthelyezésével .....	81
8.2.5 Kombinált megoldás.....	83
8.2.6 A megoldások eredményeinek összehasonlítása .....	85

8.2.6.1 Sótartalom .....	85
8.2.6.2 Víz mérleg .....	87
8.2.6.3 Végkövetkeztetések .....	89
<b><i>IX. SUMMARY</i></b> .....	91
<b><i>KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS</i></b> .....	96
<b><i>X. IRODALOMJEGYZÉK</i></b> .....	97
 <b><i>MELLÉKLETEK</i></b>	

## ***I. BEVEZETÉS***

Világszerte számos országban a tengerparti víztartó rétegek az édesvíz ellátás fő forrásai, különösen a száraz és félszáraz övezetekben. A part menti területek nagy népsűrűsége jelentős édesvíz szükséglettel jár. A tengerparti víztartó rétegek rendkívül érzékenyek a változásokra. A tengervíz behatolása a helytelen vízgazdálkodás következtében a sokkal hamarabb okozhatja az édesvíz-készletek sérülését, mint más víztartó rétegek esetében, melyek nem közvetlenül kapcsolódnak a tengerhez.

Több tengerparti víztartónál a tengervíz behatolás a legfőbb korlátja a felszín alatti vizek felhasználásának. A part közelében lévő kutak a tengervíz előrenyomulása miatt, sóssá válnak, és használhatatlanok lesznek (Bonacci O. és Roje-Bonacci T. 1997; Chiocchini et al., 1997; Pulido-Bosch et al., 1999; Petalas C.P. és Diamantis J.V., 1999; Paniconi et al., 2001; Calvache M.L. és Pulido-Bosc A. 1994; Giménez E. és Morell I. 1997; Padilla et al., 1997a,b).

Számos módszer használható a tengervíz behatolásának megakadályozására és gátlásra, a felszín alatti vízkészletek védelme érdekében. Fő elvük az édes, felszín alatti víz mennyiségének növelése és a sós tengervíz mennyiségének csökkentése, ilyenek a felszín alatti gátak építése, vagy a mesterséges dúsítás.

A szíriai Damsarkho-alföldön is problémát jelent a tengervíz behatolása, amit a sok, különböző típusú és mélységű kút összehangolatlan, ésszerűtlen termeltetése okoz.

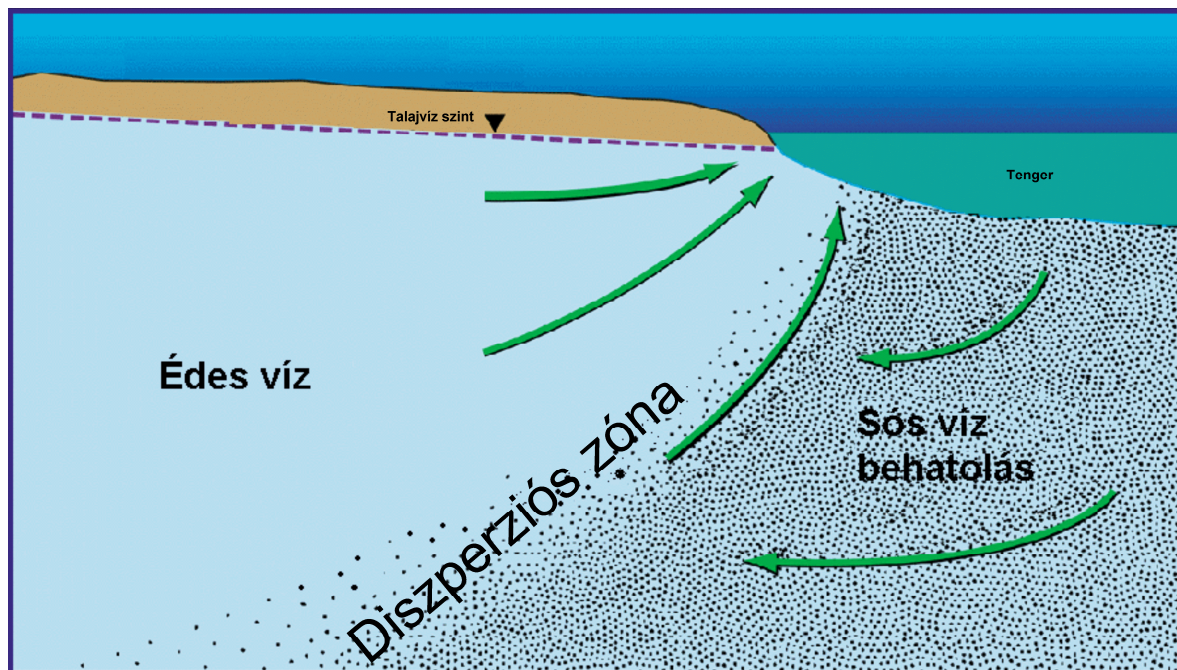
A parton és az alföld délnyugati részén figyelték meg a sótartalom fokozatos emelkedését, különösen a nyári időszakban, az öntözés következtében megnövekedett vízkivételek miatt. A citrusfák 35%-a kipusztult, a gyümölcs és növényültetvények nagy területen megsemmisültek, miközben a nátrium-ion koncentrációja megnőtt a felszín alatti vizekben (Abou Zakhem B., Hafez R. 2003).

## II. ÁTTEKINTÉS, SÓSVÍZ BEHATOLÁS ÉS VIZSGÁLATA

### 2.1 Sósvíz behatolás

Sósvíz behatolásnak nevezzük az édes vizet (általában 1000 mg/l –nél kisebb sótartalmú) tartalmazó rétegekbe történő sós víz áramlását.

A hidrogeológiai rendszerekben az advektív transzport arányát és irányát meghatározza a hidraulikus gradiens és a szivárgási tényező eloszlása. A sósvíz-édesvíz felületének alakját és mozgását pedig a talajvízszint felülete és a szivárgási tényező térbeli változása (1. ábra).



1. ábra. Sósvíz behatolás (Cooper, H. H., 1964 után módosítva)

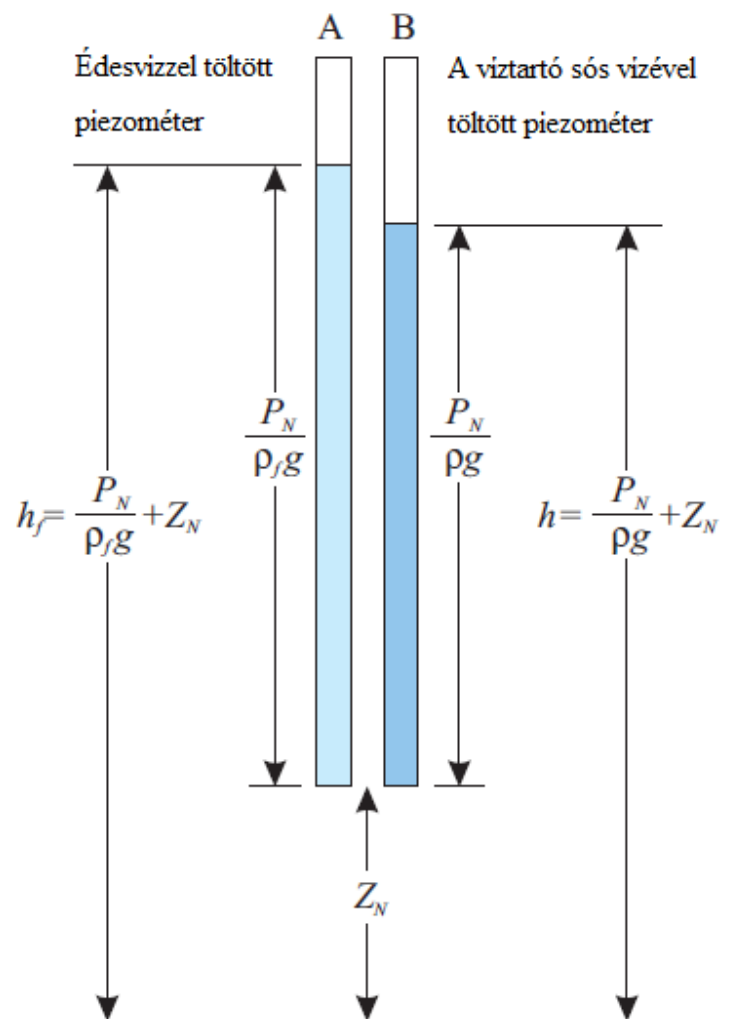
### 2.2 A tengervíz behatolás okai

A tenger felé kiáramló édesvíz alatt a tengerparti víztartó rétegekben, egy sósvízék alakul ki. Ez az ék a sűrűség különbség miatt generálódó áramlásnak és a hidrodinamikai diszperzióknak köszönhetően fejlődik (Henry H.R. 1964). Az intenzív talajvízkivétel megváltoztatja az édes- és sósvíz közötti egyensúlyt az ék (tengervíz behatolás) szárazföld felé mozgásával, és a szivattyúzott kút irányába történő ujj-szerű kitüremkedések kialakulásával.

### 2.2.1 A sűrűség hatása az áramlásra

Az áramlástanban a folyadék egy ténylegesen összefüggő, folytonos közegként van meghatározva, melynek sűrűsége  $\rho$ . A szivárgást meghatározó változók közül a sűrűség térbeli és időbeli változása nagyon fontos az eredő szivárgási potenciál meghatározásában. A folyadék sűrűsége gyakran nem állandó, hanem a folyadék hőmérsékletétől  $T$  (pl. sűrűség csökken, amikor a hőmérséklet emelkedik), valamint a nyomástól  $P$  függ (sűrűség nő, ha nyomás emelkedik az összenyomhatóság következtében).

Egy sós vizet és édesvizet is tartalmazó egyensúlyi helyzetben lévő víztartóban egy adott,  $N$  pontra két piezométert helyezve szemléltetem a kialakuló vízszinteket (2. ábra).



2. ábra. Édesvízzel és a víztartó sós vizével töltött piezométer adott réteg, azonos pontján. (A: édesvízzel töltött piezométer, B: sós vízzel töltött piezométer)

Az  $A$  piezométer édesvizet tartalmaz, és fel van szerelve egy olyan áramlás érzékelő eszközzel, amely megakadályozza a víztartó rétegben lévő sós víz beáramlását a piezométerbe.  $B$  piezométer a víztartó sós vizét tartalmazza.  $P_N / (\rho_f g)$ , a vízszint magassága az  $A$  piezométerben az  $N$  pont fölött. Az ekvivalens édesvízszint az  $N$  pontban az  $A$  piezométerben mért vízszint magassága az adott viszonyítási szint fölött, és így írható fel:

$$h_f = \frac{P_N}{\rho_f g} + Z_N \quad (1)$$

Ahol:

$h_f$  ekvivalens édesvízszint [L],

$P_N$  a nyomás  $N$  ponton [ $\text{ML}^{-1}\text{T}^{-2}$ ],

$\rho_f$  az édesvízi sűrűsége [ $\text{ML}^{-3}$ ],

$g$  nehézségi gyorsulás [ $\text{LT}^{-2}$ ],

$Z_N$  az  $N$  pont magassága viszonyítási szint felett[L].

A  $B$  piezométerben mért vízszint az  $N$  pont feletti magassága  $P_N / \rho g$ . A sós víz szintjét a viszonyítási szint felett  $B$  piezométerben a következő képlet adja meg:

$$h = \frac{P_N}{\rho g} + Z_N \quad (2)$$

ahol:

$h$  vízszint [L],

$\rho$  sós víz sűrűsége  $N$  pontban [ $\text{ML}^{-3}$ ].

A vízszint a víztartóban ( $h$ ), nem csak a nyomással és a magassággal, hanem a víz sűrűség változásával is változik. Így az egyenlő nyomású és azonos magasságú ponton, különböző sűrűségű víz esetén a vízszint eltérő lesz.

Az első egyenlet és másodikba való helyezésével a következő egyenlet kapjuk:

$$h = \frac{\rho_f}{\rho} h_f + \frac{\rho - \rho_f}{\rho} Z \quad (3)$$

Ahol:

$h$  vízszint [L],

$h_f$  ekvivalens édesvízszint [L],

$\rho_f$  az édesvízi sűrűsége [ $\text{ML}^{-3}$ ],

$\rho$  sós víz sűrűsége  $N$  pontban [ $\text{ML}^{-3}$ ].

$Z$  magasság a viszonyítási szint felett [L].

### 2.2.2 Hidrodinamikai diszperzió

A két áramló folyadék lényegében ugyanaz, de a sűrűségük különböző. Az érintkezési felület a sós víz test és az édesvíz test közötti zónában diszperz. Azonban egyes esetekben a sós víz-édesvízi rendszerhez képest az átmeneti zóna elenyésző, és inkább éles felületnek tekinthető.

Ennek az átmeneti zónának a vastagságát a hidrodinamikai diszperzió határozza meg, ami az áramlási sebesség nagysága és iránya helyi mikro-változásainak a következménye a porózus közegen belül. Különleges esetben a hidrodinamikai diszperzió makró léptékű, ami annak az eredménye, hogy a földtani képződmény eltérő hidrogeológiai tulajdonsággal rendelkezik (hidraulikus vezetőképesség, transzmisszivitás, stb.).

A (molekuláris) diffúciónak jelentős hatása van az átmeneti zóna vastagságára. A diffúzió egy anyagáramlási jelenség, melynek hajtóereje a koncentráció különbség. Az anyagáramlás sebessége a koncentráció gradienssel arányos. Ha más erő nem lép fel, a diffúzió képes megszüntetni a koncentráció és így a sűrűségkülönbséget. Ezt a jelenséget Brown-mozgásnak is szokták hívni, melyet a Fick törvény ír le.

### 2.2.3 Intenzív felszín alatti vízkivétel

Több tengerpart menti területen, a tenger által puffertolt hőmérsékletnek és a sok napsütésnek köszönhetően, az emberi társadalom számára kedvező az éghajlat, mely elősegíti az igen jövedelmező mezőgazdaság fejlődését is.

A népesség folyamatos növekedése, valamint a nagy mezőgazdasági vízigény miatt ezeken a part menti területeken gyakran komoly ellátási problémák jelentkeznek, főleg ott, ahol nincsenek nagy folyók a közelben

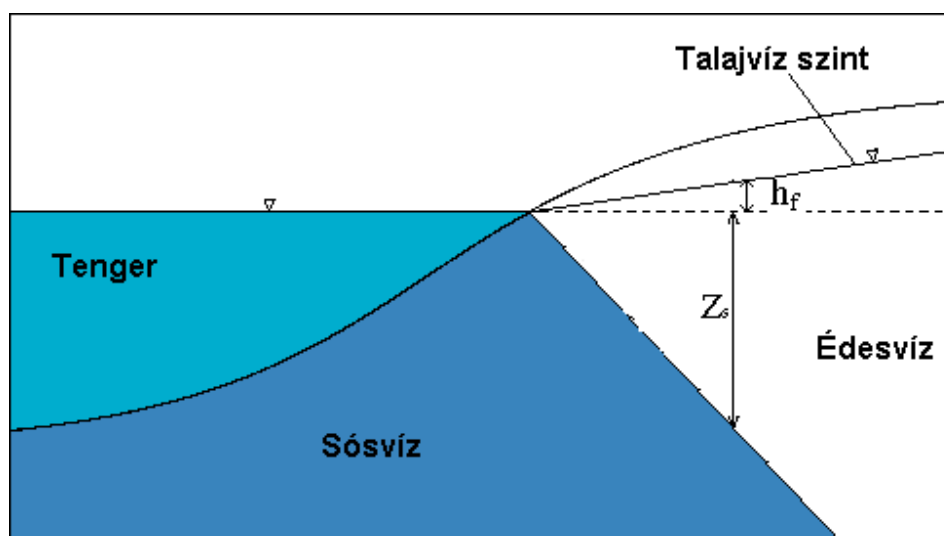
A kialakuló hatalmas vízigényt intenzív felszín alatti vízkivétellel oldják meg, ennek eredménye, hogy a vízádóbeli potenciálcsökkenés kompenzálására a tengervíz behatol a felszín alatti víztartó

rétegekbe, és a szivattyúzott kutak sóssá válnak. A szivattyúzás hatását, Ghyben-Herzberg egyenlet segítségével mutatom be.

A tengervíz behatolását a part menti víztartó rétegekbe először Ghyben W.B. (1888) és a Herzberg A. (1901) írták le. Alapfeltételként hidrosztatikai egyensúlyt feltételeztek a nem elegyedő folyadékok között, melyeket éles édesvíz-sósvíz határfelület választ el egy homogén zárt víztartóban (3. ábra). Azt tapasztalták, hogy a part menti régióban az édesvíz-sósvíz felület a tenger szintje alatt negyvenszer mélyebben helyezkedik el, mint a tengerszint feletti talajvíz szint. Az édesvíz-sósvíz határ mélységét az alábbi képlettel számolták:

$$Z_s = \frac{\rho_f}{\rho - \rho_f} h_f \quad (4)$$

Ahol,  $Z_s$  a sósvízhatár tengerszint alatti mélysége,  $\rho_f$  az édesvíz sűrűsége,  $\rho$  a tengervíz sűrűsége, valamint a  $h_f$  a talajvíz tengerszint feletti magassága.



3. ábra. Ghyben-Herzberg összefüggés.

Más szóval, ha a talajvíz szintje csökken egy métert a part menti víztartóban a szivattyúzott kút körül, ott a sós víz negyven méterrel fog emelkedni. Ilyen emelkedésnek nagy a kockázata, ha a termelő kutak nagyon közel vannak tengerparthoz.



## 2.3 Tengervíz behatolás vizsgálata

A tengervíz tengerparti területeken való behatolásának tanulmányozására több módszer is elterjedt: geofizikai-, geokémiai vizsgálatok, valamint a hidrodinamikai- és transzport szimuláció. Az előbbiek csak a mérés kori, pillanatnyi helyzet felmérésére alkalmasak, ezzel szemben a szimuláció során – a mért adatok alapján- rekonstruálható a behatolás története, előrejelzés készíthető, valamint a tervezett intézkedések hatása is megjósolható (Kresic N. 1997; Kovács B. és Szanyi J. 2005).

### 2.3.1 Geofizikai vizsgálatok

A telített, porózus anyagokban a folyadék vezetőképessége igen jelentősen befolyásolja a folyadék/mátrix rendszer teljes vezetőképességét. Mivel a folyadék vezetőképessége a sótartalomtól függ, így mind a felszíni, mind a lyukbeli vezetőképesség (az ellenállás reciproka) mérés jól használható a vízminőség-változás lehatárolásához.

#### 2.3.1.1 Felszíni geofizikai módszerek

Az elektromos módszerek a legelterjedtebbek a geofizikai módszerek közül a tengerparti környezetben. Az elektromos módszerekkel a sós, édes és brakkvizes területek különíthetők el. Az elektromos mérések általában ellenállás és elektromágneses mérési módszereket jelentenek.

A szeizmikus módszerek a földtani egységek mechanikai tulajdonságainak különbségein alapszanak. Ezekkel a mérésekkel nem lehet közvetlenül észlelni sós vizet, de elkülöníthetők a vízádók határai, amelyek befolyásolhatják a sós víz felületének helyzetét és mozgását. Mivel a szeizmikus módszerek alkalmazása során a szeizmikus sebesség változásokat észleli, az elektromos módszerekkel való együttes használata nagyon hasznos lehet, mert a szeizmikus adatok segítségével csökkenteni lehet a pórusvíz mérések térbeli kiterjesztésének bizonytalanságait.

#### 2.3.1.2 Lyuk-geofizikai módszerek

Elektromos szelvény. Hagyományos elektromos fúrólyuk-geofizikai mérések során elektromos áramot vezetnek a fúrófolyadékba, így közvetve a befogadó kőzetbe. Az eljárás még csővezetlen állapotban, folyadéköblítésű fúrásokban alkalmazható, csak ebben az esetben lehet meghatározni a sósvíz vezetőképességét, illetve ez által a sótartalmat.

Természetes gammaszelvényezés. Ha nagy vezetőképességű zónának magas a gamma sugárzása, akkor valószínűleg agyag réteg (magas K tartalom miatt), míg ha nagy vezetőképességű zóna alacsony gammasugárzással párosul, akkor valószínűleg magas sótartalmú vizet tároló homok réteg található ott.

### 2.3.2 Geokémiai vizsgálatok

A geokémiai vizsgálatok lényege a vízben oldott anyagok mennyiségének meghatározása. Fontos megjegyezni, hogy a sós felszín alatti vizek kémiai összetétele, a tengerparti víztartó rétegekben, számos helyen eltér az egyszerű, konzervatív tengervíz-édesvíz keveréktől (Appelo és Geirnar 1991; Sukhija et al. 1996). Az ilyen eltérések kialakulhatnak a víz-kőzet kölcsönhatások miatt (Mercado, 1985; Appelo és Postma, 1993) vagy a felszín alatti szennyeződés miatt (Vengosh és Rosenthal, 1994).

A víz-kőzet kölcsönhatások közül a legfontosabb az ioncsere az agyag esetén (Appelo C.A.J. és Willemssen A. 1987) és a karbonátok oldódása, kicsapódása (Fidelibus M.D. és Tulipano L. 1996). A konzervatív elemek és izotópok alkalmasak különböző keverékek arányának meghatározására (pl. Cl, Br, deutérium), míg más elemek a szilárd mátrixszal való kölcsönhatás mértékéről nyújtanak információt (pl. B és Sr izotópjai).

#### 2.3.2.1 Néhány felhasználható elem és izotóp

A Cl/Br arányt megbízható nyomjelzőként lehet használni, mivel Cl és Br általában konzervatíván viselkedik (azaz nem reagál a víztartó kőzetvázával), kivéve, ha nagy mennyiségű szerves anyag van jelen. A tengervízi Cl/Br súlyarány = 297 különbözik a bepárlódott tengervíz maradékától (túlsós víz Cl/Br <297), valamint a kicsapódott evaporitoktól (több mint 1000) és az antropogén forrásokból származóktól, mint például a szennyvíztől (Cl/Br arány akár 800; Vengosh A., és Pankratov I. 1998), vagy a mezőgazdasági csurgalékvízétől (alacsony Cl/Br arány). Meg kell jegyezni, hogy a Cl/Br arány módosul a szerves anyag bomlásakor (Davis et al., 1998).

A Na/Cl arány a sós víz behatolásakor általában alacsonyabb, mint a tengeri értékek (pl. <0,86, moláris arány). A tengervíz behatolásának alacsony, Na/Cl aránya megkülönböztethető a magas (> 1) Na/Cl arányú háztartási szennyvíztől.

A sós víz behatolásnak egyik legszembetűnőbb jellemzője általában Ca dúsulása a tengervízhez képest. Ca/Mg és Ca/(HCO<sub>3</sub> + SO<sub>4</sub>) arány (<1) a tengervíz behatolásnak fontos jele, azonban meg kell jegyezni, hogy a Ca koncentráció származhat más folyamatból is.

Lineáris korreláció figyelhető meg a tengervíz és O<sup>18</sup>-ban szegényedett felszín alatti víz keveredésekor a δD versus δO<sup>18</sup> vagy a Cl versus δO<sup>18</sup> diagramokon. Magas sótartalmú források (pl. mezőgazdasági csurgalékvíz, szennyvíz) és a párolgás azt eredményezik, hogy különböző meredekségű egyeneseket figyelhetünk meg ezeken a diagramokon, amik megváltoztatja a sós végsőtag izotóp-összetételét.

A felszín alatti víz bór izotóp-összetételének vizsgálata alkalmas lehet a szikesedésből származó víz megkülönböztetésre, részben pedig a tengervíz és az antropogén eredetű vizek (kommunális szennyvíz) elkülönítésére. A behatolt sósvíz  $\delta B^{11}$  értékei 30%-tól tengervíz értékéig ( $\delta B^{11} = 39\%$ ) változik, az édesvíz és tengervíz a part menti területeken való keveredése miatt. A behatolt sósvíz magas  $\delta B^{11}$  értéke eltér a szennyvizétől ( $\delta B^{11} = 0-10\%$ ) és a szennyvízzel szennyezett felszínalatti víztől (5-25%), és így a sótartalom származását követni is lehet (Vengosh et al., 1994, 1998).

### 2.3.3 Tengervíz behatolás szimulációja

Ghyben W. B., (1888) és Herzberg A., (1901) nevezetes munkásságától kezdve sokan vizsgálták a tengervíz behatolását, és azóta több folyamatot is leírtak, amik befolyásolják ezt.

A part menti területek sűrűségfüggő, elegyedő tengervíz-édesvíz rendszereinek első modellkísérleteit Henry H. R. (1964), valamint Pinderand G. F. és Cooper H. H. (1970) végezték. A sós víz behatolás során lejátszódó folyamatokat többen tanulmányozták, többek között: Segol, G. (1993), Huyakorn P. S. et al. (1987), Volker R. E. és Rushton K. R. (1982), Frind E. (1982), Voss C. I. (1984), Voss C. I. és Souza W. R. (1987), Putti M. és Paniconi C. (1995), Diersch H. J. (1988), Galeati G. et al (1992), Gambolati G. et al (1999). Kolditz O. et al. (1998), Bués M. A., Oltean C. (2000). Numerikusan vizsgálta a sósvíz feláramlást szivattyúzott kutak felé Diersch H. J. et al. (1984), Diersch H. J. és Nillert P. (1987), Reilly T. E. és Goodman A. S. (1987) és a Holzbecher E. (1995).

Számos program rendelkezésre áll a tengervíz behatolás modellezésére, mint például: FEFLOW (Diersch H J. és Kolditz O., 2005), ROCKFLOW (Kolditz O. et al, 1998), HST3D (Kipp K. J., 1997), TVDT3D (Ackerer P. et al, 1999), METROPOL (Sauter F. J. et al, 1993), MVAEM (Strack O. D. L., 1995), MOC DENSE3D (Oude Essink G. H. P., 1998), SWICHA (Huyakorn P. S. et al, 1987), SWIFT (Ward D. S., 1991), CODESA (Gambolati G. et al, 1999), SUTRA (Voss C. I. és Provost A. M., 2002), SEAWAT (Langevin C. D. és Guo W. 2002). Ezek a modellek a véges differencia és véges elem módszereket alkalmazzák; közülük csak azt a kettőt mutatom be röviden, SEAWAT (véges differencia módszer) és a FEFLOW (végeelem módszer).

#### 2.3.3.1 FEFLOW

FEFLOW (végeelem felszín alatti áramlási rendszer) az egyik legfejlettebb szoftver a telített és telítetlen porózus közegben való áramlási és szállítási folyamatok modellezésére (Diersch H. J. és Kolditz O., 2005).

A FEFLOW –ban használt végeelemes módszer egy olyan numerikus módszer, mely a folyamatot leíró differenciálegyenletekre közelítő megoldást ad. A végeelem módszerben a modellezett geometriai teret véges számú kisebb elemekre osztjuk fel. A véges elemek mindegyike egyedi, és nem kell ortogonálisnak lenniük. Például két dimenzióban lehet háromszög vagy négyszög alakú, három dimenzióban tetraéder vagy paralelepipedon. A szoftver

az egyes véges elemekre, mint csomópontokra a keresett változókat (pl. sűrűség, sebesség, stb.) a lokális approximáció elvén függvényekkel (lineáris, vagy magabbrendű polinom) közelíti. A végeselem módszer során minden elemre meg kell oldanunk az egyenleteket, majd ezeket összegezve kapjuk vizsgált területre vonatkozó eredményeket.

A FEFLOW használata során megbizonyosodtam, hogy a vízmérleg számítása nagy hibával terhelt, így az általam kitűzött cél megvalósítására nem alkalmas (Allow K., 2011b).

### 2.3.3.2 SEAWAT

VISUAL MODFLOW –ba beépített SEAWAT csomag alkalmas a sűrűség különbség által irányított felszín alatti áramlás és transzport folyamatok együttes modellezésére (Langevin C.D., és Guo W., 2002). Ez a csomag összekapcsolja az áramlási (MODFLOW) és a transzport (MT3DS) egyenleteket (Harbaugh A.W. et al., 2000; McDonald M.G. és Harbaugh A.W., 1988, Zhang C. és Wang PP., 1998) néhány módosítással; ahol a sűrűség hatását a kiterjesztett Boussinesq feltételezések segítségével írja le.

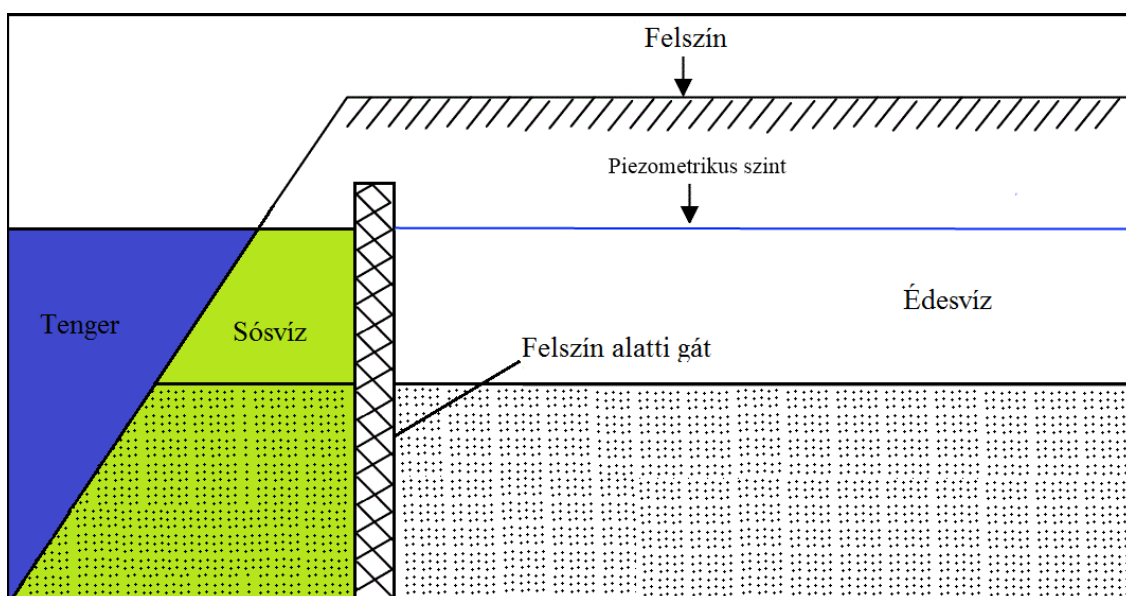
SEAWAT véges differencia módszerrel számol, ami lehetővé teszi a differenciál egyenletek véges differencia egyenletekké alakítását. Ezek a véges differenciaközelítések, algebrai formájúak, és a megoldás a hálózat csomópontjaihoz kapcsolódik. E módszer során a felszín alatti vízáradót ortogonális sokszög alakú, gyakran téglalap hálózattal osztjuk fel. A csomópontok vagy a rácsvonalak alkotta blokkok közepén, vagy a rácsvonalak metszéspontjaiban helyezkednek el. Minden blokkon belül feltételezzük, hogy a hidraulikai paraméterek homogének. A csomópontok közötti áramlást a szivárgás alapegyenletével lehet számítani, a vízmérleg alapján. Az egyenletek, parametrizálás után, a beépített mátrix inverziós szubrutinok valamelyikével megoldhatóvá válnak.

### ***III. SÓSVÍZ BEHATOLÁS MEGAKADÁLYOZÁSÁNAK LEHETSÉGES MEGOLDÁSAI***

Számos módszer használható a tengervíz behatolása ellen, a felszín alatti vízkészletek védelme érdekében. Fő elvük az édes, felszín alatti víz mennyiségének növelése és a sós tengervíz mennyiségének csökkentése; a legfontosabbak módszerek közül említhető a felszín alatti gátak építése, mesterséges dúsítás, a kutak áthelyezése, a sósvíz kitermelése (Nutbrown D.A., 1977; Allow K. et al., 2011).

#### **3.1 Felszín alatti gát építése**

Mostanáig, a leginkább a szivárgást akadályozó falak épültek (4. ábra), hagyományos technológiákkal, mint például a talaj-bentonit-iszap árokkal, hagyományos lapos cölöpökkel, vibráló rúd technológiával és a sekély falak esetén, tömörített agyaggal (Leslie Pearlman, 1999).



4. ábra. Felszín alatti gát használata a tenger behatolás megakadályozására.

##### ***3.1.1 Mély talajkeverékes technológia (MTK):***

A mély talajkeverékes technológia során, egy daru által mozgatott eszközt használnak, ami kettő vagy négy hidraulikusan hajtott motort és 30-36 inches átmérőjű ásó csigát tartalmaz (Terzaghi S. et. al, 2004). Miközben a csigák behatolnak a földbe, a talajt laza darabokra törik, és felemelik

a keverő motorhoz, amely elkeveri a talajt vizes iszappal, és utána visszairányítja az kiásott árokba. A kötőanyag lehet mész, bentonit, cement, vagy ezek előre elkészített keveréke. Az MTK több mint 100 méter mély falak építésére használható. MTK eljárásnak számos előnye van a hagyományos lezárási módszerekkel szemben. Mivel a fal kis szakaszokban épül, jóval kisebb az beomlás veszélye a kevésbé állékony talajban. A technika veszélye abban rejlik, hogy az in-situ talajt használnak iszap készítésére, Ha a talaj nem felel meg, akkor az jelentősen megnöveli a költségeket, és építési nehézséget is okoz. A mély talaj keverés ára általában 65 \$ és 135 \$ között változik függőleges négyzetméterenként.

### *3.1.2 Jet grouting:*

A gyors besajtolás egy általános kifejezés, amely leírja az építési technikát, ahol ultranagynyomással folyadékot sajtolnak a talajba. A nagy sebességű folyadék segítségével történik az eredeti talaj leválasztása és keverése az injektáló anyaggal, általában a cement alapú habarcs (Thomas M. és Hurley, 2009). A gyors besajtolásnak három általános formája van, egyetlen folyadék (habarcs), két folyadék (habarcs / levegő), vagy három folyadékok (habarcs / levegő / víz). Az első lépés függőleges fúrás a kívánt mélységig. A besajtolás jellemzően alulról felfelé halad.

A gyors besajtolás előnye a hagyományos lezárási módszerekkel szemben az, hogy sokféle talajok stabilizálására használható, a kavicsból a kötött agyagokig. Másik előnye, hogy nagy átmérőjű falak hozhatók létre, viszonylag kis átmérőjű fúrásokkal. A gyors besajtolás ára, egy méter széles gát építése esetén 160 és 320 \$ per függőleges négyzetméter.

### *3.1.3 Waterloo akadályok:*

A technológia során előre gyártott lemezeket használnak fel, az összeérő részekben üregeket alakítottak ki az összekötés céljával. A Waterloo akadályok 25 méter mélységig könnyen telepíthetők, mélyebbre csak a lemezek függőleges összekötésével. Waterloo akadályok ára 160 és 320 \$ között változik függőleges négyzetméterenként (Thomas M. et. al, 1997).

### *3.1.4 Talaj fagyasztás:*

Mesterséges föld fagyasztást több mint 100 éve használják a geotechnikai feladatok megoldásánál. A föld fagyasztás első alkalmazása Németországban 1883-ban történt. A maximális mélység elérte az 1000 métert. Föld fagyasztás úgy történik, hogy a keringő hűtőközeg hálózaton keresztül megy le (Kirsch F. és Richter T. H., 2009; Andersland O. B. és Ladanyi B., 1994). A hűtőközeg lehet kalcium-klorid, folyékony nitrogén, vagy etilén-glikol. A viszonylag magas fenntartási költségek miatt, általában ideiglenes megoldásként alkalmazzák.

### *3.1.5 Geomembrán falak:*

Geomembrán falakat vagy magában, vagy más technológiákkal ötvözve használják, alacsony permeabilitású gát létrehozására. A módszert Nick Cavalli a 1980-as évek elején alkalmazta egy előzetesen feltárt iszapos árokban (Daniel D. E. és Koerner R. M., 2000).

A technológia Európából terjedt el, ahol bentonit-cementtel visszatöltött résfalak használata már évtizedek óta általános. Az egyik probléma ezekkel, hogy a szivárgási tényezőt ilyen esetben nem lehet  $10^{-7}$  cm/s érték alá csökkenteni, pedig sok esetben szükséges lenne. Ezt a hiányosságot kiküszöbölendő, a résfal bentonit-cement anyagába geomembránt illesztenek. A geomembránt telepíteni lehet vagy egy iszappal töltött árokba, vagy egy speciális beillesztő lemez segítségével közvetlenül a talajba.

### *3.1.6 Mély résfalak:*

A fal rendszerek hidraulikus hatékonysága nagymértékben függ a vízzáró integritásától és áteresztő képességétől, amibe beépítik a falat. A felszín alatti falak, amelyek nem hatolnak elég mélyen egy vízzáróig, általában csak csökkent hatékonysággal működnek a felszín alatti vizek áramlásának korlátozásában (Mutch R. D. et al, 1981). Hagyományos, talaj-bentonit iszap árok általában nem használhatók 50 m-t meghaladó mélységben a stabilitási szempontok miatt. A műanyag-beton (plastic concrete) anyag a legkedvezőbb mély falak esetén. E technika szerint, ásnak egy rövid szakaszt a kívánt mélységig a bentonit zaggal feltöltik, majd a beleeresztett műanyag-beton kiszorítja az iszapot, és a zagy újra használható. A paneleket összekapcsolják, ezeket vagy egy behelyezett csövön keresztül töltik fel betonnal, (a cső eltávolítható feltöltés után), vagy a szomszédos, befejezett panelek átvágása után nyomják a betont a közös részbe.

## **3.2 Mesterséges dúsítás**

Todd D. K. (1980) definíciója szerint, a mesterséges talajvíz-dúsítás olyan eljárás, amely különböző technikákkal megnöveli a felszíni víz beszivárgását a víztartó képződményekbe. A legelterjedtebb módszerek a medencés, valamint a besajtoló kutas dúsítás (Marton L., 2009).

A kiválasztott megoldás hatékonysága több tényezőtől függ (topográfiai, földtani, talajtani adottságok és a rendelkezésre álló víz mennyisége és minősége).

A medencés módszer költségeit jelentősen befolyásolja a rendelkezésre álló terület ára, különösen a városiasodott helyeken, a másik fontos és meghatározó tényező a felhasználható talaj fajtája (Todd D. K., 1980). Homokos kifejlődés esetén különösen hatékony.

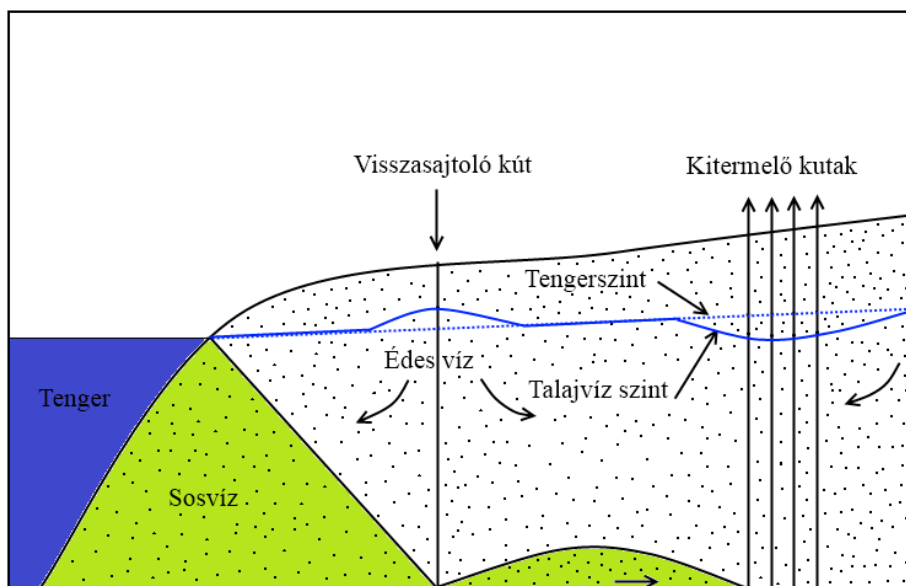
Az eljárás hatásfokát nagymértékben csökkenti az eltömődés (Bear J., 1972). A megnövelt beszivárgás eredményeként a pórusok telítődnek a művelet elején, így a beszivárgó víz mennyisége csökken. A talajszemcsék nedvesedése az agyagásványok duzzadását okozza, ezzel egy időben talaj szétesése következik be, így a felületi feszültség lesz a legjelentősebb tényező. E folyamatok a telített állapotú talajban csökkentik a vízbeszivárgásban résztvevő pórusok számát és méretét.

Másik mesterséges utánpótló eljárás a visszasajtoló kutak alkalmazása. A felhasznált kút lehet hagyományos termelő kút, vagy egy kifejezetten erre a célra épített kút. Kedvező megoldás a kettős hasznosítású kút, aminek kialakítása lehetővé teszi mind a kitermelést mind visszasajtolást.

A visszasajtoló kutak különösen olyan területeken számítanak optimális megoldásnak, ahol a medencék kialakítása a földterület ára, vagy a talajtani adottságok miatt meglehetősen költséges lenne.

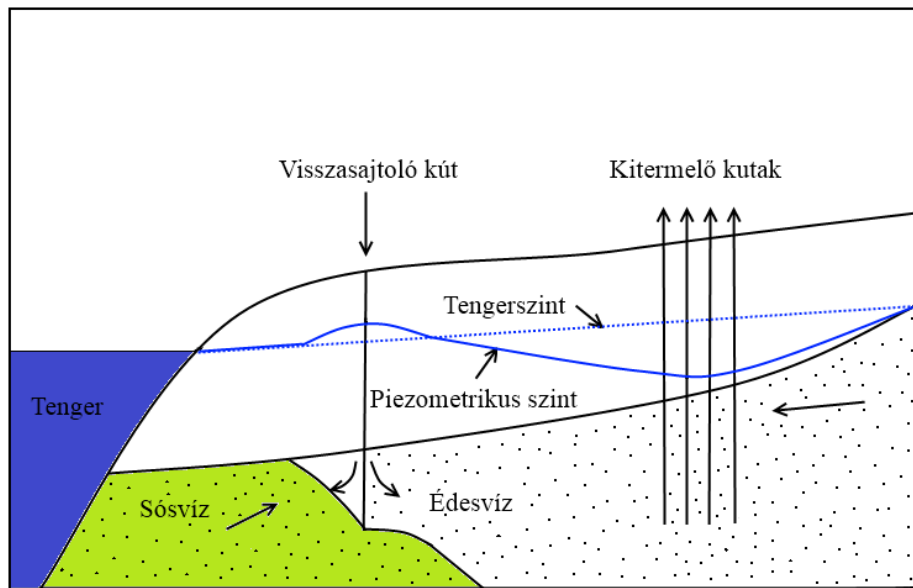
Az eltömődés okozta gondok mellett számos egyéb probléma is felléphet a visszasajtolásos technika esetén. Például, ha nagy mennyiségű oldott levegő kerül be a vízzel együtt a víztartóba, akkor bizonyos baktériumok robbanásszerűen elszaporodnak, csökkentve a pórusteret (Van Beek C. G. E. M. et. al, 2009; Givan F. 2007; Edworthy K.J. és Downing R.A., 1979).

Az eljárás másik hátránya, hogy visszasajtoló kutakat nagy számban kell telepíteni, és ezeknek a fenntartási költsége sem elhanyagolható, valamint a besajtolandó édesvíz is nehezen biztosítható (5. és 6. ábra).



5. ábra. Visszasajtoló kút használata a tenger behatolás megakadályozására nyílt tükrű réteg esetén.





6. ábra. Visszasajtoló kút használata a tenger behatolás megakadályozására zárt tükrű réteg esetén.

### 3.2.1 Visszasajtolással járó problémák

A visszasajtoló kút fúrásától kezdve a későbbi visszasajtolásig sok tényező közvetlenül befolyásolja a folyadékok behatolását a víztartóba.

#### 3.2.1.1 A permeabilitás csökkenése a fúrási műveletek során

##### 3.2.1.1.1 Fizikai rongálódás

A fúrófolyadékhoz finom agyag részecskéket adnak, hogy növeljék a fúrófolyadék viszkozitását, és emeljék a lyuk stabilitását (Nicholson R. W., 1978; Abrams A., 1977). Ezek az agyagrészecskék lerakódnak a kút, vagy a repedések falára (iszaplepeny). Nagy nyomáskülönbség esetén, az agyagos részecskék egy része is bepréselődik a pórusterbe.

##### 3.2.1.1.2 Vegyi károsodás

Ez a sérülési fajta a fúrási műveletek során előforduló kémiai reakciók miatt történik a víztartóban. A kútban vagy a víztartóban kialakuló kémiai károk különböző forrásokból származhatnak az alábbiak szerint:

- A sók vagy más szilárd anyagok lerakódása miatt kémiai reakciók jönnek létre a fúró iszap és a tározó sósvize között.
- A fúróiszapban lévő egyes ionok fajtái a helyben lévő agyagásványok szétesését okozzák.

##### 3.2.1.1.2.1 Az agyagásványok szétesése

Egyes agyagásványok, amelyek eredetileg is a víztartóban vannak, rendkívüli érzékenyek a fúróiszapban található különböző ionokra. Közvetlenül az ionokkal való találkozáskor az agyagásványok szétesnek. Ez viszont megváltoztathatja a kezdeti permeabilitást a víztartó kőzetben (Velde B., 1977).

A nem duzzadó agyagok, mint pl. a klorit és illit, sok vizet képesek elnyelni jellegzetes thrombocytá típusú struktúrában és ennek következtében a részecske lemezek könnyen elcsúsznak egymáson, így az eredeti agyag részecskék kisebbekké válnak. Még ha ennek az agyagnak az egyes részecskéi nem is bomlanak el, minden agyagot befolyásol a deflokkuláció (pehelyképződés ellentéte), amikor az összeragadt agyagszemcsék szétesnek, szétszóródnak, ezáltal képesek elmozdulni a víztartóban. Ugyanakkor a sós víz jelenléte az agyag flokkulációját eredményezi.

Másrészt az illit, klorit és montmorillonit, a pórusok falaihoz rögzülve alkotnak viszonylag folyamatos és vékony (kisebb, mint 12 mikron vastag) bevonatot, ún. "pórus-bélést".

Ez a bevonat képes kitölteni teljesen a pórusteret vagy a pórus torkot, lezárva azt. Amikor az édes víz (mint például a fúróiszap) belép a kőzetbe, az agyag deflokkulálódik. Ezután az egyes részecskéket a folyadék elszállítja, és lerakja a szűk pórusok nyílásaiban, ahol dugulást okoznak. Az ilyen belső dugulás jelentősen csökkentheti a víztartó kőzet permeabilitását.

### 3.2.1.2 Az eredeti permeabilitás csökkenése a visszasajtolás során

#### 3.2.1.2.1 A lebegő részecskékkel kapcsolatos problémák és megoldásaik

Az egyik legfontosabb tényező, hogy figyelembe kell venni a visszasajtoló vízben lebegő részecskéket a visszasajtolási képesség értékelésében. Ezek a részecskék drasztikus és gyors permeabilitás-csökkenéshez vezethetnek a visszasajtolás során.

A leggyorsabb megoldás, a lebegő részecskékkel kapcsolatos problémák megszüntetésére, hogy a visszasajtoló vizet megsűrítik. Ezt viszont 100%-osan lehetetlen végrehajtani mind a technikai megvalósíthatóság, mind a gazdaságosság szempontjából. (Custodio E. et.al, 1981; Vetter O. J. és Kandarpa V., 1979).

Függetlenül a lebegő részecskék eredetétől, a részecskék kárt okozhatnak a kútban és a vízádóban, ami az nyelőképeség drasztikus csökkenését eredményezheti. A nyelőképeség csökkenésének számos módja van. A legnyilvánvalóbbak a következők:

- 1- A kút feltöltődése.
- 2- Iszaplepleny kialakulása homok rétegeknél.
- 3- A részecske behatolása a víztartóba.
- 4- A szűrő eltömődése.

A lebegő részecskék eltávolítására a következő javaslatok születtek:

- 1- Laboratóriumi áramlási vizsgálatok során meg kell határozni azt a mérettartományt, amelyet el kell távolítani az visszasajtolandó folyadékból a besajtolás előtt. A vizsgálatot a víztartóból vett mintákkal és különböző méretű lebegő részecskékkel kell elvégezni.
- 2- Tisztító-szűrő rendszer segítségével el kell távolítani a laboratóriumi vizsgálat során károsnak ítélt mérettartományú szemcséket.
- 3- A tisztító rendszert tesztelése során mind a bemenő, mind a kimenő részecske tartományt vizsgálni kell, és ez alapján optimalizálni kell a rendszert.

4- A tényleges injektálási műveletek során, megfelelő részecske-ellenőrzést kell folyamatosan végezni. A részecske ellenőrzési rendszerrel együtt figyelmeztető rendszert is ki kell építeni, és gondoskodni kell arról, hogy probléma esetén ne a kútba kerüljön a folyadék (Oki K. et.al, 1975).

#### *3.2.1.2.2 Vegyi problémák és megoldásaik*

Vegyi problémák keletkeznek, ha nagy mennyiségű idegen, inkompatibilis vizet sajtolnak egy víztartóba, mivel ez termodinamikai instabilitást okozhat. Ez azt eredményezi, hogy bizonyos vegyületek túltelítetté válnak, és kicsapódnak.

A lerakódási problémák lehetséges megoldásai a következők:

- 1 - Szulfátion eltávolítása az idegen vizekből a visszasajtolás megkezdése előtt olyan mértékben, hogy a szulfátkiválás ne induljon meg.
- 2 - Kémiailag kompatibilis vizek injektálása a nem kompatibilis vizek előtt. Ezzel hígíthatjuk a kémiailag nem kompatibilis vizeket, így is csökken a lerakódás.
- 3 – Az inhibitorok keverése az idegen vizekhez, hogy megakadályozzák szilárd szemcsék kiválását a visszasajtoló kutak környezetében.

#### *3.2.1.3 A visszasajtoló kutak stimulációja*

Alapvetően két stimulációs módszer van (Sandrine P. et. al, 2007), hidraulikus repesztés, vegyi anyagok segítségével vagy anélkül, és a kémiai stimuláció.

##### *3.2.1.3.1 Hidraulikus repesztés*

A hidraulikus rétegrepesztés során a folyadék megfelelő ütemben való szivattyúzásával a nyomást addig növelik, míg meg nem haladja a közet repesztési határértékét. A nyomás hatására a közet szétesik, így a repesztő folyadék belép vízádába és távolabb is szétrepesztí az. Annak érdekében, hogy ez a törés nyitva maradjon az injekció beadása után szilárd porózus anyaggal kitöltik azt (általában jól osztályozott homok)

A hidraulikus repesztés hátránya, hogy létrehoz egy repedést anélkül, hogy megszüntetné a kár forrását, és ezzel növelni fogja az összes problémát, így nem tökéletes megoldás.

### 3.2.1.3.2 Kémiai stimuláció

Az egyik ígéretes stimulációs módszer a vegyi anyagok alkalmazása. A megfelelően kiválasztott stimulációs folyadék kémiai vagy fizikailag távolítja el a káros anyagot a kőzet mátrix károsítása nélkül. Sajnos, nagyon kevés stimulációs folyadékot lehet felhasználni anélkül, hogy károsítaná a kőzet-mátrixot.

Háromféle stimulációs folyadék is potenciálisan alkalmas a visszasajtoló kutak stimulációjára. Ezek a következők:

#### 1 - A magas pH értékű stimulációs folyadékok

A szilárd szilícium-dioxid, ami az egyik fő forrása a visszasajtoló kutak dugulásának, jól oldódik lúgos közegben. Emellett az egyes kőzetek anyagait kémiai nem támadják meg ezek a folyadékok, így a mátrix nem sérül. Sajnos a víztartó természetes folyadékok, valamint a visszasajtoló víz gyakran igen érzékenyek a magas pH-értékre. Karbonát és hidroxid kiválás lehet a következménye ilyen folyadék alkalmazásának.

#### 2- Semleges pH értékű stimulációs folyadékok

Semleges pH értékű stimulációs folyadék használható a visszasajtolási stimulációban anélkül, hogy súlyos, másodlagos károkat okozna. Azonban ezek a folyadékok sem problémamentesek. Így  $\text{CaSO}_4$ -ot,  $\text{SrSO}_4$ -ot és kismértékben  $\text{BaSO}_4$ -ot el lehet távolítani, mivel a semleges, vagy közel semleges pH-jú folyadékok feloldják ezeket az anyagokat, másodlagos lerakódás nélkül, ha megfelelően alkalmazzák. De ezek a semleges pH értékű folyadékok meglehetősen drágák, és igen nagy mennyiséget kellene felhasználni ezekből.

#### 3 - Alacsony pH stimulációs folyadék (savazás)

Az alacsony pH-jú, savas stimuláció talán potenciálisan a legjobb módszer az eldugult kút javítására, vagy stimulálására. Alapvetően két mechanizmus van, amelyek szerint a savas stimuláció működik:

A- A szilárd részecskék eltávolítása a kútból vagy a kút körüli víztartóból.

B- A víztartó kőzet egy részének feloldása, ami által új áramlási csatornák jönnek létre, a dugulás oldása helyett.

### 3.3 A termelőkutak áthelyezése, alternatív megoldások

#### 3.3.1 A termelőkutak áthelyezése:

A termelőkutak egy kútcsoportból való széttelepítése, valamint áthelyezése a felszín alatti vízáradásban csökkentheti a koncentrált depressziót a helyi szivattyúzási zónákban, és csökkenti a tengervíz behatolást.

Zárt tükrű vízáradó esetén, a kitermelés belsőbb helyzete kedvezőbb a tenger közeli helyzetnél. Ennek oka, hogy a szárazföld irányában, az édesvíz lencse vastagsága növekszik, és ennek következtében a sósvíz felnyomulás veszélye csökken.

A nyílt tükrű talajvizes tengerpart mentén, a termelőkutakat célszerű partközelbe helyezni, hogy a lehető legnagyobb mértékben megcsapoljuk a kiáramló édesvizet, mielőtt az a tengerbe áramolna. Másrészt ez a távolság nem lehet túl kicsi, mert az édesvíz lencse vastagsága csökken a tengerpart felé, és ennek a vastagságnak elég nagynak kell lennie a kút alatt, hogy még extrém, száraz időszakban is édesvizet adjon a kút.

A kutak áthelyezéséhez kapcsolódó problémák:

- A- a gazdasági veszteség: meglévő befektetések elhagyása miatt.
- B- a víz szállítására létrehozandó új és általában hosszú csatornák vagy csövek.
- C- általában magasabb energiafogyasztás, mivel az új kutak általában olyan területeken létesülnek, ahol víz szintje mélyebben van.
- D- a lakosság, illetve a gazdálkodási egységek meggyőzése különleges előírásokkal és törvényekkel arról, hogy elfogadja ezt a megoldást.

#### 3.3.2 Kitermelt vízmennyiség csökkentése

A kitermelt vízmennyiséget lehet csökkenteni, ha a vízigény csökken. Ezt olyan intézkedéssel lehet elérni, mint például:

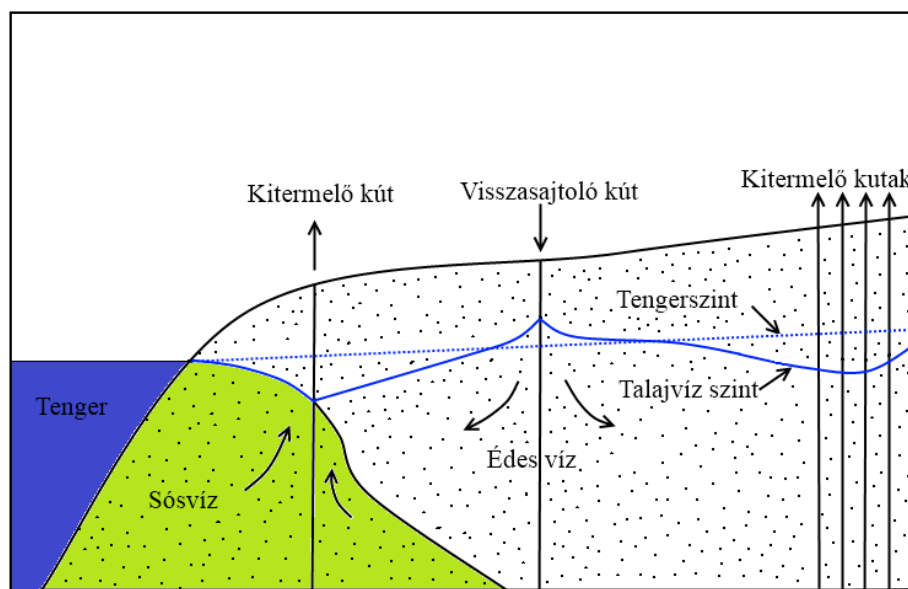
- A- Tájékoztatás a nagyközönségnek és az ipari közösségnek a vízzel való takarékoság szükségességéről, és ha szükséges, megtiltani bizonyos felhasználásokat, mint például az autósózást és kerti öntözést száraz időszak idején.
- B- Vízvesztés csökkentése a szállító és elosztó rendszerekből, (ezek a veszteségek is jelentősek).

- C- A víz megfelelő kezelés utáni újrahasznosítása ipari folyamatokban.
- D- Szennyvíz újrahasznosítása kezelés után, hűtésre, öntözésre és visszasajtolásra a tengervíz-behatolás visszanyomása (Iglesias A. és Porras J., 1978).
- E- Az öntözővíz mennyiségének csökkentése kisebb vízigényű növények kiválasztásával és víztakarékos technológiák alkalmazásával: a csepegtető öntözés és a szállítócsatorna szigetelése.

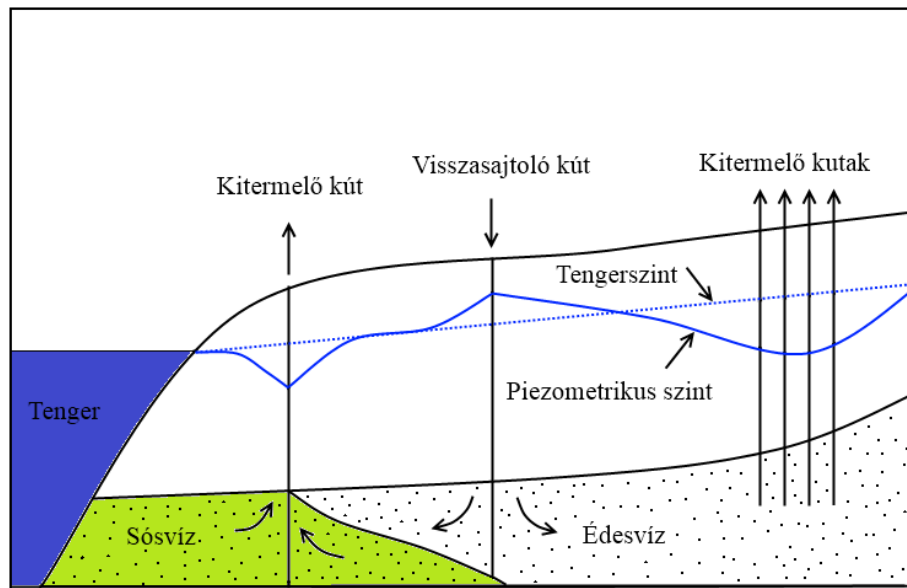
### 3.3.3 Sós víz kitermelése

A sósvizet vagy brakkvizet - amely a part menti és delta területeken levő édes talajvíz alatt helyezkedik el - ki lehet termelni a sós víz behatolás megakadályozása céljából (6. és 7. ábra). Felhasználható hűtési célú alkalmazásokra vagy pedig a só kinyerésére. Ezen kívül sósvíz által okozott korróziós problémákat kell legyőzni (Sheahan N. I., 1977).

Az ilyen vízkivételek hatására az édes talajvíz mennyisége növekszik, és a sósvíz vagy brakkvíz mennyisége csökken. A sósvíz és édesvíz közötti felületet alakulását hatékonyan lehet egyidejű, megfelelő arányú édes és sós víztermeléssel befolyásolni. Fontos megemlíteni, hogy a kitermelt sósvíz elhelyezése sokszor problémát jelent.



7. ábra. Visszasajtoló kút és sósvíz kitermelő kút használata a tenger behatolás megakadályozására nyílt tükrű réteg esetén.



8. ábra. Visszasajtoló kút és sósvíz kitermelő kút használata a tenger behatolás megakadályozására zárt tükrű réteg esetén.

### 3.3.4 Öblítő kút

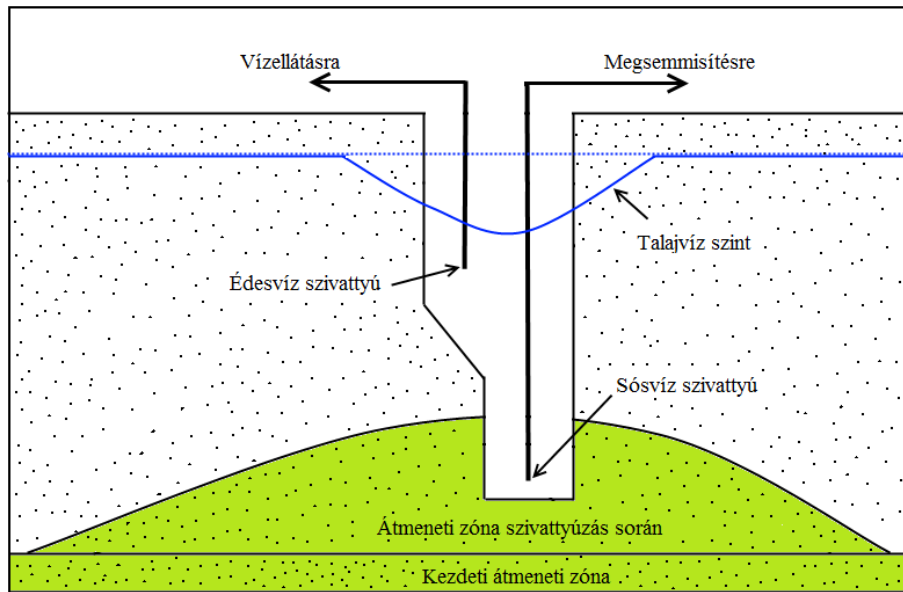
Az öblítő kutak módszer a sós vízben található kis édesvíz lencséből való vízkitermelésre használható, egy édesvízre, és egy sós vízre telepített szivattyú segítségével (8. ábra).

Az öblítő kutak elmélete azon a tényen alapszik, hogy a két szivattyú segítségével lehet úgy termelni vizet, hogy a sós víz nem mozdul felfelé, és nem szennyezi el az édesvízlencsét (Aliewi A. S. és Mackay R., 1998; Vandenberg A., 1975).

Az édesvízi és sós vízi szivattyú együttes működése során elérhető, hogy az édes és a sós víz keveredése megszűnjön. Amikor a sós szivattyú egyszerre működik az édesvízi szivattyúval, egy magas sótartalmú és egy édesvizet kitermelő övezet jön létre úgy, hogy a kitermelt édesvíz sótartalma nem nő számottevően. A termelési rend hátránya az, hogy édesvíz elvész a sósvíz-szivattyúba való bekerülésével.

Ez elkerülhető úgy, hogy folyamatosan ellenőrzik a sós víz függőleges mozgását annak kitermelése közben, de ügyelni kell arra is, hogy édesvíz ne induljon meg a sós víz szivattyúnál.





9. ábra. Öblítő kút használata a tenger behatolás megakadályozására nyílt tükrű réteg esetén.

Ez egyszerűen elérhető, mert a sós víz szivattyú létrehoz egy alacsony nyomású övezetet, és ide fog a víz beáramlani, a felfelé mozgás helyett. Fontos, hogy megtaláljuk a legjobb édesvíz-sós víz kitermelési arányt, általában a legjobb arány  $Q_s = 0,5 Q_f$ .

Ahol

$Q_s$  kitermelt sós víz mennyisége

$Q_f$  kitermelt édes víz mennyisége

Más alternatív megoldásokat is használnak a sósvízbenyomulás elkerülése érdekében, ami úgy érhető el, hogy a depressziós tölcser területét vízszintesen megnöveljük. Ez megoldható tengerszint feletti galériák, csatornák kialakításával vagy nagy átmérőjű kutak használatával (Shechter M. és Schwartz J., 1970).

Ha csak egy galériát alakítunk ki, akkor ezt megtehetjük a parttal párhuzamosan és rá merőlegesen is. Ha a galéria párhuzamos a parttal, akkor nagy hozammal termelhető a kút. De ha szárazföld irányában alakítjuk ki a galériát, akkor csökkenthető a tengervíz részaránya, tehát a vízminőség javítása érdekében ez célszerű.

Amikor a talajvízszint alacsonyan áll, az árkok hasznosabbak, mint a galériák. Ezek az árkok lehetnek nyitottak, de ha a víz minőségét óvni kell, akkor a mélyen elhelyezett perforált csövet vízzáró agyaggal lefedik.

## ***IV. SÓSVÍZ BEHATOLÁS MODELLEZÉSÉNEK DOLGOZATBAN HASZNÁLT MÓDSZERE***

### **4.1 SEAWAT program**

A SEAWAT programot háromdimenziós, változó sűrűségű, nem permanens, porózus közegben való felszín alatti víz áramlás szimulációjára fejlesztették ki (Langevin C. D. és Guo W., 2002). SEAWAT forráskódja a MODFLOW és a MT3DMS kombinációját tartalmazza egy programban, amelynek segítségével megoldhatók az áramlási és a transzport egyenletek. SEAWAT a szabványos MODFLOW és MT3DMS bemeneti állományokat olvas és ír, bár szükséges néhány egyéb bemeneti adat is.

A MODFLOW mátrix egyenleteiben a folyadék térfogatát átváltották a folyadék tömegre, így megoldhatóvá váltak a változó sűrűségű folyadékok áramlási egyenletei, mivel így már pontosan számítható a sűrűség. Folyadék sűrűségének számításakor feltételezik, hogy kizárólag az oldott anyagok koncentrációjának függvénye. A sókoncentráció térbeli és időbeli változása a MT3DMS program rutinjával szimulálható a SEAWAT-ban. SEAWAT használ mind egy explicit, mind egy implicit eljárást a talajvíz áramlási egyenlet és az oldott anyag transzport egyenlet megoldásához. Az explicit eljárás során, először az áramlási egyenletet oldja meg a program minden időlépcsőre, és az így meghatározott advektív sebesség mezőt használja fel az oldott anyag transzport egyenleteinek a megoldásánál. Az implicit eljárás során, az áramlási és a transzport egyenleteket párhuzamosan, egyszerre oldja meg az időlépcsőkön belül, egymás után többször addig, amíg a legnagyobb különbség a folyadék sűrűségében az egymást követő iterációkban a felhasználó által megadott tolerancia szint alá nem csökken.

Az általános, változó sűrűségű talajvízáramlással foglalkozó elméletek a folyadék nyomás és a folyadék sűrűség függvényeként jellemzik az áramlási rendszereket. A SEAWAT-ban a változó sűrűségű felszín alatti vizek áramlási egyenletei az ekvivalens édesvízszint és a folyadék sűrűség függvényeként vannak felírva.

#### ***4.1.1 Talajvízáramlást leíró egyenlet***

Egy porózus közegben való reprezentatív elemi térfogat (*REV*) a 10. ábra mutatja. A folyadék és oldott anyag tömegmegmaradás elve alapján, a *REV*-ben tárolt tömeg egyenlő az elem oldalain történő tömegcsere és a tömeg változás (nyelő vagy forrás) algebrai összegével. A matematikailag így írhatjuk fel a tömegmegmaradás egyenletét:

$$-\nabla \cdot (\rho \vec{q}) + \bar{\rho} q_s = \frac{\partial(\rho \theta)}{\partial t} \quad (5)$$

Ahol  $\nabla$  a gradiens operátor  $\frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z}$ ,

$\rho$  a folyadék sűrűsége [ $\text{ML}^{-3}$ ],

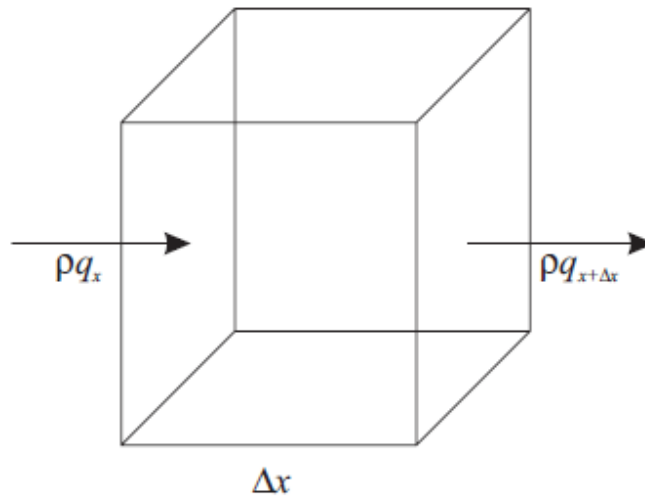
$\vec{q}$  a fajlagos kiáramlás vektora [ $\text{LT}^{-1}$ ],

$\bar{\rho}$  a forrásból származó vagy nyelőbe jutó víz sűrűsége [ $\text{ML}^{-3}$ ],

$\theta$  a porozitás [dimenzió nélkül],

$t$  az idő [ $\text{T}$ ],

$q_s$  az egységnyi térfogati áramlás arány jelzi a forrásokat és nyelőket [ $\text{T}^{-1}$ ].



10. ábra. Egy porózus közegben való reprezentatív térfogati elemet (REV).

A 5. egyenlet bal oldalán a nettó tömeg áram az *REV* oldalain keresztül, és a  $\nabla \cdot (\rho \vec{q})$ , a belépő és távozó víz arányának összege. A jobb oldalon az *REV*-ben tárolt tömeg időbeli változását találjuk, ami tovább bővíthető a lánc szabály alapján:

$$\frac{\partial(\rho\theta)}{\partial t} = \rho \frac{\partial\theta}{\partial t} + \theta \frac{\partial\rho}{\partial t} \quad (6)$$

Az itt említett porozitás változás a folyadéknyomás változásához kapcsolódnak, ezért a porozitás időbeli változás matematikailag így írható le:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial\theta}{\partial P} \frac{\partial P}{\partial t} \quad (7)$$

Az izoterm körülmények között, a folyadék sűrűsége függ a pórusvíznyomástól és az oldott anyag koncentrációjától, ezért folyadék sűrűsége az alábbi egyenlettel írható fel:

$$\rho = f(P, C) \quad (8)$$

ahol:  $P$  pórusvíznyomás [ $\text{ML}^{-1}\text{T}^{-2}$ ] és  $C$  oldott anyag koncentrációja [ $\text{ML}^{-3}$ ].

A 8. egyenlet idő szerinti differenciálásával kapjuk:

$$\frac{\partial\rho}{\partial t} = \frac{\partial\rho}{\partial P} \frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial\rho}{\partial C} \frac{\partial C}{\partial t} \quad (9)$$

Az 7. és 9. egyenleteket behelyettesítve a 6. egyenletbe:

$$\frac{\partial(\rho\theta)}{\partial t} = \rho \frac{\partial\theta}{\partial t} + \theta \frac{\partial\rho}{\partial t} = \rho \frac{\partial\theta}{\partial P} \frac{\partial P}{\partial t} + \theta \frac{\partial\rho}{\partial P} \frac{\partial P}{\partial t} + \theta \frac{\partial\rho}{\partial C} \frac{\partial C}{\partial t} \quad (10)$$

A 10. egyenlet jobb oldali első két tag képviseli a folyadék tározást a víztartóban (a vízádó illetve a folyadék kompressziójából adódik). A harmadik, jobb oldali tag képviseli az oldott anyag koncentrációja által kiváltott folyadék mennyiség változás (diffúzió).

A porozitás, a nyomás, és a kompresszibilitás közötti összefüggést az alábbi egyenlet írja le (Bear J.B. 1979):

$$\zeta = \frac{1}{(1-\theta)} \frac{\partial\theta}{\partial P} \quad (11)$$

ahol  $\zeta$  a porózus anyag kompresszibilitása [ $\text{M}^{-1}\text{LT}^2$ ].

A víz kompresszibilitási együtthatója így számítható (Bear, 1979):

$$\zeta = \frac{1}{\rho} \frac{\partial\rho}{\partial P} \quad (12)$$

ahol  $\zeta$  a víz kompresszibilitási együttható [ $M^{-1}LT^2$ ].

A 11. és a 12. egyenletek felhasználásával a 10. egyenlet átírható:

$$\frac{\partial(\rho\theta)}{\partial t} = \rho(\zeta[1-\theta] + \zeta\theta) \frac{\partial P}{\partial t} + \theta \frac{\partial \rho}{\partial C} \frac{\partial C}{\partial t} \quad (13)$$

A  $\rho(\zeta[1-\theta] + \zeta\theta)$  kifejezés jelöli az egységnyi nyomásváltozás hatására, egységnyi térfogatú, zárt, rugalmas vízadóból kivehető vízmennyiséget:

$$S_s = (\zeta[1-\theta] + \zeta\theta) \quad (14)$$

ahol  $S_s$  a fajlagos tárolási tényező [ $M^{-1}LT^2$ ].

Ha a 14. egyenletet behelyettesítjük a 13. egyenletbe:

$$\frac{\partial(\rho\theta)}{\partial t} = \rho S_s \frac{\partial P}{\partial t} + \theta \frac{\partial \rho}{\partial C} \frac{\partial C}{\partial t} \quad (15)$$

Miután a 15. egyenletet behelyettesítjük a 5. egyenletbe, megkapjuk az áramlási egyenletet:

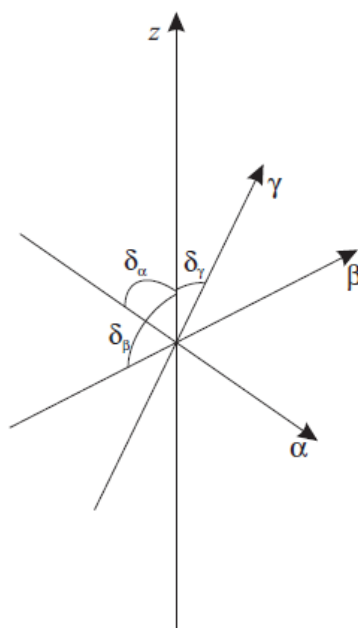
$$-\nabla \cdot (\rho \vec{q}) + \bar{\rho} q_s = \rho S_s \frac{\partial P}{\partial t} + \theta \frac{\partial \rho}{\partial C} \frac{\partial C}{\partial t} \quad (16)$$

A 16. egyenlet porózus közegben történő, változó sűrűségű talajvíz áramlását leíró parciális differenciálegyenlet általános alakja.

#### 4.1.2 A permeabilitás fő irányaival párhuzamos koordinátarendszer

Általánosságban megállapítható, hogy egy vízszintes rétegzettségű vízadóban az áteresztőképesség jól leírható egy vízszintes és függőleges tengelyekkel rendelkező koordinátarendszerben. Darcy-törvény általános formájára van szükség, ha a permeabilitás fő irányai nem esik egybe a vízszintes és függőleges  $x$ -,  $y$ -és  $z$ -koordináta-rendszerrel. A legegyszerűbb megközelítés, ha az  $x$ -,  $y$ -és  $z$  koordinátarendszer helyett a permeabilitás fő irányaihoz igazodó koordinátarendszert használunk az 11. ábra szerint.

A  $\gamma$  jelöli rétegződésre merőleges irányt valamint az  $\alpha$  és a  $\beta$  jelölik a permeabilitás fő irányait párhuzamosan a rétegződéssel, és így a hatékony nyomás gradiens felbontható független,  $\alpha$ ,  $\beta$  és  $\gamma$  irányú összetevőkre. Mivel a koordináta irányok közül egyik sem vízszintes, bár merőlegesek egymásra, a gravitációs erő minden koordináta irányban megjelenik.



11. ábra A permeabilitás főirányaival párhuzamos koordinátarendszer (a függőleges tengely: z).

A Darcy-törvény ezért így módosul:

$$q_{\alpha} = -\frac{k_{\alpha}}{\mu} \left( \frac{\partial P}{\partial \alpha} + \rho g \cos \delta_{\alpha} \right) \quad (17)$$

$$q_{\beta} = -\frac{k_{\beta}}{\mu} \left( \frac{\partial P}{\partial \beta} + \rho g \cos \delta_{\beta} \right) \quad (18)$$

$$q_{\gamma} = -\frac{k_{\gamma}}{\mu} \left( \frac{\partial P}{\partial \gamma} + \rho g \cos \delta_{\gamma} \right) \quad (19)$$

ahol:

$q_{\alpha}$ ,  $q_{\beta}$ ,  $q_{\gamma}$  jelöli a fajlagos hozam komponenseket a permeabilitás fő irányaihoz igazodó a koordináta tengelyeken [ $LT^{-1}$ ],

$k_{\alpha}$ ,  $k_{\beta}$ ,  $k_{\gamma}$  a tengely irányú permeabilitások [ $L^2$ ],

és  $\delta_{\alpha}$ ,  $\delta_{\beta}$ ,  $\delta_{\gamma}$  az adott koordináta tengelyek és a függőleges között bezárt szög.

#### 4.1.3 Darcy-törvény az ekvivalens édesvízszint szempontjából

Darcy-törvényt ki lehet fejezni az édesvízszinttel, vagyis a viszonyítási szint fölött vízmagassággal, amit egy édesvízzel töltött piezométerben mérnénk. A 2. ábrán látható, hogy a víz magassága egy piezométerben két összetevőből áll: a mérési pont magassága a viszonyítási szint fölött, ( $z$ ), és a folyadék oszlop magassága a piezométerben. Mivel feltételezzük, hogy a piezométer édesvizet tartalmaz, aminek állandó a sűrűsége ( $\rho_f$ ), a vízoszlop magassága a piezométerben  $P / \rho_f g$ , ahol  $P$  a nyomás a piezométer nyílásánál. Így az édesvízszint ( $h_f$ ) ezen a ponton megegyezik  $(P / \rho_f g) + z$ -vel, a nyomást így adhatjuk meg:

$$P = \rho_f g (h_f - z) \quad (20)$$

A nem vízszintes rétegzettségű vízáadó esetén (11. ábra), 20. egyenlet  $\alpha$  koordináta irányban való első differenciálása után a következőt kapunk:

$$\frac{\partial P}{\partial \alpha} = \rho_f g \frac{\partial h_f}{\partial \alpha} - \rho_f g \frac{\partial z}{\partial \alpha} \quad (21)$$

Ezt a kifejezést behelyettesítve a 17. képletbe, és megjegyezve, hogy  $\cos \delta \alpha = \partial z / \partial \alpha$ , a következő összefüggést kapjuk:

$$q_\alpha = -\frac{k_\alpha}{\mu} \left( \rho_f g \frac{\partial h_f}{\partial \alpha} - \rho_f g \frac{\partial z}{\partial \alpha} + \rho_f g \frac{\partial z}{\partial \alpha} \right) \quad (22)$$

Az  $\alpha$  irányban az édesvíz szivárgási tényezője,  $K_{f\alpha}$ -t, a következőképpen határozhatjuk meg:

$$K_{f\alpha} = \frac{k_\alpha \rho_f g}{\mu_f} \quad (23)$$

ahol

$\mu_f$  [ $\text{ML}^{-1}\text{T}^{-1}$ ] az édesvíz viszkozitása normál körülmények között (20 °C és 1 atm légköri nyomás). Ezt kifejezés beírva a 17. 18. és 19. egyenletbe:

$$q_\alpha = -K_{f\alpha} \frac{\mu_f}{\mu} \left[ \frac{\partial h_f}{\partial \alpha} + \left( \frac{\rho - \rho_f}{\rho_f} \right) \frac{\partial z}{\partial \alpha} \right] \quad (24)$$

$$q_\beta = -K_{f\beta} \frac{\mu_f}{\mu} \left[ \frac{\partial h_f}{\partial \beta} + \left( \frac{\rho - \rho_f}{\rho_f} \right) \frac{\partial z}{\partial \beta} \right] \quad (25)$$

$$q_\gamma = -K_{f\gamma} \frac{\mu_f}{\mu} \left[ \frac{\partial h_f}{\partial \gamma} + \left( \frac{\rho - \rho_f}{\rho_f} \right) \frac{\partial z}{\partial \gamma} \right] \quad (26)$$

Egy vízszintesen rétegzett víztartó esetén, a 24-26 egyenletek egyszerűsödnek:

$$q_x = -K_{fx} \frac{\mu_f}{\mu} \left[ \frac{\partial h_f}{\partial x} \right] \quad (27)$$

$$q_y = -K_{fy} \frac{\mu_f}{\mu} \left[ \frac{\partial h_f}{\partial y} \right] \quad (28)$$

$$q_z = -K_{fz} \frac{\mu_f}{\mu} \left[ \frac{\partial h_f}{\partial z} + \left( \frac{\rho - \rho_f}{\rho_f} \right) \right] \quad (29)$$

#### 4.1.5 Az áramlást leíró egyenlet az ekvivalens édesvízszint fogalom alapján

Az édesvízszint definíciója és a Darcy-törvény édesvízszintet tartalmazó alakja segítségével, a talajvízáramlást leíró egyenlet (eg. 16) átírható az ekvivalens édesvízszintet tartalmazó alakra. A 16. egyenlet bal oldalának bővítése és a hozam beírása után:

$$-\frac{\partial}{\partial \alpha}(\rho \vec{q}_\alpha) - \frac{\partial}{\partial \beta}(\rho \vec{q}_\beta) - \frac{\partial}{\partial \gamma}(\rho \vec{q}_\gamma) = \rho S_s \frac{\partial P}{\partial t} + \theta \frac{\partial \rho}{\partial C} \frac{\partial C}{\partial t} - \bar{\rho} q_s \quad (30)$$

A 20. egyenlet differenciálása az adott időben azt mutatja, hogy  $\partial P / \partial t$  ki lehet fejteni úgy, hogy:  $\rho_f g \partial h_f / \partial t$ . Ezzel a formulával és 24-26 egyenletek 30. egyenletbe történő behelyettesítésével:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial \alpha} \left( \rho K_{f\alpha} \left[ \frac{\partial h_f}{\partial \alpha} + \left( \frac{\rho - \rho_f}{\rho_f} \right) \frac{\partial z}{\partial \alpha} \right] \right) + \frac{\partial}{\partial \beta} \left( \rho K_{f\beta} \left[ \frac{\partial h_f}{\partial \beta} + \left( \frac{\rho - \rho_f}{\rho_f} \right) \frac{\partial z}{\partial \beta} \right] \right) \\ & + \frac{\partial}{\partial \gamma} \left( \rho K_{f\gamma} \left[ \frac{\partial h_f}{\partial \gamma} + \left( \frac{\rho - \rho_f}{\rho_f} \right) \frac{\partial z}{\partial \gamma} \right] \right) = \rho S_s g \rho_f \frac{\partial h_f}{\partial t} + \theta \frac{\partial \rho}{\partial C} \frac{\partial C}{\partial t} - \bar{\rho} q_s \end{aligned} \quad (31)$$

A fajlagos tárolási tényező  $S_s$  (eg. 14), tartalmazza a víz kompresszibilitását, ami a számítási ponton mért víz sűrűségétől ( $\rho$ ) függ, (eg. 12). A tenger és édesvíz kompresszibilitási együttható közötti különbséget elhanyagolva:

$$\xi = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial P} \approx \xi_f = \frac{1}{\rho_f} \frac{\partial \rho}{\partial P} \quad (32)$$

ahol  $\xi_f$  az édesvízi kompresszibilitási együttható.



Az  $S_f$  fajlagos tárolási tényező, édesvízszintre vonatkoztatva [ $L^{-1}$ ], illetve az egységnyi térfogatú víztartóból kifolyó édesvíz mennyisége az adott édesvízszint egységnyi csökkenése esetén (Bear J. B., 1979):

$$S_f = g\rho_f[\xi(1-\theta) + \xi\theta] \quad (33)$$

14. és 32. egyenletek segítségével, a 31. egyenletben a  $S_s g\rho_f$  kifejezést helyettesíteni lehet a  $S_f$  kifejezéssel:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial \alpha} \left( \rho K_{f\alpha} \left[ \frac{\partial h_f}{\partial \alpha} + \left( \frac{\rho - \rho_f}{\rho_f} \right) \frac{\partial z}{\partial \alpha} \right] \right) + \frac{\partial}{\partial \beta} \left( \rho K_{f\beta} \left[ \frac{\partial h_f}{\partial \beta} + \left( \frac{\rho - \rho_f}{\rho_f} \right) \frac{\partial z}{\partial \beta} \right] \right) \\ & + \frac{\partial}{\partial \gamma} \left( \rho K_{f\gamma} \left[ \frac{\partial h_f}{\partial \gamma} + \left( \frac{\rho - \rho_f}{\rho_f} \right) \frac{\partial z}{\partial \gamma} \right] \right) = \rho S_f \frac{\partial h_f}{\partial t} + \theta \frac{\partial \rho}{\partial C} \frac{\partial C}{\partial t} - \bar{\rho} q_s \end{aligned} \quad (34)$$

A 34. egyenletet, az édesvízszintet tartalmazó változó sűrűségű áramlást leíró egyenletét használja a SEAWAT.

#### 4.1.5 Az oldott anyag transzport leíró egyenlete

A változó sűrűségű áramlást szabályozó egyenlet (eg. 34) mellett, a másik szükséges parciális differenciálegyenlet a víztartóban való oldott anyag transzportot leíró egyenlet. Az oldott anyag koncentráció újraelosztását okozza a talajvíz áramlása, és az újraelosztás megváltoztatja a folyadék sűrűségét, így befolyásolja a felszín alatti vizek mozgását. Ezért a talajvíz mozgása és az oldatok szállítása a víztartó rétegben egymáshoz kapcsolódó folyamatok, és a két egyenletet együtt kell megoldani.

Az oldott anyag a porózus közegben a felszín alatti vízáramlással (advekción), molekuláris diffúzióval, valamint a mechanikai diszperzióval terjed. Az oldott anyag a talajvízben való mozgása a következő parciális differenciálegyenlettel írható le (Zheng C. és Bennett G. D., 1995):

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \nabla \cdot (D \cdot \nabla C) - \nabla \cdot (vC) - \frac{q_s}{\theta} C_s + \sum_{k=1}^N R_k \quad (35)$$

ahol:

$D$  a hidrodinamikai diszperzió tényezője [ $L^2 T^{-1}$ ],

$v$  a folyadék sebessége [ $L T^{-1}$ ],

$C_s$  a forrásokon belépő vagy nyelőn távozó vízben levő oldott anyag koncentrációja [ $ML^{-3}$ ],

$R_k$  ( $k = 1, \dots, N$ ) az oldott anyagkeletkezési, vagy bomlási állandója a  $k$  reakcióban [ $ML^{-3} T^{-1}$ ].

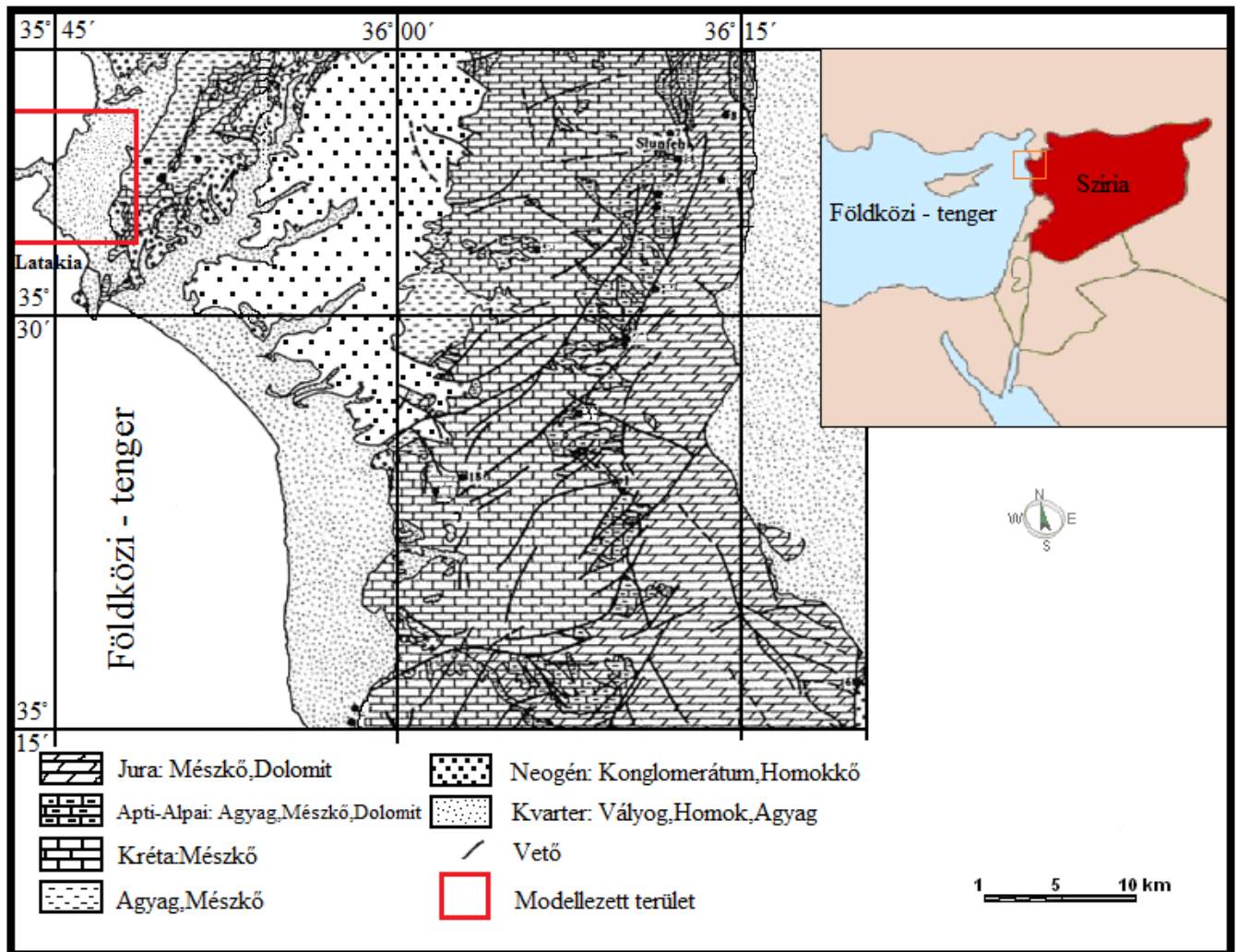
## ***V. A KUTATOTT TERÜLET ISMERTETÉSE***

### **5.1 Bevezetés**

Világszerte számos országban a tengerparti víztartó rétegek szolgálnak az édesvízi ellátás fő forrásául, különösen a száraz és félszáraz övezetekben. A túlzott szivattyúzás hatására jelentősen csökken a felszín alatti víz szintje, ami a tengervíz behatoláshoz vezet. A Földközi-tenger partján számos példa ismert (Calvache M. L. és Pulido-Bosch A., 1994; Giménez E. és Morell I., 1997; Padilla F. et. al, 1997a,b; Bonacci O. és Roje Bonacci T., 1997; Chiocchini U. et. al 1997; Pulido-Bosch A. et. al 1999; Petalas C. P. és Diamantis J. V., 1999; Paniconi C. et. al 2001; Abou Zakhem B. és Hafez R., 2003; Allow K. 2011a). Sok tengerparti terület erősen urbanizált, ennek hatására az édesvízigény megnőtt. A tengerparti víztartó rétegek rendkívül sérülékenyek, ezért a part menti víztartó helytelen kezelése a víztartó – mint az édesvíz egyetlen forrása – tönkremeneteléhez vezethet, sokkal korábban, mint azok a víztartók, amelyek nem kapcsolódnak a tengerhez. Ennek oka a tengervíz behatolása.

Sok tengerparti víztartóban, a tengervíz behatolása a felszín alatti vizek felhasználásának az egyik legfontosabb korlátozó tényezője lett. A tengervíz-behatolás előrehaladtával, a meglévő szivattyúzott kutak, különösen azok, amelyek a tengerparthoz közel vannak, sósak lesznek, és emiatt meg kell szüntetni a termelést bennük. Továbbá, a behatoló tengervíz ék feletti területét, ami a víztározó természetes feltöltési forrásaként szolgál, szintén elveszítjük.

Ez a jelenség figyelhető meg a szíriai tengerparton, Latakia északi részén (Damsarkho alföld) (12. ábrán). Damsarkho part menti síkságán; jelenleg több különböző típusú és mélységű kútban tapasztalható tengervíz behatolás, az öntözést szolgáló vízkitermelés miatt. Elsőként Abed Rabo R. tanulmányozta a problémát, 2000-ben, aki a sósvíz behatolás helyét és kiterjedését a behatolás kémiai elemzésével és a felszín alatti szintek mérésével határozta meg. A következő vizsgálatot 2003-ban Abou Zakhem B. és Hafez R. végezték, akik az elektromos vezetőképesség és izotóp elemek mérésével vizsgálták meg a jelenséget. Ez a két tanulmány kifejtette, és megerősítette a behatolás jelenlétét.



12. ábra. Földtani térkép és a modellezett terület helye (módosított, Ponikarov V. P., 1966).

## 5.2 Damsarkho alföld általános jellemzői

Damsarkho alföld fő jellemzője a jó víztartó rétegek jelenléte, melyek laza homokból, kavicsos homokból, homokkőből, mészkőből, és homokos kavicsos agyagból állnak. Ezek a rétegek közvetlen kapcsolatban vannak a tengervízzel.

Mielőtt a talajvíz sóssá vált, a területen természetes hidraulikus gradiens uralkodott, ahol a talajvíz a tenger felé mozgott, míg a tengervíz kissé a szárazföld felé, köszönhetően az édes és a sós vizek közötti hidrodinamikai egyensúlynak. Mindez az intenzív felszín alatti vizek kitermelés előtt volt jellemző.

A tengervíz behatolásának veszélye, a hetvenes évek elején jelentkezett. A mezőgazdasági termelés növekedésének kezdetén, a probléma iránti érdeklődés kimerült tudósításokban és általános ajánlásokban.

Idővel nőtt a vízigény, ami maga után vonta az engedély nélküli illegális kutak számának növekedését, ami a probléma súlyosbodásához vezetett.

Mindezek a talajvízszint csökkenését eredményezték és így csökkent a tenger felé áramló édesvíz mennyisége. A mérések azt mutatták, hogy a talajvíz szintje az egyes kutakban alacsonyabb volt, mint a tengerszint, ami a tengervíznek a szárazföld felé történő behatolását okozta az áteresztő képződményeken keresztül. A sótartalom fokozatos növekedését a gazdák észlelték, különösen nyáron, amit a növekvő szivattyúzás eredményezett, ezeken a helyeken a sótartalom elérte a 3 g/l-t abban az időben.

Mivel nem foglalkoztak a problémával a citrusfák 35%-a kipusztult, a gyümölcs és növényültetvények nagy területen megsemmisültek, a talaj fizikai és kémiai tulajdonságai leromlottak, a felszín alatti vizek megnövekedett nátrium-ion koncentrációja miatt.

Az öntözővíz fő forrását az alföldön, nyáron csak a kutak jelentik, télen pedig általában az esővizet használják öntözésre. A kutak mélysége (-2, - 40) m, az átlagos hozama 15 m<sup>3</sup>/óra. A régióban hagyományos ásott kutakat használnak öntözésre.

Damsarkho alföld Beida kikötőtől északnyugatra az Alqasab Híd földekig terjed, északkeleten az Ogaret dombság mentén húzódik és a tengertől 3 km-re terjed. Míg a délen Lattakia város határolja. Az alföld területe mintegy 40 km<sup>2</sup>, (6 km, 5,5 km), az átlagos topográfiai lejtése körülbelül  $i = 0,0043$ , míg a terület keleti határán a magasság 0-tól 20m-ig terjed a tengerparton.

Damsarkho terület enyhén párás éghajlattal rendelkezik egy esős évszakkal, ami szeptembertől májusig tart. Az átlagos éves csapadékmennyiség mintegy a 800-1000 mm/év. Az átlagos hőmérséklet a térségben 19,4 C°, a legalacsonyabb érték 0 C°-februárban, a legmagasabb 38,5 C° volt augusztusban, és általában augusztusban van a legmagasabb hőmérséklet az év folyamán, februárban pedig a legalacsonyabb. Az átlagos relatív páratartalom (60 - 75)%, ami nyáron magasabb télen alacsonyabb.

A párolgási arány a csapadék mintegy 12%-a. A szél iránya változik évszakonként, a téli időszakban az északkeleti szél az uralkodó, nyáron pedig a délnyugati szelek. A szél sebessége átlagosan 13 m/s télen, 7 m/s nyáron (Abed Rabo R., 2000).

### 5.3 Damsarkho alföld földtani felépítése

A régiót nyugatról a tengerrel párhuzamos dűnék és teraszok határolják, melyek holocén korúak és konszolidálatlan homokból és iszapból épülnek fel. A felső pleisztocén során szárazföldi üledékképződés történt, melynek során agyag, homok és szerves kalcit rakódott le.

A rétegsor meghatározásához 18 fúrt kút adatait használtam fel. A vizsgált területen a következő formációk találhatók:

- 1- Holocén tengeri üledékek: laza homok.
- 2- Felső pleisztocén biogén mészkő, mely néhol kavicsos agyag lencsét tartalmaz. Az összletbe agyag, kavicsos-homokos agyag, kalcit cementált homokkő, továbbá homok, agyag és homokkő rétegek ékelődnek be.
- 3- Felső pleisztocén szárazföldi üledékek: kavics, agyag, kavicsos agyag és homokos agyag.
- 4- Neogén márga, agyag és közberétegzett homok lencsék és konglomerátumok.
- 5- A paleogén (PG1-PG2) dolomit, numuliteszes mészkő, alsó paleogen (PG1) biogén mészkő.

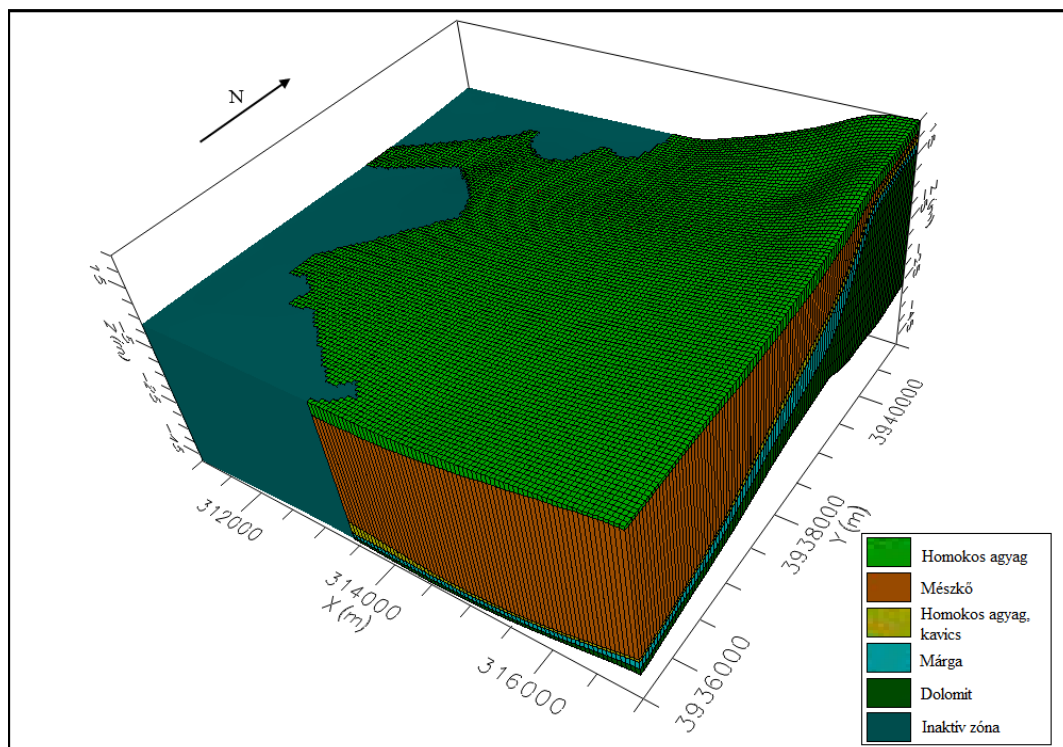
## VI. A KUTATOTT TERÜLET MODELLJE

### 6.1 A modell bemeneti adatai

#### 6.1.1 Rácsháló

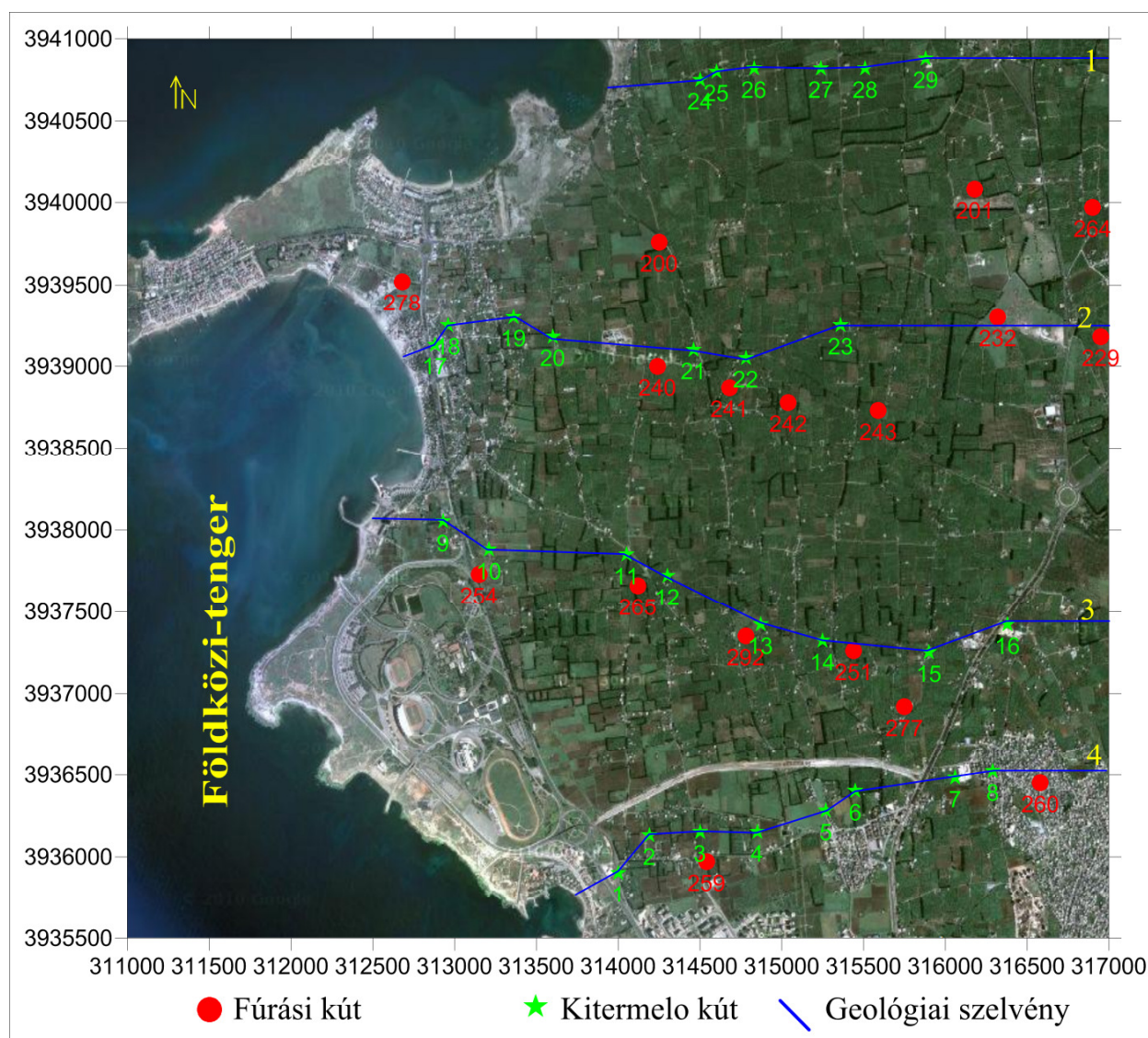
A modellt a SEAWAT csomag igényei szerint építettem fel azért, hogy szimulálhassam a tranziens, változó sűrűségű felszín alatti vizek áramlását és a benne oldott anyag szállítását 1997 és 2010 közötti időszakban, és vizsgálhassam a lehetséges megoldási eljárások hatásait a 2010-2020-as évekre. Munkám bemeneti adatait Abed Rabo R. által kifejlesztett adatbázisából kaptam (2000).

Damsarkho vízadó rendszerének szerkezetét és hidrogeológiai jellemzőit, az általános geológiai térkép és a földtani fúrások adatai alapján rekonstruáltam. A rendszer, öt rétegből épül fel (homokos agyag, mészkő, agyagos homokos kavics, márga és dolomit). A modellezett terület rácshálóját a 12. ábra mutatja be. A modellezett rétegek néha összefogazódnak, azaz együttesen alkotnak egy-egy víztartót, amit az általam készített K-Ny-i szelvények is bizonyítanak (13.,14.,15., 16 és 17. ábra). Szabályos, 50 m×50 m méretű cellákra osztottam fel vízszintesen a területet. A rácsháló 110 sorból és 120 oszlopból, függőleges irányban 5 rétegből áll (12. ábrán).

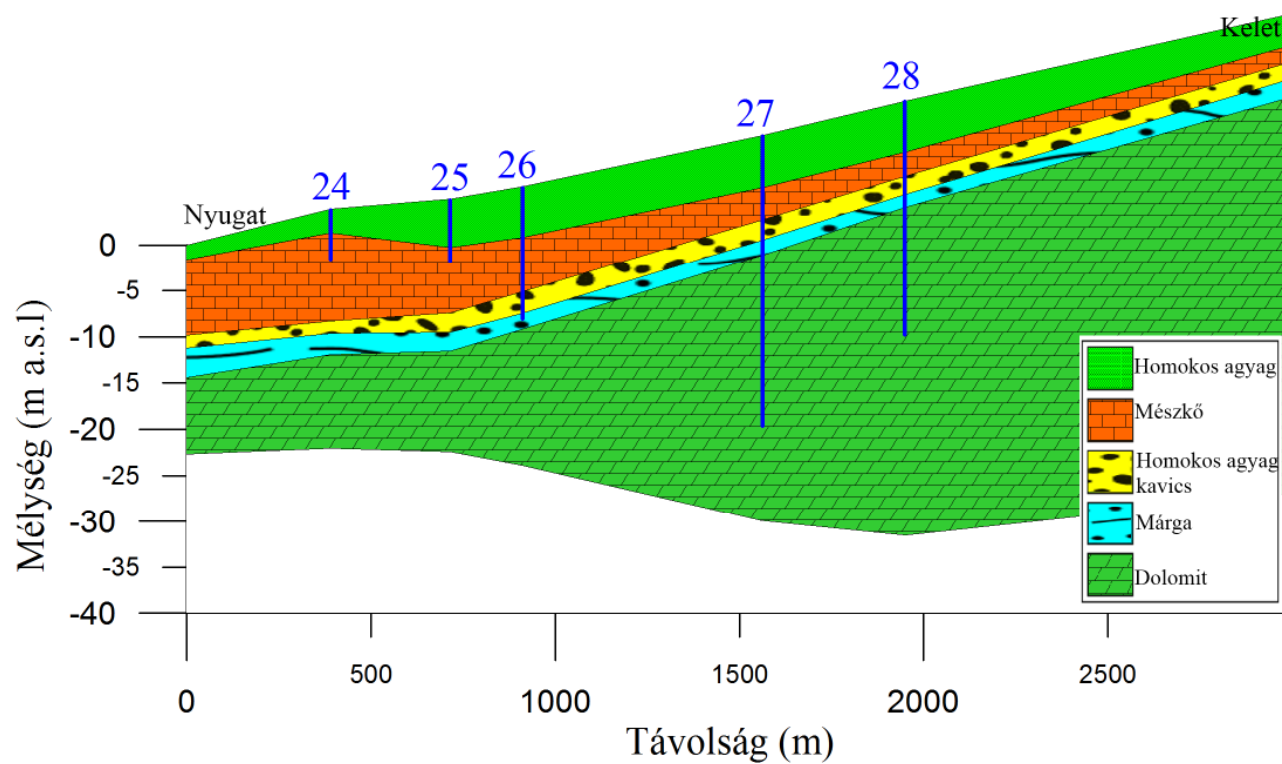


12. ábra. A vizsgált terület tanulmányozására használt három dimenziós rácsháló.

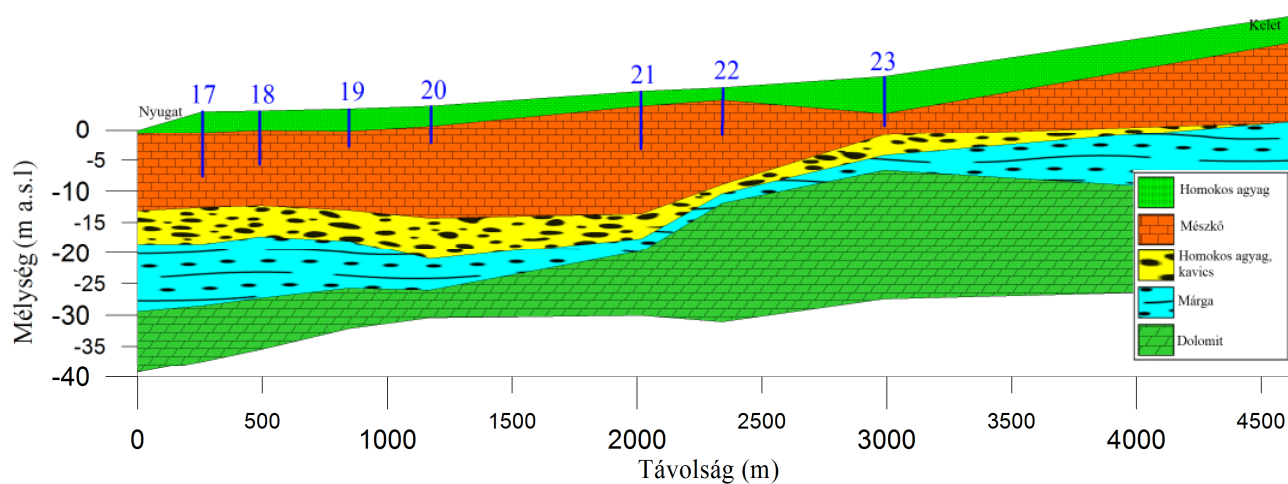




13. ábra. A Damsarkho-alföld topográfiai térképe a fúrt kutak, a termelő kutak és a földtani szelvények nyomvonalának feltüntetésével (a koordináták méterben vannak megadva).

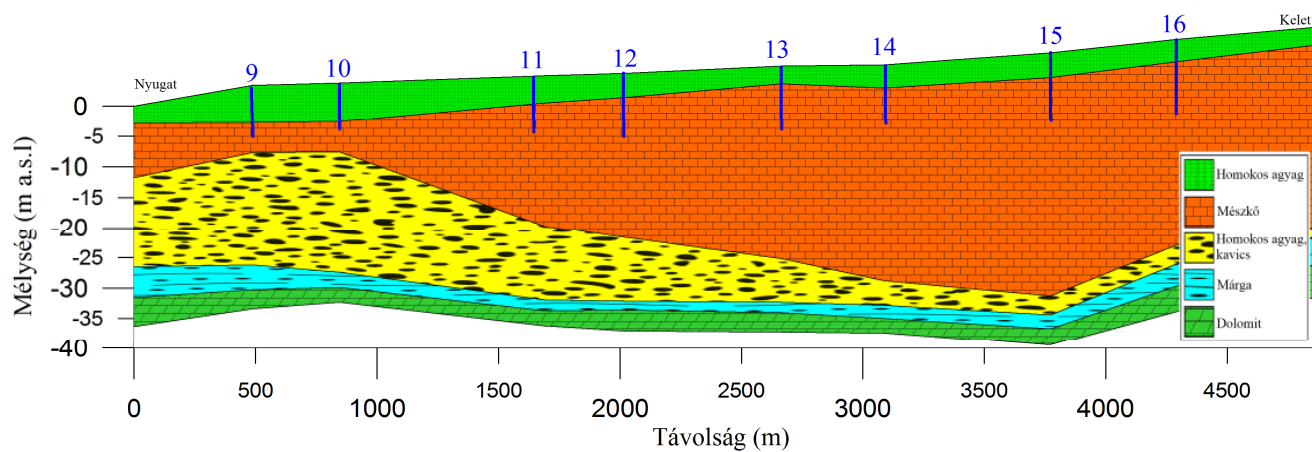


14. ábra. Az első földtani szelvény (1), a termelő kutakon keresztül.

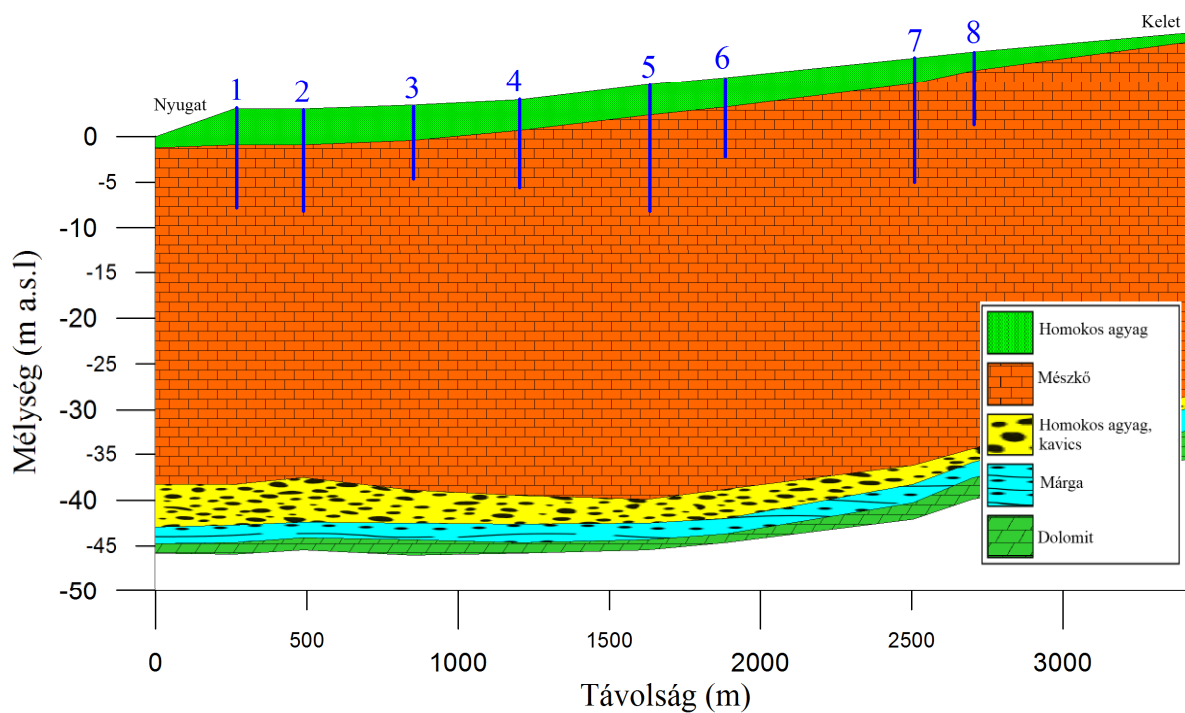


15. ábra. A második földtani szelvény (2), a termelő kutakon keresztül.





16. ábra. A harmadik földtani szelvény (3), a termelő kutakon keresztül.



17. ábra. A negyedik földtani szelvény (4), a termelő kutakon keresztül.

### 6.1.2 Peremfeltételek és a modell feltételezései

A part menti cellákban állandó vízszintet (0 m) és állandó sótartalmat (40 g/l) határoztam meg (Bear J. et. al 1999; Abed Rabo R., 2000). Az édesvíz utánpótlódása a víztartó keleti határa felől történik (Abed Rabo R., 2000). A fluxus meghatározására általános vízszintű határt (GHB) használtam (Kovács B., és Szanyi J., 2005).

A talajvizet tápláló csapadékot Abed Rabo R. (2000) szerint becsültem naponként, a tranziens állapotnak megfelelően, a vízszint aktuális helyzetének függvényében. A kutakból kitermelt vízhozamot évszaktól függően adtam meg. Kihasználtam a VISUALMODFLOW több rétegre szűrőzhető kutak szimulálási képességét; itt fontos megemlíteni, hogy ezek a rétegek gyakran egy vízádként viselkednek. Mivel a kitermelt felszíni, valamint felszín alatti víz mennyiségéről pontos, megbízható adatok nem álltak rendelkezésemre, ezért ezek becslését a területen zajlott korábbi felmérések alapján végeztem el. (Abed Rabo R. 2000, Szíriai Öntözési Minisztérium, nem publikált 2010).

A kitermelő kutak hozama 3 és 20 l/s között változott, a kutakból kitermelt vizet a száraz hónapokban a terület öntözésre használták.

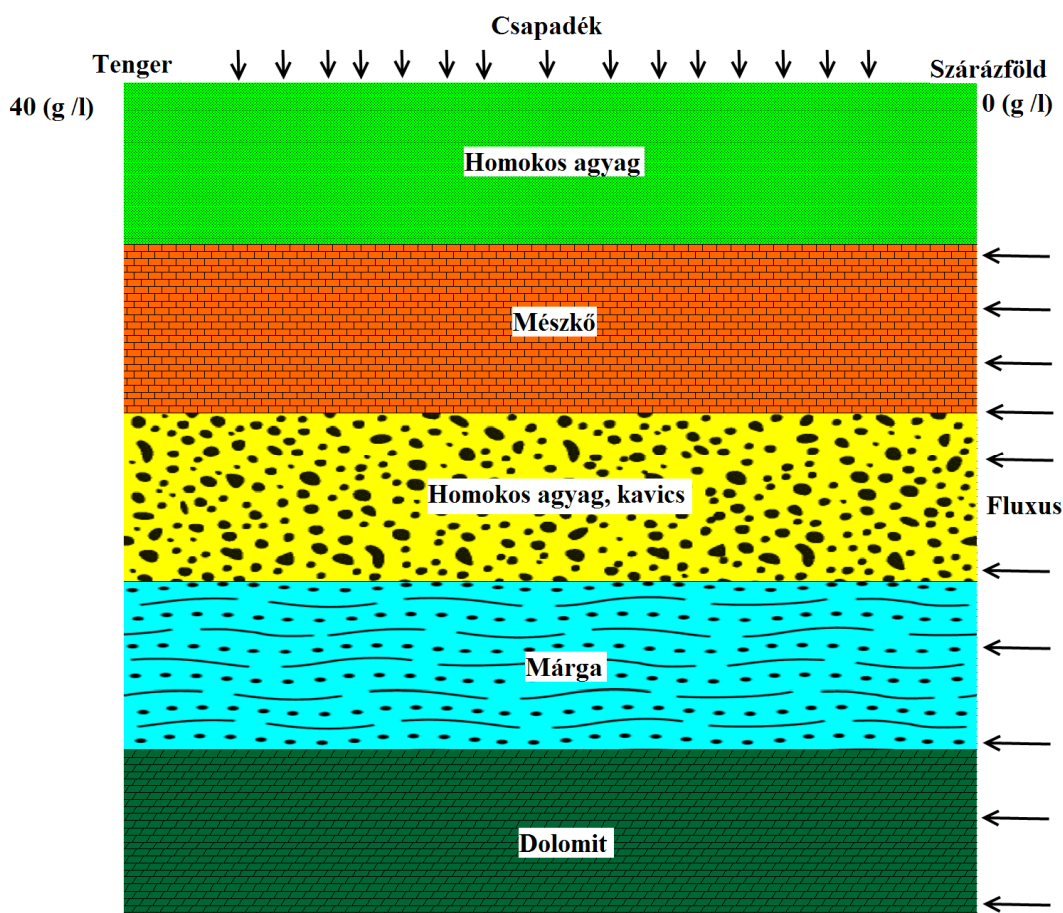
A hidraulikus tulajdonságokat (szivárgási tényező, a porozitás és fajlagos vízleadás, mind az öt modellezett rétegekre) ENVBRINS program használatával, analógiák alapján és a kapott adatokhoz viszonyítva számoltam; a paramétereket az alábbi 1. táblázatban adom közre.

Réteg	Porozitás (1)	Szivárgási tényező (m /s)	Fajlagos vízleadás (1)
Homokos agyag	0.25	$5E10^{-4}$	0.07
Mészkő	0.18	$1.5E10^{-8}$	0.05
Homok, agyag, kavics	0.30	$9E10^{-4}$	0.25
Márga	0.25	$4E10^{-7}$	0.25
Dolomit	0.18	$8E10^{-8}$	0.05

1. táblázat. Az öt modellezett réteg hidraulikus tulajdonságai

Az oldott anyag (só) koncentrációja a keleti határon 0 g/l, míg a tenger melletti cellákban 40 g/l. A peremfeltételeket egy elvi szelvényen mutatom be (18.ábra).

A modellben a következő állandó paramétereket használtam: az édesvíz koncentrációja és sűrűsége 0 g/l, 1000 kg/m<sup>3</sup>, illetve a tengervíz koncentrációja és sűrűsége a 40 g/l, 1027 kg/m<sup>3</sup>.



18. ábra. A modellezett terület sematikus keresztshelvénye, a modellben használt legfontosabb peremfeltételek feltüntetésével.

A kezdeti vízszint és a sótartalom meghatározására az Abed Rabo R. által gyűjtött adatokat használtam. Mindkettőt 1997 májusában határozta meg 29 kút vízszintje és vízmintái alapján. A hiányzó adatokat természetes szomszéd módszerével interpoláltam.

## 6.2 Paraméterek érzékenysége a tengervíz behatolás szimulációjában

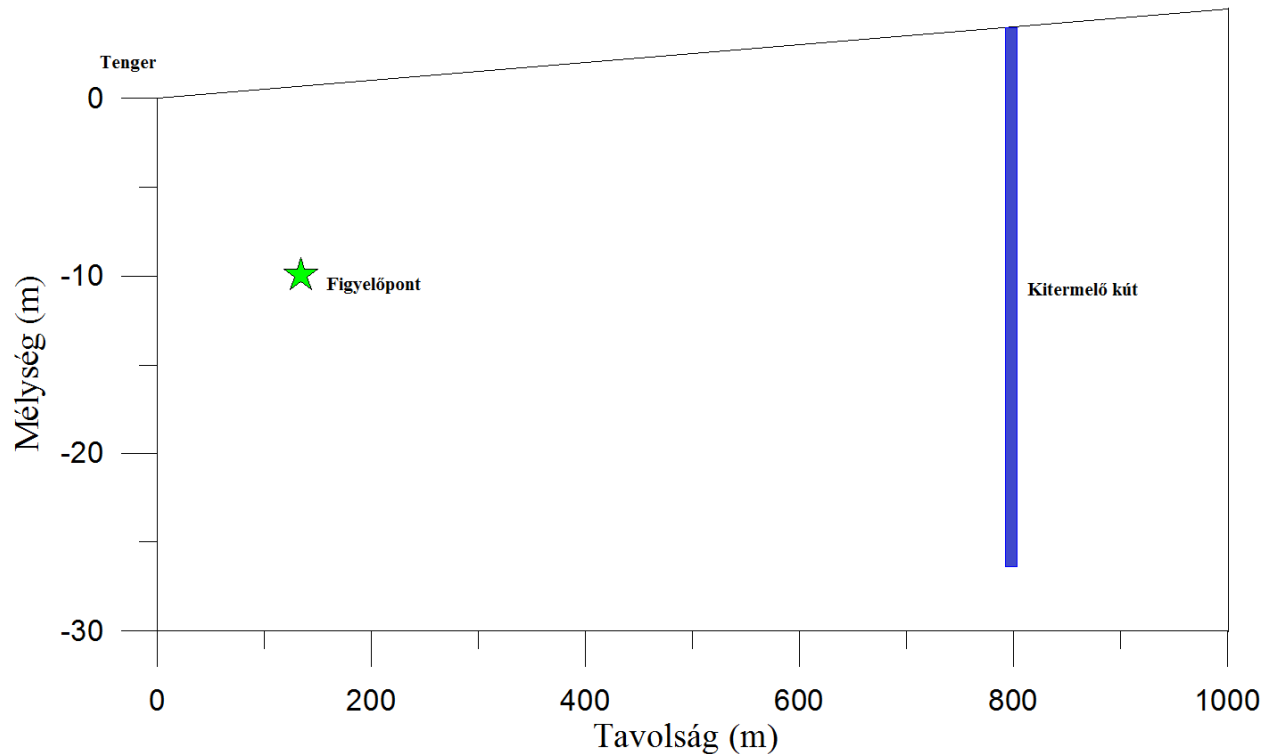
Ahol a tengerpartot víztartó rétegek alkotják, ott természetes hidraulikus gradiens létezik a tenger felé és a felszín alatti víz kiáramlik a tengerbe. Mivel a tengervíz sűrűsége nagyobb, mint az édesvíz, ezért az behatol a part menti területeken levő víztartó rétegekbe, ahol sós éket alkot az édesvíz alatt. Az édesvíz és sós víz közötti határ, olyan dinamikus egyensúlyban van, amely a talajvíz szezonális változásával és a napi árapály ingadozással mozoghat. Ezek a mozgások azt jelentik, hogy ez a felület valójában egy vegyes sótartalmú átmeneti zóna.

A molekuláris diffúzió és a hidrodinamikai diszperzió miatt, az édesvíz és a sós víz valójában elegyedő folyadékok, ezért a két folyadék közötti zóna átmeneti, nem éles határ. A helyzetet tovább bonyolítja az a tény, hogy a sós víz behatolás megváltoztatja a folyadék sűrűségét, így ez a paraméter térben és időben változik a koncentráció, a hőmérséklet és a folyadéknomás változások függvényében, továbbá a porózus közeg általában sztochasztikusan heterogén. Annak érdekében, hogy megfelelően lehessen reprodukálni a sósvíz behatolás mechanizmusát, fejlesztették ki a változó sűrűségű áramlási és transzport modellezést. Az alábbiakban bemutatok egy modellt a tengervíz behatolás szimulációjára, a változó értékű paraméterek hatásának tanulmányozása érdekében.

### 6.2.1 Modell felépítése és paraméterei

A modellt a változó sűrűségű felszín alatti áramlás és transzport modellezésre való SEAWAT kóddal (Langevin C. D. és Guo W., 2002) építettem fel. Szabályos, véges differencia cellákat használtam - 25m x 25m - a vízszintes síkon. Az utolsó rács egy homogén réteget reprezentál 3 sorral és 40 oszloppal.

Ebben a modellben a tengertől 800 m távolságra elhelyezkedő, 250 m<sup>3</sup>/nap hozamú kitermelő kutat használtam, míg a megfigyelő pont 10 m mélységben és a tengertől 160 m távolságban volt (19. ábra). A fajlagos tárolási tényező, a fajlagos hozam, és az effektív porozitás alapértelmezett értékei, 0,1 1/m, 15%, voltak. A modellel az volt a célom, hogy az elérési idő számításán keresztül (az 5g/l koncentrációjú sós víz megjelenéséhez szükséges idő a megfigyelési pontban), bemutassam a hidraulikai paraméterek különböző értékeinek hatását az adott víztartóban.



19. ábra. A modell sematikus keresztmetszévénye, a kitermelő kúttal és megfigyelési ponttal.

Állandó vízszint értéket adtam meg a celláknak (0 m) a part mentén, ahol a talajvíz a tenger szabad felszínével kapcsolatban van. Szintén állandó vízszint értékű cellák (1 m) voltak kijelölve a víztartó másik határánál (Kovács B. és Szanyi J. 2005).

A befelé és kifelé irányuló tömegáram térben és időben változik, a csapadék beszivárgó hányadát is hónapról-hónapra határoztam meg a modellben.

A paraméterérzékenység vizsgálatokor három ismert közet (homokkő, kavics, mészkő) hidraulikai tulajdonságainak értékeit (szivárgási sebesség, porozitás, fajlagos vízleadás, fajlagos tárolási tényező) irodalmi hivatkozások alapján vettem fel (Bredehoeft J. D. és Pinder G. F., 1973; Claasen H. C. és Cordes E. H., 1975; Daly C., 1982; Davis S. és De Wiest J. M., 1966; Morris D. A. és Johnson A. I., 1967; Segol G. és Pinder G. F., 1976; Istok J., 1989; Busch K. F. és Luckner L., 1973) (2. táblázat).

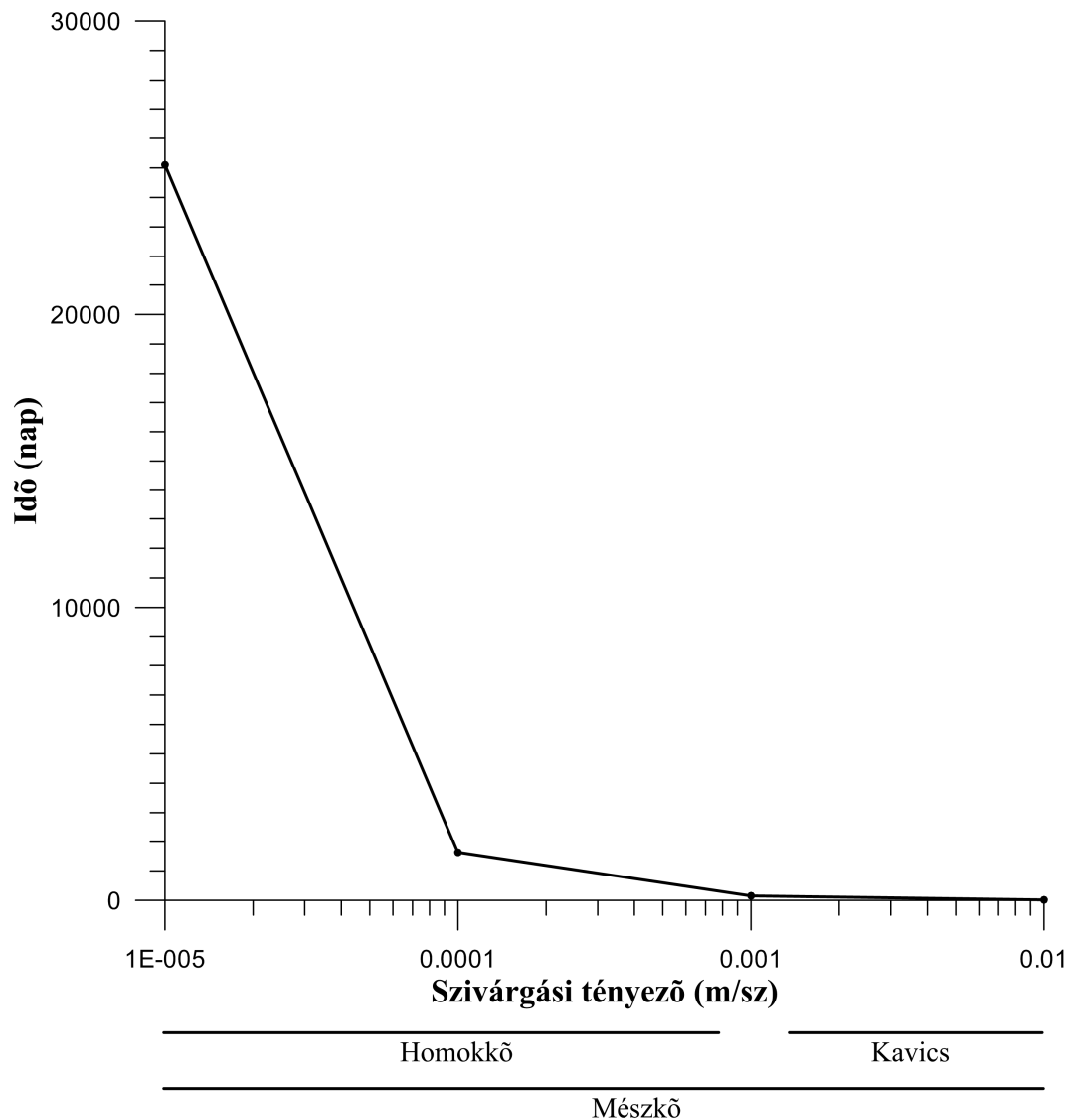
Kőzet	Effektív porozitás %	Szivárgási sebesség (m /s)	Fajlagos vízleadás %	Fajlagos tárolási tényező 1/m	
				Zárt tükrű	Nyílt tükrű
Homokkő	5-19	$10^{-6} - 10^{-3}$	2-40	0.01-0.2	0.00005-0.002
Mészkö	4-20	$10^{-8} - 10^{-2}$	0-36	0.01-0.2	0.00001-0.002
Kavics	15-20	$>10^{-2}$	13-44	0.1-0.3	0.0001-0.003

2. táblázat. A modellben használt három kőzet hidraulikai tulajdonságai

A modellben állandó koncentrációjú és sűrűségű peremeket használtam: az édesvíz koncentrációja és sűrűsége 0 g/l, 1000 kg/m<sup>3</sup>, illetve a tengervíz koncentrációja és sűrűsége 40 g/l, 1027 kg/m<sup>3</sup>.

### 6.2.2 Szivárgási tényező

A három vizsgált kőzet, és azok szivárgási tényezői alapján, a várt eredmények születtek meg, vagyis a szivárgási tényező és az elérési idő között fordított arányosság figyelhető meg (20. ábra). Az elérési idő csökkenése  $10^{-5} - 10^{-4}$  m/s alatti tartományban a legnagyobb mértékű (homokkő, mészkő), e felett már nem jelentős. A jobb megértés érdekében vizsgáltam a szivárgási tényező és a többi paraméter közötti összefüggést is.

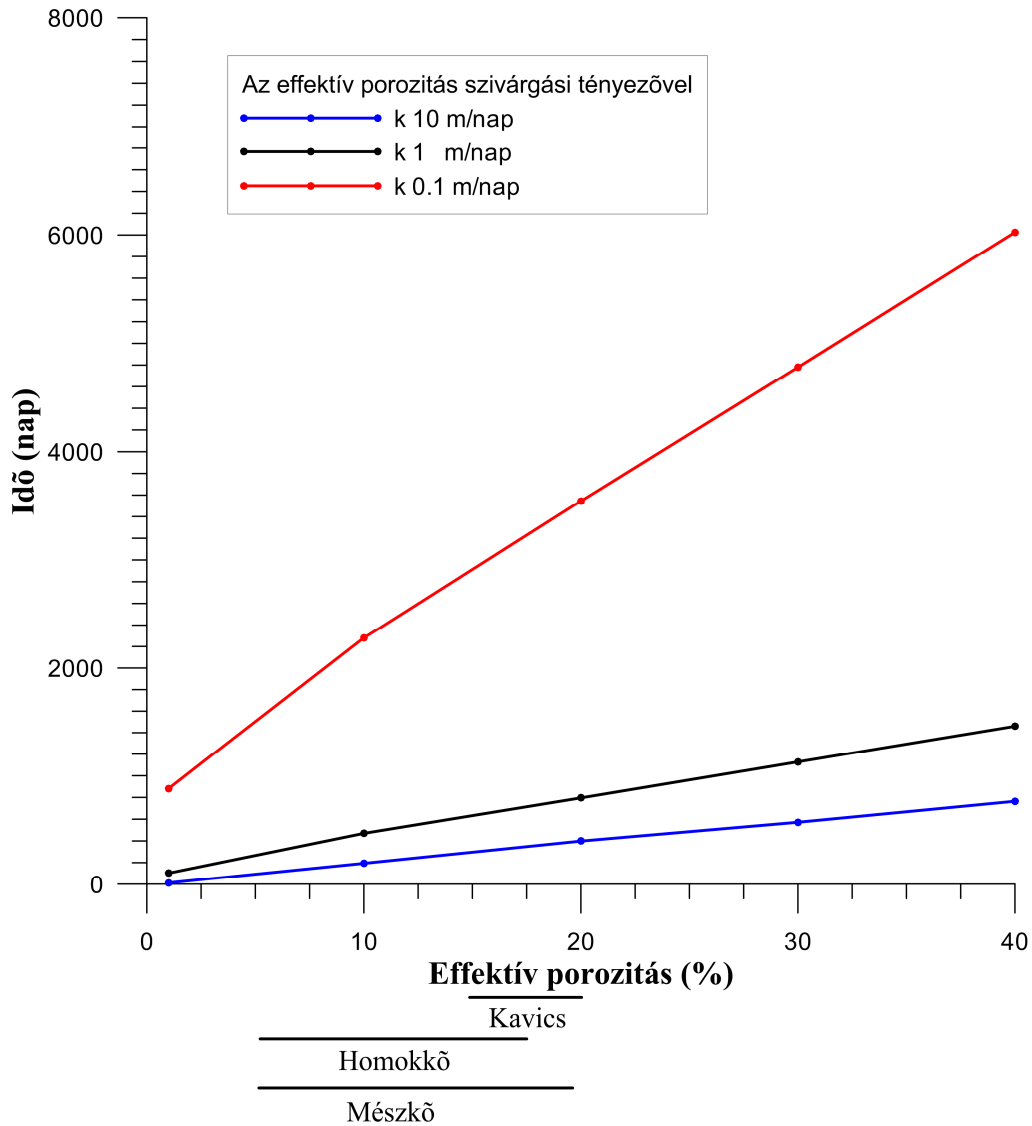


20. ábra. A szivárgási tényező különböző értékeinek hatása a tengervíz behatolás elérési idejére, az elérési idő nagymértékű csökkenése az alacsony szivárgási tényezőknél figyelhető meg.

### 6.2.3 Effektív porozitás

Az ismert kőzetek effektív porozitás értékei 1% és 20% között változnak. A három kiválasztott kőzet közül a kavicsra és jól karsztosodott mészkőre jellemző a legnagyobb érték. Az effektív porozitás értékeket változtattam állandó szivárgási tényező mellett. Feltűnő, hogy az effektív porozitás és az elérési idő egyenesen arányos, 10 %-os porozitásig kissé jobban nő az elérési idő, mint a felett (21. ábra). Ez az összefüggés két okkal magyarázható: az első az, hogy a szimulációban a valódi sebesség kiszámítása a szivárgási tényező és az effektív porozitás

osztásával történt, a második pedig az, hogy nagyobb porozitás esetén kevesebb sós víznek kell behatolnia, mert több édes víz van jelen a rendszerben.

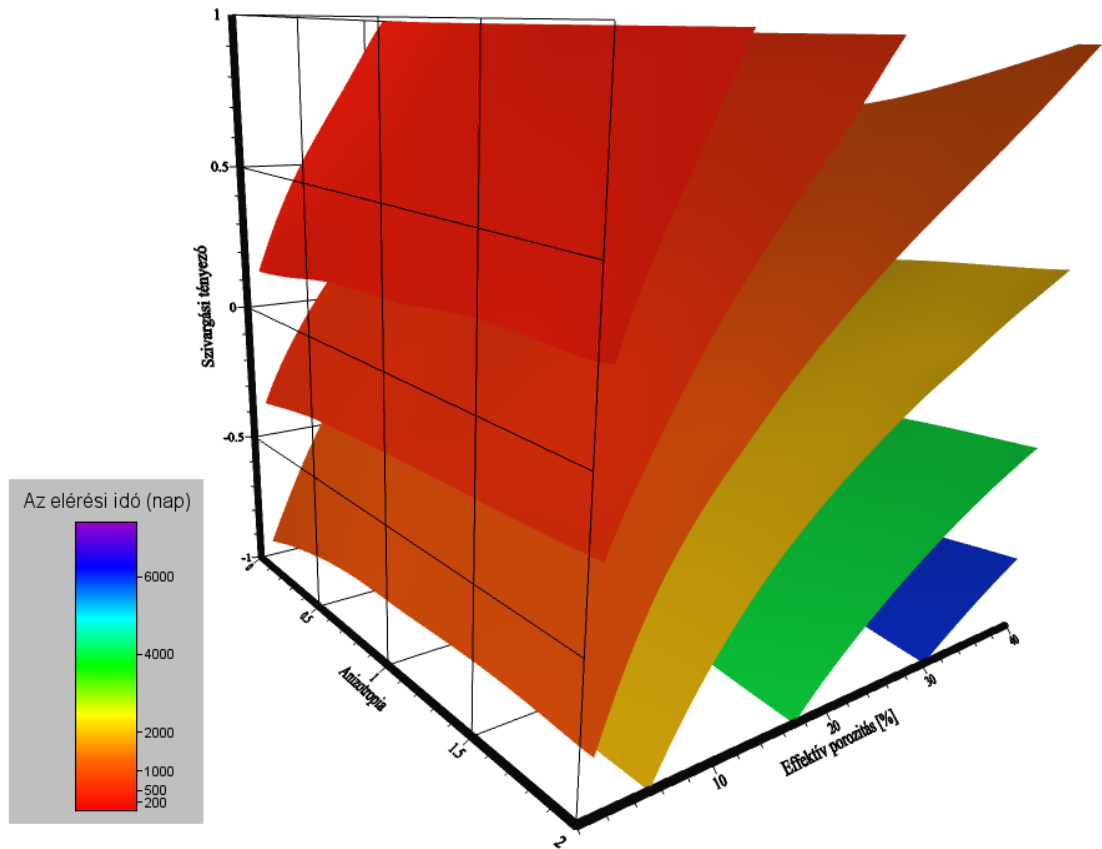


21. ábra. Az effektív porozitás különböző értékeinek hatása a tengervíz behatolás elérési idejére.

#### 6.2.4 Szivárgási tényező anizotrópiája, porozitás változása

Az elérési idő elsősorban a szivárgási tényező és a porozitás függvényében változik, a porozitással egyenes, míg a szivárgási tényezővel fordított arányban. Az anizotrópiának kis szivárgási tényező és 30 %-ot meghaladó porozitás esetén van szerepe, ilyen esetben az anizotrópia növekedésével az elérési idők nőnek (22. ábra).



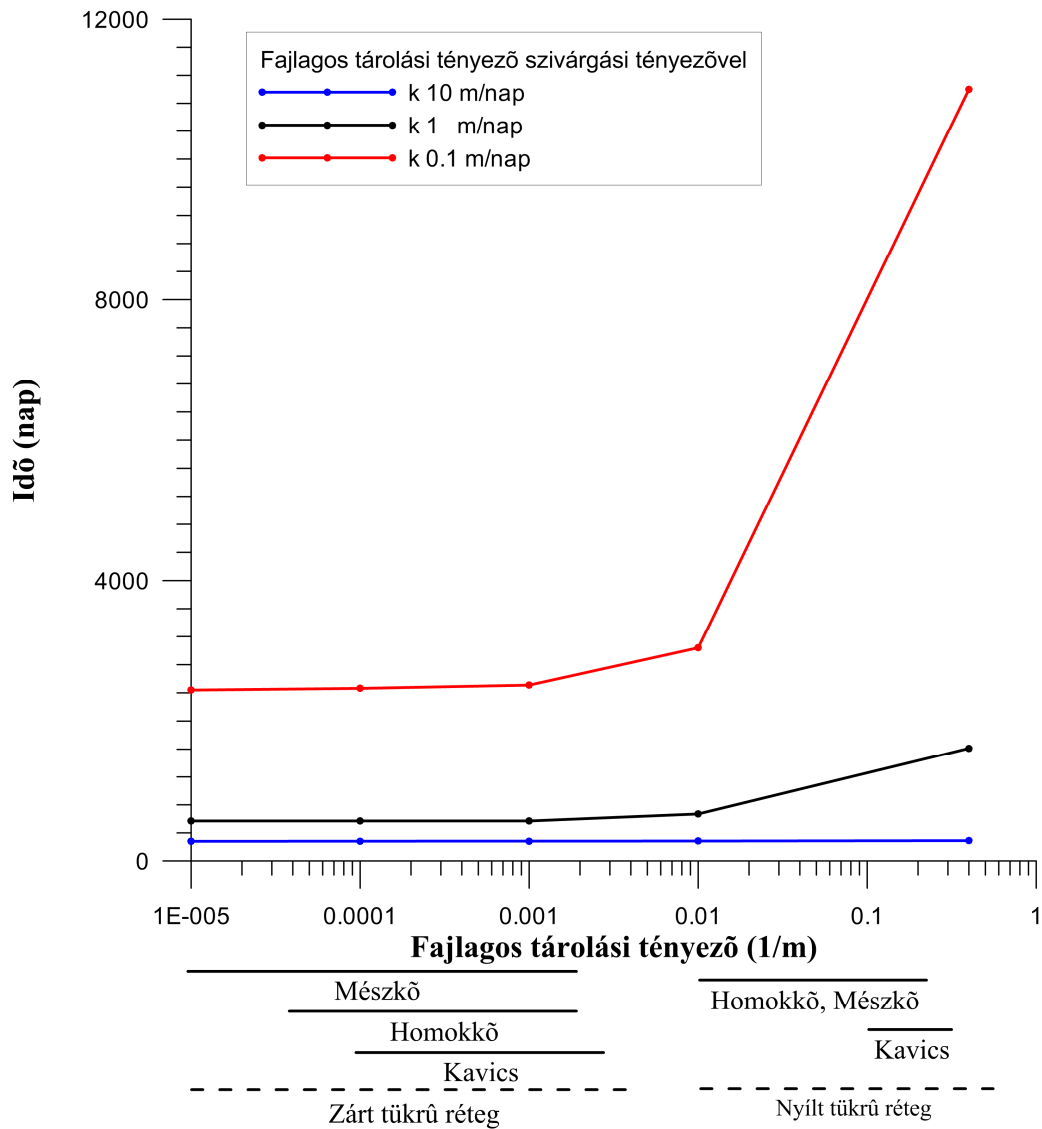


22. ábra. Az elérési idő izofelületek képe; X tengely effektív porozitás [%], Y tengely szivargási tényező logaritmusa, Z tengelye anizotrópia logaritmusa.

### 6.2.5 Fajlagos tárolási tényező

A fajlagos tárolási tényező az a vízmennyiség, amely egységnyi térfogatú vízádóból felszabadul egységnyi vízszint csökkenés hatására. Ez a vízmennyiség attól függően változik, hogy a réteg zárt vagy nyílt tükrű. A paraméter hatásának vizsgálata céljából a modellt a fajlagos tárolási tényező különböző értékeivel futtattam a szivargási tényező állandó értéke mellett, és az alábbi eredményeket kaptam (23. ábra). Nagy szivargási tényezőnél, és zárt réteg esetén nem számít a fajlagos tárolási tényező értéke, a szivargási tényező csökkenésével a különbség 0,01 1/m érték után látható, míg nyílt tükrű vízádó esetén az elérési idő exponenciálisan kezd növekedni. Az elérési idő kis szivargási tényező értékek mellett nő legmarkánsabban. Ez a hatás a

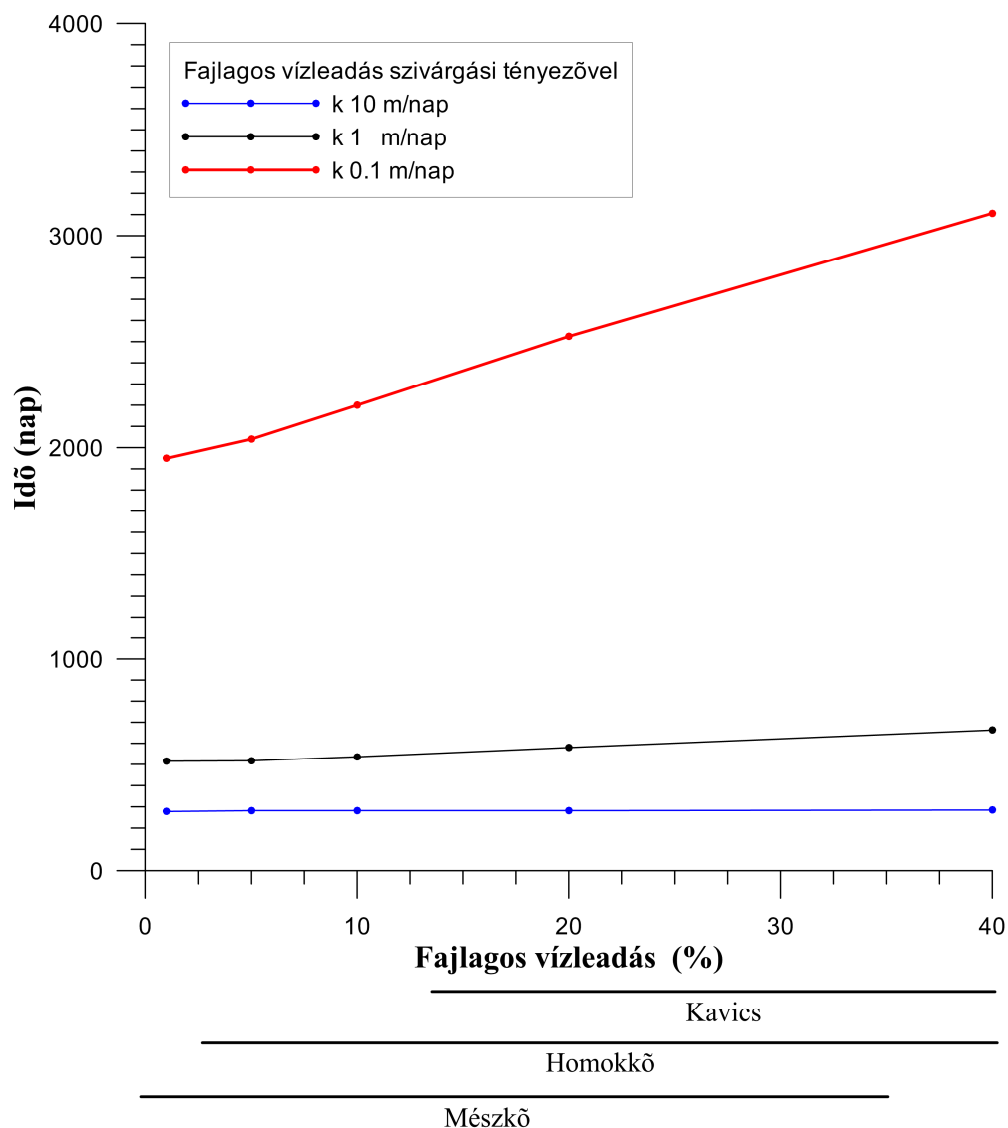
következőképpen magyarázható: a szivárgási tényező kisebb értékeinél a nagyobb tárolási tényező azt jelenti, hogy több víz áll rendelkezésre, amely elég lesz ahhoz, hogy a kutat megtöltsse, ugyanakkor az újratöltődés a tenger felől kisebb lesz.



23. ábra. A fajlagos tárolási tényező változásának hatása a tengervíz behatolás elérési idejére különböző szivárgási tényezők esetén.

### 6.2.6 Fajlagos vízleadás

A Fajlagos vízleadás az a hozam, ami a telített közetből, talajból a gravitáció hatására leürül, kisebb vagy egyenlő az effektív porozitással (Marton L., 2009). A modell futtatása után megállapítottam, hogy ennek a paraméternek a hatása a legkisebb a elérési időre, így nem számít, milyen a fajlagos vízleadás értéke, ha a szivárgási tényező nagyobb, mint 1m/d. Az eredményeket a 24. ábra mutatja.



24. ábra. A Fajlagos vízleadás különböző értékeinek hatása a tengervíz behatolás elérési idejére.

### 6.2.7 Következtetések

A tengervíz behatolás szimulációjában a hidraulikai tulajdonságokat hatásuk szerint, két csoportba soroltam, az elsőben (effektív porozitás, fajlagos vízleadás, fajlagos tárolási tényező) a behatolás sebessége arányosan változik a paraméterek változásával, míg a második csoportban (szivárgási tényező) ez az összefüggés fordított volt.

- 1- A szivárgási tényező különböző értékei esetén: alacsony szivárgási tényezőnél az elérési idő igen kicsi.
- 2- Az effektív porozitás: minél nagyobb az effektív porozitás annál hosszabb az elérési idő, és kisebb szivárgási tényezőnél ez a hatás jelentősebb volt.
- 3- A fajlagos tárolási tényező különböző értékeinek nincs jelentős hatása az elérési időre zárt tükrű rétegben, nyílt tükrű rétegben azonban, alacsony szivárgási tényezőnél befolyásolja azt.
- 4- A fajlagos vízleadás különböző értékeinek nincs jelentős befolyása az elérési időre, amikor a szivárgási tényező nagyobb, mint 1m/nap.

## 6.3 A kutatott terület modelljének kalibrálása

### 6.3.1 Bevezetés

A part menti víztartó rétegek védelme érdekében nem csupán a vízmozgás dinamikájának helyes megismerése szükséges, hanem a paraméterek változékonyságának részletes vizsgálata is. A tengervíz behatolása különösen érzékeny a tenger-víztartó kapcsolatára, és főleg a jó vízvezető rétegek jelenlétére. A part menti víztartó rétegek kezelése, a védelmük tervezése és a helyes intézkedések meghozatala során fontos a paraméterek pontos meghatározása.

Koncepcionális nehézségek adódnak abból a tényből, hogy sósvíz behatolás lényegében egy háromdimenziós (3D) probléma, és nagyon érzékeny a szivárgási tényező heterogenitásra, valamint a jól vezető áramlási útvonalak jelenlétére (pl. csatornák, Mulligan A. E. et al, 2007). Sőt, a vízszintméréseket a sűrűség is befolyásolja (Post V. et al, 2007). Sótartalom koncentrációjának mérése nyílt kutakban nem tükrözi a vizsgált víztartó koncentrációját, mivel azt a keveredés és a párolgás is befolyásolja. Ez a nehézség az összes transzport problémánál jelentkezik, de különösen súlyos a helyzet a sósvíz behatolás esetén, ahol a függőleges áramlások valószínűsíthetőek a kutakban.

Ahhoz, hogy elérjem a megfelelő pontosságot a kutatott területen lévő mészkö víztartóban zajló tengervíz behatolás modellezésében a WINPEST kalibrációs programot használtam.

A WINPEST lényege, ha létezik néhány terepi vagy laboratóriumi mérés, akkor a PEST alprogram addig változtatja modell paramétereit, ameddig a modell által generált számok és a kapcsolódó mérések közötti eltérések minimálisak nem lesznek. Ezt a modell többszöri lefuttatása során a hiba minimalizálásával éri el.

### 6.3.2 A Paraméter becslési algoritmus

A nem-lineáris problémákban (a legtöbb modell ebbe a kategóriába tartozik), a paraméterbecslés egy iteratív folyamat. Minden iteráció elején a modell paramétereit és a megfigyelések által generált modell közötti kapcsolatot a Taylor sorfejtés legjobb paraméter beállítás módszerével linearizálja. Így az összes paraméter megváltozásának hatását vizsgálni kell a megfigyelési pontokon (ahol észlelés történt). Ez a "linearizált" probléma megoldás kalibrált paramétereket eredményez, amiket a modell futtatásával lehet ellenőrizni. Összehasonlítva változásokat a PEST algoritmus egy objektív hibafüggvény segítségével eldönti, hogy szükséges-e más iterációs eljárás használata. Ha igen, akkor az új iterációval az egész folyamat újakezdődik.

A paraméterek változtatásának hatásait megfigyelő pontokon véges differencia módszerrel számolja az algoritmus. A felhasználó által megadott értékeket hozzáadja a változtatható paraméterekhez majd az optimalizációs iteráció során vizsgálja ennek hatását. A megfigyelési pontokon így kapott változásokat osztja a paraméter megváltoztatásának értékével a hatás

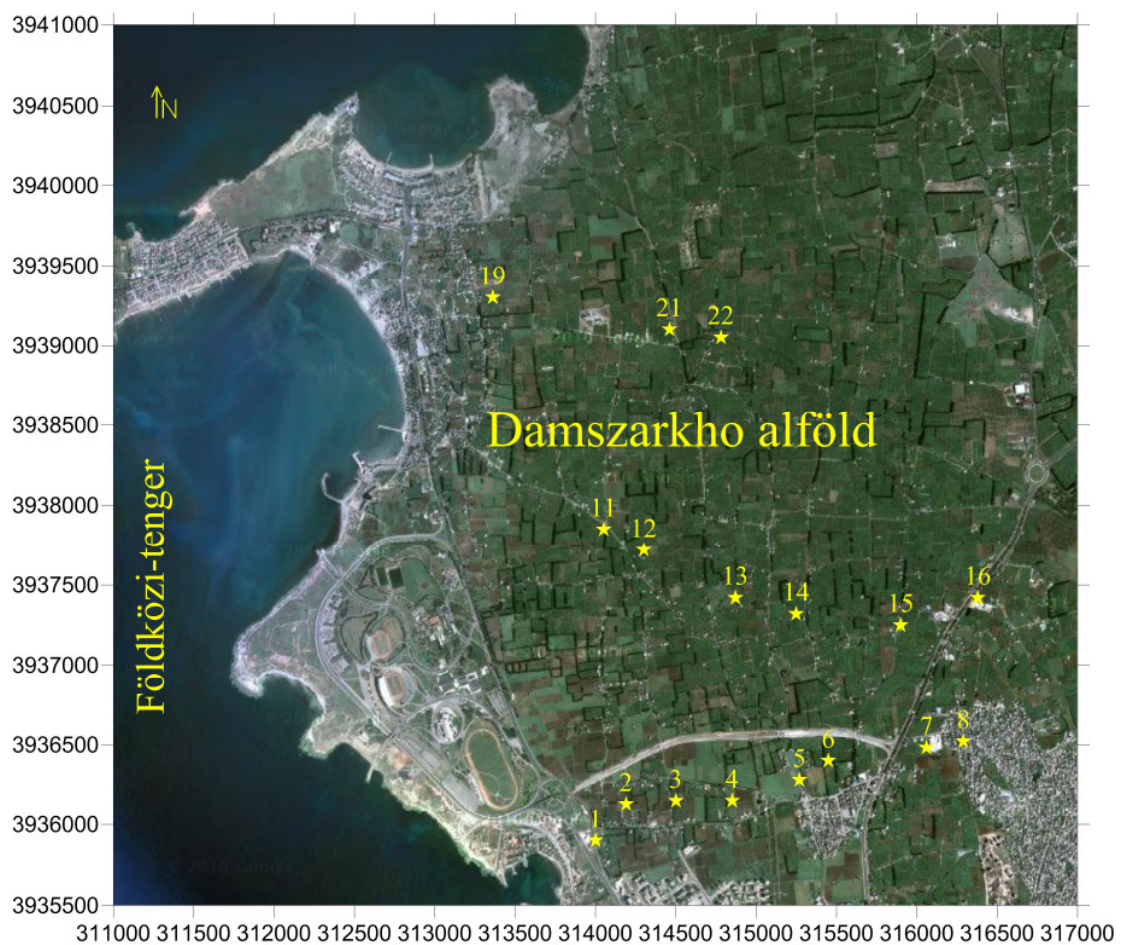
meghatározása végett. Ezt megismétli minden egyes paraméterre. Ezt számítási eljárást nevezik az "előrelépéses differenciaképzési" módszernek.

### 6.3.3 A modell kalibrálása

Tanulmányomban a modellt 15 megfigyelő kútban mért talajvízszint értékek alapján kalibráltam, aminek célja a mészkő vízáadó szivárgási tényezőjének a legjobb becslése volt. A fentebb említettek szerint a tengervíz behatolás mechanizmusa és előrehaladása alapvetően a szivárgási tényező értékétől függ.

Ezen a 15 megfigyelő kúton kívül, volt két szivattyúteszt a vizsgált területen (Abed Rabo R., 2000), mely szerint a mészkő szivárgási tényezője 10 és 20 m/nap között változik.

A megfigyelő kutakban a talajvízszinteket 1997. május és 1998 augusztusa között regisztrálták. A kalibrációban csak 1997. májustól 1998. májusig való méréseket használtam fel. A megfigyelő kutak helye a 25. ábrán látható.

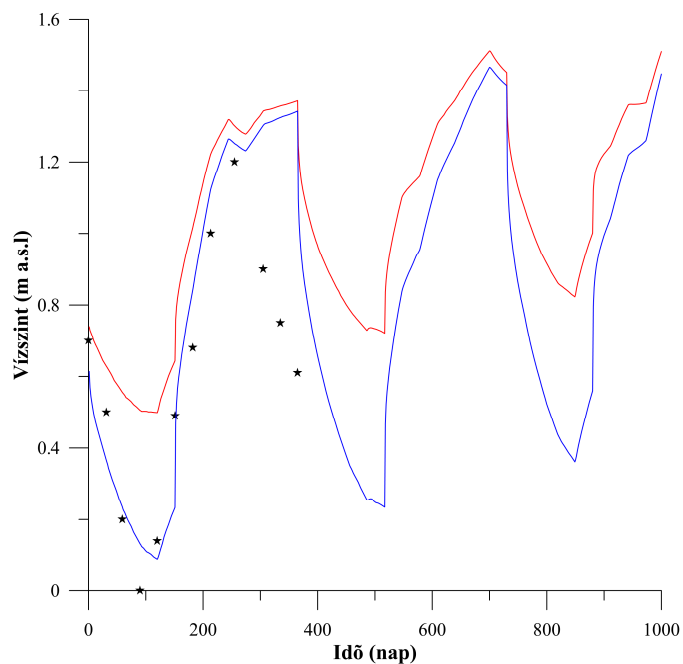


25. ábra. A figyelő kutak elhelyezkedése

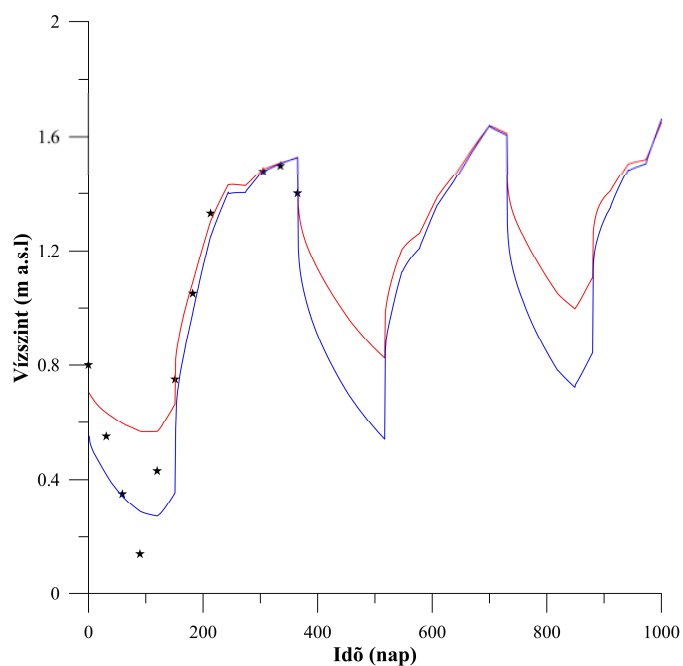
### 6.3.4 Eredmények

A kalibráció előtt a mészkő szivárgási tényezőjének 10 m/nap értéket állítottam be, a kalibráció után ez az érték egyes helyeken emelkedett, másutt csökkent. A különbség a mért és számított a talajvíz szint között 50 cm-ről 10-30 cm közé csökken a kalibráció után.

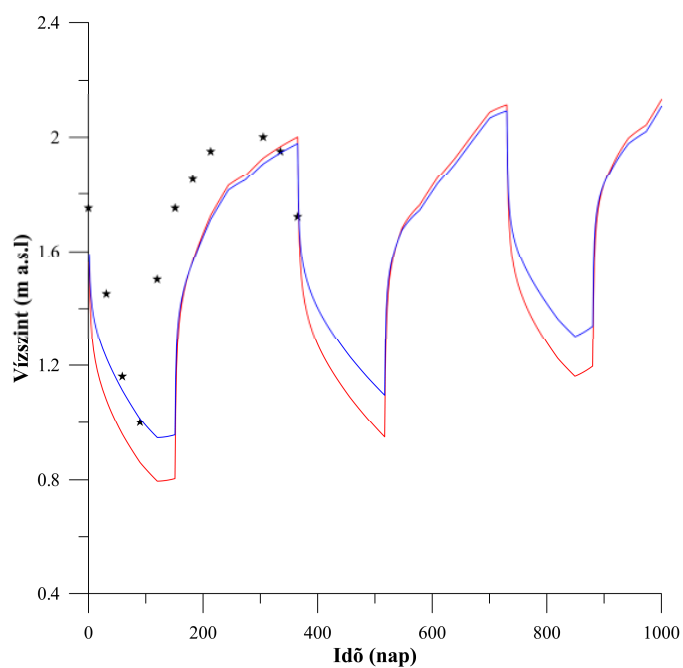
Itt csak három példát mutatok be három figyelőkútról, ez a három kút a vizsgált terület különböző pontjain található, egymástól 1000 m távolságban (26.,27.,és 28. ábra).



26. ábra. A megfigyelt és a modelltől számított a talajvíz szint összehasonlítása kalibrálás előtt és után a harmadik kútnál (a csillagok a megfigyelt vízszintet, a piros vonal a kalibrálás előtti számolt vízszintet, a kék vonal a kalibrálás utáni számolt vízszintet jelentik).



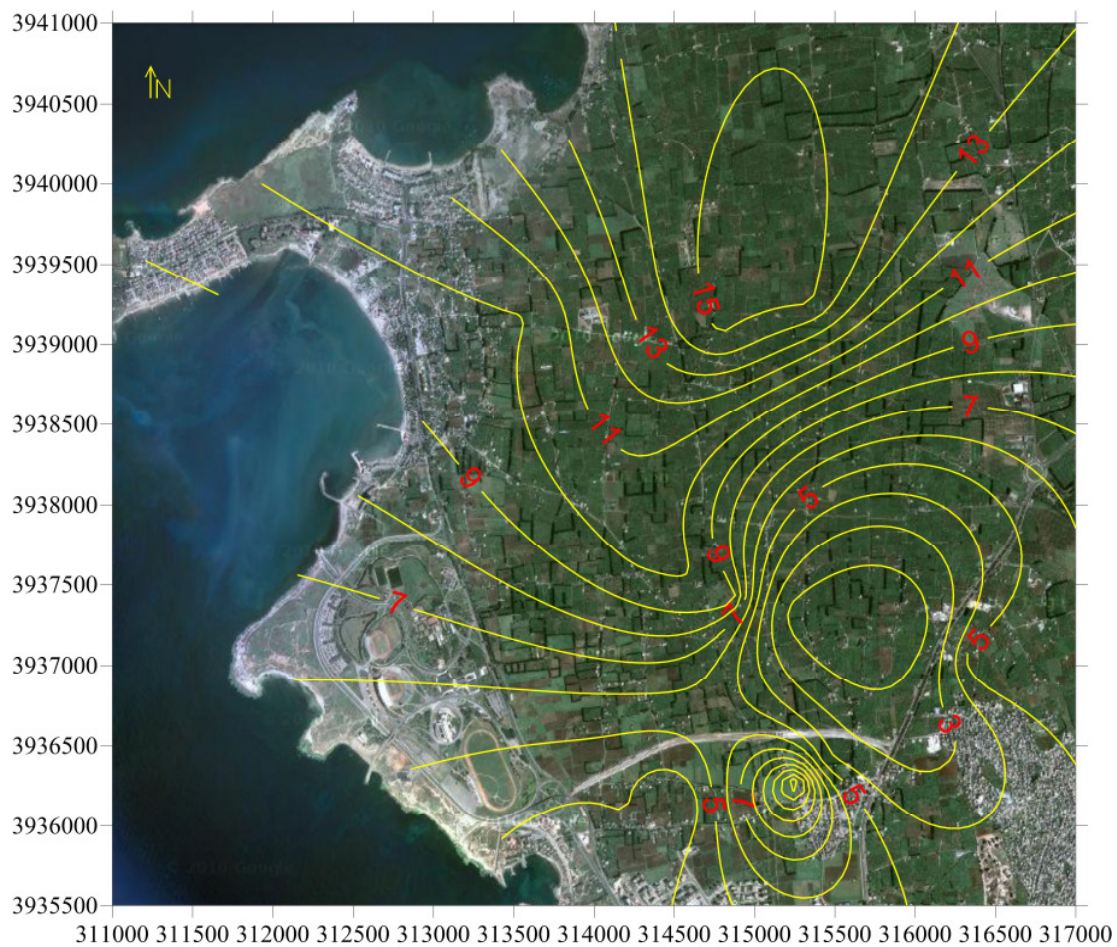
27. ábra. A mért talajvízszint és a modellből számított vízszint a kalibrálás előtt és után a 11-es kútnál (a csillagok a megfigyelt vízszintet, a piros vonal a kalibrálás előtti számolt vízszintet, a kék vonal a kalibrálás utáni számolt vízszintet jelentik).



28. ábra. A mért talajvízszint és a modellből számított vízszint a kalibrálás előtt és után a 22-es kútnál (a csillagok a megfigyelt vízszintet, a piros vonal a kalibrálás előtti számolt vízszintet, a kék vonal a kalibrálás utáni számolt vízszintet jelentik).



A mészkő vízadó szivárgási tényezőjét a kalibrálás előtt 10 m/napnak vettem, a kalibrálás után pedig (1-15) m/nap között értékek adódtak. Az új szivárgási tényezők vízszintes  $X$  irányú összetevőjét térképen is ábrázoltam 29. ábra.



29. ábra. A mészkő réteg horizontális ( $K_x$ , m/nap) szivárgási tényezőjének eloszlása.

## **VII. A KUTATOTT TERÜLET KÉMIAI ADATAINAK ÉRTÉKELÉSE**

### **7.1 Bevezetés**

A tengervíz parti területeken történő behatolásának tanulmányozására több módszer is elterjedt: geofizikai, geokémiai vizsgálatok és a szimuláció. Az előbbi kettő csak a mérés kori, pillanatnyi helyzet felmérésére alkalmas, ezzel szemben a szimuláció során, a terepen mért adatok alapján, rekonstruálható a behatolás története, és előrejelzés is készíthető, valamint a tervezett intézkedések hatásai is megjósolhatók.

A geokémiai vizsgálatok lényege a vízben oldott anyagok mennyiségének meghatározása, de a sós, felszín alatti vizek kémiai összetétele a tengerparti víztartó rétegekben számos helyen eltér az egyszerű, konzervatív tengervíz-édesvíz keveréktől (Appelo C. A. J. és Geirnar W., 1991; Sukhija B. S. et al, 1996). Az ilyen eltérések kialakulhatnak a víz-kőzet kölcsönhatások miatt (Mercado A., 1985; Appelo C. A. J. és Postma D., 1993) vagy a felszín alatti szennyeződés miatt (Vengosh A. és Rosenthal E., 1994).

A víz-kőzet kölcsönhatások közül legfontosabb az ioncsere az agyagok felületén (Appelo C. A. J. és Willemsen A., 1987) valamint a karbonátok oldódása, kicsapódása (Fidelibus M. D. és Tulipano L., 1996). A konzervatív elemek és izotópok alkalmasak különböző keverékek arányának meghatározására (pl. Cl, Br, deutérium), míg más elemek a szilárd köztvázalóval való kölcsönhatás mértékéről nyújtanak információt (pl. B és Sr izotópjai).

### **7.2 Kémiai adatok**

A területen a kémiai vizsgálatokat 1997. május és 1998 decembere között végezték el. Két referenciamintát vettek a háttérérték meghatározása végett, a tengervíz Ras Iben Hané közelében, az édesvizet pedig a vizsgált területtől keletre található Alkabeer Alshamale folyó vizéből (Abed Rabo R., 2000). A termelő és egyben figyelő kutak helye a 13. ábrán látható. Ebben a munkában csak a két legjobban különböző hónap adatait használtam fel (1. mellékelt táblázata).

A vegyi összetétel mérése mellett, a talajvízszintet is regisztrálták; a vizsgálatokat az összes kútban egyidejűleg végezték. Az uralkodó szélirányt is meghatározták, májusban NyDNY-i, augusztusban DDNY-i volt. Májusban 28 mm, augusztusban semennyi csapadék sem hullt.

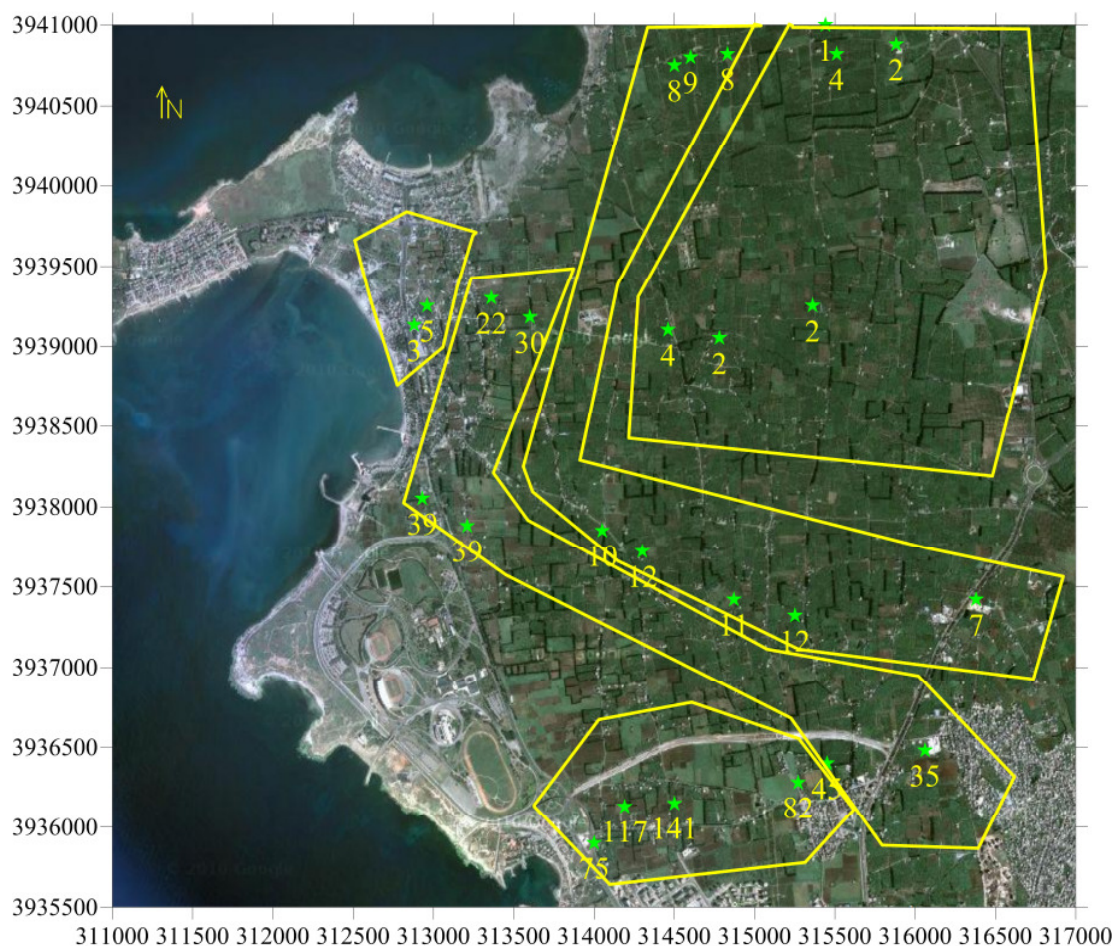
Itt kell megjegyeznem, hogy ezek a mérések sajnos hiányosak voltak, mivel a nitrát és foszfát koncentrációt nem mérték, és csak a klorid, nátrium, kalcium, magnézium koncentrációt és az összes só tartalmat használhattam fel. Ez alapján meghatároztam azokat a helyeket, ahol legtöbb tengervíz hatolt be a területre, majd kijelöltem a legoptimálisabb helyet a vízkivételre, ami a fő célom volt. A termelőkutak helyének kijelölésére a SAR kritériumot is használtam.

### 7.3 A tengervíz behatolással leginkább szennyezett területek

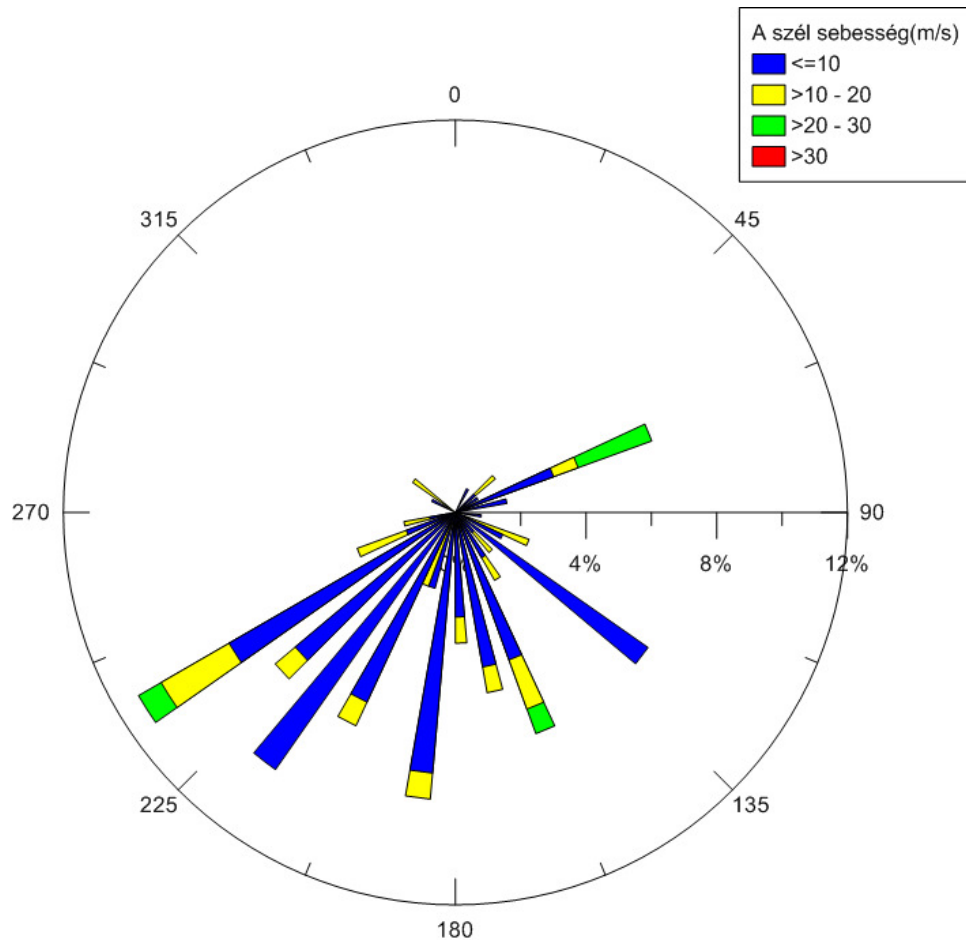
A klorid-ion egy gyakran használt környezeti nyomjelző, a szállított oldott anyag mennyiségének becslésére alkalmas. A vele végzett vizsgálatok során feltételezik, hogy a klorid egy stabil anion a talajvízben, és mennyiségét nem befolyásolja tengervíz – édesvíz keveredésekor ioncsere.

Így a klorid koncentrációjának mérésével hasznos információt nyerhetünk, mivel ez az anion nem adszorbeálódik a talajszemcsék felszínén száraz és félszáraz területen, valamint szabadon mozog a felszín alatti vizekkel.

A tengervíz behatolással leginkább érintett területek meghatározásához az augusztusban mért adatokat választottam. A klorid eloszlása a területen szélirányának változását követi ebben a hónapban, a legnagyobb mennyiségű klorid a déli és nyugati részeken figyelhető meg, míg a legkisebb az északkeleti részen (30.,31. ábra).



30. ábra A klorid koncentrációjának eloszlása a vizsgált területen  
(Cl<sup>-</sup> mmol/l ,koordináták méterben).



31. ábra A Szélirány a vizsgált területen (Abed Rabo R., 2000 után).

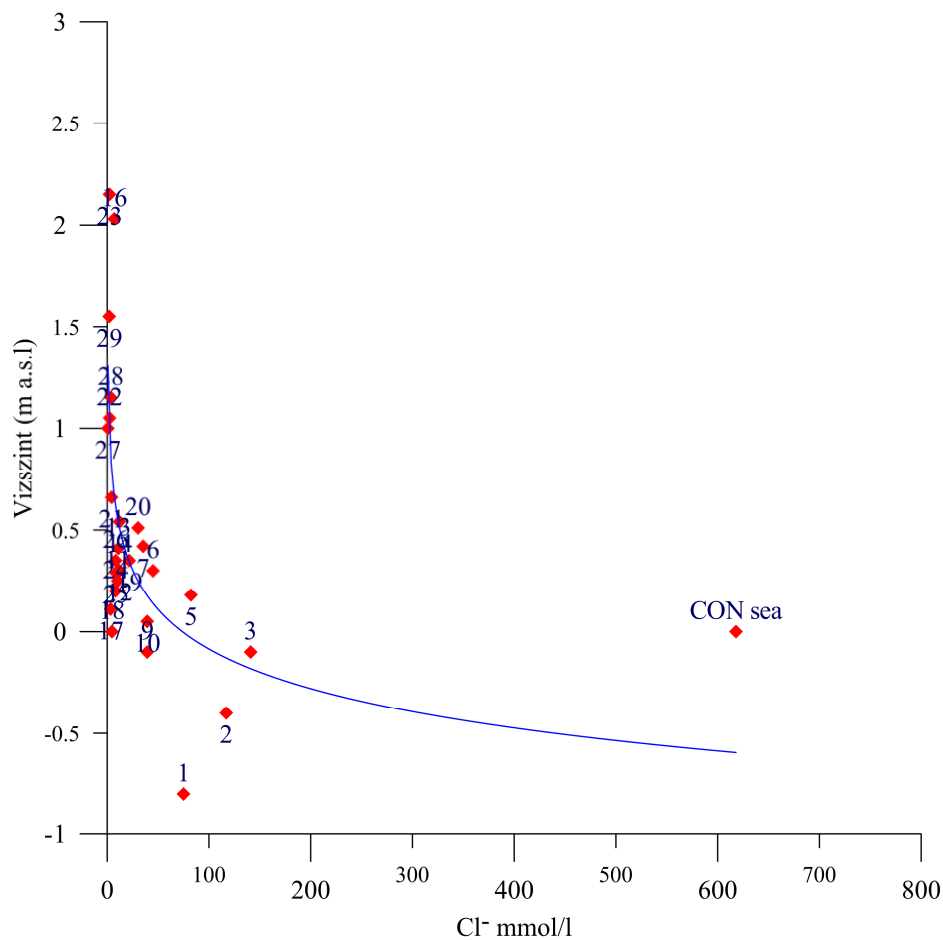
## 7.4 A klorid koncentráció és a talajvízszint közötti kapcsolat

Az édes víz kisebb sűrűségű, mint a sós víz, ezért az édesvízlencse "lebeg" a sós víz tetején. Nem éles határfelület választja el az édesvizet és a sós vizet. A valóságban kialakul egy kevert, brakk zóna. Ezt a csapadék évszakos változása, árapály és az emberi vízkivétel és a természetes áramlás okozza.

Az édes víz sűrűsége 1,0 g/l, míg a sós víz sűrűsége 1,025g/l. Ghyben-Herzberg egyenlet szerint, a parti víztartóban, ahol a sós víz behatol édes víz alá, ha egy métert emelkedik a talajvíz a tengerszint felett, a tengerszint alatt 40 m-rel süllyed a határfelület.

Más szóval, minél alacsonyabb a talajvíz szintje, annál feljebb áramlik a sós víz, és így a felszín közeli rétegekben nő a sótartalom. Emiatt is vizsgáltam a klorid koncentráció és talajvízszint közötti összefüggést.

A 32. ábra alapján látható, hogy a partközeli területeken, valamint a vizsgált terület délnyugati részén magas a klorid koncentrációja. Az ilyen magas klorid koncentrációk alacsony talajvízszintű helyeken jelennek meg, és itt kisebb a kitermelhető édesvíz mennyisége. Viszont a tengertől távolodva, különösen az északkeleti és a keleti régióban alacsony a klorid koncentrációja, mivel magasan áll a talajvíz. Ez a megfigyelés is alátámasztja, hogy déli és a tengerhez közeli területeken elhelyezkedő termelő kutakat át kell helyezni az északkeleti térségbe.



32. ábra.  $\text{Cl}^-$  koncentráció és a talajvízszint közötti kapcsolat: a déli részen, ahol a talajvíz szintje alacsony a klorid mennyisége nagyobb, míg az északi részen, ahol a talajvíz magasabban található, alacsonyabb a klorid koncentráció (a kék számok a kutak sorszámát jelentik).



## 7.5 SAR kritérium

A víz beszivárgása csökkenthető, ha a kalciumnál és magnéziumnál több nátriumot tartalmaz az öntözővíz. Az eljárás hatására  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ -sá válik a víz, és a feleslegben levő nátrium-ion kicsapódik. (Benz L. C. et al, 1961; Worcester B. K. et al, 1975).

A *SAR* kritérium (*Sodium Adsorption Ratio*) megmutatja a nátrium (Na) relatív koncentrációjának arányát a kalcium (Ca) és magnézium (Mg) ionok összegéhez képest. A *SAR* vizsgálatával ki lehet mutatni a lehetséges beszivárgási problémákat.

A *SAR* matematikailag a következő egyenlet alapján számítható a *SAR*:

$$SAR = \frac{Na^{+}_{meq/l}}{\sqrt{\frac{(Ca^{++}_{meq/l}) + (Mg^{++}_{meq/l})}{2}}} \quad (36)$$

, ahol a Na, Ca és Mg ionok koncentrációja (meq/l)

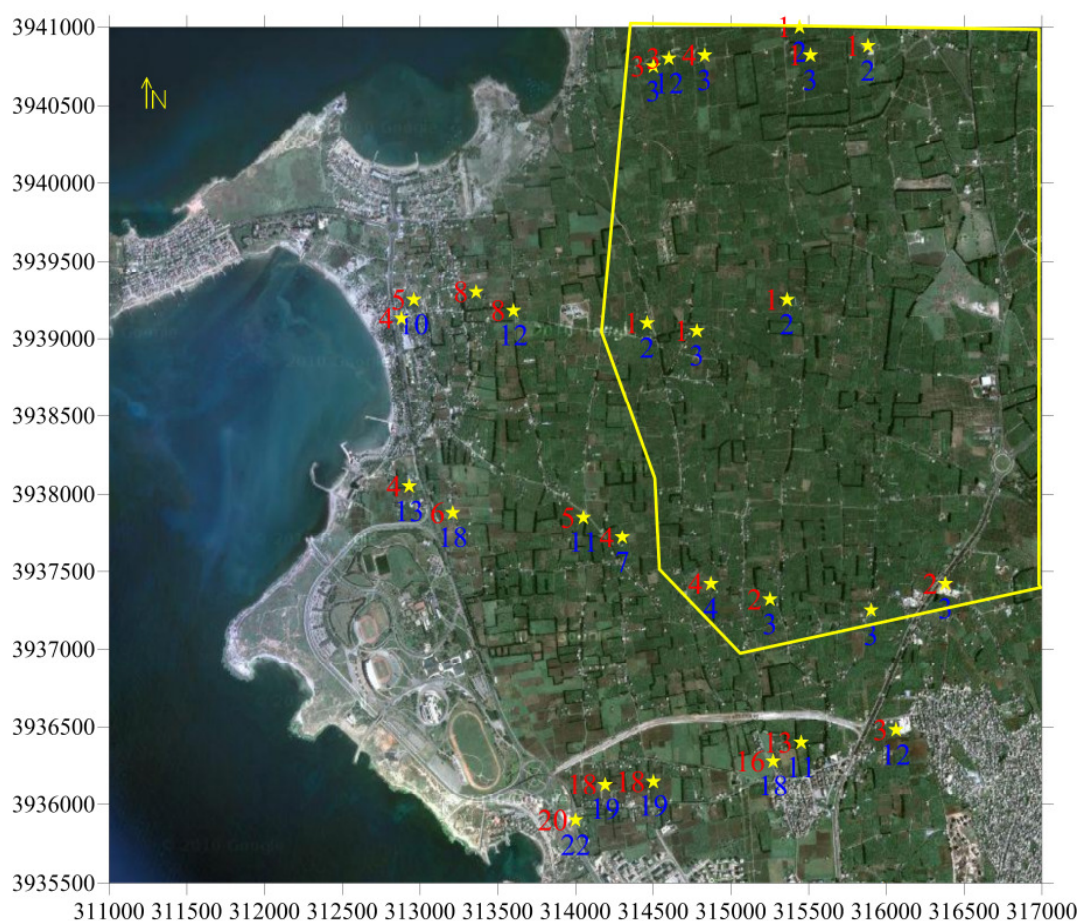
A 3. táblázatban látható az öntözővíz besorolása a nátrium adszorpciós arány (*SAR*) alapján.

A talajra veszélyesség	Víz minőség	SAR
Kicsi	Kiváló	<10
Közepes	Jó	10-14
Közepes	Elfogadható	14-18
Magas	Nem jó	18-26
Nagyon magas	Ártalmas (tilos használni)	>26

3. Táblázat A SAR kritérium alapján minősített öntözővíz (Abed Rabo R. 2000 után)

*SAR* értékek hasonló eloszlást mutatnak a  $Cl^-$ -dal, a kisebb értékek a keleti és északkeleti térségben figyelhetők meg, ami kisebb mennyiségű nátriumot és nagyobb mennyiségű kalciumot jelez, és ami ugyancsak a jó öntöző víz jelenlétét igazolja (32. ábra). *SAR* májusi értékei a legtöbb kútban magasabbak voltak, mint az augusztusiak. A *SAR* értékeinek eloszlása is egyértelműen kapcsolatban van a széliránnyal. Ez a tény is azt támasztja alá, hogy a vízpermet sótartalmát is vizsgálni kellene, ugyanis a széllel jövő só mennyisége is befolyásolhatja a talajvíz összetételét.

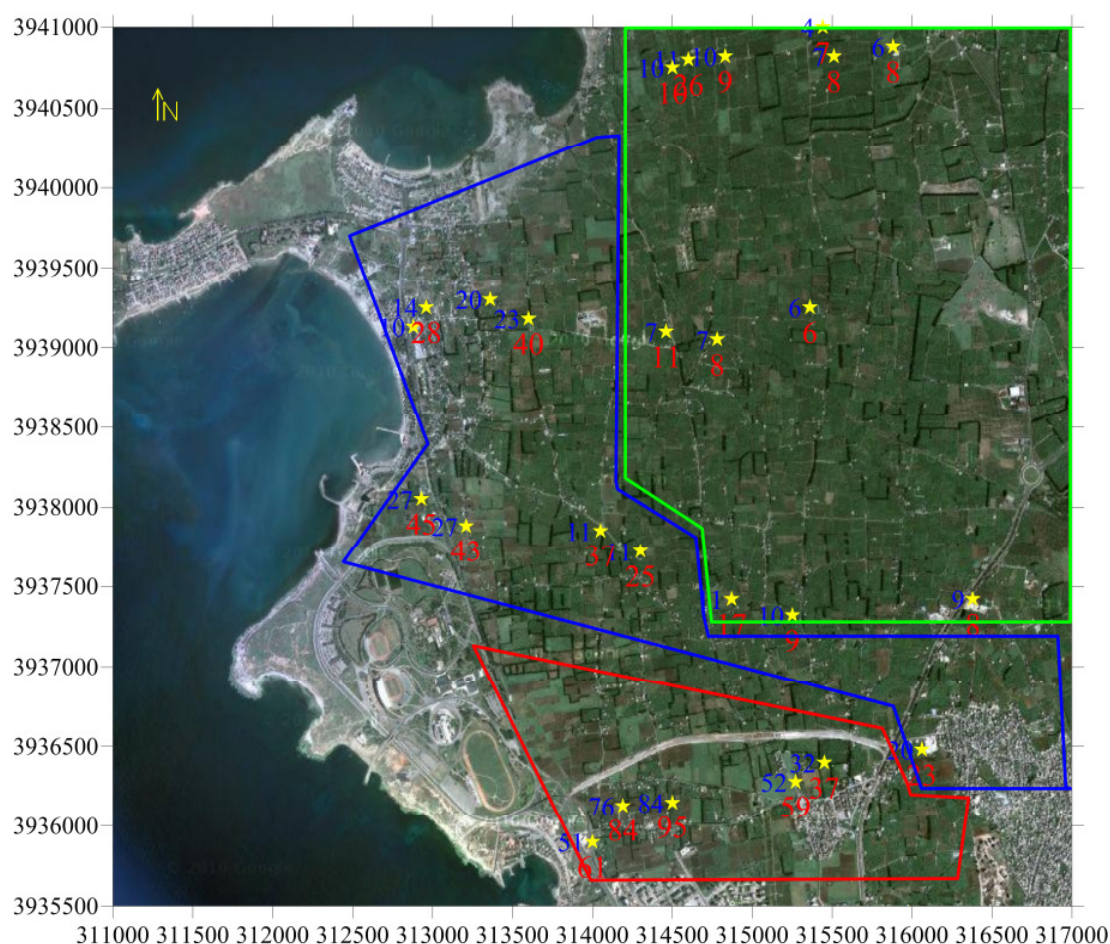
A 33. ábrán levő *SAR* paraméter magas értékei a tenger közeli álló régióban, valamint a délnyugati területen fordulnak elő. A 3. táblázattal összehasonlítva megfigyelhetjük, hogy a rendelkezésre álló víz ebben a régióban túl sok nátriumot tartalmaz, és ezért alkalmatlan öntözésre, míg a tengertől távolodva a nátrium koncentrációja csökken, a kalciumhoz és a magnéziumhoz képest, a víz minősége jelentősen javul, főleg az északkeleti régióban. A nátrium adszorpciós vizsgálatok is alátámasztják, hogy vízkivételeket át kellene helyezni a keleti és északkeleti területre.



33. ábra *SAR* eloszlása a vizsgált területen, a kék számok mutatják a májusi, míg a piros számok az augusztusi értékeket, a sárga vonallal jelölt terület mutatja a javasolt víztermelő területet.

## 7.6 Az oldott só koncentrációja a vízkitermelő terület meghatározására

Ahhoz, hogy biztosan meghatározzam az ideális vízkivételi területet, megvizsgáltam, milyen típusú víz van a vizsgált területen. Három eltérő víz típusú területet határoltam le, az első a déli rész, ahol a víz  $\text{NaCl}$  típusú mind májusban, mind augusztusban (34. ábra). Ezen a területen a vízkivételt javasolom megszüntetni. A második térség az északkeleti, ahol a víz  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  típusú, amely a legjobb helyeket képviseli vízkivétel szempontjából. A harmadik területen, két szélső eset között váltakozik évszakonként, itt a kutak hozamának csökkentését ajánlom.



34. ábra *TDS* eloszlása és a víz típusa a vizsgált területen: a zöld területen állandó vízminőségű,  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  típusú víz van, a kék területen a víz minősége évszakonként változik, a vörös területen  $\text{NaCl}$  típusú víz található, itt vízkitermelést be kellene szüntetni. ( $\text{TDS} \cdot 100 \text{ mg/l}$ , a kék számok mutatják az augusztusi, míg a piros számok a májusi értékeket, koordináták méterben).



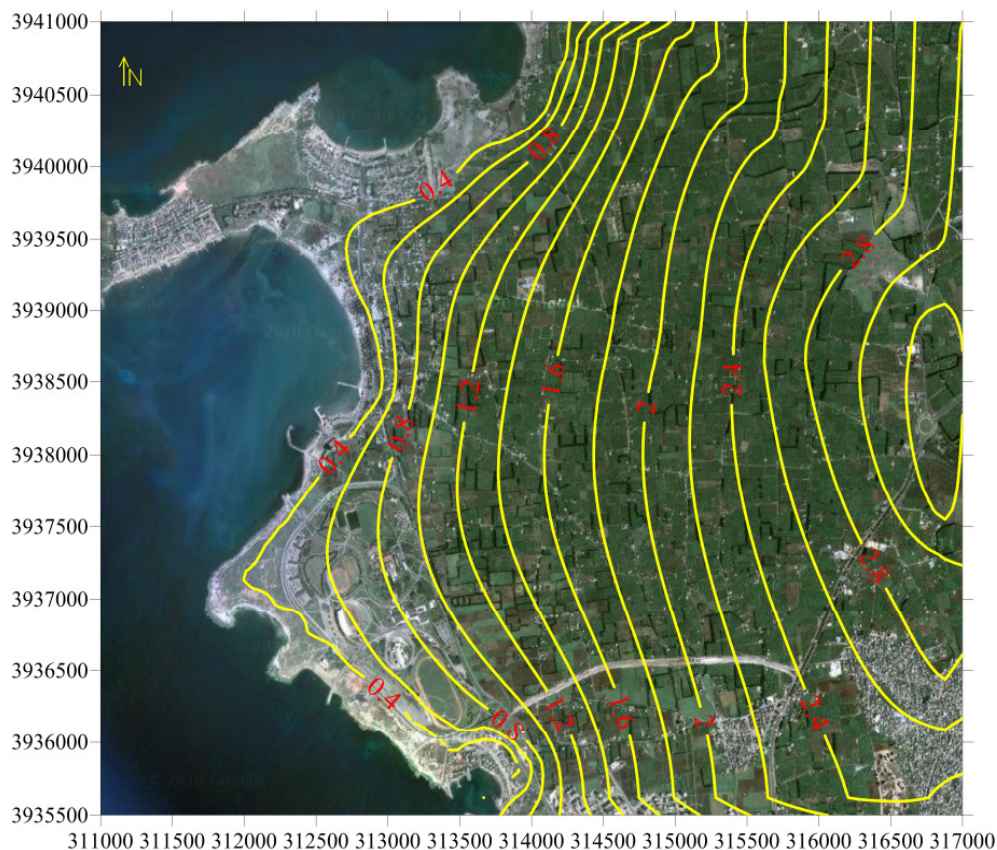
## VIII. TENGERVÍZ BEHATOLÁS VALAMINT A JAVASOLT MEGOLDÁSOK MODELEZÉSE

### 8.1 A tengervíz behatolásnak szimulációja 2010-ig

A modell kalibrálásával, (a számított adatok és a megfigyelt adatok összehasonlásával) a modell használhatóvá vált a folyamatok lehetséges következményeinek becslésére, a lehetséges megoldási eljárások hatásainak tesztelésére.

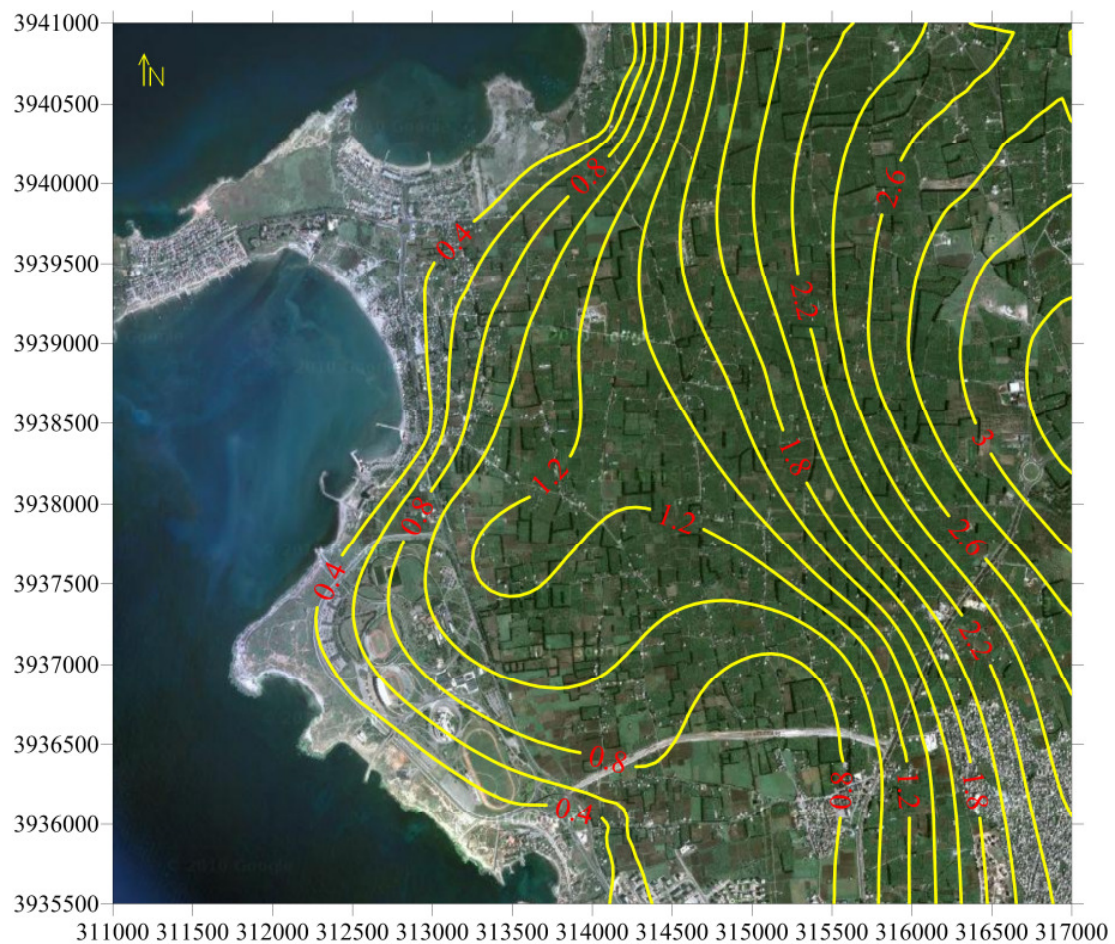
Az első futtatás során 1997 májusától 2010-ig zajló folyamatokat szimuláltam, majd a szimuláció eredményét, mint bemeneti értéket, használtam a jövőbeni folyamatok következményeinek előrejelzésére.

A hidraulikus esés Damsarkho alföldön nyugati irányú, az 1997. májusi felmérés szerint, a tengertől legtávolabb 3,5 m-en állt a talajvízszint a tengerszint felett (35. ábra).



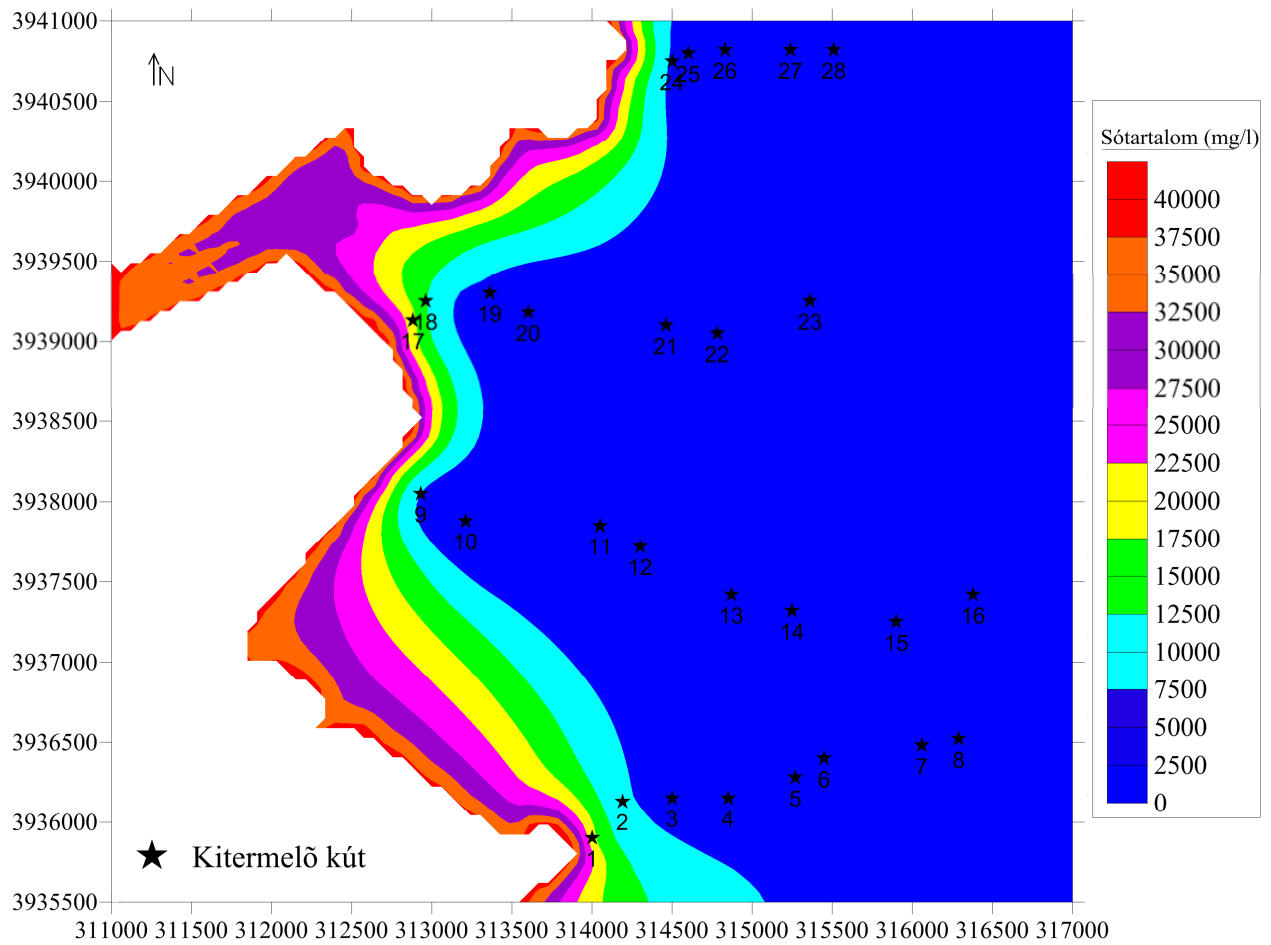
35. ábra. Mért talajvíz szintek Damsarkho alföldön 1997 májusában.

13 évvel a kezdő időpont után, a modellszámítások alapján a hidraulikus gradiens továbbra is a tenger felé mutatott, de a délnyugati területen olyan nagymértékű depresszió alakult ki, hogy az a tengervíz behatolását okozta ezen a területen (36. ábra).



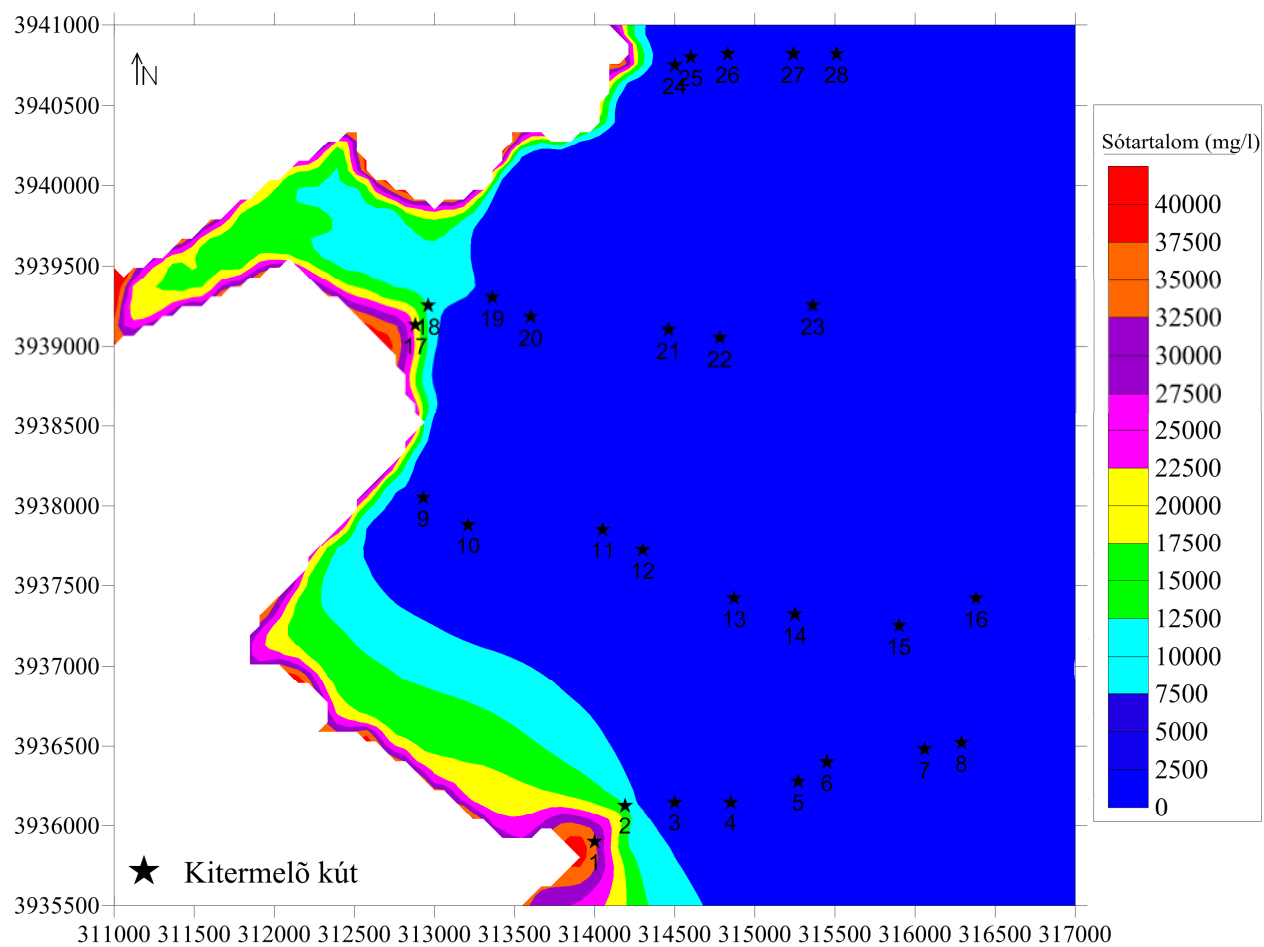
36. ábra. Számított talajvíz szintek Damsarkho alföldön 2010 augusztusában.

A talajvíz magas sótartalma miatt, különösen a tenger közelében, 1997-ben alkalmatlan volt öntözésre (37. ábra). (Abed Rabo R. 2000).



37. ábra. 1997 májusában mért só koncentrációkból szerkesztett térkép.

2010-re a modellszámítások szerint a sótartalom a mészkő víztartóban három kút (1, 17 és 24-es) környezetében nőtt meg jelentős mértékben. Itt a legnagyobb mértékű a tengervíz behatolás (38. ábra). A mostani adatokkal nem rendelkezem, így nem tudtam a modellt validálni.



38. ábra A 2010 augusztusára számított só tartalom a területen .

## 8.2 A sósvíz behatolás elleni védekezési lehetőségek Damsarkho alföldön

Számos módszer használható a tengervíz behatolása ellen, a felszín alatti vízkészletek védelme érdekében. Fő elvük az édes, felszín alatti víz mennyiségének növelése és a sós tengervíz mennyiségének csökkentése: Munkámban szimuláltam a következő megoldási lehetőségeket: a felszín alatti gátakat, édesvíz visszasajtolást, és a termelő kutak áthelyezését (Allow K., 2011c).

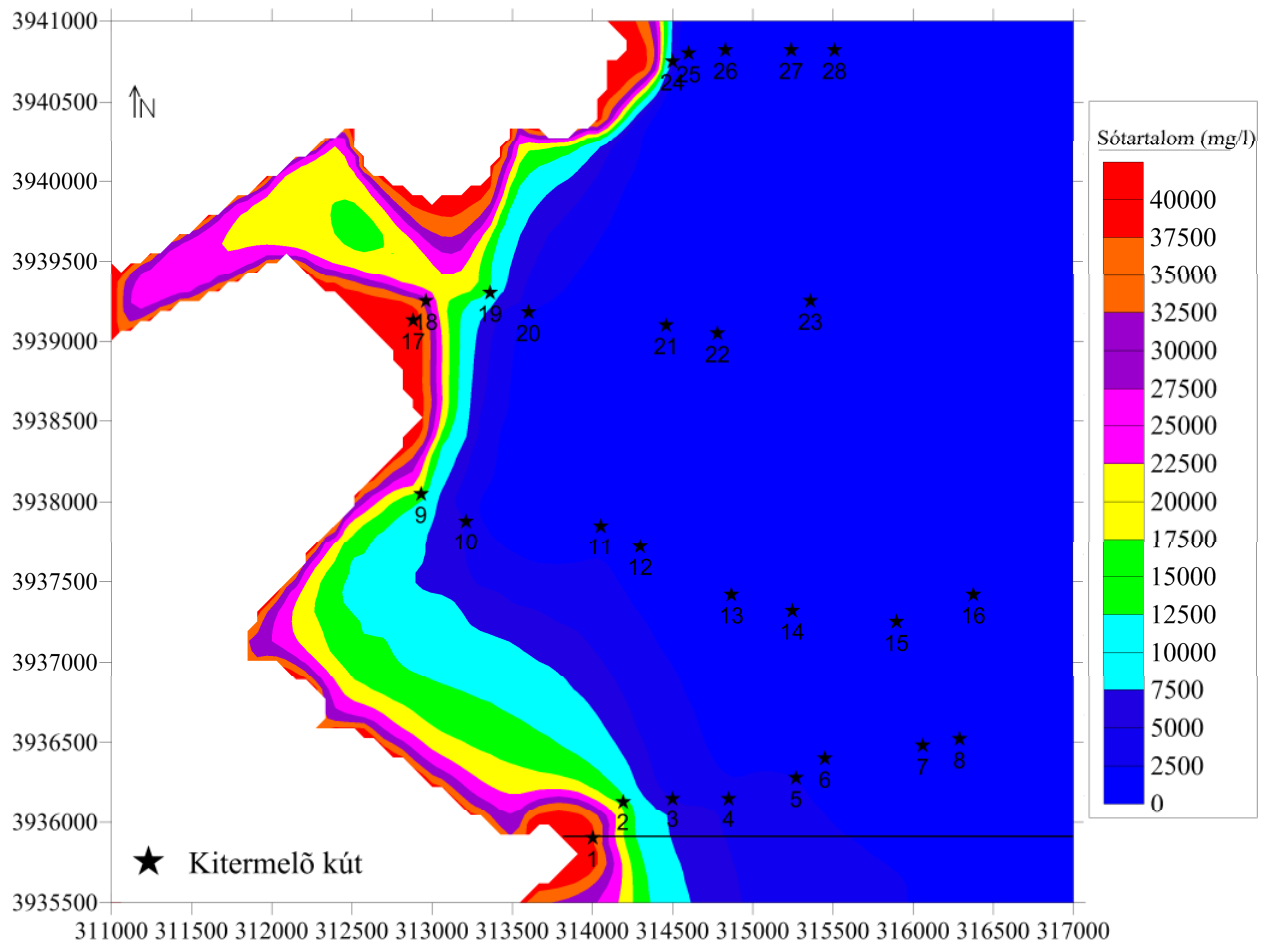
### 8.2.1 A várható helyzet beavatkozás nélkül

A lehetséges megoldások szimulációja előtt megvizsgáltam, hogy milyen helyzet alakul ki, ha folytatódik a túltermelés, mindenféle beavatkozás nélkül.

Ennek érdekében a modellt 2010-től 2020-ig tartó időszakra futtattam, a maradó beszivárgás értékeit a 2010 alacsony csapadék értékei alapján határoztam meg (minden további szcenárió vizsgálata esetén hasonlóan), a kutak hozamán és természetesen a hidraulikai paramétereken nem változtattam.

A szimuláció alapján megállapítottam, hogy a sótartalom az alföld minden részén tovább növekedett, a legnagyobb értékek tengerpart közelében fordultak elő. A sós víz behatolás iránya teljesen egyértelművé vált (1, 2, 3, 17, 18 és 24 kutak) (39. ábra), itt akár a 40 g/l-t is elérheti, ha a kitermelés hasonló ütemben folytatódik.

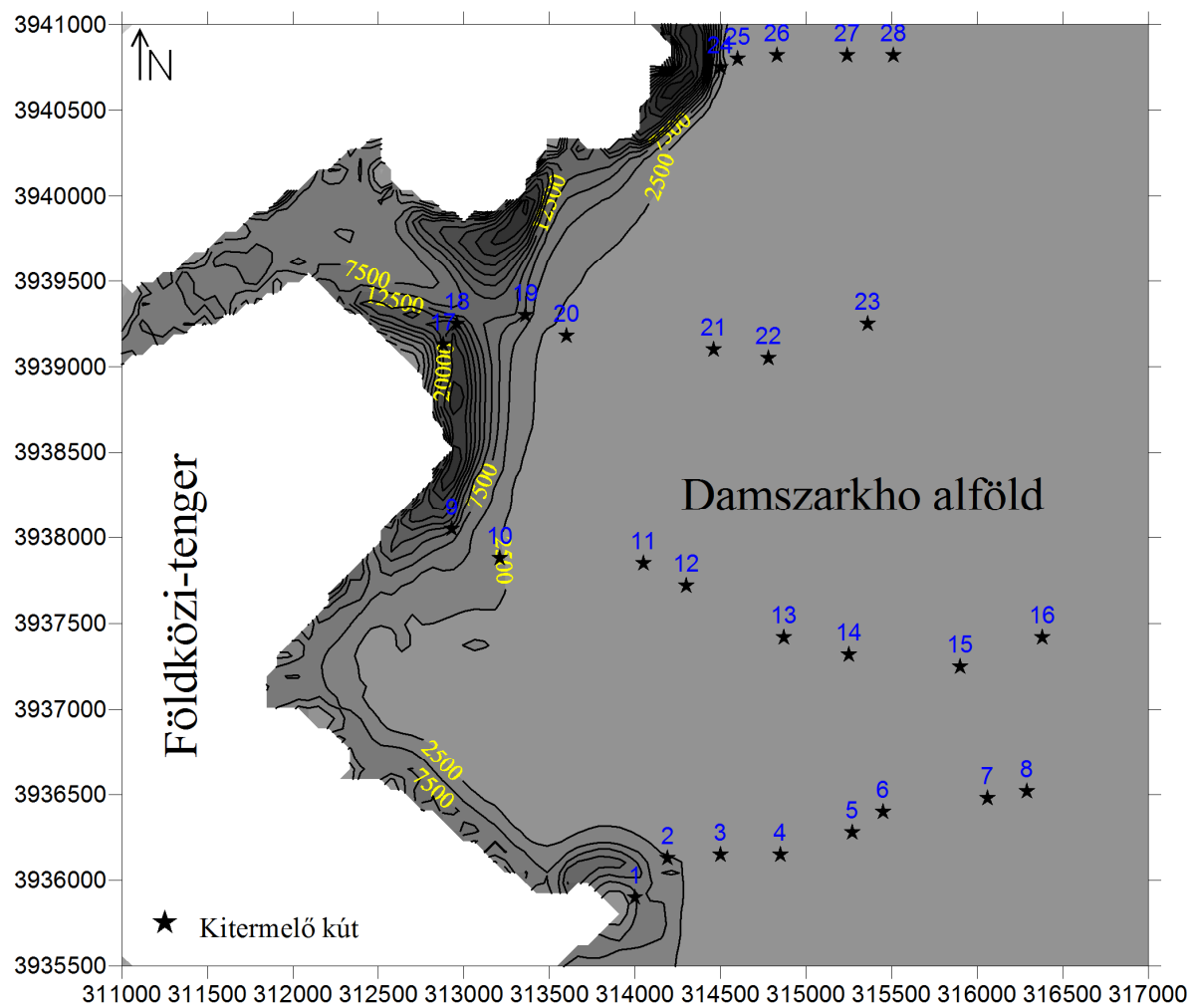
A sótartalom eloszlását mind az öt rétegben a 41. ábra mutatja. Ez alapján elmondhatom, hogy minél mélyebben helyezkedik el egy réteg, annál nagyobb a sótartalma, és a tengervíz behatolás mozgása jól látható a kutak felé.



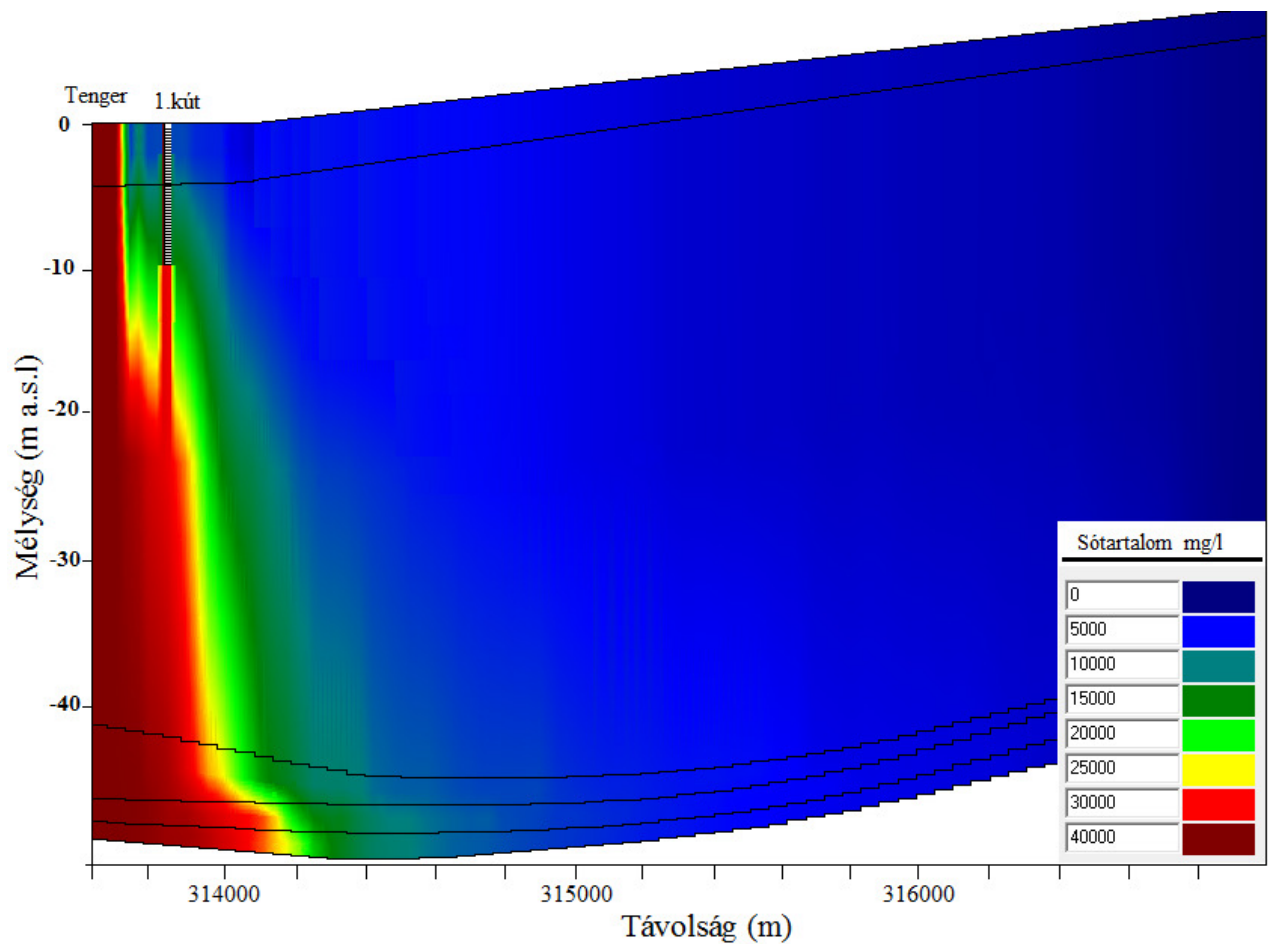
39. ábra. Számított sótartalom a területen 2020 augusztusában, a tengervíz behatolás a 2010-es helyzethez képest különösen a délnyugati depressziós tölcseknél nőtt meg.

A sótartalom 2020-as és 2010-es állapot különbségét a 40. ábrán ábrázoltam. Ez alapján elmondható, hogy a sótartalom különösen a parthoz közeli területeken (1.,2., 9.,10., 17.,18., kutaknál) növekedett meg, mértéke kelet fele haladva csökken.





40. Ábra A 2020-as és 2010-es állapot közti sótartalom-különbség: leginkább a partközeli, nagy mértékű termeléssel jellemezhető területen nőtt meg a sótartalom.

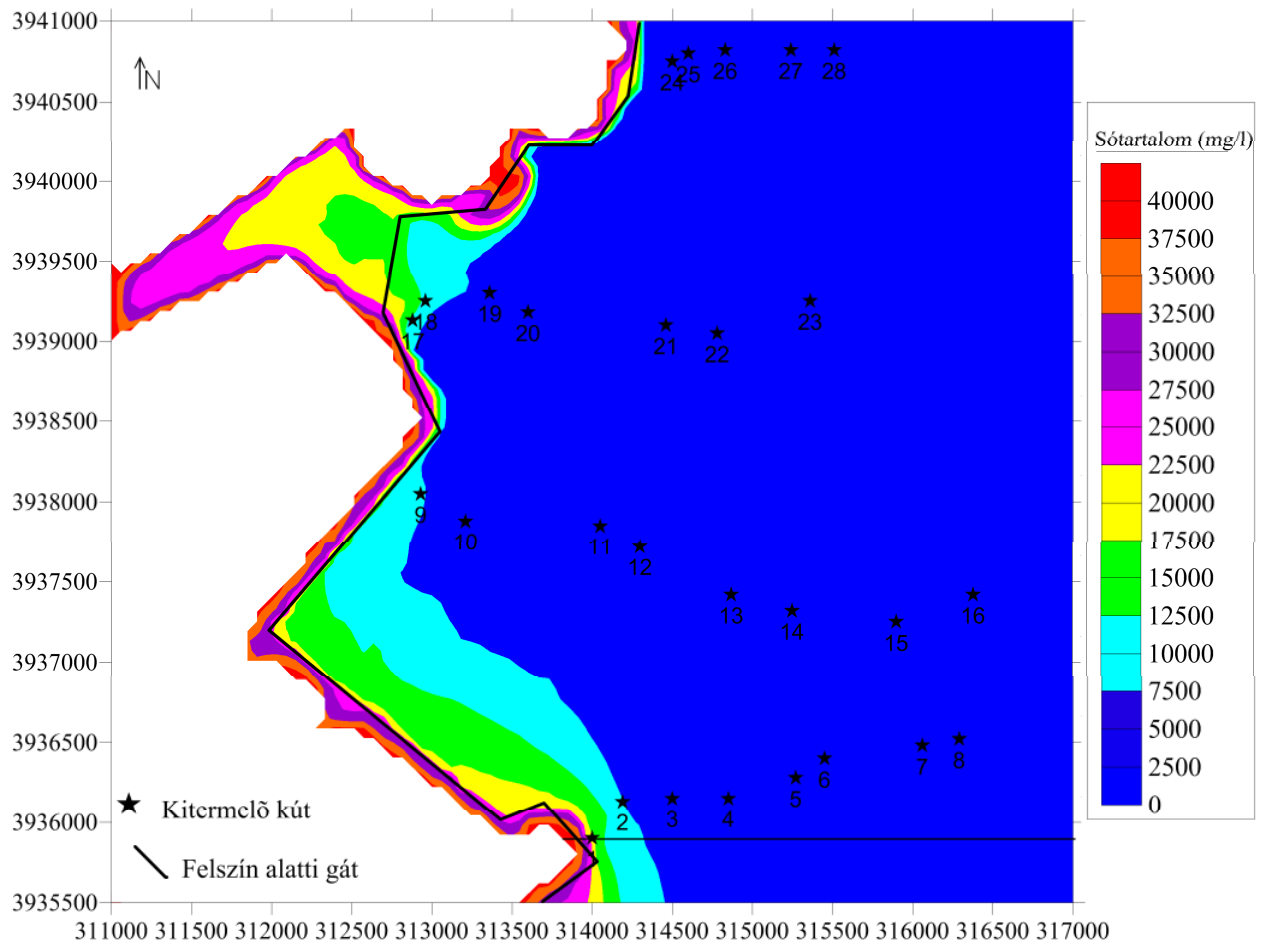


41. ábra. A számított sótartalom megoszlása a modellrétegekben, 2020 augusztusában, a 40g/l koncentrációjú sós víz elérte az első kutat is. A szelvény helyét a 38. ábrán tüntettem fel.

### 8.2.2 Felszín alatti gát használatával

A felszín alatti gát (vastagsága 1m, és a szivárgási tényező 0,0001 m/nap, a második rétegtől kezdve az ötödik réteig) telepítése után, megfigyeltem, hogy az a tengervíz behatolását nagymértékben csökkenti, sőt néhány helyen vissza is szorult a tengervíz (42. ábra).





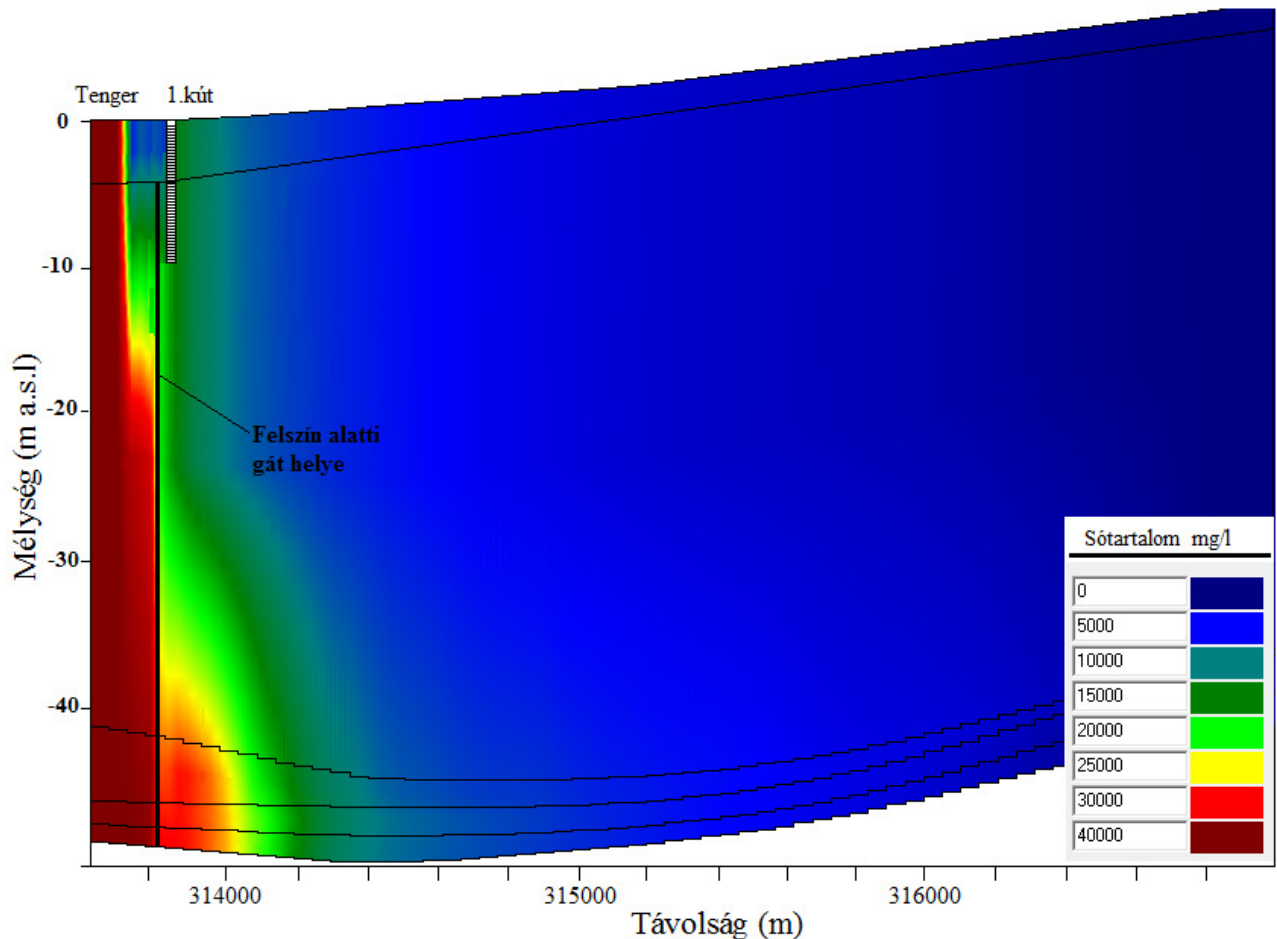
42. ábra. Számított sótartalom a területen 2020 augusztusában, a felszín alatti gát használata után: a tengervíz behatolása kisebb mértékű lett, különösen az említett három helyen (1, 17 és 24-es kutak) összehasonlítva beavatkozás nélküli helyzettel.

A különbség a felszín alatti gát használata és beavatkozás nélküli helyzetek között az egyes kút felett húzott szelvényen látható (43. ábra), és ez alapján megerősíthetem a következőket:

- 1- A felszín alatti vizek sótartalma jelentősen csökkent az első kút és a felszín alatti gát között.
- 2- A sótartalom csökkenését megfigyeltem minden rétegben, de ez a csökkenés a negyedik és ötödik rétegben kisebb volt, mint a többiben.
- 3- A sókoncentráció értéke a gát felső részén sokkal kisebb, mint az alul.

Az eredmények szerint azt mondhatom, hogy a felszín alatti gát használata az egyik legjobb

megoldás, amely megakadályozza a sósvíz behatolását a régióba, azonban tekintettel arra, hogy a fal mögött a talajvízszint megemelkedik, ez egy kétélű kard, mivel ennek következtében a terület elmocsarasodhat, és így a felszín alatti gátat szivárgó árokkal kellene kombinálni.



43. ábra. A 2020 augusztusára számított sótartalom eloszlása a rétegekben felszín alatti gát használata esetén. A 40 g/l sós víz nem jelenik meg az egyes kútban, a sótartalom csökkenése a második mészkő rétegben igen jól megfigyelhető. A szelvény helye a 42. ábrán látható.

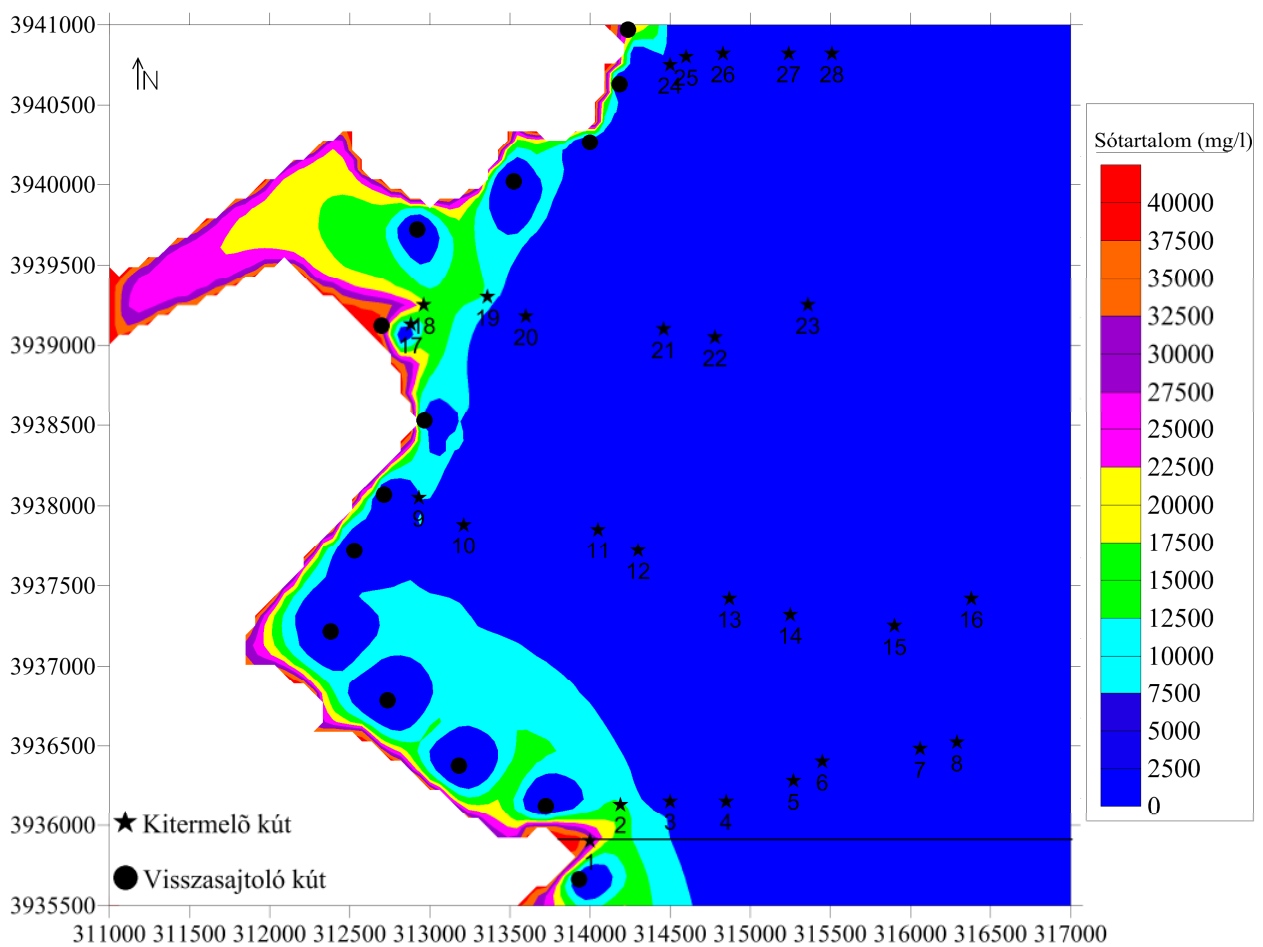
### 8.2.3 Visszasajtoló kutak használatával

Világszerte elterjedt, hogy visszasajtoló rendszereket alkalmaznak a sósvíz behatolás megakadályozására. A módszer elve az, hogy a visszasajtoló víz növeli a kút körüli nyomást, és így a talajvíz megemelkedik a tenger szintjéhez képest (Ghyben W. B., 1888; Herzberg A., 1901).

A modellbe sekély kutakat telepítettem a tenger és a termelő kutak közé, melyek szűrője – 5 és – 40m között volt, a vízáadó rétegeknek megfelelően, egymástól 500 m távolságra. A visszasajtolási

hozam  $250 \text{ m}^3/\text{nap}$  kutanként. A visszasajtoló kutak hatékonysága számos tényezőtől függ, ezek közül a legfontosabb a szűrőzés helye és hossza, a visszasajtoló víz mennyisége, valamint az érintett réteg szivárgási tényezője.

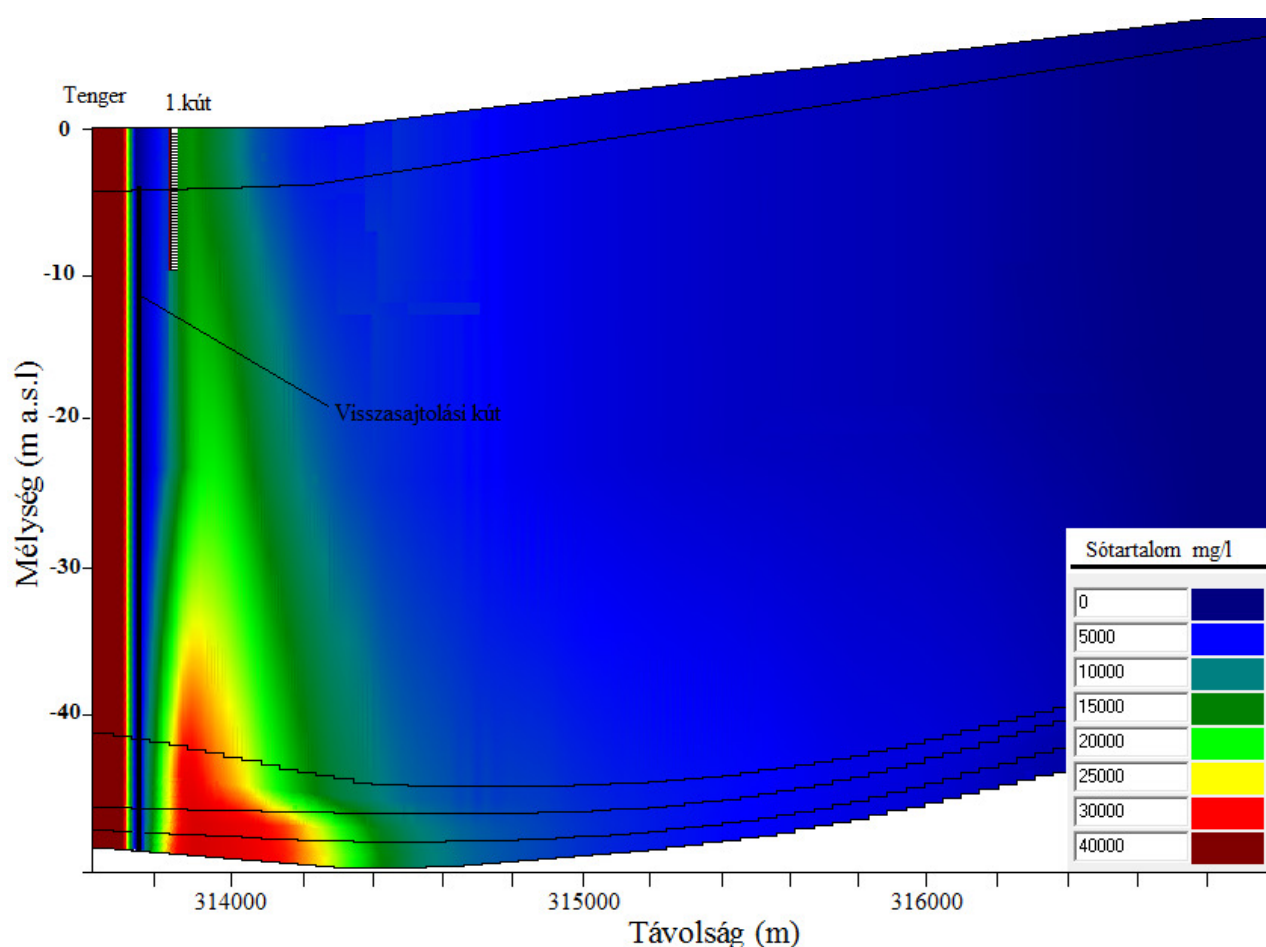
A visszasajtolási rendszer hatásának szimulációja után, megfigyeltem a legszennyezettebb helyeken a sótartalom csökkenését (44. ábra). A számított adatok szerint a visszasajtoló kutak környezetében a talajvíz minősége javult; ez azt jelenti, hogy az adott módszer a vízádo „mosására” is alkalmas.



44. ábra. 2020 augusztusára számított só tartalom a területen visszasajtoló kutak használata esetén: a tengervíz behatolás kisebb mértékű lett az említett három helyen (1, 17, és 24-es kutak) összehasonlítva beavatkozás nélküli helyzettel. A víz minősége visszasajtoló kutak körül jeéentősen javult.

A különbség a visszasajtoló kutak használata utáni és a beavatkozás nélküli helyzet között az egyes kúton keresztül húzott szelvényen látható (45. ábra), és ez alapján a következőket állapíthatom meg:

- 1- A felszín alatti vizek sótartalma jelentősen csökkent, és ez a csökkenés nagyobb volt, mint a felszín alatti gát használata esetén.
- 2- A felszín alatti gát használatához hasonlóan a sótartalom minden rétegben csökkent, különösen a második rétegben, annak nagyobb vastagsága és szivárgási tényezője miatt.



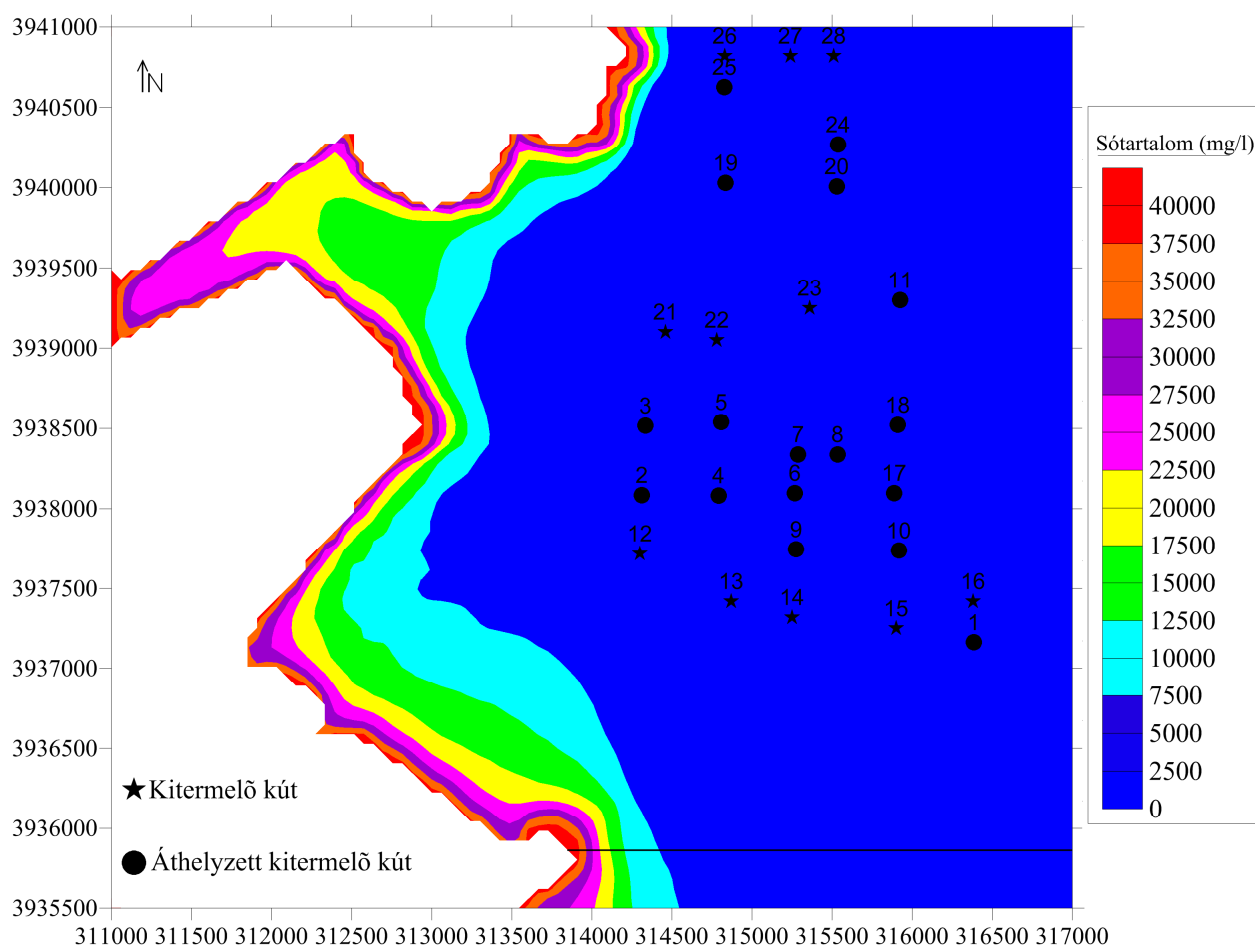
45. ábra. A számított sótartalom eloszlása az egyes kúton keresztül húzott szelvény mentén 2020-ban, visszasajtoló kutak használata esetén: a 40g/l koncentrációjú sós víz nem jelenik meg az egyes kútban, a sótartalom legnagyobb csökkenése a második vízadó rétegben a legjelentősebb. A szelvény helye a 44. ábrán látható.

#### 8.2.4 A termelő kutak áthelyezésével

A termelő kutak áthelyezését széles körben használják, hogy korlátozzák tengervíz behatolását. Tehát a kitermelő kutak szétterítése (áthelyezése) az egész medencében csökkentheti a depresszió mértékét a szivattyúzott zónákban, és így csökkenti a tengervíz behatolás mértékét.

A kémiai adatok SAR módszerrel történő elemzése alapján is alátámasztottam, hogy a déli és a tengerhez legközelebbi szivattyúzott kutákat át kellene helyezni az északkeleti térségbe.

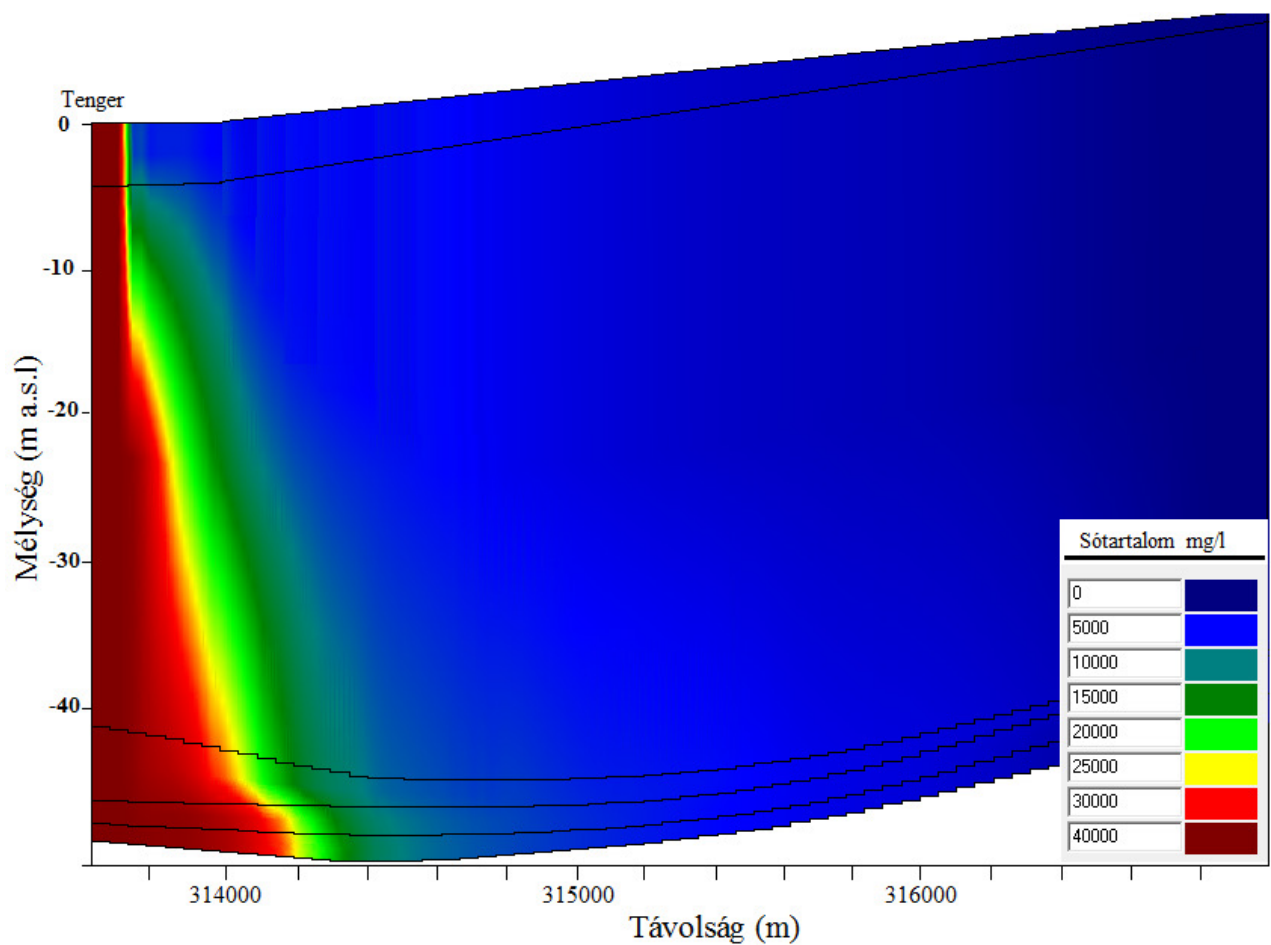
A modellben ezeket a kutakat áthelyeztem az új, tengertől messzebb fekvő helyre, és az eredeti hozamot hagytam meg. E szerint a szcenárió szerint ez a megoldás is hatékony 46. ábra, azonban nehézségként jelenik meg a valóságban a kitermelt víz átszállítása a délnyugati részre.



46. ábra. 2020 augusztusára számított sótartalom eloszlás a területen a termelőkutak áthelyezése esetén: a tengervíz behatolás mértéke csökkent az említett három helyen (1, 17, és 24-es kutak).

A különbség a kutak áthelyezése utáni és a beavatkozás nélküli helyzetek között az egyes kúton keresztül húzott szelvényen látható (47. ábra), és ez alapján a következőket állapíthatom meg:

- 1- A felszín alatti vizek sótartalma jelentősen csökkent, és a csökkenés egyértelmű volt a tenger közelében.
- 2- A felszín alatti gát használatához hasonlóan, a sótartalom minden rétegben csökkent (nem olyan mértékben mint a felszín alatti gát használata esetén, de ez a második rétegben volt a legnagyobb, a nagy vastagság és a nagyobb szivárgási tényező miatt.



47. ábra. A számított sótartalom eloszlása az egyes kúton keresztül húzott szelvény mentén 2020-ban, a termelő kutak áthelyezése esetén: a 40g/l koncentrációjú sós víz nem jelenik meg az egyes kútnak, a sótartalom legnagyobb csökkenése a második mészkő rétegben a legjelentősebb.

A szelvény helye a 46. ábrán látható.

### 8.2.5 Kombinált megoldás

A területen lévő vízádók kémiai adatainak elemzése után kiderült, hogy a terület dél-nyugati régiójában valamint a tenger közelében a víz minősége nem felel meg az öntözésre. Figyelembe véve, hogy a felszín alatti gát, bár beépítése után nem igényel emberi beavatkozást ugyanakkor a déli részen az alsó vízádóban csak lassan csökken a sótartalom, így egyes vízkutak áthelyezésével kombináltam a felszín alatti gátat.

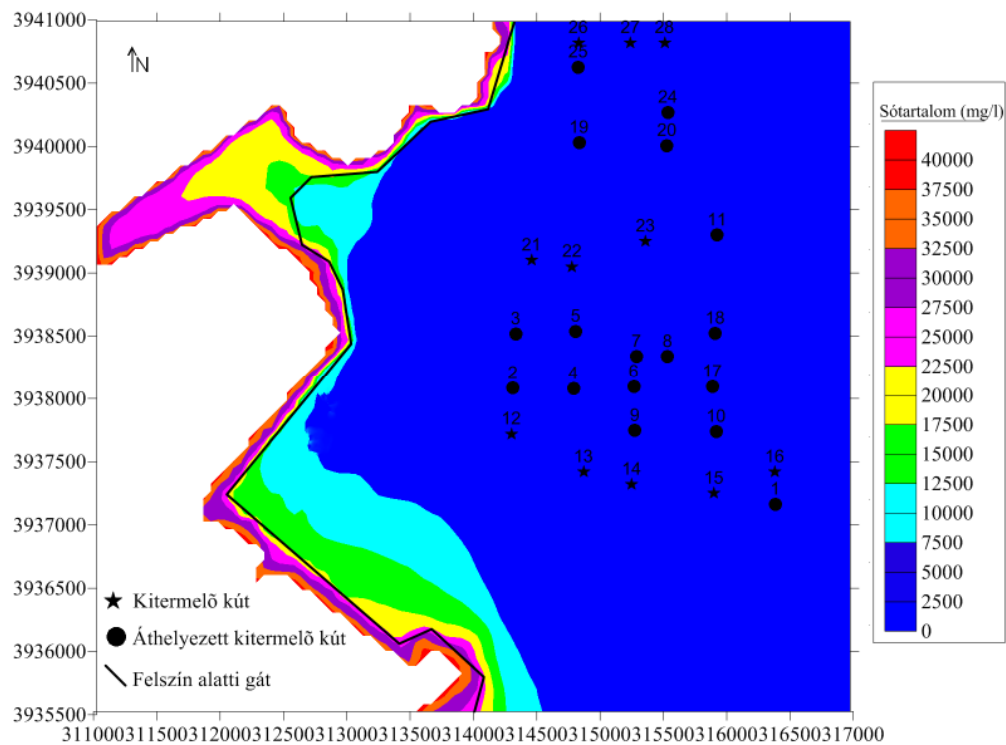
A felszín alatti gátat, melynek vastagsága 1m, szivárgási tényezője 0,0001 m/nap, a második rétegtől az ötödik réteig telepítettem a modellbe. Továbbá a vizsgált terület déli, tengerhez legközelebbi szivattyúzott kutjait áthelyeztem az tengertől messzebb fekvő északkeleti térségbe az eredeti hozamok meghagyásával (48. ábra).

A kombinált megoldás hatásának szimulációja után, megfigyeltem, hogy a nagy sótartalmú területen (délnyugati tengerparthoz közeli zóna) a sótartalom csökkent (48. ábra). A számított adatok szerint a kombinált megoldás után a talajvíz minősége javult; ez azt jelenti, hogy az adott módszer jobb megoldásnak számít, mint az említett módszerek külön-külön történő alkalmazása.

A különbség a beavatkozás nélküli és a kombinált megoldás használata utáni helyzetek között a számított víz mérlegből olvasható ki (3. Melléklet). Ezek alapján a következőket állapítottam meg:

- 1- A felszín alatti vizek sótartalma jelentősen csökkent, és ez a csökkenés nagyobb volt, mintha külön-külön alkalmaztuk volna a két megoldást.
- 2- A felszín alatti gát használatához hasonlóan a sótartalom minden rétegben csökkent, különösen a második rétegben, annak nagyobb vastagsága és szivárgási tényezője miatt.
- 3- Több víz szivárgott a területbe a keleti határon keresztül (édesvíz), mint a tengerből származó után pótlódás.

Összességében megállapítható, hogy ez a megoldás a legköltségesebb, ugyanakkor a leghatékonyabb az összes alkalmazott módszer közül és fenntartása is olcsó!



48. ábra. 2020 augusztusára számított sótartalom a területen a kombinált megoldás használata esetén: a tengervíz behatolás kisebb mértékű lett a tengerhez közeli térségben, összehasonlítva beavatkozás nélküli helyzettel.



## 8.2.6 A megoldások eredményeinek összehasonlítása

### 8.2.6.1 Sótartalom

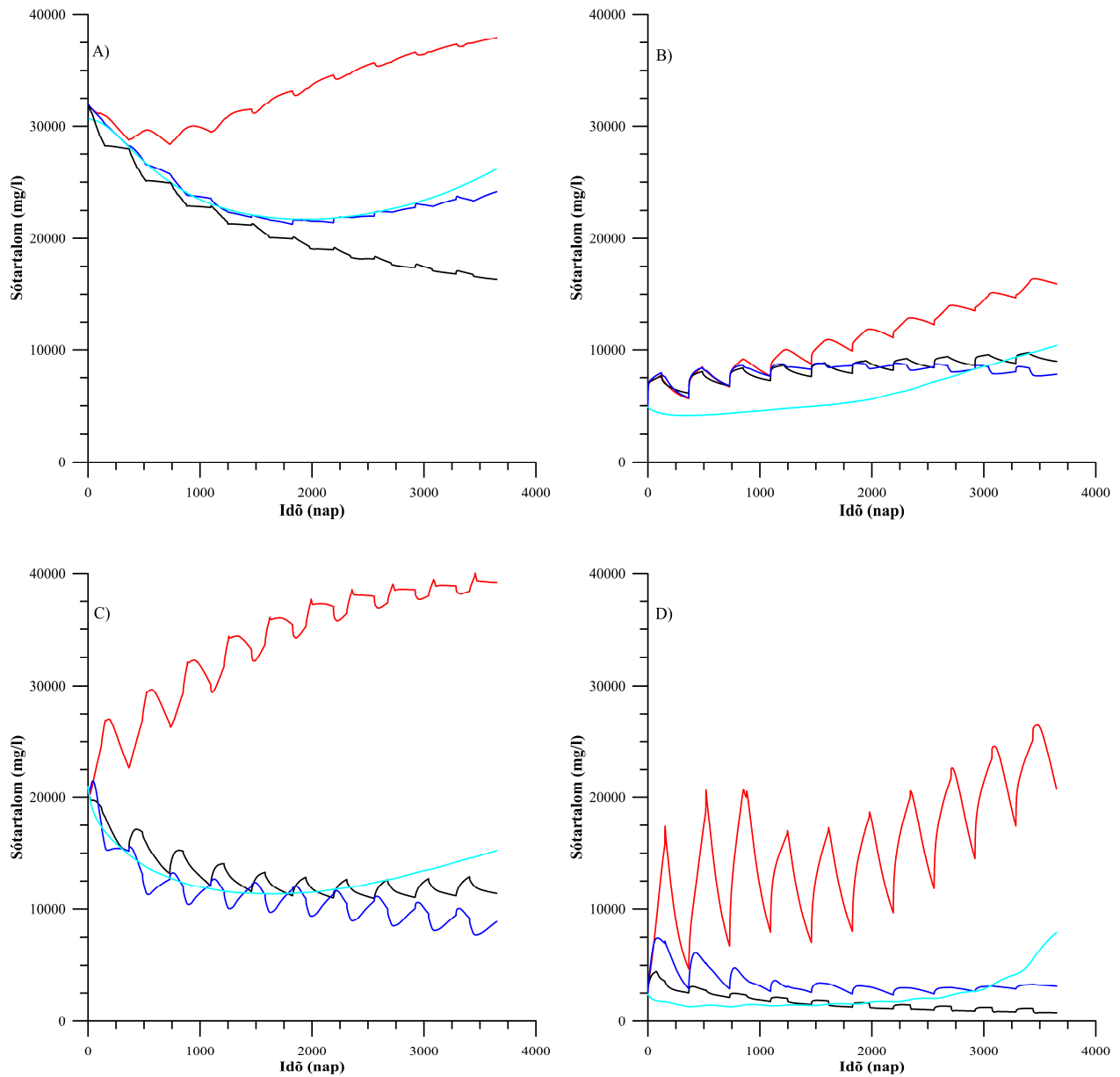
Annak érdekében, hogy összehasonlítsam a lehetséges megoldásokat egymással és a beavatkozás nélküli helyzettel valamint, hogy kövessem a sótartalom csökkenését, négy pontot kiválasztottam az 1., 17., 9. és 24. kutak alatt. A sótartalom változását ezekben a pontokban követtem tíz évig mind a négy esetben. 49. ábra.

Az ábrán látható, hogy a fent említett egyetlen megoldásokkal a part menti mészkő vízáradóban a felszín alatti vizek sótartalma csökkenthető, és a tengervíz behatolása megállítható az 1. kút körül. A felszín alatti gát építése okozza a legnagyobb változást (30.200 mg/l-ről 10.500 mg/l-re). A visszasajtoló kutak illetve a vízkivétel helyének áttelepítése ugyan csökkenti sókoncentrációt, de csak kisebb mértékben, és az 8 év után ismét növekedni kezd.

A 9. kútnál a sótartalom növekedése a beavatkozás nélküli helyzetben kisebb mértékű volt, mint az 1. kútnál. Itt is a felszín alatti gát a leghatékonyabb a többi megoldáshoz képest. A szivattyúzott kutak áthelyezése esetén 8 év után itt is növekedés figyelhető meg, ami nem jelentkezik a többi eljárás használata esetén.

A 17. kútnál a különbség – hasonlóan az 1. kúthoz – igen nagy a kezeletlen helyzethez képest, akár 30.000mg/l sótartalom csökkenés elérhető. A termelés helyének áthelyezésekor itt is 8 év után növekedésnek indul a sókoncentráció.

A 24. kútban a koncentráció alakulása a 9. kúthoz hasonlít. A különbség nem olyan jelentős a beavatkozás nélküli helyzethez képest, itt is a felszín alatti gát a leghatékonyabb megoldás.



49. ábra. (A az 1. kút, B a 9. kút, C a 17. Kút, és D, a 24. kút) A számított sótartalom összehasonlítása az említett megoldások használatával, és a beavatkozás nélküli helyzettel az idő függvényében. (A piros vonal a beavatkozás nélküli helyzetet, a kék vonal a visszasajtolással, a világoskék a kutak áthelyezésével, míg a fekete vonal a felszínelatti gáttal szimulált helyzetet jelentik). A sótartalom csökkenése nyilvánvaló minden megoldás esetén, összehasonlítva a beavatkozás nélküli helyzettel, ez a csökkenés folytatódik az időben, kivéve a termelés áthelyezése kapcsán, amikor is a sókoncentráció növekedni kezdett 8 év után.

### 8.2.6.2 Víz mérleg

A megoldások hatékonyságát vizsgáltam a belépő tengervíz mennyiségének összehasonlításával is (2 és 3 Melléklet).

A modellben a legfontosabb víztartó rétegbe, a második rétegbe (mészkő) 2020. augusztusig belépő sós víz mennyisége a beavatkozás nélküli helyzetben  $30350 \text{ m}^3$ , a felszín alatti gát használata után  $1395 \text{ m}^3$ , a visszasajtoló kutak használata után  $5456 \text{ m}^3$ , a vízkivétel súlypontjának áthelyezése után  $7161 \text{ m}^3$ , míg a kombinált megoldás használata után  $1071 \text{ m}^3$  volt. Tehát a belépő sós tengervíz csökkenése a mészkő víztartóban 95%, 80%, 76% ,96% volt a fenti sorrendben.

A teljes modellezett térrészbe történő tengervízbelépés mennyisége a következők szerint alakult: beavatkozás nélküli helyzetben  $79.868 \text{ m}^3$ , a felszín alatti gát használata után  $7.744 \text{ m}^3$ , a visszasajtoló kutak használata után  $13.476 \text{ m}^3$ , a termelő kutak áthelyezése után  $22.407 \text{ m}^3$ , míg a kombinált megoldás használata után  $6.525 \text{ m}^3$  volt.

A javasolt megoldásokat hatékonyságuk szerint rangsoroltam: leghatékonyabb a felszín alatti gát, majd a tisztított víz visszasajtolása és végül a kitermelő kutak a kémiai összetételét tekintve öntözésre alkalmas helyre való áttelepítése.

	Bekerülési költségek	Üzemeltetési költségek	Hatékonyság
Felszín Alatti Gát	Nagy	Nincs	95%
Kutak Áthelyezése	Nagy	Közepes	76%
Visszasajtolás	Nagy	Nagy	80%
Kombinált megoldás	Nagy	Közepes	96%

3. Táblázat A megoldások összehasonlítása

A gazdasági szempontból, a javasolt megoldások előnyeit és hátrányait részletesebben 3. fejezetben említettem.

A felszín alatti gát megvalósítására több technika alkalmas, költségei a szükséges mélységtől, és gát anyagától (ettől függ a szivárgási tényezője) függ. A gát kialakítása során mindig kell nyílásokat elhelyezni, hogy mögüle kijuthasson a víz, különben a mentett oldalon mocsár alakulhat ki.

Az édes víz visszasajtolásához, az édesvizet biztosíthatnak vagy a tengerparttól messzebb újabb kutak fúrásával, vagy a vizsgált területtől keletre található a folyóból vagy tóból. Harmadik forrásként tisztított szennyvíz merülhet fel. E módszer költsége a kialakítandó kutak számától, a visszasajtolandó víz mennyiségétől és szállítási távolságától, valamint a kutak karbantartási igényétől függ.

A kitermelő kutak áthelyezése esetén, az új kutak fúrásán kívül, költségként merül fel az édesvíz szállítási költsége.

### 8.2.6.3 Végkövetkeztetések

Dolgozatom legfontosabb eredményeit pontokba összefoglalva:

1- A sós víz behatolás mértékét, a sós víz termelő kutakba való elérési idejét leginkább a szivárgási tényező határozza meg.

A szivárgási tényező a kőzetekben igen változékony, és egy adott típusú kőzetben is váltakozhat helyről-helyre. A területen előforduló három vízáadó kőzet (mészkő, homokkő, és kavics) közül mind a mészkőben, mind a homokkőben jelentős inhomogenitások lehetnek (akár 4, 5 nagyságrendű) ami az elérési időt is nagyon nagymértékben befolyásolja.

2- Az elérési idő az effektív porozitással közel egyenes arányban változik, 10 %-os porozitásig kissé jobban nő az elérési idő, mint afelett.

Az ismert kőzetek effektív porozitás értékei 1% és 20% között változnak, a három előforduló kőzet közül a kavicsban a legnagyobb ez az érték. A mészkőben akkor lehet ilyen magas, ha karsztosodott. Azonban a területen megtalálható kőzetek reálisan megválasztott effektív porozitás értékei nincsenek komoly hatással az elérési időre, ha a szivárgási tényező nagyobb, mint 1 m/nap. De alacsonyabb szivárgási tényezők esetén az effektív porozitás már nagyobb mértékben befolyásolja az elérési időt.

3- A fajlagos tárolási tényező különböző értékeinek nincs jelentős hatása az elérési időre zárt tükrű rétegben, nyílt tükrű rétegben azonban, alacsony szivárgási tényezőnél nagymértékben befolyásolja azt.

Nagy szivárgási tényezőnél, és zárt réteg esetén nem számít a fajlagos tárolási tényező értéke; a szivárgási tényező csökkenésével 0,01 1/m érték alatt az elérési idő kezd exponenciálisan növekedni. Víзреkesztőkben azonban a fajlagos tárolási tényező is egy érzékeny paraméter.

4- A fajlagos vízleadás különböző értékeinek nincs jelentős befolyása az elérési időre, amikor a szivárgási tényező nagyobb, mint 1 m/nap.

A modell futtatása után megállapítottam, hogy ennek a paraméternek a hatása a legkisebb a behatolási sebességre, így nem számít, milyen a fajlagos hozam értéke, ha a szivárgási tényező nagyobb, mint 1 m/d, azonban ez alatt az érték alatt az elérési idő exponenciálisan növekszik.

5- A klorid eloszlása a területen két paramétertől függ, a tengertől való távolságtól és az uralkodó széliránytól. Ezt módosítja a víztermelés miatti sós víz behatolás. A legnagyobb mennyiségű klorid a déli és nyugati részekben figyelhető meg ahol a talajvízszint a legalacsonyabb, míg a legkisebb az északkeleti részen ahol a talajvízszint a legmagasabb.

A Cl<sup>-</sup> időbeli változása kétféle mintát követett a vizsgált kutakban. Néhány kútban időben nagymértékben változott a klorid koncentrációja, más kutakban viszont majdnem állandó értékek alakultak ki. A partvonalhoz legközelebb eső kutakban volt a legnagyobb változás, míg a

partvonalától legtávolabbi kutakban a klorid koncentrációja közel állandó. A legnagyobb koncentrációk kialakulását az uralkodó szélirány is befolyásolta.

6- A vízázóban a tengeri eredetű sótartalom fordítottan arányos a talajvízszinttel.

A klorid koncentráció és a talajvízszint közötti kapcsolatról, megállapítottunk, hogy a terület déli részén, ahol a talajvíz szintje alacsony a klorid mennyisége nagyobb, míg az északi részén, ahol a talajvíz magasabban áll, alacsonyabb a klorid koncentráció. Ezt a tényt a Ghyben-Herzberg egyenlet is alátámasztja.

7- A SAR kritérium és a víztípus alapján az ideális vízkivételi terület, a Damsarkho alföld közepe valamint a keleti és északkeleti része.

A sósvíz behatolás megakadályozására megoldás a kitermelő kutak áthelyezése, a kémiai adatok értékelése alapján az alföld közepe valamint a keleti és északkeleti részén a víz SAR értéke 1-4 intervallumba esik, ami nagyon jó minőségű  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_+$  típusú vízre utal, ami öntözési szempontból nagyon előnyös.

8- A felszín alatti gát használatával a bejövő sósvíz 95%-kal csökkenne a kezelés nélküli helyzethez viszonyítva.

Egy 1 m vastagságú,  $10^{-5}$  m/s résfal a part mentén tenger felől behatoló sósvíz 95%-kal csökkentené. Ez a hatás az összes kútban vízminőség javulást okozna.

9- A visszasajtoló kutak használata után a bejövő sósvíz a fő vízázóban (mészkő) 80%-kal csökkenne, de ennek a megoldásnak hátránya a visszasajtolandó édes beszerzésének nehézsége.

Ha a visszasajtoló kutakat a termelő kutak és a tenger közé, egymástól 500 m távolságra helyeznénk el, és a kitermelő kutakkal egyszerre működnének a bejövő sósvíz csökkenése gyorsan észlelhető lenne a kitermelő kutakban. A visszasajtolás leállítása után ismét emelkedne a sótartalom, de nem érné el a visszasajtolás előtti helyzetet.

10- A kutak áthelyezése esetén a sósvíz mennyisége a figyelő pontokon jelentősen lecsökkenne az első években, de utána emelkedni kezdene, de a végállapotban így is 76%-kal alacsonyabb lenne, mint a kiindulási időszakban.

Ez a megoldás főként a déli részen hatékony, ahol a vízminőség nem jó az öntözésre. Itt több kutat fel kell hagyni és helyettük újakat fúrni a parttól távolabb, és ez által mindenképpen jobb minőségű vizet kapnánk, és bejövő sósvíz mennyisége is 76%-kal csökkenne.

11- A kombinált megoldás esetén több víz jönne be a területre a keleti határon keresztül (édesvíz), mint a tengerből származó utánpótlódás. Ez a megoldás a legköltségesebb, ugyanakkor a leghatékonyabb az összes alkalmazott módszer közül.

12- Hatékonysági, gazdaságossági szempontok alapján a felszín alatti gát használatát javaslom.

## ***IX. SUMMARY***

Coastal aquifers serve as major sources for freshwater supply in many countries around the world, especially in arid and semi-arid zones. Many coastal areas are also heavily urbanized, a fact that makes the need for freshwater even more acute. Coastal aquifers are highly sensitive to disturbances. Inappropriate management of a coastal aquifer may lead to its destruction as a source for freshwater much earlier than other aquifers which are not connected to the sea. The reason is the threat of seawater intrusion.

In many coastal aquifers, intrusion of seawater has become one of the major constraints imposed on groundwater utilization. As seawater intrusion progresses, existing pumping wells, especially those close to the coast, become saline and have to be abandoned.

A number of different measures have been used to control seawater intrusion and to protect the groundwater resources. The main principle of protection is to increase the volume of fresh groundwater and reduce the volume of saltwater. There are various means for preventing saltwater from contaminating groundwater sources such as subsurface barriers, artificial recharge, and relocation of abstraction wells.

The coastal plain of the Damsarkho is currently experiencing seawater intrusion owing to an irrational exploitation of the aquifer through wells of different types and depths and with different pumping rates.

Damsarkho Plain is characterized by the presence of good aquifers, which consist of loose sands, gravelly sands, sandstone, limestone, and sandy gravelly clay; these deposits are in direct connection with the seawater.

A threat of sea water intrusion started at the beginning of the seventies, and at the beginning of the agricultural growth, the interest of this problem didn't exceed reports and general recommendations.

With the time the demand for water has increased, and the number of unlicensed wells has increased also, where they were randomly extracting the groundwater, leading to aggravation of the problem more and more.

All of that led to decrease of elevations of groundwater and therefore decrease the abundance of fresh water, that flowing seaward. The measurements indicated that the groundwater levels in some wells were lower than the sea and, of course, this caused the sea water to move on to the land through the permeable formations. The gradual increase of salinity has been noted by farmers, especially in summer caused by the increased pumping, where the salinity reached 3 g/l at that time.

The phenomenon of salinization had neglected, which led to death of 35% of citrus trees and destruction of large areas which cultivated by fruit trees and crops, and the deterioration of the physical and chemical properties of soil because of the high-concentrations of sodium ions in the water of wells.

The main source of water for irrigation in this plain is rain water and water from wells. In winter, the dependence is usually on rainy water for irrigation but in summer it is on groundwater.

The area about 40 km<sup>2</sup>, (6 km, 5.5 km), an average topographic slope is about  $i=0.0043$ , while the elevations range from zero at the sea coast to 20 m, at the eastern limit of this area.

Damsarkho area has mild humid climate with a rainy season from September to May. With an average annual rainfall is about of 800-1000 mm. The average temperature in the region of is about 19.4 C°, while the lowest value was 0 C° in February and the highest was 38.5 C° in September, and generally in August there is the highest temperature in the year and in February there is the lowest one. Average relative humidity is between (60 – 75) %, which increases in summer and decreases in winter.

The proportion of total average of evaporation rate is about 12 % of the rainfall. The wind direction changes by season, in winter prevail north-eastern winds, and in summer southwest winds, the rate of wind's speed ranging from 13 m/s in winter to 7 m/s in summer.

The main aims of my research are the followings:

- Comparison of the results and the interpretation of the unjustified studied phenomenon of seawater intrusion in the Syrian area in the Syrian and international literature.
- Collection of needed data for simulation of the occurrence of Syrian seawater intrusion, using the best programs for this purpose.
- Building of hydrodynamic model that can be used to describe the current situation and forecasts of the seawater intrusion in studied area.
- Simulation of the known solutions in international literature for this problem on the basis of the data in the studied Syrian area, and investigating their effects on the intrusion of seawater.

To study seawater intrusion in coastal areas there are some popular methods such geophysical, geochemical investigation, and simulation, the former methods just detect the present and extend of intrusion, while the simulation which depend on the data and information from those



investigations, can represent the future and past of intrusion in addition to build best scenarios for prevention and management of ground water in coastal aquifer.

The SEAWAT program was developed to simulate three-dimensional, variable-density, transient ground-water flow in porous media. The source code for SEAWAT was developed by combining MODFLOW and MT3DMS into a single program that solves the coupled flow and solute-transport equations. SEAWAT reads and writes standard MODFLOW and MT3DMS data sets, although some extra input may be required for some SEAWAT simulations.

Depending on the processing of the hydro geological data of the studied area, interpretation of the chemical data, and simulations by SEAWAT software, the following I have confirmed the following conclusions:

1- The extent of seawater intrusion, and the access time of seawater to reach pumping wells basically depends on the hydraulic conductivity.

The hydraulic conductivity of the rocks is very changeable, and in the same type of rock can vary from place to place. Among the three common aquifer rocks (limestone, sandstone, and gravel) the limestone and sandstone can be significant inhomogeneities, which significantly affect the access time.

2- The effective porosity and the access time is directly proportional, under 10% porosity the access time increases slightly better than above 10% porosity.

The value of effective porosity of the known rocks is between 1% and 20%, among the three rocks the gravel has the largest value. The limestone can have high value, if it is karst. However, the realistic values of effective porosity of the rocks that can be found in the area has no significant effect on the access time when the hydraulic conductivity greater than 1 m/day. But at lower hydraulic conductivity it has greater impact.

3- The different values of specific storage have no significant effect on the access time when the aquifer is confined, but in the unconfined aquifer, it greatly affects the access time.

In the case of large hydraulic conductivity, and confined aquifer it does not matter how much the specific storage, as the hydraulic conductivity decreases the difference can be shown after the value 0.01 1/m, where the access time begins to grow exponentially. In the case of unconfined aquifer however, the specific storage is a sensitive parameter.

4- The values of specific yield have no significant influence on the access time when the hydraulic conductivity is greater than 1 m/day.

After running the model, I found that this parameter has the lowest effect, so no matter what the specific yield value is when the hydraulic conductivity is greater than 1 m/d, but if it is lower, the

access time increases exponentially. However, if the values of the hydraulic conductivity in the area are greater than 1 m/d so this parameter can be neglected.

5- The distribution of chloride in the area varies according to the prevailing wind direction, the maximum amount of chloride can be observed in the southern and western parts, and the smallest in the north-eastern part.

The variation of  $\text{Cl}^-$  distribution through time had two types in the tested wells. In some wells the chloride concentration greatly changed, in the other wells almost constant values were found. Wells closest to the shore line had the biggest change, while in the most distant wells from the shoreline, the chloride concentration were close to a constant value.

6- The value of marine salinity increases in the coastal aquifer, while the groundwater levels decrease.

From the relationship between chloride concentration and groundwater levels, I found that in the southern area where the water table is low, the higher amount of chloride happened, while the northern part, where the groundwater levels is higher, lower the chloride concentration happened. This fact is also supported by Ghyben-Herzberg equation.

7- Depending on SAR Criteria and the type of water, the ideal abstraction area, is in the middle, in the east and in the north-eastern part of the plain.

For the prevention of the seawater intrusion the relocation of extraction wells could be a good solution, according to the evaluation of chemical data, the value of SAR in the water in the middle, north-eastern and east parts of the plain is in 1-4 interval, which is very high quality  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)^+$  type water for irrigation purposes.

8- After using the subsurface barrier the incoming seawater would be reduced by 95% compared to the situation without treatment.

The subsurface barrier (1m thick  $10^{-5}$  m/s) was set as well in the model, it has good impact on the incoming saltwater from the sea, since the incoming seawater decreased, this decrease is observed in all wells, according to the water balance, this decline was 95%.

9- After using re-injection wells, the incoming seawater into main aquifer (limestone) would be reduced by 80%, but the disadvantage of this solution is the difficulty of obtaining fresh water for reinjection.

I have set the reinjection wells between the production wells and the sea, 500 meters away from each other and they operate at the same time with extraction wells. The decrease of incoming seawater can be quickly detected in extraction wells, after putting off the injection wells the salinity increases again, but it does not get back to the situation prior to reinjection.

10- In the case of relocation of extraction wells, the amount of seawater in monitoring points in the first few years decreased significantly, but then began to rise, but in the final state it is still 76% lower than the baseline period.

This solution is particularly effective in the southern part, where water quality is not good for irrigation. Here, more wells should be abandoned and new ones drilled far away from the sea, but by this solution it would get better water quality and quantity. The incoming seawater can be reduced by 76%.

11- According to efficiency, and economic considerations I suggest the use of the subsurface barrier.

## ***KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS***

Köszönettel tartozom Szanyi Jánosnak és Kovács Balázsnak, a több éves együttműködésért, a konzultációkért, az átadott tudásukért.

Melegen köszönöm M. Tóth Tivadarnak és Varsányi Zoltánnénak a dolgozatomhoz nyújtott segítségét, építő kritikáikat.

Külön köszönet Barcza Mártonnak mindenre kiterjedő segítségéért, barátságáért.

Köszönöm az SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékének, hogy befogadott; és lehetőséget biztosított számomra a dolgozat elkészítéséhez.

## ***X. IRODALOMJEGYZÉK***

Abed Rabo R. (2000): Study of seawater intrusion into fresh groundwater in the coastal area. MS Thesis, civil engineering, Damascus University, Damascus Syria.

Abou Zakhem B., Hafez R. (2003): Environmental isotopes study of the aquifer system in the coastal area (Syria). AECS G FRSR report no. 285, Syria.

Abrams A., (1977): Mud Design to Minimize Rock Impairment Due to Particle Invasion, Journal of Petroleum Technology, pp.586-592.

Ackerer P., Youne's A., and Mose' R., (1999): Modeling variable density flow and solute transport in porous medium: 1. Numerical model and verification, Transp. Porous Media, 35(3), 345– 373.

Aliewi A.S., and Mackay R. (1998): Modelling saline water upconing in inland saline aquifers. Proceedings of the 15th Salt-Water Intrusion Meeting. Ghent, Belgium, 25-29 May 1998. Pages 7-16.

Allow K. (2011a): Seawater intrusion in Syrian coastal aquifers, past, present and future, case study, Arabian Journal of Geosciences, Volume 4, Numbers 3-4, pages 645-653.

Allow K. (2011b): Hypothetical thermohaline transportation study of pumping-reinjection wells in the geothermal field, Arabian Journal of Geosciences, Online First™, 30 May 2011

Allow K. (2011c): The use of injection wells and a subsurface barrier in the prevention of seawater intrusion, a modeling approach, Arabian Journal of Geosciences, Volume 5, Number 5, Pages 1151-1161.

Allow K., Szanyi J., Kovács B. (2011): Potential solutions in prevention of saltwater intrusion: a modelling approach, Advances in the Research of aquatic Environmental Earth Sciences, Part 4, 251-257, DOI: 10.1007/978-3-642-19902-8\_29

Andersland O. B., and Ladanyi B. (1994): An Introduction to frozen ground Engineering. New York: Chapman and Hall.

Appelo C.A.J. and Geirnar W., (1991): Processes accompanying the intrusion of salt water, [in:] Hydrogeology of Salt Water Intrusion - A Selection of SWIM Papers, II, 291-304.

Appelo C.A.J. and Postma D., (1993): Geochemistry, Groundwater and Pollution. Balkema, Rotterdam, 519 p.

Appelo C. A. J. and Willemssen A. (1987): Geochemical Calculations and Observations on Salt Water Intrusions. 1. A Combined Geochemical/Mixing Cell Model." J. Hydrol. 94: 313-330.

- Bear J. (1972): *Dynamic of Fluids in Porous Media*. Elsevier, New York, 764 pp.
- Bear J. B. (1979): *Hydraulics of Groundwater*, McGraw- Hill International Book Company, New York.
- Bear J., Cheng A.H.-D., Sorek, Shaul, Ouazar, Driss and Herrera, Ismael, and Eds (1999): *Seawater Intrusion in Coastal Aquifers - Concepts, Methods and Practices*". Dordrecht, The Netherlands, Kluwer Academic Publishers, 625 p.
- Benz L. C., Mickelson R. H., Sandoval F. M., and Carlson C. W., (1961): Ground-water investigations in a saline area of the Red River Valley, North Dakota. *J. Geo. Res.* 66:2435-2443.
- Bonacci O., Roje-Bonacci T. (1997): Sea water intrusion in coastal karst springs: example of the Blaž Spring (Croatia). *Hydrol Sci J* 42(1):89-100
- Bredehoeft J.D., and Pinder G.F., (1973): Mass transport in flowing groundwater. *Water Resources Res.* 9(1), 144-210
- Bués MA., Oltean C., (2000): Numerical simulations for saltwater intrusion by the mixed hybrid finite element method and discontinuous finite element method. *Transport in Porous Media* 2000; 40(2); 171-200.
- Busch K.F., and Luckner L. (1973): *Geohidraulik*, VEB Deutscher Verlag Für Grundstoffindustrie, Leipzig
- Calvache M.L., Pulido-Bosch A., (1994): Modeling the effects of salt-water intrusion dynamics for a coastal karstified block connected to a detrital aquifer. *Ground Water* 32, 767–777.
- Chiocchini U., Gisotti G., Macioce A., Manna F., Bolasco A., Lucarini C., Patrizi G.M., (1997): Environmental geology problems in the Tyrrhenian coastal area of Santa Marinella, Province of Rome, central Italy. *Environmental Geology* 32 (1), 1e8.
- Claasen H.C., and Cordes E.H. (1975): Two-well recirculating tracer test in fractured carbonate rock. *Nevada Hydrol. Sci. Bull*, 20(3), 367-382.
- Cooper H. H., (1964): A hypothesis concerning the dynamic balance of fresh water and salt water in a coastal aquifer: U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1613-C, p. 1-12
- Custodio E., Touris, Balagué S., (1981): Behaviour of contaminants after injection of treated urban waste water in a well. *International Symposium on Quality of Groundwater*. Noordwickerhout (Amsterdam). *Studies in Environmental Sciences*, Vol. 17. Elsevier, pp. 395-401.
- Daly C., (1982): Evaluation of procedures for determining selected aquifer parameters. Prepared for U.S. Army Toxic Hazardous Materials Agency, CR REL Report 82-41.

- Daniel D. E., and Koerner R. M., (2000): On the use of geomembranes in vertical barriers, *Advances in transportation and geoenvironmental systems using geosynthetics*, ASCE GSP 103, J. G. Zornberg and B. R. Christopher (Eds.), 81-93.
- Davis S., and DeWiest J.M (1966): *Hydrogeology*. New York: Wiley, P. 463
- Davis S.N., Whittemore D.O., and Fabryka-Martin J. (1998): Uses of chloride/bromide ratios in studies of potable water. *Ground Water* 36, no. 2: 338–350.
- Diersch HJ., (1988): Finite element modeling of recirculating density driven saltwater intrusion processes in groundwater. *Adv Water Resour* 1988; 11(1):25-43.
- Diersch HJ, Nillert P., (1990): Saltwater intrusion processes in groundwater: novel computer simulation, field studies and interception techniques. *Int symp on groundwater Monitoring and Management 1987*, Dresden, IAHS Publ, no 173; 1990:319-329.
- Diersch HJ., Prochnow D., Thiele M., (1984): Finite-element analysis of dispersion-affected saltwater upconing below a pumping well. *Appl Math Modelling* 1984; 8:305-312.
- Diersch HJ., and Kolditz O. (2005): Variable-density flow and transport in porous media: approaches and challenges, *WASY White paper Vol 2* (2005) 1-112.
- Diersch H. J., and Kolditz O. (1998): Coupled groundwater flow and transport: 2. Thermoline and 3D convection systems, *Adv. Water Res.*, 21, 401–425.
- Edworthy K.J., and Downing R.A., (1979): Artificial recharge and its relevance in Britain. *The Intrusion of Water Engineers and Scientists*, Vol. 33, March, London, pp. 151-172.
- Fidelibus M.D., and Tulipano L., (1996): Regional flow of intruding sea water in the carbonate aquifers of Apulia (Southern Italy). *Proceedings of the 14th Salt- Water Intrusion Meeting*, Malmö, Sweden; pp: 230-240.
- Frind E., (1982): Simulation of long-term transient density-dependent transport in groundwater. *Adv Water Resour* 1982;5:73-88.
- Galeati G., Gambolati G., and Neumann SP., (1992): Coupled and partially coupled Eulerian-Lagrangian model of freshwater-seawater mixing. *Water Resour Res* 1992; 28:149-165.
- Gambolati G., Putti M., Paniconi C., (1999): Three- dimensional model of coupled density-dependent flow and miscible salt transport. In: Bear J, Cheng AHD, Sorek S, Quazar D, Herrera I, editors. *Seawater intrusion in coastal aquifers*. Dordrecht: Kluwer Publ; 1999:315-362.
- Ghyben W.B., (1888): Nota in verband met de voorgenomen putboring nabij Amsterdam, *Tijdschrift van Het Koninklijk Inst. Van Ing.*

- Giménez E., Morell I., (1997): Hydrogeochemical analysis of salinization processes in the coastal aquifer of Oropesa (Castellón, Spain). *Environ. Geol.* 29, 118–131.
- Givan F., (2007): *Reservoir Formation Damage*, Elsevier 2007 pp937-1011
- Harbaugh A.W., Banta E.R., Hill M.C., (2000): MODFLOW-2000, the U.S. Geological Survey modular ground-water model - User guide to modularization concepts and the Ground-Water Flow Process. US Geology Survey Open-File Report 00-92.
- Henry H.R., (1964): Effects of dispersion on salt encroachment in coastal aquifers: U.S. Geological Survey Water-Supply Paper, 1613-C, p. C71-C84.
- Herzberg A., (1901): Die Wasserversorgung einiger nordseebader: J. Gasbeleucht. Wasserversorg., 44, p. 815-819.
- Holzbecher E., (1995): Modeling of saltwater upconing. In: Wang S, editor. II. Int conf Hydro-Science and Hydro-Engin, Proc Vol 2, Part A, Beijing 1995:858-865.
- Huyakorn P.S., Anderson P.F., Mercer J.W., and White Jr., H.O., (1987): Saltwater intrusion in aquifer: Development and testing of a three-dimensional finite-element model: *Water Resources Research*, v. 23, no. 2, p. 293-312.
- Iglesias A., and Porras J., (1978): Re-use of treated sewage for sea water intrusion control in Llano de Palma (Balearic Islands) . Seminar on Selected Water Problems in Islands and Coastal Areas with special regard to Desalinization and Groundwater. Malta. U.N. Economic Commission for Europe. Paper SEM5/R13 8 pgs.
- Istok J., (1989): *Groundwater Modeling by the finite Element Method*, American Geophysical Union, Water Resources Monograph Vol. 13.
- Kirsch F., and Richter TH., (2009): Ground freezing for tunneling under historical structures. ICSMGE, Alexandria/ Egypt.
- Kipp K. J., (1997): *Guide to the Revised Heat and Solute Transport Simulator: HST3D – Version 2*. Denver: USGS.
- Kolditz O., Ratke R., Diersch HJG., and Zielke W., (1998): Coupled groundwater flow and transport: 1. Verification of variable-density flow and transport models. *Adv Water Resour* 1998; 21:27-46.
- Kovács B., and Szanyi J., (2005): Hidrodinamikai és transzport modellezés II. Szegedi Tudományegyetem – Miskolci Egyetem – GÁMA-GEO, Szeged-Miskolc, p.213.
- Kresic N., (1997): *Quantitative Solutions in Hydrogeology and Groundwater Modeling*. p.461



Langevin C.D., and Guo W., (2002): User's Guide to SEAWAT, A computer program for simulation of threedimensional variable density groundwater flow. U.S Geological Survey, Open-File Report 01-434, Tallahassee, Florida.

Leslie Pearlman (1999): Subsurface containment and monitoring systems: Barriers and beyond. U.S. Environmental Protection Agency Office of Solid Waste and Emergency Response Technology Innovation Office Washington, DC.

Marton L., (2009): Alkalmazott hidrogeológia , ELTE Eötvös kiadó 271-321 pp.

McDonald M.G., Harbaugh A.W., (1988): A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model. . US Geology Survey Technical Water-Resources Investigation 6- A1.

Mercado A., (1985): The use of hydrogeochemical patterns in carbonate sand and sandstone aquifers to identify intrusion and flushing of saline waters. *Ground Water*, 23, 635-645.

Morris D.A., and Johnson A.I., (1967): Summary of hydrological and physical properties of rock and soil materials as analyzed by the hydrologic laboratory of the U.S.Geological Survey. USGS Water Supply Paper 1839-D.

Mulligan A.E., Evans R.L., Lizarralde D. (2007): The role of paleochannels in groundwater/seawater exchange. *J Hydrol* 335(3–4):313–329

Mutch R.D., JR., DiPippo G., and Hearty J.. (1981): Enviromental cleanup of the Monroe Township Landfill, Proc. ASCE National conference on Environmental Engineering. Atlanta.

Nicholson R.W., (1978): Drilling Fluid Formation Damage in Geothermal Wells", Geothermal Resources Council, Transactions, Vol.2-, pp.503-505, 1978.

Nutbrown D.A., (1977): Aquifer management in the context of saline intrusion. Fifth Salt Water Intrusion Meeting, Medmenham, England. Int. Hydrological Programme. PP. 78-87.

Oki K., Akehata T., and Shirai, T., (1975): A New Method for Evaluating the Size of Moving Particles with Fiber Optics, *Powder Technology*, 11, 51.

Oude Essink G.H.P., (1998): Simulating density dependent groundwater flow: the adapted MOC3D." Proc. 15th Salt Water Intrusion Meeting, Ghent, Belgium, 69-79.

Padilla F., Secretan Y. and Leclerc M. (1997a): On open boundaries in the finite element approximation of two dimensional advection-diffusion flows. *Int. J. Numer. Meth. Engng* 40, 2493-2516.

Padilla F., Benavente J. and Cruz-Sanjulián J. (1997b): Numerical simulation of the influence of management alternatives of a projected reservoir on a small alluvial aquifer affected by seawater intrusion (Almunecar, Spain). *Environ. Geol.* 33(1), 72-80.

- Paniconi C., Klhaifi I., Giacomelli A., Tarhouni J., (2001): A modelling study of seawater intrusion in the Korba coastal plain, Tunisia. *Physics and Chemistry of the Earth (B) Hydrogeology, Oceans and Atmosphere* 26 (4), 345–351.
- Petalas C.P., Diamantis J.V., (1999): Origin and distribution of saline groundwaters in the upper Miocene aquifer system, coastal Rhodope area, northeastern Greece. *Hydrogeology Journal* 7 (3), 305–316.
- Pinder G.F., and Cooper H.H., (1970): A numerical technique for calculating the transient position of the saltwater front: *Water Resources Research*, v. 6, no. 3, p. 875-882.
- Ponikarov V.P., (1966): Explanatory notes of the geological map of Syria, scale 1:200,000, sheets 1-37 XIX, 1-36 XXIV. *Selkhozpromexport* (1979) Hydrogeological and hydrological surveys and investigation in four areas of Syrian Arab Republic, vol. 1 and 2, Hydrology.
- Post V., Kooi H., Simmons C., (2007): Using hydraulic head measurements in variable-density ground water flow analyses. *Ground Water* 45:664–671
- Pulido-Bosch A., Lopez-Chicano M., Calaforra J. M., Calvache M. L., Machkova M., Dimitrov D., Velikov B. and Pentchev P., (1999): Groundwater problems in the karstic aquifers in the Dobrich region, northeastern Bulgaria. *Hydrol. Sci. J.* 44(6), 913-928.
- Putti M., Paniconi C., (1995): Picard and Newton linearization for the coupled model of saltwater intrusion in aquifer. *Adv Water Resour* 1995;18(3):159-170.
- Riley T.E., Goodman A.S., (1987): Analysis of saltwater upconing beneath a pumping well. *J Hydrology* 1987;89:169-204.
- Sandrine Portier, Laurent André and François-D., (2007): Vuataz, Review on chemical stimulation techniques in oil industry and applications to geothermal systems, Technical report, Deep Heat Mining Association – DHMA, Switzerland, May 2007.
- Sauter F.J., Leijnse A., and Beusen A.H.W., (1993): METROPOL. User's Guide. Report Number 725205.003. National Institute of Public Health and Environmental Protection. Bilthoven, the Netherlands.
- Segol G., and Pinder G.F., (1976): Transient simulation of saltwater intrusion in southeastern Florida, *Water Resources Res.* 12(1), 65-70.
- Segol G., (1993): Classic groundwater simulations: Proving and improving numerical models: Englewood Cliffs, N.J., PTR Prentice Hall, 531 p.
- Sheahan N.I., (1977): Injection/extraction well system – a unique sea water intrusion barrier. *Ground Water*, Vol. 15, No. 1, pp. 32-50.

- Shechter M., and Schwartz J., (1970): Optimal planning of a coastal collector. *Water Resources Research*, Vol., No. 4, pp. 1017-1024.
- Strack O.D.L., (1995): A Dupuit-Forcheimer model for three-dimensional flow with variable density. *Water Resour. Res.*, 31 (12): 3007-3017.
- Sukhija B.S., Varma V.N., Nagabhushanam P. and Reddy D.V., (1996): Differentiation of paleomarine and modern seawater intruded salinities in coastal groundwaters (of Karaikal and Tanjavur, India) based on inorganic chemistry, organic biomarker fingerprints and radiocarbon dating. *Journal of Hydrology*, 174, 173-201.
- Terzaghi S., Okada W., and Houghton L.D., (2004): Deep soil mixing In New Zealand - Role in slope stabilisation, *Proc. Int. Sympo. on Ground Improvement ASEP-GI 2004*: 285-294. Paris.
- Thomas M. et al (1997): Barrier technologies for environmental management. National academy press Washington, D. C.1997.
- Thomas M., Hurley (2009): Geo-institute of asce grouting committee jet grouting task force jet grouting guideline. American Society of Civil Engineers.
- Todd D.K., (1980): *Groundwater Hydrology*. Wiley, New York, 2nd Ed.
- Van Beek C.G.E.M., Breedveld R.J.M., Juhász-Holterman M., Oosterhof A., and Stuyfzand P.J. (2009): Cause and prevention of well bore clogging by particles, *Springer Hydrogeology Journal* (2009) 17: 1877–1886.
- Vandenberg A., (1975): Simultaneous pumping of fresh and salt water from a coastal aquifer. *Journal of Hydrology*. Vol. 24. PP. 37-43. Amsterdam.
- Velde B., (1977): *Clays and Clay Minerals in Natural and Synthetic Systems*, Elsevier, New York, 1977.
- Vengosh A. and Rosenthal E. (1994): Saline groundwater in Israel: its bearing on the water crisis in the country. *Journal of Hydrology* 156, 389-430.
- Vengosh A., and Pankratov I., (1998): Chloride/bromide and chloride/ fluoride ratios of domestic sewage effluents and associated contaminated ground water. *Ground Water* 36, no. 5: 815–824.
- Vetter O. J., and Kandarpa V., (1979): Scale Inhibitor Evaluation of Oil field and Geothermal Operations, SPE 7864, paper presented at the International Symposium on Oil field and Geothermal Chemistry, Houston, Texas, January 22-24, 1979.
- Volker RE., and Rushton KR., (1982): An assessment of the importance of some parameters for seawater intrusion and a comparsion of dispersive and sharp-interface modeling approaches. *J hydrol* 1982:56:239-250.

Voss C.I., (1984): A finite-element simulation model for saturated-unsaturated, fluid-density-dependent ground-water flow with energy transport or chemically-reactive single-species solute transport: U.S. Geological Survey Water-Resources Investigation Report 84-4369, 409 p.

Voss C. I., and Souza W. R., (1987): Variable density flow and solute transport simulation of regional aquifers containing a narrow freshwater-saltwater transition zone: *Water Resources Research*, v. 23, no. 10, p. 1851-1866.

Voss C.I., and Provost A.M., (2002): SUTRA, a model for saturated-unsaturated variable density ground-water flow with energy or solute transport: U.S. Geological Survey Open-File Report 02-4231, 250 p.

Ward D.S., (1991): Data input for SWIFT/386, version 2.50. Geotrans Technical Report, Sterling, Va.

Worcester B. K., Brun L. J., and Doering E. J., (1975): Classification and management of saline seeps in western North Dakota. *ND. Farm Res.* 33:1:3-7.

Zhang C., and Wang PP., (1998): MT3DMS, A modular three- dimensional multispecies transport model for simulation of advection, dispersion and chemical reactions of contaminants in groundwater systems. Documentation and user's guide. Departments of Geology and Mathematics, University of Alabama.

Zheng C., and Bennett G.D., (1995): Applied contaminant transport modeling, theory and practice: Van Nostrand Reinhold, 440 p.

Kútszám	Hónap	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>++</sup>	Ca <sup>++</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>==</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>==</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Tvsz
1	Május	2000	65	230	250	3100	140	400	1439	-0.1
	Augusztus	1600	60	168	180	2662	130	300	700	-0.8
2	Május	2246	25	261	638	4250	650	370	763	0.24
	Augusztus	1930	42	200	500	3722	500	320	364	-0.4
3	Május	2500	30	300	720	5467	200	300	435	0.61
	Augusztus	2150	28	240	600	4714	170	260	201	-0.1
4	Május	1700	50	150	400	3200	245	200	556	0.98
	Augusztus	1380	55	108	360	2765	200	180	201	0.18
5	Május	900	65	121	300	1870	145	400	214	1.13
	Augusztus	835	74	93	174	1600	100	380	71	0.3
6	Május	690	15	50	180	1300	30	300	82	1.22
	Augusztus	230	20	73	420	1134	21	300	11	0.42
7	Május	1220	9	192	340	2450	110	220	689	0.5
	Augusztus	390	8	134	416	1400	125	250	173	-0.1
8	Május	1400	22	60	350	2000	250	240	1132	0.55
	Augusztus	482	19	192	200	1400	165	250	17	0.05
9	Május	1050	118	300	180	1600	77	370	1832	0.87
	Augusztus	230	23	18	120	370	38	350	68	0.25

<b>10</b>	Május	550	7	162	200	1225	22	300	465	1.05
	Augusztus	207	6	24	180	430	22	360	101	0.3
<b>11</b>	Május	198	26	11	170	390	40	300	117	1.2
	Augusztus	195	43	24	140	390	22	340	92	0.14
<b>12</b>	Május	138	2	16	160	255	10	300	183	1.37
	Augusztus	138	11	10	200	354	27	300	101	0.54
<b>13</b>	Május	146	2	66	96	250	83	300	254	3.1
	Augusztus	105	8	44	140	245	23	300	188	2.03
<b>14</b>	Május	1080	5	168	360	1950	100	290	1060	0.97
	Augusztus	552	13	72	200	1075	100	300	185	0.51
<b>15</b>	Május	125	1	72	184	375	24	330	254	1.3
	Augusztus	59	2	48	120	155	30	330	134	0.66
<b>16</b>	Május	120	1	24	116	125	60	380	124	1.75
	Augusztus	47	1	48	100	82	50	370	98	1.05
<b>17</b>	Május	85	1	24	108	55	10	145	283	2.9
	Augusztus	29	1	12	120	85	10	310	34	2.15
<b>18</b>	Május	149	4	60	116	305	80	340	91	0.7
	Augusztus	177	1	41	120	295	85	350	78	0.2
<b>19</b>	Május	644	2	55	118	750	120	370	543	0.85

	Augusztus	150	3	50	116	310	122	320	3	0.29
<b>20</b>	Május	150	2	12	228	435	78	24	288	0.75
	Augusztus	204	2	43	100	295	85	340	113	0.35
<b>21</b>	Május	107	2	20	124	90	70	330	195	1.6
	Augusztus	23	2	26	72	25	75	220	56	1
<b>22</b>	Május	127	6	21	116	140	40	360	156	1.77
	Augusztus	52	5	50	72	125	42	320	28	1.15
<b>Sósvíz</b>		12500	435	1211	459	21940	2699	169		
<b>Édesvíz</b>		16	0.4	3	28	25	10	100		

1. Melléklet A termelt kutakban mért kationok és anionok koncentrációja (mg/l), és a talajvízszint (m) a vizsgált két legszélsőségesebb hónapban.

	Réteg	Tenger határ		Tárolás		Keleti határ		Kutak	
		Be	Ki	Be	Ki	Be	Ki	Be	Ki
Beavatkozás nélkül	1	12	53	4796	1345	0	0	0	53
	2	30349	1581	96286	127429	318	0	0	187922
	3	29450	0	7657	288	319	0	0	558
	4	248	0	961	0	289	0	0	558
	5	19809	0	6758	0	370	0	0	21204
	Összeg	79868	1634	116458	129062	1296	0	0	210295
Visszasajtolással	1	31	167	2688	41707	0	0	0	59
	2	5456	46841	86180	9610	312	0	65038	188046
	3	2418	527	6200	11532	313	0	6386	341
	4	146	50	778	192.2	283	0	310	62
	5	5425	9331	6448	384	313	0	36735	21204
	Összeg	13476	56916	102294	63426	1221	0	108469	209712
Felszín alatti gát	1	1	62	4464	8649	0	0	0	0
	2	1395	4898	134323	28830	343	0	0	187922
	3	1655	0	10664	11532	347	0	0	564
	4	136	0	1178	288	315	0	0	37
	5	4557	0	8711	384	349	0	0	21204
	Összeg	7744	4960	159340	49683	1354	0	0	209727
Kutak áthelyezése	1	1	59	1559	5862	0	0	0	0
	2	7161	2511	115134	2883	383	0	0	186930
	3	2164	0	9331	1153	389	0	0	1116
	4	186	0	1364	0	354	0	0	19
	5	12896	0	7967	0	396	0	0	21204
	Összeg	22407	2570	135355	9898	1522	0	0	209269

2. Melléklet A 2020 augusztusára számított vízmérleg a négy scenárió esetén (Beavatkozás nélküli helyzet, felszín alatti gát, visszasajtoló kutak és vízkivétel súlypontjának áthelyezése).



	Réteg	Tenger határ		Tárolás		Keleti határ		Kutak	
		Be	Ki	Be	Ki	Be	Ki	Be	Ki
Beavatkozás nélkül	1	12	53	4796	1345	0	0	0	53
	2	30349	1581	96286	127429	318	0	0	187922
	3	29450	0	7657	288	319	0	0	558
	4	248	0	961	0	289	0	0	62
	5	19809	0	6758	0	370	0	0	21204
	Összeg	79868	1634	116458	129062	1296	0	0	210295
Gáttal és kutak áthelyezésével	1	0.1	69	2838	19	0	0	0	0
	2	1071	4767	107100	540	21670	0	0	188046
	3	1671	0	10170	19	11940	0	0	558
	4	120	0	1500	3	20890	0	0	62
	5	3390	0	8490	0.1	22180	0	0	21204
	Összeg	6252	4836	130098	581	76680	0	0	209870

3. Melléklet A 2020 augusztusára számított vízmérleg a két scenárió esetén (Beavatkozás nélküli helyzet, a kombinált megoldás).